HAMBURGER WASSERBAU-SCHRIFTEN
Herausgegeben von Prof. Dr.-Ing. Peter Fröhle
2025

Norman Dreier

Klimawandelbedingte Veränderungen des örtlichen Seegangs und Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken

WASSERBAU
River and Coastal Engineering

Klimawandelbedingte Veränderungen des örtlichen Seegangs und Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken

Vom Protomotionsausschuss der
Technischen Universität Hamburg

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)

genehmigte Dissertation (Monografie)

von

Norman Dreier

aus

Greifswald

2025

1. Gutachter: Prof. Dr.-Ing. Peter Fröhle

2. Gutachterin: Prof. Dr. Daniela Jacob

Tag der mündlichen Prüfung: 02.12.2024

Lizenz:

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Das Werk steht unter der Creative-Commons-Lizenz Namensnennung 4.0 International (CC BY 4.0, https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/legalcode.de). Ausgenommen von der oben genannten Lizenz sind Teile, Abbildungen und sonstiges Drittmaterial, wenn anders gekennzeichnet.

DOI: https://doi.org/10.15480/882.14549

Norman Dreier https://orcid.org/0000-0002-7713-1522

Klimawandelbedingte Veränderungen des örtlichen Seegangs und Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken

von

Norman Dreier

Herausgegeben von

P. Fröhle

Technische Universität Hamburg

Institut für Wasserbau

Vorwort

Küstenregionen werden von den Folgen des Klimawandels besonders betroffen sein. Dies gilt zum einen für die aus dem Anstieg des Meeresspiegels zu erwartenden Veränderungen, zum anderen aber nicht zuletzt auch für die aus dem Klimawandel resultierenden Veränderungen der Wellenbedingungen. Die Veränderungen des mittleren Meeresspiegels haben direkte Konsequenzen unter anderem für den Hochwasserschutz und die Hinterlandentwässerung, die Veränderungen der Wellenbedingungen beeinflussen Sedimenttransporte, Erosions- und Akkumulationsbereiche an den Küsten und nicht zuletzt insbesondere auch die hydrodynamischen Belastungen auf Bauwerke und resultierend der Dimensionierung.

Hier setzt die Arbeit von Herrn Dr. Norman Dreier an, der sich zum Ziel gesetzt hat, auf der Grundlage hochaufgelöster regionaler Klimaprojektionen mögliche langfristige klimawandelbedingte Veränderungen des lokalen Seegangs entlang der deutschen Ostseeküste für mittlere Verhältnisse und extreme Ereignisse (Sturmbedingungen) zu ermitteln und die Auswirkungen der geänderten Belastungen auf Küstenschutzbauwerke zu quantifizieren und zu bewerten.

Dr. Dreier hat eine Dissertation mit einer eindrucksvollen Vielfalt an Ergebnissen verfasst. Im Ergebnis liefert die Arbeit einen klaren Erkenntnisgewinn im Hinblick auf die Analyse und Bewertung von klimawandelbedingten Veränderungen des örtlichen Seegangs und zu den daraus resultierenden Veränderungen von Bauwerksbelastungen.

Die Veränderungen der wesentlichen Seegangsparameter: Wellenhöhen, Wellenperioden und Wellenanlaufrichtungen werden sowohl für mittlere Verhältnisse als auch für Extrembedingungen (Stürme) für ausgewählte Lokationen, aber auch flächenhaft für die gesamte westliche Ostsee ermittelt und bewertet. Das Kapitel 4 der Arbeit enthält eine Fülle von Detailinformationen zu den ermittelten Veränderungen. Die Analyse der vorgenannten Veränderungen des Seegangs erfolgt auf Grundlage einer Modellkette bestehend aus i) globalen und ii) regionalisierten Klimamodellen zur Ermittlung der Antriebe (im Wesentlichen Wind) und iii) großräumigen, iv) regionalen und v) lokalen Seegangsmodellen als Impaktmodelle.

Daneben werden in der Arbeit die Aspekte: regionale Klimaprojektionen, Seegangsprojektionen, Meeresspiegelprojektionen, Ansätze zur Ermittlung der Veränderungen von seegangsinduzierten Belastungen von Küstenschutzwerken, Signifikanz statistischer Aussagen und der Umgang mit einem BIAS von Klimaprojektionen diskutiert. Zudem werden als Grundlage für die Bewertung der eigenen Ergebnisse für den Seegang statistische Abweichungen von Windinformationen der Klimamodelle zu gemessenen Größen analysiert und diskutiert.

Herr Dr. Dreier hat mit seinen Simulationsrechnungen einen Daten- und Wissensschatz erzeugt, der die Grundlage für eine Vielzahl weiterer Veröffentlichungen liefert.

Aus den exemplarisch durchgeführten quantitativen Analysen der Konsequenzen der vorgenannten Veränderungen des Seegangs und des Meeresspiegelanstiegs auf die Belastung von Bauwerken des Küstenwasserbaus wird deutlich, dass die Folgen des Klimawandels im Hinblick auf die Dimensionierung von Bauwerken an der Küste äußerst relevant sind und eine nicht zu unterschätzende Rolle bei der Dimensionierung von Bauwerken spielen.

Ich freue mich, dass Herr Dr. Dreier seine Dissertationsschrift mit dem Titel „Klimawandelbedingte Veränderungen des örtlichen Seegangs und Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken“ im Band 29 der Hamburger Wasserbauschriften veröffentlicht. Ich bin sicher, dass die Veröffentlichung auf breites Interesse in der Fachwelt trifft und wünsche den Leserinnen und Lesern viel Freude bei der Lektüre des Textes.

Hamburg, 04. Juni 2025

Peter Fröhle
Leiter des Instituts für Wasserbau der Technischen Universität Hamburg

Danksagung

Grundlage der Arbeit sind zum einen Wind-, Seegangs- und topographische Messdaten des Meeresbodens, der Schorre und des Strandes sowie Bauwerksdaten aus regelmäßigen Messungen der Küstenschutzbehörden der Länder und des Bundes, die im Rahmen dieser Arbeiten zur Verfügung gestellt wurden. Darüber hinaus wurden Ensembles hochauflösender regionaler Klimaprojektionen als zentraler Bestandteil der Arbeiten in verschiedenen nationalen und internationalen Forschungs- und Kooperationsprojekten zu den Auswirkungen des Klimawandels auf küstenwasserbauliche Fragestellungen in der Ostsee bereitgestellt. An dieser Stelle möchte ich allen an der Finanzierung, Ermöglichung und Durchführung dieser Projekte Beteiligten danken, die diese Arbeit erst möglich gemacht haben.

Grundlage der Arbeit war u.a. das Verbundprojekt „Regionale Anpassungsstrategien für die deutsche Ostseeküste“ (RAdOst) des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) im Rahmen der Fördermaßnahme „Klimawandel in Regionen zukunftsfähig gestalten“ (KLIMZUG), das EU-FP6-Verbundforschungsprojekt „Preparing for Extreme and Rare Events in Coastal Regions“ (PEARL), das Kooperationsprojekt zwischen GERICS und TUHH „Untersuchung der Bandbreiten simulierter Auswirkungen von Klimaänderungen bei der Verwendung von Ensemble Klimasimulationen in hydrologischen Modellen“ (Bandbreiten) und das vom Land Schleswig-Holstein, vertreten durch das Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt, Natur und Digitalisierung (MELUND) geförderte Verbundforschungsprojekt „Morphologische Projektionen für die Ostseeküste Schleswig-Holsteins“ (Ostseeküste 2100).

Mein besonderer Dank gilt meinem Doktorvater Prof. Dr.-Ing. Peter Fröhle für die Grundsteinlegung meiner beruflichen Tätigkeit, die als studentische Hilfskraft und später als wissenschaftlicher Mitarbeiter am damaligen Fachgebiet Küstenwasserbau des Instituts für Umweltingenieurwesen der Universität Rostock begann. Durch diese Tätigkeit wurde mein Interesse an küstenwasserbaulichen Fragestellungen, insbesondere an der Messung und Verarbeitung von hydrodynamischen Feldmessdaten sowie an der Seegangsmodellierung geweckt.

Neben der fachlichen Zusammenarbeit mit meinem Doktorvater, die mir stets viel Freude bereitet hat, den Anregungen und Diskussionen sowie der stetigen Motivation zur Fertigstellung der Arbeit möchte ich ihm auch für die persönliche Unterstützung danken, ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Danken möchte ich auch Frau Prof. Dr. Daniela Jacob für die Übernahme der Begutachtung der Arbeit sowie Herrn Prof. Dr.-Ing. Jürgen Grabe für die Leitung der Prüfungskommission und die anregende Diskussion der Ergebnisse im Kontext des Klimawandels und aktueller Sturmflutereignisse.

Da es nicht möglich ist, allen an der Arbeit direkt oder indirekt Beteiligten namentlich zu danken, möchte ich mich stellvertretend bei den Institutionen bedanken, die mich unterstützt haben. Mein besonderer Dank gilt den Küstenschutzbehörden der Länder (StALU-MM, LKN-SH und NLWKN) für die Bereitstellung von Grundlagendaten (z.B. zu Seegang, Topographie und Küstenschutzbauwerken) sowie für den Einblick in die Küstenschutzpraxis und die gute fachliche und persönliche Zusammenarbeit. Gleichzeitig gilt mein besonderer Dank den Institutionen Climate Service Center Germany (GERICS/Hereon), dem Max-Planck-Institut für Meteo-

rologie (MPI-M) sowie dem Institut Küstensysteme - Analyse und Modellierung, Abteilung Küstenklima und regionale Meeresspiegeländerungen (Hereon) für die Bereitstellung von Modelldaten sowie für Anregungen und Diskussionen zu Auswertungen regionaler Klimaprojektionen und Auswirkungen des Klimawandels auf zukünftige Seegangsverhältnisse in der Ostsee.

Weiterhin danke ich dem Deutschen Wetterdienst (DWD) / Universität Bonn für die Bereitstellung von Reanalyse-Winddaten sowie dem DWD für die Bereitstellung von Windmessdaten entlang der deutschen Ostseeküste, der Universität Rostock für die Bereitstellung von Seegangsmessdaten sowie dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) für die Bereitstellung von Wind- und Seegangsmessdaten im Bereich der deutschen Ostseeküste.

Danken möchte ich auch meinen Kolleginnen und Kollegen an der TUHH und der Universität Rostock, die mich in inhaltlichen Fragen konstruktiv unterstützt haben.

Vor allem danke ich meiner Frau Kristin von ganzem Herzen für ihre tatkräftige und moralische Unterstützung und für den Freiraum, den sie mir auch in turbulenten Zeiten gegeben hat.

Abstract

Für die Weiterentwicklung und Optimierung von Konzepten und Methoden zur Anpassung an den Klimawandel im Küstenschutz werden Informationen über mögliche klimawandelbedingte Veränderungen der hydrodynamischen Eingangsgrößen, insbesondere der lokalen Wasserstände und des lokalen Seegangs, benötigt, da diese zu den wichtigsten Eingangsgrößen für die Planung und Bemessung von Küstenschutzbauwerken zählen.

Die Arbeit leistet hierzu einen Beitrag durch die Entwicklung und Anwendung einer Methodik auf der Basis verschiedener Ensembles regionaler Klimaprojektionen zur räumlichen und zeitlichen Quantifizierung möglicher langfristiger klimawandelbedingter Veränderungen des lokalen Seegangs entlang der deutschen Ostseeküste für mittlere Verhältnisse und extreme Ereignisse sowie zur Abschätzung der Ensemblebandbreite (Unsicherheit) ausgewählter Klimaszenarien in Kombination mit Untersuchungen zur statistischen Signifikanz der Veränderungen.

Darüber hinaus wurden mögliche Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs und klimawandelbedingter Veränderungen der Seegangsverhältnisse auf die resultierenden Bauwerksbelastungen szenarienbasiert und exemplarisch für typische Küstenschutzbauwerke untersucht und bewertet.

Die Arbeiten basieren auf innovativen Methoden wie (i) der Nutzung von Ensembles räumlich und zeitlich hoch aufgelöster regionaler Klimaprojektionen zur erweiterten Analyse und Bewertung klimawandelbedingter Veränderungen des lokalen Seegangs sowie (ii) der Entwicklung und Anwendung einer Methode zur Seegangsberechnung (Hybridverfahren), die Langzeitberechnungen und die Bewertung von Unsicherheiten auf der Basis von Klimaprojektionsensembles derzeit überhaupt erst ermöglicht.

Die entwickelte Methodik wurde zur Berechnung des lokalen Seegangs im Bereich der südwestlichen Ostsee als Anwendungsfall eingesetzt, ist aber prinzipiell auch auf andere halbgeschlossene regionale Binnenmeere übertragbar, in denen der Seegang neben der Topographie im Wesentlichen durch das lokale Windfeld und nur wenig durch Dünungseffekte und nicht durch starke Strömungen beeinflusst wird.

Für die betrachteten Klimaprojektionsensembles und mittlere Verhältnisse wurden z.B. an westwindexponierten Standorten überwiegend statisch signifikante Zunahmen der Windgeschwindigkeit, der signifikanten Wellenhöhe und der mittleren Wellenperiode sowie Änderungen der mittleren Wind- und Wellenanlaufrichtungen zu westlicheren Richtungen hin festgestellt. Für extreme Ereignisse wurde dagegen kein eindeutiges (konsistentes) Signal und kein einheitlicher Trend gefunden. Insgesamt sind die Veränderungen durch eine hohe räumliche, zwischenjährliche und saisonale Variabilität gekennzeichnet und stellen einen Ausschnitt aus der gesamten Bandbreite möglicher zukünftiger Veränderungen des lokalen Seegangs dar.

Weiterhin wurde aufgezeigt, dass ohne Anpassung der Bauwerke und bei ungünstiger morphologischer Entwicklung durch den Meeresspiegelanstieg sowie durch klimawandelbedingte Veränderungen der Seegangsrandbedingungen sowohl die Seegangsbelastungen als auch die seegangsinduzierten Belastungen der Bauwerke sowie mögliche Schäden zunehmen und die funktionelle Wirksamkeit und die strukturelle Sicherheit der Bauwerke abnehmen.

Abstract

For the further development and optimization of concepts and methods for climate change adaptation in coastal protection, information on possible changes of hydrodynamic input variables, in particular local water levels and local waves, is needed, since these are among the most important input variables for the planning and design of coastal protection structures.

The work contributes to this by developing and applying a methodology, based on different ensembles of regional climate projections, for the spatial and temporal quantification of possible long-term climate change-induced changes of local wave conditions along the German Baltic Sea coast for average conditions and extreme events, as well as for the estimation of the ensemble bandwidth (uncertainty) of selected climate scenarios in combination with analyses of the statistical significance of the changes.

In addition, the effects of sea level rise and changes in local wave conditions due to climate change on the resulting structural loads were analyzed and evaluated using scenarios and typical coastal protection structures.

The work is based on innovative methods such as (i) the use of ensembles of regional climate projections with high spatial and temporal resolution for the extended analysis and assessment of climate change induced changes of local wave conditions and (ii) the development and application of a hybrid method for sea state calculation, which is currently the only one that allows long-term calculations and the uncertainty assessment based on climate projection ensembles.

The developed methodology has been used to calculate the local sea state in the area of the southwestern Baltic Sea as an application case, but can in principle also be applied to other semi-enclosed regional inland seas, where the sea state is mainly influenced by the local wind field and only to a small extent by swell effects and not by strong currents.

For example, for the climate projection ensembles and mean conditions considered, statistically significant increases in wind speed, significant wave height and mean wave period, as well as changes in mean wind and wave directions toward more westerly directions, were observed predominantly at sites exposed to westerly winds. In contrast, no clear (consistent) signal or uniform trend was found for extreme events. Overall, the changes are characterized by high spatial, interannual and seasonal variability, and represent a subset of the full range of possible future changes in local sea state.

It was also shown that without adaptation of the structures and in the case of unfavorable morphological development due to sea level rise and climate change induced changes in the wave boundary conditions, both the local wave conditions and the wave induced loads on the structures as well as possible damage will increase and the functional effectiveness and structural safety will decrease.

Inhalt

1 Einführung 15

1.1 Motivation und Zielsetzung 15

1.2 Gliederung und Aufbau 17

2 Stand des Wissens 18

2.1 Klimawandelbedingte Veränderungen des Seegangs 18

2.2 Auswirkungen des Klimawandels auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken 22

3 Methoden zur Erfassung und Bewertung von langfristigen Veränderungen des lokalen Seegangs sowie deren Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken 24

3.1 Allgemeines 24

3.2 Ansatz zur Ermittlung sowie Bewertung langfristiger klimawandelbedingter Veränderungen des lokalen Seegangs 25

3.2.1 Ansatz zur Ermittlung der Veränderungen 25

3.2.2 Ansatz zur Bewertung der Veränderungen 44

3.3 Regionale Klimaprojektionen 52

3.3.1 Allgemeines 52

3.3.2 Klimaszenarien 56

3.3.3 Übersicht der verwendeten Projektionen 61

3.4 Seegangsprojektionen 63

3.4.1 Allgemeines 63

3.4.2 Numerische Seegangsmodellierung (SWAN) 65

3.4.3 Hybridansatz 92

3.5 Meeresspiegelprojektionen 101

3.5.1 Mittlerer Wasserstand 102

3.5.2 Extremwasserstände 104

3.5.3 Auswahl von Szenarien 108

3.6 Ansatz zur Analyse und Bewertung der Veränderungen von seegangsinduzierten Belastungen von Küstenschutzbauwerken 109

3.6.1 Wellenauflauf und Wellenüberlauf an Seedeichen 109

3.6.2 Erforderliches Steingewicht und Zerstörungsgrad von Deckwerken 113

3.6.3 Dünenerosion 118

4 Analyse und Bewertung möglicher klimawandelbedingter zukünftiger Veränderungen des örtlichen Seegangs 121

4.1 Allgemeines 121
4.2 Veränderungen für mittlere Verhältnisse 122
4.2.1 Veränderungen von Häufigkeiten 122
4.2.2 Veränderungen von Mittelwerten 142
4.3 Veränderungen für extreme Ereignisse 167
4.3.1 Veränderungen 200-jährlicher signifikanter Wellenhöhen 167
5 Konsequenzen klimawandelbedingter hydrodynamischer Veränderungen für die Belastungen von Küstenschutzbauwerken 180
5.1 Allgemeines 180
5.2 Veränderungen des lokalen Seegangs bei einem lokalen Meeresspiegelanstieg und Veränderungen der Seegangsrandbedingungen 181
5.2.1 Veränderungen bei einem Anstieg des mittleren Wasserstandes 181
5.2.2 Veränderungen der Seegangsbelastung beim Anstieg eines Sturmflutwasserstandes 185
5.2.3 Veränderungen der Seegangsbelastung bei einem Sturmflutwasserstand und Veränderungen der Seegangsrandbedingungen 189
5.3 Beispielhafte Auswirkungen auf Seedeiche 194
5.4 Beispielhafte Auswirkungen auf Deckwerke 199
5.4.1 Erforderliches Steingewicht 199
5.4.2 Zerstörungsgrad 201
5.5 Beispielhafte Auswirkungen auf Dünen 202
5.5.1 Veränderung der Dünenkronenbreite 204
5.5.2 Veränderungen des Dünenabbruchvolumens 206
6 Zusammenfassung und Forschungsbedarf 208
7 Schrifttum 214
8 Anhang 244
8.1 Symbole 245
8.2 Abkürzungen 250
8.3 Begriffe 253
8.4 Tabellen 261
8.5 Beispiele 335
8.6 SWAN-Steuerskripte 346
8.7 Abbildungen 352

1 Einführung

1.1 Motivation und Zielsetzung

Küstenregionen gehören zu den vom Klimawandel besonders betroffenen Regionen und stehen in Zukunft vor großen Herausforderungen, z.B. durch den Meeresspiegelanstieg.

Aufgrund von Landnutzungsänderungen (Urbanisierung) sowie des Meeresspiegelanstiegs und der damit verbundenen Küstenerosion ist nach den Veröffentlichungen des IPCC (Kovats et al. 2014, S. 1302) und ohne Anpassungsmaßnahmen mit einem Anstieg der wirtschaftlichen Schäden und der Zahl der betroffenen Menschen in den Küstenregionen zu rechnen. Gleichzeitig besteht neben dem erhöhten Risiko auch ein großes Potential, durch geeignete Anpassungsmaßnahmen einen Großteil der prognostizierten Schäden zu vermeiden (ebd.).

Seit der Veröffentlichung des 4. Sachstandsberichts des IPCC (2007) und der Verabschiedung der Deutschen Anpassungsstrategie an den Klimawandel (DAS) im Jahr 2008 (Die Bundesregierung 2008) wurden in den deutschen Küstenländern Methoden und Strategien zur Anpassung an die Folgen des Klimawandels entwickelt und kontinuierlich an den aktuellen Wissensstand angepasst (Land-SH 2022; NLWKN 2010; StALU-MM 2022b).

Die entwickelten Methoden und Strategien tragen dazu bei, die durch den Klimawandel erhöhten Risiken und Kosten zu reduzieren und die finanziellen und materiellen Ressourcen für die Unterhaltung und den Neubau von Küstenschutzbauwerken besser zu nutzen.

Beispiele hierfür sind die in Schleswig-Holstein und Niedersachsen angewandten Konzepte des Klimadeiches und der Baureserve (Land-SH 2022, Thorenz und Drosten 2021). Darüber hinaus wird in den deutschen Küstenländern bei der Planung und Bemessung von Küstenschutzbauwerken ein einheitlicher Klimazuschlag bzw. ein Vorsorgemaß von +1,0 m in 100 Jahren verwendet (Hofstede 2022; LAWA 2020).

Für die Weiterentwicklung der Konzepte und Methoden werden Informationen über mögliche klimawandelbedingte Veränderungen hydrodynamischer Eingangsgrößen wie z.B. der lokalen Wasserstände und des lokalen Seegangs benötigt, da diese zu den wichtigsten Eingangsgrößen für die Planung und Bemessung von Küstenschutzbauwerken zählen (Fröhle 2000, Abb. 1).

Im Bereich der deutschen Ostseeküste sind mögliche zukünftige klimawandelbedingte Veränderungen des lokalen Seegangs, deren Bandbreiten (Unsicherheiten) und Variabilitäten sowie die daraus resultierenden Veränderungen der Belastungen typischer Küstenschutzbauwerke bisher wenig untersucht.

Ziel dieser Arbeit ist es daher, auf der Grundlage hochaufgelöster regionaler Klimaprojektionen mögliche langfristige klimawandelbedingte Veränderungen des lokalen Seegangs entlang der deutschen Ostseeküste für mittlere Verhältnisse und extreme Ereignisse sowie deren Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken szenarienbasiert zu quantifizieren und zu bewerten.

Dabei wird zunächst davon ausgegangen, dass es für einen Teil der betrachteten Klimaprojektionen im Jahresmittel und zum Ende des 21. Jh. insbesondere an westwindexponierten Küstenabschnitten und im Übergangsbereich infolge höherer Windgeschwindigkeiten über der Ostsee und mehr Ereignissen aus westlichen Richtungen, zu statistisch signifikanten Veränderungen der Häufigkeiten sowie der Mittelwerte charakteristischer Seegangsgrößen, z.B. der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} und der mittleren Wellenperiode T_{m02} hin zu höheren Werten und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m hin zu mehr westlichen Richtungen, sowie zu einer Zunahme extremer Wellenhöhen kommen wird.

Im Übergangsbereich bis zur Uferlinie bzw. bis zum Bauwerksfuß sind aufgrund des lokalen Meeresspiegelanstiegs und ohne Mitwachsen der Küstenmorphologie größere Wellenhöhen sowie längere Wellenperioden und Wellenlängen zu erwarten.

Eine Zunahme der Seegangsbelastung beim Mitwachsen der Küstenmorphologie resultiert dagegen vor allem aus einer Zunahme extremer Sturmflutwasserstände und veränderter Seegangsverhältnisse. Ein Trend zur Zunahme extremer Sturmflutwasserstände entlang der deutschen Ostseeküste ist jedoch bisher nicht zu beobachten (Fröhle et al. 2012) und für die Zukunft unsicher (Kapitel 3.5.2).

Die klimawandelbedingten Veränderungen der Seegangsverhältnisse vor und an den Bauwerken führen in Kombination mit dem Meeresspiegelanstieg ohne Anpassungsmaßnahmen zu einer Zunahme der seegangsinduzierten Belastungen sowie zu Schäden und einer Verringerung der funktionellen Wirksamkeit von Küstenschutzbauwerken.

Mögliche klimawandelbedingte Veränderungen der Belastungen sind daher im Rahmen der funktionellen und konstruktiven Bemessung neuer und der Anpassung bestehender Küstenschutzbauwerke durch geeignete Anpassungsmaßnahmen zu berücksichtigen.

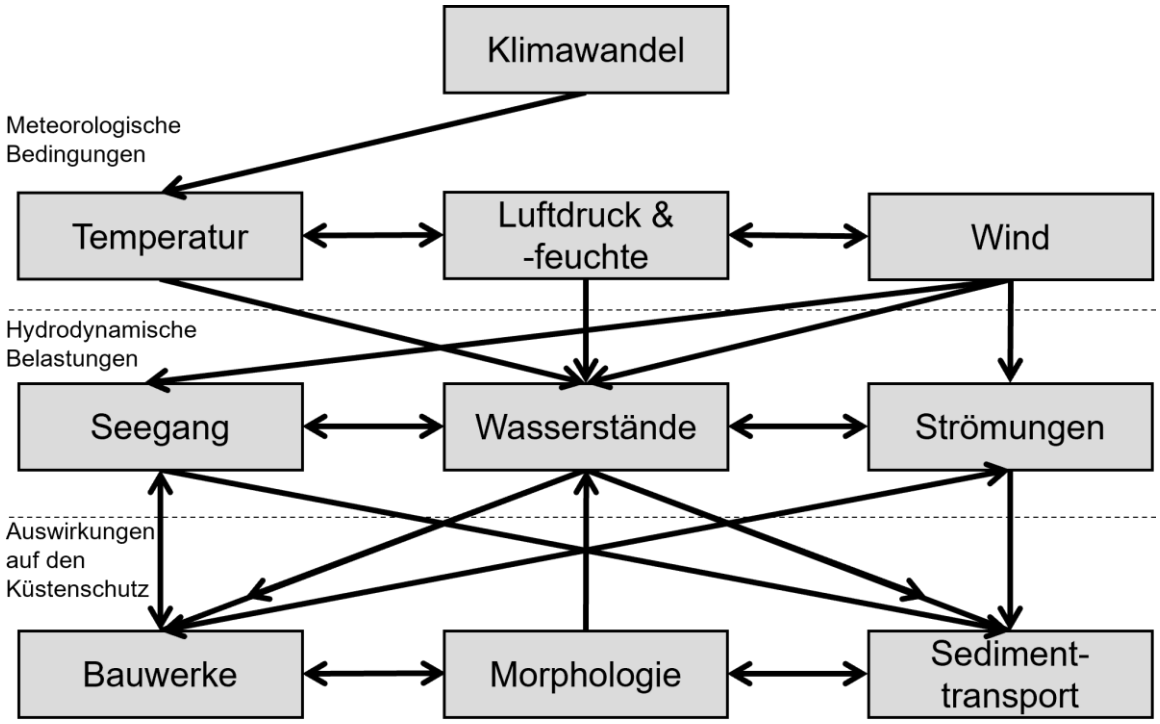


Abb. 1: Auswirkungen des Klimawandels auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken (nach Fröhle et al. 2002)

1.2 Gliederung und Aufbau

Nach einem Überblick über den Stand des Wissens in Kapitel 2 wird im Hauptteil der Arbeit in Kapitel 3 die in dieser Arbeit entwickelte und angewandte Methodik zur Erfassung und Bewertung zukünftiger klimawandelbedingter Veränderungen des lokalen Seegangs und möglicher Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken vorgestellt.

Die verwendeten Methoden zur statistischen Analyse und Bewertung der Veränderungen des Seegangs, z.B. hinsichtlich der statistischen Signifikanz der Änderungssignale, werden in Kapitel 3.2 erläutert.

Die Analyse der klimawandelbedingten Veränderungen des lokalen Seegangs im Übergangsbereich erfolgte auf der Grundlage einer Modellkette bestehend aus globalen und regionalen Klimamodellen als Antrieb und großräumigen, regionalen und lokalen Seegangsmodellen als Impaktmodelle, die in Kapitel 3.3 und Kapitel 3.4 vorgestellt werden.

Zum Abschluss des methodischen Teils werden in Kapitel 3.5 die in dieser Arbeit betrachteten Szenarien für den regionalen Meeresspiegelanstieg sowie in Kapitel 3.6 die verwendeten Methoden zur Analyse und Bewertung der Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs und der klimawandelbedingten Veränderungen der Seegangsbedingungen auf die Belastungen typischer Küstenschutzbauwerke an der deutschen Ostseeküste am Beispiel eines Seedeichs, eines Deckwerks und einer Küstenschutzdüne erläutert.

Darüber hinaus werden im Hauptteil der Arbeit in Kapitel 4 mögliche zukünftige klimawandelbedingte Veränderungen des lokalen Seegangs im Übergangsbereich für mittlere Verhältnisse und extreme Ereignisse sowie deren räumliche und zeitliche Variabilität auf der Basis verschiedener Ensembles regionaler Klimaprojektionen analysiert und die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) ausgewählter Klimaszenarien in Kombination mit Untersuchungen zur statistischen Signifikanz der Änderungssignale bewertet.

Am Ende der Arbeit werden zunächst in Kapitel 5.2 mögliche klimawandelbedingte Veränderungen des lokalen Seegangs im Übergangsbereich bis zur Uferlinie bzw. zum Bauwerksfuß bei einem Anstieg des mittleren Wasserstandes bzw. des Sturmflutwasserstandes sowie bei veränderten Seegangsrandbedingungen betrachtet.

Abschließend werden in den Kapiteln 5.3 bis 5.5 anhand von drei Fallbeispielen die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs und der klimawandelbedingten Veränderungen der Seegangsbedingungen am Bauwerk auf die Bauwerksbelastungen für typische Küstenschutzbauwerke an der Ostseeküste analysiert und bewertet.

Die Arbeit schließt mit einer Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse und einem Ausblick auf weiteren Forschungsbedarf in Kapitel 6.

2 Stand des Wissens

2.1 Klimawandelbedingte Veränderungen des Seegangs

Zukünftige regionale Veränderungen des lokalen Seegangs und des regionalen Meeresspiegels im Bereich der südwestlichen Ostsee hängen von zukünftigen globalen Entwicklungen wie dem globalen Meeresspiegelanstieg und den großräumigen Windverhältnissen ab.

Einen Überblick über den aktuellen Wissensstand zu den projizierten Veränderungen der Windverhältnisse, des Meeresspiegels sowie des Seegangs im Bereich der deutschen Ostseeküste gibt z.B. der zweite Sachstandsbericht des Baltic-Earth-Verbundes[1] zum Klimawandel im Ostseeraum (The BACC Author II Team 2015), der Hamburger Klimabericht (Storch et al. 2018) sowie Brasseur et al. (2023).

Weiterhin sind in den Baltic Earth Assessment Reports[2] (Christensen et al. 2022) Informationen zu den Veränderungen der Windverhältnisse über der Ostsee auf der Grundlage von Auswertungen von Klimaprojektionen des EURO-CORDEX-Ensembles (Jacob et al. 2014; Jacob et al. 2020) veröffentlicht.

Untersuchungen zu möglichen zukünftigen klimawandelbedingten Veränderungen des Seegangs auf der Basis von IPCC-Klimaprojektionen unterscheiden sich z.B. hinsichtlich i) der verwendeten räumlichen und zeitlichen Skalen, ii) der Methoden zur Seegangsvorhersage, z.B. numerische und empirisch/statistische Verfahren oder deren Kombinationen wie z.B. Hybridverfahren, iii) des Antriebs durch globale und regionale Klimamodelle sowie durch iv) verschiedener Emissionsszenarien bzw. Pfade und v) Realisierungen sowie vi) weiterer Anfangs- und Randbedingungen, z.B. Bathymetriedaten, Projektionen des Meeresspiegelanstiegs, der Meereisbedeckung etc.

Aktuelle Studien umfassen einerseits globale Seegangsprojektionen auf der Grundlage von Ensembles von CMIP5[3]-, z.B. Morim et al. (2020; 2019), bzw. CMIP6-Klimaprojektionen[4], z.B. Ibarra-Berastegui et al. (2023), Meucci et al. (2023; 2024) und Patra et al. (2023).

Mögliche zukünftige globale Veränderungen extremer Seegangsereignisse wurden z.B. von Meucci et al. (2020) analysiert.

Die Untersuchungen zukünftiger globaler Veränderungen des Seegangs bedingen aufgrund der großen Modellgebiete sowie des Ensemble-Ansatzes zur Quantifizierung von Unsicherheiten eine geringe räumliche und zeitliche Auflösung, z.B. $\Delta x = \Delta y \geq 50$ km und $\Delta t \geq 3$ h, welche nicht ausreichend ist zur Beschreibung der lokalen Seegangsverhältnisse in einem komplexen, halb geschlossenen flachen Binnenmeer wie der Ostsee.

Somit kann auf der Grundlage globaler Projektionen die natürliche räumliche und zeitliche Variabilität des lokalen Seegangs in der Ostsee nicht oder nicht ausreichend abgebildet werden.

---

[1] https://www.baltic-earth.eu/ (01.04.2024)
[2] https://esd.copernicus.org/articles/special_issue1088.html (01.04.2024)
[3] https://www.dkrz.de/de/kommunikation/klimasimulationen/de-cmip5-ipcc-ar5/AR5-CMIP5 (01.04.2024)
[4] https://www.dkrz.de/de/kommunikation/klimasimulationen/cmip6-de/de-cmip6 (01.04.2024)

Daher sind die Ergebnisse der globalen Studien ebenfalls nicht zur Ableitung von Seegangsverhältnissen für die Transformation an die Küstenschutzbauwerke geeignet.

Andererseits erfolgten erste Studien auf der Basis regionaler Seegangsprojektionen in der Ostsee auf der Grundlage von Klimaprojektionen des 4. Sachstandsberichts (4th Assessment Report, AR4) des IPCC (2007) und einem vereinfachten Modell durch Meier et al. (2006) bzw. dem numerischen Seegangsmodell der dritten Generation SWAN durch Kriezi und Broman (2008).

Aufgrund der vereinfachten Methodik zur Berechnung des Seegangs bzw. der mit $\Delta x = \Delta y \sim 22$ km bzw. 11 km und $\Delta t = 3$ h geringen räumlichen und zeitlichen Auflösung des verwendeten numerischen Modells können jedoch keine belastbaren Informationen zu den lokalen Veränderungen der Seegangsverhältnisse entlang der deutschen Ostseeküste aus den zuvor genannten Studien entnommen werden, da diese weder die komplexe Topografie mit geringen bis mittleren Wassertiefen noch die zeitliche und räumliche Variabilität der Seegangsverhältnisse im Gebiet der südwestlichen Ostsee ausreichend abbilden können.

Erste belastbare Untersuchungen im Gebiet der deutschen Ostseeküste mit zwei räumlich sowie zeitlich höher aufgelösten numerischen Seegangsmodellen der dritten Generation erfolgten mit SWAN (Booij et al. 1999) durch Dreier et al. (2014c) und WAM (Wamdi Group 1988) durch Groll et al. (2017).

Als Antrieb der beiden numerischen Modelle wurden regionale Klimaprojektionen des regionalen Klimamodells (RCM) COSMO-CLM (CCLM, Rockel et al. 2008; Böhm et al. 2006) mit Antrieb durch das globale gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modells (AOGCM) ECHAM5/MPIOM für zwei Realisierungen der SRES-Emissionsszenarien A1B und B1 (IPCC 2000) verwendet.

Nach Ergebnissen von Groll et al. (2017) kommt es am Ende des 21. Jh. zu einer Zunahme des 30-Jahresmittels der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} in allen Simulationen im Bereich des südwestlichen Ostsee von +5% bis +10%, mit den größten Zunahmen an westwindexponierten Lokationen, welche durch eine Zunahme des 30-Jahresmittels der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Veränderungen der Windrichtung Θ_W zu mehr westlichen Richtungen bedingt sind. Hinsichtlich der Veränderungen extremer Wellenhöhen, z.B. des 99%-Perzentils oder von Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, konnten keine belastbaren Veränderungen festgestellt werden.

Seegangsprojektionen auf der Basis der Pfade / RCPs (Representative Concentration Pathways) des 5. Sachstandsberichts des IPCC (2013) wurden z.B. mit SWAN für die gesamte Ostsee sowie mit Fokus auf die estnische Küste mit einer mittleren räumlichen Rechenauflösung von $\Delta x = \Delta y \sim 5{,}5$ km und einer täglichen Auflösung der Eingangsdaten von Suursaar et al. (2016) durchgeführt.

Als Antrieb diente eine mit $\Delta x = \Delta y \sim 12{,}5$ km und $\Delta t = 1$ d räumlich höher aufgelöste regionale Klimaprojektion von REMO mit Antrieb durch das AOGCM MPI-ESM-LR und für den Pfad RCP4.5. Die Studie bestätigte die Erkenntnisse der zuvor genannten Studien, dass es zu regional unterschiedlichen Veränderungen je nach der Exposition der Küste kommen kann. Gleichzeitig wurde insgesamt eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten über der Ostsee, insbesondere im Winter festgestellt.

Eine weitere Projektion für den Antrieb durch RCP8.5 mit WAM für die Nord- und Ostsee bei einer räumlichen Auflösung von $\Delta x = \Delta y \sim 5{,}5$ km sowie Antrieb durch eine mit $\Delta x = \Delta y \sim 12{,}5$ km und $\Delta t = 3$ h aufgelöste regionale Klimaprojektionen der vierten Version des Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model (RCA4) erfolgte durch Bonaduce et al. (2019).

In der Studie von Bonaduce et al. (2019) wurden eine leichte Abnahme der mittleren signifikanten Wellenhöhe H_{m0} von ca. -3% bis -5% im Bereich der südwestlichen Ostsee im Winter bzw. keine Veränderung im Sommer sowie keine wesentlichen Veränderungen der mittleren Wellenperiode T_{m02} festgestellt.

Da der lokale Seegang in der südwestlichen Ostsee im Wesentlichen durch die lokale Windsee geprägt ist (Fröhle 2000) und nicht wie z.B. in der Deutschen Bucht durch Dünungseinflüsse aus dem Nordatlantik beeinflusst wird, werden Untersuchungen zu regionalen Veränderungen des Seegangs in der Nordsee hier nicht weiter betrachtet. Einen Überblick über mögliche Veränderungen für die Nordsee geben z.B. Quante und Colijn (2016) sowie Storch et al. (2018).

Zusammenfassend ist aus den beispielhaft aufgeführten Studien zu schlussfolgern, dass die räumliche und zeitliche Auflösung der globalen- wie auch einiger regionaler Projektionen des Seegangs im Hinblick auf die Endanwendung im Küstenwasserbau zur Ermittlung der klimawandelbedingten Veränderungen des lokalen Seegangs sowie der daraus resultierenden Auswirkungen auf die Veränderungen der Belastungen von Küstenschutzbauwerken an der deutschen Ostseeküste unzureichend ist.

Dies ist zum einen darin begründet, dass zur Abbildung der räumlichen Variabilität des lokalen Seegangs insbesondere in stark gegliederten Küstengebieten mit Inseln, Buchten usw. eine höhere räumliche Auflösung von etwa $\Delta x = \Delta y \leq 1$ km erforderlich ist. Zum anderen bedingt die Betrachtung lokaler extremer Seegangsereignisse eine möglichst hohe zeitliche Auflösung von $\Delta t \leq 3$ h bis 4 h (Fröhle 2000).

Darüber hinaus werden, wie im Falle der globalen Projektionen und je nach Parametrisierung der numerischen Modelle, bestimmte Flachwasserprozesse, wie das wassertiefenabhängige Wellenbrechen, die Refraktion oder das Shoaling, entweder gar nicht (Meucci et al. 2020) oder nur bedingt durch verschiedene Ansätze in den Modellen und in unterschiedlicher Qualität in bestimmten Wassertiefenbereichen abgebildet (Booij et al. 1999; Alari und Raudsepp 2010).

Daher wird in dieser Arbeit das spektrale Seegangsmodell SWAN (Booij et al. 1999) verwendet, welches speziell für den Einsatz im Übergangs- sowie Flachwasserbereich in stark gegliederten Küstengebieten entwickelt und optimiert wurde. Zur Berechnung des lokalen Seegangs im Übergangsbereich wird eine gegenüber anderen Studien vergleichsweise hohe räumliche bzw. zeitliche Auflösung von $\Delta x = \Delta y = 1$ km bzw. $\Delta t = 1$ h verwendet, welche eine effiziente Berechnung des lokalen Seegangs auch für größere Seegebiete ermöglicht.

Darüber hinaus werden als Eingangsdaten für die Berechnungen ausschließlich transiente regionale Klimaprojektionen im Zeitraum von 1950 bzw. 1970 bis 2100 mit einer räumlichen bzw. zeitlichen Auflösung von $\Delta x = \Delta y \sim 12{,}5$ km und 22,5 km bzw. $\Delta t = 1$ h als Eingangsdaten zur Berechnung des Seegangs verwendet. Dies ermöglicht es sowohl die räumliche als auch die saisonale und zwischenjährliche Variabilität der Veränderungen des lokalen Seegangs zu analysieren und zu bewerten.

Aussagen über die Unsicherheiten der Veränderungen des lokalen Seegangs gibt es bislang nur auf der Basis globaler Modelle. Aufgrund des hohen Rechen- und Zeitaufwandes instationärer numerischer Simulationen werden regionale Projektionen des Seegangs häufig nur für einzelne antreibende Globalmodelle, Regionalmodelle, Emissionsszenarien bzw. Pfade, Realisierungen oder ausgewählte Zeiträume bzw. Zeitscheiben durchgeführt. Dies hat zur Folge, dass die Unsicherheiten der Projektionen in der Regel gar nicht oder nur unzureichend abgebildet bzw. bewertet werden können (Morim et al. 2018).

Da regionale Klimaprojektionen und somit auch die Veränderungen des Seegangs stark vom antreibenden GCM abhängig sind (Hemer et al. 2013) ist es sinnvoll, die Veränderungen für ein Multi-Modell-Ensemble mit mehreren antreibenden AOGCMs zu analysieren. Anhand des Multi-Modell-Ensembles kann die Bandbreite durch Modellunsicherheiten abgebildet werden, welche einen großen Anteil an der gesamten Bandbreite (Unsicherheit) ausmachen kann (Prein et al. 2011), insbesondere „je weiter die Simulation in die Zukunft reicht“ (Gobiet et al. 2017).

Daher wurden im Rahmen dieser Arbeit die Veränderungen des Seegangs einerseits auf der Grundlage verschiedener Ensembles, z.B. einem Multi-Modell- und Multi-Member-Ensemble, hochaufgelöster regionaler Klimaprojektionen für verschiedene Emissionsszenarien bzw. Pfade/RCPs, AOGCMs und RCMs sowie Realisierungen betrachtet und andererseits der Seegang mittels eines Hybridverfahrens (Kapitel 3.4.3) abgeleitet, wodurch transiente Zeitreihen der Seegangsparameter für einzelne Lokationen und unter einem deutlich reduzierten Rechen- und Zeitaufwand im Vergleich zu instationären numerischen Simulationen und für mehrere Ensemblemitglieder effizient berechnet und im Hinblick auf die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) ausgewertet werden konnten.

Dieser Ansatz ermöglichte z.B. den Vergleich und die Bewertung der Bandbreite durch Szenarien, Modellunsicherheiten und natürliche interne Variabilität.

Darüber hinaus ist im Hinblick auf die Bewertung der Veränderungen zu erwähnen, dass die Veränderungen des Seegangs auf der Grundlage regionaler Klimaprojektionen in den meisten Studien nicht im Hinblick auf die statistische Signifikanz sowie die Übereinstimmung der Modellergebnisse bewertet wurden, weshalb diese beiden Aspekte ebenfalls zur Bewertung der Ergebnisse in dieser Arbeit betrachtet werden.

2.2 Auswirkungen des Klimawandels auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken

Veränderungen der Seegangsbelastung von Deichen an der Nordsee für verschiedene Anpassungsmaßnahmen wurden z.B. durch Kaiser et al. (2011) auf der Basis numerischer Modelle untersucht.

Sierra et al. (2015) nutzten eine numerische Modellkette bestehend aus antreibenden Klimamodellen sowie hydrodynamischen Impaktmodellen zur Ermittlung der Veränderungen lokaler Wellenhöhen in Häfen.

Untersuchungen zu klimawandelbedingten Veränderungen der Belastungen von Bauwerken wurden, z.B. für die Belastungen durch Wellenauf- und -überlauf, auf der Basis einer numerischen Modellkette und Klimaprojektionen für einzelne Zeitscheiben von Tsoukala et al. (2016) durchgeführt. Der Wellenauflauf wurde hierbei mittels empirischer (Stockdon et al. 2006 bzw. CEM 2011) sowie numerischer Verfahren (MIKE21 BW) und der Wellenüberlauf nach dem empirischen Verfahren nach EurOtop (2007) berechnet. Die Veränderungen wurden anschließend für verschiedene Sturmflutkategorien bestimmt.

Verallgemeinerte Betrachtungen zu Veränderungen von Seegangsparametern in Abhängigkeit von der relativen Wassertiefe d/L_0 und den daraus resultierenden Veränderungen des Wellenauflaufs und –überlaufs sowie des erforderlichen Steingewichtes von Schüttstein-Wellenbrechern wurden auf der Basis empirischer / theoretischer Verfahren z.B. von Kim und Suh (2018), Cheon und Suh (2016) sowie Esteban et al. (2015) durchgeführt.

Hierbei wurden nur die aus dem Meeresspiegelanstieg resultierenden Effekte betrachtet (Cheon und Suh 2016; Esteban et al. 2015), aber auch in Kombination mit Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe im Tiefwasser (Kim und Suh 2018).

Die Ermittlung von Veränderungen des Steingewichtes von Schüttstein-Wellenbrechern erfolgte z.B. nach den Ansätzen von HUDSON (Kim und Suh 2018; Cheon und Suh 2016; Sierra und Casas-Prat 2014) sowie VAN DER MEER (Esteban et al. 2015).

Weiterhin wurden Veränderungen der Belastungen von Wellenbrechern infolge Wellenüberlauf (Ansätze nach Coastal Engineering Manual - CEM des US Army Corps of Engineers (USACE) und nach EurOtop) sowie Auswirkungen auf die Stabilität (Ansätze nach HUDSON und VAN DER MEER) bei einem Meeresspiegelanstieg und Veränderungen des Tiefwasserseegangs im Rahmen der Bewertung verschiedener Anpassungsoptionen durch Koftis et al. (2015) und Hogeveen (2021) betrachtet.

Darüber hinaus analysierten Sánchez-Arcilla et al. (2016) und Sierra und Casas-Prat (2014) mögliche Auswirkungen von Veränderungen der Wellenanlaufrichtungen, die z.B. für die funktionelle Wirksamkeit von Küstenschutzbauwerken, die den Sedimenttransport beeinflussen oder im Zusammenhang mit der Wellenausbreitung in und an Häfen relevant sind.

Zusammenfassend erfolgten die Untersuchungen zu Veränderungen von Belastungen, z.B. für die Veränderung von Steingewichten eines Wellenbrechers bzw. Deckwerks, auf der Basis einzelner Ansätze, wie z.B. HUDSON (CERC 1984), welcher jedoch nur für regelmäßige Wellen gültig ist (Guler et al. 2015).

Die Veränderungen der Belastungen von Küstenschutzbauwerken sind jedoch stets in Abhängigkeit von den lokalen hydrodynamischen und morphologischen Bedingungen zu analysieren und zu bewerten (Esteban 2015).

Zu möglichen klimawandelbedingten Veränderungen der Belastungen von Küstenschutzbauwerken an der deutschen Ostseeküste liegen bisher nur wenige Veröffentlichungen vor.

Erste Veröffentlichungen hierzu erfolgten z.B. in Fröhle et al. (2014b) und Fröhle (2012) im Rahmen des Verbundprojektes Regionale Anpassungsstrategien für die deutsche Ostseeküste (RAdOst) des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) im Rahmen der Fördermaßnahme Klimawandel in Regionen zukunftsfähig gestalten (KLIMZUG).

Diese Untersuchungen zu möglichen klimawandelbedingten Veränderungen der Belastungen von Küstenschutzbauwerken an der deutschen Ostseeküste werden im Rahmen von Fallbeispielen in dieser Arbeit vertieft und mit derzeitigen Berechnungsmethoden nach EurOtop (2018, 2019) aktualisiert. Darüber hinaus werden die Veränderungen der Belastungen infolge des Meeresspiegelanstiegs am Beispiel eines Deckwerks für die Ansätze nach HUDSON (CERC 1984), van der Meer, J. W. (1988) und van Gent et al. (2004) betrachtet, um einerseits die mögliche Bandbreite der Veränderungen der Belastungen und andererseits die Veränderungen des Zerstörungsgrades der Deckwerksschicht zu quantifizieren und zu bewerten.

3 Methoden zur Erfassung und Bewertung von langfristigen Veränderungen des lokalen Seegangs sowie deren Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken

3.1 Allgemeines

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine Methodik zur Erfassung und Bewertung möglicher klimawandelbedingter zukünftiger Veränderungen des lokalen Seegangs sowie der daraus resultierenden Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken entwickelt und angewendet (Abb. 69 im Anhang).

Mit Hilfe einer Modellkette (Abb. 69 im Anhang oben), bestehend aus verschiedenen Ensembles globaler und durch dynamisches Downscaling abgeleiteter regionaler Klimaprojektionen sowie numerischer Seegangssimulationen (Kapitel 3.4.2.2) und statistischen Verfahren auf der Basis lokaler Wind- und Seegangsmessungen (Hybridansatz, Kapitel 3.4.3), wurden mögliche klimawandelbedingte Veränderungen der lokalen Seegangsverhältnisse im Übergangsbereich für mittlere Verhältnisse sowie extreme Ereignisse ermittelt und die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) ausgewählter Klimaszenarien in Kombination mit Untersuchungen zur statistischen Signifikanz der Veränderungen bewertet.

Für die Analyse langfristiger zukünftiger Veränderungen des lokalen Seegangs im Übergangsbereich sowie der lokalen Windverhältnisse sind langjährige Zeitreihen charakteristischer Seegangsvariablen, im Folgenden auch Seegangsparameter genannt, wie z.B. die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, die mittlere Wellenperiode T_{m02} und die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, erforderlich, die anschließend mit statistischen Methoden ausgewertet bzw. bewertet werden müssen (Kapitel 3.2).

Die langjährigen Zeitreihen der Seegangsvariablen im Übergangsbereich wurden in dieser Arbeit entweder durch instationäre numerische Seegangssimulationen (Kapitel 3.4.2.2) oder durch einen kombinierten statistisch-numerischen Hybridansatz abgeleitet (Kapitel 3.4.3).

Zum Antrieb der numerischen Seegangssimulationen wurden als meteorologische Randbedingungen stündliche Windfelder in Form von Rasterdaten der Windvektorkomponenten in 10 m Höhe über der Meeres- bzw. Landoberfläche aus regionalen Klimaprojektionen verwendet, welche in numerischen Simulationen mit regionalen Klimamodellen berechnet wurden. Die in dieser Arbeit verwendeten regionalen Klimaprojektionen werden in Kapitel 3.3 näher beschrieben.

Um regionale Klimaprojektionen für die Impaktmodellierung nutzen zu können, wurden auf der Basis der Open Source Software Climate Data Operators[5] (CDO; Schulzweida 2022) Schnittstellen für die räumliche Interpolation auf ein einheitliches Gitter sowie die Konvertierung in das für den Import erforderliche Format entwickelt und angewendet.

[5] https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo/wiki/Cdo (01.04.2024)

Darüber hinaus wurden zum Postprocessing der Ergebnisse, z.B. zur Extrahierung von langjährigen Zeitreihen aus den instationären numerischen Simulationen sowie zur Umwandlung flächenhafter Ergebnisse in ein NetCDF-Format, Programmroutinen auf der Basis von Linux sowie CDO implementiert und genutzt (Kapitel 3.4.2.2, Pre- und Postprocessing).

Zur Analyse, Bewertung und Visualisierung der Ergebnisse wurden umfangreiche statistische Methoden, z.B. gleitende Mittelwerte, ein- und zweidimensionale Häufigkeitsverteilungen, extremwertstatistische Verfahren sowie Methoden zur Bewertung der statistischen Signifikanz, auf der Basis von Linux sowie R[6] erstellt, weiterentwickelt und angepasst.

Zur Ableitung der klimawandelbedingten Veränderungen der Seegangsbedingungen in der Nähe und an Bauwerken des Küsten- und Hochwasserschutzes ist der Seegang beginnend vom Tiefwasser- bzw. Übergangsbereich bis an das Bauwerk zu transformieren (Abb. 69 im Anhang mittig). Die Berechnung der Seegangsvariablen erfolgte in stationären numerischen Seegangssimulationen (Kapitel 3.4.2.3) und auf der Grundlage ausgewählter Szenarien für den lokalen relativen Meeresspiegelanstieg im Bereich der westlichen Ostsee (Kapitel 3.5.3).

Abschließend werden auf der Basis ausgewählter Szenarien für den lokalen relativen Meeresspiegelanstieg sowie den lokalen Seegang mögliche klimawandelbedingte Veränderungen der Belastungen beispielhaft für typische Küsten- / Hochwasserschutzbauwerke an der deutschen Ostseeküste und auf der Grundlage von empirischen bzw. numerischen Methoden analysiert und bewertet (Abb. 69 im Anhang unten, Kapitel 3.6).

Als Beispiele wurden mögliche Veränderungen der Belastungen von Seedeichen infolge Wellenüberlauf (Kapitel 3.6.1) sowie von Deckwerken in Form des erforderlichen Steingewichtes und des Zerstörungsgrades der Deckwerksschicht (Kapitel 0) als auch von Veränderungen der Erosion der Kronenbreite und des Erosionsvolumens einer Landesküstenschutzdüne (Kapitel 3.6.3) betrachtet.

3.2 Ansatz zur Ermittlung sowie Bewertung langfristiger klimawandelbedingter Veränderungen des lokalen Seegangs

3.2.1 Ansatz zur Ermittlung der Veränderungen

Der generelle Ansatz zur Ermittlung möglicher klimawandelbedingter Veränderungen des lokalen Seegangs im tiefen Wasser des Übergangsbereichs (seeseitig bis zur 10 m Wassertiefenlinie) besteht in der Anwendung einer Modellkette zur Ableitung von Seegangsprojektionen auf der Basis verschiedener Ensembles regionaler Klimaprojektionen (Kapitel 3.3), welche als meteorologische Randbedingungen für die Verfahren der Seegangsvorhersage genutzt werden (Abb. 69 im Anhang oben).

[6] https://www.r-project.org/ (01.04.2024)

Anschließend werden mit statistischen Methoden z.B. die Veränderungen der Häufigkeiten sowie der Mittelwerte über Zeiträume von mindestens 30 Jahren analysiert und die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) ausgewählter Klimaszenarien in Kombination mit Untersuchungen zur statistischen Signifikanz der Veränderungen bewertet (Kapitel 3.2.2).

Im Folgenden werden allgemeine Faktoren wie die Wahl des Referenzzeitraums und der Umgang mit dem BIAS von Klimaprojektionen erläutert, die die Bestimmung möglicher zukünftiger Veränderungen des lokalen Seegangs beeinflussen.

3.2.1.1 Wahl des Referenzzeitraumes

Zur statistischen Auswertung von Klimaprojektionen sind in Abhängigkeit von den betrachteten Klimavariablen möglichst lange Zeiträume von mehreren Jahrzehnten zu betrachten. Die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) schreibt für Klimaanalysen und in Abhängigkeit von den betrachteten Klimavariablen, z.B. für Temperaturen, einen Zeitraum von mindestens 30 Jahren vor (WMO 2018).

Anschließend werden die Klimavariablen für Zeiträume von mindestens 30 Jahren anhand statistischer Kenngrößen, z.B. Mittelwerten, Standardabweichungen und Häufigkeitsverteilungen, sowie extremwertstatistischer Methoden analysiert. Die zukünftigen Veränderungen der statistischen Kenngrößen der betrachteten Klimavariablen werden anschließend den Kenngrößen für die Vergangenheit in einem Referenzzeitraum gegenübergestellt.

Die WMO empfiehlt für historische Klimaanalysen sowie im Rahmen des Klimawandel-Monitorings den Referenzzeitraum 1961-1990, sofern keine anderen Gründe dagegen sprechen (WMO 2018; 2017).

Für bestimmte Untersuchungen, z.B. die statistische Auswertung von Beobachtungen oder die Ermittlung von Klima-Normwerten, empfiehlt die WMO, den Referenzzeitraum alle 10 Jahre anzupassen, z.B. auf die derzeit letzte Dekade 1991-2020. Dieser Ansatz wurde 2021 auch von der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) der USA übernommen[7].

Weitere Faktoren, die bei der Wahl des Referenzzeitraums eine Rolle spielen können, sind die Datenverfügbarkeit, z.B. von Beobachtungen oder auch von historischen Klimadatensätzen (Reanalysen), und der Trend der globalen Erwärmung (Hübener et al. 2017b).

Bestimmte globale und regionale historische (Raster-)Klimadatensätze, welche auf Beobachtungen basieren, werden daher auch für andere Perioden der jüngeren Vergangenheit, z.B. 1971-2000 oder 1981-2010, zur Verfügung gestellt, wie z.B. NOAA Extended Reconstructed SST V3b bzw. CPC Global Daily Temperature[8] (WMO 2018).

In dieser Arbeit wurde zur Auswertung von klimawandelbedingten Veränderungen für mittlere Verhältnisse der Referenzzeitraum 1971-2000 gewählt (Abb. 2 a).

---

[7] https://wmo.int/media/news/updated-30-year-reference-period-reflects-changing-climate (01.04.2024)

[8] Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California, United States

Die Wahl des Zeitraums 1971-2000 ist im Wesentlichen historisch bedingt, da die aus den regionalen Klimaprojektionen untersuchten Klimavariablen, die aus den bereitgestellten Windvektorkomponenten in 10 m Höhe über der Oberfläche abgeleiteten Variablen Windgeschwindigkeit U_{10} sowie Windrichtung Θ_w, für ausgewählte Klimaprojektionen von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM mit ausgewählten Stationsmessungen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) an der deutschen Ostseeküste verglichen wurden.

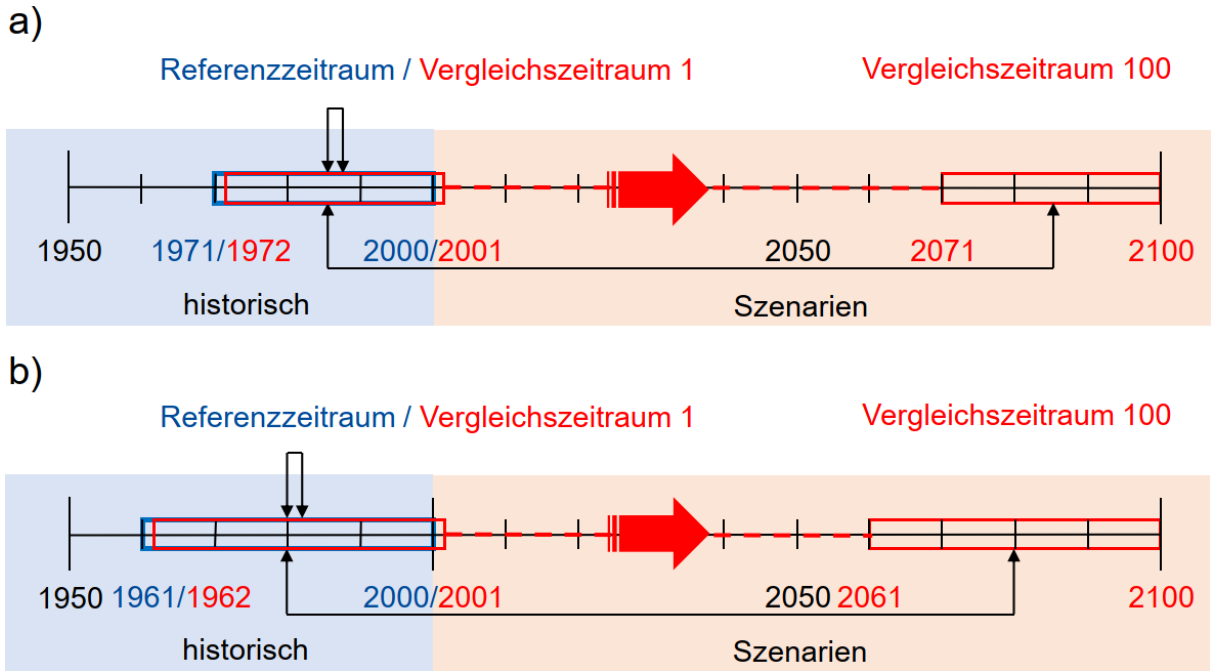


Abb. 2: Referenzzeitraum und gleitende Auswertung von regionalen Klimaprojektionen auf der Basis von CMIP3 für a) mittlere Verhältnisse und b) extreme Seegangsereignisse

Darüber hinaus wurde der Einfluss der Wahl des Referenzzeitraumes auf die Veränderungen des Seegangs im Übergangsbereich untersucht (Kapitel 4.2.2.1), indem die Veränderungen für den gewählten Referenzzeitraum 1971-2000 mit den Veränderungen für den von der WMO empfohlenen Referenzzeitraum 1961-1990 verglichen wurden.

Der Referenzzeitraum 1971-2000 wurde darüber hinaus im BMBF-Verbundprojekt „Regionale Klimaprojektionen Ensemble für Deutschland“ (ReKliEs-De)“ (Hübener et al. 2017a) sowie in einer Übersicht regionaler Klimaprojektionen für Europa und Deutschland (Jacob et al. 2012) verwendet.

Zur Analyse der klimawandelbedingten Veränderungen extremer Seegangsereignisse wurde der Referenzzeitraum auf 40 Jahre (1961-2000) ausgedehnt, um eine verbesserte Anpassung der Stichprobe an extremwertstatistische Verteilungsfunktionen zu ermöglichen (Abb. 2 b).

Das Prinzip der 30- bzw. 40-Jahres-Zeiträume sowie die Wahl des Referenzzeitraumes wurden für unterschiedliche regionale Klimaprojektionen auf der Basis von CMIP3 bzw. CMIP5 beibehalten, um die Veränderungen miteinander vergleichen zu können (Abb. 3).

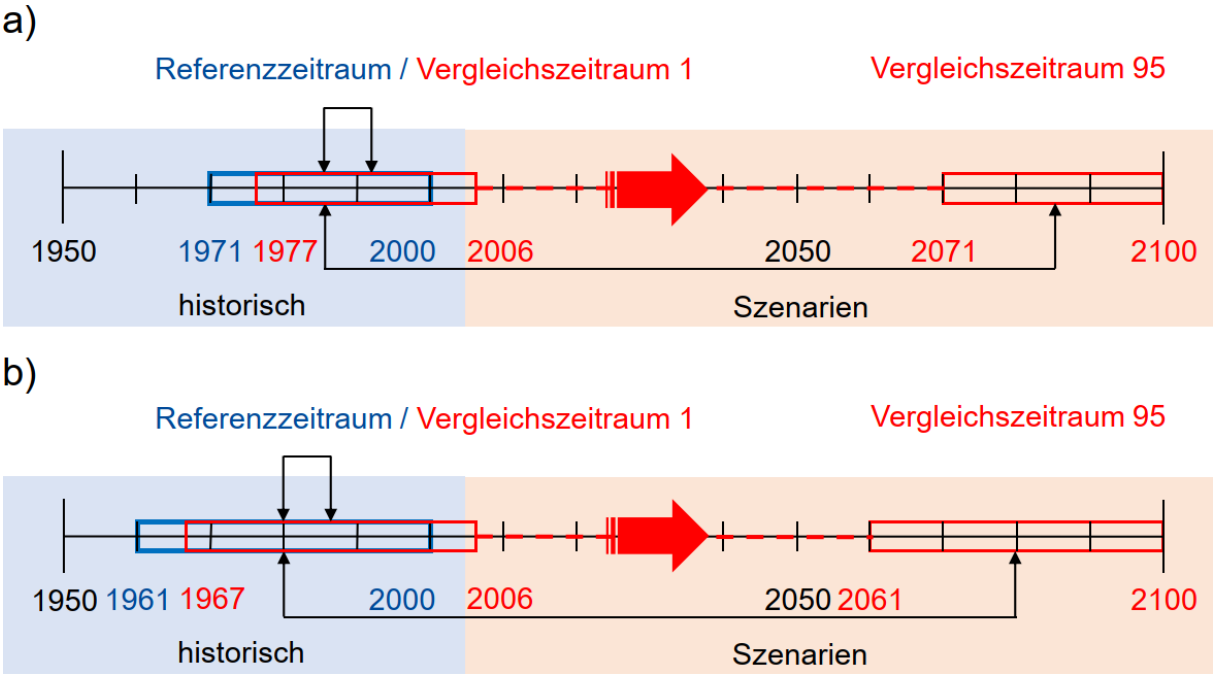


Abb. 3: Referenzzeitraum und gleitende Auswertung von regionalen Klimaprojektionen auf der Basis von CMIP5 für a) mittlere Verhältnisse und b) extreme Seegangsereignisse

3.2.1.2 Auswertungsperioden zukünftiger Zeiträume (Auswertungszeiträume)

Die Auswertung von Klimaprojektionen für zukünftige Zeiträume ist ebenfalls auf der Grundlage von Perioden über 30 Jahre oder länger durchzuführen. Die Veränderungen werden je nach Fragestellung für ausgewählte Zeiträume dargestellt, z.B. zur Mitte bzw. am Ende des 21. Jh. in den Zeiträumen 2021-2050 bzw. 2071-2100 (vgl. z.B. Auswertungen im Projekt ReKliEs-De, Hübener et al. 2017a).

Auch wenn Auswertungen für einzelne Zeitscheiben, z.B. aufgrund rechentechnischer Beschränkungen bei der Durchführung komplexer numerischer Simulationen, weit verbreitet sind, bilden diese u. U. nicht die komplette Bandbreite möglicher zukünftiger Änderungen ab. Für einzelne Zeitscheiben ist es z.B. nicht möglich, die zwischenjährliche Variabilität der Veränderungen zu analysieren und zu bewerten.

In dieser Arbeit werden die Veränderungen für mittlere Verhältnisse beispielhaft für die Mitte (2021-2050) sowie das Ende des 21. Jh. (2071-2100) analysiert und bewertet. Die Datengrundlage der Klimaprojektionen und der daraus abgeleiteten Seegangsprojektionen umfasst dabei jedoch stets den ganzen zur Verfügung stehenden Zeitraum, z.B. 1950-2100, d.h. prinzipiell können die Veränderungen für beliebige Auswertungs- und Referenzzeiträume dargestellt werden.

In der Klimamodellierung wird zwischen transienten Simulationen und Zeitscheibenexperimenten unterschieden (IPCC 2021b). Während transiente Simulationen das Klima über einen längeren Zeitraum zwischen Vergangenheit und Zukunft darstellen, repräsentieren Zeitscheibenexperimente nur das Klima innerhalb eines bestimmten Zeitraums, z.B. 30 Jahre.

Klimaprojektionen im Rahmen des Coupled Model Intercomparison Project (CMIP)“[9,10] decken beispielsweise den Zeitraum 1850-2100 ab und sind für den Zeitraum 1950-2100 verfügbar (Abb. 2 bzw. Abb. 3).

In dieser Arbeit wurden ausschließlich transiente Klimaprojektionen für die Bewertung der klimawandelbedingten Veränderungen verwendet. Dies ermöglicht z.B. die Analyse der Ensemblebandbreite für ausgewählte Klimaszenarien sowie der zwischenjährlichen Variabilität der Veränderungen. Dazu wurden die Veränderungen auf der Basis langjähriger Zeitreihen und jeweils für einen gleitenden Auswertungszeitraum von 30 bzw. 40 Jahren z.B. nach der Methode des gleitenden Mittelwerts ermittelt.

Die Methode des gleitenden Mittelwerts wird häufig zur Trendermittlung im Rahmen von Zeitreihenanalysen verwendet (Hennemuth et al. 2013). Voraussetzungen für das relativ einfache Verfahren sind lange und lückenlose Zeitreihen der Klimaprojektionen. Das Prinzip des Verfahrens der gleitenden Auswertungszeiträume ist in Abb. 2 bzw. Abb. 3 dargestellt.

Vor der Anwendung des Verfahrens muss festgelegt werden, ob das zeitliche Fenster rechtsseitig, linksseitig, zentriert oder dynamisch angeordnet werden soll. Bei sämtlichen Varianten, außer dem dynamischen Fenster, entsteht ein Versetzungseffekt, d.h. es sind weniger gleitende Mittelwerte vorhanden als Originaldaten.

Zur Ermittlung der Veränderungen wurden in dieser Arbeit ausschließlich rechtsseitige Fenster angewendet. Am Beginn des zukünftigen Zeitraumes, welcher von den Klimaszenarien abgedeckt wird, d.h. für Projektionen auf der Basis von CMIP3 bzw. CMIP5 das Jahr 2001 bzw. 2006 umfasst das 30-Jahres-Fenster ein Jahr mit Daten der Szenariensimulationen und 29 Jahre mit Daten der historischen Simulation (Abb. 2 bzw. Abb. 3). Für das Jahr 2000 als letztes Jahr des gewählten Referenzzeitraums ist die Veränderung der betrachteten Variablen somit stets Null. Ein Vorteil dieser Vorgehensweise ist z.B. der kontinuierliche Übergang in der Darstellung der gleitenden Mittelwerte bzw. deren Veränderungen vom Referenzzeitraum in den von den Szenarien abgedeckten Zukunftszeitraum, wodurch Sprünge beim Übergang vermieden werden.

3.2.1.3 Umgang mit dem Bias von Klimaprojektionen

Einer der ersten Schritte im Umgang mit Klimaprojektionen besteht in der Prüfung auf Vollständigkeit sowie auf Plausibilität der Daten im Vergleich zu Beobachtungen, was auch als „Evaluierung der Modellsimulationen“ (Jacob et al. 2012) bezeichnet wird.

Werden in dem Vergleich systematische Abweichungen zwischen den statistischen Langzeit-Kenngrößen der betrachteten Klimavariablen aus der Simulation und Beobachtungen über einen Zeitraum von mindestens 30 Jahren festgestellt, spricht man von einem Bias.

Der Bias regionaler Klimaprojektionen kann sich u. U. in Impaktmodellen ungünstig auswirken und zu einer fehlerhaften Interpretation von Ergebnissen führen (Kapitel 3.4.3).

---

[9] https://www.dkrz.de/de/kommunikation/klimasimulationen/de-cmip5-ipcc-ar5/AR5-CMIP5 (01.04.2024)
[10] https://www.dkrz.de/de/kommunikation/klimasimulationen/cmip6-de/de-cmip6 (01.04.2024)

Der Vergleich z.B. von 30-Jahres-Mittelwerten aus einer numerischen Klimasimulation mit langjährigen Mittelwerten aus Beobachtungsdaten, die an einer einzelnen Station gemessen wurden, ist jedoch als problematisch anzusehen.

Dies liegt u. a. daran, dass die Modelldaten einen räumlichen Mittelwert der Klimavariablen über eine Gitterzelle darstellen, während die Stationsmessungen nur einen einzelnen Punkt repräsentieren. Messungen an einer einzelnen Station können daher selbst bei räumlich höher aufgelösten Modellen mit einer Auflösung von z.B. $\Delta x = \Delta y = 12{,}5$ km nicht repräsentativ für das Gebiet einer oder mehrerer Gitterzellen im Modell sein.

Zudem können die Bezugshöhen der Klimavariablen, z.B. für Windverhältnisse 10 m über der Oberfläche, von der Höhe der Messposition der Beobachtungsstation, z.B. bei Messungen auf einem Leuchtturm, abweichen, sodass die Beobachtungsdaten zum Vergleich auf die Modellbezugshöhen interpoliert werden müssen (Jacob et al. 2012).

Eine mögliche Lösung zum Vergleich von Klimadaten mit Beobachtungsdatensätzen ist der Vergleich von historischen Läufen regionaler Klimamodelle mit hochaufgelösten Reanalysedatensätzen bzw. Evaluierungsläufen.

Reanalysen sind Analysen von operationellen Wettermodellen wie z.B. COSMO, die die atmosphärischen Zustände für die Vergangenheit konsistent und unter Einbeziehung von Beobachtungen durch Datenassimilation beschreiben[11]. Beispiele für regionale bzw. globale Reanalysedatensätze sind COSMO-REA6, -REA2, -ENS-REA12[12] bzw. ERA-Interim[13] und ERA5[14] des ECMWF.

Evaluierungsläufe sind numerische Simulationen mit einem regionalen Klimamodell und Antrieb durch einen Reanalysedatensatz, z.B. REMO mit Antrieb durch ERA-Interim (Kapitel 3.3).

Darüber hinaus ist nach Empfehlungen zum Umgang mit Klimamodelldaten (Benestad et al. 2017) zu beachten, dass bei einem Vergleich oder der Analyse von Zeitreihen aus Klimaprojektionen die Daten nicht an einem einzigen Gitterpunkt extrahiert werden sollten, sondern stattdessen ein Gebietsmittel über mehrere Gitterpunkte, z.B. eine Matrix von 4 (2 x 2) bis 9 (3 x 3) Gitterboxen (Jacob et al. 2008), berechnet werden sollte.

Die Entscheidung über die zu berücksichtigende Anzahl der Gitterzellen für die Mittelung sollte in Abhängigkeit von der räumlichen Auflösung der Simulationsdaten, den Anforderungen an die Eingangsdaten des Impaktmodells sowie der statistischen Auswertung mittlerer oder extremer Verhältnisse, z.B. im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen, getroffen werden.

Eine einfache räumliche Mittelung ist je nach räumlicher Auflösung der regionalen Klimamodelldaten problematisch bei der Mittelung von Gitterboxen entlang der Küste, die z.B. unterschiedliche Landanteile aufweisen. Daher wurde ein spezielles Verfahren zur räumlichen Mittelung von räumlich hochaufgelösten Klimaprojektionen mit ca. $\Delta x = \Delta y \sim 12{,}5$ km entwickelt und angewendet (Kapitel 4.1).

---

[11] https://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaueberwachung/reanalyse/reanalyse_node.html (01.04.2024)
[12] https://reanalysis.meteo.uni-bonn.de/ (01.04.2024)
[13] https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-interim (01.04.2024)
[14] https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis (01.04.2024)

Nachfolgend werden beispielhaft zur Darstellung des Bias der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung in 10 m Höhe, Winddaten aus historischen Läufen regionaler Klimamodelle und einem Antrieb durch verschiedene Globalmodelle mit Stationsmessungen des DWD sowie mit einem Evaluierungslauf des regionalen Klimamodells (RCM) REMO verglichen.

Vergleich historischer Läufe regionaler Klimamodelle bzw. einem Evaluierungslauf mit Stationsmessungen des DWD

COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM

Für die Vergleiche wurden stündliche Simulationsdaten an ausgewählten Gitterpunkten von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM im Datenstrom D3 (Abb. 4) und für 3 Realisierungen mit Windmessungen an den DWD-Stationen Rostock-Warnemünde, Travemünde und Westermarkelsdorf / Fehmarn (Abb. 5) in Form eindimensionaler relativer Häufigkeitsverteilungen (Abb. 70 und Abb. 71 im Anhang) und monatlicher 30-Jahres-Mittelwerte sowie Standardabweichungen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung im Referenzzeitraum 1971-2000 gegenübergestellt (Abb. 72 und Abb. 73 im Anhang).

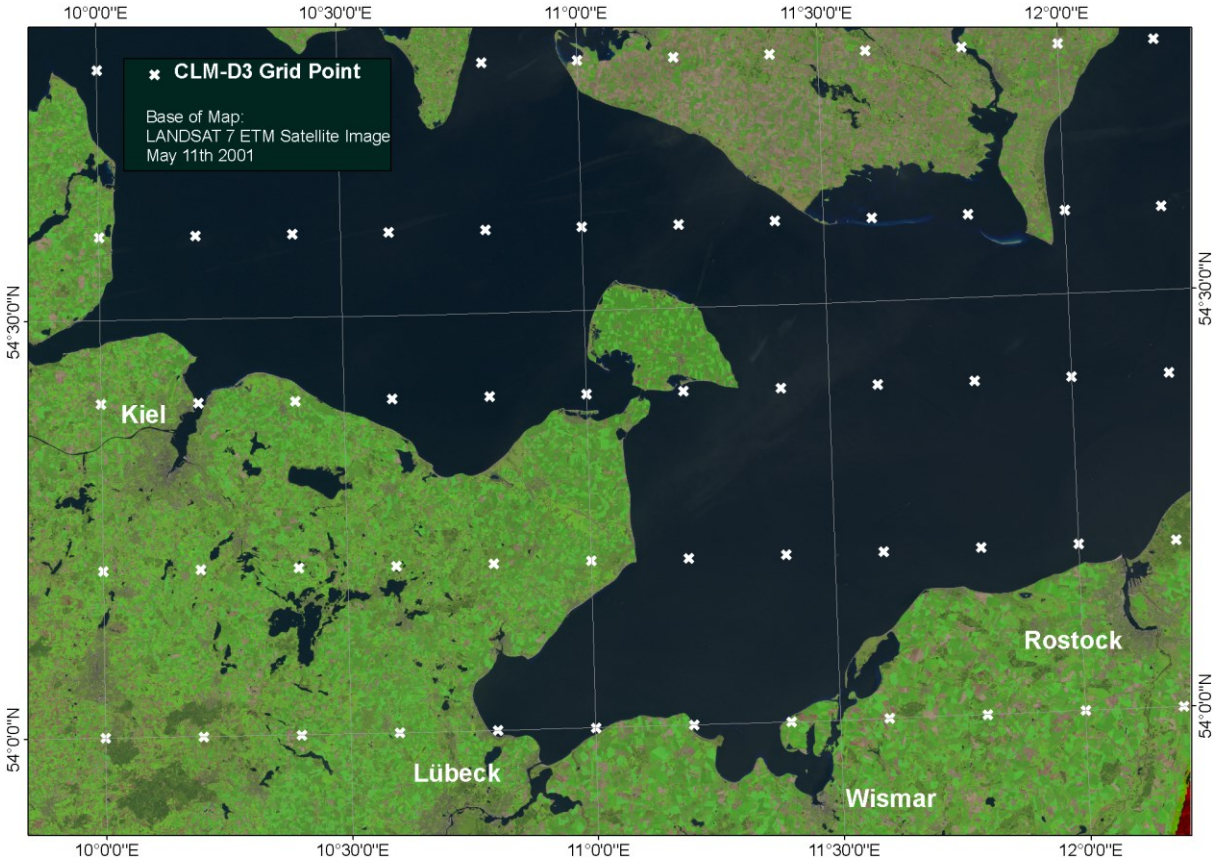


Abb. 4: Gitterpunkte COSMO-CLM im Datenstrom D3, Hintergrund: Landsat 7 (URCE)

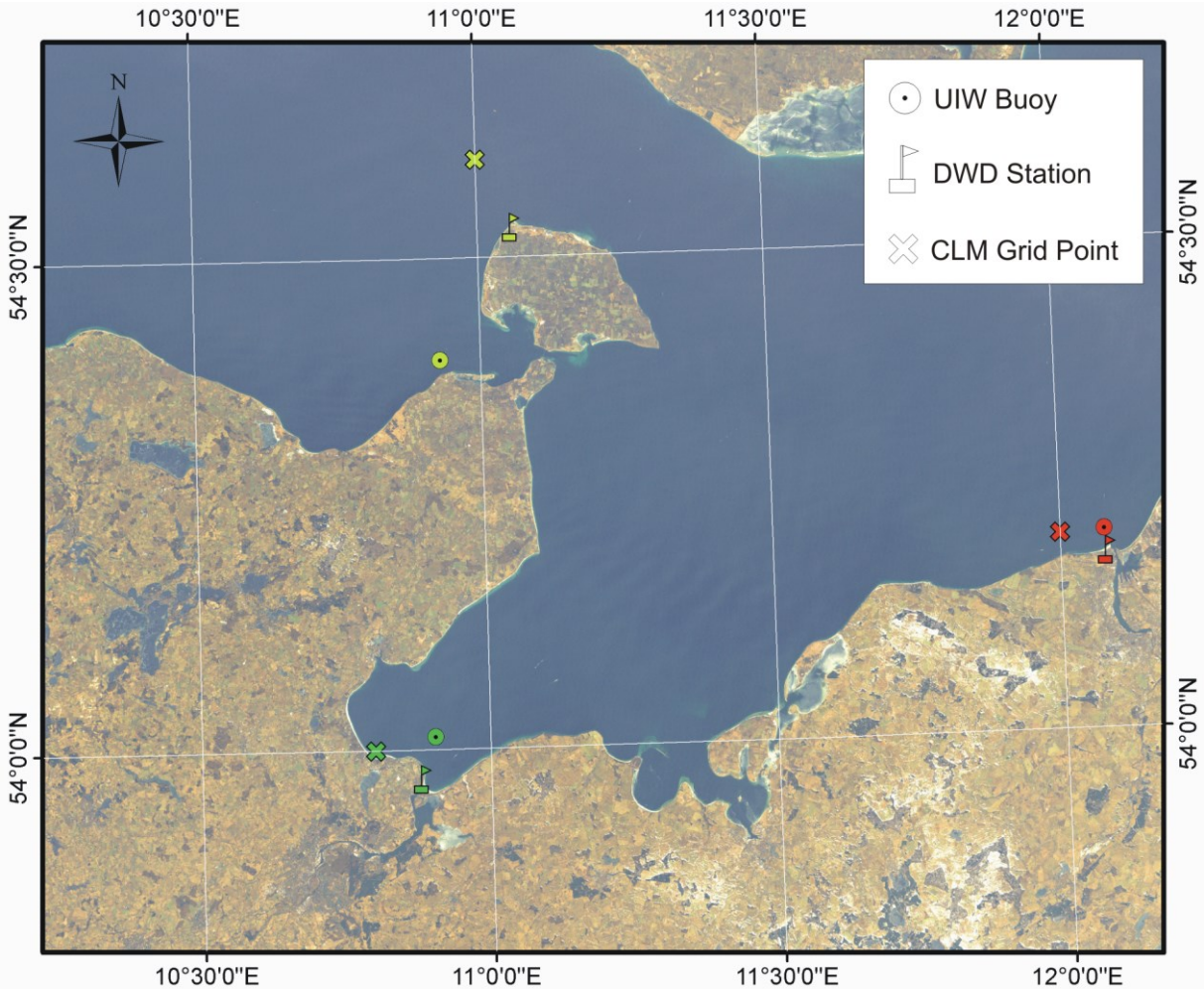


Abb. 5: Ausgewählte DWD-Stationen von Ost nach West: Rostock-Warnemünde, Westermarkelsdorf / Fehmarn, Travemünde (Fahnen) und Gitterpunkte COSMO-CLM im Datenstrom D3 (x) sowie Bojenmessungen URCE von Ost nach West: Warnemünde 1, Heiligenhafen, Brodten (Kreise), Hintergrund: Landsat 7 (URCE 2011, Abb. 16)

Die empirische Standardabweichung s nach Gl. (2) wurde basierend auf der empirischen Varianz s^2 nach Gl. (1) wie folgt berechnet:

$$s^2 = \frac{1}{n} * \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2 \qquad (1)$$

mit:

n	Anzahl der stündlichen Daten innerhalb des 30-Jahreszeitraumes
i	natürliche Zahl von 1 bis n
x_i	Wert an der Stelle i
$\bar{x}$	Mittelwert der Stichprobe

$$s = \sqrt{s^2} = \sqrt{\frac{1}{n} * \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2} \qquad (2)$$

Qualitätsgeprüfte historische sowie aktuelle, noch nicht vollständig qualitätsgeprüfte Messdaten von Windgeschwindigkeit und Windrichtung wurden vom Open-Data-Server des DWD[15] in stündlicher[16] bzw. 10-minütiger Auflösung[17] verwendet.

Weitere Details zu den Messdaten werden als Meta-Informationen zu den jeweiligen Messdaten gegeben, welche mit weiteren Dokumenten, z.B. einer Stationsliste[18], Nutzungsbedingungen etc., auf dem Open-Data-Server des DWD verfügbar sind (DWD 2021b, 2018, 2019b, 2019a).

Um die Windgeschwindigkeitsmessungen unverfälscht wiederzugeben, wurden diese für die Vergleiche unkorrigiert übernommen, d.h. es erfolgte keine Interpolation der Windgeschwindigkeiten auf ein einheitliches Höhenbezugsniveau.

Die Simulationsdaten der Windvektorkomponenten sind für Gitterboxen mit einem Wasseranteil über 50% auf eine Höhe von 10 m über dem mittleren Meeresspiegel bezogen, während hingegen die Windmessungen an den DWD-Stationen auf eine bestimmte Höhe über Boden bezogen sind, welche sich anhand der Stationshöhe sowie der Geberhöhe in den Meta-Informationen der DWD-Messdaten ermitteln lässt. In dieser Arbeit wird vereinfachend und unabhängig vom Ort der Gitterbox bzw. Messung die Formulierung „über der Oberfläche“ verwendet.

Eine Interpolation der Windgeschwindigkeit auf eine definierte Höhe über der Oberfläche ist prinzipiell, z.B. mittels eines logarithmischen Windscherungsprofils, möglich, führt aber zu weiteren Unsicherheiten, da für die Interpolation Rauigkeitslängen in Abhängigkeit von der Geländebeschaffenheit bzw. der Umgebung der Messstation gewählt werden müssen (Troen und Lundtang Petersen 1990).

Die Rauigkeitslängen sind zudem insbesondere bei Stationen an der Küste windrichtungsabhängig. Bei auflandigem Wind kann eine geringe Rauigkeitslänge über Wasserflächen angenommen werden und bei ablandigem bzw. seitlichem Wind sind die Rauigkeitslängen in Abhängigkeit von der Bebauung bzw. natürlichen Umgebung entsprechend zu wählen. Weitere lokale Charakteristiken der Messdaten, die beachtet werden müssen, sind Veränderungen der Geberhöhe, des Zeitbezugs (MEZ bzw. UTC), des Messverfahrens und bei Windrichtungsmessungen die Einteilung der Windrose in 32 bzw. 36 Richtungen. Diese Informationen können den Meta-Informationen der Stationsmessungen entnommen werden.

Die Richtungseinteilung der Windrose wirkt sich z.B. auf die Berechnung von Häufigkeitsverteilungen der Windrichtung aus, da die Häufigkeiten bei unterschiedlicher Richtungseinteilung unterschiedlichen Klassen zugeordnet werden. Für die Auswertung der Häufigkeiten sind daher Zeiträume zu verwenden, in denen die Einteilung der Windrose nicht verändert wurde.

---

[15] https:opendata.dwd.de bzw. https://www.dwd.de/DE/leistungen/opendata/opendata.html (01.04.2024)

[16] https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/observations_germany/climate/hourly/wind/historical/ bzw. https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/observations_germany/climate/hourly/wind/recent/ (01.04.2024)

[17] https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/observations_germany/climate/10_minutes/wind/historical/ bzw. https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/observations_germany/climate/10_minutes/wind/recent/ (01.04.2024)

[18] https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/observations_germany/climate/hourly/wind/historical/FF_Stundenwerte_Beschreibung_Stationen.txt bzw. https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/observations_germany/climate/10_minutes/wind/historical/zehn_min_ff_Beschreibung_Stationen.txt (01.04.2024)

Eine Interpolation der gemessenen Windgeschwindigkeiten von der Geberhöhe auf eine Höhe von 10 m über der Oberfläche würde zu geringeren Windgeschwindigkeiten führen und eine eventuelle Überschätzung bzw. ein Bias von Windgeschwindigkeiten aus Simulationsdaten wäre somit vergrößert. Die Ergebnisse der Vergleiche der Windgeschwindigkeiten liegen daher ohne Interpolation der gemessenen Windgeschwindigkeiten auf der sicheren Seite.

Die Häufigkeiten der stündlichen Windgeschwindigkeit bzw. Windrichtung aus den Beobachtungs- und Simulationsdaten wurden für ausgewählte Gitterpunkte (Abb. 5) und 3 Realisierungen im Referenzzeitraum 1971-2000 in Abb. 70 und Abb. 71 im Anhang gegenübergestellt. Die Bandbreite der Differenzen zwischen den Häufigkeiten der Windgeschwindigkeit bzw. Windrichtung in den Beobachtungs- und Simulationsdaten ist für verschiedene Klassen in Tab. 1 bzw. Tab. 2 zusammengefasst.

Tab. 1: Bandbreite der Differenzen der Häufigkeiten der stündlichen Windgeschwindigkeit U im Referenzzeitraum 1971-2000 zwischen COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. bis 3. Realisierung C20 und Beobachtungsdaten (DWD)

Windgeschwindigkeit U	**Rostock-Warnemünde**	**Travemünde**	**Westermarkelsdorf / Fehmarn**
gering: 0 ≤ U < 6 m/s	-7% / +3%	-1,5% / + 5,5%	-5,5% / +0,5%
mittel: 6 ≤ U < 12 m/s	0% / +7%	-1% / +2°%	-1% / +4%
hoch: 12 ≤ U < 30 m/s	-1,5% / 0%	-0,5% / 0%	0% / +3%

Tab. 2: Bandbreite der Differenzen der Häufigkeit der stündlichen Windrichtung Θ_w im Referenzzeitraum 1971-2000 zwischen COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. bis 3. Realisierung C20 und Beobachtungsdaten (DWD)

Windrichtung Θ_W	**Rostock-Warnemünde**	**Travemünde**	**Westermarkelsdorf/ Fehmarn**
westlich: 225° ≤ Θ_W < 315°	-1,5% / + 8%	+0% / +5%	-0,5% / +3,5%
nördlich: 315° ≤ Θ_W < 45°	-2% / +1%	-3,5% / +3%	-0,5% / -2%
östlich: 45° ≤ Θ_W < 135°	-2,5% / +4,5%	-0,5% / +6%	-0,5% / +1%
südlich: 135° ≤ Θ_W < 225°	-4,5% / +1%	+1% / +4,5%	-0,5% / +2,5%

Nach Abb. 70 und Abb. 71 im Anhang bzw. Tab. 1 treten im Referenzzeitraum 1971-2000 in den Simulationsdaten an den betrachteten Vergleichsstationen Rostock-Warnemünde und Westermarkelsdorf / Fehmarn geringe Windgeschwindigkeiten zwischen 0 ≤ U < 6 m/s bis zu -7% seltener auf, während diese an der Vergleichsstation Travemünde um bis zu +5,5% häufiger auftreten. Mittlere Windgeschwindigkeiten zwischen 6 ≤ U < 12 m/s traten im Referenzzeitraum und in den Simulationsdaten um bis zu +7% häufiger auf als an den jeweiligen DWD-Stationen gemessen. Beim Vergleich hoher Windgeschwindigkeiten im Bereich 12 ≤ U < 30 m/s zwischen Simulations- und Beobachtungsdaten zeigt sich an den Stationen Rostock-Warnemünde und Travemünde ein um bis zu -1,5% selteneres Auftreten sowie an der Station Westermarkelsdorf / Fehmarn ein um bis zu +3% häufigeres Auftreten.

Der Vergleich der Häufigkeiten zeigt, dass es systematische Abweichungen der Windgeschwindigkeiten zwischen Simulations- und Beobachtungsdaten, d.h. einen Bias, gibt. Ein selteneres Auftreten von geringeren Windgeschwindigkeiten in Kombination mit einem häufigeren Auftreten von mittleren Windgeschwindigkeiten führt, wie am Beispiel der Station Rostock-

Warnemünde, zu einer Verschiebung der Häufigkeitsverteilung in den Simulationsdaten hin zu höheren Windgeschwindigkeiten im Vergleich zu den Beobachtungen.

Der Bias der Windgeschwindigkeit ist räumlich unterschiedlich stark ausgeprägt. Die größten Abweichungen zwischen den Häufigkeiten gibt es an westwindexponierten Lokationen, z.B. Rostock-Warnemünde sowie Westermarkelsdorf / Fehmarn. Dies kann auf den Landanteil der Gitterboxen zurückgeführt werden, denn im Falle der westwindexponierten Lokationen sind die ausgewählten Gitterboxen in westlicher bis nordwestlicher Richtungen von Gitterboxen umgeben, welche einen Landanteil < 0,5 aufweisen (Abb. 91 und Abb. 92 im Anhang). Diese Gitterboxen werden in dieser Arbeit als Seezellen bezeichnet. In Analogie dazu werden Gitterboxen mit einem Landanteil ≥ 0,5 als Landzellen bezeichnet.

In COSMO-CLM wird die Rauigkeit in Form der Rauigkeitslänge innerhalb einer Gitterzelle über Wasseroberflächen mit einem einheitlichen Wert angenommen, welcher Seegang bei einer Wellenhöhe von 0,5 m entspricht. Somit kann es zu einer Unter- als auch Überschätzung der tatsächlichen Rauigkeit von Wasserflächen kommen, welche sich in einer systematischen Über- bzw. Unterschätzung der Windgeschwindigkeit, d.h. einem Bias äußern kann.

Für die Lokation Travemünde sind die Abweichungen der Häufigkeiten der Windgeschwindigkeit zwischen den Simulations- und Beobachtungsdaten im Vergleich zu den anderen beiden Lokationen am geringsten (vgl. Abb. 71 und Abb. 70 im Anhang). Dies kann ebenfalls auf den Landanteil zurückgeführt werden, denn in der Umgebung der Station überwiegen Landzellen, welche einen Landanteil ≥ 0,5 aufweisen (Abb. 91 und Abb. 92 im Anhang).

Die Darstellung der Häufigkeiten für die Windrichtungen (Abb. 70 und Abb. 71 im Anhang) und die Bandbreite der Differenzen in Tab. 2 zeigt unabhängig von der betrachteten Lokation, eine generelle Tendenz bis zu +8% mehr westlichen Windrichtungen in den Simulationsdaten im Vergleich zu Beobachtungen. Darüber hinaus treten für die Lokationen Rostock-Warnemünde sowie Travemünde östliche Richtungen bis zu +6% häufiger auf, während Wind aus nördlichen Richtungen in der Regel bis zu -3,5% seltener auftritt. An den Stationen Westermarkelsdorf / Fehmarn und Travemünde ist zudem eine Tendenz bis zu +4,5% mehr südlichen Richtungen erkennbar. An der Station Rostock-Warnemünde hingegen treten südliche Windrichtungen bis zu -4,5% seltener auf.

Betrachtet man den Jahresgang der monatlichen 30-Jahres-Mittelwerte der stündlichen Windgeschwindigkeit und Windrichtung, so zeigen sich weitere Unterschiede zwischen Beobachtungs- und Simulationsdaten (Abb. 72 und Abb. 73 im Anhang). So liegen z.B. im Herbst und Winter die Monatsmittelwerte der Windgeschwindigkeiten der Simulationsdaten an westwindexponierten Lokationen, z.B. Rostock-Warnemünde und Westermarkelsdorf / Fehmarn, über den Werten der Beobachtungsdaten. Im Gegensatz dazu werden an ostwindexponierten Lokationen, z.B. Travemünde, die Mittelwerte der Windgeschwindigkeit im Sommer und Herbst überschätzt und im Winter und Frühling unterschätzt.

Die Variabilität der Windgeschwindigkeit in den Simulationsdaten, welche in Abb. 72 und Abb. 73 im Anhang in Form der Standardabweichung dargestellt wurde, liegt in der Regel unterhalb der Variabilität der Windgeschwindigkeit in den Beobachtungsdaten.

Für den Jahresgang der Windrichtung lässt sich im Frühling grundsätzlich keine Übereinstimmung feststellen (Abb. 72 und Abb. 73 im Anhang). In diesem Zeitraum können für vereinzelte

Monate größere rechnerische Unterschiede zwischen den Mittelwerten der beobachteten und simulierten Windrichtungen um bis zu 180° auftreten, die nahezu einer Richtungsumkehr der Windrichtung entsprechen.

Diese Differenzen sind jedoch als unplausibel zu bewerten und liegen an einer bimodalen Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in vereinzelten Monaten, für die ohne eine Unterteilung in getrennte Windrichtungssektoren keine plausiblen Mittelwerte berechnet werden können (Kapitel 4.2.2.2 bzw. Kapitel 4.2.2.3). Die Mittelwerte der Windrichtung in den betreffenden Monaten sollten daher getrennt für verschiedene Richtungssektoren, z.B. anhand einer Unterteilung in westliche und östliche Richtungen, berechnet und verglichen werden.

Beim Vergleich der Häufigkeiten bzw. des Jahresganges der Windrichtung für Travemünde ist zu berücksichtigen, dass die Datenbasis der stündlichen Beobachtungsdaten aufgrund fehlender Messdaten um vier Jahre kürzer ist im Vergleich zu den anderen Lokationen. Messdaten der Windrichtung liegen an dieser Station erst ab 1975 vor.

Als Ursachen für die in den Häufigkeiten sowie dem Jahresgang festgestellten Abweichungen zwischen Simulations- und Beobachtungsdaten kommen neben dem Landanteil der Gitterzellen in den Simulationsdaten auch systematische oder zufällige Messfehler in den Beobachtungsdaten in Frage. Daher ist es sinnvoll, Vergleiche für mehrere Beobachtungsstationen durchzuführen. Weiterhin können sich im Rahmen des Postprocessings der Simulationsdaten bei einer räumlichen Interpolation von einem rotierten Koordinatengitter, z.B. COSMO-CLM im Datenstrom D2 (Abb. 93 im Anhang), auf ein reguläres geographisches Gitter, z.B. COSMO-CLM im Datenstrom D3 (Abb. 92 im Anhang), zusätzliche Abweichungen ergeben. Daher sollten zur Bestimmung der Abweichungen zwischen Simulations- und Beobachtungsdaten möglichst die originalen Simulationsdaten verwendet werden, die noch nicht nachbearbeitet wurden.

REMO mit Antrieb durch ERA-Interim

Zur Plausibilisierung der Windgeschwindigkeit und Windrichtung für einen Evaluierungslauf von REMO mit Antrieb durch ERA-Interim und ein Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten wurden die Simulationsdaten mit Stationsmessungen des DWD an ausgewählten Lokationen und im Referenzzeitraum 1971-2000 verglichen.

Die Gitterzellen, welche für die räumliche Interpolation in der Nähe der Lokation Travemünde verwendet wurden, sind beispielhaft in Abb. 6 und für das Gitter Europe011 dargestellt. Die Daten von REMO mit Antrieb durch ERA-Interim liegen tatsächlich auf dem CORDEX-EUR-11-Gitter vor, welches im Vergleich zum Europe011-Gitter um eine halbe Gitterzelle in Richtung Ost bzw. Nord verschoben ist (vgl. Abb. 94 im Anhang).

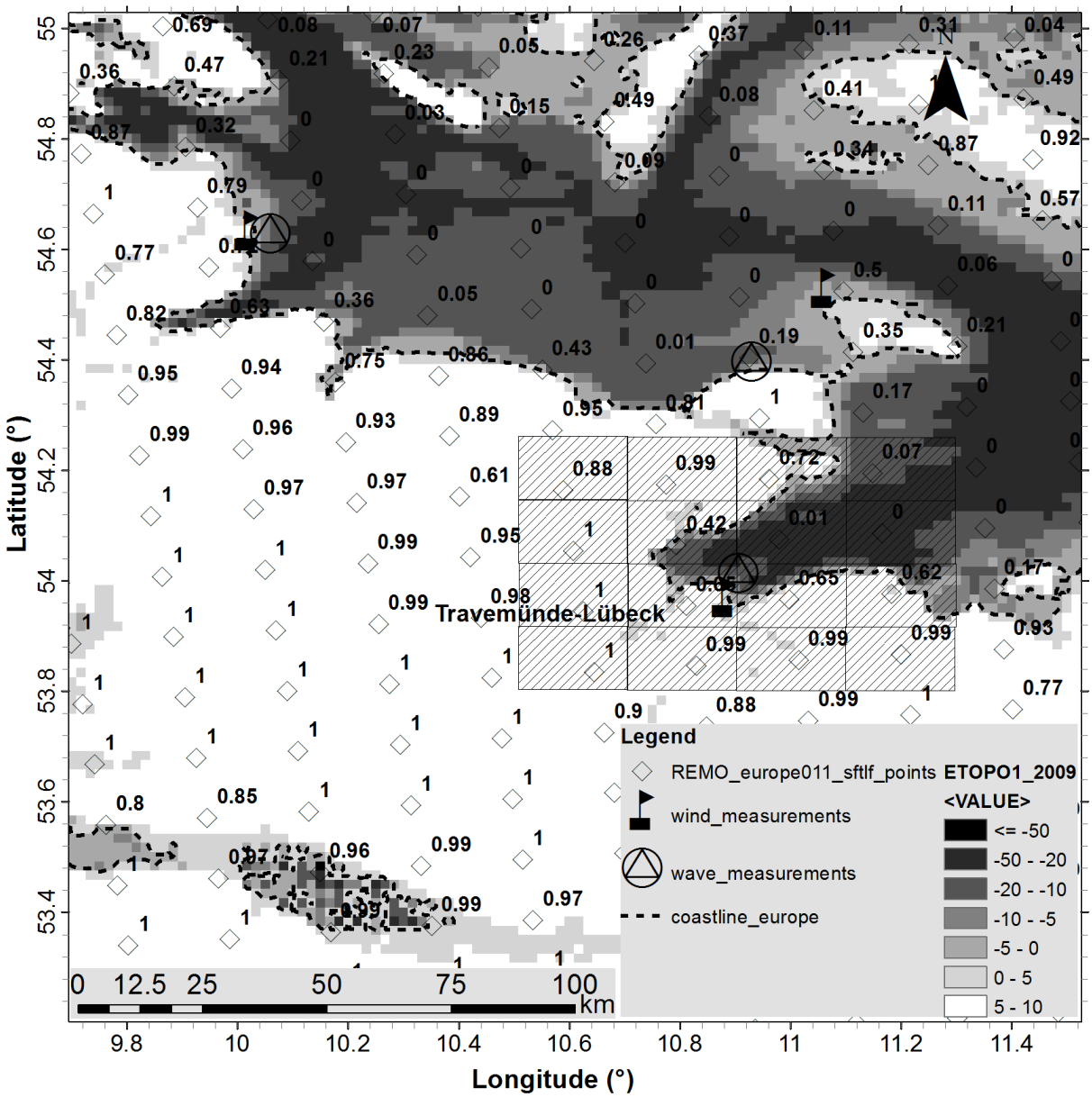


Abb. 6: Landanteil und 4 x 4 Gitterzellen zur räumlichen Mittelung (schematisch, schraffiert) in der Nähe der Lokation Travemünde sowie ausgewählte Windmessstationen (DWD), REMO Gitter Europe011 und Bojenmessungen URCE, Hintergrund: Bathymetriedatensatz ETOPO1 (NOAA National Geophysical Data Center 2009; Amante und Eakins 2009)

Für die Vergleiche wurden 30-Jahres- und saisonale Mittelwerte berechnet sowie zweidimensionale Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit und Windrichtung (Windrosen) von REMO mit Antrieb durch ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000[19] sowie aus Beobachtungen des DWD im Zeitraum 1971-2000 an der Lokation Rostock-Warnemünde in Abb. 74 im Anhang bzw. im Zeitraum 1975-2000[20] an der Lokation Travemünde in Abb. 82 im Anhang gegenübergestellt.

[19]ERA-Interim Winddaten liegen erst ab 1979 vor
[20]Messdaten der Windrichtung liegen an der DWD-Station Travemünde erst ab 1975 vor

Die Mittelwerte bzw. Differenzen der Mittelwerte zwischen den Simulations- und Beobachtungsdaten sind für die Lokation Rostock-Warnemünde in Tab. 3 bzw. Tab. 4 und für die Lokation Travemünde in Tab. 16 bzw. Tab. 17 im Anhang zusammengefasst.

Tab. 3: 30-Jahres-Mittelwerte sowie saisonale Mittelwerte im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die Windgeschwindigkeit U sowie Windrichtung Θ_w zwischen einem 4 x 4 Gebietsmittel von REMO ERA-Interim (1979-2000) und Beobachtungen (DWD, 1971-2000), Lokation Rostock-Warnemünde. Hinweis: unplausible Werte aufgrund einer bimodalen Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in Klammern

	$U_{10,ERA\text{-}Interim}$ (m/s)	U_{DWD} (m/s)	$\Theta_{W,ERA\text{-}Interim}$ (°)	$\Theta_{W,DWD}$ (°)
Jahr	6,8	5,0	255	263
DJF	7,8	5,4	244	239
MAM	6,0	4,8	261	(282)
JJA	5,9	4,7	273	285
SON	7,6	5,0	245	246

Tab. 4: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte sowie saisonalen Mittelwerte im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die Windgeschwindigkeit U sowie Windrichtung Θ_w zwischen einem 4 x 4 Gebietsmittel von REMO ERA-Interim (1979-2000) und Beobachtungen (DWD, 1971-2000), Lokation Rostock-Warnemünde. Hinweis: unplausible Werte aufgrund einer bimodalen Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in Klammern

	$U_{10,ERA\text{-}Interim} - U_{DWD}$ (m/s)	$U_{10,ERA\text{-}Interim} - U_{DWD}$ (%)	$\Theta_{W,ERA\text{-}Interim} - \Theta_{W,DWD}$ (°)
Jahr	+1,8	+36,6	-8
DJF	+2,4	+44,2	+5
MAM	+1,2	+25,3	(-21)
JJA	+1,2	+24,9	-12
SON	+2,6	+50,8	-1

Die 30-Jahres- sowie saisonalen Mittelwerte der Windgeschwindigkeit gemittelt über 4 x 4 Gitterzellen im Evaluierungslauf von REMO und Antrieb durch ERA-Interim liegen an den betrachteten Lokationen und im Jahresmittel um bis zu +36% bzw. +1,8 m/s über den Mittelwerten der gemessenen Windgeschwindigkeiten (Tab. 4) und die Mittelwerte der Windrichtung unterscheiden sich im Jahresmittel um bis zu +12° hin zu mehr westlichen Richtungen (Tab. 16 und Tab. 17 im Anhang).

Die Vergleiche der Häufigkeiten der Windrichtung Θ_W über einen Zeitraum von 30 Jahren sowie für verschiedene Jahreszeiten ergaben in den Simulationsdaten und an der Lokation Rostock-Warnemünde bzw. Travemünde, ein selteneres Auftreten südlicher bzw. west-südwestlicher Richtungen und generell ein häufigeres Auftreten westlicher Richtungen (Abb. 74 bzw. Abb. 82 im Anhang).

Größere Abweichungen der saisonalen 30-Jahres-Mittelwerte der Windrichtung sind Einzelfälle, z.B. im Frühling / Herbst für die Lokation Travemünde, und sind aufgrund einer bi- oder multimodalen Häufigkeitsverteilung als unplausibel zu bewerten (Abb. 82 im Anhang). Die Abweichungen müssen in solchen Fällen für getrennte Richtungssektoren, z.B. westliche und östliche Richtungen, quantifiziert werden (Kapitel 4.2.2.2 bzw. Kapitel 4.2.2.3).

Zusammenfassend wurden systematische Abweichungen zwischen den stündlichen Simulationsdaten aus einem Evaluierungslauf von REMO und Antrieb durch den Reanalysedatensatz ERA-Interim (1979-2019, ECMWF) und Stationsmessungen sowohl für die Windgeschwindigkeit als auch für die Windrichtung festgestellt. Die Abweichungen lassen sich zum einen auf die zu Beginn des Kapitels erwähnten Unterschiede zwischen Simulations- und Messdaten zurückführen und zum anderen sind die Vergleichszeiträume aufgrund der Datenverfügbarkeit geringfügig verschieden.

Unter Berücksichtigung der oben genannten Aspekte ist der Evaluierungslauf prinzipiell als Vergleichsbasis für die Plausibilisierung historischer REMO-Läufe mit unterschiedlichen globalen Antrieben geeignet, da trotz systematischer Überschätzungen der Windgeschwindigkeit die Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungen in den Simulationsdaten in guter Näherung den Häufigkeitsverteilungen der Beobachtungsdaten an den DWD-Stationen entsprechen.

Vergleich historischer Läufe regionaler Klimamodelle mit einem Evaluierungslauf

Zur Plausibilisierung zeitlich mit Δt = 1 h sowie räumlich mit $\Delta x = \Delta y$ = ca. 12,5 km hochaufgelöster historischer Läufe von REMO mit unterschiedlichem globalen Antrieb wurden Vergleiche mit einem Evaluierungslauf von REMO und Antrieb durch den Reanalysedatensatz ERA-Interim (1979-2017, ECMWF) für ein Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten an ausgewählten Lokationen in der Nähe der DWD-Messstationen Travemünde (Abb. 6) bzw. Rostock-Warnemünde (Abb. 94 im Anhang) durchgeführt.

Es wurden Mittelwerte und Häufigkeitsverteilungen über einen Zeitraum von 30 Jahren sowie für verschiedene Jahreszeiten der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Referenzzeitraum 1971-2000 für insgesamt sieben historische Läufe (Kapitel 3.3) berechnet und mit den Werten des Evaluierungslaufes von REMO im Zeitraum 1979-2000[21] an den Lokationen Rostock-Warnemünde in Abb. 75 bis Abb. 81 im Anhang sowie an der Lokation Travemünde in Abb. 83 bis Abb. 89 im Anhang verglichen. Die Mittelwerte wurden in den jeweiligen Abbildungen angegeben. Für die Windrichtung wurden nach der Windgeschwindigkeit gewichtete Mittelwerte berechnet.

Die Mittelwerte bzw. Differenzen der Mittelwerte zwischen den historischen Läufen und dem Evaluierungslauf sind für die Lokation Rostock-Warnemünde in Tab. 18 bzw. Tab. 19 im Anhang zusammengefasst. Die entsprechenden Werte für Travemünde sind in Tab. 20 bzw. Tab. 21 im Anhang enthalten.

Die 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in den historischen Läufen von REMO mit Antrieb durch verschiedene globale Klimamodelle liegen im Mittel an den betrachteten Lokationen um bis zu +1,9% über den Werten des Evaluierungslaufes von REMO. Für drei von sieben Simulationsläufen wurden an der Lokation Warnemünde Differenzen des 30-Jahresmittels von mehr als +4% festgestellt (Tab. 19 im Anhang).

Saisonal betrachtet sind die Differenzen der Mittelwerte ebenfalls sehr unterschiedlich. So liegen die Mittelwerte der Windgeschwindigkeit der historischen Läufe in sämtlichen Jahreszei-

[21]ERA-Interim Winddaten liegen erst ab 1979 vor

ten, außer im Sommer über den Werten des Evaluierungslaufes. Die Bandbreite der Differenzen der Mittelwerte liegt im Mittel zwischen +6,8% im Winter und -4,4% im Sommer (Tab. 21 im Anhang).

Die 30-Jahres-Mittelwerte der Windrichtung unterscheiden sich im Mittel um bis zu ca. -11° hin zu mehr südwestlichen Windrichtungen (Tab. 21 im Anhang). Für einzelne Simulationen ergaben sich im Jahresmittel größere Abweichungen um bis zu ca. -28° gegenüber den Werten des Evaluierungslaufes an der Lokation Travemünde. Saisonal betrachtet liegen die Differenzen der Mittelwerte der Windrichtung im Mittel zwischen ca. -19° im Frühling und 0° im Sommer.

Größere Differenzen der saisonalen Mittelwerte der Windrichtung, z.B. von $\Delta\Theta_W \geq 30°$ wie z.B. im Frühling und Herbst für einzelne Simulationen (Tab. 19 bzw. Tab. 21 im Anhang), deuten darauf hin, dass die berechneten Mittelwerte der Windrichtung aufgrund einer bi- oder multimodalen bzw. sehr breiten Häufigkeitsverteilung unplausibel sind und von der weiteren Analyse, z.B. für zur Berechnung der Mittelwerte der Differenzen bzw. der Bandbreite des jeweiligen Ensembles von Klimaprojektionen, ausgeschlossen werden müssen. Die Mittelwerte der Differenzen sollten daher in diesen Fällen daher nach statistisch getrennten Richtungssektoren, z.B. für westliche und östliche Richtungen, quantifiziert werden (Kapitel 4.2.2.2 bzw. Kapitel 4.2.2.3).

Im Ergebnis der Vergleiche wurden systematische Abweichungen der Häufigkeitsverteilungen sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und der Windrichtung Θ_W zwischen den historischen Läufen und dem Evaluierungslauf von REMO im Referenzzeitraum 1971-2000 festgestellt. Ein Teil der Abweichungen ist wahrscheinlich durch unterschiedliche Vergleichszeiträume bedingt. So standen für den Evaluierungslauf Klimadaten von 1979-2000 zur Verfügung, während für die historischen Läufe Klimadaten von 1971-2000 verfügbar waren.

Somit sind die historischen Läufe prinzipiell als Vergleichsgrundlage für den Vergleich mit möglichen zukünftigen Verhältnissen geeignet, da trotz systematischer Überschätzungen der Windgeschwindigkeit die Häufigkeitsverteilungen der Windrichtung in guter Näherung dem Evaluierungslauf entsprechen.

Bias-Korrektur von Klimaprojektionen

Um Klimaprojektionen zur Analyse von klimawandelbedingten langfristigen Veränderungen des lokalen Seegangs verwenden zu können, muss zunächst geklärt werden, ob die Klimadaten Bias-korrigiert oder Bias-behaftet als Eingangsdaten für die Berechnung des Seegangs verwendet werden sollen.

Es existieren verschiedene statistische Verfahren zur Bias-Korrektur von Modellvariablen, die zum Teil die physikalischen Zusammenhänge zwischen verschiedenen Klimavariablen, z.B. zwischen Wind- und Druckverhältnissen, nicht berücksichtigen und zu einer zusätzlichen Quelle von Unsicherheiten führen können (Benestad et al. 2017; Hemer et al. 2013). Die Bias-Korrektur wird im Folgenden als Bias-Minimierung bezeichnet (Linke, C., et al. 2020).

Das Ziel der Bias-Minimierung ist es, einen vorhandenen Bias in Klimaprojektionen zu reduzieren. Eine vollständige Eliminierung des Bias ist nicht möglich, da Klimamodelle aufgrund

der Komplexität des realen Klimasystems auf verschiedenen Annahmen und Modellgleichungen basieren und somit nur eine Annäherung an die realen Verhältnisse darstellen.

Eine echte Bias-Reduzierung ist nur durch kontinuierliche Modellverbesserungen möglich, z.B. durch verbesserte mathematische Beschreibungen der beteiligten physikalischen Prozesse im Klimasystem.

Eine Übersicht von Verfahren zur Bias-Minimierung der Windgeschwindigkeit geben z.B. Li et al. (2019). Die Verfahren unterscheiden sich grundsätzlich hinsichtlich der anzupassenden statistischen Größen, z.B. Mittelwert, Varianz, Extremwerte, Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF), sowie hinsichtlich der Berücksichtigung der räumlichen und zeitlichen Variabilität.

Im einfachsten Fall handelt es sich um einen Ansatz, bei dem räumlich konstante und ggf. zeitlich variable, z.B. monatliche, Faktoren zur Anpassung der Mittelwerte einer Klimavariable berechnet werden. Hingegen können andere Verfahren, z.B. das Quantile-Mapping, räumlich sowie zeitlich variable Anpassungsfunktionen für verschiedene Quantile berücksichtigen.

Es gibt nur wenige Studien zur Minimierung des Bias der Windgeschwindigkeit bzw. Windrichtung, die auf meteorologische Eingangsdaten für numerische Seegangssimulationen angewendet werden. Ein Grund dafür ist vermutlich, dass die Bias-Minimierung einer vektoriellen Größe, z.B. Wind, komplexer ist als die Bias-Minimierung einer skalaren Größen, z.B. Temperatur.

Methoden zur Bias-Minimierung der Windrichtung werden häufig zur Verbesserung numerischer Wettervorhersagen verwendet (siehe z.B. Han et al. 2021). Nach Engel und Ebert (2007) erwies sich die Bias-Minimierung stündlicher Vorhersagen der Windrichtung in Australien als nicht vorteilhaft. Zur Verbesserung der Bias-Minimierung vorhergesagter Windrichtungen wurden spezielle Regressionsmethoden durch Xu et al. (2014) entwickelt und angewendet.

Hemer et al. (2012, 2013) von der staatlichen Behörde Australiens für wissenschaftliche und industrielle Forschung (CSIRO) nutzten ein bivariates Quantil-Mapping-Verfahren zur Anpassung von Windvektorkomponenten in historischen Läufen des RCM CCAM und Antrieb durch CMIP3-Klimaprojektionen für die SRES-Emissionsszenarien A2 und B1 sowie drei unterschiedliche GCMs.

Die Bias-Minimierung führte für mittlere Verhältnisse zu einer verbesserten Repräsentation der Windgeschwindigkeit als auch der Windrichtung in den historischen Läufen im Vergleich zum Reanalysedatensatz NRA-2 des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) der NOAA.

Auch das in numerischen Simulationen mit WAVEWATCH-III (WW3) bzw. SWAN berechnete Seegangsklima wurde bei Antrieb durch Bias-korrigierte Winddaten im Vergleich zu Messungen im Zeitraum 1981-2000 besser repräsentiert. Es trat jedoch keine Verbesserung in der Repräsentation extremer Wind- bzw. Seegangsereignisse, z.B. des 99%-Perzentils der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung bzw. der signifikanten Wellenhöhe und Wellenanlaufrichtung, ein, sondern sogar eine Verschlechterung.

Die Ursachen hierfür werden in einer mangelhaften Repräsentation von seegangsrelevanten Sturmsystemen in den Klimaprojektionen durch die Bias-Minimierung als auch im Bias des Reanalysedatensatzes gesehen (ebd.).

Zur Ermittlung klimawandelbedingter zukünftiger Veränderungen des Seegangs vor der Südost-Küste Australiens auf der Grundlage Bias-korrigierter Klimaprojektionen nehmen Hemer et al. (2013) an, dass die für die Vergangenheit ermittelten Anpassungen des Bias zeitlich konstant sind.

Wie die Ergebnisse der Studie belegen, haben die untersuchten Anpassungsmethoden signifikante Auswirkungen auf die Bandbreite (Unsicherheit) der ermittelten Veränderungen der Seegangsverhältnisse. Beispielsweise werden durch die Bias-Minimierung sowohl die Magnitude als auch die Varianz der Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe im Ensemble reduziert. Das Klimaänderungssignal kann dabei sowohl in der Richtung als auch in der Bandbreite durch die Bias-Minimierung beeinflusst werden. In der Studie wurde festgestellt, dass die Bandbreite (Unsicherheit) infolge der Bias-Minimierung größer ist als die Bandbreite durch Szenarien oder durch Modellunsicherheiten infolge unterschiedlicher GCMs.

Aktuelle Empfehlungen weisen darauf hin, dass bei Anwendung von Verfahren zur Bias-Minimierung die Qualität der Bias-korrigierten Daten als auch die Sensitivität des Impaktmodells gegenüber Inkonsistenzen der Eingangsdaten überprüft werden muss (Linke, C., et al. 2020).

Laut IPCC (2015) sollte der Einfluss der Bias-Minimierung auf den Abbau der physikalischen Zusammenhänge bei multiplen Klimavariablen bewertet und neben den korrigierten auch die unkorrigierten Daten bereitgestellt werden. Darüber hinaus ist die Bias-Minimierung genau zu dokumentieren und der Einfluss auf die Unsicherheiten zu bewerten. Die Anwendung von Verfahren der Bias-Minimierung wird nach IPCC (2015) nicht empfohlen, wenn kein ausreichendes Verständnis der Gründe für die Modellfehler sowie des Bias als auch der Repräsentation physikalischer Prozesse im Modell vorliegt. Idealerweise sollten die Verfahren in Kooperation mit den Modellentwicklern angewendet und diskutiert werden.

Aufgrund verschiedener Annahmen, z.B. hinsichtlich der Stationarität des Bias in der Zeit, und möglicher Anwendungsfehler bzw. negativer Folgen, z.B. der Einführung zusätzlicher Unsicherheiten, sowie derzeit fehlender Richtlinien bzw. Good-Practise-Beispielen, wurde daher die Bias-Korrektur der in dieser Arbeit verwendeten Klimaprojektionen und für die betrachteten Klimavariablen der Windgeschwindigkeit und Windrichtung nicht angewendet und stattdessen die unkorrigierten Klimaprojektionen verwendet, um das Klimaänderungssignal durch Differenzenbildung von statistischen Größen, z.B. Häufigkeiten und Mittelwerten, zu ermitteln (siehe nachfolgendes Kapitel).

Ermittlung des Klimaänderungssignals

Da systematische Modellfehler (Bias) die absoluten Werte der Klimaprojektionen verfälschen, wurde in dieser Arbeit das relative bzw. absolute Klimaänderungssignal durch Differenzenbildung von statistischen Größen, z.B. Mittelwerten, Häufigkeiten usw., zwischen einem zukünftigen Zeitraum (Kapitel 0) und dem Referenzzeitraum (Kapitel 3.2.1.1) ermittelt.

Unter der Annahme, dass der Bias in der Referenzperiode gleich dem Bias in der zukünftigen Periode ist (Stationarität des Biasverlaufs), wird der Bias bei der Differenzbildung theoretisch aufgehoben.

Diese Annahme ist jedoch derzeit praktisch nicht überprüfbar, da die zukünftigen realen Klimabedingungen unbekannt sind. Voraussetzungen für die Ermittlung des Klimaänderungssignals anhand von Differenzen sind z.B. ein ausreichend langer Zeitraum von in der Regel mindestens 30 Jahren und möglichst gleich lange Vergleichszeiträume (Linke, C., et al. 2020).

Die Angabe des absoluten oder relativen Klimaänderungssignals hängt dabei von der betrachteten Variable ab. Bei vektoriellen Größen, wie z.B. der Wind- oder Wellenanlaufrichtung, wird eine absolute Angabe mit Vorzeichen empfohlen, um besser zu verstehen, in welche Richtung die Änderung erfolgt.

Die in dieser Arbeit berechneten Klimaänderungssignale der Richtungen werden daher als absolute Änderung und im Uhrzeigersinn positiv definiert angegeben. Relative Angaben des Klimaänderungssignals eignen sich in der Regel für skalare Größen wie z.B. die signifikante Wellenhöhe und Wellenperiode, aber auch für die aus den Windvektorkomponenten abgeleitete Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über der Oberfläche.

Die relative Angabe der Veränderung ist vorteilhaft, weil sie unabhängig von der Bezugsgröße ist. So werden bei gleicher relativer Änderung geringere Werte weniger und höhere Werte stärker verändert. Ein Nachteil der relativen Angabe hingegen ist deren erschwerte Interpretation bei fehlender Kenntnis der Bezugsgröße. So können moderate Änderungen, z.B. von +10%, bei geringen Werten vernachlässigbar sein, während diese für mittlere bzw. hohe Werte ein signifikantes Klimaänderungssignal darstellen können.

In Abb. 7 bzw. Abb. 90 im Anhang sind beispielhaft für den Referenzzeitraum 1971-2000 die originalen Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit U_{10} bzw. der Windrichtung Θ_W sowie die mittels einer relativen (+10%) bzw. absoluten Änderung (+0,65 m/s bzw. +10°) modifizierten Häufigkeitsverteilungen des historischen Laufes von REMO mit Antrieb durch die 1. Realisierung MIROC-MIROC5 und für ein Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterzellen in der Nähe der Lokation Rostock-Warnemünde gegenübergestellt.

Anhand der Darstellung der Differenzen zwischen der originalen und der veränderten Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit ist ersichtlich, dass im Falle einer relativen Änderung um +10% geringe bzw. höhere Windgeschwindigkeiten geringer bzw. stärker verändert werden im Vergleich zu einer absoluten Änderung um +0,65 m/s (Abb. 7). Die absolute Änderung entspricht dabei 10% des Mittelwertes der Windgeschwindigkeit U_{10} ~ 6,5 m/s im Referenzzeitraum 1971-2000. In beiden Anpassungsvarianten wird die originale Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit hin zu höheren Werten verschoben.

Die relativen Häufigkeiten der Windrichtung werden unterschiedlich verändert. Bei einer absoluten Änderung der Windrichtung um +10° treten z.B. nordwestliche Richtungen häufiger und östliche Richtungen seltener auf (Abb. 90 im Anhang).

Relative bzw. absolute Änderungen von meteorologischen Größen, z.B. der Windgeschwindigkeit bzw. -richtung, können in der Impaktmodellierung z.B. als Eingangsgrößen für die Anpassung von Windfeldern im Rahmen eines Delta-Ansatzes verwendet werden (CH2011; CH2018). Diese Methodik wurde z.B. im Projekt „Morphologische Projektionen für die Ostseeküste von Schleswig-Holstein“ (Ostseeküste 2100) für die Ableitung von Szenarien möglicher zukünftiger Windverhältnisse basierend auf den Ergebnissen von Veränderungen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung für umfangreiche Teilensembles des CORDEX-EUR-

11 Ensembles (Jacob et al. 2020) und verschiedener Antriebe mit RCP8.5, RCP4.5 und RCP2.6 sowie auf Reanalysedaten von COSMO-REA6 angewendet (TUHH 2023; Sone et al. 2022).

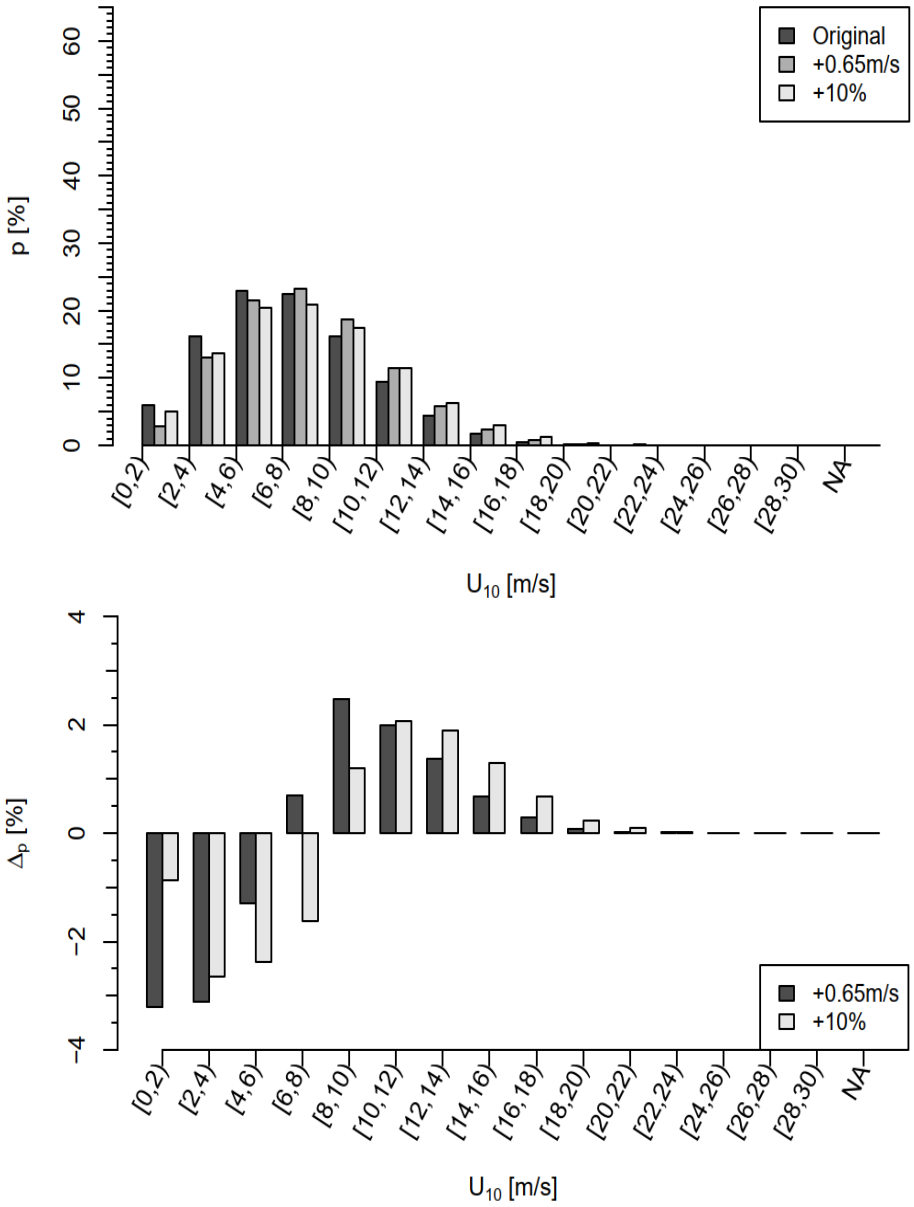


Abb. 7: Relative Häufigkeitsverteilung (oben) bzw. Differenz der Häufigkeitsverteilung (unten) der stündlichen Windgeschwindigkeit U_{10} für ein Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten, REMO MIROC-MIROC5 1. Realisierung von HIST im Zeitraum 1971-2000 (in Schwarz) sowie für Veränderungen der Windgeschwindigkeit (absolute Veränderung von +0,65 m/s in Grau bzw. relative Veränderung von +10% in Hellgrau) bzw. der Windrichtung (absolute Veränderung +10°), Lokation Rostock-Warnemünde

3.2.2 Ansatz zur Bewertung der Veränderungen

Zur Bewertung von klimawandelbedingten zukünftigen Veränderungen des lokalen Seegangs für mittlere Verhältnisse im Übergangsbereich wurden die nachfolgend aufgeführten statistischen Methoden angewendet, um z.B. die statistische Signifikanz der Veränderungen sowie

die Übereinstimmung der Veränderungen für verschiedene regionale Klimaprojektionen im Rahmen von Ensembleuntersuchungen zu beurteilen.

Darüber hinaus wurde die Ensemblebandbreite ausgewählter Klimaprojektionen analysiert und bewertet. Die Ensemblebandbreite beschreibt die Spanne zwischen minimaler und maximaler Veränderung ausgewählter Klimaprojektionen für ein bestimmtes Emissionsszenario bzw. einen bestimmten Pfad und einen zukünftigen Zeitraum von mindestens 30 Jahren. Bei der Bestimmung der Ensemblebandbreite wurden nur Veränderungen berücksichtigt, die statistisch signifikant waren und für eine Mehrheit der ausgewählten Klimaprojektionen übereinstimmten.

3.2.2.1 Statistische Signifikanz der Veränderungen

Es gibt verschiedene Möglichkeiten, die statistische Signifikanz klimawandelbedingter Veränderungen zu überprüfen. Hypothesentests können z.B. verwendet werden, um die Signifikanz eines Trends in einer Zeitreihe oder die Veränderung von 30-Jahres-Mittelwerten zu überprüfen. Das Ergebnis eines Signifikanztests ist die Aussage, ob die berechneten Veränderungen mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit zufällig sind oder nicht. Bei einem Hypothesentest werden jeweils eine sich gegenseitig ausschließende Nullhypothese H_0 und eine Alternativhypothese H_1 formuliert und mittels einer Prüfgröße bzw. Teststatistik gegeneinander getestet. Je nach Fragestellung kann dies durch einen einseitigen oder zweiseitigen Test erfolgen. Anschließend wird die Wahrscheinlichkeit ermittelt, mit der die Nullhypothese falsch und die Alternativhypothese wahr ist. Ist die Wahrscheinlichkeit kleiner als die gewählte Irrtumswahrscheinlichkeit, wird H_0 verworfen und H_1 angenommen. Parametrische Testverfahren basieren auf Annahmen über die Verteilung der Daten zugrunde, z.B. Normalverteilung. Im Gegensatz dazu basieren nichtparametrische Verfahren nicht auf Annahmen über die Verteilung der Daten, z.B. Bootstrap-Hypothesentests (Mudelsee 2014). Einen Überblick über verschiedene Testverfahren in der Klimafolgenforschung geben z.B. Hennemuth et al. (2013).

Die statistische Signifikanz von klimawandelbedingten Veränderungen des lokalen Seegangs wurde in dieser Arbeit anhand von Hypothesentests basierend auf Differenzen relativer Häufigkeiten, z.B. der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, zwischen dem Referenzzeitraum 1971-2000 und verschiedenen zukünftigen Perioden, z.B. 2021-2050 bzw. 2071-2100, sowie für ausgewählte regionale Klimaprojektionen ermittelt und bewertet.

Als Hypothesentest wurde ein parametrischer z-Test basierend auf relativen Häufigkeiten gewählt (Butler 1985). Weitere statistische Verfahren zum Vergleich zweier relativer Häufigkeiten geben Sachs und Hedderich (2006). In dieser Arbeit wird der Begriff „signifikant“ synonym zu „statistisch signifikant“ verwendet.

Für die Tests wurde eine Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = 0{,}05$ bzw. 5% gewählt, d.h. dass bei einem positiven Signifikanztest die beobachtete Veränderung der Häufigkeiten mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% nicht zufällig ist. Der Test setzt eine Normalverteilung der Differenzen der relativen Häufigkeiten sowie eine unabhängige und ausreichend große Stichprobe von mehr als dreißig Werten voraus (Hennemuth et al. 2013).

Ein Berechnungsbeispiel zur detaillierten Erläuterung der gewählten Vorgehensweise für die Hypothesentests zur Bewertung der statistischen Signifikanz der Veränderungen von Häufigkeiten der signifikanten Wellenhöhe auf der Grundlage der regionalen Klimaprojektionen mit COSMO-CLM wird auf S. 335 im Anhang gegeben.

Bei den Hypothesentests wurde keine Anpassung der Irrtumswahrscheinlichkeit α durchgeführt. Zusätzlich wurde beispielhaft die Anpassung der Irrtumswahrscheinlichkeit für die Einzelvergleiche, z.B. nach der Bonferroni-Methode, geprüft, um eine Alphafehler-Kumulierung zu vermeiden (siehe Beispiel S. 335). Bei einer Anpassung ergibt sich somit ein angepasstes Signifikanzniveau P* nach Gl. (4).

$$\alpha_{einzeln} = \frac{\alpha_{gesamt}}{n} \tag{3}$$

mit:

α_{gesamt} Gesamt-Irrtumswahrscheinlichkeit, z.B. 0,05 (5%)

n Anzahl der ausgewählten Vergleiche (siehe Beispiel S. 335 im Anhang)

$$P^* < \frac{\alpha_{gesamt}}{n} \tag{4}$$

mit:

P* angepasstes Signifikanzniveau

In Abb. 8 ist beispielhaft die Bandbreite der Ergebnisse der statistischen Signifikanztests basierend auf den Differenzen der relativen Häufigkeiten der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} bzw. der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m für die beiden Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ausgewählte regionale Klimaprojektionen von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM für die 1. und 2. Realisierung von A1B und B1 (Kapitel 3.3) an der Lokation Warnemünde 1 dargestellt.

Häufigkeitsklassen, in denen sich die relativen Häufigkeiten für die gewählte Irrtumswahrscheinlichkeit α = 0,05 (5%) signifikant voneinander unterscheiden, wurden mit einem grünen Hintergrund gekennzeichnet (Abb. 8). Klassen, die nur am Ende des 21. Jh. einen signifikanten Unterschied zeigten, wurden gelb hinterlegt und rote Bereiche kennzeichnen Klassen, für die keine statistische Signifikanz festgestellt werden konnte.

In Abb. 9 sind beispielhaft die Ergebnisse der statistischen Signifikanztests basierend auf den Differenzen der relativen Häufigkeiten der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m für den Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ausgewählte regionale Klimaprojektionen von REMO mit verschiedenen antreibenden GCMs (Kapitel 3.3) für die 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5 an der Lokation Warnemünde 1 dargestellt.

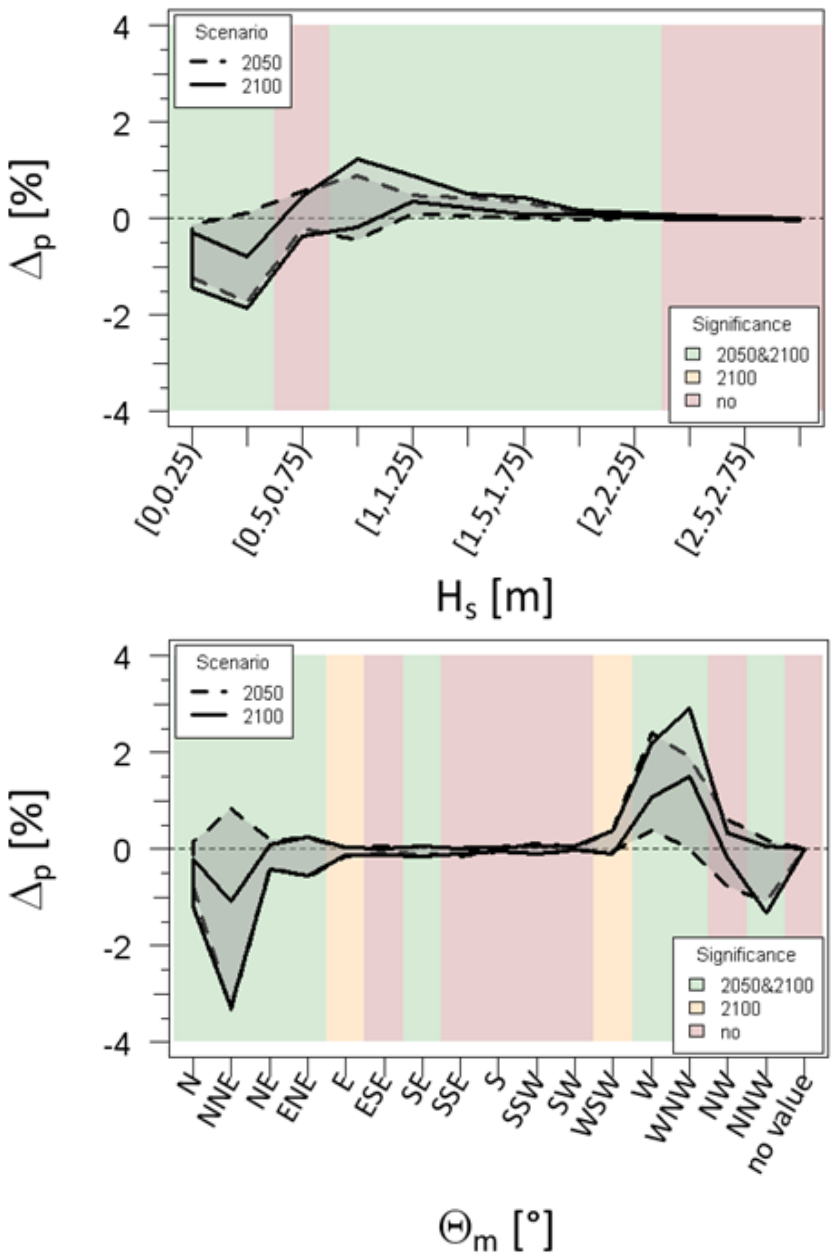


Abb. 8: Bandbreite der Differenzen der relativen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe ΔH_{m0} (oben) bzw. mittleren Wellenanlaufrichtung $\Delta\Theta_m$ (unten) für die zukünftigen Zeiträume 2021-2050 (2050) sowie 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (Dreier et al. 2013a, Figure 3)

Im Gegensatz zur farblichen Markierung der Klassen für die eine signifikante Veränderung festgestellt wurde (Abb. 8), erfolgte in Abb. 9 die Kennzeichnung statistisch signifikanter Veränderungen mit einem Sternsymbol oberhalb der Balken, d.h. separat für jedes Ensemblemitglied. Dies hat den Vorteil, dass die Bewertung, z.B. der Übereinstimmung der Veränderungen usw., auf der Basis einzelner Ensemblemitglieder vorgenommen werden kann.

Die Bewertung der statistischen Signifikanz der Veränderungen auf der Grundlage der regionalen Klimaprojektionen mit REMO erfolgte, im Gegensatz zu der statistischen Bewertung der Veränderungen auf der Basis von COSMO-CLM, separat für die betrachteten Antriebe, z.B. RCP8.5.

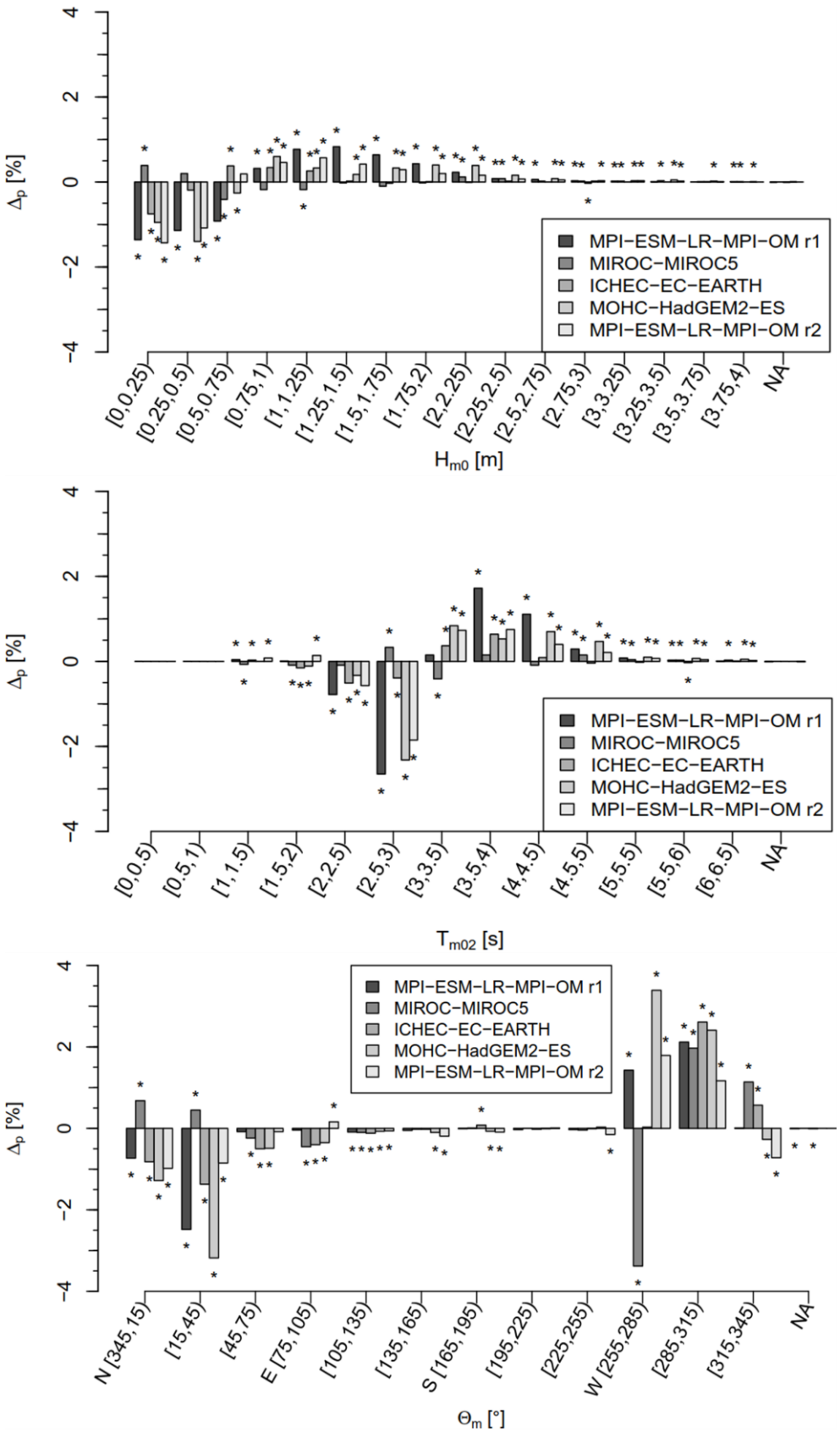


Abb. 9: Differenzen der relativen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe ΔH_{m0} (oben), der mittleren Wellenperiode ΔT_{m02} (mittig) und der mittleren Wellenanlaufrichtung $\Delta \Theta_m$ (unten) für die zukünftige Periode 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5 (r1 / - bzw. r2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

Die Veränderungen der relativen Häufigkeiten der Windgeschwindigkeit U_{10} sowie Windrichtung Θ_W als auch der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02} und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m wurden hierbei insgesamt als signifikant eingestuft, wenn statistisch signifikante Veränderungen i) pro Häufigkeitsklasse und für eine Mindestanzahl > 50% der Ensemblemitglieder (Tab. 26 im Anhang) in der gleichen Richtung erfolgten und ii) in ausgewählten Häufigkeitsklassen (Tab. 25 im Anhang) eine Mindestanzahl ≥ 50% erreichten.

Die Auswahl der Häufigkeitsklassen erfolgte dabei auf der Grundlage von Erfahrungen aus bisherigen Auswertungen von Veränderungen der Häufigkeiten auf der Basis regionaler Klimaprojektionen mit COSMO-CLM (Kapitel 3.3).

3.2.2.2 Ensemblebandbreite der Veränderungen

Mit dem Begriff Bandbreite wird in der Klima- bzw. Klimafolgenforschung die Streuung der Modellergebnisse aus Klimaprojektionen bezeichnet (IPCC 2013/2014). Die Bandbreite möglicher zukünftiger Klimaänderungen wird z.B. im Rahmen der Deutschen Anpassungsstrategie an den Klimawandel (Die Bundesregierung 2008, 2020) sowie der Bund / Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA 2020) für die Entwicklung von Anpassungsmaßnahmen und -strategien an den Klimawandel genutzt.

In dieser Arbeit dient die Angabe der Ensemblebandbreite zur qualitativen Bewertung von Unsicherheiten ausgewählter Klimaprojektionen sowie von den daraus abgeleiteten Projektionen des lokalen Seegangs. Zur quantitativen Bewertung von Unsicherheiten ist die Ensemble-Bandbreite allein jedoch nicht ausreichend (IPCC 2013/2014). In Mastrandrea et al. (2010) wird das Konzept des IPCC zum Umgang mit Unsicherheiten vorgestellt.

Die Ensemblebandbreite entsteht durch die Unsicherheiten der modellierten zukünftigen Klimaänderungen, z.B. im Rahmen einer Modellkette basierend auf Klimaprojektionen. Nach Jacob et al. (2012) wird die Ensemblebandbreite im Wesentlichen durch i) die Emissionsszenarien bzw. Pfade (Kapitel 3.3), ii) die Klimavariabilität sowie iii) die Modellbeschränkungen beeinflusst.

Da Klimaprojektionen immer auf Annahmen über mögliche zukünftige Entwicklungen der Bevölkerung, der Emissionen klimawirksamer Treibhausgase, des technologischen Fortschritts usw., also auf verschiedenen Szenarien beruhen, ergeben die auf der Basis dieser Annahmen projizierten Klimaänderungen eine Bandbreite gleich wahrscheinlicher möglicher Klimaentwicklungen, die im Rahmen einer Klimafolgenabschätzung zu bewerten sind. Bei Verwendung eines Multi-Modell-Ensembles, d.h. mit verschiedenen antreibenden RCMs bzw. GCMs, erfolgt die Bewertung der Veränderungen in der Regel getrennt für die verschiedenen Emissionsszenarien bzw. Pfade (Linke, C., et al. 2020).

Die Klimavariabilität kann je nach betrachteter Variable unterschiedlich stark ausgeprägt sein und ist z.B. durch räumliche und zeitliche Variabilität gekennzeichnet. Darüber hinaus wird Klimavariabilität durch externe bzw. interne Einflüsse verursacht (externe bzw. interne Klimavariabilität) und muss bei der Bewertung von Klimaänderungssignalen berücksichtigt werden.

Externe Einflussfaktoren sind z.B. natürliche Faktoren wie Vulkanausbrüche und Veränderungen der Solarstrahlung sowie anthropogene externe Antriebe wie klimawirksame Treibhausgase, d.h. Variationen der Randbedingungen des Klimasystems.

Interne Einflüsse sind dagegen z.B. natürliche interne Prozesse wie nichtlineare Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Komponenten im System Atmosphäre, Ozean, Land etc. sowie stochastische Schwankungen und Variationen der Anfangsbedingungen im Klimasystem.

Die natürliche interne Klimavariabilität wird in der Klimafolgenmodellierung entweder durch lange Simulationszeiträume von mehreren Jahrhunderten oder durch verschiedene Realisierungen, die sich nur in den Anfangsbedingungen unterscheiden, abgeschätzt (Kapitel 3.3.1).

Unsicherheiten aufgrund von Modellierungsmethoden entstehen z.B. durch Vereinfachungen, Annahmen und Beschreibungen der beteiligten physikalischen Prozesse im Klimasystem. Da das Wissen über diese Prozesse immer unvollständig ist, können die daraus resultierenden Unsicherheiten im Rahmen der Modellentwicklung nur reduziert werden. Darüber hinaus führen unterschiedliche numerische Lösungsverfahren und Modellkonfigurationen, z.B. die räumliche Auflösung sowie die Lage des Modellgebietes, zu weiteren systematischen Abweichungen. (Jacob et al. 2012)

Voraussetzung für die Bewertung der Ensemblebandbreite ausgewählter regionaler Klimaprojektionen ist ein Ensemble-Ansatz, wie er z.B. in den Projekten ENSEMBLES, EURO-CORDEX, ReKliEs-De etc. verwendet wurde. Je nach Verfügbarkeit, Fragestellung und Rechenkapazität sollte für die Untersuchungen ein möglichst großes bzw. geeignetes Ensemble regionaler Klimaprojektionen ausgewählt werden, um z.B. eine möglichst große Bandbreite möglicher zukünftiger Veränderungen abzubilden und die statistische Bewertung der Veränderungen auf eine breitere Datenbasis zu stellen.

Da jedes Ensemble unvollständig ist, kann es sein, dass das Ensemble nicht die gesamte Bandbreite repräsentiert. Darüber hinaus sind nicht alle Ensemblemitglieder unabhängig, da sie z.B. die gleichen beteiligte Komponenten enthalten und somit die meisten oder alle Modelle einen systematischen Bias aufweisen. Zudem gibt es keinen genereller Ansatz für die Auswahl von Ensemblemitgliedern und eine umfassende Bewertung der Eignung von Modellen für alle Fragestellungen ist unwahrscheinlich (Knutti et al. 2010b).

Auch für die Auswahl und Mittelung sowie die Gewichtung bzw. Rangfolge verschiedener Modellergebnisse aus einem Ensemble von Klimaprojektionen gibt es derzeit keine eindeutige Empfehlung.

Bezüglich der Mittelung haben verschiedene Studien gezeigt, dass gemittelte statistische Kenngrößen, z.B. für mittlere Verhältnisse aus Multi-Modell-Experimenten, im Vergleich zu Beobachtungen besser abschneiden als einzelne Modelle (Knutti et al. 2010a). Andererseits können Ensemble-Mittelwerte nicht die gleichen Charakteristiken der Einzelmodelle aufweisen, z.B. wenn Extremwerte zeitlich und räumlich nicht gleichzeitig auftreten, was zu einer reduzierten Variabilität der gemittelten Variablen im Vergleich zu den Einzelmodellergebnissen führt (Knutti 2010).

Die Gewichtung von einzelnen Simulationen bei der Bestimmung von Bandbreiten aus Klimaprojektionsensembles kann ebenfalls geeignet (Linke, C., et al. 2020) bzw. ungeeignet sein

(Knutti et al. 2010a). Weiterhin kann die Auswahl anhand einer Gewichtung bzw. eines Rankings zur Bewertung der Robustheit der Ergebnisse verwendet werden, indem die Ergebnisse der Auswahl mit denen des Gesamtensembles verglichen werden (Knutti et al. 2010a). Falls eine Auswahl von Klimaprojektionen getroffen wird, ist diese zu begründen und gut zu dokumentieren (ebd.). Ein Beispiel hierfür sind die im Projekt ReKliEs-De verwendeten Klimaprojektionen (Hübener et al. 2017b).

Da im Rahmen dieser Arbeit eine möglichst große Bandbreite der projizierten Änderungen bewertet werden soll, wurde keine Auswahl oder Gewichtung einzelner Klimaprojektionen vorgenommen.

Beim Umgang mit der Bandbreite ist darüber hinaus eine geeignete Darstellung von statistischen Größen, z.B. Mittelwert, Varianz, Standardabweichung, Minimum, Maximum, Median oder Perzentilen, wesentlich. Es wird angenommen, dass bei einer Normalverteilung der Ensemblemitglieder der Mittelwert den realen Zustand der Verhältnisse in der Vergangenheit am besten beschreibt und dass dieser daher auch für die Zukunft der am glaubhaftesten eintreffende Zustand ist (Linke, C., et al. 2020). Liegt keine Normalverteilung vor, sollte der Median anstelle des Mittelwertes verwendet werden (ebd.).

Die Beschreibung der Bandbreite kann im einfachsten Fall durch die Angabe der minimalen und maximalen Veränderungen erfolgen. In Abb. 8 ist z.B. die Bandbreite zwischen minimaler und maximaler Veränderung der Häufigkeiten als grau schattierte Fläche dargestellt, unabhängig von der Übereinstimmung der Klimaänderungssignale.

Darüber hinaus kann, zum Erlauben einer gewissen Bandbreite und Ausschluss von Ausreißern, die Definition eines Korridors bzw. Bereiches, z.B. zwischen dem 20. und 80. Perzentil, erfolgen (Linke, C., et al. 2020). Das 20. Perzentil ist dabei der obere Grenzwert der untersten 20% der Ergebnisse und 80% aller Ergebnisse liegen darüber und entsprechend umgekehrt verhält es sich für das 80. Perzentil. Zwischen dem 20. und 80. Perzentil liegen somit 60% aller Modellergebnisse.

Das Prinzip eines Korridors liegt auch den Box-Whisker-Diagrammen zugrunde. In einem solchen Diagramm werden der Median d.h. das 50. Perzentil, sowie als untere bzw. obere Begrenzung der Box das 25. bzw. 75. Perzentil dargestellt. Zwischen den Begrenzungen liegen somit 50% der Ergebnisse, was auch als Interquartilsabstand bezeichnet wird. Ausreißer aus den Ensembleergebnissen werden mittels Whisker (Fühler) ober- und unterhalb der Begrenzung der Box in einem definierten Abstand, z.B. dem 1,5-fachen Interquartilsabstand, dargestellt. Beispiele für Darstellungen von klimawandelbedingten Veränderungen der Windgeschwindigkeit und -Windrichtung ausgewählter regionaler Klimaprojektionen von EURO-CORDEX mit einer räumlichen Auflösung von 0,11° bzw. 12,5 km (nachfolgend als CORDEX-EUR-11 bezeichnet) mittels Box-Whisker-Diagrammen werden in TUHH (2023) gegeben.

In dieser Arbeit wurde die Ensemblebandbreite, z.B. ausgewählter regionaler Klimaprojektionen von CORDEX-EUR-11, durch die minimalen und maximalen Veränderungen nur derjenigen Mitglieder beschrieben, die statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten in der gleichen Richtung und für eine Mehrheit ausgewählter Häufigkeitsklassen aufwiesen (Kapitel 4.2).

3.3 Regionale Klimaprojektionen

3.3.1 Allgemeines

Zur Analyse der aus dem Klimawandel resultierenden möglichen zukünftigen Veränderungen der lokalen Seegangsverhältnisse im Übergangsbereich wurde die in Kapitel 3.1 beschriebene Modellkette basierend auf globalen sowie regionalen Klimaprojektionen angewendet, um Projektionen des Seegangs für die südwestliche Ostsee abzuleiten (Kapitel 3.4) und diese anschließend mittels statistischer Methoden auszuwerten und zu bewerten (Kapitel 3.2).

Klimaprojektionen sind numerische Klimasimulationen mit Klimamodellen über mehrere Jahrzehnte bis Jahrhunderte in die Zukunft (Abb. 10) unter verschiedenen Annahmen (Randbedingungen des Klimasystems, z.B. zu Emissionen, Landnutzung etc.) in Form von Szenarien (Kapitel 3.3.2), z.B. Emissionsszenarien wie SRES oder Pfade wie z.B. repräsentative Konzentrationspfade (RCPs) oder gemeinsam genutzten sozioökonomischen Pfaden (SSPs).

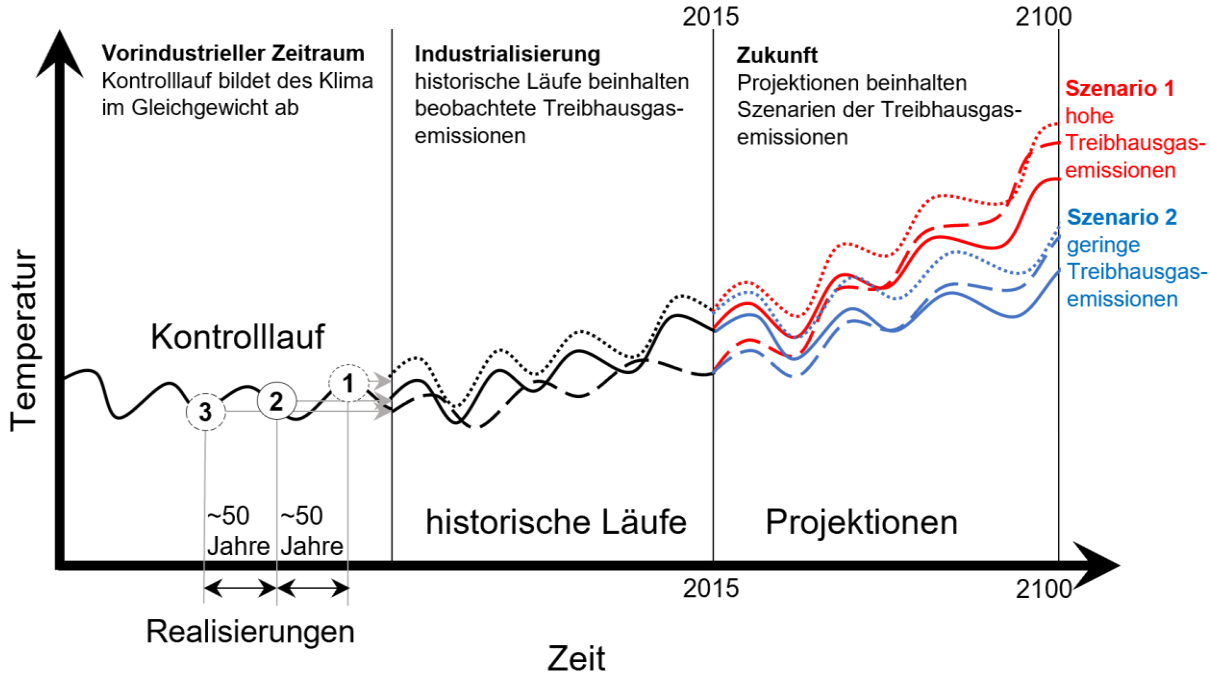


Abb. 10: Klimaprojektionen schematisch (nach DWD 2021a S. 17)

Globale Klimaprojektionen werden z.B. im Rahmen des Coupled Modelling Intercomparison Project (CMIP[22]) des globalen Klimaforschungsprogramms (WCRP[23]) der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) durchgeführt (DWD 2021a).

Globale gekoppelte Zirkulations- und Ozeanmodelle (AOGCM) bzw. Erdsystemmodelle (ESM) sind State-of-the-Art-Modelle in der Klimamodellierung zur Ableitung von Klimaprojektionen.

Ein Beispiel für ein ESM ist das MPI-ESM des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPI-M), das z.B. das globale gekoppelte Zirkulations- und Ozeanmodell ECHAM6/MPIOM sowie weitere Modelle zur Abbildung der Landoberfläche und Vegetation (JSBACH) bzw. der marinen

[22] https://pcmdi.llnl.gov/mips/cmip5/ bzw. https://pcmdi.llnl.gov/CMIP6/ (01.04.2024)
[23] https://www.wcrp-climate.org/ (01.04.2024)

Biochemie (HAMOCC) umfasst (Abb. 11). Sämtliche Komponenten des Systems werden mittels eines OASIS-Kopplers[24] gekoppelt.

Globale AOGCMs haben meistens mit ca. $\Delta x = \Delta y \sim 100$ km eine relativ grobe horizontale Auflösung und die Atmosphäre wird mit mehreren Schichten, z.B. beim MPI-ESM LR mit 47 Schichten, aufgelöst.

Die Simulationen der Vergangenheit unterscheiden sich einerseits in den Kontrolllauf mit einem vorgegebenen Anfangszustand und der natürlichen Sonneneinstrahlung sowie einer konstanten vorindustriellen Treibhausgaskonzentration, d.h. vor dem Jahr 1850, als Randbedingungen über eine Dauer von mehreren Jahrhunderten (Abb. 10).

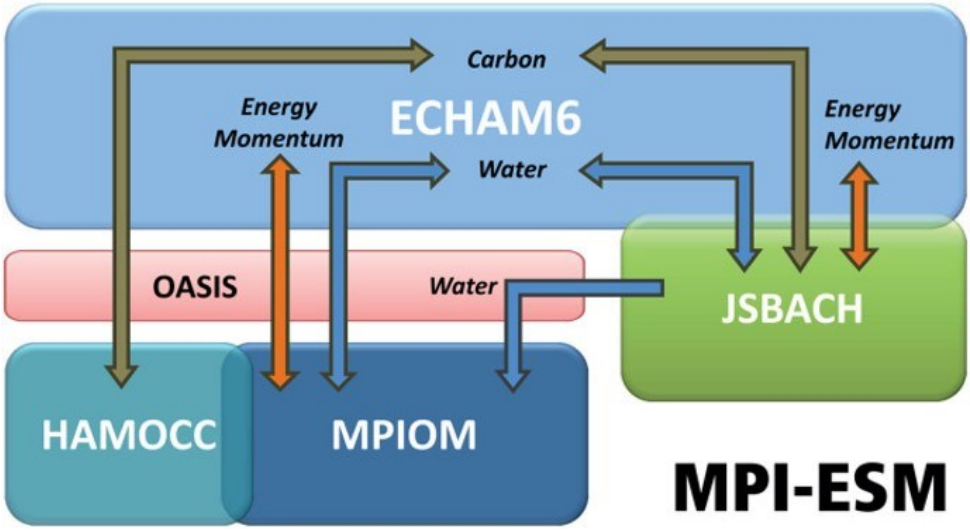


Abb. 11: MPI-Erdsystemmodell schematisch (Giorgetta et al. 2013 Figure 1)

Andererseits werden seit der Industrialisierung historische Läufe mit beobachteten, zeitlich variierenden Treibhausgasemissionen durchgeführt, um das Klima in der Vergangenheit abzubilden, z.B. von 1850 bis 2000 oder 2005 und länger. Von der Vergangenheit in die Zukunft, z.B. vom Jahr 2001 oder 2006 bis zum Jahr 2100 oder darüber hinaus, werden schließlich verschiedene Szenarien, u. a. zur Entwicklung der globalen Treibhausgasemissionen, verwendet, um Projektionen möglicher zukünftiger Zustände des Klimasystems abzuleiten.

Weiterhin können anhand verschiedener Anfangszustände aus dem Kontrolllauf verschiedene Realisierungen historischer Läufe und Projektionen bei sonst gleichen Randbedingungen gebildet werden, welche z.B. im Rahmen eines Multi-Anfangsbedingungen- / Multi-Member-Ensembles eine Abschätzung der Bandbreite infolge der natürlichen Variabilität für ausgewählte Klimaprojektionen erlauben (Abb. 10).

Da die simulierten Größen der AOGCMs bzw. ESMs teilweise nicht direkt die zu untersuchenden Größen umfassen, werden diese mittels Impaktmodellen / Wirkmodellen und im Rahmen einer Modellkette abgeleitet (Kapitel 3.1). Eingangsgrößen bzw. Randbedingungen für die Im-

[24] https://oasis.cerfacs.fr/en/ (01.04.2024)

paktmodelle, z.B. für den meteorologischen Antrieb eines Seegangsmodells, sind die Ausgabegrößen des regionalen Klimamodells, z.B. die Windvektorkomponenten in 10 m Höhe über der Oberfläche.

Da die horizontale Auflösung der AOGCMs bzw. ESMs bisher meistens relativ grob ist, sind die Ausgabegrößen häufig nicht direkt als Eingangsdaten für die Impaktmodelle geeignet, sodass die Ausgabegrößen mittels eines Downscaling-Verfahrens räumlich und auch ggf. zeitlich verfeinert werden müssen, um regionale Klimaprojektionen abzuleiten.

Regionale Klimaprojektionen werden z.B. durch WCRP- Initiativen wie CORDEX oder EURO-CORDEX (Jacob et al. 2020) durchgeführt.

Diese Arbeit basiert auf regionalen Klimaprojektionen, welche mittels der Methode des dynamischen Downscalings erzeugt wurden. Alternativ können Projektionen auch anhand des empirisch-statistischen Downscalings (ESD) abgeleitet werden, welches auf Stationsbeobachtungen basiert und daher neue Zustände der Atmosphäre nur begrenzt abbildet (Linke, C., et al. 2020).

Beim dynamischen Downscaling erfolgt die Simulation des Klimas mit einem regionalen Klimamodell (RCM) für einen räumlichen Ausschnitt (Nest) und auf der Basis der Initial- und Randbedingungen des übergeordneten AOGCMs (Abb. 12).

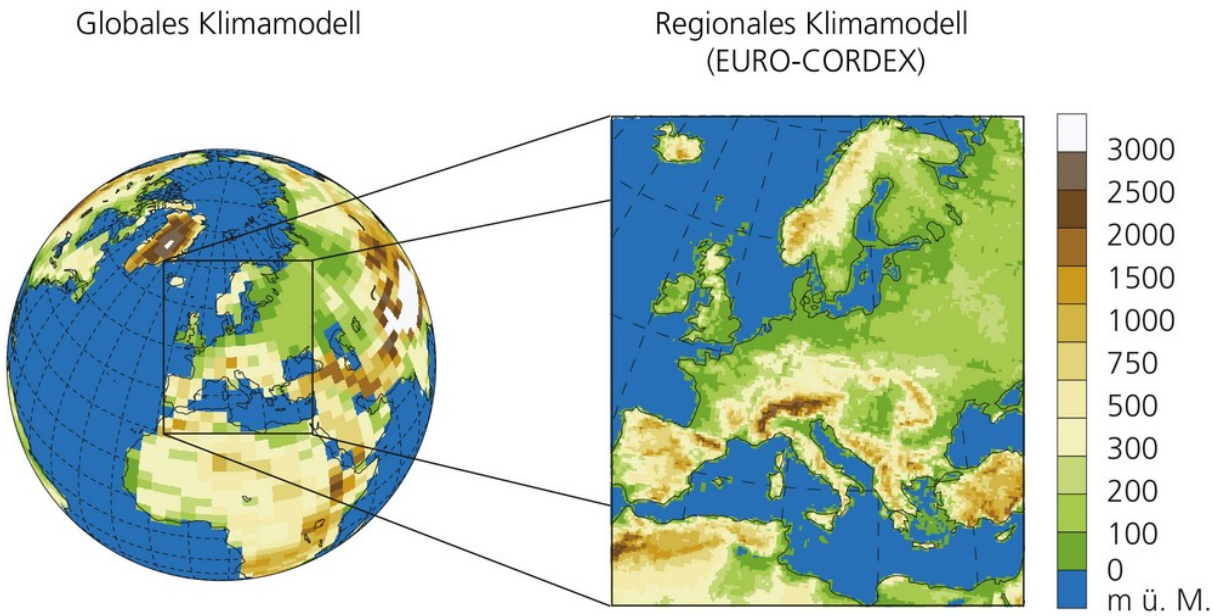


Abb. 12: EURO-CORDEX-Modellgebiet sowie Orographie (farblich kodiert)
(CH2018 2018, Figure 2.3)

Regionale Klimamodelle haben bisher meistens eine horizontale Auflösung von ca. $\Delta x = \Delta y = 12{,}5$ km bis 25 km, teilweise geringer bzw. gröber und eine vertikale Auflösung mit mehreren Schichten (Abb. 13).

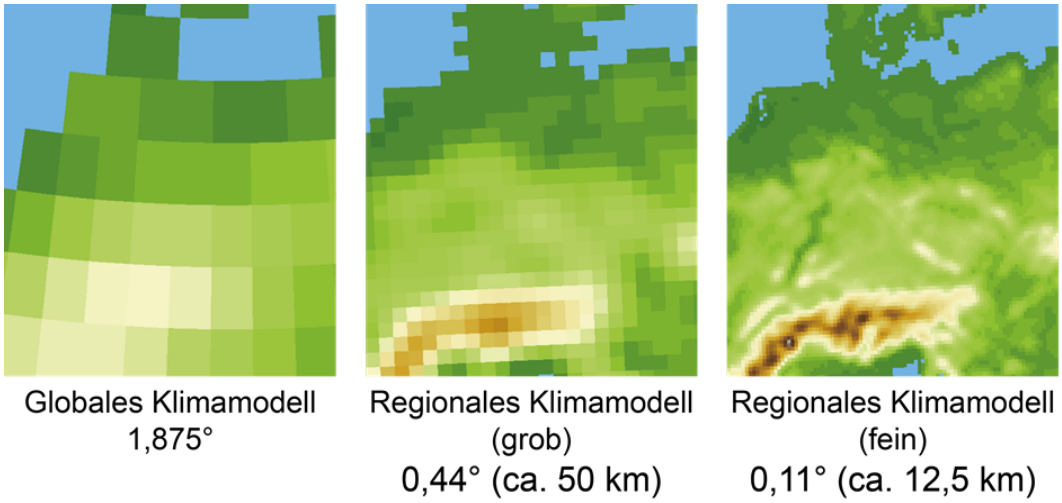


Abb. 13: Horizontale Auflösung von Klimamodellen (DWD[25])

Ebenso kann aufgrund der geringeren Modellausdehnung der Regionalmodelle im Vergleich zu Globalmodellen eine höhere zeitliche Auflösung gewählt werden, sodass die Ausgabegrößen regionaler Klimamodelle teilweise in stündlicher Auflösung zur Verfügung gestellt werden.

Ein weiterer Vorteil regionaler Klimamodelle ist, dass durch die höhere horizontale Auflösung lokale physikalische Prozesse, die z.B. durch die Orographie oder die Land-See-Trennung beeinflusst werden, wie z.B. die Land-Seewind-Zirkulation, besser abgebildet werden können. Die Berechnung langfristiger zukünftiger Seegangsverhältnisse ist daher häufig nur mit Hilfe regionaler Klimamodelle und deren regionalen Klimaprojektionen sinnvoll.

Die in regionalen Klimamodellen verwendeten Zirkulationsmodelle können darüber hinaus mit einem globalen oder regionalen Ozeanmodell gekoppelt werden, wie z.B. REMO mit MPIOM (Abb. 14). Dies ermöglicht es, verschiedene Interaktionen zwischen der Atmosphäre und dem Ozean zu berücksichtigen.

Als Datengrundlage dieser Arbeit wurden hauptsächlich ausgewählte Klimaprojektionen von ungekoppelten regionalen Klimamodellen, COSMO-CLM und REMO zur Ableitung langfristiger zukünftiger Seegangsverhältnisse verwendet (Kapitel 3.3.3). Darüber hinaus wurden beispielhaft ausgewählte regionale Klimaprojektionen einer gekoppelten Version von REMO/MPIOM als Eingangsgrößen für die Impaktmodelle genutzt.

Weitere Informationen zu Klimamodellen, Klimasimulationen und Szenarien finden sich z.B. in den Dossiers „Klimasimulationen“ des Deutschen Klimakonsortiums (DKK)[26] und „Regionale Klimamodellierung“ des KLIMANAVIGATOR[27] sowie u. a. auf den Webseiten des Hamburger Bildungsservers[28,29], des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) Hamburg[30] und des Deutschen Wetterdienstes (DWD)[31].

---

[25] https://www.dwd.de/DE/forschung/klima_umwelt/klimaprojektionen/klimaprojektionen_node.html (01.04.2024)
[26] https://www.klimasimulationen.de/ (01.04.2024)
[27] https://www.klimanavigator.eu/dossier/dossiers/033723/index.php (01.04.2024)
[28] https://bildungsserver.hamburg.de/themenschwerpunkte/klimawandel-und-klimafolgen/klimawandel/klimamodelle (01.04.2024)
[29] https://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Kategorie:Klimaprojektionen (01.04.2024)
[30] https://www.dkrz.de/de/kommunikation/klimasimulationen (01.04.2024)
[31] https://www.dwd.de/DE/forschung/klima_umwelt/klimaprojektionen/klimaprojektionen_node.html (01.04.2024)

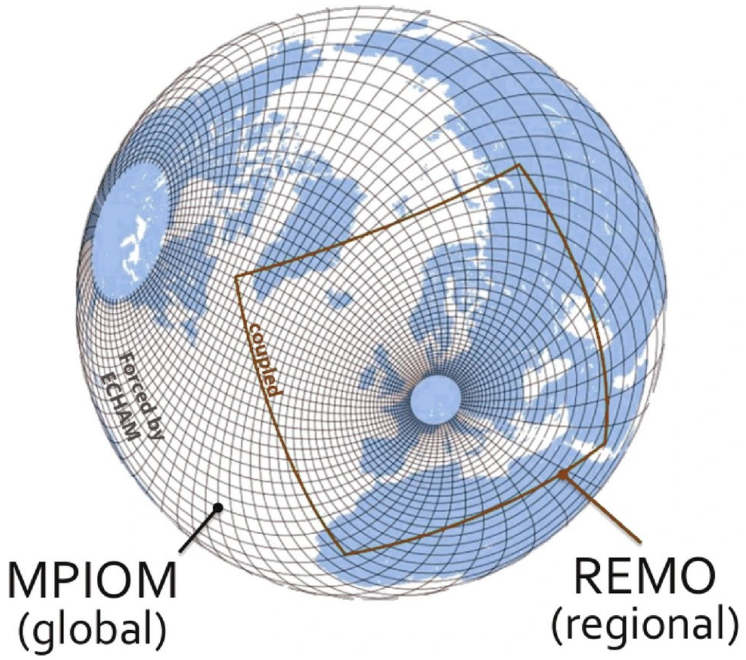


Abb. 14: Regionales gekoppeltes Klimamodell REMO/MPIOM (Lang und Mikolajewicz 2020, Fig. 2)

3.3.2 Klimaszenarien

In den Sachstandsberichten des IPCC werden in regelmäßigen Abständen mögliche zukünftige Auswirkungen des Klimawandels auf der Basis von Klimaprojektionen und für verschiedene Szenarien bzw. Pfade veröffentlicht.

Emissionsszenarien sind plausible Repräsentationen der zukünftigen Entwicklung von treibhauswirksamen Gasen und Aerosolen sowie Veränderungen der Landbedeckung, welche Auswirkungen auf die Albedo haben, basierend auf einer Gruppe von kohärenten und in sich konsistenten Annahmen über Antriebskräfte, z.B. der demographischen und sozioökonomischen Entwicklung, dem Technologiewandel, der Energie- und Landnutzung usw., sowie deren Schlüsselbeziehungen (IPCC 2021a).

Aus den Emissionsszenarien werden Konzentrationsszenarien abgeleitet, welche als Antrieb für die Berechnung von Klimaprojektionen mittels Klimamodellen dienen (Abb. 15).

Die SRES-Emissionsszenarien wurden in einem Sonderbericht SRES des IPCC (2000) veröffentlicht, von denen die Hauptszenarien A1, B1, A2 und B2 als Grundlage für die Klimaprojektionen des 4. und 5. Sachstandsberichts des IPCC verwendet wurden (AR4 bzw. AR5, IPCC 2007; 2013).

In dieser Arbeit wurden regionale Klimaprojektionen für die SRES-Emissionsszenarien A1B und B1 in jeweils zwei Realisierungen verwendet, welche den Zeitraum 2001-2100 umfassen (Tab. 22 im Anhang, Zeile 4 bis 7 und Zeile 11 bis 14).

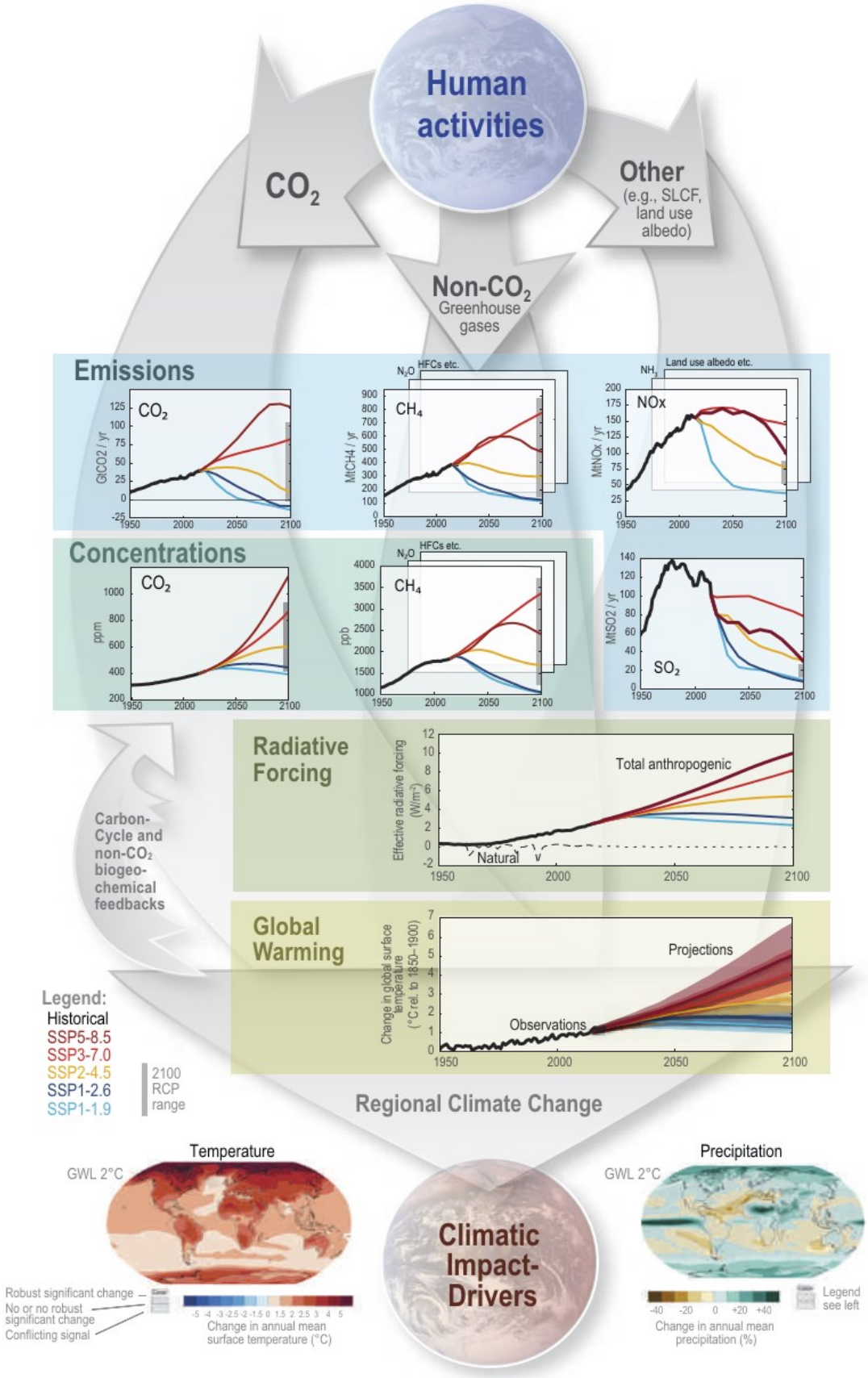


Abb. 15: Die Ursache-Wirkungs-Kette des Klimawandels (schematisch) beginnend von anthropogenen Emissionen über Veränderungen der atmosphärischen Konzentrationen und des Energiegleichgewichtes der Erde (Antriebs) zu Veränderungen des globalen und regionalen Klimas sowie klimatischen Einflussfaktoren für die Impaktmodellierung (Arias et al. 2021, Figure TS.4)

Das Szenario A1B ist durch ein schnelles ökonomisches Wachstum sowie in technologischer Hinsicht durch eine ausgeglichene Nutzung zur Verfügung stehender Energieträger gekennzeichnet. Im Szenario B1 werden ein schneller Wandel der ökonomischen Strukturen zu einer Informations- und Dienstleistungsgesellschaft sowie die Einführung von umwelt- und ressourcenschonenden Technologien angenommen. Für weitere Details zu den SRES-Emissionsszenarien siehe z.B. IPCC (2000) und Moss et al. (2010).

Gleichzeitig wurden unabhängig von den SRES-Emissionsszenarien im AR5 neue Szenarien, die repräsentativen Konzentrationspfade (RCPs) eingeführt. Die RCPs mit den Hauptszenarien RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5 beschreiben Pfade von Treibhausgaskonzentrationen einschließlich Landnutzungsänderungen für verschiedene vorgegebene anthropogene Strahlungsantriebe (Abb. 16).

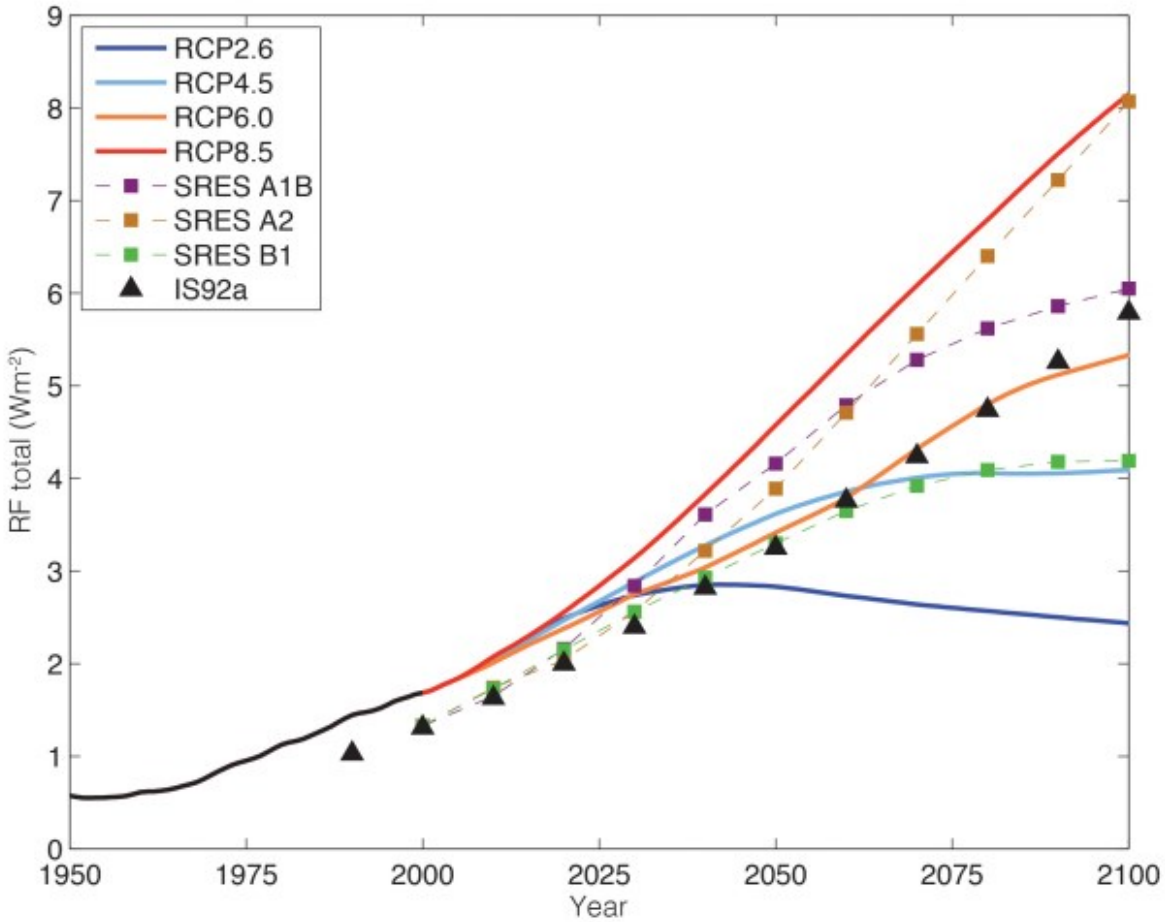


Abb. 16: Historische sowie projizierte Veränderung des gesamten anthropogenen Strahlungsantriebes (Stratoshperic adjusted Radiative Forcing, RF in W/m^2) gegenüber dem vorindustriellen Wert um 1765 für SRES-Emissionsszenarien des AR4 bzw. repräsentative Konzentrationspfade (RCP) des AR5 (Cubasch et al. 2013, Figure 1.15[32])

Die Szenariennamen der RCPs geben den projizierten zusätzlichen Strahlungsantrieb bzw. die zusätzlich zugeführte Energie, z.B. 2,6 W/m^2 für den Pfad RCP2.6 am Ende des 21. Jh.,

[32] https://klimanavigator.eu/dossier/artikel/012038/index.php

gegenüber der solaren Einstrahlung in den Jahren 1861-1880, d.h. dem vorindustriellen Niveau, an (DWD 2020).

Von diesem Wert muss allerdings der negative anthropogene Antrieb durch Aerosole sowie Landnutzungsänderungen abgezogen werden, so dass z.B. der Nettoantrieb für das Szenario RCP8.5 ca. 8,1 W/m² beträgt (Abb. 16)[33]. Die Bezeichnung „repräsentativ“ soll verdeutlichen, dass es sich um Repräsentationen mehrerer in der Literatur veröffentlichter Szenarien handelt[32].

Die RCPs erstrecken sich in der Regel bis zum Jahr 2100, da für diesen Zeitraum entsprechende Emissionsszenarien abgeleitet wurden. Es gibt auch erweiterte Konzentrationspfade (ECPs), die bis zum Jahr 2500 reichen, aber nach vereinfachten Regeln berechnet wurden und somit „keine vollständig konsistenten Szenarien darstellen“ (IPCC 2013/2014, A-23).

Die RCPs und SSPs basieren u. a. auf verschiedenen Annahmen zur Entwicklung der Treibhausgaskonzentrationen und der daraus resultierenden CO_2-Emissionen sowie des Strahlungsantriebs (Abb. 16 bzw. Abb. 97 im Anhang) aus denen sozioökonomische Szenarien, wie z.B. Bevölkerungsentwicklung, Bruttosozialprodukt, Primärenergieverbrauch etc. abgeleitet wurden.

Im Gegensatz dazu haben die SRES-Emissionsszenarien sozioökonomische Faktoren als Ausgangspunkt für die Ableitung der Treibhausgaskonzentrationen. Für weitere Details zu RCPs siehe z.B. IPCC (2013, 147-150, 1045) und van Vuuren et al. (2011).

Ergänzend zu den SRES-Emissionsszenarien A1B und B1 wurden in dieser Arbeit regionale Klimaprojektionen für die 1. und teilweise 2. Realisierung der RCPs RCP2.6, RCP4.5 und RCP8.5 verwendet (Kapitel 3.3.3).

Das Szenario RCP2.6 wird auch als Klimaschutzszenario bezeichnet und basiert auf der Annahme, dass die globale Erwärmung bis zum Ende des 21. Jh. weniger als 2 °C gegenüber 1860 beträgt (DWD 2020). In diesem Szenario wird das Maximum des Strahlungsantriebs mit ca. 3 W/m^2 vor der Mitte des 21. Jh. erreicht, gefolgt von einer Abnahme auf einen Endwert von ca. 2,4 W/m^2 am Ende des 21. Jh. (Abb. 16).

Das Szenario RCP2.6 geht weiterhin davon aus, dass das Maximum der globalen Treibhausgasemissionen vor 2020 liegt. Die Entwicklung der globalen Konzentrationen treibhauswirksamer Gase wie Kohlendioxid, Methan und Lachgas zeigt jedoch, dass die Konzentrationen auch nach 2020 hinaus weiter ansteigen werden[34].

Eine weitere Annahme des Szenarios RCP2.6 ist, dass um das Jahr 2080 Null-Emissionen und danach negative Emissionen eintreten, was ambitionierte klimapolitische und technische Maßnahmen, z.B. zur Speicherung von Kohlendioxid, voraussetzt (Abb. 97 im Anhang).

Das Szenario RCP4.5 ist, wie das Szenario RCP6.0, ein intermediärer Stabilisierungspfad mit einem Strahlungsantrieb von ca. 4,1 W/m² am Ende des 21. Jh. und basiert auf der Annahme, dass die globale Temperatur um ca. ~2,5 °C am Ende des 21. Jh. und im Vergleich zum Jahr

[33] https://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/RCP-Szenarien (01.04.2024)
[34] https://www.umweltbundesamt.de/daten/klima/atmosphaerische-treibhausgas-konzentrationen (01.04.2024)

1860 zunimmt. Der Pfad RCP4.5 ist vergleichbar mit dem Strahlungsantrieb des SRES-Szenarios B1 am Ende des 21. Jh. (Abb. 16). Die weltweiten Treibhausgasemissionen steigen in diesem Szenario ohne neue bzw. mit neuen klimapolitischen Maßnahmen bis zum Jahr 2040 bzw. 2030 an und fallen danach ab (Abb. 97 im Anhang).

Der Pfad RCP8.5 entspricht dem Weiter-wie-bisher-Szenario und basiert hauptsächlich auf dem Einsatz von fossilen Energieträgern zur Energieerzeugung mit stetig ansteigenden weltweiten Treibhausgasemissionen, einem Strahlungsantrieb von ca. 8,1 W/m² (Abb. 97 im Anhang) und einer projizierten globalen Temperaturzunahme von 4 °C bis 5 °C am Ende des 21. Jh. und im Vergleich zu 1860. Der Pfad RCP8.5 ist vergleichbar mit dem Strahlungsantrieb des SRES-Szenarios A2 am Ende des 21. Jh. (Abb. 16).

Im Rahmen des 6. Sachstandsbericht des IPCC (AR6, IPCC 2021b) wurden die gemeinsam genutzten sozioökonomischen Pfade (SSPs) entwickelt und für die derzeit aktuellsten Klimaprojektionen von CMIP6 verwendet. Anhand der SSPs können verschiedene RCPs vor dem Hintergrund unterschiedlicher sozioökonomischer Entwicklungen innerhalb eines integrativen SSP-RCP-Rahmens untersucht werden. Die SSPs haben ähnlich den SRES-Emissionsszenarien und abweichend von den RCPs Annahmen zur globalen gesellschaftlichen, demographischen sowie ökonomischen Entwicklung als Ausgangsbasis (Kasang 2020a).

Die SSPs unterscheiden sich grundsätzlich in Basisszenarien mit fünf sozioökonomischen Entwicklungspfaden SSP1 bis SSP5 und ohne zusätzliche neue Klimaschutzmaßnahmen, d.h. über die bereits beschlossenen klimapolitischen Maßnahmen hinaus, sowie in Klimaschutzschutzszenarien auf der Basis einer möglichen zukünftigen Klimapolitik (Kasang 2020a). Die SSPs sind frei von klimaschutzpolitischen Annahmen, berücksichtigen jedoch gemeinschaftspolitische Annahmen (SPAs). (IPCC 2021a).

Die sozioökonomischen Entwicklungspfade (SSPs) beschreiben in verschiedenen Narrativen plausible zukünftige demographische, menschliche, wirtschaftliche, institutionelle und technologische Entwicklungen sowie der Umwelt und bilden somit Unsicherheiten in Bezug auf die sozioökonomischen Herausforderungen für die Anpassung sowie Eindämmung des Klimawandels ab (O'Neill et al. 2017).

Die SSPs beschreiben einen nachhaltigen und grünen (SSP1), mittleren (SSP2), von regionalen Rivalitäten (SSP3), Ungleichheit (SSP4) sowie einer fossilen Entwicklung (SSP5) geprägten Pfad und werden mit verschiedenen RCPs kombiniert. Die Hauptpfade sind SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 und SSP5-8.5 (Abb. 97 im Anhang).

So begrenzen beispielsweise die Pfade SSP1-1.9 bzw. SSP1-2.6 den globalen Temperaturanstieg bis zum Ende des 21. Jh. auf weniger als 1,5 °C bzw. 2 °C gegenüber dem vorindustriellen Niveau. Für weitere Details zu den SSPs siehe IPCC (2021b) sowie Riahi et al. (2017a, 2017b).

Da zum Zeitpunkt der Arbeiten noch keine regionalen Klimaprojektionen für die SSP-Szenarien vorlagen, konnten diese Szenarien nicht mit in die Auswertungen einbezogen werden. Es wurden jedoch ausgewählte regionale Klimaprojektionen für das Szenario RCP8.5 in die Untersuchungen einbezogen, welches in etwa dem mittleren Strahlungsantrieb im Szenario SSP5 entspricht (Abb. 97 im Anhang).

3.3.3 Übersicht der verwendeten Projektionen

Regionale Klimaprojektionen mit COSMO-CLM

Zu Beginn der Arbeit wurden räumlich mit $\Delta x = \Delta y \sim 18$ km sowie zeitlich mit $\Delta t = 1$ h hochaufgelöste Klimaprojektionen der regionalen Klimamodelle COSMO-CLM (Rockel et al. 2008) und REMO (Jacob 2001) als Eingangsdaten für die Berechnung der lokalen Seegangsverhältnisse mit den in Kapitel 3.4 vorgestellten Methoden verwendet.

Das nicht-hydrostatische regionale Klimamodell COSMO-CLM ist eine Weiterentwicklung des früheren operationellen Vorhersagemodells des DWD, Lokal-Modell (LM, Steppeler et al. 2003) im Klimamodus (Hollweg et al. 2008) durch das internationale Wissenschaftsnetzwerk COSMO[35]. In späterer Folge wurden vom DWD die operationellen Modelle LME (Schulz und Schättler 2014), LMK (Baldauf et al. 2016) sowie ICON-EU und ICON-D2 (Reinert et al. 2023)[36] entwickelt und betrieben.

Ein nicht-hydrostatisches regionales Klimamodell berücksichtigt im Gegensatz zu einem hydrostatischen Modell, wie z.B. REMO, nicht-hydrostatische Effekte, die mit einer höheren räumlichen Auflösung von $\Delta x = \Delta y < \sim 10$ km abgebildet werden können, wie z.B. konvektiver Niederschlag (Göttel 2008).

Aus Gründen der Verfügbarkeit lagen im Jahr 2010 für COSMO-CLM Klimadaten mit Antrieb durch globale CMIP3-Klimaprojektionen vom AOGCM ECHAM5/MPIOM (Jungclaus et al. 2006) des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPI-M) vor. ECHAM5 hat eine horizontale Auflösung von $\Delta x = \Delta y \sim 200$ km sowie eine vertikale Auflösung von 31 Schichten. Das Ozeanmodell MPIOM besitzt eine räumlich variierende horizontale Auflösung von $\Delta x = \Delta y \sim 10$ km bis 150 km. Die Daten der Projektionen werden vom Word Data Center for Climate (WDCC)[37], einem Langzeit-Datenarchiv des DKRZ Hamburg, bereitgestellt. Weitere Details zur Konfiguration von COSMO-CLM finden sich z.B. in Hollweg et al. (2008). Für weitere Informationen zu den verwendeten regionalen Klimaprojektionen von COSMO-CLM siehe Tab. 22 im Anhang, Zeile 1 bis 14.

Die Projektionen von COSMO-CLM wurden von den SRES-Emissionsszenarien A1B sowie B1 mit jeweils zwei Realisierungen im Zeitraum 2001-2100 angetrieben. Weiterhin erfolgten drei Realisierungen für die Vergangenheit von 1960 bis 2000, wovon nur die ersten beiden Realisierungen für die weiteren Analysen der zukünftigen Veränderungen verwendet werden konnten, weil für die dritte Realisierung keine Projektionen für die Zukunft vorlagen.

Für die Untersuchungen wurden die Windvektorkomponenten in 10 m Höhe über der Oberfläche im Datenstrom D3 mit einer räumlichen Auflösung von $\Delta x = \Delta y \sim 18$ km verwendet (Tab. 22 im Anhang, Zeile 8 bis 14). Im Datenstrom D3 wurden Daten vom Datenstrom D2 (Tab. 22 im Anhang, Zeile 1 bis 7) bilinear auf ein reguläres geographisches Gitter interpoliert (Abb. 4). Der Vorteil bei der Verwendung der Daten vom Datenstrom D3 ist, dass beim Preprocessing der Eingangsdaten für die Impaktmodelle das Entrotieren der Windvektorkomponenten im Gegensatz zum Datenstrom D2 entfällt, da die Daten im Datenstrom D2 auf einem gedrehten

[35] http://www.cosmo-model.org/ bzw. https://clmcom.scrollhelp.site/clm-community/cosmo-clm (01.04.2024)
[36] https://www.dwd.de/DE/forschung/wettervorhersage/num_modellierung/06_num_wettervorhersage_notfallsystem/num_wettervorhersage_notfallsystem_node.html (01.04.2024)
[37] https://www.wdc-climate.de/ui/ (01.04.2024)

sphärischen Koordinatengitter mit einer räumlichen Auflösung von Δx = Δy ~ 15 km bereitstellt werden. Details zum Preprocessing der Daten werden je nach Berechnungsmethode des Seegangs in Kapitel 3.4 gegeben.

Regionale Klimaprojektionen mit REMO

Im Anschluss an die Untersuchungen auf der Basis von COSMO-CLM erfolgten Berechnungen und Auswertungen anhand ausgewählter regionaler Klimaprojektionen von REMO. Das hydrostatische regionale Klimamodell REMO basiert auf einer Weiterentwicklung des früheren operationellen Vorhersagemodells EM (Majewski 1991) des DWD vom MPI-M Hamburg.

Im Jahr 2015 lagen regionale Klimaprojektionen für eine gekoppelte Version von REMO/MPIOM/HD und Antrieb durch CMIP5-Projektionen des AOGCM MPI-ESM-LR für das EURO-CORDEX-Modellgebiet (Abb. 12) auf dem Gitter CORDEX-EUR-44 mit einer räumlichen bzw. zeitlichen Auflösung von Δx = Δy ~ 50 km bzw. Δt = 3 h vor. Zu einem späteren Zeitpunkt lagen ebenfalls Projektionen auf dem Gitter CORDEX-EUR-22 mit einer räumlichen bzw. zeitlichen Auflösung von Δx = Δy ~ 25 km bzw. Δt = 1 h vor.

Die Projektionen mit REMO/MPIOM/HD wurden im Rahmen des EU-FP7-Projektes PEARL (2014-2018)[38] vom MPI-M Hamburg zur Verfügung gestellt (Fang et al. 2015) und umfassen einen historischen Lauf im Zeitraum 1920-2005 sowie Projektionen für die erste Realisierung von RCP4.5 sowie drei Realisierungen von RCP8.5 im Zeitraum 2006-2100 (Tab. 22 im Anhang, Zeile 15 bis 23).

Darüber hinaus erfolgten im Jahr 2018 Ensemble-Auswertungen auf der Basis von räumlich mit Δx = Δy ~12,5 km sowie zeitlich mit Δt = 1 h hochaufgelösten regionalen Klimaprojektionen von REMO für ein Teilensemble von CMIP5-Klimasimulationen aus dem Projekt EURO-CORDEX auf dem CORDEX-EUR-11-Gitter.

Die Klimadaten lagen für verschiedene historische Läufe im Zeitraum 1950-2005 sowie für Projektionen mit Antrieb durch RCP2.6, RCP4.5 sowie RCP8.5 im Zeitraum 2006-2100 und für unterschiedliche Realisierungen vor (Tab. 22 im Anhang, Zeile 24 bis 45).

Darüber hinaus wurde ein von ERA-Interim angetriebener Evaluierungslauf von REMO für den Zeitraum 1979-2017 für verschiedene Vergleiche in der Vergangenheit verwendet, z.B. zur Bestimmung des Bias der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung von REMO (Kapitel 3.2.1.3).

ERA-Interim des ECMWF[39] ist eine globale atmosphärische Reanalyse, die inzwischen durch ERA5[40] ersetzt wurde. Weitere Details zum ERA-Interim-Archiv des ECMWF bzw. zum Modellsystem finden sich z.B. in Berrisford et al. (2011) oder Dee et al. (2011). Ein Vergleich der Modelleigenschaften der beiden Reanalyse-Datensätze[41] und eine Modelldokumentation von ERA5[42] wird vom ECMWF über den Copernicus Climate Change Service (C3S) bereitgestellt.

---

[38] https://cordis.europa.eu/project/id/603663/de (01.04.2024)
[39] https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-interim (01.04.2024)
[40] https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5 (01.04.2024)
[41] https://confluence.ecmwf.int/pages/viewpage.action?pageId=74764925 (01.04.2024)
[42] https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation (01.04.2024)

Die hochaufgelösten regionalen Klimaprojektionen von REMO wurden vom Climate Service Center Germany (GERICS)[43] im Rahmen des Kooperationsprojektes „Untersuchung der Bandbreiten simulierter Auswirkungen von Klimaänderungen bei der Verwendung von Ensemble Klimasimulationen in hydrologischen Modellen„ (2017-2019) bereitgestellt (TUHH 2019c).

Für einen Teilbereich des EURO-CORDEX-Modellgebietes, der die gesamte Ostsee umfasst, wurden stündliche Windvektorkomponenten in 10 m Höhe über der Oberfläche sowie weitere zum Preprocessing notwendige Datensätze, wie z.B. zeitlich konstante Rasterdaten des Landanteils und der Orographie (Geländehöhen), verarbeitet.

Die Projektionen von REMO wurden auf zwei gedrehten sphärischen Gittern Europe011 bzw. EUR-11 mit einer räumlichen Auflösung von $\Delta x = \Delta y \sim 12{,}5$ km bereitgestellt. Beide Gittervarianten sind nahezu identisch und unterscheiden sich lediglich um einen Versatz der Gitterpunkte um eine halbe Gitterzelle in Richtung Ost und Nord (Abb. 94 im Anhang).

3.4 Seegangsprojektionen

3.4.1 Allgemeines

In dieser Arbeit werden verschiedene Verfahren bzw. Modelle zur Seegangsvorhersage bzw. -nachhersage, nachfolgend vereinfachend als Seegangsvorhersage bezeichnet, genutzt, um die für die Analyse und Bewertung der Auswirkungen des Klimawandels notwendigen Informationen über den lokalen Seegang abzuleiten.

Zur Analyse von langfristigen Veränderungen des Seegangsklimas müssen Seegangsdaten über einen möglichst langen Zeitraum vorliegen, um anschließend langzeitstatistisch ausgewertet und bewertet werden zu können. (Fröhle 2000, S. 43)

Die im Küstenwasserbau verwendeten Verfahren zur lokalen Seegangsvorhersage auf der Basis von Information über die lokalen meteorologischen (Wind), hydrodynamischen (Seegang, Strömungen, Wasserstand) sowie weitere topografischen Randbedingungen (Wassertiefen) im Modellgebiet lassen sich wie folgt einteilen:

- **Theoretische Verfahren:** z.B. mittels Formeln bzw. Diagrammen für einfache Windfelder sowie konstante Wassertiefen (Wagner 1989, GLAZIK ET AL. 2015, CERC 1984) oder mittels Integration von JONSWAP / TMA-Spektren (Richter 1981, EAK 2002 2020)
- **Statistische Verfahren:** z.B. auf der Basis gemessener Wind- und Seegangsinformationen, wie z.B. Wind-Wellen-Korrelationen (Fröhle 2000, EAK 2002 2020)
- **Numerische Methoden:** z.B. phasengemittelte 1D- / 2D-Seegangsmodelle der zweiten und dritten Generation (Zielke 1999b, Malcherek 2010, 2003), wie z.B. SWAN (Booij et al. 1999), TOMAWAC (Benoit et al. 1996), WAM (Wamdi Group 1988), WAVEWATCH III (Tolman 1991) und MIKE 21 Spectral Waves FM (SW) von DHI sowie phasenauflösende 2D- / 3D-Seegangsmodelle auf der Basis von i) nichtlinearen Flachwassergleichungen (nonlinear shallow water equations), welche z.B. in der numerischen

[43] https://www.climate-service-center.de/ (01.04.2024)

Strömungsmechanik (CFD) angewendet werden und auf den Navier-Stokes-Gleichungen, wie z.B. SWASH (Zijlema et al. 2011) bzw. auf den Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen (RANS), wie z.B. OpenFOAM®, basieren; ii) der Mild-Slope-Gleichung, wie z.B. Pharos von Deltares oder iii) Boussinesq-Gleichungen, wie z.B. MIKE 21 Boussinesq Waves (BW) von DHI

- **Kombinierte Verfahren** z.B. statistische Verfahren in Kombination mit numerischen Methoden als Hybrid-Modelle

Die genannten Verfahren zur Seegangsvorhersage unterscheiden sich u. a. hinsichtlich der möglichen räumlichen und zeitlichen Skalen, d.h. der Auflösung bestimmter Prozesse sowie deren Parametrisierung und haben spezifische Anforderungen an die Eingangsdaten. Daraus resultiert eine unterschiedliche Genauigkeit der Seegangsvorhersage. Weitere Details zu ausgewählten Verfahren sowie deren Vor- und Nachteile sind z.B. in Fröhle (2000), EAK 2002 (2020) und Ardhuin (2021) beschrieben.

Im Folgenden werden die in dieser Arbeit verwendeten numerischen Modelle (Kapitel 3.4.2) und ihre Kombination mit statistischen Modellen (Kapitel 3.4.3) vorgestellt.

Grundlegende Kenntnisse von Wellentheorien sowie der spektralen Beschreibung des Seegangs und spektraler Seegangsparameter und deren Zusammenhänge werden vorausgesetzt. Für weitere Details hierzu siehe z.B. Fröhle (2000), EAK 2002 (2020) und Holthuijsen (2007b).

3.4.2 Numerische Seegangsmodellierung (SWAN)

3.4.2.1 Allgemeines

Für die numerische Seegangsmodellierung im Bereich der deutschen Ostseeküste wurde das spektrale Seegangsmodell der dritten Generation SWAN (Booij et al. 1999) eingesetzt.

Die Auswahl von SWAN für die Durchführung von numerischen Seegangssimulationen erfolgte einerseits aufgrund der Erfahrungen aus verschiedenen Forschungsprojekten im Küstenwasserbau, wie z.B. im Verbundprojekt MUSTOK des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), Teilprojekt SEBOK-B (Schlamkow und Fröhle 2009a; URCE 2009b), und zum anderen aufgrund der in SWAN verwendeten numerischen Verfahren, z.B. der Finite-Differenzen-Methode, die eine effiziente Durchführung von Langzeitsimulationen über mehr als ein Jahrhundert auf Mehrprozessorsystemen (Clustern) ermöglicht.

SWAN ist ein Open-Source-Programm, welches von der TU Delft entwickelt und in einer Reihe von internationalen und nationalen Studien zur Seegangsmodellierung im Bereich der Nord- und Ostsee eingesetzt und validiert wurde.

Studien im Bereich der niederländischen Nordseeküste (Fraza 1998, Van der Westhuysen 2008, Groeneweg et al. 2009, van Dongeren et al. 2011, van der Westhuysen et al. 2011; 2012, Zijlema et al. 2012, Gautier et al. 2014, Camarena et al. 2015, Gautier und Caires 2015) belegen die prinzipielle Eignung von SWAN zur Reproduktion von kennzeichnenden Seegangsparametern sowie -spektren in den stark strukturierten und von Wind und Tide beeinflussten Wattgebieten an der Nordsee. Eine aktuelle internationale Publikationsliste der Entwickler wird auf der SWAN-Website gegeben[44].

An der deutschen Nordseeküste wurde das Modell z.B. eingesetzt für i) die Ermittlung des Bemessungsseegangs (Kaiser und Niemeyer 2002, FSK 2003, URCE 2009c; 2010a, TUHH 2015), ii) die Durchführung von Seegangs-Hindcasts über längere Zeiträume, z.B. 20 bzw. 40 Jahre (Herman et al. 2007 bzw. Plüß et al. 2020, Hagen et al. 2021), sowie während Sturmereignissen (TUHH 2016, Dreier und Fröhle 2019a), iii) die Ermittlung der Seegangsbelastung von Küstenschutzanlagen (Dreier 2009; TUHH 2014) und iv) die Seegangsvorhersage im operationellen Betrieb (Dreier und Fröhle 2018c, 2019b, 2021).

Im Bereich der deutschen Ostseeküste wurde SWAN z.B. zur Ableitung von i) Bemessungsparametern (Schlamkow und Fröhle 2009a; URCE 2013), ii) Grundlagendaten wie z.B. Seegangszeitreihen für Hindcasts des küstenparallelen Sedimenttransports (URCE 2007, Dimke und Fröhle 2009, TUHH 2019b) sowie iii) der Seegangsbelastung von Küstenschutzanlagen (TUHH 2014) und für grundlegende iv) Modellparameterstudien (Schlamkow und Fröhle 2008) eingesetzt.

Im Folgenden werden ausgewählte Aspekte der Seegangsmodellierung mit SWAN erläutert.

---

[44] https://swanmodel.sourceforge.io/references/references.htm (01.04.2024)

Spektrale Beschreibung von Seegang

Phasengemittelte Seegangsmodelle liefern im Gegensatz zu phasenauflösenden Modellen, welche die Wasserspiegelauslenkung η modellieren, zeitlich integrierte Seegangsgrößen, welche aus dem Seegangsspektrum (Richtungsspektrum) abgeleitet werden.

Beispiele hierfür sind charakteristische Frequenzbereichsparameter wie die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, Energieperiode $T_{m-1,0}$, Peakperiode T_p usw. Für Details zur Ermittlung bzw. Definition dieser bzw. weiterer spektraler Seegangsparameter siehe Kohlhase (1983), IAHR (1989), Fröhle (2000), EAK 2002 (2020).

Ein großer Vorteil phasengemittelter Modelle ist die effiziente Berechnung großräumiger Seegangsszenarien.

Ein Seegangsspektrum beschreibt nach EAK 2002 (2020) die spektrale Dichte der Varianz der Wasserspiegelauslenkung über die Frequenz und Richtung.

Die Wasserspiegelauslenkung η kann als zeitabhängige Funktion durch Überlagerung von Wellen mit unterschiedlicher Amplitude a, relativer Frequenz / Kreisfrequenz σ und einer zufälligen Phasenverschiebung α wie folgt dargestellt werden (The SWAN Team 2023a, Gl. (2.1)):

$$\eta(t) = \sum_i a_i \cos(\sigma_i t + \alpha_i) \tag{5}$$

mit:

η	Wasserspiegelauslenkung (m)
i	0, 1, 2, ... Wellenkomponenten
t	Zeit (s)
σ	relative Kreisfrequenz (Hz), Gl. (6), ohne Strömung gilt σ = ω (Kreisfrequenz)
α	Phasenverschiebung (rad)
a	Amplitude einer Welle (a = H/2) (m)

$$\sigma = \omega = \frac{2\pi}{T} \tag{6}$$

mit:

T	Wellenperiode (s)

Da die Phasenverschiebung α der Wellenkomponenten unbekannt ist, wird diese als zufällig angenommen (random-phase model, Holthuijsen 2007b).

Aufgrund der chaotischen Natur von natürlichem Seegang ist eine Beschreibung der Wellen im Zeitbereich eher unzweckmäßig. Daher bietet sich alternativ eine Beschreibung als Seegangsspektrum (Varianzdichtespektrum), welches die „spektrale Dichte der Varianz der Wasserspiegelauslenkung über die Frequenz und Richtung“ beschreibt, die proportional zur Seegangsenergie ist (EAK 2002 2020).

Das Varianzdichtespektrum stellt dabei eine mittels Fouriertransformation gewonnene Autokovarianzfunktion der Wasserspiegelauslenkung η dar und der Zusammenhang zwischen der Varianz der Wasserspiegelauslenkung und dem Varianzdichtespektrum ist wie folgt gegeben (The SWAN Team 2023a, Gl. (2.7)):

$$\langle \eta^2 \rangle = C(0) = \int_0^{+\infty} E(f)\, df \tag{7}$$

mit:

⟨ ⟩	Ensemble-Mittelwert einer Zufallsvariable
η^2	Varianz der Wasserspiegelauslenkung (m²)
C	Autokovarianzfunktion
E(f)	Varianz- bzw. Energiedichte (m^2/Hz)
f	Frequenz (Hz)

Der Zusammenhang zwischen der Varianz der Wasserspiegelauslenkung und der Gesamtenergie E_{tot} der Wellen pro Flächeneinheit ist:

$$E_{tot} = \frac{1}{2}\rho_w g \langle \eta^2 \rangle \tag{8}$$

mit:

E_{tot}	Wellenenergie pro Flächeneinheit (Nm/m^2)
ρ_w	Dichte Wasser (kg/m³)
g	Erdbeschleunigung (m²/s)

Anhand von Gl. (7) ist ersichtlich, dass das Spektrum die Varianz über die Frequenz verteilt, sodass E(f) als Varianz- bzw. Energiedichte bezeichnet werden kann. Hierbei wird statistisch vorausgesetzt, dass die Wasserspiegelauslenkung ein stationärer Gaußscher Zufallsprozess ist (The SWAN Team 2023a, S. 8).

Der Seegang kann für kürzere Zeiträume als (schwach) stationär angenommen werden, d.h. es existiert unabhängig vom betrachteten Zeitpunkt ein konstanter Mittelwert und eine konstante Kovarianzfunktion (Fröhle 2000).

Das Seegangsspektrum (Richtungsspektrum) E(f,Θ) beschreibt die Verteilung der Energiedichte über die Frequenz f und die Richtung Θ. Hierbei wird davon ausgegangen, dass die Gesamtenergiedichte E an einer Frequenz f über die Richtungen Θ verteilt wird (The SWAN Team 2023a, Gl. (2.9)):

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f,\theta)\, d\theta \tag{9}$$

mit:

Θ	Richtung (rad)

Das eindimensionale Varianz- bzw. Energiedichtespektrum E(f) sowie das zweidimensionale Seegangsspektrum E(f,Θ), sind beispielhaft in Abb. 17 dargestellt.

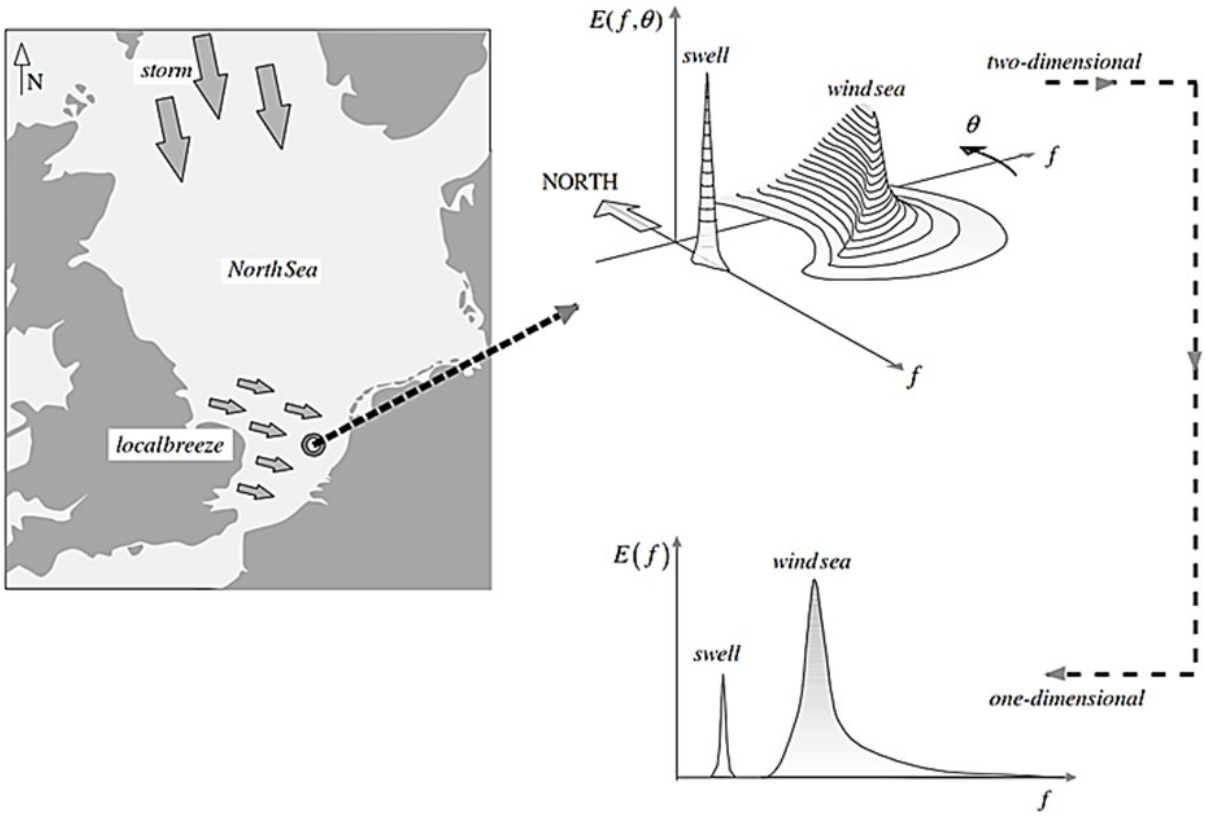


Abb. 17: Eindimensionales Energiedichtespektrum E(f) (unten rechts) sowie zweidimensionales Seegangsspektrum E(f,Θ) (oben rechts) (Holthuijsen 2007b)

In SWAN wird das zweidimensionale Seegangsspektrum in der Form E(σ,Θ) d.h. in Abhängigkeit von der relativen Kreisfrequenz σ berechnet, welche sich nach linearer Wellentheorie wie folgt ergibt (The SWAN Team 2023a, Gl. 2.3):

$$\sigma = \sqrt{g\vec{k}\tanh(|\vec{k}|d)} \tag{10}$$

mit:

g Erdbeschleunigung (m/s²)

$\vec{k}$ Wellenzahlvektor $\vec{k} = (k_x, k_y)$

d Wassertiefe (m)

Der Zusammenhang zwischen der absoluten Kreisfrequenz ω und der relativen Kreisfrequenz σ im Falle einer über die Tiefe gleichmäßigen Strömungen und nur geringen Veränderungen der Strömung innerhalb einer Wellenlänge ist (The SWAN Team 2023a, Gl. 2.2):

$$\omega = \sigma + \vec{k} * \vec{u} \tag{11}$$

mit:

$\vec{u}$ Strömungsvektor (u_x, u_y)

Die absolute und die relative Kreisfrequenz sind für den Fall ohne Strömung nach Gl. (11) gleich.

Darüber hinaus wird in SWAN eine kosinusförmige Richtungsfunktion D(f,Θ) für die frequenzabhängige Verteilung der Energiedichte über die Richtungen verwendet (The SWAN Team 2023b, S. 47):

$$D(f,\theta) = cos^m(\theta - \theta_{peak}) \tag{12}$$

mit:

m natürliche Zahl, Standard = 2 in SWAN

Θ Richtung (rad)

Θ_{peak} Richtung an der Peakfrequenz f_p (rad)

Auf Basis des eindimensionalen Energiedichtespektrums E(f) werden die integralen bzw. spektralen Parameter des Spektrums (sog. „Frequenzbereichsparameter“) mittels sog. „Momente“ n-ter Ordnung bestimmt:

$$m_n = \int_0^\infty f^n E(f)\, df \tag{13}$$

mit:

n natürliche Zahl 0, 1, 2, …

Die Varianz der Wasserspiegelauslenkung ergibt sich demnach aus dem 0-ten Moment zu The SWAN Team 2023a, Gl. (2.10):

$$m_0 = \int_0^\infty E(f)\, df = \langle \eta^2 \rangle \tag{14}$$

Aus den Momenten werden verschiedene Frequenzbereichsparameter abgeleitet, wie z.B. die signifikante Wellenhöhe $H_s = H_{m0}$, die mittlere Wellenperiode T_{m02}, die Energieperiode $T_{m-1,0}$ und die Peakperiode T_p:

$$H_s = 4\sqrt{m_0} \tag{15}$$

$$T_{m02} = \sqrt{m_0/m_2} \tag{16}$$

$$T_{m-1,0} = m_{-1}/m_0 \tag{17}$$

$$T_p = f_p^{-1} \tag{18}$$

Weitere Einzelheiten bzw. Zusammenhänge, z.B. zwischen dem Amplitudenspektrum und dem eindimensionalem Seegangsspektrum sowie zwischen Seegangsparametern im Zeit- und Frequenzbereich, sind in EAK 2002 2020, S. 58–60, dargestellt.

Spektrale Seegangsmodelle werden in Generationen eingeteilt, je nachdem, welcher Ansatz zur Beschreibung des Seegangsspektrums verwendet wird. Die erste und zweite Generation basieren auf dem Ansatz von Holthuijsen und De Boer (1988) und gehen von einer konstanten ($\alpha = 8{,}1\ 10^{-3}$) bzw. variablen PHILLIPS-Konstante (Phillips 1958) zur Beschreibung des abfallenden Astes des Spektrums aus (EAK 2002 2020, S. 65).

Seegangsmodelle der dritten Generation, wie z.B. SWAN, verwenden heute für Tiefwasserspektren meist die JONSWAP-Form eines Spektrums. Für eine Beschreibung eines JONSWAP-Spektrums sowie weiterer Spektrenformen siehe EAK 2002 (2020, S. 65–69).

Darüber hinaus modellieren Seegangsmodelle der dritten Generation die relevanten physikalischen Prozesse der Seegangsentstehung, -interaktion und -dissipation, wie z.B. Windenergieeintrag, Whitecapping, Quadruplet-Welleninteraktionen und Bodenreibung explizit, d.h. ohne a priori festgelegte Einschränkungen der Seegangsentwicklung (Booij et al. 1999).

In heutigen spektralen Seegangsmodellen erfolgt die Berechnung der Seegangsspektren flächenhaft an den Knotenpunkten von strukturierten (z.B. rechteckigen) oder unstrukturierten (dreieckigen) Gittern.

Phasengemittelte spektrale Modelle werden in Gebieten angewendet, wo sich der Seegang über größere Strecken grundlegend ändert. Unter größeren Strecken sind hier Entfernungen zu verstehen, die ein Vielfaches der Wellenlänge betragen. Die Modelle finden daher Anwendung in der großräumigen Berechnung des Seegangs für Flachwassergebiete, d.h. im Übergangsbereich sowie der offenen See im Tiefwasserbereich. Eine weitere Voraussetzung für deren Anwendung ist, dass in den Modellgebieten keine zu starken Bodengradienten auftreten. (Zielke und Mayerle 1999)

Die Modelle basieren auf mathematischen Gleichungen zur Erhaltung der wave action density (Impulsdichte) für den Fall ohne Strömung. Sie berechnen eine raumzeitliche Verteilung der spektralen Wellenenergie anhand der spectral action balance equation (spektrale Impulserhaltungsgleichung, Mai et al. 2004). Da lediglich die Gradienten der Wellenenergie erfasst und keine Einzelwellen aufgelöst werden, ermöglicht dies eine größere räumliche und zeitliche Auflösung sowie die Modellierung des Seegangs in größeren Gebieten (Malcherek 2003).

Die in SWAN implementierte spectral action balance equation Gl. (20) basiert auf Hasselmann (1973) und beschreibt anhand verschiedener Differentialgleichungen die zeitliche (Term 1) und räumliche Änderung (Terme 2 und 3) der action density (Impulsdichte) N(σ, θ) Gl. (19). Bei stationärer Berechnung entfällt die zeitliche Änderung (Term 1). Weiterhin werden Veränderungen der Frequenz infolge Veränderungen der Wassertiefen und Strömungen (Term 4) sowie Veränderungen der Wellenanlaufrichtung infolge der wassertiefenabhängigen und strömungsbedingten Refraktion (Term 5) berücksichtigt.

$$N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta)/\sigma \tag{19}$$

mit:

N action density bzw. Impulsdichte (m^2 s^2 bzw. m^2/Hz^2)

E(σ, θ) Varianz- bzw. Energiedichte (m^2 s bzw. m^2/Hz)

σ relative Kreisfrequenz (Hz)

Θ Wellenanlaufrichtung (Richtung zur Wellennormale jeder spektralen Komponente)

Im Falle kartesischer Koordinaten lässt sich die spektrale Impulserhaltungsgleichung wie folgt darstellen (The SWAN Team 2023a, Gl. 2.18):

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \tag{20}$$

mit:

c_x/c_y Wellenfortschrittsgeschwindigkeit in x-/y-Richtung (m/s)

S_{tot} Quelle-Senken-Term der Energiedichte, Gl. (21)

Der Gesamtterm S_{tot} Gl. (21) umfasst Terme für den Energieeintrag durch Wind S_{in}, nichtlineare Verteilungen der Wellenenergie infolge von Welleninteraktionen von drei bzw. vier Wellenkomponenten Triads S_{nl3} bzw. Quadruplets S_{nl4} sowie die drei dissipativen Prozesse i) Whitecapping $S_{ds,w}$, ii) Bodenreibung $S_{ds,b}$ und iii) das wassertiefenabhängige Wellenbrechen $S_{ds,br}$ (The SWAN Team 2023a, Gl. 2.27):

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \tag{21}$$

Eine detaillierte Beschreibung sämtlicher Bestandteile des Gesamtterms S_{tot} wird in The SWAN Team (2023a, S. 13–43) gegeben.

Die Diskretisierung der spektralen Impulserhaltungsgleichung Gl. (20) erfolgt nach der Finite-Differenzen-Methode. Dazu wird das Modellgebiet mit einem strukturierten oder unstrukturierten Rechengitter überlagert. Die partiellen zeitlichen und räumlichen Ableitungen der Differentialgleichung werden hierbei durch finite Differenzenquotienten ersetzt, z.B. Rückwärtsdifferenzen für die zeitliche Diskretisierung oder zentrale Differenzen für die räumliche Diskretisierung.

Die zeitliche Diskretisierung erfolgt durch ein impliziten Euler-Verfahren mit dem Zeitschritt Δt. Die räumliche Diskretisierung erfolgt durch die Aufteilung des Rechengitters in Gitterzellen (Maschen) mit einer räumlichen Auflösung (Maschenweite) Δx in x-Richtung und Δy in y-Richtung. Die spektrale Diskretisierung erfolgt durch die Aufteilung in Stützstellen (bins) mit konstanter Richtungsauflösung $\Delta\Theta$ sowie konstanter relativer Frequenzauflösung $\Delta\sigma/\sigma$, was zu einer logarithmischen Frequenzverteilung führt. Weitere Details zu den in SWAN implementierten numerischen Verfahren zur räumlichen und spektralen Diskretisierung sowie zu den Algorithmen zur Lösung des linearen Gleichungssystems in Matrixstruktur finden sich in The SWAN Team (2023a, S. 62–74).

Räumliche Ausdehnung und zeitliche Auflösung

Ein wesentlicher Einflussfaktor für die Modellierung mit einem Seegangsmodell ist die räumliche Ausdehnung des Modells. Sie beschreibt, wie viele Raumdimensionen für die Berechnung der Zustandsgrößen des Modells verwendet werden (Zielke 1999a, S. 17). Der aufwendigste Fall ist die Berücksichtigung aller drei Dimensionen.

Für bestimmte Fragestellungen ist eine zweidimensionale Betrachtung ausreichend. Diese wird durch die Verwendung von Mittelwerten in einer Raumebene erreicht. Man unterscheidet vertikale (2DV) und horizontale (2DH) zweidimensionale Modelle.

Der vorletzte Vereinfachungsschritt sind eindimensionale (1D) Modelle, die eine Querschnittsmittelung beinhalten und die Änderungen der Zustandsgrößen entlang einer definierten Achse beschreiben (Zielke 1999a, S. 17).

Phasengemittelte spektrale Seegangsmodelle wie SWAN sind entweder 2DH- oder 1D-Modelle.

Hinsichtlich der zeitlichen Auflösung eines Modells werden drei mögliche Zustände unterschieden: stationär, quasistationär und instationär. Im stationären Zustand werden alle partiellen Ableitungen der Grundgleichungen, z.B. der spectral action balance equation Gl. (20), nach der Zeit vernachlässigt. Dieser Zustand kann angewendet werden, wenn sich die betrachteten Prozesse nur langsam, z.B. über Jahre, ändern. (Zielke 1999a, S. 17)

Stationäre numerische Simulationen gehen von zeitlich und räumlich konstanten Eingangsgrößen bzw. Randbedingungen aus. Die Simulationen werden für Gebiete mit kleiner bis mittlerer räumlicher Ausdehnung durchgeführt, für die z.B. die Annahme eines konstanten Windfeldes oder Wasserstandes gerechtfertigt ist. Stationäre numerische Simulationen sind aufgrund ihrer Zeitersparnis und einfacheren Durchführung gut geeignet, um im Rahmen von Sensitivitätsuntersuchungen prinzipielle Abhängigkeiten des lokalen Seegangs von meteorologischen und hydrodynamischen Randbedingungen zu untersuchen. Darüber hinaus sind stationäre Simulationen eine Alternative für die Seegangsberechnung in kleinräumigen Küstengebieten sowie für die Ableitung des Bemessungsseegangs im Rahmen der Planung, des Entwurfs oder der Sicherheitsüberprüfung von Küstenschutzbauwerken.

Der zweite Zustand ist der quasistationäre Zustand, welcher eine Folge von stationären Zuständen darstellt.

Die volle Zeitabhängigkeit der Prozesse wird erst durch den instationären Zustand erreicht. Hierbei werden die vollständigen Grundgleichungen, z.B. der spectral action balance equation Gl. (20), zur Berechnung verwendet, die für jeden Zeitpunkt des Prozesses gelöst werden müssen. Dieser Zustand wird z.B. für kleinere Zeitschritte, im Falle von SWAN Stunden oder Minuten, verwendet.

Für instationäre numerische Simulationen mit spektralen Seegangsmodellen werden als Eingangsgrößen bzw. Randbedingungen z.B. räumlich und zeitlich veränderliche Windfelder und ggf. Wasserstände sowie Strömungen verwendet. Die Simulationen sind prinzipiell für beliebige Lokationen durchführbar, erfordern jedoch teilweise lange Rechenzeiten und stellen hohe Anforderungen an die Eingangsgrößen, die nicht immer in ausreichender Auflösung und Genauigkeit zur Verfügung stehen. Instationäre numerische Simulationen des lokalen Seegangs für die gesamte Ostseeküste mit regionalen Klimaprojektionen als Eingangsgrößen sind aufgrund der langen Simulationszeiträume von bis zu 160 Jahren sehr zeitaufwendig und erfordern die Berechnung auf Mehrprozessorsystemen (Clustern), wie z.B. dem Rechenzentrum der TUHH.

Im Gegensatz zu anderen spektralen Seegangsmodellen, die ein explizites numerisches Seegangsausbreitungsschema verwenden, z.B. WAM oder WAVEWATCH-III, verwendet SWAN ein implizites Schema auf der Basis eines Finite-Differenzen-Verfahrens, wodurch die Berechnung unabhängig vom Courant-Kriterium Gl. (22) ist und somit größere Simulationszeitschritte Δt sowie eine stabile Berechnung ermöglicht.

Durch die Möglichkeit größerer Simulationszeitschritte Δt in SWAN werden die Laufzeiten von räumlich hochaufgelösten Simulationen oder Langzeitsimulationen im Vergleich zu phasengemittelten spektralen Seegangsmodellen, welche abhängig vom Courant-Kriterium sind, wie z.B. TOMAWAC, deutlich verkürzt.

Das Courant-Kriterium besagt, dass sich die Wellenenergie während eines Simulationszeitschrittes nicht über mehr als eine Berechnungszelle hinaus ausbreiten sollte (Holthuijsen 2007a).

Die Genauigkeit der Simulationsergebnisse ist neben der räumlichen Auflösung auch vom Zeitschritt abhängig, sodass für phasengemittelte Seegangsmodelle unter ozeanographischen Bedingungen, d.h. bei gröberer räumlicher Auflösung Δx = Δy ~ 25 km bis 100 km, ein Simulationszeitschritt zwischen 20 min ≤ Δt ≤ 80 min zur Auflösung einer kleinsten Frequenz von 0,04 Hz erforderlich ist bzw. in Abhängigkeit von den zeitlichen Änderungen der meteorologischen und hydrodynamischen Randbedingungen gewählt werden sollte (Holthuijsen 2007b, S. 287–288).

Bei einer erforderlichen höheren räumlichen Auflösung bis zu Δx = Δy ≤ 10 m, z.B. im Übergangsbereich und für geringere Wassertiefen, ist unter Berücksichtigung des Courant-Kriteriums ein deutlich kleinerer Zeitschritt erforderlich, z.B. Δt ≤ 15 s bei einer kleinsten aufzulösenden Frequenz von f_{min} = 0,04 Hz, oder es sind spektrale Modelle mit anderen Ansätzen wie z.B. TOMAWAC zu verwenden (Holthuijsen 2007b, S. 287–288).

Darüber hinaus gibt es in SWAN auch eine alternative (optionale) Berechnungsmethode unter Berücksichtigung des Courant-Kriteriums[45].

Für Modelle, die eine Abhängigkeit vom Courant-Kriterium besitzen, lassen sich folgende Anforderungen für den Simulationszeitschritt Δt und für eine Courant-Zahl < 1 ableiten (Holthuijsen 2007b, S. 287):

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{c_{g,x}} \text{ und } \Delta t < \frac{\Delta y}{c_{g,y}} \tag{22}$$

mit:

Δt erforderlicher Simulationszeitschritt (s)

Δx/Δy Kantenlänge der Gitterzelle in x-/y-Richtung (m)

$c_{g,x}/c_{g,y}$ Gruppengeschwindigkeit in x-/y-Richtung (m/s)

Die Gruppengeschwindigkeit bzw. Energiegeschwindigkeit gibt die Geschwindigkeit an, mit der sich zwei Wellenkomponenten mit gleicher Amplitude, aber geringfügig unterschiedlicher Frequenz linear überlagert fortbewegen (EAK 2002 2020):

$$c_g = \begin{cases} 0{,}5\, c, & Tiefwasser \\ c, & Flachwasser \end{cases} \tag{23}$$

mit:

[45] SWAN-Befehl „NUMERIC“, Option „CSIGMA“ sowie Variable „CFL“

c Wellengeschwindigkeit (m/s)

Die Wellengeschwindigkeit c einer Einzelwelle ergibt sich nach linearer Wellentheorie für den Übergangsbereich nach Gl. (24) sowie für den Tiefwasser- bzw. Flachwasserbereich nach Gl. (25) bzw. Gl. (26).

$$c = \frac{L}{T} = \frac{g}{\omega} \tanh(kd) \tag{24}$$

mit:

L Wellenlänge (m)

T Wellenperiode (s)

g Erdbeschleunigung (m/s)

ω Kreisfrequenz (Hz), Gl. (27)

k Wellenzahl (m^{-1}), Gl. (28)

d Wassertiefe (m)

$$c = \frac{L}{T} = \frac{g}{\omega} \tag{25}$$

$$c = \frac{L}{T} = \sqrt{g\,d} \tag{26}$$

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \tag{27}$$

$$k = \frac{2\pi}{L} \tag{28}$$

Physikalische Prozesse

SWAN kann in der derzeit aktuellen Version 41.45 (Stand: Februar 2024) folgende physikalische Prozesse prinzipiell berücksichtigen[46]:

- Wellenausbreitung in Zeit und Raum, Shoaling, Refraktion sowie Frequenzverschiebung infolge Strömung und variierender Wassertiefe
- Wellenerzeugung durch Wind
- Nichtlineare Welleninteraktionen von drei oder vier Wellenkomponenten
- Whitecapping, Bodenreibung and wassertiefenabhängiges Wellenbrechen
- Dissipation durch Wasserpflanzen, turbulente Strömung, viskosen Schlamm und Seeeis
- Wave set-up (Brandungs- / Wellenstau)

[46] https://swanmodel.sourceforge.io/features/features.htm (01.04.2024)

- Wellenausbreitung auf kleinen (z.B. Laborversuche) und großen Raumskalen (z.B. Ozean)
- Transmission und spiegelnde bzw. diffuse Reflexion (Streuung) an Hindernissen
- Diffraktion (Näherungslösung)

Beim Betrieb von SWAN im Modus der dritten Generation sind je nach verwendeter Programmversion verschiedene physikalische Prozesse und Ansätze standardmäßig aktiviert[47]. Auf der Internetseite von SWAN finden sich auch allgemeine Hinweise zu den Programmänderungen[48].

Für die in dieser Arbeit verwendeten SWAN-Version 40.72ABCDE sind folgende Parametrisierungen bzw. Ansätze standardmäßig aktiviert:

- Windenergieeintrag (Komen et al. 1984)
- Whitecapping (Hasselmann et al. 1985)
- nichtlineare Welleninteraktionen: Quadruplets (Ansatz von Hasselmann et al. 1985)
- wassertiefenabhängiges Wellenbrechen (Battjes und Janssen 1978)

Zusätzlich zu den o. g. Ansätzen wurden für die in dieser Arbeit durchgeführten Simulationen mit SWAN folgende Prozesse manuell aktiviert:

- Bodenreibung (JONSWAP, Hasselmann 1973)
- nichtlineare Welleninteraktionen: Triads (Eldeberky 1996)

SWAN berücksichtigt auch grundlegende Flachwassereffekte wie Refraktion und Shoaling. Aber auch Wechselwirkungen zwischen Seegang und Strömung können berücksichtigt werden, die in bestimmten Gebieten, z.B. mit starken Gezeitenströmungen wie an der Nordseeküste, einen zusätzlichen Einfluss auf den in den Küstenbereich einlaufenden Seegang haben können (Mai et al. 2004; Murawski 2007; van Dongeren et al. 2010, 2011; van der Westhuysen et al. 2011; van der Westhuysen et al. 2012). Dies wurde in dieser Arbeit jedoch vernachlässigt, da im Untersuchungsgebiet keine relevanten großräumigen Strömungen auftreten.

Lokale Bauwerkseffekte, wie z.B. die Transmission und Reflexion an Hindernissen, sowie eine Näherungslösung für die Diffraktion (phasenentkoppelte Refraktions-Diffraktions-Näherung auf der Basis der Mild-Slope-Gleichung, Holthuijsen et al. 2003) können ebenfalls mit SWAN berücksichtigt werden, wurden aber in dieser Arbeit nicht betrachtet.

Die in SWAN implementierte Näherungslösung für die Diffraktion führt zu Abweichungen der resultierenden Wellenhöhen in Häfen und vor reflektierenden Geometrien (The SWAN Team 2023a, S. 47–48) und sollte daher in diesen Fällen nicht verwendet werden. Dennoch erfolgt auch ohne explizite Berücksichtigung der Diffraktion durch die frequenzabhängige Verteilung der Seegangsenergie um die mittlere Richtung Θ_m, ein Energieeintrag in abgeschattete bzw.

[47] https://swanmodel.sourceforge.io/settings/settings.htm (01.04.2024)
[48] https://swanmodel.sourceforge.io/modifications/modifications.htm (01.04.2024)

geschützte Bereiche. Lokale Bauwerkseffekte wurden in dieser Arbeit generell nicht berücksichtigt, da der Schwerpunkt auf der Simulation des Seegangs im tieferen Wasser des Übergangsbereiches lag (seeseitig bis zur 10 m Wassertiefenlinie).

Weitere Details zu den Parametrisierungen und Ansätzen finden sich z.B. in The SWAN Team (2023a), Holthuijsen (2007a) und Booij et al. (1999).

3.4.2.2 Instationäre numerische Simulationen

Modellaufbau / -Set-up

Für den Aufbau eines phasengemittelten spektralen Seegangsmodells werden Informationen über die Lage und Ausdehnung des Modellgebietes sowie die topographischen, hydrographischen und meteorologischen Randbedingungen benötigt. Darüber hinaus müssen im Rahmen der Diskretisierung die räumliche, zeitliche, spektrale und Richtungsauflösung des Modells sowie die zu berücksichtigenden physikalischen Prozesse und Ansätze, z.B. für den Energieeintrag durch Wind, die Energiedissipation durch Whitecapping, Bodenreibung und das wassertiefenabhängige Wellenbrechen sowie für nichtlineare Welleninteraktionen (Quadruplets und Triads), über Modellparameter in einer SWAN-Steuerdatei festgelegt werden. Die gewählten Modellparameter für die instationären numerischen Simulationen im Bereich der gesamten Ostsee bzw. für ein Detailgebiet der südwestlichen Ostsee sind in Tab. 27 bzw. Tab. 28 im Anhang zusammengefasst.

Lage und Ausdehnung des Modellgebietes

Für die kleinräumigen Seegangssimulationen wurde ein instationäres Seegangsmodell auf der Basis von SWAN für ein Teilgebiet der südwestlichen Ostsee erstellt und betrieben. Das Teilgebiet ist in Abb. 18 unten gemeinsam mit der Wassertiefenverteilung (Bathymetrie) dargestellt.

Die für das kleinräumige Seegangsmodell erforderlichen großräumigen instationären Seegangsrandbedingungen wurden von einem übergeordneten Seegangsmodell auf der Basis von WAM (Wamdi Group 1988) für die gesamte Ostsee mittels Nesting (Modellschachtelung) abgeleitet. Das Modellgebiet für die großräumigen Seegangssimulationen entspricht in etwa dem in Abb. 18 oben dargestellten Gesamtgebiet.

Das übergeordnete Seegangsmodell für die gesamte Ostsee wurde vom Helmholtz-Zentrum Hereon im Rahmen des Verbundprojektes RAdOst aufgebaut und betrieben (Groll et al. 2017).

Das räumlich übergeordnete Modell der gesamten Ostsee wird im Folgenden als Außenmodell und die damit durchgeführten Simulationen entsprechend als Außensimulationen bezeichnet. Die Simulationen des Detailmodells für den Bereich der südwestlichen Ostsee werden hingegen als Detailsimulationen bezeichnet. Sämtliche Simulationen mit beiden Modellen erfolgten in dem geographischen (sphärischen) Koordinatensystem WGS84.

Bathymetrie

Für die Außen- bzw. Detailsimulationen wurden als Datengrundlage frei verfügbare Topographiedatensätze vom Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) von SEIFERT ET AL.

(2001) für die gesamte Ostsee mit einer räumlichen Auflösung von Δx = Δy ~ 1,8 km bzw. 1 / 30° (2‘) longitudinal und 1 / 60° (1‘) latitudinal sowie ein mit Δx = Δy ~ 1 km bzw. 1 / 60° (1‘) longitudinal und 1 / 120° (0,5‘) latitudinal räumlich höher aufgelöster Datensatz für ein Detailgebiet der südwestlichen Ostsee verwendet (Abb. 18)

Die verwendeten Datensätze stammen aus dem Jahr 2008 und werden fortlaufend aktualisiert[49]. Sie werden in einem frei lesbaren ASCII- / Textformat sowie in einem NetCDF[50]- und MATLAB-Format[51] bereitgestellt. Die Wassertiefenangaben beziehen sich auf einen mittleren Wasserstand (MSL bzw. MW).

Die Höhenangaben der Datensätze wurden bis zu einer Höhe von MSL +2 m in die jeweilige Bathymetrie übernommen. Um Speicherplatz zu sparen und die Simulationen zu beschleunigen, wurden Höhen über MSL +2 m auf einen einheitlichen Wert gesetzt und von der Berechnung ausgeschlossen.

Für die Außensimulationen mit WAM wurde eine geringfügig andere Bathymetrievariante auf der Basis des gleichen Topographiedatensatzes durch Groll et al. (2017) erstellt.

Berechnungsgitter

Zur räumlichen Diskretisierung des Außen- sowie Detailmodells wurden strukturierte gleichmäßige Rechteckgitter verwendet. Das Berechnungsgitter für die Außensimulationen mit WAM wurde mit einer räumlichen Auflösung von Δx = Δy ~ 5,5 km bzw. 0,1° (3‘) longitudinal und 0,05° (3‘) latitudinal festgelegt (Groll et al. 2017).

Das Berechnungsgitter für die Detailsimulationen mit SWAN entspricht hinsichtlich der Lage, der Ausdehnung sowie der räumlichen Auflösung dem verwendeten Bathymetriegitter, wodurch keine Interpolationen der Wassertiefen auf die Knotenpunkte des Berechnungsgitters erforderlich waren.

[49] https://www.io-warnemuende.de/topography-of-the-baltic-sea.html (01.04.2024)
[50] https://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/ (01.04.2024)
[51] https://de.mathworks.com/products/matlab.html (01.04.2024)

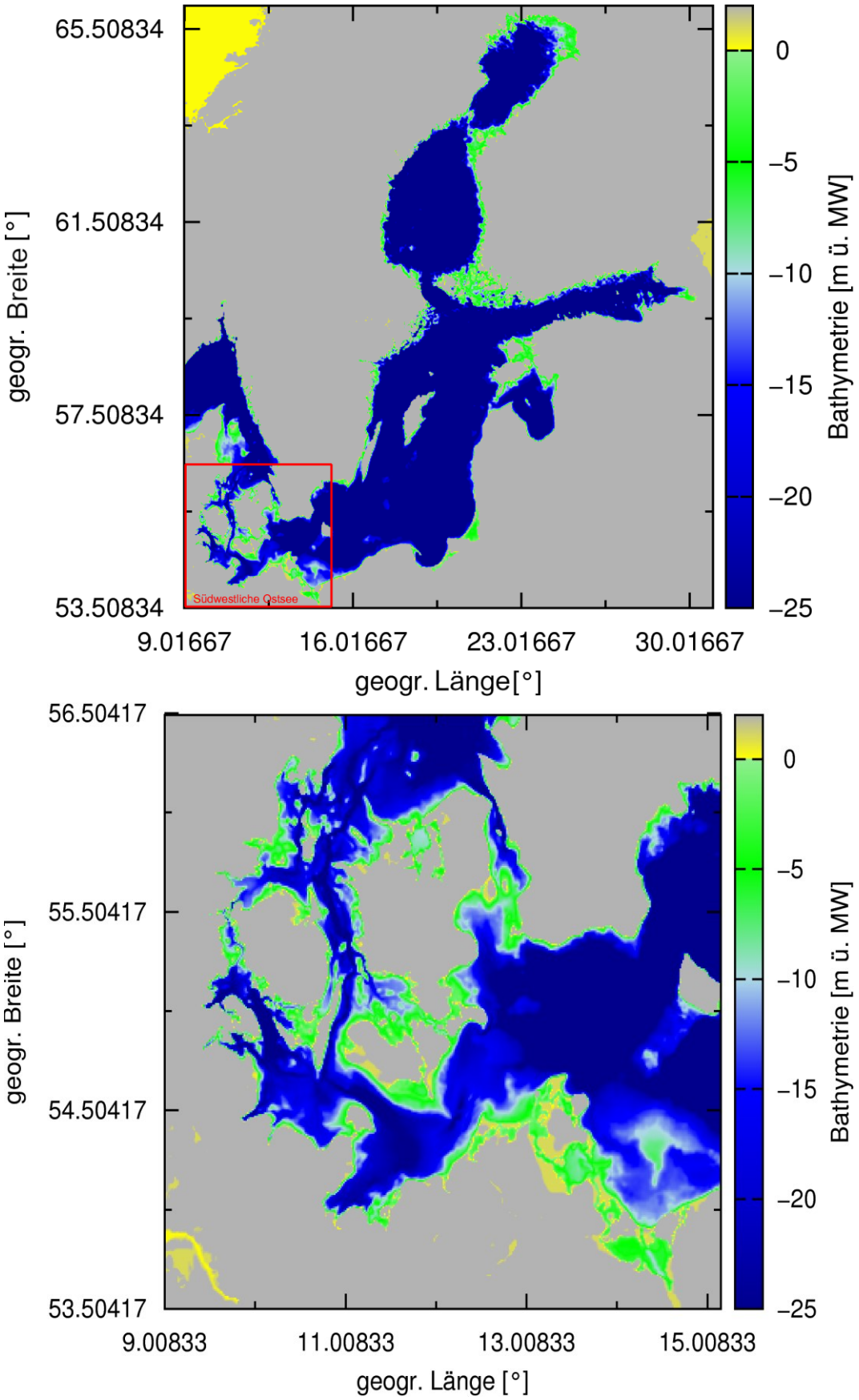


Abb. 18: Bathymetrie der Ostsee (oben) bzw. südwestlichen Ostsee (unten) bis +2,00 m über einem mittleren Wasserstand (MSL) basierend auf dem Topographiedatensatz iowtopo2_rev03 (oben) bzw. iowtopo1_rev02 (unten) von SEIFERT ET AL. (2001), (URCE 2010b, Abb. 4 bzw. Abb. 5)

Hydrodynamische Randbedingungen

An den räumlichen Grenzen des jeweiligen Modells sind in Abhängigkeit von der Lage des Untersuchungsgebietes innerhalb des Modellgebietes weitere hydrodynamische Randbedingungen zu berücksichtigen, wie z.B. Informationen über die lokalen Wasserstände, aber auch die lokalen Seegangsverhältnisse in Form von spektralen Seegangsparametern bzw. -spektren.

Da nach der linearen Wellentheorie die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit unter Tiefwasserbedingungen $d/L > 0{,}5$ unabhängig von der Wassertiefe ist, können Wellen unter Tiefwasserbedingungen daher nur brechen, wenn die Grenzsteilheit $H_0/L_0 \geq 1/7$ überschritten ist (EAK 2002).

Im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen auf der Basis stationärer numerischer Simulationen (Kapitel 3.4.2.3) konnte gezeigt werden, dass ein Anstieg des mittleren Meeresspiegels über das gesamte Modellgebiet zu keiner bedeutsamen Veränderung der resultierenden signifikanten Wellenhöhe im tiefen Wasser des Übergangsbereichs (seeseitig bis zur 10 m Wassertiefenline) führt.

Daher wurden die Außen- sowie Detailsimulationen jeweils bei einem konstanten mittleren Wasserstand W = MSL +/- 0 m durchgeführt.

Darüber hinaus sind an den offenen Modellgebietsrändern die lokalen Seegangsrandbedingungen vorzugeben, falls die Modellgebietsränder nicht weit genug vom Untersuchungsgebiet entfernt sind und Randeffekte somit nicht vernachlässigt werden können.

Der Einfluss der Lage der offenen Modellgebietsränder des Detailmodells wurde im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen auf der Basis stationärer numerischer Simulationen untersucht (Kapitel 3.4.2.3) mit dem Ergebnis, dass für eine Analyse der Veränderungen des Seegangs entlang der gesamten deutschen Ostseeküste spektrale Seegangsrandbedingungen am Nord- und Ostrand des Detailmodells für die instationären Simulationen vorzugeben sind (Abb. 18 unten).

Die spektralen Seegangsrandbedingungen wurden mittels Nesting (Modellschachtelung) aus den übergeordneten instationären Außensimulationen mit WAM in Form von Seegangsspektren abgeleitet und in den Detailsimulationen mit SWAN an den offenen Modellgebietsrändern angewendet.

Für die Außensimulationen mit WAM wurden am Westrand (Skagerrak) Seegangsspektren aus Simulationen mit einem Nordseemodell des Helmholtz-Zentrums Hereon (Groll et al. 2014) mit gleichem meteorologischen Antrieb verwendet. Darüber hinaus wurden in den Außensimulationen Angaben zur Eisbildung aus dem 3D-Ökosystemmodell für die Ostsee ERGOM berücksichtigt, welches am IOW entwickelt wurde (Neumann 2000). Durch die Einbeziehung der Angaben zur Eisbildung kommt es ggf. zum Ausschluss von Gitterpunkten im Außenmodell, sodass der zur Verfügung stehende Fetch reduziert wird, was theoretisch und im Vergleich zur eisfreien Bedeckung zu einer Reduzierung der resultierenden Wellenhöhen im Modellgebiet führt.

In den Detailsimulationen mit SWAN wurden die Angaben aus dem Ökosystemmodell jedoch nicht berücksichtigt, um keinen zusätzlichen Einfluss auf die Bandbreite durch Modellunsicherheiten einzuführen.

Meteorologische Randbedingungen

Als meteorologischer Antrieb wurden für die instationären Außen- sowie Detailsimulationen stündliche Windvektorkomponenten in 10 m Höhe über der Oberfläche des regionalen Klimamodells COSMO-CLM verwendet, welche von GERICS im Rahmen des Verbundprojektes RAdOst in einem NetCDF-Format bereitgestellt wurden.

COSMO-CLM wurde von CMIP3-Klimasimulationen mit dem globalen gekoppelten Zirkulations- und Ozeanmodell ECHAM5/MPIOM und für die SRES-Emissionszenarien A1B und B1 (Kapitel 3.3.2) im Zeitraum 2001-2100 sowie mit historischen Emissionen im Lauf für die Vergangenheit C20 und in jeweils zwei Realisierungen angetrieben (Tab. 22 im Anhang, Zeile 1 bis 14).

Modellparameter

Die Wahl der Modellparameter erfolgte auf der Grundlage der bisherigen Erfahrungen zur Seegangsmodellierung mit SWAN. Das Seegangsmodell SWAN wurde bereits in einer Vielzahl von Forschungsprojekten des Küstenwasserbaus eingesetzt, z.B. für i) die Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Parameter zur Ableitung bemessungsrelevanter Größen (Dreier 2009; URCE 2010a; TUHH 2015, 2016; URCE 2009c; Schlamkow und Fröhle 2009b; URCE 2009a) ii) die operationelle Seegangsvorhersage (Dreier und Fröhle 2017b; Dreier und Fröhle 2018a; Dreier und Fröhle 2018b, 2019b) und iii) zur Ermittlung von Eingangsdaten für die Simulation des küstenparallelen Sedimenttransports (URCE 2007; Schlamkow und Dreier 2012; URCE 2014; TUHH 2019b).

Darüber hinaus wurde im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen anhand stationärer Simulationen mit dem Detailmodell untersucht, inwieweit sich unterschiedliche Modellparameter in den Außensimulationen mit WAM z.B. die Anzahl der Frequenzen bzw. Wellenanlaufrichtungen auf die Berechnungsergebnisse der Detailsimulationen mit SWAN auswirken. Im Ergebnis wurde kein relevanter Einfluss auf die Berechnungsergebnisse festgestellt.

Der zeitliche Integrationsschritt Δt wurde für die Außen- bzw. Detailsimulationen mit Δt = 2 min bzw. Δt = 1 h gewählt. Die unterschiedliche Größenordnung der Zeitschritte ist durch verschiedene Berechnungsverfahren zur numerischen Lösung der spektralen Impulserhaltungsgleichung Gl. (20) in den Seegangsmodellen WAM und SWAN bedingt (Kapitel 3.4.2.1).

Als weitere wesentliche Modellparameter sind neben der räumlichen und zeitlichen Auflösung des Modells die spektrale Diskretisierung der Frequenz sowie der Wellenanlaufrichtung zu wählen. Die Frequenz wurde in den Außen- bzw. Detailsimulationen mit 35 Frequenzen von f_{min} = 0,04 Hz bis f_{max} = 1,07 Hz bzw. 42 Frequenzen von f_{min} = 0,02 Hz bis f_{max} = 1 Hz aufgelöst. Die Auflösung der Wellenanlaufrichtung betrug in den Außen- bzw. Detailsimulationen $\Delta\Theta$ = 15° (24 Richtungen) bzw. $\Delta\Theta$ = 2,5° (144 Richtungen).

Aufgrund der in SWAN implementierten Interpolation von Seegangsspektren (The SWAN Team 2023a, S. 105–106) werden die Seegangsspektren der Außensimulationen beim

Nesting unter Berücksichtigung der in den Detailsimulationen festgelegten Frequenz- und Richtungsauflösung automatisch interpoliert.

Die aktivierten physikalischen Prozesse des Detailmodells sind in Kapitel 3.4.2.1 aufgeführt. Darüber hinaus sind die gewählten Modellparameter des Außen- bzw. Detailmodells in Tab. 27 bzw. Tab. 28 im Anhang zusammengefasst.

Ein Beispiel für eine SWAN-Steuerdatei einer Detailsimulation wird auf S. 346 im Anhang gegeben.

Modellausgaben / Ausgabeparameter

Zum Nesting des Detailmodells SWAN in das Außenmodell WAM wurden die spektralen Randbedingungen entlang des östlichen und nördlichen Modellrandes des Detailgebietes (Nests) in einem freien ASCII- / Textformat in den Außensimulationen ausgegeben und anschließend in den Detailsimulationen eingelesen und angewendet (siehe Abschnitt Pre- und Postprocessing**).**

In den Detailsimulationen wurden an jedem aktiven Gitterpunkt im Modellgebiet die spektralen Seegangsparameter signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m01} bzw. T_{m02}, Peakperiode T_p, Energieperiode $T_{m-1,0}$, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m sowie die Streuung der Wellenanlaufrichtung Θ um die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m (Directional Spreading) ausgegeben.

Die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m wurde nach der nautischen Konvention, d.h. aus der Richtung, woher die Wellen kommen und im Gegensatz zu anderen spektralen Seegangsmodellen, welche eine entgegengesetzte Definition verwenden, z.B. TOMAWAC, ausgegeben. Die aus dem Seegangsspektrum in SWAN abgeleiteten spektralen Seegangsparameter sind in The SWAN Team (2023b, S. 115–120) definiert.

Die spektralen Seegangsparameter wurden tabellarisch in Form von Zeitreihen für ausgewählte Lokationen entlang der Küste als auch flächenhaft für jeden aktiven Gitterpunkt in einem frei lesbaren ASCII- / Textformat ausgegeben. Die flächenhaften Ergebnisse wurden zur weiteren Auswertung und Darstellung im Postprocessing in ein NetCDF-Format konvertiert (siehe Abschnitt Pre- und Postprocessing).

Simulationsdurchführung

Aufgrund der großen Modellgebietsausdehnung für die räumlich übergeordneten Außensimulationen sowie der vergleichsweise hohen räumlichen Auflösung für die Detailsimulationen in Kombination mit der gewählten spektralen Auflösung sowie Richtungsauflösung besteht zur Durchführung der Außen- als auch der Detailsimulationen ein erhöhter Ressourcenbedarf an Arbeitsspeicher sowie Rechenleistung, sodass sämtliche Simulationen auf Multiprozessorsystemen (Clustern) am DKRZ bzw. an der Universität Rostock und der TUHH durchgeführt und anschließend im Postprocessing teilautomatisiert ausgewertet wurden.

Die instationären Simulationen mit SWAN erfolgten mittels OpenMP-Parallelisierung, bei der die Simulationen auf Schleifenebene in mehreren Prozessen (Threads) parallel und auf einem einzelnen Multiprozessorsystem ausgeführt werden. Der Vorteil dieser Methode im Gegensatz

zur MPI-Parallelisierung ist, dass keine Kommunikation zwischen verschiedenen Multiprozessorsystemen (Knoten) eines Clusters erforderlich ist. Ein Nachteil ist, dass die OMP-Parallelisierung auf dem Multiprozessorsystem einen erhöhten Arbeitsspeicherbedarf bedingt, da sämtliche Prozesse auf einem System und nicht wie bei der MPI-Parallelisierung speicherverteilt auf verschiedenen Knoten laufen.

Ein wesentlicher Aspekt bei der Durchführung einer Vielzahl von Langzeitsimulationen bis zu 160 Jahren war die Unterteilung in Simulationszeiträume von jeweils einem Jahr unter Berücksichtigung eines Simulationsvorlaufs von 10 Tagen zur Initialisierung der Simulationen. Dies ermöglichte die gleichzeitige und unabhängige Durchführung mehrerer parallellaufender Simulationen.

Aufgrund der ISO-Zeitnotation in SWAN (The SWAN Team 2023b, S. 18) können absolute Zeitangaben lediglich bis zum Jahr 2030 erfolgen. Daher wurden die Zeitangaben für die Jahre nach 2030 um 100 Jahre rückwärts verschoben. Dieser Hilfsschritt wurde anschließend im Postprocessing wieder rückgängig gemacht, um die korrekten Zeitangaben für die Ergebnisse der Jahre ab 2030 zu erhalten.

Pre- und Postprocessing

Vor der Durchführung der Detailsimulationen mit SWAN sind eine Reihe von Aufbereitungsschritten notwendig, um die erforderlichen Eingangsdaten, wie z.B. die Bathymetrie sowie meteorologische und hydrodynamische Randbedingungen in einem für SWAN geeigneten Einleseformat bereitzustellen.

Darüber hinaus wurden im Anschluss an die Detailsimulationen zur statistischen Auswertung der Ergebnisse die flächenhaften Ergebnisse in ein NetCDF-Format umgewandelt.

Diese Bearbeitungsschritte vor bzw. nach den Detailsimulationen werden unter den Begriffen Pre- bzw. Postprocessing zusammengefasst und im Folgenden erläutert.

Bathymetrie (Preprocessing)

Für die Konvertierung des bereitgestellten Topographiedatensatzes vom ASCII- / Textformat in das SWAN-Einleseformat für Felder wurden folgende Konvertierungsschritte durchgeführt:

- Extraktion der Geländehöhen mit Bezug auf MSL und Sortierung der Werte nach x- und y-Koordinate
- Umwandlung der Werte in das ASCII- / Textformat für das Einlesen der Felder in SWAN entsprechend der Option IDLA = 3

Windfelder (Preprocessing)

Zur Konvertierung der bereitgestellten stündlichen Windvektorkomponenten von einem NetCDF-Format in ein ASCII- / Textformat zum Einlesen der Felder in SWAN wurden die folgenden Konvertierungsschritte durchgeführt:

- Ausschneiden der Windvektorkomponenten von COSMO-CLM im Datenstrom D3 bzw. D2 (Tab. 22 im Anhang, Zeile 1 bis 14). Im Falle des Datenstroms D3 wurden die Windvektorkomponenten bereits entrotiert und bilinear auf ein reguläres geographisches

Gitter interpoliert und von GERICS zeitlich aggregiert zur Verfügung gestellt. Im Falle des Datenstroms D2 wurden als zusätzliche Verarbeitungsschritte die Entrotation sowie das Zuschneiden auf der Basis rotierter Koordinaten durchgeführt.

- Generierung von Jahresdateien mit stündlichen Windvektorkomponenten mit 10 Tagen Vorlauf und Konvertierung der Werte in ASCII- / Textformat zum Einlesen der Felder in SWAN gemäß der Option IDLA = 3

Spektrale Seegangsrandbedingungen (Pre- / Postprocessing)

Zum Nesting des Detailmodells (SWAN) in das Außenmodell (WAM) stehen prinzipiell zwei Methoden zur Übertragung der lokalen Seegangsbedingungen entlang der Modellgebietsränder des Detailmodells vom Außenmodell in das Detailmodell zur Verfügung: i) Nesting mittels Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe, der Peakperiode, der mittleren Wellenanlaufrichtung und des Directional Spreading zur Definition von JONSWAP-Seegangsspektren[52] und ii) Nesting mit Seegangsspektren[53]. Im Rahmen dieser Arbeit wurde die letztgenannte Methode gewählt. Prinzipiell führen jedoch beide Methoden zu den gleichen Ergebnissen.

Aufgrund der in SWAN implementierten Interpolation von Seegangsspektren (The SWAN Team 2023a, S. 105–106) können beide Modelle mit unterschiedlicher räumlicher, Frequenz- und Richtungsauflösung betrieben werden. Eine zeitliche Interpolation ist in SWAN standardmäßig nicht implementiert, daher müssen die Seegangsspektren zu gleichen Zeitpunkten vorliegen. Dazu wurde ein stündliches Austauschintervall verwendet. Da ein direktes Einlesen der Seegangsspektren des Außenmodells WAM im Binärformat beim Betrieb von WAM und SWAN auf unterschiedlichen Rechnern nicht möglich ist, wurde zum Datenaustausch ein frei lesbares ASCII- / Textformat verwendet.

Zur Konvertierung des ASCII- / Textausgabeformates von WAM, welches beispielhaft auf S. 344 im Anhang dargestellt ist, in ein ASCII- / Textformat für 2D-Spektren in SWAN, welches beispielhaft auf S. 343 im Anhang dargestellt ist, erfolgten unter Berücksichtigung des SWAN-Sourcecodes[54] sowie des Programmcodes[55] folgende Verarbeitungsschritte:

- Entfernung nicht benötigter Tiefenangaben aus den WAM-Spektrendateien
- Ergänzung nicht definierter Variablen (auf eins gesetzt), welche seit WAM Cycle 4.5 nicht mehr verwendet werden
- Neustrukturierung der Matrix der Energiedichte über die Frequenzen und Richtungen
- Ersatz der Koordinatenangaben für die WAM-Spektren (Tab. 29 im Anhang), sodass die Koordinaten auf den offenen Modellgebietsrändern von SWAN liegen
- Konvertierung der Zeitnotation der WAM-Spektren in die ISO-Notation von SWAN (The SWAN Team 2023b, S. 19). Das Format der Zeitstempel der WAM-Spektren[56] musste für die verwendete SWAN-Version entweder in das SWAN-Format für Zeitstempel mit

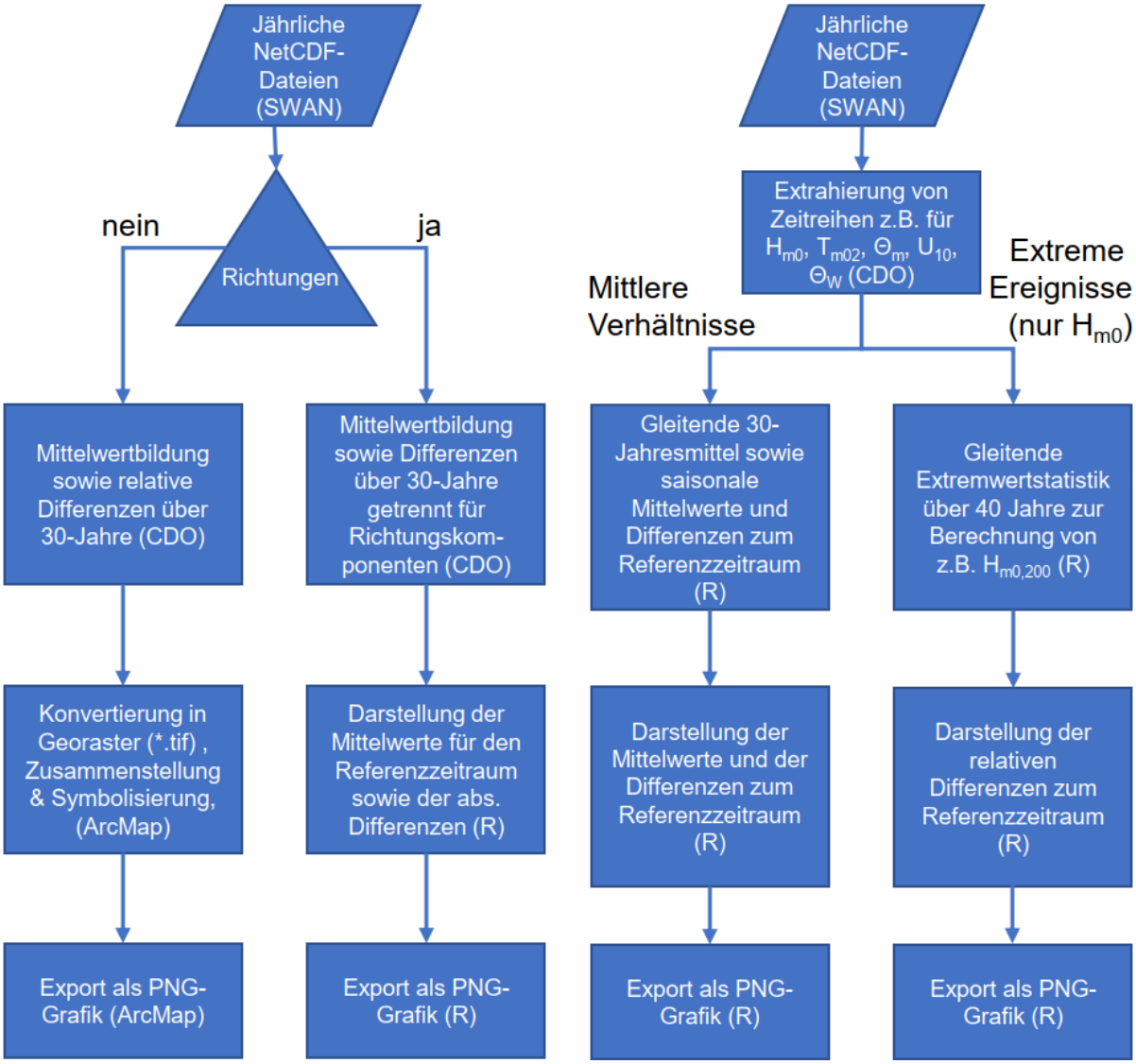
[52] SWAN-Befehl BOUNDSPEC in Verbindung mit BOUNDSHAPE
[53] SWAN-Befehl BOUNDNEST1 bzw. -2
[54] SWAN-Fortran-Datei swanpre2.f
[55] SWAN-Befehl BOUNDNEST2 mit den Optionen WAMN (Nest) und WAMF (Free Format)
[56] Zeitnotation YYYYMMDDHHMMSS

Trennzeichen[57] oder in ein Format ohne Sekunden und mit oder ohne Trennzeichen[58] umgewandelt werden. Abschließend wurde ein Format ohne Sekunden und ohne Trennzeichen gewählt[59].

Die Seegangsspektren wurden von insgesamt 59 Lokationen (Tab. 29 im Anhang) entlang des Ost- und Nordrandes des Detailmodells (Abb. 18 unten) in jeweils einer stündlichen Datei zusammengefasst. Die Pfade und Dateinamen der einzulesenden stündlichen Seegangsspektren wurden anschließend in einer weiteren Datei zusammengefasst und die konvertierten Spektren in einem separaten Verzeichnis für jede Simulation gespeichert und eingelesen.

Flächenhafte Ausgabe sowie langfristige Zeitreihen (Postprocessing)

Der prinzipielle Ablauf des Postprocessings der berechneten Ergebnisse ist in Abb. 19 schematisch dargestellt.



[57] SWAN-Befehl BOUNDNEST2 Option LWDATE = 12 für die Zeitnotation YYMMDD.HHMMSS
[58] SWAN-Befehl BOUNDNEST2 Option LWDATE = 10 für die Zeitnotation YYMMDD.HHMM oder YYMMDDHHMM
[59] für aktuelle SWAN-Versionen kann auch für den SWAN-Befehl BOUNDNEST2 die Option LWDATE = 14 gewählt und somit auch die originalen Zeitstempel von WAM eingelesen werden, sodass die Konvertierung der Zeitstempel entfallen kann

Abb. 19: Prinzipieller Workflow zur Verarbeitung von flächenhaften Ergebnissen (links) bzw. von langjährigen Zeitreihen (rechts) aus numerischen Simulationen mit SWAN auf der Basis regionaler Klimaprojektionen und verschiedener Software (in Klammern)

In den NetCDF-Dateien wurden stündliche Ergebnisse für die spektralen Seegangsparameter: i) signifikante Wellenhöhe H_{m0}, ii) mittlere Wellenperiode T_{m01}, iii) mittlere Wellenperiode T_{m02}, iv) Energieperiode $T_{m-1,0}$, v) Peakperiode T_p, vi) mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m sowie vii) Directional Spreading und die Wassertiefe über einen Zeitraum von jeweils einem Jahr gespeichert. Darüber hinaus wurden die Zeitstempel der Simulationsergebnisse zurück konvertiert, da für Simulationen der Jahre ab 2030 eine Transformation der Zeitstempel in die Jahre ab 1930 erforderlich war (siehe Abschnitt Simulationsdurchführung).

Im weiteren Verlauf des Postprocessings wurden für jedes Ensemblemitglied und die gewählten zukünftigen 30-Jahreszeiträume sowie den Referenzzeitraum, die Jahresmittelwerte, die saisonalen Mittelwerte sowie die relativen Differenzen der Mittelwerte zwischen den betrachteten zukünftigen Zeiträumen sowie dem Referenzzeitraum für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m aus den NetCDF-Dateien unter Verwendung der Software CDO (Schulzweida 2022) berechnet und die Differenzen im NetCDF-Format gespeichert.

Anschließend wurden die Differenzen für die signifikante Wellenhöhe H_{m0} und die mittlere Wellenperiode T_{m02} mittels der Software ArcMap (ESRI) farblich visualisiert und in georeferenzierte Rasterdaten im TIFF-Format konvertiert sowie als Grafiken im PNG-Format exportiert (Abb. 19 links). Die flächenhaften Mittelwerte für die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m wurden mittels Einheitsvektoren und die Differenzen der mittleren Wellenanlaufrichtung wurden farblich kodiert mittels der Software R dargestellt.

Darüber hinaus wurden langfristige Zeitreihen der auszuwertenden Variablen an ausgewählten Lokationen entlang der deutschen Ostseeküste aus den NetCDF-Dateien extrahiert und statistisch, z.B. für mittlere Verhältnisse anhand von gleitenden 30-Jahresmitteln sowie saisonalen Mittelwerten und für extreme Ereignisse mittels extremwertstatistischer Methoden, ausgewertet und die zukünftigen Veränderungen im Vergleich zum Referenzzeitraum dargestellt (Abb. 19 rechts).

Kalibrierung und Validierung

Die Kalibrierung und Validierung eines numerischen Seegangsmodells mit Antrieb durch regionale Klimaprojektionen für die Vergangenheit (historische Läufe) ist aufgrund systematischer Abweichungen (Bias) zwischen den Klimamodelldaten und Langzeit-Beobachtungen (vgl. Kapitel 3.2.1.3) nicht zielführend.

Bei der Anwendung von Verfahren zur Bias-Korrektur bzw. -minimierung kann es zu physikalischen Inkonsistenzen in den Modelldaten, z.B. bei unabhängigen Veränderungen der Windvektorkomponenten und des Luftdruckes, sowie einer Veränderung des Klimaänderungssignals sowohl in der Magnitude als auch in der Bandbreite kommen (Kapitel 3.2.1.3).

Darüber hinaus können bei der Verwendung von Daten regionaler Klimamodelle zur Kalibrierung und Validierung eines numerischen Seegangsmodells nur statistische Größen über Zeiträume von mindestens 30 Jahren miteinander verglichen werden (Kapitel 3.2.1.1). Hierfür sind

Langzeit-Beobachtungen der Seegangsverhältnisse erforderlich, welche im Bereich der deutschen Ostseeküste derzeit nicht vorhanden sind.

Groll et al. (2017) verglichen die mit dem Außenmodell (WAM) berechneten Quantile der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} für die Vergangenheit im Simulationslauf C20 in Form von Quantil-Quantil-Diagrammen (Q-Q) an ausgewählten Lokationen, wie z.B. der Darßer Schwelle oder Almagrundet nahe der schwedischen Ostküste, und über Zeiträume von 10 bzw. 23 Jahren.

Anhand des Q-Q-Diagramms ist es möglich, die beiden Verteilungen der Simulationsergebnisse und der Beobachtungen statistisch miteinander zu vergleichen.

Es wurde festgestellt, dass die Simulationsdaten im Bereich der deutschen Ostseeküste für signifikante Wellenhöhen $H_{m0} > 0{,}5$ m einen erheblichen Bias aufwiesen, was die Ergebnisse zum Bias in den Klimaprojektionen von COSMO-CLM und Antrieb mit ECHAM5/MPIOM und Treibhausgasemissionen im 20. Jh. bestätigt (Kapitel 3.2.1.3).

Zum Vergleich des Detailmodells (SWAN) mit Beobachtungen wurde daher ein anderer Antrieb durch eine regionale Reanalyse mit dem COSMO-Modell gewählt.

Hierzu wurde die regionale Reanalyse COSMO-REA6[60] vom Hans-Ertel-Zentrum, welches durch den DWD gefördert wird, verwendet. Die Reanalyse basiert auf dem COSMO-Modell, welches mit Daten der globalen Reanalyse von ERA-Interim (Kapitel 3.2.1.3) als eine der meteorologischen Randbedingungen betrieben wurde. Darüber hinaus wurden meteorologische Beobachtungen mittels Datenassimilation in die Simulationen integriert (Abb. 98 im Anhang).

Es wurden stündliche Windvektorkomponenten von COSMO-REA6 in 10 m Höhe über der Oberfläche und in einer räumlichen Auflösung von $\Delta x = \Delta y \sim 6$ km bzw. 0,055° longitudinal und latitudinal im Modellgebiet von CORDEX-EUR-11 (Kapitel 3.3.3) und für den Zeitraum 1995 bis August 2019 (Stand Februar 2024) über den Opendata-Server des DWD[61] kostenlos zur Verfügung gestellt.

Darüber hinaus existiert eine weitere regionale Reanalyse COSMO-REA2[62] mit einer stündlichen zeitlichen Auflösung und einer räumlichen Auflösung von $\Delta x = \Delta y = 2$ km bzw. 0,018° longitudinal und latitudinal. Diese Reanalyse steht für den Zeitraum 2007-2013 (Stand Februar 2024) zur Verfügung, wurde jedoch nicht in dieser Arbeit verwendet.

Weitere Details zur Validierung der regionalen Reanalysen COSMO-REA6 bzw. COSMO-REA2 werden in Bollmeyer et al. (2015), Wahl et al. (2017a) sowie Frank et al. (2018) gegeben.

Das Detailmodell (SWAN) wurde zum Vergleich mit Beobachtungsdaten in ein übergeordnetes Außenmodell für die gesamte Ostsee auf der Basis von SWAN genestet (Tab. 27 im Anhang rechts), welches in Bezug auf die Ausdehnung des Modellgebietes sowie die räumliche Auflösung in etwa den Parametrisierungen des Außenmodells für die Ostsee auf der Basis von WAM entspricht (Tab. 27 im Anhang links).

---

[60] https://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaueberwachung/reanalyse/reanalyse_node.html (01.04.2024)
https://reanalysis.meteo.uni-bonn.de/ (01.04.2024)
[61] https://opendata.dwd.de/climate_environment/REA/ (01.04.2024)
[62] https://reanalysis.meteo.uni-bonn.de/?COSMO-REA2 (01.04.2024)

Anschließend erfolgten numerische Simulationen mit dem Außen- und Detailmodell auf der Basis von SWAN. Hierbei wurden als hydrodynamische und meteorologische Randbedingungen ein mittlerer Wasserstand (MSL bzw. MW) sowie stündliche Windvektorkomponenten in 10 m Höhe über der Oberfläche von COSMO-REA6 verwendet. Als Simulationszeitraum wurde der Zeitraum von 2016-2017 gewählt, welcher in etwa mittleren Windbedingungen aus stündlichen Langzeit-Windmessungen des DWDs im Zeitraum 1995-2019 an den DWD-Stationen Darßer Ort, Rostock-Warnemünde, Westermarkelsdorf / Fehmarn und Schönhagen entspricht (CAU 2021).

Die Simulationsergebnisse wurden anschließend mit Seegangsmessungen an ausgewählten Lokationen verglichen, z.B. Schönberg See, Warnemünde 2, FINO 2, Arkona, Lübecker Bucht Innen und Lübecker Bucht Außen (Tab. 33 bzw. Abb. 99 im Anhang).

Abweichungen für mittlere Verhältnisse

Zur Bewertung der mittleren Abweichungen zwischen den Simulationsergebnissen und den Messdaten wurden folgende statistische Kenngrößen berechnet:

- ME (mean error): mittlere Abweichung, Gl. (29)
- MAE (mean absolute error): mittlere absolute Abweichung, Gl. (30)
- RMSE (Root-Mean-Square Error): Standardabweichung, Gl. (31)

$$ME = \frac{1}{n} * \sum_{i=1}^{n} y_i - x_i \tag{29}$$

$$MAE = \frac{1}{n} * \sum_{i=1}^{n} |y_i - x_i| \tag{30}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} * \sum_{i=1}^{n} (y_i - x_i)^2} \tag{31}$$

mit:

i	natürliche Zahl zwischen 1 und n
n	Anzahl der Werte
y	Simulationsergebnisse
x	Messdaten

Die statistischen Kenngrößen für die Abweichungen der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m bzw. Peakperiode T_p wurden für Teildatenmengen bestimmt, welche auf den nachfolgenden Annahmen basieren.

Zur Berechnung der Abweichung der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m wurden nur gemessene Wellenanlaufrichtungen für signifikante Wellenhöhen H_{m0} > 0,3 m berücksichtigt, da die Wellenanlaufrichtung für kleinere signifikante Wellenhöhen stark streut.

In Analogie dazu erfolgte die Berechnung der Abweichung der Windrichtung Θ_W nur für gemessene Windrichtungen bei einer Windgeschwindigkeit $U_{10} \geq 2$ m/s.

Darüber hinaus traten bei den Messungen mit Seegangsmessbojen teilweise sehr lange Peakperioden auf, z.B. T_p = 28,6 s an der Lokation Schönberg See, welche in der Ostsee für den in der Regel fetchbegrenzten Seegang als unplausibel zu bewerten sind. Daher wurde, in Abhängigkeit von der betrachteten Lokation, eine obere Grenze für die gemessene Peakperiode festgelegt (Tab. 34 im Anhang).

Nach EAK 2002 (2020) ist der Zusammenhang zwischen der mittleren Wellenperiode T_{m02} sowie der Peakperiode T_p für JONSWAP-Spektren und einem Peak-Erhöhungsfaktor γ = 3,3:

$$T_p = 1{,}21 * T_{m02} \tag{32}$$

Dieses Verhältnis wird in Goda (2010, S. 54) in ähnlicher Größenordnung angegeben.

Der Zusammenhang für gemessenen Peakperioden streut jedoch nach EAK 2002 (2020) in einem größeren Bereich:

$$T_p = (1{,}05\ bis\ 1{,}72) * T_{m02} \tag{33}$$

So ergibt sich z.B. an der Lokation Schönberg See für den Zeitraum 2015-2019 bei der maximal gemessenen mittleren Wellenperiode $T_{m02,max}$ ~ 6 s und einem mittleren Faktor von 1,385 nach Gl. (33) eine maximale Peakperiode $T_{p,max}$ ~ 8,3 s. Daher wurde die Obergrenze für die Filterung der Peakperiode aus den Messdaten auf der sicheren Seite liegend mit $T_{p,max}$ ~ 9 s angenommen (Tab. 34 im Anhang).

Insgesamt ergeben sich für die Jahre 2016 und 2017 an den betrachteten küstennahen Lokationen, d.h. außer FINO 2 sowie Arkona, mittlere Abweichungen der signifikanten Wellenhöhe ME $H_{m0} \leq 0{,}06$ m, der mittleren Wellenperiode ME $T_{m02} \leq -1{,}3$ s, der Peakperiode ME $T_p \leq -0{,}8$ s sowie der mittleren Wellenanlaufrichtung ME $\Theta_m \leq 5{,}4°$. Die mittleren Abweichungen an den betrachteten Offshore-Lokationen FINO 2 und Arkona liegen geringfügig über den Abweichungen für die küstennahen Lokationen (Tab. 23 und Tab. 24 im Anhang).

Darüber hinaus wurden beispielhaft an den Lokationen Schönberg See sowie Warnemünde 2 die mit dem Detailmodell (SWAN) berechneten signifikanten Wellenhöhen H_{m0}, mittleren Wellenperioden T_{m02}, Peakperioden T_p sowie mittleren Wellenanlaufrichtungen Θ_m für die Jahre 2016 und 2017 den Messdaten grafisch in Form von Scatterplots (Streudiagrammen) gegenübergestellt (Abb. 100 bis Abb. 107 im Anhang).

Die signifikante Wellenhöhe H_{m0} wird an den Lokationen Schönberg See und Warnemünde 2 in den Jahren 2016 sowie 2017 im Mittel geringfügig überschätzt (ME H_{m0} ~ +0,02 m bis +0,06 m) während die Abweichungen an den Lokationen Lübecker Bucht Außen sowie Lübecker Bucht Innen im Mittel gegen Null gehen (Abb. 100 im Anhang).

Die mittlere Wellenperiode T_{m02} bzw. Peakperiode T_p wird an allen betrachteten Lokationen im Mittel geringfügig unterschätzt (ME T_{m02} ~ -0,9 s bis -1,3 s bzw. ME T_p ~ -0,2 s bis -0,8 s, vgl. Abb. 105 bzw. Abb. 106 im Anhang).

Die systematische Unterschätzung der Wellenperioden in SWAN wurde bereits in anderen Untersuchungen, z.B. durch Herman et al. (2007), Schlamkow und Fröhle (2008) sowie van

der Westhuysen et al. (2012), festgestellt. Nach The SWAN Team (2023a, S. 22) können Unterschiede in der mittleren Periode bzw. Peakperiode von ca. 10% bis 20% vorkommen.

Die Abweichungen resultieren z.B. aus der Form der simulierten Spektren, die u. a. vom gewählten Ansatz für den Windenergieeintrag abhängt (Schlamkow und Fröhle 2008).

Die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m wird an allen betrachteten Lokationen im Mittel geringfügig mit einem mittleren Fehler von ME Θ_m ~ -5,3° bis 5,4° unterschätzt (Abb. 107 im Anhang). Zudem wurde festgestellt, dass die Abweichungen an der Lokation Warnemünde 2 im Mittel gegen Null gehen. Zur Analyse einer möglichen Ursache hierfür wurden die Windrichtungen Θ_W aus den Simulationsdaten von COSMO-REA6 den Messdaten an den DWD-Stationen Leuchtturm Kiel bzw. Rostock-Warnemünde in den Jahren 2016 und 2017 grafisch gegenübergestellt (Abb. 104 im Anhang).

Aus dem Vergleich der Abweichungen an den beiden Lokationen (Abb. 104 im Anhang) ist zu erkennen, dass die mittlere Abweichung an der Station Rostock-Warnemünde sehr gering ist (ME°Θ_W ~ 1° bis 2°) im Vergleich zur mittleren Abweichung an der Station Leuchtturm Kiel (ME°Θ_W ~ 4° bis 5°).

Darüber hinaus zeigt Abb. 104 im Anhang, dass an der Station Leuchtturm Kiel ein systematischer Bias auftritt, welcher unabhängig von der Windrichtung ist. An der Station Rostock-Warnemünde hat der Bias wechselnde Vorzeichen in Abhängigkeit von der Windrichtung. Infolge dessen gleichen sich die Abweichungen an dieser Station im Mittel nahezu aus und führen im Mittel zu einer sehr guten Übereinstimmung der Wellenanlaufrichtung Θ_m.

Abweichungen für extreme Ereignisse

Darüber hinaus wurden die Ergebnisse der Detailsimulationen mit SWAN für Ereignisse mit höheren signifikanten Wellenhöhen mit Beobachtungen verglichen. Hierzu wurde z.B. das Sturmtief Herwart am 28. / 29.10.2017 betrachtet, das an westwindexponierten Küstenabschnitten, z.B. Schönberg See sowie Warnemünde 2, zu höheren signifikanten Wellenhöhen führte.

In Abb. 101 bzw. Abb. 102 im Anhang wird der zeitliche Verlauf der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02}, Peakperiode T_p und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m für die Lokation Schönberg See bzw. Warnemünde 2 dargestellt. Während des Sturmtiefs traten Windgeschwindigkeiten U_{10} von zeitweise mehr als 20 m/s an der Lokation Warnemünde 2 aus Richtung NNW bis Nord sowie Spitzenböen bis Bft. 12 auf (Haeseler und Lefebvre 2017).

Die lokalen Wasserstände an der deutschen Ostseeküste lagen am 29. / 30.10.2017 bei maximalen Werten von bis zu ca. +1,2 m am Pegel Wismar über dem mittleren Wasserstand (Holfort 2017) und sind nach der Sturmflutklassifikation des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH)[63] somit als Sturmflut einzuordnen. An der schleswig-holsteinischen Ostseeküste traten ebenfalls an einzelnen Lokationen, z.B. Travemünde sowie Heiligenhafen, Sturmflutwasserstände auf.

[63] https://www.bsh.de/DE/THEMEN/Wasserstand_und_Gezeiten/Sturmfluten/sturmfluten_node.html (01.04.2024)

Die lokal erhöhten Wasserstände führten in Kombination mit den höheren Windgeschwindigkeiten aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen, z.B. an den betrachteten Lokationen Schönberg See bzw. Warnemünde 2, zu gemessenen signifikanten Wellenhöhen von bis zu H_{m0} ~ 3 m, mittleren Wellenperioden von bis zu T_{m02} ~ 6 s sowie Peakperioden von bis zu T_p ~ 7,5 s bei mittleren Wellenanlaufrichtungen Θ_m aus etwa Nordwest (NW) bzw. 315° bis Nordnordwest (NNW) bzw. 337,5°, die vom Detailmodell in der Regel sehr gut wiedergegeben werden (Abb. 101 bzw. Abb. 102 im Anhang).

Die Ursachen für einzelne größere Abweichungen zwischen den Simulationsergebnissen und Messungen lassen sich nicht eindeutig der Modellkonfiguration von SWAN oder der Qualität der Eingangsdaten (Reanalyse-Windfelder) bzw. den Messdaten zuordnen.

Die Qualität der Winddaten von COSMO-REA6 in den Jahren 2016 und 2017 ist im Vergleich zu Messungen an den DWD-Stationen Leuchtturm Kiel bzw. Warnemünde sowohl für die Windgeschwindigkeit U_{10} als auch die Windrichtung Θ_W insgesamt als gut zu beurteilen, obwohl systematische und lokationsabhängige Abweichungen für beide Variablen zu beobachten sind (Abb. 103 bzw. Abb. 104 im Anhang).

Neben den hier dargestellten Vergleichen erfolgten Gegenüberstellungen zwischen Messungen und Simulationsergebnissen eines Vorgängermodells auf der Basis von SWAN, welches jedoch mit Windfeldern des LM-Modells des DWDs und über den Zeitraum 1998-2006 im Bereich der südwestlichen Ostsee (Modell-Akronym WODLM) betrieben wurde (URCE 2009b), auf die an dieser Stelle jedoch nicht weiter eingegangen wird.

3.4.2.3 Stationäre numerische Simulationen

Stationäre numerische Simulationen auf der Basis von SWAN wurden in dieser Arbeit dazu verwendet, um die prinzipiellen Abhängigkeiten des lokalen Seegangs von den meteorologischen und hydrodynamischen Randbedingungen im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen zu untersuchen.

Es erfolgten verschiedene stationäre numerische 2D- und 1D-Simulationen zur Bestimmung des Einflusses von geänderten hydrodynamischen Randbedingungen (Wasserstand und Seegang) auf die lokalen Seegangsverhältnisse im Übergangsbereich bis an die Küstenschutzbauwerke (Kapitel 5.2). Darüber hinaus wurde der Einfluss von Seegangsrandbedingungen am Modellgebietsrand des Detailmodells von SWAN auf die lokalen Seegangsbedingungen entlang der deutschen Ostseeküste untersucht.

Für die instationären (Kapitel 3.4.2.2) als auch stationären numerischen 2D-Seegangssimulationen (Kapitel 3.4.3.3 sowie Kapitel 5.2) ist es erforderlich, das Modellgebiet so zu wählen, dass die Randeffekte des Modells keinen Einfluss auf die Berechnungsergebnisse im Untersuchungsgebiet haben. Hierzu wurde zunächst der lokale Seegang an der Küste von Fischland / Darß, Rostock-Warnemünde sowie in der Lübecker- und Eckernförder Bucht betrachtet (Abb. 20 schwarze Rechtecke).

In einem ersten Schritt wurden stationäre numerische 2D-Simulationen mit SWAN für die gesamte Ostsee (Abb. 18 oben) durchgeführt, anhand derer die Seegangsrandbedingungen in

Form von Seegangsspektren für das Detailmodell der südwestlichen Ostsee (Abb. 18 unten) abgeleitet wurden.

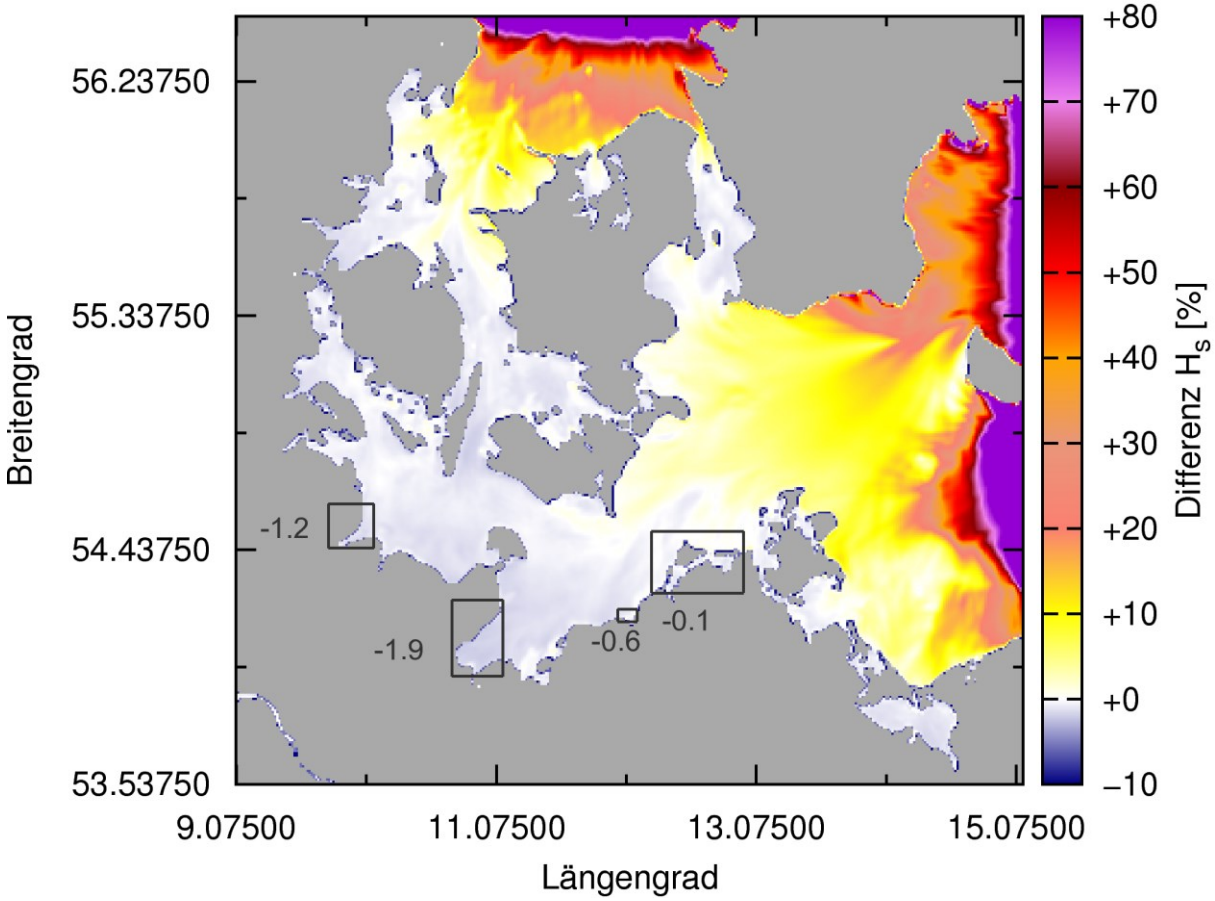


Abb. 20: Differenz der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (farblich, in Prozent) einer stationären Simulation (SWAN) mit Nesting im Vergleich zu einer Simulation ohne Nesting und für eine Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s sowie eine Windrichtung von Θ_w = 30° und einen Wasserstand von +1,00 m über dem mittleren Wasserstand (MSL) (URCE 2010b, Abb. 6)

Das Modell-Set-up der Außen- bzw. Detailsimulationen entspricht dabei im Prinzip dem Modell-Set-up für die instationären numerischen Simulationen (Tab. 27 rechte Spalte bzw. Tab. 28 im Anhang), jedoch ohne die Angaben zur zeitlichen Auflösung. Die maximale Anzahl der Iterationen wurde nach Standardeinstellungen von SWAN gewählt[64]. Im Anhang sind jeweils Beispiele für SWAN-Steuerdateien einer Außen- und Detailsimulation mit bzw. ohne Nesting gegeben (S. 349 und S. 350 bzw. S. 351).

Anschließend erfolgten stationäre numerische 2D-Simulationen für die südwestliche Ostsee in zwei Varianten. Für die erste Variante wurden die hydrodynamischen Randbedingungen aus den übergeordneten Außensimulationen mittels Nesting berücksichtigt und für die zweite Variante wurde der Seegang lediglich in dem Gebiet der südwestlichen Ostsee erzeugt.

[64] SWAN-Befehl NUMERICS, Variable MXITST = 50

Sämtliche Seegangssimulationen der Sensitivitätsbetrachtungen wurden mit einem konstanten Wasserstand von +1,00 m über Mittelwasserstand und einer konstanten Windgeschwindigkeit von U_{10} = 25 m/s durchgeführt. Die Windrichtung Θ_w wurde von West nach Ost in jeweils 30°-Schritten variiert (270°, 300°, 330°, 360°, 30°, 60° und 90°).

Ausschlaggebend für einen Eintrag von Seegangsenergie in das Modellgebiet der südwestlichen Ostsee über den nördlichen bzw. östlichen Modellgebietsrand sind die Windrichtungen von Nord bis Ost (360°, 30°, 60° und 90°).

Ein beispielhaftes Ergebnis für die Untersuchung zur Festlegung des Modellgebietes ist für die Windrichtung Θ_w = 30° in Abb. 20 dargestellt. In der Abbildung sind die prozentualen Differenzen zwischen den berechneten signifikanten Wellenhöhen H_{m0} mit und ohne Nesting flächenhaft dargestellt. Die Differenzen wurden wie folgt berechnet:

$$\Delta\, H_{m0}\ (\%) = \left(\frac{H_{m0,mit\ Nesting}}{H_{m0,ohne\ Nesting}} - 1\right) * 100\% \tag{34}$$

Die prozentualen Differenzen der signifikanten Wellenhöhe für die anderen betrachteten Windrichtungen sind grafisch in Abb. 112 im Anhang zusammengefasst.

Am nördlichen bzw. östlichen Modellrand ist demnach für die Windrichtungen Θ_w = 330° / 360° / 30° / 60° und 90° ein Zuwachs der signifikanten Wellenhöhen H_{m0} ohne Nesting von mehr als +80% zu erkennen, wenn man die Seegangsrandbedingungen aus den übergeordneten stationären Simulationen mittels Nesting berücksichtigt. D. h. die signifikante Wellenhöhe H_{m0} mit Nesting ist an diesen Rändern ungefähr doppelt so hoch wie ohne Nesting. Die Differenz der signifikanten Wellenhöhe nimmt südwestlich ab und beträgt in der Nähe der betrachteten Lokationen weniger als -2% (Abb. 20 schwarze Rechtecke). Daher liegen die Berechnungsergebnisse für die signifikante Wellenhöhe ohne Nesting in der Nähe der betrachteten Lokationen geringfügig über den Werten für die stationäre Simulation mit Nesting und somit auf der sicheren Seite. Die entlang der südwestlichen deutschen Ostseeküste geringfügig höheren signifikanten Wellenhöhen in der Variante ohne Nesting resultieren vermutlich aufgrund des später einsetzenden Wellenbrechens im Vergleich zur Variante mit Nesting.

Im Ergebnis der Sensitivitätsbetrachtungen kann einerseits geschlussfolgert werden, dass es für die Ermittlung des Seegangs in der Nähe der betrachteten Lokationen im Übergangsbereich (Abb. 20 schwarze Rechtecke) anhand von stationären Simulationen ausreichend ist, die Simulationen lediglich für das Gebiet der südwestlichen Ostsee, d.h. ohne Nesting, durchzuführen, was sowohl die Rechenzeit als auch die Anzahl der durchzuführenden stationären Simulationen erheblich reduziert.

Andererseits wurde deutlich, dass es für die Ermittlung des lokalen Seegangs im Übergangsbereich an anderen weiter östlich gelegenen Abschnitten entlang der deutschen Ostseeküste, beginnend von der Insel Rügen bis zur Insel Usedom, als auch in der Nähe der offenen Modellgebietsränder des Detailmodells erforderlich ist, die Seegangsrandbedingungen in Form von Seegangsspektren bzw. Seegangsparametern mittels Nesting in den stationären Simulationen zu berücksichtigen.

3.4.3 Hybridansatz

3.4.3.1 Allgemeines

Im Hybridansatz werden statistische- mit numerischen Verfahren zur Seegangsvorhersage kombiniert. Dies ermöglicht es, transiente langfristige Zeitreihen der Seegangsparameter über mehrere Jahrhunderte und für verschiedene Klimaprojektionen im Rahmen eines Ensemble-Ansatzes abzuleiten, welche anschließend im Hinblick auf mögliche zukünftige Veränderungen des lokalen Seegangs analysiert und bewertet werden. Das Verfahren wurde erstmals in URCE (2012) sowie Dreier et al. (2014a) vorgestellt und seitdem kontinuierlich weiterentwickelt.

Als statistische Verfahren des Hybridansatzes werden Wind-Wellen-Korrelationen (Kapitel 3.4.3.2) angewendet, welche im Rahmen von Forschungsprojekten des Küstenwasserbaus für ausgewählte Lokationen an der Ostseeküste (Warnemünde 1, Schönhagen, Brodten und Heiligenhafen) entwickelt und angewendet wurden. Ergebnisse hierzu sind u. a. in URCE (1997), Witte et al. (1999), Fröhle und Fittschen (1999), URCE (1999), Fröhle (2000), Schlamkow und Fröhle (2009b) sowie EAK 2002 (2020) veröffentlicht.

Ein wesentlicher Vorteil von Wind-Wellen-Korrelationen ist, dass diese im Vergleich zu anderen Verfahren der Seegangsvorhersage eine sehr hohe Genauigkeit aufweisen, weshalb das Verfahren oftmals im Zusammenhang mit der Ermittlung von Bemessungsgrößen des Seegangs eingesetzt wird (Fröhle 2000).

Ein weiterer wesentlicher Vorteil ist, dass die Berechnungszeiten im Vergleich zu instationären numerischen Simulationen deutlich verkürzt werden, sodass sich der Hybridansatz zur Berechnung mehrerer transienter langjähriger Zeitreihen mit Antrieb durch verschiedene Klimaprojektionen im Rahmen eines Ensemble-Ansatzes eignet.

Zur Berechnung der Seegangsparameter werden als Eingangsdaten für das Verfahren langfristige Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung für die betrachteten Lokationen benötigt. Daher verbrauchen die Eingangsdaten deutlich weniger Speicherplatz im Vergleich zu Windfeldern zum Antrieb instationärer numerischer Seegangssimulationen.

Ein Nachteil des Verfahrens ist, dass zur Ableitung der Wind-Wellen-Korrelationen sowohl Seegangs- als auch Windmessungen über eine ausreichend lange Zeit für die betrachteten Lokationen vorliegen müssen. Je nach Charakteristiken der gemessenen Windverhältnisse und angestrebter Genauigkeit des Verfahrens bedeutet dies einen Messzeitraum von ca. ein bis drei Jahren.

Ein weiterer Nachteil der Wind-Wellen-Korrelationen ist, dass die Extrapolation der Seegangsparameter über die an einer Lokation beobachtete maximale Windgeschwindigkeit U_{max} hinaus mit einer gewissen Ungenauigkeit behaftet ist (Fröhle und Fittschen 1999). Dies ist insbesondere bei der Verwendung von Windgeschwindigkeiten aus Klimaprojektionen problematisch, da diese oftmals die gemessenen Windgeschwindigkeiten systematisch überschätzen (Kapitel 3.2.1.3).

Die mit Hilfe von Wind-Wellen-Korrelationen und regionalen Klimaprojektionen als Eingangsdaten berechneten Zeitreihen der Seegangsparameter sind daher z.B. für extremwertstatische Auswertungen auf der Basis der Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen nur bedingt geeignet (Abb. 115 im Anhang).

Daher wurde u. a. als Grundlage für extremwertstatistische Auswertungen (Extremwertanalysen) von langjährigen Zeitreihen auf der Basis regionaler Klimaprojektionen der Hybridansatz entwickelt. Im Hybridansatz werden bei Überschreitung der beobachteten maximalen Windgeschwindigkeiten U_{max} in den jeweiligen Windrichtungsklassen, welche der Wind-Wellen-Korrelation zugrunde liegen, die anhand der Wind-Wellen-Korrelation berechneten Seegangsparameter durch Ergebnisse aus stationären numerischen 2D-Simulationen mit SWAN (Kapitel 3.4.3.3) ersetzt.

3.4.3.2 Wind-Wellen-Korrelationen

Wind-Wellen-Korrelationen (WWK) zählen zu den statistischen Ansätzen „zur Berechnung des nichtlinearen Zusammenhangs zwischen dem Windfeld und dem daraus resultierenden Wellenfeld“ (URCE 2009b) im Übergangsbereich, ggf. unter Berücksichtigung weiterer hydrodynamischer Randbedingungen, wie z.B. zeitlich veränderlicher Wasserstände. Weitere Verfahren dieser Kategorie sind z.B. die Ansätze des Shore Protection Manual (SPM), Flachwasservorhersageverfahren (CERC 1984) sowie das JONSWAP TMA – Flachwasservorhersageverfahren (EAK 2002 2020).

Das generelle Prinzip von Wind-Wellen-Korrelationen ist in Abb. 21 schematisch dargestellt.

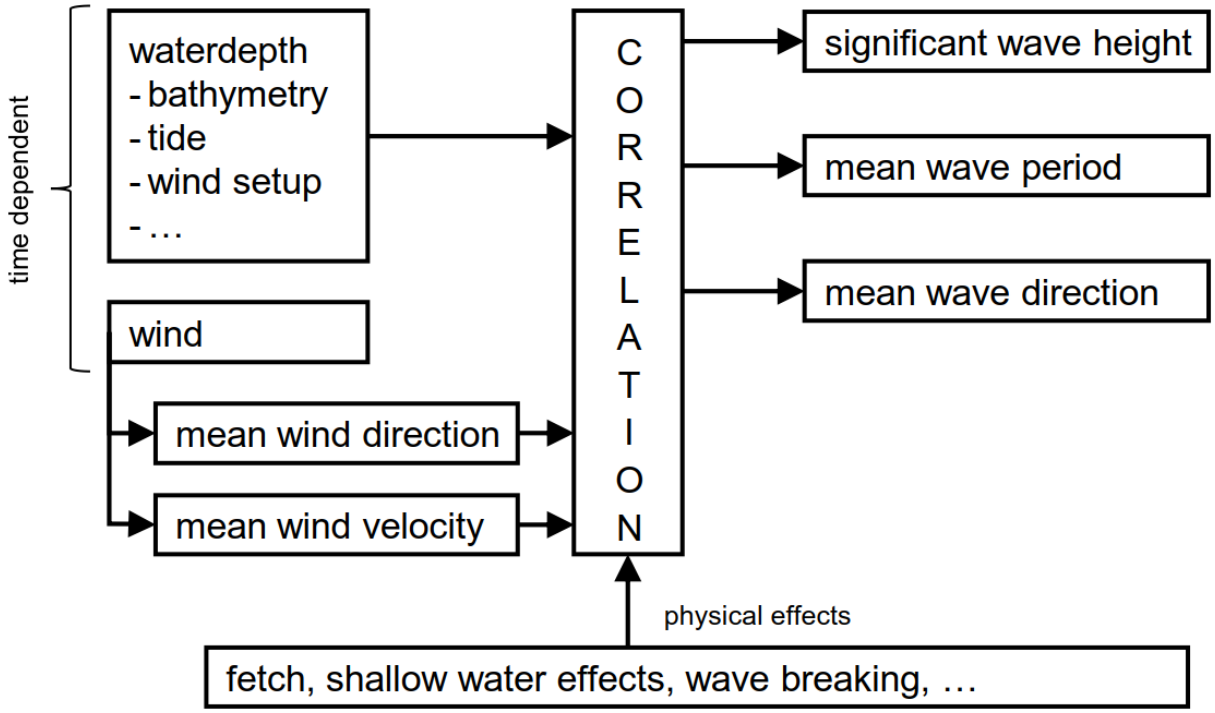


Abb. 21: Wind-Wellen-Korrelationsrechnung (schematisch) (nach Witte et al. 1999)

Zentrales Element der Wind-Wellen-Korrelationsrechnung ist die Anwendung statistischer Korrelationen zur mathematischen Beschreibung der folgenden Zusammenhänge zwischen der gemessenen: i) Windgeschwindigkeit U und der gemessenen signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, ii) Windrichtung Θ_w und der gemessenen mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m sowie iii) mittleren Wellenperiode T_{m02} und der gemessenen signifikanten Wellenhöhe H_{m0}.

Die Programmroutinen der Wind-Wellen-Korrelationen für die Lokationen Heiligenhafen, Warnemünde 1, Schönhagen sowie Brodten sind über die GitLab-Instanz der TU Hamburg verfügbar[65].

Die in dieser Arbeit verwendeten Wind-Wellen-Korrelationen wurden für die Vorhersage des lokalen Seegangs im Übergangsbereiches (seeseitig bis zur 10 m Wassertiefenline) abgeleitet, sodass keine Angaben zu zeitlich veränderlichen Wasserständen berücksichtigt werden (Abb. 21).

Die Korrelationen basieren einerseits auf lokalen Windmessungen an den DWD-Stationen Rostock-Warnemünde, Travemünde und Westermarkelsdorf / Fehmarn (Abb. 22 bzw. Abb. 108 und Tab. 35 im Anhang) sowie auf lokalen Seegangsmessungen im Übergangsbereich (im Bereich der 10 m Wassertiefenlinie) mit Richtungsseegangsmessbojen vom Typ Directional Waverider MkIII der Firma Datawell (Abb. 23).

Die Bojen messen den Richtungsseegang mittels einer stabilisierenden Plattform, Beschleunigungssensoren sowie einem magnetischen Kompass. Weitere Angaben zu den gemessenen Größen, dem Messbereich sowie der Messgenauigkeit werden auf der Hersteller-Homepage[66] gegeben.

Die Seegangsmessungen wurden an ausgewählten Lokationen wie Warnemünde 1, Warnemünde 2, Brodten, Heiligenhafen sowie Schönhagen (vgl. Abb. 108 und Tab. 36 im Anhang) im Rahmen verschiedener Forschungsprojekte des Küstenwasserbaus an der Ostseeküste durch das Fachgebiet Küstenwasserbau der Universität Rostock (URCE) durchgeführt. Ergebnisse hierzu sind z.B. veröffentlicht in URCE (1997, 1999; Schwarzer et al.), Schwarzer et al. (2000), Fröhle (2000), Fröhle et al. (2014a) sowie EAK 2002 (2020).

Die berechneten Abweichungen zwischen den Ergebnissen der Wind-Wellen-Korrelationen und verfügbaren Messungen wurden in Tab. 37 im Anhang einschließlich ergänzender Angaben aus Fröhle (2000) zusammengefasst. Darüber hinaus wurden zur Beurteilung der Qualität der Korrelationen die Berechnungsergebnisse und Messdaten in Form von Scatterplots gegenübergestellt (Abb. 109 bis Abb. 111 im Anhang).

Wie bereits in Fröhle (2000) festgestellt, zeigen die Ergebnisse der Wind-Wellen-Korrelationen auf der Basis von Windmessungen des DWDs für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m erwartungsgemäß geringere Abweichungen bzw. Abweichungen in ähnlicher Größenordnung im Vergleich zu Abweichungen zwischen Ergebnissen auf der Basis instationärer numerischer Seegangssimulationen und Messungen (Kapitel 3.4.2.2).

Die mittleren absoluten Abweichungen zwischen den Ergebnissen der Wind-Wellen-Korrelation für Warnemünde 1 sowie Brodten auf der Basis von Windmessungen des DWDs und Seegangsmessungen betragen für die signifikante Wellenhöhe MAE $H_{m0} \leq 0{,}09$ m und für die mittlere Wellenperiode MAE $T_{m02} \leq 0{,}57$ s sowie für die mittlere Wellenanlaufrichtung MAE $\Theta_m \leq 7{,}8°$ (Tab. 37 im Anhang).

---

[65] https://collaborating.tuhh.de/b10/codes/coastal-engineering/wave-parameter (01.04.2024)
[66] https://datawell.nl/products/directional-waverider-mkiii (01.04.2024)

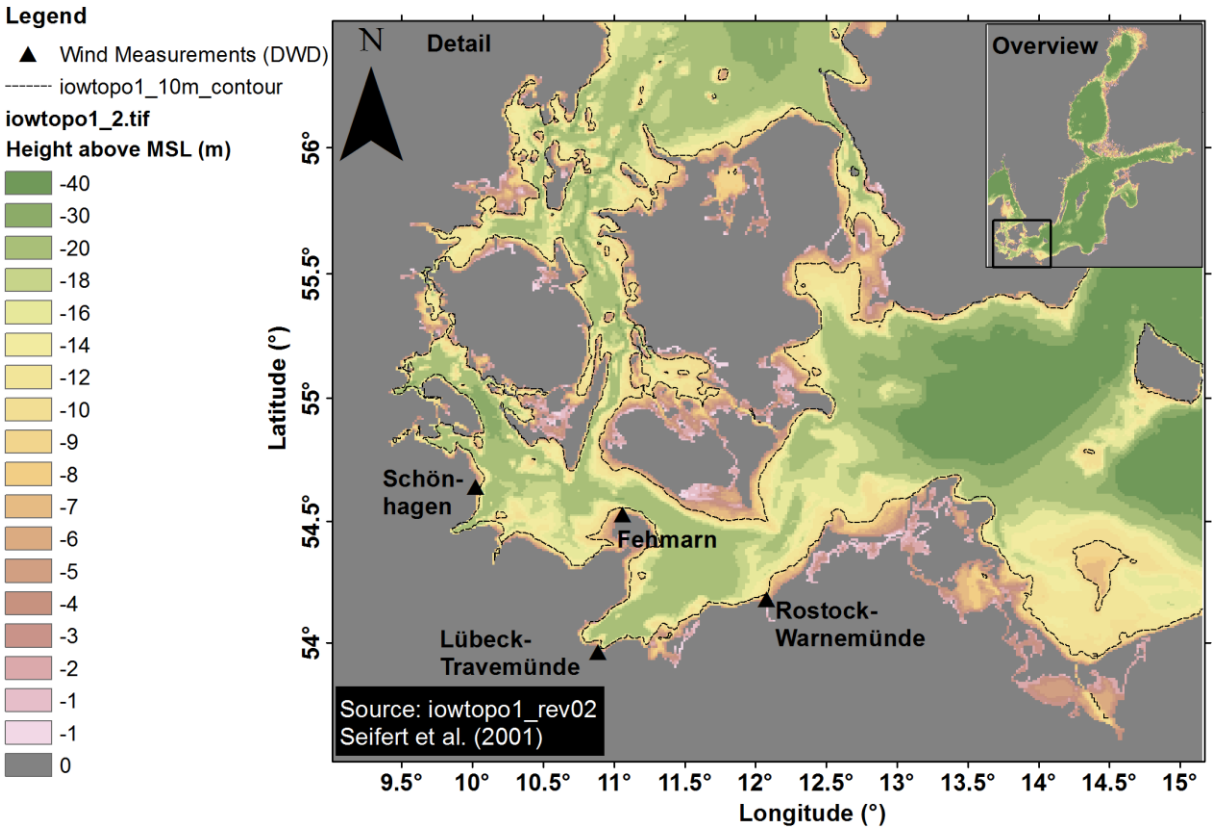


Abb. 22: Ausgewählte DWD-Stationen (Dreiecke) an der deutschen Ostseeküste sowie Bathymetrie iowtopo1 der westlichen Ostsee (farblich kodiert) und 10 m Wassertiefenlinie (schwarz gestrichelt)

Abb. 23: Directional Waverider-Boje der TUHH vor Langeoog am 30.01.2019 (Tonnenleger Norden, WSA Weser-Jade-Nordsee)

Die hier dargestellten Abweichungen sind jedoch nicht direkt mit den Abweichungen der instationären Seegangssimulationen mit SWAN und Antrieb durch COSMO-REA6 (Kapitel 3.4.2.2) vergleichbar, da es sich um verschiedene Vergleichszeiträume handelt. Dennoch ist erkennbar, dass die Wind-Wellen-Korrelationen die Wellenperioden T_{m02} bzw. T_p im Gegensatz zu den numerischen Simulationen mit SWAN nicht systematisch unterschätzen und daher besser abbilden. Ebenfalls wird die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m besser abgebildet, was an der gemessenen Windrichtung liegt im Vergleich zur simulierten Windrichtung in COSMO-REA6.

Aufgrund der geringen Abweichungen der Seegangsparameter ist die Methode der Wind-Wellen-Korrelationen daher für die Analyse möglicher klimawandelbedingter zukünftiger Veränderung des lokalen Seegangs prinzipiell sehr gut geeignet.

Die Unsicherheiten der Seegangsvorhersage erhöhen sich jedoch, wenn der Seegang aus der Extrapolation der statistischen Zusammenhänge berechnet wird, die mehr als 25% über die für die Korrelationsrechnungen zugrunde gelegten maximalen Windgeschwindigkeiten U_{max} hinausgehen (Abb. 113 im Anhang, Fröhle und Fittschen 1999). Dies betrifft insbesondere extreme Einzelereignisse unter Sturmbedingungen.

3.4.3.3 Stationäre numerische Simulationen (SWAN)

Zum Ersatz der Ergebnisse der Korrelationen, für die die maximalen Windgeschwindigkeiten der Windeingangsdaten von einem vorgegebenen Schwellenwert abweichen (Kapitel 3.4.3.4), wurden stationäre numerische 2D-Simulationen mit SWAN für das Modellgebiet der südwestlichen Ostsee (Abb. 18) durchgeführt, d.h. ohne ein Nesting in ein übergeordnetes Modell für die gesamte Ostsee (vgl. Sensitivitätsbetrachtung in Kapitel 3.4.2.3).

Das Modell-Set-up der stationären 2D-Simulationen ist mit dem der instationären 2D-Simulationen (Tab. 28 im Anhang) bis auf die hydrodynamischen (Wasserstand und Seegang) und meteorologischen Randbedingungen (Windgeschwindigkeit und Windrichtung) prinzipiell identisch. Ein Beispiel für eine SWAN-Steuerdatei einer stationären Simulation mit einem Wasserstand von +1,00 m über MSL sowie für eine Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s und eine Windrichtung Θ_W = 270° wird auf S. 351 im Anhang gegeben.

Es wurden insgesamt 4320 stationäre Simulationen automatisiert durchgeführt, in denen verschiedene lokale Wasserstände mit lokalen Windbedingungen kombiniert wurden. Als lokale Wasserstände wurden ein mittlerer Wasserstand (MSL) sowie Wasserstände von +0,30 m, +0,60 m und +0,90 m über MSL gewählt und die Windgeschwindigkeit U_{10} wurde von U_{10} = 1 m/s bis U_{10} = 30 m/s mit einer Schrittweite von 1 m/s sowie die Windrichtung Θ_w in 10°-Intervallen bzw. 36 Windrichtungen diskretisiert. Die Wasserstands- sowie Windbedingungen wurden in den stationären Simulationen zeitlich und räumlich konstant angenommen.

3.4.3.4 Seegangsvorhersage mittels Hybridansatz

Der Ablauf des Hybridverfahrens ist in Abb. 24 schematisch dargestellt.

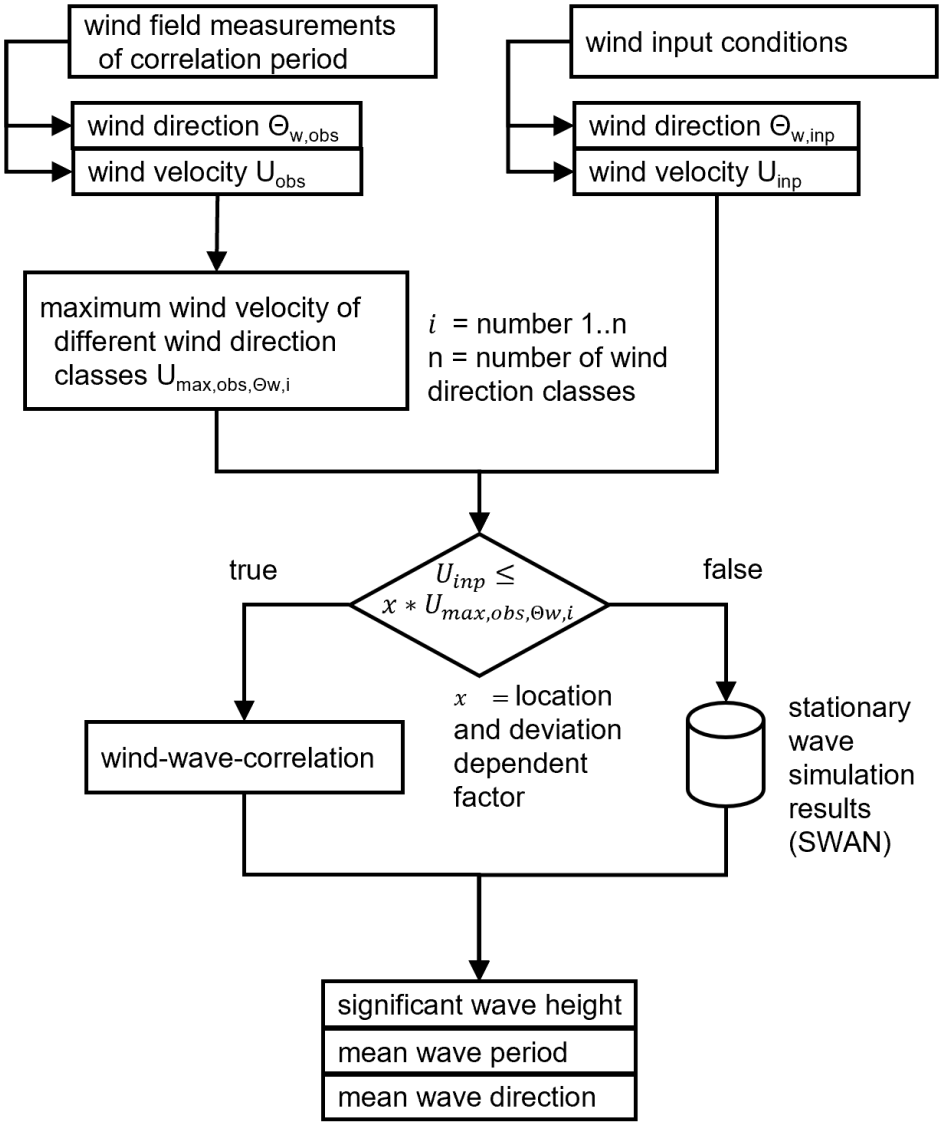


Abb. 24: Hybridansatz (schematisch)

Als Voraussetzung zur Anwendung des Verfahrens müssen für die betrachteten Lokationen Wind-Wellen-Korrelationen (Kapitel 3.4.3.2) und Ergebnisse stationärer numerischer Simulationen für verschiedene Kombinationen aus Windgeschwindigkeit und Windrichtung (Kapitel 3.4.3.3) vorliegen.

Als Eingangsdaten für das Hybridverfahren werden die für die Seegangsvorhersage erforderlichen Zeitreihen der Windgeschwindigkeit U_{inp} und Windrichtung $\Theta_{w,inp}$ benötigt (Abb. 24). Darüber hinaus müssen Zeitreihen der Windgeschwindigkeit U_{obs} und Windrichtung $\Theta_{w,obs}$ aus Messungen für den Zeitraum vorliegen, welcher zur Ableitung der Wind-Wellen-Korrelationen verwendet wurde. Zur Vereinfachung wurde dieser dem Zeitraum der Seegangsmessungen gleichgesetzt (Tab. 36 im Anhang)[67]. Als Beobachtungsdaten wurden Windmessungen an DWD-Stationen verwendet (Abb. 22 bzw. Tab. 35 im Anhang).

[67] Die Ableitung von Wind-Wellen-Korrelation erfolgt normalerweise nur für einen Teilzeitraum der Seegangsmessungen und die Ergebnisse der Wind-Wellen-Korrelationen werden anschließend mit den Ergebnissen der Seegangsmessungen in einem unabhängigen Zeitraum verglichen.

Außerdem basiert der Ansatz auf einem mittleren Wasserstand, sodass die lokalen Wasserstände und mögliche zukünftige Anstiege des regionalen mittleren Meeresspiegels RMSL (RMSLR) hier nicht betrachtet werden. Die berechneten Seegangsparameter (signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} sowie mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m) gelten daher nur im tiefen Wasser des Übergangsbereichs, in dem die lokale signifikante Wellenhöhe nicht signifikant von der lokalen Wassertiefe beeinflusst wird.

In einem nächsten Schritt werden die maximalen Windgeschwindigkeiten der Messungen U_{obs} sowie der Windeingangsdaten U_{inp} für verschiedene Windrichtungsklassen $\Theta_{w,obs}$ mit einer Klassenbreite von $\Delta\Theta_w = 10°$ ermittelt.

Fröhle und Fittschen (1999) untersuchten im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen die resultierenden Abweichungen der mittels Wind-Wellen-Korrelationen berechneten signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (Abb. 113 im Anhang) für ausgewählte Grenz-Windgeschwindigkeiten U_{gr} und Windrichtungsklassen Θ_w und fassten die Ergebnisse für unterschiedliche Projektgebiete zusammen (Tab. 38 im Anhang).

Aufbauend hierauf wurden im Hybridansatz eine Grenz-Windgeschwindigkeit U_{gr} nach Gl. (35) für sämtliche Windrichtungsklassen Θ_w und für eine maximale Abweichung der resultierenden signifikanten Wellenhöhen H_{m0} von 5% gewählt (Tab. 38 im Anhang).

$$U_{gr} = 0{,}86 * U_{max} \tag{35}$$

Für die Entscheidung, ob die Seegangsparameter anhand der Methode der Wind-Wellen-Korrelation oder aus stationären numerischen 2D-Simulationen mit SWAN berechnet werden, wurde ein einheitlicher Schwellenwert für jede Windrichtungsklasse Θ_w abgeleitet, welcher sich für verschiedene Windrichtungsklassen $\Theta_{w,i}$ durch Multiplikation des Verhältnisses U_{max}/U_{gr} Gl. (37) mit der maximalen Windgeschwindigkeit U_{max} im Korrelationszeitraum ergibt:

$$x * U_{max,obs,\theta w,i} \tag{36}$$

mit:

- i natürliche Zahl zwischen 1 und n
- n Anzahl der Windrichtungsklassen Θ_w

$$x = \frac{U_{max}}{U_{gr}} = \frac{1}{0{,}86} = 1{,}16 \tag{37}$$

In Abb. 25 ist beispielhaft die maximale Windgeschwindigkeit U_{max} für unterschiedliche Windrichtungsklassen Θ_w aus einer Klimaprojektion von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM und die 2. Realisierung des Emissionsszenarios A1B im Zeitraum 2001-2100 an der Lokation Warnemünde gegenüber den aus stündlichen Windmessungen an der DWD-Station Rostock-Warnemünde im Korrelationszeitraum 1996-1999 resultierenden Schwellenwerten in unterschiedlichen Windrichtungsklassen Θ_w dargestellt.

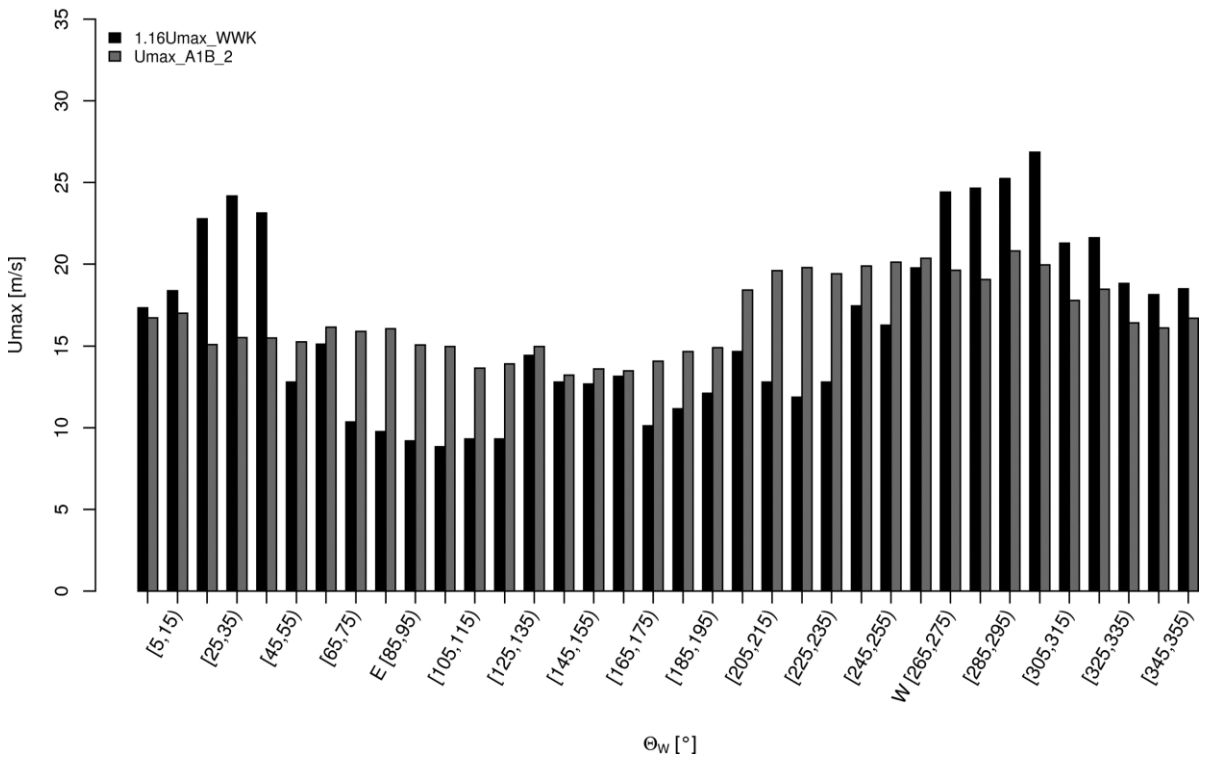


Abb. 25: Maximale Windgeschwindigkeiten U_{max} (in Grau) von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM und die 2. Realisierung des Emissionsszenarios A1B im Zeitraum 2001-2100 für verschiedene Windrichtungsklassen Θ_W im Vergleich zu Schwellenwerten (in Schwarz) basierend auf stündlichen Windgeschwindigkeitsmessungen an der DWD-Station Rostock-Warnemünde im Zeitraum 1996-1999 und für eine Abweichung von maximal 5% der resultierenden signifikanten Wellenhöhe H_{m0} aus der Wind-Wellen-Korrelation für die Lokation Warnemünde 1

Wie in Abb. 25 zu erkennen ist, liegen die maximalen Windgeschwindigkeiten für östliche bis westliche Windrichtungen zwischen $50° \leq \Theta_w \leq 260°$ teilweise deutlich über den Schwellenwerten. In diesen Fällen werden die gesuchten Seegangsparameter anhand von stationären numerischen 2D-Simulationen mit SWAN ermittelt, da die Abweichungen bei der Berechnung der signifikanten Wellenhöhen mittels Wind-Wellen-Korrelationen größer als 5% sind und sich damit die Bandbreite durch Modellunsicherheiten für die klimawandelbedingten zukünftigen Veränderungen des lokalen Seegangs vergrößern würde.

Die benötigten Programmdateien zur Anwendung des Verfahrens sind über die GitLab-Instanz des Instituts für Wasserbau der TU Hamburg verfügbar[68].

Zur Anwendung des Hybridverfahrens müssen die Ergebnisse der stationären numerischen 2D-Simulationen sowie die Windmessdaten des Korrelationszeitraumes auf dem System verfügbar sein, auf dem die Berechnung der langjährigen Zeitreihen erfolgen soll, z.B. auf einem Multiprozessorsystem (Cluster), welches eine effiziente parallele Berechnung für mehrere regionale Klimaprojektionen und Lokationen in Form von Ensembleuntersuchungen ermöglicht.

Die Bewertung der Qualität des Verfahrens erfolgte getrennt für die Wind-Wellen-Korrelationen, z.B. in URCE (1999), Fröhle und Fittschen (1999), Witte et al. (1999), Fröhle (2000),

[68] https://collaborating.tuhh.de/b10/codes/coastal-engineering/wave-parameter/wwc-hybrid-gitlab (01.04.2024)

sowie für die stationären numerischen 2D-Simulationen, z.B. in URCE (2009b) sowie URCE (2010b).

Im Hinblick auf die Übereinstimmung der Ergebnisse der stationären numerischen Simulationen für die signifikante Wellenhöhe mit Messungen wurde festgestellt, dass es aufgrund der stationären Windfelder mit einer räumlich konstanten Windgeschwindigkeit tendenziell eher zu einer Überschätzung der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} kommt (URCE 2009b). Ein Beispiel hierfür ist für die signifikante Wellenhöhe und verschiedene Berechnungsverfahren für die Lokation Warnemünde in Abb. 114 im Anhang dargestellt.

Wie in Abb. 114 im Anhang zeigt, sind stationäre numerische 2D-Simulationen nicht für die Seegangsvorhersage über längere Zeiträume geeignet, sondern nur unter bestimmten Bedingungen sinnvoll, wie z.B. zur Ermittlung des Bemessungsseegangs für Küstenschutzbauwerke oder als Ersatz für die Ergebnisse von Wind-Wellen-Korrelationsberechnungen im Rahmen des Hybridverfahrens. Die Ergebnisse sind in diesem Fall dann als auf der sicheren Seite liegend anzusehen.

Durch die Kombination mit den Ergebnissen der stationären numerischen 2D-Simulationen im Hybridverfahren werden z.B. die mit Wind-Wellen-Korrelationen berechneten maximalen signifikanten Wellenhöhen H_{m0} reduziert, wenn diese die Grenz-Windgeschwindigkeit für eine maximale Abweichung der resultierenden signifikanten Wellenhöhe H_{m0} von 5% überschreiten.

Auswertungen von instationären numerischen Langzeit-Simulationen mit SWAN auf der Basis von COSMO-REA6 ergaben für die Lokation Warnemünde 1 und den Zeitraum 1995-2017 z.B. maximale signifikante Wellenhöhen $H_{m0} < 4$ m, während im gleichen Zeitraum bei ausschließlicher Verwendung von Wind-Wellen-Korrelationen und einer regionalen Klimaprojektion von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM und der 2. Realisierung des Emissionsszenarios A1B signifikante Wellenhöhen $H_{m0} < 5{,}3$ m auftraten, die als unplausibel zu bewerten sind (Abb. 115 im Anhang).

Durch das Hybridverfahren werden z.B. für eine regionale Klimaprojektion von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM und dem Emissionsszenario A1B für den Zeitraum 2001-2100 ca. 3% der Ergebnisse aus Wind-Wellen-Korrelationen durch Ergebnisse aus stationären numerischen 2D-Simulationen ersetzt. Damit ergibt sich insgesamt kein negativer Einfluss auf die Ergebnisse der Wind-Wellen-Korrelationen, der das Klimaänderungssignal verfälschen könnte. Vielmehr führt die Korrektur zu einer besseren Eignung der langjährigen Zeitreihen für extremwertstatistische Auswertungen auf der Basis von Stichproben der Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}.

3.5 Meeresspiegelprojektionen

Für die Ableitung von klimawandelbedingten Veränderungen des lokalen Seegangs vor und an Bauwerken des Küsten- und Hochwasserschutzes sind mögliche Entwicklungen des regionalen bzw. lokalen Meeresspiegelanstiegs und extremer Wasserstände (Sturmfluten) sowie, soweit möglich, lokale morphologische Veränderungen des Meeresbodens, z.B. des Vorstrandes und des Strandes, zu berücksichtigen. Diese Veränderungen haben einen Einfluss auf die

lokalen Wassertiefen in der Nähe und an den Bauwerken und damit auf die Flachwasserprozesse, wie z.B. das wassertiefenabhängige Wellenbrechen, die Refraktion und das Shoaling der aus dem Tiefwasser- bzw. Übergangsbereich einlaufenden Wellen.

Im Folgenden werden aktuelle regionale Meeresspiegelprojektionen für mittlere bzw. extreme Wasserstände in der südwestlichen Ostsee vorgestellt, um mögliche Szenarien für die Veränderungen zukünftiger Wasserstände abzuleiten und diese bei der Ermittlung der Veränderungen der lokalen Seegangsbedingungen zu berücksichtigen.

3.5.1 Mittlerer Wasserstand

Nach dem 6. Sachstandsbericht des IPCC kam es infolge des anthropogenen Klimawandels in der Vergangenheit und für ein hohes Vertrauensniveau[69] zu einem beschleunigten Anstieg des globalen mittleren Meeresspiegels (GMSL) von im Mittel etwa +0,20 m im Zeitraum von 1901 bis 2018 (Fox-Kemper et al. 2021, S. 1216–1217).

Dabei beschleunigte sich der Anstieg des GMSL für ein hohes Vertrauensniveau seit den 1960er-Jahren von im Mittel etwa +2,3 mm/Jahr im Zeitraum 1971 bis 2018 auf etwa +3,7 mm/Jahr im Zeitraum 2006-2018 (ebd.).

Darüber hinaus ist es mit einer Wahrscheinlichkeit von 99 bis 100% praktisch sicher[67], dass sich diese Entwicklung bis zum Ende des 21. Jh. fortsetzt, da alle bewerteten Komponenten des GMSL, wahrscheinlich bis zu praktisch sicher (66 bis 100%), weiter dazu beitragen werden (ebd.).

Nach Einigung von Bund und Ländern wird als Grundlage für Anpassungsmaßnahmen an die Folgen des Klimawandels im Küstenschutz derzeit der Pfad SSP5-8.5 verwendet (Land-SH 2022). Daher wird sich in der vorliegenden Arbeit auf diesen Pfad fokussiert. Es werden jedoch auch andere ausgewählte Pfade zur vergleichenden Bewertung herangezogen.

Für die Komponenten des GMSL, für die Projektionen möglich sind, z.B. die thermische Ausdehnung und der Verlust von Gletschern und Eisschilden, mit Ausnahme Eisschild-Prozesse, die mit großen Unsicherheiten behaftet sind, ergibt sich für den Pfad SSP5-8.5 und einem mindestens mittleren Vertrauensniveau, ein mittlerer Anstieg des GMSL bis 2050 von ca. +0,23 m und bis 2100 von ca. +0,77 m gegenüber dem Referenzzeitraum 1995-2014 (Fox-Kemper et al. 2021, S. 1216–1217).

Da der Meeresspiegelanstieg global nicht gleichmäßig verteilt ist, muss der Meeresspiegelanstieg aufgrund lokaler Effekte, z.B. durch Isostasie, d.h. Landhebung oder -senkung, Abschmelzen von Landeismassen sowie Erwärmung und Zirkulation der Ozeane, regionalisiert betrachtet werden, so dass bei einem mittleren Konfidenzintervall mit Abweichungen von ca. ±20% vom Anstieg des GMSL zu rechnen ist (ebd.).

---

[69] Für weitere Informationen zu den im IPCC verwendeten Begriffen im Umgang sowie der Kommunikation von Unsicherheiten, dem Grad der Übereinstimmung sowie von Vertrauensbereichen siehe Mastrandrea et al. (2011; 2010) sowie DLR Projektträger (2023.).

In Gebieten mit starken lokalen Prozessen, wie z.B. der Landhebung oder -senkung durch Isostasie, oder menschlichen Aktivitäten, wie z.B. Grundwasserentnahme, können größere Abweichungen vom globalen Mittelwert auftreten (IPCC 2019, S. 11).

Der Anstieg des regionalen mittleren Meeresspiegels (RMSL) umfasst weitere Komponenten, die den Anstieg im Vergleich zum GMSL verändern. Hierzu gehören insbesondere vertikale Landbewegungen, Veränderungen der Ozeanzirkulation und der Dichte sowie Gravitations-, Rotations- und Deformationsprozesse infolge der Umverteilung von Wasser- und Eismassen zwischen dem Land und dem Ozean (Arias et al. 2021, S. 79).

Die derzeitigen Projektionen des IPCC zum Anstieg des RMSL berücksichtigen die nachfolgend aufgeführten Prozesse: i) sterische Effekte (thermo- und halosterisch), ii) Schmelzen von Gletschern, iii) Schmelzen der Eisschilde auf Grönland und der Antarktis, vi) Wasserspeicherung an Land sowie v) vertikale Landbewegungen.

Aufgrund der Verbindung zwischen der Ostsee und der Nordsee über das Kattegat wird der Anstieg des RMSL im Bereich der südwestlichen Ostsee im Wesentlichen durch den regionalen mittleren Meeresspiegelanstieg in der Deutschen Bucht bestimmt.

In Abb. 26 ist die Bandbreite, begrenzt durch das 17%-Perzentil ($P_{17\%}$) und das 83%-Perzentil ($P_{83\%}$), sowie der Mittelwert des Medians des RMSLR nach Projektionen des IPCC (2021b) für ein mittleres Vertrauensniveau und den Pfad SSP5-8.5 an ausgewählten Lokationen entlang der deutschen Ostseeküste für die Projektionen vorliegen (Koserow, Sassnitz, Warnemünde, Wismar, Travemünde und Kiel-Holtenau) dargestellt.

Vergleichend dazu sind die Bandbreite sowie der Mittelwert des Medians des RMSLR für die Pfade SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 und SSP5-8.5 an den Lokationen Koserow und Sassnitz in Abb. 116 im Anhang, Warnemünde und Wismar in Abb. 117 im Anhang sowie Travemünde und Kiel-Holtenau in Abb. 118 im Anhang grafisch dargestellt. Darüber hinaus sind die Werte des RMSLR für den Pfad SSP5-8.5 und die Jahre 2050 bzw. 2100 in Tab. 39 im Anhang zusammengefasst.

Demnach wird lokationsabhängig und für den Pfad SSP5-8.5 sowie ein mittleres Vertrauensniveau ein Anstieg des RMSL im Median von bis zu +0,30 m ($P_{17\%}$ ~ +0,11 m, $P_{83\%}$ ~ +0,49 m) in der Mitte des 21. Jh. bzw. von bis zu +0,85 m ($P_{17\%}$ ~ +0,52 m, $P_{83\%}$ ~ +1,22 m) am Ende des 21. Jh. projiziert (Tab. 39 im Anhang).

Beim Vergleich mit den projizierten Entwicklungen des RMSL für andere SSPs und ein mittleres Vertrauensniveau liegen die Ergebnisse für den Pfad SSP5-8.5 erwartungsgemäß an der oberen Grenze (Abb. 116, Abb. 117 und Abb. 118 im Anhang). Es wurden auch höhere Anstiegsraten des RMSL bei einem geringeren Vertrauensniveau und / oder für höhere Perzentile als z.B. das 83%-Perzentil projiziert, auf die an dieser Stelle jedoch nicht weiter eingegangen wird.

Darüber hinaus gibt es weitere lokale Effekte, wie z.B. morphologische Veränderungen, die sich auf den Anstieg des relativen (RSL) bzw. lokalen Meeresspiegels auf räumlichen Skalen < 10 km auswirken und im Einzelfall gesondert betrachtet werden müssen. Diese lokalen Effekte sind in den Projektionen des IPCC erwartungsgemäß nicht enthalten.

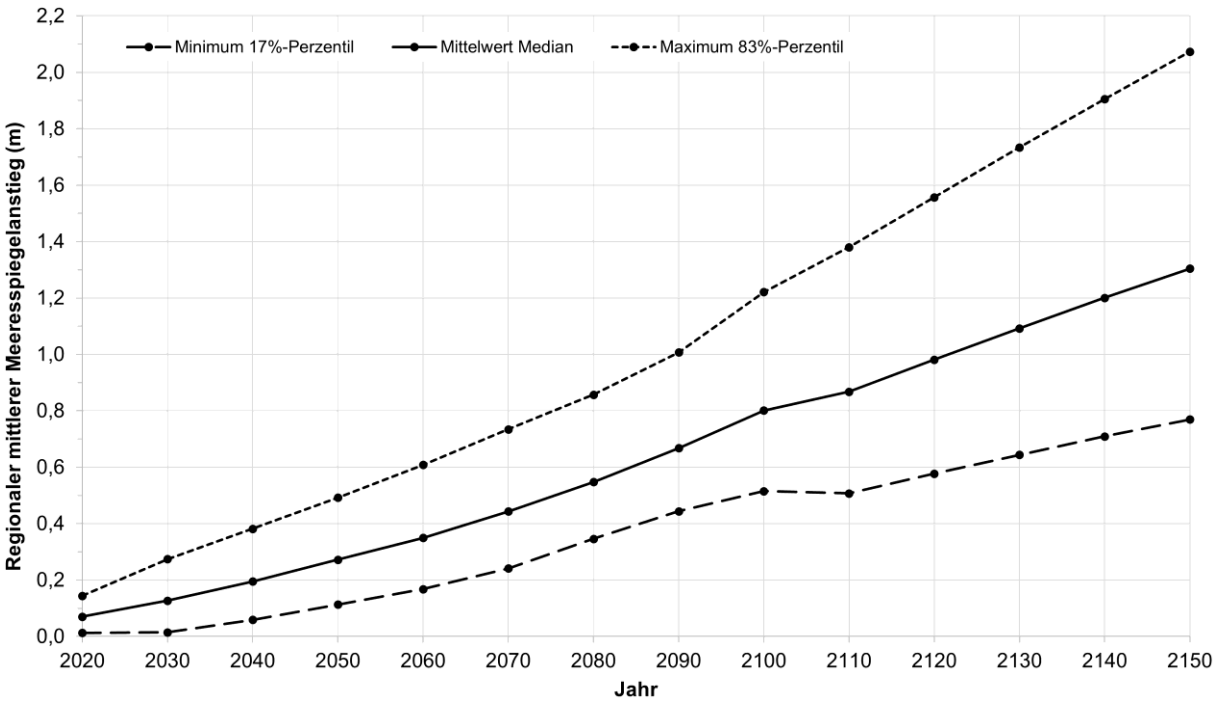


Abb. 26: Bandbreite des regionalen mittleren Meeresspiegelanstiegs (RMSLR) nach IPCC (2021b) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1995-2014 und einen mittleren Vertrauensbereich für den Pfad SSP5-8.5 an ausgewählten Lokationen entlang der deutschen Ostseeküste, Datenbasis[70]: Fox-Kemper et al. (2021), Garner et al. (2021) und Kopp et al. (2023)

Im Rahmen dieser Arbeit liegt der Schwerpunkt auf einer generellen Betrachtung klimawandelbedingter Veränderungen ausgewählter hydrodynamischer Größen (Seegang sowie Wasserstand), sodass hier die Veränderungen des Wasserstandes auf einer regionalen Skala < 100 km maßgebend sind. Es können sich somit lokationsabhängig ggf. andere Anstiegsraten des Meeresspiegels ergeben.

3.5.2 Extremwasserstände

Extremwasserstände (ESL) resultieren prinzipiell aus einer Kombination großräumiger Effekte, wie z.B. Gezeitenströmungen und bestimmten großräumigen Wetterlagen und den daraus resultierenden Sturmfluten, sowie lokaler Effekte, wie z.B. dem Wind- und Brandungsstau (Wave-Setup).

Sturmereignisse über der Ostsee haben einen großen Einfluss auf die Wasserstands- und Seegangsdynamik in der Ostsee. Weitere Einflussfaktoren sind z.B. der Füllstand der östlichen Ostsee, Eigenschwingungen des Meeresspiegels (Seiches) sowie meteorologische Tsunamis. (Weisse et al. 2021)

Das Klima in Nord- und Mitteleuropa hängt insbesondere von den Zirkulationsverhältnissen über dem Nordatlantik ab. Die Nordatlantische Oszillation (NAO) bestimmt dabei die Zugbahn von Tiefdruckgebieten über den Nordatlantik insbesondere in den Wintermonaten November bis März und ist Teil der Arktischen Zirkulation (AO).

[70] https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool (01.04.2024)

Bei Tiefdrucklagen über Island und Hochdrucklagen über den Azoren ergeben sich stärkere westliche Winde als gewöhnlich und man spricht von der positiven NAO-Phase bzw. wenn die Druckverhältnisse umgekehrt sind, z.B. bei östlichen Winden, von der negativen NAO-Phase (Rutgersson et al. 2015).

Weitere atmosphärische Phänomene, welche schwer vorherzusagen sind, wie z.B. Blocking-Wetterlagen, können ebenfalls die Wetterlagen und somit die Windverhältnisse in (Nord-)Europa während der Wintermonate bestimmen (ebd.).

Die Variabilität der lokalen Wasserstände in der Ostsee lässt sich insbesondere während der Wintermonate bis zu ca. 10% bis 30% durch die NAO erklären (Kauker und Meier 2003). Die gesamte Variabilität lässt sich jedoch nur durch die vollständige Berücksichtigung der Druckverhältnisse in Meeresspiegelhöhe (SLP) über einen größeren Bereich des Nordatlantiks und Westeuropa und nicht ausschließlich durch die NAO erklären (Hünicke 2010).

Karabil et al. (2018) identifizierten ein weiteres großräumiges atmosphärisches Zirkulationsmuster, welches die Variabilität gemessener Wasserstände im 20. Jh. in der Ostsee sowie der Nordsee besser beschreibt als das großräumige Muster der NAO. Die Ostsee-Nordsee-Zirkulation (BANOS) kennzeichnet dabei einen Druckgradienten (SLP) mit Zentren über der französischen (5°W, 45°N) und nordnorwegischen Atlantikküste (20°E, 70°N) im Winter bzw. über der ukrainischen Schwarzmeerküste (30°E, 45°N) und der schwedischen Ostküste (20°E, 60°N) im Sommer. Der Index erklärt bis zu 90% bzw. 79% der jährlichen Variabilität der Wasserstände im Winter bzw. Sommer, insbesondere im nördlichen bzw. östlichen Bereich der Ostsee. (ebd.)

Durch die im Gegensatz zur NAO unterschiedliche Lage der Druckzentren resultieren geringfügige Veränderungen der Windrichtungen insbesondere im Winter. So erfolgt im Gegensatz zur NAO bei der BANOS im Winter, aufgrund großräumiger nordwestlicher Windrichtungen, kein Transport von Wassermassen aus westlichen Richtungen von der Nordsee in die Ostsee (Abb. 27). Im Sommer hingegen sind die Windrichtungen der BANOS und NAO ähnlich aus westlichen Richtungen gerichtet. (ebd.)

Die Korrelationen zwischen der NAO bzw. BANOS und der Variabilität der Wasserstände in der Ostsee zeigen eine starke räumliche sowie jährliche Variabilität auf. Hierbei treten höhere Korrelationsfaktoren in nördlichen und östlichen sowie geringere Korrelationsfaktoren in südlichen Regionen der Ostsee auf. (Weisse et al. 2021)

Die klimawandelbedingten zukünftigen Veränderungen der NAO sind jedoch, ebenso wie die klimawandelbedingten zukünftigen Veränderungen der Windverhältnisse, nicht einheitlich und hängen in starkem Maße von den Methoden zu deren Bestimmung sowie deren Abbildung in den GCMs ab. Zudem unterliegen die großräumigen Zirkulationsmuster erheblichen natürlichen Schwankungen (interne Variabilität), sodass eine Zuordnung zum Einfluss des anthropogenen Klimawandels schwierig ist. (Storch et al. 2018)

Einige Studien zeigen eine Verlagerung von Zugbahnen der Tiefdruckgebiete in nördliche und teilweise auch östliche Richtungen am Ende des 21. Jh. mit großen Unsicherheiten hinsichtlich der regionalen Änderungen der Sturmaktivität und extremer Windgeschwindigkeiten, welche unter anderem durch lokale Effekte geprägt und schwer abbildbar sind (Pinto und Reyers 2017).

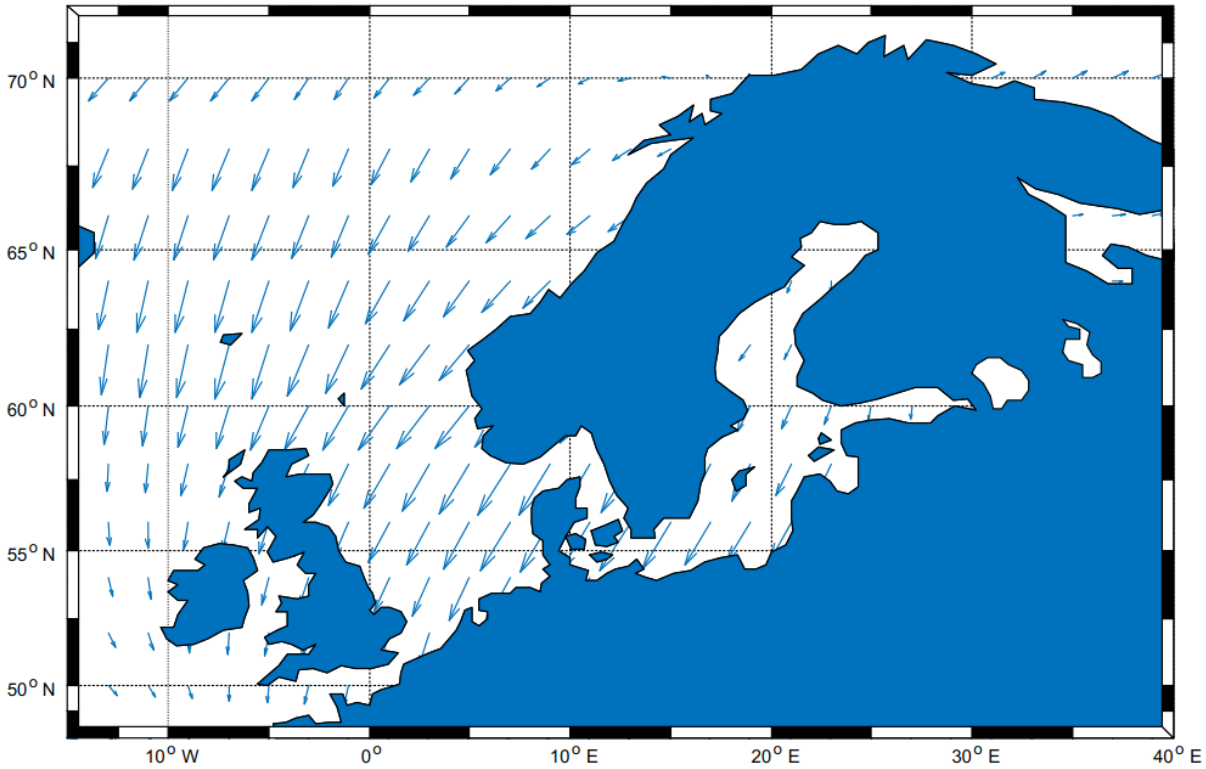


Abb. 27: Ekman-Transportvektoren (in Blau) infolge der BANOS im Winter unter Annahme geostrophischer Windverhältnisse und eines vollständigen Ekman-Layers ohne Beeinflussung durch die Topographie. Hinweis: die Windrichtungsvektoren sind in einem Winkel von 90° rechtsseitig von den Transportvektoren orientiert[71] (Karabil et al. 2018, Fig. 17a)

Aktuelle Ensemble-Untersuchungen auf der Basis globaler CMIP6-Projektionen zeigen z.B. für die langfristigen zukünftigen Veränderungen von Winterstürmen im Bereich zwischen 50°N und 60°N bei Antrieb durch SSP5-8.5 eine Zunahme der Anzahl um bis zu 1,2 Sturmereignisse pro Monat sowie eine Zunahme der Sturmintensität (METSSI-Index) und des damit verbundenen Risikos sowie eine Abnahme der extremen Windgeschwindigkeiten in Nordeuropa. Darüber hinaus wurde eine Tendenz zur Verlagerung der Zugbahnen von Winterstürmen in östliche Richtungen festgestellt, die jedoch mit hohen Unsicherheiten bzw. Variabilitäten verbunden sind. (Little et al. 2023)

Aufgrund der hohen Variabilität extremer Wasserstände konnten z.B. für die Deutsche Bucht (Lang und Mikolajewicz 2019) und die südwestlichen Ostsee (TUHH 2019a) bisher keine statistisch signifikanten Langzeittrends ermittelt werden. Andere Studien kommen hingegen zu dem Ergebnis, dass es Trends bei den Extremwasserständen gibt, z.B. bei den Jahresmaxima in der südwestlichen Ostsee im Bereich von +5 bis +7 mm/Jahr, die aus dem mittleren Meeresspiegelanstieg bzw. dem Anstieg der Füllstände resultieren (Pindsoo und Soomere 2020).

Der anthropogene Klimawandel führt neben einem beschleunigten Anstieg des globalen mittleren Wasserstands (GMSL) auch zu einem global häufigeren Auftreten extremer Wasserstände an den meisten Lokationen. So verändert sich z.B. die Häufigkeit des Eintretens eines einmal in 100 Jahren auftretenden Ereignisses am Ende des 21. Jh. und für den Antrieb mit

[71] https://rwu.pressbooks.pub/webboceanography/chapter/9-3-the-ekman-spiral-and-geostrophic-flow (01.04.2024)

RCP8.5 und hohem Vertrauensniveau zu einem mindestens jährlichen Eintreten an den meisten Lokationen. Das häufigere Eintreten kann an vielen Orten je nach Exposition signifikante Auswirkungen haben. (IPCC 2019, S. 20)

Die klimawandelbedingten zukünftigen Veränderungen der Extremwasserstände ESL (ESLR) in der südwestlichen Ostsee sind im Wesentlichen vom Anstieg des GMSL sowie dem meteorologischen Antrieb geprägt, welche wiederum Auswirkungen auf die Entwicklung von Sturmfluten sowie den Seegang haben (Weisse et al. 2021; TUHH 2023).

Der Anstieg des GMSL scheint jedoch einen größeren Einfluss auf die Entwicklung extremer Wasserstände im Bereich der Ostsee zu haben als die Veränderungen im meteorologischen Antrieb (Gräwe und Burchard 2012). Meier (2006) stellte darüber hinaus fest, dass Extremwasserstände in der Ostsee auch ohne signifikante Veränderungen im Wind schneller als der mittlere Meeresspiegel ansteigen können.

Ensemble-Untersuchungen auf der Basis regionaler Klimaprojektionen mit Antrieb durch CMIP5-Klimaprojektionen für RCP8.5 sowie Berücksichtigung des Anstiegs des GMSL (GMSLR) ergaben für die Ostsee eine mögliche Zunahme extremer Wasserstände mit einem Wiederkehrintervall von 100 Jahren, jedoch stimmen die Ergebnisse der unterschiedlichen Modelle in Bezug auf die Veränderungen nicht überein.

Der Anstieg des relativen Meeresspiegels RSL (RSLR) wird als Haupteinflussfaktor auf die Entwicklung extremer Wasserstände entlang der europäischen Küsten mit einem Beitrag durch Sturmfluten und Seegang in Höhe von ca. +35% des RSLR am Ende des 21. Jh. angenommen (Vousdoukas et al. 2017).

Die Beziehungen zwischen den Veränderungen einzelner Prozesse, welche sich auf Extremwasserstände auswirken, sind dabei jedoch nicht notwendigerweise linear bzw. überlagernd, wie Arns et al. (2015) für die Deutsche Bucht festgestellt haben.

Muis et al. (2020) identifizierten sogar eine mögliche zukünftige Abnahme von Wasserständen mit einem Wiederkehrintervall von 10 Jahren im Bereich der Ostsee und bestätigten den Haupteinfluss des RSLR auf die Entwicklung der Wasserstände.

Die derzeit aktuellsten Untersuchungen mit Antrieb durch hochaufgelöste CMIP6-Klimaprojektionen des „High Resolution Model Intercomparison Project“ (HighResMIP[72]) für SSP5-8.5 ergaben in der Mitte des 21. Jh. lediglich eine geringe Zunahme von ca. +0,1 m bis +0,2 m von Wasserständen mit einem Wiederkehrintervall von 10 Jahren in der Region Nordeuropas (Muis et al. 2023).

Zusammenfassend bleiben mögliche klimawandelbedingte zukünftige Veränderungen des atmosphärischen Antriebs und deren Auswirkungen auf die Entwicklung von Extremwasserständen ungewiss bzw. nicht konsistent.

Auch hängen die Beiträge anderer Prozesse, z.B. mögliche zukünftige Veränderungen von Sturmfluten (Vousdoukas et al. 2017; Muis et al. 2020; Muis et al. 2023) sowie des Seegangs (Groll et al. 2017; Dreier et al. 2021), ebenfalls stark vom atmosphärischen Antrieb ab.

---

[72] https://highresmip.org/ (01.04.2024)

Die Unsicherheiten bei der Berechnung extremer Wasserstände mit längeren Wiederkehrintervallen, z.B. 100 Jahre und auf der Basis von Ensembleauswertungen verschiedener RCMs mit Antrieb durch ERA40-Reanalysedaten, sind u. a. im Bereich der südwestlichen Ostsee am größten, wie Sensitivitätsbetrachtungen von Dieterich et al. (2019) ergaben. Hingegen scheinen die Unsicherheiten, welche aus verschiedenen GCMs resultieren, im Bereich der Unsicherheiten bei der Ableitung extremer Wasserstände auf der Basis von Messdaten zu liegen (Dieterich et al. 2019).

Darüber hinaus hängt die Berechnung extremer Wasserstände mit längeren Wiederkehrintervallen stark von den verwendeten Methoden ab (Vousdoukas et al. 2017; Wahl et al. 2017b). Die Bandbreite durch Modellunsicherheiten kann somit in der näheren Zukunft sogar größer als die Bandbreite durch Szenarien sein (Wahl et al. 2017b).

Infolge der großen Unsicherheiten bei der Berechnung als auch der Projektion möglicher zukünftiger Extremwasserstände wurde, zur Ermittlung von klimawandelbedingten zukünftigen Veränderungen des lokalen Seegangs und den daraus resultierenden Konsequenzen für die Belastungen von Küstenschutzbauwerken, der mögliche zukünftige Anstieg der Extremwasserstände (ESLR) vereinfachend dem möglichen Anstieg des regionalen mittleren Meeresspiegels (RMSLR, Kapitel 3.5.1) gleichgesetzt.

3.5.3 Auswahl von Szenarien

Zur weiteren Analyse möglicher klimawandelbedingter Veränderungen des lokalen Seegangs und den daraus resultierenden Veränderungen der Belastungen von Küstenschutzbauwerken an der deutschen Ostseeküste wurde der zukünftige lokale relative Meeresspiegelanstieg ΔW für mittlere Verhältnisse bzw. extreme Ereignisse am Ende des 21. Jh. auf der Basis von Ergebnissen globaler sowie regionaler Meeresspiegelprojektionen des IPCC (Kapitel 3.5.1) sowie weiteren regionalen Impaktstudien (Kapitel 3.5.2) für den Antrieb durch RCP8.5 bzw. SSP5-8.5 mit einer oberen Grenze von ΔW = +1,00 m gewählt. Darüber hinaus erfolgen die Berechnungen der lokalen Seegangsbedingungen sowie der Belastungen ebenfalls für Zwischenschritte (Vielfache) von +0,10 m.

Dieses Vorgehen ermöglicht einerseits eine größere Bandbreite an möglichen klimawandelbedingten Veränderungen der Wasserstände, welche aus den Meeresspiegelprojektionen des IPCCs für den Antrieb mit RCP8.5 bzw. SSP5-8.5 und ein mittleres Vertrauensniveau resultieren, abzubilden.

Andererseits können bei der Betrachtung einer möglichen Bandbreite von Veränderungen der Wasserstände andere Faktoren, die den Anstieg des lokalen relativen Meeresspiegels beeinflussen, wie z.B. ungünstige morphologische Veränderungen, bei der Bewertung der Auswirkungen auf die Belastungen berücksichtigt werden.

Die Szenarien des lokalen relativen Meeresspiegelanstiegs werden anschließend mit den klimawandelbedingten Veränderungen der Seegangsbedingungen kombiniert und als Eingangsgrößen bzw. hydrodynamische Randbedingungen für die Analyse der Auswirkungen auf die Belastungen verwendet (Kapitel 5). Bei der Kombination ist darauf zu achten, dass die verwendeten Szenarien auf einem einheitlichen Antrieb basieren, z.B. sollte ein Anstieg des lokalen relativen Meeresspiegels für den Antrieb mit SSP5-8.5 möglichst mit den Änderungen des lokalen Seegangs für den gleichen Antrieb kombiniert werden.

3.6 Ansatz zur Analyse und Bewertung der Veränderungen von seegangsinduzierten Belastungen von Küstenschutzbauwerken

Küstenschutzbauwerke sind unterschiedlichen hydrodynamischen Verhältnissen (Wasserständen, Strömungen und Seegang) ausgesetzt, welche sich infolge des Klimawandels verändern können (Abb. 1). Nach der Analyse möglicher klimawandelbedingter zukünftiger Veränderungen des lokalen Seegangs im Übergangsbereich (Kapitel 4) wurden mögliche Konsequenzen der hydrodynamischen Veränderungen für die seegangsinduzierten Belastungen von typischen Bauwerken zum Hochwasser- bzw. Erosionsschutz am Beispiel des Wellenüberlaufes an einem Seedeich (Kapitel 3.6.1) bzw. der Dünenerosion (Kapitel 3.6.3) mittels empirischer bzw. numerischer Methoden abgeleitet und bewertet. Darüber hinaus wurden im Hinblick auf die Konsequenzen für die Belastungen von Deckwerken mögliche Veränderungen des erforderlichen Steingewichtes sowie des Zerstörungsgrades der Deckwerksschichten über empirische Ansätze abgeleitet (Kapitel 0).

Darüber hinaus ergeben sich aus möglichen klimawandelbedingten Veränderungen der hydrodynamischen Verhältnisse Auswirkungen auf den seegangsinduzierten Sedimenttransport entlang der Ostseeküste (Schlamkow und Dreier 2012; Dreier und Fröhle 2015, 2016; TUHH 2023) sowie daraus resultierende morphologische Veränderungen, die ebenfalls für die Belastungen der Bauwerke von Bedeutung sind, im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht weiter betrachtet werden.

3.6.1 Wellenauflauf und Wellenüberlauf an Seedeichen

Die Berechnung des Wellenauflaufes und Wellenüberlaufes erfolgte unter Annahme von Szenarien zum lokalen relativen Meeresspiegelanstieg ΔW sowie den daraus resultierenden theoretisch möglichen Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} am Bauwerksfuß, beispielhaft für einen Seedeich nach dem empirischen Vorhersageverfahren des EurOtop (2018, 2019). Darüber hinaus wurde ebenfalls der Einfluss der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} sowie der Energieperiode $T_{m-1,0}$ auf den resultierenden Wellenüberlauf für unterschiedliche Szenarien des lokalen relativen Meeresspiegelanstiegs betrachtet (Kapitel 5.3).

Sämtliche Berechnungen wurden für relativ flach geneigte Böschungen sowie nach dem Mittelwertansatz (mean value approach) des EurOtop (2018, 2019) durchgeführt (Abb. 28).

Die Definition der Wellenauflaufhöhe $R_{u2\%}$ ist in Abb. 29 dargestellt.

Die Berechnung der mittleren Wellenauflaufhöhe $R_{u2\%}$ und mittleren Wellenüberlaufrate q_m erfolgte für brechende bzw. nicht-brechende Wellen nach Gl. (38) bzw. (39) und nach Gl. (40) bzw. (41).

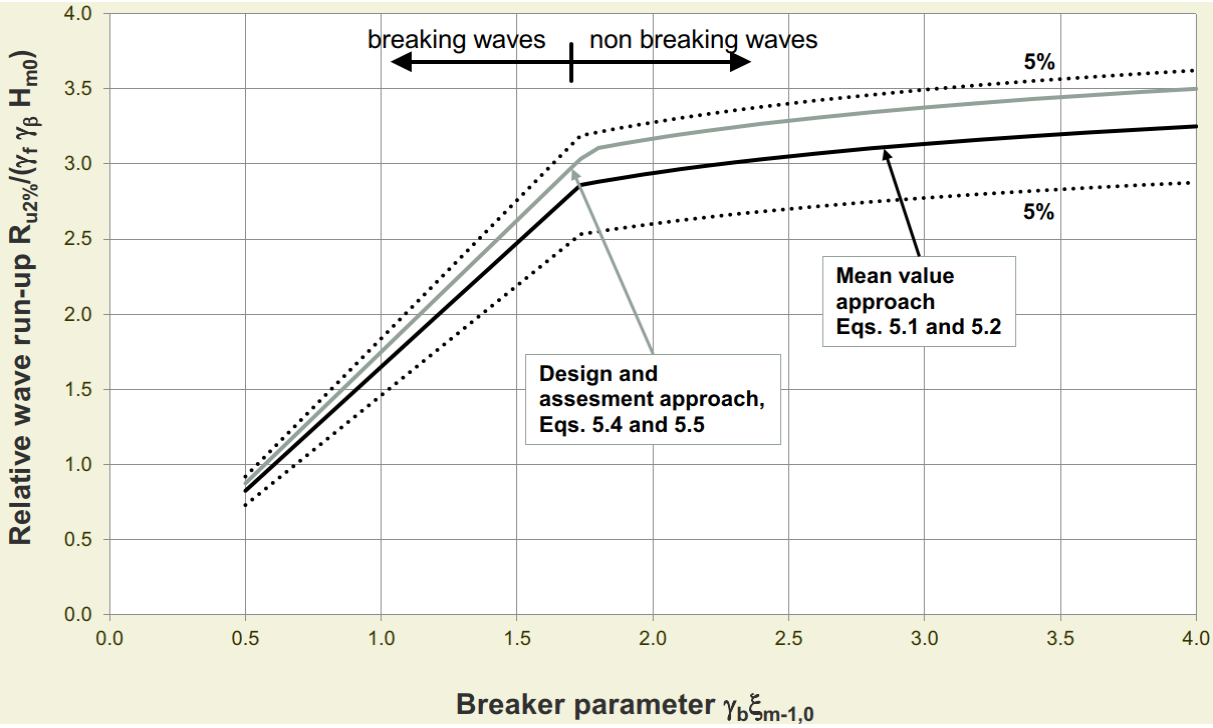


Abb. 28: Relative Wellenauflaufhöhe $R_{u2\%}/H_{m0}$ für relativ flach geneigte Böschungen in Abhängigkeit von der Brecherkennzahl $\xi_{m-1,0}$ und weiteren Beiwerten für den Einfluss der Böschungsrauheit γ_f, der Wellenangriffsrichtung γ_β sowie einer Berme bzw. eines Knickprofils γ_b (EurOtop 2018, Figure 5.5)

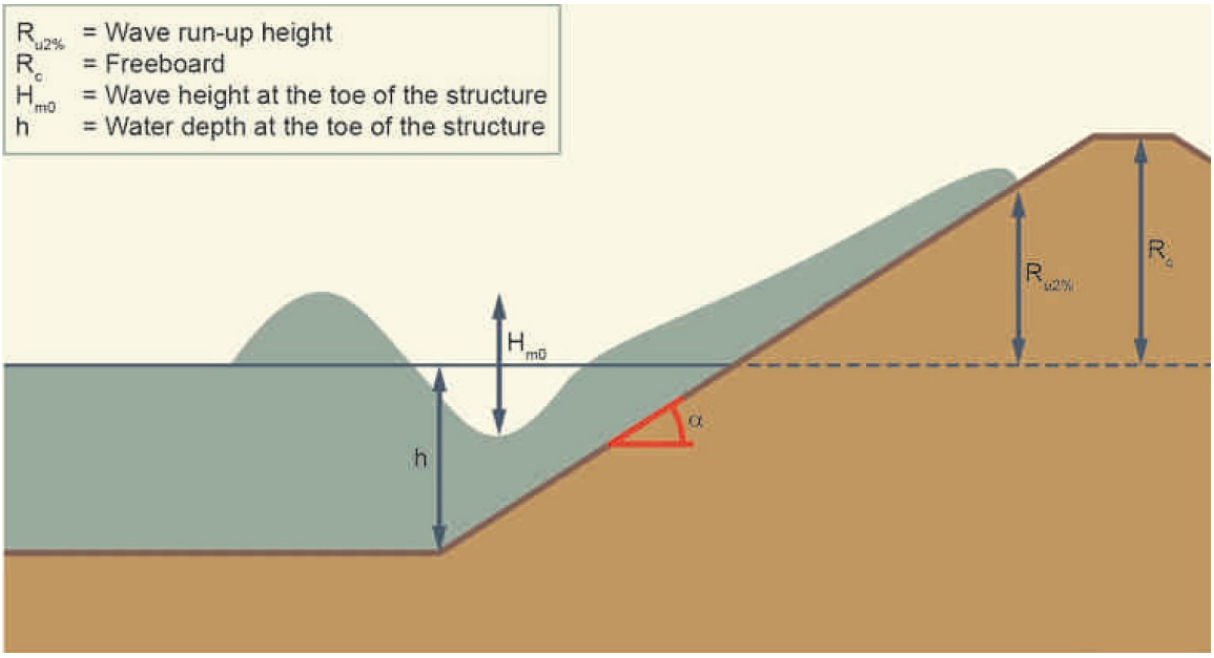


Abb. 29: Definition der Wellenauflaufhöhe $R_{u2\%}$ (schematisch) an einer relativ flach geneigten Böschung (EurOtop 2018, Figure 5.4)

$$R_{u2\%} = 1{,}65 * H_{m0} * \xi_{m-1,0} * \gamma_b * \gamma_f * \gamma_\beta \tag{38}$$

$$R_{u2\%,max} = 1{,}00 * \gamma_f * \gamma_\beta * (4 - \frac{1{,}5}{\gamma_b * \sqrt{\xi_{m-1,0}}}) \tag{39}$$

$$q_m = \sqrt{g * H_{m0}^3} * \frac{0{,}023}{\sqrt{\tan\alpha}} * \gamma_b * \xi_{m-1,0} * e^{-(2{,}7\frac{R_c}{\xi_{m-1,0}*H_{m0}*\gamma_b*\gamma_f*\gamma_\beta*\gamma_v})^{1,3}} \quad (40)$$

$$q_{m,max} = \sqrt{g * H_{m0}^3} * 0{,}09 * e^{-(1{,}5\frac{R_c}{H_{m0}*\gamma_f*\gamma_\beta*\gamma^*})^{1,3}} \quad (41)$$

mit:

$R_{u2\%}$ Mittlere Wellenauflaufhöhe (m)

H_{m0} Signifikante Wellenhöhe am Deichfuß (m)

$\xi_{m-1,0}$ Brecherkennzahl, Gl. (42)

γ_b Empirischer Beiwert für den Einfluss einer Berme bzw. eines Knickprofils (-)

γ_f Empirischer Beiwert für den Einfluss der Böschungsrauheit (-)

$\gamma_ß$ Empirischer Beiwert für den Einfluss der Wellenangriffsrichtung (-)

γ_v Empirischer Beiwert für den Einfluss einer vertikalen Wand (-)

γ^* Empirischer Beiwert für den Einfluss einer Sturmwand bei nicht-brechenden Wellen und relativ steilen Böschungen (relatively steep slopes) (-)

Die Beiwerte für den Einfluss der Böschungsrauheit γ_f, der Wellenangriffsrichtung $\gamma_ß$ sowie für vertikale Wände γ_v bzw. γ^* wurden vereinfachend bei der Berechnung vernachlässigt, d.h. mit $\gamma_f = \gamma_ß = \gamma_v = \gamma^* = 1$ angenommen.

Für eine vergleichende Betrachtung der resultierenden mittleren Wellenauflaufhöhe $R_{u2\%}$ bzw. Überlaufmenge q_m zwischen einem einfachen Deichprofil sowie einem Deichprofil mit einer Berme wurde der Beiwert für den Einfluss einer Berme γ_b berücksichtigt. Infolge der Anordnung einer Berme im Bereich des Bemessungshochwasserstandes (BHW) wird die Belastung des Bauwerks infolge Wellenauflauf sowie Wellenüberlauf reduziert, sodass dies eine mögliche Anpassungsoption an klimawandelbedingte Belastungsänderungen darstellt. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass mit der Zunahme des lokalen relativen Meeresspiegelanstiegs eine Verminderung der Wirksamkeit der Berme infolge der Vergrößerung des vertikalen Abstandes d_b zwischen dem Bemessungswasserstand und der Berme eintritt. Um diese Verminderung zu vermeiden bzw. zu reduzieren, ist ein entsprechendes Vorsorgemaß in Abhängigkeit vom möglichen lokalen relativen Meeresspiegelanstieg zu berücksichtigen.

Detaillierte Erläuterungen zur Berechnung der Beiwerte werden in EurOtop (2018, S. 123–148) gegeben.

$$\xi_{m-1,0} = \frac{\tan\alpha}{\sqrt{\frac{H_{m0}}{L_{m-1,0}}}} \quad (42)$$

mit:

$\tan\alpha$ Böschungsneigung (-), z.B. 1 : 6

$L_{m-1,0}$ Wellenlänge der Energieperiode $T_{m-1,0}$ im Tiefwasser, Gl. (43)

$$L_{m-1,0} = \frac{g * T_{m-1,0}^2}{2\pi} \tag{43}$$

mit:

g Erdbeschleunigung (m/s²)

$T_{m-1,0}$ Energieperiode am Deichfuß (s)

Für die Bewertung der Veränderungen der Belastungen durch Wellenüberlauf wurde die mittleren Wellenüberlaufrate q_m als ein Indikator herangezogen. Die Belastungen durch Wellenauflauf und Wellenüberlauf sind zeitlich instationär und volumenabhängig. Ein weiterer Indikator für die Bewertung der Veränderungen wäre daher z.B. das maximale Überlaufvolumen V_{max} (l/m) während einer Sturmflut, das jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter betrachtet wird.

Tolerierbare Wellenüberlaufmengen $q_{m,max}$, bei denen die strukturelle Sicherheit der Deichkonstruktion nicht gefährdet ist, d.h. es zwar zu Schäden kommt, welche jedoch nicht zu einem Versagen führen, liegen ohne spezielle stabilisierende Maßnahmen an der Deichkrone und der Binnenböschung nach EAK 2002 (2020) bei etwa $q_{m,max}$ ~ 1 bis 10 l/(s m).

Das Verfahren nach EurOtop (2018) berücksichtigt zudem bei den tolerierbaren Wellenüberlaufmengen die Bedeckung der Deichkrone sowie der Binnenböschung mit Gras sowie den Zustand der Grasnarbe. Unter Annahme einer gepflegten und intakten Grasbedeckung der Deichkrone und Binnenböschung sowie einer signifikanten Wellenhöhe am Deichfuß im Bereich von H_{m0} = 1 m bis 3 m ergibt sich eine mittlere tolerierbare Wellenüberlaufmenge von $q_{m,max}$ = 5 l/(s m) (Abb. 30).

Hazard type and reason	Mean discharge q (l/s per m)	Max volume V_{max} (l per m)
Rubble mound breakwaters; H_{m0} > 5 m; no damage	1	2,000-3,000
Rubble mound breakwaters; H_{m0} > 5 m; rear side designed for wave overtopping	5-10	10,000-20,000
Grass covered crest and landward slope; maintained and closed grass cover; H_{m0} = 1 – 3 m	5	2,000-3,000
Grass covered crest and landward slope; not maintained grass cover, open spots, moss, bare patches; H_{m0} = 0.5 – 3 m	0.1	500
Grass covered crest and landward slope; H_{m0} < 1 m	5-10	500
Grass covered crest and landward slope; H_{m0} < 0.3 m	No limit	No limit

Abb. 30: Tolerierbare mittlere Wellenüberlaufmengen q sowie maximale Überlaufvolumen V_{max} für den strukturellen Entwurf von Wellenbrechern, Ufermauern, Deichen und Böschungen (EurOtop 2018, Table 3.1)

Auch wenn Aussagen zur Überströmsicherheit von Deichen schwierig und mit großen Unsicherheiten behaftet sind, wird im Folgenden davon ausgegangen, dass Überlaufraten bis zu einer Größenordnung von ca. 40 l/(s m) für aktuelle Deichquerschnitte in gutem Unterhaltungszustand tolerabel sind, d.h. Schäden zwar zu erwarten sind, aber ein vollständiges Versagen nicht auftritt.

Im Hinblick auf die funktionelle Sicherheit, z.B. für Fußgänger und Fahrzeuge sowie die Bebauung und die Nutzung landseits der Bauwerke, sind in Abhängigkeit von den lokalen hydrodynamischen Verhältnissen geringere bzw. höhere tolerierbare Wellenüberlaufmengen bzw. weitere Indikatoren zur Bewertung der Auswirkungen zu berücksichtigen (EurOtop 2019, S. 47–54 bzw. EAK 2002 2020, S. 163–164).

3.6.2 Erforderliches Steingewicht und Zerstörungsgrad von Deckwerken

Für die Analyse möglicher aus dem Klimawandel resultierender Konsequenzen des Meeresspiegelanstiegs sowie von veränderten Seegangsbedingungen für die Belastungen von Deckwerken wurde das erforderliche Steingewicht nach den empirischen Ansätzen von Hudson (CERC 1984), Gl. (44), sowie vergleichend nach van der Meer, J. W. (1988) bzw. van Gent et al. (2004), Gl. (52) bzw. Gl. (56), berechnet.

Die betrachteten Ansätze werden für die Bemessung von z.B. Deckwerken und Wellenbrechern gegen Seegangsbelastungen im Küstenwasserbau verwendet. Ein weiterer Indikator für die Belastung von Deckwerken ist z.B. die erforderliche Dicke der Deckschicht t_D, die hier jedoch nicht weiter betrachtet wird.

Für die Bewertung der Konsequenzen wurde zusätzlich die Veränderung des Zerstörungsgrads der Deckwerkskonstruktion nach dem Ansatz von van der Meer, J. W. (1988), Gl. (58), sowie vergleichend nach van Gent et al. (2004), Gl. (59), untersucht.

In den Ansätzen zur Ermittlung des erforderlichen Steingewichtes bzw. des Zerstörungsgrades der Deckwerksschicht geht die signifikante Wellenhöhe $H_s = H_{m0}$ am Bauwerksfuß mit der dritten bzw. fünften Potenz ein, sodass hier ein exponentieller Einfluss auf die resultierenden Belastungen besteht und bereits geringe Zunahmen der signifikanten Wellenhöhe zu einer deutlichen Zunahme der Belastungen bzw. des Zerstörungsgrades führen.

3.6.2.1 Erforderliches Steingewicht

HUDSON (CERC 1984)

Der Ansatz von HUDSON (CERC 1984) basiert auf physikalischen Modellversuchen mit regelmäßigen Wellen und ist in EAK 2002 (2020, S. 166–168) bzw. Oumeraci (2015, S. 783) zusammengefasst. Ein wesentlicher Einflussfaktor ist die Bemessungswellenhöhe H_{bem} am Bauwerksfuß, da diese mit der dritten Potenz in Gl. (44) eingeht. Die Bemessungswellenhöhe ergibt sich bei brechenden Wellen nach einem wassertiefenabhängigen Wellenbrechkriterium, z.B. Gl. (62). Weitere wesentliche Einflussfaktoren auf das erforderliche Steingewicht sind der Form- und Standsicherheitsbeiwert k_D sowie die Böschungsneigungszahl $\cot\alpha$.

$$W_{erf} = \frac{\rho_s * g * H_{bem}^3}{k_D * \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1\right)^3 * \cot\alpha} \tag{44}$$

mit:

W Gewicht eines Einzelblockes in der Deckschicht (kN), bei Bruchsteinen: $W = W_{50}$ Gewicht eines Steines mittleren Durchmessers D_{n50}, Gl. (45)

ρ_s Dichte des Blockes (t/m³), Betonsteine: ca. 2,3 ÷ 2,4 t/m³, Bruchsteine: 2,6 ÷ 2,7 t/m³

ρ_w Dichte Wasser (t/m³), ρ_w = 1,025 t/m³

g Erdbeschleunigung (m/s²), g ~ 9,81 m/s²

H_{bem} Bemessungswellenhöhe, Annahme: $H_{bem} = H_s = H_{1/3} = H_{m0}$ (m)

k_D Form- und Standsicherheitsbeiwert (-)

cotα Böschungsneigungszahl (-)

Der erforderliche mittlerer Durchmesser der Bruchsteine D_{n50} ergibt sich nach Oumeraci (2015, S. 783) zu:

$$D_{n50} = \left(\frac{W_{50}}{\rho_s * g}\right)^{1/3} \tag{45}$$

Der Form- und Standsicherheitsbeiwert k_D fasst weitere Einflüsse auf das erforderliche Steingewicht zusammen, wie z.B. die Form und Anzahl der Lagen der Deckschichtsteine, die Porosität der Deckschicht sowie das Brechverhalten (brechende oder nicht-brechende Wellen) am Bauwerk in verschiedenen Bereichen eines Wellenbrechers, z.B. an der Flanke oder am Kopf, und ist EAK 2002 (2020, S. 168) bzw. Oumeraci (2015, S. 783) zu entnehmen. Die Angaben beziehen sich dabei auf das No-Damage-Kriterium, welches einen Zerstörungsgrad bzw. eine Verlagerung von maximal 5% aller Deckschichtsteine im Bemessungsfall zulässt (CERC 1984; EAK 2002 2020, S. 167).

van der Meer, J. W. (1988)

Der Ansatz nach van der Meer, J. W. (1988) berücksichtigt bei der Ermittlung des erforderlichen Steingewichtes zusätzlich weitere Einflussgrößen, wie z.B. den zulässigen Zerstörungsgrad S, die Anzahl der Wellen N während eines Sturms, eine geringe bzw. große Wassertiefe am Bauwerksfuß sowie die Brecherkennzahl ξ_m, Gl. (47). Neben Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe $H_s = H_{m0}$ am Bauwerksfuß, z.B. infolge des lokalen relativen Meeresspiegelanstiegs, können sich auch Veränderungen der mittleren Wellenperiode T_m auf die resultierenden Belastungen auswirken. Der Ansatz ist in EAK 2002 (2020, S. 167–171) zusammengefasst.

Für Sturzbrecher mit einer im Vergleich zur kritischen Brecherkennzahl ξ_{mc} kleineren Brecherkennzahl $\xi_m < \xi_{mc}$ und einer großen Wassertiefe am Bauwerksfuß ergibt sich folgender Zusammenhang:

$$\frac{H_s}{\Delta D_{n50}} = 6{,}2\, P^{0{,}18} \left(\frac{S}{\sqrt{N}}\right)^2 \xi_m^{-0{,}5} \tag{46}$$

mit:

ξ_m Brecherkennzahl, Gl. (47)

H_s signifikante Wellenhöhe am Bauwerksfuß, Annahme: $H_s = H_{1/3} = H_{m0}$ (m)

P Durchlässigkeitsbeiwert (-)

S Zerstörungsgrad (-)

Δ relative Steinwichte, Gl. (49)

N Anzahl der Wellen während eines Sturmes (-)

Bei einer hinreichend großen Wassertiefe erfolgt keine Beeinflussung der signifikanten Wellenhöhe am Bauwerksfuß, da kein Wellenbrechen vor dem Bauwerksfuß auftritt (EAK 2002 2020, S. 169).

Die Gleichungen für Reflexionsbrecher mit einer im Vergleich zur kritischen Brecherkennzahl ξ_{mc} größeren oder gleich großen Brecherkennzahl $\xi_m \geq \xi_{mc}$ sind in EAK 2002 (2020, S. 170) aufgeführt, wurden im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht verwendet.

Der Zerstörungsgrad S für verschiedene Neigungen der Deckschicht sowie der Durchlässigkeitsbeiwert P in Abhängigkeit von dem Aufbau des Deckwerks bzw. Wellenbrechers sind EAK 2002 (2020, S. 170) zu entnehmen.

Die Brecherkennzahl ergibt sich zu:

$$\xi_m = \frac{\tan\alpha}{\sqrt{\frac{H_{m0}}{L_m}}} \tag{47}$$

mit:

tanα Neigung der Böschung (-), z.B. 1:6

L_m Wellenlänge (m) bei einer mittleren Wellenperiode T_m im Tiefwasser, Gl. (48)

$$L_m = \frac{g * T_m^2}{2\pi} \tag{48}$$

mit:

g Erdbeschleunigung (m/s²)

T_m Mittlere Wellenperiode am Bauwerksfuß (s), Annahme: $T_m = T_{1/3} = T_{m02}$

Die relative Steinwichte ergibt sich nach EAK 2002 (2020, S. 169) zu:

$$\Delta = \frac{\rho_s}{\rho_w} - 1 \tag{49}$$

mit:

ρ_s Dichte des Blockes (t/m³), Betonsteine: ca. 2,3 ÷ 2,4 t/m³, Bruchsteine: 2,6 ÷ 2,7 t/m³

ρ_w Dichte Wasser (t/m³), ρ_w = 1,025 t/m³

Die kritische Brecherkennzahl ξ_{mc} ergibt sich für geringe Neigungen cot α > 3 nach Gl. (50) bzw. für größere Neigungen cot α ≤ 3 der Deckschicht nach Gl. (51).

$$\xi_{mc} = (3{,}58 * P^{0{,}31} * \sqrt{\tan\alpha})^{\frac{1}{P+0{,}5}} \tag{50}$$

$$\xi_{mc} = (6{,}2 * P^{0{,}31} * \sqrt{\tan\alpha})^{\frac{1}{P+0{,}5}} \tag{51}$$

Das erforderliche Steingewicht $W_{erf} = W_{50}$, Gl. (52), ergibt sich nach Einsetzen des erforderlichen Steindurchmessers D_{n50}, Gl. (45), sowie Umstellen von Gl. (46).

$$W_{erf} = \frac{H_s^3 * \rho_s * g}{\left(\Delta * 6{,}2 * P^{0{,}18} * \left(\frac{S}{\sqrt{N}}\right)^{0{,}2} * \xi_m^{-0{,}5}\right)^3} \tag{52}$$

Für den Ansatz nach van der Meer, J. W. (1988) und van Gent et al. (2004) existieren darüber hinaus Formeln zur Ermittlung des erforderlichen Steingewichtes für eine geringe Wassertiefe, bei der eine Beeinflussung der Wellenhöhe am Bauwerksfuß durch Wellenbrechen vor dem Bauwerksfuß auftritt. In diesem Fall ist die Wellenhöhe mit 2% Überschreitungswahrscheinlichkeit $H_{2\%}$ am Bauwerksfuß zu verwenden, wobei jedoch berücksichtigt werden muss, dass der Zusammenhang im Tiefwasser von $H_{2\%}/H_s = 1{,}4$ nach RAYLEIGH im Übergangsbereich nicht gegeben ist (EAK 2002 2020, S. 169). Das Verhältnis $H_{2\%}/H_s$ kann in diesem Fall nach Goda (2010, S. 111) wie folgt angenommen werden:

$$\frac{H_{2\%}}{H_{m0}} \sim 1{,}22 \tag{53}$$

van Gent et al. (2004)

Der Ansatz nach van Gent et al. (2004) beschreibt die Stabilität von Deckwerksschichten bei flachem Vorstrand, z.B. für Neigungen von 1:100 bzw. 1:30, und brechenden Wellen auf der Basis von physikalischen Modellversuchen. Der Ansatz basiert auf modifizierten Formeln nach van der Meer, J. W. (1988), in denen die spektrale Energieperiode $T_{m-1,0}$ anstelle der mittleren Wellenperiode T_m aus dem Zeitbereich sowie angepasste Koeffizienten und Konfidenzintervalle verwendet werden (van Gent et al. 2004).

Für Sturzbrecher ergibt sich folgender Zusammenhang:

$$\frac{H_s}{\Delta D_{n50}} = 8{,}4\, P^{0{,}18} \left(\frac{S}{\sqrt{N}}\right)^{0{,}2} \left(\frac{H_{2\%}}{H_s}\right)^{-1} \xi_{m-1,0}^{-0{,}5} \tag{54}$$

Die kritische Brecherkennzahl ξ zur Unterscheidung von Sturzbrechern mit $\xi_{m-1,0} < \xi$ bzw. Reflexionsbrechern mit $\xi_{m-1,0} \geq \xi$ ergibt sich nach Anpassung der Koeffizienten für Sturzbrecher zu:

$$\xi = (8{,}4 * P^{0{,}31} * \sqrt{\tan\alpha})^{\frac{1}{P+0{,}5}} \tag{55}$$

Das erforderliche Steingewicht $W_{erf} = W_{50}$, Gl. (56), ergibt sich nach Einsetzen des erforderlichen Steindurchmessers D_{n50}, Gl. (45), sowie nach Umstellen von Gl. (54).

$$W_{erf} = \frac{H_{2\%}^3 * \rho_s * g}{\left(\Delta * 8{,}4 * P^{0{,}18} * \left(\frac{S}{\sqrt{N}}\right)^{0{,}2} * \xi_{m-1{,}0}^{-0{,}5}\right)^3} \tag{56}$$

Alternativ dazu wurde von van Gent et al. (2004) eine weitere Bemessungsformel, Gl. (57), entwickelt, welche den Einfluss der Porosität P durch das Verhältnis $D_{n50core}/D_{n50}$ berücksichtigt und geringere Abweichungen für Deckwerke mit undurchlässigem Kern liefert. Weiterhin ist der Ansatz gegenüber Gl. (54) vorteilhaft, wenn keine genaueren Informationen über die spektrale Energieperiode $T_{m-1,0}$ und das Verhältnis $H_{2\%}/H_s$ vorliegen, da diese nicht in die Formel mit eingehen. Insgesamt sind die Abweichungen der Modellergebnisse unabhängig vom Deckwerkstyp mit denen der modifizierten Formeln von van der Meer, J. W. (1988), Gl. (54), vergleichbar (van Gent et al. 2004), sodass dieser alternative Ansatz im Rahmen der Arbeit nicht weiter betrachtet wurde.

$$\frac{H_s}{\Delta D_{n50}} = \frac{1 + D_{n50core}/D_{n50}}{0{,}57\sqrt{\tan\alpha}}\left(\frac{S}{\sqrt{N}}\right)^{0{,}2} \tag{57}$$

mit:

$D_{n50core}$ mittlerer Durchmesser der Bruchsteine im Kern (m), Gl. (45)

3.6.2.2 Zerstörungsgrad der Deckwerkskonstruktion

Zur Bewertung von Veränderungen der Belastungen von Deckwerken infolge des lokalen relativen Meeresspiegelanstiegs ΔW und der daraus resultierenden Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe am Bauwerksfuß wurden die Konsequenzen für den Zerstörungsgrad S eines Deckwerkes anhand des Ansatzes von van der Meer, J. W. (1988) sowie vergleichend nach van Gent et al. (2004) betrachtet. Der Zerstörungsgrad S wurde dabei durch Umstellen der Formeln für das erforderliche Steingewicht W_{erf} für Sturzbrecher mit $\xi_m \leq \xi_{mc}$, Gl. (52) bzw. Gl. (56), abgeleitet.

van der Meer, J. W. (1988)

$$S = \frac{H_s^5 * \sqrt{N}}{\left(\Delta * D_{n50} * 6{,}2 * P^{0{,}18} * \xi_m^{-0{,}5}\right)^5} \tag{58}$$

van Gent et al. (2004)

$$S = \frac{H_{2\%}^5 * \sqrt{N}}{\left(\Delta * D_{n50} * 8{,}4 * P^{0{,}18} * \xi_{m-1{,}0}^{-0{,}5}\right)^5} \tag{59}$$

Die Bemessung eines Deckwerks nach dem Ansatz von HUDSON (CERC 1984) erfolgt in der Regel für das No-Damage-Kriterium, bei dem ein Zerstörungsgrad von maximal 5% angenommen wird. Unter Berücksichtigung von Kosten-Nutzen-Analysen können auch höhere Zerstörungsgrade > 5% für die Bemessung zugelassen werden (EAK 2002 2020, S. 167).

Nach dem Ansatz von van der Meer, J. W. (1988) werden je nach Neigung des Deckwerks die folgenden Zustände des zulässigen Zerstörungsgrades S unterschieden: i) Beginn der Zerstörung bzw. leichte Zerstörung mit S = 2 bis 3, ii) Übergangsbereich bzw. mittlere Zerstörung mit S = 3 bis 12 sowie iii) Versagen der Struktur bzw. vollständige Zerstörung mit S = 8 bis 17. Hierbei entspricht der Beginn der Zerstörung in etwa dem No-Damage-Kriterium (EAK 2002 2020, S. 170).

Größere zulässige Zerstörungsgerade sind bei geringeren Neigungen, z.B. 1:6, im Vergleich zu geringeren Zerstörungsgeraden bei steileren Neigungen, z.B. 1:3, anzunehmen. Hieraus folgt, dass die Reduzierung der Neigung des Deckwerks eine mögliche Anpassungsoption an klimawandelbedingte Belastungsänderungen ist.

3.6.3 Dünenerosion

Ein Hauptelement des Küstenschutzes entlang der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns sind Landesküstenschutzdünen, welche als Hochwasserschutzbauwerke entworfen und bemessen werden (StALU-MM 2009). Die Dünen werden häufig im Rahmen eines kombinierten Küsten- und Hochwasserschutzsystems, bestehend aus Holzpfahlbuhnen, Strand sowie einer Systemschutzdüne (Abb. 31) in Verbindung mit weiteren Maßnahmen wie Strandaufspülungen bzw. Strandvorspülungen und Buhnen, oder als Vollschutzdüne eingesetzt.

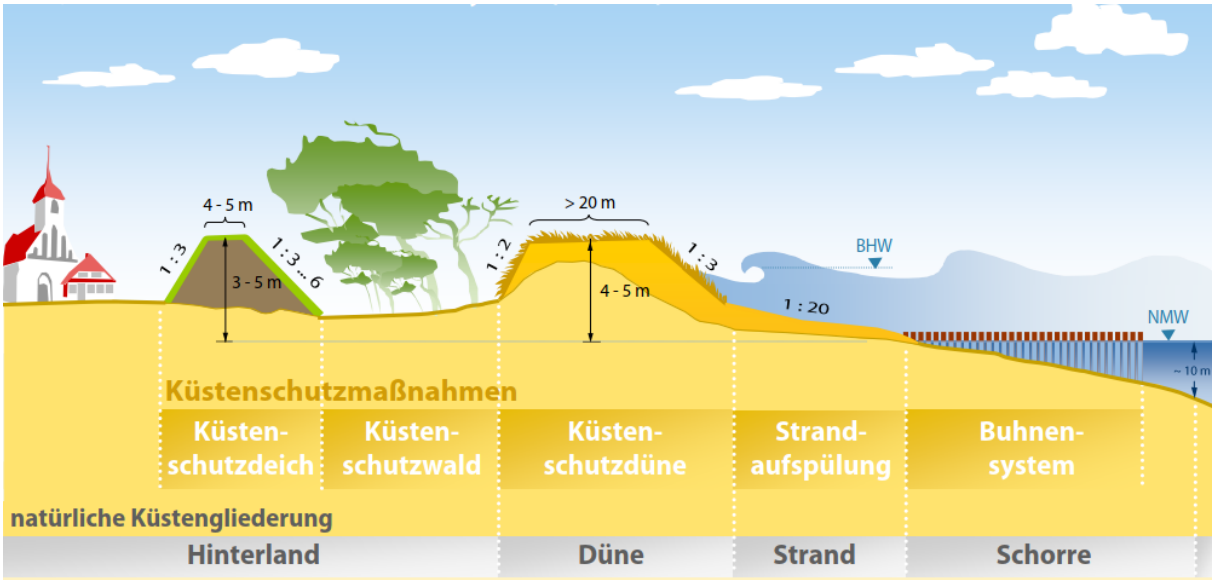


Abb. 31: Querschnitt eines traditionellen Küstenschutzsystems an sandigen Küsten in M-V (schematisch) bestehend aus einem Küstenschutzdeich (Seedeich), einem Küstenschutzwald, einer Küstenschutzdüne (Systemschutzdüne), einer Strandaufspülung sowie einem Buhnensystem, bestehend aus Holzpfahlbuhnen (StALU-MM 2009, Abb. 4.2)

Zur Analyse von klimawandelbedingten Veränderungen der Belastungen von Dünen infolge des lokalen relativen Meeresspiegelanstiegs wurden Dünenerosionsprofile anhand stationärer numerischer 2DV-Simulationen mit dem Dünenabbruchmodell SBEACH (Larson und Kraus 1989) berechnet und ausgewertet.

SBEACH ermittelt die makroskaligen Umlagerungen von Sedimenten (Sand) im Querprofil bestehend Düne oder Kliff (Steilküste), Strand sowie Vorstrand (Schorre) durch das Einwirken

von Wasserständen, Seegang und Wind mit speziellem Fokus auf der morphologischen Entwicklung von Sandriffen / Barren sowie der Vorhersage der Erosion während Sturmfluten (Abb. 32).

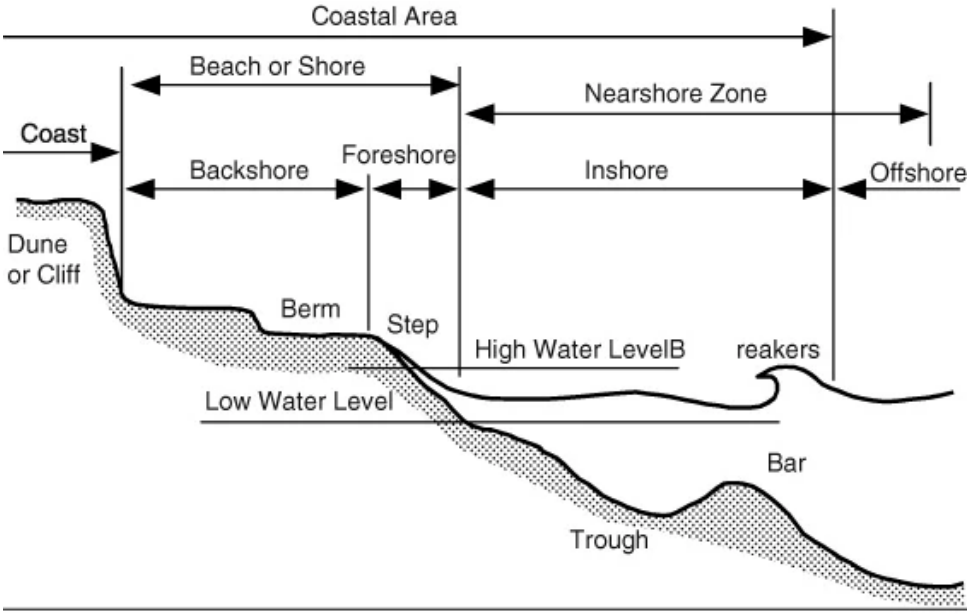


Abb. 32: Einteilung der Brandungszone (schematisch) (Kraus 2005, Figure B40)

Das Modell basiert auf empirischen Untersuchungen der Netto-Quertransportrate von Sand sowie dem Zusammenhang zu morphologischen Veränderungen aus Labor- sowie Feldversuchen. Das Programm wurde fortlaufend weiterentwickelt und bietet zudem die Möglichkeiten der Berücksichtigung von nicht-erodierbaren Bereichen bei der Berechnung von Erosionsprofilen (Larson 1998) sowie Overwash-Prozessen (Larson et al. 2004).

Zur Berechnung der Quertransportrate q in der inneren Brandungszone eines Abschnittes des Strandprofils werden in SBEACH Ansätze nach Moore (1982) und Kriebel (1982) verwendet, welche auf Gleichgewichtsprofilansätzen von Dean (1977) und Bruun (1954) basieren. Zusätzlich wurden die Ansätze um einen Term zur Berücksichtigung des Einflusses der Vorstrandneigung ergänzt.

Einen Überblick über die historische Entwicklung empirischer Ansätze zur Beschreibung der Entwicklung von Strandprofilen bzw. ingenieurwissenschaftlicher Ansätze zur Ermittlung des Quertransportes geben z.B. Kraus (2005) und Kraus (1992).

Die Prinzipien von SBEACH sind z.B. in TUBS (2004) zusammengefasst. Detaillierte Informationen zu den Berechnungsansätzen und den numerischen Lösungsverfahren geben Larson (1988; 1990), Larson et al. (1990) sowie Larson und Kraus (1989). Hinweise zur Benutzung des Programms werden in Rosati et al. (1998) sowie zur Validierung in Larson (1989), Larson et al. (1990) und Wise et al. (1996) gegeben.

Die finalen Modellparameter wurden auf der Grundlage von Sensitivitätsbetrachtungen, z.B. zum Einfluss der räumlichen und zeitlichen Auflösung auf die Veränderung der Dünenkronenbreite (Stapelfeldt 2014), Vergleichen zwischen Profilvermessungen vor und nach Sturmereig-

nissen sowie auf der Basis von Empfehlungen aus Kalibrierungen von SBEACH zur Bemessung der Landesküstenschutzdünen Mecklenburg-Vorpommerns (TUBS 2004) gewählt und sind in Tab. 32 im Anhang zusammengefasst.

Für SBEACH-Simulationen müssen die hydrodynamischen (Wellenhöhe und Wellenperiode, Wasserstand), meteorologischen (Windgeschwindigkeit und Windrichtung, Sturmdauer) sowie topographischen Randbedingungen (Wassertiefen bzw. Geländehöhen) vorgegeben werden.

Hierzu wurde eine Bathymetrie auf der Grundlage von Schorre- bzw. Profilvermessungen des Staatlichen Amtes für Landwirtschaft und Umwelt, Mittleres Mecklenburg (StALU-MM) aus dem Jahr 2004 beginnend vom Übergangsbereich auf einer Geländehöhe von ca. NHN -5 m bis zur landseitigen Dünenunterkante (LDUK, Abb. 33) für eine Landesküstenschutzdüne in der Nähe Ortschaft Rostock-Markgrafenheide erstellt und linear auf die räumliche Auflösung des Berechnungsgitters von $\Delta x = \Delta y = 0{,}75$ m interpoliert.

Für die stationären Simulationen wurde eine zeitliche Auflösung von $\Delta t = 300$ s sowie eine Simulationsdauer von 12 Stunden gewählt. Hierbei wurde ein konstanter Seegang mit einer signifikanten Wellenhöhe $H_{m0} = 2{,}00$ m, einer mittleren Wellenperiode $T_{m02} = 5{,}2$ s und einer Wellenanlaufrichtung orthogonal auf die Küste zulaufend sowie ein konstanter Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m über die Simulationsdauer am seeseitigen Modellgebietsrand angenommen. Darüber hinaus wurde eine konstante Windgeschwindigkeit mit $U_{10} = 24{,}6$ m/s (Bft. 10) bei einer Windrichtung orthogonal auf die Küste zu gewählt.

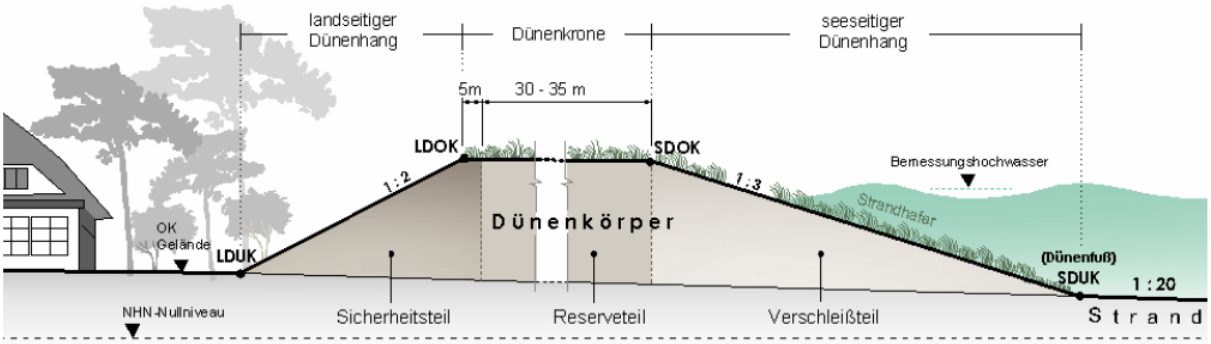


Abb. 33: Regelprofil einer Vollschutzdüne (schematisch) (StALU-MM 2009, Abb. 7.2.2)

Anschließend wurden die in den numerischen Simulationen ermittelten Erosions- bzw. Dünenabbruchprofile im Hinblick auf die Veränderung der Dünenkronenbreite (Kapitel 5.5.1) sowie des über die Höhe integrierten Dünenabbruchvolumens (Kapitel 5.5.2) untersucht.

Für die Bewertung der Veränderungen der Belastungen infolge der Dünenerosion wurde die verbleibende Dünenkronenbreite betrachtet, welche einen Indikator für Beurteilung der Sicherheit des Küstenschutzbauwerkes gegenüber nachfolgenden Sturmfluten darstellt.

Die Dünenkronenbreite umfasst den Sicherheits- sowie Reserveteil einer Vollschutzdüne und wird ab der landseitigen Dünenoberkante (LDOK) in Richtung See bis zur seeseitigen Dünenoberkante (SDOK) gemessen (Abb. 33). Eine Vollschutzdüne wird so bemessen, dass eine Mindestdünenkronenbreite von fünf Metern im Falle der Umlagerung des Reserveteils durch eine Bemessungssturmflut verbleibt.

4 Analyse und Bewertung möglicher klimawandelbedingter zukünftiger Veränderungen des örtlichen Seegangs

4.1 Allgemeines

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Analysen zu den klimawandelbedingten Veränderungen des lokalen Seegangs entlang der deutschen Ostseeküste auf der Grundlage regionaler Klimaprojektionen für mittlere Verhältnisse und extreme Ereignisse zusammengefasst und die Veränderungen im Hinblick auf Ihre räumliche und zeitliche Variabilität sowie die Ensemblebandbreiten ausgewählter Klimaprojektionen (Unsicherheiten) in Kombination mit Untersuchungen der statistischen Signifikanz der Klimaänderungssignale bewertet (Kapitel 3.2.2).

Die Analyse der Veränderungen erfolgte für den in Kapitel 3.2 dargestellten Ansatz zur Ermittlung und Bewertung der Veränderungen des lokalen Seegangs im tiefen Wasser des Übergangsbereichs (seeseitig bis zur 10 m Wassertiefenlinie), sodass der lokale relative Meeresspiegelanstieg zunächst vernachlässigt wurde.

Die Veränderungen wurden für charakteristische Seegangsparameter, z.B. die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} sowie mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, anhand von statistischen Methoden, wie z.B. Mittelwerten, Häufigkeitsverteilungen bzw. extremwertstatistischen Methoden, über gleitende zukünftige Zeiträume von 30 Jahren bzw. 40 Jahren abgeleitet und mit den Werten für den Referenzzeitraum 1971-2000 bzw. 1961-2000 verglichen.

Die Berechnung des lokalen Seegangs erfolgte einerseits anhand von instationären numerischen Seegangssimulationen mit SWAN (Kap 3.4.2.2) im Rahmen der Klimafolgenprojekte RAdOst (2009-2014) sowie PEARL (2014-2018).

Darüber hinaus fanden Berechnungen mittels des entwickelten Hybridansatzes (Kapitel 3.4.3) im Rahmen von RAdOst und des Kooperationsprojektes „Untersuchung der Bandbreiten simulierter Auswirkungen von Klimaänderungen bei der Verwendung von Ensemble Klimasimulationen in hydrologischen Modellen“ (2017-2019) statt.

Die instationären numerischen Seegangssimulationen mit SWAN waren erforderlich, damit die Veränderungen des Seegangs für verschiedene Lokationen entlang der deutschen Ostseeküste ermittelt werden konnten, d.h. auch an Lokationen, für die bislang keine Naturmessungen vorlagen, welche Voraussetzung für die Anwendung des Hybridansatzes sind. Darüber hinaus erhält man durch die flächenhaften Ergebnisse der instationären Simulationen Aufschlüsse über die räumliche Verteilung der Seegangsparameter und kann Bereiche mit geringeren oder größeren Veränderungen (Hotspots) identifizieren.

Der Hybridansatz wurde einerseits angewendet, um die Ensemblebandbreite für ausgewählte Klimaprojektionen sowie andererseits die Bandbreite im Rahmen eine Multi-Modellansatzes für ausgewählte Lokationen zu bestimmen.

Ein Überblick der durchgeführten Simulationen bzw. Berechnungen sowie der verwendeten regionalen Klimaprojektionen wird in Kapitel 3.3.3 bzw. Tab. 22 im Anhang gegeben. Im Rahmen dieser Arbeit wurden insgesamt drei verschiedene Ensembles ausgewählter regionaler Klimaprojektionen verwendet, welche nachfolgend Ensemble 1, Ensemble 2 bzw. Ensemble 3 bezeichnet werden:

- Ensemble 1: COSMO-CLM mit Antrieb durch das AOGCM ECHAM5/MPIOM für die SRES-Szenarien A1B und B1 in jeweils zwei Realisierungen
- Ensemble 2: REMO/MPIOM/HD mit Antrieb durch das AOGCM / ESM MPI-ESM-LR und die erste Realisierung der RCPs RCP4.5 und RCP8.5
- Ensemble 3: REMO mit Antrieb durch verschiedene AOGCMs / ESMs und unterschiedliche Realisierungen der RCPs RCP2.6, RCP4.5 und RCP8.5

Die Ergebnisse der Analysen werden im Folgenden für jedes Ensemble separat dargestellt sowie bewertet.

Die Auswertungen von langjährigen Zeitreihen der Windgeschwindigkeit U_{10} sowie Windrichtung Θ_W erfolgten für einzelne Gitterpunkte von COSMO-CLM in der Nähe der DWD-Messstationen Rostock-Warnemünde, Travemünde sowie Westermarkelsdorf / Fehmarn (Ensemble 1) bzw. für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterzellen von REMO in der Nähe der DWD-Messtationen (Ensemble 3). Abweichend davon wurden für das Ensemble 2 langjährige Zeitreihen der Windparameter für den nächstgelegenen Gitterpunkt von SWAN in der Nähe der Seegangsmesslokationen Warnemünde 1, Brodten und Heiligenhafen analysiert.

Für die punktuellen Auswertungen der langjährigen Zeitreihen der Seegangsvariablen wurden Lokationen in der Nähe der Seegangsmesslokationen Warnemünde 1 und Brodten sowie Heiligenhafen mit Ausnahme des Ensembles 3 betrachtet.

Eine Übersicht sämtlicher Lokationen ist in Abb. 5 dargestellt.

4.2 Veränderungen für mittlere Verhältnisse

4.2.1 Veränderungen von Häufigkeiten

Analysen der Veränderungen von Häufigkeitsverteilungen erfolgten beispielhaft für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m und mittlere Wellenperiode T_{m02} durch Differenzenbildung der prozentualen Häufigkeiten für zwei ausgewählte Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000. Um die räumliche Variabilität der klimawandelbedingten Veränderungen des lokalen Seegangs im tiefen Wasser des Übergangsbereichs (seeseitig bis zur 10 m Wassertiefenlinie) zu untersuchen, wurden die Veränderungen an ausgewählten Lokationen in der Nähe der DWD-Stationen Rostock-Warnemünde, Travemünde und Westermarkelsdorf / Fehmarn betrachtet (Abb. 5).

Im Folgenden werden die Ergebnisse getrennt für verschiedene Ensembles regionaler Klimaprojektionen vorgestellt und im Hinblick auf die Variabilität sowie die Ensemblebandbreite für

ausgewählte Klimaprojektionen und die statistische Signifikanz der Veränderungssignale bewertet. Die Zusammensetzung der Ensembles erfolgte aus Gründen der Verfügbarkeit regionaler Klimaprojektionen zu unterschiedlichen Zeitpunkten (Kapitel 3.3.3).

4.2.1.1 COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM (Ensemble 1)

Analyse der Veränderungen

In Abb. 34 oben sind beispielhaft die prozentualen Häufigkeiten p der mittels des Hybridansatzes und auf der Basis von Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung an einem einzelnen Gitterpunkt von COSMO-CLM im Datenstrom D3 (Abb. 5) berechneten signifikanten Wellenhöhen H_{m0} bzw. mittleren Wellenanlaufrichtungen Θ_m in verschiedenen Klassen für die Lokation Warnemünde 1 dargestellt.

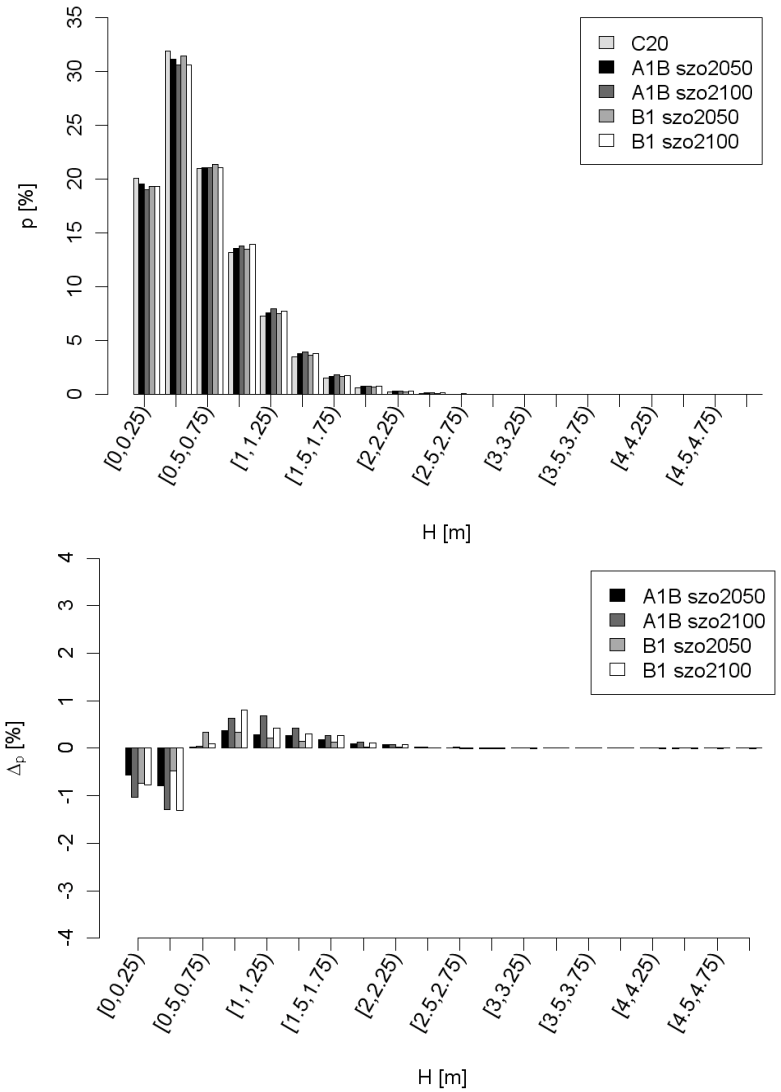


Abb. 34: Prozentuale Häufigkeit p gemittelt über die 1. und 2. Realisierung (oben) und Differenz der gemittelten prozentualen Häufigkeit Δp (unten) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (oben: Dreier et al. 2011, Figure 7; unten: Dreier et al. 2011, Figure 8)

An der Lokation Warnemünde 1 treten am häufigsten südwestliche bis westliche Windrichtungen auf (Abb. 70 im Anhang) und die Lokation ist aufgrund längerer Fetchlängen exponiert gegenüber hohen signifikanten Wellenhöhen aus westlichen bis nordwestlichen als auch nordnordöstlichen Richtungen.

In Abb. 34 oben wurden die über die erste und zweite Realisierung der Emissionsszenarien A1B sowie B1 gemittelten Häufigkeiten im Referenzzeitraum 1971-2000 und in den Zeiträumen 2021-2050 bzw. 2071-2100 gegenübergestellt.

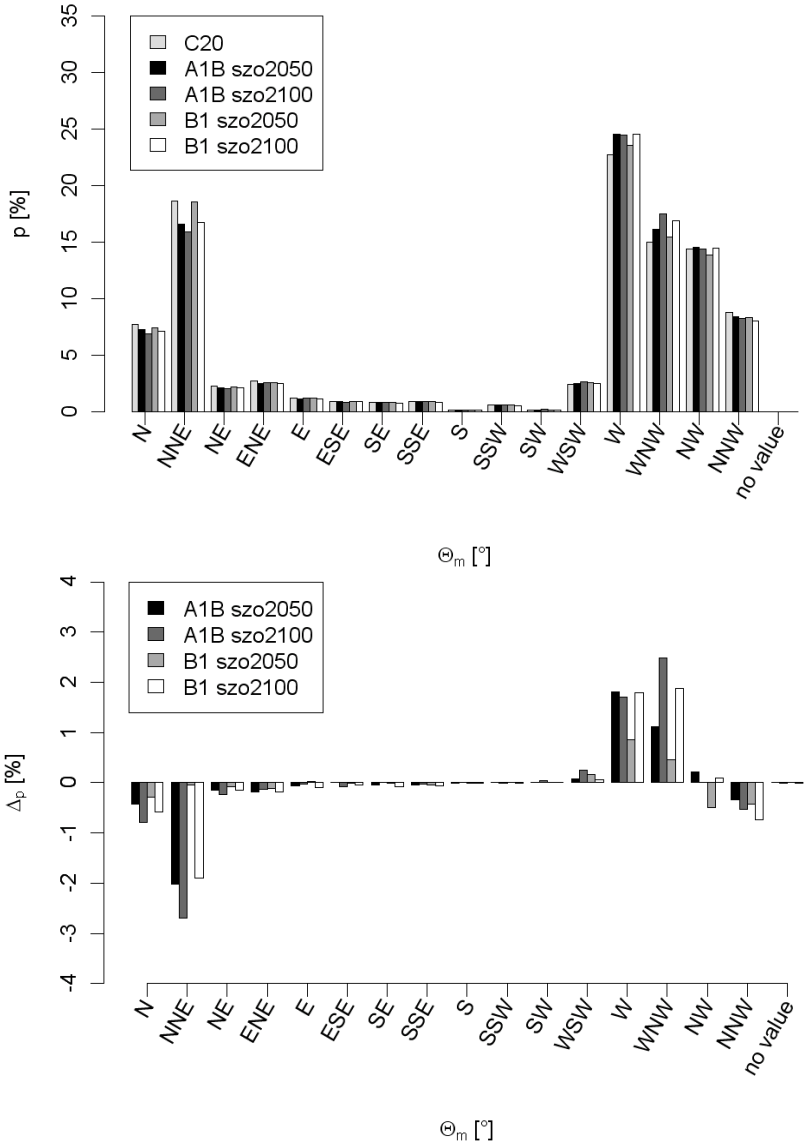


Abb. 35: Prozentuale Häufigkeit p gemittelt über die 1. und 2. Realisierung (oben) und Differenz der gemittelten prozentualen Häufigkeit Δp (unten) der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (unten: Dreier et al. 2011, Figure 9)

Da die Häufigkeiten jedoch durch den Bias des RCM beeinflusst sind (Kapitel 3.2.1.3), werden nur die Differenzen der Häufigkeiten Δ_p zwischen den zukünftigen 30-Jahreszeiträumen und dem Referenzzeitraum zur Ermittlung des Klimaänderungssignals betrachtet (Abb. 34 unten).

Nach Abb. 34 unten treten an der Lokation Warnemünde 1 und in den gewählten Zeiträumen 2021-2050 bzw. 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 geringe signifikante Wellenhöhen von 0 m ≤ H_{m0} < 0,75 m um bis zu ca. -1,2% seltener auf, während mittlere und hohe signifikante Wellenhöhen von 0,75 m ≤ H_{m0} < 5 m um bis zu ca. +1% häufiger auftreten.

Darüber hinaus treten mittlere Wellenanlaufrichtungen Θ_m aus nördlichen und östlichen Richtungen um bis zu ca. -2,8% seltener auf, während Ereignisse aus westlichen Richtungen um bis zu +2,5% häufiger auftreten.

Somit kommt es insgesamt an dieser Lokation und für die betrachteten regionalen Klimaprojektionen zu einer Zunahme der mittleren signifikanten Wellenhöhe H_{m0} sowie einer Verschiebung der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m zu mehr westlichen Richtungen, insbesondere am Ende des 21. Jh. und für das Emissionsszenario A1B.

Die Differenzen der prozentualen Häufigkeiten Δ_p für die signifikante Wellenhöhe H_{m0} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m an den anderen beiden betrachteten Lokationen Heiligenhafen bzw. Brodten (vgl. Abb. 5) wurden ebenfalls auf der Basis von Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung einzelner Gitterpunkte von COSMO-CLM im Datenstrom D3 abgeleitet und in Abb. 120 und Abb. 121 bzw. Abb. 122 und Abb. 123 im Anhang dargestellt.

Zusammenfassend wurde an westwindexponierten Lokationen, z.B. Warnemünde 1 und Heiligenhafen, sowie insbesondere am Ende des 21. Jh. eine signifikante Verschiebung der Häufigkeitsverteilung hin zu höheren signifikanten Wellenhöhen festgestellt (Abb. 34 und Abb. 120 im Anhang). Infolge dessen kommt es zu einem Anstieg der mittleren signifikanten Wellenhöhe im 30-Jahresmittel und im Vergleich zum Referenzzeitraum (vgl. Kapitel 4.2.2.1).

In Bezug auf die Veränderungen der Häufigkeiten der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m an westwindexponierten Lokationen kommt es insbesondere am Ende des 21. Jh. im Wesentlichen zu einer signifikanten Zunahme von Ereignissen aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen (Abb. 34 bzw. Abb. 121 im Anhang). Infolge dessen verschieben sich die 30-Jahres-Mittelwerte der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m an diesen Lokationen hin zu westlichen Richtungen.

Dementgegen tritt an ostwindexponierten Lokationen, z.B. Brodten, eine signifikante Verschiebung der Häufigkeitsverteilung hin zu geringeren signifikanten Wellenhöhen auf (Abb. 122 im Anhang), infolge dessen das 30-Jahresmittel der signifikanten Wellenhöhe an diesen Lokationen und am Ende des 21. Jh. abnimmt (vgl. Kapitel 4.2.2.1).

Darüber hinaus zeigen die ostwindexponierten Lokationen eine signifikante Abnahme von Ereignissen aus nordöstlichen Richtungen und eine leichte Zunahme von Ereignissen aus westlichen Richtungen (Abb. 123 im Anhang). Die mittlere Wellenanlaufrichtung verschiebt sich daher an diesen Lokationen hin zu östlichen Richtungen oder bleibt annähernd gleich.

An sowohl Westwind als auch ostwindexponierten Lokationen, z.B. Warnemünde 1, kommt es demzufolge zu einer signifikanten Zunahme von Ereignissen aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen und gleichzeitig zu einer signifikanten Abnahme von Ereignissen aus nordöstlichen Richtungen (Abb. 34), infolge derer sich die mittlere Wellenanlaufrichtung für diese

Lokationen stärker zu mehr westlichen Richtungen verschiebt als für Lokationen, welche ausschließlich Westwind exponiert sind, z.B. Heiligenhafen (Abb. 121 im Anhang).

Zusammenhang zwischen Veränderungen der Seegangs- und Windverhältnisse

Die Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} bzw. mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m hängen direkt mit den Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit U_{10} bzw. Windrichtung Θ_W zusammen.

In Abb. 36 sind beispielhaft die Veränderungen der prozentualen Häufigkeiten Δ_p der Windgeschwindigkeit U_{10} bzw. Windrichtung Θ_W, analog zu den Veränderungen der Häufigkeiten der signifikanten Wellenhöhe bzw. mittleren Wellenanlaufrichtung (Abb. 34 unten), für die Lokation Warnemünde 1 dargestellt. Die Veränderungen der Häufigkeiten für die Lokationen Heiligenhafen bzw. Brodten sind in Abb. 124 im Anhang dargestellt.

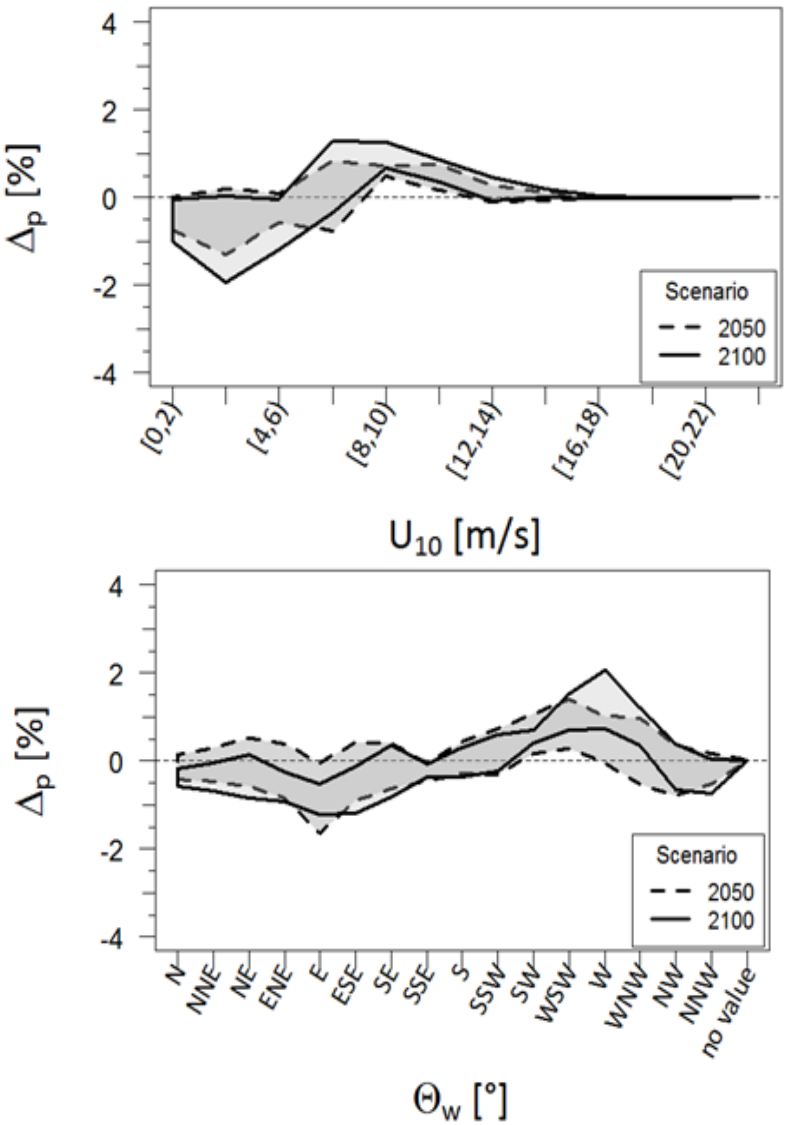


Abb. 36: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit U_{10} (oben) und der Windrichtung Θ_W (unten) für die Zeiträumen 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (Dreier et al. 2012¸ Fig. 3)

Demnach treten übereinstimmend an den betrachteten Lokationen und für die Zeiträume 2021-2050 sowie 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 geringe bis mittlere Windgeschwindigkeiten von 0 m/s ≤ U_{10} < 6 m/s um bis zu ca. -2% seltener auf, während mittlere und hohe Windgeschwindigkeiten von 6 m/s ≤ U_{10} < 22 m/s um bis zu ca. +1,5% häufiger auftreten. Im Falle der Veränderungen der Häufigkeiten für Heiligenhafen treten für einzelne Ensemblemitglieder mittlere Windgeschwindigkeiten bis zu ca. 11 m/s seltener auf (Abb. 124 im Anhang).

Im Hinblick auf die Veränderungen der Häufigkeiten der Windrichtung Θ_W treten übereinstimmend an den betrachteten Lokationen Ereignisse aus nördlichen und östlichen Richtungen um bis zu ca. -1,8% seltener auf, während Ereignisse aus westlichen Richtungen um bis zu +2% häufiger auftreten.

Dadurch verschieben sich die 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} hin zu höheren Werten und der Windrichtung Θ_W hin zu mehr westlichen Richtungen (vgl. Kapitel 4.2.2.1). Besonders deutlich sind die Veränderungen am Ende des 21. Jh., was sich z.B. in einer geringeren Bandbreite der Veränderungen der Windrichtung für den Zeitraum 2071-2100 zeigt (Abb. 36 unten).

Abschließend muss darauf hingewiesen werden, dass es sich bei den hier dargestellten Analysen um Auswertungen basierend auf Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung von einzelnen Gitterpunkten von COSMO-CLM handelt. Dieses Vorgehen wurde aufgrund der räumlichen Auflösung von $\Delta x = \Delta y \sim 18$ km gewählt.

Darüber hinaus wurden im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen die Veränderungen der Häufigkeiten und gleitenden Mittelwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung sowie der signifikanten Wellenhöhe, der mittleren Wellenperiode und der Wellenanlaufrichtung für weitere benachbarte Gitterpunkte, z.B. See- bzw. Landzellen in den Datenströmen D3 bzw. D2 (Abb. 92 bzw. Abb. 93 im Anhang), analysiert mit dem Ergebnis, dass die relativen Veränderungen der Mittelwerte der Zeitreihen der Windvariablen an den benachbarten Gitterpunkten nahezu identisch sind. Die absoluten Werte unterscheiden sich jedoch aufgrund der unterschiedlichen Eigenschaften der Gitterzellen des RCM (Abb. 147 und Abb. 148 im Anhang), z.B. aufgrund des Landanteils der Gitterzellen (Abb. 91 im Anhang).

Laut Empfehlungen für die Auswertung von Daten regionaler Klimaprojektionen (Kapitel 3.2.1.3) sollte eine Auswertung stets über mehrere benachbarte Gitterboxen, z.B. 4 x 4, durchgeführt werden.

Hierbei ist jedoch zu beachten, dass die Winddaten, z.B. bei der Verwendung als Eingangsgrößen für Wind-Wellen-Korrelationen im Hybridansatz (Kapitel 3.4.3.2), nicht über einen zu großen Bereich, z.B. für 4 x 4 Gitterboxen ~ 80 km x 80 km, gemittelt werden sollten, da diese sonst größere Abweichungen der Häufigkeiten bzw. Mittelwerte im Vergleich zu Messungen an den betrachteten küstennahen Lokationen zeigen.

Die Auswertung bzw. Verwendung von Winddaten regionaler Klimaprojektionen ist daher z.B. in Abhängigkeit von der betrachteten Lokation, der Lage der Gitterpunkte, der räumlichen Auflösung und dem Landanteil der Gitterzellen des RCM sowie den Anforderungen des Impaktmodells individuell festzulegen.

Bewertung der Veränderungen

Ensemblebandbreite (Unsicherheit)

Abschließend wurde, für die Bewertung der Variabilität und der Ensemblebandbreite (Unsicherheit) des Klimaänderungssignals, die Bandbreite als Abstand zwischen minimaler und maximaler Änderung der Differenz der Häufigkeiten Δ_p für die beiden gewählten zukünftigen 30-Jahreszeiträume mittels grau schattierter Flächen und für zwei Varianten dargestellt (Abb. 37 bzw. Abb. 119 im Anhang).

Die Darstellung der Bandbreite erfolgte sowohl abhängig (Variante 1) als auch unabhängig vom Emissionsszenario A1B bzw. B1 (Variante 2). Bei der Variante 1 spannen dabei die beiden Realisierungen die Bandbreite durch natürliche interne Variabilität, d.h. die Variabilität infolge unterschiedlicher Anfangsbedingungen der Klimasimulationen (vgl. Abb. 10), auf. Die Bandbreite durch natürliche interne Variabilität ist für die betrachteten Klimaprojektionen im Vergleich zur Bandbreite durch Szenarien kleiner.

Hingegen wird die Bandbreite in der Variante 2 durch die Emissionszenarien als auch durch die Realisierungen aufgespannt. Hierdurch kann nur die gesamte Bandbreite (Unsicherheit) sowie die Übereinstimmung der Ensemblemitglieder bewertet werden und nicht die einzelnen Beiträge durch Modellunsicherheiten, natürliche interne Variabilität und Szenarien.

Ein Beispiel für die Bandbreite der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p für die signifikante Wellenhöhe H_{m0} bzw. die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m für das Emissionsszenario A1B und B1 (Variante 1) an der Lokation Warnemünde 1 ist in Abb. 37 bzw. Abb. 119 im Anhang oben und mittig dargestellt.

Für beide Emissionsszenarien treten die größten Differenzen der Häufigkeiten Δ_p am Ende des 21. Jh. im Zeitraum 2071-2100 auf. Darüber hinaus ist die Bandbreite der Veränderungen am Ende des 21. Jh. geringer als in der Mitte des 21. Jh. im Zeitraum 2021-2050 und es ist zu erkennen, dass es für das Emissionsszenario A1B zu den größten Veränderungen der Häufigkeiten für die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m kommt (Abb. 119 im Anhang oben).

Ein Beispiel für die Bandbreite der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p für die signifikanten Wellenhöhe bzw. mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m unabhängig vom Emissionsszenario A1B oder B1 und der jeweiligen Realisierung (Variante 2) an der Lokation Warnemünde 1 ist in Abb. 37 bzw. Abb. 119 im Anhang unten dargestellt.

Beim Vergleich der Differenzen der gemittelten prozentualen Häufigkeiten Δ_p (Abb. 34 unten) mit der Bandbreite der Differenzen der Häufigkeiten Δ_p abgeleitet aus den Einzelergebnissen ergeben sich erwartungsgemäß größere minimale bzw. maximale Differenzen der Häufigkeiten je Klasse (Abb. 37 bzw. Abb. 119 im Anhang unten). Daher wurde die Bandbreite der Differenzen der Häufigkeiten für die weiteren Untersuchungen auf der Basis der einzelnen Ensemblemitglieder abgeleitet.

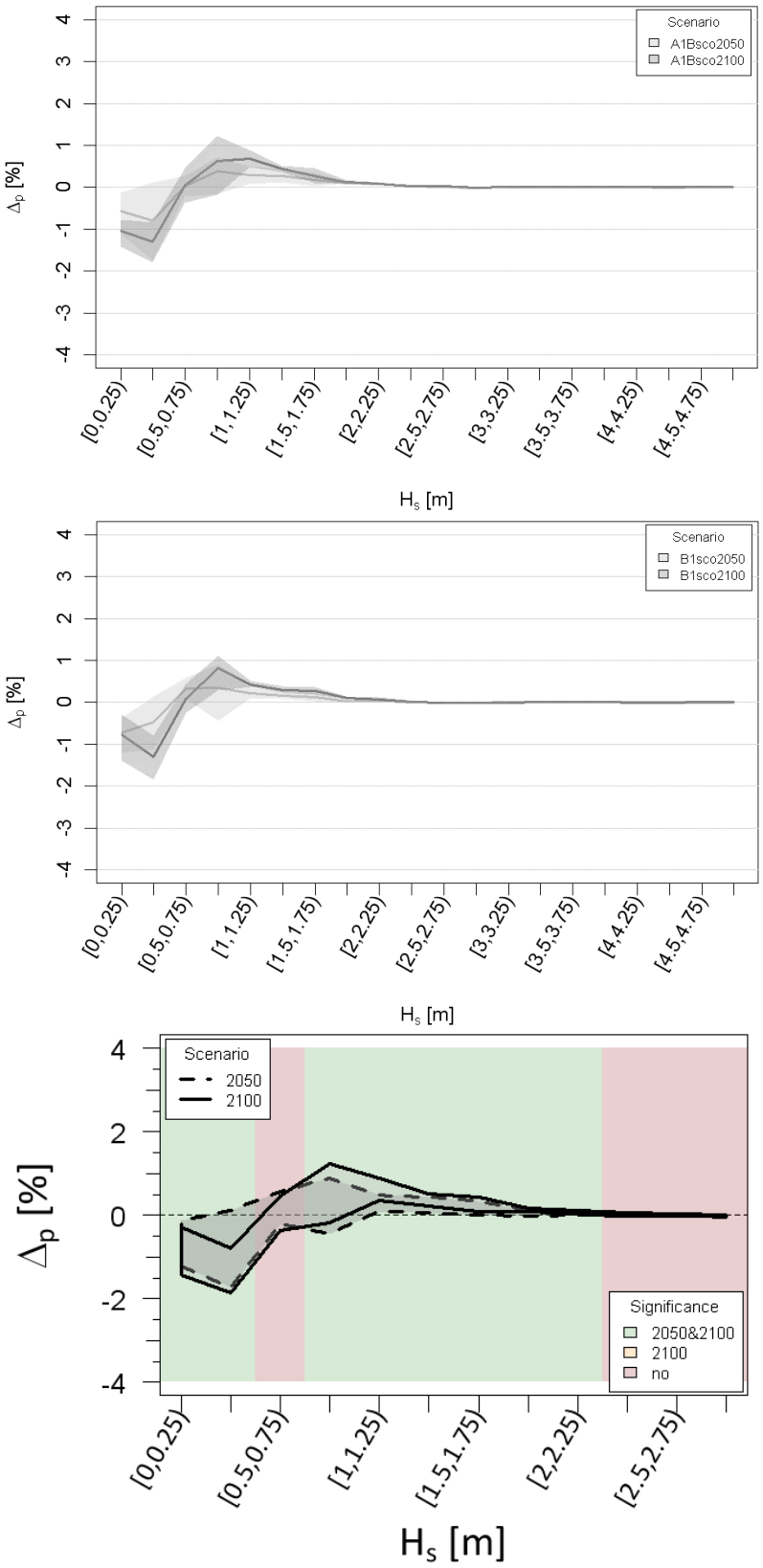


Abb. 37: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2100 (2071-2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und Bewertung als statistisch signifikant bei mindestens 67% positiven Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (oben) und B1 (mittig) sowie von A1B und B1 (unten), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (oben und mittig: URCE 2011, Abb. 25; unten: Dreier et al. 2013a, Figure 3)

Die Bandbreite der Differenzen der prozentualen Häufigkeiten Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} liegt damit am Standort Warnemünde 1 in den betrachteten Zeiträumen und im Vergleich zum Referenzzeitraum zwischen ca. -1,9% und +1,3% (Abb. 37 unten). Die Bandbreite der Differenzen der prozentualen Häufigkeiten Δ_p für die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m liegt zwischen ca. -3,3% und +2% und ist im Vergleich zur Bandbreite der Veränderungen der Häufigkeiten für die signifikante Wellenhöhe größer (Abb. 119 im Anhang unten).

Aus den Betrachtungen folgt, dass die Bandbreite durch natürliche interne Variabilität und Szenarien für die Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m größer ist als für die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}.

Statistische Signifikanz

Zur statistischen Bewertung der Veränderungen der Häufigkeiten erfolgten statistische Signifikanztests auf der Grundlage von Hypothesentests (z-Test für unabhängige Stichproben, Kapitel 3.2.2.1), um festzustellen, ob die berechneten Veränderungen in den jeweiligen Häufigkeitsklassen und für eine bestimmte Wahrscheinlichkeit zufällig sind oder nicht. Für die Signifikanztests wurde eine Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha = 0{,}05$ (5%) gewählt.

Darüber hinaus wurde als weiteres Kriterium zur Bewertung eines statistisch signifikanten Unterschieds je Häufigkeitsklasse eine erforderliche Anzahl positiver Signifikanztests von ≥ 67% angenommen.

Häufigkeitsklassen, in denen sich die relativen bzw. prozentualen Häufigkeiten in den beiden betrachteten Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 signifikant voneinander unterscheiden, wurden mit einem grünen Hintergrund gekennzeichnet (Abb. 37 bzw. Abb. 119 im Anhang unten). Klassen, die nur am Ende des 21. Jh. im Zeitraum 2071-2100 einen signifikanten Unterschied zeigen, wurden gelb hinterlegt. Rote Bereiche zeigen Klassen, für die keine statistische Signifikanz festgestellt werden konnte.

Insgesamt ergaben sich für die betrachteten Klimaprojektionen und Lokationen statistisch signifikante Veränderungen in mehreren Häufigkeitsklassen, insbesondere in Klassen mit den größten Differenzen der Häufigkeiten und für die beiden beispielhaft gewählten Zeiträume 2021-2050 bzw. 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (Abb. 37 bzw. Abb. 119, Abb. 120, Abb. 121, Abb. 122 und Abb. 123 im Anhang unten).

4.2.1.2 REMO/MPIOM/HD mit Antrieb durch MPI-M-ESM-LR (Ensemble 2)

Analyse der Veränderungen

Für das Ensemble 2 wurden grundsätzlich ähnliche Tendenzen für die Richtungen der Veränderungen der Häufigkeiten für die signifikante Wellenhöhe und mittlere Wellenanlaufrichtung festgestellt wie für das Ensemble 1, jedoch sind die Veränderungen für die Magnitude geringer als für das Ensemble 1.

An westwindexponierten Lokationen, wie z.B. Warnemünde 1 bzw. Heiligenhafen, und insbesondere am Ende des 21. Jh. wurden Verschiebungen der Häufigkeitsverteilungen hin zu höheren signifikanten Wellenhöhen festgestellt (Abb. 38 bzw. Abb. 172 im Anhang oben), welche

zu einem Anstieg der 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 führen (vgl. Kapitel 4.2.2.2).

Darüber hinaus kommt es am Ende des 21. Jh. im Wesentlichen zu einer signifikanten Zunahme von Ereignissen aus westlichen bis nordwestlichen Wellenanlaufrichtungen und einer Abnahme von Ereignissen aus nordöstlichen Wellenanlaufrichtungen (Abb. 38 unten bzw. Abb. 172 im Anhang unten rechts), wodurch sich die 30-Jahres-Mittelwerte der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m hin zu westlichen Richtungen verändern (vgl. Kapitel 4.2.2.2).

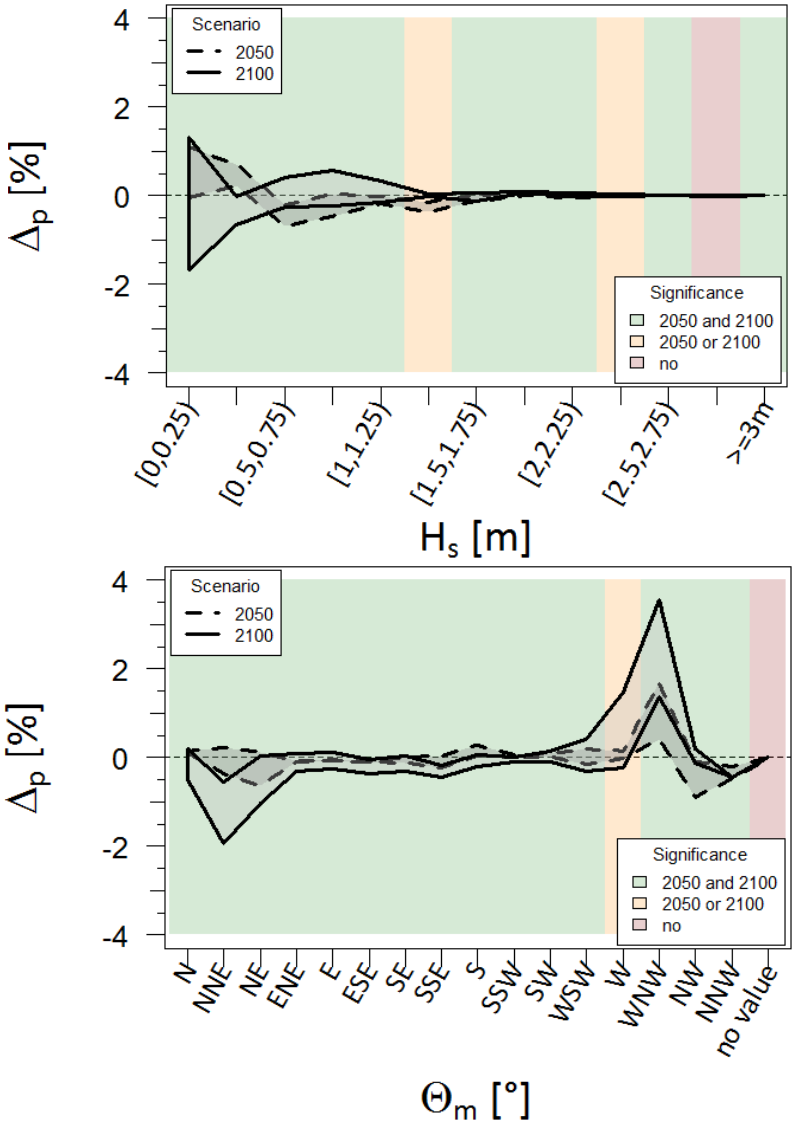


Abb. 38: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (oben) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (unten) für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und Bewertung als statistisch signifikant bei mindestens 50% positiven Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5 und RCP8.5, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1

An ostwindexponierten Lokationen, wie z.B. Brodten, findet hingegen eine signifikante Verschiebung der Häufigkeitsverteilung hin zu geringeren signifikanten Wellenhöhen statt (Abb. 172 im Anhang oben links), wodurch die 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe abnehmen (vgl. Kapitel 4.2.2.2).

Die Veränderungen der Häufigkeiten der mittleren Wellenanlaufrichtung an der Lokation Brodten zeigen eine signifikante Abnahme von Ereignissen aus nordöstlichen Wellenanlaufrichtungen und eine Zunahme von Ereignissen aus westlichen bis nordwestlichen Wellenanlaufrichtungen (Abb. 172 im Anhang unten links), sodass sich die mittlere Wellenanlaufrichtung an dieser Lokation im 30-Jahresmittel hin zu nordwestlichen Richtungen verschiebt (vgl. Kapitel 4.2.2.2).

Die Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen der signifikanten Wellenhöhe und mittleren Wellenanlaufrichtung hängen, wie bereits für das Ensemble 1 erläutert, mit den Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit U_{10} und der Windrichtung Θ_W zusammen (Abb. 39 bzw. Abb. 173 im Anhang).

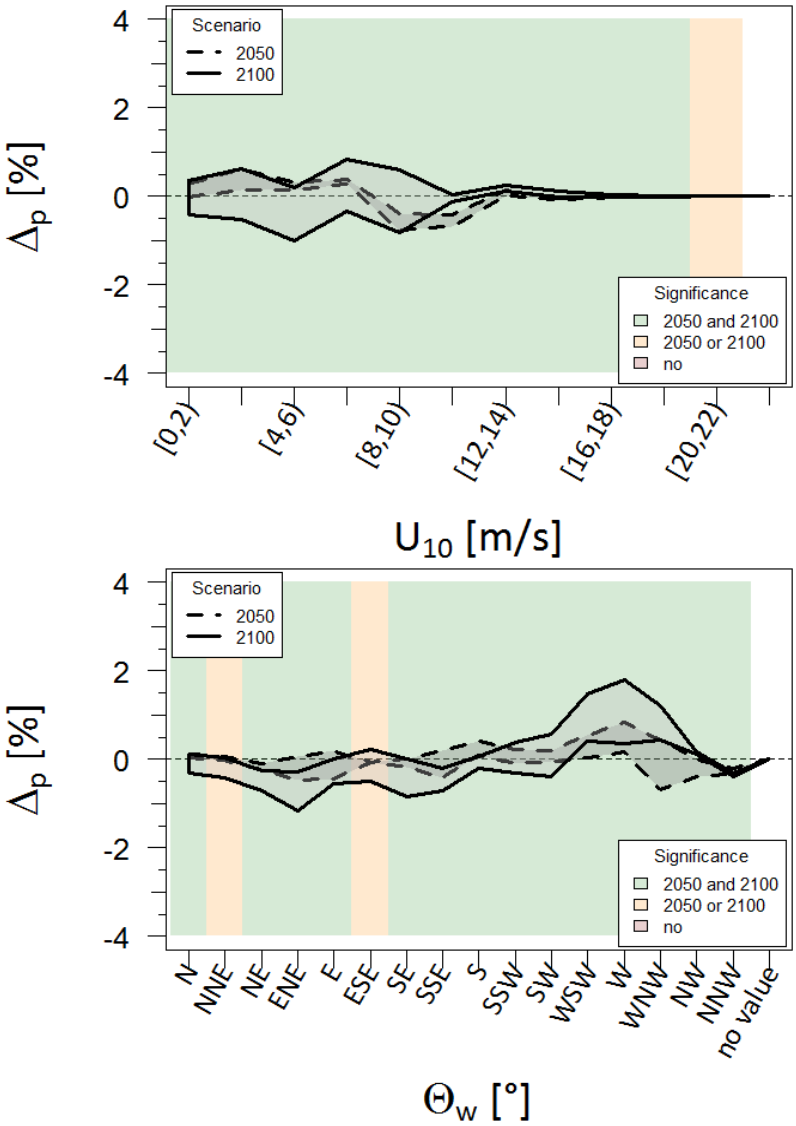


Abb. 39: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit U_{10} (oben) und der Windrichtung Θ_W (unten) für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und Bewertung als statistisch signifikant bei mindestens 50% positiven Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5 und RCP8.5, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1

Die Veränderungen in sind jedoch, im Gegensatz zu den Veränderungen für das Ensemble 1, weniger stark ausgeprägt und zeigen sowohl eine signifikante Zu- als auch Abnahme der Häufigkeiten für geringere und mittlere Windgeschwindigkeiten sowie eine signifikante Abnahme der Ereignisse aus östlichen Windrichtungen und eine Zunahme der Ereignissen aus westlichen Windrichtungen (vgl. Abb. 39 mit Abb. 36 bzw. Abb. 173 mit Abb. 130 im Anhang).

Bewertung der Veränderungen

Ensemblebandbreite (Unsicherheit)

Hinsichtlich der Veränderungen der prozentualen Häufigkeiten Δ_p der signifikanten Wellenhöhe an den westwindexponierten Lokationen wurde im Gegensatz zu einer Verschiebung hin zu höheren Werten für das Ensemble 1 (Kapitel 4.2.1.1), eine Verschiebung der Häufigkeitsverteilung hin zu geringeren Wellenhöhen in der Mitte des 21. Jh. für den Zeitraum 2021-2050 festgestellt (Abb. 38 oben), die aus einer Verschiebung der Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit U_{10} hin zu geringeren Windgeschwindigkeiten in der Mitte des 21. Jh. resultiert (Abb. 39 oben).

Die Bandbreite der Differenzen der prozentualen Häufigkeiten Δ_p für die signifikante Wellenhöhe als auch die mittlere Wellenanlaufrichtung ist in der Mitte des 21. Jh. gering (Abb. 38), d.h. dass die beiden Ensemblemitglieder in etwa ähnliche Veränderungen zeigen und die Bandbreite durch Szenarien somit als gering zu bewerten ist. Jedoch basiert das Ensemble nur auf einer GCM-RCM-Kombination, sodass die Aussagekraft insbesondere im Hinblick auf die Bandbreite durch Modellunsicherheiten nicht ausreichend ist. Die geringere Ensemblebandbreite (Unsicherheit) im Vergleich zum Ensemble 1 ist weiterhin auf die Berücksichtigung nur einer Realisierung der regionalen Klimaprojektionen zurückzuführen, sodass nur die Bandbreite durch Szenarien abgebildet wird.

Darüber hinaus ist die Bandbreite der Differenzen der prozentualen Häufigkeiten Δ_p am Ende des 21. Jh. größer als in der Mitte des 21. Jh. (Abb. 38). Dies steht im Gegensatz zur Bandbreite des Ensembles 1, das am Ende des 21. Jh. eine geringere Bandbreite aufweist (Abb. 37).

Die Ergebnisse für Ensemble 2 und Ensemble 1 verdeutlichen, dass die klimawandelbedingten Veränderungen der Häufigkeiten der betrachteten Seegangsparameter vom Antrieb durch das Regional- und Globalmodell, von den Emissionsszenarien bzw. Pfaden und den Realisierungen sowie vom Impaktmodell abhängen.

Statistische Signifikanz

In Analogie zum Ensemble 1 erfolgten, zur statistischen Bewertung der Veränderungen der Häufigkeiten, statistische Signifikanztests auf der Grundlage von Hypothesentests (z-Test für unabhängige Stichproben, Kapitel 3.2.2.1) und für eine Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha = 0{,}05$ (5%).

Die erforderliche Anzahl positiver Signifikanztests zur Bewertung eines statistisch signifikanten Unterschieds je Häufigkeitsklasse wurde aufgrund von nur zwei Ensemblemitgliedern mit ≥ 50% angenommen (Abb. 38 bzw. Abb. 39). Ein signifikanter Unterschied je Häufigkeitsklasse liegt somit nur dann vor, wenn mindestens eines der Ensemblemitglieder einen positi-

ven Signifikanztest aufweist. Die erforderliche Anzahl positiver Signifikanztests für die Bewertung der Veränderungen des Ensembles 1 lag hingegen aufgrund der größeren Anzahl an Ensemblemitgliedern bei ≥ 67%.

Darüber hinaus wurde die Bewertung vergleichend für eine erforderliche Anzahl positiver Signifikanztests von 100% durchgeführt (Abb. 40). Für eine statistisch signifikante Veränderung pro Häufigkeitsklasse müssen somit beide Ensemblemitglieder einen positiven Signifikanztest aufweisen. Die Bewertung der Signifikanz in den Häufigkeitsklassen mit den größten Veränderungen stimmte für beide Varianten im Wesentlichen überein (vgl. Abb. 40 und Abb. 38), sodass für die Bewertung der Veränderungen im Ensemble 3 eine erforderliche Anzahl positiver Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse von ≥ 50% für die Bewertung gewählt wurde.

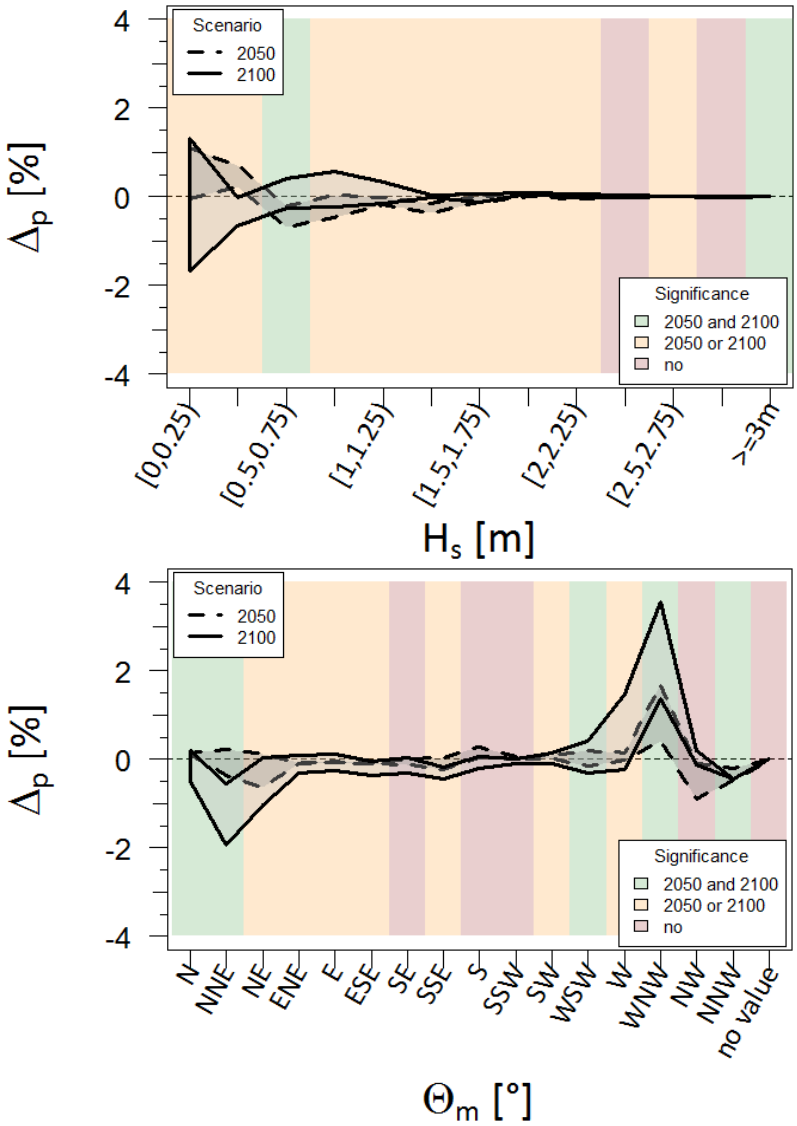


Abb. 40: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (oben) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (unten) für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und Bewertung als statistisch signifikant bei 100% positiven Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5 und RCP8.5, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1

Analog zur Bewertung der statistischen Signifikanz für Ensemble 1 wurden Häufigkeitsklassen, in denen sich die relativen oder prozentualen Häufigkeiten in einem, beiden oder keinem

der betrachteten Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 signifikant voneinander unterscheiden, mit einem gelben, grünen oder roten Hintergrund gekennzeichnet.

Zusammenfassend ergaben sich für die betrachteten regionalen Klimaprojektionen und Lokationen in den beiden gewählten Zeiträumen 2021-2050 bzw. 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 statistisch signifikante Veränderungen für eine Mehrzahl von Häufigkeitsklassen, sodass die Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen insbesondere am Ende des 21. Jh. insgesamt als signifikant zu bewerten sind (Abb. 38, Abb. 39, Abb. 172 und Abb. 173 im Anhang).

4.2.1.3 REMO mit Antrieb durch verschiedene AOGCMs (Ensemble 3)

Analyse der Veränderungen

Zur Analyse der Veränderungen der Häufigkeiten des lokalen Seegangs für das Ensemble 3 wurde zunächst eine räumliche Mittelung der langjährigen Zeitreihen der Windvektorkomponenten an ausgewählten Gitterpunkten der regionalen Klimaprojektionen mit REMO durchgeführt.

Hierzu wurden anhand des Landanteils gewichtete Mittelwerte über 4 x 4 Gitterzellen des CORDEX-EUR-11- bzw. Europe011-Gitters, d.h. insgesamt über eine Fläche von ca. 50 x 50 km berechnet. Hierbei wurden Gitterzellen berücksichtigt, welche sich in unmittelbarer Nähe zu den DWD-Messstationen Travemünde und Rostock-Warnemünde befinden (Abb. 95 im Anhang schraffiert), da für diese Stationen Messdaten für die Ableitung von Wind-Wellenkorrelationen verwendet wurden, welche Bestandteil des Hybridansatzes sind. Durch die Gewichtung anhand des Landanteils wird den Gitterzellen über Wasser (Seezellen) ein stärkeres Gewicht bei der Mittelung gegeben, da für diese Gitterzellen der Landanteil < 0,5, im Vergleich zu Gitterzellen über Land (Landzellen) mit einem Landanteil ≥ 0,5, beträgt (Abb. 6).

Der Einfluss der Anzahl und Lage der ausgewählten Gitterpunkte zur räumlichen Mittelung unter Berücksichtigung des Landanteils wurden zuvor im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen für unterschiedliche räumliche Mittelungsmethoden, z.B. für verschiedene Gruppen von Land- bzw. Seezellen sowie verschiedene Gewichtungen wie z.B. gleichgewichtet oder anhand des Landanteils gewichtet, untersucht mit dem Ergebnis, dass die gewählte finale Variante die Veränderungen der mittleren Wind- und Seegangsverhältnisse nicht beeinflusst. Im Gegensatz dazu wurde ein Einfluss auf die Veränderungen für extreme Seegangsverhältnisse festgestellt, da infolge der räumlichen Mittelung die maximalen Windgeschwindigkeiten sowie die resultierenden Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhen reduziert werden (siehe Bewertung der Veränderungen in Kapitel 4.3.1.2).

Nach der räumlichen Mittelung der langjährigen Zeitreihen der Windvektorkomponenten wurden die Zeitreihen der Seegangsparameter mittels Hybridverfahren für die Lokationen Warnemünde 1 sowie Brodten berechnet und die Veränderungen der Mittelwerte und Häufigkeiten der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02} sowie mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m als auch der Windgeschwindigkeit U_{10} und Windrichtung Θ_W für die gewählten Zeiträume 2021-2050 sowie 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 analysiert und bewertet.

In Übereinstimmung mit den Veränderungen der Häufigkeiten für das Ensemble 1 (Kapitel 4.2.1.1) wurde an westwindexponierten Lokationen, z.B. Warnemünde 1, eine signifikante Verschiebung der Häufigkeitsverteilungen hin zu höheren signifikanten Wellenhöhen H_{m0} festgestellt (Abb. 41).

Die größten Veränderungen treten dabei für die Ensemblemitglieder mit Antrieb durch RCP8.5 und am Ende des 21. Jh. auf (Abb. 178 im Anhang unten links). Die maximalen bzw. minimalen Veränderungen der Häufigkeiten für die signifikante Wellenhöhe liegen geringfügig unter bzw. über den maximalen bzw. minimalen Veränderungen für das Ensemble 1 (Abb. 37 unten), was an den unterschiedlichen RCMs und Antrieben oder auch an der räumlichen Mittelung der Eingangsdaten liegen könnte.

Darüber hinaus treten Veränderungen der Häufigkeiten der mittleren Wellenperioden T_{m02} hin zu höheren Werten auf (Abb. 178 im Anhang mittig) und es kommt für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder zu mehr Ereignissen aus westlichen bis nordwestlichen und weniger Ereignissen aus nördlichen bis östlichen Wellenanlaufrichtungen Θ_m (Abb. 191 im Anhang oben). Die maximalen bzw. minimalen Veränderungen der Häufigkeiten für die mittlere Wellenanlaufrichtung liegen in etwa in der gleichen Größenordnung wie für das Ensemble 1 (Abb. 119 im Anhang unten).

Im Gegensatz dazu tritt an ostwindexponierten Lokationen, z.B. Brodten, und insbesondere am Ende des 21. Jh. für die Ensemblemitglieder mit Antrieb durch RCP8.5 eine signifikante Verschiebung der Häufigkeitsverteilung hin zu geringeren signifikanten Wellenhöhen H_{m0} und mittleren Wellenperioden T_{m02} sowie eine signifikante Zunahme von Ereignissen aus westlichen bis nordwestlichen und eine deutliche Abnahme von Ereignissen aus nordöstlichen bis östlichen Wellenanlaufrichtungen Θ_m auf (Abb. 180 im Anhang unten).

Die maximalen bzw. minimalen Veränderungen der Häufigkeiten für die signifikante Wellenhöhe liegen in etwa in der gleichen Größenordnung wie für das Ensemble 1 (Abb. 122 im Anhang unten), während die maximalen bzw. minimalen Veränderungen der Häufigkeiten für die mittlere Wellenanlaufrichtung um ca. +/-1% über bzw. unter den Veränderungen für das Ensemble 1 liegen, d.h. es ergeben sich für einzelne Ensemblemitglieder für den Antrieb mit RCP8.5 größere Veränderungen der Wellenanlaufrichtung im Vergleich zum Ensemble 1 (vgl. Abb. 180 im Anhang rechts mit Abb. 123 im Anhang unten).

Darüber hinaus wurden zur Bewertung der Veränderungen von Mittelwerten (Kapitel 4.2.2.3) im Hinblick auf die statistische Signifikanz auch die saisonalen Veränderungen der Häufigkeiten der betrachteten Seegangsvariablen sowie der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung analysiert und bewertet.

An der Lokation Warnemünde 1 wurden z.B. für den Antrieb mit RCP8.5 und am Ende des 21. Jh. im Frühling, Sommer und Herbst größere Veränderungen der Häufigkeiten für die signifikante Wellenhöhe, die mittlere Wellenperiode und die Wellenanlaufrichtung im Vergleich zu den Veränderungen im Jahresmittel festgestellt, die durch größere saisonale Veränderungen der Häufigkeiten der Windgeschwindigkeit sowie der Windrichtung erklärt werden können (vgl. Abb. 182 und Abb. 183 im Anhang unten bzw. Abb. 184 und Abb. 185 im Anhang mit Abb. 178 und Abb. 179 im Anhang unten).

Die Veränderungen weisen an dieser Lokation und am Ende des 21. Jh. im Winter nur für vereinzelte Ensemblemitglieder größere Veränderungen der Häufigkeiten auf und stimmen für weniger Ensemblemitglieder pro Klasse in der Richtung überein, im Vergleich zu den anderen saisonalen Veränderungen bzw. den Veränderungen im Jahresmittel (vgl. Abb. 182 und Abb. 183 im Anhang oben mit Abb. 184 und Abb. 185 im Anhang bzw. Abb. 178 und Abb. 179 im Anhang unten). Daraus folgt, dass die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen im Winter am Ende des 21. Jh. an der Lokation Warnemünde 1 größer ist als in anderen Jahreszeiten.

An der Lokation Brodten zeigten sich beim Antrieb mit RCP8.5 und am Ende des 21. Jh. prinzipiell ähnliche Tendenzen der saisonalen Veränderungen der Häufigkeiten gegenüber den Veränderungen im Jahresmittel, jedoch stimmten hier generell weniger Ensemblemitglieder pro Klasse im Hinblick auf die Richtung der Veränderungen überein (vgl. Abb. 186 und Abb. 187 im Anhang bzw. Abb. 188 und Abb. 189 im Anhang mit Abb. 180 und Abb. 181 im Anhang unten). Daraus folgt, dass die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen an ostwindexponierten Lokationen am Ende des 21. Jh. größer ist im Vergleich zur Bandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen an westwindexponierten Lokationen.

Darüber hinaus wurden an den beiden Lokationen Warnemünde 1 sowie Brodten die Veränderungen im Jahresmittel und die saisonalen Veränderungen der Häufigkeiten für die Ensemblemitglieder mit Antrieb durch RCP4.5 und RCP2.6 analysiert und bewertet (Abb. 41).

Insgesamt wurden geringere Veränderungen der Häufigkeiten für die Ensemblemitglieder mit Antrieb durch RCP4.5 festgestellt (Abb. 41 mittig), was einerseits an der Anzahl von nur zwei Ensemblemitgliedern im Vergleich zu fünf bzw. sieben Ensemblemitgliedern mit Antrieb durch RCP8.5 bzw. RCP2.6 liegt, aber andererseits auch daran, dass die beiden Ensemblemitglieder mit dem gleichen AOGCM / ESM und unterschiedlichen Realisierungen angetrieben wurden.

Darüber hinaus wurden relevante Veränderungen z.B. für die signifikante Wellenhöhe (Abb. 41 mittig) über weniger Klassen im Vergleich zu den Veränderungen beim Antrieb mit RCP8.5 (Abb. 41 oben) festgestellt. Daher sind die Veränderungen der Mittelwerte für die signifikante Wellenhöhe beim Antrieb mit RCP8.5 größer als beim Antrieb mit RCP4.5 (Kapitel 4.2.2.3).

Die Veränderungen der Häufigkeiten liegen bei gleichem AOGCM / ESM und für den Antrieb mit RCP2.6 (Abb. 41 unten) teilweise bis auf vereinzelte Klassen in einer ähnlichen Größenordnung wie beim Antrieb mit RCP8.5 (Abb. 41 oben).

Insgesamt sind die prinzipiellen Tendenzen der Veränderungen der Häufigkeiten beim Antrieb mit RCP8.5, RCP4.5 und RCP2.6 ähnlich, wenn auch teilweise größere Unterschiede in der Magnitude und / oder Richtung für einzelne AOGCMs auftreten (Abb. 41).

Die Übereinstimmung der Richtungen der Veränderungen der Häufigkeiten der Ensemblemitglieder pro Klasse sowohl ist beim Antrieb mit RCP4.5 und RCP2.6 teilweise geringer als im Vergleich zum Antrieb mit RCP8.5.

Hieraus folgt, dass zur Bewertung der Veränderungen der Häufigkeiten ein einheitliches Kriterium angewendet werden muss, welches sowohl die Richtung der Veränderungen als auch die Anzahl der Ensemblemitglieder pro Häufigkeitsklasse berücksichtigt (siehe nachfolgender Abschnitt).^

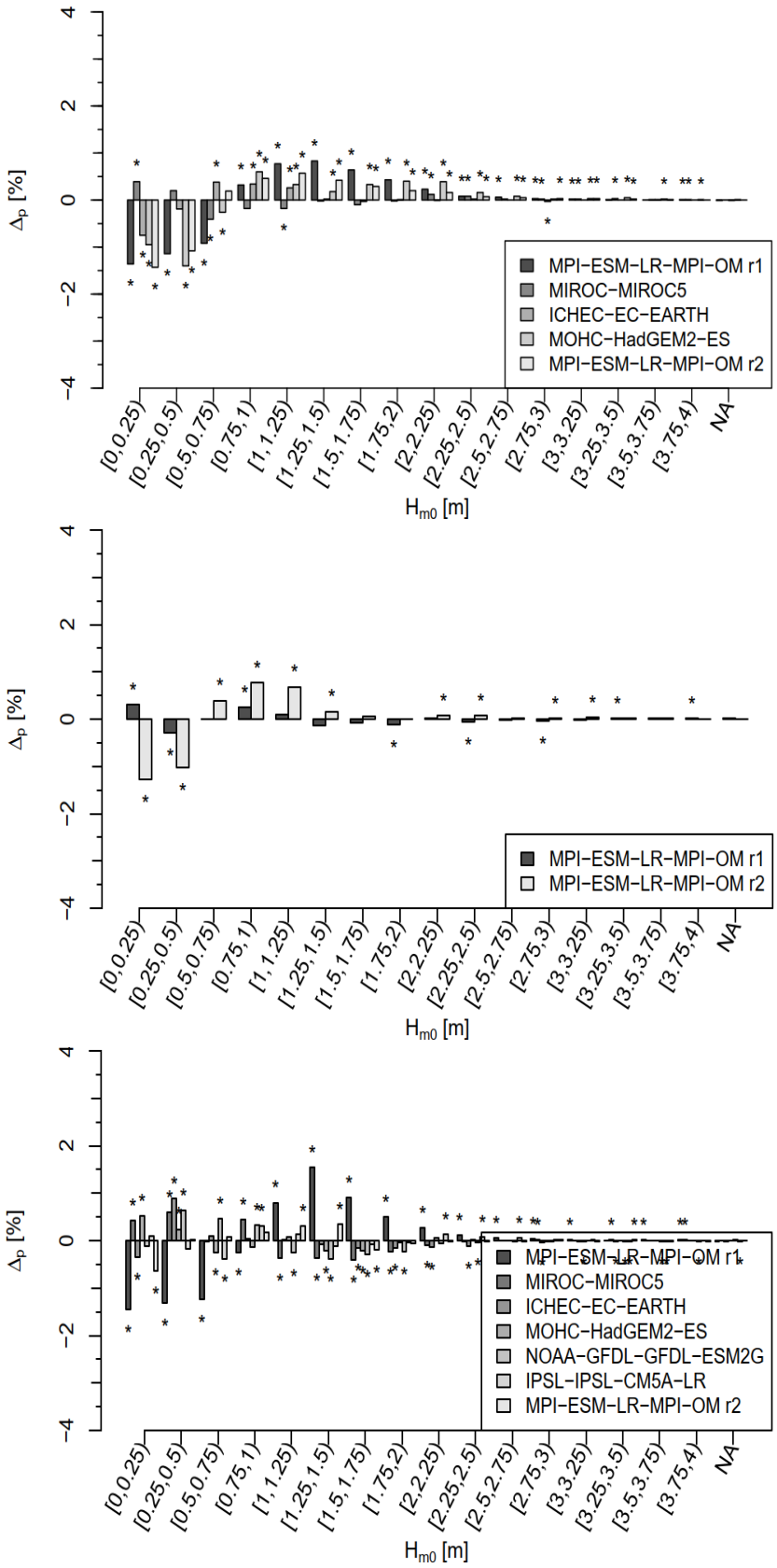


Abb. 41: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} und Markierung positiver Signifikanztests (*) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung (r1 / - bzw. r2) von RCP8.5 (oben), RCP4.5 (mittig) sowie RCP2.6 (unten), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1 (oben: Dreier et al. 2021, Figure S4)

Bewertung der Veränderungen

Ensemblebandbreite (Unsicherheit)

Die Bandbreite der Differenzen der prozentualen Häufigkeiten Δ_p für die signifikante Wellenhöhe, die mittlere Wellenperiode und die mittlere Wellenanlaufrichtung sowie für die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung ist z.B. für den Antrieb mit RCP8.5 in der Mitte des 21. Jh. geringer als am Ende des 21. Jh. (Abb. 178 bis Abb. 181 im Anhang). Dies steht im Einklang mit den Veränderungen der Bandbreite der Differenzen der prozentualen Häufigkeiten beim Antrieb mit RCP8.5 für das Ensemble 2 und im Gegensatz zu den Veränderungen beim Antrieb mit A1B bzw. B1 für das Ensemble 1.

Darüber hinaus wurde am Ende des 21. Jh. eine größere Bandbreite durch Szenarien für Projektionen mit Antrieb durch RCP8.5, RCP4.5 oder RCP2.6 im Vergleich zur Bandbreite durch Szenarien für Projektionen mit Antrieb durch die Emissionsszenarien A1B und B1 festgestellt.

Neben dem Antrieb durch verschiedene AOGCMs / ESMs, RCMs, RCPs sowie Realisierungen hat die Anzahl Ensemblemitglieder einen entscheidenden Einfluss auf die Bandbreite (Unsicherheit).

Für die Bewertung der Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen der Häufigkeiten der signifikanten Wellenhöhe und mittleren Wellenanlaufrichtung wurde die Bandbreite durch i) Modellunsicherheiten anhand verschiedener antreibender AOGCMs / ESMs, ii) natürliche interne Variabilität und iii) Szenarien, getrennt für verschiedene Teilensembles des Ensemble 3, beispielhaft für die Lokation Warnemünde 1 und am Ende des 21. Jh., dargestellt und bewertet (Abb. 190, Abb. 192 und Abb. 193 im Anhang).

Die Bandbreite wurde hierbei definiert als der Bereich zwischen der minimalen und maximalen Differenz der Häufigkeiten Δ_p pro Klasse. Für die Bewertung der Ensemblebandbreite (Unsicherheit) wurden alle Mitglieder des Ensemble 3 berücksichtigt (Abb. 41 und Abb. 191 im Anhang), während für die Bewertung der Bandbreite durch Modellunsicherheiten ein Multi-Modell-Ensemble bestehend aus den ersten vier Mitgliedern des Ensembles 3 (Abb. 190 im Anhang) und zur Bewertung der Bandbreite durch natürliche interne Variabilität ein Multi-Member-Ensemble bestehend aus dem ersten und letzten Mitglied des Ensembles 3 (Abb. 192 und Abb. 193 im Anhang) berücksichtigt wurden.

Insgesamt ergab sich aus den Vergleichen der Bandbreite für das Multi-Modell- bzw. Multi-Member-Ensemble mit der Ensemblebandbreite (Unsicherheit) für alle Ensemblemitglieder beim Antrieb mit RCP8.5 bzw. RCP2.6, dass die Ensemblebandbreite hauptsächlich von der Bandbreite durch Modellunsicherheiten geprägt ist (vgl. Abb. 41 und Abb. 191 im Anhang oben bzw. unten mit Abb. 190 im Anhang oben bzw. unten) und dass die Bandbreite durch natürliche interne Variabilität im Vergleich zur Bandbreite durch Modellunsicherheiten kleiner ist (vgl. Abb. 192 und Abb. 193 im Anhang oben bzw. unten mit Abb. 190 im Anhang oben bzw. unten). Weiterhin wurde festgestellt, dass die Bandbreite durch Modellunsicherheiten und natürliche interne Variabilität für die signifikante Wellenhöhe H_{m0} beim Antrieb mit RCP2.6 sowie für die mittlere Wellenanlaufrichtung beim Antrieb mit RCP8.5 am größten ist (Abb. 41 unten und Abb. 191 im Anhang oben).

Die Bandbreite durch Modellunsicherheiten bildet jedoch nicht die gesamte Bandbreite durch Modellunsicherheiten ab, da nur das RCM REMO berücksichtigt wurde. Jedoch deuten Studien von z.B. Christensen et al. (2015; 2020) und Rauthe et al. (2010) darauf hin, dass das antreibende AOGCM das Klimaänderungssignal der Windverhältnisse und somit die Bandbreite durch Modellunsicherheiten dominiert.

In Analogie dazu ist die gesamte Bandbreite durch natürliche interne Variabilität ebenfalls nicht komplett abgebildet, da das Multi-Member-Ensemble nur zwei Ensemblemitglieder umfasste. Bei der Betrachtung der Ensemblebandbreite wird jedoch ein weiterer Teil der Bandbreite durch die natürliche interne Variabilität mittels verschiedener AOGCMs abgebildet, da diese, ähnlich wie verschiedene Realisierungen, leicht unterschiedliche Anfangsbedingungen und Startzeitpunkte besitzen.

Im Vergleich zur Bandbreite durch Modellunsicherheiten hat die Bandbreite durch Szenarien einen geringeren Einfluss auf die Ensemblebandbreite (vgl. Abb. 192 bzw. Abb. 193 mit Abb. 190 im Anhang). Insbesondere die Bandbreite der Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtung wird stärker durch die Bandbreite der Modellunsicherheiten als durch die Szenarien beeinflusst (Abb. 190 im Anhang rechts).

Dies steht teilweise im Gegensatz zu Auswertungen möglicher zukünftiger globaler Temperaturveränderungen auf der Basis von CMIP5-Projektionen von Hawkins (2013), die zeigen, dass für langfristige Veränderungen die Bandbreite der Szenarien entscheidend ist, während Veränderungen auf kürzeren Zeitskalen zu einem großen Teil von der Bandbreite der natürlichen internen Variabilität beeinflusst werden.

Statistische Signifikanz

Die statistische Bewertung der Veränderungen der Häufigkeiten erfolgte analog zur Bewertung für das Ensemble 1 auf der Basis der gleichen statistischen Signifikanztests wie für die anderen betrachteten Ensembles.

Die Ergebnisse der Signifikanztests wurden jedoch für jedes Ensemblemitglied separat dargestellt (Abb. 41), im Gegensatz zu einer farblichen Markierung wie für das Ensemble 1 (Abb. 37 unten). Statistisch signifikante Ergebnisse wurden hierbei mittels eines Sternsymbols markiert. Dies ermöglicht die individuelle Betrachtung einzelner Ensemblemitglieder sowie die Zusammenstellungen und Bewertung weiterer Teilensembles. Die Ergebnisse der Signifikanztests bilden zudem die Grundlage für die Bewertung der Übereinstimmung der Ensemblemitglieder (siehe nachfolgender Abschnitt).

Übereinstimmung der Ensemblemitglieder

Die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen der Mittelwerte (Kapitel 4.2.2.3) wurde in Kombination mit Untersuchungen der statistischen Signifikanz sowie der Übereinstimmung im Hinblick auf die Richtung der Veränderungen analysiert und bewertet. Die Veränderungen der Mittelwerte wurden in die Analyse bzw. Bewertung einbezogen, wenn die Veränderungen einerseits einen bestimmten Schwellenwert (Threshold) überschreiten und andererseits statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ≥ 50% der Ensemblemitglieder pro Klasse sowie in mehr als 50% von ausgewählten Häufigkeitsklas-

sen in der gleichen Richtung aufweisen (Tab. 120 im Anhang). Demnach ergibt sich eine erforderliche Anzahl beim Antrieb mit i) RCP8.5 von mindestens drei, ii) RCP4.5 von zwei und iii) RCP2.6 von mindestens vier Ensemblemitgliedern pro Klasse, welche statistisch signifikante Veränderungen in der gleichen Richtung und in mehr als 50% von den in Tab. 120 im Anhang aufgeführten Häufigkeitsklassen aufweisen müssen, damit die Veränderungen insgesamt als signifikant eingestuft werden.

Die Bewertung der Übereinstimmung der Differenzen der prozentualen Häufigkeit Δ_p für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m bzw. die Windgeschwindigkeit U_{10} und Windrichtung Θ_W ist beispielhaft im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 beim Antrieb mit RCP8.5 an den Lokationen Warnemünde 1 und Brodten in Abb. 194 bzw. Abb. 195 im Anhang dargestellt. Nach Abb. 194 bzw. Abb. 195 im Anhang wurden für sämtliche betrachteten Variablen statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten in der gleichen Richtung und für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder pro Klasse sowie in mehr als 50% der ausgewählten Klassen (Tab. 120 im Anhang) festgestellt. Somit wurden die Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen insgesamt als signifikant eingestuft.

Die Übereinstimmung der Veränderungen für die betrachteten Variablen und die beiden ausgewählten Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 beim Antrieb mit RCP2.6, RCP4.5 bzw. RCP8.5 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 ist an der Lokation Warnemünde 1 bzw. Brodten in Tab. 121 bzw. Tab. 122 im Anhang zusammengefasst.

Im Ergebnis der Analyse und Bewertung der Übereinstimmung der Veränderungen in Tab. 121 und Tab. 122 im Anhang wurde festgestellt, dass es an den betrachteten Lokationen zu signifikanten Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen kommt. Die größten Übereinstimmungen treten dabei für die Veränderungen der Häufigkeiten beim Antrieb mit RCP8.5 am Ende des 21. Jh. auf. Die geringsten Übereinstimmungen wurden beim Antrieb mit RCP4.5 identifiziert. Beim Antrieb mit RCP2.6 kommt es an westwindexponierten Lokationen ebenfalls zu vereinzelten, jedoch nicht systematischen Übereinstimmungen der Veränderungen der Häufigkeiten (Tab. 121 im Anhang).

Darüber hinaus ist die Übereinstimmung der Veränderungen ebenfalls von einer hohen saisonalen Variabilität geprägt. Beim Antrieb mit RCP8.5 ergibt sich an beiden Lokationen und am Ende des 21. Jh. die größte Übereinstimmung im Frühling, Sommer und Herbst.

Die Bewertung der Übereinstimmung hängt neben der Anzahl der Ensemblemitglieder auch von den gewählten Häufigkeitsklassen ab (Tab. 120 im Anhang). Die Klassen wurden erfahrungsgemäß so gewählt, dass einerseits die größten Veränderungen der Häufigkeiten in den gewählten Klassen liegen und andererseits die relevanten Bereiche der Verteilungen abgedeckt werden. So wurden z.B. bei der Auswahl der Häufigkeitsklassen für die Wind- und Wellenanlaufrichtung die Klassen für Südereignisse aus der Auswertung ausgeschlossen, da diese an den betrachteten Standorten zu ablandigen Windereignissen und nur geringen signifikanten Wellenhöhen führen. Die Wahl der Klassen für die Wind- bzw. Wellenanlaufrichtung ist daher immer standortspezifisch zu treffen.

Die Bewertung der Übereinstimmung stellt somit ein Gesamtabbild der signifikanten Veränderungen der relevanten Häufigkeitsklassen dar. Es wurde jedoch nicht geprüft, ob die gleichen Ensemblemitglieder in jeder Klasse mit einer festgestellten Übereinstimmung auftreten.

Darüber hinaus wurde die Anzahl der erforderlichen Klassen mit einer Übereinstimmung mit mindestens 50% gewählt. Vergleiche mit einer höheren Anzahl von Übereinstimmungen, z.B. mindestens 67%, zeigten jedoch keine prinzipiell verschiedenen Tendenzen der Veränderungen.

4.2.2 Veränderungen von Mittelwerten

Die Analyse der Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte erfolgte analog zur Analyse der Veränderungen der Häufigkeiten für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, die mittlere Wellenperiode T_{m02} sowie die mittlere Wellenanlaufrichtung $\Theta_{m.}$ Die relativen Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte wurden beispielhaft für zwei ausgewählte Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 ermittelt. Darüber hinaus wurden die Veränderungen anhand gleitender Mittelwerte über 30 Jahre im Vergleich zu den Mittelwerten des Referenzzeitraumes 1971-2000 bestimmt.

Die Untersuchungen wurden zum einen an ausgewählten Lokationen wie z.B. Warnemünde 1, Brodten und Heiligenhafen durchgeführt (siehe Abb. 5), um z.B. die räumliche Variabilität und die Abhängigkeit der Veränderungen von der Exposition der Küste zu ermitteln. Darüber hinaus wurden die zeitliche Variabilität sowie die minimalen und maximalen Veränderungen über den Verlauf des 21. Jh. anhand der gleitenden Mittelwerte analysiert und dargestellt.

4.2.2.1 COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM (Ensemble 1)

Analyse der Veränderungen

Die Analyse der Veränderungen des lokalen Seegangs erfolgte einerseits auf der Basis von Zeitreihen an den ausgewählten Lokationen, welche mit dem Hybridverfahren (Kapitel 3.4.3) und Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung für einzelne Gitterpunkte von COSMO-CLM im Datenstrom D3 (siehe Abb. 5 bzw. Abb. 92 im Anhang) berechnet wurden.

Zum anderen wurden die lokalen Seegangsveränderungen anhand der Ergebnisse der instationären numerischen Simulationen mit SWAN analysiert (Kapitel 3.4.2.2 bzw. Tab. 22 im Anhang, Zeile 1 bis 14). Auf der Grundlage der numerischen Simulationsergebnisse wurden flächenhafte Darstellungen der Veränderungen erstellt sowie Zeitreihen der Seegangsparameter an den betrachteten Lokationen extrahiert und z.B. mittels gleitender 30-Jahres-Mittelwerte ausgewertet.

Im Rahmen der Zeitreihenanalyse wurden zunächst die 30-Jahres-Mittelwerte berechnet. Darüber hinaus wurden zur Analyse der zeitlichen Variabilität, saisonale 30-Jahres-Mittelwerte für Winter, Frühling, Sommer und Herbst für jedes Ensemblemitglied und für die exemplarisch gewählten Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 sowie den Referenzzeitraum 1971-2000 und zusätzlich für einen alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 berechnet (siehe Übersicht der Ergebnisse in Tab. 5, Zeile 1).

Anschließend wurden die Veränderungen, d.h. prozentuale bzw. absolute Differenzen, zwischen den gewählten Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum bzw. einem alternativen Referenzzeitraum bestimmt (siehe Übersicht der Ergebnisse in Tab. 5, Zeile 2).

Zur Bestimmung der Bandbreite der Veränderungen wurden das Minimum, das Maximum sowie für die Bewertung der Übereinstimmung der Ensemblemitglieder der Median der Veränderungen für die gewählten Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 als auch über den gesamten Verlauf des 21. Jh. im Vergleich zum Referenzzeitraum bzw. alternativen Referenzzeitraum zusammengefasst (siehe Übersicht der Ergebnisse in Tab. 5, Zeile 3).

Sämtliche Kenngrößen der Veränderungen, z.B. das Minimum, Maximum und der Median, in den verschiedenen Zeiträumen wurden anhand einer Farbskala von Blau bis Rot und Weiß in der Mitte bei keiner Änderung im Bereich von -10% bis +10% bzw. -10° bis +10° eingefärbt, um sowohl die Magnitude als auch die Tendenz der Veränderungen zu visualisieren.

Abschließend wurde zur Bewertung der Veränderungen die Bandbreite der Veränderungen für die gewählten Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 sowie für die verschiedenen Seegangsvorhersageverfahren im Vergleich zum Referenzzeitraum bzw. alternativen Referenzzeitraum quantifiziert und miteinander verglichen (vgl. Übersicht der Ergebnisse in Tab. 5, Zeile 4).

Im Folgenden werden ausgewählte Ergebnisse zu den Veränderungen der Mittelwerte dargestellt mit Fokus auf die räumliche und zeitliche Variabilität der Veränderungen.

Ergebnisse des Hybridverfahrens / Gleitende Mittelwerte

In Abb. 42 sind beispielhaft die prozentualen Differenzen gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m für die 1. bzw. 2. Realisierung der Emissionsszenarien A1B und B1 im Vergleich zum historischen Lauf C20 im Referenzzeitraum 1971-2000 an der Lokation Warnemünde 1 dargestellt.

Die Darstellung der Veränderungen für die einzelnen Ensemblemitglieder hat für die Bewertung der Veränderungen den Vorteil, dass verschiedene Bestandteile der Ensemblebandbreite (Unsicherheit), z.B. die Bandbreite durch Szenarien, natürliche interne Variabilität und Modellunsicherheiten, identifiziert werden können, was bei der Darstellung der Bandbreite anhand der minimalen bzw. maximalen Differenzen der relativen bzw. prozentualen Häufigkeiten über sämtliche Ensemblemitglieder mittels schattierter Flächen nicht möglich ist (vgl. Abb. 37 unten).

Wie in Abb. 42 zu erkennen ist, zeigen sämtliche Ensemblemitglieder eine ähnliche Tendenz hin zu einer Zunahme der 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} und der mittleren Wellenperiode T_{m02} sowie einer Veränderung der 30-Jahres-Mittelwerte der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m hin zu mehr westlichen Richtungen (vgl. Tab. 40 bis Tab. 42 bzw. Abb. 127 im Anhang). Die festgestellten Veränderungen sind zum Ende des 21. Jh. sowie für die 1. Realisierung des Emissionsszenarios A1B am größten.

Zusammenfassend ergibt sich aus den Auswertungen gleitendender 30-Jahres-Mittelwerte über den gesamten Zeitraum von 2001-2030 bis 2071-2100 an westwindexponierten Küstenabschnitten, z.B. in der Nähe von Warnemünde 1 bzw. Heiligenhafen, im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 eine maximale Zunahme der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} im 30-Jahresmittel um bis zu ca. +5% für die Lokation Warnemünde 1 (Abb. 42 oben bzw. Tab. 61 im Anhang) bzw. +9% für die Lokation Heiligenhafen (Abb. 125 bzw. Tab. 65 im Anhang).

Tab. 5: Übersicht der Ergebnisse der Zeitreihenanalyse für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 bzw. alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 (C20) und für verschiedene Verfahren der Seegangsvorhersage, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, sämtliche Tabellen befinden sich im Anhang

Ergebnisse der Zeitreihenanalysen			**Referenzzeitraum 1971-2000**									**Referenzzeitraum 1961-1990**								
			Warnemünde 1			**Brodten**			**Heiligenhafen**			**Warnemünde 1**			**Brodten**			**Heiligenhafen**		
Zeile	**Verfahren**	**Art**	**C20**	**2050**	**2100**	**C20**	**2050**	**2100**	**C20**	**2050**	**2100**	**C20**	**2050**	**2100**	**C20**	**2050**	**2100**	**C20**	**2050**	**2100**
1	Hybridansatz	Mittelwerte	Tab. 40	Tab. 41	Tab. 42	Tab. 47	Tab. 48	Tab. 49	Tab. 54	Tab. 55	Tab. 56	Tab. 40	Tab. 41	Tab. 42	Tab. 47	Tab. 48	Tab. 49	Tab. 54	Tab. 55	Tab. 56
2		Differenzen	-	Tab. 43	Tab. 45	-	Tab. 50	Tab. 52	-	Tab. 57	Tab. 59	-	Tab. 44	Tab. 46	-	Tab. 51	Tab. 53	-	Tab. 58	Tab. 60
3		Minimum, Maximum und Median der Differenzen	-	Tab. 61		-	Tab. 63		-	Tab. 65		-	Tab. 62		-	Tab. 64		-	Tab. 66	
4		Bandbreite	-	Tab. 98, Tab. 101		-	Tab. 106, Tab. 109		-	Tab. 114, Tab. 117		-	Tab. 99		-	Tab. 107		-	Tab. 115	
5	instationäre numerische Simulationen (SWAN) WBSSC	Mittelwerte	Tab. 68	Tab. 69	Tab. 70	Tab. 75	Tab. 76	Tab. 77	Tab. 82	Tab. 83	Tab. 84	Tab. 68	Tab. 69	Tab. 70	Tab. 75	Tab. 76	Tab. 77	Tab. 82	Tab. 83	Tab. 84
6		Differenzen	-	Tab. 71	Tab. 73	-	Tab. 78	Tab. 80	-	Tab. 85	Tab. 87	-	Tab. 72	Tab. 74	-	Tab. 79	Tab. 81	-	Tab. 86	Tab. 88
7		Minimum, Maximum und Median der Differenzen	-	Tab. 89		-	Tab. 91		-	Tab. 93		-	Tab. 90		-	Tab. 92		-	Tab. 94	
8		Bandbreite	-	Tab. 96, Tab. 100, Tab. 102		-	Tab. 104, Tab. 108, Tab. 110		-	Tab. 112,Tab. 116, Tab. 118		-	Tab. 97, Tab. 103		-	Tab. 105, Tab. 111		-	Tab. 113, Tab. 119	

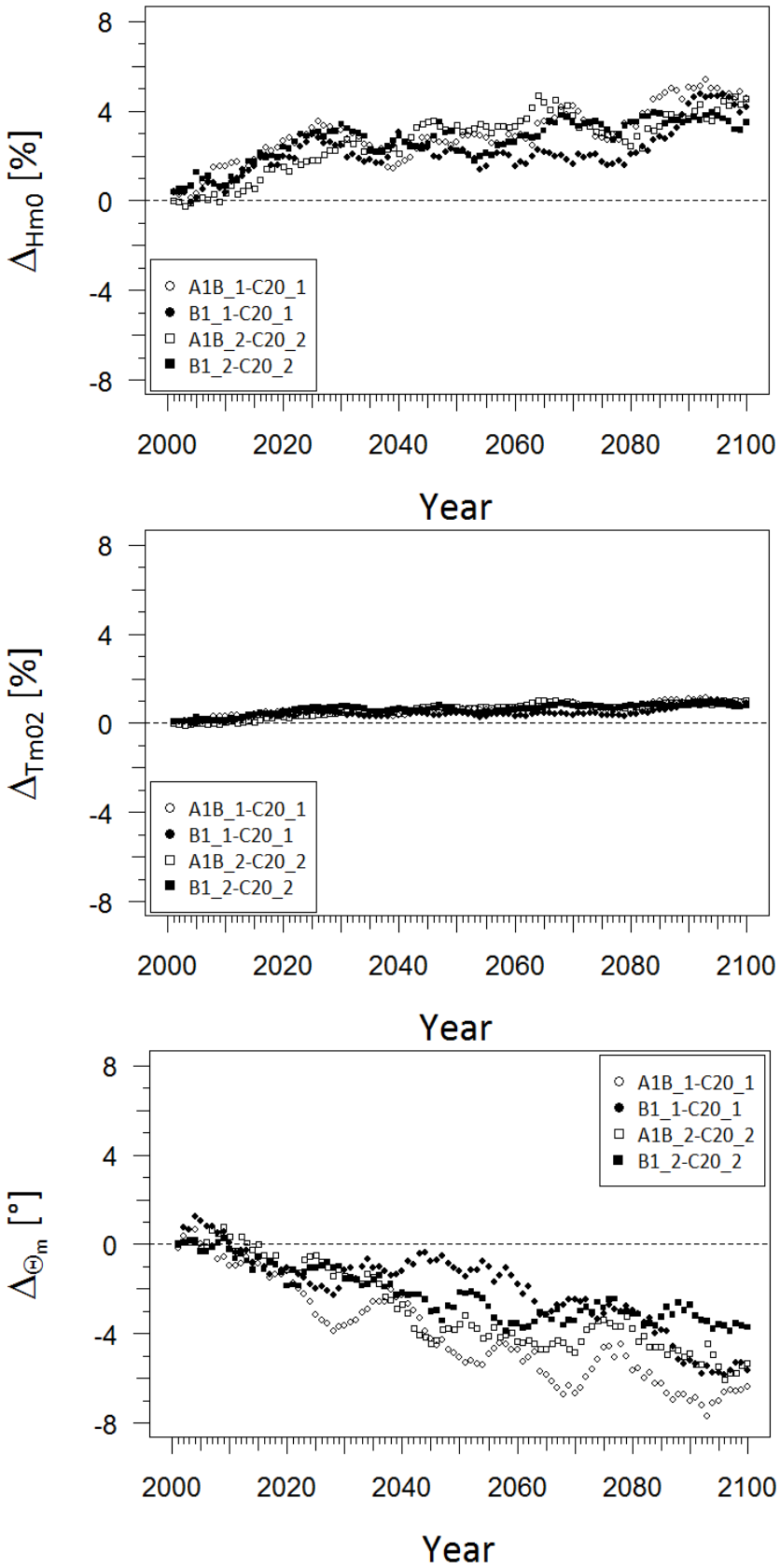


Abb. 42: Differenz gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe Δ_{Hm0} (oben) der mittleren Wellenperiode Δ_{Tm02} (mittig) und der mittleren Wellenanlaufrichtung $\Delta\Theta_m$ (unten) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2), B1 (B1_1, B1_2) und C20 (C20_1, C20_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (Dreier et al. 2013b, Figure 4)

Die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m verändert sich an diesen Küstenabschnitten im 30-Jahresmittel um bis zu ca. -8° für Warnemünde 1 (Abb. 42 unten bzw. Tab. 61 im Anhang) bzw. -6° für Heiligenhafen in westliche Richtung (Abb. 125 bzw. Tab. 65 im Anhang).

Die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} bzw. mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m hängen dabei direkt mit den Veränderungen der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über der Oberfläche U_{10} bzw. der Windrichtung Θ_W zusammen. So beträgt die maximale Zunahme der Windgeschwindigkeit U_{10} im 30-Jahresmittel bis zu ca. +5% für Warnemünde 1 (Abb. 128 bzw. Tab. 61 im Anhang) und die Veränderung der Windrichtung Θ_W um bis zu ca. +14° für Heiligenhafen in westliche Richtung (Tab. 65 im Anhang).

Hinsichtlich der saisonalen Variabilität sind z.B. die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} an westwindexponierten Küstenabschnitten im Winter (Abb. 129 und Abb. 130 im Anhang), Frühling (Abb. 131 und Abb. 132 im Anhang) und Herbst (Abb. 135 und Abb. 136 im Anhang) aufgrund der saisonalen Variabilität der Windgeschwindigkeit größer als im Jahresmittel (Abb. 127 und Abb. 128 im Anhang); siehe auch Zusammenfassung in Tab. 61 bzw. Tab. 62 im Anhang für die Lokation Warnemünde 1 und Tab. 65 bzw. Tab. 66 im Anhang für die Lokation Brodten. Darüber hinaus stimmt die Richtung der Veränderungen an diesen Küstenabschnitten im Jahresmittel sowie in sämtlichen Jahreszeiten für mindestens 50% der Ensemblemitglieder überein (siehe Bewertung der Veränderungen).

Für die mittlere Wellenperiode T_{m02} wurden ähnliche Tendenzen festgestellt, jedoch kommt es hier lediglich im Winter und Herbst zu einer größeren Zunahme als im Jahresmittel (Tab. 61 bzw. Tab. 62 und Tab. 65 bzw. Tab. 66 im Anhang).

Für die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m wurden ebenfalls, aufgrund der saisonalen Variabilität der Windrichtung, saisonale Unterschiede der Veränderungen festgestellt. So treten z.B. im Winter und Herbst im Vergleich zum Jahresmittel größere Veränderungen hin zu westlichen Richtungen auf, während die Veränderungen im Sommer häufig am geringsten sind (Tab. 61 bzw. Tab. 62 und Tab. 65 bzw. Tab. 66 im Anhang). Für einzelne Zeiträume können abweichende Veränderungen auftreten, z.B. eine Veränderung der mittleren Wellenanlaufrichtung hin zu mehr nordwestlichen Richtungen.

An den ostwindexponierten Küstenabschnitten, z.B. in der Nähe von Brodten, wurden dagegen, über den gesamten Zeitraum 2001-2030 bis 2071-2100 und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 betrachtet, Veränderungen hin zu einer Abnahme der signifikanten Wellenhöhe im 30-Jahresmittel um bis zu ca. -3% sowie eine Verschiebung der mittleren Wellenanlaufrichtung im 30-Jahresmittel um bis zu ca. +6° in östliche Richtung festgestellt (Abb. 126, Abb. 137 und Tab. 63 im Anhang).

An diesen Küstenabschnitten beträgt die Zunahme der Windgeschwindigkeit U_{10} im 30-Jahresmittel bis zu ca. +4% und die Veränderung der Windrichtung Θ_W um bis zu ca. +11° in westliche Richtung (Abb. 138 und Tab. 63 bzw. Tab. 64 im Anhang).

Die Abnahme der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} lässt sich durch Veränderungen der Häufigkeitsverteilung der Windrichtung (Abb. 124 im Anhang unten rechts) bzw. Wellenanlaufrichtung (Abb. 123 im Anhang unten), d.h. eine Abnahme von Ereignissen aus östlichen Richtungen und eine Zunahme von Ereignissen aus westlichen Richtungen, erklären.

Darüber hinaus wurde an ostwindexponierten Küstenabschnitten für die signifikante Wellenhöhe im Vergleich zur Veränderung des Jahresmittels (Abb. 137 und Abb. 138 im Anhang) eine größere Abnahme der Mittelwerte im Winter (Abb. 139 und Abb. 140 im Anhang) und Herbst (Abb. 145 und Abb. 146 im Anhang) festgestellt, während es im Frühling (Abb. 141 und Abb. 142 im Anhang) und Sommer (Abb. 143 und Abb. 144 im Anhang) auch zu einer Zunahme der Mittelwerte kommen kann (siehe Tab. 63 bzw. Tab. 64 im Anhang).

Für die mittlere Wellenperiode wurden unabhängig von der Jahreszeit entweder eine Abnahme oder keine Veränderung der Mittelwerte festgestellt (Tab. 63 bzw. Tab. 64 im Anhang).

Die Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtungen hin zu östlichen Richtungen sind im Winter und Herbst größer als im Jahresmittel, während die Veränderungen im Frühling und Sommer eine entgegengesetzte Tendenz hin zu nordöstlichen Richtungen aufweisen (Tab. 63 bzw. Tab. 64 im Anhang).

Weiterhin ist durch den Vergleich des Maximums bzw. Minimums der Veränderungen im Gesamtzeitraum 2001-2100 mit dem Maximum bzw. Minimum der Veränderungen in den ausgewählten Zeiträumen 2021-2050 bzw. 2071-2100 erkennbar, dass es sowohl zu größeren als auch kleineren Veränderungen in anderen als den gewählten 30-Jahreszeiträumen kommen kann und dass die maximalen bzw. minimalen Veränderungen nicht zwangsläufig am Ende des 21. Jh. im Zeitraum 2071-2100 auftreten (Tab. 61 bis Tab. 66 im Anhang).

Hieraus folgt, dass die Veränderungen durch gleitende Mittelwerte über 30 Jahre und nicht ausschließlich auf der Basis einzelner ausgewählter Zeiträume bestimmt werden sollten, um die gesamte Bandbreite der Veränderungen zu erfassen. Dies setzt als Eingangsdaten transiente Zeitreihen regionaler Klimaprojektionen für das gesamte 21. Jh. voraus und nicht nur für einzelne 30-Jahreszeitscheiben.

Ergebnisse SWAN / Flächendarstellungen

Die bereits festgestellte Abhängigkeit der Veränderungen des lokalen Seegangs von der Exposition der Küste wurde auch durch flächenhafte Darstellungen der Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte sowie der saisonalen Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe, der mittleren Wellenperiode und der mittleren Wellenanlaufrichtung für ausgewählte Ensemblemitglieder und zukünftige Zeiträume im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und alternativ zum Zeitraum 1961-1990 bestätigt.

Ein Beispiel für die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe für die 1. Realisierung des Emissionszenarios A1B im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 ist in Abb. 43 dargestellt. Demnach treten die größten Zunahmen im 30-Jahresmittel der signifikanten Wellenhöhe an Südwestwindexponierten Küstenabschnitten, z.B. entlang der Halbinsel Fischland-Darß-Zingst, auf (Abb. 43 oben).

Dementgegen verzeichnen die gegenüber Südwestwind geschützten Bereiche, wie z.B. die Lübecker Bucht oder die Ostküste der Insel Rügen, geringfügige Abnahmen der 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe (Abb. 43 oben).

Aufgrund der saisonalen Variabilität der vorherrschenden Windrichtung können bei der Betrachtung der saisonalen Veränderungen auch Zunahmen der Mittelwerte der signifikanten

Wellenhöhe in Bereichen auftreten, die gegen westliche Windrichtungen geschützt sind (Abb. 43 unten).

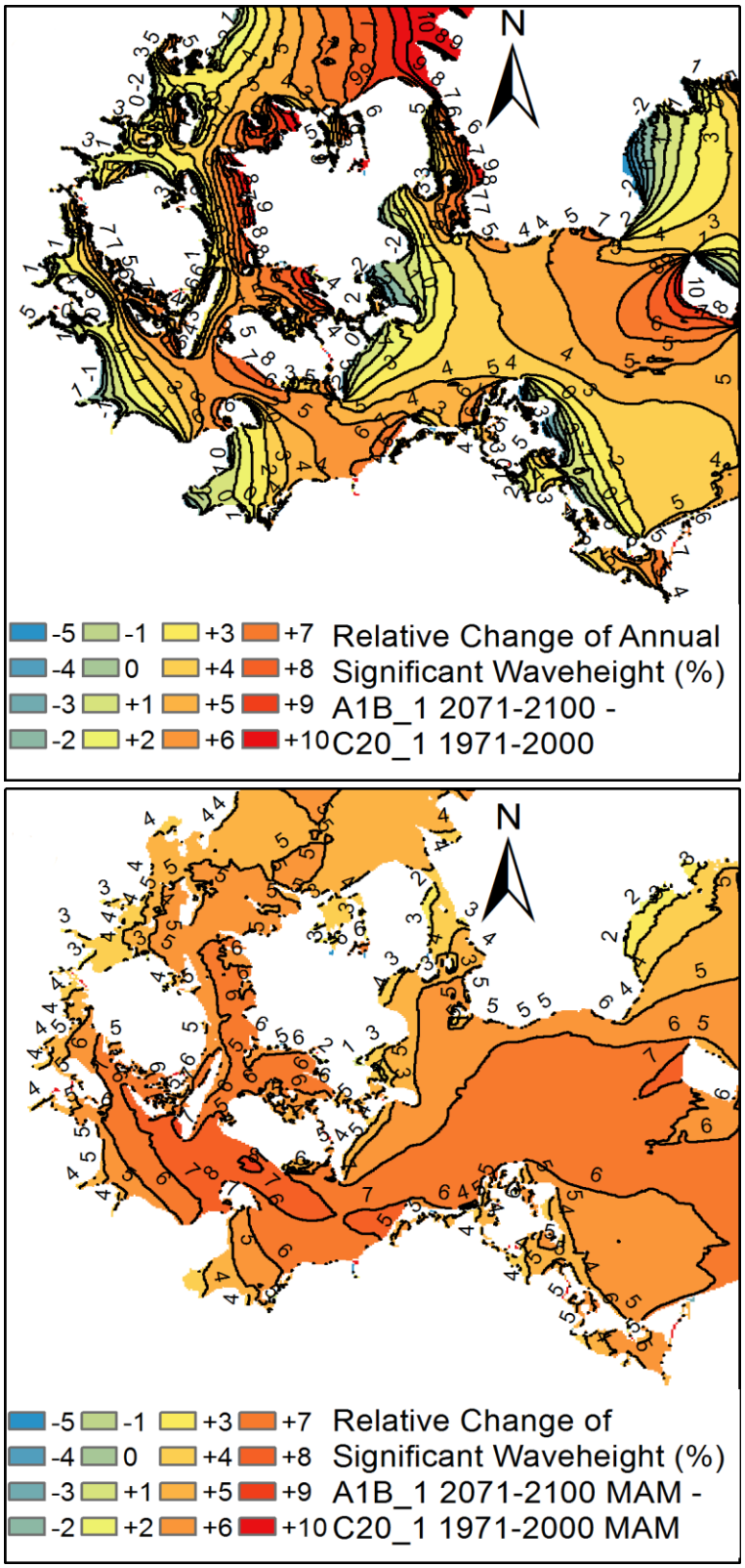


Abb. 43: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (oben) bzw. saisonalen Mittelwerte im Frühling (unten) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von A1B und C20 (A1B_1, C20_1), SWAN WBSSC (Dreier et al. 2014c, Figure 4)

Diese Zunahmen stimmen mit den Tendenzen der Veränderungen der Ensemblemitglieder im Frühling aus den Ergebnissen der Zeitreihenanalyse sowohl für das Hybridverfahren als auch für die instationären numerischen Simulationen mit SWAN überein, die z.B. für die Lokation Brodten eine Zunahme der signifikanten Wellenhöhe zeigen (Tab. 63 und Tab. 91 im Anhang).

Weitere ausgewählte flächenhafte Darstellungen der Veränderungen im Jahresmittel sowie der saisonalen Veränderungen für die signifikante Wellenhöhe und die 1. Realisierung des Emissionsszenarios A1B für den Zeitraum 2021-2050 bzw. 2071-21000 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 sowie zum alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 sind in Abb. 165 bzw. Abb. 166 im Anhang dargestellt.

Abb. 165 und Abb. 166 im Anhang zeigen, dass aufgrund der räumlichen und saisonale Variabilität die maximalen Veränderungen je nach Lokation und Jahreszeit nicht unbedingt am Ende des 21. Jh. auftreten. Dies zeigt z.B. der Vergleich der Veränderungen im Frühling für den Zeitraum 2021-2050 in Abb. 165 b im Anhang mit den Veränderungen im Frühling für den Zeitraum 2071-2100 in Abb. 166 b im Anhang.

Darüber hinaus sind die Veränderungen für die 2. Realisierung des Emissionsszenarios A1B bzw. B1 im Zeitraum 2071-2100 Abb. 167 bzw. Abb. 168 im Anhang dargestellt. Die Abbildungen verdeutlichen, dass sich im Jahresmittel Veränderungen mit ähnlicher Tendenz und Größenordnung, jedoch mit unterschiedlichen saisonalen Veränderungen gegenüber der 1. Realisierung des Emissionsszenarios A1B bzw. B1 ergeben (vgl. z.B. Veränderungen im Frühling für den Zeitraum 2071-2100 in Abb. 166 b mit Abb. 167 b im Anhang).

Anhand der flächenhaften Darstellungen ist somit erkennbar, dass die aus den Zeitreihen des Hybridansatzes berechneten Veränderungen an den beispielhaft gewählten Lokationen die Tendenzen der Veränderungen an unterschiedlich exponierten Küstenabschnitten wiedergeben. Weiterhin belegen die Flächendarstellungen sowie die Auswertungen der gleitenden 30-Jahres-Mittelwerte bzw. saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre, dass es lokal zu größeren oder kleineren Veränderungen an anderen Lokationen und für andere Zeiträume kommen kann.

Abschließend wurden weitere Veränderungen im Jahresmittel sowie saisonale Veränderungen für die mittlere Wellenperiode T_{m02} und beispielhaft für die 1. Realisierung des Emissionsszenarios A1B im Zeitraum 2071-2100 flächenhaft in Abb. 169 im Anhang dargestellt.

Anhand von Abb. 169 im Anhang ist zu erkennen, dass die Veränderungen, aufgrund von Korrelationsbeziehungen zwischen der mittleren Wellenperiode sowie der signifikanten Wellenhöhe, im Hinblick auf die Richtungen der Veränderungen denen für die signifikante Wellenhöhe entsprechen, im Gegensatz dazu aber hinsichtlich der Größenordnung geringer ausfallen.

Flächenhafte Darstellungen der Veränderungen im Jahresmittel bzw. der saisonalen Veränderungen für die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m erfolgten beispielhaft für die 1. und 2. Realisierung des Emissionsszenarios A1B bzw. B1 für den Zeitraum 2071-2100 und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 in Abb. 44 sowie Abb. 170 und Abb. 171 im Anhang.

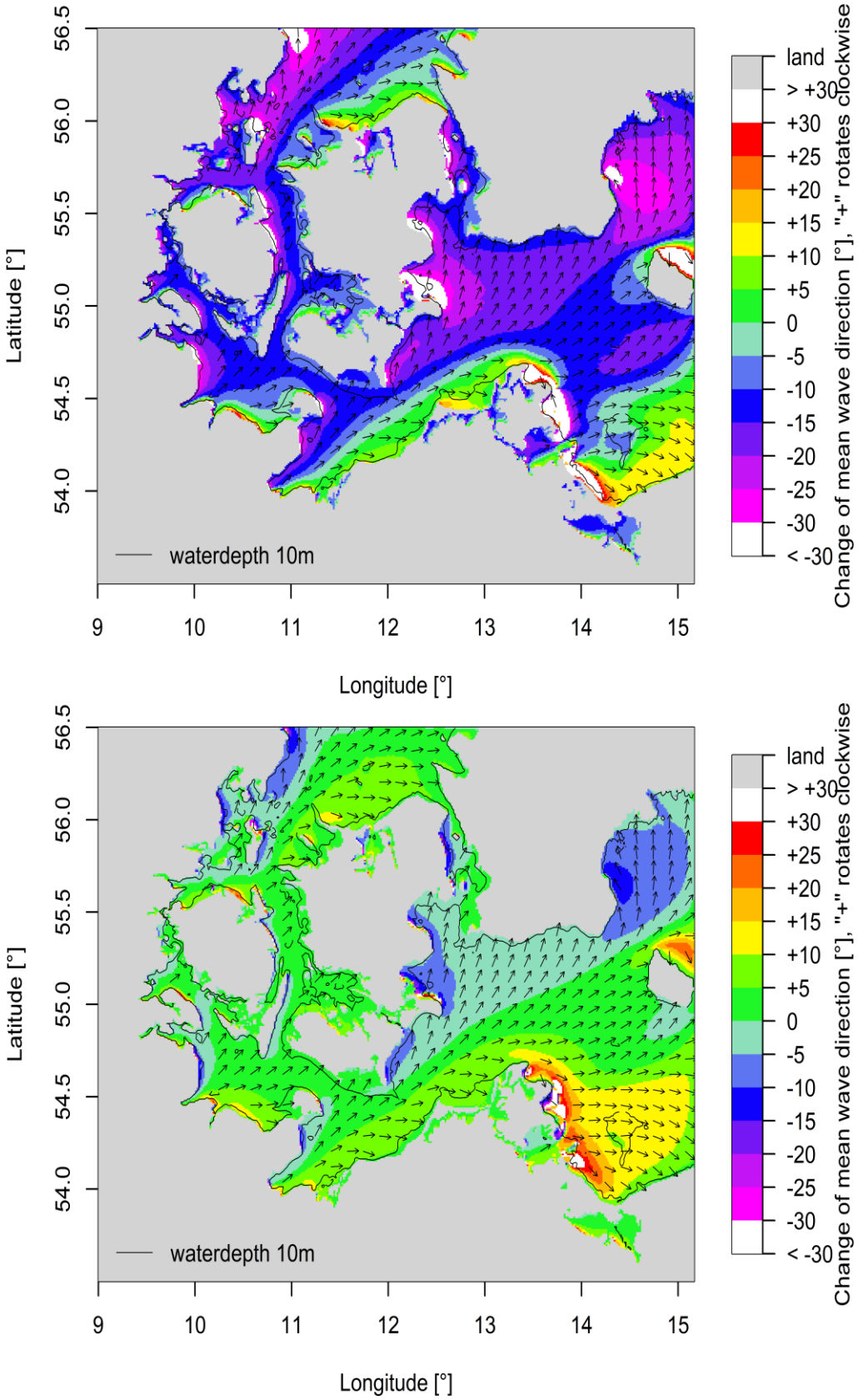


Abb. 44: Differenz der Jahresmittelwerte für die mittlere Wellenanlaufrichtung $\Delta_{\Theta m}$ (farblich kodiert) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (Pfeile) sowie 10 m Wassertiefenlinie (in Schwarz), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von A1B und C20 (oben) bzw. 2. Realisierung von B1 und C20 (unten), SWAN WBSSC

Nach Abb. 44 sowie Abb. 170 und Abb. 171 im Anhang treten sowohl im Jahresmittel als auch im Winter sowie Herbst übereinstimmend für die 1. Realisierung des Emissionsszenarios A1B und die 2. Realisierung des Emissionsszenarios B1 in der Nähe der 10 m Wassertiefenlinie an westwindexponierten Küstenabschnitten am Ende des 21. Jh. und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 mehrheitlich Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtungen Θ_m hin zu mehr westlichen Richtungen auf. Im Sommer verändern sich die Wellenanlaufrichtungen an diesen Küstenabschnitten hingegen zu mehr südwestlichen Anlaufrichtungen.

Darüber hinaus treten am Ende des 21. Jh. im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 die größten bzw. geringsten Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtungen an westwindexponierten Küstenabschnitten im Winter bzw. Sommer auf.

Die flächenhaften Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtungen an den ostwindexponierten Küstenabschnitten sind hingegen aufgrund der groben Rasterung der Mittelwerte der Wellenanlaufrichtungen (Pfeile) in der Nähe der 10 m Wassertiefenlinie für den Referenzzeitraum 1971-2000 nur schwer zu interpretieren.

Bei größeren Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtung um mehr als ca. +/- 30°, wie z.B. im Frühling (Abb. 170 b bzw. Abb. 171 b im Anhang), sind zur Bewertung der Ergebnisse zusätzlich die Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen der mittleren Wellenanlaufrichtung zu betrachten, da es insbesondere an ostwindexponierten Lokationen aufgrund bimodaler Häufigkeitsverteilungen der Wellenanlaufrichtung zu unplausiblen Mittelwerten bzw. Veränderungen kommt (siehe Plausibilität der Veränderungen).

Bewertung der Veränderungen

Die Bewertung der Veränderungen erfolgte im Hinblick auf die i) Übereinstimmung der Ensemblemitglieder für die 1. und 2. Realisierung des Emissionsszenarios A1B bzw. B1 in Bezug auf die Richtung des Änderungssignals, ii) die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) für die beispielhaft gewählten Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 sowie zum alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 und für die verwendeten Impaktmodelle SWAN bzw. den Hybridansatz und iii) die Plausibilität der berechneten saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre bzw. der Veränderungen der Mittelwerte.

Übereinstimmung der Ensemblemitglieder

Die Bewertung der Übereinstimmung / Tendenz der Veränderungen erfolgte auf der Basis der gleitenden 30-Jahres-Mittelwerte bzw. saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre. Neben den grafischen Darstellungen der gleitenden 30-Jahres-Mittelwerte (Abb. 127 bis Abb. 146 im Anhang) wurde der Median der Differenzen für die ausgewählten Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 sowie für den gesamten Zeitraum 2001-2030 bis 2071-2100 als Indikator zur Bewertung der Übereinstimmung / Tendenz der Veränderungen über den Verlauf des gesamten 21. Jh., d.h. unabhängig von den ausgewählten Zeiträumen, betrachtet (vgl. Übersicht der Ergebnisse in Tab. 5, Zeile 3 und 7).

Der Median ist gegenüber dem Mittelwert der Differenzen unabhängig gegenüber Ausreißern, sodass mindestens die Hälfte der Ensemblemitglieder hinsichtlich der Veränderungen über-

einstimmen. Um die tatsächliche Anzahl der übereinstimmenden Ensemblemitglieder festzustellen, sind die Veränderungen für die einzelnen Ensemblemitglieder zu betrachten (vgl. Übersicht der Ergebnisse in Tab. 5, Zeile 2 und 6).

Demnach stimmen mindestens 50% der Ensemblemitglieder darin überein, dass es an westwindexponierten Küstenabschnitten überwiegend zu einer Zunahme der 30-Jahres-Mittelwerte für die signifikante Wellenhöhe sowie die mittlere Wellenperiode unabhängig vom betrachteten zukünftigen Zeitraum und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 als auch im Vergleich zum alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 kommt. Auswertungen der Veränderungen für die einzelnen Ensemblemitglieder zeigen, dass alle Ensemblemitglieder in der Richtung der Veränderungen übereinstimmen.

Während die Zunahme für die signifikante Wellenhöhe deutlicher ausgeprägt ist und z.B. für die Lokation Warnemünde 1 bzw. Heiligenhafen im 30-Jahresmittel und am Ende des 21. Jh. im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Mittel +3,6% bzw.+5,5% beträgt, ist die Zunahme für die mittlere Wellenperiode mit im Mittel +0,9% bzw. +1,3% geringer ausgeprägt (vgl. Tab. 61 bzw. Tab. 65 im Anhang). Auch in diesem Fall besteht eine 100%ige Übereinstimmung der Ensemblemitglieder unabhängig von der Berechnungsmethode oder dem Referenzzeitraum.

Demgegenüber kommt es an ostwindexponierten Küstenabschnitten, z.B. in der Nähe von Brodten, und für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder tendenziell zu einer Abnahme der signifikanten Wellenhöhe bzw. mittleren Wellenperiode im 30-Jahresmittel und am Ende des 21. Jh. im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 von im Mittel -0,7% bzw. -0,9% (vgl. Tab. 63 im Anhang).

Weiterhin stimmen alle Ensemblemitglieder darin überein, dass es an westwindexponierten Lokationen im 21. Jh. überwiegend zu einer Veränderung der Jahresmittelwerte hin zu mehr westlichen Anlaufrichtungen kommt (Tab. 61 bzw. Tab. 62 im Anhang). Saisonal betrachtet sind diese Veränderungen am größten im Winter und am geringsten im Sommer.

An ostwindexponierten Lokationen hingegen stimmt eine Mehrheit der Ensemblemitglieder darin überein, dass es am Ende des 21. Jh. im Jahresmittel sowie im Winter und Herbst zu häufigerem Wellenanlauf aus östlichen bzw. ost-südöstlichen Richtungen und im Sommer aus nord-nordöstlichen Richtungen kommt (Tab. 63 bzw. Tab. 64 im Anhang).

Im Frühling hingegen betragen einige der Veränderungen der Mittelwerte der Wellenanlaufrichtung mehr als 30° und wurden als unplausibel bewertet (siehe Plausibilität der Veränderungen).

Ensemblebandbreite (Unsicherheit)

Zur Bewertung der Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen wurden z.B. die Veränderungen der Jahresmittelwerte sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre für die Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zu einem alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 ermittelt (vgl. Übersicht der Ergebnisse in Tab. 5, Spalten rechts).

Hierbei zeigte sich im Vergleich zu den Veränderungen gegenüber dem Referenzzeitraum 1971-2000 (Tab. 5, Spalten links), dass die Tendenzen / Richtungen der Klimaänderungssignale für beide Zeiträume übereinstimmen und nur geringfügige Unterschiede in der Magnitude

der Veränderungen auftreten. Diese betragen z.B. für die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe ca. +/- 1%. Daher wurde für die weitere Analyse der Veränderungen für die Ensembles 2 und 3 der gewählte Referenzzeitraum 1971-2000 beibehalten.

Zur Bewertung der Bandbreite durch natürliche interne Variabilität bzw. Szenarien wurden beispielhaft die Veränderungen für die signifikante Wellenhöhe und zwei ausgewählte Ensemblemitglieder mit gleichem Emissionsszenario und unterschiedlichen Realisierungen bzw. mit gleicher Realisierung und unterschiedlichen Emissionsszenarien betrachtet.

So zeigen z.B. die Ergebnisse der numerischen Simulationen an westwindexponierten Lokationen der Ensemblemitglieder für die 1. und 2. Realisierung des Emissionsszenarios A1B sowohl im 30-Jahresmittel als auch für die saisonalen Mittelwerte eine generelle Zunahme und an ostwindexponierten Lokationen eine Abnahme der signifikanten Wellenhöhe im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (Tab. 5, Zeile 2 und 6), außer im Frühling für die 1. und im Sommer für die 2. Realisierung.

Andererseits ergibt sich bei Betrachtung der Veränderungen für die Ensemblemitglieder der 2. Realisierung des Emissionsszenarios B1 und A1B an Westwind exponierte Lokationen sowohl im 30-Jahresmittel als auch für die saisonalen Mittelwerte eine generelle Zunahme, außer für die 2. Realisierung von B1 im Winter und an ostwindexponierten Lokationen eine Abnahme der signifikanten Wellenhöhe, außer für die 2. Realisierung von A1B im Frühling und im Sommer.

Daraus folgt z.B. für die saisonalen Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe an ostwindexponierten Lokationen, dass die Bandbreite (Unsicherheit) durch die natürliche interne Variabilität z.B. im Frühling etwa gleich groß sein kann wie die Bandbreite (Unsicherheit) durch die Szenarien.

Darüber hinaus wurden weitere Einflussfaktoren auf die Bandbreite miteinander verglichen (Tab. 5, Zeile 4 und 8). Zu Vergleichszwecken wurde eine Vergrößerung der Bandbreite jeweils farblich rot markiert (siehe z.B. Tab. 96 im Anhang). In Analogie zum Median der Veränderungen (Tab. 5, Zeile 3 und 7) ist zu erkennen, dass die Bandbreite der Veränderungen der saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre größer ist als die Bandbreite der Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte.

Zum einen wurden Veränderungen der Bandbreite infolge der zeitlichen Variabilität sowie zum anderen Veränderungen der Bandbreite infolge der angewendeten Verfahren der Seegangsvorhersage betrachtet.

Durch den Vergleich der Bandbreite im Zeitraum 2071-2100 mit der Bandbreite im Zeitraum 2021-2050 sowie unabhängig vom Verfahren der Seegangsvorhersage und der Wahl des gewählten bzw. alternativen Referenzzeitraumes 1971-2000 bzw. 1961-1990 wurde festgestellt, dass die Bandbreite am Ende des 21. Jh. in den meisten Fällen kleiner oder gleich der Bandbreite in der Mitte des 21. Jh. ist. In Einzelfällen, z.B. für die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe an den betrachteten Lokationen, kann sich für ein bestimmtes Seegangsvorhersageverfahren und im Vergleich zum gewählten oder alternativen Referenzzeitraum eine größere Bandbreite ergeben (Tab. 96 im Anhang).

Weiterhin ergab sich beim Vergleich der Bandbreite der Veränderungen auf der Basis des Referenzzeitraumes 1971-2000 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 in den meisten Fällen und unabhängig vom Verfahren der Seegangsvorhersage eine größere Bandbreite nur an der Lokation Warnemünde 1 (Tab. 100 bzw. Tab. 101 im Anhang). An den anderen betrachteten Lokationen war dieser Zusammenhang nicht so stark ausgeprägt. Hieraus folgt, dass die Wahl des Referenzzeitraumes einen Einfluss auf die Bandbreite der Veränderungen für vereinzelte Lokationen und Zeiträume hat.

Abschließend wurde die Bandbreite der Veränderungen auf der Grundlage der numerischen Simulationsergebnisse mit der Bandbreite der Veränderungen auf der Basis der Ergebnisse des Hybridverfahrens verglichen. Hierbei wurde festgestellt, dass die Bandbreite unabhängig von der Lokation und der Wahl des Referenzzeitraumes für die numerischen Simulationsergebnisse in den meisten Fällen größer ist als für das Hybridverfahren. Am deutlichsten war dieser Zusammenhang an der Lokation Warnemünde 1 (Tab. 102 bzw. Tab. 103 im Anhang), aber auch an den anderen betrachteten Lokationen zu erkennen.

Hieraus lässt sich schlussfolgern, dass die Wahl des Impaktmodells zur Seegangsvorhersage ebenfalls einen Einfluss auf die Magnitude als auch die Bandbreite der Veränderungen des lokalen Seegangs hat.

Plausibilität der Veränderungen

Bei der Berechnung saisonaler Mittelwerte und Differenzen für die mittlere Wind- bzw. Wellenanlaufrichtung im Frühling sowie an ostwindexponierten Lokationen teilweise auch im Herbst und Winter kam es aufgrund einer bimodalen Häufigkeitsverteilung (siehe z.B. Abb. 47) zu fehlerhaften Ergebnissen. Die betrifft ebenso die Flächendarstellungen zu den Veränderungen für die mittlere Wellenanlaufrichtung im Frühling (Abb. 170 b bzw. Abb. 171 b im Anhang).

Darüber hinaus wurden zur Plausibilisierung der Ergebnisse die berechneten gleitenden 30-Jahres-Mittelwerte sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre grafisch dargestellt (siehe z.B. Abb. 127 bis Abb. 146 im Anhang).

Darüber hinaus sollten bei größeren Veränderungen der Mittelwerte für die mittlere Wind- bzw. Wellenanlaufrichtung, z.B. ≥ +10° bzw. ≤ -10°, die Häufigkeitsverteilungen für die Wind- bzw. Wellenanlaufrichtung auf Bimodalität überprüft oder die Mittelwertbildung für separate Richtungssektoren, z.B. getrennt für östliche und westliche Richtungen, durchgeführt werden, sodass die Klassen mit den größten Häufigkeiten (Peaks) in der statistischen Auswertung getrennt werden.

Die Analyse der Veränderungen für bestimmte Richtungssektoren wurde z.B. zur Ermittlung von Veränderungen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung auf der Basis regionaler Klimaprojektionen eines Teilensembles des EURO-CORDEX-Ensembles im Rahmen des Projektes „Morphologische Projektionen für die Ostseeküste von Schleswig-Holstein“ (Ostseeküste 2100) im Auftrag des Landes S-H durchgeführt (TUHH 2023, Sone et al. 2022).

4.2.2.2 REMO/MPIOM/HD mit Antrieb durch MPI-M-ESM-LR (Ensemble 2)

Analyse der Veränderungen

Die Analyse der Veränderungen des lokalen Seegangs für die mittleren Verhältnisse erfolgte analog zu den Analysen für das Ensemble 1 auf der Basis von transienten Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe, der mittleren Wellenperiode und der mittleren Wellenanlaufrichtung an den Lokationen Warnemünde 1, Brodten und Heiligenhafen (Abb. 5), die aus instationären numerischen Simulationen mit SWAN und dem Antrieb durch das gekoppelte Regionalmodell REMO/MPIOM/HD extrahiert wurden (Kapitel 3.4.2.2 bzw. Tab. 22 im Anhang, Zeile 15 bis 17).

In Ergänzung dazu wurden Seegangszeitreihen an der Lokation Warnemünde 1 anhand des Hybridansatzes und auf der Basis von stündlichen Daten von REMO/MPIOM/HD mit Antrieb durch drei Realisierungen von RCP8.5 auf dem CORDEX-EUR-22-Gitter zu Vergleichszwecken und im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen berechnet (Tab. 22 im Anhang, Zeile 18 bis 23).

Die Veränderungen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung sowie der signifikanten Wellenhöhe, der mittleren Wellenperiode und der Wellenanlaufrichtung wurden auf der Grundlage verschiedener langjähriger Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung analysiert, die an einzelnen benachbarten Gitterpunkten des CORDEX-EUR-22-Gitters mit unterschiedlichem Landanteil (See- bzw. Landzellen) extrahiert wurden (vgl. Abb. 96 im Anhang). In Übereinstimmung mit Sensitivitätsbetrachtungen auf der Basis von Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung an einzelnen benachbarten Gitterpunkten von COSMO-CLM im Datenstrom D3 bzw. D2 (Kapitel 4.2.2.1) wurde festgestellt, dass die relativen Veränderungen der Mittelwerte für die Zeitreihen an den betrachteten Gitterpunkten nur geringfügig voneinander abweichen (Abb. 149 und Abb. 153 bzw. Abb. 151 und Abb. 152 im Anhang). Die absoluten Werte hingegen unterscheiden sich z.B. aufgrund unterschiedlicher Landanteile der Gitterzellen (Abb. 96 im Anhang).

Im Folgenden werden ausgewählte Ergebnisse zu den Veränderungen der Mittelwerte dargestellt mit Fokus auf die räumliche und zeitliche Variabilität der Veränderungen.

Aufgrund der prinzipiell ähnlichen Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen wie bei Ensemble 1 (Kapitel 4.2.1) wurden ähnliche Tendenzen der Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte wie bei Ensemble 1 festgestellt.

Die Mittelwerte und die Veränderungen des lokalen Seegangs als auch der Windgeschwindigkeit und Windrichtung an den betrachteten Lokationen wurden für zwei ausgewählte Zeiträume 2021-2050 sowie 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für die 1. Realisierung des Antriebs mit RCP8.5 bzw. RCP4.5 in Tab. 95 im Anhang zusammengefasst.

Demnach verändern sich am Ende des 21. Jh. die 30-Jahres-Mittelwerte für die signifikante Wellenhöhe bzw. mittlere Wellenperiode an westwindexponierten Lokationen Warnemünde 1 und Heiligenhafen um bis zu ca. +4% bzw. +2% für die 1. Realisierung des Antriebs mit RCP8.5. Hingegen kommt es an ostwindexponierten Lokationen, z.B. Brodten, sowohl für die signifikante Wellenhöhe als auch die mittlere Wellenperiode zu einer Abnahme der 30-Jahres-Mittelwerte von bis zu ca. -2%.

Die 30-Jahres-Mittelwerte der mittleren Wellenanlaufrichtung verändern sich an den betrachteten Westwind bzw. ostwindexponierten Lokationen um bis zu ca. -7° bzw. -26° hin zu mehr westlichen Richtungen, infolge der Abnahme von Ereignissen aus östlichen Richtungen und der Zunahme von Ereignissen aus westlichen Richtungen.

Die Veränderungen des lokalen Seegangs stehen dabei in direktem Zusammenhang mit den Veränderungen für die Windgeschwindigkeit U_{10} und Windrichtung Θ_W. So kommt am Ende des 21. Jh. an den betrachteten Lokationen zu einer Zunahme der 30-Jahres-Mittelwerte für die Windgeschwindigkeit bzw. der Windrichtung von bis zu ca. +2% bzw. +5° hin zu mehr westlichen Richtungen für die 1. Realisierung des Antriebs mit RCP8.5.

Für die 1. Realisierung des Antriebs mit RCP4.5 und RCP8.5 kommt es hingegen im Zeitraum 2021-2050 zu entgegengesetzten Tendenzen der Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte. So wurde in diesem Zeitraum an den betrachteten Lokationen entweder eine Abnahme oder keine Veränderung der 30-Jahres-Mittelwerte für die signifikante Wellenhöhe, mittlere Wellenperiode und Windgeschwindigkeit festgestellt. Darüber hinaus sind in diesem Zeitraum die Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte der mittleren Wellenanlaufrichtung hin zu mehr westlichen Richtungen geringer als am Ende des 21. Jh.

Die Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe, mittleren Wellenperiode und mittleren Wellenanlaufrichtung im Zeitraum 2021-2050 stehen in Zusammenhang mit einer Abnahme der 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und einer Veränderung der 30-Jahres-Mittelwerte der Windrichtung Θ_W hin zu mehr südwestlichen Richtungen.

Eine weitere Analyse der saisonalen und räumlichen Variabilität der Veränderungen erfolgte beispielhaft für die signifikante Wellenhöhe anhand von flächenhaften Darstellungen der Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte sowie der saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre für die beiden gewählten Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und beim Antrieb mit RCP8.5 bzw. RCP4.5 (Abb. 174 und Abb. 176 bzw. Abb. 175 und Abb. 177 im Anhang).

Ein Beispiel für die Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und für die 1. Realisierung des Antriebs mit RCP8.5 ist in Abb. 45 oben dargestellt.

In Übereinstimmung mit den Veränderungen des lokalen Seegangs für die mittleren Verhältnisse des Ensembles 1 sind die Veränderungen von der Exposition der Küste abhängig und räumlich lokal begrenzt. Größere Zu- bzw. Abnahmen der saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Vergleich zu den Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe (Abb. 45 oben) wurden z.B. an ostwindexponierten Lokationen und am Ende des 21. Jh. im Frühling (Abb. 45 unten) sowie im Herbst festgestellt (Abb. 175 d im Anhang).

Die aus den flächenhaften Darstellungen abgeleitete Richtung sowie Größenordnung der Veränderungen der saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre für die signifikante Wellenhöhe im Zeitraum 2021-2050 bzw. 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 beim Antrieb mit der 1. Realisierung von RCP8.5 bzw. RCP4.5 sind in Tab. 6 bzw. Tab. 7 zusammengefasst.

An westwindexponierten Küstenabschnitten kommt es demnach für die 1. Realisierung des Antriebs mit RCP8.5 am Ende des 21. Jh. und unabhängig vom Jahresverlauf zu mehr oder weniger stark ausgeprägten Veränderungen der Mittelwerte über 30 Jahre hin zu höheren signifikanten Wellenhöhen mit der größten Zunahme im Herbst sowie der geringsten Zunahme im Sommer (Tab. 7 bzw. Abb. 175 im Anhang).

An ostwindexponierten Küstenabschnitten hingegen finden überwiegend Veränderungen der Mittelwerte über 30 Jahre hin zu geringeren signifikanten Wellenhöhen für die 1. Realisierung des Antriebs mit RCP8.5 am Ende des 21. Jh. statt (Tab. 7 bzw. Abb. 175 im Anhang).

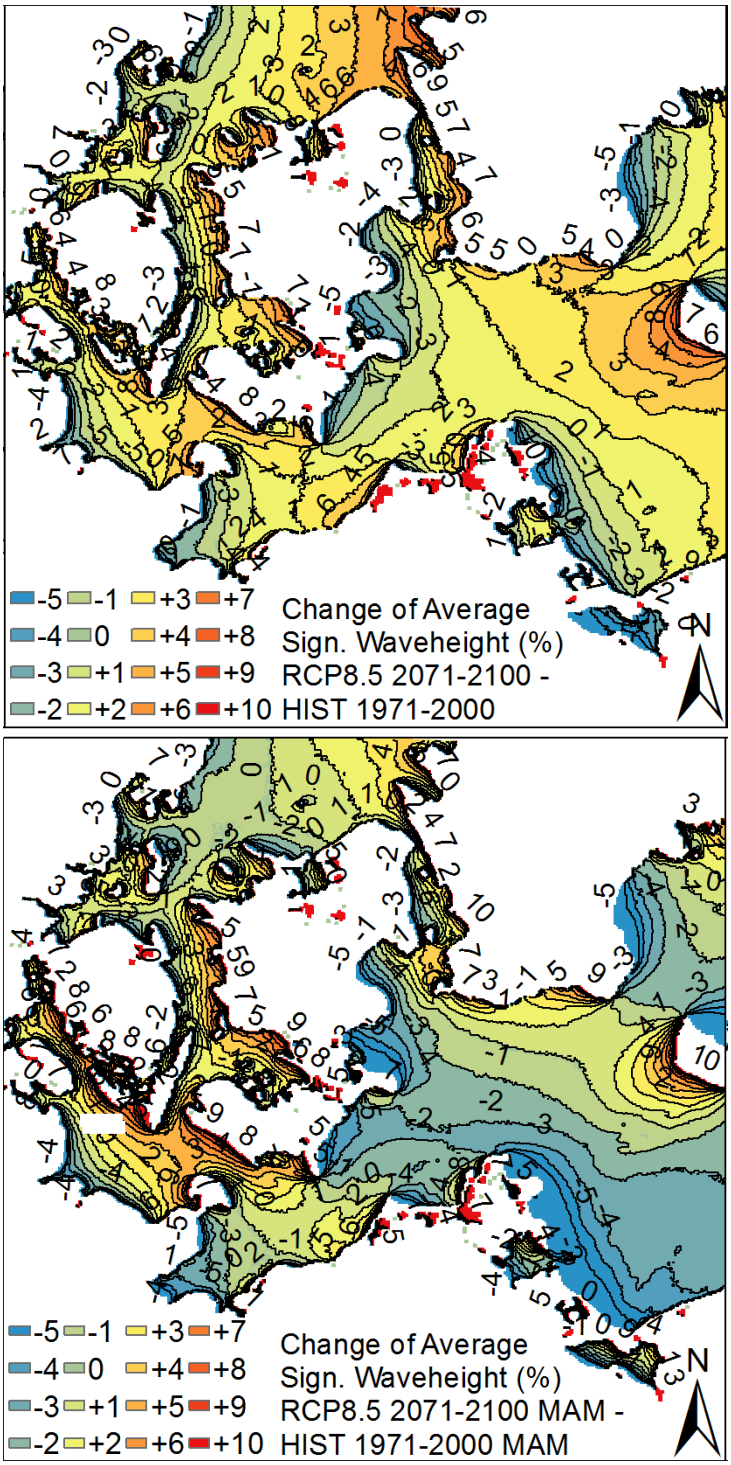


Abb. 45: Differenz der Jahresmittelwerte (oben) bzw. saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Frühling (unten) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung RCP8.5 und HIST, SWAN WBSSC (Dreier und Fröhle 2017a)

Tab. 6: Richtung (Zunahme + in Rot bzw. Abnahme - in Blau) und Größenordnung (Anzahl der Vorzeichen) der Veränderungen von Jahresmittelwerten (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerten über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0} an Westwind (W) bzw. Ostwind (O) exponierten Küstenabschnitten im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5 und RCP8.5 (RCP4.5_1, RCP8.5_1), SWAN WBSSC, südwestliche Ostsee

		Jahr	DJF	MAM	JJA	SON
RCP4.5_1	W	-	- -	+	- -	-
	O	~0	~0	+ +	- -	-
RCP8.5_1	W	~0	+	- -	+	+
	O	-	+ +	-	~0	- -

Tab. 7: Richtung (Zunahme + in Rot bzw. Abnahme - in Blau) und Größenordnung (Anzahl der Vorzeichen) der Veränderungen von Jahresmittelwerten (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerten über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0} an Westwind (W) bzw. Ostwind (O) exponierten Küstenabschnitten im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5 und RCP8.5 (RCP4.5_1, RCP8.5_1), SWAN WBSSC, südwestliche Ostsee

		Jahr	DJF	MAM	JJA	SON
RCP4.5_1	W	-	-	~0	-	+
	O	-	+	- -	-	-
RCP8.5_1	W	+	+	+	+	+ +
	O	-	~0	-	- -	-

Für die 1. Realisierung des Antriebs mit RCP4.5 wurde am Ende des 21. Jh. überwiegend eine Abnahme der Mittelwerte über 30 Jahre für die signifikante Wellenhöhe festgestellt, mit Ausnahme im Herbst an Westwind- und im Winter an ostwindexponierten Küstenabschnitten (Tab. 7 bzw. Abb. 177 im Anhang). Die räumliche Variabilität der Veränderungen der Mittelwerte über 30 Jahre ist dabei für die 1. Realisierung des Antriebs mit RCP4.5 geringer als für den Antrieb mit RCP8.5 (vgl. Abb. 177 mit Abb. 175 im Anhang).

Bewertung der Veränderungen

Beim Vergleich der Richtungen der Veränderungen der Mittelwerte für den Antrieb mit RCP4.5 und RCP8.5 zeigt sich für einzelne Zeiträume und unter Berücksichtigung der Exposition der Küstenabschnitte eine Übereinstimmung der Richtung der saisonalen Veränderungen. So wurde z.B. für die beiden betrachteten Antriebe und Zeiträume an ostwindexponierten Küstenabschnitten im Herbst übereinstimmend eine Tendenz zur Abnahme der Mittelwerte über 30 Jahre festgestellt (Tab. 6 und Tab. 7). An westwindexponierten Küstenabschnitten wurde hingegen lediglich im Herbst des Zeitraumes 2071-2100 übereinstimmend für beide Antriebe eine Tendenz zu einer Zunahme der Mittelwerte über 30 Jahre für die signifikante Wellenhöhe festgestellt (Tab. 7).

Dies verdeutlicht eine große Bandbreite durch Szenarien und dass die räumliche und zeitliche Variabilität bei der Bewertung der Veränderungen stets berücksichtigt werden müssen.

Insgesamt ist die Aussagekraft der festgestellten Veränderungen jedoch aufgrund der kleinen Ensemblegröße stark limitiert. Die Erkenntnisse in Bezug auf die räumliche Variabilität der Veränderungen eignen sich jedoch für eine vergleichende Bewertung der mittels Hybridansatz

abgeleiteten Veränderungen für regionale Klimaprojektionen von REMO und Antrieb durch MPI-M-ESM-LR und die 1. Realisierung von RCP4.5 bzw. RCP8.5 (Kapitel 4.2.2.3).

4.2.2.3 REMO mit Antrieb durch verschiedene AOGCMs (Ensemble 3)

Analyse der Veränderungen

Infolge der Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen (Kapitel 4.2.1.3) ergeben sich für den Antrieb durch RCP8.5 bzw. RCP4.5 prinzipiell ähnliche Tendenzen der Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte wie für das Ensemble 2. Im Gegensatz zum Ensemble 2 basieren die Ergebnisse jedoch auf einer größeren Anzahl an Ensemblemitgliedern von fünf bzw. zwei regionalen Klimaprojektionen mit Antrieb durch RCP8.5 bzw. RCP4.5 und zusätzlich auf einem Ensemble aus sieben regionalen Klimaprojektionen mit Antrieb durch RCP2.6 (Tab. 22 im Anhang, Zeile 25 bis 45).

Aufgrund der im Vergleich zu den Ensembles 1 und 2 größeren Anzahl an Ensemblemitgliedern konnte die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen im Jahresmittel und der saisonalen Veränderungen unter Berücksichtigung der Übereinstimmung und statistischen Signifikanz der Veränderungen bestimmt werden, sowie die Bandbreite durch Szenarien und die Bandbreite durch Modellunsicherheiten aufgrund unterschiedlicher antreibender AOGCMs und die Bandbreite durch natürliche interne Variabilität für eine GCM-RCM-Kombination bewertet werden.

Ein Beispiel der Veränderungen gleitender 30-Jahres-Mittelwerte im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für die Windgeschwindigkeit U_{10}, Windrichtung Θ_W, signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m der Ensemblemitglieder mit Antrieb durch RCP8.5 ist für die Lokation Warnemünde 1 in Abb. 46 dargestellt.

Wie Abb. 46 zu entnehmen ist, sind die Veränderungen von einer großen zwischenjährlichen Variabilität geprägt. Größere Veränderungen treten hierbei tendenziell zum Ende des 21. Jh. und nicht exakt am Ende des 21. Jh., z.B. im Zeitraum 2071-2100, auf. Dies verdeutlicht, dass die Analysen auf der Basis gleitender Mittelwerte sowie transienter Zeitreihen der zukünftigen Wind- sowie Seegangsverhältnisse durchzuführen sind, um das Maximum bzw. Minimum und somit die gesamte Ensemblebandbreite der Veränderungen zu bestimmen.

Nach Abb. 46 kommt es an westwindexponierten Lokationen, wie z.B. Warnemünde 1, im Jahresmittel für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder mit Antrieb durch RCP8.5 zum Ende des 21. Jh. und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 zu einer Zunahme der signifikanten Wellenhöhe sowie der mittleren Wellenperiode infolge der Zunahme der Windgeschwindigkeit. Die mittlere Wellenanlaufrichtung verändert sich hin zu mehr westlichen Anlaufrichtungen infolge von Veränderungen der Windrichtung hin zu mehr westlichen Richtungen (Tab. 125 bzw. Abb. 196 im Anhang). Die signifikanten Veränderungen der Häufigkeiten stimmen für eine Mehrzahl der Ensemblemitglieder und für die genannten Variablen überein (siehe Bewertung der Veränderungen in Kapitel 4.2.1.3 bzw. Tab. 121 im Anhang).

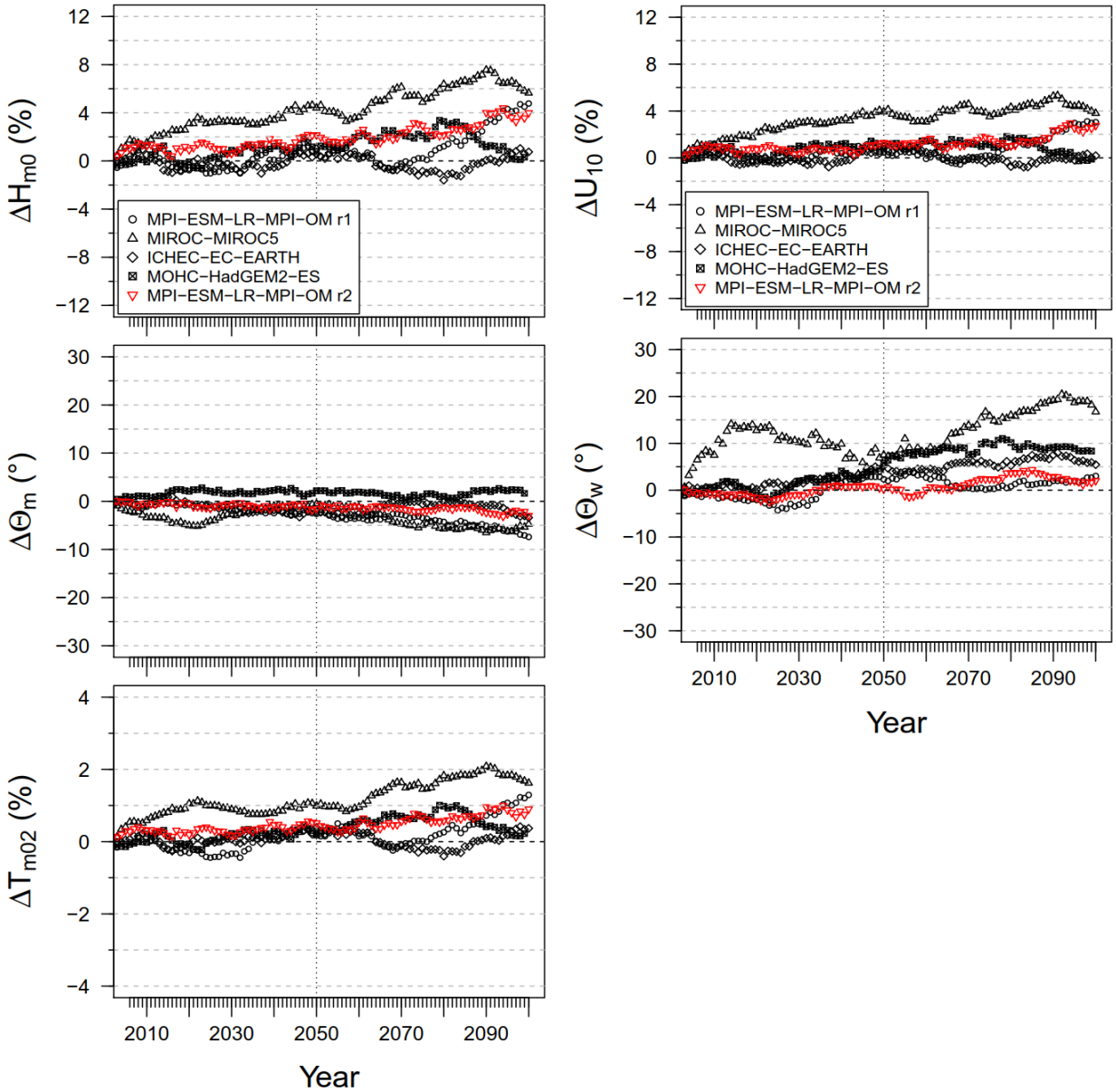


Abb. 46: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe ΔH_{m0}, mittleren Wellenperiode ΔT_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung $\Delta \Theta_m$ (links) sowie der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe ΔU_{10} und der Windrichtung $\Delta \Theta_W$ (rechts) für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5 (r1 / - bzw. r2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (Dreier et al. 2021, Figure 2)

Hingegen kommt es an ostwindexponierten Lokationen, wie z.B. Brodten, im Jahresmittel und für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder mit Antrieb durch RCP8.5, zum Ende des 21. Jh. und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, zu einer Abnahme der signifikanten Wellenhöhe und mittleren Wellenperiode, welche im Zusammenhang mit der Zunahme von westlichen Windereignissen stehen, welche aufgrund kürzerer Fetchlängen zu geringeren signifikanten Wellenhöhen führen im Vergleich zu Ereignissen aus östlichen bzw. nordöstlichen Richtungen (Abb. 202 im Anhang). Die mittlere Wellenanlaufrichtung verändert sich im Jahresmittel infolge von Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen, mit mehr Ereignissen aus westlichen Richtungen und weniger Ereignissen aus östlichen Richtungen, hin zu mehr nordnordöstlichen Richtungen (Tab. 127 bzw. Abb. 202 im Anhang).

Hinsichtlich der saisonalen Veränderungen wurde analog zu den anderen Analysen, z.B. für das Ensemble 1, festgestellt, dass je nach betrachteter Variable saisonal größere bzw. geringere Veränderungen als im Jahresmittel auftreten können. Dies verdeutlichen auch die Zusammenfassungen der saisonalen Veränderungen in den Zeiträumen 2021-2050 sowie 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 beim Antrieb mit RCP8.5 an der Lokation Warnemünde 1 bzw. Brodten in Tab. 124 bzw. Tab. 126 im Anhang. So treten z.B. an der Lokation Warnemünde 1 in allen Jahreszeiten mit Ausnahme des Winters größere Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe und der Windgeschwindigkeit als im Jahresmittel auf (Tab. 124 im Anhang).

Die Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte beim Antrieb mit RCP4.5 bzw. RCP2.6 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 an der Lokation Warnemünde 1 sind in Abb. 208 bzw. Abb. 209 im Anhang dargestellt.

Nach Abb. 209 im Anhang kommt es bei Antrieb mit RCP2.6 an der Lokation Warnemünde 1 und zum Ende des 21. Jh. im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder zu einer Abnahme oder keiner Veränderung der signifikanten Wellenhöhe, mittleren Wellenperiode und Windgeschwindigkeit, während sich die mittlere Wellenanlaufrichtung, infolge von Veränderungen der Windrichtung hin zu mehr südwestlichen bzw. westlichen Richtungen, hin zu mehr westlichen bzw. nordwestlichen Richtungen verändert (Abb. 200 im Anhang). Die signifikanten Veränderungen der Häufigkeiten der einzelnen Ensemblemitglieder stimmen für eine Mehrzahl der Ensemblemitglieder und bis auf die mittlere Wellenanlaufrichtung jedoch nicht überein (Tab. 121 im Anhang).

In Analogie dazu kommt es beim Antrieb mit RCP4.5 zum Ende des 21. Jh. und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 zu keiner Übereinstimmung der Veränderungen der Mittelwerte für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder (Abb. 208 im Anhang). Zudem stimmen der signifikanten Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und in den betrachteten Häufigkeitsklassen nicht überein (Tab. 121 im Anhang).

An ostwindexponierten Lokationen ergeben sich sowohl bei Antrieb mit RCP2.6 bzw. RCP4.5 zum Ende des 21. Jh. und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 bis auf wenige Ausnahmen, z.B. für die signifikante Wellenhöhe, keine Übereinstimmung der Veränderungen der Mittelwerte für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder (Abb. 206 bzw. Abb. 204 im Anhang). Darüber hinaus stimmen die signifikanten Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und in den betrachteten Häufigkeitsklassen nicht überein (Tab. 122 im Anhang).

Bewertung der Veränderungen

Die Bewertung Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte sowie der saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre in den Zeiträumen 2021-2050 sowie 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 erfolgte anhand der: i) Übereinstimmung für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder je nach RCP, ii) statistischen Signifikanz der Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ausgewählten Häufigkeitsklassen und iii) Plausibilität der berechneten 30-Jahres-Mittelwerte sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre für die Wind- und Wellenanlaufrichtung. Darüber hinaus wurden die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) sowie die räumliche und zeitliche Variabilität der Ergebnisse bewertet.

Auf die räumliche und zeitliche Variabilität der Ergebnisse bzw. die Übereinstimmung für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und die statistische Signifikanz der Veränderungen der Häufigkeiten wurde bereits im vorherigen Abschnitt (Analyse der Veränderungen) bzw. im Kapitel 4.2.1.3 eingegangen. Daher wird im Folgenden auf die Bewertung der Ensemblebandbreite (Unsicherheit) sowie die Plausibilität der Veränderungen für die Wind- und Wellenanlaufrichtung fokussiert.

Ensemblebandbreite (Unsicherheit)

Zur Identifizierung sowie Bewertung von Veränderungen der betrachteten Seegangs- sowie Windvariablen wurden Schwellenwerte (Thresholds) definiert und zur Ermittlung der Ensemblebandbreite der Veränderungen angewendet, wenn die Schwellenwerte von einer Mehrheit der Ensemblemitglieder überschritten oder erreicht wurden (Tab. 123 im Anhang).

Durch die Schwellenwerte wurde ausgeschlossen, dass geringfügige Veränderungen der Mittelwerte, die z.B. im Bereich der natürlichen Variabilität der Seegangs- und Windvariablen liegen können, Auswirkungen auf die Bewertung der Übereinstimmung haben.

Die Schwellenwerte wurden lokationsabhängig und auf der Grundlage von Erfahrungen zur Auswertung der Veränderungen der Seegangs- und Windvariablen auf der Basis des Hybridverfahrens gewählt. Weiterhin wurden zur Bewertung der Größenordnung des Klimaänderungssignals minimale und maximale Thresholds festgelegt (Tab. 123 im Anhang).

Die ermittelten 30-Jahres-Mittelwerte sowie saisonalen Mittelwerte und deren Veränderungen über 30 Jahre bei Antrieb mit RCP8.5, welche die Schwellenwerte überschreiten sowie im Hinblick auf die Richtung für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder in den Zeiträumen 2021-2050 sowie 2071-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum übereinstimmen, sind für die Lokation Warnemünde 1 in Tab. 124 und Tab. 125 im Anhang sowie für die Lokation Brodten in Tab. 126 und Tab. 127 im Anhang zusammengefasst. Zudem wurde die statistische Signifikanz der Veränderungen auf der Grundlage der Veränderungen von Häufigkeiten bewertet (Kapitel 4.2.1.3).

Die Ensemblebandbreiten der relativen bzw. absoluten Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte sowie der saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02}, mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100 sind beispielhaft für den Antrieb mit RCP8.5 und die Lokation Warnemünde 1 bzw. Brodten in Tab. 124 bzw. Tab. 126 im Anhang zusammengefasst. Die den Veränderungen zu Grunde liegenden Mittelwerte in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 sind für die Lokation Warnemünde 1 bzw. Brodten in Tab. 125 bzw. Tab. 127 im Anhang zusammengefasst.

Zur Plausibilisierung der Mittelwerte bzw. Veränderungen des lokalen Seegangs und der lokalen Windverhältnisse wurden gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und deren Veränderungen für sämtliche Ensemblemitglieder im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für die Lokation Warnemünde 1 bzw. Brodten in Abb. 196 und Abb. 197 bzw. Abb. 202 und Abb. 203 im Anhang dargestellt. In Analogie dazu erfolgten Darstellungen für den Antrieb mit RCP4.5 in Abb. 198, Abb. 199 und Abb. 208 bzw. Abb. 204 und Abb. 205 sowie für den Antrieb mit RCP2.6 in Abb. 200, Abb. 201 und Abb. 209 bzw. Abb. 206 und Abb. 207 im Anhang.

Die in Tab. 124 bis Tab. 127 im Anhang aufgeführten Bandbreiten bzw. Mittelwerte für den Antrieb mit RCP8.5 wurden für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder bestimmt, wenn die relativen bzw. absoluten Veränderungen in der Richtung übereinstimmten und die in Tab. 123 im Anhang aufgeführten Schwellenwerte überschritten wurden. Zudem wurden nachfolgend nur die Veränderungen bewertet, welche statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ausgewählten Klassen enthielten (Tab. 120 im Anhang).

Die meisten signifikanten Veränderungen des lokalen Seegangs wurden sowohl an Westwind bzw. ostwindexponierten Lokationen und für den Antrieb mit RCP8.5 festgestellt (Tab. 124 bzw. Tab. 126 im Anhang).

So wurden z.B. an der Lokation Warnemünde 1 für den Antrieb mit RCP8.5 im Jahresmittel und für den Zeitraum 2071-2100 größere Zunahmen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} von +4,0% bis +5,6% und der mittleren Wellenperiode T_{m02} von +0,9% bis +1,6% im gegenüber dem Referenzzeitraum 1971-2000 infolge der Zunahme der Windgeschwindigkeit U_{10} von +2,8% bis +3,8% und Veränderungen der Windrichtung Θ_W hin zu westlicheren Richtungen von +5,4° bis +16,7° ermittelt (Tab. 124 im Anhang). Die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m verändert sich, infolge der geänderten Windrichtungen, hin zu mehr nordwestlichen Anlaufrichtungen von -7,4° bis -3,0° (Tab. 125 im Anhang).

Größere bzw. kleinere Veränderungen als im Jahresmittel im Zeitraum 2100 wurden aufgrund der ausgeprägten zwischenjährlichen sowie saisonalen Variabilität der lokalen Windverhältnisse für einzelne Zeiträume sowie Jahreszeiten ermittelt (Tab. 124 im Anhang). Die Richtungen der Veränderungen stimmen für sämtliche betrachteten Variablen im Jahresmittel und im Frühling, Sommer und Herbst sowie zusätzlich für die signifikante Wellenhöhe im Winter überein.

Im Zeitraum 2021-2050 und beim Antrieb mit RCP8.5 ist die Übereinstimmung der Veränderungen für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder, die Überschreitung der Schwellenwerte oder die statistische Signifikanz der Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ausgewählten Klassen jedoch häufig nicht gegeben (Tab. 124 im Anhang).

Beim Antrieb mit RCP4.5 bzw. RCP2.6 treten an der Lokation Warnemünde 1 signifikante Veränderungen nur für einzelne Größen und Zeiträume bzw. Jahreszeiten auf. So ergeben sich z.B. beim Antrieb mit RCP4.5 und am Ende des 21. Jh. im Winter Veränderungen der Windrichtung von -5,7° bis -2,9° hin zu mehr südwestlichen Richtungen und der Wellenanlaufrichtung von +2,4° bis +5,4° hin zu mehr nordwestlichen Richtungen gegenüber dem Referenzzeitraum 1971-2000 (Tab. 128 und Tab. 129 im Anhang).

Hingegen wurden beim Antrieb mit RCP2.6 am Ende des 21. Jh. im Winter und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 Veränderungen der Windrichtung von -7,7° bis -3,1° hin zu mehr südwestlichen Richtungen und der Wellenanlaufrichtung von -5,2° bis -2,3° hin zu mehr westnordwestlichen Richtungen festgestellt (Tab. 132 und Tab. 133 im Anhang).

Darüber hinaus ergab sich beim Antrieb mit RCP2.6 in der Mitte des 21. Jh. im Sommer und im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 eine Zunahme der signifikanten Wellenhöhe von +3,3% bis +6,8% und der mittleren Wellenperiode von +1,0% bis +1,4% infolge einer Zunahme der Windgeschwindigkeit +3,0% bis +6,4% (Tab. 132 im Anhang).

An den ostwindexponierten Lokationen, z.B. Brodten, wurde bei Antrieb mit RCP8.5 am Ende des 21. Jh. im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 eine Abnahme der signifikanten Wellenhöhe im Frühling von -8,6% bis -3,1% und im Herbst von -7,6% bis -2,1% bei einer gleichzeitigen Zunahme der Windgeschwindigkeit z.B. im Herbst von +2,9% bis +4,7% sowie Veränderungen der Windrichtungen festgestellt (Tab. 126 und Tab. 127 im Anhang). Die Veränderungen der Windrichtungen, z.B. im Jahresmittel von +5,5° bis +21,6° und Sommer von +5,8° bis +11,5° hin zu mehr westlichen Richtungen, führen zu Veränderungen für die mittlere Wellenanlaufrichtung von -17,8° bis -7,6° hin zu mehr nordnordöstlichen bis nordöstlichen Richtungen und im Sommer von -26,1° bis -8,9° hin zu mehr nördlichen bis nordnordnördlichen Richtungen (Tab. 126 und Tab. 127 im Anhang). Die Bandbreite der statistisch signifikanten Veränderungen ist in der Mitte des 21. Jh., wie auch bei den westwindexponierten Lokationen, kleiner bzw. in etwa gleicher Größenordnung im Vergleich zum Ende des 21. Jh.

Für die Antriebe mit RCP4.5 bzw. RCP2.6 kommt es an der Lokation Brodten entweder zu keiner Übereinstimmung signifikanter Veränderungen bzw. nur teilweise zu signifikanten Veränderungen, welche für einzelne Variablen und Zeiträume übereinstimmen (Tab. 130 und Tab. 131 bzw. Tab. 134 und Tab. 135 im Anhang).

Darüber hinaus wurde für die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe, mittleren Wellenperiode und der Windgeschwindigkeit an der Lokation Warnemünde 1 festgestellt, dass die Bandbreite durch natürliche interne Variabilität beim Antrieb mit RCP4.5 (Abb. 208 im Anhang) größer ist im Vergleich zu den Antrieben mit RCP8.5 (Abb. 46) sowie RCP2.6 (Abb. 209 im Anhang). Für eine statistische Bewertung der Bandbreite durch natürliche interne Variabilität sind die vorliegenden Ergebnisse jedoch nicht ausreichend, da nur zwei Realisierungen für den Antrieb mit RCP4.5 vorlagen.

Infolge der räumlichen Variabilität des Seegangs kann es an anderen Lokationen zu größeren bzw. geringeren Veränderungen kommen, da aufgrund des verwendeten Hybridansatzes nicht die gesamte räumliche Variabilität der Ergebnisse abgebildet werden kann. Dennoch sind die Tendenzen der Veränderungen an Ostwind und westwindexponierten Lokationen ähnlich, wie Vergleiche der Veränderungen des lokalen Seegangs auf der Grundlage des Hybridverfahrens sowie instationärer numerischen Simulationen gezeigt haben (Kapitel 4.2.2.1).

Abschließend reduziert sich infolge der Bewertung der Übereinstimmung, Größenordnung sowie statistischen Signifikanz der Veränderungen die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen. Die Veränderungen für die Ensemblemitglieder mit Antrieb durch RCP8.5 sind dabei ausschlaggebend für die Ensemblebandbreite. Darüber hinaus wird die Ensemblebandbreite stark von der Bandbreite durch Modellunsicherheiten infolge unterschiedlicher AOGCMs / ESMs sowie durch natürliche interne Variabilität geprägt. Hieraus folgt, dass für zukünftige Untersuchungen auf der Basis regionaler Klimaprojektionen ein größeres Multi-Modell-Ensemble und ein größeres Multi-Member-Ensemble, wie z.B. das Max-Planck-Institut Grand Ensemble (Maher et al. 2019), mit Antrieb durch RCP8.5, betrachtet werden sollte.

Plausibilität der Veränderungen

Aufgrund der bimodalen Häufigkeitsverteilungen (Kapitel 4.2.2.1) ergaben sich bei der Berechnung der 30-Jahres-Mittelwerte der Wind- und Wellenanlaufrichtungen für einzelne Lokationen, Jahreszeiten und Zeiträume teilweise unplausible Mittelwerte bzw. Veränderungen, z.B. im Frühling am Ende des 21. Jh. an westwindexponierten Lokationen (Abb. 47).

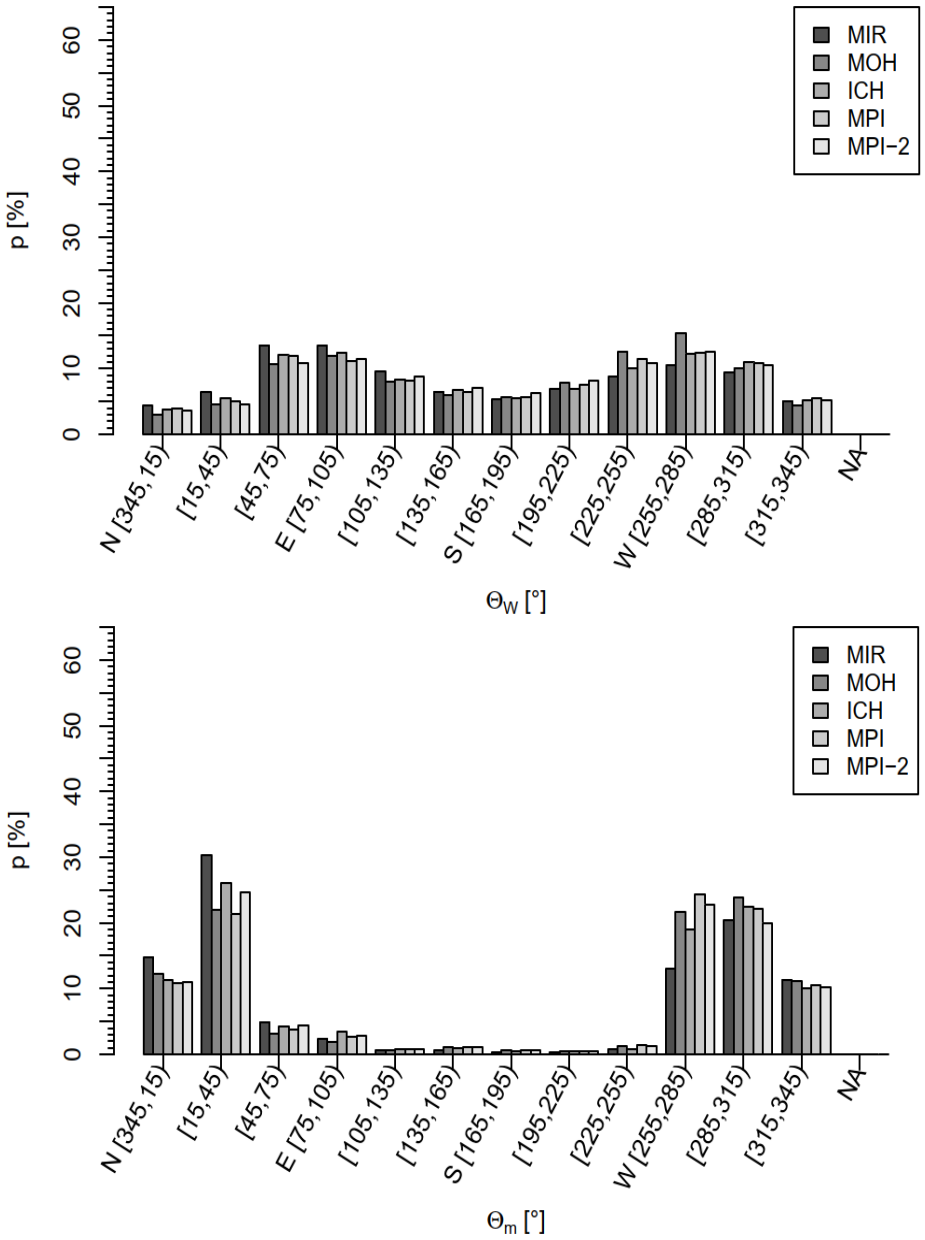


Abb. 47: Prozentuale Häufigkeit p der Windrichtung Θ_W im Frühling im Referenzzeitraum 1971-2000 (oben) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Frühling im Zeitraum 2071-2100 (unten), REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

Die unplausiblen Mittelwerte bzw. Veränderungen wurden in den zusammenfassenden Tabellen jeweils mit einem grauen Hintergrund markiert (Tab. 124 bis Tab. 127 im Anhang).

Ein weiteres Beispiel hierfür sind Häufigkeitsverteilungen der Wellenanlaufrichtung für ostwindexponierten Lokationen, z.B. Brodten, welche einen Hauptpeak aus nordöstlichen Richtungen aufweisen und je nach Jahreszeit einen weiteren kleineren Peak aus westlichen Richtungen (Abb. 48).

Nach Abb. 48 ergeben sich bei der Mittelung der Wind- bzw. Wellenanlaufrichtung über alle Häufigkeitsklassen und je nach Ausprägung der beiden Peaks unterschiedlich gewichtete Mittelwerte, welche zu größeren und unplausiblen Differenzen führen (vgl. Abb. 206 im Anhang).

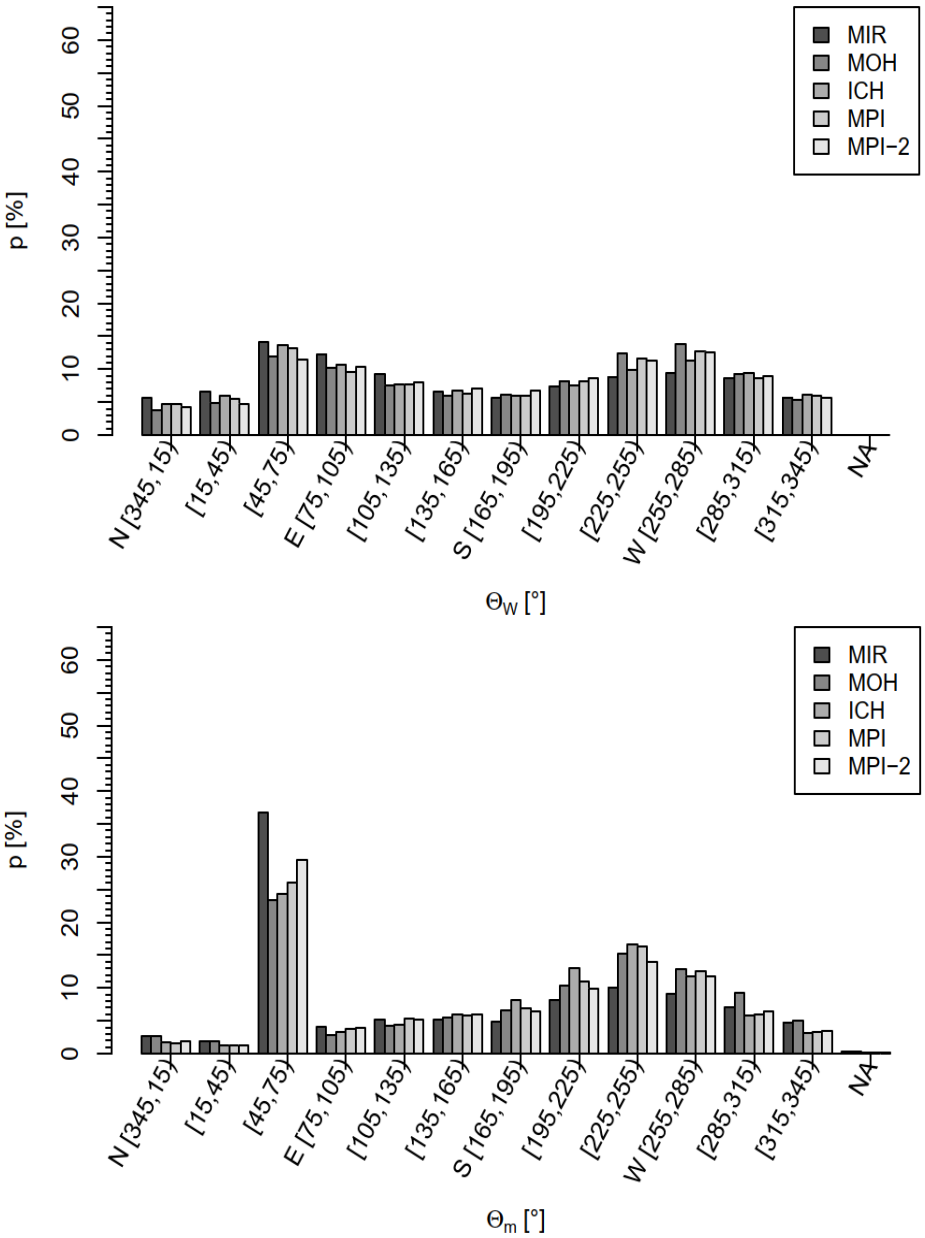


Abb. 48: Prozentuale Häufigkeit p der Windrichtung Θ_W im Frühling im Referenzzeitraum 1971-2000 (oben) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Winter im Zeitraum 2071-2100 (unten), REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten

Daher wurden zur Plausibilisierung der Ergebnisse die berechneten gleitenden 30-Jahres-Mittelwerte sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre an den betrachteten Lokationen für den jeweiligen Antrieb mit RCP8.5, RCP2.6 und RCP4.5 grafisch dargestellt (siehe z.B. Darstellung der Jahresmittelwerte und deren Veränderungen in Abb. 196 bis Abb. 207 im Anhang).

Darüber hinaus sind, wie bereits in Kapitel 4.2.2.1 erwähnt, bei größeren Veränderungen der Mittelwerte der mittleren Wind- bzw. Wellenanlaufrichtung von ca. ≥ +10° bzw. ≤ -10°, die Häufigkeitsverteilungen für die Wind- bzw. Wellenanlaufrichtung auf Bimodalität zu überprüfen oder die Mittelwertbildung ist für separate Richtungssektoren, z.B. getrennt für östliche und westliche Richtungen, durchzuführen, sodass die Klassen mit den größten Häufigkeiten (Peaks) in der statistischen Auswertung getrennt werden.

4.3 Veränderungen für extreme Ereignisse

Anhand der klimawandelbedingten zukünftigen Veränderungen von Häufigkeiten (Kapitel 4.2.1) können keine Aussagen zur Veränderung von hohen bzw. extremen Wellenhöhen gemacht werden, da die Unterschiede zwischen den Häufigkeiten für hohe signifikante Wellenhöhen sehr gering sind (siehe z.B. Abb. 34).

Daher ist es zur Beurteilung möglicher zukünftiger Veränderungen von hohen bzw. extremen Wellenhöhen sinnvoll, andere Methoden, wie z.B. Verfahren der Extremwertstatistik, zur Auswertung von langjährigen Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe zu verwenden. Voraussetzung hierfür ist jedoch, dass die zeitliche Auflösung der langjährigen Zeitreihen ausreichend zur Bewertung extremer Ereignisse ist. Da extreme Wellenhöhen in etwa linear vom Zeitintervall der Daten abhängig sind und mit zunehmendem Zeitintervall um mehr als $\Delta H_{m0} \geq +2\%$ abweichen, wird ein möglichst geringes Zeitintervall, z.B. $\Delta t = 1$ h, der langjährigen Zeitreihen benötigt (Fröhle 2000, S. 95–97).

Als extreme Wellenhöhen werden nachfolgend signifikante Wellenhöhen H_{m0} bezeichnet, welche mit extremwertstatistischen Methoden und für ein Wiederkehrintervall von 200 Jahren abgeleitet wurden ($H_{m0,200}$). Extreme Wellenhöhen $H_{m0,200}$ sind ein wichtiger hydrodynamischer Eingangsparameter zur Definition des Bemessungsseegangs (BSG) für den Entwurf, die Bemessung und die Sicherheitsüberprüfung von Küstenschutzanlagen in M-V (Weichbrodt et al. 2013; StALU-MM 2012a, 2022b, StALU-MM 2022b).

Im Endergebnis von Sensitivitätsbetrachtungen zum Einfluss verschiedener Auswertungszeiträume, Verfahren zur Auswahl der Stichprobe, extremwertstatistischer Verteilungsfunktionen und Wiederkehrintervalle wurde die finale Methodik zur Ableitung extremer Wellenhöhen wie folgt gewählt: i) Auswahl einer Stichprobe von Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} in Zeitabschnitten von 40 Jahren (Kapitel 3.2.1.1), ii) Anpassung einer Log-Normal-Verteilungsfunktion mittels Maximum-Likelihood-Methode an die Stichprobe, iii) Berechnung von signifikanten Wellenhöhen H_{m0} mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren anhand der angepassten Log-Normal-Verteilungsfunktion (siehe auch Kapitel 4.3.1.1, Einflussfaktoren auf die Berechnung extremer Wellenhöhen). Weitere Details zu den verwendeten extremwertstatistischen Verfahren finden sich z.B. in Fröhle (2000), Coles (2001) und Wilks (2011) sowie deren Anwendung im Rahmen von Klimafolgen- und Anpassungsprojekten in Hennemuth et al. (2013).

Die für die Analyse verwendeten langjährigen stündlichen Zeitreihen wurden mit dem Hybridansatz und instationären numerischen Seegangssimulationen mit SWAN abgeleitet.

Die Veränderungen extremer Wellenhöhen wurden für verschiedene regionale Klimaprojektionen mit COSMO-CLM (Ensemble 1) und REMO (Ensemble 3) analysiert und bewertet, da diese Projektionen in einer hohen zeitlichen Auflösung von $\Delta t = 1$ h vorlagen.

4.3.1 Veränderungen 200-jährlicher signifikanter Wellenhöhen

4.3.1.1 COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM (Ensemble 1)

Analyse der Veränderungen

In Abb. 49 sind beispielhaft die Veränderungen extremer Wellenhöhen dargestellt, welche anhand des Hybridansatzes (WWC in Schwarz) und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten sowie anhand von instationären numerischen Simulationen mit SWAN (WBSSC in Rot) und regionalen Klimaprojektionen von COSMO-CLM im Datenstrom D3 mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM für die 1. und 2. Realisierung von A1B und B1 an der Lokation Warnemünde 1 berechnet wurden.

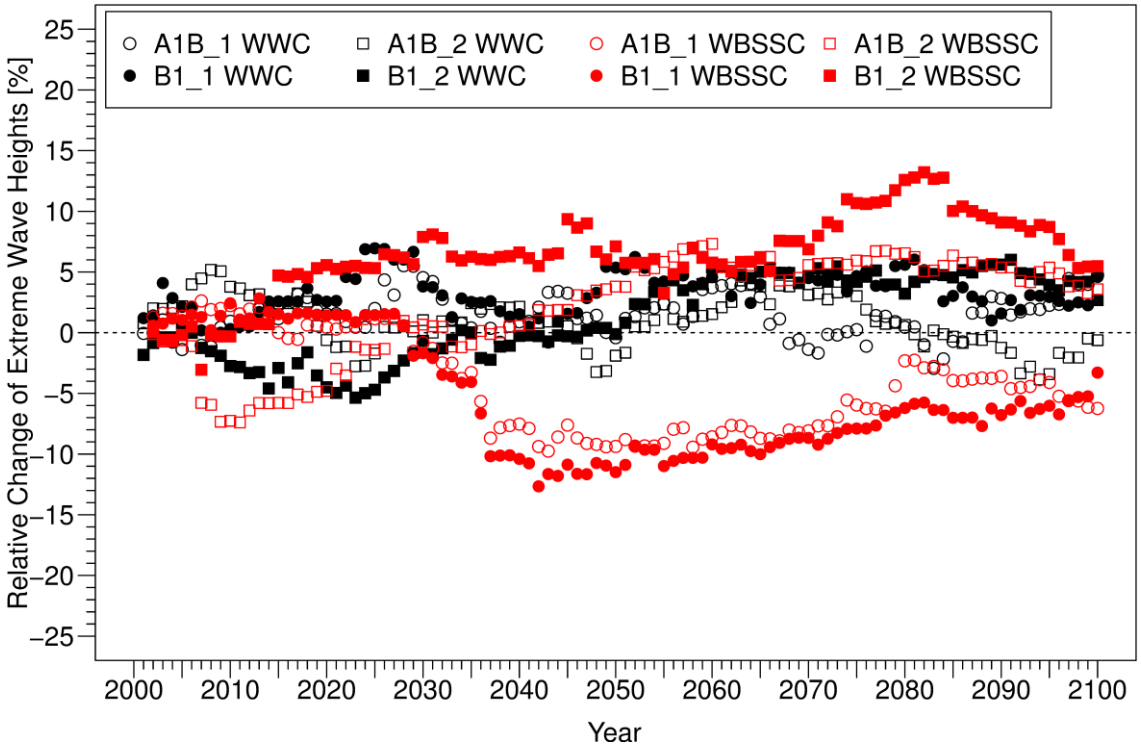


Abb. 49: Veränderungen signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (WWC) des D3-Gitters, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz (WWC in Schwarz) sowie instationäre numerische Simulationen mit SWAN (WBSSC in Rot), Lokation Warnemünde 1 (Dreier et al. 2014b, Figure 9)

Nach Abb. 49 ist an der Lokation Warnemünde 1 die Bandbreite der Veränderungen extremer Wellenhöhen auf der Grundlage der instationären numerischen Simulationen mit SWAN von ca. +13% bis -13% bzw. +0,4 m bis -0,5 m in etwa doppelt so groß im Vergleich zur Bandbreite der Veränderungen für den Hybridansatz von ca. +7% bis -5%.

Beispiele für die Veränderungen extremer Wellenhöhen an den anderen betrachteten Lokationen Brodten sowie Heiligenhafen sind in Abb. 210 und Abb. 211 im Anhang dargestellt.

Die Veränderungen extremer Wellenhöhen sind, analog zu den Veränderungen der mittleren Verhältnisse (Kapitel 4.2.1 und Kapitel 4.2.2), von einer großen räumlichen und zwischenjährlichen Variabilität geprägt.

So treten z.B. die größten Veränderungen nicht am Ende des 21. Jh., sondern für einzelne Ensemblemitglieder bereits um die Mitte bzw. in der zweiten Hälfte des 21. Jh. auf (Abb. 49 und Abb. 210 bzw. Abb. 211 im Anhang).

Unabhängig vom betrachteten Zeitraum wurde die größte Ensemblebandbreite der Veränderungen extremer Wellenhöhen von ca. +18% bzw. -17% an der Lokation Brodten festgestellt (Abb. 210 im Anhang).

Bewertung der Veränderungen

Die Bewertung der Veränderungen extremer Wellenhöhen erfolgte im Hinblick auf i) die Übereinstimmung der Ensemblemitglieder, ii) die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) sowie iii) die Einflussfaktoren auf die Extremwertstatistik. Darüber hinaus wurde die Bandbreite durch Szenarien, Modellunsicherheiten und natürliche interne Variabilität bewertet.

Übereinstimmung der Ensemblemitglieder

Insgesamt ergibt sich an den betrachteten Lokationen kein eindeutiges Signal für die Veränderungen extremer Wellenhöhen. Beispielsweise stimmen für den Hybridansatz und die Lokation Warnemünde 1 drei von vier Ensemblemitgliedern darin überein, dass es zu einer Zunahme extremer Wellenhöhen zum Ende des 21. Jh. kommt (Abb. 49 schwarze Punkte). Hingegen zeigen an der Lokation Warnemünde 1 für die instationären numerischen Simulationen mit SWAN lediglich zwei von vier Ensemblemitglieder einen schwachen positiven Trend hin zu einer Zunahme, während die restlichen beiden Ensemblemitglieder eine tendenzielle Abnahme zeigen. Daraus folgt, dass das Verfahren zur Seegangsvorhersage, d.h. das Impaktmodell, ebenfalls einen Einfluss auf die Bandbreite durch Modellunsicherheiten und auf die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) hat.

Mögliche Ursachen hierfür sind unterschiedliche Eingangsdaten (Windfelder) und Simulationen zur stationären bzw. instationären Berechnung des lokalen Seegangs.

Einerseits erfolgen im Falle des Hybridverfahrens stationäre numerische Simulationen in den Fällen, wo die maximalen beobachteten Windgeschwindigkeiten, welche zur Erstellung der Korrelation verwendet wurden, überschritten werden.

Da die stationären numerischen Simulationen auf der Grundlage eines räumlich sowie zeitlich konstanten Windfeldes durchgeführt werden, sind zum einen die daraus resultierenden maximalen signifikanten Wellenhöhen H_{m0} größer als bei Berechnung mittels räumlich sowie zeitlich variabler Windfelder. Zum anderen ist bei den stationären numerischen Simulationen die Variabilität der Ergebnisse höherer signifikanter Wellenhöhen geringer, da die Berechnung mittels einer Einteilung in Windgeschwindigkeits- bzw. Windrichtungsklassen mit $\Delta U = 1$ m/s bzw. $\Delta\Theta_W = 10°$ erfolgt.

Die höheren und weniger variablen signifikanten Wellenhöhen führen somit im Falle des Hybridverfahrens zu einer anderen Stichprobe und Anpassung der Verteilungsfunktion an die Stichprobe im Vergleich zu den Auswertungen auf der Basis instationärer numerischer Simulationen mit SWAN.

Ensemblebandbreite (Unsicherheit)

Die Ensemblebandbreite der Veränderungen extremer Wellenhöhen ist unabhängig von den angewendeten Verfahren der Seegangsvorhersage von einer großen zwischenjährlichen Variabilität geprägt. An den betrachteten Lokationen lässt sich zudem eine leichte Tendenz zu einer etwas geringeren Bandbreite zum Ende des 21. Jh. im Vergleich zur Mitte des 21. Jh. erkennen (Abb. 49).

Weiterhin wurde durch Vergleiche der Ensemblebandbreite zur Mitte und zum Ende des 21. Jh. festgestellt, dass, unabhängig von der Exposition der Küste, die Ensemblebandbreite im Wesentlichen von der Bandbreite durch natürliche interne Variabilität geprägt ist, was insbesondere zur Mitte des 21. Jh. deutlich wird (Abb. 49 und Abb. 210 im Anhang).

Darüber hinaus wird, wie in Abb. 49 und Abb. 210 im Anhang dargestellt, die Ensemblebandbreite an Westwind- und ostwindexponierten Lokationen und in den beiden betrachteten Zeiträumen 2021-2050 sowie 2071-2100 hauptsächlich durch die Veränderungen für die instationären numerischen Simulationen mit SWAN bestimmt, was plausibel ist, da instationäre numerische Simulationen im Vergleich zu statistischen Verfahren, wie z.B. Wind-Wellen-Korrelationen, größere Abweichungen der berechneten Seegangsparameter zeigen (Fröhle 2000).

Die Bandbreite durch Modellunsicherheiten, welche aus dem Impaktmodell resultieren, ist daher neben der Bandbreite durch natürliche interne Variabilität eine weitere wesentliche Einflussgröße auf die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen extremer Wellenhöhen an Westwind- und ostwindexponierten Lokationen und in den betrachteten Zeiträumen. Die Bandbreite durch Szenarien hat hingegen für diese Lokationen und Zeiträume nur eine untergeordnete Bedeutung für die Ensemblebandbreite.

An ausschließlich westwindexponierten Lokationen, z.B. Heiligenhafen, wird in den betrachteten Zeiträumen die Ensemblebandbreite im Wesentlichen von der Bandbreite durch natürliche interne Variabilität geprägt (Abb. 211 im Anhang). Die Bandbreite durch Modellunsicherheiten hat an diesen Lokationen im Gegensatz zu den westwindexponierten Lokationen einen geringeren Einfluss auf die Ensemblebandbreite.

Einflussfaktoren auf die Berechnung extremer Wellenhöhen

Zur weiteren Bewertung der Veränderungen wurden im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen verschiedene Einflussfaktoren auf die Berechnung extremer Wellenhöhen mittels extremwertstatistischer Methoden untersucht: i) Auswahlmethode zur Generierung der Stichprobe, z.B. Peak over Threshold (POT) oder Block-Maxima-Methode, ii) der zeitliche Umfang der Stichprobe, z.B. 30 oder 40 Jahre, und iii) der Einfluss verschiedener Verteilungsfunktionen, z.B. Log-Normal-, Weibull-, Gumbel-Verteilung, verallgemeinerte Extremwert- (GEV) bzw. Pareto-Verteilung (GPD).

Ein Beispiel für die Anpassung verschiedener Verteilungsfunktionen an eine Stichprobe über einen Zeitraum von 40 Jahren, welche mittels verschiedener Methoden, wie z.B. Block-Maxima mit einem Maximalwert bzw. drei Maximalwerten pro Jahr sowie POT für einen Schwellenwert von H_{m0} = 2 m bzw. H_{m0} = 2,5 m, ausgewählt wurden, ist in Abb. 212 im Anhang dargestellt.

Nach Abb. 212 im Anhang ergeben sich, insbesondere für die Auswahlmethoden Block-Maxima mit drei Ereignissen und POT mit einem Schwellenwert von H_{m0} = 2 m, die größten Abweichungen für signifikante Wellenhöhen mit hohen Wiederkehrintervallen. Dies liegt vor allem daran, dass bedeutend mehr Ereignisse im Vergleich zu den anderen Methoden ausgewählt werden, welche die Anpassung der Verteilungsfunktionen signifikant beeinflussen.

Im Ergebnis wurde die Block-Maxima-Methode mit einem Maximalwert pro Jahr ausgewählt und für die weiteren Auswertungen verwendet. Darüber hinaus wurde die Methode auch in anderen Forschungsvorhaben, wie z.B. MUSTOCK, SEBOK-B (URCE 2009b) sowie in Fröhle (2000), für die Ableitung extremer Wellenhöhen in der Ostsee verwendet.

Als weiteres Ergebnis der Sensitivitätsbetrachtungen wurde eine verbesserte Übereinstimmung verschiedener angepasster Verteilungsfunktionen, z.B. Log-Normal und GEV, festgestellt, wenn der Umfang der Stichprobe von 30 auf 40 Jahresmaxima erhöht wurde (Abb. 214 im Anhang).

In Xu et al. (2016) ist der Einfluss der Stichprobengröße von 30 bzw. 40 Jahresmaxima auf die resultierenden Veränderungen extremer Wellenhöhen dargestellt. Für die Log-Normal-Verteilung und eine Stichprobengröße von 30 Jahresmaxima ergab sich u. a. eine größere Bandbreite der Veränderungen an der Lokation Heiligenhafen im Vergleich zu einer Stichprobengröße von 40 Jahresmaxima. Somit erhöht sich für eine Stichprobe von 30 Jahresmaxima die Bandbreite durch Modellunsicherheiten, was sich ebenfalls in einer Zunahme der 95%-Konfidenzintervalle extremer Wellenhöhen im Vergleich zur Stichprobe von 40 Jahresmaxima äußert (Xu et al. 2016).

Daher wurde für die weitere Auswertung extremer Wellenhöhen ein Stichprobenumfang von jeweils 40 Jahren und der Referenzzeitraum 1961-2000 gewählt (Kapitel 3.2.1.1).

Ein weiterer Schwerpunkt lag auf der Bewertung der Güte der Anpassungen für verschiedene Verteilungsfunktionen, um eine einheitliche Verteilungsfunktion für die Ableitung extremer Wellenhöhen zu bestimmen und anzuwenden.

Hierzu wurden Berechnungen auf der Grundlage eines modifizierten Kolmogorow-Smirnow-Tests (Lilliefors-Test, siehe z.B. Hennemuth et al. 2013; Wilks 2011) durchgeführt. Der Test basiert auf der Berechnung von Abstandsmaßen, z.B. dem maximalen Abstand D_{max} oder Root-Mean-Square-Abstand D_{rms}, zwischen der empirischen Verteilungsfunktion der Daten und der mittels Maximum-Likelihood-Methode an die Daten angepassten theoretischen Extremwertverteilungsfunktion.

Die berechneten Abstandsmaße D_{max} bzw. D_{rms} zwischen den Log-Normal-, Gumbel- und Weibull-Verteilungen, welche an Stichproben von Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} mittels Maximum-Likelihood-Methode angepasst wurden, und den jeweiligen empirischen Verteilungsfunktionen der Daten in einem gleitenden Fenster von 40 Jahren ist für die erste Realisierung des Emissionsszenarios B1 an der Lokation Heiligenhafen in Abb. 50 dargestellt.

Wie in Abb. 50 zu erkennen ist, sind die berechneten Abstandsmaße, insbesondere der maximalen Abstände D_{max}, von einer zwischenjährlichen Variabilität geprägt und in den meisten Fällen für die Log-Normal-Verteilung am geringsten.

Auch für die anderen Ensemblemitglieder mit Antrieb durch COSMO-CLM wurden an der Lokation Heiligenhafen in den meisten Fällen die geringsten Abstandsmaße ermittelt (Xu et al. 2016).

Darüber hinaus wurde die räumliche Variabilität der berechneten Abstandsmaße für die Lokationen Warnemünde 1, Brodten sowie Heiligenhafen in Xu et al. (2016) betrachtet mit dem Ergebnis, dass die geringsten Abstandsmaße in den meisten Fällen für die Log-Normal-Funktion an den Lokationen Warnemünde 1 und Heiligenhafen sowie für die erste Realisierung von A1B und B1 an der Lokation Brodten festgestellt wurden. Lediglich für die zweite Realisierung wurden an der Lokation Brodten geringere Abstandsmaße für die Weibull-Verteilung im Vergleich zur Log-Normal-Verteilung festgestellt (Xu et al. 2016, Fig. 4).

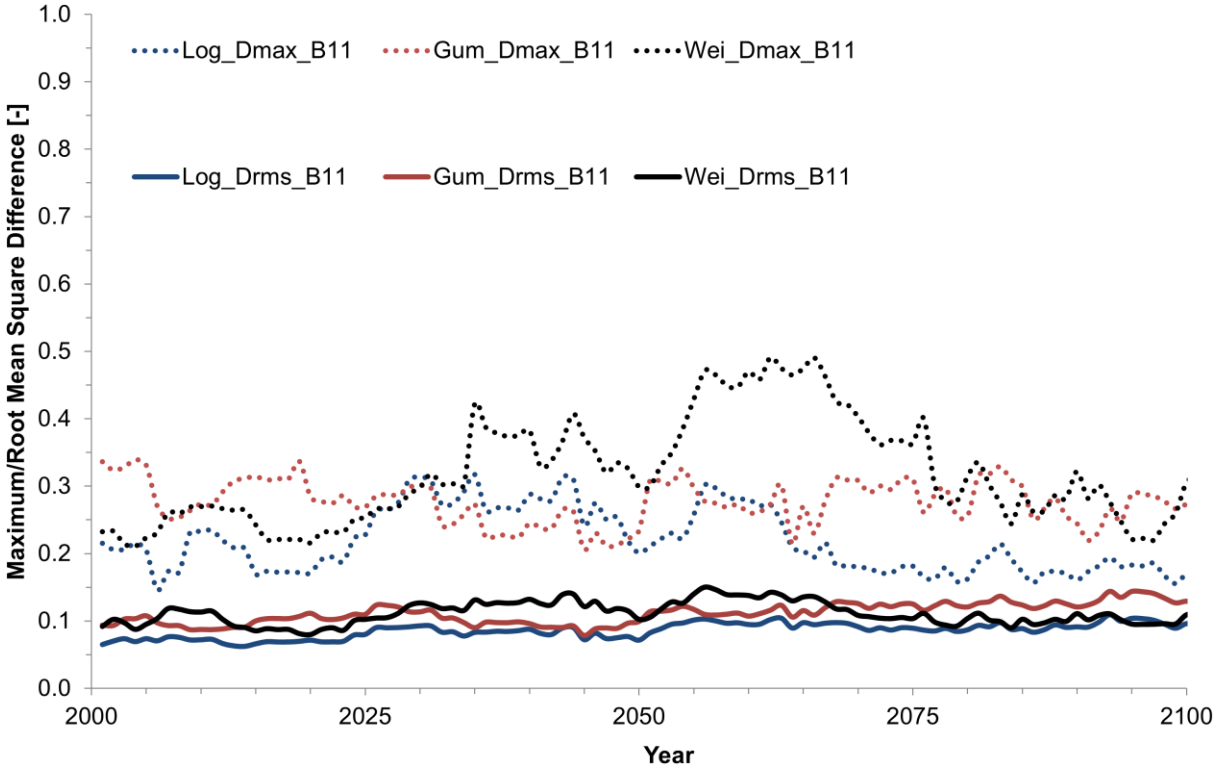


Abb. 50: Maximaler Abstand (D_{max}) bzw. Wurzel des mittleren quadratischen Abstands (D_{rms}) für die mittels Maximum-Likelihood-Methode an eine Stichprobe von Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} über einen gleitenden Zeitraum von 40 Jahren angepassten Log-Normal- (Log), Gumbel- (Gum) sowie Weibull- (Wei) Verteilungen, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von B1 (B11), Hybridansatz, Lokation Heiligenhafen (nach Dreier et al. 2015, Fig. 5)

Für die weitere Auswertung wurde daher für die Berechnung extremer Wellenhöhen die Log-Normal-Verteilung gewählt, da für diese an den betrachteten Lokationen und für die meisten Ensemblemitglieder die geringsten Abstandsmaße ermittelt wurden. Es kann jedoch für einzelne Ensemblemitglieder, Lokationen und Zeiträume zu größeren Abweichungen extremer Wellenhöhen im Vergleich zu anderen Verteilungsfunktionen kommen.

4.3.1.2 REMO mit Antrieb durch verschiedene AOGCMs (Ensemble 3)

Analyse der Veränderungen

In Abb. 51 sind beispielhaft die Veränderungen extremer Wellenhöhen dargestellt, welche auf der Grundlage des Hybridansatzes und für Zeitreihen von Windvektorkomponenten eines räumlich anhand des Landanteils gewichteten Gebietsmittels von 4 x 4 Gitterpunkten aus regionalen Klimaprojektionen von REMO mit Antrieb durch RCP8.5 und verschiedene AOGCMs sowie Realisierungen an der Lokation Warnemünde 1 berechnet wurden.

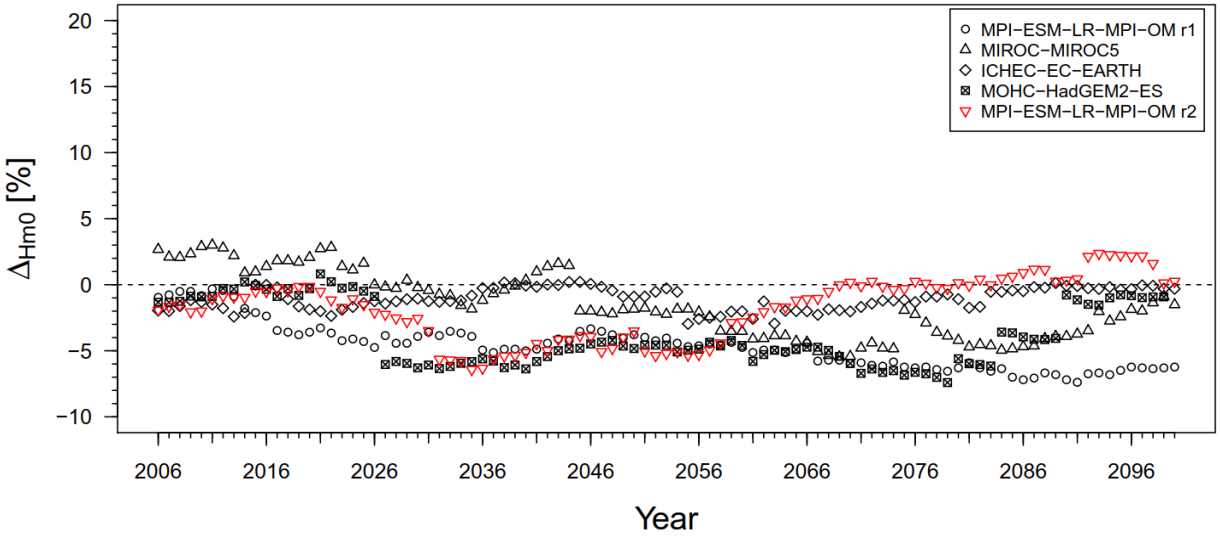


Abb. 51: Veränderungen signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Funktion nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten eines räumlich anhand des Landanteils gewichteten Gebietsmittels von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11- bzw. Europe011-Gitters, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5 (r1 / - bzw. r2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (Dreier et al. 2021, Figure 3)

Nach Abb. 51 liegt die Bandbreite der Veränderungen extremer Wellenhöhen zwischen ca. +3% und -7,5% und damit in einer ähnlichen Größenordnung wie die Bandbreite der Veränderungen für den Hybridansatz und für den Antrieb mit regionalen Klimaprojektionen auf der Basis von COSMO-CLM zwischen ca. +7% und -5%. Im Gegensatz zum Antrieb mit COSMO-CLM zeigen die meisten Ensemblemitglieder jedoch eine leichte Tendenz zur Abnahme der extremen Wellenhöhen.

In Übereinstimmung mit den Ergebnissen für die regionalen Klimaprojektionen von COSMO-CLM sind die Veränderungen extremer Wellenhöhen räumlich und zeitlich variabel (Abb. 51).

So liegt z.B. an der Lokation Brodten die Bandbreite der Veränderungen extremer Wellenhöhen beim Antrieb mit RCP8.5 zwischen +4,9% und -7,1% (Abb. 52).

Weitere Beispiele für die Veränderungen extremer Wellenhöhen an der Lokation Warnemünde 1 und Brodten beim Antrieb mit RCP4.5 bzw. RCP2.6 sind in Abb. 215 und Abb. 216 bzw. Abb. 217 und Abb. 218 im Anhang dargestellt.

Die Bandbreite der Veränderungen an der Lokation Warnemünde 1 ist beim Antrieb durch RCP2.6 mit ca. +6,2% bis -8,8% größer (Abb. 217 im Anhang) und beim Antrieb durch RCP4.5 mit ca. +0,3% bis -9,7% in etwa gleich groß (Abb. 215 im Anhang) im Vergleich zur Bandbreite für den Antrieb durch RCP8.5 (Abb. 51).

Im Gegensatz dazu ist die Bandbreite der Veränderungen an der Lokation Brodten beim Antrieb durch RCP2.6 mit ca. +4,5% bis -6,8% (Abb. 216 im Anhang) in etwa gleich groß und beim Antrieb mit RCP4.5 mit ca. +4% bis -7,1% etwas geringer (Abb. 218 im Anhang) im Vergleich zur Bandbreite für den Antrieb mit RCP8.5 (Abb. 52).

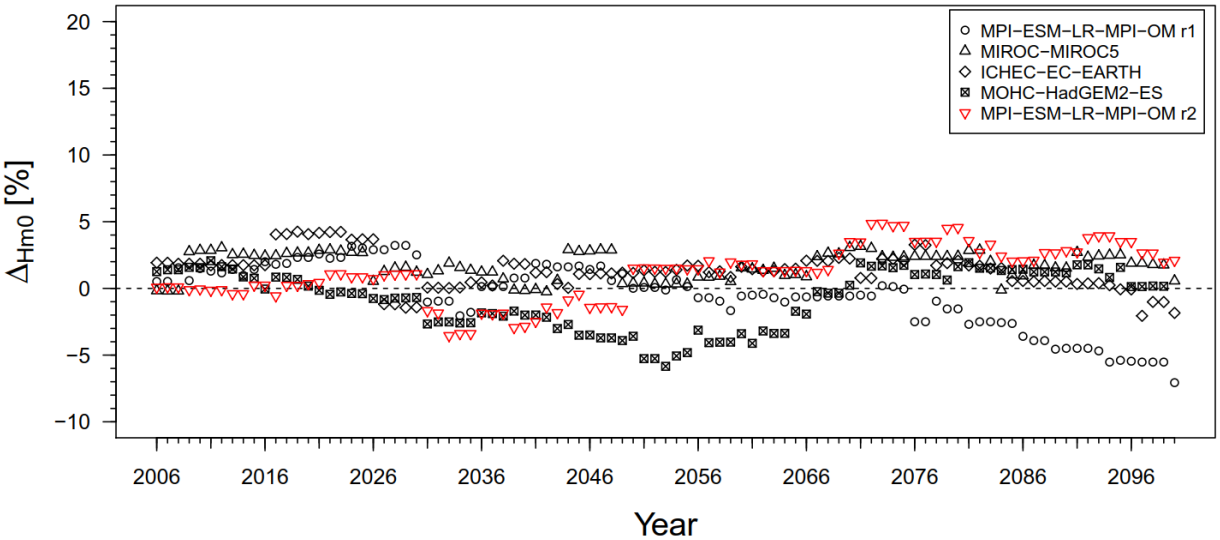


Abb. 52: Veränderungen signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Funktion nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten eines räumlich anhand des Landanteils gewichteten Gebietsmittels von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11- bzw. Europe011-Gitters, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5 (r1 / - bzw. r2), Hybridansatz, Lokation Brodten (Dreier et al. 2021, Figure S7)

Bewertung der Veränderungen

Die Bewertung der Veränderungen extremer Wellenhöhen erfolgte analog zu der Bewertung der Ergebnisse für die regionalen Klimaprojektionen von COSMO-CLM (Kapitel 4.3.1.1) im Hinblick auf i) die Übereinstimmung der Ensemblemitglieder, ii) die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) sowie iii) weitere Einflussfaktoren auf die Veränderungen extremer Wellenhöhen.

Übereinstimmung der Ensemblemitglieder

Die Bewertung der Übereinstimmung der Ensemblemitglieder ist aufgrund der großen räumlichen und zwischenjährlichen Variabilität der Veränderungen extremer Wellenhöhen schwierig. Insgesamt wurde für die betrachteten Lokationen und Antriebe mit RCP8.5, RCP4.5 und RCP2.6 kein einheitliches Signal für die Veränderungen festgestellt.

An der westwindexponierten Lokation Warnemünde 1 wurde mehrheitlich und unabhängig vom betrachteten Antrieb (RCP), eine leichte Tendenz zu einer Abnahme extremer Wellenhöhen zum Ende des 21. Jh. festgestellt (Abb. 51, Abb. 215 bzw. Abb. 217 im Anhang).

Dies steht im Gegensatz zu den Veränderungen extremer Wellenhöhen mit Antrieb durch COSMO-CLM, die z.B. an der Lokation Warnemünde 1 zum Ende des 21. Jh. und für den Hybridansatz überwiegend Zunahmen zeigten (Abb. 49 in Schwarz). Die Aussagekraft der Ergebnisse zu den Veränderungen extremer Wellenhöhen mit Antrieb durch COSMO-CLM ist jedoch im Hinblick auf die Bandbreite durch Modellunsicherheiten begrenzt, da nur eine

AOGCM-RCM-Kombination, COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM, zur Verfügung stand.

An ostwindexponierten Lokationen, wie z.B. Brodten, stimmen die Veränderungen bis auf den Antrieb mit RCP4.5 (Abb. 218 im Anhang) mehrheitlich nicht über den gesamten Zeitraum 2006-2100 überein, sodass für einzelne Zeiträume sowohl Zunahmen als auch Abnahmen extremer Wellenhöhen möglich sind (Abb. 52, Abb. 216 im Anhang). Die Veränderungen beim Antrieb mit RCP4.5 sind jedoch wenig aussagekräftig, da nur eine AOGCM-RCM-Kombination, REMO mit Antrieb durch MPI-ESM-LR-MPI-OM, betrachtet wurde.

Ensemblebandbreite (Unsicherheit)

Aufgrund der hohen räumlichen sowie zwischenjährlichen Variabilität der Veränderungen sind nur wenige generelle Aussagen über die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) möglich, da diese u. a. von dem betrachteten Zeitraum abhängt.

Dennoch wurde die Bandbreite durch Szenarien, Modellunsicherheiten und natürliche interne Variabilität für die beiden Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 an den Lokationen Warnemünde 1 und Brodten verglichen und bewertet.

Die Bandbreite durch Modellunsicherheiten ist an westwindexponierten Lokationen, z.B. Warnemünde 1, beim Antrieb mit RCP2.6 am größten (Abb. 215 im Anhang). Dies ist z.B. darauf zurückzuführen, dass für den Antrieb mit RCP2.6 sieben Ensemblemitglieder zur Verfügung standen und somit eine größere Bandbreite möglicher zukünftiger Entwicklungen abgebildet wird. Zum anderen haben an den westwindexponierten Lokationen veränderte Wind- und Wellenanlaufrichtungen hin zu mehr westlichen Richtungen, als auch Veränderungen der Windgeschwindigkeiten, größere Auswirkungen auf die resultierenden höheren signifikanten Wellenhöhen als an ostwindexponierten Lokationen.

Insgesamt wurde festgestellt, dass die Bandbreite durch Modellunsicherheiten, unabhängig von den betrachteten Zeiträumen, an westwindexponierten Lokationen einen großen Einfluss auf die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) hat. Hingegen wurde, unabhängig von den betrachteten Zeiträumen, an den ostwindexponierten Lokationen ein großer Einfluss der Bandbreite durch Szenarien auf die Ensemblebandbreite festgestellt. Zusätzlich wird die Ensemblebandbreite, unabhängig von der betrachteten Lokation und insbesondere zum Ende des 21. Jh., von der Bandbreite durch natürliche interne Variabilität und Szenarien beeinflusst. Die Bandbreite durch natürliche interne Variabilität und Szenarien konnte jedoch nur für eine AOGCM-RCM-Kombination, REMO mit Antrieb durch MPI-ESM-LR-MPI-OM und für zwei Realisierungen, bewertet werden und bildet daher nur einen Teil der gesamten Bandbreite ab.

Darüber hinaus lässt sich die Bandbreite durch Modellunsicherheiten auf der Basis der regionalen Klimaprojektionen mit REMO auch nicht direkt mit der Bandbreite durch Modellunsicherheiten auf der Basis der regionalen Klimaprojektionen mit COSMO-CLM (Kapitel 4.3.1.1) vergleichen, da für diese neben unterschiedlichen Emissionsszenarien und Realisierungen ebenfalls nur eine AOGCM-RCM-Kombination, COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM, zur Verfügung stand. Die Bandbreiten der Modellunsicherheiten auf der Basis der REMO- bzw. COSMO-CLM-Projektionen spiegeln daher unterschiedliche Einflüsse wider.

Einflussfaktoren auf die Veränderungen extremer Wellenhöhen

In Ergänzung zu den im Kapitel 4.3.1.1 erläuterten Einflussfaktoren auf die Berechnung extremer Wellenhöhen wurde für die Lokation Warnemünde 1 und den Hybridansatz, der Einfluss der räumlichen Mittelung der Windvektorkomponenten auf die resultierenden Veränderungen extremer Wellenhöhen im Rahmen von Sensitivitätsbetrachtungen ermittelt und bewertet.

Hierzu wurden zunächst die Veränderungen auf der Basis einer gekoppelten Version von REMO/MPIOM/HD auf dem CORDEX-EUR-22-Gitter mit Antrieb durch MPI-ESM-LR für drei Realisierungen von RCP8.5 betrachtet (Tab. 22 im Anhang, Zeile 18 bis 23).

In Abb. 53 und Abb. 219 im Anhang sind beispielhaft die Veränderungen extremer Wellenhöhen an der Lokation Warnemünde 1 auf der Grundlage des Hybridverfahrens und für Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung von einzelnen benachbarten Gitterpunkten (Abb. 96 im Anhang) sowie für ein gleichgewichtetes Gebietsmittel über 2 x 2 Gitterzellen dargestellt.

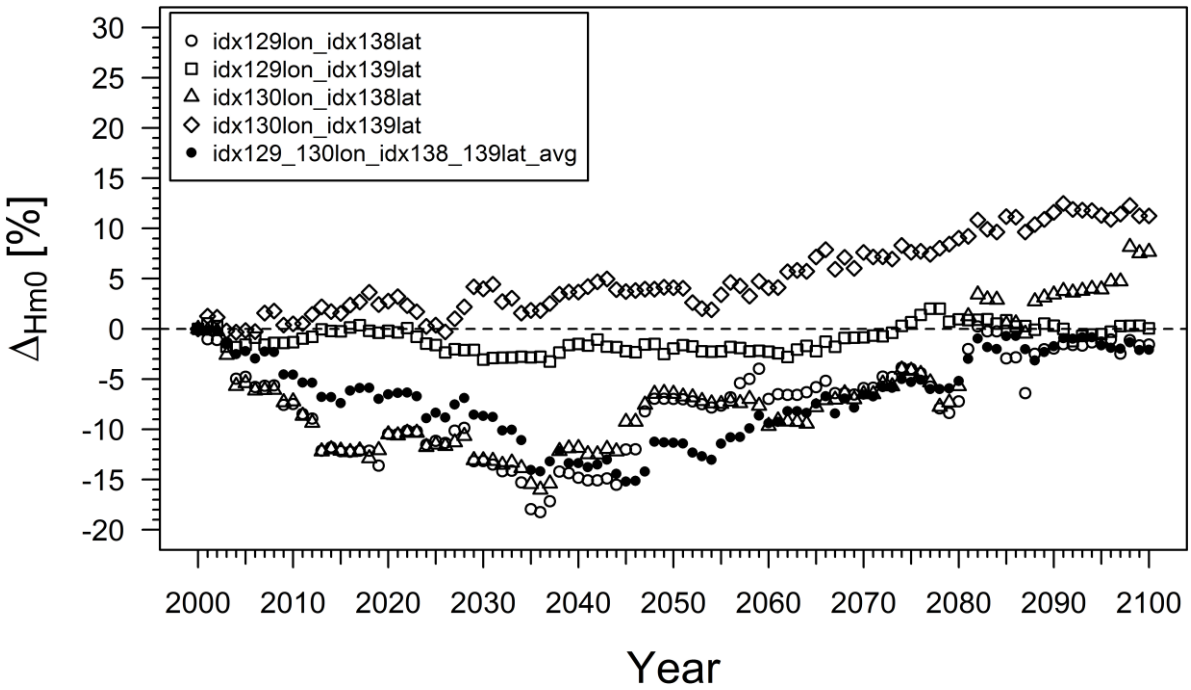


Abb. 53: Veränderung signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $\Delta H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhe und Anpassung einer Log-Normal-Funktion nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (nicht ausgefüllt) sowie als gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel (ausgefüllt in Schwarz, vgl. Abb. 96) des CORDEX-EUR-22-Gitters, REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

Wie erwartet, entsprechen die Veränderungen für das gleichgewichtete 2 x 2 Gebietsmittel der Zeitreihen der Windvektorkomponenten (Abb. 53 ausgefüllt in Schwarz) nicht dem arithmetischen Mittel der Veränderungen für die Zeitreihen an den einzelnen Gitterpunkten (Abb. 53 nicht ausgefüllt).

Darüber hinaus zeigt z.B. Abb. 219 im Anhang , dass es bei einzelnen Realisierungen auch zu größeren sprunghaften Veränderungen einzelner extremer Wellenhöhen kommen kann, die z.B. aus größeren Abweichungen der an die Stichprobe angepassten Log-Normal-Verteilungsfunktion im Vergleich zu anderen Funktionen resultieren können. Aufgrund der sprunghaften

Veränderungen wurde keine arithmetische Mittelung der Veränderungen extremer Wellenhöhen gewählt. Weiterhin zeigt Abb. 219 im Anhang eine große Bandbreite durch natürliche interne Variabilität für die drei betrachteten Realisierungen.

Hieraus folgt, dass im Gegensatz zu den Veränderungen für mittlere Verhältnisse, die Veränderungen extremer Wellenhöhen von der Auswahl sowie der Methode der räumlichen Mittelung der Zeitreihen der Windvektorkomponenten über verschiedene benachbarte Gitterpunkte, z.B. 2 x 2, 3 x 3 usw., abhängig sind.

Die Unterschiede resultieren hierbei aus der räumlichen Variabilität der Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhen $H_{m0,max}$, welche sich bei der Verwendung von Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten als Eingangsgrößen zur Berechnung des lokalen Seegangs mittels Hybridverfahren ergeben.

An der Lokation Warnemünde 1 unterscheiden sich beispielsweise die Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhe für die Zeitreihen der Windvektorkomponenten der einzelnen Gitterpunkte im Mittel um bis zu $\Delta H_{m0,max}$ = +1,2 m von den Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhe auf der Basis der Zeitreihen eines Referenzgitterpunktes (Abb. 223 im Anhang).

Im Gegensatz dazu beträgt der Unterschied zwischen den Jahresmaxima auf der Basis der räumlich über 2 x 2 Gitterzellen gemittelten Zeitreihen der Windvektorkomponenten und den Jahresmaxima von einem Referenzgitterpunkt im Mittel $\Delta H_{m0,max}$ = +0,51 m (Abb. 223 im Anhang).

Die deutlichen Unterschiede der berechneten Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhe $\Delta H_{m0,max}$ resultieren dabei aus dem Landanteil der Gitterzellen. Für Seezellen mit einem Landanteil < 0,5 sind die Windgeschwindigkeiten U_{10} und die Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhen $H_{m0,max}$ am größten, während diese für Landzellen und mit zunehmenden Landanteil > 0,5 abnehmen (Abb. 96 und Abb. 223 im Anhang).

Darüber hinaus wurden die Veränderungen für unterschiedliche räumliche Mittelungsverfahren der Zeitreihen der Windvektorkomponenten von REMO/MPIOM/HD mit Antrieb durch MPI-ESM-LR und die erste Realisierung von RCP8.5 auf dem CORDEX-EUR-22-Gitter an der Lokation Warnemünde 1 analysiert (Abb. 224 im Anhang). Im Rahmen der Sensitivitätsbetrachtungen wurden wie in Abb. 221 im Anhang schematisch dargestellt, einerseits gleichgewichtete und anhand des Landanteils gewichtete Gebietsmittel über 2 x 2 sowie 3 x 3 Gitterpunkte von Seezellen (Varianten A1 und A2) sowie einer Kombination von Land- bzw. Seezellen (Varianten B1 und B2) betrachtet.

Im Ergebnis der Sensitivitätsbetrachtungen wurde festgestellt, dass die Wahl der Land- bzw. Seezellen aufgrund der unterschiedlichen Landanteile der Zellen einen Einfluss auf die Veränderungen der extremen Wellenhöhen hat. So wurden z.B. bei einer Mittelung der Zeitreihen der Windvektorkomponenten über eine Kombination von Land- und Seezellen (Variante B1 bzw. B2) größere Zunahmen der extremen Wellenhöhen festgestellt als bei einer Mittelung nur über Seezellen (Variante A1 bzw. A2); vgl. Abb. 224 im Anhang.

Abweichende Tendenzen der Veränderungen wurden lediglich für die Variante der gleichgewichteten Mittelung für eine Kombination von 2 x 2 Land- bzw. Seezellen (Variante B11) fest-

gestellt. Daraus folgt, dass die räumliche Mittelung entweder anhand des Landanteils gewichtet und über mindestens 2 x 2 Land- sowie Seezellen oder gleichgewichtet und über mehr als 2 x 2 Land- sowie Seezellen des CORDEX-EUR-22-Gitters durchgeführt werden sollte.

Weitere Sensitivitätsbetrachtungen der Veränderungen extremer Wellenhöhen erfolgten auf der Grundlage regionaler Klimaprojektionen von REMO auf dem Europe011-Gitter und Antrieb durch MPI-ESM-LR für die erste Realisierung von RCP8.5 bzw. RCP2.6 (Tab. 22 im Anhang, Zeile 44 bzw. 40). Zur Analyse der Veränderungen wurden jedoch lediglich räumlich gleichgewichtete sowie anhand des Landanteils gewichtete Gebietsmittel von Zeitreihen der Windvektorkomponenten über verschiedene Größen, z.B. 2 x 2, 3 x 3 und 4 x 4 Gitterpunkte, von Land- und Seezellen durchgeführt (siehe Schema der betrachteten Mittelungen in Abb. 222 im Anhang).

In Übereinstimmung mit den Sensitivitätsbetrachtungen auf der Grundlage des Gitters wurden für den Antrieb durch die erste Realisierung von RCP8.5 größere abweichende Tendenzen der Veränderungen extremer Wellenhöhen an der Lokation Warnemünde 1 lediglich für das gleichgewichtete Gebietsmittel über 2 x 2-Gitterpunkte festgestellt (Abb. 225 im Anhang oben links).

An der Lokation Brodten hingegen sind die Veränderungen extremer Wellenhöhen weniger abhängig von der Wahl der Methode zur räumlichen Mittelung über verschiedene Gitterpunkte (Abb. 225 im Anhang unten links).

Abschließend wurden die Veränderungen an der Lokation Warnemünde 1 zusätzlich für den Antrieb durch die erste Realisierung von RCP2.6 (Abb. 225 im Anhang oben rechts) sowie durch ICHEC-EC-EARTH für die erste Realisierung von RCP8.5 analysiert (Abb. 225 im Anhang unten rechts), um den Einfluss der Wahl der Methode zur räumlichen Mittelung für andere Antriebe zu überprüfen.

Hierbei wurden bestätigt, dass es lediglich für die Variante des gleichgewichteten Gebietsmittels über 2 x 2-Gitterpunkte zu abweichenden Tendenz der Veränderungen extremer Wellenhöhen an der Lokation Warnemünde 1 kommt.

Somit wurden abschließend die Zeitreihen der Windvektorkomponenten der regionalen Klimaprojektionen des Ensembles 3 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte bestehend aus Land- sowie Seezellen des Europe011- bzw. CORDEX-EUR-11-Gitters gemittelt und als Eingangsdaten für die Berechnung der lokalen Seegangsverhältnisse mittels Hybridverfahren verwendet.

Die Wahl von 4 x 4 Gitterpunkten erfolgte auch aus Gründen der Vergleichbarkeit mit Veränderungen für 2 x 2 Gitterpunkte des CORDEX-EUR-22-Gitters, da diese ein gleich großes Gebiet abdecken, über das gemittelt wird.

Die Veränderungen der extremen Wellenhöhen an der Lokation Warnemünde 1 sind z.B. für die Zeitreihen der Windvektorkomponenten eines anhand des Landanteils gewichteten Gebietsmittels von 4 x 4 Gitterpunkten von REMO mit Antrieb durch MPI-ESM-LR und die erste Realisierung von RCP8.5 auf dem Europe011-Gitter in Abb. 224 im Anhang oben rechts (Variante B23) bzw. von 2 x 2 Gitterpunkten einer gekoppelten Version von REMO/MPIOM/HD mit Antrieb durch MPI-ESM-LR und die erste Realisierung von RCP8.5 auf dem CORDEX-EUR-11-Gitter in Abb. 225 im Anhang oben links (Variante B21) dargestellt.

Anhand des Vergleiches der beiden Abbildungen wird deutlich, dass es sowohl zu einer Zunahme als auch einer Abnahme extremer Wellenhöhen bei gleichem antreibenden AOGCM / ESM, RCP und für die gleiche Realisierung kommen kann (Abb. 224 im Anhang oben rechts bzw. Abb. 225 im Anhang oben links). Daraus folgt, dass die Veränderungen auch von der Wahl des RCM und dem Landanteil der Gitterzellen abhängen.

An der Lokation Warnemünde 1 wurden z.B. im Mittel und für die gekoppelte Version von REMO/MPIOM/HD auf dem CORDEX-EUR-22-Gitter geringere signifikante Wellenhöhen aus westnordwestlichen Richtungen und geringere Windgeschwindigkeiten aus südwestlichen bis westsüdwestlichen Richtungen im Vergleich zu höheren signifikanten Wellenhöhen aus nordwestlichen Richtungen und höheren Windgeschwindigkeiten aus westsüdwestlichen Richtungen von REMO auf dem Europe011-Gitter bei Antrieb durch MPI-ESM-LR und der ersten Realisierung von RCP8.5 festgestellt (vgl. Variante B21 in Abb. 153 und Abb. 154 mit Variante B23 in Abb. 157 und Abb. 161 im Anhang).

Darüber hinaus führen bei Annahme einer gleich großen Windgeschwindigkeit über dem Gebiet der Mittelung die geringere Gitterzellengröße und der Landanteil für das Europe011-Gitter zu einer stärkeren Gewichtung von höheren Windgeschwindigkeiten über Seezellen als für das CORDEX-EUR-22-Gitter (vgl. Abb. 94 im Anhang rechts mit Abb. 96 im Anhang rechts). Somit kommt es zu systematischen Modellunterschieden der betrachteten regionalen Klimaprojektionen, die sich auf die Berechnung der Veränderungen extremer Wellenhöhen auswirken.

5 Konsequenzen klimawandelbedingter hydrodynamischer Veränderungen für die Belastungen von Küstenschutzbauwerken

5.1 Allgemeines

Die Ermittlung und Bewertung von möglichen langfristigen zukünftigen Veränderungen des lokalen Seegangs auf der Basis regionaler Klimaprojektionen erfolgte zunächst im tiefen Wasser des Übergangsbereichs (seeseitig bis zur 10 m Wassertiefenlinie) und unter der Annahme eines mittleren Wasserstandes, da der Einfluss des lokalen Wasserstandes auf den Seegang in diesem Bereich vernachlässigbar ist (Kapitel 5.2.2).

Bei der Betrachtung der Auswirkungen möglicher zukünftiger Veränderungen des lokalen Seegangs auf die Belastungen von Küstenschutzanlagen müssen jedoch auch mögliche zukünftige Veränderungen der lokalen Wasserstände mit berücksichtigt werden, da die Seegangsverhältnisse im Bereich der Schorre (Strandvorbereich) sowie unmittelbar an der Uferlinie bzw. am Bauwerk von verschiedenen Flachwasserprozessen, insbesondere dem wassertiefenabhängigen Wellenbrechen, und damit von den lokalen Wassertiefen sowie den lokalen Wasserständen abhängig sind. Einflüsse auf die signifikante Wellenhöhe und mittlere Wellenanlaufrichtung infolge der Refraktion sind ab einem Verhältnis von $d/L = 0{,}3$ sowie auf die signifikante Wellenhöhe und die mittlere Wellenperiode infolge von Shoaling und Wellenbrechen, je nach Wellensteilheit und ab einem Verhältnis von $d/H_{m0,0} = 2$ bis $d/H_{m0,0} = 10$ im Tiefwasser, zu erwarten (Fröhle 2000; Goda 2010).

Weitere lokale Einflussfaktoren auf den lokalen Seegang sind z.B. lokale Strömungen und lokale Wassertiefen, welche sich aus morphologischen Veränderungen ergeben. Diese werden jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt, da entlang der deutschen Ostseeküste keine großräumigen oder signifikanten küstennahen Strömungen auftreten und langfristige zukünftige morphologische Veränderungen derzeit noch Gegenstand aktueller Forschung sind, z.B. im Zusammenhang mit der Entwicklung der Strategie Ostseeküste 2100 durch das Land S-H.

Im Rahmen verschiedener Sensitivitätsbetrachtungen wurde untersucht, wie sich veränderte hydrodynamische Randbedingungen (Wasserstand und Seegang) auf die lokalen Seegangsverhältnisse auswirken, und zwar ausgehend vom tiefen Wasser des Übergangsbereichs bis zum Bauwerksfuß eines typischen Küstenschutzbauwerks, z.B. eines Seedeichs, eines Deckwerks oder einer Küstenschutzdüne, und ausgehend von einem mittleren Wasserstand bzw. einem Sturmflutwasserstand (Kapitel 5.2.1 bzw. Kapitel 5.2.2).

Die Seegangsbelastung direkt am Fuße von Küstenschutzbauwerken ist eine wesentliche Eingangsgröße zur Planung und dem Entwurf bzw. der Bemessung von Bauwerken und hat einen wesentlichen Einfluss auf die Funktion sowie die Leistungsfähigkeit bzw. Wirksamkeit von Bauwerken zum Hochwasser- bzw. Erosionsschutz.

Daher wurde in einer weiteren Sensitivitätsbetrachtung am Beispiel einer Landesküstenschutzdüne an der Lokation Rostock-Warnemünde untersucht, wie sich geänderte Seegangsrandbedingungen bei einem Sturmflutwasserstand auf die Seegangsbelastung auswirken (Kapitel 5.2.3).

Abschließend wurden beispielhaft für typische Bauwerke zum Hochwasser- bzw. Erosionsschutz, mögliche durch den Klimawandel verursachte Veränderungen der lokalen hydrodynamischen Verhältnisse (Wasserstand sowie Seegang) auf i) die Belastung eines Seedeiches durch Wellenauflauf und Wellenüberlauf in Kapitel 5.3, ii) das erforderliche Steingewicht bzw. den Zerstörungsgrad der Deckwerksschicht eines Deckwerkes in Kapitel 5.4 sowie iii) die Erosion der Dünenkrone einer Landesküstenschutzdüne in Kapitel 5.5 analysiert und bewertet.

5.2 Veränderungen des lokalen Seegangs bei einem lokalen Meeresspiegelanstieg und Veränderungen der Seegangsrandbedingungen

5.2.1 Veränderungen bei einem Anstieg des mittleren Wasserstandes

Für einen Vergleich der Seegangsparameter im Übergangsbereich und bei einem Anstieg des mittleren Wasserstandes von DW = +0,30 m bis +0,90 m erfolgten zunächst stationäre numerische 2D-Simulationen auf der Basis von SWAN im Bereich der westlichen Ostsee und ausgehend von einem mittleren Wasserstand MW = NHN ±0 m sowie einen um +0,30 m, +0,60 m sowie +0,90 m erhöhten Wasserstand und für Windgeschwindigkeiten U_{10} = 1 m/s bis U_{10} = 30 m/s mit ΔU_{10} = 1 m/s und für Windrichtungen Θ_W = 0° bis Θ_W = 360° mit $\Delta\Theta_W$ = 10° (Kapitel 3.4.3.3).

Die Analyse der Veränderungen des lokalen Seegangs erfolgte anschließend beispielhaft für eine konstante Windgeschwindigkeit von U_{10} = 25 m/s an zwei ausgewählten Punkten P1 (lon = 10,325°E, lat = 54,4458°N) und P2 (lon = 10,325°E, lat = 54,4375°N) im Übergangsbereich in der Nähe der Ortslage Heidkate im Gebiet der Kieler Bucht (Abb. 54 bzw. Abb. 55).

Während der Punkt P1 ca. 1,2 km von der Küstenlinie entfernt ist (Abb. 55), befindet sich der Punkt P2 unmittelbar in der Brecherzone.

Für den Vergleich wurden die berechneten signifikanten Wellenhöhen H_{m0} am Punkt P1 bzw. P2 bei unterschiedlichen Wasserständen und Windrichtungen in Tab. 8 bzw. Tab. 9 gegenübergestellt.

Tab. 8: Signifikante Wellenhöhe H_{m0} und Wassertiefe d für eine Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s und unterschiedliche Windrichtungen Θ_W beim Anstieg des mittleren Wasserstandes ΔW, SWAN WBSSC stationär, Berechnungspunkt P1 im Küstenvorfeld in der Nähe der Ortslage Heidkate, S-H

P1		**H_{m0} (m) bei Θ_W =**								
ΔW (m)	**d (m)**	**270° W**	**290° ~WNW**	**320° ~NW**	**340° ~NNW**	**0° N**	**20° ~NNO**	**50°~ NO**	**70° ~ONO**	**90° O**
0,00	6,38	2,04	2,33	2,50	2,54	2,57	2,59	2,56	2,55	2,49
+0,30	6,68	2,06	2,39	2,59	2,64	2,67	2,69	2,66	2,64	2,57
+0,60	6,98	2,08	2,45	2,68	2,73	2,77	2,79	2,75	2,73	2,65
+0,90	7,28	2,09	2,49	2,76	2,82	2,86	2,88	2,86	2,82	2,71

Abb. 54: Lokationen der Sensitivitätsbetrachtungen zum Einfluss des Meeresspiegelanstiegs und klimawandelbedingter Veränderungen der Seegangsrandbedingungen auf den lokalen Seegang sowie die Seegangsbelastung von Bauwerken (Google Earth)

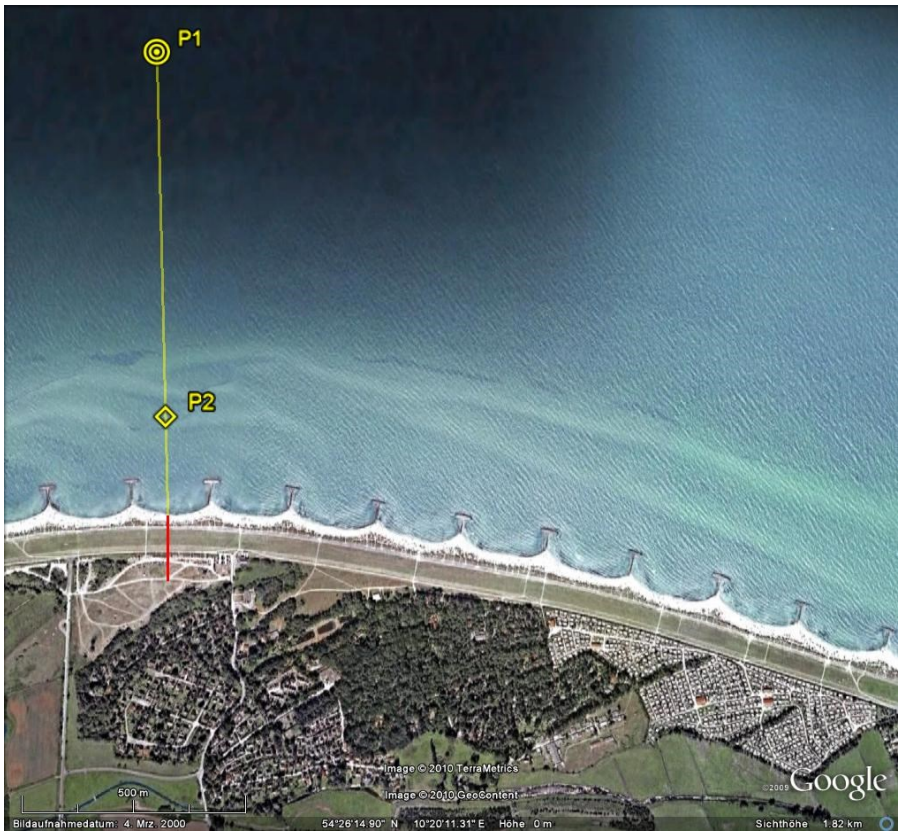


Abb. 55: Lage der Berechnungspunkte P1 und P2 im Küstenvorfeld sowie betrachteter Deichquerschnitt (rote Linie) in der Nähe der Ortslage Heidkate, S-H sowie Landesschutzdeich Probstei mit vorgelagertem T-Buhnensystem (URCE 2011, Abb. 11)

Tab. 9: Signifikante Wellenhöhe H_{m0} und Wassertiefe d für eine Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s und unterschiedliche Windrichtungen Θ_W beim Anstieg des mittleren Wasserstandes ΔW, SWAN WBSSC stationär, Berechnungspunkt P2 im Küstenvorfeld in der Nähe der Ortslage Heidkate, S-H

P2		**H_{m0} (m) bei Θ_W =**								
ΔW (m)	**d (m)**	**270° W**	**290° ~WNW**	**320° ~NW**	**340° ~NNW**	**0° N**	**20° ~NNO**	**50°~ NO**	**70° ~ONO**	**90° O**
0,00	0,24	0,23	0,27	0,32	0,33	0,33	0,33	0,30	0,29	0,28
+0,30	0,54	0,44	0,46	0,48	0,45	0,46	0,45	0,44	0,42	0,42
+0,60	0,84	0,63	0,63	0,62	0,60	0,61	0,60	0,59	0,58	0,57
+0,90	1,14	0,74	0,74	0,73	0,74	0,75	0,75	0,79	0,73	0,72

Nach Tab. 8 ergeben sich die höchsten signifikanten Wellenhöhen am küstenfernen Punkt P1 in einer Wassertiefe von ca. d ~ 6,4 m für eine konstante Windgeschwindigkeit von U_{10} = 25 m/s und für eine Windrichtung von Θ_W = 20°.

Bei einer Erhöhung des lokalen Wasserstandes am Punkt P1 um z.B. ΔW = +0,90 m nimmt die signifikante Wellenhöhe für eine Windgeschwindigkeit von U_{10} = 25 m/s und für eine Windrichtung von Θ_W = 20° von H_{m0} = 2,59 m auf $H_{m0,\Delta W = +0,9\ m}$ = 2,88 m (ΔH_{m0} ~ +11%) und die mittlere Wellenperiode T_{m02} von T_{m02} = 5,37 s auf $T_{m02,\ \Delta W = +0,9\ m}$ = 5,70 s (ΔT_{m02} ~ +6%) zu, während sich die Energieperiode $T_{m-1,0}$ sowie die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m nur geringfügig verändern (Tab. 10 bzw. Abb. 56).

Tab. 10: Veränderung der signifikanten Wellenhöhe ΔH_{m0}, mittleren Wellenperiode ΔT_{m02}, Energieperiode $\Delta T_{m-1,0}$ und mittleren Wellenanlaufrichtung $\Delta\Theta_m$, Wellenlänge L und relative Wassertiefe d/L in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg ΔW bei einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s und Windrichtung Θ_w = 20°, SWAN WBSSC stationär, Berechnungspunkt P1 im Küstenvorfeld in der Nähe der Ortslage Heidkate, S-H

ΔW (m)	**d (m)**	**H_{m0} (m)**	**T_{m02} (s)**	**$T_{m-1,0}$ (s)**	**Θ_m (°)**	**L (m)**	**d/L (-)**	**ΔH_{m0} (%)**	**ΔT_{m02} (%)**	**$\Delta T_{m-1,0}$ (%)**	**$\Delta\Theta_m$ (°)**
+0,00	6,38	2,59	5,37	5,78	19,65	32,03	0,20	0,0	0,00	0,00	0,00
+0,30	6,68	2,69	5,49	5,83	19,50	33,52	0,20	3,9	2,09	0,77	-0,15
+0,60	6,98	2,79	5,60	5,87	19,38	34,96	0,20	7,7	4,13	1,47	-0,27
+0,90	7,28	2,88	5,70	5,91	19,23	36,37	0,20	11,2	6,12	2,16	-0,42

Die in Tab. 10 angegebenen mittleren Wellenperioden T_{m02} wurden anhand einer Korrelationsbeziehung zwischen der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} aus Seegangsmessungen (URCE) mittels einer Waverider-Boje im Zeitraum 16.07.1998 bis 30.07.2002 abgeleitet. Die Korrelationsbeziehung ist in Abb. 227 im Anhang sowie in Gl. (60) dargestellt.

$$T_{m02} = 1{,}11 * H_{m02} + 2{,}5\ s \qquad (60)$$

Die Berechnung der Wellenlänge L erfolgte nach linearer Wellentheorie und für den Übergangsbereich nach Gl. (61).

$$L = \frac{g}{\omega} T \tanh(kd) \sim 1{,}56\, T^2 \tanh(kd) \tag{61}$$

mit:

g	Erdbeschleunigung ~ 9,81 m/s²
ω	Kreisfrequenz, Gl. (27)
k	Wellenzahl, Gl. (28)

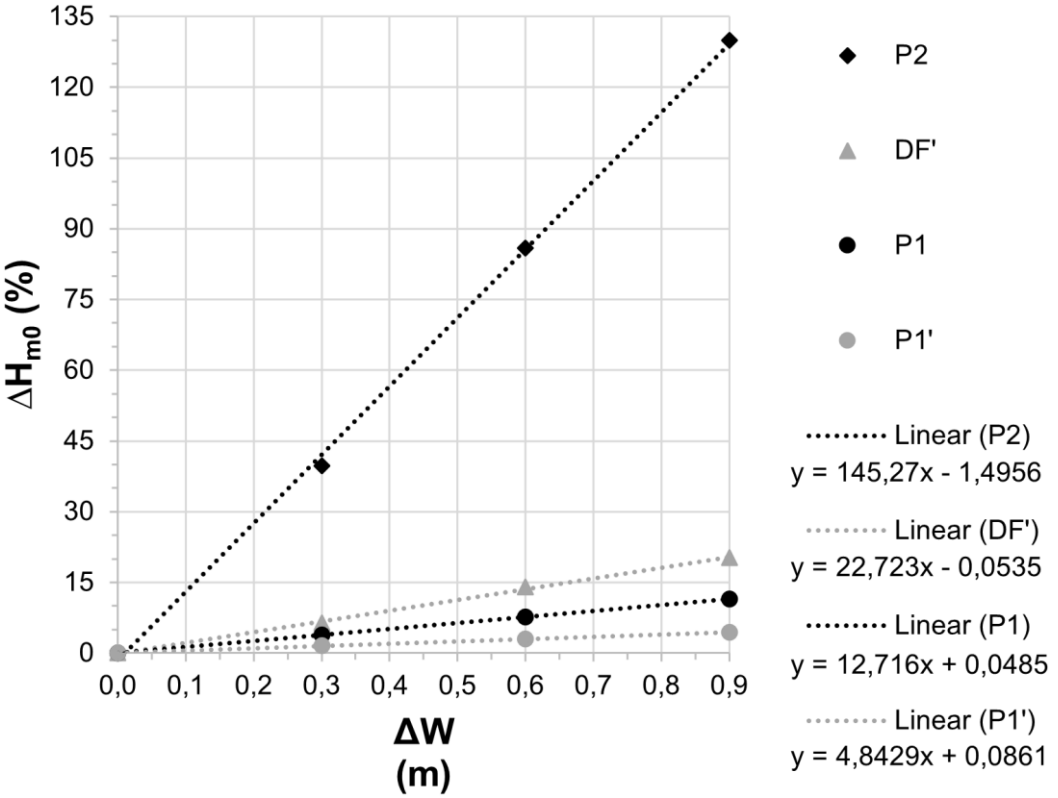


Abb. 56: Veränderung der signifikanten Wellenhöhe ΔH_{m0} und lineare Regression (gepunktet) in Abhängigkeit vom Anstieg des lokalen Wasserstandes ΔW ausgehend von einem mittleren Wasserstand (P1 und P2) bzw. einem Sturmflutwasserstand NHN +3,40 m (P1‘ und DF‘) und bei einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s sowie Windrichtung Θ_w = 20° für ausgewählte Punkte (SWAN WBSSC stationär: P1, P1‘, P2 und SWAN 1D stationär: DF‘) seewärts des Landesschutzdeiches Probstei in der Nähe der Ortslage Heidkate, S-H

Grundsätzlich anders sieht die Situation für den küstennahen ca. 250 m vom Deichfuß entfernten Punkt P2 aus. An dieser Lokation nimmt die signifikante Wellenhöhe, unter gleichen Randbedingungen, von H_{m0} = 0,33 m auf mehr als das Doppelte $H_{m0,\Delta W = +0{,}9\ m}$ = 0,75 m (ΔH_{m0} ~ +129%) und die mittlere Wellenperiode von $T_{m02,MW}$ = 2,86 s auf $T_{m02,\Delta W = +0{,}9\ m}$ = 3,33 s (ΔT_{m02} ~ +16%) zu, während die Energieperiode $T_{m-1,0}$ sowie die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m nur geringfügig verändert werden (Tab. 11 bzw. Abb. 56).

Nach Tab. 10 bzw. Tab. 11 sind die Berechnungspunkte P1 bzw. P2 mit einer relativen Wassertiefe zwischen 0,05 ≤ d/L ≤ 0,5 dem Übergangsbereich zuzuordnen und die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe, mittleren Wellenperiode und Energieperiode an den beiden Punkten verhalten sich an in etwa linear zum Anstieg des mittleren Wasserstandes ΔW (Abb. 56 bzw. Abb. 228 und Abb. 230 im Anhang).

Tab. 11: Veränderung der signifikanten Wellenhöhe ΔH_{m0}, mittleren Wellenperiode ΔT_{m02}, Energieperiode $\Delta T_{m-1,0}$ und der mittleren Wellenanlaufrichtung $\Delta \Theta_m$, sowie Wellenlänge L und relative Wassertiefe d/L in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg ΔW bei einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s und Windrichtung Θ_w = 20° (SWAN WBSSC stationär) am Berechnungspunkt P2 im Küstenvorfeld in der Nähe der Ortslage Heidkate, S-H

ΔW (m)	**d (m)**	**H_{m0} (m)**	**T_{m02} (s)**	**$T_{m-1,0}$ (s)**	**Θ_m (°)**	**L (m)**	**d/L (-)**	**ΔH_{m0} (%)**	**ΔT_{m02} (%)**	**$\Delta T_{m-1,0}$ (%)**	**$\Delta \Theta_m$ (°)**
+0,00	0,24	0,33	2,86	5,74	16,18	1,50	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00
+0,30	0,54	0,45	3,01	5,81	16,60	3,33	0,16	39,74	5,02	1,24	+0,42
+0,60	0,84	0,60	3,17	5,81	16,45	5,09	0,17	85,88	10,85	1,24	+0,27
+0,90	1,14	0,75	3,33	5,81	16,31	6,78	0,17	129,89	16,41	1,24	+0,13

Die größten Veränderungen ergeben sich für die signifikante Wellenhöhe H_{m0} am Punkt P2 infolge des Shoaling, welches zu einem stärkeren Anstieg der Wellenhöhe bis zum Wellenbrechen führt als am Punkt P1 (Abb. 56).

Die Veränderungen für die mittlere Wellenperiode T_{m02} sind aufgrund der Korrelationsbeziehung zwischen der Wellenperiode und der signifikanten Wellenhöhe, Gl. (60), geringer als die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (Abb. 228 im Anhang).

Die Energieperioden $T_{m-1,0}$ verändern sich am küstennahen Punkt P2 kaum im Gegensatz zu geringen Veränderungen am küstenfernen Punkt P1, da die langperiodischen Anteile des Wellenspektrums bereits gebrochen sind (Abb. 230 im Anhang).

Um die Veränderungen bis an den Uferbereich bzw. bis auf das Bauwerk zu quantifizieren, ist eine höhere räumliche Auflösung von $\Delta x = \Delta y << 1$ km erforderlich. Daher wurden in Kapitel 5.2.2 bzw. Kapitel 5.2.3 zusätzlich höheraufgelöste stationäre 1D-Simulationen mit SWAN durchgeführt.

5.2.2 Veränderungen der Seegangsbelastung beim Anstieg eines Sturmflutwasserstandes

Für einen Vergleich von Veränderungen der Seegangsvariablen im Übergangsbereich bis an den Deichfuß des Landesschutzdeiches Probstei in der Nähe der Ortslage Heidkate (S-H) wurde ein Sturmflutwasserstand von W ~ NHN +3,40 m gewählt, welcher um 0,10 m unterhalb des aktuell gültigen Bemessungshochwasserstandes liegt (Land-SH 2022).

Auf Grundlage des gewählten Sturmflutwasserstandes sowie einem um +0,30 m, +0,60 m sowie +0,90 m erhöhten Sturmflutwasserstand von W = NHN +3,40 m / NHN +3,70 m / NHN +4,00 m / NHN +4,30 m, erfolgten insgesamt vier weitere stationäre 2D-Simulationen mit dem WBSSC-Modell (Kapitel 3.4.2.3) zur Ableitung der Seegangsrandbedingungen für die höher aufgelösten stationären 1D-Simulationen mit SWAN. Die Modellparameter der stationären 2D- bzw. 1D-Simulationen sind in Tab. 28 bzw. Tab. 30 im Anhang zusammengefasst.

Die Windrichtung wurde in den Simulationen beispielhaft mit Θ_w = 20° gewählt, welche zu den höchsten signifikanten Wellenhöhen H_{m0} in stationären 2D-Simulationen mit einer Windgeschwindigkeit von U_{10} = 25 m/s und ausgehend von einem mittleren Wasserstand (MW) am Punkt P1 (Abb. 55), ca. 1,2 km seewärts der Uferlinie, führte (Tab. 8).

Die Kopplung der stationären 1D- und 2D-Simulationen erfolgte anhand von Seegangsspektren im SWAN-Format am Punkt P1 (The SWAN Team 2023b, S. 137 ff.).

Die 1D-Simulationen erfolgten für zwei Bathymetrievarianten V1 bzw. V2 basierend auf Konstruktionsunterlagen des Deiches (Variante V1) bzw. auf Geländehöhen aus terrestrischen Vermessungen (Variante V2) des Landesbetriebes für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN-SH). Die Daten wurden mit weiteren Bathymetriedaten für das Deichvorfeld in einem Wassertiefenbereich von etwa NHN -2 m bis NHN -7 m ergänzt (Datensatz iowtopo1, SEIFERT ET AL. 2001). Beide Bathymetrievarianten sind für einen Ausschnitt der seeseitigen Deichaußenböschung in Abb. 229 im Anhang dargestellt.

Nachfolgend werden die Ergebnisse der Bathymetrievariante V1 dargestellt, da unter ungünstigen Bedingungen davon auszugehen ist, dass der in der Bathymetrievariante V2 enthaltene Strandwall während einer langanhaltenden Sturmflut erodiert und zu größeren Wassertiefen und damit größeren Wellenhöhen am Deichfuß führt.

Die Veränderungen wurden beispielhaft für die beiden Punkte P1', welcher identisch zum Punkt P1 ist, sowie einen Punkt DF' am Deichfuß betrachtet, welcher sich ca. 60 m von der Deichkrone entfernt und auf einer Höhenlage von NHN -0,5 m befindet (Abb. 229 im Anhang).

In Analogie zu den Auswertungen in Kapitel 5.2.1 wurden die nachfolgend angegebenen mittleren Wellenperioden T_{m02} anhand einer Korrelationsbeziehung zwischen der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} nach Gl. (60) sowie die Wellenlänge L nach linearer Wellentheorie und für den Übergangsbereich nach Gl. (61) ermittelt.

Bei einer Erhöhung des gewählten Sturmflutwasserstandes W = NHN +3,40 m um +0,90 m nimmt die signifikante Wellenhöhe am Punkt P1' von H_{m0} = 3,53 m auf maximal $H_{m0,W\ +0,90\ m}$ = 3,68 m bzw. um ΔH_{m0} ~ +4,4% zu. Die mittlere Wellenperiode T_{m02} nimmt maximal um ca. ΔT_{m02} ~ +2,7% zu, während sich die Energieperiode $T_{m-1,0}$ sowie die mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m nur geringfügig verändern (Tab. 12).

Tab. 12: Veränderung der signifikanten Wellenhöhe ΔH_{m0}, mittleren Wellenperiode ΔT_{m02}, Energieperiode $\Delta T_{m-1,0}$ und mittleren Wellenanlaufrichtung $\Delta\Theta_m$, sowie Wellenlänge L und relative Wassertiefe d/L in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg ΔW bei einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s und Windrichtung Θ_w = 20° aus stationären 2D-Simulationen mit SWAN am Punkt P1' im Küstenvorfeld in der Nähe der Ortslage Heidkate, S-H

W (m ü. NHN)	ΔW (m)	d (m)	H_{m0} (m)	T_{m02} (s)	$T_{m-1,0}$ (s)	Θ_m (°)	L (m)	d/L (-)	ΔH_{m0} (%)	ΔT_{m02} (%)	$\Delta T_{m-1,0}$ (%)	$\Delta\Theta_m$ (°)
3,40	0,00	9,78	3,53	6,42	6,12	18,68	47,74	0,20	0,0	0,00	0,00	0,00
3,70	0,30	10,08	3,59	6,48	6,14	18,65	48,96	0,21	1,6	1,00	0,26	-0,03
4,00	0,60	10,38	3,64	6,54	6,15	18,64	50,18	0,21	3,1	1,87	0,56	-0,04
4,30	0,90	10,68	3,68	6,59	6,17	18,57	51,34	0,21	4,4	2,67	0,84	-0,11

Erwartungsgemäß nimmt die signifikante Wellenhöhe H_{m0} am Deichfuß (Punkt DF') bei einem Anstieg des Sturmflutwasserstandes NHN +3,40 m um +0,90 m von H_{m0} = 2,06 m auf $H_{m0,W\ +0,90\ m}$ = 2,48 m bzw. um ΔH_{m0} ~ +20% und die mittlere Wellenperiode T_{m02} von T_{m02} = 4,79 s auf $T_{m02,W\ +0,90\ m}$ = 5,26 s bzw. um ΔT_{m02} ~ +10% maximal zu (Tab. 13). Die Veränderungen der Energieperiode $T_{m-1,0}$ sind beim Anstieg des Sturmflutwasserstandes gering

und die Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m wurden aufgrund der eindimensionalen Berechnung nicht weiter betrachtet.

Tab. 13: Veränderung der signifikanten Wellenhöhe ΔH_{m0}, mittleren Wellenperiode ΔT_{m02}, Energieperiode $\Delta T_{m-1,0}$ sowie mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Wellenlänge L und relative Wassertiefe d/L in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg ΔW bei einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s und Windrichtung Θ_w = 20° aus stationären 1D-Simulationen mit SWAN am Punkt DF' im Küstenvorfeld in der Nähe der Ortslage Heidkate, S-H

W (m ü. NHN)	ΔW (m)	d (m)	H_{m0} (m)	T_{m02} (s)	$T_{m-1,0}$ (s)	Θ_m (°)	L (m)	d/L (-)	ΔH_{m0} (%)	ΔT_{m02} (%)	$\Delta T_{m-1,0}$ (%)
3,40	0,00	3,90	2,06	4,79	6,32	11,86	21,28	0,18	0,0	0,00	0,00
3,70	0,30	4,20	2,20	4,94	6,35	12,09	22,85	0,18	6,5	3,09	0,60
4,00	0,60	4,50	2,35	5,12	6,40	12,84	24,49	0,18	14,0	6,71	1,34
4,30	0,90	4,80	2,48	5,26	6,43	12,98	26,05	0,18	20,2	9,66	1,85

Es ist jedoch darauf hinzuweisen, dass die absoluten Werte bzw. relativen Veränderungen der Energieperiode $T_{m-1,0}$ in geringen relativen Wassertiefen $d/H_{m0,0} < 1$ in den 1D-Simulationen für die in der Arbeit verwendete Version von SWAN ggf. unterschätzt werden. In geringen bis sehr geringen Wassertiefen von $1 > d/H_{m0,0} < 0{,}3$, z.B. direkt am Fuße der Bauwerke, kann die Energieperiode $T_{m-1,0}$ infolge von Transformationen der Seegangsspektren größer werden (Abb. 57).

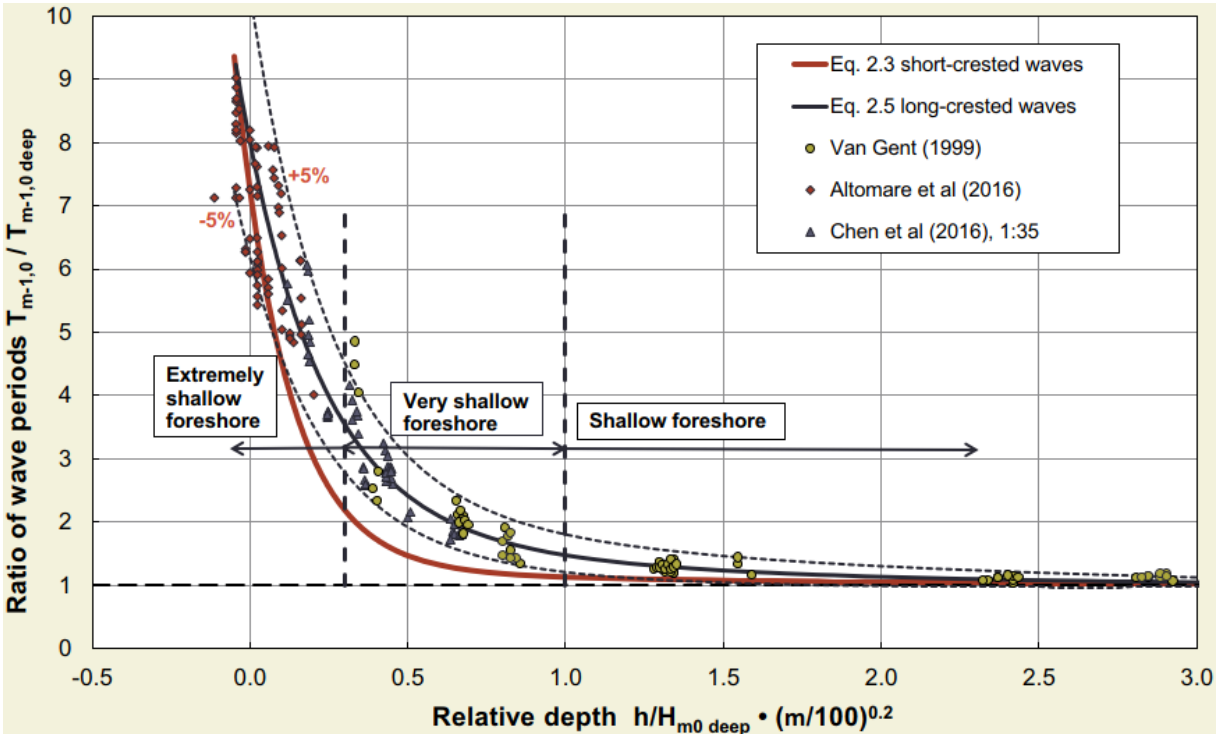


Abb. 57: Verhältnis der lokalen Energieperiode $T_{m-1,0}$ zur Energieperiode im Tiefwasser $T_{m-1,0,deep}$ in Abhängigkeit von der relativen Wassertiefe $h/H_{m0,deep}$ $(m/100)^{0,2}$ an flach geneigten Vorstränden, Hinweis: h = Wassertiefe, m = Böschungsneigungszahl (EurOtop 2018, S. 32)

Ebenso kann die resultierende Wellenhöhe am Bauwerk infolge von niedrigfrequenten Infraschwerewellen, d.h. Oberflächenwellen mit sehr langen Wellenperioden > 30 s, zunehmen. Beispiele hierfür werden z.B. in EurOtop (2018, S. 7–10) gegeben.

Bislang war eine Berechnung dieser Effekte nur mit phasenauflösenden Modellen, wie z.B. XBeach[73], SWASH oder Boussinesq-Modellen, möglich (EurOtop 2018, S. 31), jedoch wurden auch entsprechende Modellanpassungen für SWAN entwickelt und anhand von Feldmessungen und physikalischen Modellversuchen validiert (Reniers und Zijlema 2022), welche eine Berechnung der Effekte in 1D-Simulationen mit aktuellen Versionen von SWAN ermöglichen.

Zusammenfassend ergeben sich bei einem Anstieg des Sturmflutwasserstandes in Abhängigkeit von der relativen Wassertiefe d/L unterschiedliche Auswirkungen auf den lokalen Seegang. Nach der Größe der Veränderungen geordnet sind die Zunahme der signifikanten Wellenhöhe und mittlere Wellenperiode am größten, während sich geringere Veränderungen für die Energieperiode und mittlere Wellenanlaufrichtung ergeben.

Vergleichende numerische Untersuchungen (vgl. Kapitel 5.2.3) auf der Basis von SWAN zur Transformation des Seegangs bei einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und verschiedenen Meeresspiegelanstiegsszenarien von +0,10 m bis +1,00 m in 10 cm-Schritten am Beispiel einer Landesküstenschutzdüne, welche Bestandteil des Küstenschutzabschnittes Warnemünde West ist, ergaben maximale Veränderungen der Seegangsvariablen an der Uferlinie von in ähnlicher Größenordnung (ΔH_{m0} ~ +28%, ΔT_{m02} ~ +12%, $\Delta T_{m-1,0}$ < +1%, $\Delta \Theta_m \leq 1°$). Der Verlauf der betrachteten Seegangsvariablen vom Übergangsbereich bis zur Uferlinie ist in Abb. 230 im Anhang dargestellt.

Als Seegangsrandbedingung wurde in den Untersuchungen, in Anlehnung an den Bemessungsseegang aus dem Jahr 2009 für die Lokation Warnemünde, ein JONSWAP-Spektrum mit H_{m0} = 4,13 m, T_{m02} = 7,13 s, Θ_p = 0° und der zweiten Potenz der Richtungsverteilungsfunktion in SWAN für das Directional Spreading gewählt (URCE und TU Dresden 2006). Zusätzlich wurde der Einfluss eines lokalen Windfeldes mit einer Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} = 30 m/s und einer Windrichtung Θ_W = 350° berücksichtigt. Die räumliche Auflösung der Bathymetriedaten sowie des Berechnungsgitters der 1D-Simulationen betrug Δx = 1 m.

Ein weiteres zentrales Ergebnis dieser Untersuchungen ist, dass unter den betrachteten Seegangsbedingungen und bei einem Meeresspiegelanstieg von +0,90 m die signifikante Wellenhöhe in Wassertiefen von weniger als ca. 9,5 m um mehr als +3% zunimmt (Abb. 230 im Anhang). Hieraus folgt, dass zur Ermittlung von klimawandelbedingten zukünftigen Veränderungen des lokalen Seegangs im Bereich der südwestlichen Ostseeküste der lokale Meeresspiegelanstieg im tiefen Wasser des Übergangsbereichs (seeseitig bis zur 10 m Wassertiefenlinie) vernachlässigt werden kann.

Numerische Untersuchungen auf der Basis von SWAN zur Veränderung von signifikanten Wellenhöhen am Fuße von Deckwerken auf Wangerooge kamen für einen um +0,25 m erhöhten Sturmflutwasserstand (Variante BHW) sowie eine Windgeschwindigkeit U_{10} = 30 m/s und eine Windrichtung Θ_W = 315° zu etwas geringeren maximalen Veränderungen von ΔH_{m0} ~ +5%, ΔT_{m02} ~ +3%, $\Delta T_{m-1,0}$ < +1,5% und $\Delta \Theta_m \leq 1°$ (Dreier 2009).

Im Ergebnis der Sensitivitätsbetrachtungen zur Bestimmung des Einflusses veränderlicher lokaler Wasserstände auf die Seegangsbelastung verschiedener Küstenschutzbauwerke wurden bei einem Anstieg des Sturmflutwasserstandes bis +0,90 m am Fuße der Konstruktionen

[73] https://oss.deltares.nl/web/xbeach/ (01.04.2024)

bzw. der Uferlinie größere Zunahmen für die signifikante Wellenhöhe bis zu ΔH_{m0} ~ +28% und für die mittlere Wellenperiode bis zu ΔT_{m02} ~ +12% sowie moderate Zunahmen für die Energieperiode bis zu $\Delta T_{m-1,0}$ < +1,5% und geringfügige Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtung bis zu $\Delta \Theta_m \leq 1°$ festgestellt. Die Veränderungen der betrachteten Seegangsvariablen verhalten sich dabei in etwa linear zum Meeresspiegelanstieg.

Für die weitere Betrachtung der Konsequenzen der klimawandelbedingter hydrodynamischer Veränderungen für die Belastungen von Küstenschutzbauwerken sind die Veränderungen infolge des Meeresspiegelanstiegs mit weiteren Veränderungen zu kombinieren, wie z.B. dem in den Übergangsbereich einlaufenden Seegang (Kapitel 5.2.3) und / oder Veränderungen des lokalen Windfeldes, die jeweils unterschiedliche Auswirkungen auf die Seegangsparameter im Vorstrandbereich bzw. am Bauwerksfuß haben können (Dreier 2009).

5.2.3 Veränderungen der Seegangsbelastung bei einem Sturmflutwasserstand und Veränderungen der Seegangsrandbedingungen

Zur Analyse des Einflusses variierender Seegangsrandbedingungen im Übergangsbereich auf den lokalen Seegang bis zur Uferlinie erfolgten stationäre numerische 1D-Simulationen mit SWAN entlang eines Profils des Internen Messnetz Küste (IMK, StALU-MM 2014), beginnend von der Landesküstenschutzdüne im Bereich Warnemünde West (Abb. 58) und für einen beispielhaft gewählten Sturmflutwasserstand von W = NHN +2,95 m, welcher um ca. 0,35 m unterhalb des aktuell gültigen Bemessungshochwasserstandes liegt (StALU-MM 2022a).

Im Projekt RAdOst (2009-2015) erfolgten entlang des in Abb. 58 in Rot dargestellten Profils, beginnend von der Landesküstenschutzdüne bis zur RAdOst-Messboje, umfangreiche morphologische sowie hydrodynamische Messungen am Strand sowie im Bereich der Schorre. Die RAdOst-Messkette bestand aus einer Richtungsseegangsmessboje vom Typ Waverider MkIII der Firma Datawell sowie vier ADCP-Messgeräten vom Typ AWAC der Firma Nortek (RADOST-Verbund 2012).

Es wurde eine Bathymetrie des IMK-Profils Warnemünde mit einem Rasterabstand von Δx = 1 m interpoliert, die auf vom StALU-MM bereitgestellten Geländehöhen aus nautischen Vermessungen mittels eines Sidescan-Sonars bzw. einem digitalen Geländemodell (DGM) aus dem Jahre 2011 im Bereich von NHN -1,5 m bis NHN -6 m sowie einem Dünen-Regelquerschnitt (Sollquerschnitt) des teilautomatisierten Dünenkatasters basiert (TADK, StALU-MM 2009, S. 72).

Für den betrachteten Dünenquerschnitt in der Nähe des Küstenkilometers KKM F145.000 (StALU-MM 2012b) wurden die folgenden charakteristischen Punkte angenommen:

- Seeseitige Dünenoberkante (SDOK): NHN +4,65 m
- Seeseitige Dünenunterkante / Dünenfuß (SDUK): NHN +2,15 m seeseitig in einer Entfernung von 7,5 m von der SDOK
- Uferlinie: NHN +0,00 m seeseitig in einer Entfernung von 61,5 m von der SDOK

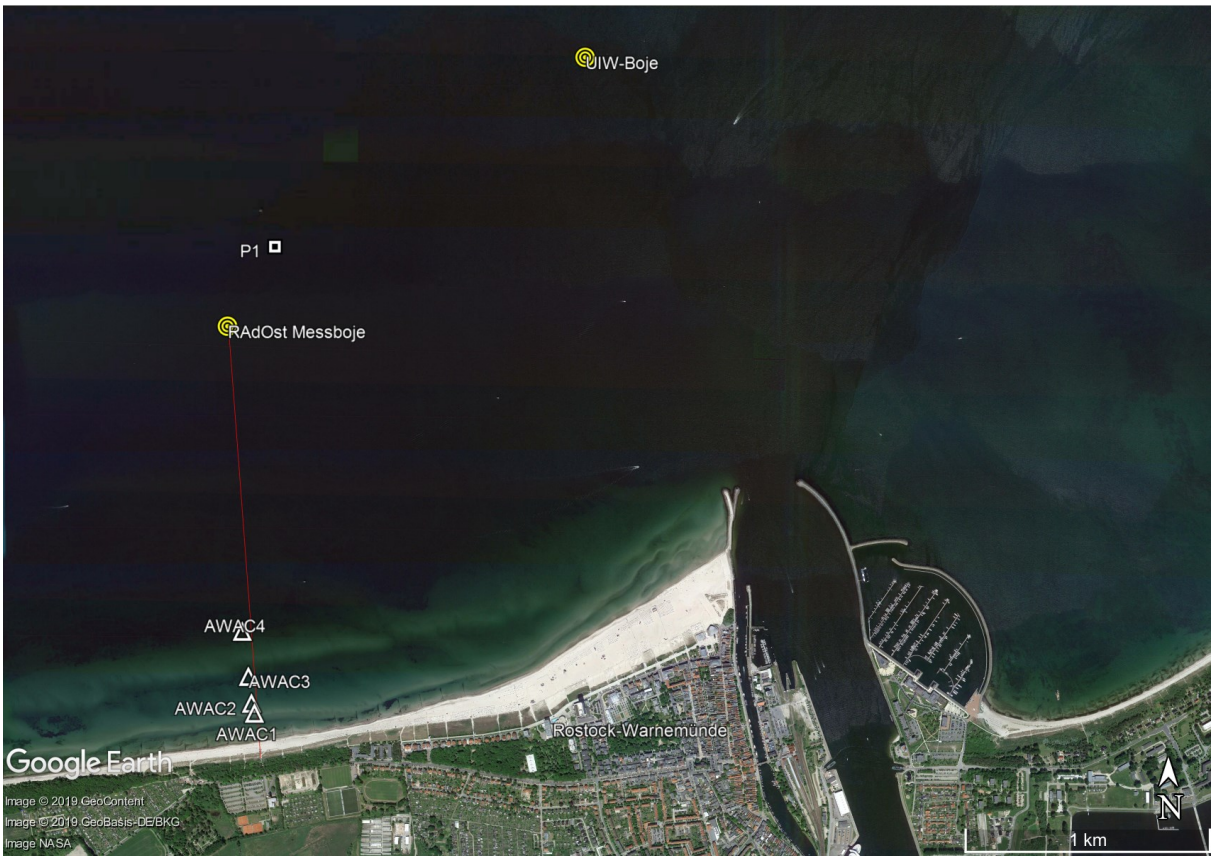


Abb. 58: Lage des IMK-Profils Warnemünde / der RAdOst-Messkette (rote Linie) sowie der ADCPs (weiße Dreiecke) und der Richtungsseegangsmessbojen (URCE bzw. RAdOst gelbe Punkte) an der Küste von Rostock-Warnemünde (Google Earth)

Die Geländehöhen im Bereich der Schorre wurden anschließend linear im Bereich von NHN -6 m bis NHN -10 m und bei einer angenommenen Neigung von 1:140 interpoliert.

Die Modellparameter der stationären 1D-Simulationen sind in Tab. 31 im Anhang und die hydrodynamischen bzw. meteorologischen Randbedingungen sind in Tab. 14 zusammengefasst. Die Angaben für die Energieperiode $T_{m-1,0}$ sowie Peakperiode T_p in Tab. 14 wurden in den 1D-Simulationen mit SWAN am Modellgebietsrand berechnet.

Um die Auswirkungen geänderter Seegangsrandbedingungen bzw. Windbedingungen auf die resultierenden Seegangsgrößen in unterschiedlichen Wassertiefen zu ermitteln, wurde zunächst die signifikante Wellenhöhe H_{m0} variiert und mit den Ergebnissen für die Referenzvariante V0 verglichen (Variante V1 bis V4, Tab. 14). Auf Grundlage der jeweils gewählten signifikanten Wellenhöhe wurde eine korrelierte mittlere Wellenperiode T_{m02} in Anlehnung an eine Korrelationsbeziehung H_{m02}/T_{m02} nach Gl. (60) aus Seegangsmessungen abgeleitet. Anschließend wurde die mittlere Wellenperiode T_{m01} anhand des Verhältnisses T_{m02}/T_{m01} ~ 0,93 (EAK 2002 2020, S. 60) berechnet und als Eingangsgröße für die Simulationen verwendet. Darüber hinaus erfolgte analog zu den Untersuchungen in Kapitel 5.2.2 eine Simulation für ein JONSWAP-Spektrum mit H_{m0} = 4,13 m, T_{m02} = 7,13 s, Θ_p = 0°(Variante V5, Tab. 14) sowie eine weitere Simulation V6 zur Ermittlung des Einflusses des lokalen Windfeldes, welche ohne Windeinfluss und ohne nichtlineare Interaktionen im Tiefwasser (Quadruplets) durchgeführt wurde.

Abschließend wurde in der Simulation V7 die mittlere Wellenperiode T_{m02} bzw. T_{m01} variiert und die signifikante Wellenhöhe wie in den Simulationen V5 bzw. V6 konstant belassen, um den Einfluss der geänderten mittleren Wellenperiode auf den lokalen Seegang zu bestimmen.

Tab. 14: Randbedingungen stationärer 1D-Simulationen mit SWAN für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m01}, Peak-Wellenanlaufrichtung Θ_p, Directional Spreading (Dspr), Energieperiode $T_{m-1,0}$, Peakperiode T_p, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W sowie Sturmflutwasserstand W, IMK-Profil Warnemünde KKM F145.000 des StALU-MM, Wassertiefe ca. 13 m

	$H_{m0,0}$ (m)	$T_{m01,0}$ (s)	$T_{m02,0}$ (s)	$T_{m-1,0,0}$ (s)	$T_{p,0}$ (s)	$\Theta_{p,0}$ (°)	Dspr (-)	U_{10} (m/s)	Θ_W (°)	W (m ü. NHN)	Bemerkung
V0	2,0	5,0	4,59	5,42	6,13	0	2	30	350	2,95	Referenz-variante
V1	2,5	5,5	5,07	5,97	6,47						Variation Wellen-höhen
V2	3,0	6,0	5,54	6,50	7,42						
V3	3,5	6,5	6,01	7,04	7,42						
V4	4,0	7,0	6,48	7,59	8,16						
V5	4,13	7,13	6,60	7,73	8,16						
V6	4,13	7,13	6,60	7,73	8,16			-	-		ohne Wind
V7	4,13	7,67	7,11	8,31	8,98			30	350		Variation Perioden

In den Simulationen mit Windeinfluss wurde die Windrichtung Θ_W = 350° gewählt, da für diese Windrichtung die höchsten signifikanten Wellenhöhen am Punkt P1 in stationären 2D-Simulationen mit SWAN (Kapitel 3.4.2.3) und für eine Windgeschwindigkeit U_{10} = 30 m/s sowie einen mittleren Wasserstand ermittelt wurden (vgl. Kapitel 5.2.1).

Die Ergebnisse der numerischen 1D-Simulationen sind in Tab. 15 zusammengefasst sowie in Abb. 231 im Anhang für einen Ausschnitt im Bereich der Uferlinie grafisch dargestellt. Die Veränderungen der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m wurden aufgrund der eindimensionalen Berechnung nicht weiter betrachtet.

Beispielsweise verändert sich in der Variante V5 und im Vergleich zur Referenzvariante V0, bei einer Zunahme der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} am seeseitigen Modellgebietsrand (Index 0) um mehr als das Doppelte $\Delta H_{m0,\,V5/V0,0}$ ~ +107% und bei gleichzeitiger Zunahme der mittleren Wellenperiode $T_{m02,0}$ bzw. der Energieperiode $T_{m-1,0,0}$ um etwa $\Delta T_{m02,V5/V0,0}$ ~ $\Delta T_{m-1,0,V5/V0,0}$ ~ +43% (Tab. 14), die signifikante Wellenhöhe an der Uferlinie von $H_{m0,V0}$ = 1,48 m auf $H_{m0,V5}$ = 1,58 m bzw. um $\Delta H_{m0,V5/V0}$ ~ +6%, die mittlere Wellenperiode von $T_{m02,V0}$ = 3,53 s auf $T_{m02,V5}$ = 4,36 s bzw. um $\Delta T_{m02,V5/V0}$ ~ +23% und die Energieperiode von $T_{m-1,0,V0}$ = 5,02 s auf $T_{m-1,0,V5}$ = 7,48 s bzw. um $\Delta T_{m-1,0,V5/V0}$ ~ +49% (Tab. 15).

Darüber hinaus hat die Berücksichtigung des lokalen Windfeldes in den stationären 1D-Simulationen einen Einfluss auf den lokalen Seegang auf der Schorre sowie an der Uferlinie. So fällt z.B. aufgrund der fehlenden Energie im Windseeanteil des Spektrums im Übergangsbereich die Zunahme der signifikanten Wellenhöhe an der Uferlinie von $H_{m0,V0}$ = 1,48 m auf $H_{m0,V6}$ = 1,52 m bzw. um $\Delta H_{m0,V6/V0}$ ~ +3% nur etwa nur halb so groß aus, wenn wie in der Variante V6 die lokalen Windverhältnisse nicht berücksichtigt werden (Tab. 15).

Tab. 15: Ergebnisse stationärer 1D-Simulationen mit SWAN für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, Energieperiode $T_{m-1,0}$, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, sowie Wellenlänge L nach linearer Theorie und relative Wassertiefe d/L an der Uferlinie bei einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 30 m/s und Windrichtung Θ_W = 350° sowie einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m, IMK-Profil Warnemünde, KKM F145.000 des StALU-MM

	d (m)	**H_{m0} (m)**	**T_{m02} (s)**	**$T_{m-1,0}$ (s)**	**Θ_m (°)**	**L (m)**	**d/L (-)**	**ΔH_{m0} (%)**	**ΔT_{m02} (%)**	**$\Delta T_{m-1,0}$ (%)**	**Bemerkung zu Δ**
V0	2,95	1,48	3,53	5,02	2,15	14,41	0,20	0,00	0,00	0,00	
V1	2,95	1,52	3,79	5,60	1,84	15,22	0,19	+2,69	+7,23	+11,59	Veränderung V1 zu V0
V2	2,95	1,54	4,03	6,21	1,07	15,81	0,19	+3,62	+14,06	+23,80	Veränderung V2 zu V0
V3	2,95	1,55	4,21	6,78	0,63	16,18	0,18	+4,82	+19,10	+35,14	Veränderung V3 zu V0
V4	2,95	1,57	4,33	7,33	0,17	16,40	0,18	+6,01	+22,64	+46,24	Veränderung V4 zu V0
V5	2,95	1,58	4,36	7,48	0,08	16,53	0,18	+6,33	+23,42	+49,18	Veränderung V5 zu V0
V6	2,95	1,52	5,80	7,01	358,58	17,80	0,17	+2,56	+64,19	+39,69	Veränderung V6 zu V0
V7	2,95	1,59	4,41	7,96	359,85	16,45	0,18	+0,87	+1,10	+6,37	Veränderung V7 zu V5

Weiterhin ist in der Variante V6, d.h. ohne Windeinfluss und ansonsten gleichen Seegangsrandbedingungen wie in der Variante V5, die mittlere Wellenperiode T_{m02} an der Uferlinie um $\Delta T_{m02,V6/V5}$ ~ +33% größer und die Energieperiode $T_{m-1,0}$ um $\Delta T_{m-1,0,V6/V5}$ ~ -6% sowie die Wellensteilheit mit H_{m0}/L_{V6} = 0,085 kleiner im Vergleich zur Energieperiode und Wellensteilheit H_{m0}/L_{V5} = 0,096 in der Variante V5.

Bei einer Zunahme der mittleren Wellenperiode T_{m02} um $\Delta T_{m02,0,V7/V5}$ ~ +8% und ohne Veränderung der signifikanten Wellenhöhe am seeseitigen Modellgebietsrand nimmt in der Variante V7 erwartungsgemäß die Wellensteilheit am Modellgebietsrand von $H_{m0,0}/L_{0,V5}$ = 0,040 in der Variante 5 auf $H_{m0,0}/L_{0,V7}$ = 0,033 in der Variante V7 ab. Die signifikante Wellenhöhe verändert sich an der Uferlinie praktisch kaum von $H_{m0,V5}$ = 1,58 m auf $H_{m0,V7}$ = 1,59 m bzw. um $\Delta H_{m0,V7/V5}$ ~ +1%.

Gleichzeitig verändert sich die mittlere Wellenperiode an der Uferlinie in der Variante V7 im Vergleich zur Variante V5 geringfügig von $T_{m02,V5}$ = 4,36 s auf $T_{m02,V7}$ = 4,41 s bzw. um $\Delta T_{m02,V7/V5}$ ~ +1% und die Energieperiode nimmt von $T_{m-1,0,V5}$ = 7,48 s auf $T_{m-1,0,V7}$ = 7,96 s bzw. um $\Delta T_{m-1,0,V7/V5}$ ~ +6% stärker zu.

Sämtliche Veränderungen der lokalen Seegangsgrößen an der Uferlinie wurden in Abhängigkeit von den Veränderungen der Seegangsrandbedingungen zudem in Abb. 59 grafisch dargestellt.

Im Ergebnis der Sensitivitätsbetrachtungen zum Einfluss von Veränderungen der Seegangsrandbedingungen auf die resultierenden Seegangsparameter an der Uferlinie am Beispiel einer Landesküstenschutzdüne und für einen Sturmflutwasserstand konnte gezeigt werden,

dass auch bei sehr großen Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe am Modellgebietsrand, z.B. um mehr als das Doppelte der Ausgangswellenhöhe, und bei einer gleichzeitigen Zunahme der Wellenperioden T_{m02}, $T_{m-1,0}$ und T_p um bis zu ca. +40% die signifikante Wellenhöhe an der Uferlinie aufgrund des wassertiefenabhängigen Wellenbrechens nur moderat um bis zu ca. +6% zunimmt (Abb. 59 bzw. Tab. 15).

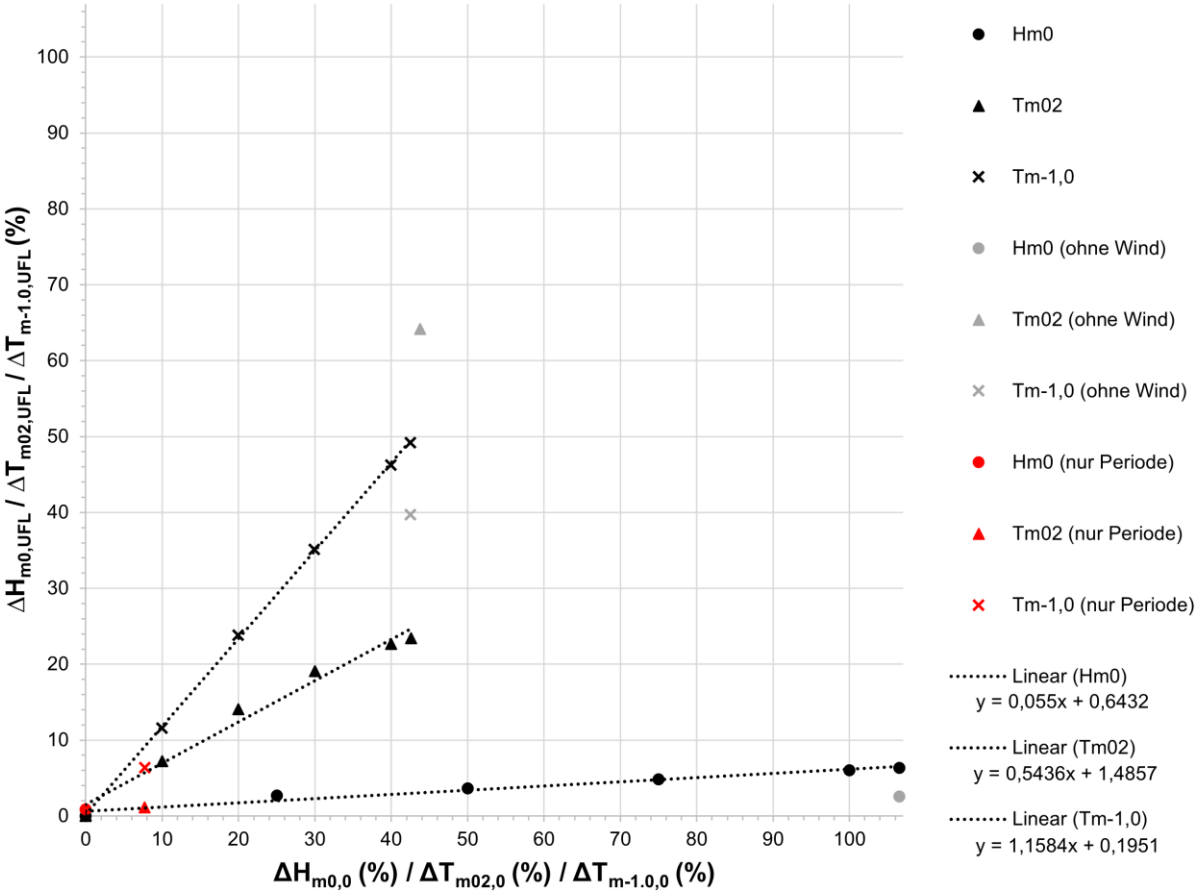


Abb. 59: Veränderung der signifikanten Wellenhöhe ΔH_{m0}, mittleren Wellenperiode ΔT_{m02} und Energieperiode $\Delta T_{m-1,0}$ sowie lineare Regression (gepunktet) für eine Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} = 30 m/s und eine Windrichtung Θ_w = 350° an der Uferlinie (Index UFL) bei Veränderung von Seegangsrandbedingungen (Index 0), IMK-Profil Warnemünde, KKM F145.000 des StALU-MM

Nach Abb. 59 (schwarze Punkte) existiert ein annähernd linearer Zusammenhang zwischen den Veränderungen der Seegangsrandbedingungen $\Delta H_{m0,0}$, $\Delta T_{m02,0}$ und $\Delta T_{m-1,0,0}$ und den Veränderungen der Seegangsparameter an der Uferlinie $\Delta H_{m0,UFL}$, $\Delta T_{m02,UFL}$ und $\Delta T_{m-1,0,UFL}$. Den größten Einfluss haben demnach Veränderungen der Energieperiode $\Delta T_{m-1,0,0}$, gefolgt von Veränderungen der mittleren Wellenperiode $\Delta T_{m02,0}$. Der geringste Einfluss wurde für die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe $\Delta H_{m0,0}$ festgestellt.

Bei gleichzeitiger Zunahme der Energieperiode $T_{m-1,0}$, mittleren Wellenperiode $T_{m02,0}$ und der signifikanten Wellenhöhe $H_{m0,0}$ am Modellgebietsrand liegen die Veränderungen der Energieperiode an der Uferlinie $\Delta T_{m-1,0,UFL}$ um ca. +15% über den Veränderungen am Modellgebietsrand.

Im Gegensatz dazu sind die Veränderungen der mittleren Wellenperiode an der Uferlinie $\Delta T_{m02,UFL}$ in etwa nur noch halb so groß und die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe

$\Delta H_{m0,UFL}$ betragen nur ca. +6% im Vergleich zu den Veränderungen der Seegangsrandbedingungen (vgl. lineare Regressionsgeraden in Abb. 59).

Weitere Einflussfaktoren auf den lokalen Seegang an der Uferlinie sind Veränderungen der Wellenperioden $T_{m02,0}$ und $T_{m-1,0,0}$ am Modellgebietsrand ohne Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe $H_{m0,0}$, welche zu geringeren Wellensteilheiten führen.

Vergleichsrechnungen haben gezeigt, dass eine Zunahme der Wellenperioden $T_{m02,0}$ und $T_{m-1,0,0}$ um z.B. +8% am Modellgebietsrand zu geringen Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe und der mittleren Wellenperiode von ca. +1% an der Uferlinie führt (Abb. 59, hellgraue Punkte). Dagegen ergeben sich für die Energieperiode an der Uferlinie relevante Veränderungen, welche ca. 75% der Veränderungen am Modellgebietsrand ausmachen, z.B. +6%.

Abschließend wurde ebenfalls der Einfluss des lokalen Windfeldes auf die Veränderungen der Seegangsgrößen an der Uferlinie betrachtet, welcher zu einer weiteren Zunahme der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} um ca. +3% und der Energieperiode $T_{m-1,0}$ um ca. +10% als auch zu einer Abnahme der mittleren Wellenperiode T_{m02} um ca. -40% im Vergleich zu den Veränderungen ohne den Windeinfluss führte (Abb. 59, dunkelgraue Punkte).

Vereinfachend kann daher davon ausgegangen werden, dass klimawandelbedingte Veränderungen des lokalen Windfeldes, z.B. eine Zunahme der Windgeschwindigkeit auf relativ kurzen Distanzen vom Übergangsbereich bis an das Bauwerk, aufgrund der Begrenzung durch die zur Verfügung stehende Windwirklänge (Fetch) keinen signifikanten Einfluss z.B. auf die signifikante Wellenhöhe haben und daher für die weiteren Betrachtungen vernachlässigt werden.

5.3 Beispielhafte Auswirkungen auf Seedeiche

Die Auswirkungen geänderter hydrodynamischer Verhältnisse auf die Belastung von Seedeichen, z.B. die Zunahme der signifikanten Wellenhöhe am Fuße der Konstruktionen infolge des lokalen Meeresspiegelanstiegs, wurden generalisiert und am Beispiel des Wellenauflaufes und Wellenüberlaufes an einem Deichprofil mit einer mittleren Deichneigung von 1:6 (Abb. 60) nach dem Mittelwertverfahren (Mean value approach) des EurOtop (2018, 2019) berechnet (Kapitel 3.6.1).

Für die Berechnung der Belastung durch Wellenauflauf und Wellenüberlauf wurden folgende Größen für das Deichprofil angenommen:

- Kronenhöhe NHN +4,15 m
- Böschungsneigung tanα 1:6
- Höhe des Deichfußes NHN +1,15 m

sowie zusätzlich für das Deichprofil mit einer Berme:

- Breite der Berme B 5,00 m
- Abstand der Berme d_b 0,50 m

- Länge der Berme L_b 18,30 m
- Neigung der Berme $\tan\alpha_b$ 1:15

Zur Definition bzw. Ermittlung der o. g. Größen siehe EurOtop (2018, 2019).

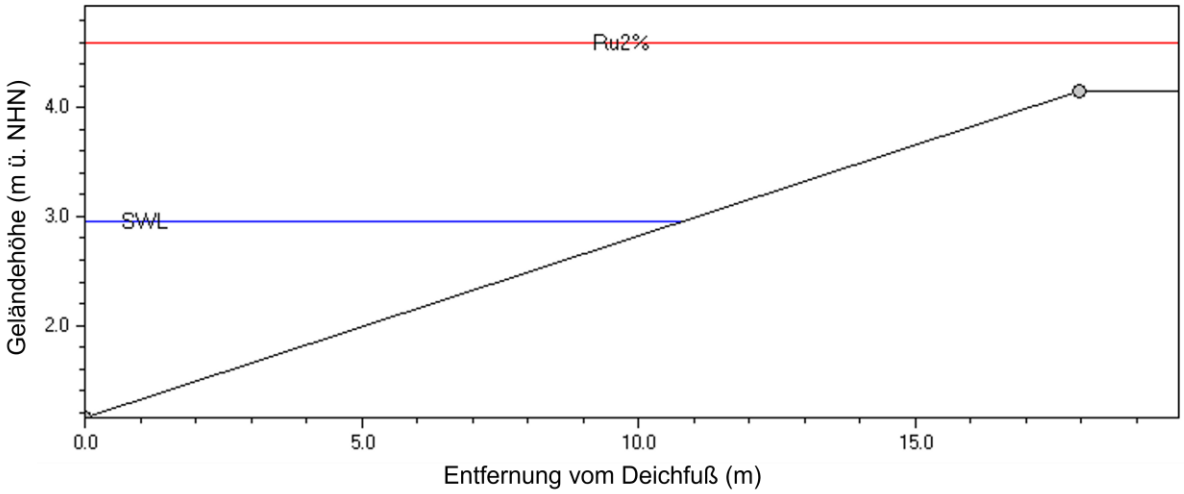


Abb. 60: Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 bei einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m (in Blau) sowie Wellenauflaufhöhe $R_{u2\%}$ beispielhaft (in Rot) berechnet mit PC-Overtopping von EurOtop (2007) (URCE 2012, Abb. 04)

Darüber hinaus wurde zu Vergleichszwecken eine weitere Deichkonstruktion mit einer fünf Meter breiten Berme in der Nähe des gewählten Sturmflutwasserstandes W = NHN +2,95 m untersucht (Abb. 61). Eine Berme hat nach EurOtop (2018, 2019) eine Neigung zwischen horizontal und 1:15.

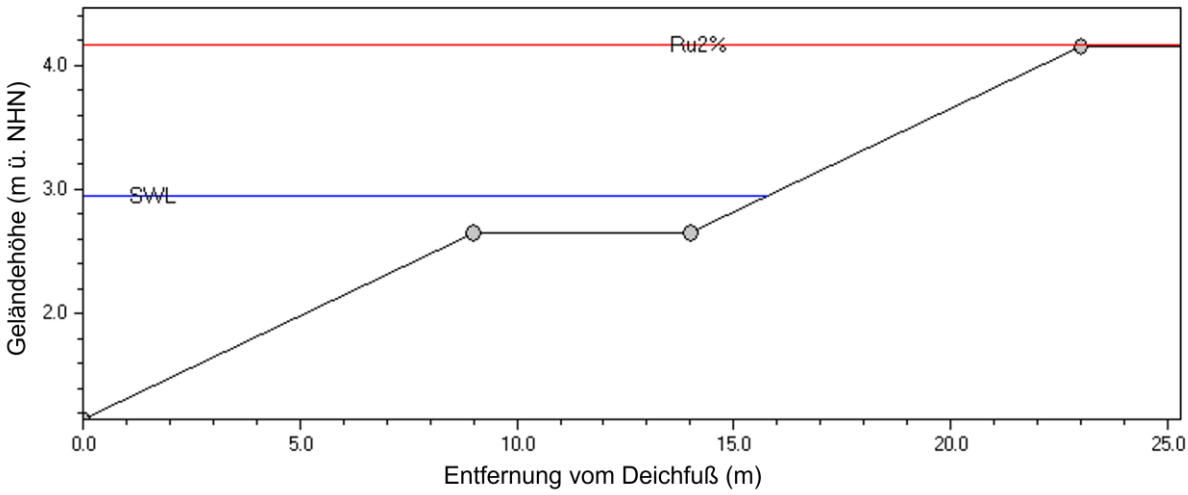


Abb. 61: Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 sowie einer Berme in der Nähe des Sturmflutwasserstandes W = NHN +2,95 m (in Blau) sowie Wellenauflaufhöhe $R_{u2\%}$ beispielhaft (in Rot) berechnet mit PC-Overtopping von EurOtop (2007) (URCE 2012, Abb. 05)

Die Beiwerte für den Einfluss der Böschungsrauheit γ_f, der Wellenangriffsrichtung $\gamma_ß$ sowie für vertikale Wände γ_v bzw. γ^* wurden vereinfachend bei der Berechnung vernachlässigt, d.h. mit $\gamma_f = \gamma_ß = \gamma_v = \gamma^* = 1$ angenommen.

Die mittleren Wellenauflaufhöhen $R_{u2\%}$ bzw. Wellenüberlaufraten q_m wurden ausgehend von dem gewählten Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und einem Meeresspiegelanstieg von ΔW = +0,10 m bis +1,00 m in 10 cm-Schritten berechnet. Die Eingangsgrößen der Berechnungen sind in Tab. 136 im Anhang und die Ergebnisse für den Deich ohne bzw. mit Berme sind in Tab. 137 bzw. Tab. 138 im Anhang zusammengefasst.

Die signifikanten Wellenhöhen am Deichfuß $H_{m0,DF}$ bei unterschiedlichen Wassertiefen d_{DF} infolge des lokalen Meeresspiegelanstiegs wurden anhand von Gl. (62) ermittelt, welche auf der Basis einer stationären 1D-Simulation mit SWAN für das IMK-Profil Warnemünde (Tab. 14, Variante V5) bestimmt wurde.

$$H_{m0,DF} = 0{,}55 * d_{DF} \tag{62}$$

Das Verhältnis nach Gl. (62) ist in guter Näherung in Übereinstimmung mit Goda (2010, S. 108), wonach die signifikante Wellenhöhe im Zeitbereich $H_{1/3}$ in der Nähe der Uferlinie und für flache Strandneigungen selten einen Wert von 0,6 * d überschreitet und wenn man nach EAK 2002 (2020, S. 73–75) berücksichtigt, dass das Verhältnis von $H_{1/3}/H_{m0}$ mit abnehmender relativer Wassertiefe d/L_0 und für geringe Tiefwasser-Steilheiten $H_{m0,0}/L_0$ zunimmt, sodass das Verhältnis $H_{1/3}/H_{m0}$ ~ 1,1 angenommen wurde.

Für die Bewertung der Veränderungen der Belastungen wurden zunächst die mittleren Überlaufmengen als ein Indikator betrachtet. Da Wellenauflauf und Wellenüberlauf zeitlich instationär und volumenabhängig sind, müssen in der Regel weitere Indikatoren, wie z.B. das maximale Überlaufvolumen während einer Sturmflut, zur Gesamtbewertung herangezogen werden.

Untersuchungen im Projekt RAdOst (2009-2015) ergaben jedoch vergleichbare Ergebnisse für die mittlere Wellenüberlaufrate und das maximale Überlaufvolumen, sodass im Folgenden und zur vereinfachten Bewertung der Auswirkungen geänderter hydrodynamischer Größen auf die Belastungen ausschließlich die mittlere Wellenüberlaufrate betrachtet wird.

Die absoluten mittleren Wellenüberlaufraten und deren Veränderung in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg sowie von Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} und Energieperiode $T_{m-1,0}$ am Deichfuß wurden darüber hinaus grafisch in Abb. 62 und Abb. 232 bis Abb. 234 im Anhang dargestellt.

Wie Abb. 62 zu entnehmen ist, nimmt die Wellenüberlaufrate q_m exponentiell mit dem Anstieg des Meeresspiegels ΔW zu und der reduzierende Einfluss der Berme auf die Überlaufmengen wird deutlich.

Tolerierbare mittlere Überlaufmengen, bei denen die strukturelle Sicherheit der Deichkonstruktion nicht gefährdet ist und es zu keinen Schäden kommt, liegen ohne spezielle stabilisierende Maßnahmen an der Deichkrone und der Binnenböschung nach EAK 2002 (2020, S. 164) bei etwa q_m = 1 bis 10 l/(s m) bzw. nach EurOtop (2018, 2019) und für Seedeiche mit einer intakten Grasnarbe und eine signifikante Wellenhöhe am Deichfuß $H_{m0,DF}$ im Bereich von 1 m bis 3 m bei etwa q_m = 5 l/(s m).

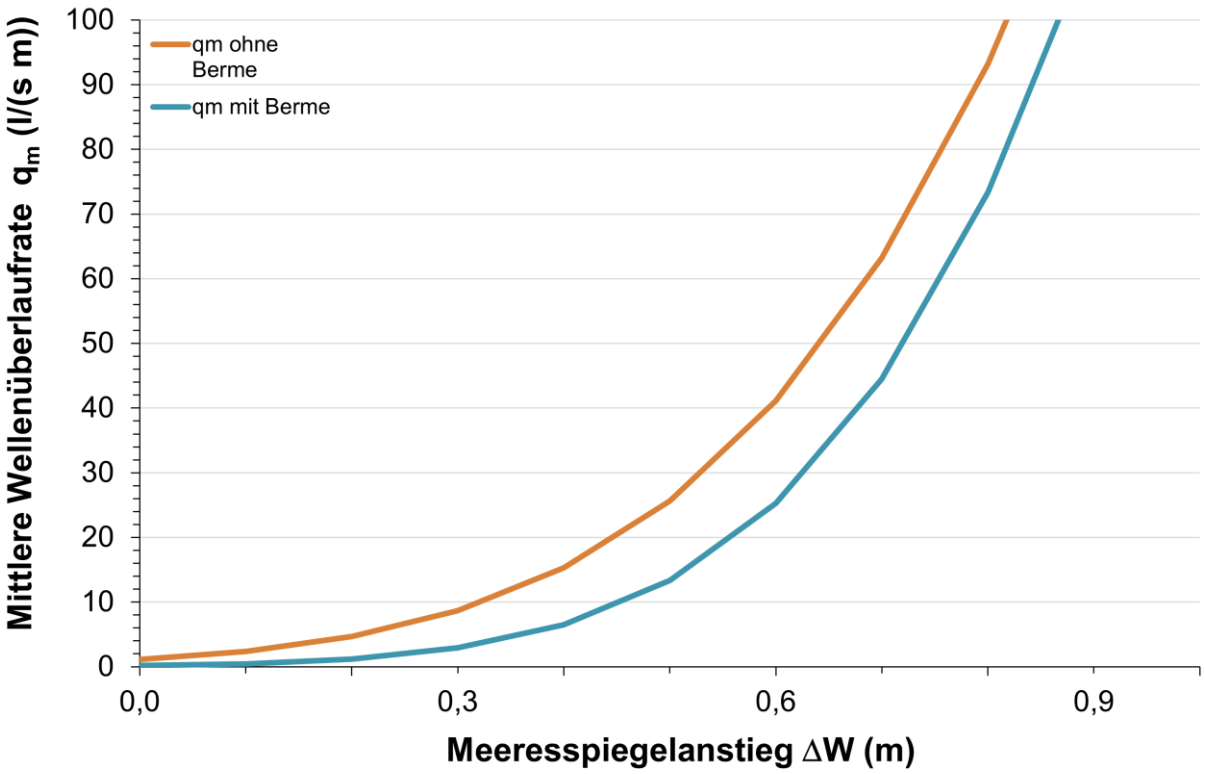


Abb. 62: Mittlere Wellenüberlaufrate q_m für einen Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 ohne bzw. mit Berme (in Orange bzw. Blau) in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg ΔW nach dem Mittelwertverfahren in EurOtop (2018, 2019)

Weiterhin wird im Rahmen dieser Untersuchungen davon ausgegangen, dass Überlaufraten bis zu einer Größenordnung von rd. 40 l/(s m) für aktuelle Deichquerschnitte in gutem Unterhaltungszustand tolerabel sind, d.h. Schäden zwar zu erwarten sind, aber ein vollständiges Versagen nicht auftritt.

Nach Abb. 62 bzw. Tab. 138 im Anhang werden die schadlos tolerierbaren mittleren Überlaufmengen bis 10 l/(s m) für das Deichprofil ohne Berme bereits bei einem Meeresspiegelanstieg von +0,30 m überschritten. Für einen Deich mit Berme hingegen sind die Überlaufmengen bis zu einem Anstieg des Wasserstandes bis ca. +0,45 m unkritisch. Ein weiterer Anstieg des Wasserstandes über diese Werte hinaus führt zu einer stark absinkenden Wirksamkeit für die betrachteten Deichkonstruktionen bzw. einer Zunahme des Gefährdungspotentials.

Bei der Betrachtung der relativen Veränderungen der mittleren Überlaufrate in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg wurden für das Deichprofil ohne Berme geringere Veränderungen im Vergleich zum Deichprofil mit Berme aufgrund geringerer absoluter Wellenüberlaufraten für den Deich mit Berme festgestellt (Abb. 232 bzw. Tab. 138 im Anhang). D. h. für einen Meeresspiegelanstieg von +0,30 m beträgt die Veränderung der Wellenüberlaufrate für das Deichprofil mit Berme das ca. 17-fache und für das Deichprofil ohne Berme das ca. 8-fache im Vergleich zum Status quo.

Neben dem Anstieg des lokalen Meeresspiegels kann es infolge einer veränderten Seegangsbelastung am Deichfuß (Kapitel 5.2.3), z.B. infolge der Zunahme der signifikanten Wellenhöhe und insbesondere der Energieperiode, zu einer weiteren Zunahme des Wellenüberlaufes und somit der Belastungen der Deiche kommen.

Sensitivitätsbetrachtungen am Beispiel des Deichprofils ohne Berme und für Veränderungen einer signifikanten Wellenhöhe ausgehend von $H_{m0,DF}$ = 1 m bzw. einer Energieperiode von $T_{m-1,0,DF}$ = 4,55 s bzw. T_p = 5 s am Deichfuß im Bereich von +1% bis +10% ergaben, dass obwohl die signifikante Wellenhöhe in die Formel für die mittlere Wellenüberlaufrate mit der dritten Potenz eingeht, siehe Gl. (40) bzw. (41), der Einfluss von Veränderungen der Energieperiode $T_{m-1,0}$ in etwa doppelt so groß ist wie der Einfluss von Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} auf die Veränderungen der mittleren Wellenüberlaufrate q_m (vgl. Abb. 233 mit Abb. 234 im Anhang).

Dies lässt sich dadurch erklären, dass bei einer Veränderung der signifikanten Wellenhöhe und gleichbleibender Energieperiode der Brecherindex $\xi_{m-1,0}$, Gl. (42), abnimmt, während hingegen bei einer Veränderung der Energieperiode und gleichbleibender signifikanter Wellenhöhe der Brecherindex und die mittlere Wellenüberlaufrate zunehmen, Gl. (40).

Darüber hinaus nimmt der Einfluss der Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} bzw. Energieperiode $T_{m-1,0}$ am Deichfuß auf die Veränderung der mittleren Wellenüberlaufrate q_m mit zunehmenden Meeresspiegelanstieg und bei gleicher Seegangsbelastung ab (Abb. 233 und Abb. 234 im Anhang). Dies ist in Übereinstimmung mit den Veränderungen der mittleren Wellenüberlaufrate bei zunehmenden Meeresspiegelanstieg und der Annahme maximaler signifikanter Wellenhöhen am Deichfuß $H_{m0,DF}$, wonach sich aufgrund des exponentiellen Anstiegs der mittleren Wellenüberlaufrate bei einem Meeresspiegelanstieg größere mittlere Wellenüberlaufraten weniger stark verändern als geringere Wellenüberlaufraten (Abb. 62 bzw. Abb. 232 im Anhang).

Insgesamt konnte somit gezeigt werden, dass der lokale Meeresspiegelanstieg zu größeren Wassertiefen und signifikanten Wellenhöhen am Fuße der Konstruktionen führt, welche zu einer signifikanten Zunahme der Belastung durch Wellenauflauf und Wellenüberlauf führen.

Ohne geeignete Anpassungsmaßnahmen und für einen Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 in einem guten Unterhaltungszustand sind bereits ab einem Meeresspiegelanstieg von +0,30 m erste strukturelle Schäden sowie eine Zunahme des Gefährdungspotentials zu erwarten. Ab einem Meeresspiegelanstieg von +0,60 m hingegen kann es zu einer starken Schädigung des Bauwerks oder gar dessen Versagen kommen. Weiterhin konnte gezeigt werden, dass die Anordnung einer Berme eine mögliche Anpassungsoption zur Reduzierung der Belastung durch Wellenüberlauf darstellt. Die Wirksamkeit der Berme würde jedoch infolge eines stärker ansteigenden Meeresspiegels reduziert werden.

Darüber hinaus können moderate Veränderungen im Bereich von +1% bis +10% der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} und insbesondere der Energieperiode $T_{m-1,0}$ am Deichfuß, wie sie z.B. durch Veränderungen des in den Übergangsbereich einlaufenden Seegangs (Kapitel 5.2.3) entstehen können, zu Veränderungen der mittleren Wellenüberlaufrate im Bereich von +3% bis +48% bzw. +8% bis +96% infolge von Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe bzw. Energieperiode führen, die zumindest Auswirkungen auf die funktionelle Wirksamkeit und ggf. auch auf die strukturelle Sicherheit haben können.

5.4 Beispielhafte Auswirkungen auf Deckwerke

5.4.1 Erforderliches Steingewicht

Für die Beurteilung der Auswirkungen geänderter hydrodynamischer Verhältnisse infolge des Klimawandels auf die Belastung von Deckwerken wurde beispielhaft das erforderliche Steingewicht W_{erf} nach den Bemessungsansätzen von HUDSON (CERC 1984) sowie vergleichend nach VAN DER MEER (1988) und van Gent et al. (2004) berechnet, welche in Kapitel 0 erläutert sind.

Da zwischen den Ansätzen eine nicht zu vernachlässigende Modellunsicherheit besteht (Guler et al. 2015), die z.B. durch unterschiedliche hydrodynamische Eingangsgrößen, z.B. T_m bzw. $T_{m-1,0}$ oder H_{m0} bzw. $H_{2\%}$, aber auch durch unterschiedliche empirisch ermittelte Beiwerte bzw. Koeffizienten bedingt ist, ist es sinnvoll, die Belastungen für mehrere Ansätze zu ermitteln und miteinander zu vergleichen.

Zusätzlich wurde für den Ansatz nach VAN DER MEER (1988) die Veränderung des Zerstörungsgrads der Deckwerksschicht S bei einem lokalen Meeresspiegelanstieg untersucht.

Es wurden folgende Größen für das Deckwerk angenommen:

- Böschungsneigung tanα 1:4
- Böschungsneigungszahl cotα 4
- Höhe des Deckwerksfußes NHN -0,05 m
- Dichte für Natursteine ρ_s 2,65 t/m³
- Dichte des Seewassers ρ_w 1,025 t/m³

Als hydrodynamische Belastungen wurden für sämtliche Ansätze ein Sturmflutwasserstand von W = NHN +2,95 m und einen Meeresspiegelanstieg von ΔW = +0,10 m bis +1,00 m in 10 cm-Schritten gewählt. Die signifikante Wellenhöhe H_{m0} am Deckwerksfuß wurden analog zum Seedeich anhand von Gl. (62) ermittelt (Kapitel 5.3).

Für den Ansatz nach van Gent et al. (2004) wurde die Wellenhöhe $H_{2\%}$, welche von 2% aller Wellen in einer Zeitreihe überschritten werden, nach Goda (2010, S. 111) und für $d/H_{m0} \sim 1{,}82$ nach Gl. (63) wie folgt abgeschätzt:

$$\frac{H_{2\%}}{H_{m0}} \sim 1{,}22 \tag{63}$$

Darüber hinaus wurden für den Ansatz von van Gent et al. (2004) die Energieperioden $T_{m-1,0}$ an der Uferlinie aus stationären 1D-Simulationen mit SWAN für das IMK-Profil Warnemünde und die Variante V5 übernommen (Kapitel 5.2.3, Tab. 15).

Zusätzlich wurden je nach Ansatz weitere Annahmen getroffen:

HUDSON (CERC 1984):

- Form- und Standsicherheitsbeiwert k_D 1,2 (Natursteine glatt, brechende Wellen am Deckwerk)

VAN DER MEER (1988) / van Gent et al. (2004):

- Durchlässigkeitsbeiwert P 0,4
- Zerstörungsgrad S 3
- Anzahl Wellen in Sturmdauer N 3000

van Gent et al. (2004):

- Koeffizient für Sturzbrecher C_p 8,4
- Koeffizient für Reflexionsbrecher C_s 1,3

Sämtliche Berechnungen basieren auf den Formeln für Sturzbrecher ($\xi_m \leq \xi_{mc}$) und keine brechenden Wellen vor dem Bauwerksfuß bzw. eine große Wassertiefe am Bauwerksfuß, da diese Formeln zu den höchsten Steingewichten in dem Ansatz von VAN DER MEER (1988) führen. Wenn das Brechverhalten der Wellen vor dem Bauwerksfuß nicht bekannt ist, empfiehlt EAK 2002 (2020) ebenfalls die Anwendung dieser Formeln.

Die hydrodynamischen Eingangsgrößen sind zusammen mit den Ergebnissen der Berechnungen in Tab. 139 im Anhang zusammengefasst und die Ergebnisse sind darüber hinaus in Abb. 235 im Anhang grafisch dargestellt. Wie in Abb. 235 im Anhang zu erkennen ist, steigt das Steingewicht W_{50} in etwa linear mit dem Meeresspiegelanstieg ΔW an, was durch den linearen Anstieg der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} bzw. $H_{2\%}$ sowie der mittleren Wellenperiode T_m bzw. Energieperiode $T_{m-1,0}$ am Bauwerksfuß mit dem Meeresspiegelanstieg zu erklären ist (Kapitel 5.2.2).

In Abb. 63 ist die Veränderung des erforderlichen Steingewichtes W_{50} im Vergleich zum Status quo und für einen Bruchstein mittleren Durchmessers D_{50} in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg ΔW dargestellt.

Der Anstieg des Steingewichtes ist nach Abb. 63 für den Ansatz nach van Gent et al. (2004) am größten, sodass ab einem Meeresspiegelanstieg von ca. +0,60 m eine Verdopplung des Steingewichtes erforderlich ist, um den gewählten Zerstörungsgrad S = 3 einzuhalten, welcher dem No-Damage-Kriterium entspricht (Kapitel 0).

Weiterhin ist Abb. 63 zu entnehmen, dass die Ansätze nach HUDSON (CERC 1984) und van der Meer, J. W. (1988) zu einem ähnlichen Anstieg des erforderlichen Steingewichtes führen.

Bei einem geringen Anstieg des Meeresspiegels von ca. +0,25 m erhöht sich nach den beiden Ansätzen das erforderliche Steingewicht um ca. +30% während für einen höheren Meeresspiegelanstieg von ca. +0,75 m nahezu doppelt so große Steingewichte im Vergleich zur aktuellen Situation erforderlich sind, um den Zerstörungsgrad S =3 bzw. das No-Damage-Kriterium einzuhalten.

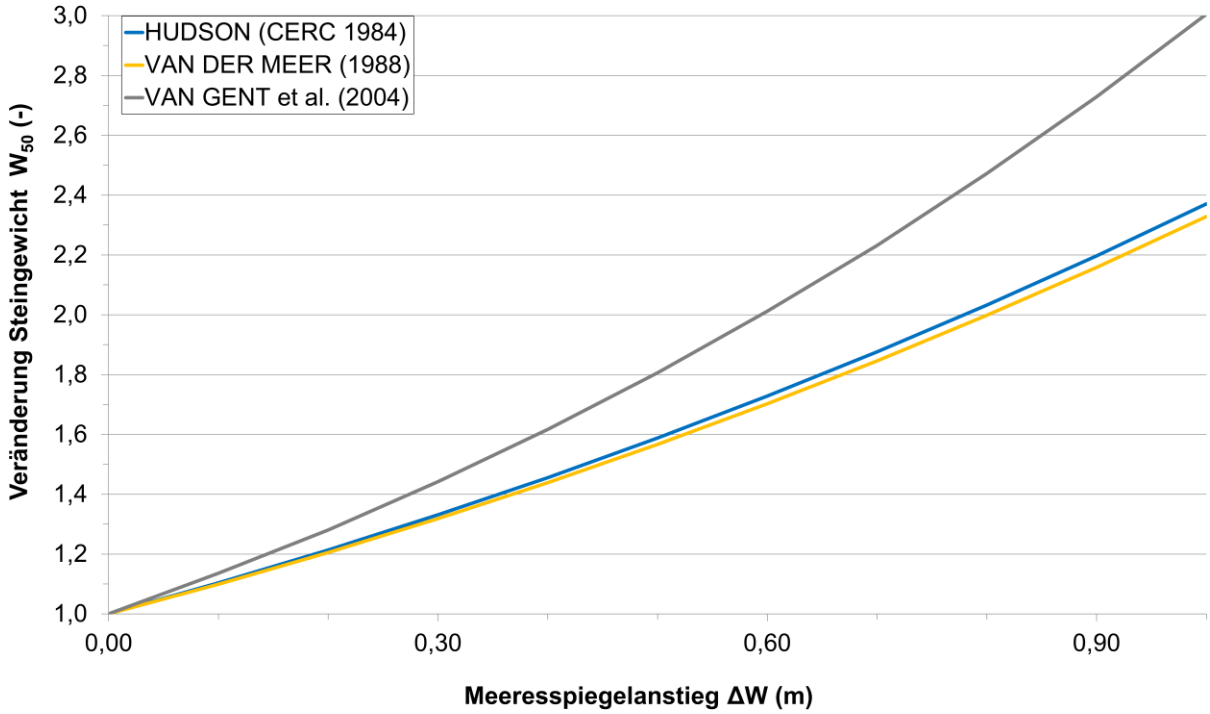


Abb. 63: Veränderung des erforderlichen Steingewichtes W_{50} im Vergleich zum Status quo und für einen Bruchstein mittleren Durchmessers D_{50} in einem Deckwerk mit einer Böschungsneigung von 1:4 für das No-Damage-Kriterium nach HUDSON (CERC 1984) (in Blau) bzw. einen Zerstörungsgrad S = 3 nach van der Meer, J. W. (1988) (in Gelb) sowie van Gent et al. (2004) (in Grau) für Sturzbrecher und keine brechenden Wellen vor dem Bauwerksfuß bzw. eine große Wassertiefe am Bauwerksfuß sowie ausgehend von einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg ΔW

Nach den Ansätzen von van Gent et al. (2004) bzw. VAN DER MEER (1988) und HUDSON (CERC 1984) ist ab einem Meeresspiegelanstieg von +0,60 m bzw. +0,75 m und ohne Anpassung des erforderlichen Steingewichtes die Wirksamkeit des Deckwerks stark reduziert und der Zerstörungsgrad verdoppelt bzw. verdreifacht sich (Kapitel 5.4.2). Der zu erwartende Zerstörungsgrad kann in diesem Fall direkt nach den Formeln von VAN DER MEER (1988) bzw. van Gent et al. (2004) abgeschätzt werden (Kapitel 3.6.2.2).

5.4.2 Zerstörungsgrad

Zur weiteren Beurteilung der Auswirkungen geänderter hydrodynamischer Verhältnisse infolge des Klimawandels auf die Belastung von Deckwerken wurde die Veränderung des Zerstörungsgrades der Deckwerksschicht unter der Annahme untersucht, dass das erforderliche Steingewicht W_{50} für den Status quo bei einem Meeresspiegelanstieg konstant bleibt.

Bei Anwendung von Gl. (58) bzw. Gl. (59) zur Ermittlung des Zerstörungsgrades nach dem Ansatz von VAN DER MEER (1988) bzw. van Gent et al. (2004) ergibt sich für den Status quo der Zerstörungsgrad S = 3, welcher dem No-Damage-Kriterium entspricht (Kapitel 0).

In Abb. 64 ist der Zerstörungsgrad S einer Deckschicht aus Bruchsteinen ausgehend von einem Steingewicht W_{50} sowie einem mittleren Durchmesser D_{50} für den Status quo und in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg dargestellt. Darüber hinaus ist in Abb. 236 im Anhang die Veränderung des Zerstörungsgerades im Vergleich zum Status quo und in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg dargestellt.

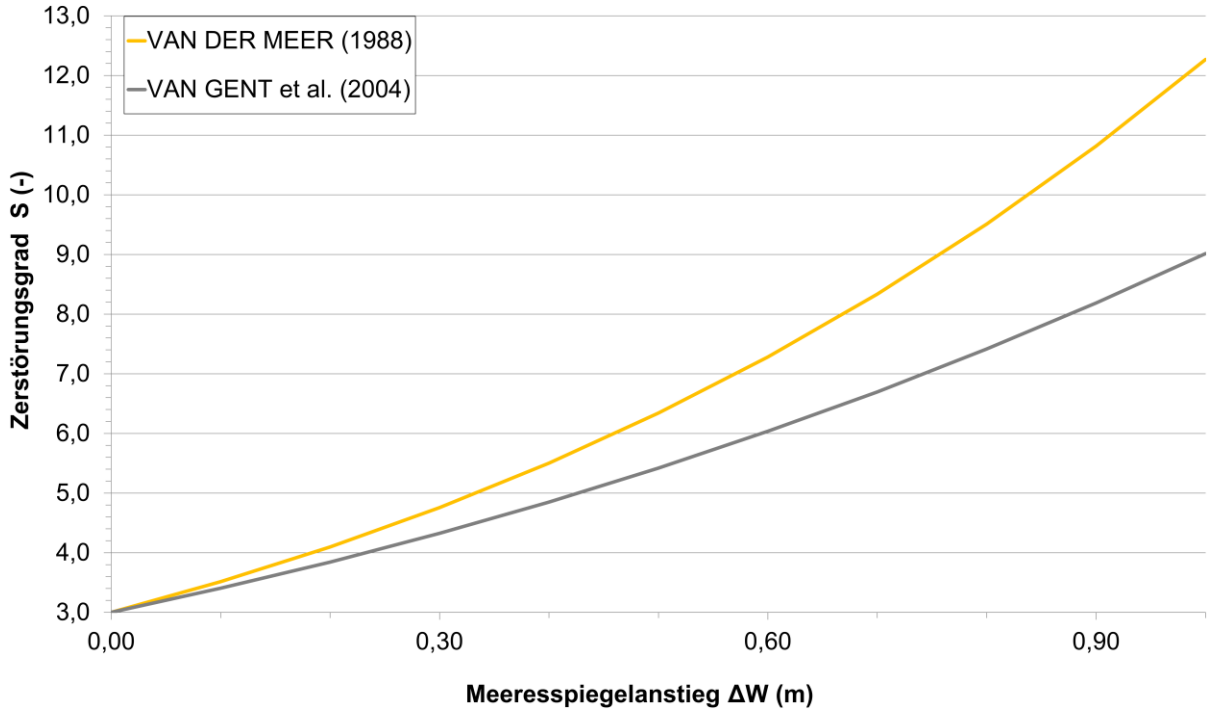


Abb. 64: Zerstörungsgrad S einer Deckschicht mit einer Böschungsneigung von 1:4 aus Bruchsteinen mit einem Steingewicht W_{50} und einem mittleren Durchmesser D_{50} nach van der Meer, J. W. (1988) (in Gelb) sowie van Gent et al. (2004) (in Grau) mit N = 3000 Wellen und für Sturzbrecher sowie keine brechenden Wellen vor dem Bauwerksfuß bzw. eine große Wassertiefe am Bauwerksfuß ausgehend von einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg ΔW

Für die beiden betrachteten Ansätze ergibt sich beim Anstieg des lokalen Meeresspiegels ΔW ein exponentieller Anstieg des Zerstörungsgrades S (Abb. 64).

Nach den Ansätzen von VAN DER MEER (1988) bzw. van Gent et al. (2004) führt ein Meeresspiegelanstieg von ca. +0,45 m bzw. +0,60 m zu einer Verdoppelung des Zerstörungsgrades auf S = 6 im Vergleich zum Status quo mit S = 3, jedoch liegt der Zerstörungsgrad immer noch unterhalb eines mittleren Zerstörungsgrades von S = 8 bis S = 12. Dieser Bereich wird nach VAN DER MEER (1988) bzw. van Gent et al. (2004) ab einem größeren Meeresspiegelanstieg von ca. +0,65 m bzw. +0,85 m erreicht. Ein Versagen der Struktur bzw. eine vollständige Zerstörung ab einem Zerstörungsgrad von S = 17 tritt für die betrachteten Meeresspiegelanstiegsraten jedoch nicht ein.

5.5 Beispielhafte Auswirkungen auf Dünen

Die Auswirkungen von klimawandelbedingten Veränderungen des Meeresspiegelanstiegs sowie veränderter Seegangsbedingungen auf die Dünenerosion wurden auf der Grundlage des numerischen Dünenabbruchmodells SBEACH (Larson und Kraus 1989) beispielhaft in Anlehnung an eine Landesküstenschutzdüne (Vollschutzdüne) der Ortschaft Rostock-Markgrafenheide untersucht.

Zur Berechnung wurde ein Bathymetrie erstellt, welche auf terrestrischen Vermessungen aus dem Jahr 2004 im Bereich der Düne, des Strandes und der Schorre basiert, welche vom StALU-MM im Rahmen des Projektes RAdOst (2009-2014) zur Verfügung gestellt wurden.

Die Vermessungsdaten, welche ursprünglich im Höhenbezugssystem HN (Höhennull, Bezugspunkt Pegel Kronstadt) vorlagen, wurden anhand von Gl. (64) nach StALU-MM (2009, S. 69)

$$h_{NHN} = h_{HN} + 0{,}15\ m \tag{64}$$

in das amtliche Höhenbezugssystem in M-V, NHN (Normalhöhennull, Bezugspunkt Pegel Amsterdam / NAP) des Deutschen Haupthöhennetzes 1992 (DHHN92), überführt. Seit 2017 wird das Deutsche Haupthöhennetz 2016 (DHHN2016) als amtliches Höhenbezugssystem in M-V und S-H verwendet, welches im Unterschied zum vorherigen System Differenzen im Bereich von wenigen Zentimetern aufweist[74].

Die Profildaten wurden abschließend auf die gewählte räumliche Auflösung des Berechnungsgitters von Δx = 0,75 m linear interpoliert. Das Berechnungsprofil ist ca. 480 m lang und endet seeseitig auf einer Geländehöhe von ca. NHN -4,9 m. Ein Ausschnitt des Berechnungsprofils (Initialprofil) im Bereich der Düne ist in Abb. 65 dargestellt.

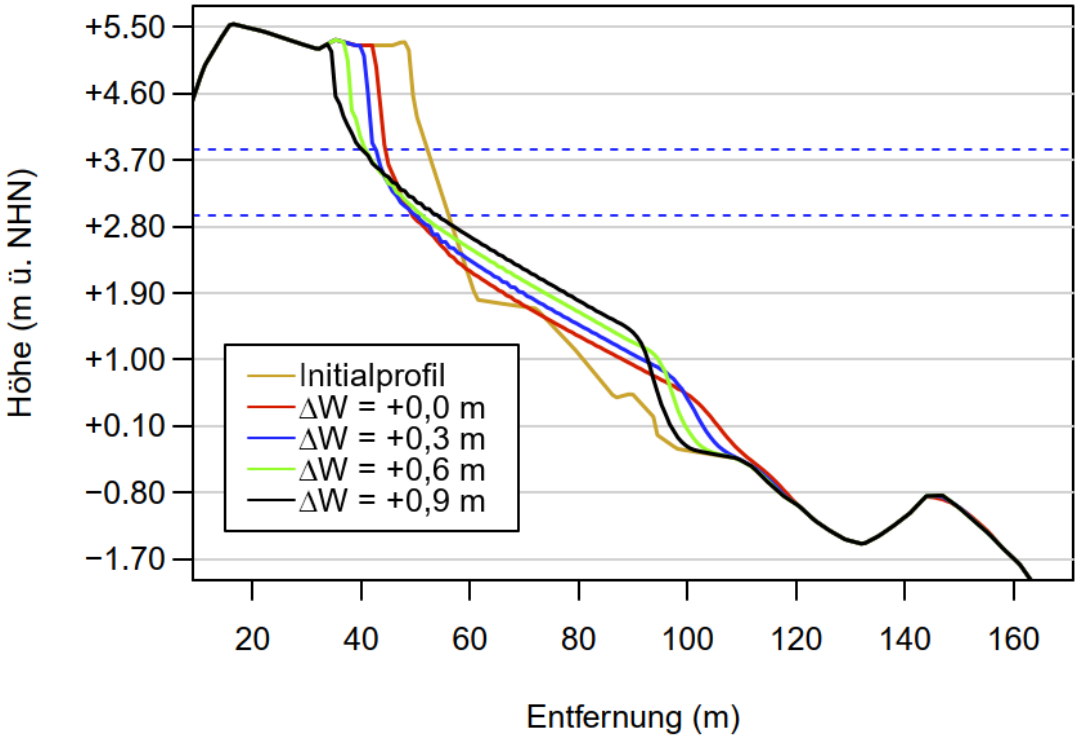


Abb. 65: Initialprofil (in Orange) sowie ausgewählte Erosionsprofile einer Vollschutzdüne berechnet mit SBEACH (Larson und Kraus 1989) ausgehend von einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m (untere blau gestrichelte Linie) und für verschiedene Meeresspiegelanstiegsraten ΔW sowie einer Sturmdauer von 12 h, signifikanten Wellenhöhe H_{m0} = 2,00 m, mittleren Wellenperiode T_{m02} = 5,2 s, mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m = 0° frontal auf die Düne zu, einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 24,6 m/s und einer Windrichtung Θ_W = 0°

[74] www.schleswig-holstein.de/DE/landesregierung/ministerien-behoerden/LVERMGEOSH/Themen/themaRaumbez/themaRaum-Dhhn2016.html (01.04.2024)

Als hydrodynamische Belastungen wurden analog zu den vorangegangenen Untersuchungen (Kapitel 5.3 und Kapitel 5.4) ein über die Sturmdauer konstanter Sturmflutwasserstand von W = NHN +2,95 m und ein lokaler Meeresspiegelanstieg von ΔW = +0,10 m bis +1,00 m in 10 cm-Schritten gewählt.

Als weitere hydrodynamische und meteorologische Randbedingungen für die Simulationen wurden nachfolgende Größen gewählt und als zeitlich konstant angenommen:

- Signifikante Wellenhöhe H_{m0} = 2,00 m (in Anlehnung an die mittlere signifikante Wellenhöhe am Modellgebietsrand in einem Zeitraum von 12 h während eines Sturms der Windstärke Bft. 9 aus westlicher Richtung)
- Mittlere Wellenperiode T_{m02} = 5,2 s (abgeleitet aus H_{m0}/T_{m02}-Korrelationsbeziehung)
- Wellenanlaufrichtung Θ_m = 0°
- Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über der Oberfläche U_{10} = 24,6 m/s (Bft. 10)
- Windrichtung von der Seeseite in Richtung Land (frontal auf die Küste zu)
- Sturmdauer 12 h

Die weiteren numerischen Modellparameter sind in Tab. 32 zusammengefasst.

5.5.1 Veränderung der Dünenkronenbreite

Zur Bewertung der Auswirkungen von klimawandelbedingten Veränderungen des Meeresspiegelanstiegs und veränderter Seegangsbedingungen auf die Dünenerosion wurden die berechneten Dünenprofile nach dem Einwirken von Wasserstand, Seegang und Wind im Hinblick auf die Veränderungen der Dünenkronenbreite analysiert und bewertet.

In Abb. 65 sind das Initialprofil, d.h. die aus Messungen abgeleitete Bathymetrie, sowie die berechneten Dünenprofile nach dem Einwirken von Seegang, Wasserstand und Wind für den Initialzustand (Status quo) sowie für einen um ΔW = +0,30 m / +0,60 m / +0,90 m erhöhten Wasserstand dargestellt.

Wie Abb. 65 zu entnehmen ist, findet in unterschiedlichen Höhenschichten des Gesamtprofils bestehend aus Düne und Strand, sowohl ein Abtrag von Material (Erosion) als auch eine Anlandung von Material (Akkumulation) statt. Die Veränderung des Abbruchvolumens ΔV wird in Kapitel 5.5.2 näher betrachtet.

Aus den Abbruchprofilen wurden die Veränderungen der Dünenkronenbreite bei unterschiedlichen Meeresspiegelanstiegsraten ΔW gegenüber dem Status quo bei einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m bestimmt. Die Ergebnisse der Berechnungen sind in Tab. 140 im Anhang zusammengefasst und in Abb. 66 dargestellt.

Nach Abb. 66 (rot gestrichelte Linie) kann der Zusammenhang zwischen der Erosion der Dünenkrone und dem lokalen Meeresspiegelanstieg vereinfacht als linear angenommen werden.

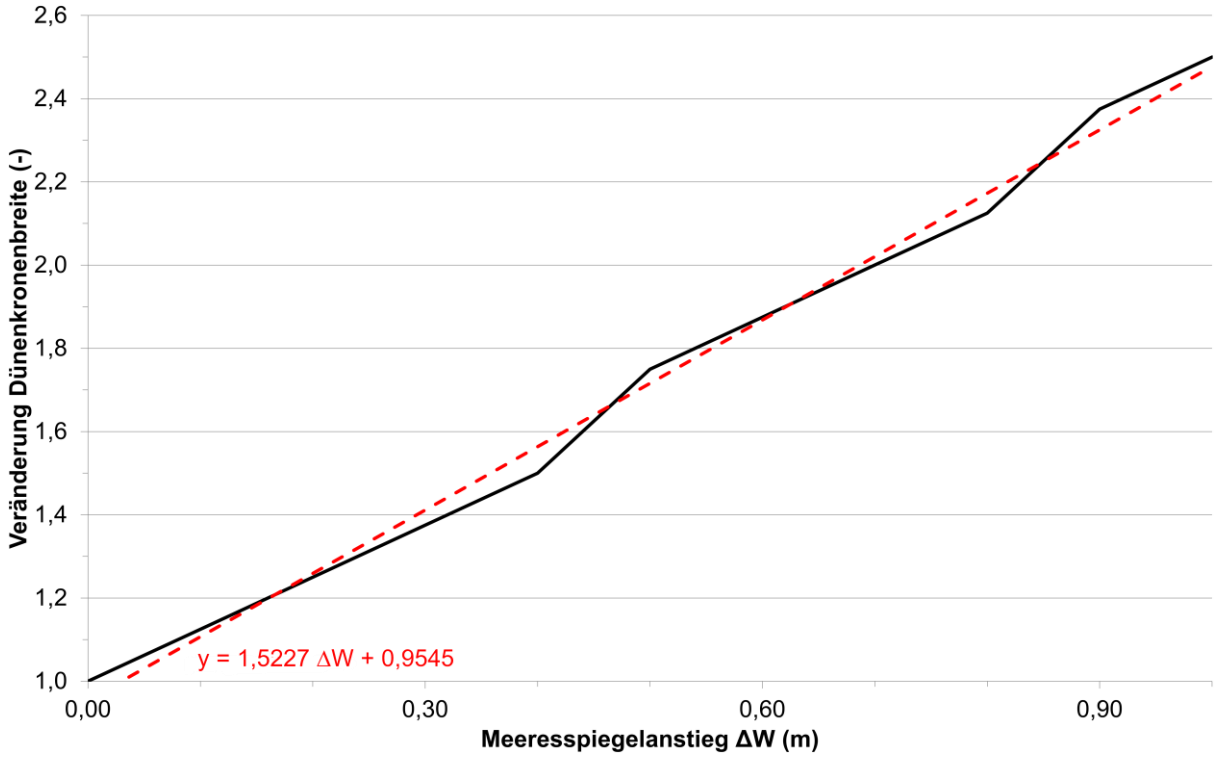


Abb. 66: Veränderung der Dünenkronenbreite im Vergleich zum Status quo ausgehend von einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg ΔW und für verschiedene Meeresspiegelanstiegsraten ΔW bei einer Sturmdauer von 12 h, signifikanten Wellenhöhe H_{m0} = 2,00 m, mittleren Wellenperiode T_{m02} = 5,2 s, mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m = 0° frontal auf die Düne zu sowie einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 24,6 m/s und einer Windrichtung Θ_W = 0°

Während bei einem geringen Meeresspiegelanstieg von ΔW = +0,30 m die Erosion der Dünenkrone um ca. +40% zunimmt, führt z.B. ein höherer Meeresspiegelanstieg von ΔW = +0,70 m zu einer Verdoppelung der Erosion der Dünenkrone im Vergleich zum Status quo.

Bei der Bewertung der Veränderungen ist davon auszugehen, dass unter den genannten Annahmen zu den Belastungen, d.h. dem zeitlich konstanten Einwirken der hydrodynamischen Größen über eine Dauer von 12 h, die Sicherheit gegenüber einem nachfolgenden Sturmflutereignis zwar reduziert ist, die Wirksamkeit der Düne jedoch erhalten bleibt. Dies ist dadurch bedingt, dass der Sicherheitsteil der Düne (Kapitel 3.6.3) unverändert bleibt und eine ausreichend große Dünenkronenbreite von mehr als fünf Metern nach dem Einwirken der Belastungen verbleibt. Die Düne müsste jedoch gegenüber dem Status quo ggf. schneller wieder verstärkt werden, um die Sicherheit gegen nachfolgende Sturmflutereignisse zu gewährleisten.

Für weitere ausgewählte Profile von Vollschutzdünen in der Nähe der Ortschaft Markgrafenheide wurden unter anderen hydrodynamischen Belastungen (Bemessungswasserstandsganglinien und Bemessungsseegang) und bei einem geringen Meeresspiegelanstieg von +0,30 m in etwa gleich große relative Veränderungen und bei höheren Meeresspiegelanstiegsraten, z.B. +0,60 m und +0,90 m, in etwa doppelt so große relative Veränderungen der Dünenkrone festgestellt (Stapelfeldt 2014). Hierbei zeigte sich, dass die seeseitige initiale Neigung des Dünenhanges einen bedeutenden Einfluss auf die Erosion der Dünenkrone hat. Geringere Neigungen führten im Vergleich zu steileren Neigungen zu einer geringeren Erosion der Dünenkrone und somit zu größeren relativen Veränderungen.

5.5.2 Veränderungen des Dünenabbruchvolumens

Wie in Abb. 65 dargestellt, findet die Erosion der Düne in unterschiedlichen Höhenschichten oberhalb des Dünenfußes auf ca. NHN +1,80 m statt und nimmt erwartungsgemäß mit steigendem Meeresspiegel zu. Um die Veränderungen des Dünenabbruch- / Erosionsvolumes zu quantifizieren, wurden die mittels SBEACH berechneten Profile weitergehend ausgewertet.

Die Profile wurden hierzu in Schichten bzw. Intervalle mit einer konstanten Höhe von Δh = 0,9 m unterteilt, um eine günstige Höhenaufteilung der Profile bestehend aus Düne, Strand und Schorre zu gewährleisten. Es wurden insgesamt acht Intervalle von NHN +5,50 m bis NHN -1,70 m gewählt, welche in Abb. 65 mit grauen Linien gekennzeichnet sind.

Anschließend wurde das Dünenvolumen V pro Höhenschicht mittels numerischer Integration und die Veränderungen des Volumens ΔV im Vergleich zum Initialprofil (Status quo) bestimmt und dargestellt (Abb. 237 und Tab. 141 im Anhang).

Abschließend wurde das Erosionsvolumen $V_{Erosion}$ über die gesamte Höhe der Düne sowie die relative Veränderung des Erosionsvolumens im Vergleich zum Status quo bei einem Sturmflutwasserstand von W = NHN +2,95 m und in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg ΔW bestimmt und in Tab. 141 im Anhang zusammengefasst sowie in Abb. 67 dargestellt.

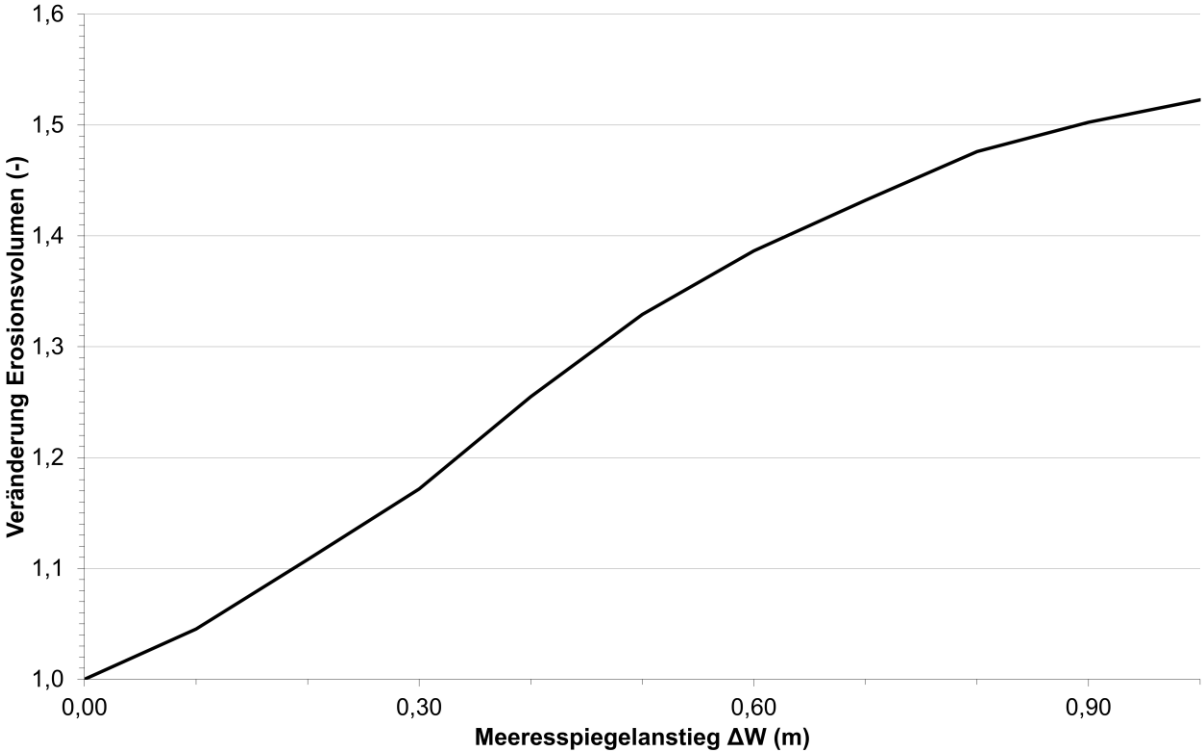


Abb. 67: Veränderung des Erosionsvolumens $V_{Erosion}$ im Vergleich zum Status quo bei einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg ΔW und für verschiedene Meeresspiegelanstiegsraten ΔW bei einer Sturmdauer von 12 h, signifikanten Wellenhöhe H_{m0} = 2,00 m, mittleren Wellenperiode T_{m02} = 5,2 s, mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m = 0° frontal auf die Düne zu sowie einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 24,6 m/s und einer Windrichtung Θ_W = 0°

Nach Abb. 67 nimmt das Erosionsvolumen für geringe bis moderate Meeresspiegelanstiegsraten bis ca. ΔW ~ +0,50 m stärker zu als bei höheren Meeresspiegelanstiegsraten. So nimmt das Erosionsvolumen bei einem geringen Meeresspiegelanstieg von ca. ΔW = +0,30 m um

etwa +17% gegenüber dem Status quo zu, während ein höherer Meeresspiegelanstieg von ca. ΔW = +0,70 m zu einem Anstieg des Erosionsvolumens um etwa +43% führt.

Hieraus lässt sich analog zur Bewertung der Veränderungen der Dünenkronenbreite (Kapitel 5.5.1) schlussfolgern, dass die funktionelle Wirksamkeit auch bei höheren Meeresspiegelanstiegsraten bis zu ca. ΔW ~ +1,00 m erhalten bleibt und sich die erforderlichen Zeiträume von Dünen- bzw. Strandaufspülungen ggf. verkürzen. Darüber hinaus kann es weiterhin zu einem Anstieg des aufzuspülenden Volumens kommen. Für eine abschließende Bewertung sind jedoch weitere Betrachtungen zu möglichen zukünftigen Veränderungen des küstenparallelen Sedimenttransportes in die Bewertung mit einzubeziehen.

6 Zusammenfassung und Forschungsbedarf

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, auf der Grundlage von räumlich und zeitlich hochaufgelösten regionalen Klimaprojektionen mögliche langfristige klimawandelbedingte Veränderungen des lokalen Seegangs entlang der deutschen Ostseeküste für mittlere Verhältnisse und extreme Ereignisse sowie deren Auswirkungen auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken szenarienbasiert zu quantifizieren und zu bewerten.

Im Ergebnis wurde eine Methodik entwickelt und angewendet, mit der i) mögliche zukünftige Veränderungen des lokalen Seegangs im Übergangsbereich, einschließlich deren räumlicher und zeitlicher Variabilität, auf der Basis einer Modellkette aus globalen und regionalen Klimamodellen als Antrieb sowie aus großräumigen, regionalen und lokalen Seegangsmodellen als Impaktmodelle und ii) die klimawandelbedingten Veränderungen des lokalen Seegangs bis zur Uferlinie bzw. zum Bauwerksfuß infolge des Meeresspiegelanstiegs und bei veränderten Seegangsrandbedingungen sowie iii) die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs und der klimawandelbedingten Veränderungen der Seegangsbedingungen am Bauwerk auf die Belastungen von Küstenschutzbauwerken szenarienbasiert analysiert und bewertet wurden.

i) Veränderungen des lokalen Seegangs im Übergangsbereich

Die Ermittlung und Bewertung der Veränderungen des lokalen Seegangs im Übergangsbereich erfolgte dabei auf der Grundlage verschiedener Ensembles hochaufgelöster Klimaprojektionen der regionalen Klimamodelle COSMO-CLM sowie REMO für unterschiedliche Emissionsszenarien bzw. Pfade, antreibende Globalmodelle und Realisierungen sowie Impaktmodelle. Die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) ausgewählter Klimaszenarien wurde anschließend in Kombination mit Untersuchungen zur statistischen Signifikanz der Veränderungssignale bewertet.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass klimawandelbedingte Veränderungen des lokalen Seegangs und die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) von einer Vielzahl von Faktoren abhängen, wie z.B. der Lokation und Exposition der Küste, dem zukünftigen Zeitraum sowie dem Referenzzeitraum und der Jahreszeit, dem antreibenden globalen und regionalen Klimamodell, dem Emissionsszenario bzw. Pfad, der Realisierung und dem Impaktmodell. Die Veränderungen extremer Ereignisse sind darüber hinaus z.B. abhängig von extremwertstatistischen Methoden und der Methode der räumlichen Mittelung von Windzeitreihen aus den regionalen Klimaprojektionen für die Anwendung im Hybridverfahren.

Hinsichtlich der Veränderungen des lokalen Seegangs für mittlere Verhältnisse wurden die meisten statistisch signifikanten Veränderungen der Häufigkeitsverteilungen am Ende des 21. Jh. und an westwindexponierten Lokationen für die regionalen Klimaprojektionen von REMO und angetrieben durch verschiedene AOGCMs für den Pfad RCP8.5 bzw. von COSMO-CLM und angetrieben durch ECHAM5/MPIOM für das Emissionsszenario A1B festgestellt. Für beide Antriebe ergaben sich im Jahresmittel und zum Ende des 21. Jh. übereinstimmend größere relative Veränderungen als für die anderen betrachteten Antriebe sowie 30-Jahreszeiträume und die Veränderungen der Jahresmittelwerte stimmten auch in der Richtung überein.

An westwindexponierten Küstenabschnitten ergaben sich im Jahresmittel und zum Ende des 21. Jh. Tendenzen zur Zunahme der signifikanten Wellenhöhe und der mittleren Wellenperiode als Folge der Zunahme der Windgeschwindigkeit. Die mittleren Wellenanlaufrichtungen verändern sich an diesen Küstenabschnitten zu westlicheren Richtungen, da sich die Windrichtungen zu westlicheren Richtungen ändern.

Im Gegensatz dazu nahmen an ostwindexponierten Lokationen im Jahresmittel und am Ende des 21. Jh. die signifikanten Wellenhöhen und die mittleren Wellenperioden aufgrund von Abschattungseffekten gegenüber den vorherrschenden südwestlichen bis westlichen Windrichtungen ab bzw. wiesen keine übereinstimmenden signifikanten Veränderungen auf. Gleichzeitig veränderten sich an diesen Lokationen die mittleren Wellenanlaufrichtungen im Jahresmittel hin zu mehr östlichen bis nordöstlichen Richtungen.

Die Veränderungen der saisonalen Mittelwerte der Wind- und Wellenanlaufrichtungen über 30 Jahre sollten bei der statistischen Auswertung für verschiedene Richtungssektoren, z.B. für westliche und östliche Richtungen, getrennt ausgewertet werden, um Fehlinterpretationen der Mittelwerte bei bimodalen Häufigkeitsverteilungen im Herbst oder Frühling zu vermeiden.

Aufgrund der starken räumlichen, zwischenjährlichen und saisonalen Variabilität der Veränderungen des lokalen Seegangs wurden an anderen Lokationen sowie für einzelne 30-Jahreszeiträume und Jahreszeiten größere Veränderungen der Mittelwerte festgestellt. Beispielsweise wurden an westwindexponierten Küstenabschnitten und im Vergleich zum Jahresmittel größere Zunahmen der signifikanten Wellenhöhe im Sommer und im Herbst für den Antrieb mit RCP8.5 und im Herbst und Winter für den Antrieb mit A1B beobachtet.

Die Richtungen der Veränderungen des lokalen Seegangs stimmten in den meisten Fällen überein, unabhängig von der verwendeten Methode der Seegangsvorhersage und der Wahl des Referenzzeitraumes. Hinsichtlich der Größenordnung der Veränderungen wurden jedoch für die signifikante Wellenhöhe und die mittlere Wellenperiode an westwindexponierten Lokationen teilweise größere Veränderungen bei der Berechnung mit instationären numerischen Simulationen mit SWAN festgestellt. Darüber hinaus wurden für die regionalen Klimaprojektionen von COSMO-CLM im Jahresmittel und für den gewählten Referenzzeitraum 1971-2000 im Vergleich zu einem alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 betragsmäßig größere Veränderungen festgestellt.

Eine weitere wichtige Erkenntnis war, dass bei der Anwendung des Hybridverfahrens zur Seegangsvorhersage die relativen Veränderungen der Mittelwerte der Wind- sowie Seegangsgrößen im Gegensatz zu den Veränderungen für extreme Ereignisse unabhängig davon sind, ob und wie eine räumliche Mittelung der Windzeitreihen aus den regionalen Klimaprojektionen erfolgt.

Darüber hinaus wurde insgesamt eine große Bandbreite durch Modellunsicherheiten identifiziert, die insbesondere aus unterschiedlichen antreibenden AOGCMs, RCMs und dem verwendeten Impaktmodell resultieren.

Da die Veränderungen des Seegangs an ostwindexponierten Küstenabschnitten weniger statistisch signifikante und konsistente Veränderungen zeigten, war die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) an diesen Lokationen größer als an westwindexponierten Küstenabschnitten.

Aufgrund der ausgeprägten zwischenjährlichen und saisonalen Variabilität sollten zur Bestimmung der Bandbreite der Veränderungen von Jahresmittelwerten und saisonalen Mittelwerten bzw. von signifikanten Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren (extreme Wellenhöhen) gleitende Mittelwerte bzw. Extremwertstatistiken über mindestens 30 bzw. 40 Jahre betrachtet werden. Dies erfordert als Eingangsdaten für jedes Ensemblemitglied hochaufgelöste transiente Windfelder regionaler Klimaprojektionen über ca. 130 bis 140 Jahre beginnend von 1960 / 1970 bis 2100.

Hinsichtlich der Veränderungen extremer Wellenhöhen konnte an den betrachteten Lokationen kein eindeutiges (übereinstimmendes) Signal und kein einheitlicher Trend festgestellt werden, entgegen der zu Beginn der Arbeit vermuteten Tendenz einer einheitlichen Zunahme.

So wurden z.B. für die Emissionsszenarien A1B und B1 überwiegend Zunahmen extremer Wellenhöhen an westwindexponierten Lokationen und auf der Basis des Hybridverfahrens mit Windzeitreihen einzelner Gitterpunkte der regionalen Klimaprojektionen von COSMO-CLM festgestellt.

Dagegen ergaben sich für die gleiche Lokation und das Hybridverfahren beim Antrieb mit den räumlich anhand des Landanteils gewichtet gemittelten Windzeitreihen von REMO und für die Pfade RCP8.5, RCP4.5 und RCP2.6 mehrheitlich Abnahmen extremer Wellenhöhen.

Die Bewertung der Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen extremer Wellenhöhen ergab ebenfalls eine große Bandbreite durch Modellunsicherheiten, die zusätzlich zu den Einflussfaktoren auf die Bandbreite der Veränderungen für die mittleren Verhältnisse durch weitere extremwertstatistische Einflussfaktoren, wie z.B. die Auswahlmethode, den Stichprobenumfang bzw. den Auswertungszeitraum, die extremwertstatistische Verteilungsfunktion sowie das Wiederkehrintervall geprägt waren. Ein weiterer Einflussfaktor auf die Bandbreite durch Modellunsicherheiten im Hybridverfahren ist die räumliche Mittelung der Windzeitreihen aus den regionalen Klimaprojektionen. Insgesamt ergibt sich aus den Modellunsicherheiten, der natürlichen internen Variabilität und den betrachteten Szenarien eine große Bandbreite.

Aufgrund der ausgeprägten zwischenjährlichen Variabilität traten die betragsmäßig größten relativen Veränderungen extremer Wellenhöhen in verschiedenen 40-Jahreszeiträumen im Verlauf des 21. Jh. auf, sodass auch hier transiente Zeitreihen von Wind- sowie Seegangsparameter eine notwendige Voraussetzung für die Ermittlung der gesamten Bandbreite möglicher zukünftiger Veränderungen extremer Wellenhöhen sind.

Abschließend ist zu sagen, dass die in dieser Arbeit dargestellten Veränderungen des lokalen Seegangs im Übergangsbereich sowohl für die mittleren Verhältnisse als auch für die extremen Wellenhöhen nur einen Ausschnitt aus der gesamten Bandbreite möglicher Veränderungen des Seegangs darstellen, da die Veränderungen auf einer begrenzten Anzahl von hochaufgelösten regionalen Klimaprojektionen basieren, die zum Zeitpunkt der Bearbeitung zur Verfügung standen.

Für zukünftige Untersuchungen und Bewertungen der Ensemblebandbreite (Unsicherheit) der Veränderungen des lokalen Seegangs sind daher weitere hochaufgelöste regionale Klimaprojektionen auf der Basis von z.B. EURO-CORDEX CMIP5 und CMIP6 mit verschiedenen antreibenden AOGCMs und RCMs, Realisierungen sowie RCPs bzw. SSPs zur Abbildung der

Bandbreite durch Modellunsicherheiten, durch natürliche interne Variabilität und durch Szenarien einzubeziehen.

Forschungsbedarf besteht darüber hinaus bei der Reduzierung der Bandbreite durch Modellunsicherheiten, die z.B. aus der Bestimmung der Veränderungen extremer Wellenhöhen resultieren, sodass diese unabhängiger von den verwendeten extremwertstatistischen Methoden werden, sowie bei der räumlichen Mittelung von Windzeitreihen regionaler Klimaprojektionen als Eingangsgrößen für das Hybridverfahren.

Darüber hinaus ist für die Endanwendung im Küstenschutz eine Reduktion der Ensemblemitglieder auf Projektionen für den Antrieb durch RCP8.5 bzw. SSP5-8.5 denkbar, da sich die deutschen Küstenländer darauf verständigt haben, diese Antriebe als Grundlage für zukünftige Planungen und Bemessungen im Küstenschutz zu verwenden (Thorenz und Drosten, 2021).

ii) Veränderungen des lokalen Seegangs bis zur Uferlinie bzw. zum Bauwerksfuß

Die Veränderung der lokalen Seegangsgrößen im Übergangsbereich bis zu den Bauwerken hängt von der lokalen Wassertiefe und weiteren Faktoren, wie z.B. der Strandneigung, ab. Die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhen, mittleren Wellenperioden und Wellenlängen nehmen linear mit dem Anstieg sowohl des mittleren als auch des Sturmflutwasserstandes ΔW und mit abnehmender relativer Wassertiefe d/L zu.

Die relative Zunahme der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02}, Energieperiode $T_{m-1,0}$ und Wellenlänge L im Übergangsbereich und bei etwa gleicher relativer Wassertiefe, z.B. d/L ~ 0,2, ist für den Anstieg des mittleren Wasserstandes bis $\Delta W = +0{,}90$ m größer ($\Delta H_{m0} \leq +11{,}2\%$, $\Delta T_{m02} \leq +6{,}1\%$, $\Delta T_{m-1,0} \leq +2{,}2\%$, $\Delta L \leq +13{,}6\%$) als für den Anstieg des Sturmflutwasserstandes ($\Delta H_{m0} \leq +4{,}4\%$, $\Delta T_{m02} \leq +2{,}7\%$, $\Delta T_{m-1,0} \leq +1\%$, $\Delta L \leq +7{,}5\%$).

Für geringere relative Wassertiefen, z.B. d/L < 0,2, wurden größere Zunahmen der signifikanten Wellenhöhe, mittleren Wellenperiode sowie der Wellenlänge sowohl für den Anstieg des mittleren Wasserstandes als auch des Sturmflutwasserstandes beobachtet. So nehmen z.B. an der Uferlinie bzw. am Deichfuß eines theoretischen Küstenschutzbauwerks die signifikante Wellenhöhe, mittlere Wellenperiode und Wellenlänge für den Anstieg des Sturmflutwasserstandes bis $\Delta W = +0{,}90$ m stärker zu als bei größeren relativen Wassertiefen ($\Delta H_{m0} \leq +20{,}2\%$, $\Delta T_{m02} \leq +9{,}7\%$, $\Delta T_{m-1,0} \leq +1{,}9\%$, $\Delta L \leq +22{,}4\%$).

Für die Variation der Seegangsrandbedingungen im Übergangsbereich und für einen Sturmflutwasserstand wurde festgestellt, dass die Wellenhöhen und Wellenperioden an der Uferlinie linear mit der Zunahme der Wellenhöhen und Wellenperioden am Modellrand ansteigen. Die relativ größten Zunahmen ergaben sich dabei für die Variation der Energieperiode $T_{m-1,0}$, gefolgt von der Variation der mittleren Wellenperiode T_{m02}. Die geringsten Zunahmen wurden hingegen für die Variation der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} beobachtet.

Darüber hinaus ergab sich bei einem Sturmflutwasserstand und einer Veränderung der Energieperiode am Modellrand von $\Delta T_{m-1,0,0} \sim +8\%$ eine Erhöhung der Energieperiode an der Uferlinie von $\Delta T_{m-1,0,UFL} \sim +6\%$, was zu einer größeren Brecherkennzahl $\xi_{m-1,0}$ und z.B. bei einem Seedeich mit einer Neigung von 1:6 in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg ΔW zu einer Erhöhung der Wellenüberlaufrate von ca. +10% bei einem Meeresspiegelanstieg von $\Delta W = +0{,}90$ m und von ca. +50% im Status quo führen kann.

iii) Veränderungen der Belastungen von Küstenschutzbauwerken

Abschließend wurden exemplarisch für typische Küstenschutzbauwerke an der deutschen Ostseeküste und in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg die Veränderungen der Bauwerksbelastungen am Beispiel des Wellenüberlaufes an einem Seedeich, des erforderlichen Steingewichtes und des Zerstörungsgrades eines Deckwerks, der Erosion der Dünenkrone sowie des Dünenabbruchvolumens einer Hochwasserschutzdüne untersucht.

Die Ermittlung der Belastungen erfolgte hierbei auf der Grundlage empirischer bzw. numerischer Ansätze sowie für einen beispielhaft gewählten Sturmflutwasserstand und unter der Annahme einer gegenüber dem Status quo unveränderten Morphologie im Küstenvorfeld sowie am Bauwerk und eines lokalen Meeresspiegelanstiegs von bis zu $\Delta W = +1{,}00$ m.

Insgesamt konnte gezeigt werden, dass der lokale Meeresspiegelanstieg zu einer Zunahme der Seegangsbelastungen am Bauwerk sowie der seegangsinduzierten Belastungen führt, die sich ohne geeignete Anpassungsmaßnahmen nachteilig auf die funktionelle Wirksamkeit bzw. die strukturelle Sicherheit der Bauwerke auswirken.

So sind z.B. für einen Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 in gutem Unterhaltungszustand ab einem lokalen Meeresspiegelanstieg von $\Delta W = +0{,}30$ m erste strukturelle Schäden sowie eine Erhöhung des Gefährdungspotentials zu erwarten. Ab einem Meeresspiegelanstieg von $\Delta W = +0{,}60$ m kann es dagegen zu einer starken Schädigung des Bauwerks bis hin zum Versagen kommen.

Für ein Deckwerk mit einer Böschungsneigung von 1:4 ist nach heutigen Bemessungsansätzen bereits ab einem lokalen Meeresspiegelanstieg von $\Delta W = +0{,}60$ m eine Verdopplung des erforderlichen Steingewichtes erforderlich, um das No-Damage-Kriterium, d.h. eine Begrenzung der Schäden in der Deckwerksschicht auf maximal 5% zu erfüllen. Ein Versagen des Bauwerks bzw. eine vollständige Zerstörung konnte auch bei einem größeren Meeresspiegelanstieg bis zu $\Delta W = +1{,}00$ m nicht festgestellt werden.

Für eine Hochwasserschutzdüne ergab sich ab einem lokalen Meeresspiegelanstieg von $\Delta W = +0{,}70$ m eine etwa verdoppelte Erosion der Dünenkrone sowie eine Zunahme des gesamten Erosionsvolumens um etwa +43% gegenüber dem Status quo. Damit ist die Düne auch bei einem größeren Meeresspiegelanstieg bis $\Delta W = +1{,}00$ m noch funktionsfähig. Die Sicherheit gegenüber nachfolgenden Sturmfluten ist jedoch reduziert, sodass der Verschleißteil der Düne schneller wiederhergestellt werden muss.

Weiterer Forschungsbedarf besteht hinsichtlich der klimawandelbedingten Veränderungen der Energieperioden im Übergangsbereich bis zum Bauwerksfuß, z.B. mit Hilfe von phasenauflösenden Modellen oder aktuellen SWAN-Versionen. Ein weiterer Forschungsschwerpunkt ist die Untersuchung von Bauwerksbelastungen für verschiedene kombinierte Anpassungsmaßnahmen für Küstenschutzbauwerke, die bei höheren Meeresspiegelanstiegsraten erforderlich werden könnten (Hogeveen 2021, van Gent 2019), oder für neuartige Anpassungsmaßnahmen, z.B. künstliche Rauheitselemente an vertikalen Bauwerken (Jansen 2023) oder mehrschichtige Deckwerke (Eldrup et al. 2019), für die die derzeitigen Ansätze teilweise nicht ausgelegt oder validiert sind. In diesen Fällen sind entweder Erweiterungen der empirischen Ansätze, physikalische Modellexperimente oder (kalibrierte) numerische Modelle zur Abschätzung der Belastungen und zur Bewertung von Anpassungsmaßnahmen erforderlich.

Weitere offene Fragen betreffen die Veränderungen der Belastungen von Küstenschutzbauwerken, die den Sedimenttransport beeinflussen, wie z.B. Buhnen, da es ohne ein Mitwachsen der Morphologie bei klimawandelbedingten Veränderungen des Seegangs für mittlere Verhältnisse und einem Anstieg des mittleren Wasserstandes zu höheren Belastungen kommen kann.

Darüber hinaus führen der Meeresspiegelanstieg und die Veränderungen der Windrichtungen hin zu mehr westlichen Richtungen insbesondere an westwindexponierten Lokationen zu Veränderungen der lokalen Wellenanlaufrichtungen, die die funktionelle Wirksamkeit von Bauwerken, die den Sedimenttransport beeinflussen, verändern können. Zur Beurteilung von Veränderungen der Wirksamkeit dieser Bauwerke sind weitere Untersuchungen zu möglichen klimawandelbedingten Veränderungen des küstenparallelen Längstransports in die Betrachtungen einzubeziehen.

7 Schrifttum

ALARI, V.; RAUDSEPP, U. (2010): Depth induced breaking of wind generated surface gravity waves in Estonian coastal waters. In: *Boreal Env. Res.* 15, S. 295–300. Online verfügbar unter http://www.borenv.net/BER/archive/pdfs/ber15/ber15-295.pdf, zuletzt geprüft am 27.02.2022.

AMANTE, C.; EAKINS, B. W. (2009): NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model. Procedures, Data Sources and Analysis. Hg. v. U. S. Department of Commerce, NOAA, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division. Boulder, Colorado.

ARDHUIN, F. (2021): Ocean waves in geosciences. Online verfügbar unter https://www.researchgate.net/publication/323280453_Ocean_waves_in_geosciences, zuletzt geprüft am 23.04.2021.

ARIAS, P. A.; BELLOUIN, N.; COPPOLA, E.; JONES, R. G.; KRINNER, G.; MAROTZKE, J. ET AL. (2021): Technical Summary. In: V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger et al. (Hg.): Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, S. 33–144. Online verfügbar unter https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_TS.pdf, zuletzt geprüft am 22.09.2022.

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. In: *Coastal Engineering* 96, S. 118–131. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2014.12.002.

BALDAUF, M.; FÖRSTNER, J.; KLINK, S.; REINHARDT, T.; SCHRAFF, C.; SEIFERT, A.; STEPHAN, K. (2016): Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kürzestfrist COSMO-DE (LMK) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. Stand: 24.11.2016. Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung. Offenbach. Online verfügbar unter https://www.dwd.de/SharedDocs/downloads/DE/modelldokumentationen/nwv/cosmo_de/cosmo_de_dbbeschr_version_2_4_161124.pdf, zuletzt geprüft am 04.11.22.

BATTJES, J. A.; JANSSEN, J. (1978): Energy loss and set-up due to breaking of random waves. In: *Coastal Engineering Proceedings* 1 (16). DOI: 10.9753/icce.v16.%p.

BEHRENS, A. (2013): Documentation of a web based source code library for WAM. Reference: MyWave- D1.1. Helmholtz-Zentrum Geesthacht. Hamburg. Online verfügbar unter https://www.met.no/publikasjoner/mywave/_/attachment/download/c1fdc351-1109-47fc-9d9e-65c9f31eaccb:b52dfe2b5953103564a339bb290b83c66b1315f6/MyWave_Report_D1.1.pdf, zuletzt geprüft am 21.11.2022.

BENESTAD, R.; HAENSLER, A.; HENNEMUTH, B.; ILLY, T.; JACOB, D.; KEUP-THIEL, E. ET AL. (2017): Guidance for EURO-CORDEX climate projections data use. Version 1.0. Published by the EURO-CORDEX community. Online verfügbar unter https://www.euro-

cordex.net/imperia/md/content/csc/cordex/euro-cordex-guidelines-version1.0-2017.08.pdf.

BENOIT, M.; MARCOS, F.; BECQ, F. (1996): DEVELOPMENT OF A THIRD GENERATION SHALLOW-WATER WAVE MODEL WITH UNSTRUCTURED SPATIAL MESHING. In: *Int. Conf. Coastal. Eng.* (25), S. 465–478. DOI: 10.9753/icce.v25.%25p.

BERRISFORD, P.; DEE, D.; POLI, P.; BRUGGE, R.; FIELDING, K.; FUENTES, M. ET AL. (2011): The ERA-Interim archive Version 2.0. Hg. v. ECMWF. Shinfield Park, Reading, UK (ERA Report Series). Online verfügbar unter https://www.ecmwf.int/file/21498/download?token=cr31Wrx8, zuletzt geprüft am 02.08.22.

BÖHM, U.; KÜCKEN, M.; AHRENS, W.; BLOCK, A.; HAUFFE, D.; KEULER ET AL. (2006): CLM - The Climate Version of LM: Brief Description and Long-Term Applications (COSMO Newsletter, 6). Online verfügbar unter http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/newsLetters/newsLetter06/cnl6_clm.pdf, zuletzt geprüft am 25.02.2022.

BOLLMEYER, C.; KELLER, J. D.; OHLWEIN, C.; WAHL, S.; CREWELL, S.; FRIEDERICHS, P. ET AL. (2015): Towards a high-resolution regional reanalysis for the European CORDEX domain. In: *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 141 (686), S. 1–15. DOI: 10.1002/qj.2486.

BONADUCE, A.; STANEVA, J.; BEHRENS, A.; BIDLOT, J.-R.; WILCKE, R. A. I. (2019): Wave Climate Change in the North Sea and Baltic Sea. In: *JMSE* 7 (6), S. 166. DOI: 10.3390/jmse7060166.

BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. (1999): A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104 (C4), S. 7649–7666. DOI: 10.1029/98JC02622.

BRASSEUR, G. P.; JACOB, D.; SCHUCK-ZÖLLER, S. (2023): Klimawandel in Deutschland. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

BRUUN, P. (1954): Coast Erosion and the Development of Beach Profiles. Beach Erosion Board. Corps of Engineers. Hg. v. United States, Beach Erosion Board, Engineer Research and Development Center (U.S.). Technical University of Denmark, United States, Army, Office of the Chief of Engineers (Technical memorandum, 44). Online verfügbar unter https://hdl.handle.net/11681/3426, zuletzt geprüft am 01.11.2023.

BUTLER, C. (1985): Statistics in linguistics. Oxford: Blackwell.

CAMARENA, A.; GAUTIER, C.; VAN NIEUWKOOP, J. (2015): Validation of SWAN under extreme conditions in the Wadden Sea. In: E-proc. of the 36th IAHR World Congress, The Hague, the Netherlands, June 28 - July 3, 2015. 36th IAHR World Congress. The Hague, the Netherlands, 28 June - 3 July (IAHR World Congress Proceedings). Online verfügbar unter https://www.researchgate.net/publication/309672687_Validation_of_SWAN_under_extreme_conditions_in_the_Wadden_Sea, zuletzt geprüft am 30.05.2017.

CARSLAW, D. C.; ROPKINS, K. (2012): openair — An R package for air quality data analysis. In: *Environmental Modelling & Software* 27-28, S. 52–61. DOI: 10.1016/j.envsoft.2011.09.008.

CAU (2021): Kooperationsvorhaben Ostseeküste 2100: Untersuchungen zur aktuellen und zukünftigen Entwicklung der Hydrodynamik und Morphodynamik der Ostseeküste

Schleswig-Holsteins. Jahresbericht (Fortschreibung). Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Institut für Geowissenschaften, AG Küstengeologie und Sedimentologie. Kiel.

CEM (2011): Chapter 5. Fundamentals of Design. Change 3. In: *Coastal Engineering Manual (CEM)* Part VI (EM 1110-2-1100). Online verfügbar unter https://www.publications.usace.army.mil/Portals/76/Publications/EngineerManuals/EM_1110-2-1100_Part-06.pdf.

CERC (1984): Shore protection manual: Volume I and II. Hg. v. Coastal Engineering Research Center, Department of the Army, US Army Corps of Engineers. USACE (Hydraulic Engineering Reports). Online verfügbar unter uuid:98791127-e7ae-40a1-b850-67d575fa1289.

CH2011 (2011): CH2011 - Swiss climate change scenarios. Zürich: Center for Climate Systems Modeling (C2SM) ETH Zürich CHN etc. Online verfügbar unter www.ch2011.ch/pdf/CH2011reportHIGH.pdf, zuletzt geprüft am 10.03.2022.

CH2018 (2018): CH2018 - Climate Scenarios for Switzerland. Technical Report. Zurich: National Centre for Climate Services. Online verfügbar unter https://www.nccs.admin.ch/dam/nccs/de/dokumente/website/klima/CH2018_Technical_Report.pdf.download.pdf/CH2018_Technical_Report.pdf, zuletzt geprüft am 10.03.2022.

CHEON, S.-H.; SUH, K.-D. (2016): Effect of sea level rise on nearshore significant waves and coastal structures. In: *Ocean Engineering* 114, S. 280–289. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2016.01.026.

CHRISTENSEN, O. B.; KJELLSTRÖM, E. (2020): Partitioning uncertainty components of mean climate and climate change in a large ensemble of European regional climate model projections. In: *Clim Dyn* 54 (9-10), S. 4293–4308. DOI: 10.1007/s00382-020-05229-y.

CHRISTENSEN, O. B.; KJELLSTRÖM, E.; DIETERICH, C.; GRÖGER, M.; MEIER, H. E. M. (2022): Atmospheric regional climate projections for the Baltic Sea region until 2100. In: *Earth Syst. Dynam.* 13 (1), S. 133–157. DOI: 10.5194/esd-13-133-2022.

CHRISTENSEN, O. B.; KJELLSTRÖM, E.; ZORITA, E. (2015): Projected Change - Atmosphere. In: The BACC Author II Team (Hg.): Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin: Springer International Publishing (Regional Climate Studies), S. 217–233.

COLES, S. (2001): An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. London: Springer London.

CUBASCH, U.; WUEBBLES, D.; CHEN, D.; FACCHINI, M. C.; FRAME, D.; MAHOWALD, N.; WINTHER, J.-G. (2013): Introduction. In: T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung et al. (Hg.): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, S. 119–158. Online verfügbar unter https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2017/09/WG1AR5_Chapter01_FINAL.pdf, zuletzt geprüft am 08.10.2023.

DEAN, R. G. (1977): EQUILIBRIUM BEACH PROFILES: U.S. ATLANTIC AND GULF COASTS. Hg. v. University of Delaware, Newark, Delaware (Ocean Engineering Reports, 12).

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S. ET AL. (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.

DIE BUNDESREGIERUNG (2008): Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel. vom Bundeskabinett am 17. Dezember 2008 beschlossen. Hg. v. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, nukleare Sicherheit und Verbraucherschutz (BMUV). Online verfügbar unter https://www.bmuv.de/fileadmin/bmu-import/files/pdfs/allgemein/application/pdf/das_gesamt_bf.pdf, zuletzt geprüft am 26.09.22.

DIE BUNDESREGIERUNG (2020): Zweiter Fortschrittsbericht zur Deutschen Anpassungsstrategie an den Klimawandel. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, nukleare Sicherheit und Verbraucherschutz (BMUV). Berlin. Online verfügbar unter https://www.bmuv.de/fileadmin/Daten_BMU/Download_PDF/Klimaschutz/klimawandel_das_2_fortschrittsbericht_bf.pdf.

DIETERICH, C.; GRÖGER, M.; ARNEBORG, L.; ANDERSSON, H. C. (2019): Extreme Sea Levels in the Baltic Sea under Climate Change Scenarios. Part 1: Model Validation and Sensitivity. In: *Ocean Science Discussions*, S. 1–29. DOI: 10.5194/os-2019-65.

DIMKE, S.; FRÖHLE, P. (2009): Sediment Transport at the Baltic Sea Coast of Mecklenburg-Vorpommern, Germany. In: Jane McKee Smith (Hg.): Coastal Engineering 2008. Proceedings of the 31st International Conference ; Hamburg, Germany, 31 August-5 September 2008. Hackensack, NJ: WORLD SCIENTIFIC (COASTAL ENGINEERING CONFERENCE), S. 2471–2480.

DLR PROJEKTTRÄGER (2023): Vereinbarungen für die Übersetzung englischer Fachbegriffe aus den Klimawissenschaften ins Deutsche. Stand: 18. August 2023. Hg. v. Deutsche IPCC-Koordinierungstelle, ProClim, Österreichisches Umweltbundesamt. Bonn. Online verfügbar unter https://www.de-ipcc.de/media/content/Begriffe_IPCC_online.pdf, zuletzt geprüft am 08.10.2023.

DREIER, N. (2009): Seegangsbelastung der Deckwerke am Nord- und Weststrand der Insel Wangerooge. Diplomarbeit. UNIVERSITÄT ROSTOCK. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät.

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2015): Effects of regional climate change on the longshore sediment transport at the German Baltic Sea coast. In: E-proc. of the 36th IAHR World Congress, The Hague, the Netherlands, June 28 - July 3, 2015. 36th IAHR World Congress. The Hague, the Netherlands, 28 June - 3 July (IAHR World Congress Proceedings). Online verfügbar unter https://www.iahr.org/library/infor?pid=8082, zuletzt geprüft am 01.04.2024.

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2016): Impacts of regional climate change on the potential longshore sediment transport at the German Baltic Sea Coast. In: Marcus Reckermann und Silke Köppen (Hg.): Conf. Proc. of 1st Baltic Earth Conference, Nida, Curonian Spit, Lithuania, June 13-17, 2016. 1st Baltic Earth Conference. Nida, Curonian Spit, Lithuania, 13 - 17 June 2016. Geesthacht, Germany: International Baltic Earth Secretariat, Helmholtz-Zentrum Hereon (International Baltic Earth Secretariat Publications, 9), S. 115–116.

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2017a): Effects of Regional Climate Change on the Wave Conditions in the Western Baltic Sea. In: *AGU Fall Meeting Abstracts* 2017, GC21I-05. Online verfügbar unter https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2017AGUFMGC21I.05D/abstract.

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2017b): Operational wave now- and forecast in the German Bight as a basis for the assessment of wave-induced hydrodynamic loads on coastal dikes. In: *J. Ocean Univ. China* 16 (6), S. 991–997. DOI: 10.1007/s11802-017-3382-9.

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2018a): Now- and Forecast of Waves and Wave Run-up on Coastal Dikes as Part of an Operational Early Warning System for the German North Sea Coast. In: CG-JOINT (Hg.): Proc. of 9th Chinese-German Joint Symposium on Hydraulic and Ocean Engineering, National Cheng Kung University, Tainan, Taiwan, 11-17 November 2018. 9th Chinese-German Joint Symposium on Hydraulic and Ocean Engineering. Tainan, Taiwan, 11-17 November 2018, S. 97–110.

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2018b): Operational wave forecast in the German Bight as part of a sensor- and risk based early warning system. In: J.-S. Shim, I. Chun und H.-S. Lim (Hg.): Proc. of 15th International Coastal Symposium (ICS), Busan, Republic of Korea, May 13-18, 2018. 15th International Coastal Symposium (ICS). Busan, Republic of Korea. Coconut Creek (Florida) (Journal of Coastal Research, Special Issue No. 85).

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2018c): Operational wave forecast in the German Bight as part of a sensor- and risk based early warning system. In: J.-S. Shim und Chun, I., and Lim, H.-S. (Hg.): Proc. from the International Coastal Symposium (ICS) 2018, Busan, Republic of Korea, May 13-18, 13-15 May 2018. Coconut Creek (Florida): Coastal Education and Research Foundation (CERF) Inc. (Journal of Coastal Research, Special Issuse, 85). Online verfügbar unter https://meridian.allenpress.com/jcr/article-pdf/doi/10.2112/SI85-233.1/2064488/si85-233_1.pdf, zuletzt geprüft am 01.04.2024.

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2019a): Wave run-up on a sea dike at the German North Sea coast during storm surges - field measurements versus empirical calculation results. In: Nils Goseberg und Torsten Schlurmann (Hg.): Coastal Structures 2019. Conference Proceedings, Published Version. Coastal Structures Conference. Hannover, Germany, 29 Sept - 02 Oct 2019. Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau, S. 1118–1128. Online verfügbar unter https://henry.baw.de/items/7c8b4ea4-988c-4dd5-a017-45dbe55253f6, zuletzt geprüft am 01.04.2024.

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2019b): Prä-Operationelle Vorhersage von Seegang und Wellenauflauf an Seedeichen in der deutschen Bucht. In: EarlyDike - Sensor- und risikobasiertes Frühwarnsystem für Seedeiche. Schlussbericht nach BNBest-BMBF 98. Projektlaufzeit 06/2015 bis 05/2018, Förderkennzeichen 03G0847A - 03G0847C, 03G0848A. RWTH Aachen University. Aachen, S. 93–118.

DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2021): Prä-Operationelle Vorhersage von Seegang und Wellenauflauf an Seedeichen in der deutschen Bucht. In: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hg.): Die Küste. Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee, 90 (Online First). Hamburg: Bundesanst. für Wasserbau (BAW) (Die Küste, 90), S. 51–77. Online verfügbar unter https://izw.baw.de/publikationen/die-kueste/0/KFKI_DieKueste_k090103_EarlyDike_TUHH_Prae_Operationelle_Dreier_A.pdf, zuletzt geprüft am 01.04.2024.

DREIER, N.; FRÖHLE, P.; SALECKER, D.; SCHLAMKOW, C. (2014a): Hybrid Approach for the Assessment of Changes of Extreme Waves at the German Baltic Sea Coast on the Basis of Regional Climate Model Data. In: Marcus Reckermann und Silke Köppen (Hg.): Programme, Abstracts, Participants. Baltic Earth Workshop on "Natural hazards and extreme events in the Baltic Sea region". Finnish Meteorological Institute, Dynamicum, Helsinki, 30-31 January 2014. Baltic Earth Workshop on ”Natural hazards and extreme events in the Baltic Sea region". Finnish Meteorological Institute, Dynamicum, January 30-31, 2014: International Baltic Earth Secretariat, Helmholtz-Zentrum Hereon (International Baltic Earth Secretariat Publications, 1), S. 15.

DREIER, N.; FRÖHLE, P.; SALECKER, D.; SCHLAMKOW, C.; XU, Z. (2014b): Assessment of changes of extreme wave conditions at the German Baltic Sea coast on the basis of future climate change scenarios. In: CG-JOINT (Hg.): Proc. of 7th Chinese - German Joint Symposium on Hydraulic and Ocean Engineering, Hannover, Germany, September 7-12, 2014. 7th Chinese - German Joint Symposium on Hydraulic and Ocean Engineering. Hannover, Germany, September 7-12, 2014: Franzius-Institute, Leibnitz Universität Hannover.

DREIER, N.; FRÖHLE, P.; SALECKER, D.; SCHLAMKOW, C.; ZHENSHAN, X. (2014c): The use of a regional climate- and wave model for the assessment of changes of the future wave climate in the Western Baltic Sea. In: Patrick Lynett (Hg.): Proc. of 34th Int. Conf. on Coastal Engineering (ICCE), Seoul, Republic of Korea, June 15-20, 2014. 34th Int. Conf. on Coastal Engineering (ICCE). Seoul, Republic of Korea, June 15-20 (Coastal Engineering Proceedings, 34). Online verfügbar unter https://icce-ojs-tamu.tdl.org/icce/article/view/7715/pdf_869, zuletzt geprüft am 01.04.2024.

DREIER, N.; NEHLSEN, E.; FRÖHLE, P.; RECHID, D.; BOUWER, L. M.; PFEIFER, S. (2021): Future Changes in Wave Conditions at the German Baltic Sea Coast Based on a Hybrid Approach Using an Ensemble of Regional Climate Change Projections. In: *Water* 13 (2), S. 167. DOI: 10.3390/w13020167.

DREIER, N.; SCHLAMKOW, C.; FRÖHLE, P. (2011): Assessment of Future Wave Climate on basis of Wind-Wave-Correlations and Climate Change Scenarios. In: Kazimierz Furmanczyk, Andrzej Giza und Pawel Terefenko (Hg.): Proc. of the 11th Internation Coastal Symposium (ICS) Volume 1, Szczecin, Poland, May 9-13, 2011. 11th Internation Coastal Symposium (ICS). Szczecin, Poland, May 9-13, 2011. 2 Bände. Szczecin, Poland: Coastal Education and Research Foundation (CERF) Inc. and University of Szczecin, Institute of Marine and Coastal Sciences, Remote Sensing and Marine Cartography Unit (Journal of Coastal Research, Special Issuse, 64), S. 210–214. Online verfügbar unter https://www.jstor.org/stable/26482163, zuletzt geprüft am 01.04.2024.

DREIER, N.; SCHLAMKOW, C.; FRÖHLE, P.; SALECKER, D. (2013a): Changes of 21st Century’s average and extreme wave conditions at the German Baltic Sea Coast due to global climate change. In: D. C. Conley, G. Masselink, P. E. Russell und T. J. O’Hare (Hg.): Proc. 12th International Coastal Symposium (ICS) Volume 2, Plymouth, England, April 9-12, 2013. 12th International Coastal Symposium (ICS). Plymouth, England. 2 Bände. Plymouth, United Kingdom: Coastal Education and Research Foundation (CERF) Inc. and Coastal Processes Research Group, School of Marine Science & Engineering, Plymouth University (Journal of Coastal Research, Special Issuse, 65), S. 1921–1926.

Online verfügbar unter https://meridian.allenpress.com/jcr/article-pdf/doi/10.2112/SI65-325.1/2076250/si65-325_1.pdf, zuletzt geprüft am 01.04.2024.

DREIER, N.; SCHLAMKOW, C.; FRÖHLE, P.; SALECKER, D. (2013b): Climate Change and Corresponding Changes of Wave Conditions at the German Baltic Sea Coast. In: Zhaoyin Wang, Joseph Hun-wei Lee, Jizhang Gao und Shuyou Cao (Hg.): Proc. of the 35th IAHR World Congress, Chengdu, China, September 8-13, 2013. 35th IAHR World Congress. Chengdu, China, September 8-13, 2013. Beijing: Tsingha University Press (Maritime Hydraulics and Coastal Engineering, 6). Online verfügbar unter https://www.iahr.org/library/infor?pid=14965, zuletzt geprüft am 01.04.2024.

DREIER, N.; SCHLAMKOW, C.; FRÖHLE, P.; SALECKER, D.; XU, Z. (2015): Assessment of changes of extreme wave conditions at the German Baltic Sea Coast on the basis of future climate changes scenarios. In: *Journal of Marine Science and Technology* (23(6)), S. 839–845. DOI: 10.6119/JMST-015-0609-3.

DREIER, N.; SCHLAMKOW, C.; SALECKER, D.; FRÖHLE, P. (2012): Future wave conditions at the German Baltic Sea Coast on the basis of wind-wave-correlations and regional climate change scenarios. In: Book of Abstracts of 8th Int. Conf. on Coastal and Port Engineering in Developing Countries (PIANC - COPEDEC), Chennai, India, February 20-24, 2012. 8th International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries (Copedec). Chennai, India, February 20-24, 2012. Chennai, India: IIT Madras.

DWD (2018): Climate Data Center (CDC). Aktuelle stündliche Stationsmessungen der Windgeschwindigkeit und Windrichtung für Deutschland, Qualitätskontrolle noch nicht vollständig durchlaufen. Version recent.

DWD (2019a): Climate Data Center (CDC). Aktuelle 10-minütige Stationsmessungen der mittleren Windgeschwindigkeit und Windrichtung in Deutschland. Version recent.

DWD (2019b): Climate Data Center (CDC). Historische 10-minütige Stationsmessungen der mittleren Windgeschwindigkeit und Windrichtung in Deutschland. Version V1.

DWD (2020): Nationaler Klimareport. 4. korrigierte Auflage. Hg. v. Deutscher Wetterdienst. Potsdam, Deutschland. Online verfügbar unter www.dwd.de/nationalerklimareport, zuletzt geprüft am 17.04.2022.

DWD (2021a): Klimavorhersagen und Klimaprojektionen. Hg. v. Deutscher Wetterdienst. Offenbach am Main. Online verfügbar unter www.dwd.de/klimavorhersagenundprojektionen, zuletzt geprüft am 02.08.22.

DWD (2021b): Climate Data Center (CDC). Historische stündliche Stationsmessungen der Windgeschwindigkeit und Windrichtung für Deutschland. Version v21.3.

EAK 2002 (2020): Empfehlungen für Küstenschutzwerke. 3. korrigierte Ausgabe 2020. Unter Mitarbeit von Karsten Peters und Martin Pohl. Hg. v. Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen. Hamburg (Die Küste, 88).

ECMWF [HG.] (2019): IFS Documentation - Cy46r1. Operational implementation 6 June 2019. Part VII: ECMWF Wave Model. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. Shinfield Park, Reading, RG2 9AX, England. Online verfügbar unter https://github.com/mywave/WAM, zuletzt geprüft am 21.11.2022.

ELDEBERKY, Y. (1996): Nonlinear transformation of wave spectra in the nearshore zone. Delft, Technical University, Dissertation. Online verfügbar unter http://resolver.tu-delft.nl/uuid:707ca57d-81c3-4103-bc6e-aae1c90fce63, zuletzt geprüft am 31.03.2019.

ELDRUP, M. R.; LYKKE ANDERSEN, T.; BURCHARTH, H. F. (2019): Desk Study Tools for Upgrade of Breakwaters against Increased Loadings Caused by Climate Change. In: Nils Goseberg und Torsten Schlurmann (Hg.): Coastal Structures 2019. Conference Proceedings, Published Version. Coastal Structures Conference. Hannover, Germany, 29 Sept - 02 Oct 2019. Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau, S. 51–59. Online verfügbar unter https://hdl.handle.net/20.500.11970/106673, zuletzt geprüft am 01.07.2023.

ELIZALDE, A. (2011): The water cycle in the Mediterranean Region and the impacts of climate change. University of Hamburg. UNIVERSITÄT HAMBURG. Geowissenschaften.

ENGEL, C.; EBERT, E. (2007): Performance of Hourly Operational Consensus Forecasts (OCFs) in the Australian Region. In: *Weather and Forecasting* 22 (6), S. 1345–1359. DOI: 10.1175/2007WAF2006104.1.

ESTEBAN, M.; TAKAGI, H.; THAO, N. D.; YAMAMOTO, L. (2015): Chapter 31 - Stability of Shallow Rubble Mound Breakwaters under Climate Change Induced Sea Level Rise. In: Hiroshi Takagi, Miguel Esteban und Tomoya Shibayama (Hg.): Handbook of coastal disaster mitigation for engineers and planners. First edition. Amsterdam: Elsevier, S. 675–696. Online verfügbar unter http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128010600000319.

EU-HRWL (2007): Richtlinie 2007/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2007 über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken. EU-HWRL. In: *Amtsblatt der Europäischen Union* (L 288), S. 27–34.

EUROTOP (2007): Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures: Assessment Manual. Unter Mitarbeit von T. Pullen, N.W.H. Allsop, T. Bruce, A. Kortenhaus, H. Schüttrumpf und van der Meer, J. W. In: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hg.): EurOtop. Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures: Assessment Manual. Heide i. Holstein: Boyens Medien GmbH & Co. KG (Die Küste, 73), S. 4–193. Online verfügbar unter www.overtopping-manual.com.

EUROTOP (2018): Manual on wave overtopping of sea defences and related structures. An overtopping manual largely based on European research, but for worldwide application. Second Edition 2018. Hg. v. van der Meer, J. W., N.W.H. Allsop, T. Bruce, J. de Rouck, A. Kortenhaus, T. Pullen, et al. Online verfügbar unter www.overtopping-manual.com.

EUROTOP (2019): Errata of November 2019 to EurOtop 2018. Online verfügbar unter www.overtopping-manual.com.

EVIN, G.; SOMOT, S.; HINGRAY, B. (2021): Balanced estimate and uncertainty assessment of European climate change using the large EURO-CORDEX regional climate model ensemble. In: *Earth Syst. Dynam.* 12 (4), S. 1543–1569. DOI: 10.5194/esd-12-1543-2021.

FANG, F.; PAIN, C.; SAVRE, J.; HERZOG, M.; DREIER, N.; FRÖHLE, P. (2015): PEARL. Deliverable 2.2 Integrated modelling framework for hazard assessment in coastal regions. Work Package 2 (unpublished).

FOX-KEMPER, B.; HEWITT, H.; XIAO, C.; AÐALGEIRSDÓTTIR, G.; DRIJFHOUT, S. S.; EDWARDS, T. L. ET AL. (2021): Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In: V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger et al. (Hg.): Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, zuletzt geprüft am 01.02.2024.

FRANK, C. W.; WAHL, S.; KELLER, J. D.; POSPICHAL, B.; HENSE, A.; CREWELL, S. (2018): Bias correction of a novel European reanalysis data set for solar energy applications. In: *Solar Energy* 164, S. 12–24. DOI: 10.1016/j.solener.2018.02.012.

FRAZA, L. (1998): Testing the non-stationary option of the SWAN wave model. Master Thesis. TU DELFT, Delft. Dep. Hydraulic Engineering, Faculty of Civil Engineering and Geosciences. Online verfügbar unter uuid:f2fcc607-429c-41c7-b402-f3db86d15bf4.

FRÖHLE, P. (2000): Messung und statistische Analyse von Seegang als Eingangsgröße für den Entwurf und die Bemessung von Bauwerken des Küstenwasserbaus. Dissertation. UNIVERSITÄT ROSTOCK. Institut für Wasserbau.

FRÖHLE, P. (2012): To the effectiveness of coastal and flood protection structures under terms of changing climate conditions. In: *Int. Conf. Coastal. Eng.* 1 (33). DOI: 10.9753/icce.v33.management.60.

FRÖHLE, P.; FITTSCHEN, T. (1999): Analysis of Short-Term Directional Wave Measurements with respect to Long–Term Statistical Assessment. In: G. P. Mocke (Hg.): Fifth International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries: Proceedings of the COPEDEC V : Cape Town, South Africa, 19-23 April, 1999, Bd. 2. Unter Mitarbeit von South African Council for Scientific and Industrial Research, COPEDEC Permanent Secretariat: COPEDEC.

FRÖHLE, P.; SOMMERMEIER, K.; FLOTH, U. (2014a): Monitoring der Umweltbedingungen im Küstenvorfeld. In: Karin Beese, Daniel Blobel und Grit Martinez (Hg.): RADOST-Abschlussbericht und 5. RADOST-Jahresbericht. Ecologic Institute. Berlin (RADOST-Berichtsreihe, 27), S. 18–19.

FRÖHLE, P.; SOMMERMEIER, K.; FLOTH, U. (2014b): Wirksamkeit und Leistungsfähigkeit typischer Küstenschutzanlagen. In: Karin Beese, Daniel Blobel und Grit Martinez (Hg.): RADOST-Abschlussbericht und 5. RADOST-Jahresbericht. Ecologic Institute. Berlin (RADOST-Berichtsreihe, 27), S. 13–15.

FSK (2003): Ermittlung des Bemessungsseegangs für Küstenschutzwerke und Randdünen mit mathematischer Modellierung. Schlußbericht zum KFKI-Forschungsvorhaben "Bemessungsseegang" KIS004. 03KIS004. Unter Mitarbeit von Hanz Dieter Niemeyer und Ralf Kaiser. Forschungsstelle Küste, Nds. Landesamt für Ökologie.

GARNER, G. G.; HERMANS, T.; KOPP, R. E.; SLANGEN, A. B. A.; EDWARDS, T. L.; LEVERMANN, A. ET AL. (2021): IPCC AR6 Sea-Level Rise Projections. Version 20210809. PO.DAAC, CA, USA. Online verfügbar unter https://podaac.jpl.nasa.gov/announcements/2021-08-09-Sea-level-projections-from-the-IPCC-6th-Assessment-Report, zuletzt geprüft am 25.11.2021.

GAUTIER, C.; CAIRES, S. (2015): Operational wave forecasts in the southern North Sea. In: E-proc. of the 36th IAHR World Congress, The Hague, the Netherlands, June 28 - July 3, 2015. 36th IAHR World Congress. The Hague, the Netherlands, 28 June - 3 July (IAHR World Congress Proceedings). Online verfügbar unter https://www.research-gate.net/publication/290440200_OPERATIONAL_WAVE_FORE-CASTS_IN_THE_SOUTHERN_NORTH_SEA, zuletzt geprüft am 30.05.2017.

GAUTIER, C.; CAMARENA CALDERON, A.; VAN NIEUWKOOP, J. (2014): SWAN hindcasts Wadden Sea, December 2013. Tidal inlet of Ameland and eastern Wadden Sea. Hg. v. Deltares (WL).

GIORGETTA, M.; JUNGCLAUS, J.; REICK, C.; LEGUTKE, S.; BROVKIN, V.; CRUEGER, T. ET AL. (2012): Forcing data for Regional Climate Models based on the MPI-ESM-LR model of the Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M). The CMIP5 historical experiment.

GIORGETTA, M. A.; JUNGCLAUS, J.; REICK, C. H.; LEGUTKE, S.; BADER, J.; BÖTTINGER, M. ET AL. (2013): Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. In: *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 5 (3), S. 572–597. DOI: 10.1002/jame.20038.

GLAZIK, G.; KRAATZ, W.; KRANAWETTREISER, J.; MARTIN, H.; WAGNER, H. (2015): Technische Hydromechanik. 2., vollständig überarbeitete Auflage. Hg. v. Detlef Aigner und Dirk Carstensen. Berlin, Wien, Zürich: Beuth Verlag GmbH (Wissen Bauwesen).

GOBIET, A.; KREIENKAMP, F.; PFEIFER, S.; RECHID, D.; SPEKAT, A. (2017): Regionale Klimamodellierung. KLIMANAVIGATOR. Online verfügbar unter https://www.klimanavigator.eu/dossier/artikel/034056/index.php, zuletzt geprüft am 13.01.2024.

GODA, Y. (2010): Random seas and design of maritime structures. 3. ed. Singapore: World Scientific Publ (Advanced series on ocean engineering, 33).

GÖTTEL, H. (2008): Einfluss der nichthydrostatischen Modellierung und der Niederschlagsverdriftung auf die Ergebnisse regionaler Klimamodellierung. Berichte zur Erdsystemforschung Nr. 60, 2009, Max-Planck-Institut für Meteorologie. Dissertation. UNIVERSITÄT HAMBURG, Hamburg. Departement für Geowissenschaften. Online verfügbar unter https://mpimet.mpg.de/fileadmin/publikationen/Reports/WEB_BzE_60.pdf, zuletzt geprüft am 04.11.22.

GRÄWE, U.; BURCHARD, H. (2012): Storm surges in the Western Baltic Sea: the present and a possible future. In: *Climate Dynamics* 39 (1), S. 165–183. DOI: 10.1007/s00382-011-1185-z.

GROENEWEG, J.; WESTHUYSEN, A.; VLEDDER, G.; JACOBSE, S.; LANSEN, A. J.; VAN DONGEREN, A. (2009): Wave modelling in a tidal inlet: performance of SWAN in the Wadden Sea. In: Jane McKee Smith (Hg.): Coastal Engineering 2008. Proceedings of the 31st International Conference on Coastal Engineering, Bd. 1. Hamburg, 31 August – 5 September 2008. Coastal and Hydraulics Laboratory, USA. 5 Bände, S. 411–423.

GROLL, N.; GRABEMANN, I.; GASLIKOVA, L. (2014): North Sea wave conditions: an analysis of four transient future climate realizations. In: *Ocean Dynamics* 64 (1), S. 1–12. DOI: 10.1007/s10236-013-0666-5.

GROLL, N.; GRABEMANN, I.; HÜNICKE, B.; MEESE, M. (2017): Baltic Sea wave conditions under climate change scenarios. Unter Mitarbeit von Kai Myrberg (Boreal Env. Res., 22). Online verfügbar unter www.borenv.net/BER/pdfs/ber22/ber22-001-012-Groll.pdf, zuletzt geprüft am August 2017.

GULER, H. G.; ERGIN, A.; OZYURT, G. (2015): A COMPARATIVE STUDY ON THE STABILITY FORMULAS OF RUBBLE MOUND BREAKWATERS. In: *1* 1 (34), S. 27. DOI: 10.9753/icce.v34.structures.27.

GÜNTHER, H.; HASSELMANN, S.; JANSSEN, P. (1992): The WAM model cycle 4 (Technical Report, 4).

HAESELER, S.; LEFEBVRE, C. (2017): Sturmtief HERWART sorgt am 28./29. Oktober 2017 für Orkanböen über Deutschland. Deutscher Wetterdienst, Abteilung Klimaüberwachung. Online verfügbar unter https://www.dwd.de/DE/leistungen/besondereereignisse/stuerme/20171030_herwart_europa.pdf?__blob=publicationFile&v=6, zuletzt geprüft am 01.01.2023.

HAGEN, R.; PLÜß, A.; IHDE, R.; FREUND, J.; DREIER, N.; NEHLSEN, E. ET AL. (2021): An Integrated Marine Data Collection for the German Bight – Part II: Tides, Salinity and Waves (1996–2015 CE).

HAN, L.; CHEN, M.; CHEN, K.; CHEN, H.; ZHANG, Y.; LU, B. ET AL. (2021): A Deep Learning Method for Bias Correction of ECMWF 24–240 h Forecasts. In: *Adv. Atmos. Sci.* 38 (9), S. 1444–1459. DOI: 10.1007/s00376-021-0215-y.

HASSELMANN, K. (1973): Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). Hamburg: Dt. Hydrograph. Inst (Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe A Nr. 12). Online verfügbar unter http://resolver.tudelft.nl/uuid:f204e188-13b9-49d8-a6dc-4fb7c20562fc, zuletzt geprüft am 31.03.2019.

HASSELMANN, S.; HASSELMANN, K.; ALLENDER, J. H.; BARNETT, T. P. (1985): Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Specturm. Part II: Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer for Application in Wave Models. In: *Journal of Physical Oceanography* 15 (11), S. 1378–1391. DOI: 10.1175/1520-0485(1985)015<1378:CAPOTN>2.0.CO;2.

HAWKINS, E. (2013): Sources of uncertainty in CMIP5 projections. Online verfügbar unter https://www.climate-lab-book.ac.uk/2013/sources-of-uncertainty/, zuletzt geprüft am 30.11.2020.

HAZEN, A. (1914): Storage to be Provided Impounding Reservoirs for Municipal Water Supply. In: Proceedings of the American Society of Civil Engineers. Vol. 39, Issue 9, S. 1943–2044.

HEMER, M. A.; MCINNES, K. L.; RANASINGHE, R. (2012): Climate and variability bias adjustment of climate model-derived winds for a southeast Australian dynamical wave model. In: *Ocean Dynamics* 62 (1), S. 87–104. DOI: 10.1007/s10236-011-0486-4.

HEMER, M. A.; MCINNES, K. L.; RANASINGHE, R. (2013): Projections of climate change-driven variations in the offshore wave climate off south eastern Australia. In: *Int. J. Climatol.* 33 (7), S. 1615–1632. DOI: 10.1002/joc.3537.

HENNEMUTH, B.; BENDER, S.; BÜLOW, K.; DREIER, N.; KEUP-THIEL, E.; KRÜGER, O. ET AL. (2013): Statistische Verfahren zur Auswertung von Klimadaten aus Modell und Beobachtung, eingesetzt in Projekten und Institutionen, die sich mit Klimafolgen und Anpassung befassen. Version 2.0. Climate Service Center. Hamburg (CSC Report, 13). Online verfügbar unter https://www.climate-service-center.de/imperia/md/content/csc/projekte/csc-report13-deutsch-final-mit-umschlag.pdf, zuletzt geprüft am 17.04.2022.

HERMAN, A.; KAISER, R.; NIEMEYER, H. D. (2007): KFKI-Projekt MOSES. Schlussbericht. BMBF Fördernummer: 03 KIS 040. NLWKN, Forschungsstelle Küste. Online verfügbar unter http://edok01.tib.uni-hannover.de/edoks/e01fb08/559767226.pdf.

HILLERBRAND, R. (2014): Risiko, Unsicherheit und Unwissenheit in den Geowissenschaften als Herausforderung für die Philosophie. In: Hans-Georg Bohle (Hg.): Risiko: Erkundungen an den Grenzen des Wissens. Leopoldina-Meeting am 15. und 16. Juni 2012 in Bonn ; … 4 Tab. Halle (Saale), Stuttgart: Dt. Akad. der Naturforscher Leopoldina - Nationale Akad. der Wiss; Wiss. Verl.-Ges (Nova acta Leopoldina, Nr. 397 = N.F., Bd. 117), S. 107–130. Online verfügbar unter https://www.leopoldina.org/uploads/tx_leopublication/NAL397_107-130_Hillerbrand_RisikoPhilosophie.pdf, zuletzt geprüft am 01.01.2023.

HOFSTEDE (2022): Update of the Schleswig-Holstein State master plan for coastal flood defense and coastal protection with a focus on climate change adaptation. In: *Die Küste. DOI:* 10.18171/1.091109.

HOGEVEEN, K. (2021): Climate Adaption of Rubble Mound Breakwaters. A study to the accuracy of overtopping formulas for combination of solutions. Master Thesis. TU DELFT, Delft, The Netherlands. Online verfügbar unter http://resolver.tudelft.nl/uuid:3a6ec8ac-0b81-4d32-adf1-6d7b4f842ceb, zuletzt geprüft am 01.07.2023.

HOLFORT, J. (2017): Berichte zu Ostsee-Sturmfluten und Hochwassern. Sturmflut vom 29./30.10.2017. Hg. v. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Online verfügbar unter https://www.bsh.de/DE/THEMEN/Wasserstand_und_Gezeiten/Sturmfluten/_Anlagen/Downloads/Ostsee_Sturmflut_20171029.pdf, zuletzt geprüft am 01.01.2023.

HOLLWEG, H.-D.; BÖHM, U.; FAST, I.; HENNEMUTH, B.; KEULER, K.; KEUP-THIEL, E. ET AL. (2008): Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios. Gruppe Modelle & Daten. Support for Climate- and Earth System Research at the Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg. Hamburg (Technical Report, 3). Online verfügbar unter https://epub.sub.uni-hamburg.de//epub/volltexte/2012/15309/pdf/MaD_TechRep3_CLM_1_.pdf, zuletzt geprüft am 28.10.22.

HOLTHUIJSEN, L. H. (2007a): The SWAN wave model. In: Leo H. Holthuijsen (Hg.): Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge: Cambridge University Press, S. 286–309.

HOLTHUIJSEN, L. H.; DE BOER, S. (1988): Wave forecasting for moving and stationary targets. In: B. A. Schrefler und O. C. Zienkiewicz (Hg.): Computer Modelling in ocean engineering. Proceedings. Rotterdam: Balkema, S. 231–234.

HOLTHUIJSEN, L. H.; HERMAN, A.; BOOIJ, N. (2003): Phase-decoupled refraction–diffraction for spectral wave models. In: *Coastal Engineering* 49 (4), S. 291–305. DOI: 10.1016/S0378-3839(03)00065-6.

HOLTHUIJSEN, LEO H. [HG.] (2007b): Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge: Cambridge University Press. Online verfügbar unter https://doi.org/10.1017/CBO9780511618536.

HÜBENER, H.; BÜLOW, K.; FOOKEN, C.; FRÜH, B.; HOFFMANN, P.; HÖPP, S. ET AL. (2017a): ReKliEs-De Ergebnisbericht.

HÜBENER, H.; SPEKAT, A.; BÜLOW, K.; FRÜH, B.; KEULER, K.; MENZ, C. ET AL. (2017b): ReKliEs-De Nutzerhandbuch.

HÜNICKE, B. (2010): Contribution of regional climate drivers to future winter sea-level changes in the Baltic Sea estimated by statistical methods and simulations of climate models. In: *International Journal of Earth Sciences* 99 (8), S. 1721–1730. DOI: 10.1007/s00531-009-0470-0.

IAHR (1989): List of Sea-State Parameters. The IAHR Working Group on Wave Generation and Analysis. In: *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.* 115 (6), S. 793–808. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-950X(1989)115:6(793).

IBARRA-BERASTEGUI, G.; SÁENZ, J.; ULAZIA, A.; SÁENZ-AGUIRRE, A.; ESNAOLA, G. (2023): CMIP6 projections for global offshore wind and wave energy production (2015-2100). In: *Scientific reports* 13 (1), S. 18046. DOI: 10.1038/s41598-023-45450-3.

IPCC (2000): Special report on emissions scenarios. A special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Hg. v. Nakićenović, N.; Alcamo, J.; Davis, G.; Vries, B. de; Fenhann, J.; Gaffin, S.; Gregory, K.; Grübler, A.; Jung, T. Y.; Kram, T.; La Rovere, E. L.; Michaelis, L.; Mori, S.; Morita, T.; Pepper, W.; Pitcher, H.; Price, L.; Raihi, K.; Roehrl, A. Cambridge: Cambridge University Press. Online verfügbar unter https://www.ipcc.ch/report/emissions-scenarios/.

IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Hg. v. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, et al. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Online verfügbar unter https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/ar4_wg1_full_report-1.pdf, zuletzt geprüft am 01.02.2024.

IPCC (2013/2014): Anhang zu den Zusammenfassungen für politische Entscheidungsträger der Beiträge der Arbeitsgruppen I, II und III zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC). Deutsche Übersetzung durch Deutsche IPCC-Koordinierungsstelle. Bonn, 2016.

IPCC (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Hg. v. T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, et al. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Online verfügbar unter http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/, zuletzt geprüft am 10.06.2017.

IPCC (2014): Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Hg. v. Core Writing Team, R. K. Pachauri und L. A. Meyer. IPCC. Geneva, Switzerland. Online verfügbar unter http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/SYR_AR5_FINAL_full_wcover.pdf, zuletzt geprüft am 10.06.2017.

IPCC (2015): IPCC Workshop on Regional Climate Projections and their Use in Impacts and Risk Analysis Studies. Hg. v. Thomas F. Stocker, Qin Dahe, Gian-Kasper Plattner und M. Tignor. Bern, Switzerland. Online verfügbar unter https://www.ipcc.ch/publication/ipcc-workshop-on-regional-climate-projections-and-their-use-in-impacts-and-risk-analysis-studies/, zuletzt geprüft am 26.08.2022.

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. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, S. 3–35. Online verfügbar unter https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2022/03/01_SROCC_SPM_FINAL.pdf, zuletzt geprüft am 01.02.2024.

IPCC (2021a): Annex VII: Glossary. Unter Mitarbeit von J.B.R. Matthews, V. Möller, R. van Diemen, J. S. Fuglestvedt, V. Masson-Delmotte, C. Méndez et al. In: V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger et al. (Hg.): Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, S. 2215–2256, zuletzt geprüft am 22.09.2022.

IPCC (2021b): Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Hg. v. V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, et al. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Online verfügbar unter https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Full_Report.pdf, zuletzt geprüft am 22.09.2022.

JACOB, D. (2001): A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 77 (1-4), S. 61–73. DOI: 10.1007/s007030170017.

JACOB, D.; BÜLOW, K.; KOTOVA, L.; MOSELEY, C.; PETERSEN, J.; RECHID, D. (2012): Regionale Klimaprojektionen für Europa und Deutschland: Ensemble-Simulationen für die Klimafolgenforschung. Hg. v. Climate Service Center. Hamburg (CSC Report, 6). Online verfügbar unter https://www.climate-service-center.de/imperia/md/content/csc/projekte/csc-report6.pdf, zuletzt geprüft am 02.08.22.

JACOB, D.; GÖTTEL, H.; KOTLARSKI, S.; LORENZ, P.; SIECK, K. (2008): Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland - Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Abschlussbericht zum UFOPLAN-Vorhaben 204 41 138. Hg. v. Umweltbundesamt. Dessau-Roßlau (Climate Change, 11-08). Online verfügbar unter https://www.umweltbundesamt.de/sites/default/files/medien/publikation/long/3513.pdf, zuletzt geprüft am 02.08.22.

JACOB, D.; PETERSEN, J.; EGGERT, B.; ALIAS, A.; CHRISTENSEN, O. B.; BOUWER, L. M. ET AL. (2014): EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. In: *Regional Environmental Change* 14 (2), S. 563–578. DOI: 10.1007/s10113-013-0499-2.

JACOB, D.; TEICHMANN, C.; SOBOLOWSKI, S.; KATRAGKOU, E.; ANDERS, I.; BELDA, M. ET AL. (2020): Regional climate downscaling over Europe: perspectives from the EURO-CORDEX community. In: *Reg Environ Change* 20 (2), S. 1–20. DOI: 10.1007/s10113-020-01606-9.

JANSEN, F. (2023): Analyse und Bewertung von Anpassungsmaßnahmen für senkrechte Bauwerke zur Reduzierung der Wellenreflexion sowie des Wellenauflaufes sowie -überlaufes in Häfen auf Grundlage physikalischer Modellversuche. Masterarbeit. TECHNISCHE UNIVERSITÄT HAMBURG, Hamburg. Institut für Wasserbau.

JANSSEN, P. A. E. M. (1989): Wave-Induced Stress and the Drag of Air Flow over Sea Waves. In: *J. Phys. Oceanogr.* 19 (6), S. 745–754. DOI: 10.1175/1520-0485(1989)019<0745:WISATD>2.0.CO;2.

JANSSEN, P. A. E. M. (1991): Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting. In: *J. Phys. Oceanogr.* 21 (11), S. 1631–1642. DOI: 10.1175/1520-0485(1991)021<1631:QLTOWW>2.0.CO;2.

JUNGCLAUS, J. H.; KEENLYSIDE, N.; BOTZET, M.; HAAK, H.; LUO, J.-J.; LATIF, M. ET AL. (2006): Ocean Circulation and Tropical Variability in the Coupled Model ECHAM5/MPI-OM. In: *J. Climate* 19 (16), S. 3952–3972. DOI: 10.1175/JCLI3827.1.

KAISER, R.; KNAACK, H.; MIANI, M.; NIEMEYER, H. D. (2011): EXAMINATION OF CLIMATE CHANGE ADAPTATION STRATEGIES. In: *Coastal Engineering Proceedings* 1 (32), S. 2. Online verfügbar unter https://icce-ojs-tamu.tdl.org/icce/index.php/icce/article/download/1377/pdf_140.

KAISER, R.; NIEMEYER, H. D. (2002): Analysis of Direction Spectra in Shallow Environment: Comparison of Field Data and Results from Mathematical Modeling. In: Billy L. Edge und J. Michael Hemsley (Hg.): Ocean Wave Measurement and Analysis (2001). Fourth International Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis. San Francisco, California, United States, September 2-6, 2001. Reston, VA: American Society of Civil Engineers, S. 944–952.

KARABIL, S.; ZORITA, E.; HÜNICKE, B. (2018): Contribution of atmospheric circulation to recent off-shore sea-level variations in the Baltic Sea and the North Sea. In: *Earth System Dynamics* 9 (1), S. 69–90. DOI: 10.5194/esd-9-69-2018.

KASANG, D. (2020a): Die aktuellen SSP-Szenarien. Dossier Treibhauseffekt und Emissionsszenarien. CLIMATE SERVICE CENTER GERMANY (GERICS) DES HELMHOLTZ-ZENTRUM HEREON. Online verfügbar unter https://klimanavigator.eu/dossier/artikel/085116/index.php, zuletzt geprüft am 01.02.2024.

KASANG, D. (2020b): Ursachen des aktuellen Meeresspiegelanstiegs. CLIMATE SERVICE CENTER GERMANY (GERICS) DES HELMHOLTZ-ZENTRUM HEREON. Online verfügbar unter https://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Ursachen_des_aktuellen_Meeresspiegelanstiegs, zuletzt geprüft am 27.10.2022.

KAUKER, F.; MEIER, H. E. M. (2003): Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 1. Reconstructing atmospheric surface data for the period 1902–1998. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108 (C8). DOI: 10.1029/2003JC001797.

KEULER, K.; LAUTENSCHLAGER, M.; WUNRAM, C.; KEUP-THIEL, E.; SCHUBERT, M.; WILL, A. ET AL. (2009): Climate Simulation with CLM, Climate of the 20th Century run no.1-3, Data Stream 2: European region MPI-M/MaD: World Data Center for Climate (WDCC) at DKRZ, 2009.

KIM, I.-C.; SUH, K.-D. (2018): Effect of Sea Level Rise and Offshore Wave Height Change on Nearshore Waves and Coastal Structures. In: *Journal of Marine Science and Application* 17 (2), S. 192–207. DOI: 10.1007/s11804-018-0022-8.

KNUTTI, R. (2010): The end of model democracy? In: *Climatic Change* 102 (3-4), S. 395–404. DOI: 10.1007/s10584-010-9800-2.

KNUTTI, R.; ABRAMOWITZ, G.; COLLINS, M.; EYRING, V.; GLECKLER, P. J.; HEWITSON, B.; MEARNS, L. (2010a): Good Practice Guidance Paper on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections. In: T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor und P. M. Midgley (Hg.): Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections. IPCC Working Group I Technical Support Unit. University of Bern. Bern, Switzerland.

KNUTTI, R.; FURRER, R.; TEBALDI, C.; CERMAK, J.; MEEHL, G. A. (2010b): Challenges in Combining Projections from Multiple Climate Models. In: *J. Climate* 23 (10), S. 2739–2758. DOI: 10.1175/2009JCLI3361.1.

KOFTIS, T.; PRINOS, P.; GALIATSATOU, P.; KARAMBAS, T. (2015): An integrated methodological approach for the upgrading of coastal structures due to climate change effects. In: E-proc. of the 36th IAHR World Congress, The Hague, the Netherlands, June 28 - July 3, 2015. 36th IAHR World Congress. The Hague, the Netherlands, 28 June - 3 July (IAHR World Congress Proceedings). Online verfügbar unter https://www.researchgate.net/publication/282867720_An_Integrated_Methodological_Approach_For_The_Upgrading_Of_Coastal_Structures_Due_To_Climate_Change_Effects, zuletzt geprüft am 30.05.2017.

KOHLHASE, S. (1983): Ozeanographisch-seebauliche Grundlagen der Hafenplanung. In: Mitteilungen des Franzius Institus für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover, Bd. 57 (Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen, 57).

KOHLHASE, S.; REDIECK, M.; SCHADE, A.; STUTZ, R. (2008): Kleines Küstenschutz-ABC-Ostsee. (Mecklenburg-Vorpommern). Unter Mitarbeit von Michael Bugenhagen, Anja Klee und Knut Sommermeier. Rostock: Redieck & Schade (handlich-Taschenbuch).

KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAN, M.; HASSELMANN, K.; JANSSEN, P. (1994): Dynamics and Modelling of Ocean Waves. In: D. H. Peregrine (Hg.): Journal of Fluid Mechanics, Bd. 307: Cambridge University Press (Journal of Fluid Mechanics, 307), S. 375–376. Online verfügbar unter https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-fluid-mechanics/article/abs/dynamics-and-modelling-of-ocean-waves-by-g-j-komen-l-cavaleri-m-donelan-k-hasselmann-and-p-a-e-m-janssen-cambridge-university-press-1994-532-pp-

isbn-0521470471-4000/E441A426D46B650027ACCC955D9328CA, zuletzt geprüft am 22.11.2022.

KOMEN, G. J.; HASSELMANN, S.; HASSELMANN, K. (1984): On the Existence of a Fully Developed Wind-Sea Spectrum. In: *Journal of Physical Oceanography* 14 (8), S. 1271–1285. DOI: 10.1175/1520-0485(1984)014<1271:OTEOAF>2.0.CO;2.

KOPP, R. E.; GARNER, G. G.; HERMANS, T. H. J.; JHA, S.; KUMAR, P.; SLANGEN, A. B. A. ET AL. (2023): The Framework for Assessing Changes To Sea-level (FACTS) v1.0-rc: A platform for characterizing parametric and structural uncertainty in future global, relative, and extreme sea-level change.

KOVATS, R. S.; VALENTINI, R.; BOUWER, L. M.; GEORGOPOULOU, E.; JACOB, D.; MARTIN, E. ET AL. (2014): Europe. In: C. B. Field, D. J. Dokken, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, T. E. Bilir, M. Chatterjee et al. (Hg.): Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

KRAUS, N. C. (1992): Engineering Approaches to Cross-Shore Sediment Transport Processes. Design and Reliability of Coastal Structures, short course during the 23rd ICCE in Venice. Hg. v. ICCE 1992 local organising committee. Online verfügbar unter http://resolver.tudelft.nl/uuid:b09dd778-3daf-4ab0-ba9e-2dec697f88eb.

KRAUS, N. C. (2005): Beach Profile. In: Maurice L. Schwartz (Hg.): Encyclopedia of Coastal Science. Dordrecht: Springer Netherlands, S. 169–172.

KRIEBEL, D. L. (1982): Beach and Dune Response to Hurricanes. MCE Thesis (unveröffentlicht). UNIV. OF DELAWARE, Newark, DE. Dept. of Civil Eng.

KRIEZI, E.; BROMAN, B. (2008): Past and future wave climate in the Baltic Sea produced by the SWAN model with forcing from the regional climate model RCA of the Rossby Centre. In: IEEE/OES US/EU-Baltic international symposium, 2008. Tallinn, Estonia, 27 - 29 May 2008. 2008 IEEE/OES US/EU-Baltic International Symposium (BALTIC). Tallinn, 5/27/2008 - 5/29/2008. Tallinna Tehnikaülikool; Oceanic Engineering Society; IEEE/OES US/EU Baltic international symposium. Piscataway, NJ: IEEE, S. 1–7.

LAND-SH (2022): Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein. Fortschreibung 2022. Kiel, zuletzt geprüft am 08.05.2022.

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.

LANG, A.; MIKOLAJEWICZ, U. (2020): Rising extreme sea levels in the German Bight under enhanced CO 2 levels: a regionalized large ensemble approach for the North Sea. In: *Clim Dyn* 55 (7), S. 1829–1842. DOI: 10.1007/s00382-020-05357-5.

LARSON, M. (1988): Quantification of Beach Profile Change. Report No. 1008. Department of Water Resources Engineering, Lund University, Institute of Science and Technology. Lund, Sweden. Online verfügbar unter https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/ADA196585.pdf, zuletzt geprüft am 04.01.2023.

LARSON, M. (1989): Verification of the Profile Response Simulation Model SBEACH (COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS). Online verfügbar unter https://apps.dtic.mil/sti/tr/pdf/ADA217905.pdf, zuletzt geprüft am 04.01.2023.

LARSON, M. (1998): SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change. Report 5. Representation of Nonerodible (Hard) Bottoms (COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS, CERC-TR-89-9). Online verfügbar unter https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/ADA354783.pdf, zuletzt geprüft am 04.01.2023.

LARSON, M.; KRAUS, N. C. (1989): SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change. Report 1. Empirical Foundation and Model Development (COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS, CERC-TR-89-9). Online verfügbar unter https://apps.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a212212.pdf.

LARSON, M.; KRAUS, N. C.; BYRNES, M. R. (1990): SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change. Report 2. Numerical formulation and model tests. (COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS, CERC-TR-89-9). Online verfügbar unter https://apps.dtic.mil/sti/tr/pdf/ADA222824.pdf, zuletzt geprüft am 04.01.2023.

LARSON, M.; WISE, R. A.; KRAUS, N. C. (2004): Coastal Overwash: Part 2, Upgrade to SBEACH (COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS, ERDC/CHL CHETN-XIV-14). Online verfügbar unter https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/ADA603348.pdf, zuletzt geprüft am 04.01.2023.

LAWA (2020): Auswirkungen des Klimawandels auf die Wasserwirtschaft – Bestandsaufnahme, Handlungsoptionen und strategische Handlungsfelder 2020 (LAWA Klimawandel-Bericht 2020). Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA). Online verfügbar unter https://www.lawa.de/Publikationen-363-Anpassung-an-den-Klimawandel.html, zuletzt geprüft am 12.01.2024.

LI, D.; FENG, J.; XU, Z.; YIN, B.; SHI, H.; QI, J. (2019): Statistical Bias Correction for Simulated Wind Speeds Over CORDEX-East Asia. In: *Earth and Space Science* 6 (2), S. 200–211. DOI: 10.1029/2018EA000493.

LINKE, C., ET AL. (2020): Leitlinien zur Interpretation regionaler Klimamodelldaten des Bund-Länder-Fachgespräches "Interpretation regionaler Klimamodelldaten". Potsdam, Deutschland. Online verfügbar unter https://lfu.brandenburg.de/sixcms/media.php/9/Leitlinien-Klimamodelldaten.pdf, zuletzt geprüft am 02.08.22.

LITTLE, A. S.; PRIESTLEY, M. D. K.; CATTO, J. L. (2023): Future increased risk from extratropical windstorms in northern Europe. In: *Nat Commun* 14 (1), S. 4434. DOI: 10.1038/s41467-023-40102-6.

MAHER, N.; MILINSKI, S.; SUAREZ-GUITERREZ, L. (2019): Das Max-Planck-Institut Grand Ensemble – ein Instrument zur Untersuchung der internen Variabilität des Klimasystems. MPI-M. Hamburg. Online verfügbar unter https://mpimet.mpg.de/kommunikation/detailansicht-news?tx_news_pi1%5Baction%5D=detail&tx_news_pi1%5Bcontroller%5D=News&tx_news_pi1%5Bnews%5D=990&cHash=7e143fc8a44b4fb846fcef1e45516887, zuletzt aktualisiert am 03.12.2019, zuletzt geprüft am 01.01.2023.

MAI, S.; PAESLER, C.; ZIMMERMANN, C. (2004): Vorlesungsergänzungen. Wellen und Seegang an Küsten und Küstenbauwerken mit Seegangsatlas der Deutschen Nordseeküste. Hg.

v. Franzius Institut für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover (Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen, 90a). Online verfügbar unter http://www.dr-smai.de/Literatur/Geb-4/80_fi_heft_90a_mai_cpa_zi.pdf, zuletzt geprüft am 03.11.2019.

MAJEWSKI, D. (1991): The EUROPA-modell of the Detuscher Wetterdienst. In: ECMWF (Hg.): Seminar on Numerical Methods in Athmospheric Models. Shinfield Park, Reading, UK, 9-13 September 1991. Online verfügbar unter https://www.ecmwf.int/node/10940.

MALCHEREK, A. (2003): Hydromechanik der Oberflächengewässer. Vorlesungsskript, Version 5.0. Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste.

MALCHEREK, A. (2010): Gezeiten und Wellen. Die Hydromechanik der Küstengewässer. 1. Aufl. s.l.: Vieweg+Teubner (GWV). Online verfügbar unter http://gbv.eblib.com/patron/FullRecord.aspx?p=750202.

MASTRANDREA, M. D.; FIELD, C. B.; STOCKER, T. F.; EDENHOFER, O.; EBI, K. L.; FRAME, D. J. ET AL. (2010): Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties. Hg. v. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Online verfügbar unter https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/12/ar5_uncertainty-guidance-note.pdf, zuletzt geprüft am 01.09.2019.

MASTRANDREA, M. D.; MACH, K. J.; PLATTNER, G.-K.; EDENHOFER, O.; STOCKER, T. F.; FIELD, C. B. ET AL. (2011): The IPCC AR5 guidance note on consistent treatment of uncertainties: a common approach across the working groups. In: *Climatic Change* 108 (4), S. 675. DOI: 10.1007/s10584-011-0178-6.

MEIER, H. E. M. (2006): Baltic Sea climate in the late twenty-first century: a dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios. In: *Climate Dynamics* 27 (1), S. 39–68. DOI: 10.1007/s00382-006-0124-x.

MEIER, H. E. M.; BROMAN, B.; KALLIO, H.; KJELLSTRÖM, E. (2006): Projections of future surface winds, sea levels, and wind waves in the late 21st century and their application for impact studies of flood prone areas in the Baltic Sea region. In: Philipp Schmidt-Thomé (Hg.): Sea level change affecting the spatial development of the Baltic Sea Region. A collection of peer reviewed articles on the results of the INTERREG IIIB Baltic Sea Region (BSR) project "Sea level change affecting the spatial development of the Baltic Sea Region - SEAREG". Espoo: Geological Survey of Finland (Special paper / Geological Survey of Finland, 41), S. 23–43.

MEUCCI, A.; YOUNG, I. R.; HEMER, M.; KIREZCI, E.; RANASINGHE, R. (2020): Projected 21st century changes in extreme wind-wave events. In: *Science advances* 6 (24), eaaz7295. DOI: 10.1126/sciadv.aaz7295.

MEUCCI, A.; YOUNG, I. R.; HEMER, M.; TRENHAM, C.; WATTERSON, I. G. (2023): 140 Years of Global Ocean Wind-Wave Climate Derived from CMIP6 ACCESS-CM2 and EC-Earth3 GCMs: Global Trends, Regional Changes, and Future Projections. In: *J. Climate* 36 (6), S. 1605–1631. DOI: 10.1175/JCLI-D-21-0929.1.

MEUCCI, A.; YOUNG, I. R.; TRENHAM, C.; HEMER, M. (2024): An 8-model ensemble of CMIP6-derived ocean surface wave climate. In: *Scientific data* 11 (1), S. 100. DOI: 10.1038/s41597-024-02932-x.

MIKOLAJEWICZ, U.; SEIN, D. V.; JACOB, D.; KÖNIGK, T.; PODZUN, R.; SEMMLER, T. (2005): Simulating Arctic sea ice variability with a coupled regional atmosphere-ocean-sea ice model. In: *Meteorologische Zeitschrift* 14 (6), S. 793–800. DOI: 10.1127/0941-2948/2005/0083.

MOORE, B. D. (1982): Beach profile evolution in response to changes in water level and wave height. MCE Thesis (unveröffentlicht). UNIV. OF DELAWARE, Newark, DE. Dept. of Civil Eng.

MORIM, J.; HEMER, M.; CARTWRIGHT, N.; STRAUSS, D.; ANDUTTA, F. (2018): On the concordance of 21st century wind-wave climate projections. In: *Global and Planetary Change* 167, S. 160–171. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2018.05.005.

MORIM, J.; HEMER, M.; WANG, X. L.; CARTWRIGHT, N.; TRENHAM, C.; SEMEDO, A. ET AL. (2019): Robustness and uncertainties in global multivariate wind-wave climate projections. In: *Nature Climate change* 9 (9), S. 711–718. DOI: 10.1038/s41558-019-0542-5.

MORIM, J.; TRENHAM, C.; HEMER, M.; WANG, X. L.; MORI, N.; CASAS-PRAT, M. ET AL. (2020): A global ensemble of ocean wave climate projections from CMIP5-driven models. In: *Scientific data* 7 (1), S. 105. DOI: 10.1038/s41597-020-0446-2.

MOSS, R. H.; EDMONDS, J. A.; HIBBARD, K. A.; MANNING, M. R.; ROSE, S. K.; VAN VUUREN, D. P. ET AL. (2010): The next generation of scenarios for climate change research and assessment. In: *Nature* 463 (7282), S. 747–756. DOI: 10.1038/nature08823.

MPI-M (2010): Important user information on the regional climate simulation data with CLM (December 2008). Model and Data Group (M&D) at MPI for Meteorology. Hamburg.

MUDELSEE, M. (2014): Climate Time Series Analysis. Cham: Springer International Publishing (51).

MUIS, S.; AERTS, J. C. J. H.; Á. ANTOLÍNEZ, J. A.; DULLAART, J. C.; DUONG, T. M.; ERIKSON, L. ET AL. (2023): Global Projections of Storm Surges Using High-Resolution CMIP6 Climate Models. In: *Earth's Future* 11 (9). DOI: 10.1029/2023EF003479.

MUIS, S.; APECECHEA, M. I.; DULLAART, J.; LIMA REGO, J. DE; MADSEN, K. S.; SU, J. ET AL. (2020): A High-Resolution Global Dataset of Extreme Sea Levels, Tides, and Storm Surges, Including Future Projections. In: *Frontiers in Marine Science* 7. DOI: 10.3389/fmars.2020.00263.

MURAWSKI, J. (2007): Die Wechselwirkung von Seegang und Strömung: Eine theoretische Grundlegung mit Modellanwendungen. (Vom Department Geowissenschaften der Universität Hamburg als Dissertation angenommene Arbeit). Helmholtz-Zentrum Hereon. Geesthacht (GKSS 2007/12). Online verfügbar unter http://www.coastdat.de/imperia/md/content/gkss/zentrale_einrichtungen/bibliothek/berichte/gkss_berichte_2007/gkss_2007_12.pdf, zuletzt geprüft am 19.06.2017.

NEUMANN, T. (2000): Towards a 3D-ecosystem model of the Baltic Sea. In: *Journal of Marine Systems* 25 (3), S. 405–419. DOI: 10.1016/S0924-7963(00)00030-0.

NEUMANN, T. (2010): Climate-change effects on the Baltic Sea ecosystem: A model study. In: *Journal of Marine Systems* 81 (3), S. 213–224. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2009.12.001.

NLWKN (2010): Generalplan Küstenschutz Niedersachsen. -Ostfriesische Inseln-. Hg. v. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz -Direktion-. Norden. Online verfügbar unter http://www.nlwkn.niedersachsen.de/download/59866/Generalplan_Kuestenschutz_Inseln.pdf, zuletzt geprüft am 24.10.2017.

NOAA NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER (2009): ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model. NOAA National Centers for Environmental Information, zuletzt geprüft am 17.08.2022.

O'NEILL, B. C.; KRIEGLER, E.; EBI, K. L.; KEMP-BENEDICT, E.; RIAHI, K.; ROTHMAN, D. S. ET AL. (2017): The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century. In: *Global Environmental Change* 42, S. 169–180. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2015.01.004.

OUMERACI, H. (2015): Küsteningenieurwesen. In: Kurt Lecher, Hans-Peter Lühr und Ulrich C.E. Zanke (Hg.): Taschenbuch der Wasserwirtschaft. Wiesbaden: Springer Fachmedien Wiesbaden, S. 723–810.

PATRA, A.; DODET, G.; ACCENSI, M. (2023): Historical global ocean wave data simulated with CMIP6 anthropogenic and natural forcings. In: *Scientific data* 10 (1), S. 325. DOI: 10.1038/s41597-023-02228-6.

PHILLIPS, O. M. (1958): The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. In: *J. Fluid Mech.* 4 (04), S. 426. DOI: 10.1017/S0022112058000550.

PINDSOO, K.; SOOMERE, T. (2020): Basin-wide variations in trends in water level maxima in the Baltic Sea. In: *Continental Shelf Research* 193, S. 104029. DOI: 10.1016/j.csr.2019.104029.

PINTO, J. G.; REYERS, M. (2017): Winde und Zyklonen. In: Guy P. Brasseur, Daniela Jacob und Susanne Schuck-Zöller (Hg.): Klimawandel in Deutschland. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 67-75.

PLÜß, A.; HAGEN, R.; IHDE, R.; FREUND, J.; KÖSTERS, F.; MILBRADT, P. ET AL. (2020): Wissenschaftlicher Abschlussbericht zum mFUND-Projekt : EasyGSH-DB, Erstellung anwendungsorientierter synoptischer Referenzdaten zur Geomorphologie, Sedimentologie und Hydrodynamik in der Deutschen Bucht (EasyGSH-DB) : gemeinsamer wissenschaftlicher Abschlussbericht mit Beiträgen aus allen fünf Teilprojekten. Hamburg. Online verfügbar unter https://hdl.handle.net/20.500.11970/107405, zuletzt geprüft am 12.11.22.

PREIN, A. F.; GOBIET, A.; TRUHETZ, H. (2011): Analysis of uncertainty in large scale climate change projections over Europe. In: *metz* 20 (4), S. 383–395. DOI: 10.1127/0941-2948/2011/0286.

QUANTE, MARKUS; COLIJN, FRANCISCUS [HG.] (2016): North Sea Region Climate Change Assessment. Cham: Springer International Publishing.

RADOST-VERBUND (2012): 3. RADOST Jahresbericht. April 2011–März 2012. Hg. v. Karin Beese, Daniel Blobel und Grit Martinez. Ecologic Institut gemeinnützige GmbH. Berlin (RADOST-Berichtsreihe, 14), zuletzt geprüft am 14.05.2018.

RAUTHE, M.; KUNZ, M.; KOTTMEIER, C. (2010): Changes in wind gust extremes over Central Europe derived from a small ensemble of high resolution regional climate models. In: *Meteorologische Zeitschrift* 19 (3), S. 299–312. DOI: 10.1127/0941-2948/2010/0350.

REINERT, D.; PRILL, F.; FRANK, H.; DENHARD, M.; BALDAUF, M.; SCHRAFF, C. ET AL. (2023): Database Reference Manual for the Global and Regional ICON and ICON-EPS Forecasting System. Version 2.2.2. Hg. v. Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung. Offenbach am Main, zuletzt geprüft am 26.01.2020.

RENIERS, A.; ZIJLEMA, M. (2022): SWAN SurfBeat-1D. In: *Coastal Engineering* 172, S. 104068. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2021.104068.

RIAHI, K.; VAN VUUREN, D. P.; KRIEGLER, E.; EDMONDS, J.; O'NEILL, B. C.; FUJIMORI, S. ET AL. (2017a): Supplementary Material. The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. In: *Global Environmental Change* 42, S. 1–44. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009.

RIAHI, K.; VAN VUUREN, D. P.; KRIEGLER, E.; EDMONDS, J.; O'NEILL, B. C.; FUJIMORI, S. ET AL. (2017b): The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. In: *Global Environmental Change* 42, S. 153–168. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009.

RICHTER, K. (1981): Seegang als Grundlage für die Ermittlung der hydrodynamischen Lasten. In: Jahrbuch der Schiffbautechnischen Gesellschaft, Bd. 75.

ROCKEL, B.; WILL, A.; HENSE, A. (2008): The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). In: *Meteorologische Zeitschrift* (17), S. 347–348. DOI: 10.1127/0941-2948/2008/0309.

ROSATI, J. D.; WISE, R. A.; KRAUS, N. C.; LARSON, M. (1998): SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change. Report 3. User's Manual (COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS, CERC-IR-93-2). Online verfügbar unter https://apps.dtic.mil/sti/tr/pdf/ADA267191.pdf, zuletzt geprüft am 04.01.2023.

RUTGERSSON, A.; JAAGUS, J.; SCHENK, F.; STENDEL, M.; BÄRRING, L.; BRIEDE, A. ET AL. (2015): Recent Change - Atmosphere. In: The BACC Author II Team (Hg.): Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin: Springer International Publishing (Regional Climate Studies), S. 69–97.

SACHS, L.; HEDDERICH, J. (2006): Angewandte Statistik: Springer Berlin Heidelberg.

SÁNCHEZ-ARCILLA, A.; SIERRA, J. P.; BROWN, S.; CASAS-PRAT, M.; NICHOLLS, R. J.; LIONELLO, P.; CONTE, D. (2016): A review of potential physical impacts on harbours in the Mediterranean Sea under climate change. In: *Regional Environmental Change* 16 (8), S. 2471–2484. DOI: 10.1007/s10113-016-0972-9.

SCHLAMKOW, C.; DREIER, N. (2012): Sedimenttransport und Morphologie. Auswirkungen der hydrodynamischen Veränderungen auf den küstenparallelen Sedimenttransport. In: Karin Beese, Daniel Blobel und Grit Martinez (Hg.): 3. RADOST Jahresbericht. April 2011–März 2012. Ecologic Institut gemeinnützige GmbH. Berlin (RADOST-Berichtsreihe, 14), S. 61.

SCHLAMKOW, C.; FRÖHLE, P. (2008): Wave period forecasting and hindcasting. Investigations for the improvement of numerical models. In: CG-JOINT (Hg.): Proc. of 4th Chinese –

German Joint Symposium on Hydraulic and Ocean Engineering. Fourth Chinese – German Joint Symposium on Hydraulic and Ocean Engineering. Darmstadt, 24-30 August 2008. Institute for Hydraulic Engineering and Water Resources Management, Technische Universität Darmstadt: Technische Universität Darmstadt. Online verfügbar unter http://www.comc.ncku.edu.tw/joint/joint2008/papers/70.pdf.

SCHLAMKOW, C.; FRÖHLE, P. (2009a): Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee. In: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hg.): MUSTOCK. Modellgestütze Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste, Bd. 75. Heide i. Holstein: Boyens Medien GmbH & Co. KG (Die Küste, 75), 207-229.

SCHLAMKOW, C.; FRÖHLE, P. (2009b): Verbundprojekt: MUSTOK; Vorhaben: SEBOK-B: Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee. Abschlussbericht. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Online verfügbar unter http://edok01.tib.uni-hannover.de/edoks/e01fb09/608411647.pdf, zuletzt geprüft am 02.06.2017.

SCHULZ, J.-P.; SCHÄTTLER, U. (2014): Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Europa COSMO-EU (LME) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Deutscher Wetterdienst. Offenbach. Online verfügbar unter http://www.dwd.de/SharedDocs/downloads/DE/modelldokumentationen/nwv/cosmo_eu/cosmo_eu_dbbeschr_201406.pdf;jsessionid=40285E64670F395AD048A737CA4C45B9.live21074?__blob=publicationFile&v=3.

SCHULZWEIDA, U. (2022): CDO User Guide. Climate Data Operators. Version 2.1.1. MPI for Meteorology. Hamburg. Online verfügbar unter https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo/embedded/cdo.pdf, zuletzt geprüft am 01.04.2023.

SCHWARZER, K.; SCHROTTKE, K.; STOFFERS, P.; KOHLHASE, S.; FRÖHLE, P.; FITTSCHEN, T. ET AL. (2000): Forschungsvorhaben „Einfluß von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die Prozessdynamik angrenzender Flachwasserbereiche“. Abschlußbericht (Zeitraum: 01.09.1995-30.08.1999). Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel; Amt für ländliche Räume Kiel (AlR); Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein (LANU), Institut für Wasserbau der Universität Rostock. Kiel.

SEIFERT, T.; TAUBER, F.; KAYSER, B. (2001): A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea – 2nd edition. Poster #147. Baltic Sea Science Congress. Stockholm, 25.11.2001. Online verfügbar unter https://www.io-warnemuende.de/topography-of-the-baltic-sea.html.

SEIN, D. V.; MIKOLAJEWICZ, U.; GRÖGER, M.; FAST, I.; CABOS, W.; PINTO, J. G. ET AL. (2015): Regionally coupled atmosphere-ocean-sea ice-marine biogeochemistry model ROM. 1. Description and validation. In: *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 7 (1), S. 268–304. DOI: 10.1002/2014MS000357.

SIERRA, J. P.; CASAS-PRAT, M. (2014): Analysis of potential impacts on coastal areas due to changes in wave conditions. In: *Climatic Change* 124 (4), S. 861–876. DOI: 10.1007/s10584-014-1120-5.

SIERRA, J. P.; CASAS-PRAT, M.; VIRGILI, M.; MÖSSO, C.; SÁNCHEZ-ARCILLA, A. (2015): Impacts on wave-driven harbour agitation due to climate change in Catalan ports. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 15 (8), S. 1695–1709. DOI: 10.5194/nhess-15-1695-2015.

SONE, H.; DREIER, N.; NEHLSEN, E.; FRÖHLE, P. (2022): Effects of climate change on coastal hydrodynamics focusing the South-Western Baltic Sea - a modelling approach. In: Köppen, Silke, Reckermann, Marcus (Hg.): 4th Baltic Earth Conference "Assessing the Baltic Sea Earth System", Jastarnia, Hel Peninsula, Poland, 30 May to 3 June 2022. Conference Proceedings. 4th Baltic Earth Conference. Jastarnia, Hel Peninsula, Poland, 30 May - 3 June. Geesthacht, Germany: International Baltic Earth Secretariat, Helmholtz-Zentrum Hereon (International Baltic Earth Secretariat Publications, 21), S. 107–108.

STALU-MM (2009): Übersichtsheft. Grundlagen, Grundsätze, Standortbestimmung und Ausblick. In: Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz Mecklenburg-Vorpommern (Hg.): Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. 1. Aufl. Rostock: Ostseedruck Rostock GmbH.

STALU-MM (2012a): Hydrodynamische Eingangsparameter für den Entwurf, die Bemessung und die Sicherheitsüberprüfung von Küstenschutzanlagen in M-V. Band 2-4/2012. In: StALU-MM (Hg.): Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin. Unter Mitarbeit von Knut Sommermeier. Rostock: Verlag Rediecke & Schade GmbH.

STALU-MM (2012b): Küstenkilometrierung Mecklenburg-Vorpommern. Band 2-2/2010. In: StALU-MM (Hg.): Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin. Unter Mitarbeit von Knut Sommermeier. Rostock: Verlag Rediecke & Schade GmbH.

STALU-MM (2014): Faltblatt "Das Interne Messnetz Küste (IMK)". Hg. v. Abteilung Küste, Staatliches Amt für Landwirtschaft und Umwelt Mittleres Mecklenburg. Rostock.

STALU-MM (2022a): Bemessungshochwasserstand und Referenzhochwasserstand. Band 2-5/2022. In: StALU-MM (Hg.): Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. Ministerium für Klimaschutz, Landwirtschaft, ländliche Räume und Umwelt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin. Unter Mitarbeit von Marcus Siewert. Rostock: Verlag Rediecke & Schade GmbH.

STALU-MM (2022b): Hydrodynamische Eingangsparameter für den Entwurf, die Bemessung und die Sicherheitsüberprüfung von Küstenschutzanlagen in M-V. Band 2-4/2022. In: StALU-MM (Hg.): Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. Ministerium für Klimaschutz, Landwirtschaft, ländliche Räume und Umwelt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin. Unter Mitarbeit von Marcus Siewert. Rostock: Verlag Rediecke & Schade GmbH.

STAPELFELDT, M. (2014): Analyse der Wirksamkeit von Küstenschutzdünen an der mecklenburg-vorpommerschen Ostseeküste auf Basis regionaler Klimaszenarien. Projektarbeit, Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg.

STEPPELER, J.; DOMS, G.; SCHTTLER, U.; BITZER, H. W.; GASSMANN, A.; DAMRATH, U.; GREGORIC, G. (2003): Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. In:

Meteorology and Atmospheric Physics 82 (1-4), S. 75–96. DOI: 10.1007/s00703-001-0592-9.

STOCKDON, H. F.; HOLMAN, R. A.; HOWD, P. A.; SALLENGER, A. H. (2006): Empirical parameterization of setup, swash, and runup. In: *Coastal Engineering* 53 (7), S. 573–588. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2005.12.005.

STORCH, H. VON; MEINKE, I.; CLAUßEN, M. (2018): Hamburger Klimabericht – Wissen über Klima, Klimawandel und Auswirkungen in Hamburg und Norddeutschland. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

SUURSAAR, Ü.; TÕNISSON, H.; ALARI, V.; RAUDSEPP, U.; RÄSTAS, H.; ANDERSON, A. (2016): Projected Changes in Wave Conditions in the Baltic Sea by the end of 21st Century and the Corresponding Shoreline Changes. In: *Journal of Coastal Research* 75 (sp1), S. 1012–1016. DOI: 10.2112/SI75-203.1.

THE BACC AUTHOR II TEAM [HG.] (2015): Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin: Springer International Publishing (Regional Climate Studies).

THE SWAN TEAM (2022): SWAN. Scientific and Technical Documentation. SWAN Cycle III Version 41.41. Delft University of Technology. Delft. Online verfügbar unter http://swanmodel.sourceforge.net/download/zip/swantech.pdf, zuletzt geprüft am 07.11.2022.

THE SWAN TEAM (2023a): SWAN. Scientific and Technical Documentation. SWAN Cycle III Version 41.45. Delft University of Technology. Delft. Online verfügbar unter http://swanmodel.sourceforge.net/download/zip/swantech.pdf, zuletzt geprüft am 11.10.2023.

THE SWAN TEAM (2023b): User Manual. SWAN Cycle III Version 41.45. Delft University of Technology, Environmental Fluid Mechanics Section. Delft. Online verfügbar unter http://swanmodel.sourceforge.net/download/zip/swanuse.pdf, zuletzt geprüft am 11.10.2023.

THORENZ, F.; DROSTEN, J. (2021): Klimawandel und Küstenschutz: Ein entscheidender Meter mehr. Niedersächsicher Klimadeich und Verdopplung des Vorsorgemaßes. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN). NLWKN. Online verfügbar unter https://www.nlwkn.niedersachsen.de/jb2021/Niedersaechsischer_Klimadeich/klimawandel-und-kustenschutz-ein-entscheidender-meter-mehr-niedersachsischer-klimadeich-und-verdopplung-des-vorsorgemasses-201169.html, zuletzt geprüft am 01.07.2023.

TOLMAN, H. L. (1991): A Third-Generation Model for Wind Waves on Slowly Varying, Unsteady, and Inhomogeneous Depths and Currents. In: *J. Phys. Oceanogr.* 21 (6), S. 782–797. DOI: 10.1175/1520-0485(1991)021<0782:ATGMFW>2.0.CO;2.

TROEN, I.; LUNDTANG PETERSEN, E. (1990): Europäischer Windatlas. Hg. v. Meteorology and Wind Energy Department, Risø National Laboratory. Roskilde, Dänemark. Online verfügbar unter https://backend.orbit.dtu.dk/ws/portalfiles/portal/112135502/Europaeischer_Windatlas.pdf, zuletzt geprüft am 01.02.2021.

TSOUKALA, V. K.; CHONDROS, M.; KAPELONIS, Z. G.; MARTZIKOS, N.; LYKOU, A.; BELIBASSAKIS, K.; MAKROPOULOS, C. (2016): An integrated wave modelling framework for extreme and rare events for climate change in coastal areas – the case of Rethymno, Crete. In: *Oceanologia* 58 (2), S. 71–89. DOI: 10.1016/j.oceano.2016.01.002.

TUBS (2004): Bemessung der Landesküstenschutzdünen Mecklenburg-Vorpommerns. Bericht Nr. 879a. Unter Mitarbeit von J. Newe und Hans H. Dette. Leichtweiß-Institut für Wasserbau, Hydromechanik und Küsteningenieurwesen, Technische Universität Braunschweig. Braunschweig.

TUHH (2014): HoRisK - B: Küstenschutzanlagen und Konsequenzen des Versagens im Bereich der Ostseeküste. Schlussbericht. Unter Mitarbeit von Peter Fröhle, Angelika Gruhn und D. Salecker. Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg. Hamburg. Online verfügbar unter https://izw.baw.de/publikationen/kfki-projekte-berichte/0/104_2_2_36142-1-4.pdf, zuletzt geprüft am 01.02.204.

TUHH (2015): Numerische Simulationen zur Ermittlung des Bemessungsseegangs an der Wattseite der Insel Wangerooge, Deichausbau Dorf- und Ostgrodendeich, Neubau DB Schart. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von Peter Fröhle und Norman Dreier. Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg. Hamburg (unveröffentlicht).

TUHH (2016): Hindcast des Seegangs an der Außenküste der Insel Wangerooge für die Sturmflut vom 05.-06.12.2013. Numerische Untersuchungen mit dem Modell SWAN Version 41.01. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von Peter Fröhle und Norman Dreier. Institut für Wasserbau, Technische Unversität Hamburg. Hamburg (unveröffentlicht).

TUHH (2019a): AMSeL Ostsee Teilvorhaben B : Schlussbericht I zu BNBest-BMBF 98. Unter Mitarbeit von TIB-Technische Informationsbibliothek Universitätsbibliothek Hannover, Technische Informationsbibliothek (TIB) und Technische Universität Hamburg, Institut Für Wasserbau.

TUHH (2019b): Sedimentmanagement M-V. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von Norman Dreier und Peter Fröhle. Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg. Hamburg (unveröffentlicht).

TUHH (2019c): Untersuchung der Bandbreiten simulierter Auswirkungen von Klimaänderungen bei der Verwendung von Ensemble Klimasimulationen in hydrologischen Modellen. Abschlussbericht. Hg. v. Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg. Hamburg (unveröffentlicht).

TUHH (2023): Morphologische Projektionen für die Ostseeküste von Schleswig-Holstein. Ostseeküste 2100: Untersuchungen zur aktuellen und zukünftigen Entwicklung der Hydrodynamik und der Morphodynamik der Ostseeküste Schleswig-Holsteins. Teilprojekt WB-TUHH. Abschlussbericht. Institut für Wasserbau. Hamburg (unveröffentlicht).

URCE (1997): 3. Zwischenbericht zum BMBF-Forschungsvorhaben „Einfluss von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die Prozessdynamik angrenzender Flachwasserbereiche“. Teilprojekt Hydrodynamik. Unter Mitarbeit von Peter Fröhle, T. Fittschen und S. Kohlhase. Fachgebiet Küstenwasserbau, Universität Rostock. Wismar (unveröffentlicht).

URCE (1999): Abschlussbericht zum BMBF-Forschungsvorhaben „Einfluss von Steiluferabbrüchen an der Ostsee auf die Prozessdynamik angrenzender Flachwasserbereiche“. Teilprojekt Hydrodynamik. Unter Mitarbeit von Peter Fröhle, T. Fittschen und S. Kohlhase. Fachgebiet Küstenwasserbau, Universität Rostock. Wismar (unveröffentlicht).

URCE (2007): Sportboothäfen an der Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns. Bewertung der Eignung von Lokationen für die Anlage von Marinas auf der Grundlage von Untersuchungen zum Sedimenttransport. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von Peter

Fröhle, Steffi Dimke, Karina Sturm, Birger Gurwell, Bernd Jäger und Knut Sommermeier. Hg. v. Land Mecklenburg-Vorpommern, vertreten durch das Ministerium für Verkehr, Bau und Landesentwicklung. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Rostock (unveröffentlicht).

URCE (2009a): Ermittlung der Seegangsverhältnisse an der Außenküste von Wangerooge. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von P. Fröhle, C. Schlamkow und N. Dreier. Hg. v. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Rostock (unveröffentlicht).

URCE (2009b): Verbundprojekt: MUSTOK; Vorhaben: SEBOK-B: Entwicklung von Methoden zur Bestimmung maßgebender hydrodynamischer Bemessungsparameter für Küstenschutzanlagen an der Ostsee. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von Christian Schlamkow und Peter Fröhle. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Rostock. Online verfügbar unter http://edok01.tib.uni-hannover.de/edoks/e01fb09/608411647.pdf.

URCE (2009c): Bemessungsseegang für die Seeseite der Insel Wangerooge - Numerische Untersuchungen mit dem Modell SWAN. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von P. Fröhle, C. Schlamkow, N. Dreier und M. Vogel. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Rostock (unveröffentlicht).

URCE (2010a): Ermittlung der Seegangsverhältnisse an der wattseitigen Deichlinie der Ostfriesischen Inseln. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von P. Fröhle, N. Dreier, C. Schlamkow und M. Vogel. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Rostock (unveröffentlicht).

URCE (2010b): Verbundprojekt "Regionale Anpassungsstrategien für die deutsche Ostseeküste" (RADOST). Teilprojekt 6: Küstenwasserbau. 1. Zwischenbericht. Hg. v. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Rostock (unveröffentlicht).

URCE (2011): Verbundprojekt "Regionale Anpassungsstrategien für die deutsche Ostseeküste" (RADOST). Teilprojekt 6: Küstenwasserbau. 2. Zwischenbericht. Hg. v. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Rostock (unveröffentlicht).

URCE (2012): Verbundprojekt "Regionale Anpassungsstrategien für die deutsche Ostseeküste" (RADOST). Teilprojekt 6: Küstenwasserbau. 3. Zwischenbericht. Unter Mitarbeit von N. Dreier, C. Schlamkow und P. Fröhle. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Rostock (unveröffentlicht).

URCE (2013): Aktualisierung des Bemessungsseegangs für die Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von C. Schlamkow, S. Dimke, Anita Völker und Fokke Saathoff. Hg. v. Lehrstuhl für Geotechnik und Küstenwasserbau, Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät, Universität Rostock, im Auftrag von: Land Mecklenburg-Vorpommern, Staatliches Amt für Landwirtschaft und Umwelt Mittleres Mecklenburg, Dezernatsgruppe Küste. Rostock (unveröffentlicht).

URCE (2014): Analyse des Sedimenttransportes entlang der deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von Peter Fröhle, Laura Jankowski und C. Schlamkow.

Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock. Rostock (unveröffentlicht).

URCE; TU DRESDEN (2006): Bemessungsseegang Außenküste Mecklenburg-Vorpommern. Abschlussbericht. Unter Mitarbeit von P. Fröhle, C. Schlamkow, H.-B. Horlacher, Dirk Carstensen und S. Drägert. Fachgebiet Küstenwasserbau, Institut für Umweltingenieurwesen, Universität Rostock; Institut für Wasserbau und technische Hydromechanik, Technische Universität Dresden. Rostock, Dresden (unveröffentlicht).

VAN DER MEER, J. W. (1988): Rock slopes and gravel beaches under wave attack. TU DELFT, Delft, The Netherlands. Delft Hydraulics Laboratory. Online verfügbar unter http://resolver.tudelft.nl/uuid:67e5692c-0905-4ddd-8487-37fdda9af6b4, zuletzt geprüft am 07.02.23.

VAN DER WESTHUYSEN, A. J.; VAN DONGEREN, A. R.; GROENEWEG, J.; VAN VLEDDER, G. P.; PETERS, H.; GAUTIER, C.; VAN NIEUWKOOP, J. C. C. (2012): Improvements in spectral wave modeling in tidal inlet seas. In: *J. Geophys. Res.* 117 (C11). DOI: 10.1029/2011JC007837.

VAN DER WESTHUYSEN, A. J.; VAN DONGEREN, A. R.; VAN NIEUWKOOP, J.; GROENEWEG, J.; ESLAMI ARAB, S. (2011): Improvements in spectral wave modelling in tidal inlet seas - Overview of results of the SBW-Waddenzee project 2006-2010. Deltares report 1202119-006-HYE-0003 for Rijkswaterstaat, Waterdienst. Hg. v. Deltares (WL). Online verfügbar unter uuid:205d0ba2-2fbf-4ff3-b007-90e30c07e47d, zuletzt geprüft am 14.06.2017.

VAN DER WESTHUYSEN, A. (2008): Nonstationary SWAN simulation in the Wadden Sea. Report. Deltares (WL) (Hydraulic Engineering Reports). Online verfügbar unter uuid:c4dc7d3c-697e-434c-ad63-4c305a1fd3f8.

VAN DONGEREN, A.; VAN DER WESTHUYSEN, A.; GROENEWEG, J.; VAN VLEDDER, G.; LANSEN, J.; SMALE, A. ET AL. (2010): SPECTRAL WAVE MODELLING IN TIDAL INLET SEAS: RESULTS FROM THE SBW WADDEN SEA PROJECT. In: *1* (32), S. 44. DOI: 10.9753/icce.v32.waves.44.

VAN DONGEREN, A.; VAN DER WESTHUYSEN, A.; GROENEWEG, J.; VAN VLEDDER, G.; LANSEN, J.; SMALE, A. ET AL. (2011): Spectral wave modelling in tidal inlet seas: results from the SBW Wadden Sea project. In: *Int. Conf. Coastal. Eng.* 1 (32). DOI: 10.9753/icce.v32.waves.44.

VAN GENT, M. R. A. (2019): Climate adaptation of coastal structures. In: SCACR'19 (Hg.): Short Course/Conference on Applied Coastal Research, Engineering, Geology, Ecology and Management. Coastal Zone Strategies under Climate Change: Ecology, Engineering and Adaptation. SCACR2019 -. Bari, Italy, 9-11 September 2019. Online verfügbar unter https://publications.deltares.nl/EP4379.pdf, zuletzt geprüft am 10.01.2024.

VAN GENT, M. R. A.; SMALE, A. J.; KUIPER, C. (2004): Stability of Rock Slopes with Shallow Foreshores. In: Jeffrey A. Melby (Hg.): Coastal Structures 2003. Coastal Structures 2003. Portland, Oregon, United States, August 26-30, 2003. Reston, VA: American Society of Civil Engineers, S. 100–112.

VAN VUUREN, D. P.; EDMONDS, J.; KAINUMA, M.; RIAHI, K.; THOMSON, A.; HIBBARD, K. ET AL. (2011): The representative concentration pathways. An overview. In: *Climatic Change* 109 (1), S. 5. DOI: 10.1007/s10584-011-0148-z.

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.

WAGNER, H. (1989): Theorie der Wellenbewegung. In: Gerhard Bollrich, Günter Preißler, Helmut Martin und Rainer Elze (Hg.): Technische Hydromechanik, Bd. 2. 1. Aufl. Berlin: Verl. für Bauwesen, S. 481–563.

WAHL, S.; BOLLMEYER, C.; CREWELL, S.; FIGURA, C.; FRIEDERICHS, P.; HENSE, A. ET AL. (2017a): A novel convective-scale regional reanalysis COSMO-REA2: Improving the representation of precipitation. In: *metz* 26 (4), S. 345–361. DOI: 10.1127/metz/2017/0824.

WAHL, T.; HAIGH, I. D.; NICHOLLS, R. J.; ARNS, A.; DANGENDORF, S.; HINKEL, J.; SLANGEN, A. B. A. (2017b): Understanding extreme sea levels for broad-scale coastal impact and adaptation analysis. In: *Nat Commun* 8 (1), S. 1–12. DOI: 10.1038/ncomms16075.

WAMDI GROUP (1988): The WAM-Development and Implementation Group. The WAM Model—A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. In: *Journal of Physical Oceanography* 18 (12), S. 1775–1810. DOI: 10.1175/1520-0485(1988)018<1775:TWMTGO>2.0.CO;2.

WEICHBRODT, F.; ZARNCKE, T.; SOMMERMEIER, K.; KLEE, A.; SCHLAMKOW, C. (2013): Grundlagen für Entwurf, Bemessung und Sicherheitsüberprüfung von Küstenschutzanlagen in Mecklenburg-Vorpommern. In: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hg.), Bd. 80. Hamburg: Bundesanst. für Wasserbau (BAW) (Die Küste, 80), S. 143–162.

WEISSE, R.; DAILIDIENĖ, I.; HÜNICKE, B.; KAHMA, K.; MADSEN, K.; OMSTEDT, A. ET AL. (2021): Sea level dynamics and coastal erosion in the Baltic Sea region. In: *Earth Syst. Dynam.* 12 (3), S. 871–898. DOI: 10.5194/esd-12-871-2021.

WILKS, D. S. (2011): Statistical methods in the atmospheric sciences. 3rd ed. Oxford, Waltham, MA: Academic Press (International geophysics series, v. 100). Online verfügbar unter http://www.sciencedirect.com/science/bookseries/00746142/100.

WISE, R. A.; SMITH S. JARRELL; LARSON, M. (1996): SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change. Report 4. Cross-Shore Transport Under Random Waves and Model Validatioin with SUPERTANK and Field Data (COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS, CERC-TR-89-9). Online verfügbar unter https://apps.dtic.mil/sti/tr/pdf/ADA309407.pdf, zuletzt geprüft am 04.01.2023.

WITTE, J. O.; FRÖHLE, P.; FITTSCHEN, T.; KOHLHASE, S. (1999): Assessment of Long-Term Directional Wave Conditions Based on Nearshore Wind – Wave Correlations. In: Erdal Özhan (Hg.): Land-ocean interactions. Managing coastal ecosystems ; the fourth international conference on the Mediterranean coastal environment ; the fourth international conference on environmental management of enclosed coastal seas ; November 9-13, 1999 Antalya, Turkey. Ankara: MEDCOAST Secretariat.

WMO (2017): Guidelines on the Calculation of Climate Normals. 2017 edition. World Meteorological Organization. Geneva, Switzerland (WMO-No. 1203). Online verfügbar unter https://library.wmo.int/idurl/4/55797, zuletzt geprüft am 01.10.2023.

WMO (2018): Guide to climatological practices. 2018 edition. World Meteorological Organization. Geneva, Switzerland (WMO-No. 100). Online verfügbar unter https://public.wmo.int/en/resources/library/guide-climatological-practices-wmo-100, zuletzt geprüft am 10.07.2022.

XU, J.-J.; HU, F.; XIAO, Z.-N.; CHENG, X.-L. (2014): Bias Correction in Wind Direction Forecasting Using the Circular-Circular Regression Method. In: *Atmospheric and Oceanic Science Letters* 7, S. 87–91. DOI: 10.1080/16742834.2014.11447140.

XU, Z.; DREIER, N.; CHEN, Y.; FRÖHLE, P.; XIE, D. (2016): On the Long-term Changes of Extreme Wave Heights at the German Baltic Sea Coast. In: A. Vila-Concejo, E. Bruce und Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (Hg.): Proc. of the 14th International Coastal Symposium (ICS), Sydney, Australia, March 6-11, 2016. Coconut Creek (Florida): Coastal Education and Research Foundation (CERF) Inc. (Journal of Coastal Research, Special Issuse, 75), S. 962–966. Online verfügbar unter http://www.jcronline.org/doi/pdf/10.2112/SI75-193.1, zuletzt geprüft am 01.11.2017.

ZIELKE, W. (1999a): Wegweiser durch numerische Modelle. In: Werner Zielke (Hg.): Numerische Modelle von Flüssen, Seen und Küstengewässern. Bonn: Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser (Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 127), S. 5–46.

ZIELKE, W.; MAYERLE, R. (1999): Küstengewässer. In: Werner Zielke (Hg.): Numerische Modelle von Flüssen, Seen und Küstengewässern. Bonn: Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser (Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 127), S. 285–342.

ZIELKE, WERNER [HG.] (1999b): Numerische Modelle von Flüssen, Seen und Küstengewässern. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau. Bonn: Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser (Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 127).

ZIJLEMA, M.; STELLING, G.; SMIT, P. (2011): SWASH: An operational public domain code for simulating wave fields and rapidly varied flows in coastal waters. In: *Coastal Engineering* 58 (10), S. 992–1012. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2011.05.015.

ZIJLEMA, M.; VAN VLEDDER, G.; HOLTHUIJSEN, L. H. (2012): Bottom friction and wind drag for wave models. In: *Coastal Engineering* 65, S. 19–26. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2012.03.002.

8 Anhang

8.1 Symbole

Hinweis: Mathematische Definitionen der Ausgabevariablen in SWAN, z.B. H_{m0}, $T_{m-1,0}$ usw., werden in The SWAN Team (2023b, S. 115–120) gegeben.

$\vec{k}$ Wellenzahlvektor (k_x, k_y) (m^{-1})

$\vec{u}$ Strömungsvektor (u_x, u_y) (m/s)

$\bar{}$ Arithmetischer Mittelwert als Strich über einer Variable

a Amplitude einer Welle (a = H/2) (m)

b Klassenbreite der Häufigkeitsverteilung, z.B. der signifikanten Wellenhöhe (m), siehe S. 335

C Autokovarianz-Funktion der Wasserspiegelauslenkung η

c Wellenfortschrittsgeschwindigkeit (m/s), Gl. (24) bis Gl. (26)

c_g Gruppengeschwindigkeit (m/s), Gl. (23)

$c_{g,x}$ Gruppengeschwindigkeit in x-Richtung (m/s)

$c_{g,y}$ Gruppengeschwindigkeit in y-Richtung (m/s)

cotα Böschungsneigungszahl (-)

c_x Wellenfortschrittsgeschwindigkeit in x-Richtung (m/s)

c_x/c_y Wellengeschwindigkeit einer Welle in x-/y-Richtung (m/s)

c_y Wellenfortschrittsgeschwindigkeit in y-Richtung (m/s)

d Wassertiefe (m)

D_{max} Maximaler Abstand (Differenz) zwischen einer angepassten extremwertstatischen Verteilungsfunktion und der empirischen Verteilungsfunktion (-)

D_{n50} Mittlerer Steindurchmesser eines Bruchsteines in der Deckschicht (m), Gl. (45)

$D_{n50core}$ Mittlerer Durchmesser der Bruchsteine im Kern (m), Gl. (45)

D_{rms} Wurzel des mittleren quadratischen Abstands (Differenz) zwischen einer angepassten extremwertstatischen Verteilungsfunktion und der empirischen Verteilungsfunktion (-)

Dspr Directional Spreading, Streuung der Richtungen um die mittlere Richtung (°)

E(f) Varianz- bzw. Energiedichte (m^2/Hz bzw. m^2 s), Gl. (7) bzw. Gl. (9)

E_{tot} Wellenenergie pro Flächeneinheit (Nm/m^2), Gl. (8)

f Frequenz (Hz)

f_{max} Maximale Frequenz des aufzulösenden Seegangsspektrums (Hz)

f_{min} Minimale Frequenz des aufzulösenden Seegangsspektrums (Hz)

f_p Peakfrequenz (Hz) an der Stelle des Maximums des 1D-Energiedichtespektrums

g Erdbeschleunigung (m/s²)

H_0 Nullhypothese eines Hypothesentests zur Überprüfung der statistischen Signifikanz oder Wellenhöhe (m) im Tiefwasser, z.B. zur Berechnung der Grenzsteilheit H_0/L_0

H_1 Alternativhypothese eines Hypothesentests zur Überprüfung der statistischen Signifikanz

$H_{2\%}$ Wellenhöhe mit 2% Überschreitungswahrscheinlichkeit am Bauwerksfuß (m)

H_{bem} Bemessungswellenhöhe, Annahme: $H_{bem} = H_s = H_{1/3} = H_{m0}$ (m)

h_{HN} Geländehöhe im Höhenbezugssystem HN (m ü. HN)

H_{m0} Signifikante Wellenhöhe im Frequenzbereich (m), Gl. (15)

$H_{m0,200}$ Signifikante Wellenhöhe mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren (m)

$H_{m0,max}$ Maximale signifikante Wellenhöhe in einem betrachteten Zeitraum, z.B. in einem Jahr (m)

h_{NHN} Geländehöhe im Höhenbezugssystem NHN (m ü. NHN)

H_s Signifikante Wellenhöhe, Annahme: $H_s = H_{1/3} = H_{m0}$ (m)

k Wellenzahl (m^{-1}), Gl. (28) oder Anzahl der Stichproben bei statistischen Signifikanztests S. 335 ff.

k_D Form- und Standsicherheitsbeiwert für eine Deckschicht (-)

k_x Wellenzahl in x-Richtung (m^{-1})

k_y Wellenzahl in y-Richtung (m^{-1})

L Wellenlänge (m)

L_0 Wellenlänge (m) im Tiefwasser, z.B. zur Berechnung der Grenzsteilheit (H_0/L_0)

L_m Wellenlänge (m) für die mittlere Wellenperiode T_m im Tiefwasser, Gl. (48)

$L_{m-1,0}$ Wellenlänge (m) für die Energieperiode $T_{m-1,0}$ im Tiefwasser, Gl. (43)

m Natürliche Zahl 1, 2, …

m_k Anzahl insgesamt möglicher Vergleiche bei multiplen Vergleichen, Gl. (77)

m_n Moment n-ter Ordnung des Energiedichtespektrums = $\int_0^\infty S(f)\, f^n\, df$

N Action density ($m^2 s^2$ bzw. m^2/Hz^2) Gl. (19) oder Anzahl der Wellen während eines Sturmes (-)

n Natürliche Zahl 1, 2, … oder Anzahl der Daten, z.B. zur Ermittlung der empirischen Varianz und Standardabweichung, oder Anzahl der Vergleiche zur Bewertung der statistischen Signifikanz

p Relative (-) bzw. prozentuale Häufigkeit (%) oder Eintrittswahrscheinlichkeit (-), z.B. $p = 0{,}005$ (entspricht einmal in 200 Jahren)

P Signifikanzniveau oder Durchlässigkeitsbeiwert (-)

P^* Angepasstes Signifikanzniveau (-)

$P_{17\%}$ 17%-Perzentil

$P_{83\%}$ 83%-Perzentil

q Quertransportrate ($m^3/(s\ m)$)

q_m Mittlere Wellenüberlaufrate ($l/(s\ m)$)

$q_{m,max}$ Tolerierbare mittlere Wellenüberlaufrate ($l/(s\ m)$)

$R_{u2\%}$ Wellenauflaufhöhe, welche von 2% der einlaufenden Wellen überschritten wird (m)

s Stichprobenstandardabweichung (empirische Standardabweichung), Gl. (2)

S Zerstörungsgrad (-)

s^2 Stichprobenvarianz (empirische Varianz), Gl. (1)

S_{tot} Quelle-Senken-Term der spectral action balance equation / spektralen Impulserhaltungsgleichung, Gl. (21)

T Wellenperiode (s)

t Zeit (s)

$\tan\alpha$ Böschungsneigung (-), z.B. 1:6

T_m Mittlere Wellenperiode (s)

T_{m02} Mittlere Wellenperiode im Frequenzbereich (s), Gl. (16)

$T_{m-1,0}$ Energieperiode im Frequenzbereich (s), Gl. (17)

T_p Peakperiode (s), Gl. (18)

U Windgeschwindigkeit (m/s)

u Windvektorkomponente in Richtung Ost, 10 m über der Oberfläche (m/s)

U_{10} Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe (m/s)

U_{gr} Grenz-Windgeschwindigkeit der Wind-Wellen-Korrelationen, 2h-Mittel (m/s)

U_{max} Maximale Windgeschwindigkeit (m/s)

u_x Strömungskomponente in x-Richtung (m/s)

u_y Strömungskomponente in y-Richtung (m/s)

V Volumen (m³) bzw. (m³/m), z.B. Dünenabbruchvolumen

v Windvektorkomponente in Richtung Nord, 10 m über der Oberfläche (m/s)

$V_{Erosion}$ Erosionsvolumen eine Düne (m³/m)

W Lokaler Wasserstand (m)

W_{50} Gewicht eines Einzelblockes in der Deckschicht (kN bzw. t), bei Bruchsteinen gilt: $W = W_{50}$ Gewicht eines Steines mittleren Durchmessers D_{50}, Gl. (45)

x Multiplikationsfaktor zur Ermittlung des Schwellenwertes für die maximale Windgeschwindigkeit im Hybridansatz (-)

z_{calc} Empirischer z-Wert (Prüfgröße) für den z-Test zur Prüfung auf statistische Signifikanz, S. 335 ff.

z_{crit} Kritischer z-Wert für den z-Test zur Prüfung auf statistische Signifikanz, S. 335 ff.

α Neigungswinkel der Deckschicht (°) oder Irrtumswahrscheinlichkeit (-) bzw. Phasenverschiebung (rad) bzw. PHILLIPS-Konstante (-)

γ Peak-Erhöhungsfaktor für JONSWAP-Spektren (Mittelwert γ = 3,3)

γ* Empirischer Beiwert für den Einfluss einer Sturmwand bei nicht-brechenden Wellen und relativ steilen Böschungen (-)

γ_b Empirischer Beiwert für den Einfluss einer Berme bzw. eines Knickprofils (-)

γ_f Empirischer Beiwert für den Einfluss der Böschungsrauheit (-)

$\gamma_ß$ Empirischer Beiwert für den Einfluss der Wellenangriffsrichtung (-)

γ_v Empirischer Beiwert für den Einfluss einer vertikalen Wand (-)

Δ Relative Steinwichte, Gl. (49) oder absolute Differenz (z.B. von 30-Jahres-Mittelwerten)

Δh räumliche Auflösung in z-Richtung d.h. in der Höhe (m)

Δ_p Differenz der prozentualen Häufigkeit p (%)

Δq_m Relative Veränderung der mittleren Wellenüberlaufrate q_m (-)

$\Delta R_{u2\%}$ Relative Veränderung der Wellenauflaufhöhe $R_{u2\%}$ (-)

Δt Zeitintervall (s)

ΔU Auflösung oder Veränderung der Windgeschwindigkeit (m/s)

Δ_{vol} Relative Veränderung des Volumens im Vergleich zum Ausgangszustand (%)

ΔW Lokaler relativer Meeresspiegelanstieg (m)

Δx Abstand in x-Richtung im kartesischen System (m) bzw. im geographischen System (°)

Δy Abstand in y-Richtung im kartesischen System (m) bzw. im geographischen System (°)

$\Delta\Theta$ Richtungsauflösung des Seegangsspektrums oder Veränderung der Wellenanlaufrichtung (°)

$\Delta\Theta_w$ Richtungsauflösung oder Veränderung der Windrichtung (°)

η Wasserspiegelauslenkung (m)

η^2 Varianz der Wasserspiegelauslenkung (m²)

Θ Wellenanlaufrichtung (Richtung zur Wellennormale jeder spektralen Komponente) (°)

Θ_m Mittlere Wellenanlaufrichtung (°) $= m_0{}^{-1} \int_0^\infty S(f)\, \theta_m(f)\, df$ Fröhle (2000) nach nautischer Definition

Θ_p Wellenanlaufrichtung am Energiepeak, konstant über die Frequenz (°) nach nautischer Definition

Θ_W Windrichtung (°) nach nautischer Definition

μ Mittelwert einer Stichprobe

ξ Kritische Brecherkennzahl zur Unterscheidung von Sturz- bzw. Reflexionsbrechern ($\xi_{m-1,0} < \xi$ bzw. $\xi_{m-1,0} \geq \xi$) im Ansatz nach van Gent et al. (2004), Gl. (55)

ξ_m Brecherkennzahl für die mittlere Wellenperiode T_m (Zeitbereich) im Tiefwasser, Gl. (47)

$\xi_{m-1,0}$ Brecherkennzahl für die spektrale Energieperiode $T_{m-1,0}$ im Tiefwasser, Gl. (42)

ξ_{mc} Kritische Brecherkennzahl zur Unterscheidung von Sturz- bzw. Reflexionsbrechern ($\xi_m < \xi_{mc}$ bzw. $\xi_m \geq \xi_{mc}$) im Ansatz nach van der Meer, J. W. (1988), Gl. (50) bzw. Gl. (51)

ρ_s Dichte des Blockes (t/m³), Betonsteine: ca. 2,3 ÷ 2,4 t/m³, Bruchsteine: 2,6 ÷ 2,7 t/m³

ρ_w Dichte Wasser (t/m³), ρ_w = 1,025 t/m³

σ Relative Kreisfrequenz (Hz) Gl. (6) bzw. Gl. (10)

ω Absolute Kreisfrequenz (Hz) nach Gl. (27) bzw. Gl. (6)

8.2 Abkürzungen

AO	Arktische Oszillation (Arctic Oscillation)
AOGCM	Globales gekoppeltes Zirkulations- und Ozeanmodell (Atmosphere-Ocean General Circulation Model)
AR4	4. Sachstandsbericht des IPCC (4th Assessment Report)
AR5	5. Sachstandsbericht des IPCC (5th Assessment Report)
AR6	6. Sachstandsbericht des IPCC (6th Assessment Report)
BANOS	Ostsee-Nordsee-Zirkulation (Baltic Sea and North Sea Oscillation)
Bft.	Beaufort (Einheit der Windstärke)
BHW	Bemessungshochwasserstand für den Entwurf, die Bemessung und die Sicherheitsüberprüfung von Küstenschutzanlagen
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
BSG	Bemessungsseegang für den Entwurf, die Bemessung und die Sicherheitsüberprüfung von Küstenschutzanlagen
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg
BSSC	Ostseemodell SWAN (Baltic Sea Sea state model in Climate mode)
C3S	Copernicus Climate Change Service (ECMWF)
CCAM	CSIRO's Conformal Cubic Atmospheric Model
CCLM	COSMO-CLM (COnsortium for Small-scale MOdelling - Climate Limited-area Modelling)
CDF	Kumulative Dichtefunktion (Cumulative Distribution Function)
CDO	Climate Data Operators (MPI-M)
CEM	Coastal Engineering Manual, (USACE)
CFD	Computational Fluid Dynamics
CMEMS	Copernicus Marine Service (Copernicus Marine Environment Monitoring Service)
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project (WCRP)
CORDEX	Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia
D2	Datenstrom 2 von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM
D3	Datenstrom 3 von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM
DAS	Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel
DGM	Digitales Geländemodell
DHHN2016	Deutsches Haupthöhennetz 2016
DHHN92	Deutsches Haupthöhennetz 1992
DHI	Danish Hydraulic Institute
DJF	Winter (Dezember, Januar, Februar)
DKK	Deutsches Klimakonsortium
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ECP	Erweiterte Konzentrationspfade (Extended Concentration Pathways)
ECWL	Extremwasserstand an der Küste (extreme coastal water level)
EM	Europa-Modell des DWD
ESD	Empirisch-Statistisches Downscaling (empirical statistical downscaling)
ESL	Extremwasserstände (extreme sea levels)
ESLR	Anstieg extremer Wasserstände (extreme sea level rise)
ESM	Erdsystemmodell (Earth System Model)
ESWL	Extremer Ruhewasserstand (extreme still water level)
ETWL	Extremer Gesamtwasserstand (extreme total water level)
EU-HWRL	EU-Richtlinie 2007/60/EG über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken
GERICS	Climate Service Center Germany (Helmholtz-Zentrum Hereon)

GEV	Verallgemeinerte Extremwertverteilung (Generalized Extreme Value distribution)
GMSL	Globaler mittlerer Meeresspiegel (global mean sea level)
GMSLR	Anstieg des globalen mittleren Meeresspiegels (global mean sea level rise)
GPD	Verallgemeinerte Pareto-Verteilung (Generalized Pareto Distribution)
HighResMIP	High Resolution Model Intercomparison Project
HN	Höhennull (Höhenbezugsniveau des Staatlichen Nivellementnetzes SNN 76, Bezugspunkt Pegel Kronstadt, verwendet in M-V bis 2005)
ICON	ICOsahedral Nonhydrostatic Model des DWD
IMK	Internes Messnetz Küste (StALU-MM)
IOW	Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Rostock
IPCC	Zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen (Intergovernmental Panel on Climate Change)
JJA	Sommer (Juni, Juli, August)
JONSWAP	Tiefwasserspektrum (Joint North Sea Wave Project)
KFKI	Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen
KKM	Küstenkilometer der amtlichen Küstenkilometrierung des StALU-MM
KLIMZUG	Fördermaßnahme Klimawandel in Regionen zukunftsfähig gestalten (BMBF)
LDOK	Landseitige Dünenoberkante eines Bemessungsprofils einer Küstenschutzdüne des StALU-MM
LDUK	Landseitige Dünenunterkante eines Bemessungsprofils einer Küstenschutzdüne des StALU-MM
LKN-SH	Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein
LME	Lokal-Modell Europa COSMO-EU des DWD
LMK	Lokal-Modell Kürzestfrist COSMO-DE des DWD
MAE	Mittlerer absoluter Fehler bzw. Abweichung (Mean Absolute Error)
MAM	Frühling (März, April, Mai)
ME	Mittlerer Fehler bzw. Abweichung (Mean Error)
METSSI	Meteorologischer Sturmstärke-Index (meteorological storm severity index)
MIKE	Software-Modellsuite von DHI
MPI	Speicherverteilte Parallelisierungsmethode (Message Passing Interface)
MPI-ESM	Erdsystemmodell des MPI-M (Max-Planck-Institute Earth System Model)
MPI-M	Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
MSL	Mittlerer Wasserstand (Mean Sea Level)
MSLR	Mittlerer Meeresspiegelanstieg (mean sea level rise)
MUSTOK	Modellgestütze Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste (KFKI)
MW	Mittlerer Wasserstand (mean sea level)
N	Richtung Nord bzw. 0° / 360° nach nautischer Konvention
NAO	Nordatlantische Oszillation (North Atlantic Oscillation)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction (NOAA)
NetCDF	Network Common Data Format
NHN	Normalhöhennull (Höhenbezugsniveau des Deutschen Haupthöhennetzes DHHN2016, Bezugspegel Amsterdam/NAP, seit 2017 amtliches Höhenbezugssystem, z.B. in M-V und S-H)
NNO	Richtung Nordnordost bzw. 22,5° nach nautischer Konvention
NNW	Richtung Nordnordwest bzw. 337,5° nach nautischer Konvention
NO	Richtung Nordost bzw. 45° nach nautischer Konvention
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NW	Richtung Nordwest bzw. 315° nach nautischer Konvention
O	Richtung Ost bzw. 90° nach nautischer Konvention
ONO	Richtung Ostnordost bzw.67,5° nach nautischer Konvention
OpenMP	Shared-Memory-System Parallelisierungsmethode (Open Multi-Processing)
PDF	Probability Density Function
PEARL	Preparing for Extreme And Rare events in coastaL regions (EU-FP7)

PNG	Portable Network Graphic
RAdOst	Regionale Anpassungsstrategien für die deutsche Ostseeküste (BMBF, KLIMZUG)
RANS	Reynolds-averaged Navier-Stokes equations
RCA4	4th version of the Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model
RCM	Regionales Klimamodell
RCP	Repräsentative Konzentrationspfade (Representative Concentration Pathways)
ReKliEs-De	Regionale Klimaprojektionen Ensemble für Deutschland
RHW	Referenzhochwasserstand bzw. maßgebender Sturmflutwasserstand, z.B. zur funktionellen Überprüfung bestehender Küstenschutzanlagen
RMSE	Mittlerer quadratischer Fehler bzw. Abweichung (Root-Mean-Square Error)
RMSL	Regionaler mittlerer Meeresspiegel (regional sea level)
RMSLR	Anstieg des regionalen mittleren Meeresspiegels (regional mean sea level rise)
RSL	Relativer Meeresspiegel (relative sea level)
RSLR	Anstieg des relativen Meeresspiegels (relative sea level rise)
SBEACH	Storm-induced BEAch CHange Model
SDOK	Seeseitige Dünenoberkante eines Bemessungsprofils einer Küstenschutzdüne des StALU-MM
SDUK	Seeseitige Dünenunterkante eines Bemessungsprofils einer Küstenschutzdüne des StALU-MM
SLP	Atmosphärischer Druck auf Meeresspiegelhöhe (sea level pressure)
SON	Herbst (September, Oktober, November)
SPA	Gemeinschaftspolitische Annahmen im Zusammenhang mit SSPs (shared policy assumtions)
SPM	Shore Protection Manual (USACE)
SRES	Special Report on Emission Scenarios (IPCC)
StALU-MM	Staatliches Amt für Landwirtschaft und Umwelt, Mittleres Mecklenburg
SWAN	Phasengemitteltes Seegangsmodell der 3. Generation (Simulating WAves Nearshore)
TADK	Teilautomatisiertes Dünenkataster des StALU-MM
TIFF	Tagged Image File Format
TMA	Flachwasserspektrum
URCE	Fachgebiet Küstenwasserbau des Instituts für Umweltingenieurwesen der Universität Rostock
USACE	*US Army Corps of Engineers*
UTM32N	Universale transversale Mercator-Projektion (globales Koordinatensystem), Referenzsystem ETRS89 mit dem GRS80-Ellipsoid, Zone 32N (EPSG:25832)
W	Richtung West bzw. 270° nach nautischer Konvention
WAM	Phasengemitteltes Seegangsmodell der 3. Generation (Wave Modelling)
WBSSC	SWAN-Detailmodell südwestliche Ostsee (Western Baltic Sea Sea state model in Climate mode)
WCRP	World Climate Research Programme
WDCC	World Data Centre for Climate
WGS84	Weltweites geodätisches Referenzsystem (World Geodetic System 1984)
WMO	World Meteorological Organization
WNW	Richtung Westnordwest bzw. 292,5° nach nautischer Konvention
WW3	Phasengemitteltes Seegangsmodell der 3. Generation (WAVEWATCH-III)
WWC	Wind-Wellen-Korrelationen (Wind Wave Correlations)
WWK	Wind-Wellen-Korrelationen

8.3 Begriffe

Für Definitionen von Begriffen des IPCC zum Klimawandel siehe z.B. IPCC (2021a) oder IPCC (2013/2014). Deutsche Übersetzungen englischer Fachbegriffe aus den Klimawissenschaften finden sich in DLR Projektträger (2023). Darüber hinaus werden weitere Begriffsdefinitionen z.B. vom DWD in einem „Wetter- und Klimalexikon“[75] sowie im Bildungswiki „Klimawandel“[76] bereitgestellt.

Die **Bandbreite** oder auch Spannweite bzw. Streuung von Modellergebnissen aus Klimaprojektionen liefert eine qualitative Schätzung von Unsicherheiten (IPCC 2013/2014) und „kann mithilfe von Ensembles, die aus einer Vielzahl von Klimamodellergebnissen gebildet werden, eingeschätzt werden“[77].

Zur Quantifizierung der Unsicherheiten ist diese jedoch nicht ausreichend und muss mit weiteren Informationen, wie z.B. Beobachtungen und Expertenmeinungen, kombiniert werden (IPCC 2013/2014). Siehe auch **Modellstreuung** sowie **Unsicherheit**

Der **Bemessungshochwasserstand** (BHW) ist neben dem Bemessungsseegang (BSG) eine festzulegende Eingangsgröße für die funktionelle und konstruktive Bemessung von neuen und bestehenden Küstenschutzanlagen zum Hochwasserschutz, wie z.B. Deiche, Dünen, Deckwerke, Ufermauern etc. Der BHW ergibt sich aus der Summe des Scheitelwasserstandes HW_{200} einer für die Bemessung festzulegenden Bemessungssturmflut, die im statistischen Mittel einmal in 200 Jahren auftritt (p = 0,005) und einem aus Messungen abgeleiteten mittleren Meeresspiegelanstieg (MSLR), der linear auf das Ende eines Überprüfungszeitraumes von 10 Jahren extrapoliert wird, sowie einem Klimazuschlag für den zukünftig zu erwartenden regionalen Meeresspiegelanstieg (derzeit 1,00 m für 100 Jahre). (StALU-MM 2022b, 2022a)

Der **Bemessungsseegang** (BSG) ist neben dem Bemessungs- bzw. Referenzhochwasserstand (BHW bzw. RHW) eine festzulegende Eingangsgröße für die funktionelle als auch konstruktive Bemessung neuer und für die Sicherheitsüberprüfung bestehender Küstenschutzanlagen zum Hochwasserschutz, wie z.B. Deiche, Dünen, Deckwerke, Ufermauern etc. Die Festlegung erfolgt anhand der Berücksichtigung weiterer örtlich und zeitlich variabler hydrodynamischer Parameter, z.B. Wasserstand, Wind, Bathymetrie sowie ggf. Strömungen, für kleinräumige Küstengebiete. In Analogie zur Bestimmung des BHW in M-V wird dieser durch eine statistische Analyse möglichst langer Zeitreihen der Seegangsparameter und für ein Wiederkehrintervall von 200 Jahren (p = 0,005) ermittelt. (StALU-MM 2022b)

Ein **Bias** einer Klimaprojektion bezeichnet eine systematische Abweichung einer Klimavariable in einer Klimaprojektion von Beobachtungen. Es können dabei systematische Über- als auch Unterschätzungen auftreten.

---

[75] www.dwd.de/lexikon (01.04.2024)
[76] https://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Kategorie:Grundbegriffe (01.04.2024)
[77] https://www.umweltbundesamt.de/themen/klima-energie/klimafolgen-anpassung/folgen-des-klimawandels/klimamodelle-szenarien#wie-wird-mit-unsicherheiten-umgegangen (01.04.2024)

Eine **Bias-Korrektur** umfasst statistische Verfahren zur Eliminierung bzw. Reduzierung des Bias in Klimaprojektionen. Zu den Verfahren zählt z.B. das Quantile-Mapping.

Die **Brecherzone** (oder auch Brandungszone) kennzeichnet einen Bereich, in dem, infolge wechselnder Wasserstände sowie der Unregelmäßigkeit des Seegangs, das Brechen der Wellen stattfindet. Hierbei wird entweder infolge der Flachwasserprozesse, insbesondere des Shoaling, d.h. dem Aufsteilen der Wellen beim Einlaufen in flacheres Wasser, die Grenzsteilheit der Wellen H/L überschritten oder eine bestimmte relative Wassertiefe H_b/d_b (Index b für den Brechpunkt der Wellen) erreicht. (EAK 2002 2020)

Ein **Emissionsszenario** beschreibt eine plausible mögliche zukünftige Entwicklung von strahlungswirksamen Treibhausgasen bzw. Aerosolen sowie strahlungswirksamen anthropogenen Änderungen der Bodenbedeckung durch Veränderungen des Rückstrahlvermögens (Albedo) basierend auf Annahmen über wesentliche Antriebskräfte, z.B. der demographischen, sozioökonomischen und technologischen Entwicklung sowie der Land- und Energienutzung, und deren Hauptbeziehungen. (IPCC 2021a, S. 2247)

Ein **Ensemble** ist im Sinne dieser Arbeit eine Sammlung von Klimaprojektionen, welche Informationen über verschiedene Entwicklungen eines Modellsystems und über die aus der Modellabweichung und der Klimavariabilität resultierende Unsicherheit durch unterschiedliche Anfangsbedingungen und Modelle gibt. (IPCC 2014, S. 123)

Ein **Erzählungsformat / -ansatz** (Storyline) wird in den Klimawissenschaften dazu verwendet, um mehrere, bedingt mögliche Zukünfte oder Erläuterungen eines aktuellen Zustandes im Gegensatz zu einzelnen endgültigen Zukünften oder Erläuterungen zu beschreiben. Ein Szenario-Erzählungsformat (scenario storyline) stellt z.B. eine erzählerische Beschreibung eines Szenarios oder einer Szenarien-Familie dar, welche die wesentlichen Charakteristiken der Szenarien sowie die Beziehungen zwischen den Hauptantrieben und die Dynamik deren Entwicklung beschreibt. (IPCC 2021a)

Ein **Evaluierungslauf** ist eine numerische Simulation mit einem regionalen Klimamodell und Antrieb durch einen Reanalysedatensatz.

Die **externe Variabilität** entsteht infolge natürlicher **externer Antriebe**, wie z.B. „Änderungen der Sonneneinstrahlung und durch Vulkanausbrüche“ (Maher et al. 2019); siehe **Klimavariabilität** sowie **natürliche Variabilität**

Ein **externer Antrieb** bezeichnet einen Antrieb außerhalb des Klimasystems, welcher eine Veränderung desselben bewirken. Hierzu zählen z.B. Vulkanausbrüche, Strahlungsschwankungen sowie anthropogene Veränderungen der Atmosphäre und der Landnutzung. Ein weiterer natürlicher externer Antrieb ist die Veränderung der Umlaufbahnen von Himmelskörpern (Orbitaleffekte), welche die Sonneneinstrahlung und somit das Klimasystem beeinflussen. (IPCC 2013)

Als **Extremwasserstand** (extreme sea level – ESL) wird ein außergewöhnlich niedriger oder hoher Wasserstand bezeichnet, der durch kurzfristige Phänomen (Sturmflut, Tide und Wellen) verursacht wird. Relative Veränderungen des Meeresspiegels wirken sich direkt oder indirekt auf Extremwasserstände aus, indem sie z.B. den mittleren Wasserstand erhöhen (direkt) oder

die Fortbewegung / Dynamik von Tidewellen, Wellen oder Sturmfluten durch größere Wassertiefen verändern (indirekt). (IPCC 2021a, S. 2229)

Extremwasserstände werden nach der Terminologie des IPCC (ebd.) in den i) extremen Ruhewasserstand (ESWL), ii) extremen Gesamtwasserstand (ETWL) sowie den iii) Extremwasserstand an der Küste (ECWL) unterschieden.

Der Extremruhewasserstand (ESWL) bzw. Extremgesamtwasserstand (ETWL) ergibt sich dabei aus der Kombination des relativen Meeresspiegelanstiegs (RSLR), der Tide sowie Sturmfluten bzw. zzgl. des Wave-Setups, d.h. der zeitlich gemittelten Wasserspiegelauslenkung infolge der Dissipation von Wellenenergie an z.B. einem Küstenschutzbauwerk. Beim Extremküstenwasserstand kommt zusätzlich noch die Auflaufhöhe einzelner Wellen hinzu. (ebd.)

Die **gemeinsam genutzten sozioökonomischen Pfade** (Shared Socio-economic Pathways – SSPs) sind Szenarien, welche die **Repräsentative Konzentrationspfade** (RCPs) um bestimmte sozioökonomische Entwicklungen ergänzen.

Als **globaler Meeresspiegelanstieg** wird eine Veränderung des Ozeanvolumens, dividiert durch die Ozeanfläche bezeichnet. (IPCC 2021a)

Diese Veränderungen resultieren im Wesentlichen aus der Veränderung des Wasservolumens infolge von: i) Dichteveränderungen durch Temperaturänderungen (thermosterischer Anstieg) sowie ii) Veränderungen der Wassermasse im Ozean, z.B. durch das Abschmelzen von Landeismassen (eustatischer Anstieg) und iii) Veränderungen der Wassermasse im Ozean durch natürliche oder anthropogene Ursachen, z.B. Wasserspeicherung auf dem Land. (Kasang 2020b).

Darüber hinaus gibt es weitere untergeordnete Prozesse, wie z.B. Veränderungen des Wasservolumens infolge Salzgehaltsänderung (halosterischer Anstieg), welche den Meeresspiegelanstieg beeinflussen. (ebd.)

Unter dem Begriff **interne Variabilität** werden Schwankungen des Klimasystems infolge konstanter oder periodischer externer natürlicher Antriebe, wie z.B. dem Jahreskreislauf, verstanden. (IPCC 2021a); siehe auch **Klimavariabilität**, **natürliche Variabilität** , **externe**

Die interne Variabilität wird darüber hinaus „spontan erzeugt durch Prozesse und Rückkopplungen im Klimasystem“ (Maher et al. 2019).

Ein **Klimaänderungssignal** beschreibt die Abweichung eines statistischen Wertes, z.B. Mittelwert, bzw. einer anderen statistischen Beschreibung, z.B. Häufigkeiten, einer Größe einer Projektion zwischen einem zukünftigen Zeitraum und dem Referenzzeitraum. Zur Bezeichnung als Klimaänderungssignal muss ein bestimmter Schwellenwert der Veränderung überschritten werden. Der Schwellenwert kann z.B. durch eine Analyse der Variabilität im Referenzzeitraum bestimmt werden (Linke, C., et al. 2020).

Ein **Klimamodell** ist ein numerisches Abbild des Klimasystems, welches bekannte physikalische, chemische und biologische Eigenschaften sowie deren Interaktionen miteinander explizit oder parametrisiert beschreibt. Das Klimasystem wird dabei durch Modelle mit unterschiedlicher Komplexität abgebildet und die Komponenten bilden jeweils ein Spektrum bzw. eine Modellhierarchie. Das Spektrum wird am weitestgehenden durch gekoppelte Atmosphäre-

Ozean Globalmodelle (AOGCM) bzw. Erdsystem-Modelle (ESM) beschrieben. Das Klimamodell dient als Werkzeug dazu, das Klima zu simulieren und zu analysieren. Mithilfe des Modells können Nachhersagen (Hindcasts), Projektionen und monatliche, saisonale als auch Jahres-Vorhersagen des Klimas durchgeführt werden. (IPCC 2014, S. 120)

Der Begriff **Klimaprojektion** beschreibt die (simulierte) Reaktion des Klimasystems auf ein zukünftiges Emissionsszenario unter Verwendung von Klimamodellen (siehe Begriff „Klimamodell"). Die Projektionen sind von Annahmen hinsichtlich der Entwicklung zukünftiger Treibhausgasemissionen als auch der sozioökonomischen und technologischen Entwicklung abhängig. (IPCC 2014, S. 120)

Als **Klimavariabilität** wird die Variation der mittleren Verhältnisse, z.B. der Mittelwerte bzw. Häufigkeiten, und anderer beschreibender statistischer Größen, z.B. der Standardabweichung, sowie das Auftreten von extremen Ereignissen des Klimas in allen Raum- und Zeitskalen infolge natürlicher interner Prozesse (**interne Variabilität**) und natürlichen oder anthropogenen Antriebs (**externe**) bezeichnet. (IPCC 2014, S. 121)

Der Begriff **Klimawandel** wird hier im Sinne der IPCC-Definition verwendet. Danach ist der „Klimawandel" eine statistisch nachweisbare Änderung des Klimazustandes (Änderung des Mittelwertes oder der Variabilität) über einen längeren Zeitraum (z.B. Jahrzehnte oder länger), die auf natürliche Schwankungen oder externe Antriebe (z.B. Solarstrahlung oder Vulkanausbrüche) und auf dauerhafte anthropogene Veränderungen (Zusammensetzung der Atmosphäre oder Landnutzung) zurückzuführen ist (IPCC 2014, S. 120).

Als **lokaler Meeresspiegelanstieg** wird eine Veränderung des mittleren Meeresspiegels relativ zu einem Bezugsniveau wie z.B. dem mittleren Wasserstand (MW bzw. MSL) oder Normalhöhennull (NHN) bezeichnet. Die Veränderung bezieht sich dabei auf räumliche Skalen ≤ 10 km. (IPCC 2021a)

Als **Modellstreuung** bezeichnet man die „Bandbreite bzw. Streuung der Ergebnisse aus Klimamodellen, wie jene, die für das gekoppelte Modellvergleichsprojekt Phase 5 (CMIP5) gesammelt wurden. Liefert nicht notwendigerweise eine erschöpfende und formelle Schätzung der Unsicherheiten in Rückkopplungen, Antrieb oder Projektionen, selbst wenn sie numerisch ausgedrückt wird, z.B. durch die Berechnung einer Standardabweichung der Modellreaktionen. Um Unsicherheiten zu quantifizieren, müssen Informationen aus Beobachtungen, physikalischen Beschränkungen und Expertenmeinungen unter Verwendung eines statistischen Rahmens kombiniert werden." (IPCC 2013/2014, A-20)

Die **Modellunsicherheit** umfasst die Beiträge zur Bandbreite (Unsicherheit), welche infolge des unvollständigen Wissens über Klimaprozesse sowie deren mathematische Beschreibung und die Parametrisierungen kleinräumiger Prozesse, welche in den Modellen nicht aufgelöst werden, entstehen. (Jacob et al. 2012, S. 12); siehe auch **Unsicherheit**

Die **natürliche Variabilität** umfasst z.B. kurz- und langfristige Klimaschwankungen, die ohne menschlichen (anthropogenen) Einfluss auftreten, wie z.B. die **interne Variabilität**, welche durch spontan erzeugte „Prozesse und Rückkopplungen im Klimasystem" (Maher et al. 2019) entsteht, in Kombination mit Reaktionen auf externe natürliche Antriebe, wie z.B. Vulkanausbrüche und Veränderungen der Sonnenaktivität sowie auf längeren Zeitskalen Orbitaleffekte

oder die Plattentektonik (externe natürliche Variabilität). (IPCC 2021a); siehe auch **Klimavariabilität** und **Unsicherheit**

Langfristige, z.B. dekadische, Klimaschwankungen werden in der Klimamodellierung durch mehrere **Realisierungen** erfasst, welche einen Hinweis auf die „Bandbreite natürlicher Klimaschwankungen“ geben, welche „in der Klimafolgenforschung berücksichtigt werden müssen“ (Jacob et al. 2012, S. 40).

Ein **Pfad** bezeichnet die zeitliche Entwicklung von natürlichen und / oder Humansystemen in einen zukünftigen Zustand. Pfad-Konzepte reichen von quantitativen bzw. qualitativen Szenarien oder Narrativen möglicher Zukünfte bis hin zu lösungsorientierten Entscheidungsfindungsprozessen, um wünschenswerte gesellschaftliche Ziele zu erreichen. (IPCC 2021a)

Der Begriff **potentiell signifikantes Risikogebiet** bezeichnet einen tiefer liegenden Bereich des Hinterlandes, in dem die vorliegenden Geländehöhen in der Regel unterhalb des zugrunde zu legenden maßgebenden Sturmflutwasserstandes bzw. Referenzhochwasserstandes (RHW) liegen.

Ein **prozessbasiertes Modell** umfasst theoretische Konzepte und Berechnungsmethoden, um ein Abbild der Wirklichkeit beschreiben und berechnen (simulieren) zu können anhand einer Reihe funktionaler Komponenten und ihrer Interaktionen miteinander und mit der Systemumgebung durch zeitlich variable physikalische und mechanistische Prozesse. (IPCC 2013/2014, A-22); siehe auch **Klimamodell**

Als **Realisierungen** werden Klimaprojektionen bezeichnet, welche sich ausschließlich in unterschiedlichen Startzeitpunkten (Initialisierungen) unterscheiden. Verschiedene Realisierungen dienen im Rahmen eines Multi-Anfangsbedingungen-Ensembles (Multi-Member-Ensemble) zur Beurteilung der natürlichen internen Variabilität von Klimaprojektionen; siehe auch **interne Variabilität**

Als **Reanalyse** werden Analysen von operationellen Wettermodellen, wie z.B. COSMO, bezeichnet, welche die atmosphärischen Zustände für die Vergangenheit konsistent und unter Einbeziehung von Beobachtungen (Datenassimilation) beschreiben[78]. Beispiele für regionale bzw. globale Reanalysedatensätze sind COSMO-REA6, -REA2, -ENS-REA12[79] bzw. ERA-Interim[80] und ERA5[81] vom ECMWF.

Als **Referenzhochwasserstand** (RHW) wird ein Hochwasserstand zur funktionellen Überprüfung von bestehenden Küstenschutzanlagen bezeichnet, der auf Grundlage der EU-Richtlinie über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken (EU-HWRL, EU-HRWL 2007) mit Hilfe eines einheitlichten statistischen Verfahrens zur Ermittlung der Bemessungswasserstände an der Nordseeküste, der Tideelbe sowie der Ostseeküste bestimmt wird. Unter dem Begriff RHW_{200} wird ein Referenzhochwasserstand verstanden, der sich aus der Summe eines Scheitelwasserstandes einer Bemessungssturmflut, die im statistischen Mittel einmal in 200 Jahren auftritt ($p = 0{,}005$) und einem aus Messungen abgeleiteten MSLR, der linear auf das Ende eines Überprüfungszeitraumes von 10 Jahren extrapoliert wird, ergibt (StALU-MM

[78] https://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaueberwachung/reanalyse/reanalyse_node.html (01.04.2024)
[79] https://reanalysis.meteo.uni-bonn.de/ (01.04.2024)
[80] https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-interim (01.04.2024)
[81] https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis (01.04.2024)

2022b, 2022a). Der Referenzhochwasserstand wird in Land-SH (2022) auch als **Referenzwasserstand** bezeichnet.

Als **Referenzzeitraum** wird in der Klima- bzw. Klimafolgenforschung ein Vergleichszeitraum bezeichnet, welcher zur Ermittlung von Veränderungen mittlerer klimatischer Verhältnisse verwendet wird. (DWD 2020, S. 48)

Als **regionaler Meeresspiegelanstieg** (RMSLR) wird eine Veränderung des mittleren Meeresspiegels relativ zu einem Bezugsniveau, wie z.B. dem mittleren Wasserstand oder Normalhöhennull (NHN), bezeichnet. Die Veränderung bezieht sich dabei auf räumliche Skalen von etwa 100 km. (IPCC 2021a)

Als **relativer Meeresspiegelanstieg** wird eine lokale Änderung des mittleren Meeresspiegels relativ zu einer lokalen Oberfläche, z.B. dem Meeresboden, bezeichnet. Diese Änderung wird durch Instrumente gemessen, welche an der Oberfläche befestigt sind, z.B. Wasserstandspegel[82]. (IPCC 2021a)

Repräsentative Konzentrationspfade (Representative Concentration Pathways – RCPs) sind Szenarien, welche eine zeitliche Entwicklung (**Pfad**) von Emissionen und Konzentrationen von Treibhausgasen und Aerosolen sowie chemisch aktiven Gasen als auch die Landnutzung und Landbedeckung miteinschließen. (IPCC 2021a, S. 2243)

Als **Schorre** wird der küstennahe Bereich „von der Mittelwasserlinie bis in etwa 10 m Wassertiefe“ bezeichnet, der durch Abrasion des Meeresbodens infolge Brandung gekennzeichnet ist (Kohlhase et al. 2008).

Die **Seegangsbelastung** bezeichnet allgemein die „Belastung der Küste durch Wellen in Verbindung mit Wasserständen“ (Kohlhase et al. 2008). Als Seegangsbelastungen werden lokale charakteristische Seegangsvariablen, z.B. die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, die mittlere Wellenperiode T_{m02}, die Energieperiode $T_{m-1,0}$, die Peakperiode T_p und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, am Fuße einer Konstruktion und unter Sturmflutwasserständen betrachtet, welche als Eingangsgrößen zur Ermittlung von seegangsinduzierten Belastungen der Bauwerke, z.B. durch Wellenauflauf und Wellenüberlauf, genutzt werden.

Das **Seegangsklima** beschreibt die örtliche und zeitliche Variabilität des Seegangs für mittlere und extreme Ereignisse anhand von Verteilungen bzw. Abhängigkeiten der Seegangsparameter und deren Eintrittswahrscheinlichkeiten, ggf. in Kombination mit weiteren meteorologischen, z.B. Windgeschwindigkeit und Windrichtung, sowie hydrodynamischen Parametern, z.B. Wasserständen und Strömungen. (Fröhle 2000, S. 44)

Ein **Szenario** beschreibt plausible mögliche zukünftige Entwicklungen basierend auf „Annahmen über wesentliche Antriebskräfte (z.B. Geschwindigkeit des Technologiewandels, Preise) und Beziehungen“ (IPCC 2013/2014).

Als **Szenariounsicherheit** werden Beiträge zur Unsicherheit verstanden, „die von den physikalischen Gesetzen, denen das Klima unterliegt, unabhängig sind“ (Hillerbrand 2014, S. 113).

[82] https://psmsl.org (01.04.2024)

Die Bandbreite durch Szenarien entsteht dabei durch Annahmen über die zukünftige Entwicklung anthropogener Antriebsfaktoren, wie z.B. die wirtschaftliche Entwicklung, die Bevölkerungsentwicklung und die Einführung grüner Technologien etc., welche durch verschiedene Emissionsszenarien bzw. Pfade abgebildet werden. (Jacob et al. 2012, S. 12); siehe auch **Unsicherheit**

Der Begriff **Unsicherheit** beschreibt im Allgemeinen einen „Zustand unvollständigen Wissens, der aufgrund eines Mangels an Information besteht oder aufgrund von Unstimmigkeiten darüber, was bekannt ist oder überhaupt bekannt sein kann. Unsicherheit kann viele Quellen haben, von Ungenauigkeiten in den Daten bis zu nicht eindeutig definierten Konzepten oder Terminologien oder unsicheren Projektionen des Verhaltens von Menschen. Unsicherheit kann daher quantitativ angegeben werden (z.B. über eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion) oder durch qualitative Aussagen (die z.B. die Einschätzung eines Expertenteams wiedergeben) [siehe Moss und Schneider, 2000; Manning et al ., 2004; Mastrandrea et al ., 2010].“ (IPCC 2013/2014, A-28)

Im Konzept des IPCC werden zum einheitlichen Umgang mit und der Kommunikation von Unsicherheiten u. a. Vertrauensbereiche und Wahrscheinlichkeiten definiert und angewendet (Mastrandrea et al. 2011).

Im Rahmen dieser Arbeit werden die Unsicherheiten möglicher zukünftiger Veränderungen von Seegangs- und Windvariablen in Form von Ensemble-**Bandbreiten**, d.h. als **Modellstreuung**, dargestellt bzw. beschrieben.

Die Ensemblebandbreite (Unsicherheit) setzt sich dabei zusammen aus der Bandbreite durch i) Szenarien, wie z.B. Emissionsszenarien, RCPs und SSPs, und durch ii) **Modellunsicherheit** aufgrund der Modellierungsmethoden, welche sich aus unterschiedlichen RCMs sowie antreibenden AOGCMs / ESMs und deren Wechselwirkungen ergeben und durch iii) **natürliche Variabilität** durch Prozesse und Wechselwirkungen im Klimasystem (**interne Variabilität**), die man durch unterschiedliche **Realisierungen** abzubilden versucht.

Aktuelle Untersuchungen zur Quantifizierung der Anteile der Bandbreite durch Szenarien, Modellunsicherheiten und natürliche interne Variabilität auf der Grundlage von CMIP5-Projektionen (EURO-CORDEX-Ensemble) mit Antrieb durch RCP2.6, RCP4.5 und RCP8.5 ergaben für mögliche zukünftige saisonale Veränderungen von Temperaturen und Niederschlägen, dass z.B. für die Bandbreite der saisonalen Klimaänderungen von Temperaturen in Nordeuropa zum Ende des 21. Jh. die Haupteinflussfaktoren die Bandbreite durch Szenarien und Modellunsicherheiten infolge unterschiedlicher GCMs sind. Die verschiedenen Beiträge der Bandbreite durch Szenarien und Modellunsicherheiten aus GCMs und RCMs können jedoch auch je nach betrachteter Klimavariable, Jahreszeit und betrachtetem Gebiet unterschiedlich oder gleich groß sein. Der Einfluss der Bandbreite durch natürliche interne Variabilität nimmt für die Veränderungen von Temperaturen und Niederschlägen langfristig zum Ende 21. Jh. hingegen stark ab und ist gering. Die natürliche interne Variabilität kann jedoch auf geringeren räumlichen und zeitlichen Skalen auch einen großen Einfluss auf z.B. saisonale Veränderungen von Niederschlägen im Winter über der Mittelmeerregion bis zu 80% haben (Evin et al. 2021).

Eine Studie von Christensen und Kjellström (2020) zum Einfluss von GCM und RCM sowie deren Kombinationen auf mögliche zukünftige saisonale Veränderungen von Windgeschwindigkeiten U_{10} auf der Basis von CMIP5-Projektionen (CORDEX-EUR-11 Ensemble) mit Antrieb

durch RCP8.5 zeigt, dass am Ende des 21. Jh. das GCM den Haupteinfluss auf die saisonalen Veränderungen der Windgeschwindigkeiten im Gebiet der südwestlichen Ostsee hat. Im Gegensatz dazu ist der Einfluss des RCM sowie der GCM-RCM Kombination auf die saisonalen Veränderungen der Windgeschwindigkeiten in diesem Gebiet nicht signifikant und im Allgemeinen geringer als der Einfluss des GCM.

8.4 Tabellen

Tab. 16: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) und saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die Windgeschwindigkeit U sowie Windrichtung Θ_w und für ein 4 x 4-Gebietsmittel von REMO ERA-Interim (1979-2000) und Beobachtungen (DWD, 1975-2000), Lokation Travemünde. Hinweis: unplausible Werte aufgrund einer bimodalen Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

	$U_{10,ERA\text{-}Interim}$ (m/s)	U_{DWD} (m/s)	$\Theta_{W,ERA\text{-}Interim}$ (°)	$\Theta_{W,DWD}$ (°)
Jahr	5,9	4,9	251	239
DJF	6,7	5,5	240	229
MAM	5,2	5,0	266	(294)
JJA	5,1	4,3	272	271
SON	6,6	4,9	238	219

Tab. 17: Differenzen der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) und saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die Windgeschwindigkeit U sowie Windrichtung Θ_w zwischen einem 4 x 4-Gebietsmittel von REMO ERA-Interim (1979-2000) und Beobachtungen (DWD, 1975-2000), Lokation Travemünde. Hinweis: unplausible Werte aufgrund einer bimodalen Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

	$U_{10,ERA\text{-}Interim} - U_{DWD}$ (m/s)	$U_{10,ERA\text{-}Interim} - U_{DWD}$ (%)	$\Theta_{W,ERA\text{-}Interim} - \Theta_{W,DWD}$ (°)
Jahr	+1,0	+20,5	+12
DJF	+1,2	+22,8	+11
MAM	+0,2	+4,8	(-28)
JJA	+0,9	+20,4	+1
SON	+1,7	+34,5	+19

Tab. 18: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) und saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W und für ein 4 x 4-Gebietsmittel, REMO mit Antrieb durch die 1. Realisierung von HIST und MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI), MIROC-MIROC5 (MIR), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G (NOA), IPSL-IPSL-CM5A-LR (IPS) bzw. die 2. Realisierung von HIST und MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI2) im Referenzzeitraum 1971-2000 sowie REMO mit Antrieb durch ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000, Lokation Warnemünde 1. Hinweis: unplausible Werte aufgrund einer bimodalen oder sehr breiten Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in Klammern

	$U_{10,MIR}$	$U_{10,ICH}$	$U_{10,MPI}$	$U_{10,MPI2}$	$U_{10,MOH}$	$U_{10,NOA}$	$U_{10,IPS}$	$U_{10,ERA}$	$\Theta_{W,MIR}$	$\Theta_{W,ICH}$	$\Theta_{W,MPI}$	$\Theta_{W,MPI2}$	$\Theta_{W,MOH}$	$\Theta_{W,NOA}$	$\Theta_{W,IPS}$	$\Theta_{W,ERA}$
	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)
Jahr	6,7	7,1	6,9	6,8	6,9	7,1	7,1	6,8	240	246	244	245	252	239	257	255
DJF	7,8	8,6	8,3	8,2	8,4	8,3	8,8	7,8	251	238	238	236	239	230	248	244
MAM	6,1	6,1	6,0	6,2	6,1	6,3	6,1	6,0	(73)	(301)	265	232	248	235	264	261
JJA	5,7	5,7	5,7	5,6	5,8	6,0	5,4	5,9	285	269	263	263	273	274	282	273
SON	7,2	8,0	7,5	7,4	7,3	7,9	8,3	7,6	(193)	243	231	241	245	233	254	245

Tab. 19: Differenzen Δ (positiv in Rot bzw. negativ in Blau) sowie Mittelwert der Differenzen (letzte zwei Spalten und nur für plausible Mittelwerte der Windrichtung) der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) und saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W und für ein 4 x Gebietsmittel mit Antrieb durch die 1. Realisierung von HIST und MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI), MIROC-MIROC5 (MIR), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G (NOA), IPSL-IPSL-CM5A-LR (IPS) bzw. die 2. Realisierung von HIST und MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI2) im Referenzzeitraum 1971-2000 sowie REMO mit Antrieb durch ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000, Lokation Warnemünde 1. Hinweis: unplausible Werte aufgrund einer bimodalen oder sehr breiten Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

	$\Delta U_{10,MIR}$	$\Delta U_{10,ICH}$	$\Delta U_{10,MPI}$	$\Delta U_{10,MPI2}$	$\Delta U_{10,MOH}$	$\Delta U_{10,NOA}$	$\Delta U_{10,IPS}$	$\Delta\Theta_{W,MIR}$	$\Delta\Theta_{W,ICH}$	$\Delta\Theta_{W,MPI}$	$\Delta\Theta_{W,MPI2}$	$\Delta\Theta_{W,MOH}$	$\Delta\Theta_{W,NOA}$	$\Delta\Theta_{W,IPS}$	$\Delta U_{10,mw}$	$\Delta\Theta_{W,mw}$
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(%)	(°)
Jahr	-1,9	4,1	0,8	0,3	1,1	4,0	4,8	-14	-8	-10	-10	-3	-16	3	1,9	-8
DJF	-0,5	9,8	6,3	4,7	7,9	5,8	13,1	7	-7	-6	-9	-5	-15	3	6,7	-4
MAM	2,4	1,8	1,6	3,3	2,2	5,0	2,9	(172)	(40)	4	-29	-13	-25	3	2,7	-12
JJA	-4,3	-3,2	-4,1	-4,7	-2,7	0,8	-8,8	12	-4	-11	-10	0	1	9	-3,9	0
SON	-4,8	5,8	-1,7	-2,6	-3,7	3,8	8,6	(-52)	-2	-14	-4	0	-12	9	0,8	-4

Tab. 20: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) und saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W und für ein 4 x 4-Gebietsmittel, REMO mit Antrieb durch die 1. Realisierung von HIST und MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI), MIROC-MIROC5 (MIR), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G (NOA), IPSL-IPSL-CM5A-LR (IPS) bzw. die 2. Realisierung von HIST und MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI2) im Referenzzeitraum 1971-2000 sowie REMO mit Antrieb durch ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000, Lokation Travemünde. Hinweis: unplausible Werte aufgrund einer bimodalen oder sehr breiten Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in Klammern

	$U_{10,MIR}$	$U_{10,ICH}$	$U_{10,MPI}$	$U_{10,MPI2}$	$U_{10,MOH}$	$U_{10,NOA}$	$U_{10,IPS}$	$U_{10,ERA}$	$\Theta_{W,MIR}$	$\Theta_{W,ICH}$	$\Theta_{W,MPI}$	$\Theta_{W,MPI2}$	$\Theta_{W,MOH}$	$\Theta_{W,NOA}$	$\Theta_{W,IPS}$	$\Theta_{W,ERA}$
	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)
Jahr	5,9	6,2	5,9	5,9	5,9	6,2	6,1	5,9	223	240	240	240	247	233	252	251
DJF	6,8	7,4	7,1	6,9	7,3	7,3	7,6	6,7	240	232	232	231	234	225	242	240
MAM	5,4	5,3	5,2	5,3	5,3	5,5	5,3	5,2	(70)	(51)	271	221	250	231	264	266
JJA	5,0	5,0	4,9	4,9	4,8	5,1	4,6	5,1	285	267	260	260	273	271	285	272
SON	6,4	7,0	6,4	6,3	6,4	6,8	7,0	6,6	(187)	235	226	235	237	227	247	238

Tab. 21: Differenzen Δ (positiv in Rot bzw. negativ in Blau) sowie Mittelwert der Differenzen (letzte zwei Spalten und nur für plausible Mittelwerte der Windrichtung) der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) und saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W und für ein 4 x 4-Gebietsmittel, REMO mit Antrieb durch die 1. Realisierung von HIST und MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI), MIROC-MIROC5 (MIR), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G (NOA), IPSL-IPSL-CM5A-LR (IPS) bzw. die 2. Realisierung von HIST und MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI2) im Referenzzeitraum 1971-2000 sowie REMO ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000, Lokation Travemünde. Hinweis: unplausible Werte aufgrund einer bimodalen oder sehr breiten Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

	$\Delta U_{10,MIR}$	$\Delta U_{10,ICH}$	$\Delta U_{10,MPI}$	$\Delta U_{10,MPI2}$	$\Delta U_{10,MOH}$	$\Delta U_{10,NOA}$	$\Delta U_{10,IPS}$	$\Delta\Theta_{W,MIR}$	$\Delta\Theta_{W,ICH}$	$\Delta\Theta_{W,MPI}$	$\Delta\Theta_{W,MPI2}$	$\Delta\Theta_{W,MOH}$	$\Delta\Theta_{W,NOA}$	$\Delta\Theta_{W,IPS}$	$\overline{\Delta U_{10}}$	$\overline{\Delta\Theta_W}$
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(%)	(°)
Jahr	-0,2	4,7	-0,1	-0,6	0,6	4,4	3,9	-28	-10	-11	-11	-4	-18	2	1,8	-11
DJF	0,6	10,2	4,7	2,6	9,0	7,9	12,7	0	-9	-8	-10	-6	-16	1	6,8	-7
MAM	3,9	2,4	0,4	2,9	2,3	6,5	2,3	(164)	(145)	5	-45	-16	-35	-2	2,9	-19
JJA	-1,9	-2,3	-3,7	-4,6	-7,2	-1,1	-9,7	13	-5	-12	-12	2	-1	13	-4,4	0
SON	-2,9	6,4	-2,4	-3,7	-3,2	3,5	6,8	(-51)	-3	-12	-2	-1	-11	9	0,7	-3

Tab. 22: Verwendete regionale Klimaprojektionen für die Berechnung des lokalen Seegangs im Bereich der deutschen Ostseeküste

Nr.	AOGCM bzw. ESM	RCM	Datenbank	Jahr	Lauf_ Reali-sierung	Be-ginn	Ende	Gitter	Δx = Δy (°)	Δx = Δy (km) ~ 54,5°N	Δt (h)	Variab-len	Impakt-modell	DOI	Referenz
1	ECHAM5 / MPIOM	CCLM V2.4.11	http://cera-www.dkrz.de	2010	C20_1	1960	2000	D2, ro-tiert	0,165	ca. 15 km	1	U_10 m, V_10 m, FR_LAND	SWAN instatio-när & Hybrid-Modell	doi:10.1594/WDCC/CLM_C20_1_D2	Hollweg et al. (2008), Keuler et al. (2009), MPI-M (2010),
2					C20_2									doi:10.1594/WDCC/CLM_C20_2_D2	
3					C20_3									doi:10.1594/WDCC/CLM_C20_3_D2	
4					A1B_1	2001	2100							doi:10.1594/WDCC/CLM_A1B_1_D2	
5					A1B_2									doi:10.1594/WDCC/CLM_A1B_2_D2	
6					B1_1									doi:10.1594/WDCC/CLM_B1_1_D2	
7					B1_2									doi:10.1594/WDCC/CLM_B1_2_D2	
8					C20_1	1960	2000	D3, re-gulär geogr.	0,2	ca. 18 km				doi:10.1594/WDCC/CLM_C20_1_D3	
9					C20_2									doi:10.1594/WDCC/CLM_C20_2_D3	
10					C20_3									doi:10.1594/WDCC/CLM_C20_3_D3	
11					A1B_1	2001	2100							doi:10.1594/WDCC/CLM_A1B_1_D3	
12					A1B_2									doi:10.1594/WDCC/CLM_A1B_2_D3	

Nr.	AOGCM bzw. ESM	RCM	Datenbank	Jahr	Lauf_ Reali-sierung	Be-ginn	Ende	Gitter	Δx = Δy (°)	Δx = Δy (km) ~ 54,5°N	Δt (h)	Variab-len	Impakt-modell	DOI	Referenz
13					B1_1									doi:10.1594/WDCC/CLM_B1_1_D3	
14					B1_2									doi:10.1594/WDCC/CLM_B1_2_D3	
15	MPI-ESM-LR	REMO/ MPIOM/ HD	MPI-M	2015	histori-cal_r1lip1	1920	2005	COR-DEX-EUR-44	0,44	ca. 50 km	3	uas, vas	SWAN instatio-när	-	Giorgetta et al. (2013), Giorgetta et al. (2012), Mikolajewicz et al. (2005), Elizalde (2011), Sein et al. (2015), Jacob et al. (2014)
16					rcp45_r1l1p1	2006	2100								
17					rcp85_r1l1p1										
18					histori-cal_r1lip1	1920	2005	COR-DEX-EUR-22	0,22	ca. 25 km	1	uas, vas, lsm	Hybrid-Modell	-	
19					histori-cal_r2lip1										
20					histori-cal_r3lip1										
21					rcp85_r1l1p1	2006	2100								
22					rcp85_r2l1p1										

Nr.	AOGCM bzw. ESM	RCM	Datenbank	Jahr	Lauf_ Reali-sierung	Be-ginn	Ende	Gitter	Δx = Δy (°)	Δx = Δy (km) ~ 54,5°N	Δt (h)	Variab-len	Impakt-modell	DOI	Referenz
23					rcp85_r3l1p1										
24	ERA-IN-TERIM	GER-ICS-REMO 2015	GERICS (Hereon)	2018	evalua-tion_r1i1p1	1979	2017	COR-DEX-EUR-11	0,11	ca. 12,5 km	1	uas, vas, sftlr	Hybrid-Modell	-	Jacob et al. (2020; 2014),
25	NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G				histori-cal_r1i1p1	1950	2005								
26					rcp26_r1i1p1	2006	2100								
27	IPSL-IPSL-CM5A-LR				histori-cal_r1i1p1	1950	2005								
28					rcp26_r1i1p1	2006	2100								
29	MOHC-Had-GEM2-ES				histori-cal_r1i1p1	1950	2005								
30					rcp26_r1i1p1	2006	2100								
31					rcp85_r1i1p1										
32	ICHEC-EC-E-ARTH				histori-cal_r12i1p1	1950	2005								

Nr.	AOGCM bzw. ESM	RCM	Datenbank	Jahr	Lauf_ Reali-sierung	Be-ginn	Ende	Gitter	Δx = Δy (°)	Δx = Δy (km) ~ 54,5°N	Δt (h)	Variab-len	Impakt-modell	DOI	Referenz
33					rcp26_r12i1p1	2006	2100								
34					rcp85_r12i1p1										
35	MIROC-MIROC5				historical_r1i1p1	1950	2005								
36					rcp26_r1i1p1	2006	2100								
37					rcp85_r1i1p1										
38	MPI-ESM-LR	MPI-CSC-REMO 2009			historical_r1i1p1	1950	2005	Europe011							
39					historical_r2i1p1										
40					rcp26_r1i1p1	2006	2100								
41					rcp26_r2i1p1										
42					rcp45_r1i1p1										
43					rcp45_r2i1p1										

Nr.	AOGCM bzw. ESM	RCM	Datenbank	Jahr	Lauf_ Reali-sierung	Be-ginn	Ende	Gitter	Δx = Δy (°)	Δx = Δy (km) ~ 54,5°N	Δt (h)	Variab-len	Impakt-modell	DOI	Referenz
44					rcp85_r1i1p1										
45					rcp85_r2i1p1										

Tab. 23: Mittlerer Fehler (ME), mittlerer absoluter Fehler (MAE), mittlerer quadratischer Fehler (RMSE) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02}, Peakperiode T_p sowie mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m zwischen Simulationsergebnissen des Detailmodells SWAN mit Antrieb durch COSMO-REA6 und Seegangsmessungen für das Jahr 2016. Hinweis: die Datenverfügbarkeit gibt die relative Anzahl von Messdaten ohne Fehlerwerte im Verhältnis zur Gesamtanzahl der Zeitschritte und unter Berücksichtigung der Speicherintervalls der Messdaten an

Lokation	Daten-verfüg-barkeit (%)	ME H_{m0} (m)	MAE H_{m0} (m)	RMSE H_{m0} (m)	ME T_{m02} (s)	MAE T_{m02} (s)	RMSE T_{m02} (s)	ME T_p (s)	MAE T_p (s)	RMSE T_p (s)	ME Θ_M (°)	MAE Θ_M (°)	RMSE Θ_M (°)
Schönberg See	29,7	0,04	0,08	0,11	-0,90	0,90	1,02	-0,28	0,49	0,84	-5,3	10,2	14,6
Warnemünde 2	51,1	0,03	0,09	0,12	-1,25	1,26	1,44	-0,81	1,15	1,82	-0,4	9,7	13,6
FINO 2	72,0	-0,03	0,11	0,15	-0,68	0,70	0,85	-0,13	0,54	0,93	5,3	14,9	23,1
Arkona	60,1	-0,05	0,15	0,20	-0,52	0,62	0,76	-0,22	0,58	0,92	9,7	16,2	25,1
Lübecker Bucht Innen	99,9	-0,01	0,07	0,10	-1,03	1,03	1,16	-0,33	0,75	1,29	4,1	8,1	11,8
Lübecker Bucht Außen	79,7	-0,01	0,08	0,11	-0,89	0,90	1,03	-0,28	0,64	1,12	3,3	9,3	13,4

Tab. 24: Mittlerer Fehler (ME), mittlerer absoluter Fehler (MAE), mittlerer quadratischer Fehler (RMSE) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02}, Peakperiode T_p sowie mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m zwischen Simulationsergebnissen des Detailmodells SWAN mit Antrieb durch COSMO-REA6 und Seegangsmessungen für das Jahr 2017. Hinweis: die Datenverfügbarkeit gibt die relative Anzahl von Messdaten ohne Fehlerwerte im Verhältnis zur Gesamtanzahl der Zeitschritte und unter Berücksichtigung der Speicherintervalls der Messdaten an. NA = nicht verfügbar

Lokation	**Daten-verfüg-barkeit (%)**	**ME H_{m0} (m)**	**MAE H_{m0} (m)**	**RMSE H_{m0} (m)**	**ME T_{m02} (s)**	**MAE T_{m02} (s)**	**RMSE T_{m02} (s)**	**ME T_p (s)**	**MAE T_p (s)**	**RMSE T_p (s)**	**ME Θ_M (°)**	**MAE Θ_M (°)**	**RMSE Θ_M (°)**
Schönberg See	94,9	0,06	0,09	0,13	-0,88	0,89	1,02	-0,23	0,54	0,88	-3,3	9,9	14,0
Warnemünde 2	65,0	0,02	0,10	0,15	-1,16	1,18	1,36	-0,57	1,01	1,64	-0,2	9,7	13,6
FINO 2	17,0	0,00	0,13	0,17	-0,58	0,62	0,78	-0,15	0,53	0,87	8,2	14,9	22,6
Arkona	88,9	0,02	0,15	0,22	NA	NA	NA	-0,12	0,61	1,01	9,0	15,8	25,1
Lübecker Bucht Innen	95,9	-0,01	0,07	0,09	-1,06	1,07	1,21	-0,44	0,80	1,42	5,4	9,1	12,9
Lübecker Bucht Außen	93,9	0,00	0,08	0,11	-0,92	0,92	1,08	-0,39	0,70	1,29	3,3	9,9	15,5

Tab. 25: Ausgewählte Klassen der Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10}, Windrichtung Θ_w, signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m sowie Mindestanzahl ≥ 50% bzw. > 66% der erforderlichen statistisch signifikanten Veränderungen $n_{signifikant,\ \geq 50\%}$ bzw. $n_{signifikant,\ >66\%}$ der ausgewählten Klassen zur Bewertung der statistischen Signifikanz von Differenzen der relativen Häufigkeiten für das Ensemble 3

	U_{10}	**Θ_w, Θ_m**	**H_{m0}**	**T_{m02}**
Klasse	**(m/s)**	**(°)**	**(m)**	**(s)**
1	[0;2)	[345;15)	[0;0,25)	[1;1,5)
2	[2;4)	[15;45)	[0,25;0,5)	[1,5;2)
3	[4;6)	[45;75)	[0,5;0,75)	[2;2,5)
4	[6;8)	[75;105)	[0,75;1)	[2,5;3)
5	[8;10)	[225;255)	[1;1,25)	[3;3,5)
6	[10;12)	[255;285)	[1,25;1,5)	[3,5;4)
7	[12;14)	[285;315)	[1,5;1,75)	[4;4,5)
8	[14;16)	[315;345)	[1,75;2)	[4,5;5)
9	[16;18)		[2;2,25)	[5;5,5)
10	[18;20)		[2,25;2,5)	[5,5;6)
$n_{signifikant,\ \geq 50\%}$	5	4	5	5
$n_{signifikant,\ >66\%}$	7	6	7	7

Tab. 26: Anzahl n_{gesamt} der Ensemblemitglieder mit Antrieb durch RCP8.5, RCP4.5 und RCP2.6 sowie Mindestanzahl > 50% der statistisch signifikanten Veränderungen pro Häufigkeitsklasse $n_{signifikant,\ Ensemble}$ mit gleichem Vorzeichen zur Bewertung der statistischen Signifikanz von Differenzen der relativen Häufigkeiten für das Ensemble 3

	RCP8.5	**RCP4.5**	**RCP2.6**
n_{gesamt}	5	2	7
$n_{signifikant,\ Ensemble}$	3	2	4

Tab. 27: Modell-Set-up instationäre 2D-Simulationen für die gesamte Ostsee

	WAM-Modell Ostsee HZG (Groll et al. 2017)	**SWAN-Modell Ostsee (BSSC)**
Modellversion	WAM Cycle 4.5.3	40.72ABCDE
Koordinatensystem	Sphärisch	
Gebietsbegrenzung West-Ost	9°E – 31°E	9,01667°E – 30,98333°E
Gebietsbegrenzung Süd-Nord	53,5°N – 66°N	53,5083°N – 65,99167°N
Räumliche Auflösung Δx	0,1° (ca. 5,5 km)	
Räumliche Auflösung Δy	0,05° (ca. 5,5 km)	
Zeitliche Auflösung Δt	120 s	3600 s
Richtungsauflösung	24 Richtungen (entspricht $\Delta\Theta = 15°$)	144 Richtungen (entspricht $\Delta\Theta = 2{,}5°$)
Spektrale Auflösung	35 Frequenzen	42 Frequenzen
Minimale Frequenz f_{min}	0,04 Hz	0,02 Hz
Maximale Frequenz f_{max}	1,07 Hz	1,00 Hz
Ausgabevariablen, -format und -intervall	NetCDF stündlich: d, H_{m0}, Θ_m, T_p, T_{m02}, 10 m-Wind (u, v); ASCII/Text stündlich: Spektren für SWAN WBSSC-Nest	ASCII/Text stündlich: d, H_{m0}, Θ_m, T_p, T_{m02}, $T_{m-1,0}$, 10 m-Wind (u, v), Spektren für SWAN WBSSC-Nest
Ausgabelokationen der See-gangsspektren	9,00833°E ≤ lon ≤ 15,15833°E und lat=56,49583°N konstant 53,50417°N ≤ lat ≤ 56,49583°N und lon=15,15833°E konstant	
Berücksichtigte Prozesse	Flachwassermodus (shallow water mode) ohne wassertiefenabhängiges Wellenbrechen • Windenergieeintrag (Komen et al. 1984, Janssen 1989; 1991) • Whitecapping (Janssen 1989; 1991; Komen et al. 1984) • Quadruplets (Hasselmann et al. 1985; Wamdi Group 1988) • Seeeis (Neumann 2010) Für weitere Details siehe z.B.: • Wamdi Group (1988), • Günther et al. (1992), • ECMWF (2019), • Behrens (2013)[83]	GEN3-Modus: • Windenergieeintrag (Komen et al. 1994) • Whitecapping (Komen et al. 1984; 1994) • Quadruplets (Hasselmann et al. 1985; Wamdi Group 1988) • Wassertiefenabhängiges Wellenbrechen (Battjes und Janssen 1978) • sowie Berücksichtigung von: • Bodenreibung (JONSWAP, Hasselmann 1973) • Triads (Eldeberky 1996) Für weitere Details siehe z.B.: The SWAN Team (2023b, 2022)
Bathymetriedatensatz	iowtopo2_rev03 (SEIFERT ET AL. 2001)	
Räumliche Auflösung der Bathymetrie Δx	1/30° ~0,0333° (ca. 1,8 km)	
Räumliche Auflösung Bathy-metrie Δy	1/60° ~0,0167° (ca. 1,8 km)	

[83] https://www.met.no/publikasjoner/mywave (01.04.2024)

Tab. 28: Modell-Set-up stationäre bzw. instationäre 2D-Simulationen für die südwestliche Ostsee

	SWAN-Modell südwestliche Ostsee (WBSSC)
Modellversion	40.72ABCDE
Koordinatensystem	Sphärisch
Gebietsbegrenzung West-Ost	9,00833°E – 15,15833°E
Gebietsbegrenzung Süd-Nord	53,50417°N – 56,49583°N
Räumliche Auflösung Δx	1/60° (ca. 1 km)
Räumliche Auflösung Δy	1/120° (ca. 1 km)
Zeitliche Auflösung Δt	3600 s (nur bei instationärer Berechnung)
Richtungsauflösung	144 Richtungen (entspricht 2,5°)
Spektrale Auflösung	42 Frequenzen
Minimale Frequenz f_{min}	0,02 Hz
Maximale Frequenz f_{max}	1,00 Hz
Ausgabevariablen, -format und -intervall	ASCII/Text stündlich: d, H_{m0}, Θ_m, T_p, T_{m02}, $T_{m-1,0,}$ 10 m-Wind (u, v)
Berücksichtigte Prozesse	GEN3-Modus: • Windenergieeintrag (Komen et al. 1994) • Whitecapping (Komen et al. 1984; 1994) • Quadruplets (Hasselmann et al. 1985; Wamdi Group 1988) • Wassertiefenabhängiges Wellenbrechen (Battjes und Janssen 1978) sowie Berücksichtigung von: • Bodenreibung (JONSWAP, Hasselmann 1973) • Triads (Eldeberky 1996) Für weitere Details siehe z.B.: The SWAN Team (2023b, 2022)
Bathymetriedatensatz	iowtopo1_rev02 (SEIFERT ET AL. 2001)
Räumliche Auflösung der Bathymetrie Δx	1/60° ~0,0167° (ca. 1 km)
Räumliche Auflösung Bathymetrie Δy	1/120° ~0,0084° (ca. 1 km)

Tab. 29: Koordinaten der Spektrenausgaben in den Außensimulationen (WAM)

Nr.	Rand	Längengrad / Lon (°)	Breitengrad / Lat (°)
1	Ost	15,14999962	54,09999847
2		15,14999962	54,15000153
3		15,14999962	54,20000076
4		15,14999962	54,25000000
5		15,14999962	54,29999924
6		15,14999962	54,34999847
7		15,14999962	54,40000153
8		15,14999962	54,45000076
9		15,14999962	54,50000000
10		15,14999962	54,54999924
11		15,14999962	54,59999847
12		15,14999962	54,65000153
13		15,14999962	54,70000076
14		15,14999962	54,75000000
15		15,14999962	54,79999924
16		15,14999962	54,84999847
17		15,14999962	54,90000153
18		15,14999962	54,95000076
19		15,14999962	55,15000153
20		15,14999962	55,20000076
21		15,14999962	55,25000000
22		15,14999962	55,29999924
23		15,14999962	55,34999847
24		15,14999962	55,40000153
25		15,14999962	55,45000076
26		15,14999962	55,50000000
27		15,14999962	55,54999924
28		15,14999962	55,59999847
29		15,14999962	55,65000153
30		15,14999962	55,70000076
31		15,14999962	55,75000000
32		15,14999962	55,79999924
33		15,14999962	55,84999847
34		15,14999962	55,90000153
35		15,14999962	55,95000076
36		15,14999962	56,00000000
37		15,14999962	56,04999924
38		15,14999962	56,09999847

39		10,90000057	56,50000000
40		11,00000000	56,50000000
41		11,10000038	56,50000000
42		11,20000076	56,50000000
43		11,30000019	56,50000000
44		11,40000057	56,50000000
45		11,50000000	56,50000000
46		11,60000038	56,50000000
47		11,70000076	56,50000000
48		11,80000019	56,50000000
49	Nord	11,90000057	56,50000000
50		12,00000000	56,50000000
51		12,10000038	56,50000000
52		12,20000076	56,50000000
53		12,30000019	56,50000000
54		12,40000057	56,50000000
55		12,50000000	56,50000000
56		12,60000038	56,50000000
57		12,70000076	56,50000000
58		12,80000019	56,50000000
59		12,90000057	56,50000000

Tab. 30: Modell-Set-up stationäre 1D-Simulationen im Deichvorfeld Probstei

	Probstei Seegangstransformation
Modellversion	SWAN Version 40.72ABCDE
Koordinatensystem	Kartesisch
Richtungskonvention	Nautisch
Länge des Modellgebietes	1230 m
Räumliche Auflösung Δx	2,5 m
Drehung des Berechnungsgitters[84]	95,0613138°
Zeitliche Auflösung Δt	Stationär
Richtungsauflösung	144 Richtungen (entspricht $\Delta\Theta = 2{,}5°$)
Spektrale Auflösung	42 Frequenzen
Min. Frequenz f_{min}	0,02 Hz
Max. Frequenz f_{max}	1,00 Hz
Ausgabeparameter	d, H_s, Θ_m, T_p, T_{m02}, $T_{m-1,0}$
Ausgabeformat	ASCII
Ausgabelokationen Spektren	Keine
Berücksichtigte Prozesse (Ansatz)	• Windenergieeintrag (Komen et al. 1984) • Whitecapping (Komen et al. 1984) • Quadruplets (Hasselmann et al. 1985) • Triads (Eldeberky 1996) • Wassertiefenabhängiges Wellenbrechen (Battjes und Janssen 1978) • Bodenreibung (JONSWAP, Hasselmann 1973)
Bathymetriedatensatz	Terrestrische Vermessungsdaten (V1) bzw. Konstruktionsdaten (V2) vom LKN-SH sowie iowtopo1_rev02 (SEIFERT ET AL. 2001)
Räumliche Auflösung Bathymetrie Δx	2,5 m

[84] SWAN-Befehl CGRID und Variable ALPC

Tab. 31: Modell-Set-up stationäre 1D-Simulationen im Küstenvorfeld von Rostock-Warnemünde

	Rostock-Warnemünde Seegangstransformation
Modellversion	SWAN Version 40.72ABCDE
Koordinatensystem	Kartesisch
Richtungskonvention	Nautisch
Länge des Modellgebietes	1444 m
Räumliche Auflösung Δx	~1 m
Drehung des Berechnungsgitters[85]	100,728863°
Zeitliche Auflösung Δt	Stationär
Richtungsauflösung	144 Richtungen (entspricht $\Delta\Theta$ = 2,5°)
Spektrale Auflösung	42 Frequenzen
Minimale Frequenz f_{min}	0,02 Hz
Max. Frequenz f_{max}	1,00 Hz
Ausgabeparameter	d, H_s, Θ_m, T_p, T_{m02}, $T_{m-1,0}$
Ausgabeformat	Tabellarisch für das gesamte Berechnungsgitter sowie einen Punkt an der Uferlinie (NHN +0 m) ca. 61,5 m von der Dünenkrone entfernt
Ausgabelokationen Spektren	Keine
Berücksichtigte Prozesse (Ansatz)	• Windenergieeintrag (Komen et al. 1984) • Whitecapping (Komen et al. 1984) • Quadruplets (Hasselmann et al. 1985) • Triads (Eldeberky 1996) • Wassertiefenabhängiges Wellenbrechen (Battjes und Janssen 1978) • Bodenreibung (JONSWAP, Hasselmann 1973)
Bathymetriedatensatz	Nautische Vermessungsdaten (Sidescan-Sonar / DGM 2011) für das IMK-Profil Warnemünde bzw. Entwurfsangaben Dünenquerschnitt, StALU-MM
Räumliche Auflösung Bathymetrie Δx	~1 m

[85] SWAN-Befehl CGRID und Variable ALPC

Tab. 32: Modell-Set-up stationäre 1D-Simulationen mit SBEACH

	Rostock-Markgrafenheide Dünenerosionsmodellierung
Länge des Modellgebietes	ca. 500 m bis auf eine seeseitige Geländehöhe von ca. NHN -5 m.
Räumliche Auflösung Δx	0,75 m
Korndurchmesser d_{50}	0,3 mm
Berechnungsmodus	stationär
Zeitliche Auflösung Δt	300 s
Anzahl der Zeitschritte	120
Maximaler Böschungswinkel	45°
Transportratenkoeffizient K_L	$1{,}75 * 10^{-6}$ m^4/N (Standardwert)
Transportparameter für Überspülung (Overwash) K_B	0,005
Transportratenabbaukoeffizient λ_2	0,5 (1/m)
Landseitige Brandungszonentiefe h_z	0,5 m
Koeffizient zur Berücksichtigung des erhöhten Transportes infolge der lokalen Strandneigung ε_L	0,002 m²/s (Standardwert)
Wassertemperatur	10 °C
Wasserstand Status quo	NHN +2,95 m
Lokaler Meeresspiegelanstieg ΔW	+0,1 m bis +1,0 m in Schritten von jeweils 0,1 m
Wellentyp	unregelmäßig (irregular)
Signifikante Wellenhöhe, Annahme $H_s = H_{m0}$	2,00 m
Mittlere Wellenperiode, Annahme $T_m = T_{m02}$	5,2 s
Wellenanlaufrichtung[86] Θ_w	0° (relativ zur Küstenorthogonale)
Bathymetrie	Profil- bzw. Schorrevermessungen StALU-MM 2004
Windgeschwindigkeit v_s	24,6 m/s (Bft. 10)
Windrichtung[103] Θ_s	0° (relativ zur Küstenorthogonale)

[86] Es wurde die Originalbezeichnung der Wellenanlauf- bzw. Windrichtung von SBEACH übernommen.

Tab. 33: Ausgewählte Seegangsmessstationen (Bojenmessungen) entlang der deutschen Ostseeküste von Ost nach West zur Validierung des Detailmodells (SWAN) für die Jahre 2016 – 2017 (*) und ausgewählte Stationen für Wind-Wellen-Korrelationsberechnungen (**)

Nr.	Name	Wasser-tiefe (m)	Rechts-wert (m) UTM32N	Hoch-wert (m) UTM32N	Längen-grad (°) WGS84	Breiten-grad (°) WGS84	Daten-quelle
1	Arkona*	46	811693,71	6092850,44	13,8607	54,8853	BSH/ CMEMS
2	FINO 2*	24	765610,21	6103464,33	13,1542	55,0070	BSH
3	Warnemünde 1**	10	700727,24	6010463,78	12,0777	54,2028	URCE
4	Warnemünde 2 (RAdOst)*	8	699297,63	6009283,75	12,0550	54,1928	URCE
5	Lübecker Bucht Außen*	21	637249,49	5999089,55	11,1001	54,1216	LKN-SH
6	Lübecker Bucht Innen*	21	625480,95	5990784,05	10,9167	54,0500	LKN-SH
7	Brodten**	10	624824,87	5986684,45	10,9050	54,0133	URCE
8	Schönberg See*	12	594774,20	6034885,87	10,4618	54,4528	LKN-SH

Tab. 34: Obere Grenze $T_{p,max}$ zur Filterung von gemessenen Peakperioden T_p aus Messungen mit Seegangsmessbojen an ausgewählten Lokationen

Lokation	$T_{p,max}$ (s)
Schönberg See	9
Lübecker Bucht Innen	10
Lübecker Bucht Außen	10
Warnemünde 2	12
FINO 2	12
Arkona	12

Tab. 35: Ausgewählte Windmessungen an DWD-Stationen zur Erstellung von Wind-Wellen-Korrelationen sowie zur Anwendung im Hybridansatz (*). Das Stationskürzel bezieht sich auf die Messdatenbank kuestendaten (URCE).

Stations-kürzel	Stationsnr. DWD	Stationsname	Längen-grad (°E)	Breiten-grad (°N)
WA010*	04271	Rostock-Warnemünde	12,0806	54,1801
LB010*	05078	Travemünde	10,8892	53,9619
KB011*	05516	Westermarkelsdorf / Fehmarn	11,0605	54,5284
KB010	05930	Schönhagen	10,0238	54,6410

Tab. 36: Ausgewählte Seegangsmessungen zur Erstellung und dem Vergleich von Wind-Wellen-Korrelationen. Das Stationskürzel bezieht sich auf die Messdatenbank kuestendaten (URCE).

Stations-kürzel	Stationsname	Längengrad (°E)	Breitengrad (°N)	Zeitraum von / bis
WA006	Warnemünde 1	12,077667	54,202833	1998-07-16 / 2002-07-30
WA009	Warnemünde 2 (RAdOst)	12,0808	54,1803	2011-05-05 / 2014-05-01
LB007	Brodten	10,905000	54,013333	1997-12-09 / 1999-07-27
KB007	Heiligenhafen	10,930000	54,396667	1996-05-20 / 1999-04-08
KB006	Schönhagen	10,058333	54,628333	1996-07-03 / 1999-12-02

Tab. 37: Abweichungen (ME = mittlerer Fehler, MAE = mittlerer absoluter Fehler, RMSE = mittlerer quadratischer Fehler) zwischen der mittels Wind-Wellen-Korrelation berechneten und gemessenen signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (für $H_{m0} \geq 0{,}05$ m), mittleren Wellenperiode T_{m02} (für $T_{m02} \leq 10$ s) und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (für $H_{m0} \geq 0{,}5$ m) an ausgewählten Lokationen entlang der deutschen Ostseeküste. Die Vergleichswerte von Fröhle (2000) beziehen sich auf einen Teil der Messdaten sowie für Windsee ohne Dünung ($H_{m0} \geq 0{,}25$ m; in Klammern) an den Lokationen Brodten, Heiligenhafen und Schönhagen

	Warne-münde 1	**Warne-münde 2**	**Brodten**	**Heiligen-hafen**	**Schön-hagen**	**Fröhle (2000) Tab. 7**
Vergleichszeit-raum Beginn	1998-07-16 05 UTC	2011-05-04 23 UTC	1997-12-09	1996-05-20	1996-07-03	-
Vergleichszeit-raum Ende	2002-07-30 09 UTC	2014-05-01 22 UTC	1999-03-31	1999-03-31	1999-03-31	-
ME H_{m0} (m)	0,07	0,09	-	-	-	< 0,09
MAE H_{m0} (m)	0,11	0,11	0,09	0,08	0,17	-
RMSE H_{m0} (m)	0,14	0,15	-	-	-	-
ME T_{m02} (s)	-	-	-	-	-	0,3 (0,2)
MAE T_{m02} (s)	0,45	0,57	0,45	0,22	0,38	-
RMSE T_{m02} (s)	0,57	0,76	-	-	-	-
ME Θ_m (°)	-	-	-	-	-	20 (10)
MAE Θ_m (°)	6,8	7,8	7,3	7	24,5	-
RMSE Θ_m (°)	-	-	-	-	-	-

Tab. 38: Grenz-Windgeschwindigkeit U_{gr} und zugehörige Abweichungen für Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen (nach Fröhle 2000 Tab. 8)

	Grenz-Windgeschwindigkeit U_{gr} (m/s)			
Projektgebiet	**10% Abweichung**	**7,5% Abweichung**	**5% Abweichung**	**2,5% Abweichung**
Schönhagen	0,75 U_{max}	0,81 U_{max}	0,86 U_{max}	0,93 U_{max}
Heiligenhafen	0,76 U_{max}	0,81 U_{max}	0,86 U_{max}	0,95 U_{max}
Brodten	0,76 U_{max}	0,81 U_{max}	0,91 U_{max}	0,97 U_{max}

Tab. 39: Bandbreite begrenzt durch das 17%- sowie 83%-Perzentil sowie Mittelwert (Mw.) des Medians des regionalen mittleren Meeresspiegelsanstiegs (RMSLR) nach IPCC (2021b) für ausgewählte Zeiträume (2050, 2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1995-2014 und einen mittleren Vertrauensbereich für den Pfad SSP5-8.5 an ausgewählten Lokationen entlang der deutschen Ostseeküste. Datenbasis[87]: Fox-Kemper et al. 2021, Garner et al. 2021, Kopp et al. 2023

RMSLR (m)	**2050**			**2100**		
Lokation	**Mw. des Medians**	**17%-Perzentil**	**83%-Perzentil**	**Mw. des Medians**	**17%-Perzentil**	**83%-Perzentil**
Koserow	0,26	0,16	0,37	0,79	0,55	1,09
Sassnitz	0,25	0,15	0,36	0,75	0,52	1,06
Warnemünde	0,27	0,17	0,38	0,80	0,56	1,10
Wismar	0,30	0,11	0,49	0,85	0,54	1,22
Travemünde	0,29	0,17	0,43	0,84	0,59	1,16
Kiel-Holtenau	0,27	0,17	0,38	0,79	0,56	1,09
Mittelwert	0,27	-	-	0,80	-	-

Tab. 40: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Referenzzeitraum 1971-2000 bzw. 1961-1990 für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von C20 (C20_1, C20_2), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

Mittelwert		**C20_1 1971-2000**					**C20_2 1971-2000**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	5,44	5,93	4,84	5,13	5,89	5,46	5,93	4,89	5,09	5,94
Θ_W	°	226,6	203,5	220,9	260,0	210,6	232,3	208,1	243,1	261,9	217,8
H_{m0}	m	0,58	0,61	0,50	0,55	0,61	0,57	0,61	0,51	0,54	0,61
T_{m02}	s	2,93	2,97	2,86	2,92	2,98	2,93	2,97	2,86	2,91	2,98
Θ_m	°	322,9	322,8	334,8	316,3	318,1	322,4	323,5	336,7	316,0	312,6
Mittelwert		**C20_1 1961-1990**					**C20_2 1961-1990**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	5,48	5,99	4,85	5,11	5,98	5,49	6,01	4,94	5,10	5,94
Θ_W	°	228,4	210,2	187,7	259,6	218,1	229,7	208,0	226,6	260,6	215,9
H_{m0}	m	0,58	0,63	0,50	0,55	0,63	0,57	0,63	0,51	0,55	0,61
T_{m02}	s	2,94	2,99	2,86	2,92	2,99	2,93	2,97	2,86	2,91	2,98
Θ_m	°	321,4	317,9	338,4	315,1	314,5	322,2	322,0	336,3	316,8	313,1

[87] https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool (01.04.2024)

Tab. 41: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, Hinweis: unplausible Werte in Klammern

Mittelwert		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	5,58	6,06	5,10	5,12	6,08	5,57	6,30	4,94	5,13	5,96
Θ_W	°	235,5	215,5	246,2	264,1	222,5	229,3	217,3	212,5	255,2	216,9
H_{m0}	m	0,59	0,63	0,53	0,55	0,64	0,59	0,66	0,52	0,55	0,62
T_{m02}	s	2,95	2,99	2,88	2,92	3,00	2,95	3,03	2,87	2,92	2,98
Θ_m	°	317,9	313,4	332,0	316,1	308,8	318,9	311,7	337,7	313,8	311,0
Mittelwert		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	5,55	6,03	4,95	5,15	6,10	5,56	5,95	5,01	5,18	6,11
Θ_W	°	229,2	212,7	(130,1)	258,4	219,0	229,6	204,1	245,5	261,3	217,0
H_{m0}	m	0,58	0,63	0,52	0,56	0,63	0,58	0,61	0,52	0,56	0,64
T_{m02}	s	2,94	2,98	2,88	2,93	3,00	2,94	2,97	2,88	2,92	3,01
Θ_m	°	321,7	318,8	341,7	315,1	310,1	320,3	320,0	334,1	316,2	309,8

Tab. 42: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2071-2100 für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

Mittelwert		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	5,67	6,36	5,07	5,11	6,15	5,65	6,24	5,00	5,18	6,21
Θ_W	°	235,7	215,7	230,5	266,5	228,2	234,6	212,6	249,7	263,9	223,6
H_{m0}	m	0,60	0,67	0,52	0,55	0,64	0,60	0,65	0,52	0,56	0,66
T_{m02}	s	2,96	3,03	2,88	2,92	3,00	2,96	3,01	2,87	2,93	3,03
Θ_m	°	316,6	308,6	333,5	316,9	306,3	317,1	311,1	334,8	315,5	305,3
Mittelwert		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	5,64	6,16	5,08	5,21	6,11	5,58	5,99	5,04	5,26	6,05
Θ_W	°	233,7	211,2	222,4	262,9	223,2	233,0	211,1	234,4	260,4	221,6
H_{m0}	m	0,59	0,65	0,53	0,56	0,64	0,59	0,62	0,53	0,57	0,63
T_{m02}	s	2,96	3,01	2,89	2,93	3,00	2,95	2,98	2,89	2,95	3,00
Θ_m	°	317,3	314,9	333,3	312,5	309,0	318,7	318,3	333,8	312,6	309,6

Tab. 43: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,6	2,3	5,2	-0,3	3,3	2,0	6,3	0,9	0,8	0,3
Θ_W	°	8,9	12,0	(25,3)	4,1	11,9	-3,0	9,2	(-30,7)	-6,6	-0,9
H_{m0}	%	1,4	2,6	4,8	-0,6	4,1	3,4	8,1	1,8	1,9	1,5
T_{m02}	%	0,6	0,8	0,8	-0,1	0,8	0,7	2,1	0,3	0,4	0,2
Θ_m	°	-5,0	-9,4	-2,8	-0,2	-9,3	-3,6	-11,8	0,9	-2,2	-1,6
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,9	1,7	2,1	0,4	3,6	1,7	0,3	2,3	1,8	2,7
Θ_W	°	2,6	9,2	(-90,7)	-1,6	8,4	-2,7	-4,0	(2,4)	-0,6	-0,8
H_{m0}	%	1,0	1,9	3,7	0,7	3,0	2,2	-0,5	2,3	2,4	4,9
T_{m02}	%	0,4	0,5	0,6	0,2	0,6	0,5	0,1	0,6	0,5	1,0
Θ_m	°	-1,2	-4,1	6,8	-1,2	-8,0	-2,2	-3,5	-2,6	0,2	-2,8

Tab. 44: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,9	1,3	5,0	0,2	1,7	1,6	4,8	0,0	0,6	0,5
Θ_W	°	7,1	5,3	(58,5)	4,6	4,4	-0,3	9,3	(-14,1)	-5,4	1,0
H_{m0}	%	1,4	0,3	4,6	0,3	1,7	2,8	6,0	2,1	1,3	1,4
T_{m02}	%	0,3	0,2	0,9	0,1	0,3	0,6	1,8	0,3	0,2	0,1
Θ_m	°	-3,6	-4,5	-6,3	1,0	-5,7	-3,4	-10,3	1,4	-3,0	-2,1
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,2	0,7	1,9	0,9	2,0	1,2	-1,1	1,3	1,5	2,9
Θ_W	°	0,8	2,6	(-57,6)	-1,1	0,9	-0,1	-3,9	(19,0)	0,6	1,1
H_{m0}	%	1,0	-0,4	3,5	1,6	0,7	1,6	-2,4	2,5	1,8	4,7
T_{m02}	%	0,2	-0,1	0,7	0,4	0,1	0,4	-0,2	0,6	0,4	0,9
Θ_m	°	0,3	0,8	3,3	-0,1	-4,5	-2,0	-1,9	-2,2	-0,6	-3,3

Tab. 45: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	4,1	7,3	4,6	-0,5	4,4	3,5	5,3	2,3	1,8	4,5
Θ_W	°	9,0	12,1	(9,6)	6,5	17,6	2,3	4,5	(6,6)	2,1	5,8
H_{m0}	%	3,4	9,2	4,2	-0,5	4,5	4,5	6,0	1,8	2,7	7,2
T_{m02}	%	0,9	2,1	0,7	-0,1	0,8	1,0	1,6	0,3	0,6	1,6
Θ_m	°	-6,4	-14,2	-1,3	0,6	-11,8	-5,3	-12,4	-1,9	-0,5	-7,3
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,7	3,9	5,0	1,5	3,8	2,1	1,1	2,9	3,5	1,8
Θ_W	°	7,1	7,7	(1,5)	2,9	12,6	0,7	3,0	(-8,7)	-1,5	3,8
H_{m0}	%	3,0	5,4	5,8	1,3	3,6	3,5	1,5	4,5	5,6	2,9
T_{m02}	%	0,9	1,4	1,0	0,3	0,7	0,8	0,5	1,0	1,2	0,6
Θ_m	°	-5,6	-7,9	-1,6	-3,8	-9,1	-3,7	-5,2	-3,0	-3,4	-3,0

Tab. 46: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,4	6,2	4,4	0,0	2,8	3,0	3,9	1,3	1,6	4,6
Θ_W	°	7,3	5,5	(42,8)	7,0	10,1	4,9	4,6	(23,2)	3,3	7,7
H_{m0}	%	3,4	6,7	4,0	0,4	2,1	3,9	3,9	2,1	2,1	7,1
T_{m02}	%	0,7	1,4	0,8	0,1	0,3	0,9	1,3	0,4	0,4	1,5
Θ_m	°	-4,9	-9,3	-4,9	1,8	-8,3	-5,1	-10,8	-1,5	-1,3	-7,9
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,0	2,8	4,8	2,0	2,2	1,7	-0,3	2,0	3,2	1,9
Θ_W	°	5,3	1,1	(34,7)	3,3	5,1	3,3	3,1	(7,9)	-0,2	5,7
H_{m0}	%	3,0	3,0	5,6	2,3	1,2	2,9	-0,4	4,7	5,0	2,8
T_{m02}	%	0,6	0,8	1,1	0,5	0,2	0,7	0,3	1,0	1,0	0,5
Θ_m	°	-4,1	-3,0	-5,1	-2,7	-5,6	-3,5	-3,6	-2,5	-4,2	-3,5

Tab. 47: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Referenzzeitraum 1971-2000 bzw. 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von C20 (C20_1, C20_2), Hybridverfahren Lokation Brodten

Mittelwert		**C20_1 1971-2000**					**C20_2 1971-2000**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	4,77	5,02	4,54	4,62	4,89	4,79	5,00	4,59	4,61	4,93
Θ_W	°	224,5	208,0	214,5	254,2	210,5	229,3	211,1	230,6	256,4	217,0
H_{m0}	m	0,31	0,34	0,33	0,29	0,31	0,31	0,34	0,34	0,28	0,30
T_{m02}	s	2,60	2,64	2,66	2,51	2,59	2,60	2,64	2,68	2,50	2,56
Θ_m	°	68,6	80,7	62,3	39,9	88,1	67,5	76,9	59,7	41,9	94,7
Mittelwert		**C20_1 1961-1990**					**C20_2 1961-1990**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	4,79	5,10	4,54	4,58	4,96	4,81	5,09	4,62	4,62	4,93
Θ_W	°	225,7	213,2	186,9	253,6	216,3	227,2	210,4	219,3	255,0	215,8
H_{m0}	m	0,31	0,33	0,34	0,28	0,31	0,32	0,35	0,34	0,28	0,30
T_{m02}	s	2,59	2,62	2,69	2,49	2,58	2,60	2,65	2,68	2,51	2,56
Θ_m	°	69,2	85,2	63,6	40,5	90,2	68,7	79,7	61,0	44,6	92,9

Tab. 48: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Brodten

Mittelwert		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	4,86	5,15	4,71	4,59	5,02	4,87	5,33	4,61	4,61	4,94
Θ_W	°	232,8	217,0	241,8	258,7	221,1	227,1	219,3	211,6	250,0	215,4
H_{m0}	m	0,31	0,32	0,34	0,28	0,30	0,31	0,33	0,34	0,28	0,30
T_{m02}	s	2,57	2,59	2,65	2,50	2,53	2,58	2,59	2,68	2,49	2,55
Θ_m	°	67,6	91,9	56,6	34,1	100,1	72,5	99,8	60,5	43,3	99,7
Mittelwert		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	4,84	5,10	4,61	4,62	5,04	4,84	5,02	4,65	4,63	5,08
Θ_W	°	226,6	214,4	152,7	253,2	217,9	227,0	206,5	240,4	254,9	215,9
H_{m0}	m	0,32	0,33	0,35	0,28	0,30	0,31	0,33	0,34	0,29	0,31
T_{m02}	s	2,60	2,62	2,72	2,50	2,55	2,59	2,63	2,66	2,51	2,56
Θ_m	°	69,2	83,8	59,9	41,2	103,2	69,9	85,9	57,8	42,4	102,9

Tab. 49: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2071-2100 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Brodten

Mittelwert		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	4,94	5,42	4,69	4,57	5,07	4,91	5,30	4,62	4,63	5,13
Θ_W	°	232,1	216,0	226,7	260,5	225,9	231,8	214,9	244,4	257,7	221,6
H_{m0}	m	0,31	0,34	0,34	0,29	0,29	0,31	0,33	0,34	0,29	0,29
T_{m02}	s	2,57	2,60	2,66	2,51	2,52	2,57	2,59	2,66	2,51	2,53
Θ_m	°	69,9	114,1	59,5	35,4	105,8	69,3	107,2	56,2	28,7	123,5
Mittelwert		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	4,92	5,24	4,73	4,65	5,05	4,86	5,07	4,70	4,67	5,01
Θ_W	°	231,5	213,9	222,4	258,0	222,0	230,4	213,3	230,9	255,0	220,6
H_{m0}	m	0,31	0,33	0,34	0,28	0,30	0,31	0,33	0,34	0,28	0,30
T_{m02}	s	2,58	2,61	2,67	2,48	2,54	2,58	2,61	2,66	2,49	2,54
Θ_m	°	69,5	95,9	60,7	26,8	101,5	68,8	87,1	59,9	28,5	100,3

Tab. 50: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Brodten, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,0	2,4	3,9	-0,6	2,5	1,7	6,5	0,4	0,0	0,1
Θ_W	°	8,3	9,0	(27,4)	4,5	10,6	-2,2	8,2	(-19,0)	-6,4	-1,7
H_{m0}	%	-1,9	-5,0	2,5	-1,2	-4,5	-0,8	-4,1	1,3	0,1	0,7
T_{m02}	%	-1,2	-1,9	-0,3	-0,3	-2,2	-0,6	-1,9	0,3	-0,2	-0,2
Θ_m	°	-1,0	11,1	-5,7	-5,7	12,0	5,1	23,0	0,8	1,4	5,0
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,5	1,5	1,7	0,2	2,9	1,2	0,4	1,3	0,3	2,9
Θ_W	°	2,2	6,5	(-61,7)	-1,0	7,4	-2,3	-4,6	(9,8)	-1,4	-1,1
H_{m0}	%	0,7	-1,5	8,2	-2,0	-3,1	0,2	-3,5	-0,3	2,6	3,3
T_{m02}	%	0,0	-0,8	2,4	-0,3	-1,5	-0,1	-0,4	-0,5	0,5	0,2
Θ_m	°	0,7	3,0	-2,4	1,3	15,1	2,5	9,1	-1,9	0,4	8,2

Tab. 51: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Brodten, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,4	0,9	3,8	0,1	1,2	1,2	4,8	-0,3	-0,2	0,1
Θ_W	°	7,1	3,8	(54,9)	5,1	4,9	-0,1	8,9	(-7,7)	-5,0	-0,4
H_{m0}	%	-1,9	-3,4	-0,8	0,5	-3,8	-1,3	-5,6	1,3	-0,7	-0,1
T_{m02}	%	-0,9	-1,0	-1,5	0,2	-1,6	-0,7	-2,1	0,3	-0,6	-0,4
Θ_m	°	-1,7	6,6	-7,0	-6,4	9,8	3,8	20,1	-0,6	-1,2	6,7
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	0,9	0,0	1,6	1,0	1,6	0,7	-1,2	0,5	0,1	2,9
Θ_W	°	0,9	1,3	(-34,2)	-0,4	1,6	-0,2	-3,9	(21,1)	0,0	0,1
H_{m0}	%	0,7	0,1	4,7	-0,3	-2,4	-0,4	-5,0	-0,3	1,8	2,6
T_{m02}	%	0,2	0,1	1,1	0,3	-0,8	-0,3	-0,6	-0,4	0,1	-0,1
Θ_m	°	0,0	-1,5	-3,7	0,7	13,0	1,2	6,2	-3,2	-2,2	10,0

Tab. 52: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Brodten, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,6	8,0	3,3	-0,9	3,5	2,7	5,9	0,6	0,3	4,0
Θ_W	°	7,6	8,0	(12,2)	6,3	15,4	2,5	3,7	(13,8)	1,4	4,5
H_{m0}	%	-0,4	-1,1	3,3	0,1	-5,0	-1,2	-5,2	-0,6	3,5	-1,2
T_{m02}	%	-1,0	-1,8	0,3	0,1	-2,7	-0,9	-1,9	-0,7	0,4	-1,3
Θ_m	°	1,3	(33,4)	-2,8	-4,4	17,7	1,9	(30,3)	-3,5	-13,3	(28,8)
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,3	4,3	4,2	0,7	3,3	1,5	1,3	2,5	1,3	1,5
Θ_W	°	7,1	5,9	7,9	3,8	11,5	1,1	2,2	0,3	-1,3	3,5
H_{m0}	%	-0,4	-2,1	5,0	-2,0	-3,7	-0,9	-3,6	-0,4	1,6	-0,2
T_{m02}	%	-0,9	-1,2	0,5	-1,1	-2,0	-0,7	-1,1	-0,5	-0,4	-0,7
Θ_m	°	0,9	15,2	-1,6	-13,0	13,4	1,4	10,2	0,2	-13,4	5,6

Tab. 53: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Brodten, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,0	6,3	3,2	-0,1	2,1	2,1	4,2	-0,2	0,1	4,1
Θ_W	°	6,3	2,8	(39,8)	6,9	9,6	4,6	4,5	(25,1)	2,7	5,7
H_{m0}	%	-0,4	0,6	-0,1	1,8	-4,4	-1,8	-6,7	-0,5	2,6	-1,9
T_{m02}	%	-0,8	-0,9	-1,0	0,7	-2,1	-1,1	-2,2	-0,7	0,0	-1,5
Θ_m	°	0,7	(28,9)	-4,1	-5,1	15,5	0,6	(27,5)	-4,8	-15,9	(30,5)
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,7	2,8	4,2	1,5	1,9	1,0	-0,4	1,8	1,1	1,5
Θ_W	°	5,8	0,7	(35,4)	4,4	5,7	3,2	2,9	(11,5)	0,0	4,7
H_{m0}	%	-0,4	-0,4	1,6	-0,3	-3,0	-1,4	-5,1	-0,4	0,7	-1,0
T_{m02}	%	-0,7	-0,3	-0,7	-0,5	-1,3	-0,8	-1,3	-0,5	-0,8	-0,9
Θ_m	°	0,2	10,7	-2,9	-13,7	11,3	0,1	7,4	-1,2	-16,1	7,4

Tab. 54: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Referenzzeitraum 1971-2000 bzw. 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von C20 (C20_1, C20_2), Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, Hinweise: unplausible Werte in Klammern

Mittelwert		**C20_1 1971-2000**					**C20_2 1971-2000**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	7,40	8,41	6,12	6,58	8,52	7,40	8,37	6,15	6,46	8,63
Θ_W	°	226,1	207,6	(194,4)	256,0	217,6	232,5	211,3	(190,2)	258,6	225,7
H_{m0}	m	0,53	0,60	0,39	0,49	0,63	0,53	0,60	0,39	0,48	0,65
T_{m02}	s	2,98	3,02	2,85	2,98	3,07	2,98	3,02	2,85	2,97	3,10
Θ_m	°	306,7	302,6	322,0	306,3	296,7	306,5	304,8	324,5	305,6	293,5
Mittelwert		**C20_1 1961-1990**					**C20_2 1961-1990**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	7,43	8,43	6,15	6,55	8,61	7,43	8,49	6,21	6,46	8,61
Θ_W	°	227,8	214,6	(166,7)	255,9	224,9	230,1	211,0	(188,6)	257,5	224,7
H_{m0}	m	0,53	0,61	0,38	0,49	0,64	0,53	0,61	0,39	0,47	0,64
T_{m02}	s	2,99	3,04	2,84	2,98	3,09	2,98	3,02	2,85	2,96	3,09
Θ_m	°	305,9	299,1	327,3	305,3	295,1	306,1	303,8	322,7	305,9	293,6

Tab. 55: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, Hinweise: unplausible Werte in Klammern

Mittelwert		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	7,54	8,50	6,44	6,56	8,71	7,58	8,82	6,29	6,66	8,60
Θ_W	°	236,6	219,3	227,2	261,7	229,6	230,4	221,6	(170,5)	252,9	224,2
H_{m0}	m	0,55	0,62	0,43	0,49	0,67	0,55	0,66	0,40	0,49	0,65
T_{m02}	s	3,01	3,06	2,88	2,98	3,12	3,00	3,10	2,85	2,98	3,09
Θ_m	°	302,9	294,7	319,1	306,7	292,0	303,6	294,2	327,4	304,1	292,4
Mittelwert		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	7,53	8,46	6,32	6,63	8,78	7,55	8,44	6,31	6,69	8,80
Θ_W	°	230,6	216,3	(128,6)	257,3	226,5	230,5	207,8	218,3	258,2	224,2
H_{m0}	m	0,54	0,61	0,40	0,49	0,67	0,54	0,60	0,41	0,50	0,66
T_{m02}	s	3,00	3,04	2,85	2,98	3,12	3,00	3,02	2,87	2,99	3,11
Θ_m	°	306,5	299,9	333,2	305,5	292,5	304,5	298,7	321,3	306,3	292,3

Tab. 56: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2071-2100 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen

Mittelwert		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	7,68	8,91	6,47	6,54	8,81	7,67	8,80	6,35	6,68	8,90
Θ_W	°	236,8	218,6	211,1	263,7	235,1	235,9	216,8	225,7	261,0	230,3
H_{m0}	m	0,56	0,66	0,42	0,50	0,68	0,56	0,64	0,42	0,51	0,69
T_{m02}	s	3,02	3,09	2,88	2,99	3,14	3,03	3,08	2,87	3,00	3,15
Θ_m	°	301,8	290,7	320,1	307,0	291,3	302,6	292,0	322,3	306,3	291,0
Mittelwert		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	m/s	7,66	8,62	6,50	6,72	8,79	7,58	8,43	6,40	6,80	8,72
Θ_W	°	234,9	214,2	201,8	261,1	230,6	234,3	214,8	209,4	258,6	228,9
H_{m0}	m	0,56	0,63	0,42	0,51	0,67	0,55	0,61	0,42	0,52	0,67
T_{m02}	s	3,02	3,06	2,88	3,00	3,12	3,01	3,03	2,88	3,01	3,13
Θ_m	°	302,6	295,9	322,0	303,7	291,9	303,7	297,9	321,7	304,2	292,4

Tab. 57: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,0	1,1	5,3	-0,3	2,3	2,4	5,3	2,2	3,1	-0,3
Θ_W	°	10,5	11,7	(32,8)	5,7	12,1	-2,1	10,3	(-19,7)	-5,7	-1,6
H_{m0}	%	3,6	3,9	10,3	0,3	6,4	3,8	10,2	2,7	3,1	-0,4
T_{m02}	%	1,0	1,4	1,2	0,0	1,5	0,8	2,8	0,1	0,5	-0,2
Θ_m	°	-3,8	-7,8	-2,9	0,4	-4,7	-3,0	-10,6	2,9	-1,6	-1,1
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,9	0,6	3,4	0,8	3,2	2,1	0,8	2,6	3,5	1,9
Θ_W	°	4,5	8,7	(-65,8)	1,3	8,9	-2,0	-3,6	(28,2)	-0,4	-1,5
H_{m0}	%	1,9	2,1	3,0	0,9	6,5	2,4	-0,5	4,8	4,3	2,2
T_{m02}	%	0,6	0,8	0,1	0,1	1,4	0,5	0,1	0,8	0,6	0,3
Θ_m	°	-0,3	-2,7	11,2	-0,7	-4,2	-2,0	-6,1	-3,2	0,7	-1,2

Tab. 58: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,5	0,8	4,8	0,2	1,2	2,0	3,8	1,3	3,0	-0,1
Θ_W	°	8,8	4,7	(60,5)	5,8	4,7	0,4	10,6	(-18,1)	-4,7	-0,5
H_{m0}	%	3,6	2,0	11,5	0,4	3,6	3,7	7,9	1,7	4,2	0,5
T_{m02}	%	0,7	0,6	1,5	0,0	0,9	0,8	2,6	0,0	0,8	0,0
Θ_m	°	-3,0	-4,4	-8,2	1,4	-3,1	-2,6	-9,6	4,7	-1,9	-1,2
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,4	0,3	2,8	1,3	2,1	1,6	-0,6	1,7	3,4	2,1
Θ_W	°	2,8	1,7	(-38,1)	1,4	1,6	0,5	-3,2	(29,7)	0,7	-0,4
H_{m0}	%	1,9	0,3	4,2	1,0	3,7	2,2	-2,5	3,9	5,4	3,0
T_{m02}	%	0,3	0,1	0,4	0,1	0,8	0,5	-0,1	0,6	0,9	0,6
Θ_m	°	0,6	0,8	5,9	0,3	-2,6	-1,6	-5,1	-1,4	0,4	-1,3

Tab. 59: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,8	5,9	5,8	-0,6	3,4	3,7	5,1	3,3	3,5	3,2
Θ_W	°	10,7	11,1	(16,7)	7,7	17,5	3,4	5,5	(35,5)	2,4	4,6
H_{m0}	%	6,2	9,9	8,7	1,1	9,0	6,6	7,6	6,8	5,3	6,6
T_{m02}	%	1,5	2,4	1,0	0,3	2,0	1,5	2,2	1,0	1,0	1,7
Θ_m	°	-5,0	-11,9	-1,9	0,8	-5,4	-3,9	-12,8	-2,2	0,7	-2,5
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,5	2,5	6,2	2,1	3,2	2,4	0,7	4,0	5,3	1,0
Θ_W	°	8,7	6,6	(7,3)	5,2	13,0	1,7	3,5	(19,2)	0,0	3,2
H_{m0}	%	5,2	4,9	8,8	4,3	7,4	4,2	1,1	6,6	7,8	3,2
T_{m02}	%	1,3	1,5	1,0	0,8	1,6	0,9	0,6	1,0	1,4	0,8
Θ_m	°	-4,1	-6,7	0,0	-2,6	-4,8	-2,9	-6,9	-2,8	-1,5	-1,1

Tab. 60: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,3	5,6	5,2	-0,1	2,3	3,3	3,6	2,4	3,4	3,4
Θ_W	°	9,0	4,1	(44,4)	7,8	10,1	5,9	5,9	(37,1)	3,5	5,6
H_{m0}	%	6,2	8,0	9,9	1,1	6,2	6,4	5,4	5,8	6,5	7,5
T_{m02}	%	1,2	1,6	1,3	0,3	1,4	1,5	2,0	0,9	1,3	2,0
Θ_m	°	-4,1	-8,4	-7,2	1,8	-3,8	-3,5	-11,7	-0,4	0,4	-2,6
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	3,1	2,2	5,7	2,5	2,1	2,0	-0,7	3,1	5,1	1,2
Θ_W	°	7,1	-0,4	(35,1)	5,2	5,6	4,2	3,9	(20,8)	1,1	4,3
H_{m0}	%	5,2	3,0	10,0	4,4	4,6	4,1	-1,0	5,7	9,0	4,1
T_{m02}	%	1,0	0,8	1,3	0,8	1,0	1,0	0,4	0,9	1,7	1,1
Θ_m	°	-3,3	-3,2	-5,3	-1,6	-3,1	-2,5	-5,9	-1,0	-1,7	-1,2

Tab. 61: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,7	0,3	0,9	-0,3	0,3	2,1	1,1	2,3	-0,5	1,8	1,3	-1,2	-1,0	-1,0	-0,2
Θ_W	°	-3,0	-4,0	-90,7	-6,6	-0,9	0,7	3,0	-8,7	-1,5	3,8	-3,7	-9,9	-95,2	-7,7	-4,5
H_{m0}	%	1,0	-0,5	1,8	-0,6	1,5	3,0	1,5	1,8	-0,5	2,9	1,4	-2,9	-1,4	-0,8	0,3
T_{m02}	%	0,4	0,1	0,3	-0,1	0,2	0,8	0,5	0,3	-0,1	0,6	0,3	-0,4	-0,4	-0,1	-0,1
Θ_m	°	-5,0	-11,8	-2,8	-2,2	-9,3	-6,4	-14,2	-3,0	-3,8	-11,8	-7,7	-18,7	-6,8	-4,3	-12,0
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,6	6,3	5,2	1,8	3,6	4,1	7,3	5,0	3,5	4,5	4,7	8,1	6,4	4,8	5,5
Θ_W	°	8,9	12,0	25,3	4,1	11,9	9,0	12,1	9,6	6,5	17,6	12,2	16,8	30,8	7,0	18,6
H_{m0}	%	3,4	8,1	4,8	2,4	4,9	4,5	9,2	5,8	5,6	7,2	5,4	10,2	7,3	6,8	7,3
T_{m02}	%	0,7	2,1	0,8	0,5	1,0	1,0	2,1	1,0	1,2	1,6	1,1	2,5	1,3	1,4	1,6
Θ_m	°	-1,2	-3,5	6,8	0,2	-1,6	-3,7	-5,2	-1,3	0,6	-3,0	-0,4	-0,5	6,8	2,3	0,3
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,0	2,0	2,2	0,6	3,0	3,6	4,6	3,8	1,7	4,1	2,2	2,8	2,8	0,6	2,8
Θ_W	°	-0,1	9,2	-14,1	-1,1	3,8	4,7	6,1	4,1	2,5	9,2	2,5	8,1	-10,3	0,9	6,5
H_{m0}	%	1,8	2,3	3,0	1,3	3,6	3,4	5,7	4,3	2,0	4,1	3,2	3,9	3,4	1,2	3,5
T_{m02}	%	0,6	0,7	0,6	0,3	0,7	0,9	1,5	0,9	0,4	0,8	0,7	1,1	0,6	0,2	0,7
Θ_m	°	-2,9	-6,7	-0,8	-0,7	-5,4	-5,5	-10,1	-1,7	-2,0	-8,2	-3,4	-8,4	-1,0	-0,7	-5,7

Tab. 62: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,2	-1,1	0,0	0,2	0,5	1,7	-0,3	1,3	0,0	1,9	0,6	-2,5	-1,1	-1,2	-0,7
Θ_W	°	-0,3	-3,9	-57,6	-5,4	0,9	3,3	1,1	7,9	-0,2	5,1	-1,1	-9,8	-62,0	-6,4	-3,6
H_{m0}	%	1,0	-2,4	2,1	0,3	0,7	2,9	-0,4	2,1	0,4	1,2	0,2	-4,7	-1,6	-0,5	-2,0
T_{m02}	%	0,2	-0,2	0,3	0,1	0,1	0,6	0,3	0,4	0,1	0,2	0,0	-0,7	-0,4	-0,1	-0,5
Θ_m	°	-3,6	-10,3	-6,3	-3,0	-5,7	-5,1	-10,8	-5,1	-4,2	-8,3	-6,2	-13,8	-10,3	-5,1	-8,5
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,9	4,8	5,0	1,5	2,9	3,4	6,2	4,8	3,2	4,6	4,0	7,0	6,2	4,5	5,6
Θ_W	°	7,1	9,3	58,5	4,6	4,4	7,3	5,5	42,8	7,0	10,1	10,4	10,2	64,0	7,5	11,1
H_{m0}	%	2,8	6,0	4,6	1,8	4,7	3,9	6,7	5,6	5,0	7,1	4,2	7,7	7,1	6,1	7,2
T_{m02}	%	0,6	1,8	0,9	0,4	0,9	0,9	1,4	1,1	1,0	1,5	1,0	1,9	1,3	1,3	1,5
Θ_m	°	0,3	0,8	3,3	1,0	-2,1	-3,5	-3,0	-1,5	1,8	-3,5	1,1	2,7	3,3	1,9	0,4
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,4	1,0	1,6	0,7	1,8	3,0	3,4	3,2	1,8	2,5	1,7	1,8	2,3	1,0	2,0
Θ_W	°	0,4	3,9	2,4	-0,2	1,0	5,1	3,8	28,9	3,3	6,7	2,9	4,9	8,0	1,8	3,6
H_{m0}	%	1,5	0,0	3,0	1,4	1,6	3,2	3,5	4,4	2,2	2,5	2,3	1,5	3,4	1,5	2,3
T_{m02}	%	0,4	0,0	0,6	0,3	0,2	0,7	1,0	0,9	0,5	0,4	0,5	0,4	0,7	0,3	0,4
Θ_m	°	-2,7	-3,2	-0,4	-0,3	-3,9	-4,5	-6,5	-3,7	-2,0	-6,7	-3,2	-4,4	-0,9	-0,4	-4,3

Tab. 63: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Brodten, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,2	0,4	0,4	-0,6	0,1	1,5	1,3	0,6	-0,9	1,5	0,8	-0,9	-0,7	-1,6	-0,4
Θ_W	°	-2,3	-4,6	-61,7	-6,4	-1,7	1,1	2,2	0,3	-1,3	3,5	-2,7	-10,2	-61,7	-7,4	-4,4
H_{m0}	%	-1,9	-5,0	-0,3	-2,0	-4,5	-1,2	-5,2	-0,6	-2,0	-5,0	-3,2	-9,5	-3,5	-3,1	-6,9
T_{m02}	%	-1,2	-1,9	-0,5	-0,3	-2,2	-1,0	-1,9	-0,7	-1,1	-2,7	-1,6	-3,2	-1,4	-1,1	-2,9
Θ_m	°	-1,0	3,0	-5,7	-5,7	5,0	0,9	10,2	-3,5	-13,4	5,6	-3,3	-0,1	-7,0	-16,8	-0,3
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,0	6,5	3,9	0,3	2,9	3,6	8,0	4,2	1,3	4,0	4,0	8,7	5,6	2,9	5,1
Θ_W	°	8,3	9,0	27,4	4,5	10,6	7,6	8,0	13,8	6,3	15,4	11,1	13,6	32,3	6,5	16,1
H_{m0}	%	0,7	-1,5	8,2	2,6	3,3	-0,4	-1,1	5,0	3,5	-0,2	1,9	1,8	8,9	5,0	5,6
T_{m02}	%	0,0	-0,4	2,4	0,5	0,2	-0,7	-1,1	0,5	0,4	-0,7	0,3	0,2	2,5	1,1	0,9
Θ_m	°	5,1	23,0	0,8	1,4	15,1	1,9	33,4	0,2	-4,4	28,8	6,0	51,4	2,1	5,3	28,8
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,6	2,0	1,5	0,1	2,7	3,0	5,1	2,9	0,5	3,4	1,7	2,9	2,2	-0,1	2,3
Θ_W	°	0,0	7,3	-4,6	-1,2	3,1	4,8	4,8	10,1	2,6	8,0	2,5	6,4	-1,7	1,1	5,7
H_{m0}	%	-0,3	-3,8	1,9	-0,5	-1,2	-0,6	-2,8	1,4	0,8	-2,4	-0,8	-4,0	1,9	0,6	-1,5
T_{m02}	%	-0,3	-1,4	0,0	-0,2	-0,8	-0,9	-1,5	-0,1	-0,1	-1,6	-0,6	-1,7	0,0	-0,2	-1,1
Θ_m	°	1,6	10,1	-2,2	0,9	10,1	1,4	22,7	-2,2	-13,2	15,6	1,1	14,1	-1,5	-5,2	11,3

Tab. 64: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Brodten, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	0,7	-1,2	-0,3	-0,2	0,1	1,0	-0,4	-0,2	-0,1	1,5	0,3	-2,6	-1,4	-1,8	-0,7
Θ_W	°	-0,2	-3,9	-34,2	-5,0	-0,4	3,2	0,7	11,5	0,0	4,7	-0,6	-9,5	-34,2	-6,1	-3,2
H_{m0}	%	-1,9	-5,6	-0,8	-0,7	-3,8	-1,8	-6,7	-0,5	-0,3	-4,4	-3,2	-10,9	-4,5	-2,2	-6,2
T_{m02}	%	-0,9	-2,1	-1,5	-0,6	-1,6	-1,1	-2,2	-1,0	-0,8	-2,1	-1,4	-3,1	-2,6	-1,0	-2,2
Θ_m	°	-1,7	-1,5	-7,0	-6,4	6,7	0,1	7,4	-4,8	-16,1	7,4	-4,0	-4,6	-8,3	-19,5	-2,4
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,4	4,8	3,8	1,0	2,9	3,0	6,3	4,2	1,5	4,1	3,4	7,1	5,6	2,7	5,2
Θ_W	°	7,1	8,9	54,9	5,1	4,9	6,3	4,5	39,8	6,9	9,6	9,8	9,4	59,8	7,1	10,3
H_{m0}	%	0,7	0,1	4,7	1,8	2,6	-0,4	0,6	1,6	2,6	-1,0	2,0	3,5	5,4	4,1	4,8
T_{m02}	%	0,2	0,1	1,1	0,3	-0,1	-0,7	-0,3	-0,5	0,7	-0,9	0,5	0,8	1,2	0,8	0,6
Θ_m	°	3,8	20,1	-0,6	0,7	13,0	0,7	28,9	-1,2	-5,1	30,5	4,7	46,9	0,7	4,2	30,5
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,0	0,4	1,1	0,1	1,4	2,4	3,5	2,5	0,6	2,0	1,2	1,4	1,8	0,6	1,5
Θ_W	°	0,4	2,5	6,7	-0,2	0,8	5,2	2,9	30,3	3,6	5,7	2,9	3,9	13,1	2,1	3,4
H_{m0}	%	-0,9	-4,2	0,5	0,1	-1,2	-0,9	-2,8	-0,2	1,3	-2,5	-1,1	-3,9	0,3	1,0	-1,5
T_{m02}	%	-0,5	-0,8	-0,1	0,1	-0,6	-0,8	-1,1	-0,7	-0,3	-1,4	-0,7	-1,1	-0,2	0,1	-0,9
Θ_m	°	0,6	6,4	-3,5	-1,7	9,9	0,4	19,1	-3,5	-14,8	13,4	0,1	10,4	-2,8	-6,9	11,1

Tab. 65: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,9	0,6	2,2	-0,3	-0,3	2,4	0,7	3,3	-0,6	1,0	0,9	-1,7	-0,6	-0,8	-0,7
Θ_W	°	-2,1	-3,6	-65,8	-5,7	-1,6	1,7	3,5	7,3	0,0	3,2	-3,3	-9,8	-65,8	-7,0	-5,2
H_{m0}	%	1,9	-0,5	2,7	0,3	-0,4	4,2	1,1	6,6	1,1	3,2	2,1	-3,3	-2,7	-1,6	-1,2
T_{m02}	%	0,5	0,1	0,1	0,0	-0,2	0,9	0,6	1,0	0,3	0,8	0,3	-0,6	-0,6	-0,4	-0,6
Θ_m	°	-3,8	-10,6	-3,2	-1,6	-4,7	-5,0	-12,8	-2,8	-2,6	-5,4	-5,9	-14,0	-7,4	-2,6	-5,4
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,4	5,3	5,3	3,5	3,2	3,8	5,9	6,2	5,3	3,4	4,3	5,9	8,1	6,5	4,5
Θ_W	°	10,5	11,7	32,8	5,7	12,1	10,7	11,1	35,5	7,7	17,5	13,8	17,5	44,1	9,1	18,6
H_{m0}	%	3,8	10,2	10,3	4,3	6,5	6,6	9,9	8,8	7,8	9,0	8,5	12,0	11,9	10,1	9,7
T_{m02}	%	1,0	2,8	1,2	0,6	1,5	1,5	2,4	1,0	1,4	2,0	1,8	3,3	1,6	1,7	2,3
Θ_m	°	-0,3	-2,7	11,2	0,7	-1,1	-2,9	-6,7	0,0	0,8	-1,1	0,8	-0,8	11,2	3,1	-0,1
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,0	1,0	3,0	1,9	2,1	3,6	3,8	4,9	2,8	3,2	2,4	1,9	3,7	1,7	2,0
Θ_W	°	1,2	9,5	4,2	0,5	3,7	6,1	6,1	17,9	3,8	8,8	3,8	8,4	10,6	2,7	6,5
H_{m0}	%	3,0	3,0	3,9	2,0	4,3	5,7	6,2	7,8	4,8	7,0	4,2	4,5	5,1	2,4	4,7
T_{m02}	%	0,7	1,1	0,4	0,3	0,9	1,4	1,8	1,0	0,9	1,6	0,9	1,5	0,6	0,5	1,0
Θ_m	°	-2,5	-7,0	0,0	-0,2	-2,7	-4,0	-9,4	-2,0	-0,4	-3,6	-2,8	-7,4	-0,5	-0,1	-2,9

Tab. 66: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 und einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,4	-0,6	1,3	0,2	-0,1	2,0	-0,7	2,4	-0,1	1,2	0,5	-1,9	-1,1	-0,3	-0,5
Θ_W	°	0,4	-3,2	-38,1	-4,7	-0,5	4,2	-0,4	20,8	1,1	4,3	-0,9	-9,4	-38,1	-5,9	-4,1
H_{m0}	%	1,9	-2,5	1,7	0,4	0,5	4,1	-1,0	5,7	1,1	4,1	1,1	-5,3	-1,6	-1,5	-0,8
T_{m02}	%	0,3	-0,1	0,0	0,0	0,0	1,0	0,4	0,9	0,3	1,0	0,1	-0,8	-0,3	-0,4	-0,4
Θ_m	°	-3,0	-9,6	-8,2	-1,9	-3,1	-4,1	-11,7	-7,2	-1,7	-3,8	-5,1	-12,8	-12,7	-2,6	-4,2
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	2,0	3,8	4,8	3,4	2,1	3,3	5,6	5,7	5,1	3,4	3,8	5,7	7,6	6,4	4,7
Θ_W	°	8,8	10,6	60,5	5,8	4,7	9,0	5,9	44,4	7,8	10,1	12,1	11,1	71,3	9,1	11,3
H_{m0}	%	3,7	7,9	11,5	5,4	3,7	6,4	8,0	10,0	9,0	7,5	7,2	10,0	13,2	11,3	8,4
T_{m02}	%	0,8	2,6	1,5	0,9	0,9	1,5	2,0	1,3	1,7	2,0	1,6	2,6	1,9	2,0	2,0
Θ_m	°	0,6	0,8	5,9	1,4	-1,2	-2,5	-3,2	-0,4	1,8	-1,2	1,6	2,7	5,9	2,9	0,9
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10}	%	1,6	0,6	2,3	2,1	1,7	3,2	2,9	4,2	3,0	2,2	2,0	1,4	3,0	1,9	1,7
Θ_W	°	1,6	3,2	5,8	1,1	0,6	6,5	4,0	36,1	4,3	5,6	4,2	4,5	12,2	3,3	3,3
H_{m0}	%	2,9	1,1	4,0	2,6	3,3	5,7	4,2	7,9	5,4	5,4	3,7	2,6	5,2	3,0	3,6
T_{m02}	%	0,6	0,3	0,5	0,4	0,7	1,1	1,2	1,1	1,0	1,3	0,8	0,7	0,6	0,6	0,8
Θ_m	°	-2,1	-4,7	1,7	0,3	-1,9	-3,4	-7,1	-3,2	-0,6	-2,9	-2,4	-5,1	0,5	0,6	-1,9

Tab. 67: Lokationen zur Analyse von Zeitreihen der Seegangsparameter aus instationären Simulationen, SWAN Detailmodell westliche Ostsee (WBSSC)

Stationsname	Lon (°E)	Lat (°N)	WBSSC Index Lon	WBSSC Index Lat	Wasser-tiefe (m)
Warnemünde 1	12,074997	54,204168	185	85	10,5
Brodten	10,908330	54,012502	115	62	9,8
Heiligenhafen	10,924997	54,395835	116	108	11,4

Tab. 68: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Referenzzeitraum 1971-2000 bzw. 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von C20 (C20_1, C20_2), SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1

Mittelwert		C20_1 1971-2000					C20_2 1971-2000				
Vari-able	Ein-heit	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON
H_{m0}	m	0,49	0,53	0,40	0,47	0,53	0,48	0,53	0,41	0,46	0,54
T_{m02}	s	1,64	1,70	1,54	1,64	1,69	1,65	1,71	1,56	1,63	1,71
Θ_m	°	295,6	286,8	320,9	295,8	278,0	297,6	294,4	328,5	295,5	275,2
Mittelwert		**C20_1 1961-1990**					**C20_2 1961-1990**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,49	0,54	0,40	0,47	0,55	0,48	0,54	0,41	0,45	0,53
T_{m02}	s	1,65	1,71	1,53	1,64	1,72	1,65	1,72	1,55	1,63	1,71
Θ_m	°	294,1	279,9	330,6	294,3	277,9	296,9	293,0	325,4	296,5	275,4

Tab. 69: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2021-2050, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1

Mittelwert		A1B_1 2021-2050					A1B_2 2021-2050				
Vari-able	Ein-heit	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON
H_{m0}	m	0,59	0,63	0,53	0,55	0,64	0,59	0,66	0,52	0,55	0,62
T_{m02}	s	2,95	2,99	2,88	2,92	3,00	2,95	3,03	2,87	2,92	2,98
Θ_m	°	317,9	313,4	332,0	316,1	308,8	318,9	311,7	337,7	313,8	311,0
Mittelwert		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,58	0,63	0,52	0,56	0,63	0,58	0,61	0,52	0,56	0,64
T_{m02}	s	2,94	2,98	2,88	2,93	3,00	2,94	2,97	2,88	2,92	3,01
Θ_m	°	321,7	318,8	341,7	315,1	310,1	320,3	320,0	334,1	316,2	309,8

Tab. 70: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2071-2100, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1

Mittelwert		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,60	0,67	0,52	0,55	0,64	0,60	0,65	0,52	0,56	0,66
T_{m02}	s	2,96	3,03	2,88	2,92	3,00	2,96	3,01	2,87	2,93	3,03
Θ_m	°	316,6	308,6	333,5	316,9	306,3	317,1	311,1	334,8	315,5	305,3
Mittelwert		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,59	0,65	0,53	0,56	0,64	0,59	0,62	0,53	0,57	0,63
T_{m02}	s	2,96	3,01	2,89	2,93	3,00	2,95	2,98	2,89	2,95	3,00
Θ_m	°	317,3	314,9	333,3	312,5	309,0	318,7	318,3	333,8	312,6	309,6

Tab. 71: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, Hinweis: Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,9	2,2	10,2	0,8	5,4	2,9	8,3	1,8	2,3	-0,5
T_{m02}	%	1,8	0,6	4,0	0,7	2,1	0,8	2,5	0,8	0,9	-0,7
Θ_m	°	-5,4	-13,2	-4,2	1,8	-6,5	-7,5	-19,7	0,8	-3,3	-5,9
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,8	2,9	5,4	0,1	5,1	1,9	-1,7	3,8	4,0	2,4
T_{m02}	%	1,5	1,4	2,4	0,3	2,1	0,6	-1,2	1,4	1,6	0,5
Θ_m	°	1,3	-1,4	21,4	-0,4	-5,9	-4,7	-15,0	-6,5	1,2	-4,6

Tab. 72: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, Hinweis: Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,9	0,3	9,7	1,6	2,1	2,9	7,0	1,4	2,6	0,5
T_{m02}	%	1,3	0,0	4,0	0,9	0,6	0,9	2,2	0,9	0,9	-0,3
Θ_m	°	-3,9	-6,3	-13,9	3,3	-6,4	-6,8	-18,3	3,9	-4,3	-6,1
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,8	1,0	4,9	0,9	1,7	1,9	-2,9	3,4	4,4	3,4
T_{m02}	%	1,0	0,8	2,4	0,6	0,6	0,6	-1,5	1,5	1,6	0,9
Θ_m	°	2,9	5,5	11,7	1,1	-5,8	-4,0	-13,5	-3,4	0,2	-4,8

Tab. 73: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, Hinweis: Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	4,6	8,1	6,8	0,9	7,6	5,5	4,9	4,5	5,6	6,8
T_{m02}	%	2,2	2,5	2,6	0,4	3,2	1,9	1,0	1,6	2,3	2,5
Θ_m	°	-6,4	-17,6	-3,0	3,2	-4,7	-8,0	-25,2	-6,5	1,3	-4,4
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	4,6	4,9	8,8	3,7	6,3	3,8	1,2	4,5	6,9	3,4
T_{m02}	%	2,3	1,5	3,1	1,6	2,7	1,3	-0,3	1,8	2,7	1,0
Θ_m	°	-6,3	-11,4	-2,4	-2,8	-5,4	-6,0	-16,1	-5,8	-2,1	-2,3

Tab. 74: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, Hinweis: Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	4,6	6,1	6,3	1,7	4,1	5,5	3,6	4,0	5,9	7,8
T_{m02}	%	1,7	1,9	2,6	0,7	1,7	1,9	0,7	1,7	2,4	2,9
Θ_m	°	-4,8	-10,6	-12,6	4,7	-4,7	-7,3	-23,8	-3,4	0,3	-4,6
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	4,6	3,0	8,3	4,4	2,9	3,8	0,0	4,1	7,3	4,5
T_{m02}	%	1,8	1,0	3,2	1,8	1,2	1,3	-0,6	1,9	2,7	1,4
Θ_m	°	-4,8	-4,5	-12,1	-1,2	-5,3	-5,3	-14,7	-2,7	-3,1	-2,5

Tab. 75: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Referenzzeitraum 1971-2000 bzw. 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von C20 (C20_1, C20_2), SWAN WBSSC, Lokation Brodten

Mittelwert		**C20_1 1971-2000**					**C20_2 1971-2000**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,31	0,34	0,33	0,29	0,31	0,31	0,34	0,34	0,28	0,30
T_{m02}	s	2,60	2,64	2,66	2,51	2,59	2,60	2,64	2,68	2,50	2,56
Θ_m	°	68,6	80,7	62,3	39,9	88,1	67,5	76,9	59,7	41,9	94,7
Mittelwert		**C20_1 1961-1990**					**C20_2 1961-1990**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,31	0,33	0,34	0,28	0,31	0,32	0,35	0,34	0,28	0,30
T_{m02}	s	2,59	2,62	2,69	2,49	2,58	2,60	2,65	2,68	2,51	2,56
Θ_m	°	69,2	85,2	63,6	40,5	90,2	68,7	79,7	61,0	44,6	92,9

Tab. 76: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2021-2050, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Brodten

Mittelwert		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,31	0,32	0,34	0,28	0,30	0,31	0,33	0,34	0,28	0,30
T_{m02}	s	2,57	2,59	2,65	2,50	2,53	2,58	2,59	2,68	2,49	2,55
Θ_m	°	67,6	91,9	56,6	34,1	100,1	72,5	99,8	60,5	43,3	99,7
Mittelwert		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,32	0,33	0,35	0,28	0,30	0,31	0,33	0,34	0,29	0,31
T_{m02}	s	2,60	2,62	2,72	2,50	2,55	2,59	2,63	2,66	2,51	2,56
Θ_m	°	69,2	83,8	59,9	41,2	103,2	69,9	85,9	57,8	42,4	102,9

Tab. 77: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2071-2100, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Brodten

Mittelwert		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,31	0,34	0,34	0,29	0,29	0,31	0,33	0,34	0,29	0,29
T_{m02}	s	2,57	2,60	2,66	2,51	2,52	2,57	2,59	2,66	2,51	2,53
Θ_m	°	69,9	114,1	59,5	35,4	105,8	69,3	107,2	56,2	28,7	123,5
Mittelwert		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,31	0,33	0,34	0,28	0,30	0,31	0,33	0,34	0,28	0,30
T_{m02}	s	2,58	2,61	2,67	2,48	2,54	2,58	2,61	2,66	2,49	2,54
Θ_m	°	69,5	95,9	60,7	26,8	101,5	68,8	87,1	59,9	28,5	100,3

Tab. 78: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Brodten, Hinweis: Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Variable	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	-0,9	-4,2	5,3	-0,9	-2,8	0,0	-1,5	2,6	1,1	-1,3
T_{m02}	%	-0,5	-2,1	1,9	-0,1	-1,8	-0,5	-1,6	1,0	0,2	-1,1
Θ_m	°	2,8	13,2	-29,8	4,8	12,6	-11,9	12,3	1,4	-7,3	-1,7
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,7	-1,4	10,8	-0,1	-1,3	-0,2	-3,9	-0,5	3,3	1,7
T_{m02}	%	0,9	-0,5	4,7	0,0	-0,8	-0,2	-1,8	-0,2	1,2	0,3
Θ_m	°	3,6	13,4	27,1	-0,5	7,7	-7,7	-7,4	-23,6	0,6	-0,9

Tab. 79: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Brodten, Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	-0,9	-2,4	1,6	1,2	-3,4	-0,4	-3,2	3,4	-0,3	-1,5
T_{m02}	%	-0,5	-1,1	0,3	0,8	-1,8	-0,6	-1,9	1,3	-0,6	-1,3
Θ_m	°	2,0	-2,2	(-61,1)	6,7	4,7	-8,5	10,6	1,2	-6,7	-0,2
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,7	0,4	6,9	2,0	-1,9	-0,6	-5,5	0,3	1,8	1,5
T_{m02}	%	0,9	0,5	3,0	0,9	-0,9	-0,4	-2,2	0,2	0,5	0,1
Θ_m	°	2,8	-2,0	-4,2	1,3	-0,3	-4,3	-9,1	-23,8	1,2	0,5

Tab. 80: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Brodten Hinweis: Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	-0,7	-1,4	3,8	-1,1	-3,8	-1,5	-3,4	-1,7	0,6	-0,8
T_{m02}	%	-0,8	-1,7	1,3	-0,5	-2,3	-0,9	-2,5	-0,7	0,3	-0,6
Θ_m	°	1,9	15,8	-23,7	8,6	17,8	-6,1	4,0	-29,1	2,9	6,5
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,0	-1,5	7,8	-1,5	-0,6	-0,6	-4,5	2,0	1,5	-0,7
T_{m02}	%	-0,1	-1,1	2,4	-1,0	-1,1	-0,6	-2,6	0,7	0,3	-0,8
Θ_m	°	1,1	11,6	-20,4	-0,7	13,9	-6,4	3,0	-16,9	-2,2	4,7

Tab. 81: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Brodten Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	-0,7	0,3	0,2	1,0	-4,4	-1,9	-5,0	-0,9	-0,8	-1,0
T_{m02}	%	-0,7	-0,7	-0,2	0,4	-2,4	-1,1	-2,9	-0,4	-0,4	-0,8
Θ_m	°	1,1	0,4	(-54,9)	10,5	9,9	-2,7	2,3	-29,2	3,5	7,9
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,0	0,3	4,0	0,6	-1,3	-1,0	-6,1	2,8	0,1	-0,9
T_{m02}	%	-0,1	-0,1	0,8	-0,1	-1,1	-0,7	-2,9	1,0	-0,4	-1,0
Θ_m	°	0,3	-3,8	(-51,7)	1,1	5,9	-3,0	1,2	-17,1	-1,5	6,1

Tab. 82: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Referenzzeitraum 1971-2000 bzw. 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von C20 (C20_1, C20_2), SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen

Mittelwert		**C20_1 1971-2000**					**C20_2 1971-2000**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,53	0,60	0,39	0,49	0,63	0,53	0,60	0,39	0,48	0,65
T_{m02}	s	2,98	3,02	2,85	2,98	3,07	2,98	3,02	2,85	2,97	3,10
Θ_m	°	306,7	302,6	322,0	306,3	296,7	306,5	304,8	324,5	305,6	293,5
Mittelwert		**C20_1 1961-1990**					**C20_2 1961-1990**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,53	0,61	0,38	0,49	0,64	0,53	0,61	0,39	0,47	0,64
T_{m02}	s	2,99	3,04	2,84	2,98	3,09	2,98	3,02	2,85	2,96	3,09
Θ_m	°	305,9	299,1	327,3	305,3	295,1	306,1	303,8	322,7	305,9	293,6

Tab. 83: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2021-2050, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridverfahren, SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen

Mittelwert		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,55	0,62	0,43	0,49	0,67	0,55	0,66	0,40	0,49	0,65
T_{m02}	s	3,01	3,06	2,88	2,98	3,12	3,00	3,10	2,85	2,98	3,09
Θ_m	°	302,9	294,7	319,1	306,7	292,0	303,6	294,2	327,4	304,1	292,4
Mittelwert		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,54	0,61	0,40	0,49	0,67	0,54	0,60	0,41	0,50	0,66
T_{m02}	s	3,00	3,04	2,85	2,98	3,12	3,00	3,02	2,87	2,99	3,11
Θ_m	°	306,5	299,9	333,2	305,5	292,5	304,5	298,7	321,3	306,3	292,3

Tab. 84: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2071-2100, ECHAM5/MPIOM COSMO-CLM A1B_1, B1_1, A1B_2 und B1_2, SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen

Mittelwert		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,56	0,66	0,42	0,50	0,68	0,56	0,64	0,42	0,51	0,69
T_{m02}	s	3,02	3,09	2,88	2,99	3,14	3,03	3,08	2,87	3,00	3,15
Θ_m	°	301,8	290,7	320,1	307,0	291,3	302,6	292,0	322,3	306,3	291,0
Mittelwert		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	m	0,56	0,63	0,42	0,51	0,67	0,55	0,61	0,42	0,52	0,67
T_{m02}	s	3,02	3,06	2,88	3,00	3,12	3,01	3,03	2,88	3,01	3,13
Θ_m	°	302,6	295,9	322,0	303,7	291,9	303,7	297,9	321,7	304,2	292,4

Tab. 85: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen Hinweise: unplausible Werte in Klammern und Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,7	1,5	9,6	1,0	4,4	2,7	8,0	1,8	2,3	-1,0
T_{m02}	%	1,7	0,6	3,8	0,7	1,9	0,9	2,9	0,7	0,8	-0,7
Θ_m	°	-1,1	-1,4	-6,0	2,4	4,0	-8,1	-11,1	3,6	-4,5	-3,7
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,2	1,5	3,8	-0,4	4,3	1,7	-1,7	4,3	3,7	1,8
T_{m02}	%	1,0	0,8	1,5	0,0	1,9	0,7	-0,8	1,8	1,3	0,6
Θ_m	°	2,8	5,3	(39,4)	-0,3	2,7	-5,2	-17,3	-11,2	0,4	-2,4

Tab. 86: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, Hinweis: Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2021-2050**					**A1B_2 2021-2050**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,7	-0,6	10,2	1,6	1,8	2,8	6,6	1,1	3,5	-0,1
T_{m02}	%	1,3	-0,2	4,2	0,9	0,7	0,9	2,4	0,6	1,2	-0,3
Θ_m	°	-0,4	-2,3	-27,6	3,8	-0,7	-6,2	-7,8	9,1	-4,6	-3,4
Differenz Δ		**B1_1 2021-2050**					**B1_2 2021-2050**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,2	-0,6	4,3	0,2	1,7	1,8	-3,0	3,6	4,9	2,7
T_{m02}	%	0,6	-0,1	1,9	0,2	0,8	0,8	-1,2	1,7	1,7	0,9
Θ_m	°	3,5	4,4	17,8	1,1	-2,0	-3,3	-14,0	-5,8	0,3	-2,0

Tab. 87: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, unplausible Werte in Klammern, die Veränderungen der Richtungen sind im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	4,4	6,6	7,4	1,2	6,4	5,0	4,1	5,2	5,8	5,1
T_{m02}	%	2,3	2,4	2,8	0,7	2,9	2,0	1,4	2,0	2,5	2,1
Θ_m	°	-2,2	-7,5	-3,6	5,1	7,5	-6,2	-16,7	-11,4	2,1	0,4
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	4,4	3,5	8,8	3,9	5,6	3,8	1,0	5,1	7,0	3,2
T_{m02}	%	2,3	1,3	3,2	2,0	2,6	1,4	0,1	2,1	2,8	1,1
Θ_m	°	-2,6	-4,1	-4,3	-0,9	4,9	-5,5	-12,7	-10,3	-1,7	1,0

Tab. 88: Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, Hinweise: Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Differenz Δ		**A1B_1 2071-2100**					**A1B_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	4,4	4,4	7,9	1,8	3,8	5,1	2,8	4,5	7,1	6,1
T_{m02}	%	1,9	1,5	3,3	0,9	1,7	2,0	0,9	1,9	2,9	2,4
Θ_m	°	-1,4	-8,4	-25,2	6,5	2,7	-4,3	-13,4	-6,0	2,0	0,8
Differenz Δ		**B1_1 2071-2100**					**B1_2 2071-2100**				
Vari-able	**Ein-heit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	4,4	1,4	9,4	4,6	3,1	3,9	-0,3	4,4	8,3	4,1
T_{m02}	%	1,9	0,4	3,7	2,2	1,4	1,5	-0,4	1,9	3,2	1,4
Θ_m	°	-1,9	-5,0	-25,9	0,5	0,1	-3,5	-9,4	-4,8	-1,8	1,4

Tab. 89: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Diff. Δ Minimum		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,8	-1,7	1,8	0,1	-0,5	3,8	1,2	4,5	0,9	3,4	1,4	-4,9	-1,0	-2,1	-1,9
T_{m02}	%	0,6	-1,2	0,8	0,3	-0,7	1,3	-0,3	1,6	0,4	1,0	0,3	-2,6	-0,1	-0,6	-1,2
Θ_m	°	-7,5	-19,7	-6,5	-3,3	-6,5	-8,0	-25,2	-6,5	-2,8	-5,4	-9,1	-26,6	-13,0	-3,8	-9,5
Diff. Δ Maximum		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,9	8,3	10,2	4,0	5,4	5,5	8,1	8,8	6,9	7,6	7,3	9,6	11,6	9,9	9,1
T_{m02}	%	1,8	2,5	4,0	1,6	2,1	2,3	2,5	3,1	2,7	3,2	2,9	3,3	4,5	3,9	4,0
Θ_m	°	1,3	-1,4	21,4	1,8	-4,6	-6,0	-11,4	-2,4	3,2	-2,3	3,4	3,1	21,4	4,8	-0,1
Diff. Δ Median		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,4	2,5	4,6	1,5	3,7	4,6	4,9	5,7	4,6	6,5	3,5	3,4	4,8	2,5	4,3
T_{m02}	%	1,2	1,0	1,9	0,8	1,3	2,0	1,3	2,2	2,0	2,6	1,4	1,0	1,9	1,1	1,6
Θ_m	°	-5,1	-14,1	-1,7	0,4	-5,9	-6,3	-16,9	-4,4	-0,4	-4,6	-4,8	-13,6	-2,4	0,5	-4,3

Tab. 90: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,8	-2,9	1,4	0,9	0,5	3,8	0,0	4,0	1,7	2,9	1,0	-6,0	-1,5	-1,4	-2,0
T_{m02}	%	0,6	-1,5	0,9	0,6	-0,3	1,3	-0,6	1,7	0,7	1,2	0,4	-2,9	-0,1	-0,4	-1,1
Θ_m	°	-6,8	-18,3	-13,9	-4,3	-6,4	-7,3	-23,8	-12,6	-3,1	-5,3	-8,4	-25,2	-22,7	-4,8	-9,8
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,9	7,0	9,7	4,4	3,4	5,5	6,1	8,3	7,3	7,8	5,9	7,6	11,1	10,2	8,1
T_{m02}	%	1,3	2,2	4,0	1,6	0,9	1,9	1,9	3,2	2,7	2,9	2,4	2,7	4,6	3,9	2,9
Θ_m	°	2,9	5,5	11,7	3,3	-4,8	-4,8	-4,5	-2,7	4,7	-2,5	5,0	10,0	11,7	5,3	0,0
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,4	0,6	4,1	2,1	1,9	4,6	3,3	5,2	5,2	4,3	3,1	1,7	4,3	3,0	2,6
T_{m02}	%	0,9	0,4	2,0	0,9	0,6	1,8	0,8	2,2	2,1	1,6	1,2	0,6	2,0	1,2	0,8
Θ_m	°	-4,0	-9,9	0,2	0,6	-6,0	-5,1	-12,7	-7,8	-0,5	-4,6	-3,6	-9,4	-0,8	0,8	-4,4

Tab. 91: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Brodten, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv und unplausible Werte in Klammern

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	-0,9	-4,2	-0,5	-0,9	-2,8	-1,5	-4,5	-1,7	-1,5	-3,8	-3,4	-8,2	-4,2	-1,7	-4,0
T_{m02}	%	-0,5	-2,1	-0,2	-0,1	-1,8	-0,9	-2,6	-0,7	-1,0	-2,3	-1,6	-4,2	-1,6	-1,0	-2,3
Θ_m	°	-11,9	-7,4	-29,8	-7,3	-1,7	-6,4	3,0	-29,1	-2,2	4,7	-12,7	-19,3	(-64,8)	-8,1	-4,6
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,7	-1,4	10,8	3,3	1,7	1,0	-1,4	7,8	1,5	-0,6	3,1	1,3	11,1	4,1	2,5
T_{m02}	%	0,9	-0,5	4,7	1,2	0,3	-0,1	-1,1	2,4	0,3	-0,6	1,3	0,8	4,7	1,3	0,6
Θ_m	°	3,6	13,4	27,1	4,8	12,6	1,9	15,8	-16,9	8,6	17,8	9,4	24,7	27,1	8,6	19,2
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	-0,1	-2,7	4,0	0,5	-1,3	-0,6	-2,4	2,9	-0,3	-0,8	-0,3	-3,5	3,1	0,7	-1,2
T_{m02}	%	-0,3	-1,7	1,4	0,1	-0,9	-0,7	-2,1	1,0	-0,1	-0,9	-0,3	-1,9	1,2	0,2	-0,9
Θ_m	°	-2,4	12,8	-11,1	0,0	3,4	-2,5	7,8	-22,0	1,1	10,2	-1,5	11,0	-12,4	0,7	6,5

Tab. 92: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Brodten, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv und unplausible Werte in Klammern

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	-0,9	-5,5	0,3	-0,3	-3,4	-1,9	-6,1	-0,9	-0,8	-4,4	-3,8	-9,7	-3,4	-2,2	-4,5
T_{m02}	%	-0,6	-2,2	0,2	-0,6	-1,8	-1,1	-2,9	-0,4	-0,4	-2,4	-1,7	-4,6	-1,9	-1,1	-2,4
Θ_m	°	-8,5	-9,1	(-61,1)	-6,7	-0,3	-3,0	-3,8	(-54,9)	-1,5	5,9	-9,2	-21,0	(-96,1)	-7,5	-3,6
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,7	0,4	6,9	2,0	1,5	1,0	0,3	4,0	1,0	-0,9	2,9	3,2	7,3	3,8	2,3
T_{m02}	%	0,9	0,5	3,0	0,9	0,1	-0,1	-0,1	1,0	0,4	-0,8	1,4	1,8	3,0	1,4	0,4
Θ_m	°	2,8	10,6	1,2	6,7	4,7	1,1	2,3	-17,1	10,5	9,9	8,6	11,6	9,2	10,5	11,3
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	-0,5	-2,8	2,5	1,5	-1,7	-0,9	-2,4	1,5	0,3	-1,1	-0,6	-3,4	1,7	1,3	-1,6
T_{m02}	%	-0,4	-1,5	0,8	0,6	-1,1	-0,7	-1,8	0,3	-0,2	-1,1	-0,4	-1,6	0,8	0,4	-1,1
Θ_m	°	-1,1	-2,1	-14,0	1,3	0,1	-1,2	0,8	-40,5	2,3	7,0	-0,2	0,6	-19,8	2,0	3,2

Tab. 93: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv sowie unplausible Werte in Klammern

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,2	-1,7	1,8	-0,4	-1,0	3,8	1,0	5,1	1,2	3,2	1,3	-4,5	-2,1	-2,6	-2,2
T_{m02}	%	0,7	-0,8	0,7	0,0	-0,7	1,4	0,1	2,0	0,7	1,1	0,5	-2,0	-0,8	-0,8	-1,1
Θ_m	°	-8,1	-17,3	-11,2	-4,5	-3,7	-6,2	-16,7	-11,4	-1,7	0,4	-9,0	-23,5	-18,1	-5,1	-5,9
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,7	8,0	9,6	3,7	4,4	5,0	6,6	8,8	7,0	6,4	6,8	8,0	11,2	9,7	7,2
T_{m02}	%	1,7	2,9	3,8	1,3	1,9	2,3	2,4	3,2	2,8	2,9	2,9	3,0	4,3	3,8	3,3
Θ_m	°	2,8	5,3	(39,4)	2,4	4,0	-2,2	-4,1	-3,6	5,1	7,5	5,8	8,5	(39,4)	5,2	10,1
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,2	1,5	4,1	1,6	3,0	4,4	3,8	6,3	4,9	5,4	3,0	2,6	4,6	2,4	3,5
T_{m02}	%	0,9	0,7	1,6	0,8	1,3	2,1	1,3	2,4	2,2	2,4	1,3	1,0	1,8	1,1	1,5
Θ_m	°	-3,2	-6,3	-1,2	0,1	0,2	-4,0	-10,1	-7,3	0,6	2,9	-2,7	-7,7	-3,2	0,8	2,0

Tab. 94: Minimum, Maximum sowie Median der Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050, 2071-2100 sowie 2001-2030 bis 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, Hinweise: Farbskala von -10% bzw. -10° (blau) bis +10% bzw. +10° (rot) und Null mittig (weiß) sowie Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv und unplausible Werte in Klammern

Minimum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,2	-3,0	1,1	0,2	-0,1	3,9	-0,3	4,4	1,8	3,1	0,5	-5,7	-1,6	-2,0	-1,7
T_{m02}	%	0,6	-1,2	0,6	0,2	-0,3	1,5	-0,4	1,9	0,9	1,4	0,4	-2,4	-0,4	-0,6	-0,8
Θ_m	°	-6,2	-14,0	-27,6	-4,6	-3,4	-4,3	-13,4	-25,9	-1,8	0,1	-7,1	-20,2	(-39,7)	-5,2	-5,5
Maximum Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,8	6,6	10,2	4,9	2,7	5,1	4,4	9,4	8,3	6,1	5,6	6,7	11,8	11,0	6,7
T_{m02}	%	1,3	2,4	4,2	1,7	0,9	2,0	1,5	3,7	3,2	2,4	2,5	2,5	4,7	4,3	2,6
Θ_m	°	3,5	4,4	17,8	3,8	-0,7	-1,4	-5,0	-4,8	6,5	2,7	6,5	7,6	18,0	6,7	5,4
Median Δ		**2021-2050**					**2071-2100**					**2001-2030 bis 2071-2100**				
Variable	**Einheit**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,3	-0,6	3,9	2,5	1,8	4,4	2,1	6,2	5,8	4,0	3,0	0,4	4,5	3,4	2,2
T_{m02}	%	0,8	-0,1	1,8	1,0	0,7	1,9	0,7	2,6	2,5	1,6	1,1	0,3	2,0	1,4	0,8
Θ_m	°	-1,8	-5,1	1,6	0,7	-2,0	-2,7	-8,9	-15,6	1,3	1,1	-1,3	-6,5	-3,3	1,4	-0,2

Tab. 95: Mittelwerte (Mw.) sowie Differenz Δ der 30-Jahres-Mittelwerte für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_W in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5, RCP8.5 und HIST (RCP4.5_1, RCP8.5_1 und HIST_1), SWAN WBSSC, Hinweis: Veränderungen der Richtungen im Uhrzeigersinn positiv

	Sign. Wellenhöhe (H_{m0})			**Mittlere Wellenperiode (T_{m02})**			**Mittlere Wellenanlauf-richtung (θ_m)**			**Windgeschwindigkeit (U_{10})**			**Windrichtung (θ_W)**		
	Mw. HIST_1 (m)	**Differenz Δ RCP4.5_1 / RCP8.5_1 (%)**		**Mw. HIST_1 (s)**	**Differenz Δ RCP4.5_1 / RCP8.5_1 (%)**		**Mw. HIST_1 (°)**	**Differenz Δ RCP4.5_1 / RCP8.5_1 (°)**		**Mw. HIST_1 (m/s)**	**Differenz Δ RCP4.5_1 / RCP8.5_1 (%)**		**Mw. HIST_1 (°)**	**Differenz Δ RCP4.5_1 / RCP8.5_1 (°)**	
Zeitraum/ Lokation	**1971-2000**	**2021-2050**	**2071-2100**	**1971-2000**	**2021-2050**	**2071-2100**	**1971-2000**	**2021-2050**	**2071-2100**	**1971-2000**	**2021-2050**	**2071-2100**	**1971-2000**	**2021-2050**	**2071-2100**
Warne-münde1	0,46	-3/-0	-1/+3	1,98	-2/+0	-1/+2	308	-1/-2	~0/-7	5,83	-2/-0	-1/+2	245	-4/+3	+1/+5
Brodten	0,31	-2/-2	-2/-2	1,63	-1/-1	-1/-2	329	-2/-7	-2/-26	5,28	-2/-1	-1/+2	244	-5/+2	~0/+4
Heiligen-hafen	0,41	-3/+0	-1/+4	1,83	-2/+0	-0/+2	306	-2/-2	~0/-6	6,17	-2/-1	-1/+2	245	-5/+2	+1/+4

Tab. 96: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,1	10,1	8,4	3,9	5,9	1,6	6,8	4,3	6,0	4,1
T_{m02}	%	1,2	3,7	3,2	1,3	2,8	1,0	2,7	1,6	2,2	2,2
Θ_m	°	8,8	18,3	27,9	5,1	2,0	2,0	13,7	4,1	6,0	3,1

Tab. 97: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung $\Theta_m$in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1961-1990)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,1	9,9	8,4	3,5	2,9	1,6	6,0	4,3	5,6	4,9
T_{m02}	%	0,7	3,7	3,1	1,1	1,2	0,6	2,5	1,5	2,0	1,8
Θ_m	°	9,6	23,8	25,6	7,6	1,7	2,6	19,2	9,9	7,8	2,8

Tab. 98: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite Hybrid (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,3	8,6	2,9	3,0	3,3	1,6	7,7	4,0	6,1	4,3
T_{m02}	%	0,3	2,0	0,5	0,6	0,8	0,2	1,5	0,7	1,3	1,0
Θ_m	°	3,8	8,3	9,7	2,4	7,7	2,6	9,0	1,7	4,5	8,8

Tab. 99: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite Hybrid (1961-1990)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,7	8,4	2,5	1,5	4,1	1,1	7,1	3,5	4,5	5,9
T_{m02}	%	0,4	2,0	0,6	0,3	0,8	0,3	1,1	0,7	1,0	1,4
Θ_m	°	3,8	11,1	9,7	4,0	3,6	1,6	7,8	3,6	6,0	4,8

Tab. 100: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, größere Werte im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,1	10,1	8,4	3,9	5,9	1,6	6,8	4,3	6,0	4,1
T_{m02}	%	1,2	3,7	3,2	1,3	2,8	1,0	2,7	1,6	2,2	2,2
Θ_m	°	8,8	18,3	27,9	5,1	2,0	2,0	13,7	4,1	6,0	3,1

Tab. 101: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1, größere Werte im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 sind farblich markiert

Bandbreite Hybrid (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,3	8,6	2,9	3,0	3,3	1,6	7,7	4,0	6,1	4,3
T_{m02}	%	0,3	2,0	0,5	0,6	0,8	0,2	1,5	0,7	1,3	1,0
Θ_m	°	3,8	8,3	9,7	2,4	7,7	2,6	9,0	1,7	4,5	8,8

Tab. 102: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, größere Werte im Vergleich zum Hybridverfahren sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,1	10,1	8,4	3,9	5,9	1,6	6,8	4,3	6,0	4,1
T_{m02}	%	1,2	3,7	3,2	1,3	2,8	1,0	2,7	1,6	2,2	2,2
Θ_m	°	8,8	18,3	27,9	5,1	2,0	2,0	13,7	4,1	6,0	3,1

Tab. 103: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Warnemünde 1, größere Werte im Vergleich zum Hybridverfahren sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1961-1990)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,1	9,9	8,4	3,5	2,9	1,6	6,0	4,3	5,6	4,9
T_{m02}	%	0,7	3,7	3,1	1,1	1,2	0,6	2,5	1,5	2,0	1,8
Θ_m	°	9,6	23,8	25,6	7,6	1,7	2,6	19,2	9,9	7,8	2,8

Tab. 104: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Brodten, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,6	2,8	11,3	4,1	4,4	2,5	3,1	9,5	3,0	3,2
T_{m02}	%	1,4	1,6	4,9	1,3	2,0	0,8	1,5	3,1	1,3	1,7
Θ_m	°	15,5	20,8	57,0	12,2	14,3	8,4	12,9	12,1	10,8	13,1

Tab. 105: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Brodten, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1961-1990)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,6	5,9	6,6	2,3	4,9	2,9	6,4	5,0	1,9	3,5
T_{m02}	%	1,5	2,7	2,9	1,5	1,9	1,0	2,8	1,4	0,8	1,6
Θ_m	°	11,2	19,7	62,3	13,4	4,9	4,2	6,1	37,8	12,0	4,0

Tab. 106: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Brodten, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite Hybrid (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,6	3,4	8,6	4,6	7,8	0,8	4,1	5,5	5,5	4,8
T_{m02}	%	1,1	1,5	2,9	0,8	2,4	0,3	0,8	1,2	1,4	2,0
Θ_m	°	6,0	19,9	6,5	7,2	10,2	0,9	23,1	3,7	9,0	23,2

Tab. 107: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Brodten, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite Hybrid (1961-1990)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,6	5,7	5,6	2,5	6,4	1,4	7,2	2,1	2,9	3,4
T_{m02}	%	1,1	2,2	2,6	0,9	1,5	0,4	1,9	0,5	1,4	1,1
Θ_m	°	5,5	21,6	6,4	7,1	6,3	0,5	21,5	3,7	11,0	23,2

Tab. 108: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Brodten, größere Werte im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,6	2,8	11,3	4,1	4,4	2,5	3,1	9,5	3,0	3,2
T_{m02}	%	1,4	1,6	4,9	1,3	2,0	0,8	1,5	3,1	1,3	1,7
Θ_m	°	15,5	20,8	57,0	12,2	14,3	8,4	12,9	12,1	10,8	13,1

Tab. 109: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Brodten, größere Werte im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 sind farblich markiert

Bandbreite Hybrid (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,6	3,4	8,6	4,6	7,8	0,8	4,1	5,5	5,5	4,8
T_{m02}	%	1,1	1,5	2,9	0,8	2,4	0,3	0,8	1,2	1,4	2,0
Θ_m	°	6,0	19,9	6,5	7,2	10,2	0,9	23,1	3,7	9,0	23,2

Tab. 110: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Brodten, größere Werte im Vergleich zum Hybridverfahren sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,6	2,8	11,3	4,1	4,4	2,5	3,1	9,5	3,0	3,2
T_{m02}	%	1,4	1,6	4,9	1,3	2,0	0,8	1,5	3,1	1,3	1,7
Θ_m	°	15,5	20,8	57,0	12,2	14,3	8,4	12,9	12,1	10,8	13,1

Tab. 111: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Brodten, größere Werte im Vergleich zum Hybridverfahren sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1961-1990)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	2,6	5,9	6,6	2,3	4,9	2,9	6,4	5,0	1,9	3,5
T_{m02}	%	1,5	2,7	2,9	1,5	1,9	1,0	2,8	1,4	0,8	1,6
Θ_m	°	11,2	19,7	62,3	13,4	4,9	4,2	6,1	37,8	12,0	4,0

Tab. 112: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,6	9,7	7,8	4,1	5,4	1,2	5,6	3,7	5,9	3,1
T_{m02}	%	1,0	3,7	3,0	1,3	2,6	0,9	2,3	1,2	2,1	1,9
Θ_m	°	10,9	22,6	50,6	6,9	7,8	4,0	12,6	7,8	6,8	7,1

Tab. 113: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1961-1990)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,6	9,6	9,1	4,7	2,8	1,2	4,7	5,0	6,5	3,0
T_{m02}	%	0,7	3,7	3,7	1,5	1,3	0,5	1,9	1,8	2,3	1,1
Θ_m	°	9,7	18,4	45,4	8,4	2,6	2,9	8,4	21,0	8,3	2,6

Tab. 114: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite Hybrid (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,9	10,7	7,6	3,9	6,8	2,4	8,9	2,1	6,7	5,8
T_{m02}	%	0,6	2,7	1,1	0,6	1,7	0,5	1,8	0,0	1,0	1,2
Θ_m	°	3,6	7,9	14,4	2,3	3,6	2,1	6,1	2,8	3,4	4,3

Tab. 115: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, größere Werte im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 sind farblich markiert

Bandbreite Hybrid (1961-1990)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,8	10,5	9,8	5,0	3,2	2,4	9,0	4,4	7,9	3,4
T_{m02}	%	0,6	2,7	1,5	0,9	0,8	0,6	1,6	0,4	1,3	1,0
Θ_m	°	3,6	10,4	14,1	3,2	1,9	1,7	8,5	6,8	3,5	2,6

Tab. 116: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, größere Werte im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,6	9,7	7,8	4,1	5,4	1,2	5,6	3,7	5,9	3,1
T_{m02}	%	1,0	3,7	3,0	1,3	2,6	0,9	2,3	1,2	2,1	1,9
Θ_m	°	10,9	22,6	50,6	6,9	7,8	4,0	12,6	7,8	6,8	7,1

Tab. 117: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Heiligenhafen, größere Werte im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990 sind farblich markiert

Bandbreite Hybrid (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,9	10,7	7,6	3,9	6,8	2,4	8,9	2,1	6,7	5,8
T_{m02}	%	0,6	2,7	1,1	0,6	1,7	0,5	1,8	0,0	1,0	1,2
Θ_m	°	3,6	7,9	14,4	2,3	3,6	2,1	6,1	2,8	3,4	4,3

Tab. 118: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, größere Werte im Vergleich zum Hybridverfahren sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1971-2000)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,6	9,7	7,8	4,1	5,4	1,2	5,6	3,7	5,9	3,1
T_{m02}	%	1,0	3,7	3,0	1,3	2,6	0,9	2,3	1,2	2,1	1,9
Θ_m	°	10,9	22,6	50,6	6,9	7,8	4,0	12,6	7,8	6,8	7,1

Tab. 119: Bandbreite der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02} und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-1990, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, SWAN WBSSC, Lokation Heiligenhafen, größere Werte im Vergleich zum Hybridverfahren sind farblich markiert

Bandbreite WBSSC (1961-1990)		**2021-2050**					**2071-2100**				
		Jahr	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
H_{m0}	%	1,6	9,6	9,1	4,7	2,8	1,2	4,7	5,0	6,5	3,0
T_{m02}	%	0,7	3,7	3,7	1,5	1,3	0,5	1,9	1,8	2,3	1,1
Θ_m	°	9,7	18,4	45,4	8,4	2,6	2,9	8,4	21,0	8,3	2,6

Tab. 120: Klassen zur Bewertung der Übereinstimmung von Veränderungen der Differenzen von prozentualen Häufigkeiten Δ_p für die signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie Windrichtung Θ_W für eine Mehrheit statistisch signifikanter Veränderungen je Klasse

Variable	Einheit	Bereich 1 Beginn	Bereich 1 Ende	Bereich 2 Beginn	Bereich 2 Ende	Anzahl Klassen
H_{m0}	m	[0, 0.25)	[2.25,2.5)	-	-	10
T_{m02}	s	[1,1.5)	[5.5,6)	-	-	10
Θ_m	°	[345,15)	[75,105)	[225,255)	[315,345)	8
U_{10}	m/s	[0,2)	[18,20)	-	-	10
Θ_W	°	[345,15)	[75,105)	[225,255)	[315,345)	8

Tab. 121: Übereinstimmung (farbig < 0,5 Blau, 0,5 = Weiß, ≤ 1 Rot) signifikanter Veränderungen im Jahresmittel (Jahr) bzw. saisonaler Veränderungen im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) von prozentualen Häufigkeiten Δ_p in ausgewählten Klassen (Anzahl = m, Tab. 120) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5, RCP4.5 bzw. RCP2.6 (Anzahl = n), Lokation Warnemünde 1

			2021-2050					2071-2100				
		m	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON
RCP2.6 n = 7	U_{10}	10	0,70	0,00	0,20	0,50	0,40	0,30	0,50	0,40	0,40	0,20
	Θ_W	8	0,63	0,38	0,25	0,63	0,63	0,25	0,63	0,38	0,63	0,75
	H_{m0}	10	0,40	0,20	0,10	0,50	0,70	0,20	0,50	0,10	0,30	0,30
	T_{m02}	10	0,60	0,30	0,20	0,50	0,40	0,20	0,60	0,20	0,50	0,40
	Θ_m	8	0,50	0,50	0,25	0,25	0,25	0,63	0,63	0,50	0,38	0,63
RCP4.5 n = 2	U_{10}	10	0,00	0,10	0,20	0,00	0,10	0,00	0,20	0,10	0,30	0,10
	Θ_W	8	0,13	0,00	0,00	0,50	0,50	0,38	0,50	0,50	0,50	0,13
	H_{m0}	10	0,00	0,10	0,40	0,00	0,40	0,20	0,20	0,20	0,30	0,40
	T_{m02}	10	0,00	0,40	0,30	0,00	0,50	0,10	0,30	0,10	0,30	0,30
	Θ_m	8	0,38	0,00	0,00	0,13	0,13	0,38	0,50	0,25	0,38	0,25
RCP8.5 n = 5	U_{10}	10	0,80	0,30	0,40	0,30	0,80	0,90	0,50	0,70	0,70	0,90
	Θ_W	8	0,63	0,75	0,50	0,63	0,63	1,00	0,50	1,00	0,88	1,00
	H_{m0}	10	0,60	0,10	0,30	0,70	0,40	1,00	0,60	0,60	0,80	0,90
	T_{m02}	10	0,60	0,40	0,20	0,50	0,70	1,00	0,60	0,90	0,70	0,60
	Θ_m	8	0,63	0,75	0,38	0,75	0,50	0,75	0,25	0,88	0,88	0,63

Tab. 122: Übereinstimmung (farbig < 0,5 Blau, 0,5 = Weiß, ≤ 1 Rot) signifikanter Veränderungen im Jahresmittel (Jahr) bzw. saisonaler Veränderungen im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) von prozentualen Häufigkeiten Δ_p in ausgewählten Klassen (Anzahl = m, Tab. 120) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5, RCP4.5 bzw. RCP2.6 (Anzahl = n), Lokation Brodten

			2021-2050					2071-2100				
		m	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr	DJF	MAM	JJA	SON
RCP2.6 n = 7	U_{10}	10	0,50	0,00	0,10	0,40	0,50	0,40	0,40	0,50	0,40	0,40
	Θ_W	8	0,38	0,38	0,25	0,38	0,50	0,63	0,50	0,00	0,38	0,50
	H_{m0}	10	0,40	0,20	0,20	0,40	0,30	0,30	0,40	0,20	0,50	0,30
	T_{m02}	10	0,10	0,10	0,10	0,40	0,20	0,10	0,20	0,30	0,30	0,10
	Θ_m	8	0,75	0,63	0,25	0,75	0,63	0,38	0,63	0,50	0,75	0,50
RCP4.5 n = 2	U_{10}	10	0,00	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,20	0,20	0,20	0,30
	Θ_W	8	0,00	0,00	0,00	0,38	0,13	0,38	0,50	0,38	0,38	0,13
	H_{m0}	10	0,00	0,20	0,10	0,00	0,00	0,10	0,20	0,30	0,20	0,10
	T_{m02}	10	0,10	0,00	0,20	0,30	0,10	0,40	0,40	0,30	0,30	0,20
	Θ_m	8	0,13	0,00	0,25	0,25	0,25	0,38	0,38	0,63	0,38	0,25
RCP8.5 n = 5	U_{10}	10	0,70	0,50	0,30	0,10	0,50	0,70	0,40	0,40	0,50	0,80
	Θ_W	8	0,75	0,50	0,38	0,50	0,50	1,00	0,38	0,75	0,75	0,75
	H_{m0}	10	0,30	0,70	0,50	0,50	0,60	0,80	0,30	0,70	0,80	0,70
	T_{m02}	10	0,20	0,40	0,20	0,50	0,50	0,60	0,50	0,80	0,70	0,70
	Θ_m	8	0,88	0,50	0,50	0,50	0,63	0,88	0,50	0,88	1,00	0,88

Tab. 123: Schwellenwerte (Min = Minimum, Max = Maximum) der unteren Grenze von relativen bzw. absoluten Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W (Dreier et al. 2021, Table S2)

	U_{10} (%)	Θ_w (°)	H_{m0} (%)	T_{m02} (%)	Θ_m (°)
Min	2	2	2	0,35	2
Max	4	4	4	0,7	4

Tab. 124: Bandbreite der minimalen / maximalen relativen bzw. absoluten Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ausgewählten Klassen (Markierung: 50% fett, > 50% bzw. > 67% einfach bzw. doppelt unterstrichen), Lokation Warnemünde 1 (nach Dreier et al. 2021, Table S3)

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (%)	0	0	0	0	**+2,6 / +4,1**	**+2,8 / +3,8**	0	**+2,8 / +4,0**	**+3,6 / +5,5**	**+3,8 / +6,7**
Θ_W (°)	**+5,2 / +7,5**	**+2,9 / +3,9**	**-26,9 / -4,8**	**+3,4 / +9,5**	**+8,5 / +30,9**	**+5,4 / +16,7**	**-8,2 / -4,0**	**-54,2 / -14,7**	**+5,2 / +10,3**	**+3,1 / +40,0**
H_{m0} (%)	0	0	+2,2 / +5,8	0	+4,2 / 4,7	**+4,0 / +5,6**	**+2,3 / +2,7**	**+4,2 / +5,8**	**+5,4 / 7,0**	**+6,0 / +10,8**
T_{m02} (%)	**+0,4 / +1,0**	0	+0,9 / +1,2	**+0,4 / +1,5**	**+1,0 / +1,5**	**+0,9 / +1,6**	0	**+0,8 / +1,4**	**+1,2 / +1,5**	**+1,5 / +3,6**
Θ_m (°)	0	**+2,6 / +6,2**	0	**-5,5 / -2,8**	**-6,0 / -2,7**	**-7,4 / -3,0**	0	**-9,8 / -4,0**	**-5,6 / -2,7**	**-18,9 / -2,2**

Tab. 125: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), Lokation Warnemünde 1 (nach Dreier et al. 2021, Table S6)

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (m/s)	0	0	0	0	7,3	6,8	0	6,1	5,7	7,4
Θ_W (°)	246,1	238,9	308,6	275,8	223,3	246,1	241,2	308,6	268,3	227,9
H_{m0} (m)	0	0	0,6	0	0,8	0,7	0,9	0,6	0,6	0,8
T_{m02} (s)	3,1	0	3,0	3,0	3,1	3,1	0	3,0	3,0	3,1
Θ_m (°)	0	305,7	0	319,1	316,4	322,6	0	336,3	323,0	316,4

Tab. 126: Bandbreite der minimalen / maximalen relativen bzw. absoluten Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ausgewählten Klassen (Markierung: 50% fett, > 50% bzw. > 67% einfach bzw. doppelt unterstrichen), Lokation Brodten

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (%)	0	0	0	0	0	0	0	+3,6 / +4,5	0	**+2,9 / +4,7**
Θ_w (°)	**+4,7 / +7,3**	**+2,4 / +3,1**	-82,3 / -21,5	**+2,1 / +9,7**	**+7,7 / +25,5**	**+5,5 / +21,6**	-10,1 / -3,3	**-132,4 / -22,9**	**+5,8 / +11,5**	**+3,3 / +37,5**
H_{m0} (%)	0	**+4,5 / +7,0**	0	0	0	0	0	**-8,6 / -3,1**	0	**-7,6 / -2,1**
T_{m02} (%)	0	+1,1 / +2,1	0	-1,5 / -0,7	-2,2 / -0,6	-1,8 / -0,9	0	-2,4 / -1,0	-1,3 / -1,3	-3,9 / -0,7
Θ_m (°)	**-11,9 / -2,7**	**+7,4 / +10,7**	0	**-22,7 / -3,8**	**-39,0 / -2,3**	**-17,8 / -7,6**	**+4,8 / +23,8**	**-9,1 / -3,6**	**-26,1 / -8,9**	**+22,5 / +89,6**

Tab. 127: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP8.5 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), Lokation Brodten

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (m/s)	0	0	0	0	0	0	0	5,3	0	6,4
Θ_w (°)	236,6	233,6	35,9	271,5	216,9	236,6	234,1	35,9	266,9	216,3
H_{m0} (m)	0	0,5	0	0	0	0	0	0,4	0	0,5
T_{m02} (s)	0	2,8	0	2,6	2,8	2,8	0	2,8	2,6	2,8
Θ_m (°)	54,6	204,9	0	35,0	93,8	54,6	185,5	55,0	37,1	125,0

Tab. 128: Bandbreite der minimalen / maximalen relativen bzw. absoluten Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP4.5 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ausgewählten Klassen (Markierung: 50% fett, > 50% bzw. > 67% einfach bzw. doppelt unterstrichen), Lokation Warnemünde 1 (nach Dreier et al. 2021, Table S4)

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (%)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Θ_w (°)	0	0	0	0	0	0	**-5,7 / -2,9**	0	0	0
H_{m0} (%)	0	0	-2,2 / -2,1	0	0	0	0	0	0	0
T_{m02} (%)	0	0	-0,6 / -0,4	0	**+0,6 / +1,8**	0	-0,8 / 0,7	0	0	+0,7 / +1,1
Θ_m (°)	0	0	0	0	-3,1 / -3,0	0	**+2,4 / +5,4**	-5,4 / -2,1	0	-2,9 / -2,5

Tab. 129: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP4.5 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), Lokation Warnemünde 1 (nach Dreier et al. 2021, Table S7)

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (m/s)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Θ_w (°)	0	0	0	0	0	0	237,0	0	0	0
H_{m0} (m)	0	0	0,6	0	0	0	0	0	0	0
T_{m02} (s)	0	0	3,0	0	3,1	0	3,2	0	0	3,1
Θ_m (°)	0	0	0	0	307,9	0	307,6	336,4	0	307,9

Tab. 130: Bandbreite der minimalen / maximalen relativen bzw. absoluten Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP4.5 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ausgewählten Klassen (Markierung: 50% fett, > 50% bzw. > 67% einfach bzw. doppelt unterstrichen), Lokation Brodten

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (%)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Θ_w (°)	0	0	0	0	0	0	-5,0 / -4,3	0	+2,0 / +2,4	0
H_{m0} (%)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T_{m02} (%)	0	0	0	0	0	0	0	-1,7 / -0,5	0	0
Θ_m (°)	0	-40,9 / -12,6	0	0	+19,4 / +60,0	-5,7 / -4,4	-58,3 / -53,6	0	-22,8 / -4,9	+20,1 / +37,3

Tab. 131: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP4.5 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), Lokation Brodten

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (m/s)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Θ_w (°)	0	0	0	0	0	0	231,9	0	260,2	0
H_{m0} (m)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T_{m02} (s)	0	0	0	0	0	0	0	2,8	0	0
Θ_m (°)	0	186,2	0	0	137,8	58,0	186,2	0	33,0	137,8

Tab. 132: Bandbreite der minimalen / maximalen relativen bzw. absoluten Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP2.6 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ausgewählten Klassen (Markierung: 50% fett, > 50% bzw. > 67% einfach bzw. doppelt unterstrichen), Lokation Warnemünde 1 (nach Dreier et al. 2021, Table S5)

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (%)	0	0	0	**+3,0 / +6,4**	0	0	0	0	0	0
Θ_w (°)	0	0	-116,2 / -2,5	**<u>+2,1 / +7,5</u>**	0	0	**<u>-7,7 / -3,1</u>**	+3,1 / +18,6	0	+3,0 / +32,2
H_{m0} (%)	0	0	0	**+3,3 / +6,8**	0	0	0	0	+3,0 / +10,7	0
T_{m02} (%)	0	0	0	**+1,0 / +1,4**	+0,6 / +1,9	0	**<u>-1,7 / -0,6</u>**	0	**+0,6 / +2,5**	0
Θ_m (°)	0	0	0	0	0	0	**<u>-5,2 / -2,3</u>**	0	0	**<u>+2,7 / +5,9</u>**

Tab. 133: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP2.6 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), Lokation Warnemünde 1 (nach Dreier et al. 2021, Table S5)

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (m/s)	0	0	0	5,7	0	0	0	0	0	0
Θ_w (°)	0	0	255,7	267,2	0	0	235,8	244,5	0	225,8
H_{m0} (m)	0	0	0	0,6	0	0	0	0	0,6	0
T_{m02} (s)	0	0	0	3,0	3,1	0	3,2	0	3,0	0
Θ_m (°)	0	0	0	0	0	0	308,5	0	0	307,8

Tab. 134: Bandbreite der minimalen / maximalen relativen bzw. absoluten Veränderungen der 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonalen Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP2.6 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), statistisch signifikante Veränderungen der Häufigkeiten für eine Mehrheit von ausgewählten Klassen (Markierung: 50% fett, > 50% bzw. > 67% einfach bzw. doppelt unterstrichen), Lokation Brodten

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (%)	0	0	0	+2,2 / +6,4	0	0	0	0	+2,0 / +8,4	0
Θ_w (°)	0	0	-142,5 / -2,2	0	0	0	**-8,2 / -2,8**	+8,4 / +56,6	0	**+2,3 / +25,2**
H_{m0} (%)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T_{m02} (%)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Θ_m (°)	**-23,9 / -2,1**	**-30,8 / -3,7**	0	**-14,9 / -5,3**	0	-6,3 / -2,9	**-71,8 / -8,9**	0	**-20,9 / -5,5**	**-74,7 / -4,2**

Tab. 135: 30-Jahres-Mittelwerte (Jahr) sowie saisonale Mittelwerte über 30 Jahre im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} sowie der Windrichtung Θ_W im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP2.6 für eine Mehrheit der Ensemblemitglieder und Übereinstimmung der Richtung (farblich: Gelb: Zunahme ≥ Threshold Min, Rot: Zunahme ≥ Threshold Max, Hellbau: Abnahme ≤ Threshold Min, Dunkelblau: Abnahme ≤ Threshold Max, Weiß: keine Übereinstimmung, Grau: unplausibel), Lokation Brodten

	2021-2050					2071-2100				
Variable	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Jahr**	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**
U_{10} (m/s)	0	0	0	4,9	0	0	0	0	4,9	0
Θ_w (°)	0	0	257,8	0	0	0	230,8	252,4	0	219,5
H_{m0} (m)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T_{m02} (s)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Θ_m (°)	50,0	191,8	0	37,0	0	56,8	198,5	0	39,4	124,1

Tab. 136: Eingangsgrößen für die Berechnung von Wellenauflauf bzw. -überlauf nach dem Mittelwertverfahren von EurOtop (2018), Wasserstand W und lokaler Meeresspiegelanstieg ΔW sowie weitere lokale Größen am Deichfuß: Wassertiefe d, signifikante Wellenhöhe H_{m0}, Peakperiode T_p, Energieperiode $T_{m-1,0}$, Wellenlänge im Tiefwasser $L_{m-1,0}$, Brecherindex $\xi_{m-1,0}$ sowie Freibord R_c und Beiwert für den Einfluss einer Berme γ_b für einen 1:6 geneigten Deich

W (m ü. NHN)	ΔW (m)	d (m)	H_{m0} (m)	T_p (s)	$T_{m-1,0}$ (s)	$L_{m-1,0,0}$ (m)	$\xi_{m-1,0}$ (m)	R_c (m)	γ_b (-)
2,95	0,00	1,80	0,99				0,951	1,20	0,783
3,05	0,10	1,90	1,05				0,926	1,10	0,772
3,15	0,20	2,00	1,10				0,903	1,00	0,782
3,25	0,30	2,10	1,16				0,881	0,90	0,792
3,35	0,40	2,20	1,21				0,861	0,80	0,802
3,45	0,50	2,30	1,27	5,0	4,55	32,26	0,842	0,70	0,812
3,55	0,60	2,40	1,32				0,824	0,60	0,822
3,65	0,70	2,50	1,38				0,807	0,50	0,831
3,75	0,80	2,60	1,43				0,792	0,40	0,840
3,85	0,90	2,70	1,49				0,777	0,30	0,848
3,95	1,00	2,80	1,54				0,763	0,20	0,856

Tab. 137: Mittlere Wellenauflaufhöhe $R_{u2\%}$ und relative Veränderung der Wellenauflaufhöhe $\Delta R_{u2\%}$ nach dem Mittelwertverfahren von EurOtop (2018) für einen Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 ohne bzw. mit Berme (Index b) ausgehend von einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und für verschiedene Meeresspiegelanstiegsraten ΔW

Veränderung / Wasserstand		Wellenauflauf				Veränderung Wellenauflauf
		ohne Berme		mit Berme		
ΔW (m)	W (m ü. NHN)	$R_{u2\%}$ (m)	$\Delta R_{u2\%}$ (-)	$R_{u2\%,b}$ (m)	$\Delta R_{u2\%,b}$ (-)	$\Delta(R_{u2\%,b}/R_{u2\%})$ (%)
0,00	2,95	1,55	1,00	1,22	1,00	-22
0,10	3,05	1,60	1,03	1,23	1,01	-23
0,20	3,15	1,64	1,05	1,28	1,05	-22
0,30	3,25	1,68	1,08	1,33	1,09	-21
0,40	3,35	1,72	1,11	1,38	1,13	-20
0,50	3,45	1,76	1,13	1,43	1,17	-19
0,60	3,55	1,79	1,15	1,47	1,21	-18
0,70	3,65	1,83	1,18	1,52	1,25	-17
0,80	3,75	1,87	1,20	1,57	1,29	-16
0,90	3,85	1,90	1,22	1,61	1,33	-15
1,00	3,95	1,94	1,25	1,66	1,36	-14

Tab. 138: Mittlere Wellenüberlaufrate q_m und Veränderung der Wellenüberlaufrate Δq_m nach dem Mittelwertverfahren von EurOtop (2018) für einen Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 ohne bzw. mit Berme (Index b) ausgehend von einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und für verschiedene Meeresspiegelanstiegsraten ΔW

Wasserstand / Veränderung		**Wellenüberlauf**				**Veränderung Wellenüber-laufrate**
		ohne Berme		**mit Berme**		
ΔW (m)	**W (m ü. NHN)**	**q_m (l/(s m))**	**Δq_m (-)**	**$q_{m,b}$ (l/(s m))**	**$\Delta q_{m,b}$ (-)**	**$\Delta(q_{m,b}/q_m)$ (%)**
0,00	2,95	1,1	1,00	0,2	1,00	-85
0,10	3,05	2,4	2,10	0,4	2,43	-82
0,20	3,15	4,7	4,13	1,2	6,69	-75
0,30	3,25	8,7	7,66	2,9	16,53	-67
0,40	3,35	15,3	13,49	6,5	37,04	-58
0,50	3,45	25,7	22,64	13,3	75,98	-48
0,60	3,55	41,1	36,32	25,2	143,98	-39
0,70	3,65	63,2	55,82	44,5	253,77	-30
0,80	3,75	93,2	82,30	73,4	418,30	-21
0,90	3,85	131,9	116,43	113,5	646,99	-14
1,00	3,95	178,7	157,77	164,8	939,69	-8

Tab. 139: Erforderliches Steingewicht W_{erf} nach HUDSON (CERC 1984), van der Meer, J. W. (1988) und van Gent et al. (2004) für nicht-brechende Wellen vor dem Bauwerksfuß sowie ausgehend von einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg ΔW, Wassertiefe d, signifikante Wellenhöhe H_{m0}, Wellenhöhe welche von 2% aller Wellen in einem Zeitraum überschritten wird $H_{2\%}$, mittlere Wellenperiode T_{m02}, Energieperiode $T_{m-1,0}$ und eine Brecherkennzahl ξ_m bzw. kritische Brecherkennzahl ξ_{mc} nach van der Meer, J. W. (1988) und eine Brecherkennzahl $\xi_{m-1,0}$ bzw. kritische Brecherkennzahl ξ_{cri} nach van Gent et al. (2004) und für ein Deckwerk mit einer Böschungsneigung von 1:4

											HUDSON (CERC 1984)	**van der Meer, J. W. (1988)**	**van Gent et al. (2004)**
W (m ü. NHN)	**ΔW (m)**	**d (m)**	**H_{m0} (m)**	**$H_{2\%}$ (m)**	**T_{m02} (s)**	**$T_{m-1,0}$ (s)**	**ξ_m (-)**	**ξ_{mc} (-)**	**$\xi_{m-1,0}$ (-)**	**ξ_{cri} (-)**	**W_{erf} (t)**	**W_{erf} (t)**	**W_{erf} (t)**
2,95	0,00	3,00	1,65	2,01	4,33	7,48	0,127		1,819		0,311	0,127	0,210
3,05	0,10	3,10	1,71	2,08	4,39	7,49	0,146		1,793		0,360	0,146	0,227
3,15	0,20	3,20	1,76	2,15	4,45	7,50	0,160		1,765		0,396	0,160	0,244
3,25	0,30	3,30	1,82	2,21	4,51	7,51	0,175		1,741		0,433	0,175	0,262
3,35	0,40	3,40	1,87	2,28	4,58	7,51	0,191		1,717		0,473	0,191	0,281
3,45	0,50	3,50	1,93	2,35	4,64	7,52	0,207	1,393	1,693	2,684	0,516	0,207	0,300
3,55	0,60	3,60	1,98	2,42	4,70	7,53	0,225		1,671		0,561	0,225	0,320
3,65	0,70	3,70	2,04	2,48	4,76	7,53	0,244		1,649		0,608	0,244	0,341
3,75	0,80	3,80	2,09	2,55	4,82	7,54	0,264		1,629		0,658	0,264	0,362
3,85	0,90	3,90	2,15	2,62	4,88	7,54	0,285		1,609		0,711	0,285	0,384
3,95	1,00	4,00	2,20	2,68	4,94	7,55	0,307		1,589		0,766	0,307	0,407

Tab. 140: Erosion einer Vollschutzdüne berechnet mit SBEACH (Larson und Kraus 1989) für eine räumliche Auflösung von Δx = 1,5 m bzw. Δx = 0,75 m ausgehend von einem Sturmflutwasserstand von W = NHN +2,95 m und in Abhängigkeit vom lokalen Wasserstand W bzw. Meeresspiegelanstieg ΔW sowie bei einer Sturmdauer von 12 h, einer signifikanten Wellenhöhe H_{m0} = 2,00 m, mittleren Wellenperiode T_{m02} = 5,2 s und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m = 0° frontal auf die Düne zu sowie einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 24,6 m/s und einer Windrichtung Θ_W = 0°

W (m ü. NHN)	**ΔW (m)**	**Kronenbreite initial (m)**	**Kronenbreite final (m) für Δx = 1,5 m**	**Kronenbreite final (m) für Δx = 0,75 m**	**Veränderung Dünenkrone (m) für Δx = 1,5 m**	**Veränderung Dünenkrone (m) für Δx = 0,75 m**	**Veränderung Dünenkrone (-) für Δx = 1,5 m**	**Veränderung Dünenkrone (-) für Δx = 0,75 m**
2,95	0,0	34,50	28,50	28,50	6,00	6,00	1,00	1,00
3,05	0,1		28,50	27,75	6,00	6,75	1,00	1,13
3,15	0,2		27,00	27,00	7,50	7,50	1,25	1,25
3,25	0,3		25,50	26,25	9,00	8,25	1,50	1,38
3,35	0,4		25,50	25,50	9,00	9,00	1,50	1,50
3,45	0,5		24,00	24,00	10,50	10,50	1,75	1,75
3,55	0,6		22,50	23,25	12,00	11,25	2,00	1,88
3,65	0,7		22,50	22,50	12,00	12,00	2,00	2,00
3,75	0,8		21,00	21,75	13,50	12,75	2,25	2,13
3,85	0,9		19,50	20,25	15,00	14,25	2,50	2,38
3,95	1,0		18,00	19,50	16,50	15,00	2,75	2,50

Tab. 141: Veränderung des Volumens ΔV einer Vollschutzdüne berechnet mit SBEACH (Larson und Kraus 1989) in unterschiedlichen Höhenschichten (Angabe in Klammern) mit einer Intervallbreite von Δh = 0,9 m sowie des Erosionsvolumens $\Delta V_{Erosion}$ im Vergleich zum Initialzustand sowie relative Veränderung des Erosionsvolumens im Vergleich zum Status quo bei einem Sturmflutwasserstand von W = NHN +2,95 m und in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg ΔW sowie ausgehend von einer Sturmdauer von 12 h, signifikanten Wellenhöhe H_{m0} = 2,00 m, mittleren Wellenperiode T_{m02} = 5,2 s und einer mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m = 0° frontal auf die Düne zu sowie einer Windgeschwindigkeit U_{10} = 24,6 m/s und einer Windrichtung Θ_W = 0°

W (m ü. NHN)	**ΔW (m)**	**ΔV (m³/m) [NHN +5,5 m ; NHN +4,6 m)**	**ΔV (m³/m) [NHN +4,6 m ; NHN +3,7 m)**	**ΔV (m³/m) [NHN +3,7 m ; NHN +2,8 m)**	**ΔV (m³/m) [NHN +2,8 m ; NHN +1,9 m)**	**ΔV (m³/m) [NHN +1,9 m ; NHN +1,0 m)**	**ΔV (m³/m) [NHN +1,0 m ; NHN +0,1 m)**	**ΔV (m³/m) [NHN +0,1 m ; NHN -0,8 m)**	**ΔV (m³/m) [NHN -0,8 m ; NHN -1,7 m)**	**$\Delta V_{Erosion}$ (m³/m)**	**$\Delta V_{Erosion}$ (-)**
2,95	0,0	-4,2	-6,3	-6,6	-0,8	2,8	9,7	5,2	0,1	-17,8	1,00
3,05	0,1	-4,6	-7,0	-7,0	-0,1	4,0	10,0	4,6	0,1	-18,7	1,05
3,15	0,2	-5,0	-7,5	-7,3	0,5	5,1	10,0	4,0	0,1	-19,8	1,11
3,25	0,3	-5,5	-8,1	-7,3	1,3	6,2	10,0	3,5	0,0	-20,9	1,17
3,35	0,4	-5,9	-8,9	-7,6	2,3	7,4	9,7	3,0	0,0	-22,4	1,25
3,45	0,5	-6,8	-9,7	-7,2	3,2	8,7	9,3	2,5	0,0	-23,7	1,33
3,55	0,6	-7,6	-10,3	-6,8	4,3	9,9	8,6	2,1	0,0	-24,7	1,39
3,65	0,7	-8,1	-11,0	-6,5	5,3	10,8	7,8	1,7	0,0	-25,6	1,43
3,75	0,8	-8,6	-11,6	-6,1	6,4	11,6	7,0	1,3	0,0	-26,3	1,48
3,85	0,9	-9,6	-11,7	-5,5	7,5	12,0	6,2	1,0	0,0	-26,8	1,50
3,95	1,0	-10,4	-12,0	-4,7	8,5	12,3	5,5	0,8	0,0	-27,2	1,52

8.5 Beispiele

Beispiel 1: Prüfung des Unterschieds zwischen Häufigkeitsverteilungen der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} aus Berechnungen auf der Grundlage regionaler Klimaprojektionen von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM auf statistische Signifikanz[88]

Testverfahren: z-Test für unabhängige Stichproben (parametrischer Test) nach Butler (1985)

Voraussetzungen: Unabhängigkeit der Daten, ausreichend große Stichprobe (Anzahl der Daten n > 30), Normalverteilung der Prüfgröße (hier Differenzen der Häufigkeiten)

Grundgesamtheit: Seegangsdaten berechnet auf der Basis von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM für die Vergangenheit (C20) bzw. Zukunft (A1B, B1), siehe Tab. 142

Tab. 142: Datengrundlage für die statistischen Signifikanztests bestehend aus stündlichen Werten der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} berechnet auf der Basis regionaler Klimaprojektionen von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM und die 1. bis 3. Realisierung von C20 (C20_1, C20_2 und C20_3) sowie die 1. bzw. 2. Realisierung von A1B (A1B_1 bzw. A1B_2) und B1 (B1_1 bzw. B1_2), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

Simulation	Gesamtzeitraum	Stichprobe Nr.	Stichprobenzeitraum	Stichprobenumfang = n	Stichprobe Nr.	Stichprobenzeitraum	Stichprobenumfang°=°n
C20_1	1960-2000	1	1971-2000	262992			
C20_2		2	1971-2000	262992			
C20_3		3	1971-2000	262992			
A1B_1	2001-2100	4	2021-2050	262968	8	2071-2100	262968
A1B_2		5	2021-2050	262968	9	2071-2100	262968
B1_1		6	2021-2050	262968	10	2071-2100	262968
B1_2		7	2021-2050	262968	11	2071-2100	262968

Vorgehensweise/Ablauf:

1.) Bildung von Stichproben durch Teilmengen

Ermittlung und Darstellung der relativen Häufigkeiten p der signifikanten Wellenhöhe einer Stichprobe, z.B. für die 1. Realisierung von C20 im Referenzzeitraum 1971-2000, über alle Wellenhöhenklassen und mit einer Klassenbreite von b = 0,25 m (Abb. 68 oben und Tab. 143) bzw. für eine Wellenhöhenklasse [0,25 m; 0,5 m) und über alle betrachteten Stichproben (Abb. 68 unten und Tab. 143)

[88] Die Methodik ist auf andere zu prüfende Variablen, z. B. Wellenperioden und die mittlere Wellenanlaufrichtung, übertragbar.

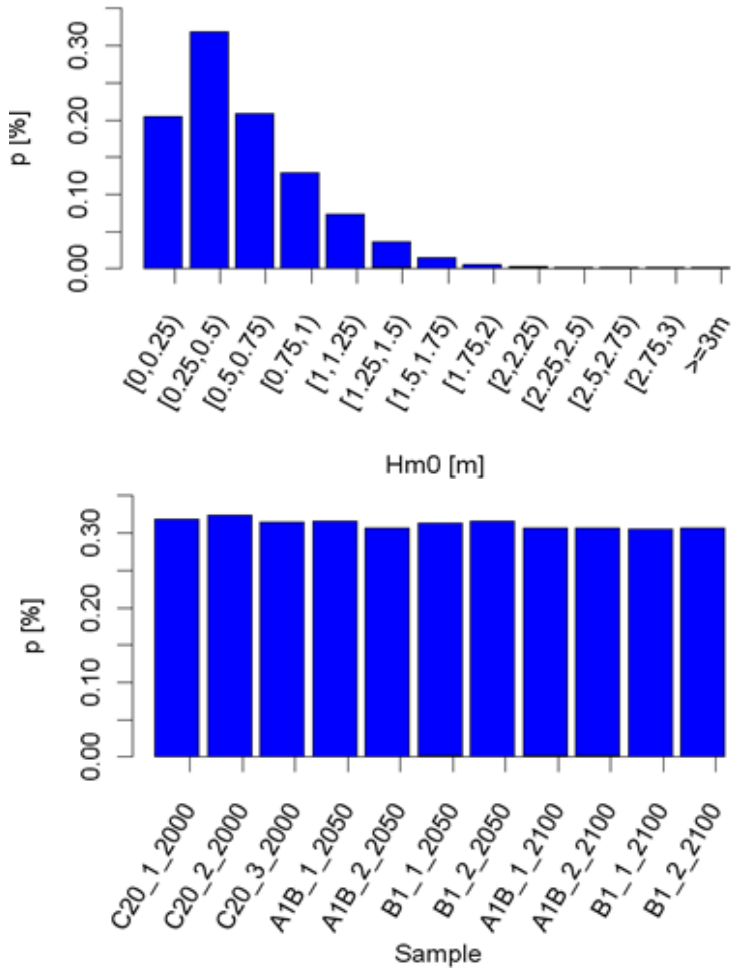


Abb. 68: Relative Häufigkeit p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} auf der Basis von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM für die 1. Realisierung von C20 im Referenzzeitraum 1971-2000 (oben) bzw. für die Wellenhöhenklasse [0,25 m; 0,5 m) für die 1. bis 3. Realisierung von C20 im Referenzzeitraum 1971-2000 (C20_1_2000, C20_2_2000, C20_3_2000) sowie die 1. bzw. 2. Realisierung von A1B (A1B_1 bzw. A1B_2) und B1 (B1_1 bzw. B1_2), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

Tab. 143: Relative Häufigkeit p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} auf der Basis von COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM für die Stichproben der 1. Realisierung von C20 im Referenzzeitraum 1971-2000 bzw. von A1B im Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

Häufigkeitsklasse	$p_{C20_1_1971\text{-}2000}$ **(-)**	$p_{A1B_1_2021\text{-}2050}$ **(-)**	$p_{A1B_1_2071\text{-}2100}$ **(-)**
[0,00 m; 0,25 m)	0,2048579	0,1937308	0,1907114
[0,25 m; 0,50 m)	0,3194090	0,3162552	0,3068510
[0,50 m; 0,75 m)	0,2089341	0,2116874	0,2134899
[0,75 m; 1,00 m)	0,1299165	0,1352598	0,1351077
[1,00 m; 1,25 m)	0,0736524	0,0749559	0,0789107
[1,25 m; 1,50 m)	0,0359745	0,0372479	0,0400125
[1,50 m; 1,75 m)	0,0154720	0,0165762	0,0192039

[1,75 m; 2,00 m)	0,0063424	0,0076739	0,0080998
[2,00 m; 2,25 m)	0,0028366	0,0034035	0,0037609
[2,25 m; 2,50 m)	0,0013537	0,0015933	0,0018748
[2,50 m; 2,75 m)	0,0006198	0,0007567	0,0009165
[2,75 m; 3,00 m)	0,0003916	0,0003765	0,0004715
≥ 3,00 m	0,0002396	0,0004829	0,0005894
Summe p (-)	1	1	1

2.) Äußere Schleife i über alle Klassen der signifikanten Wellenhöhe, nachfolgend dargestellt am Beispiel der Klasse [0,25 m; 0,5 m)

2.1) Definition der Nullhypothese:

Annahme: die relativen Häufigkeiten unterscheiden sich nicht

$$H_0: \quad p_{C20_1_1971\text{-}2000} = p_{A1B_1_2021\text{-}2050} \tag{65}$$

sowie **Alternativhypothese** (zweiseitiger Test):

$$H_1: \quad p_{C20_1_1971\text{-}2000} \neq p_{A1B_1_2021\text{-}2050} \tag{66}$$

2.2) Berechnung des empirischen z-Wertes z_{calc}:

$$\begin{aligned} &STDERR_{C20_1_1971-2000,A1B_1_2021-2050} \\ &= \sqrt{\frac{p_{C20_1_1971-2000}(1-p_{C20_1_1971-2000})}{n_{C20_1_1971-2000}} + \frac{p_{A1B_1_2021-2050}(1-p_{A1B_1_2021-2050})}{n_{A1B_1_2071-2050}}} \\ &= \sqrt{\frac{0{,}3194090(1-0{,}3194090)}{262992} + \frac{0{,}3162552(1-0{,}3162552)}{262968}} = 0{,}001284091 \end{aligned} \tag{67}$$

$$\begin{aligned} z.calc &= \frac{p_{C20_1_1971-2000} - p_{A1B_1_2021-2050}}{STDERR_{C20_1_1971-2000,A1B_1_2021-2050}} \\ &= \frac{0{,}3194090 - 0{,}3162552}{0{,}001284091} = 2{,}456015 \end{aligned} \tag{68}$$

2.3) Wahl der Irrtumswahrscheinlichkeit z.B. 5%:

$$\alpha = 0{,}05 \tag{69}$$

2.4) Berechnung des kritischen z-Wertes z_{crit}:

Vertrauensbereich z.B. 95%:

$$1 - \alpha = 0{,}95 \tag{70}$$

$$z_{crit} = \text{qnorm}(1-\alpha) = 1{,}644854 \tag{71}$$

mit:

qnorm R-Funktion zur Ermittlung des z-Wertes der inversen kumulativen Dichtefunktion (CDF) der Normalverteilung für eine Zufallsvariable bei einem Mittelwert μ sowie einer Standardabweichung s (standardmäßig: μ = 0 und s = 1)

2.5) Testentscheidung:

Variante 1:

$$z_{calc} = 2{,}456015 > z_{crit} = 1{,}644854 \tag{72}$$

Variante 2:

$$prop.test(\mathrm{c}(84002{,}83165), \mathrm{c}(262992, 262968), \mathrm{alternative} = \text{"two.sided"}, \mathrm{conf.level} = 0.95, \mathrm{correct} = \mathrm{FALSE}) \tag{73}$$

mit:

prop.test R-Funktion zur Prüfung der Vereinbarkeit zweier Verhältnisse z.B. absoluter Häufigkeiten mit der gleichen binominalen Wahrscheinlichkeit (analog zum 4-Felder-Chi-Quadrat-Unabhängigkeitstest)

Ergebnis:

$$P = 0{,}01405 < \alpha = 0{,}05 \tag{74}$$

Aus den beiden möglichen Varianten, Variante 1 nach Gl. (72) und Variante 2 nach Gl. (74), folgt die Ablehnung von H_0 und die Akzeptanz von H_1, d.h. es gibt einen signifikanten Unterschied der relativen Häufigkeiten zwischen den Stichproben für die 1. Realisierung von C20 im Referenzzeitraum 1971-2000 und für die 1. Realisierung von A1B im Zeitraum 2021-2050.

3.) Multiple Vergleiche: Innere Schleife j über alle Simulationen und für die Periode 2021-2050 der jeweiligen Wellenhöhenklasse i nachfolgend dargestellt am Beispiel der Wellenhöhenklasse [0,25 m; 0,5 m)

3.1) Definition der Nullhypothese:

Annahme: die relativen Häufigkeiten unterscheiden sich nicht für die Verhältnisse der Vergangenheit und der Zukunft 2021-2050

$$H_0: \quad p_{1971\text{-}2000} = p_{2021\text{-}2050} \tag{75}$$

sowie **Alternativhypothese** (zweiseitiger Test):

$$H_1: \quad p_{1971\text{-}2000} \neq p_{2021\text{-}2050} \tag{76}$$

3.2) Auswahl und Test multipler Vergleiche:

Anzahl der Stichproben: k = 7 (k1 bis k3: 1. bis 3. Realisierung von C20 im Referenzzeitraum 1971-2000, k4 bzw. k5: 1. bzw. 2. Realisierung von A1B im Zeitraum 2021-2050 und k6 bzw. k7: 1. bzw. 2. Realisierung von B1 im Zeitraum 2021-2050)

Anzahl der insgesamt möglichen Vergleiche (siehe Tab. 144):

$$m_k = \frac{7 * (7-1)}{2} = 21 \tag{77}$$

Es wurden insgesamt zwölf Vergleiche n aus einundzwanzig möglichen Vergleichen m_k ausgewählt (Tab. 144). Dabei wurden die Vergleiche der Stichproben z.B. in der Vergangenheit zwischen der 1. und 2. Realisierung von C20 im Referenzzeitraum 1971-2000 sowie in der Zukunft von A1B bzw. B1 im Zeitraum 2021-2050 weggelassen, da nur überprüft werden soll, ob ein signifikanter Unterschied zwischen den Stichproben für die Vergangenheit und für die Zukunft existiert.

Berechnung des empirischen bzw. kritischen z-Wertes z_{calc} bzw. z_{crit} für die ausgewählten Vergleiche und Entscheidung der Nullhypothesen (H_0^k):

Tab. 144: Multiple Vergleiche von relativen Häufigkeiten p bei sieben Stichproben k für den Referenzzeitraum 1971-2000 und den Zeitraum 2021-2050 und die Wellenhöhenklasse [0,25 m; 0,5 m), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

Nr.	Vergleich	z_{calc}	z_{crit}	H_0^k	H_0^k ablehnen? 1 = ja, 0 = nein	H_1^k
1	k1 - k2	-		$p_{k1} = p_{k2}$	-	$p_{k1} \neq p_{k2}$
2	k1 - k3	-		$p_{k1} = p_{k3}$	-	$p_{k1} \neq p_{k3}$
3	k1 - k4	2,45602		$p_{k1} = p_{k4}$	1	$p_{k1} \neq p_{k4}$
4	k1 - k5	9,53880		$p_{k1} = p_{k5}$	1	$p_{k1} \neq p_{k5}$
5	k1 - k6	4,63821		$p_{k1} = p_{k6}$	1	$p_{k1} \neq p_{k6}$
6	k1 - k7	2,33148		$p_{k1} = p_{k7}$	1	$p_{k1} \neq p_{k7}$
7	k2 - k3	-		$p_{k2} = p_{k3}$	-	$p_{k2} \neq p_{k3}$
8	k2 - k4	6,41352		$p_{k2} = p_{k4}$	1	$p_{k2} \neq p_{k4}$
9	k2 - k5	13,49696		$p_{k2} = p_{k5}$	1	$p_{k2} \neq p_{k5}$
10	k2 - k6	8,59585		$p_{k2} = p_{k6}$	1	$p_{k2} \neq p_{k6}$
11	k2 - k7	6,28897	1,644854	$p_{k2} = p_{k7}$	1	$p_{k2} \neq p_{k7}$
12	k3 - k4	0,90358		$p_{k3} = p_{k4}$	0	$p_{k3} \neq p_{k4}$
13	k3 - k5	6,17890		$p_{k3} = p_{k5}$	1	$p_{k3} \neq p_{k5}$
14	k3 - k6	1,27857		$p_{k3} = p_{k6}$	0	$p_{k3} \neq p_{k6}$
15	k3 - k7	1,02812		$p_{k3} = p_{k7}$	0	$p_{k3} \neq p_{k7}$
16	k4 - k5	-		$p_{k4} = p_{k5}$	-	$p_{k4} \neq p_{k5}$
17	k4 - k6	-		$p_{k4} = p_{k6}$	-	$p_{k4} \neq p_{k5}$
18	k4 - k7	-		$p_{k4} = p_{k7}$	-	$p_{k4} \neq p_{k6}$
19	k5 - k6	-		$p_{k5} = p_{k6}$	-	$p_{k5} \neq p_{k6}$
20	k5 - k7	-		$p_{k5} = p_{k7}$	-	$p_{k5} \neq p_{k7}$
21	k6 - k7	-		$p_{k6} = p_{k7}$	-	$p_{k6} \neq p_{k7}$

Finale Testentscheidung: H_0 wird abgelehnt, wenn mindestens 2/3 der ausgewählten Nullhypothesen H_0^k abgelehnt wurden, d.h. wenn für mindestens 8 der 12 ausgewählten Vergleiche $z_{calc} > z_{crit}$ gilt.

In Tab. 144 Spalte 6 werden neun von zwölf ausgewählten Nullhypothesen H_0^k abgelehnt, daraus folgt, dass H_0 nach Gl. (75) mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit α von 5% abgelehnt wird und somit ein signifikanter Unterschied der relativen Häufigkeiten in der Wellenhöhenklasse [0,25 m; 0,5 m) zwischen dem Referenzzeitraum 1971-2000 und dem Zeitraum 2021-2050 vorliegt.

4.) Finales Ergebnis:

Zusammenfassung der abgelehnten Nullhypothesen H_0^k für alle Wellenhöhenklassen (Tab. 145) und grafische Darstellung des Gesamtergebnisses (Abb. 8)

Tab. 145: Anzahl abgelehnter Nullhypothesen H_0^k beim z-Test für relative Häufigkeiten der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} und bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit α = 0,05 sowie Gesamtbewertung (Grün: signifikant für den Zeitraum 2021-2050 und 2071-2100, Gelb: signifikant nur für den Zeitraum 2021-2050 und Rot: nicht signifikant), COSMO-CLM mit Antrieb durch ECHAM5/MPIOM für die 1. und 2. Realisierung von A1B und B1, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

Häufigkeitsklasse	Zeitraum 2021-2050	Zeitraum 2071-2100
[0,00 m; 0,25 m)	11	12
[0,25 m; 0,50 m)	9	12
[0,50 m; 0,75 m)	7	7
[0,75 m; 1,00 m)	10	12
[1,00 m; 1,25 m)	10	12
[1,25 m; 1,50 m)	11	12
[1,50 m; 1,75 m)	10	12
[1,75 m; 2,00 m)	8	12
[2,00 m; 2,25 m)	8	12
[2,25 m; 2,50 m)	6	6
[2,50 m; 2,75 m)	3	5
[2,75 m; 3,00 m)	5	4
≥ 3,00 m	6	7

Mögliche Erweiterung des Verfahrens: Multiple Vergleiche von relativen Häufigkeiten als Post-hoc-Tests mit Anpassung der Irrtumswahrscheinlichkeit nach Bonferroni-Verfahren

Anzahl der Stichproben: k = 7 (k1 bis k3: 1. bis 3. Realisierung von C20 im Referenzzeitraum 1971-2000, k4 bzw. k5: 1. bzw. 2. Realisierung von A1B im Zeitraum 2021-2050, k6 bzw. k7: 1. bzw. 2. Realisierung von B1 im Zeitraum 2021-2050)

Anzahl der insgesamt möglichen Vergleiche nach Gl. (77): $m_k = 21$

Davon sind drei unabhängige Vergleiche, z.B. k1 - k2, k3 - k4, k5 - k6 oder k2 - k3, k4 - k5, k6 - k7, und achtzehn abhängige Vergleiche möglich.

Die Wahrscheinlichkeit von drei unabhängigen Vergleichen m und bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit α für einen Vergleich $\alpha_{einzeln}$ = 0,05 erhöht sich auf:

$$\alpha_{gesamt} = 1 - (1 - \alpha_{einzeln})^m = 1 - (1 - 0{,}05)^3 = 0{,}142625 \qquad (78)$$

Hieraus folgt die benötigte Irrtumswahrscheinlichkeit für die unabhängigen Einzelvergleiche (Anpassung des Alpha-Fehlers):

$$\alpha_{einzeln} = 1 - \left(1 - \alpha_{gesamt}\right)^{\frac{1}{m}} = 1 - (1 - 0{,}05)^{\frac{1}{3}} = 0{,}01695243 \tag{79}$$

Da nicht alle Vergleiche unabhängig sind, liegt nach der Anpassung des Alpha-Fehlers die tatsächliche Wahrscheinlichkeit, einen Alpha-Fehler zu machen, bei:

$$\begin{gathered} \alpha_{einzeln} < \alpha_{tatsächlich} < \alpha_{gesamt} \\ 0{,}01695243 < \alpha_{tatsächlich} < 0{,}05 \end{gathered} \tag{80}$$

Nach dem Bonferroni-Verfahren ergibt sich die angepasste Irrtumswahrscheinlichkeit nach Gl. (3) zu:

$$\alpha_{einzeln} = \frac{\alpha}{n} = \frac{0{,}05}{12} = 0{,}004167 \tag{81}$$

mit: n Anzahl der ausgewählten Vergleiche

Anwendung des Verfahrens auf die Wellenhöhenklasse [0,25 m; 0,5 m):

Tab. 146: Multiple Vergleiche von relativen Häufigkeiten p bei sieben Stichproben k mit angepasster Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha_{einzeln}$ nach Bonferroni-Verfahren für den Referenzzeitraum 1971-2000 und den Zeitraum 2021-2050 und die Wellenhöhenklasse [0,25 m; 0,5 m), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

Nr.	Vergleich	P-Wert (R-Funktion prop.test)	$\alpha_{einzeln}$	H_0^k	H_0^k ablehnen? 1 = ja, 0 = nein	H_1^k
1	k1 - k2	-		$p_{k1} = p_{k2}$	-	$p_{k1} \neq p_{k2}$
2	k1 - k3	-		$p_{k1} = p_{k3}$	-	$p_{k1} \neq p_{k3}$
3	k1 - k4	1,41E-02		$p_{k1} = p_{k4}$	0	$p_{k1} \neq p_{k4}$
4	k1 - k5	2,20E-16		$p_{k1} = p_{k5}$	1	$p_{k1} \neq p_{k5}$
5	k1 - k6	3,52E-06		$p_{k1} = p_{k6}$	1	$p_{k1} \neq p_{k6}$
6	k1 - k7	1,97E-02		$p_{k1} = p_{k7}$	0	$p_{k1} \neq p_{k7}$
7	k2 - k3	-		$p_{k2} = p_{k3}$	-	$p_{k2} \neq p_{k3}$
8	k2 - k4	1,42E-10		$p_{k2} = p_{k4}$	1	$p_{k2} \neq p_{k4}$
9	k2 - k5	1,68E-41		$p_{k2} = p_{k5}$	1	$p_{k2} \neq p_{k5}$
10	k2 - k6	8,31E-18	0,004167	$p_{k2} = p_{k6}$	1	$p_{k2} \neq p_{k6}$
11	k2 - k7	3,20E-10		$p_{k2} = p_{k7}$	1	$p_{k2} \neq p_{k7}$
12	k3 - k4	3,66E-01		$p_{k3} = p_{k4}$	0	$p_{k3} \neq p_{k4}$
13	k3 - k5	6,46E-10		$p_{k3} = p_{k5}$	1	$p_{k3} \neq p_{k5}$
14	k3 - k6	2,01E-01		$p_{k3} = p_{k6}$	0	$p_{k3} \neq p_{k6}$
15	k3 - k7	3,04E-01		$p_{k3} = p_{k7}$	0	$p_{k3} \neq p_{k7}$
16	k4 - k5	-		$p_{k4} = p_{k5}$	-	$p_{k4} \neq p_{k5}$
17	k4 - k6	-		$p_{k4} = p_{k6}$	-	$p_{k4} \neq p_{k5}$
18	k4 - k7	-		$p_{k4} = p_{k7}$	-	$p_{k4} \neq p_{k6}$
19	k5 - k6	-		$p_{k5} = p_{k6}$	-	$p_{k5} \neq p_{k6}$

20	k5 - k7	-		$p_{k5} = p_{k7}$	-	$p_{k5} \neq p_{k7}$
21	k6 - k7	-		$p_{k6} = p_{k7}$	-	$p_{k6} \neq p_{k7}$

Finales Ergebnis: In Tab. 146 Spalte 6 werden sieben von zwölf Nullhypothesen H_0^k abgelehnt, d.h. weniger als zwei Drittel der ausgewählten Nullhypothesen. Somit wird H_0 nach Gl. (75) mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit α von 5% nicht abgelehnt und es gibt keinen signifikanten Unterschied zwischen den relativen Häufigkeiten in der Wellenhöhenklasse [0,25 m; 0,5 m) zwischen dem Referenzzeitraum 1971-2000 und dem Zeitraum 2021-2050.

Beispiel 2: Konvertierung von WAM-Spektren in einem frei lesbaren ASCII- / Textformat in das SWAN-Spektrenformat, z.B. Datei CBO19891221010000

```
24.00000000 35.00000000 0.1308996975 0.4177272692E-01 1.100000024 59.00000000 3600.000000 86400.00000
15.1583 54.09999847 8912200200 0.3536489606 1.770234704 0.1685345173 1 1
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.7852279668E-04 0.2486591111E-03 0.5003223778E-03 0.1563636615E-03 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.9380005940E-04 0.6540858303E-03 0.3172069089E-02 0.1117254049E-01 0.1661713608E-01 0.2627586015E-02 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.2896333463E-03 0.5354576744E-02 0.3984436393E-01 0.1168867946 0.7759818435E-01 0.1810805500E-01 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.1262124279E-02 0.1798306406E-01 0.1436142027 0.4563452601 0.3102695942 0.1931282282 0.8371862769 (…) 0.4753273606E-04
0.1108287979E-03 0.2143099671E-02 0.2132799663E-01 0.2119341791 0.9224834442 1.140387654 1.986310124 4.335045815 (…) 0.4753273606E-04
0.1049094863E-03 0.1158631756E-02 0.1112639252E-01 0.1423125863 0.9242849350 2.654674530 5.632777691 5.396783352 (…) 0.4753273606E-04
0.1943819516E-03 0.1737841056E-02 0.2397639677E-01 0.2824519873 1.517845154 3.380533218 6.729483128 5.526279926 (…) 0.4753273606E-04
0.3379597329E-03 0.3083564341E-02 0.4185364395E-01 0.3409986198 0.9654176235 1.853764176 3.687673807 3.059199095 (…) 0.4753273606E-04
0.8350026328E-03 0.8657771163E-02 0.6070660800E-01 0.2139228731 0.4728837013 0.9295927882 1.430348635 1.119546294 (…) 0.6632244185E-04
0.1191561576E-02 0.1187805459E-01 0.6295584887E-01 0.1907913387 0.4019357562 0.7518463135 0.9250130057 0.6732423902 (…) 0.9476515697E-04
0.1759252860E-02 0.1390967704E-01 0.6087838113E-01 0.1661787778 0.3083230853 0.4729934931 0.5356058478 0.4557607174 (…) 0.1353659027E-03
0.1985900104E-02 0.1508081146E-01 0.6563480943E-01 0.1720418483 0.2938725352 0.3407297730 0.3528279662 0.3474974036 (…) 0.1455536258E-03
0.1886497950E-02 0.1404029503E-01 0.5425848067E-01 0.1298917979 0.2060739547 0.2199517488 0.2116484344 0.2135418653 (…) 0.1427012176E-03
0.1531594549E-02 0.1174886059E-01 0.4496353120E-01 0.9950971603E-01 0.1294815689 0.1281386465 0.1245548725 (…) 0.1237847173E-03
0.1116464729E-02 0.9117869660E-02 0.3350915387E-01 0.6793707609E-01 0.7678220421E-01 0.7158111781E-01 0.6958384812E-01 (…) 0.7335589908E-04
0.8755148156E-03 0.7297556382E-02 0.2476937138E-01 0.4354496300E-01 0.4765200615E-01 0.4458063468E-01 0.4325651005E-01 (…) 0.4753273606E-04
0.7117575733E-03 0.5816019606E-02 0.1779395528E-01 0.2725947648E-01 0.2913291007E-01 0.2753878944E-01 0.2747123316E-01 (…) 0.4753273606E-04
0.4419452744E-03 0.3611289198E-02 0.1104864199E-01 0.1692598313E-01 0.1808923855E-01 0.1709941402E-01 0.1705746725E-01 (…) 0.4753273606E-04
0.2744132653E-03 0.2242326736E-02 0.6860337686E-02 0.1050970517E-01 0.1123199426E-01 0.1061739214E-01 0.1059134584E-01 (…) 0.4753273606E-04
0.1703890739E-03 0.1392308506E-02 0.4259730689E-02 0.6525700446E-02 0.6974185351E-02 0.6592565682E-02 0.6576393265E-02 (…) 0.4753273606E-04
0.1057981644E-03 0.8645137423E-03 0.2644956578E-02 0.4051945172E-02 0.4330419004E-02 0.4093463067E-02 0.4083421081E-02 (…) 0.4753273606E-04
0.6569232937E-04 0.5367950071E-03 0.1642309828E-02 0.2515938831E-02 0.2688849345E-02 0.2541718306E-02 0.2535483101E-02 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.3333075147E-03 0.1019745367E-02 0.1562200370E-02 0.1669564052E-02 0.1578207361E-02 0.1574335853E-02 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.2069576876E-03 0.6331814802E-03 0.9700033115E-03 0.1036667731E-02 0.9799423860E-03 0.9775385261E-03 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.1285044418E-03 0.3931559040E-03 0.6022957386E-03 0.6436891272E-03 0.6084671477E-03 0.6069745286E-03 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.7979114162E-04 0.2441188553E-03 0.3739782260E-03 0.3996802552E-03 0.3778101818E-03 0.3768833703E-03 (…) 0.4753273606E-04
0.4753273606E-04 0.4954400720E-04 0.1515785552E-03 0.2322109940E-03 0.2481699339E-03 0.2345903340E-03 0.2340148640E-03 (…) 0.4753273606E-04
```

Beispiel 3: WAM-Spektren in einem frei lesbarem ASCII- / Textformat, Auszug aus Datei CBO19891221010000

```
24.00000000 35.00000000 0.1308996975 0.4177272692E-01 1.100000024 59.00000000 3600.000000 86400.00000
8.000000000 16.00000000 16.00000000 13.00000000 15.00000000 20.00000000 25.00000000 30.00000000 35.00000000 41.00000000 (…) 13.00000000
15.14999962 54.09999847 19891220020000 0.3536489606 1.770234704 0.1685345173
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.15000153 19891220020000 0.3833485842 1.662031770 0.1708873957
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.20000076 19891220020000 0.3794822395 1.595443845 0.1723242253
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.25000000 19891220020000 0.3439747095 1.536974669 0.1752856225
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.29999924 19891220020000 0.3032717705 1.477801681 0.1788317412
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.34999847 19891220020000 0.2714261711 1.413259983 0.1804842204
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.40000153 19891220020000 0.2433049828 1.333382249 0.1798182875
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.45000076 19891220020000 0.2223681808 1.246920466 0.1781640500
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.50000000 19891220020000 0.2101469785 1.158542633 0.1757488549
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.54999924 19891220020000 0.2040161937 1.064920068 0.1726378649
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.59999847 19891220020000 0.2025063634 0.9737130404 0.1695948690
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.65000153 19891220020000 0.2037786990 0.8889347315 0.1671411097
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.70000076 19891220020000 0.2071162462 0.8092734814 0.1646890044
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.75000000 19891220020000 0.2127123028 0.7428426147 0.1625556648
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.4753273606E-04
15.14999962 54.79999924 19891220020000 0.2200520188 0.6892482638 0.1608677059
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.5556139149E-04
15.14999962 54.84999847 19891220020000 0.2274405509 0.6419196129 0.1594728529
0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.7088248822E-04
15.14999962 54.90000153 19891220020000 0.2291684896 0.5970704556 0.1589175165
0.4961565355E-04 0.4928141789E-04 0.4826864097E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 0.4753273606E-04 (…) 0.6612743891E-04
(…)
```

Beispiel 4: Formatbeschreibung der WAM-Spektren aus Beispiel 3[89]

1. **Zeile:** Hintereinander folgend werden die folgenden Variablen ausgegeben:
    - Anzahl der Richtungen (-)
    - Anzahl der Frequenzen (-)
    - Erste Richtung (°)
    - Erste Frequenz (Hz)
    - Frequenzverhältnis / frequential ratio (-)
    - Anzahl der Ausgabepunkte (-)
    - Ausgabezeitschritt der Daten (s)
    - Gesamtzeitschritt in der Datei (s)
2. **Zeile:** Hintereinander folgend werden nachfolgende Variablen ausgegeben
    - Wassertiefe an den Ausgabepunkten (m)
3. **Zeile:** Hintereinander folgend werden nachfolgende Variablen ausgegeben
    - Koordinate des Punktes in x-Richtung / geographische Länge (°)
    - Koordinate des Punktes in y-Richtung / geographische Breite (°)
    - Zeitstempel (YYYYMMDDHHMMSS)
    - Gesamtenergie (Hz)
    - Mittlere Richtung (Rad)
    - Mittlere Frequenz (Hz)
4. **Zeile:** Hintereinander folgend werden nachfolgende Variablen ausgegeben
    - Energiedichte (m² / Hz /°) als Matrix über die Anzahl der Frequenzen und anschließend über die Anzahl Richtungen beginnend von der kleinsten bis zur größten Frequenz und der kleinsten bis zur größten Richtung

Anschließend erfolgen die Angaben für die restlichen Ausgabepunkte des aktuellen Zeitschrittes sowie nachfolgend für alle weiteren Zeitschritte und Ausgabepunkte bis zum Gesamtzeitschritt.

[89] basierend auf den Fortran-Routinen von Nikolaus Groll (Helmholtz-Zentrum Hereon)

8.6 SWAN-Steuerskripte

SWAN instationär für das Gebiet der südwestlichen Ostsee (Nest), Datei wbssc.swn

```
PROJECT 'Western Baltic' '15'

        'Climate Version'


MODE NONSTATIONARY TWODIMENSIONAL


COORDINATES SPHERICAL


SET NAUTICAL

NUMERIC ACCUR NONST MXITNS=20

PROP BSBT


CGRID XPC=9.00833 YPC=53.50417 ALPC=0 XLENC=6.15 YLENC=2.99166 MXC=369 MYC=359 &

CIRCLE MDC=144 FLOW=0.02 FHIGH=1


INPGRID  BOTTOM  XPINP=9.00833  YPINP=53.50417  ALPINP=0  MXINP=369  MYINP=359  DXINP=0.0166666666666666  DY-
INP=0.0083333333333333

READINP BOTTOM FAC=-1 '../west_baltic.bot' IDLA=3


INPGRID WIND REGULAR XPINP=9.4 YPINP=53.6 ALPINP=0 MXINP=38 MYINP=17 DXINP=0.2 DYINP=0.2 &

  NONSTATIONARY TBEGINP=20221220.000000 DELTINP=1 HR TENDINP 20240101.000000

READINP WIND FAC=1 'wind.dat' IDLA=3


BOUNDNEST2 WAMNest 'boundary.series' FREE LWDATE=10


GEN3

TRIAD

FRICTION

BREAKING



$TABLE 'COMPGRID' HEADER 'wbssc-all.dat' TIME XP YP DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &

$  OUTPUT TBEGTBL=19900101.000000 DELTTBL=1 HR


CURVE 'B_North' XP1=9.00833 YP1=56.49584 INT=369 XP=15.15833 YP=56.49584
```

```
CURVE 'B_East' XP1=15.15833 YP1=53.50417 INT=359 XP=15.15833 YP=56.49584

$zusaetzliche Schnitte in der Naehe der Fokusgebiete sowie Bojenmesslokationen
CURVE 'BayEck' XP1=10.1408859597 YP1=54.6885020843 INT=9 XP=10.5217610763 YP=54.460515229
CURVE 'Fehmnb' XP1=10.9319342789 YP1=54.481888996 INT=8 XP=11.2395641808 YP=54.7098758519
CURVE 'BayLue' XP1=11.0198285365 YP1=54.1541578923 INT=5 XP=11.2249151378 YP=54.0401644647
CURVE 'RostMa' XP1=11.8548239845 YP1=54.2254037845 INT=8 XP=12.2064010153 YP=54.3108988553
CURVE 'Arkona' XP1=13.0120983774 YP1=55.2513446332 INT=17 XP=13.6273581812 YP=54.6742529058
CURVE 'BornN1' XP1=15.0483153471 YP1=56.0065510912 INT=15 XP=15.06296439 YP=55.2798429901
CURVE 'BornN2' XP1=14.8578777888 YP1=56.0065510912 INT=15 XP=14.9018249176 YP=55.2798429901
CURVE 'BornS1' XP1=15.077613433 YP1=54.9236135287 INT=15 XP=15.077613433 YP=54.1969054276
CURVE 'BornS2' XP1=14.9164739606 YP1=54.9236135287 INT=15 XP=14.9311230035 YP=54.196905427
CURVE 'Katte1' XP1=11.0637756654 YP1=56.434026444 INT=29 XP=12.4993818742 YP=56.4269018555
CURVE 'Katte2' XP1=11.0637756654 YP1=56.348531374 INT=29 XP=12.4993818742 YP=56.3414067848

POINTS 'Wmnde1'  XP=12.077667 YP=54.202833
POINTS 'Wmnde2'  XP=12.0550   YP=54.1928
POINTS 'Tmnde'   XP=10.905000 YP=54.013333
POINTS 'Fhmrn'   XP=10.930000 YP=54.396667
POINTS 'Snhgn'   XP=10.058333 YP=54.628333

TABLE 'B_North' HEADER 'B_North_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'B_East' HEADER 'B_East_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR

TABLE 'BayEck' HEADER 'BayEck_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'Fehmnb' HEADER 'Fehmnb_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'BayLue' HEADER 'BayLue_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'RostMa' HEADER 'RostMa_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'Arkona' HEADER 'Arkona_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'BornN1' HEADER 'BornN1_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
```

```
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'BornN2' HEADER 'BornN2_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'BornS1' HEADER 'BornS1_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'BornS2' HEADER 'BornS2_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'Katte1' HEADER 'Katte1_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'Katte2' HEADER 'Katte2_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR

TABLE 'Wmnde1' HEADER 'Wmnde1_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'Wmnde2' HEADER 'Wmnde2_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'Tmnde' HEADER 'Tmnde_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'Fhmrn' HEADER 'Fhmrn_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR
TABLE 'Snhgn' HEADER 'Snhgn_2022_v4.tab' TIME XP YP DIST DEPTH HSIGN TM01 TM02 RTP DIR WIND &
  OUTPUT TBEGTBL=20221220.050000 DELTTBL=1 HR

COMPUTE NONSTAT TBEGC=20221220.020000 DELTC=60 MIN TENDC=20221220.050000
STOP
```

SWAN stationär für das Gebiet der gesamten Ostsee, Datei coarse_100_270_025.swn

```
PROJECT 'RADOST' '2'
        'STATSIM'

MODE STATIONARY TWODIMENSIONAL

COORDINATES SPHERICAL
SET NAUTICAL

SET LEVEL 1.00

CGRID XPC=9.01667 YPC=53.50834 ALPC=0 XLENC=21.96667 YLENC=12.48333 MXC=659 MYC=749 &
  CIRCLE MDC=144 FLOW=0.02 FHIGH=1

INPGRID BOTTOM XPINP=9.01667 YPINP=53.50834 ALPINP=0 MXINP=659 MYINP=749 &
  DXINP=0.03333 DYINP=0.01667 EXCEPTION EXCVAL=-20
READINP BOTTOM FAC=1 '../Bathymetrien/coarse_idla1.bot' IDLA=1

WIND VEL=25 DIR=270

GEN3
FRICTION
TRIAD

NGRID 'fine' XPN=9.075 YPN=53.5375 ALPN=0 XLENN=6.05 YLENN=2.95
NESTOUT 'fine' 'spec_100_270_025.dat'

TABLE 'COMPGRID' HEADER 'all-coarse.tab' XP YP DEPTH HSIGN TM02 TM01 RTP TMM10 DIR RADSTR

COMPUTE
STOP
```

SWAN stationär für das Gebiet der südwestlichen Ostsee (Nest), Datei fine_100_270_025.swn

```
PROJECT 'RADOST' '2'

        'STATSIM'


MODE STATIONARY TWODIMENSIONAL


COORDINATES SPHERICAL

SET NAUTICAL


SET LEVEL 1.00


CGRID XPC=9.075 YPC=53.5375 ALPC=0 XLENC=6.05 YLENC=2.95 MXC=363 MYC=354 &

  CIRCLE MDC=144 FLOW=0.02 FHIGH=1


INPGRID BOTTOM XPINP=9.00833 YPINP=53.50417 ALPINP=0 MXINP=369 MYINP=359 &

  DXINP=0.01667 DYINP=0.00833 EXCVAL=-20

READINP BOTTOM FAC=1 '../Bathymetrien/fine_idla1.bot' IDLA=1


BOUNDNEST1 NEST 'spec_100_270_025.dat' CLOSED

WIND VEL=25 DIR=270


GEN3

FRICTION

TRIAD


FRAME 'Merge' XPFR=9.425 YPFR=53.6042 ALPFR=0 XLENFR=5.7 YLENFR=2.85 MXFR=342 MYFR=342

TABLE 'Merge' HEADER 'merge_900m.tab' XP YP DEPTH HSIGN TM02 TM01 RTP TMM10 DIR RADSTR


TABLE 'COMPGRID' HEADER 'all-fine.tab' XP YP DEPTH HSIGN TM02 TM01 RTP TMM10 DIR RADSTR


COMPUTE

STOP
```

SWAN stationär für das Gebiet der südwestlichen Ostsee, Datei fine_100_270_025.swn

```
PROJECT 'RADOST' '17'
        'STATSIM'

MODE STATIONARY TWODIMENSIONAL

COORDINATES SPHERICAL
SET NAUTICAL

SET LEVEL 1.00

CGRID XPC=9.075 YPC=53.5375 ALPC=0 XLENC=6.05 YLENC=2.95 MXC=363 MYC=354 &
  CIRCLE MDC=144 FLOW=0.02 FHIGH=1

INPGRID BOTTOM XPINP=9.00833 YPINP=53.50417 ALPINP=0 MXINP=369 MYINP=359 &
  DXINP=0.01667 DYINP=0.00833 EXCVAL=-20
READINP BOTTOM FAC=1 '../Bathymetrien/fine_idla1.bot' IDLA=1

WIND VEL=025 DIR=270

GEN3
FRICTION
TRIAD

FRAME 'Merge' XPFR=9.425 YPFR=53.6042 ALPFR=0 XLENFR=5.7 YLENFR=2.85 MXFR=342 MYFR=342
TABLE 'Merge' HEADER 'merge_900m.tab' XP YP DEPTH HSIGN TM02 TM01 RTP TMM10 DIR RADSTR

TABLE 'COMPGRID' HEADER 'all-fine.tab' XP YP DEPTH HSIGN TM02 TM01 RTP TMM10 DIR RADSTR

COMPUTE
STOP
```

8.7 Abbildungen

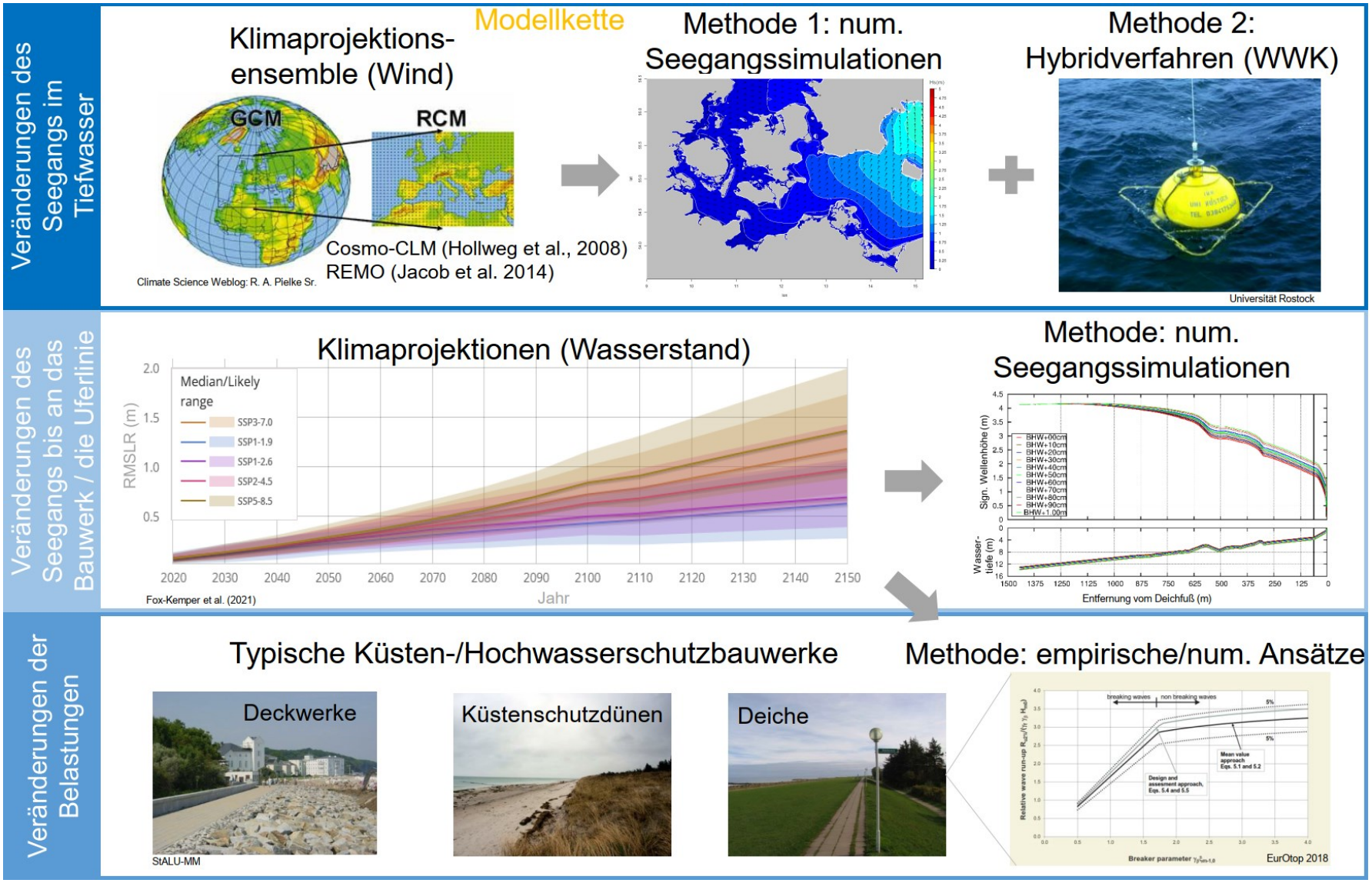


Abb. 69: Methodik (schematisch) zur Erfassung und Bewertung von klimawandelbedingten Veränderungen des lokalen Seegangs sowie der resultierenden Belastungen von Küstenschutzbauwerken

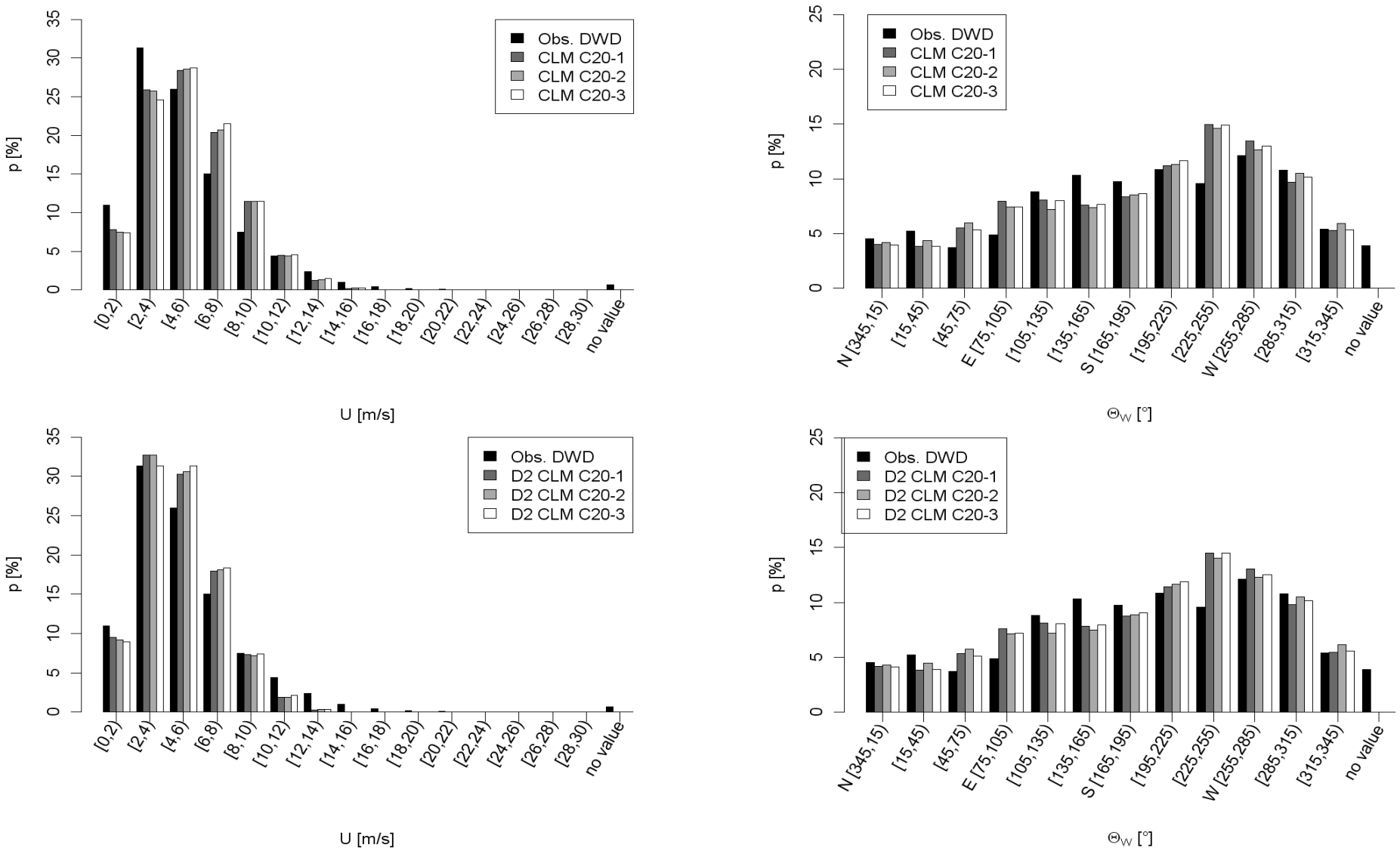


Abb. 70: Relative Häufigkeiten der Windgeschwindigkeit U_{10} (links) bzw. Windrichtung Θ_W (rechts) für einen Gitterpunkt (Abb. 92 bzw. Abb. 93), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 3 Realisierungen C20 (C20-1, C20-2, C20-3) im Datenstrom D3 (oben) bzw. im Datenstrom D2 (unten) im Referenzzeitraum 1971-2000 und im Vergleich zu Messungen an der DWD-Station Rostock-Warnemünde

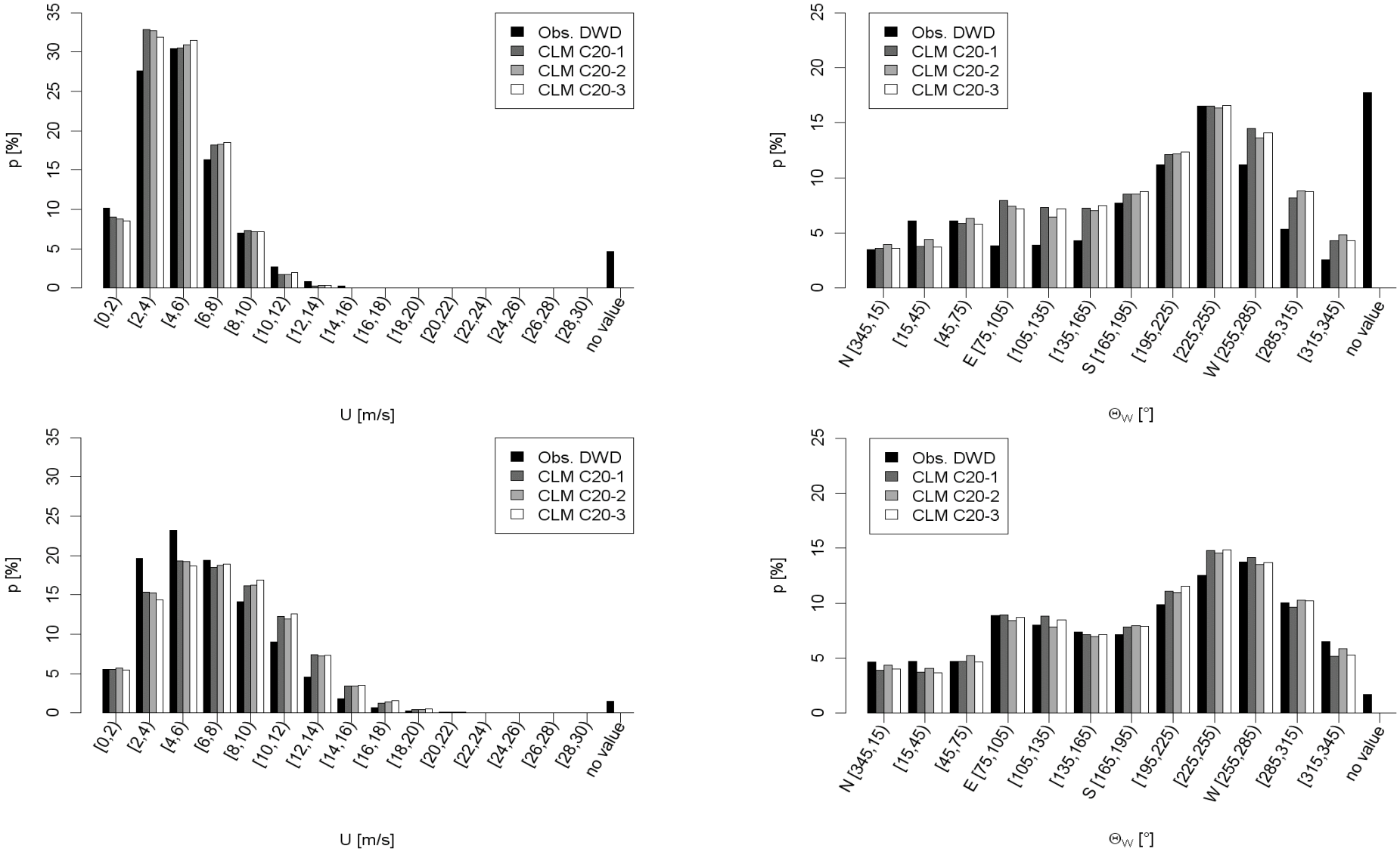


Abb. 71: Relative Häufigkeiten der Windgeschwindigkeit U_{10} (links) bzw. Windrichtung Θ_W (rechts) für einen Gitterpunkt (Abb. 92), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 3 Realisierungen C20 (C20-1, C20-2, C20-3) im Datenstrom D3 im Referenzzeitraum 1971-2000 und im Vergleich zu Messungen an den DWD-Stationen Travemünde (oben) bzw. Westermarkelsdorf / Fehmarn (unten)

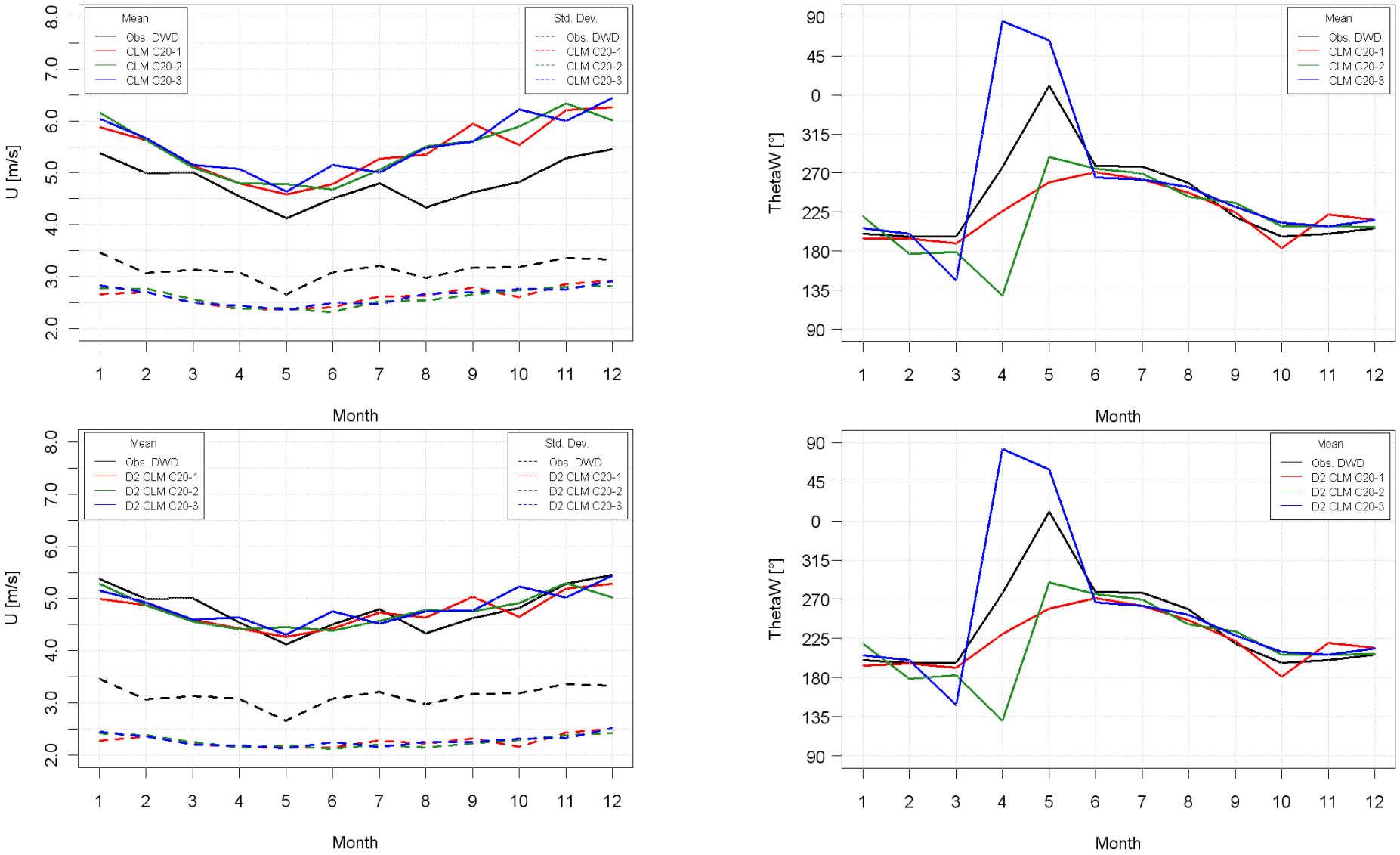


Abb. 72: 30-Jahres-Mittelwerte und Standardabweichung (gestrichelt) der Windgeschwindigkeit U_{10} (links) bzw. Windrichtung Θ_W (rechts) für einen Gitterpunkt (Abb. 92 bzw. Abb. 93), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 3 Realisierungen C20 (C20-1, C20-2, C20-3) im Datenstrom D3 (oben) bzw. im Datenstrom D2 (unten) im Referenzzeitraum 1971-2000 und im Vergleich zu Messungen an der DWD-Station Rostock-Warnemünde, Hinweis: Windrichtung unplausibel von März bis Juni

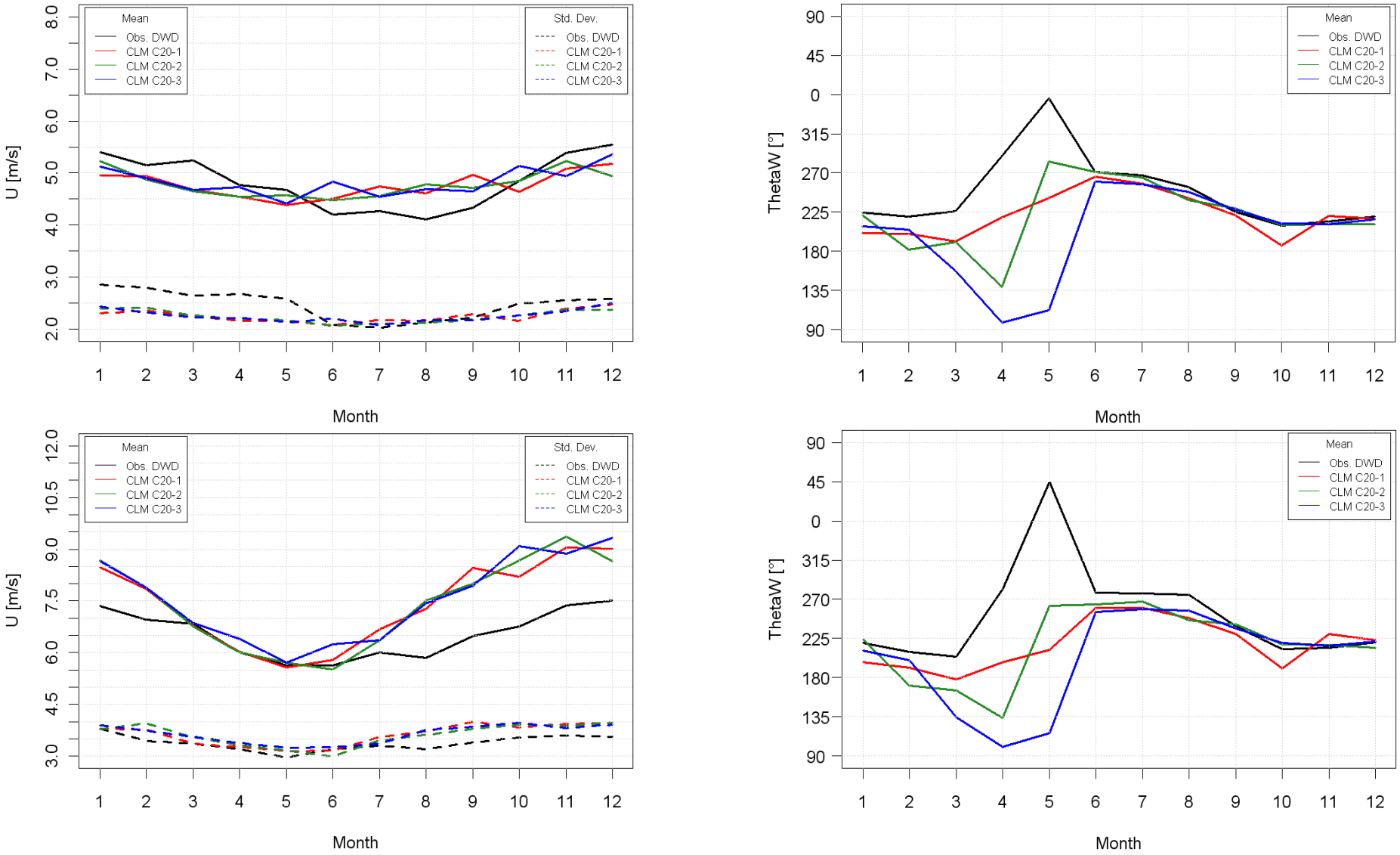


Abb. 73: 30-Jahres-Mittelwerte sowie Standardabweichung (gestrichelt) der Windgeschwindigkeit U_{10} (links) bzw. Windrichtung Θ_W (rechts) für einen Gitterpunkt (Abb. 92 bzw. Abb. 93), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 3 Realisierungen C20 (C20-1, C20-2, C20-3) im Datenstrom D3 im Referenzzeitraum 1971-2000 und im Vergleich zu Messungen an den DWD-Stationen Travemünde und Westermarkelsdorf / Fehmarn, Hinweis: Windrichtungen unplausibel von März bis Juni

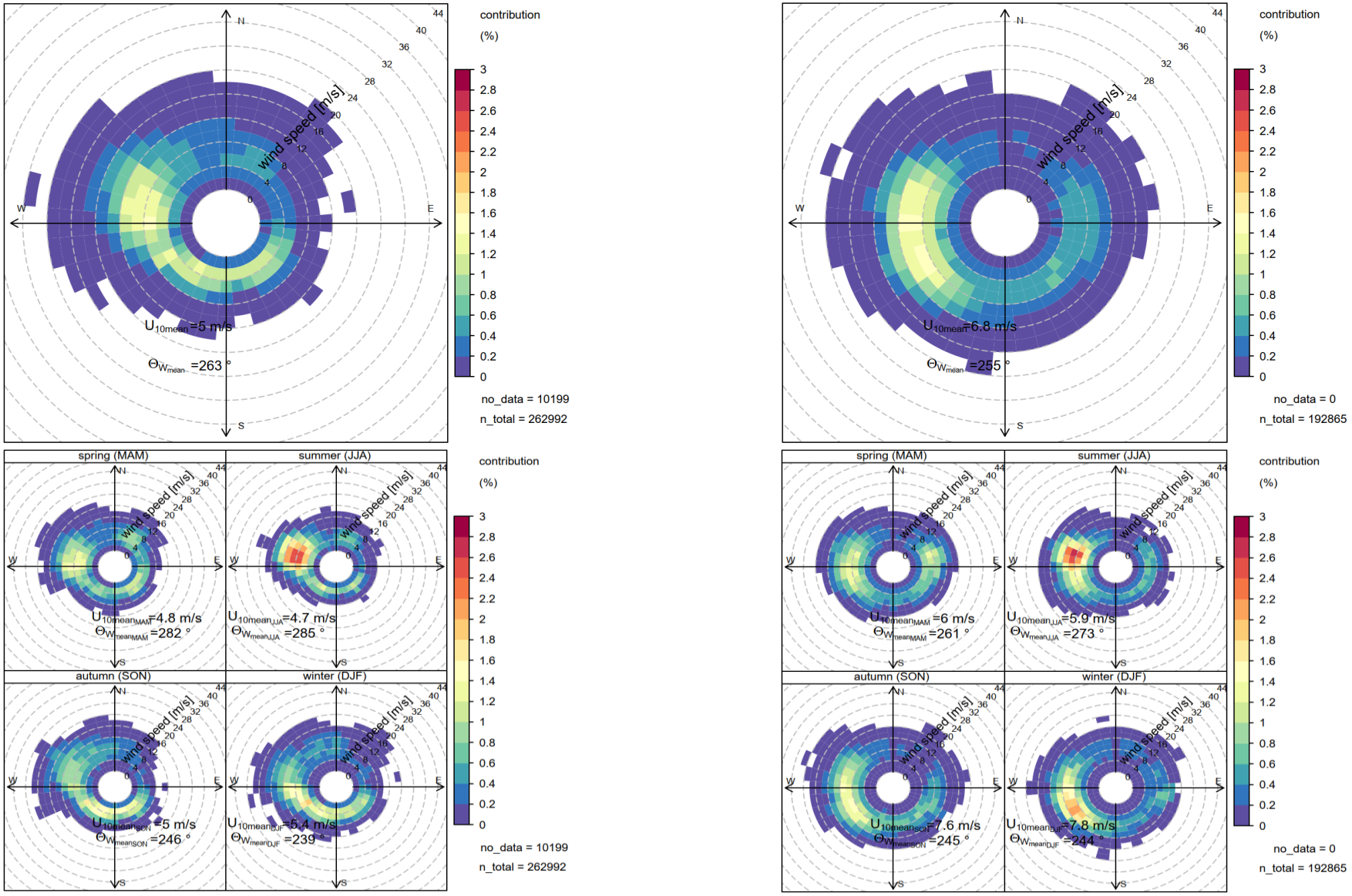


Abb. 74: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} aus stündlichen Messungen des DWD im Zeitraum 1971-2000 (links) und für 4 x 4 Gitterpunkte von REMO ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000 (rechts), Rostock-Warnemünde

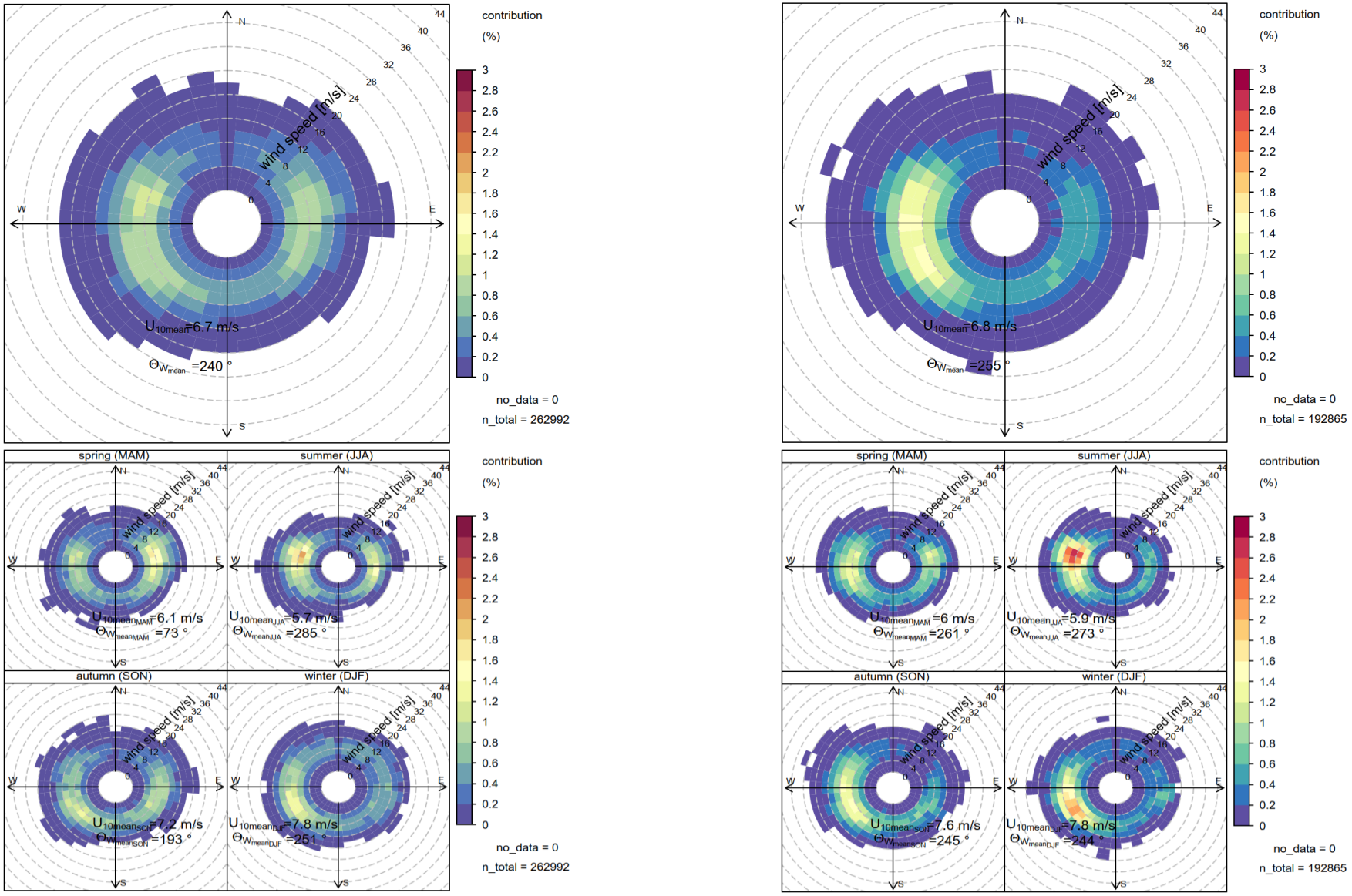


Abb. 75: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MIROC-MIROC5 1. Realisierung HIST (links) im Zeitraum 1971-2000 und REMO ERA-Interim 1979-2000 (rechts), Rostock-Warnemünde

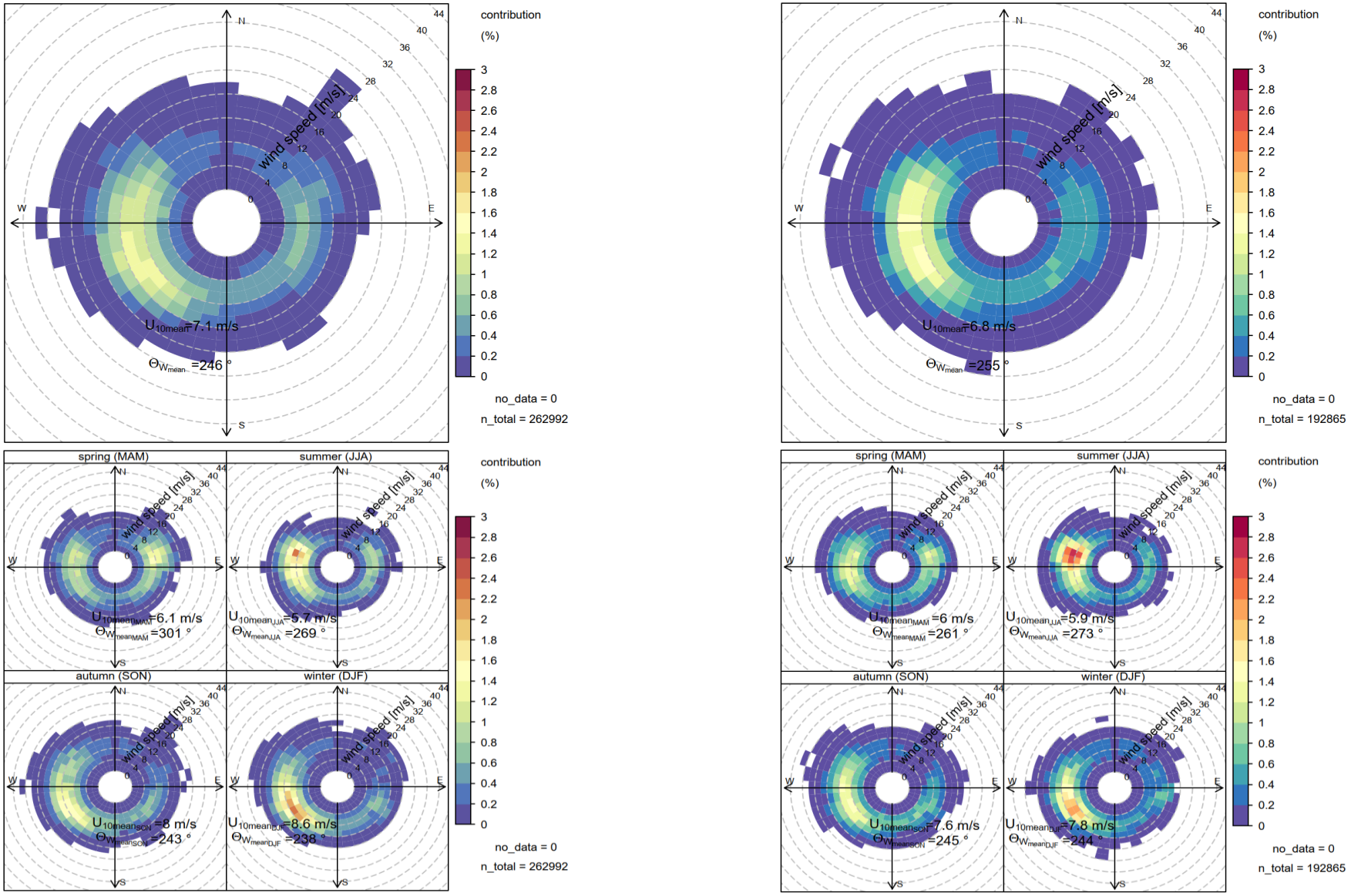


Abb. 76: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO ICHEC-EC-EARTH 1. Realisierung HIST im Zeitraum 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim 1979-2000 (rechts), Rostock-Warnemünde

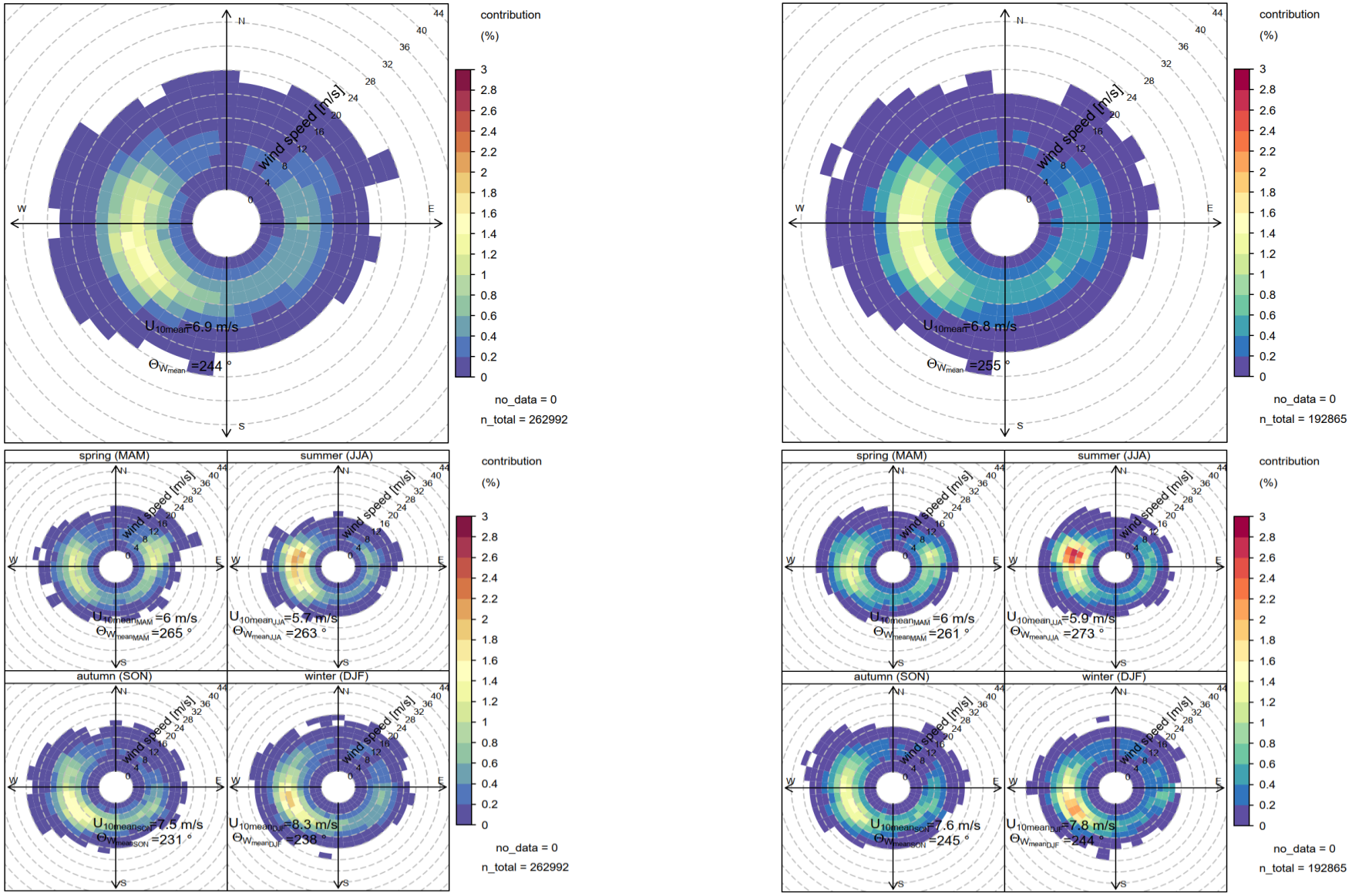


Abb. 77: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. Realisierung HIST im Zeitraum 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim 1979-2000 (rechts), Rostock-Warnemünde

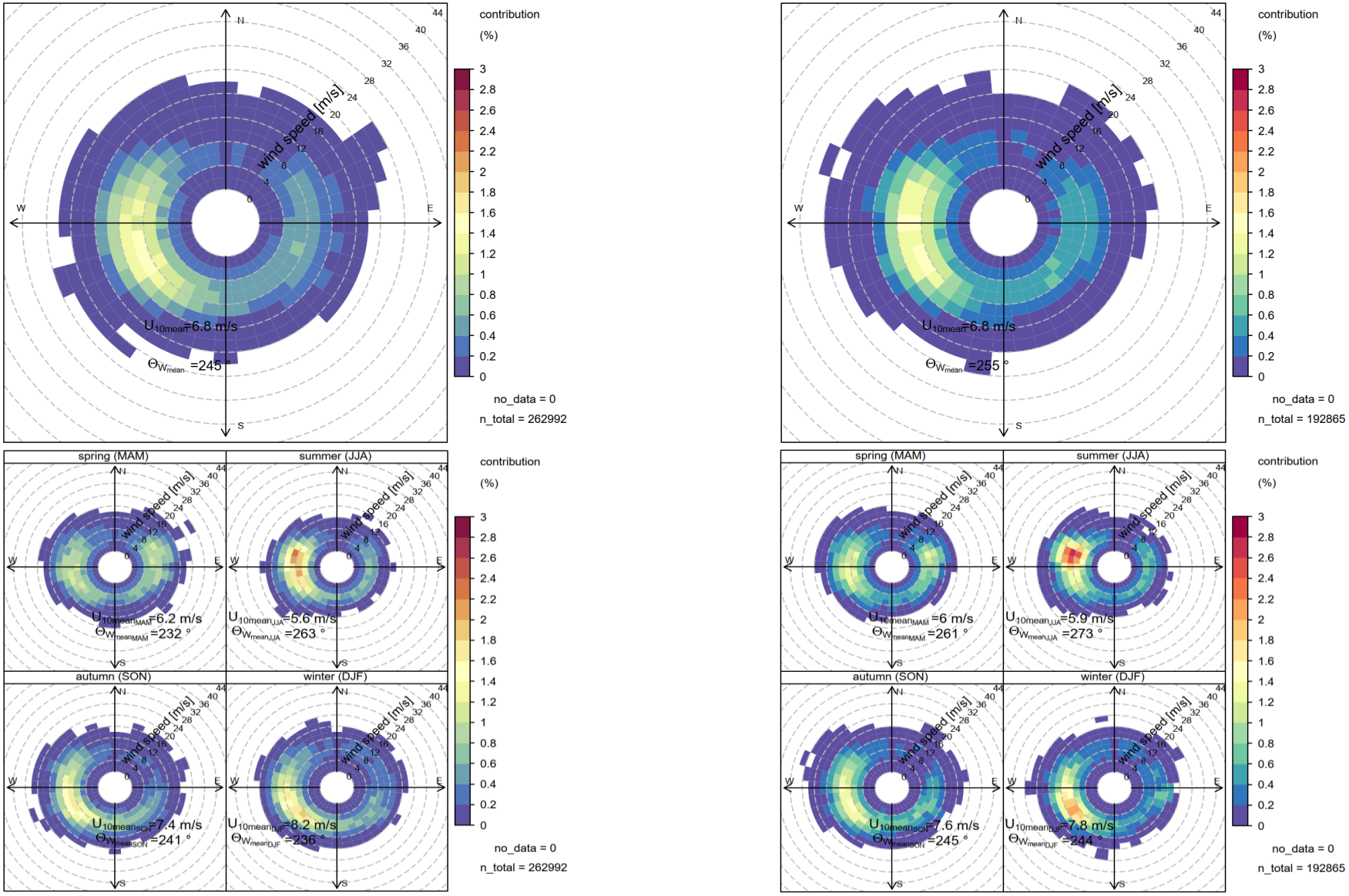


Abb. 78: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 2. Realisierung HIST im Zeitraum 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim 1979-2000 (rechts), Rostock-Warnemünde

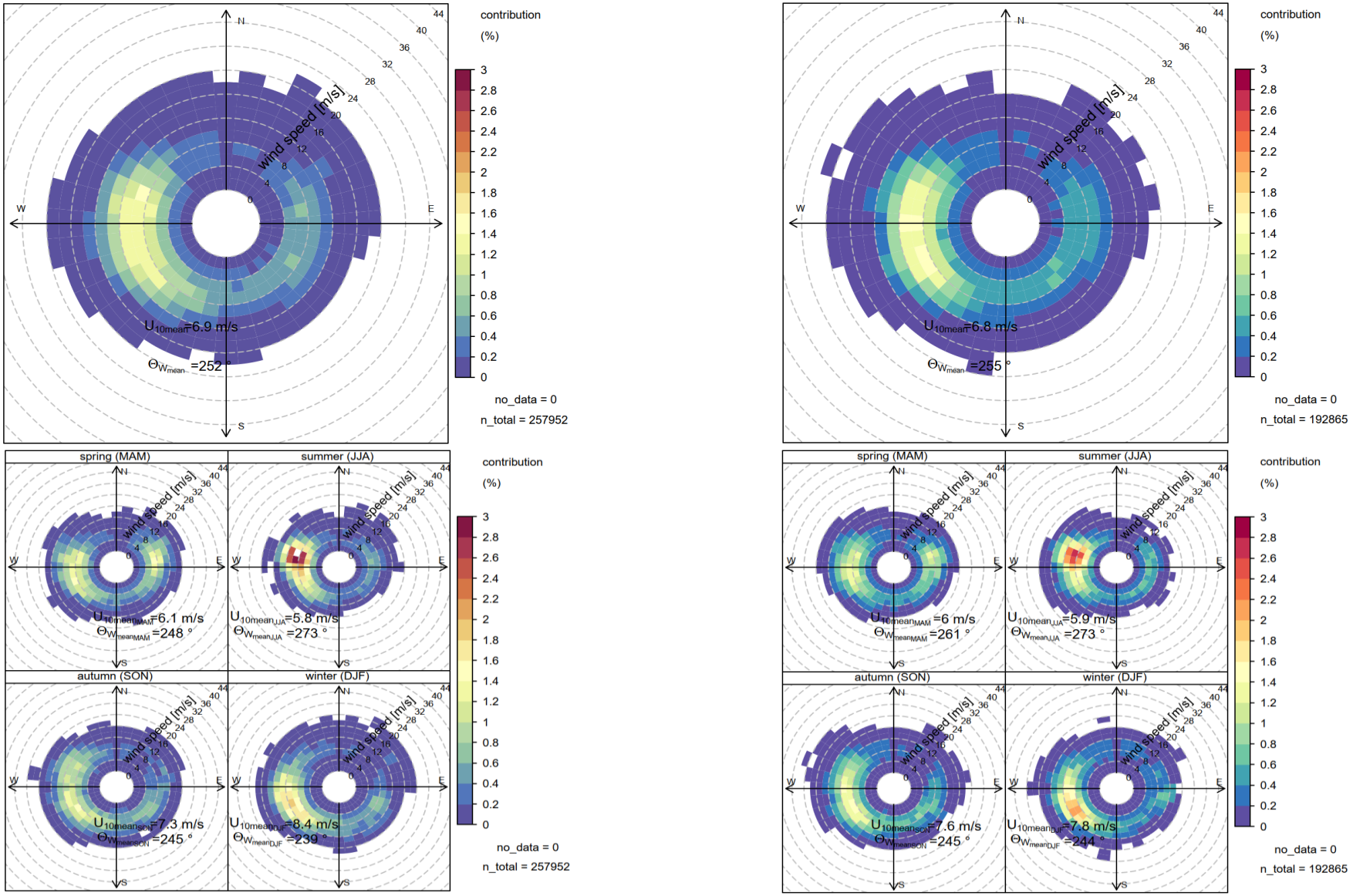


Abb. 79: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MOHC-HadGEM2-ES 1. Realisierung HIST im Zeitraum 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim 1979-2000 (rechts), Rostock-Warnemünde

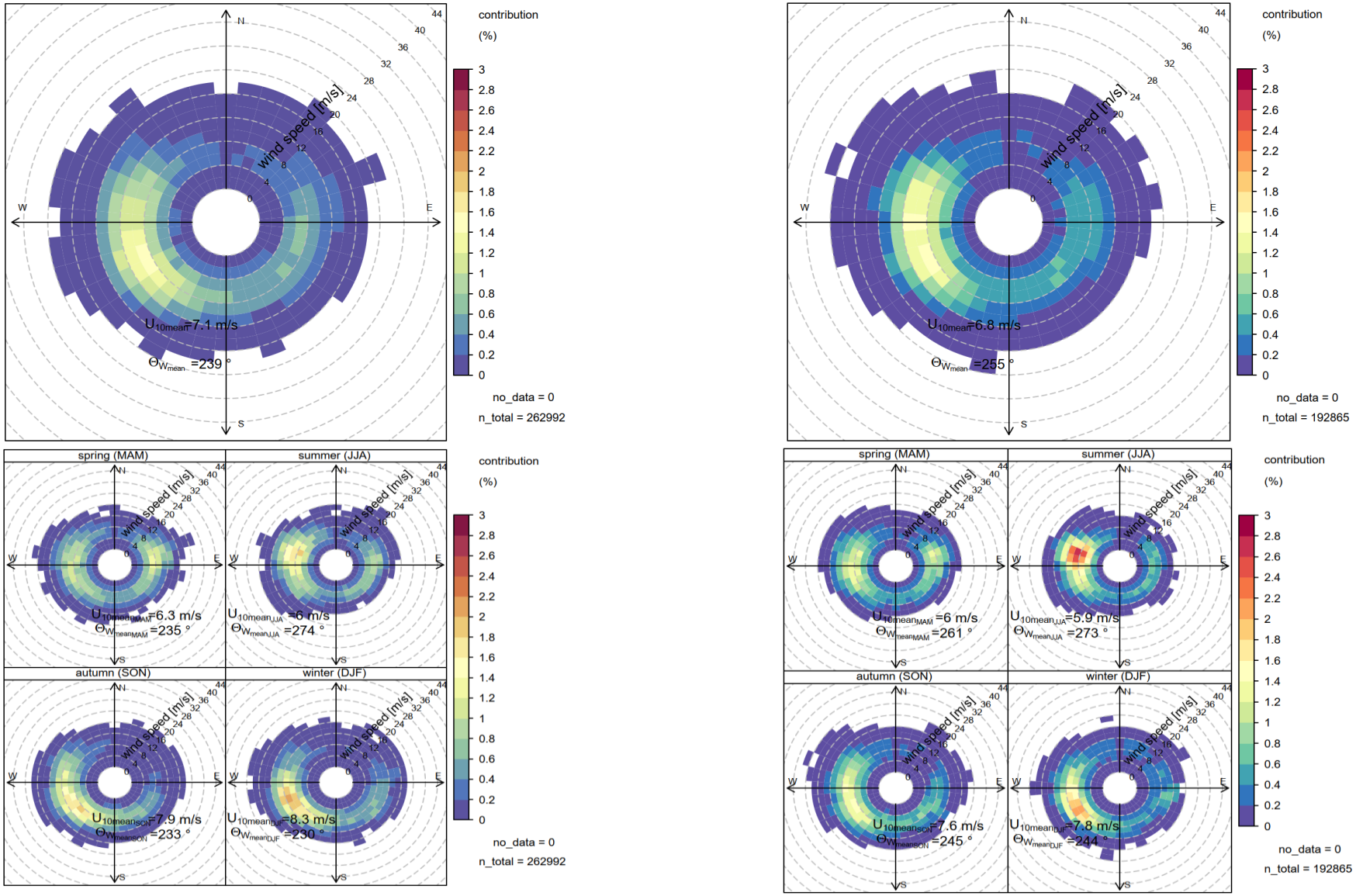


Abb. 80: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G 1. Realisierung HIST 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim 1979-2000 (rechts), Rostock-Warnemünde

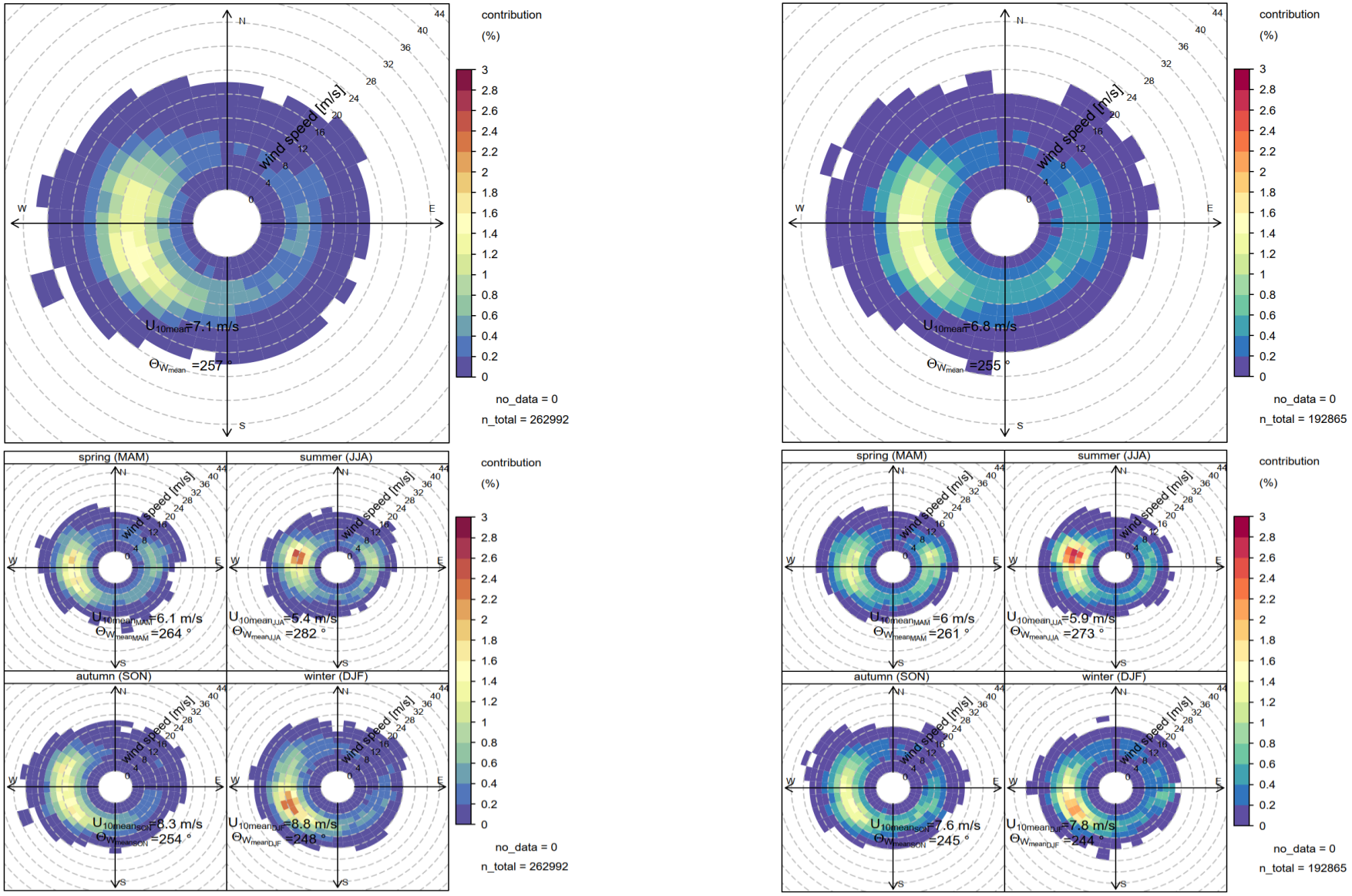


Abb. 81: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) und Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U10 und -richtung ΘW gewichtet nach U10 für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO IPSL-IPSL-CM5A-LR 1. Realisierung HIST 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000 (rechts), Rostock-Warnemünde

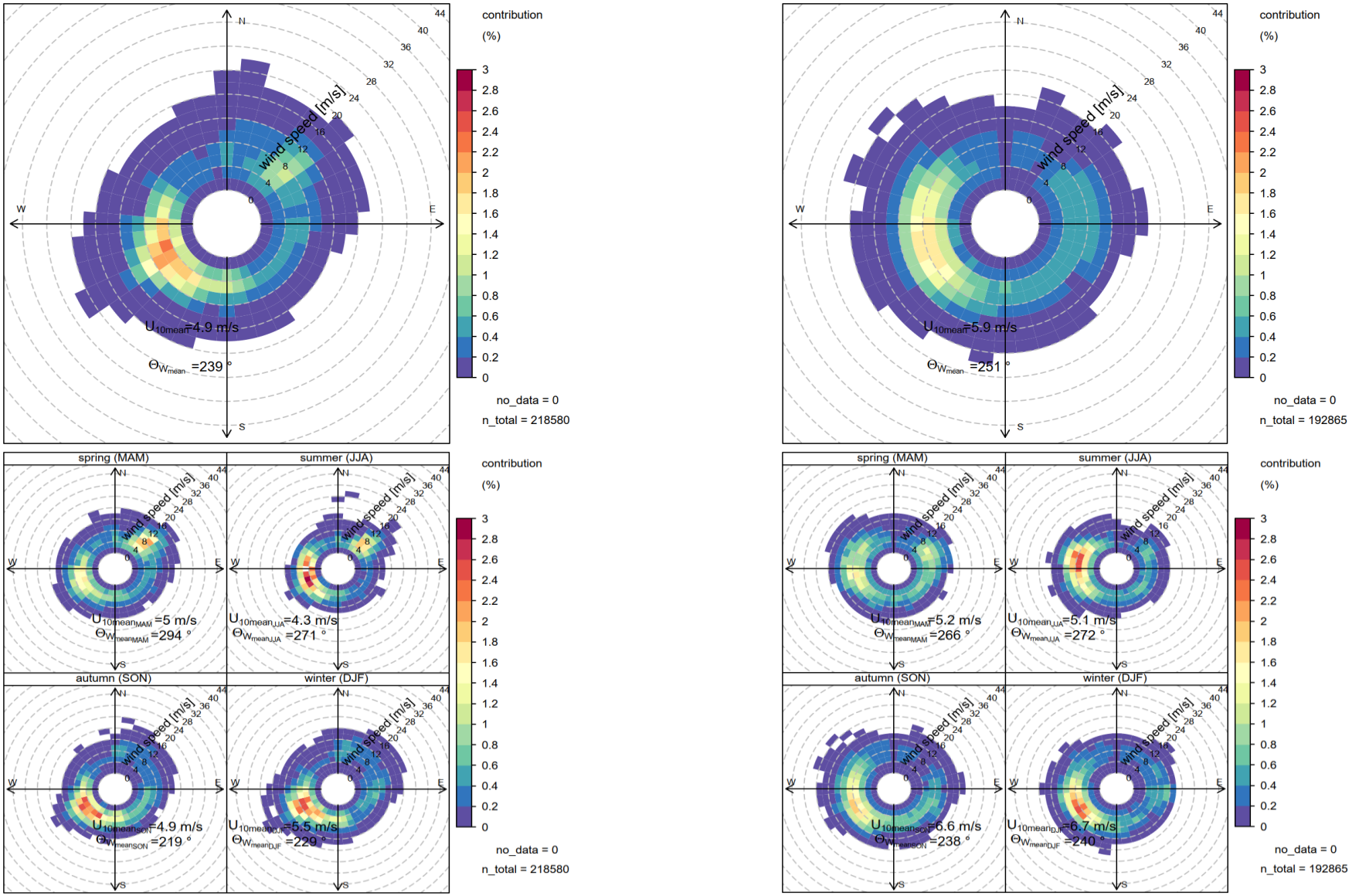


Abb. 82: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} aus stündlichen Windmessungen des DWD im Zeitraum 1975-2000 (links) und für 4 x 4 Gitterpunkte von REMO ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000 (rechts), Travemünde

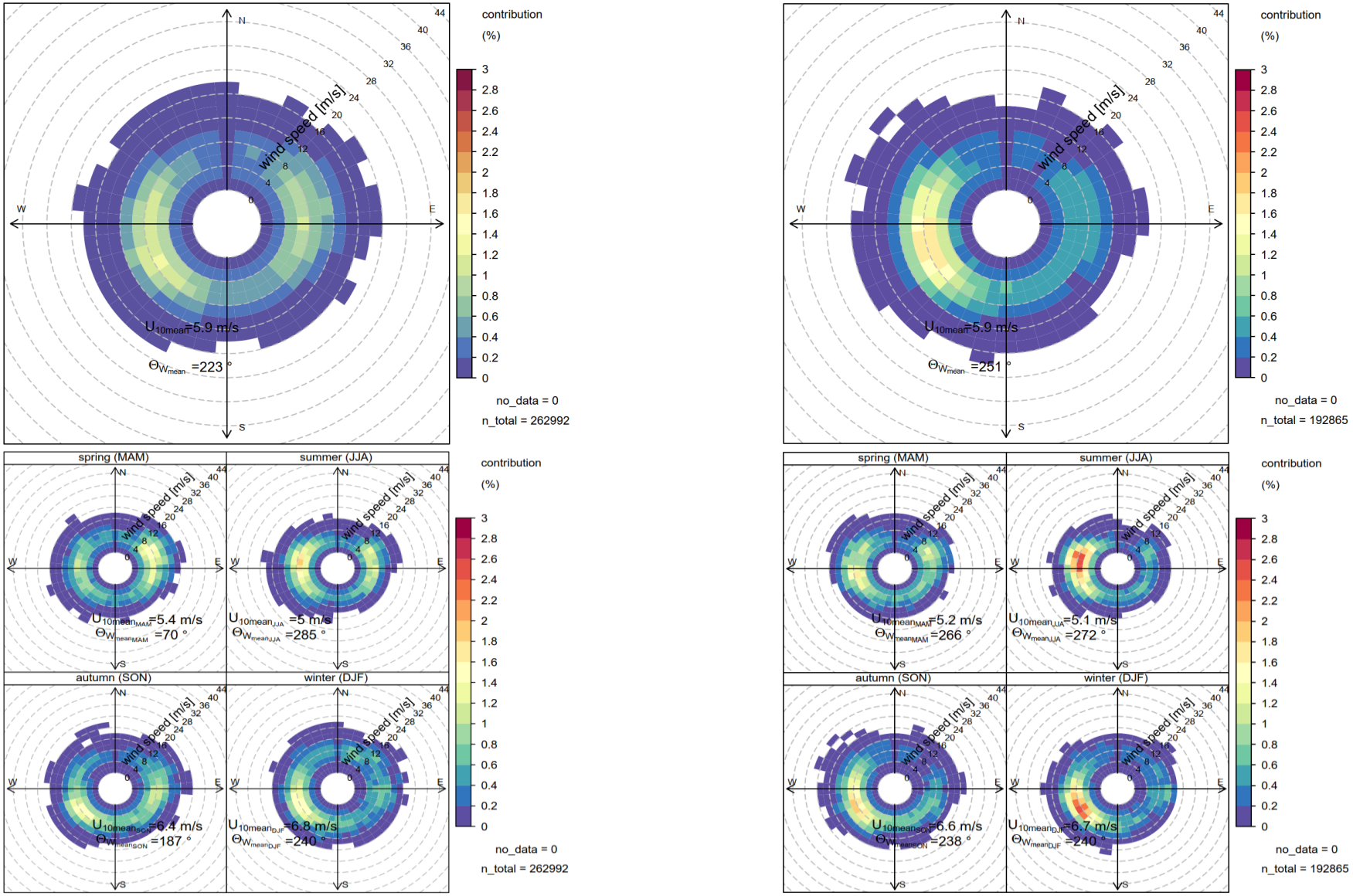


Abb. 83: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MIROC-MIROC5 1. Realisierung HIST im Zeitraum 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000 (rechts), Travemünde

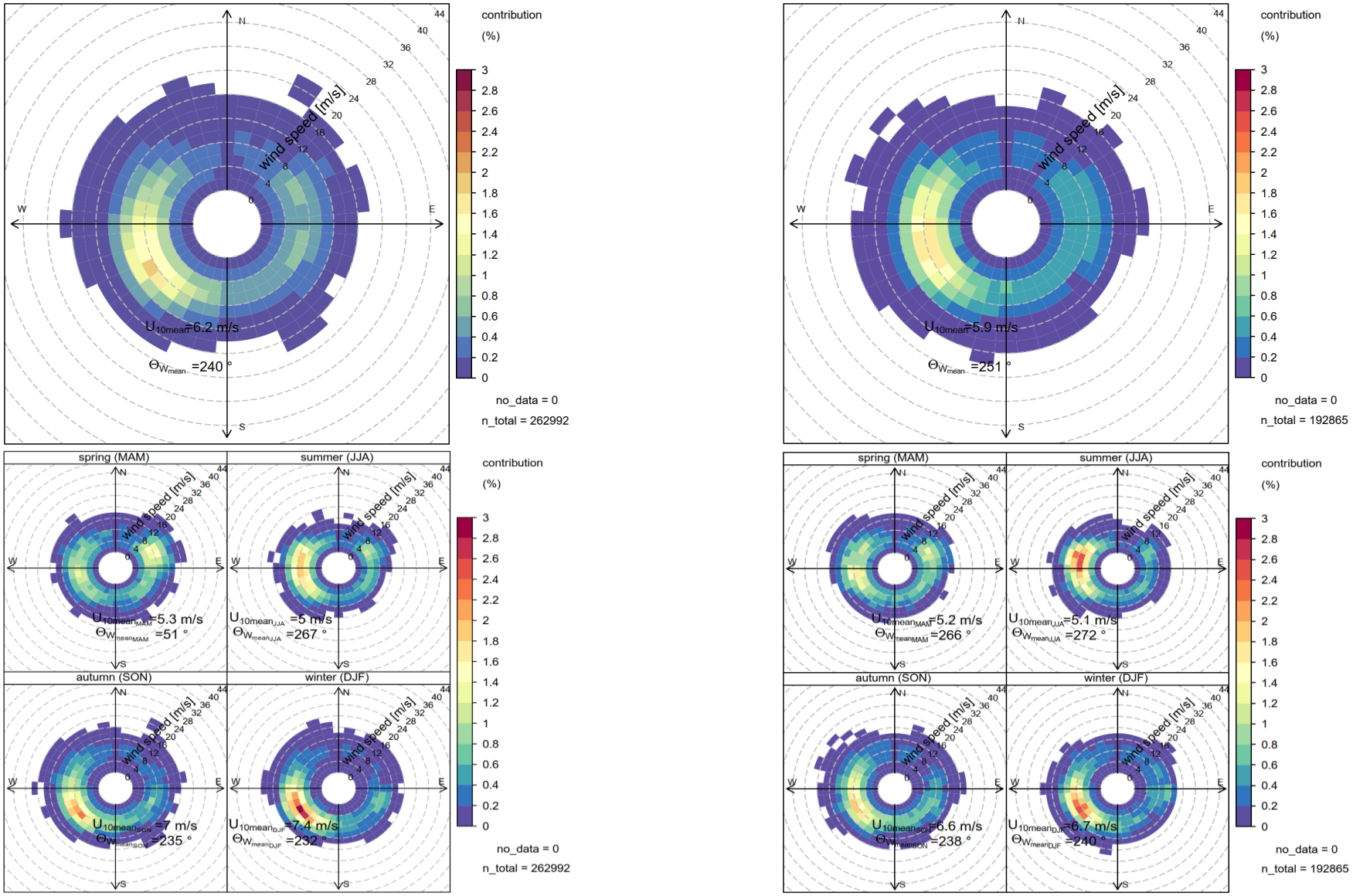


Abb. 84: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO ICHEC-EC-EARTH 1. Realisierung HIST im Zeitraum 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000 (rechts), Travemünde

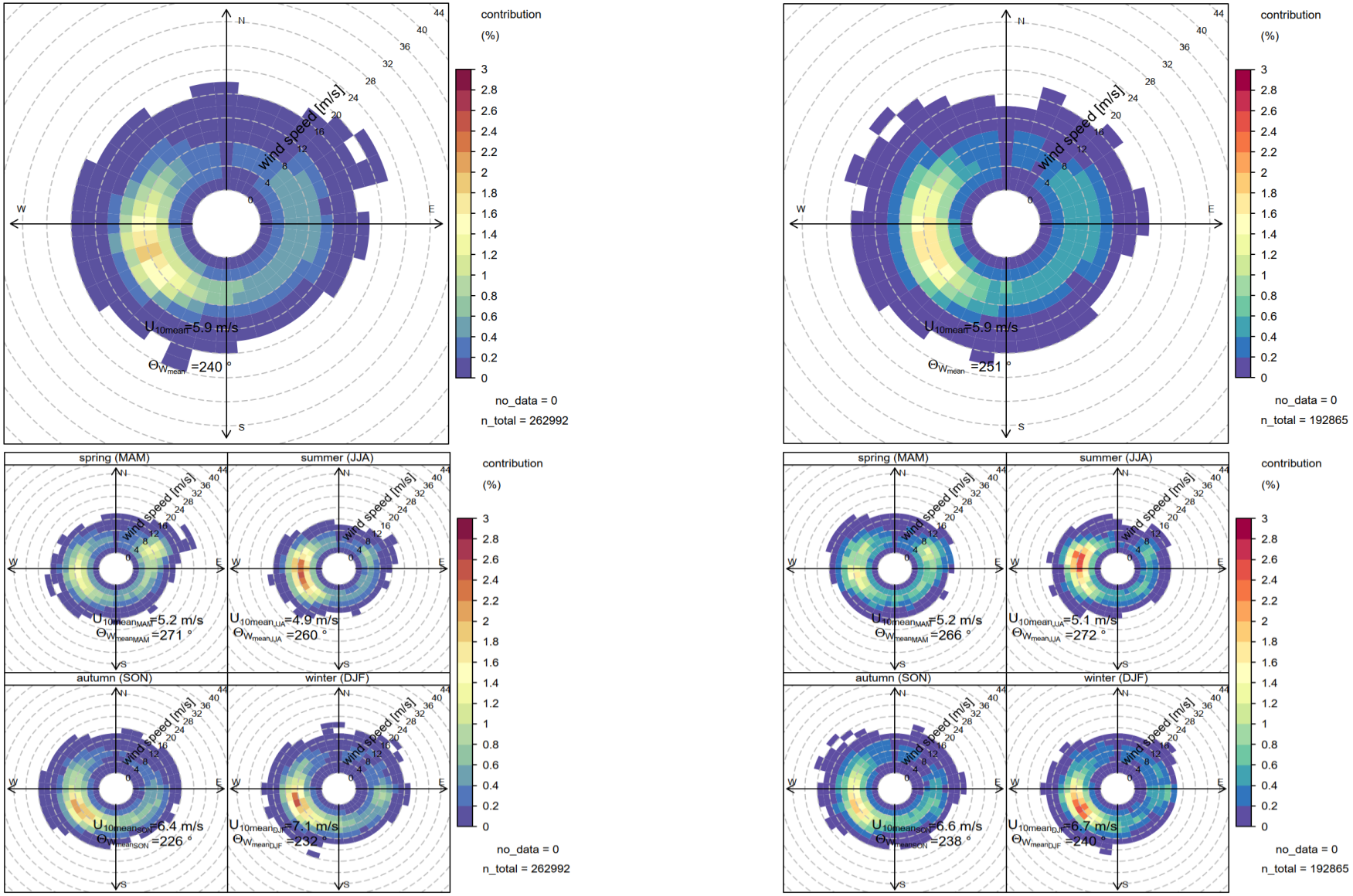


Abb. 85: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. Realisierung HIST im Zeitraum 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000 (rechts), Travemünde

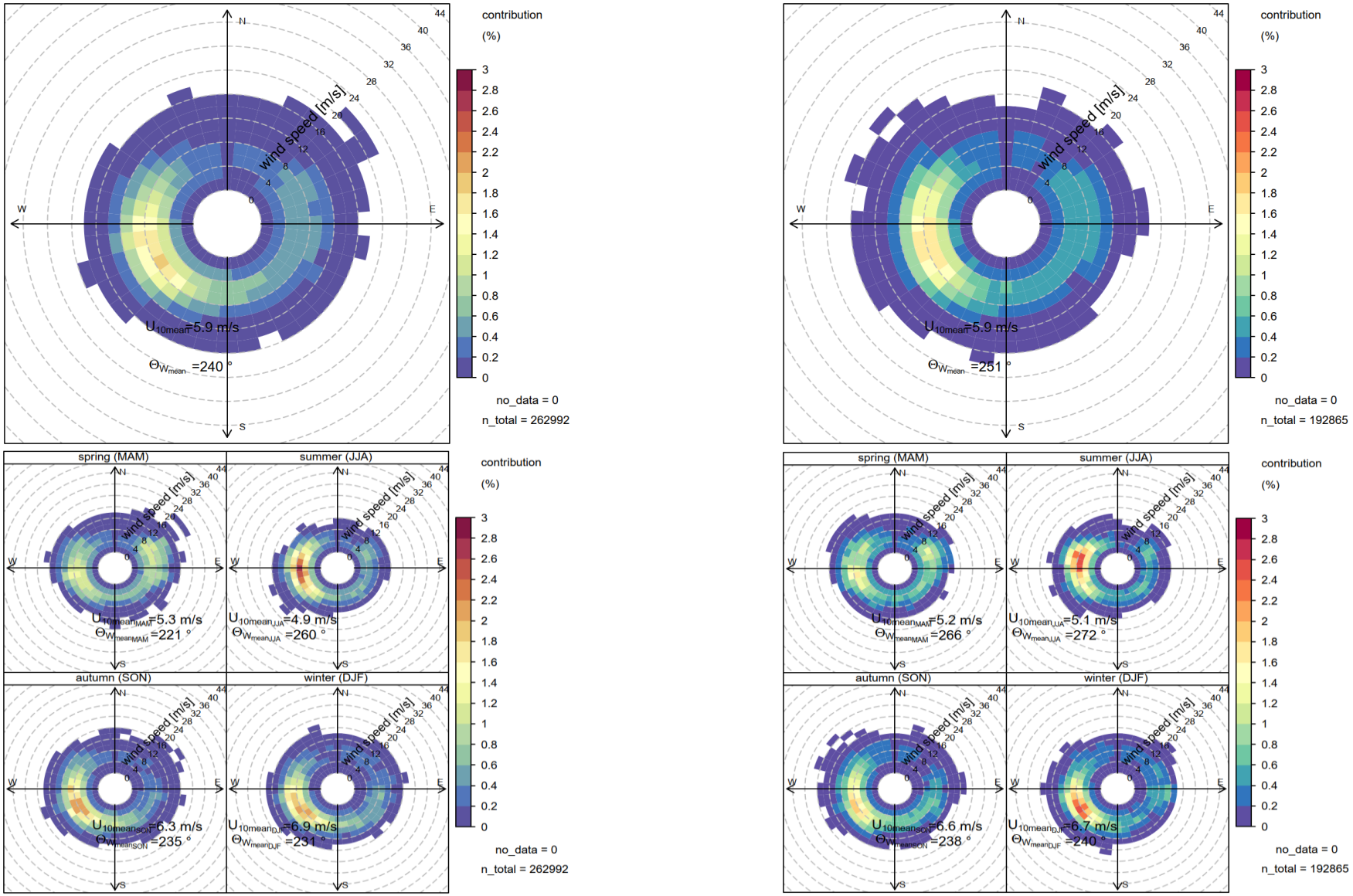


Abb. 86: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 2. Realisierung HIST im Zeitraum 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000 (rechts), Travemünde

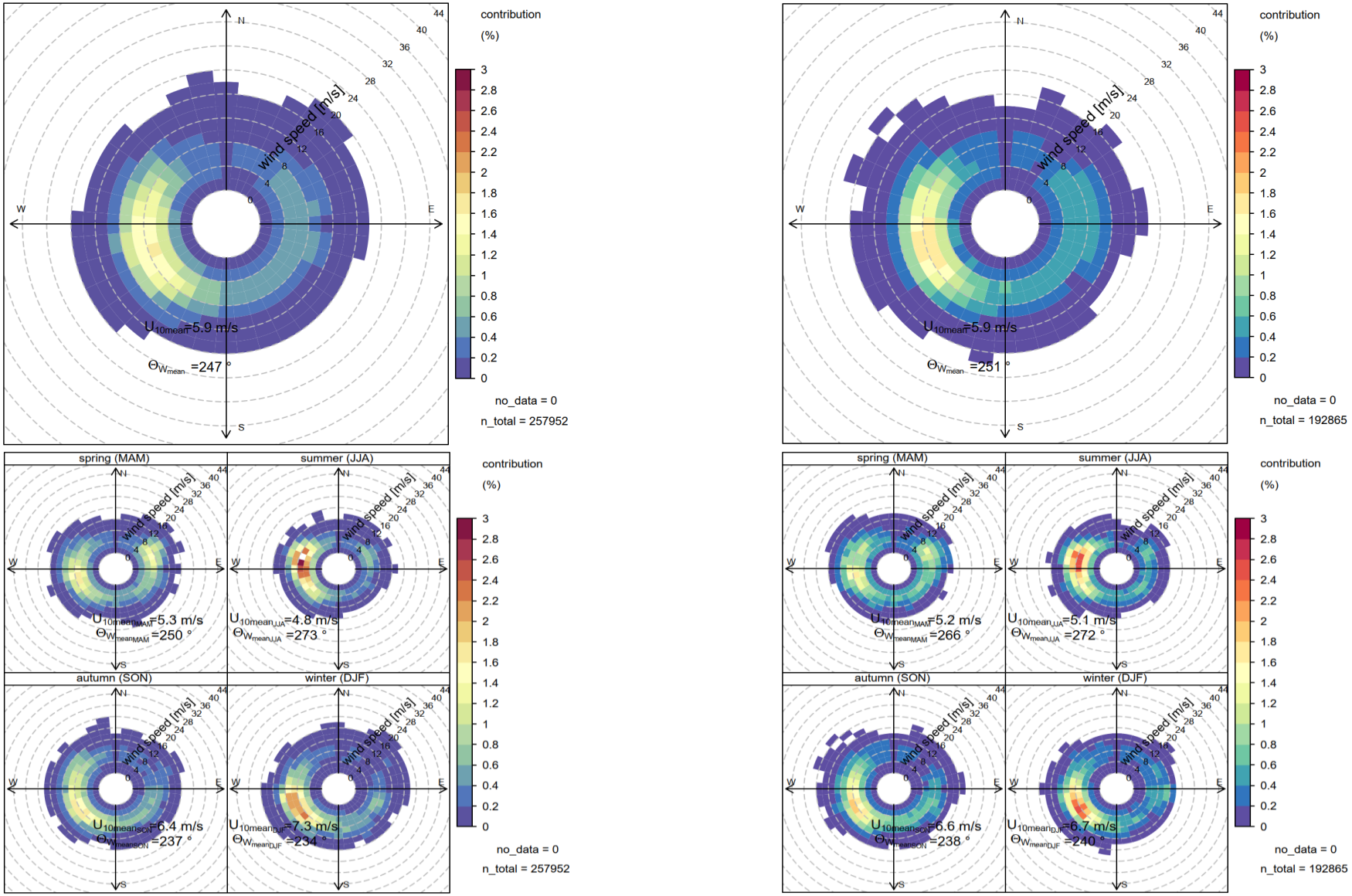


Abb. 87: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MOHC-HadGEM2-ES 1. Realisierung HIST im Zeitraum 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim im Zeitraum 1979-2000 (rechts), Travemünde

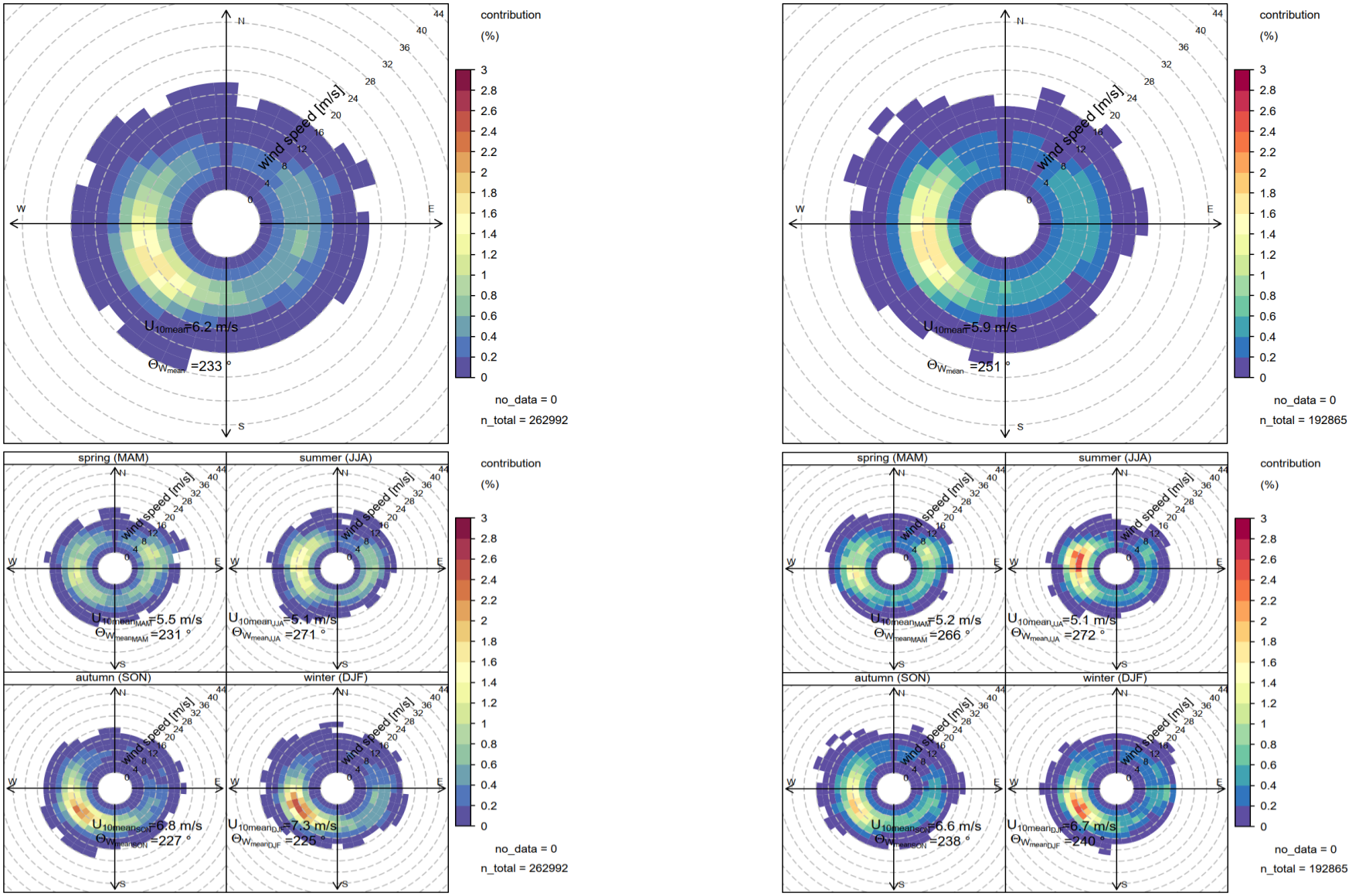


Abb. 88: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G 1. Realisierung 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim 1979-2000 (rechts), Travemünde

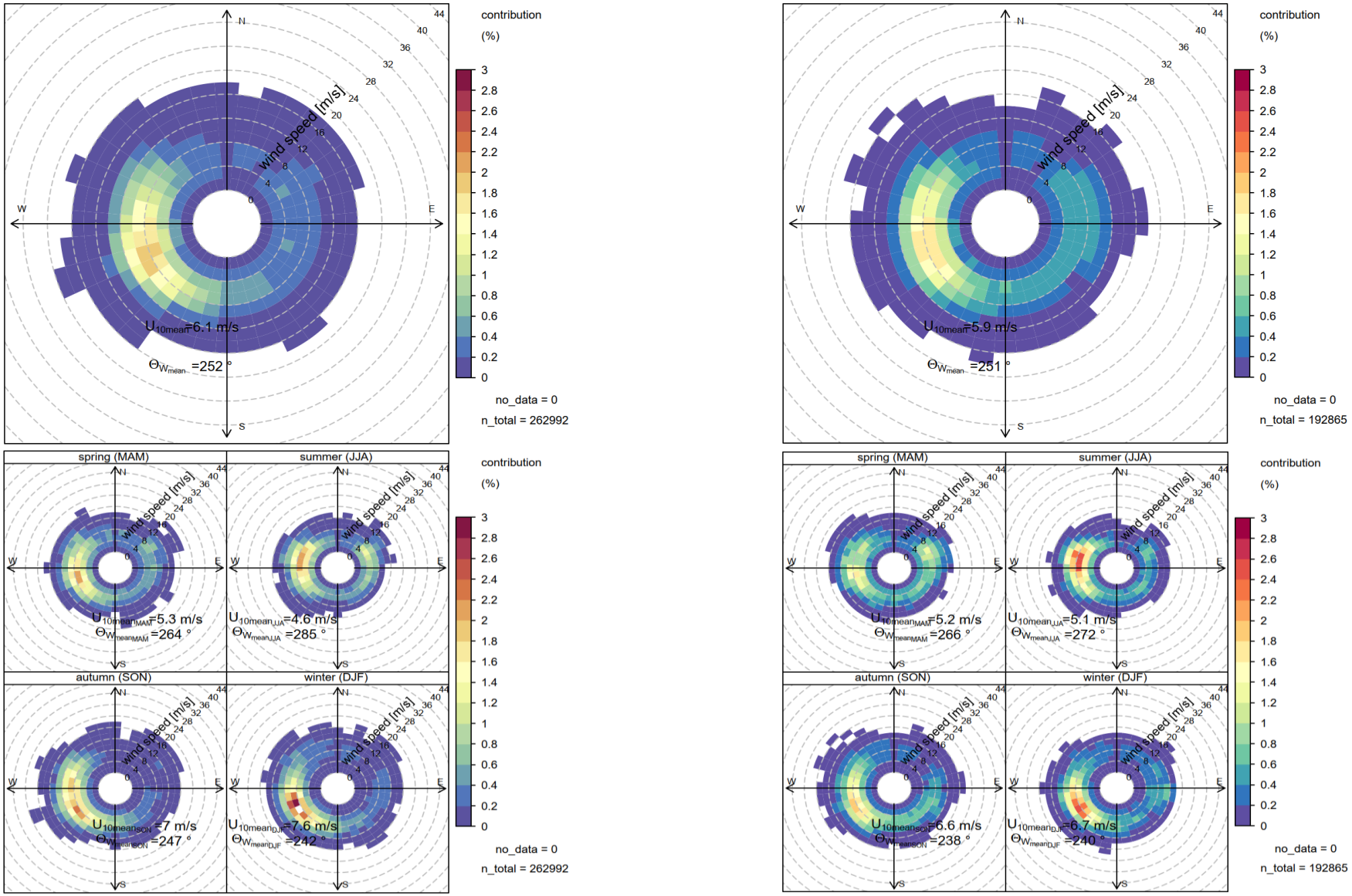


Abb. 89: Relative Häufigkeit (farblich, Carslaw und Ropkins 2012) sowie Mittelwerte der Windgeschwindigkeit U_{10} und -richtung Θ_W gewichtet nach U_{10} für 4 x 4 Gitterpunkte, REMO IPSL-IPSL-CM5A-LR 1. Realisierung HIST 1971-2000 (links) und REMO ERA-Interim 1979-2000 (rechts), Travemünde

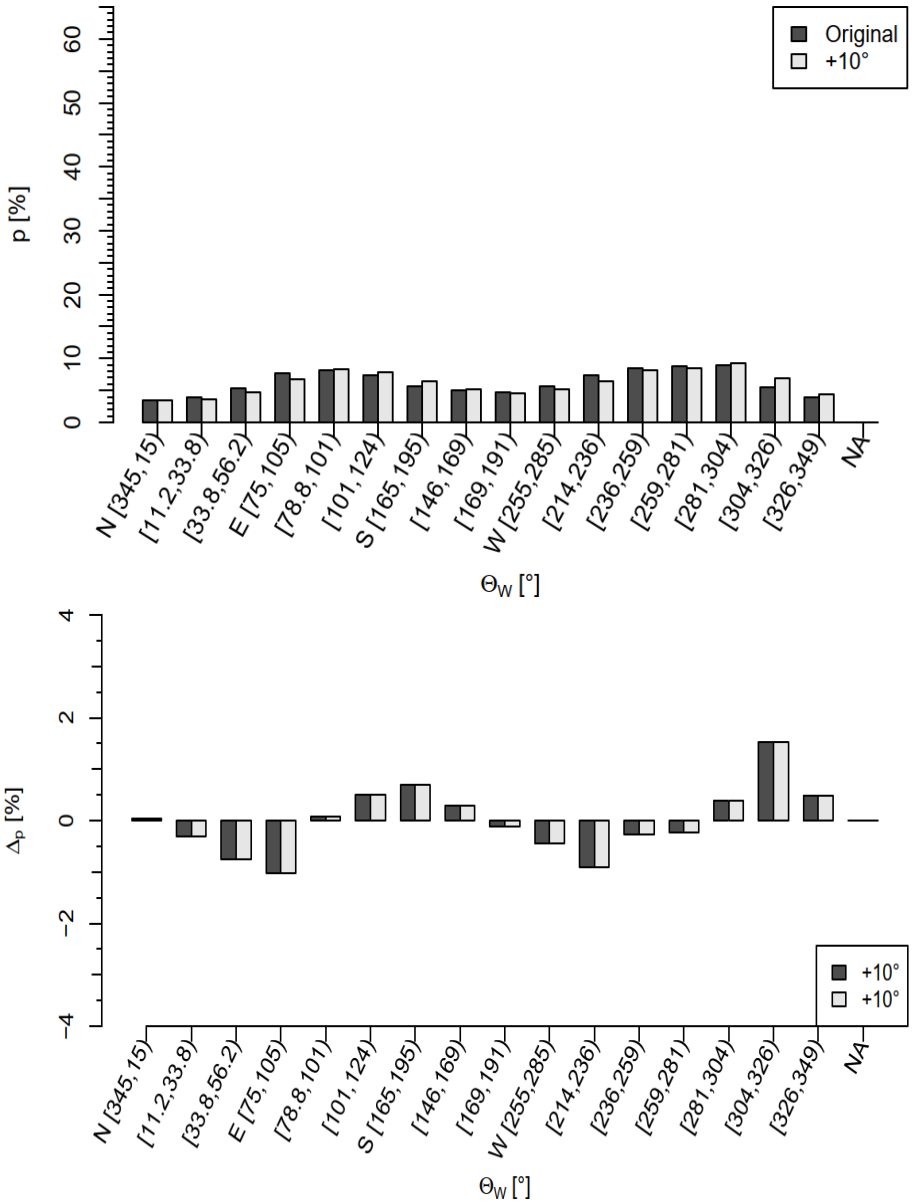


Abb. 90: Relative Häufigkeitsverteilung (oben) bzw. Differenz der Häufigkeitsverteilung (unten) der stündlichen Windrichtung Θ_W für ein Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten, REMO MIROC-MIROC5 1. Realisierung von HIST im Zeitraum 1971-2000 (in Schwarz oben) sowie für eine Modifikation der Windrichtung um +10° (in Grau oben), Lokation Rostock-Warnemünde

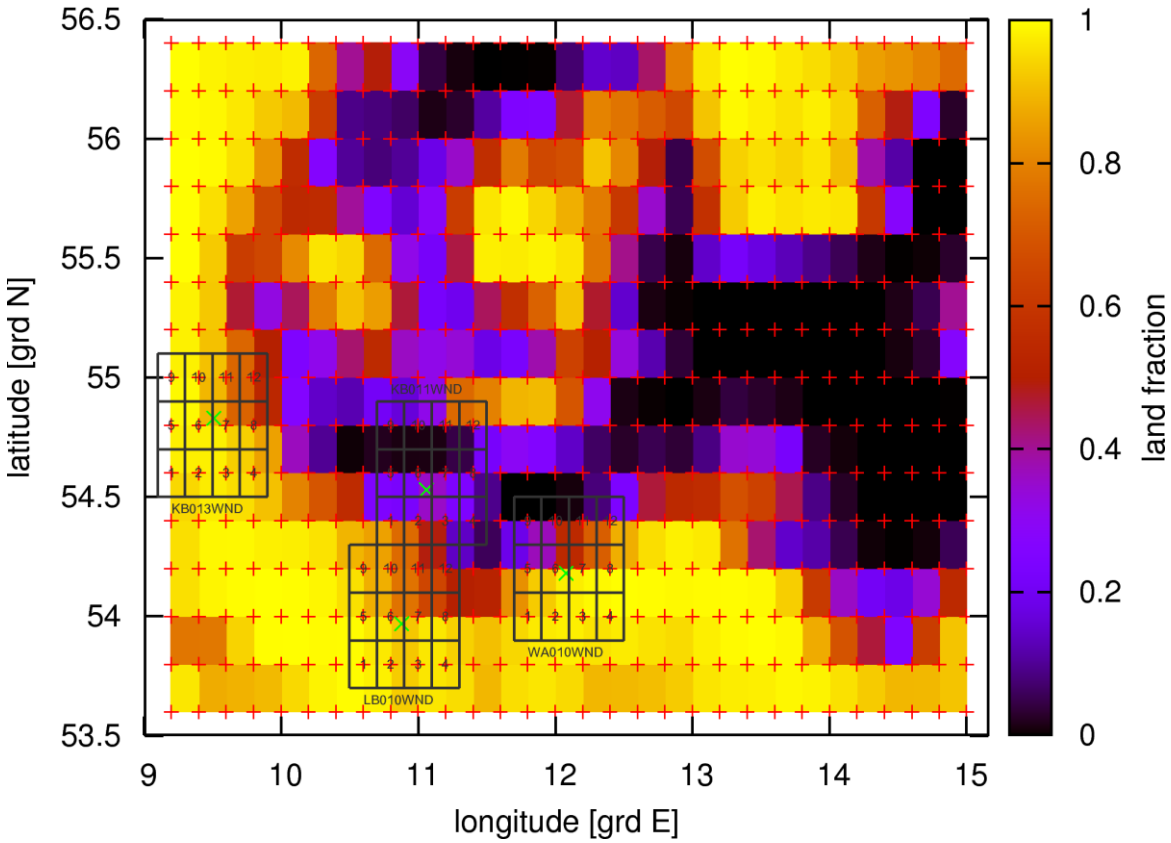


Abb. 91: Landanteil von COSMO-CLM Datenstrom D3, Hinweis: der Wert der linken unteren Ecke der jeweiligen Gitterzelle ist farblich kodiert

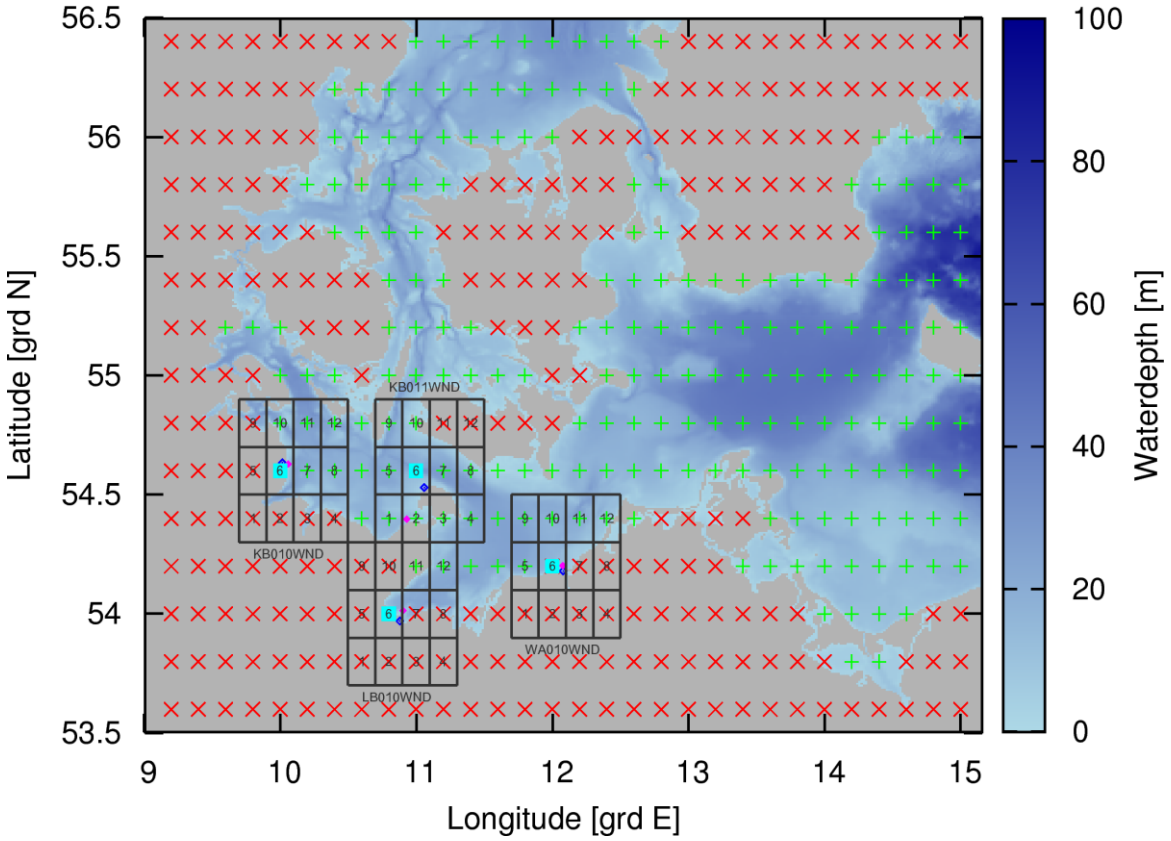


Abb. 92: Klassifizierung der Gitterzellen von COSMO-CLM im Datenstrom D3 nach dem Landanteil, Landzellen (x, rot) bzw. Seezellen (+, grün) mit einem Landanteil ≥ 0,5 bzw. < 0,5 sowie betrachtete Gitterpunkte für die Analysen (hellblau), Bojenmessungen URCE (pink) und DWD-Stationen (blau), Hintergrund: Bathymetriedatensatz iowtopo1 SEIFERT ET AL. (2001)

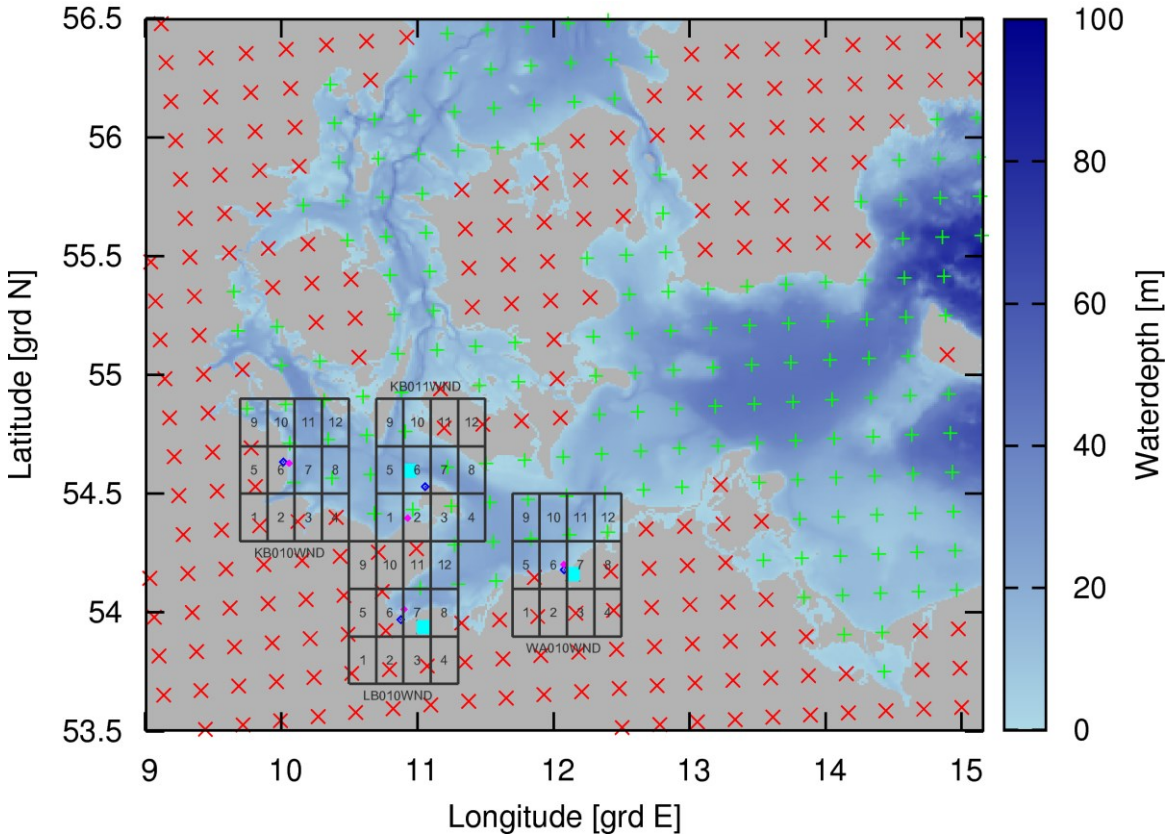


Abb. 93: Klassifizierung der Gitterzellen von COSMO-CLM im Datenstrom D2 nach dem Landanteil, Landzellen (x, rot) bzw. Seezellen (+, grün) mit einem Landanteil ≥ 0,5 bzw. < 0,5 sowie betrachtete Gitterpunkte für die Analysen (hellblau), Bojenmessungen URCE (pink) und DWD-Stationen (blau), Hintergrund: Bathymetriedatensatz iowtopo1 SEIFERT ET AL. (2001)

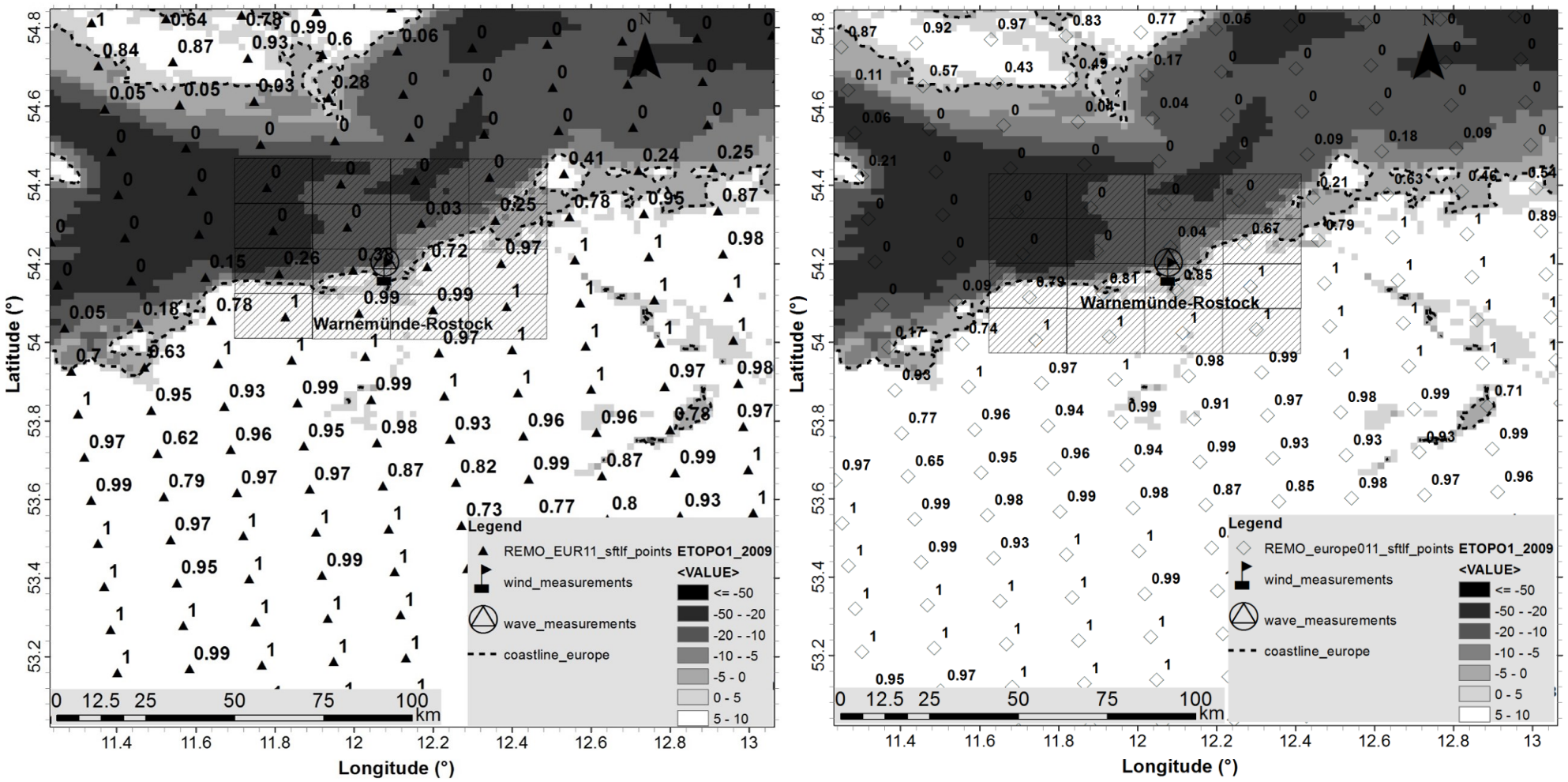


Abb. 94: Landanteil und 4 x 4 Gitterzellen zur räumlichen Mittelung (schraffiert, schematisch) der Gitterpunkte von REMO mit CORDEX-EUR-11-Gitter (Dreiecke links) und Europe011-Gitter (Rauten rechts) in der Nähe der DWD-Station Rostock-Warnemünde (Fahne) und Bojenmessungen URCE (Kreis), Hintergrund: Bathymetriedatensatz ETOPO1 NOAA National Geophysical Data Center (2009) und Amante und Eakins (2009)

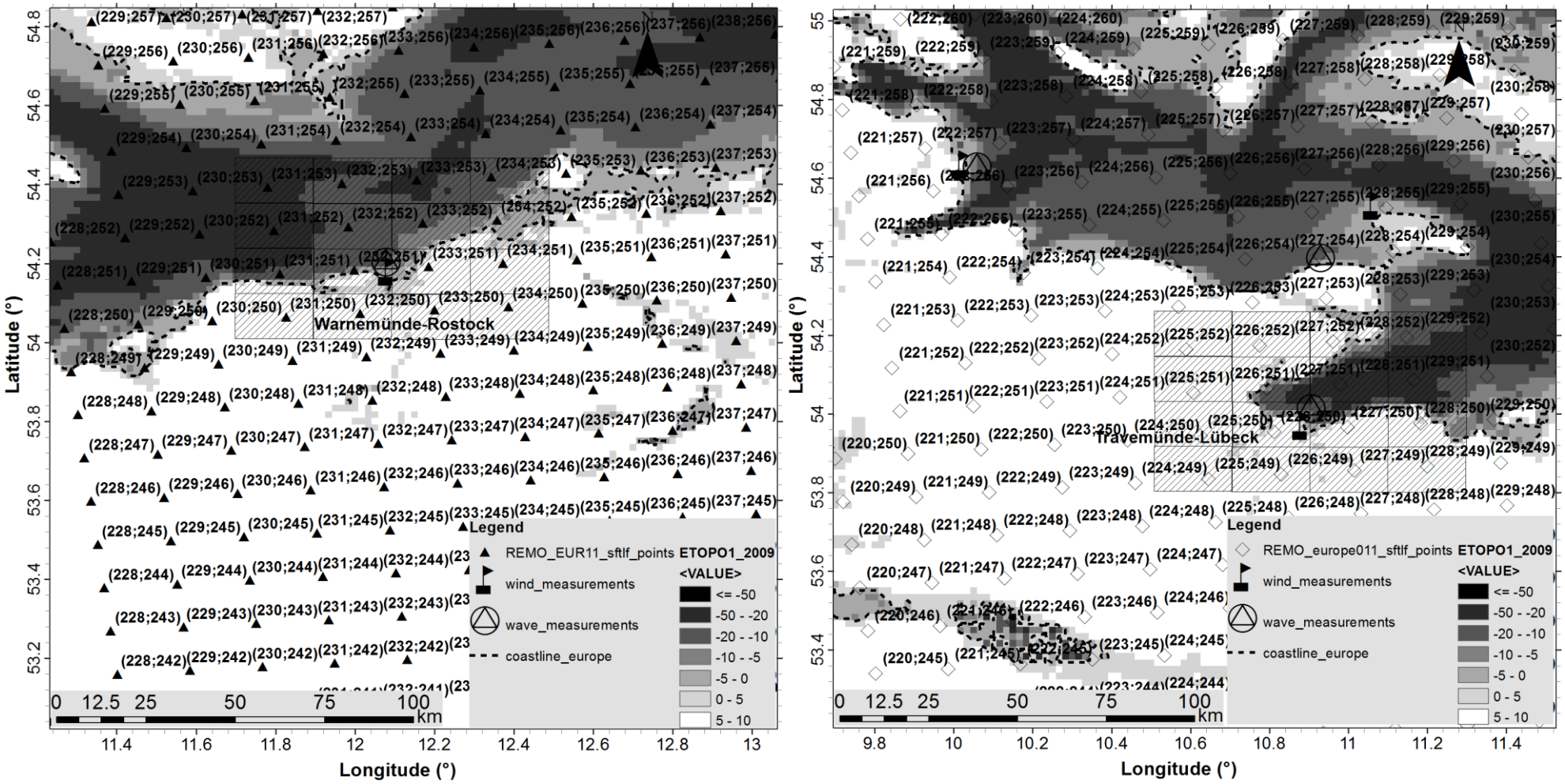


Abb. 95: Gitterindizes und 4 x 4 Gitterzellen zur räumlichen Mittelung (schraffiert, schematisch) der Gitterpunkte von REMO mit CORDEX-EUR-11-Gitter (Dreiecke links) und Europe011-Gitter (Rauten rechts) in der Nähe der DWD-Stationen Rostock-Warnemünde bzw. Travemünde (Fahne) und Bojenmessungen URCE (Kreis), Hintergrund: Bathymetriedatensatz ETOPO1 NOAA National Geophysical Data Center (2009) und Amante und Eakins (2009)

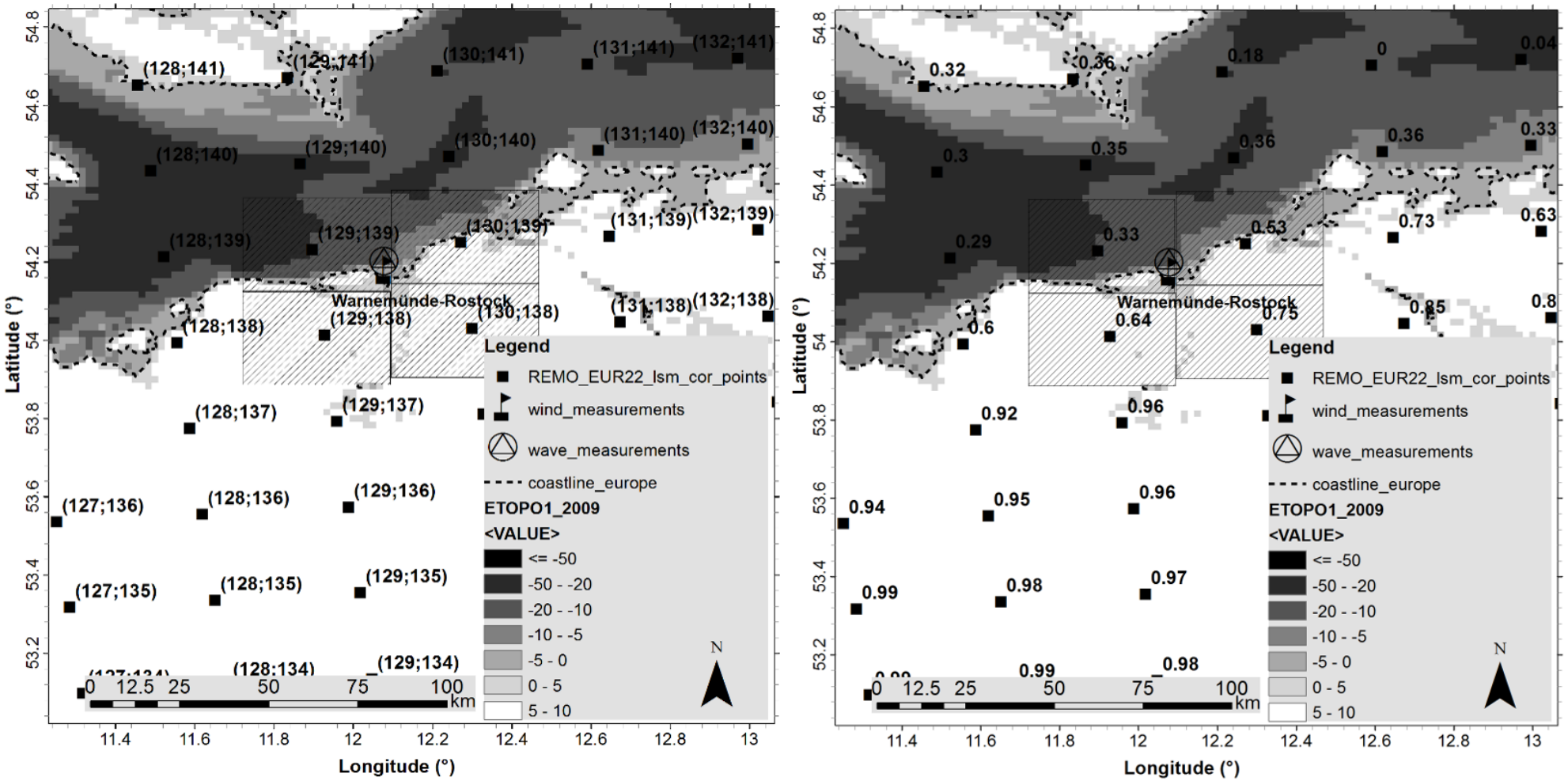


Abb. 96: Gitterindizes (links) und Landanteil (rechts) sowie 2 x 2 Gitterzellen zur räumlichen Mittelung (schraffiert, schematisch) der Gitterpunkte von REMO/MPIOM/HD mit CORDEX-EUR-22-Gitter (Rechtecke) in der Nähe der DWD-Station Rostock-Warnemünde (Fahne) und Bojenmessungen URCE (Kreis), Hintergrund: Bathymetriedatensatz ETOPO1 NOAA National Geophysical Data Center (2009) und Amante und Eakins (2009)

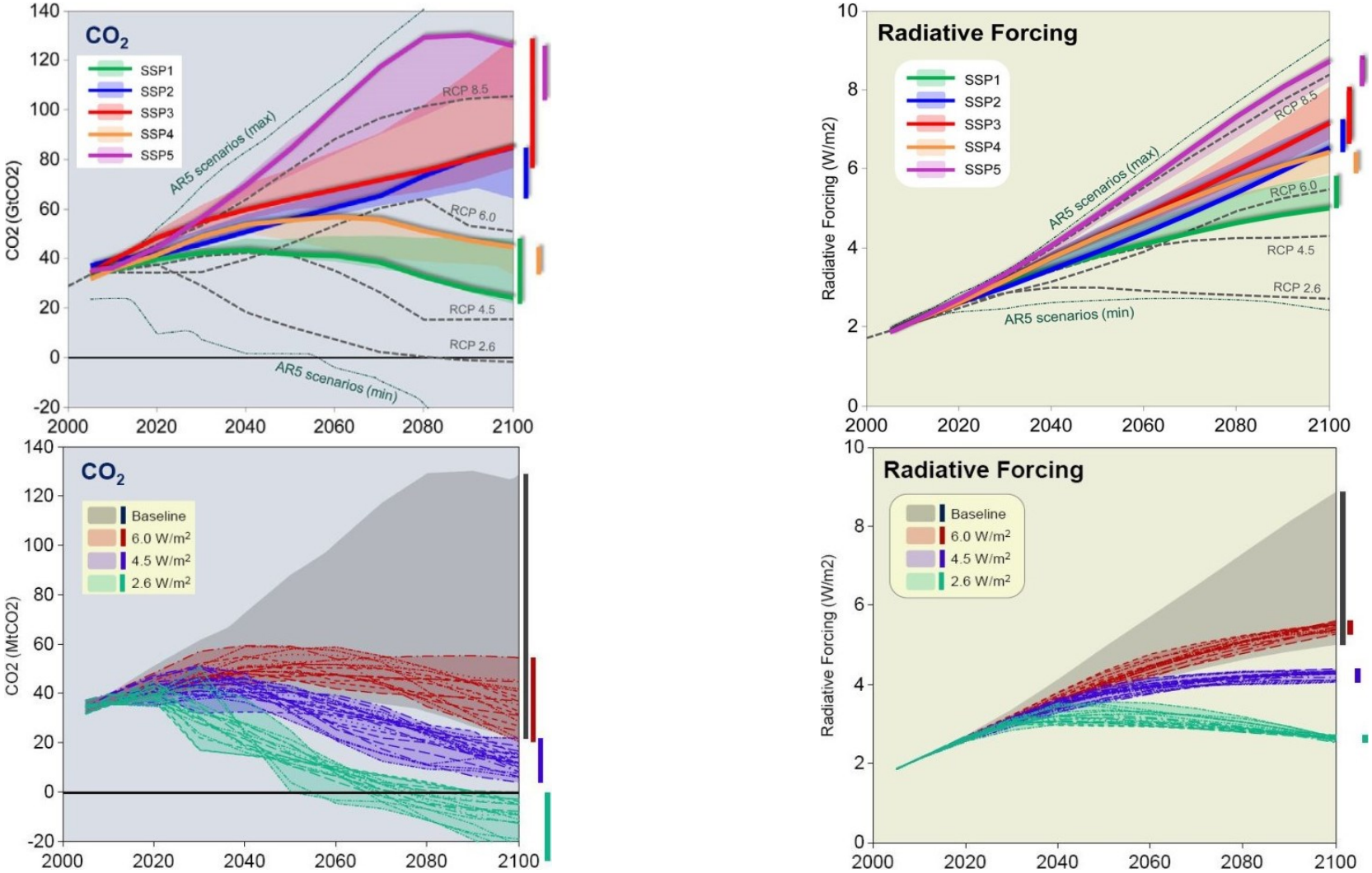


Abb. 97: Entwicklung der globalen CO_2-Emissionen in $GtCO_2$/Jahr (links) und Strahlungsantrieb (Radiative Forcing, rechts) ohne neue bzw. mit neuen klimapolitischen Maßnahmen (oben bzw. unten) für SSP-Basis-Szenarien (farbig) und für RCP-Szenarien (gestrichelt) sowie die höchsten und niedrigsten Modellergebnisse vom AR5 des IPCC (Riahi et al. 2017b, oben: Fig. 5, unten: Fig. S1)

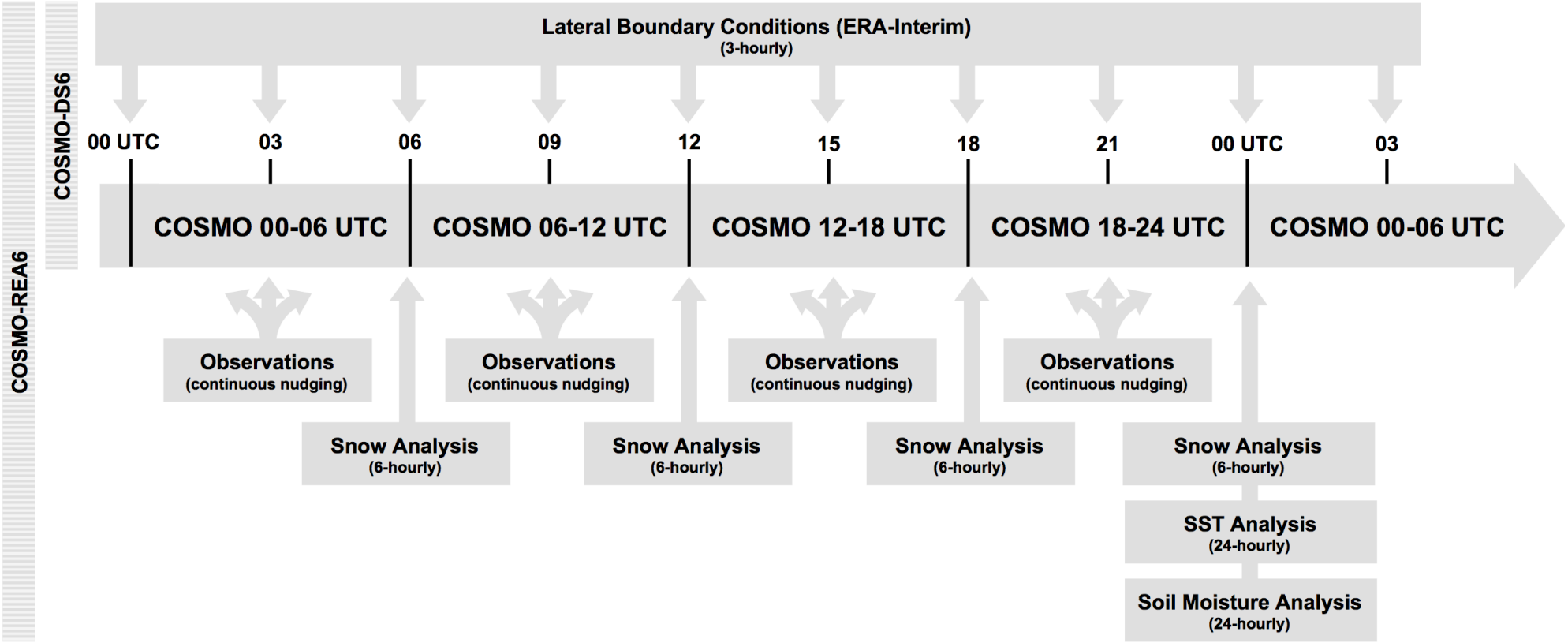


Abb. 98: COSMO-REA6 Prozessablauf (schematisch)[90]

[90] https://reanalysis.meteo.uni-bonn.de/?COSMO-REA6 (01.04.2024)

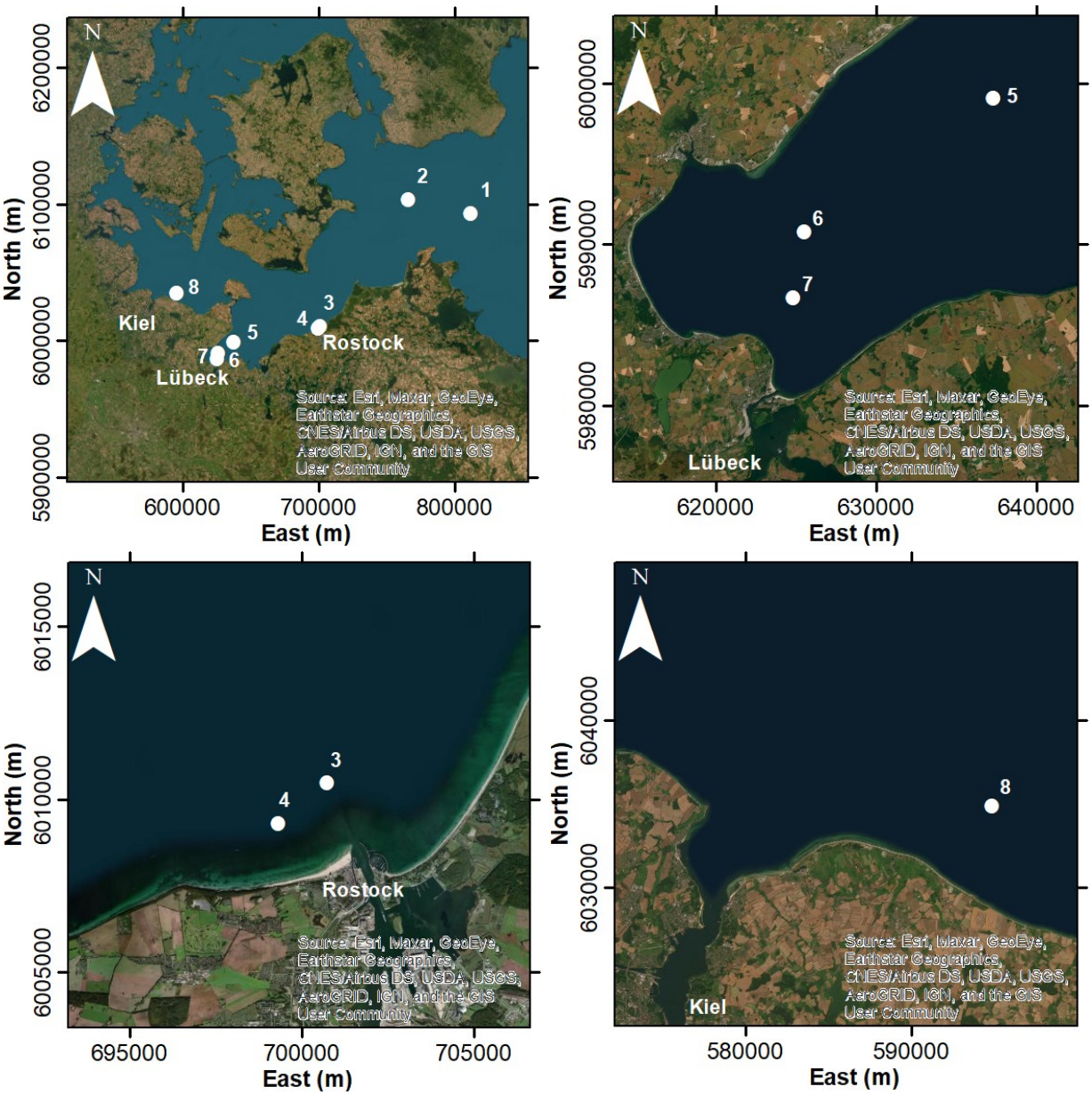


Abb. 99: Ausgewählte Seegangsmesslokationen entlang der deutschen Ostseeküste: Arkona (1), FINO 2 (2), Warnemünde 1 (3), Warnemünde 2 (4), Lübecker Bucht Außen (5), Lübecker Bucht Innen (6), Brodten (7) und Schönberg See (8)

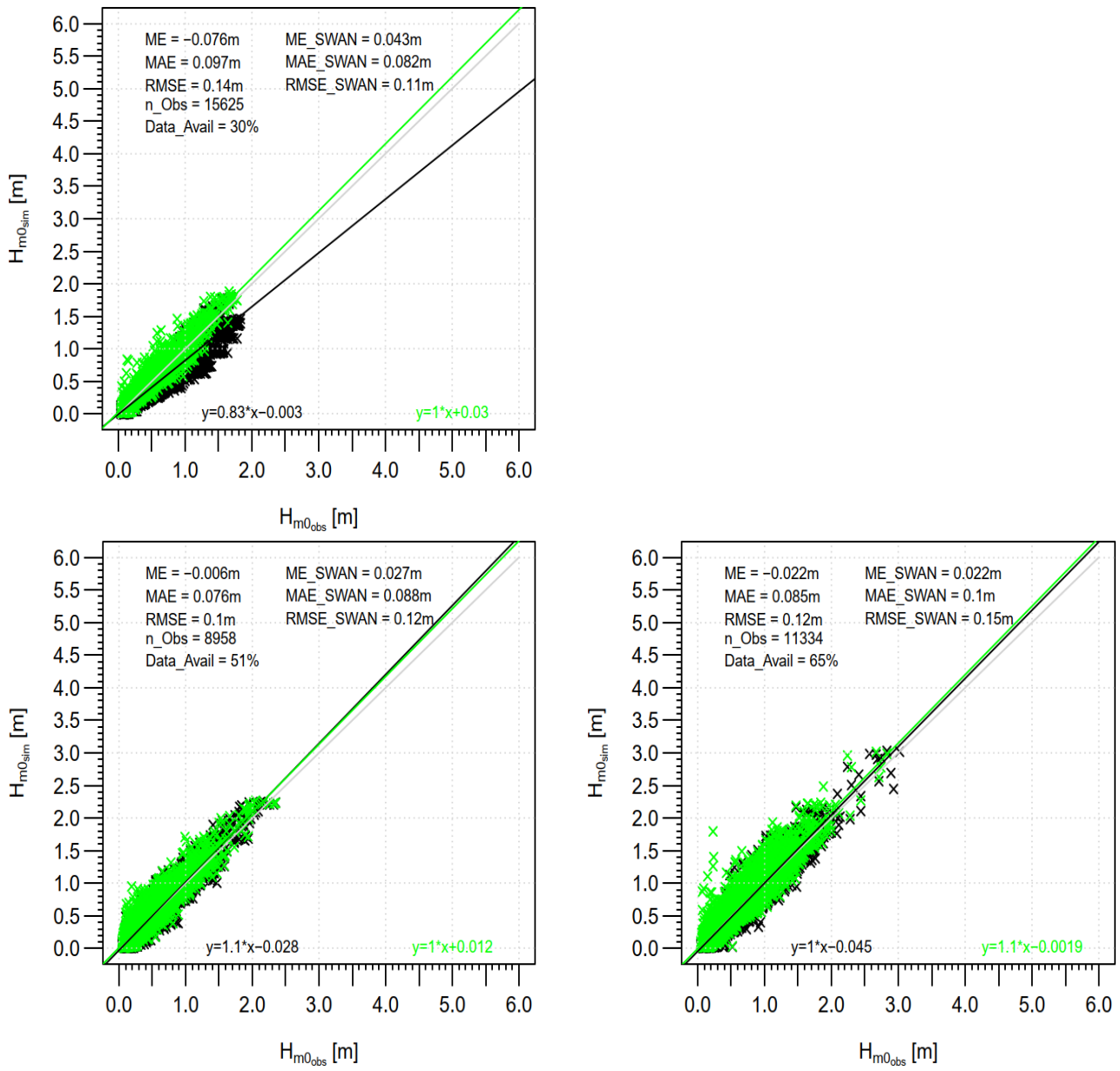


Abb. 100: Signifikante Wellenhöhe $H_{m0,sim}$ berechnet mit dem Detailmodell (SWAN in Grün) und einer Vergleichssimulation mit TOMAWAC (in Schwarz) mit Antrieb durch COSMO-REA6 für das Jahr 2016 (links) bzw. 2017 (rechts) an der Lokation Schönberg See (oben) bzw. Warnemünde 2 (unten) sowie Abweichungen im Vergleich zu Messungen $H_{m0,obs}$ durch LKN-SH bzw. URCE: mittlerer Fehler ME, mittlerer absoluter Fehler MAE, mittlerer quadratischer Fehler RMSE, Anzahl der dargestellten Daten n_Obs, relative Anzahl der dargestellten Daten im Verhältnis zur Gesamtanzahl der Zeitschritte und unter Berücksichtigung des Speicherintervalls der Messdaten Data_Avail und Regressionsgerade von SWAN (in Grün) bzw. TOMAWAC (in Schwarz)

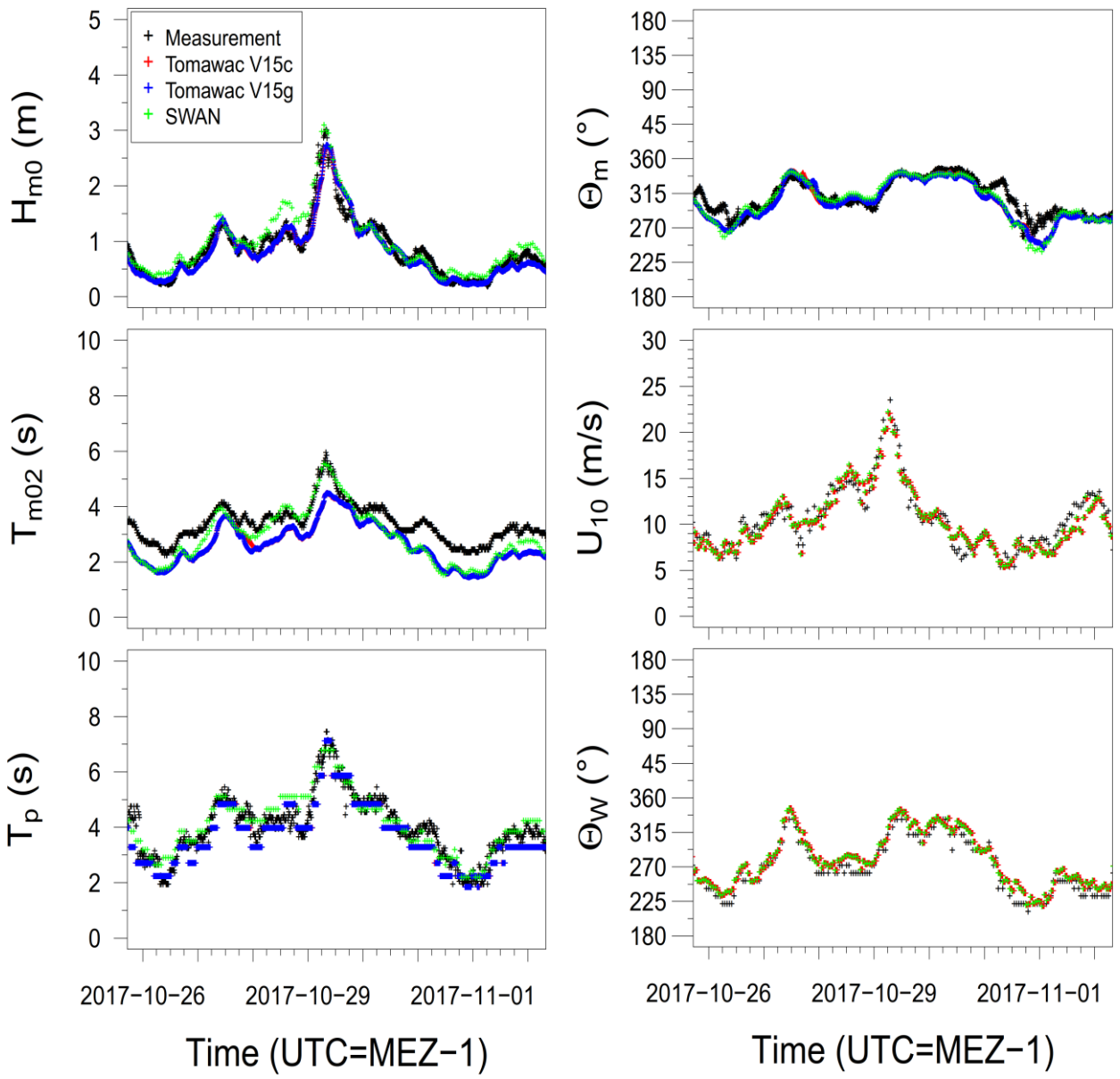


Abb. 101: Signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, Peakperiode T_p und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m berechnet mit dem Detailmodell (SWAN in Grün) und einer Vergleichssimulation mit TOMAWAC (in Rot bzw. Blau) mit Antrieb durch COSMO-REA6 an der Lokation Schönberg See sowie Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_w an der DWD-Station Leuchtturm Kiel (in Grün bzw. Rot) im Vergleich zu Messungen vom LKN-SH bzw. DWD (in Schwarz)

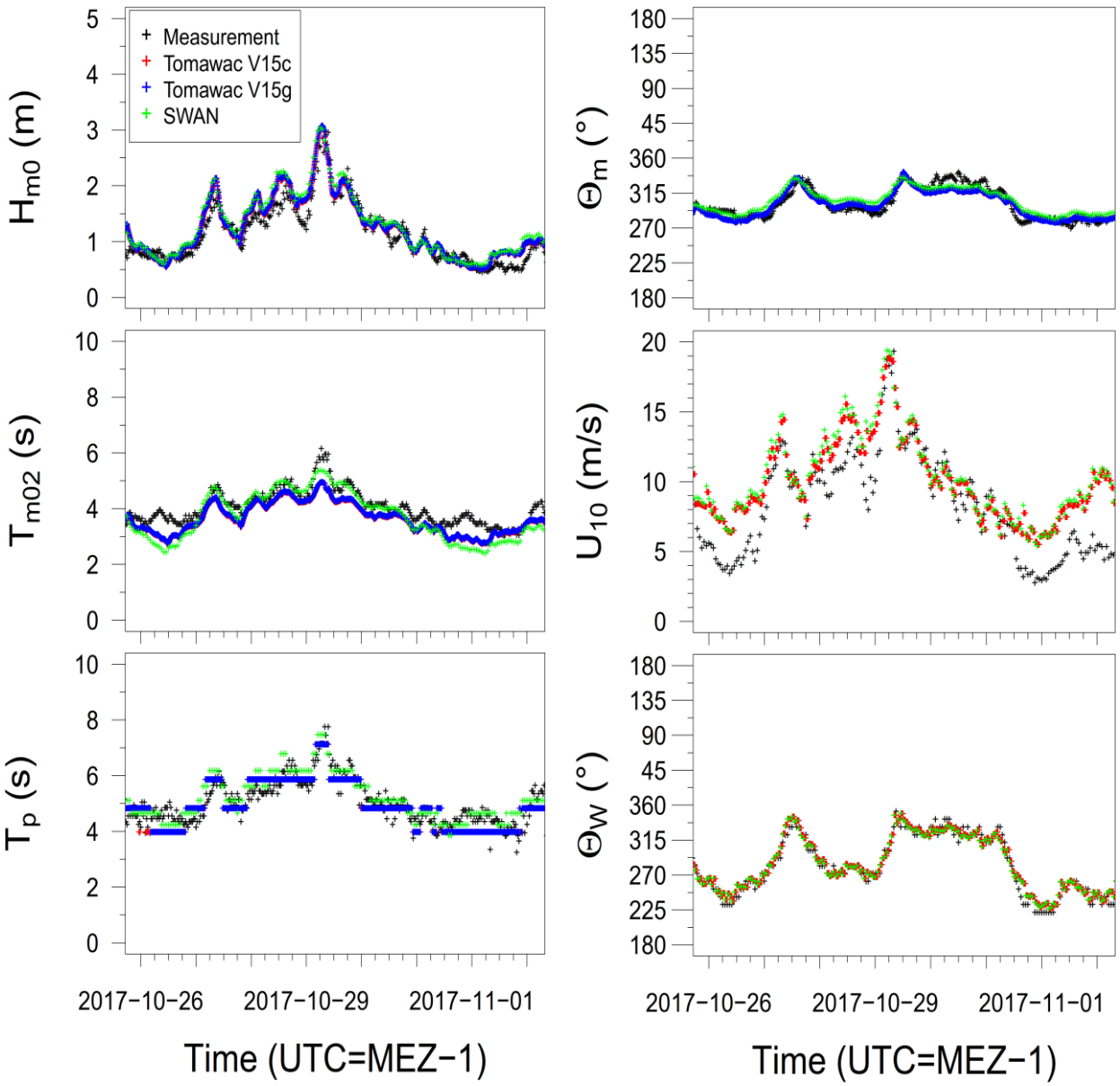


Abb. 102: Signifikante Wellenhöhe H_{m0}, mittlere Wellenperiode T_{m02}, Peakperiode T_p und mittlere Wellenanlaufrichtung Θ_m berechnet mit dem Detailmodell (SWAN in Grün) und einer Vergleichssimulation mit TOMAWAC (in Rot bzw. Blau) mit Antrieb durch COSMO-REA6 an der Lokation Warnemünde 2 sowie Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und Windrichtung Θ_w an der DWD-Station Rostock-Warnemünde (in Grün bzw. Rot) im Vergleich zu Messungen durch URCE bzw. DWD (in Schwarz)

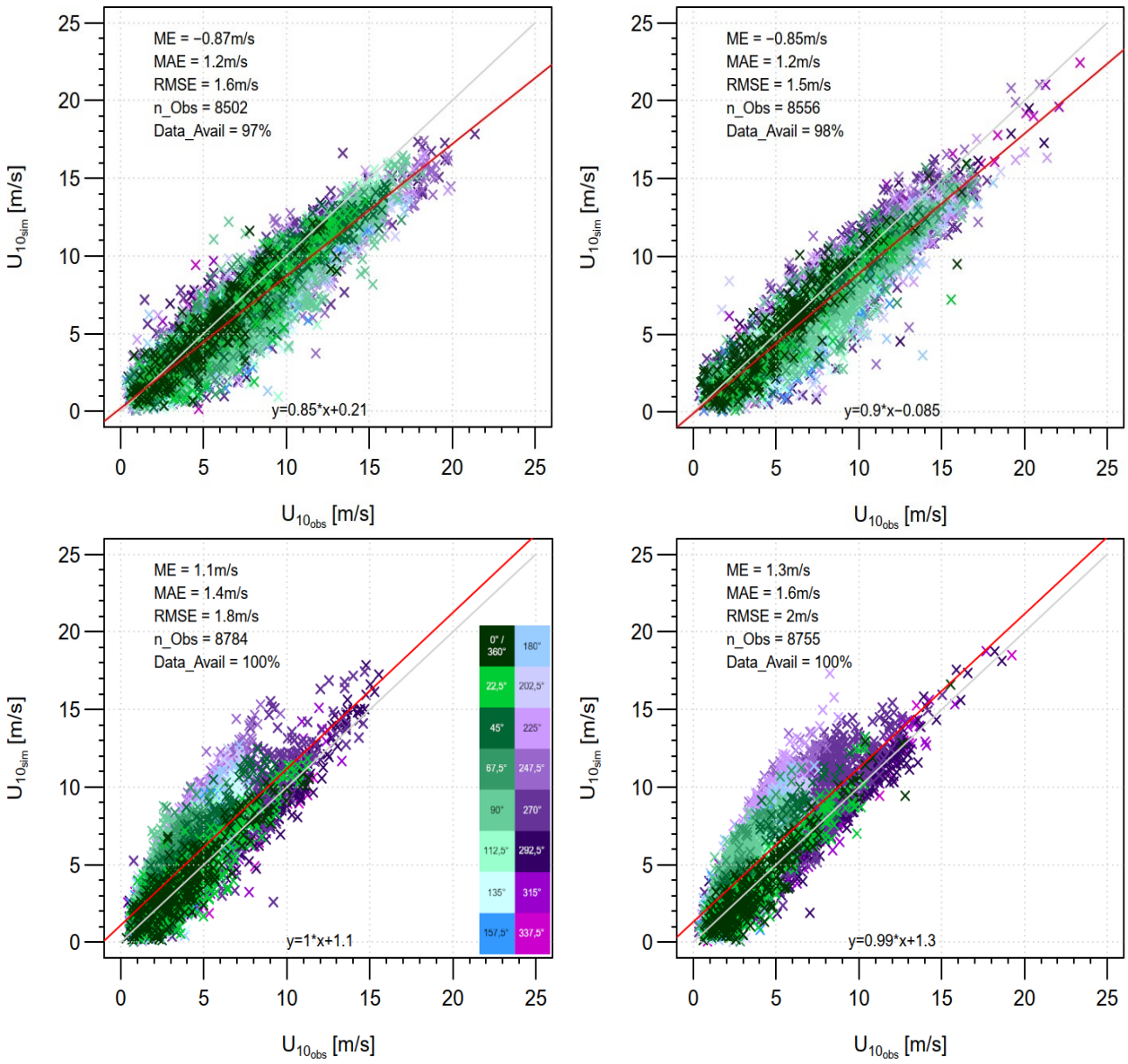


Abb. 103: Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe $U_{10,sim}$ und Windrichtung $\Theta_{w,sim}$ (farbig, Klassenbreite 22,5°) von COSMO-REA6 in der Nähe der DWD-Station Leuchtturm Kiel (oben) bzw. Rostock-Warnemünde (unten) für die Jahre 2016 (links) und 2017 (rechts) im Vergleich zu Messungen vom DWD $U_{10,obs}$ und $\Theta_{w,obs}$ sowie Regressionsgerade (in Rot), Hinweis: die gemessenen Windgeschwindigkeiten wurden auf eine Höhe von 10 m über der Oberfläche umgerechnet

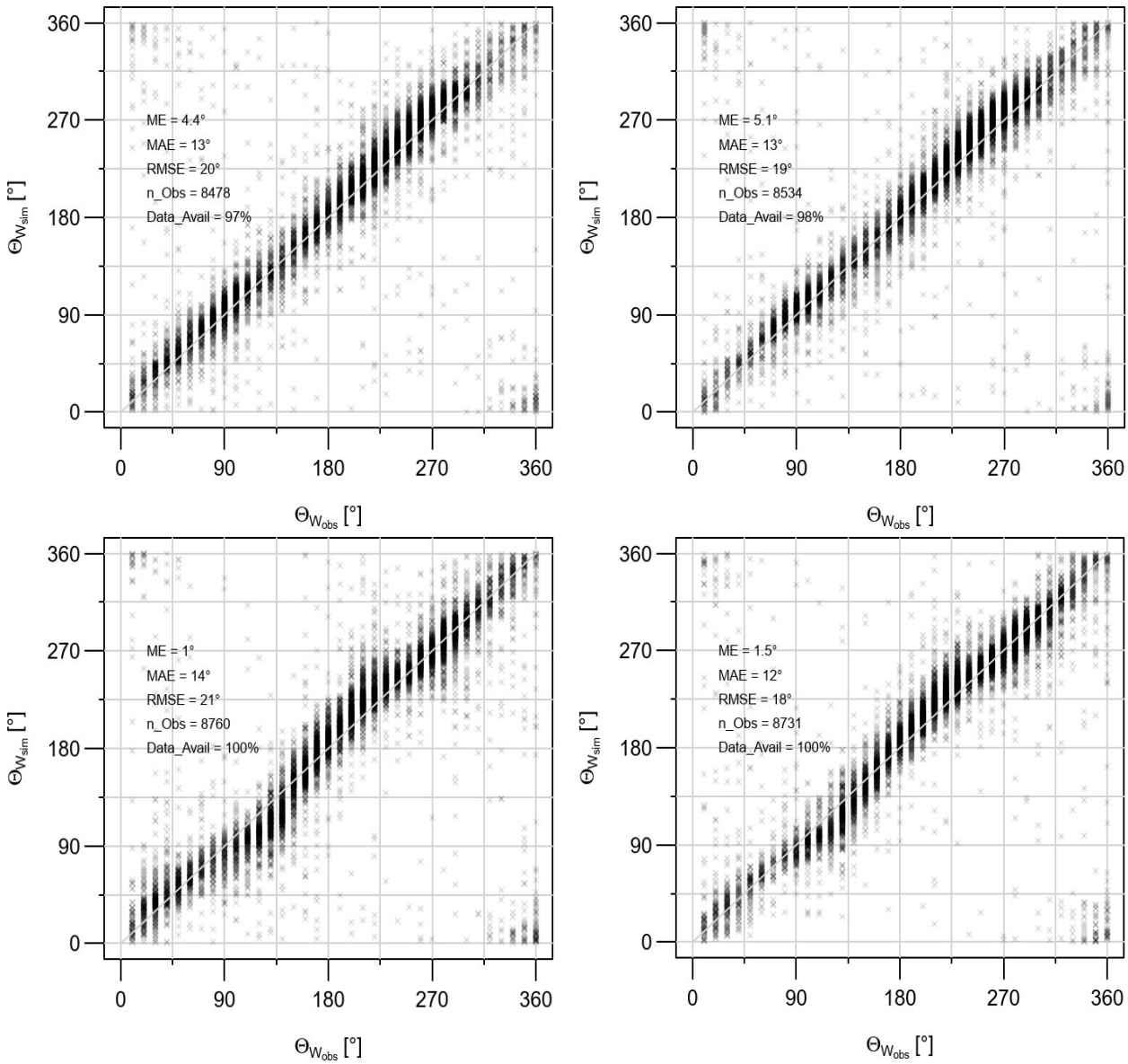


Abb. 104: Windrichtung von COSMO-REA6 $\Theta_{w,sim}$ sowie Häufigkeit (schattiert) in der Nähe der DWD-Station Leuchtturm Kiel (oben) bzw. Rostock-Warnemünde (unten) für die Jahre 2016 (links) und 2017 (rechts) im Vergleich zu Messungen vom DWD $\Theta_{w,obs}$ und für gemessene Windgeschwindigkeiten $U_{10,obs} \geq 2$ m/s

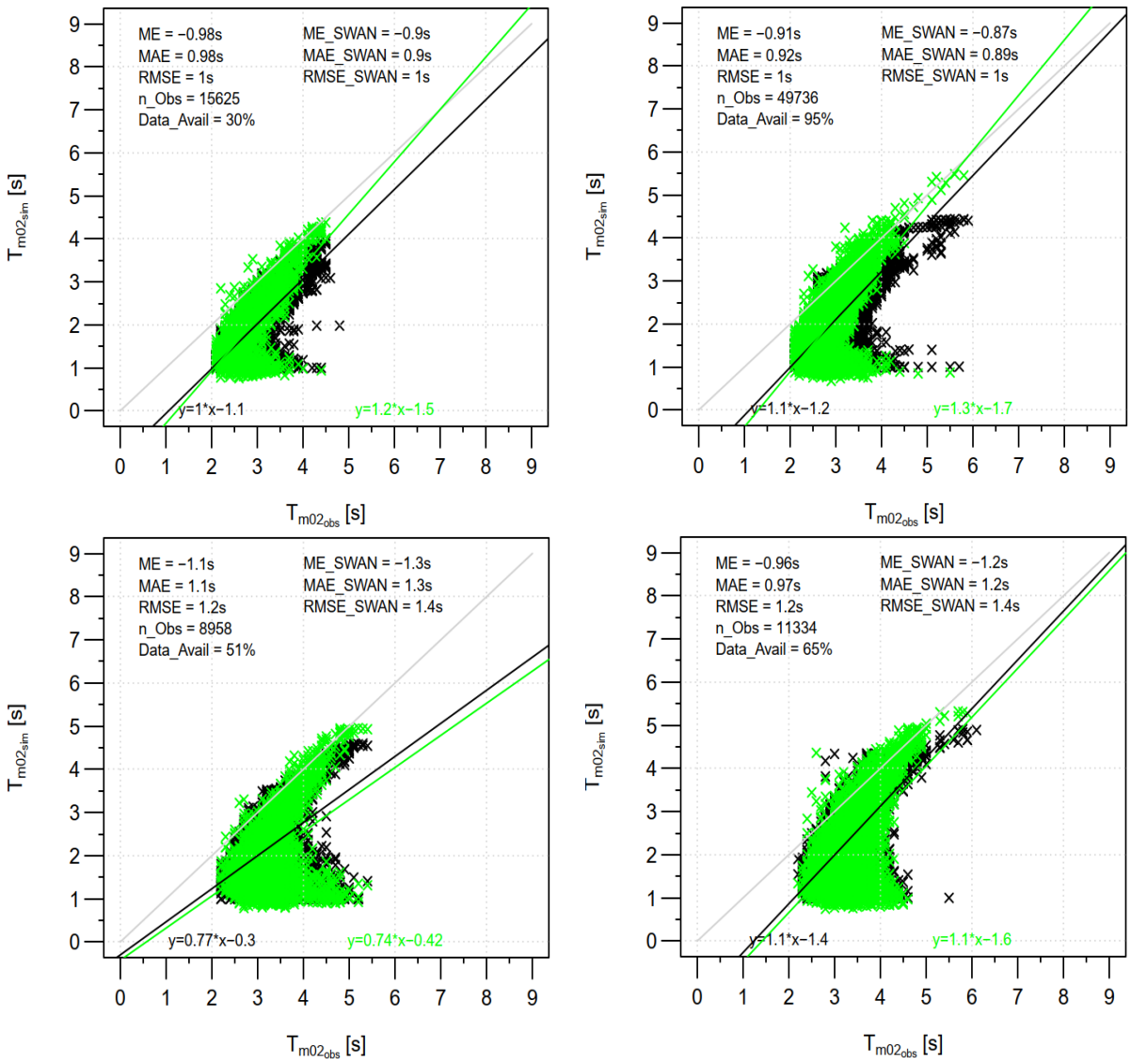


Abb. 105: Mittlere Wellenperiode $T_{m02,sim}$ berechnet mit dem Detailmodell (SWAN in Grün) und einer Vergleichssimulation mit TOMAWAC (in Schwarz) mit Antrieb durch COSMO-REA6 für das Jahr 2016 (links) bzw. 2017 (rechts) an der Lokation Schönberg See (oben) bzw. Warnemünde 2 (unten) sowie Abweichungen im Vergleich zu Messungen $T_{m02,obs}$ durch LKN-SH bzw. URCE: mittlerer Fehler (ME), mittlerer absoluter Fehler (MAE), mittlerer quadratischer Fehler (RMSE), Anzahl der dargestellten Daten (n_Obs), relative Anzahl der dargestellten Daten im Verhältnis zur Gesamtanzahl der Zeitschritte und unter Berücksichtigung der Speicherintervalls der Messdaten (Data_Avail) und Regressionsgerade von SWAN (in Grün) bzw. TOMAWAC (in Schwarz)

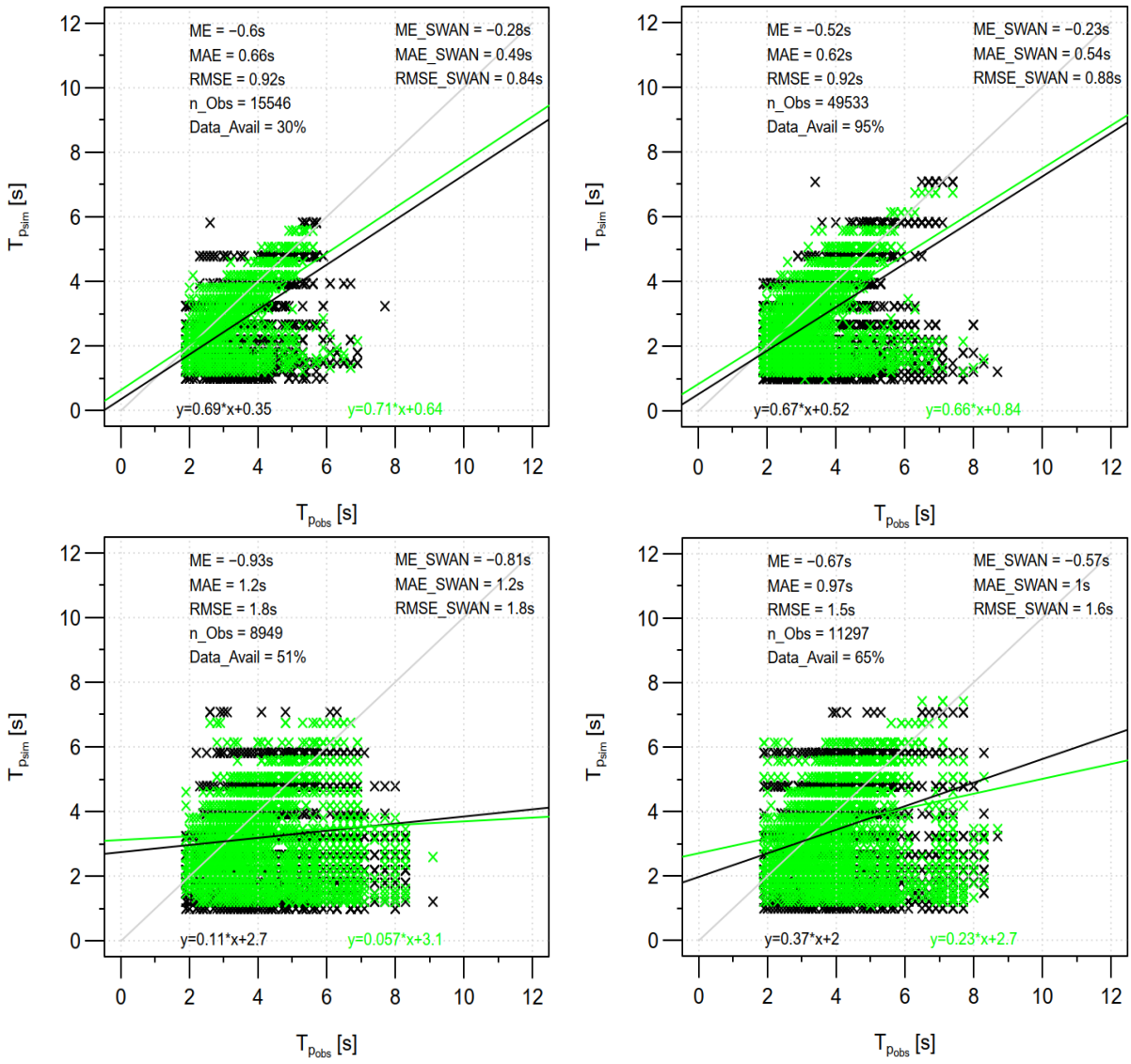


Abb. 106: Peakperiode $T_{p,sim}$ berechnet mit dem Detailmodell (SWAN in Grün) und einer Vergleichssimulation mit TOMAWAC (in Schwarz) mit Antrieb durch COSMO-REA6 für das Jahr 2016 (links) und 2017 (rechts) an der Lokation Schönberg See (oben) bzw. Warnemünde 2 (unten) sowie Abweichungen im Vergleich zu Messungen $T_{p,obs}$ durch LKN-SH bzw. URCE und für Peakperioden $T_p \leq 9$ s bzw. $T_p \leq 12$ s: mittlerer Fehler (ME), mittlerer absoluter Fehler (MAE), mittlerer quadratischer Fehler (RMSE), Anzahl der dargestellten Daten (n_Obs), relative Anzahl der dargestellten Daten im Verhältnis zur Gesamtanzahl der Zeitschritte und unter Berücksichtigung der Speicherintervalls der Messdaten (Data_Avail) und Regressionsgerade von SWAN (in Grün) bzw. TOMAWAC (in Schwarz)

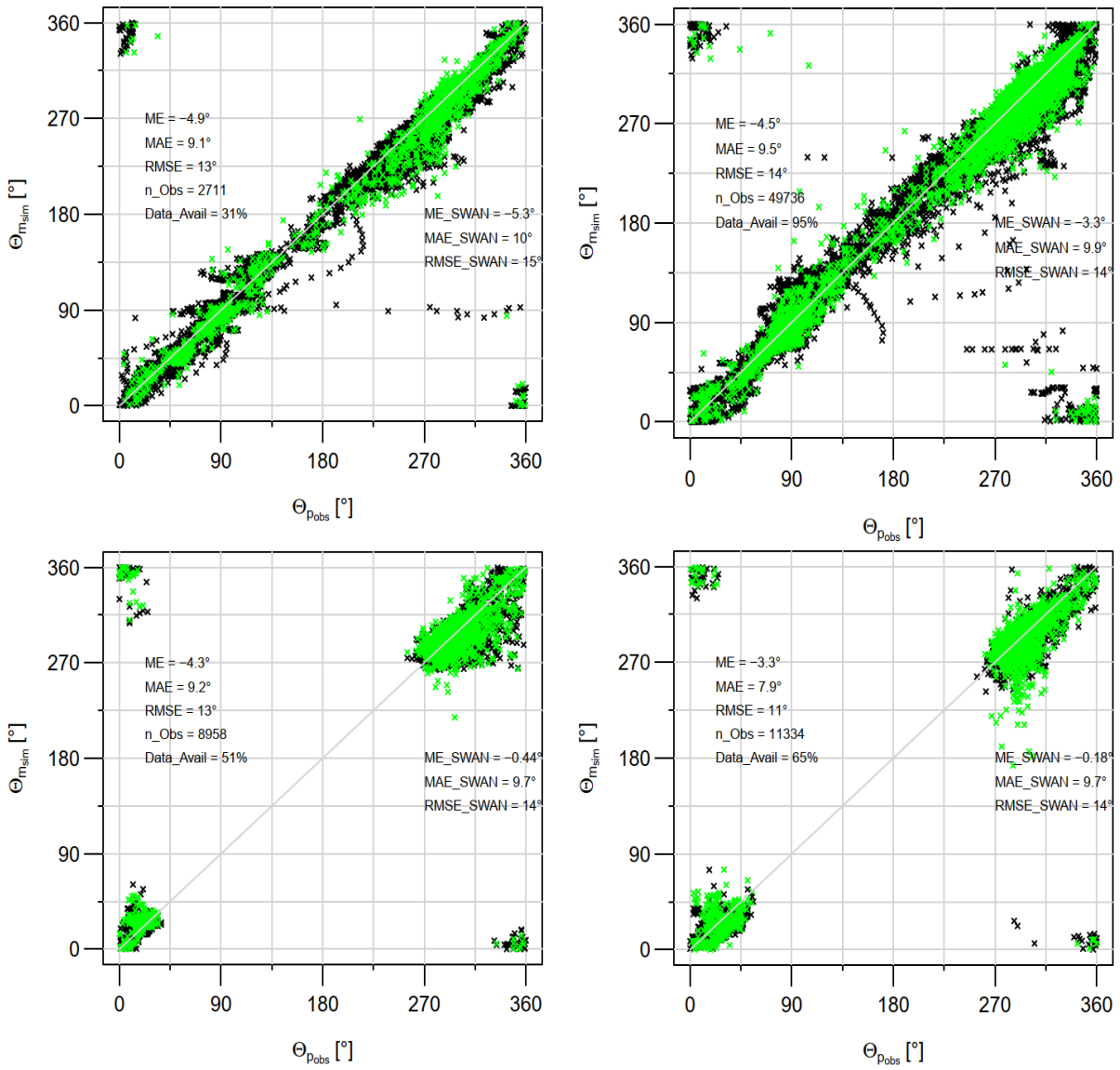


Abb. 107: Mittlere Wellenanlaufrichtung $\Theta_{m,sim}$ berechnet mit dem Detailmodell (SWAN in Grün) und einer Vergleichssimulation mit TOMAWAC (in Schwarz) mit Antrieb durch COSMO-REA6 für das Jahr 2016 (links) bzw. 2017 (rechts) an der Lokation Schönberg See (oben) bzw. Warnemünde 2 (unten) sowie Abweichungen im Vergleich zu Messungen $\Theta_{m,obs}$ durch LKN-SH bzw. URCE und für signifikante Wellenhöhen H_{m0} > 0,3 m: mittlerer Fehler (ME), mittlerer absoluter Fehler (MAE), mittlerer quadratischer Fehler (RMSE), Anzahl der dargestellten Daten (n_Obs), relative Anzahl der dargestellten Daten im Verhältnis zur Gesamtanzahl der Zeitschritte und unter Berücksichtigung der Speicherintervalls der Messdaten (Data_Avail) und Regressionsgerade von SWAN (in Grün) bzw. TOMAWAC (in Schwarz)

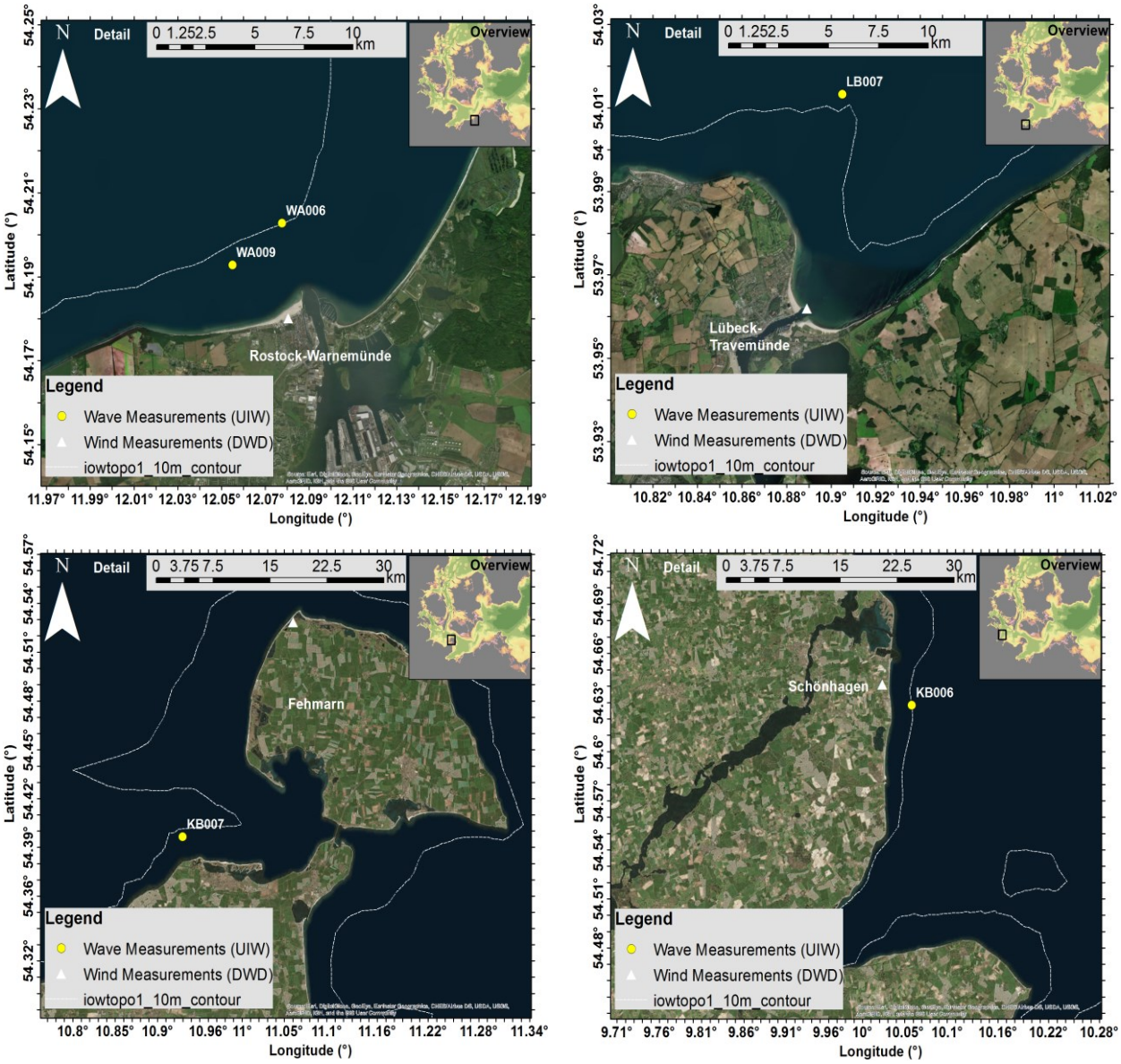


Abb. 108: Lokationen der Seegangsmessungen URCE (gelbe Punkte) in der Nähe der DWD-Stationen (weiße Dreiecke) Rostock-Warnemünde (oben links), Travemünde (oben rechts), Westermarkelsdorf / Fehmarn (unten links) sowie Schönhagen (unten rechts)

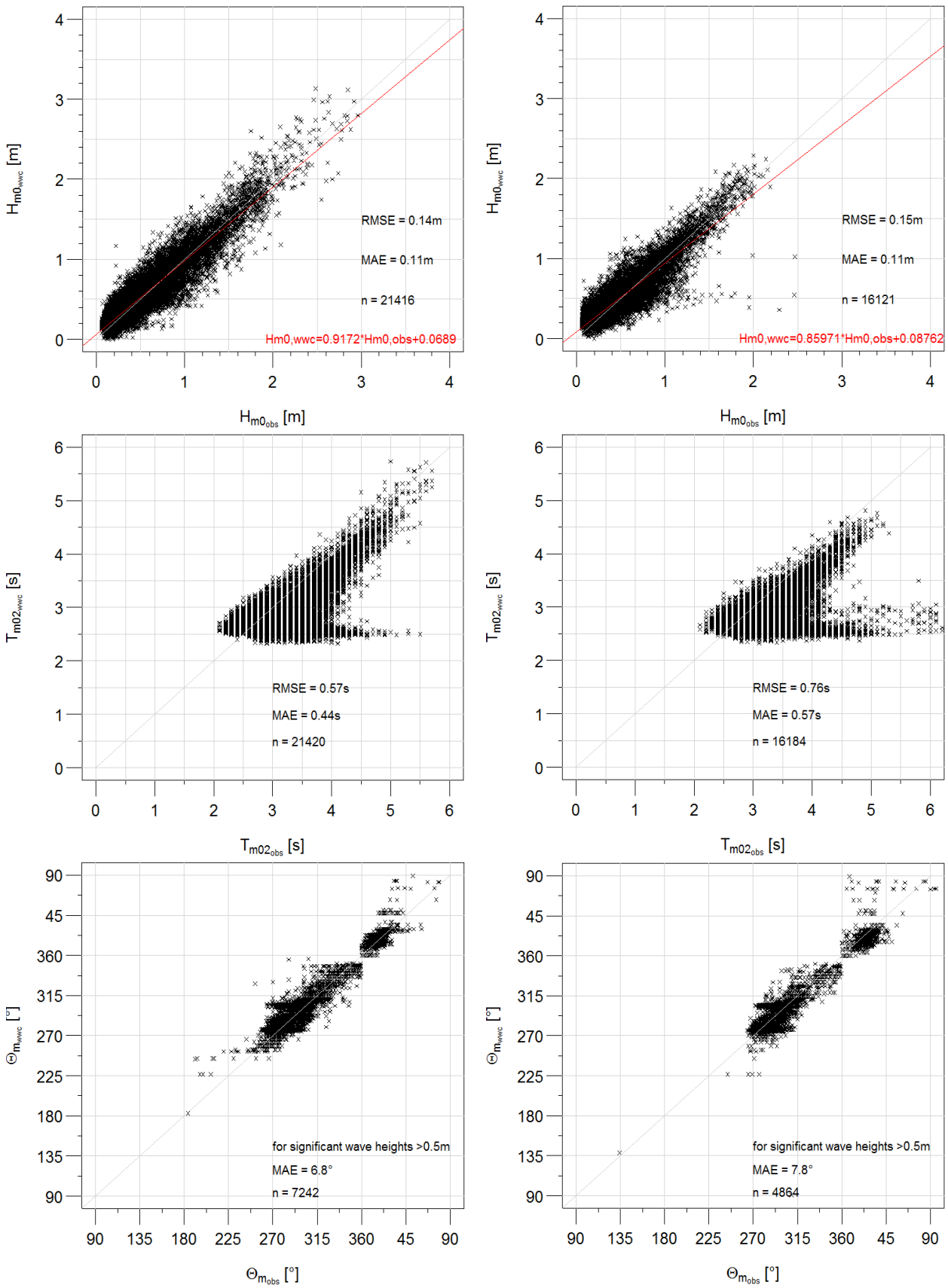


Abb. 109: Signifikante Wellenhöhe $H_{m0,wwc}$ für $H_{m0} \geq 0{,}05$ m (oben), mittlere Wellenperiode $T_{m02,wwc}$ für $T_{m02} \leq 10$ s (mittig) und mittlere Wellenanlaufrichtung $\Theta_{m,wwc}$ für $H_{m0} \geq 0{,}5$ m (unten) aus Ergebnissen von Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen (y-Achse) an der Lokation Warnemünde 1 (links) im Zeitraum von 1998-07-16 05:00 Uhr UTC bis 2002-07-30 09:00 Uhr UTC bzw. Warnemünde 2 (rechts) im Zeitraum von 2011-05-04 23:00 Uhr UTC bis 2014-05-01 22:00 Uhr UTC gegenüber Messungen (x-Achse) durch URCE

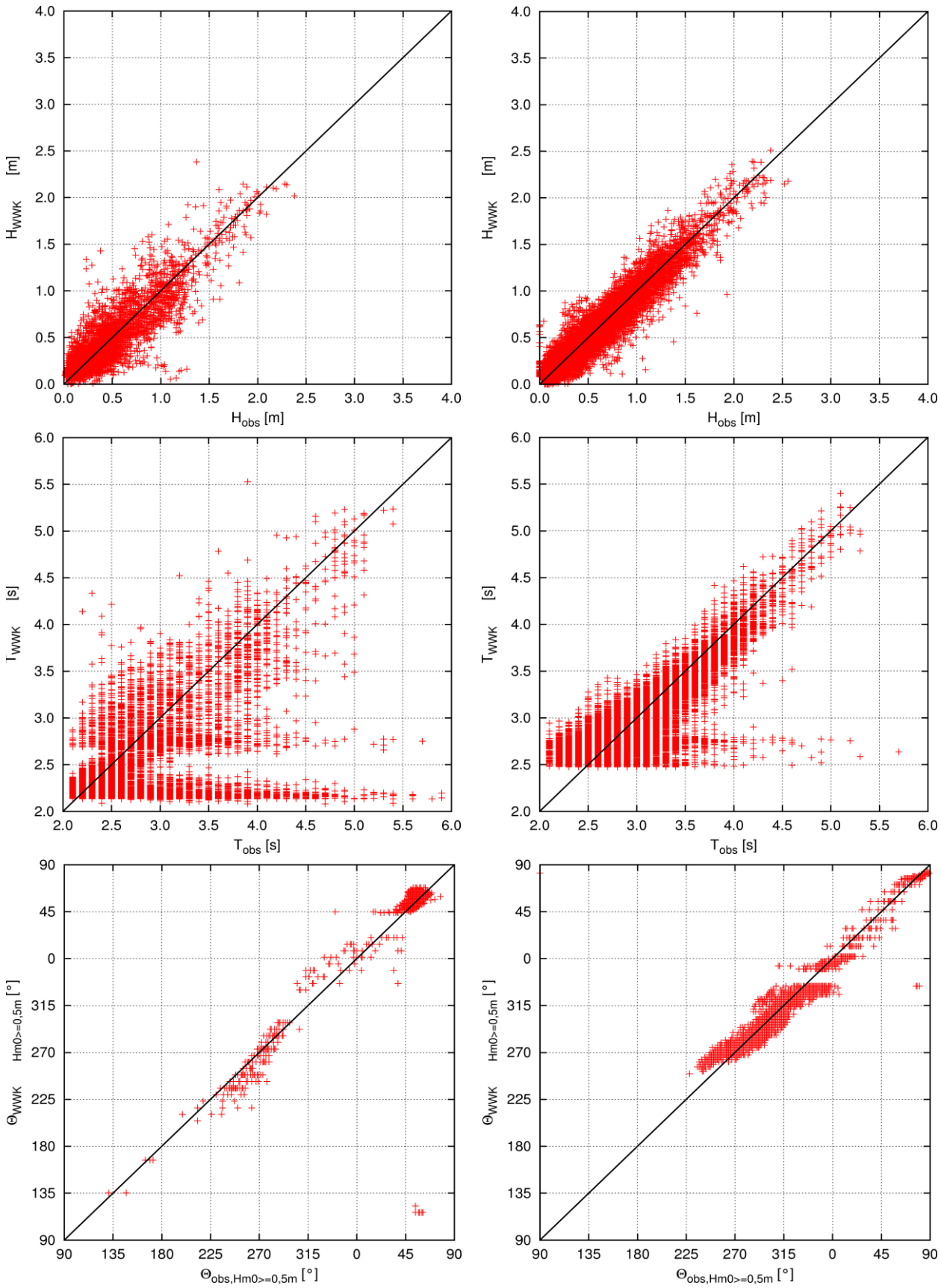


Abb. 110: Signifikante Wellenhöhe $H_{m0} = H_{,WWK}$ für $H_{m0} \geq 0{,}05$ m (oben), mittlere Wellenperiode $T_{m02} = T_{WWK}$ für $T_{m02} \leq 10$ s (mittig) und mittlere Wellenanlaufrichtung $\Theta_m = \Theta_{WWK}$ für $H_{m0} \geq 0{,}5$ m (unten) aus Ergebnissen von Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen (y-Achse) an der Lokation Brodten (links) im Zeitraum 1997-12-09 bis 1999-03-31 bzw. Heiligenhafen (rechts) im Zeitraum 1996-05-20 bis 1999-03-31 gegenüber Messungen (x-Achse) durch URCE

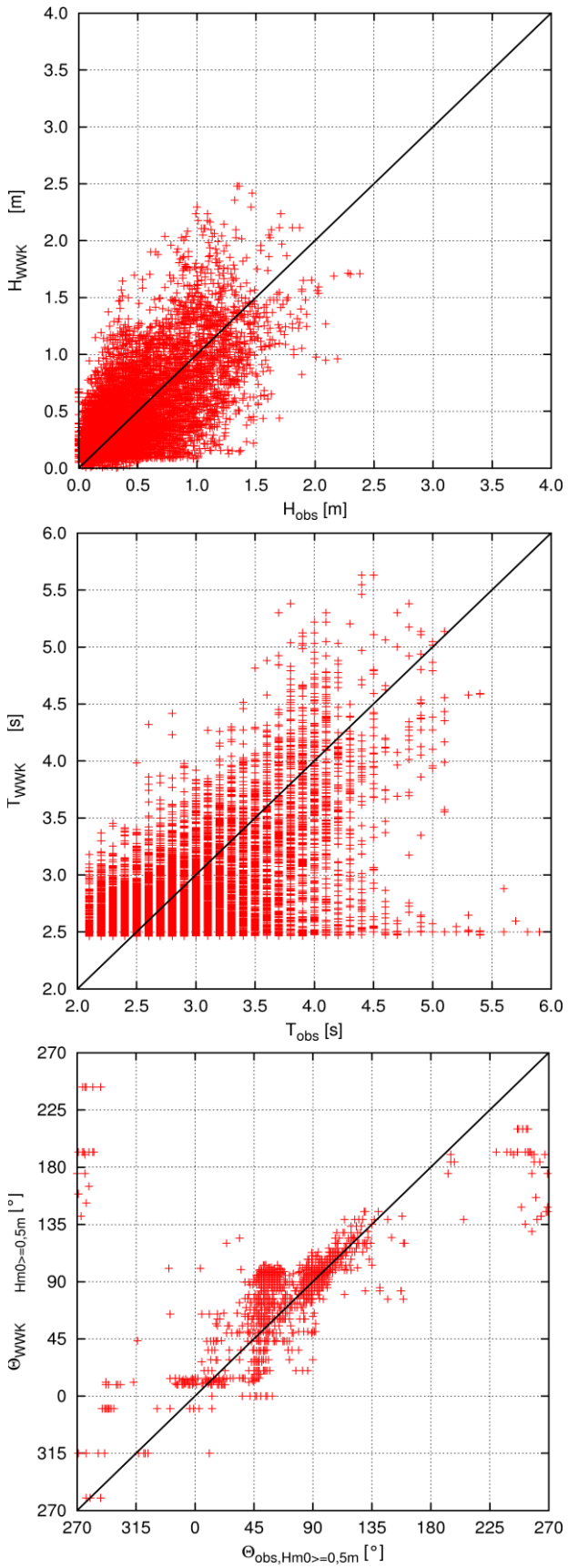


Abb. 111: Signifikante Wellenhöhe $H_{m0} = H_{,WWK}$ für $H_{m0} \geq 0{,}05$ m (oben), mittlere Wellenperiode $Tm02 = T_{WWK}$ für $T_{m02} \leq 10$ s (mittig) und mittlere Wellenanlaufrichtung $\Theta_m = \Theta_{WWK}$ für $H_{m0} \geq 0{,}5$ m (unten) aus Ergebnissen von Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen (y-Achse) an der Lokation Schönhagen im Zeitraum 1996-07-03 bis 1999-03-31 gegenüber Messungen (x-Achse) durch URCE

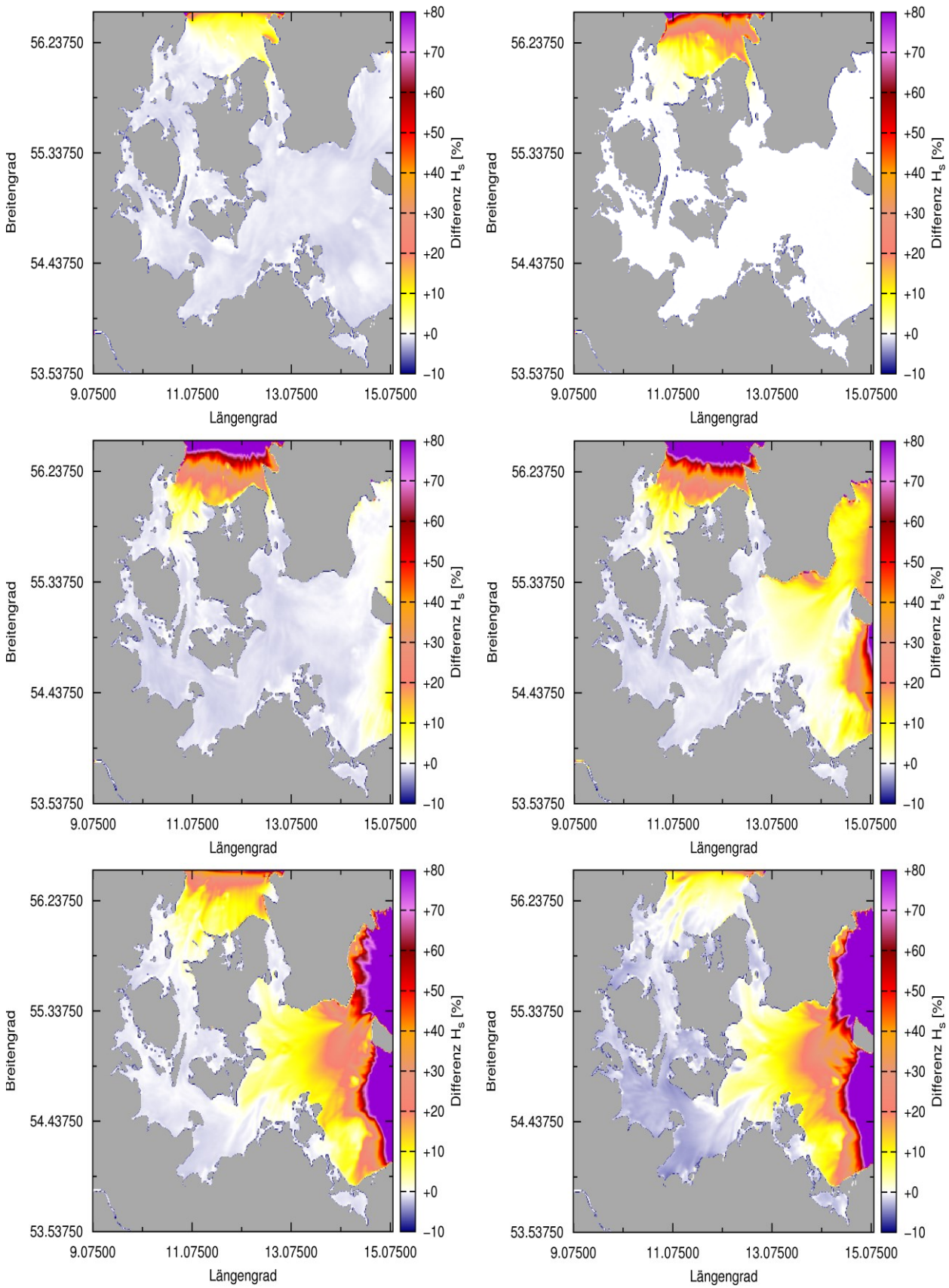


Abb. 112: Differenz der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (farblich, in Prozent) einer stationären Simulation mit SWAN und Nesting im Vergleich zu einer Simulation ohne Nesting und für eine Windgeschwindigkeit U_{10} = 25 m/s sowie eine Windrichtung von Θ_w = 270° (oben links), Θ_w = 300° (oben rechts), Θ_w = 330° (mittig links), Θ_w = 360° (mittig rechts), Θ_w = 60° (unten links), Θ_w = 90° (unten rechts) sowie einen Wasserstand von +1,00 m über dem mittleren Wasserstand (MSL)

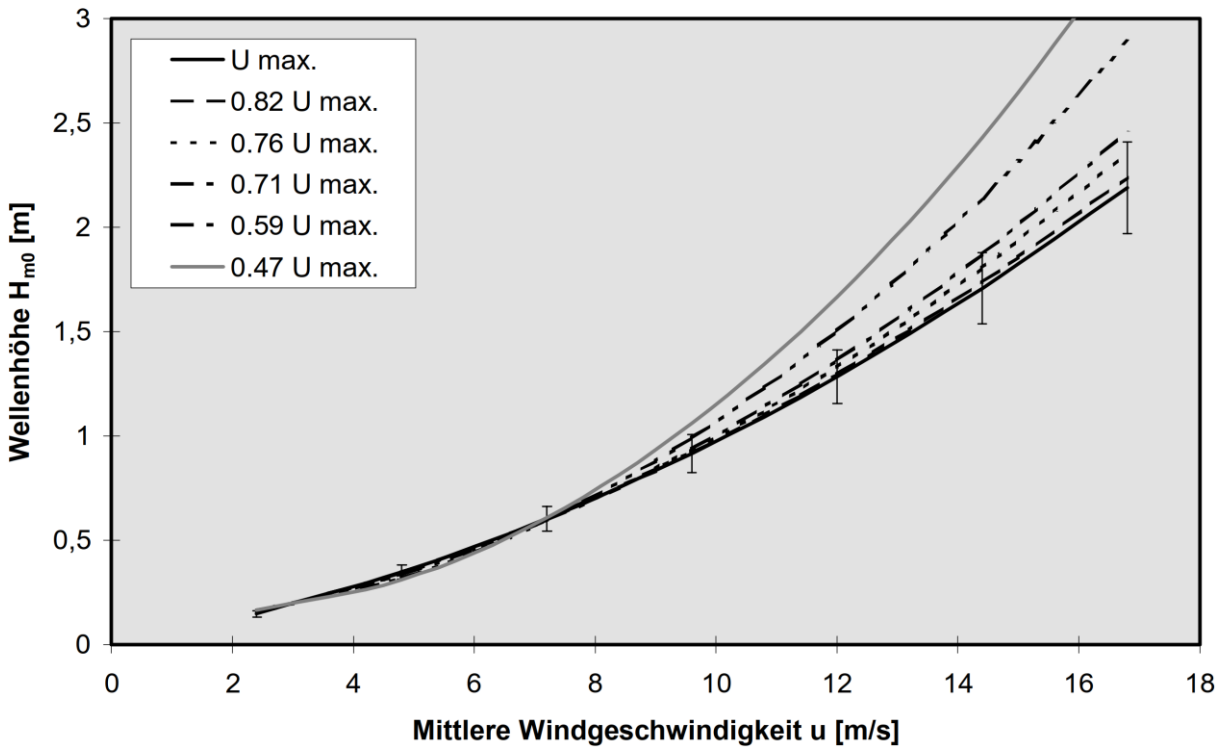


Abb. 113: Signifikante Wellenhöhe H_{m0} nach Wind-Wellen-Korrelationsrechnungen für ausgewählte Grenz-Windgeschwindigkeiten U_{gr} an der Lokation Brodten und für Windrichtungen 25° < Θ_w < 56° sowie 90%-Konfidenzintervall (Fröhle 2000, Abb. 30)

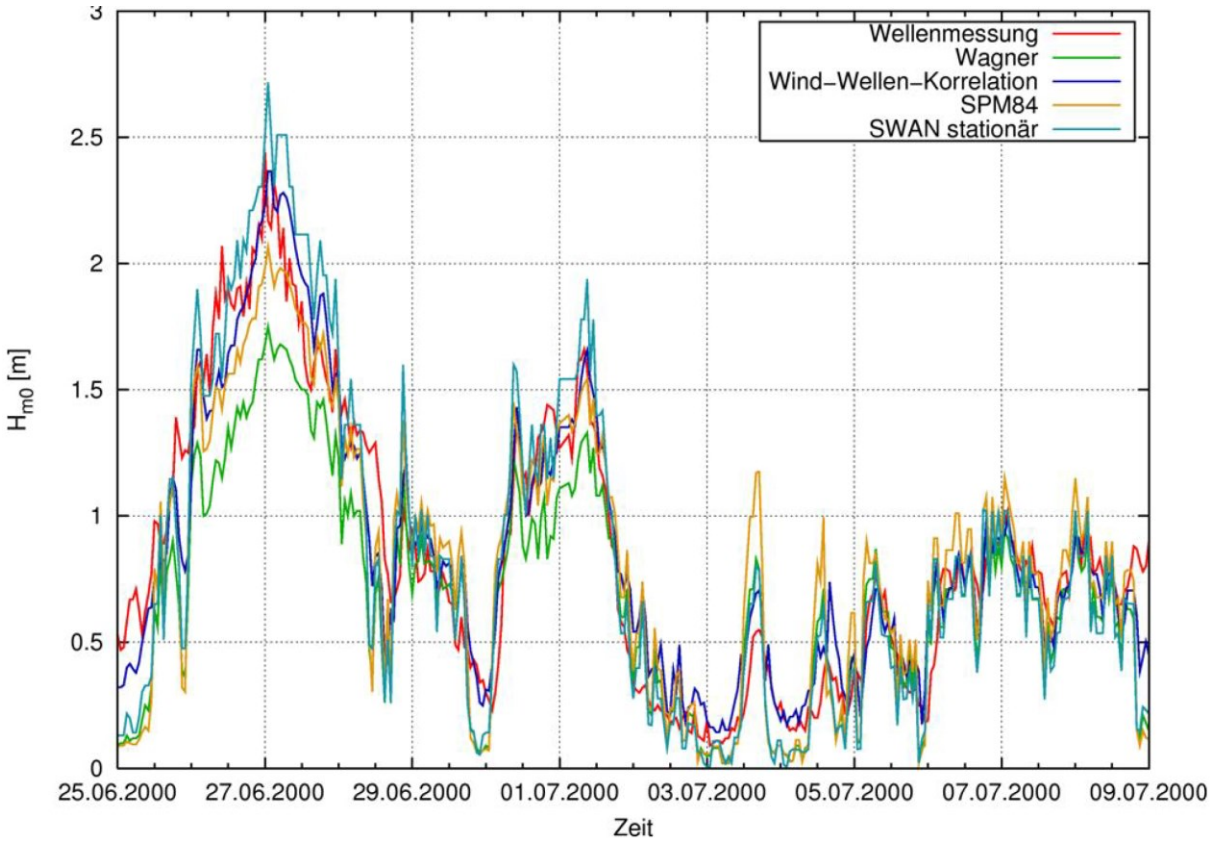


Abb. 114: Signifikante Wellenhöhe H_{m0} für verschiedene Seegangsvorhersageverfahren an der Lokation Warnemünde 1 (URCE 2010b, Abb. 11)

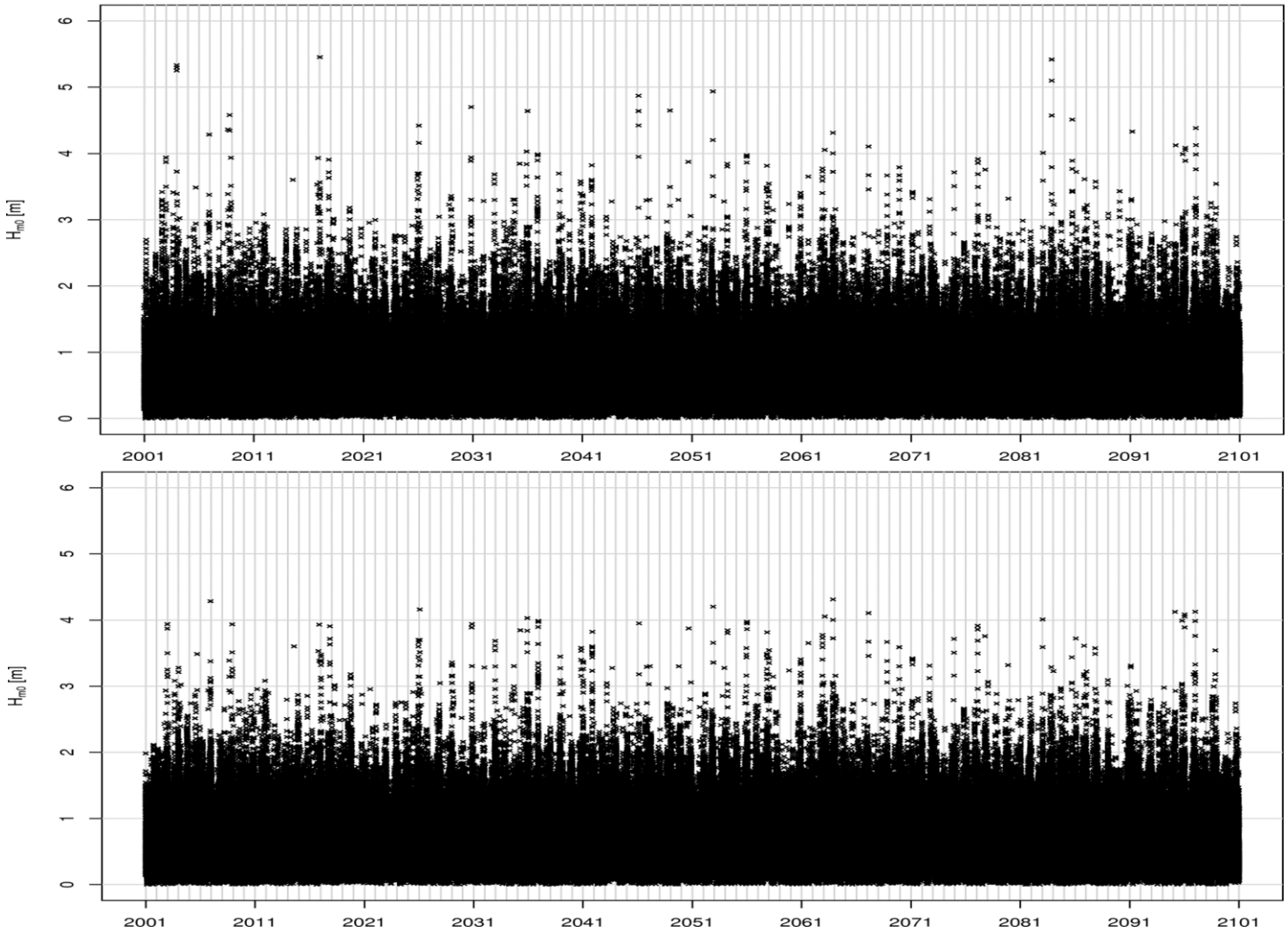


Abb. 115: Signifikante Wellenhöhe H_{m0} berechnet mit Wind-Wellen-Korrelationen (oben) bzw. Hybridansatz (unten), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 2. Realisierung A1B, Lokation Warnemünde 1 (Dreier et al. 2014a)

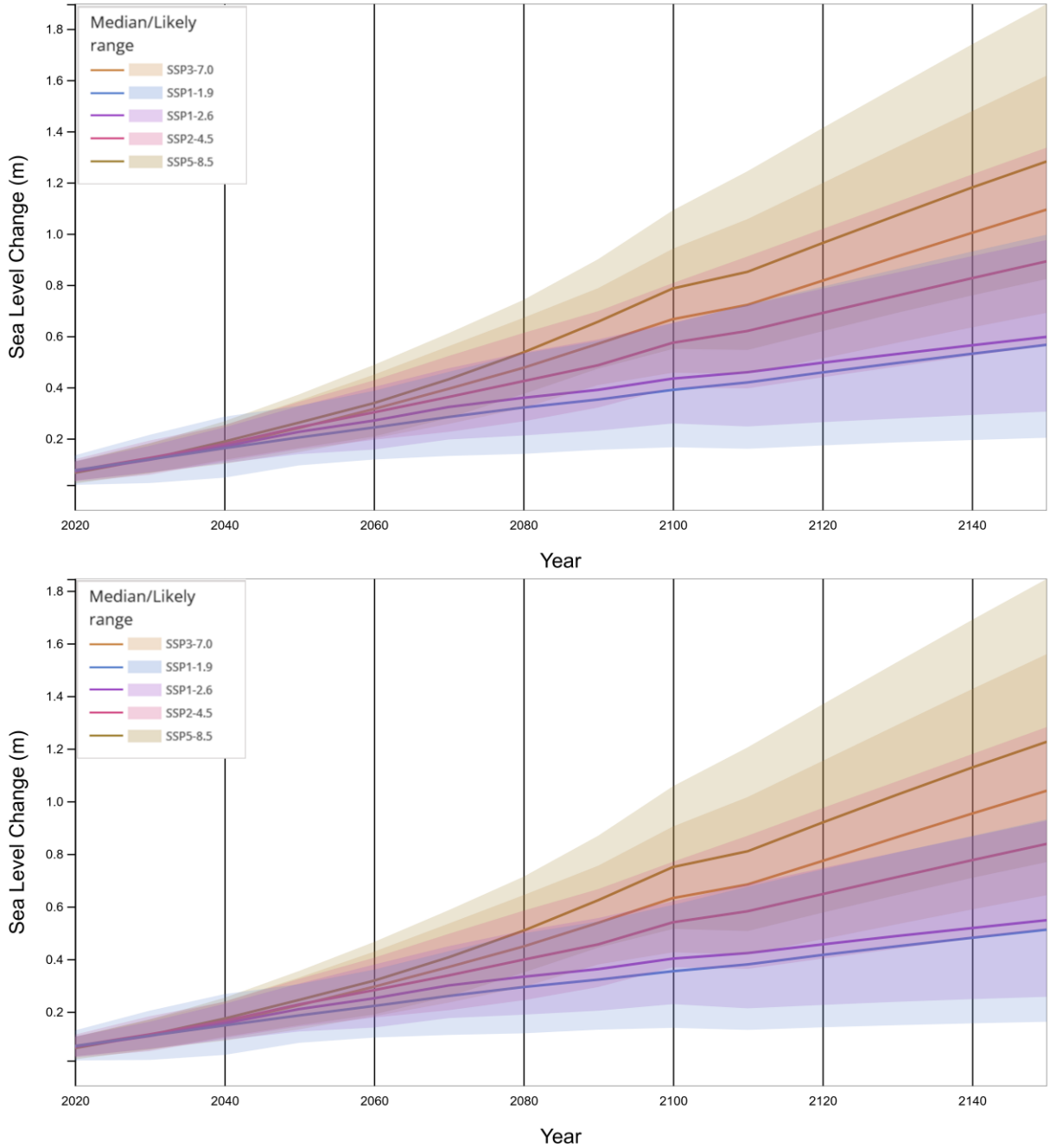


Abb. 116: Anstieg des regionalen mittleren Meeresspiegels (RMSLR) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1995-2014 und einen mittleren Vertrauensbereich für verschiedene SSPs an der Lokation Koserow (oben) und Sassnitz (unten) (Fox-Kemper et al. 2021, Garner et al. 2021, Kopp et al. 2023)[91]

[91] https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool (01.04.2024)

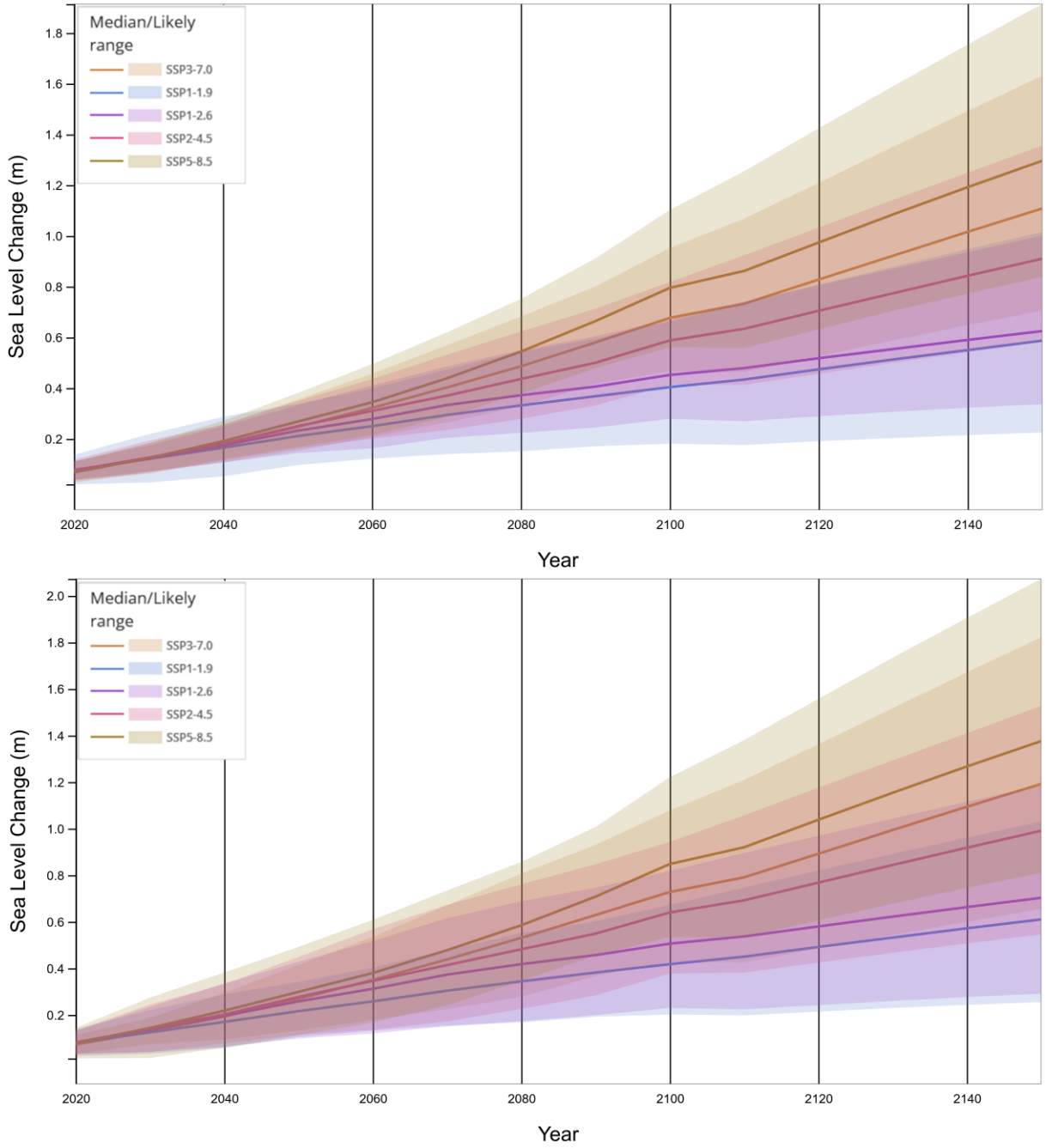


Abb. 117: Anstieg des regionalen mittleren Meeresspiegels (RMSLR) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1995-2014 und einen mittleren Vertrauensbereich für verschiedene SSPs an der Lokation Warnemünde (oben) und Wismar (unten) (Fox-Kemper et al. 2021, Garner et al. 2021, Kopp et al. 2023)[92]

[92] https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool (01.04.2024)

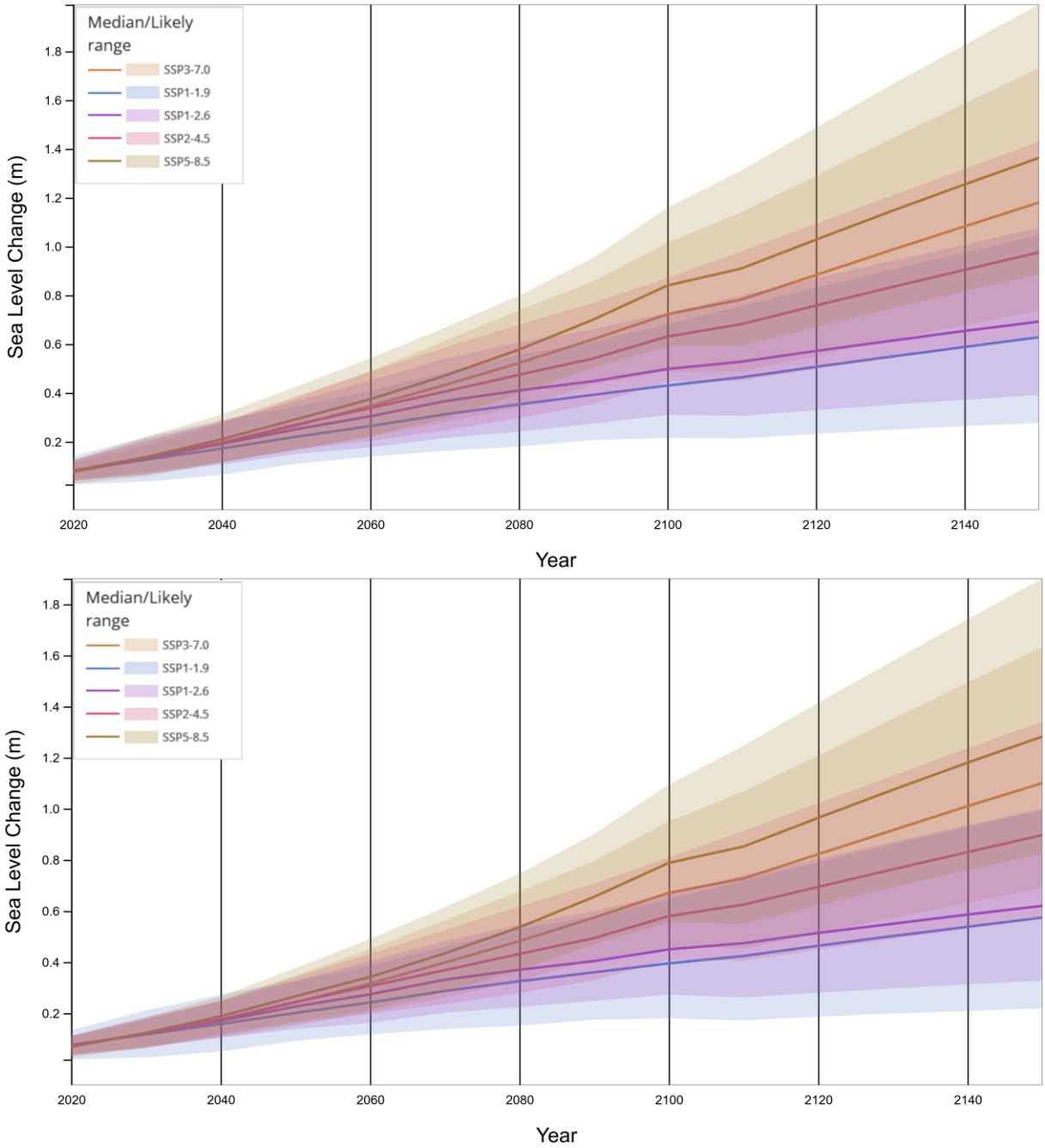


Abb. 118: Anstieg des regionalen mittleren Meeresspiegels (RMSLR) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1995-2014 und einen mittleren Vertrauensbereich für verschiedene SSPs an der Lokation Travemünde (oben) und Kiel-Holtenau (unten) (Fox-Kemper et al. 2021, Garner et al. 2021, Kopp et al. 2023)[93]

[93] https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool (01.04.2024)

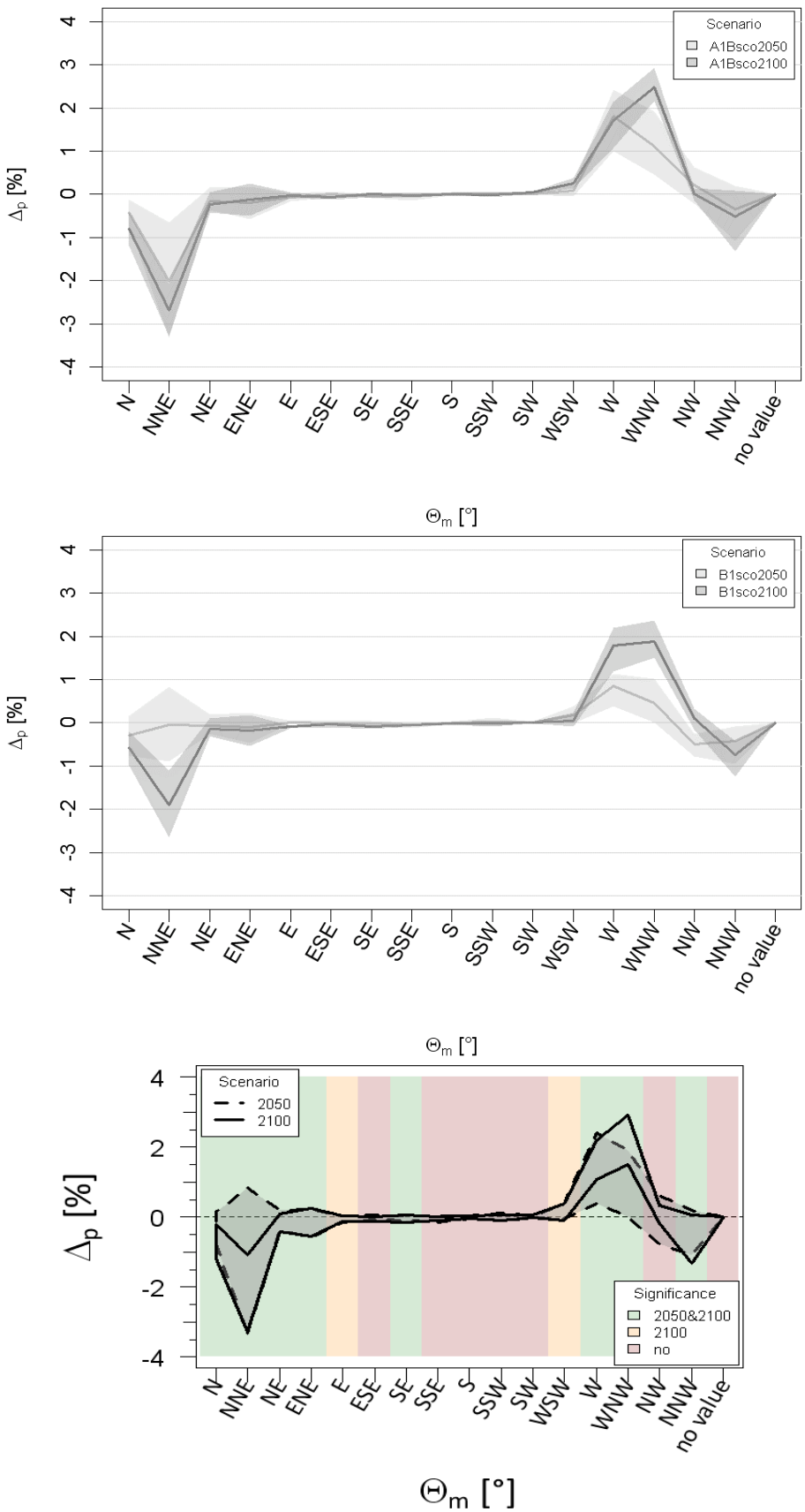


Abb. 119: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δp der mittleren Wellenanlaufrichtung Θm für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2100 (2071-2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und Bewertung als statistisch signifikant bei mindestens 67% positiven Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (oben) und B1 (mittig) sowie von A1B und B1 (unten), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1, (oben und mittig: URCE 2011, Abb. 25; unten: Dreier et al. 2013a, Figure 3)

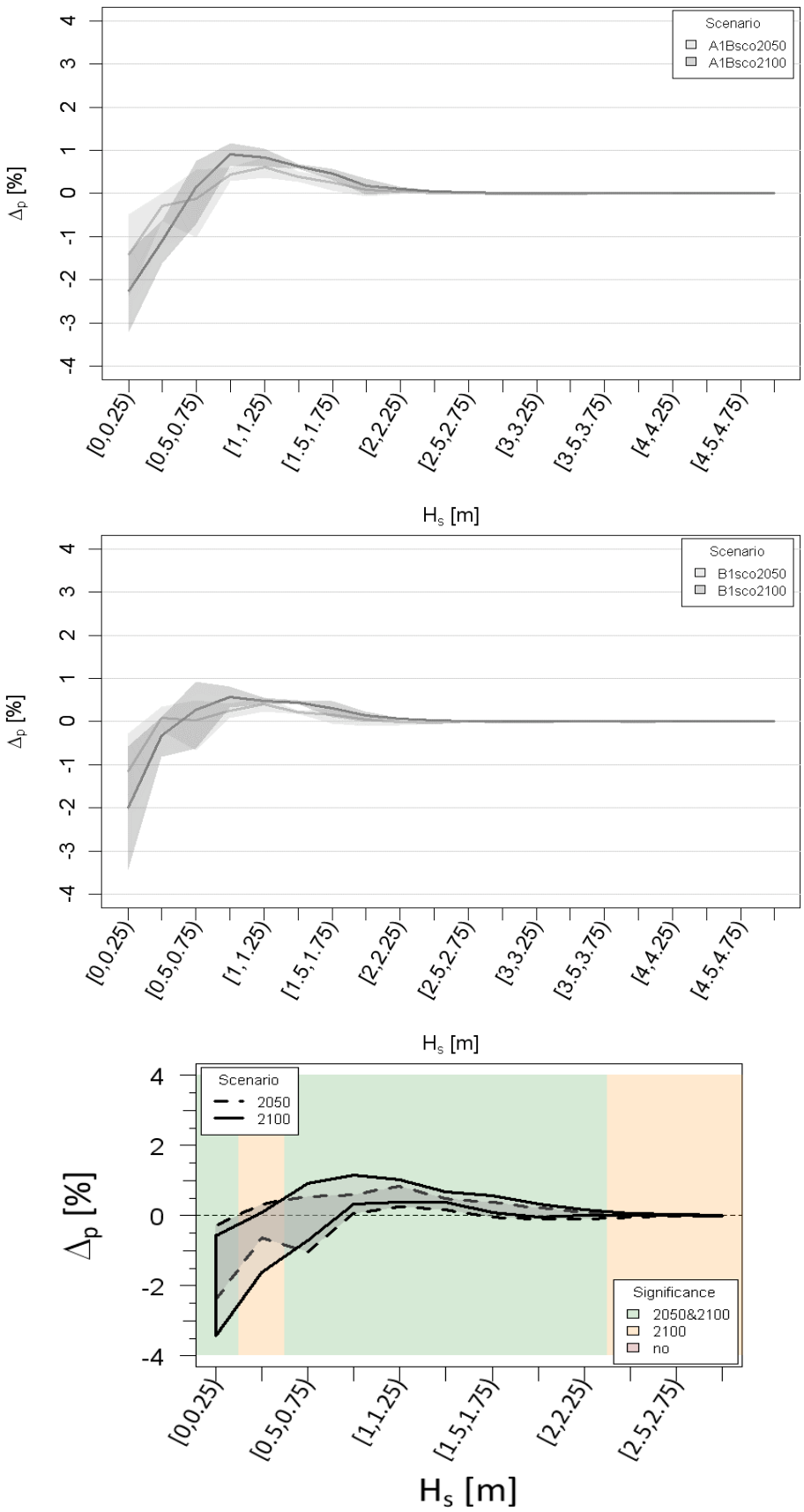


Abb. 120: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und Bewertung als statistisch signifikant bei mindestens 67% positiven Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (oben) und B1 (mittig) sowie von A1B und B1 (unten), Hybridansatz, Lokation Heiligenhafen (oben und mittig: URCE 2011, Abb. 26; unten: Dreier et al. 2013a, Figure 3)

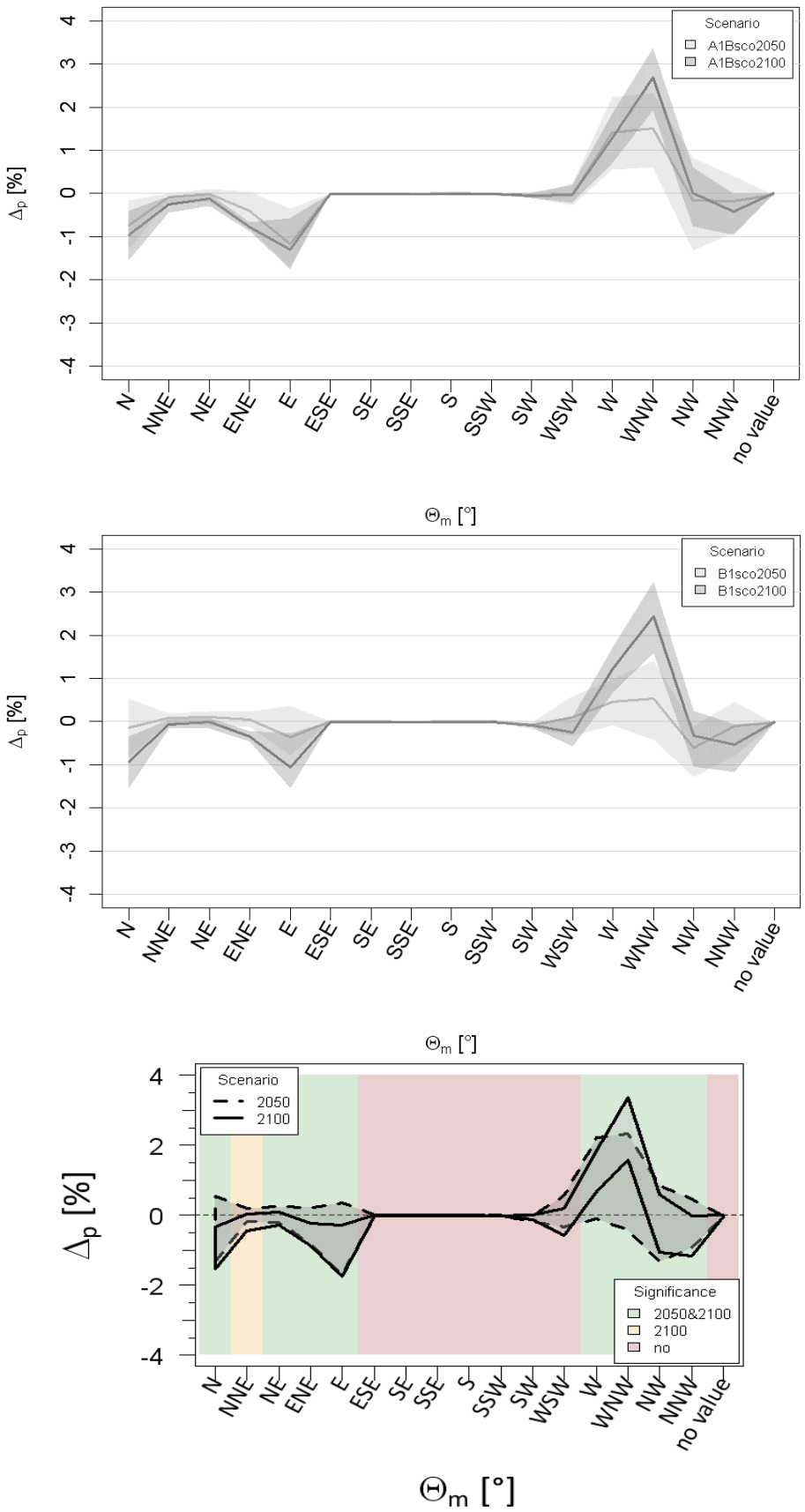


Abb. 121: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2100 (2071-2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und Bewertung als statistisch signifikant bei mindestens 67% positiven Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (oben) und B1 (mittig) sowie von A1B und B1 (unten), Hybridansatz, Lokation Heiligenhafen (oben und mittig: URCE 2011, Abb. 26; unten: Dreier et al. 2013a, Figure 3)

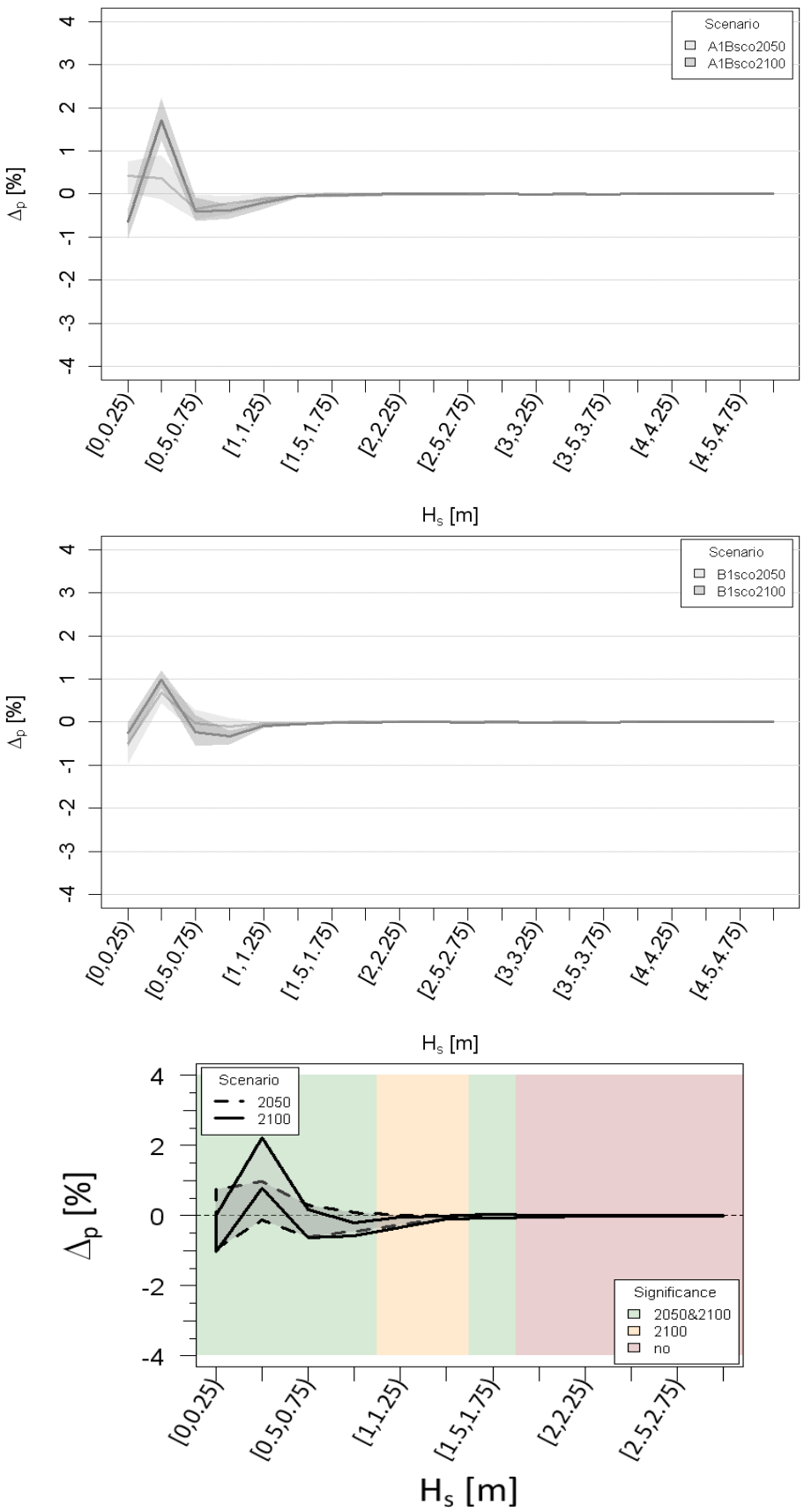


Abb. 122: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2100 (2071-2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und Bewertung als statistisch signifikant bei mindestens 67% positiven Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (oben) und B1 (mittig) sowie von A1B und B1 (unten), Hybridansatz, Lokation Brodten (oben und mittig: URCE 2011, Abb. 27; unten: Dreier et al. 2013a, Figure 3)

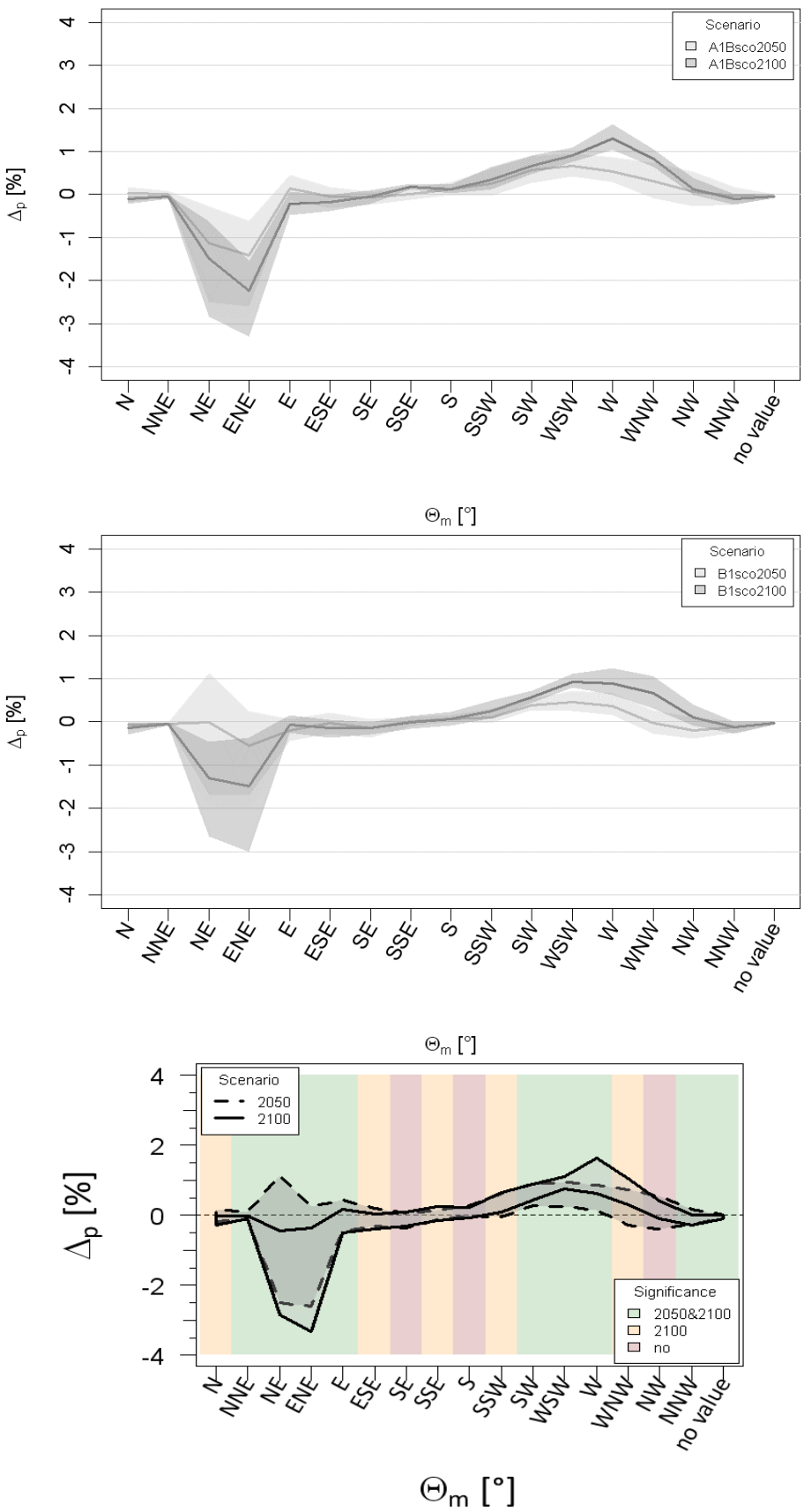


Abb. 123: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m für die Zeiträume 2021-2050 (2050) und 2100 (2071-2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 und Bewertung als statistisch signifikant bei mindestens 67% positiven Signifikanztests pro Häufigkeitsklasse, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (oben) und B1 (mittig) sowie von A1B und B1 (unten), Hybridansatz, Lokation Brodten (oben und mittig: URCE 2011, Abb. 27; unten: Dreier et al. 2013a, Figure 3)

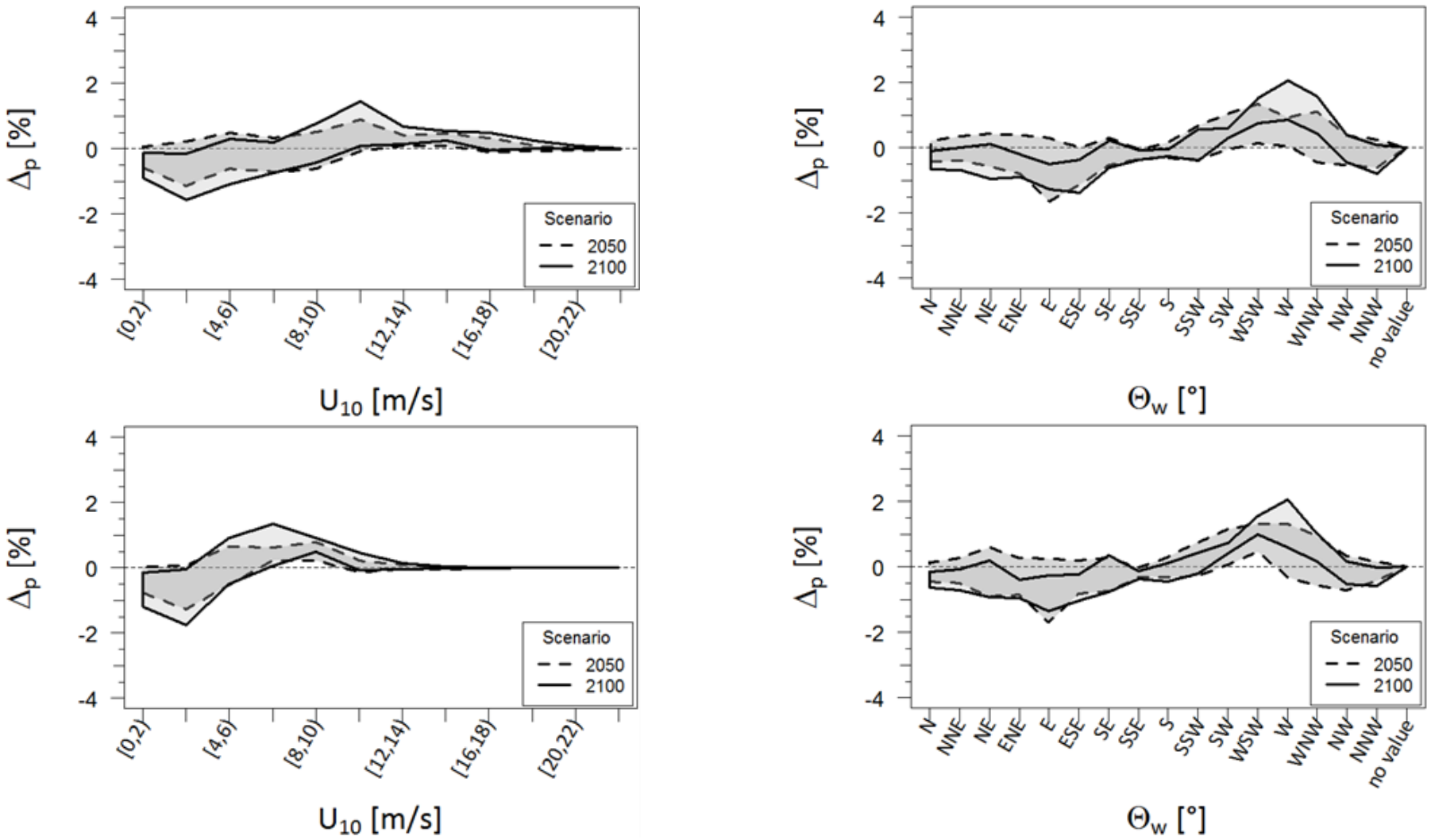


Abb. 124: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit U_{10} (links) und der Windrichtung Θ_W (rechts), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B und B1 in den Zeiträumen 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, Lokation Heiligenhafen (oben) bzw. Brodten (unten)

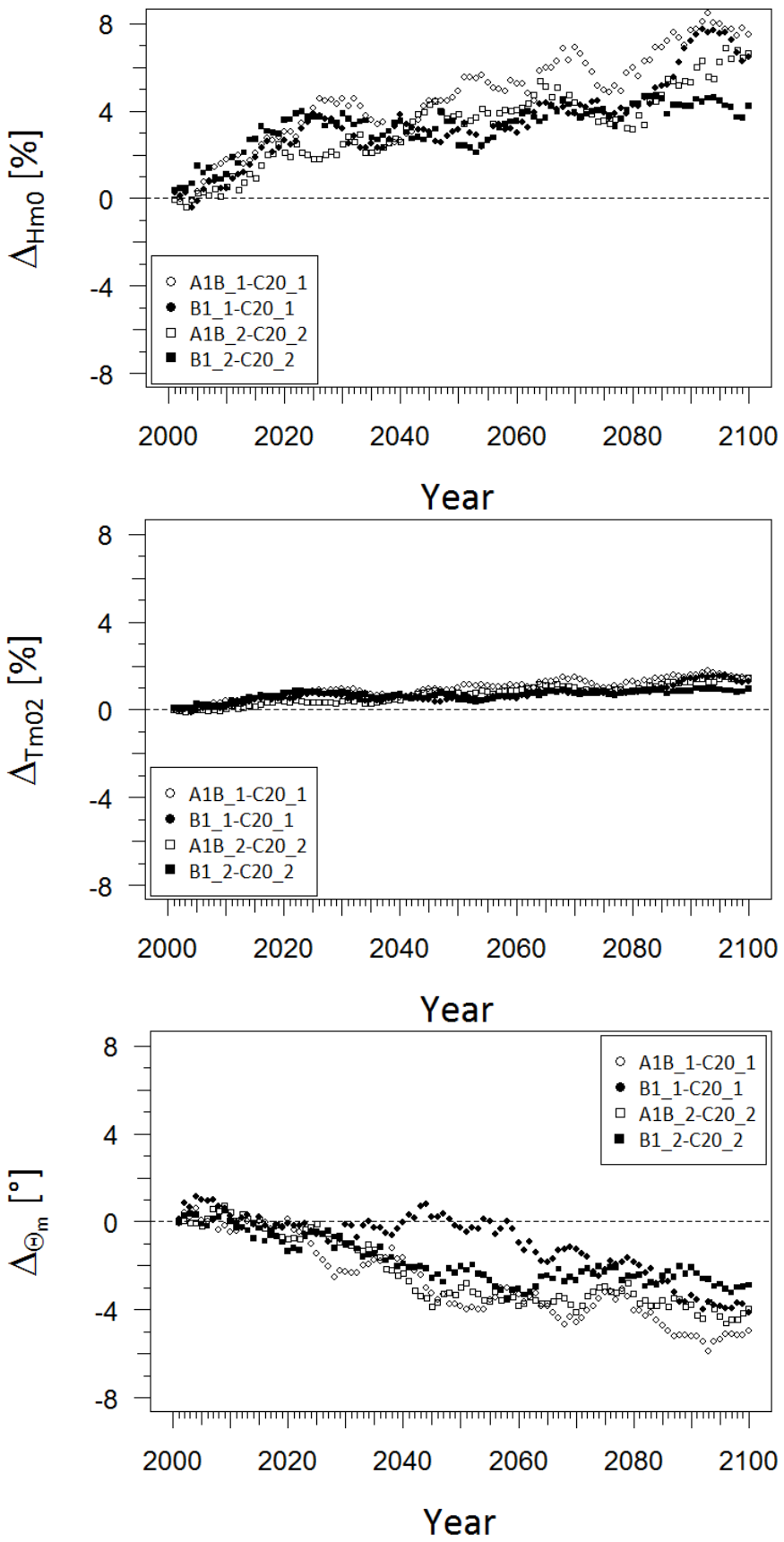


Abb. 125: Differenz gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe Δ_{Hm0} (oben) der mittleren Wellenperiode Δ_{Tm02} (mittig) und der mittleren Wellenanlaufrichtung $\Delta\Theta_m$ (unten) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2), B1 (B1_1, B1_2) und C20 (C20_1, C20_2), Hybridansatz, Lokation Heiligenhafen (Dreier et al. 2013b, Figure 4)

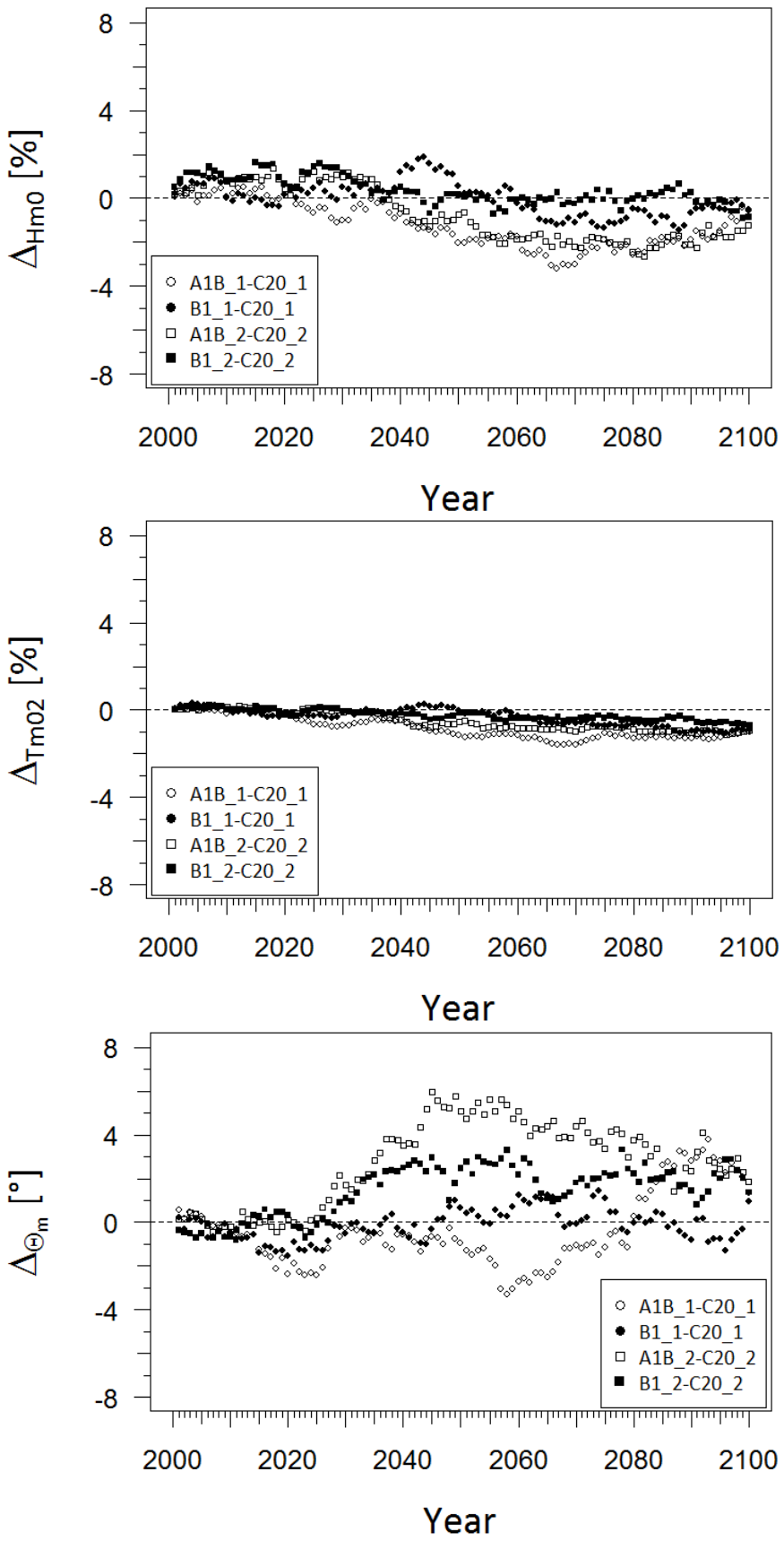


Abb. 126: Differenz gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe Δ_{Hm0} (oben) der mittleren Wellenperiode Δ_{Tm02} (mittig) und der mittleren Wellenanlaufrichtung $\Delta\Theta_m$ (unten) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2), B1 (B1_1, B1_2) und C20 (C20_1, C20_2), Hybridansatz, Lokation Brodten (Dreier et al. 2013b, Figure 4)

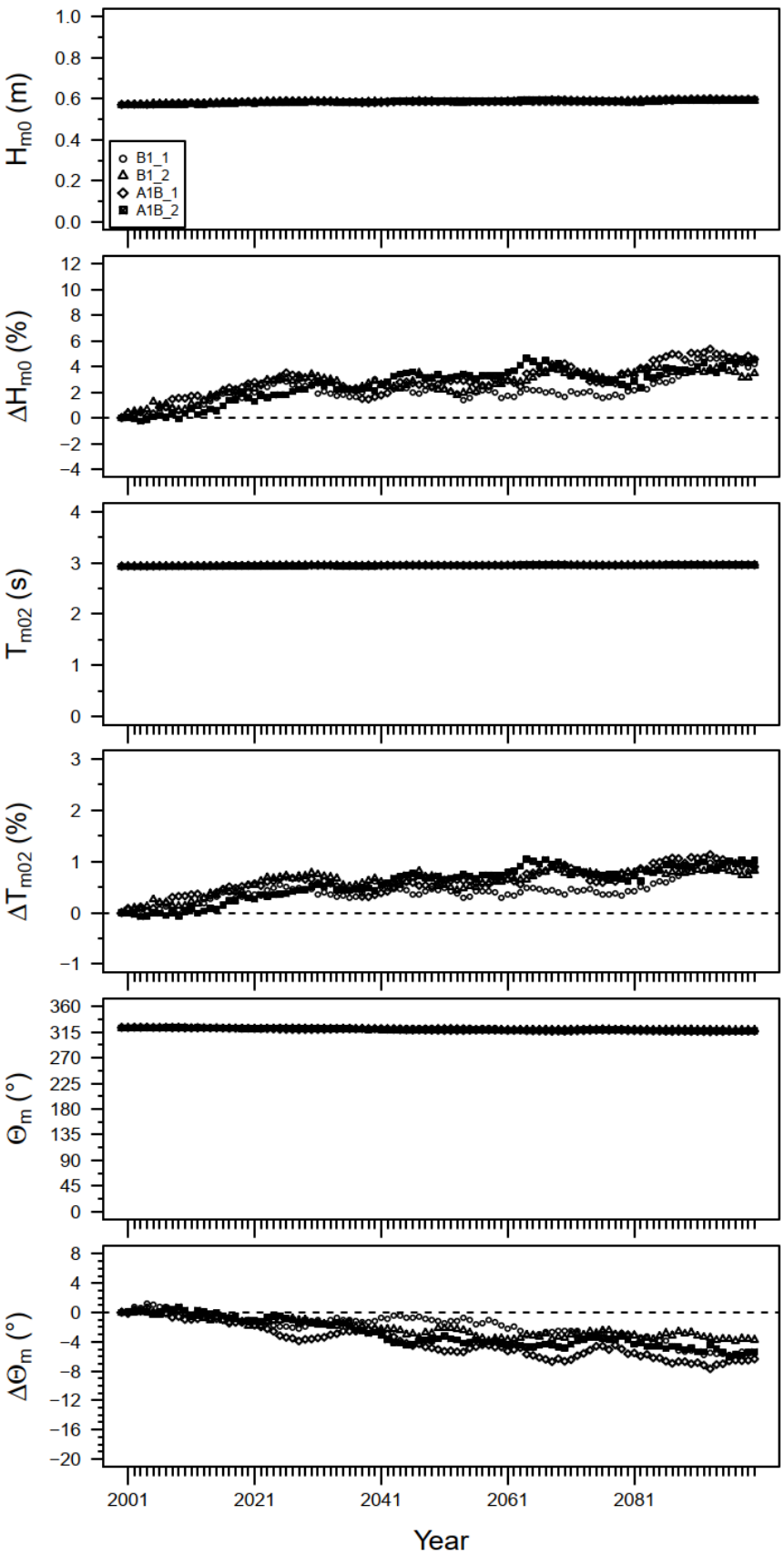


Abb. 127: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

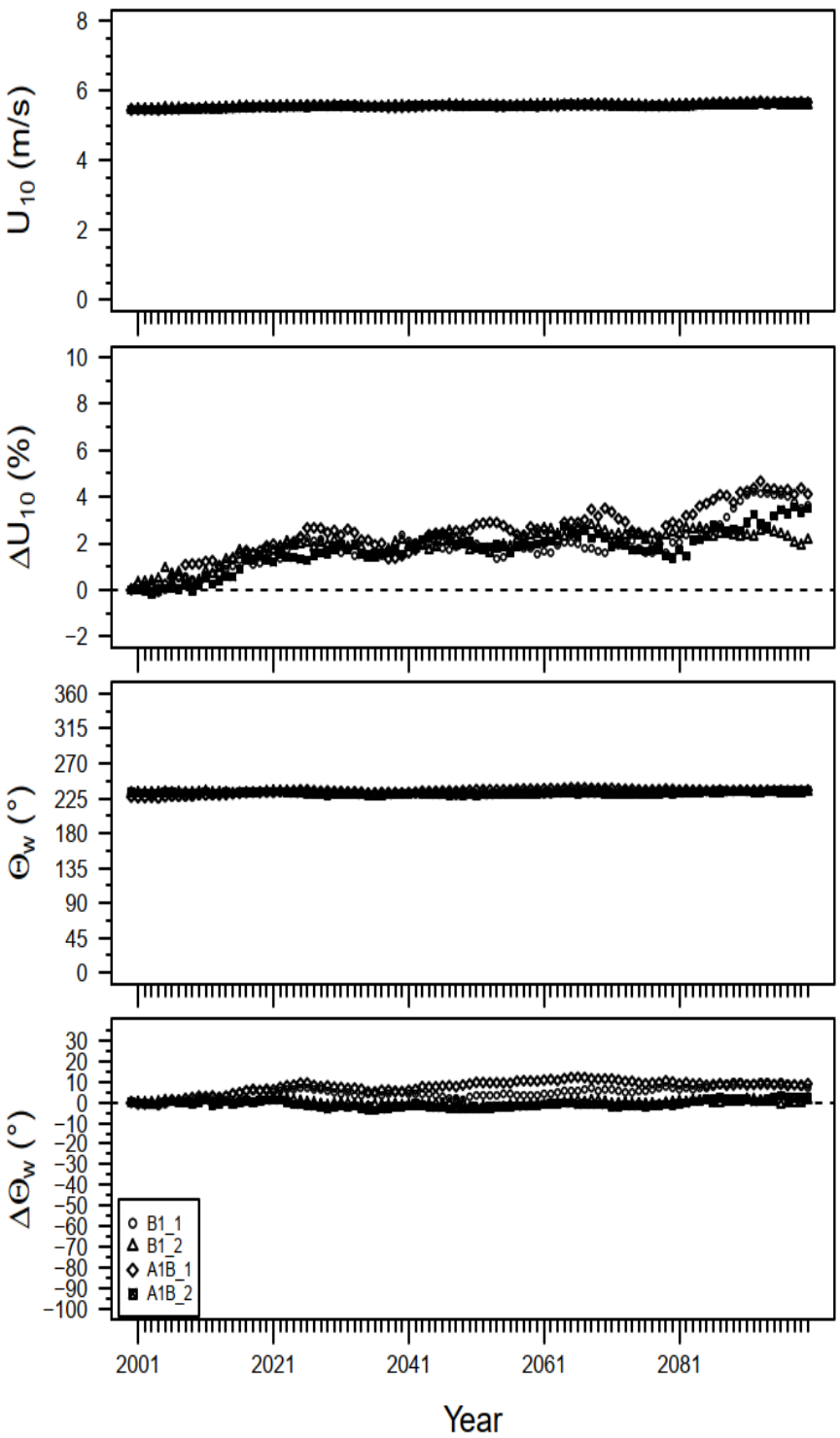


Abb. 128: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

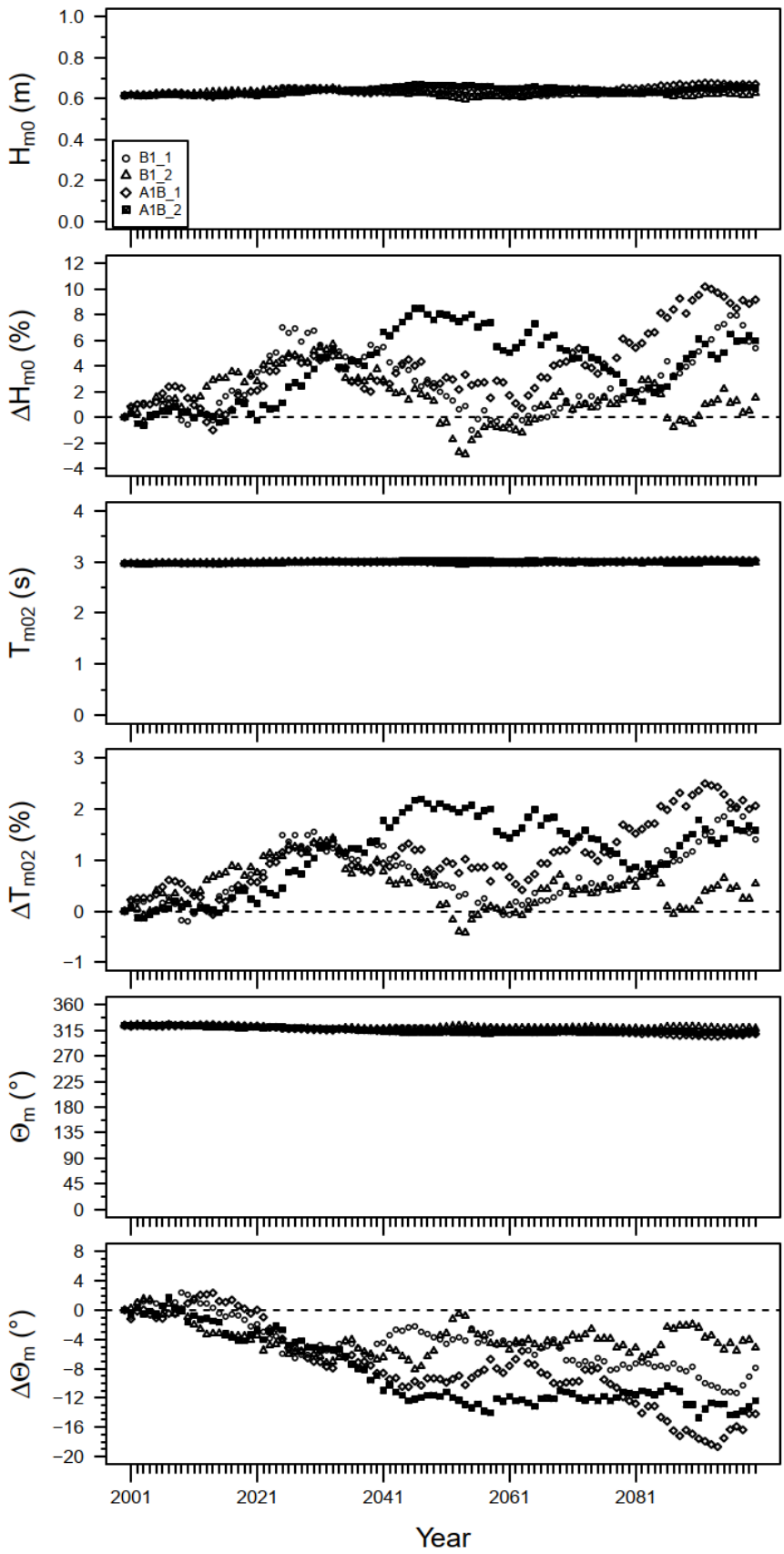


Abb. 129: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Winter für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

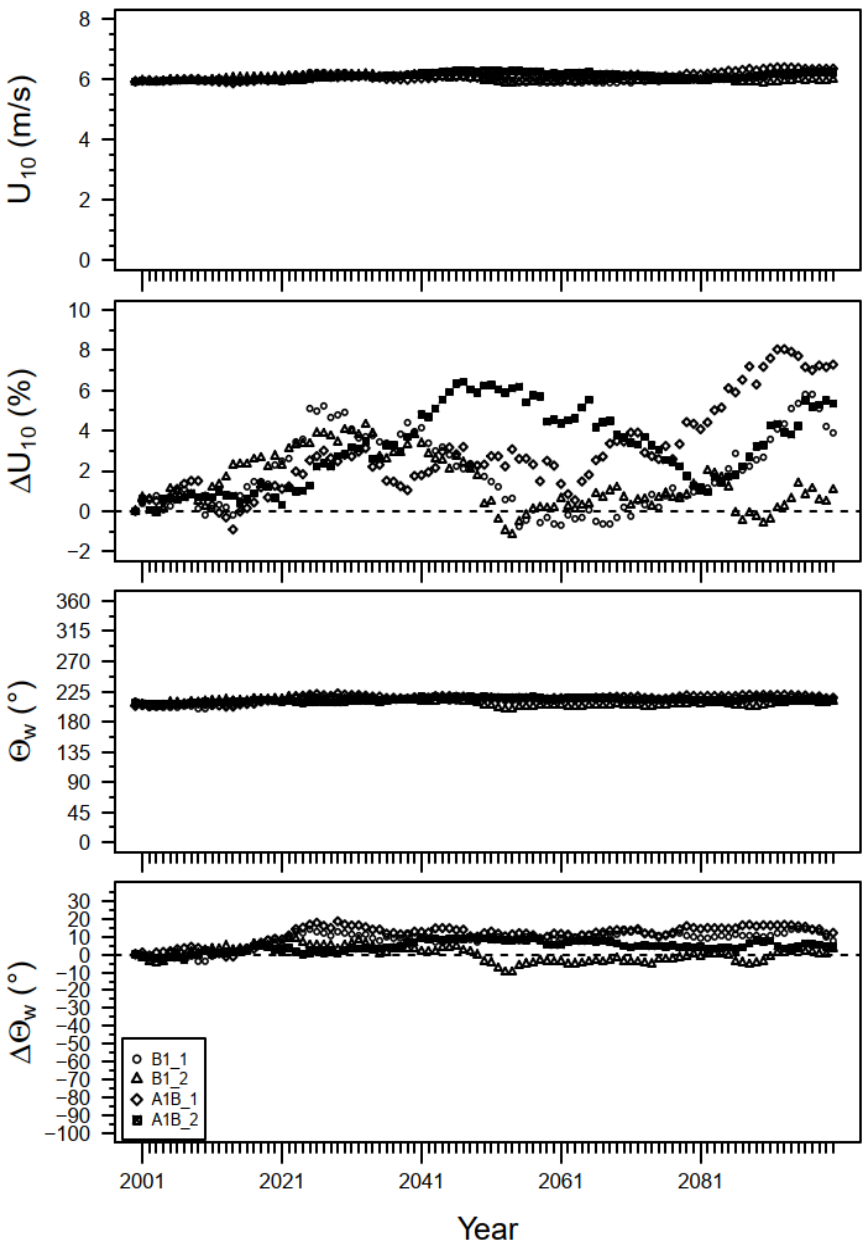


Abb. 130: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Winter für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

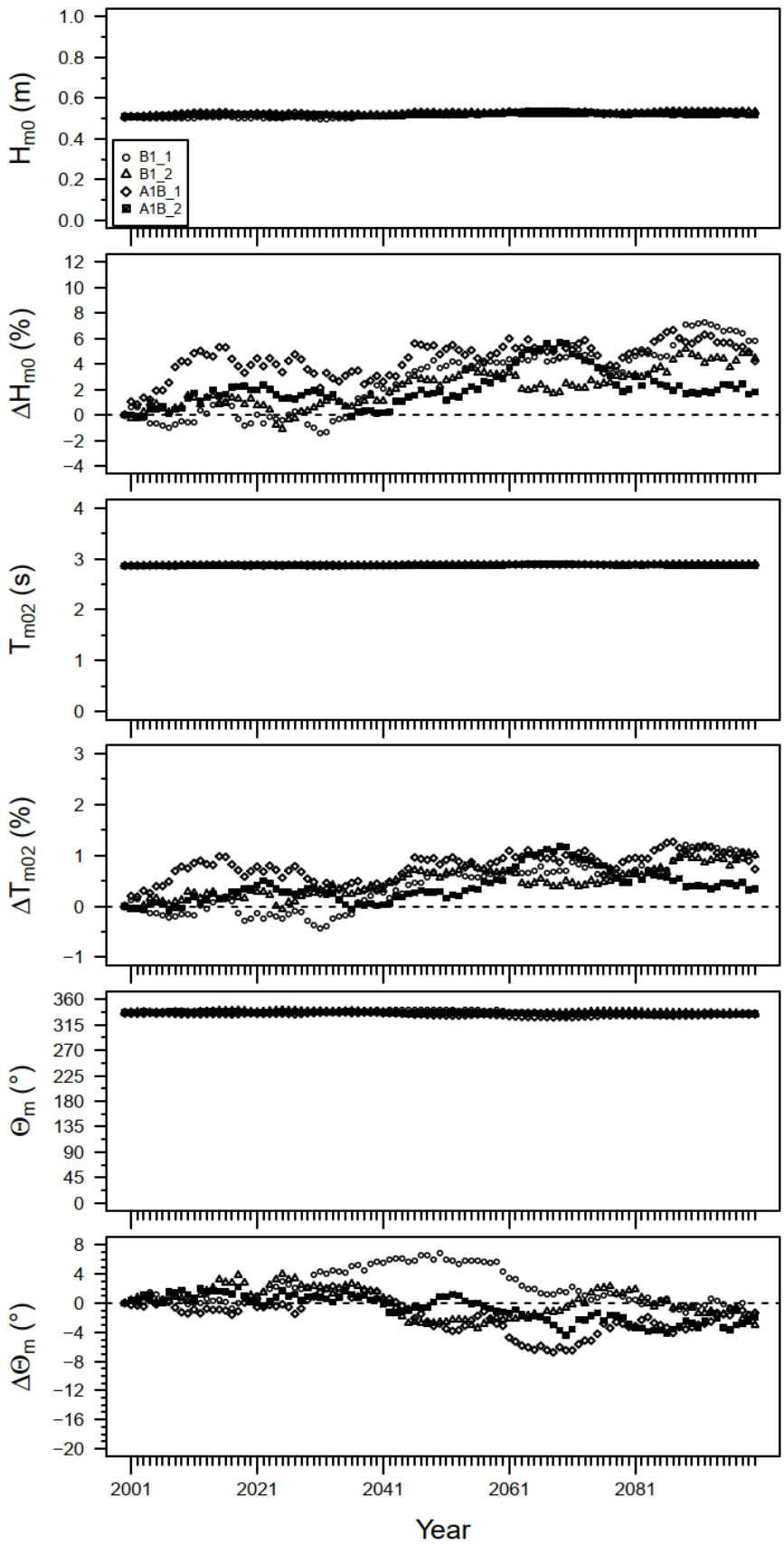


Abb. 131: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Frühling für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

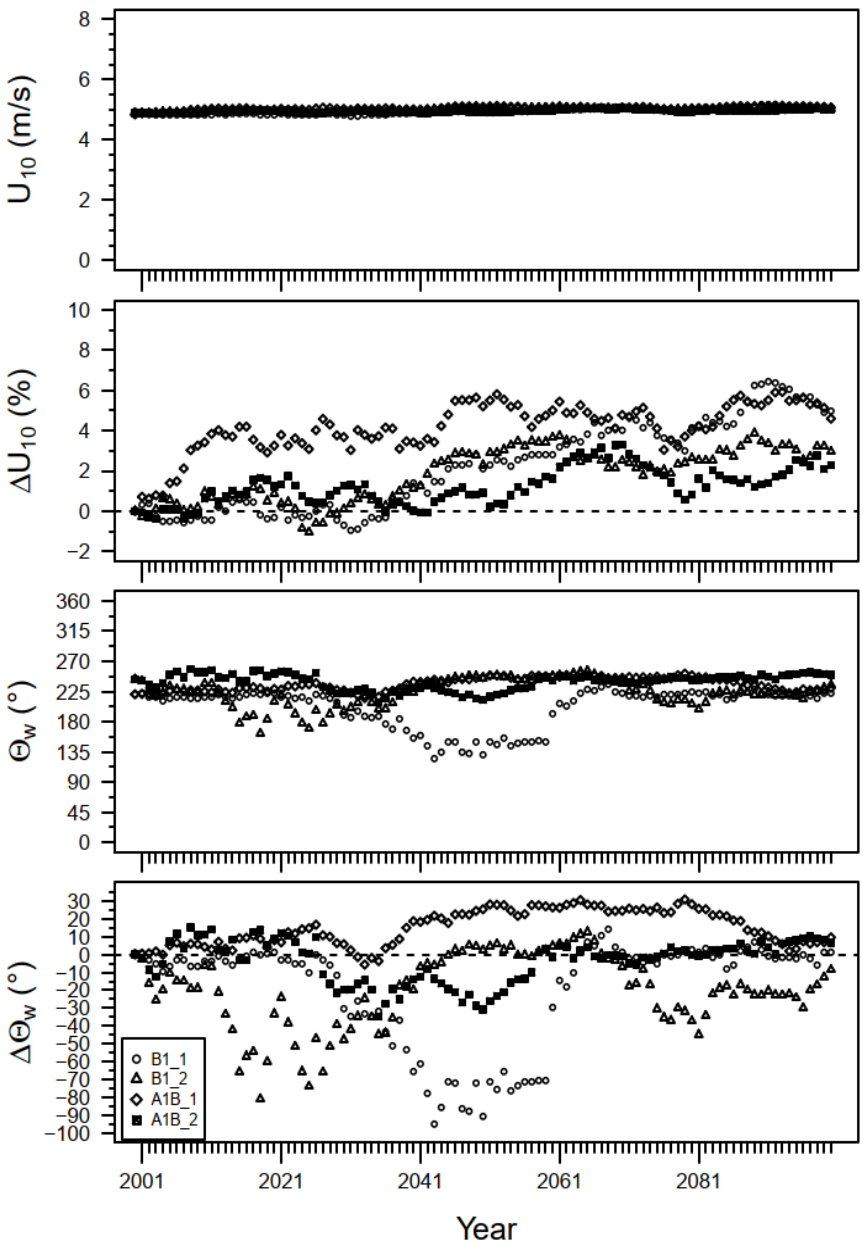


Abb. 132: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Frühling für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

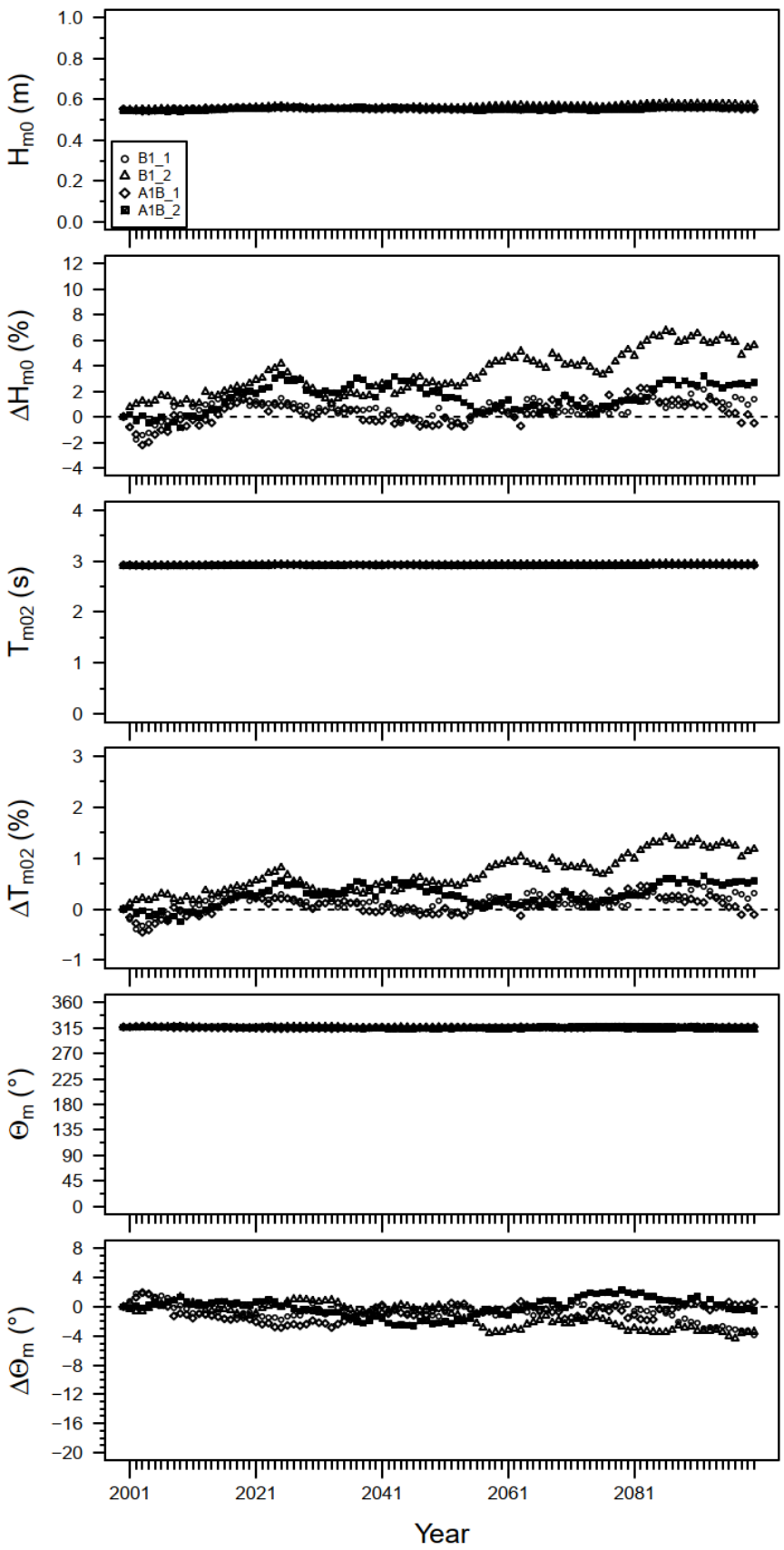


Abb. 133: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Sommer für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

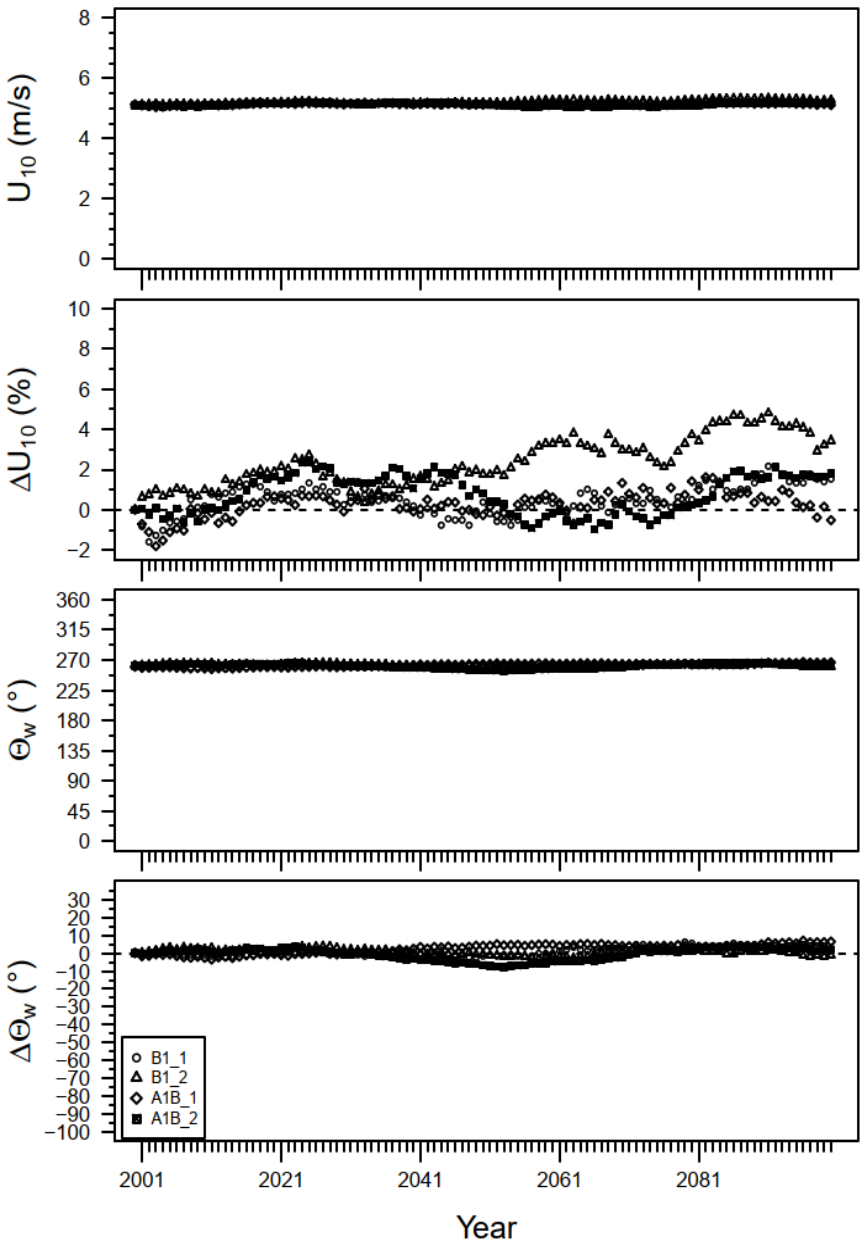


Abb. 134: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Sommer für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

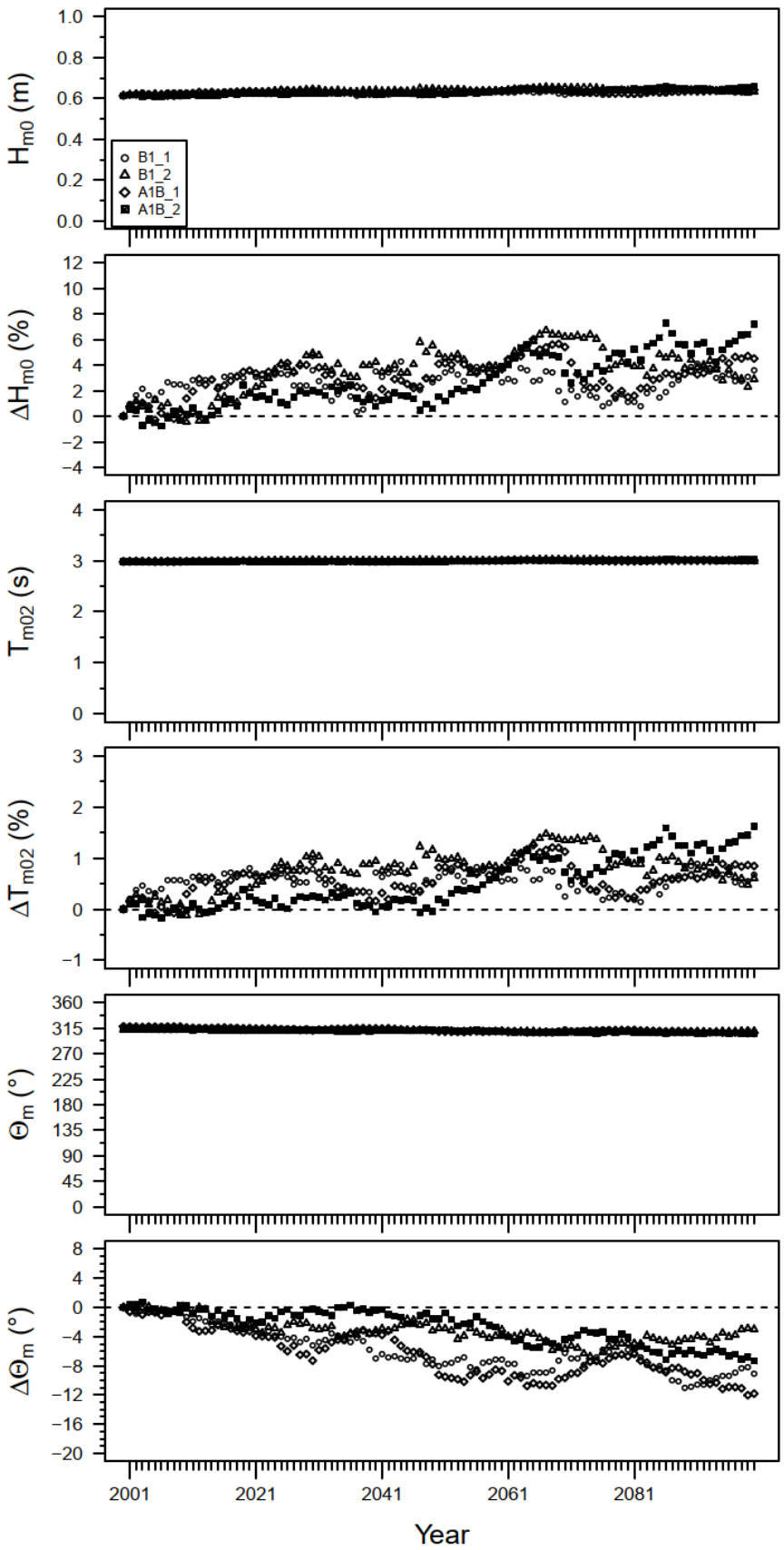


Abb. 135: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Herbst für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

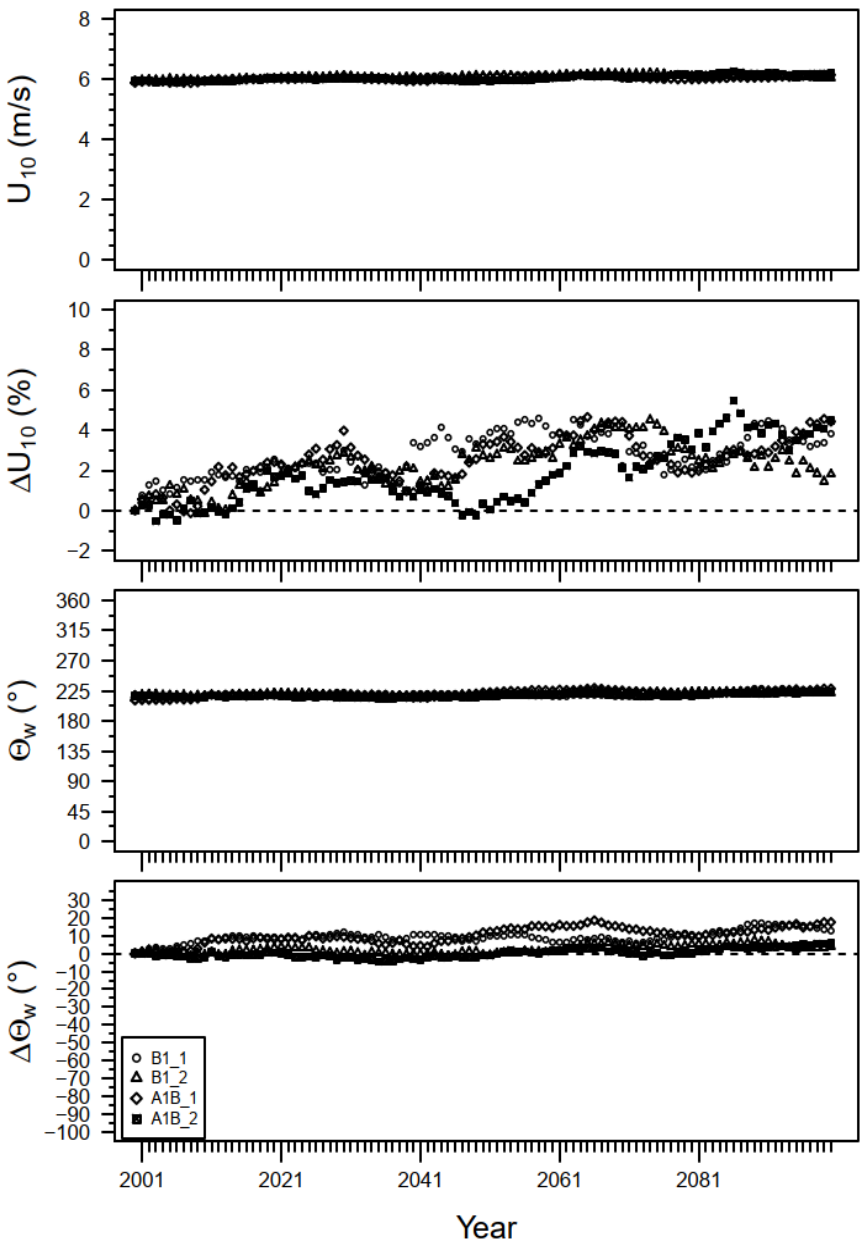


Abb. 136: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Herbst für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

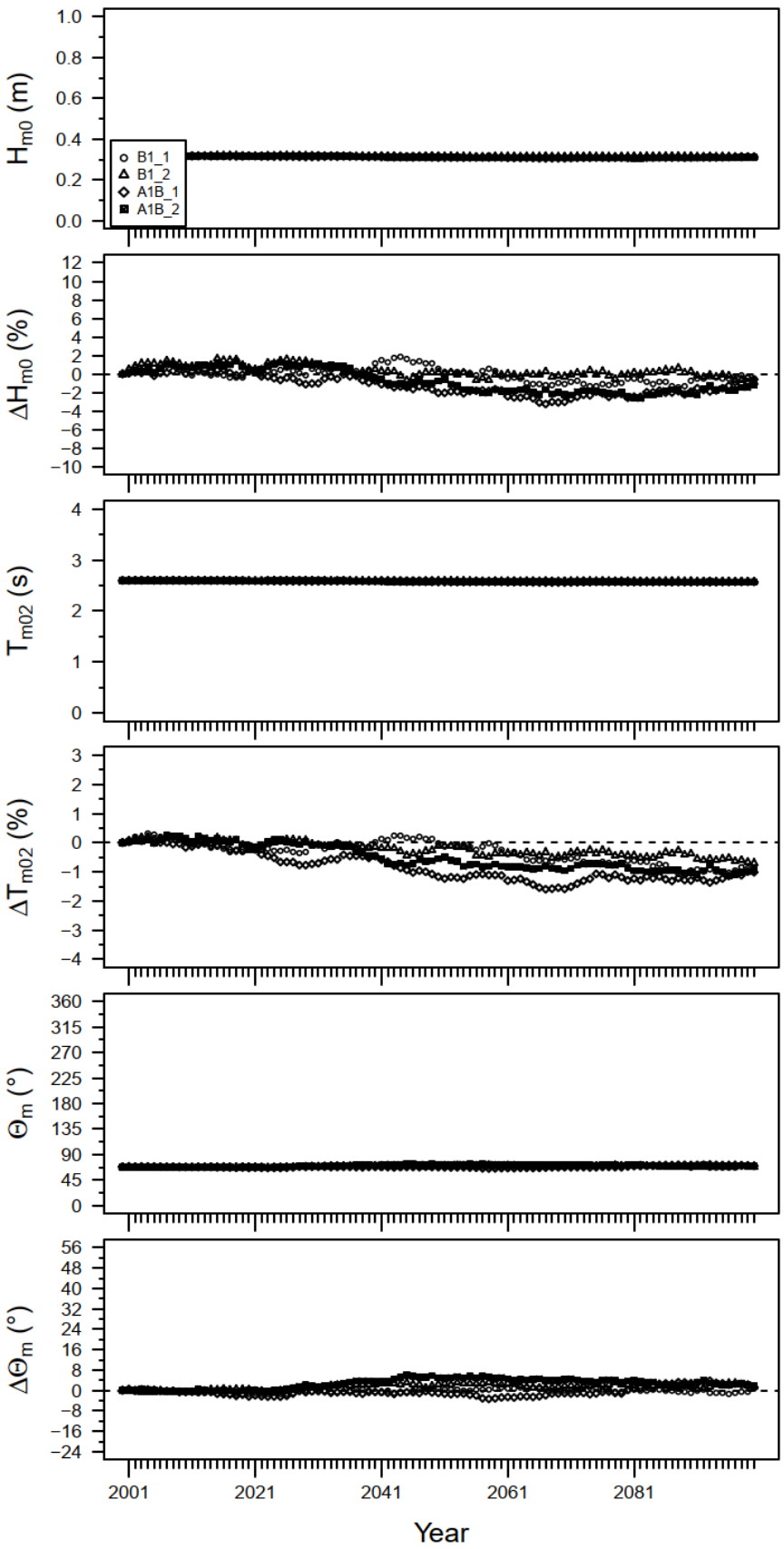


Abb. 137: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

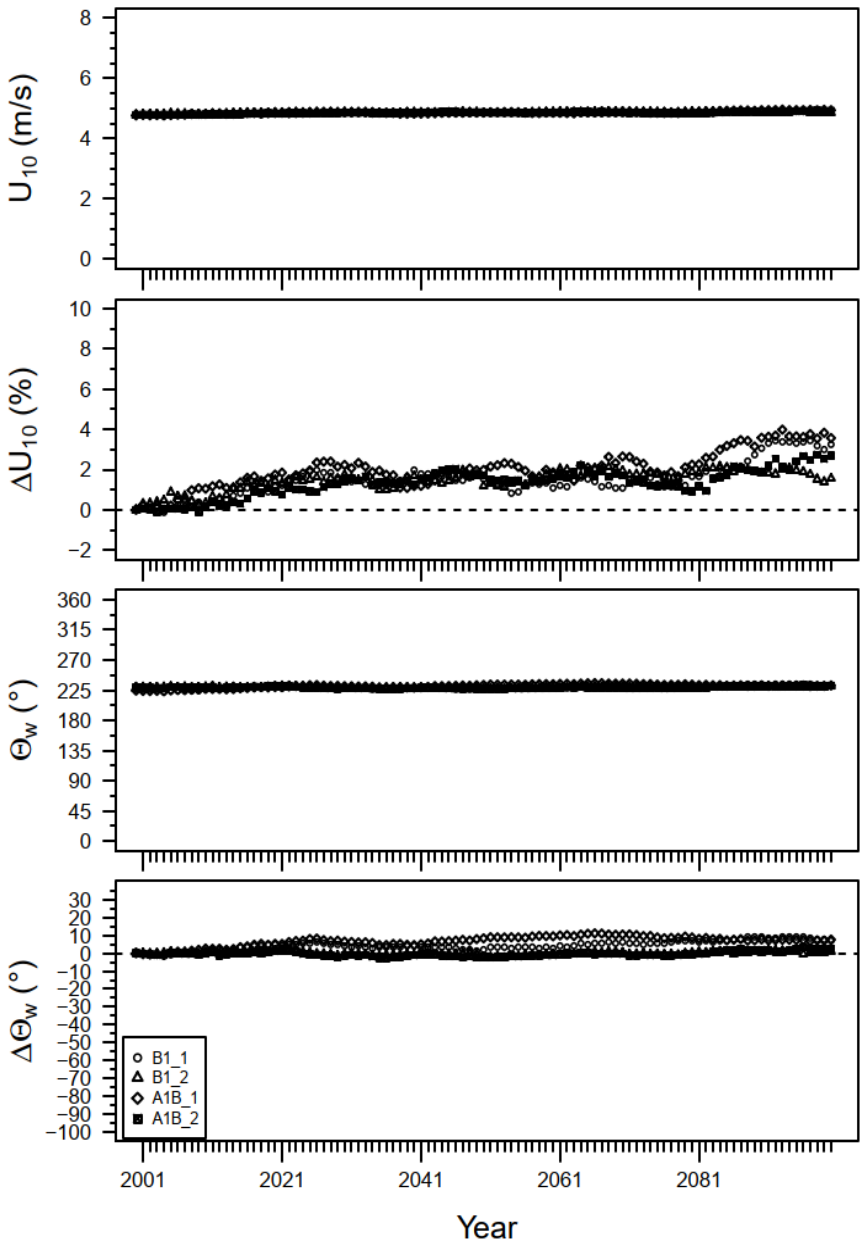


Abb. 138: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

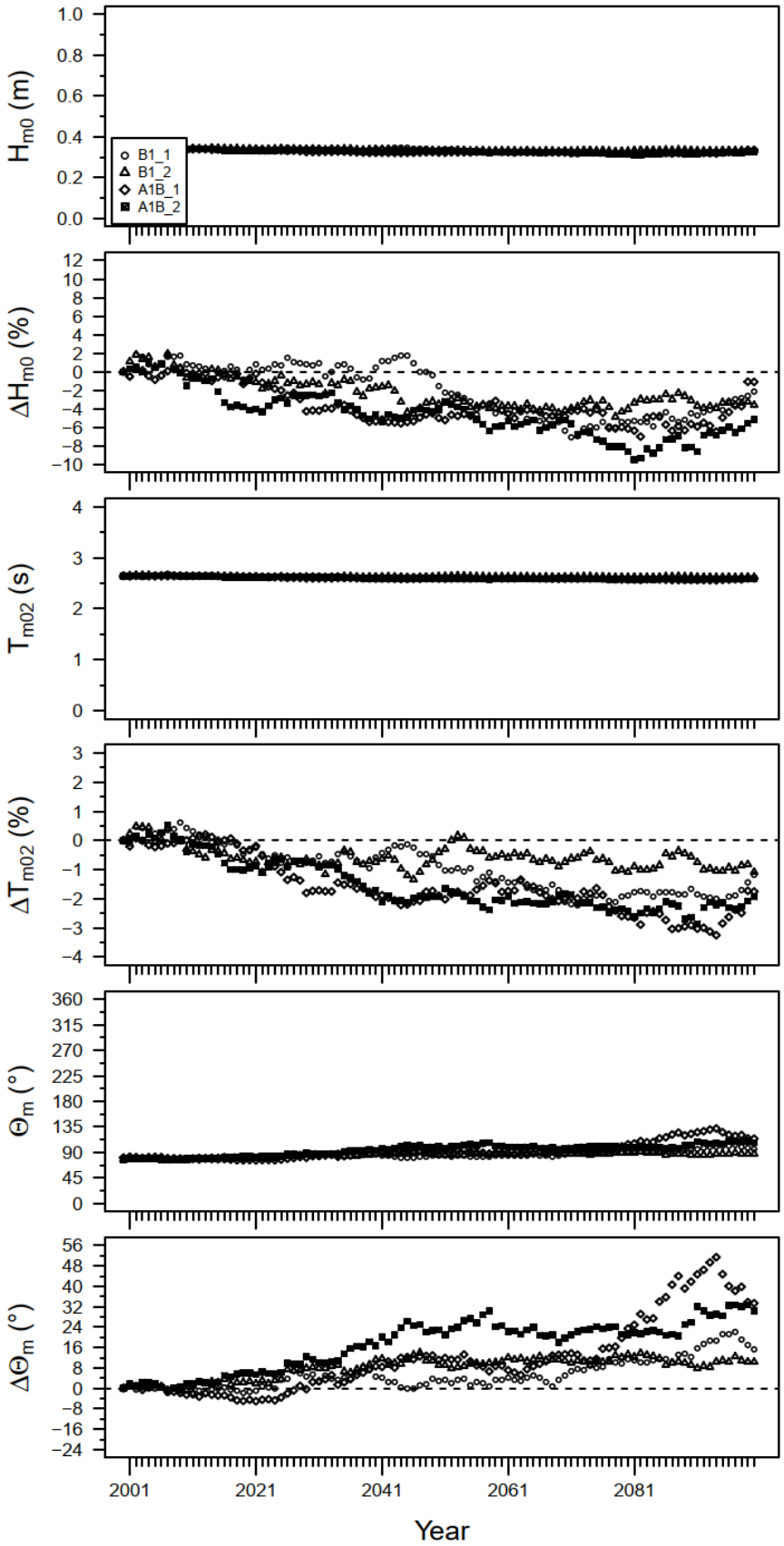


Abb. 139: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Winter für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

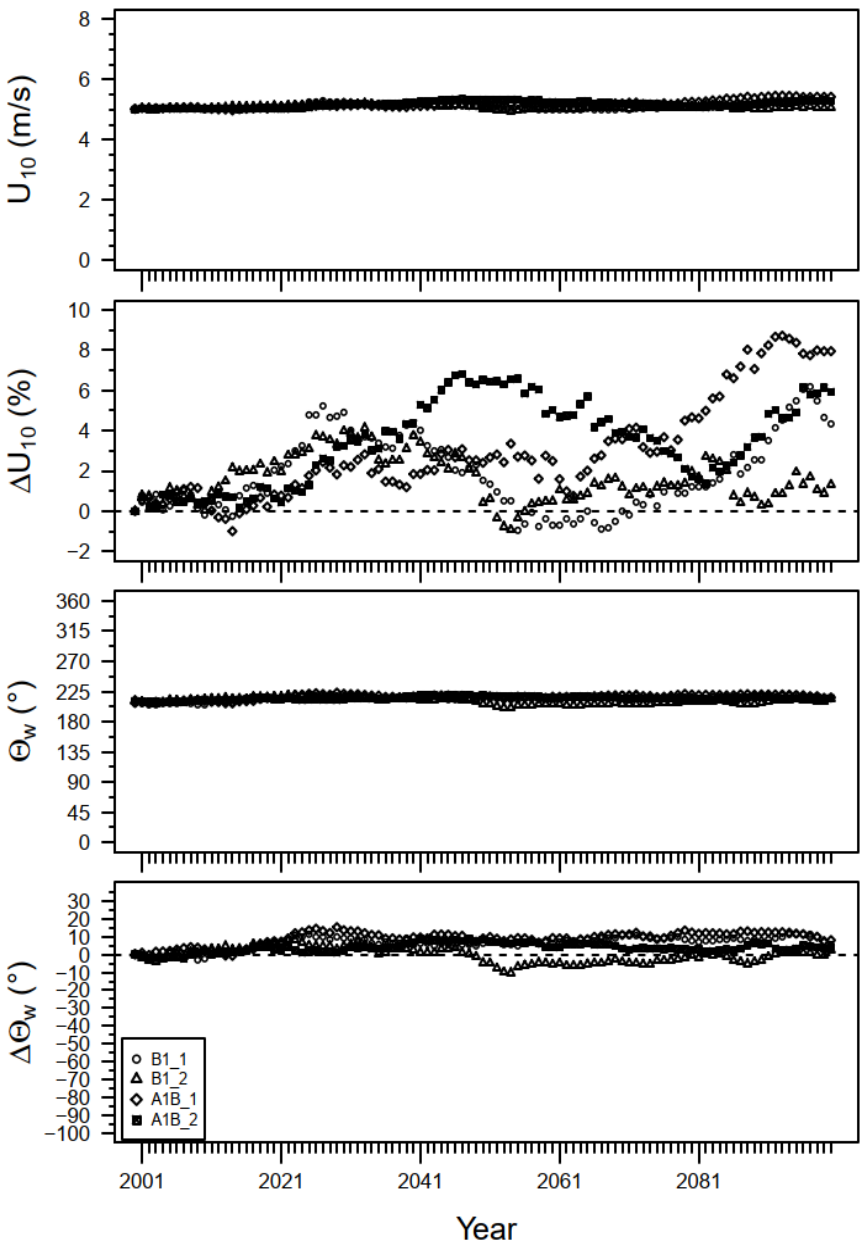


Abb. 140: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Winter für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

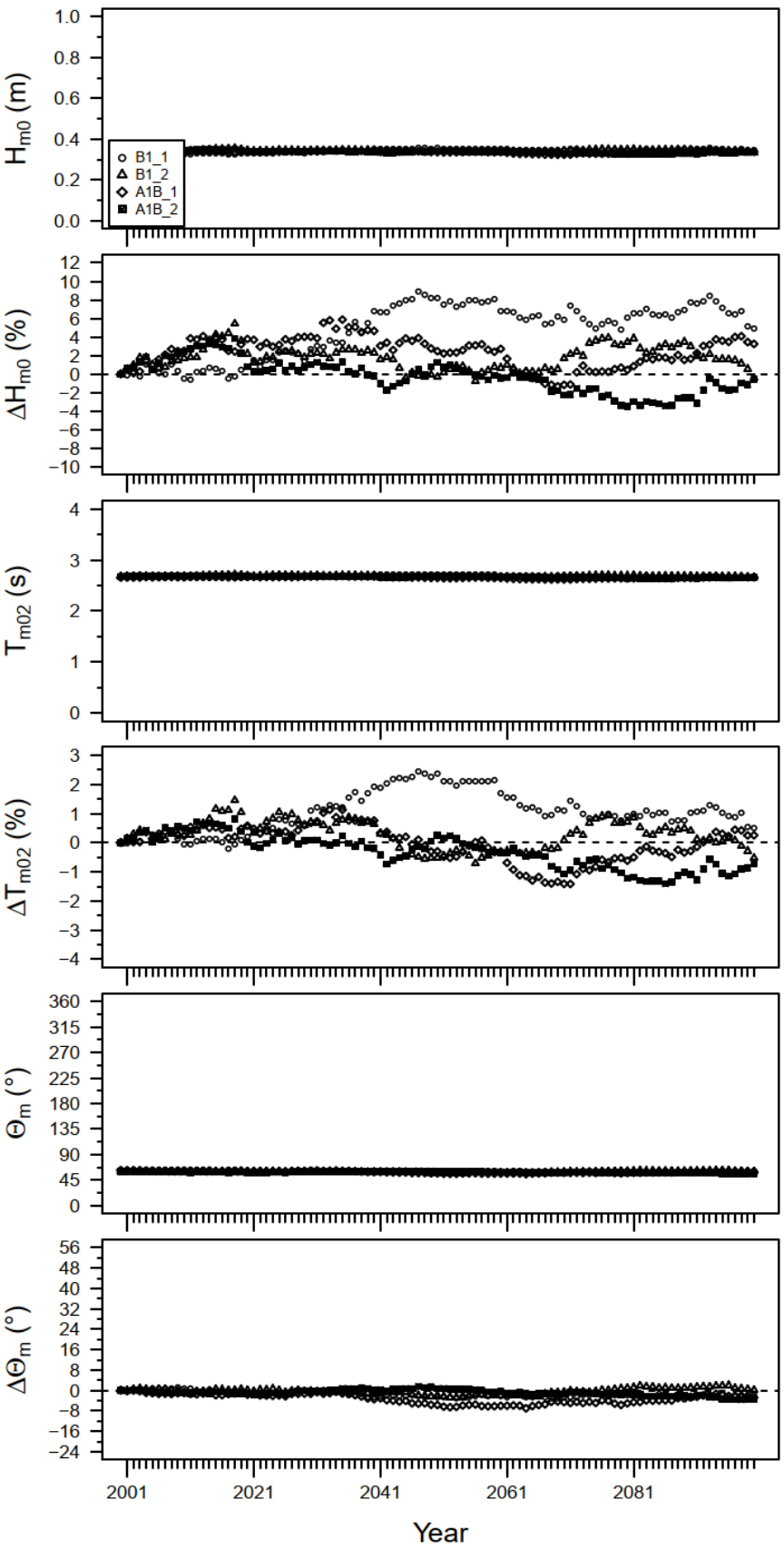


Abb. 141: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Frühling für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

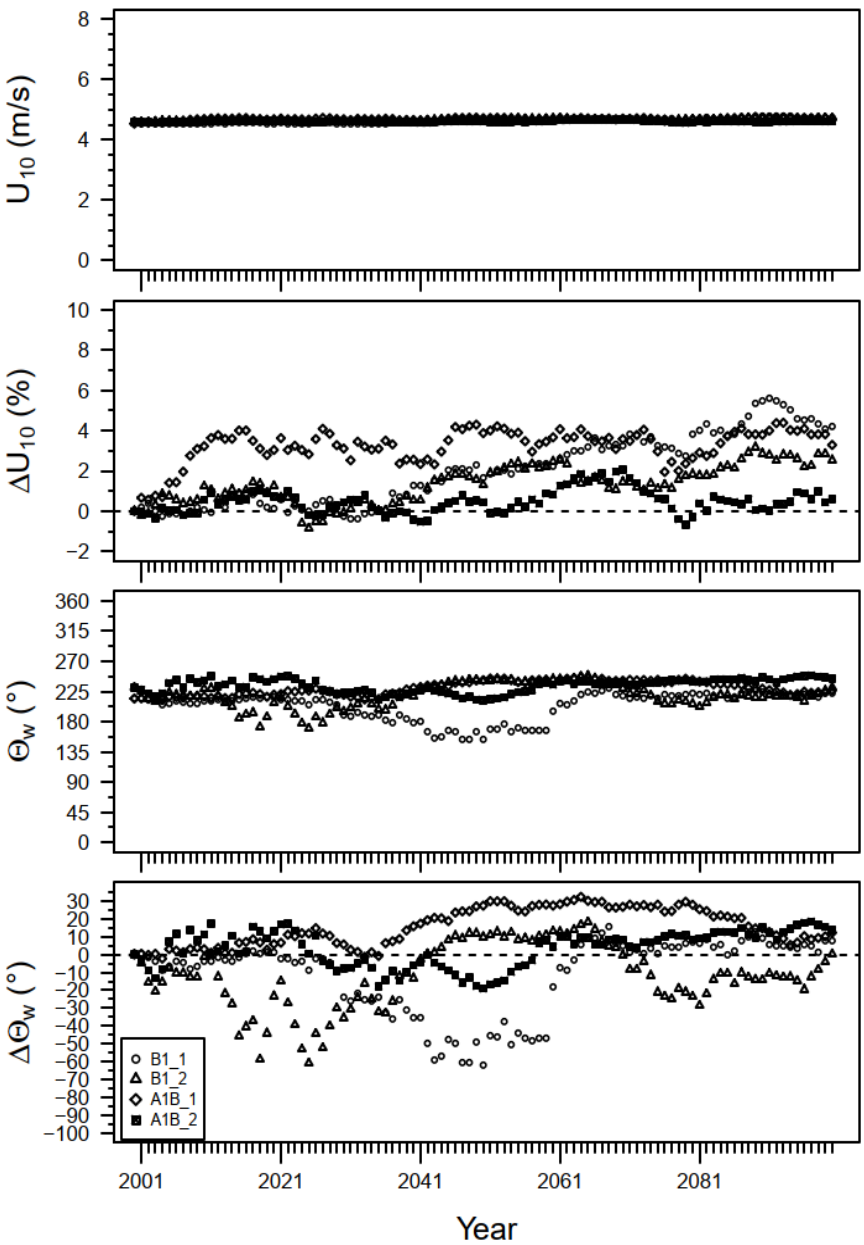


Abb. 142: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Frühling für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

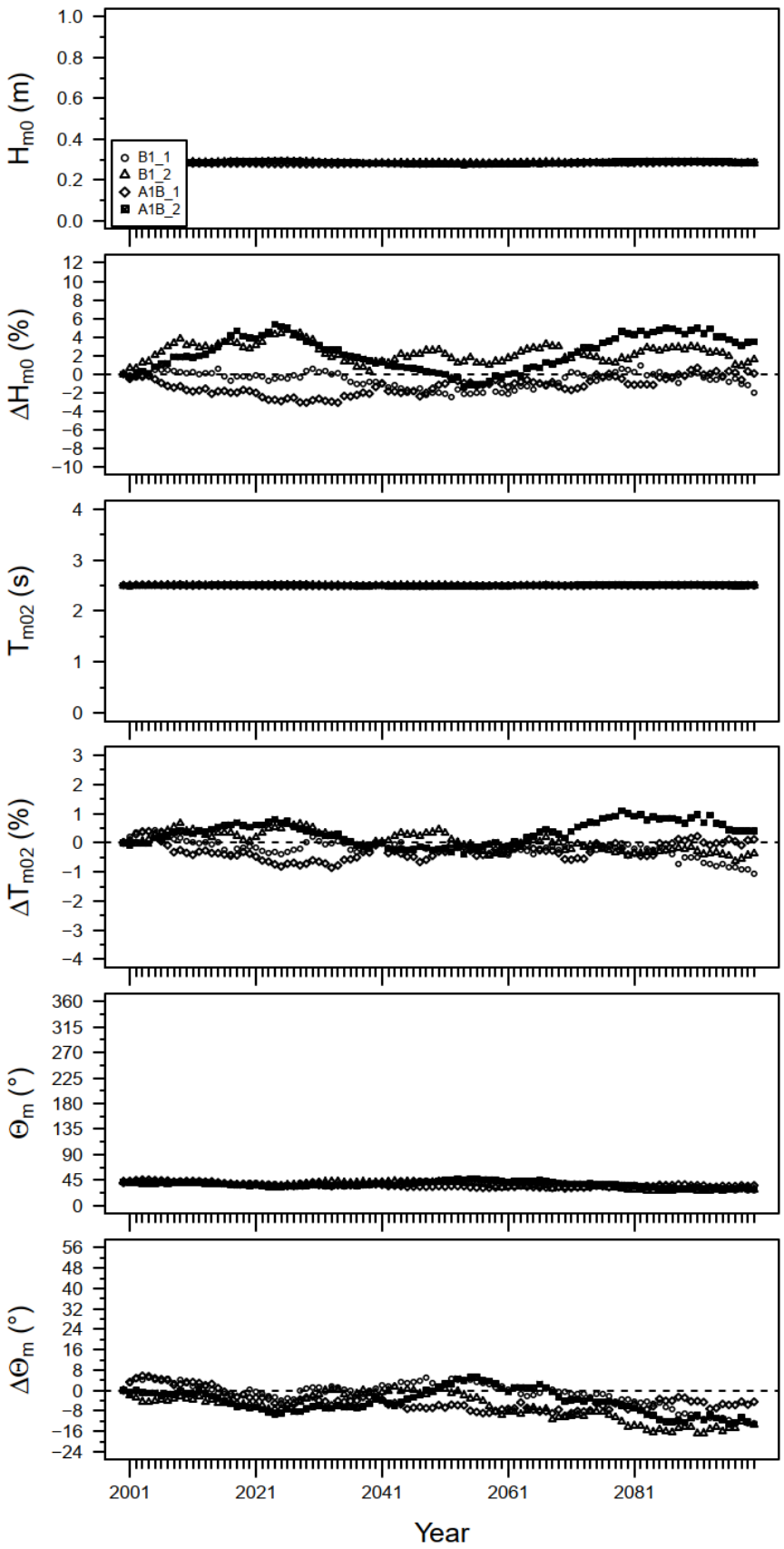


Abb. 143: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Sommer für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

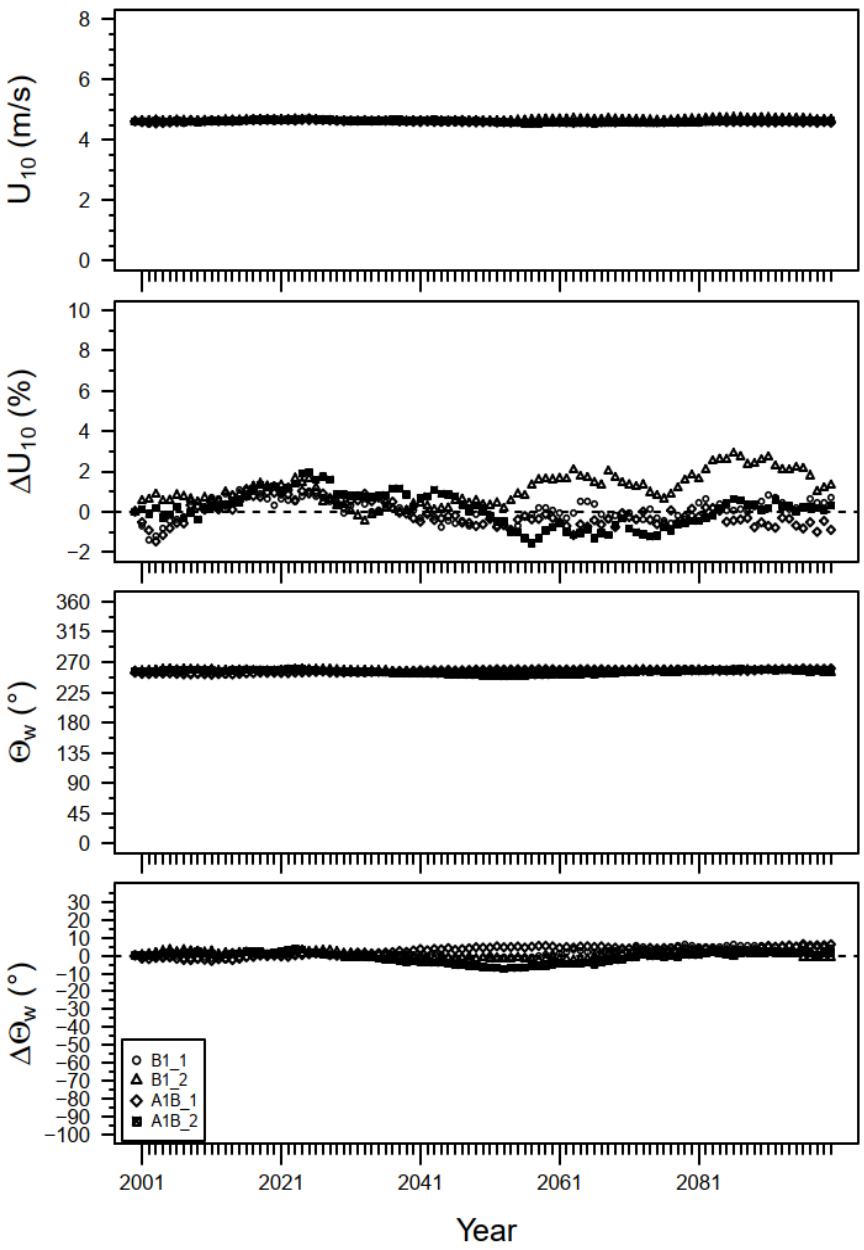


Abb. 144: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Sommer für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

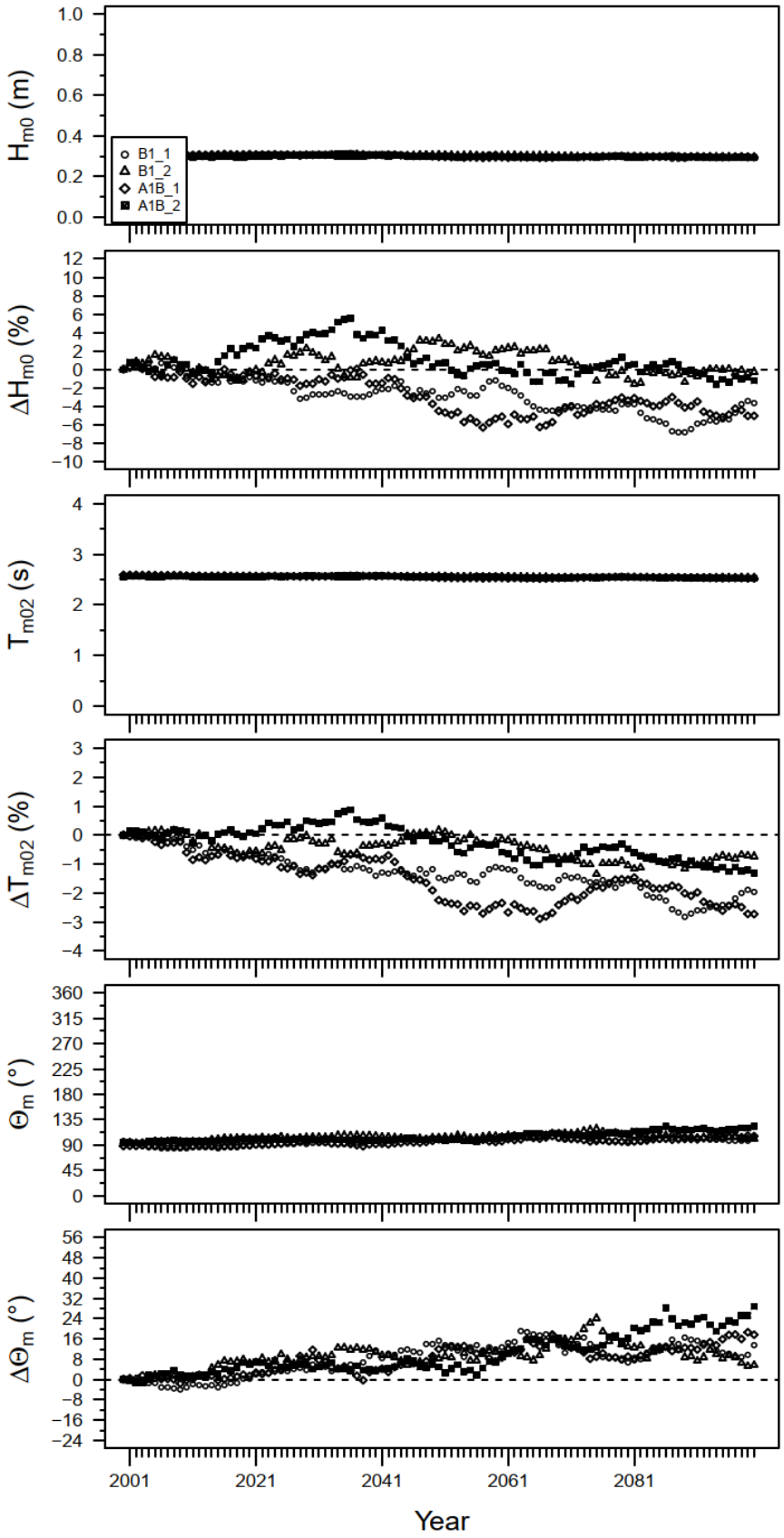


Abb. 145: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Herbst für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

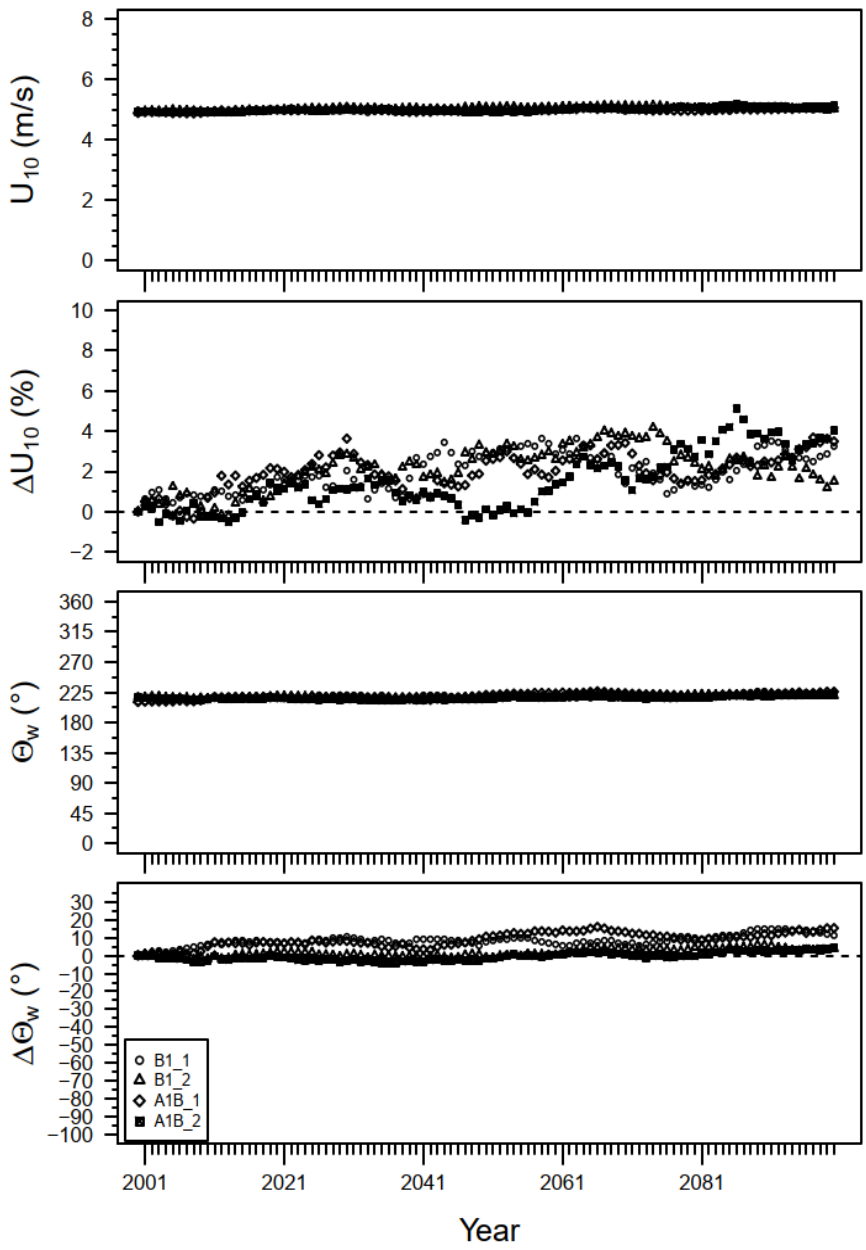


Abb. 146: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 im Herbst für einen Gitterpunkt über See, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz, Lokation Brodten

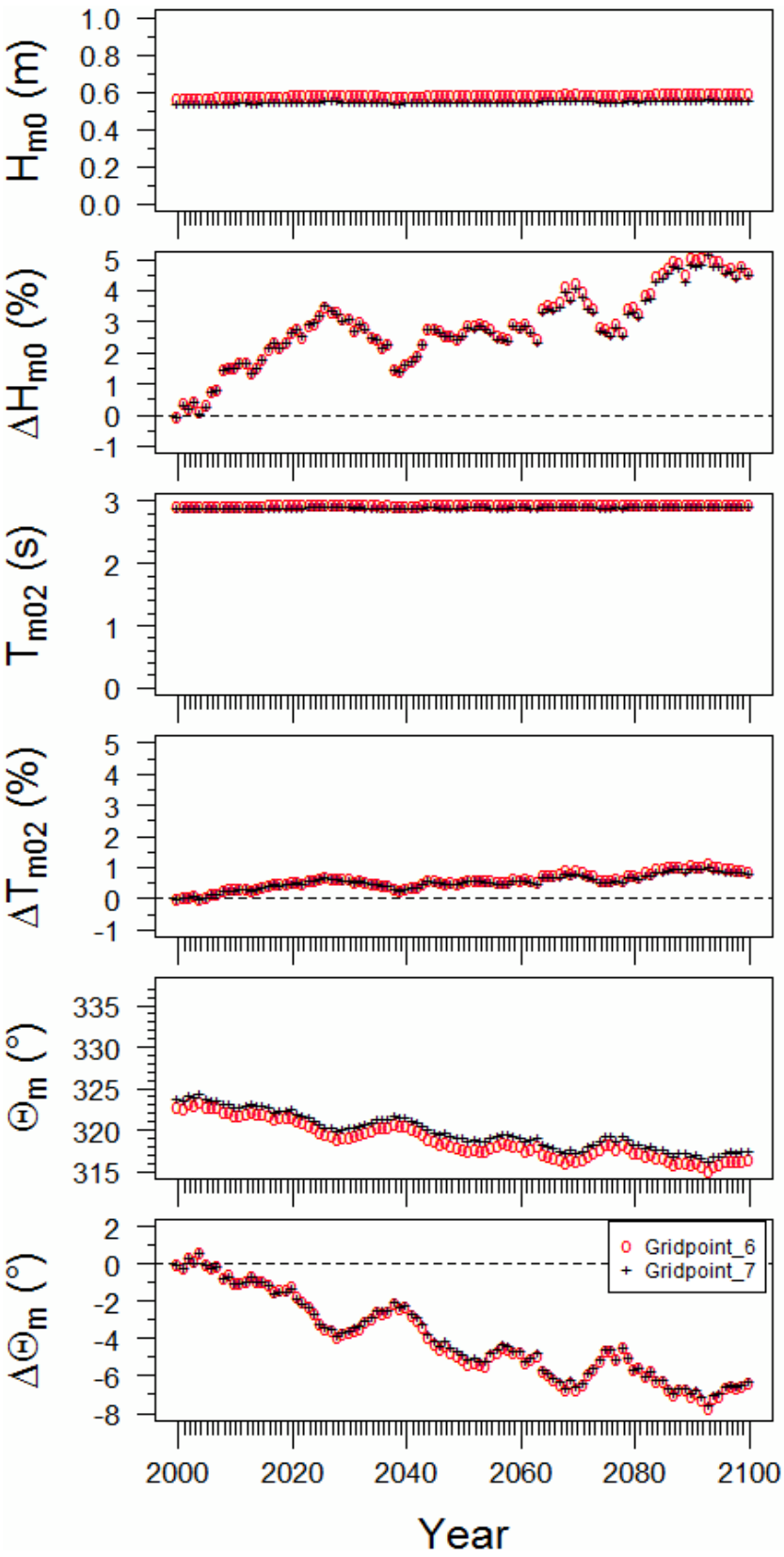


Abb. 147: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für zwei Gitterpunkte über Land (rot bzw. schwarz, vgl. Abb. 92), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von A1B, Datenstrom D3, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

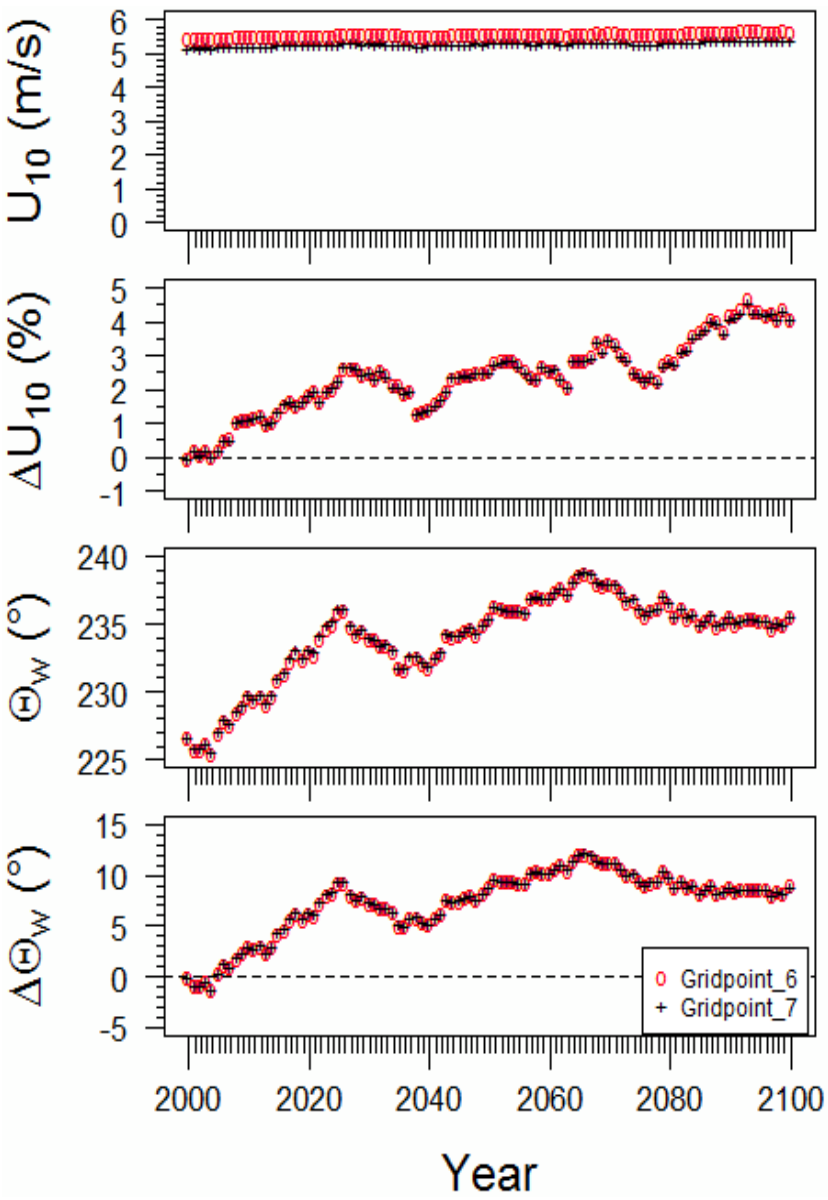


Abb. 148: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für zwei Gitterpunkte über Land (rot bzw. schwarz, vgl. Abb. 92), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von A1B, Datenstrom D3, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

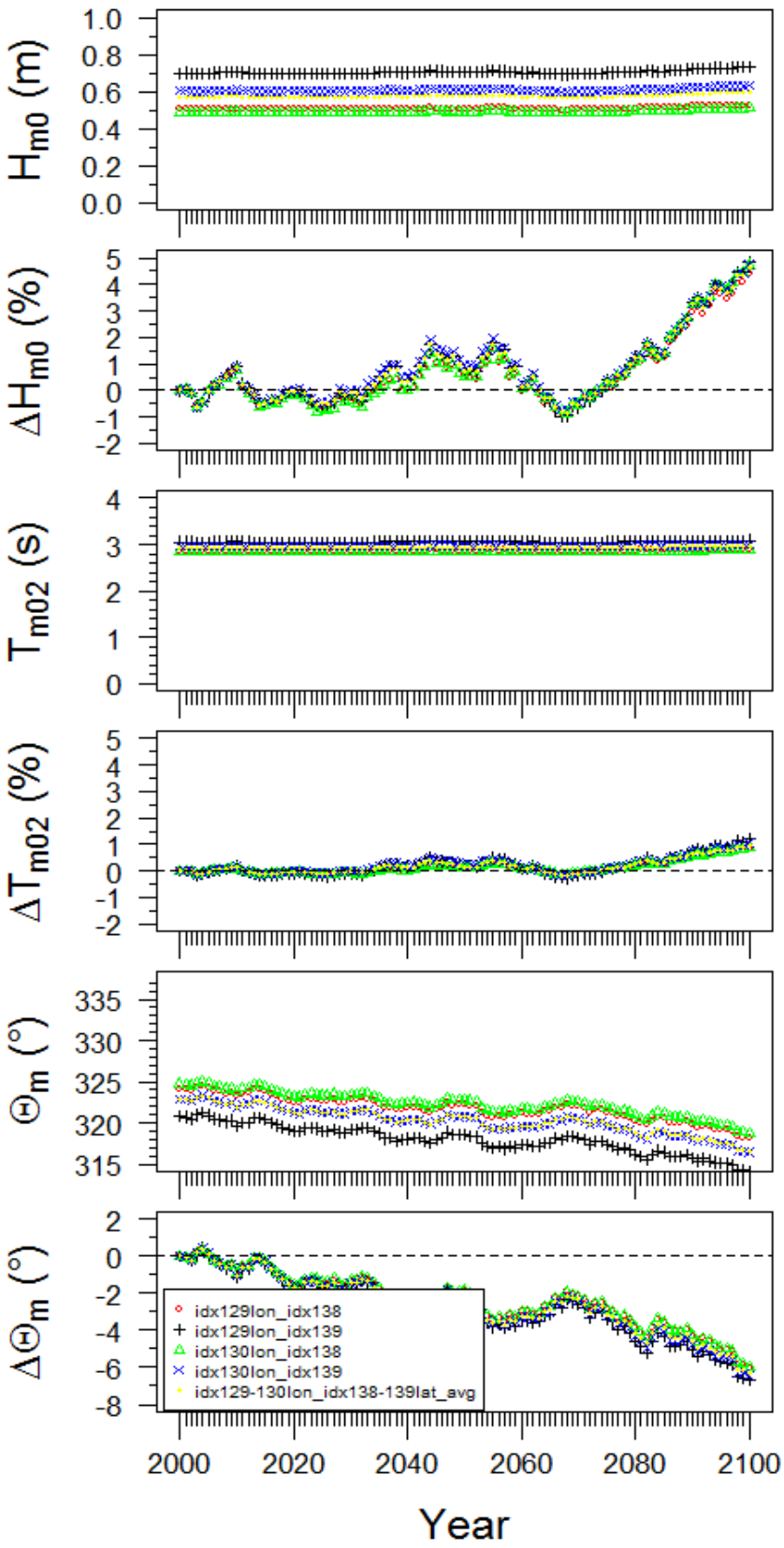


Abb. 149: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02}, der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für einzelne Gitterpunkte des CORDEX-EUR-22-Gitters (Landzellen farbig bzw. Seezellen schwarz, vgl. Abb. 96) sowie für ein gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel (in Gelb), REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

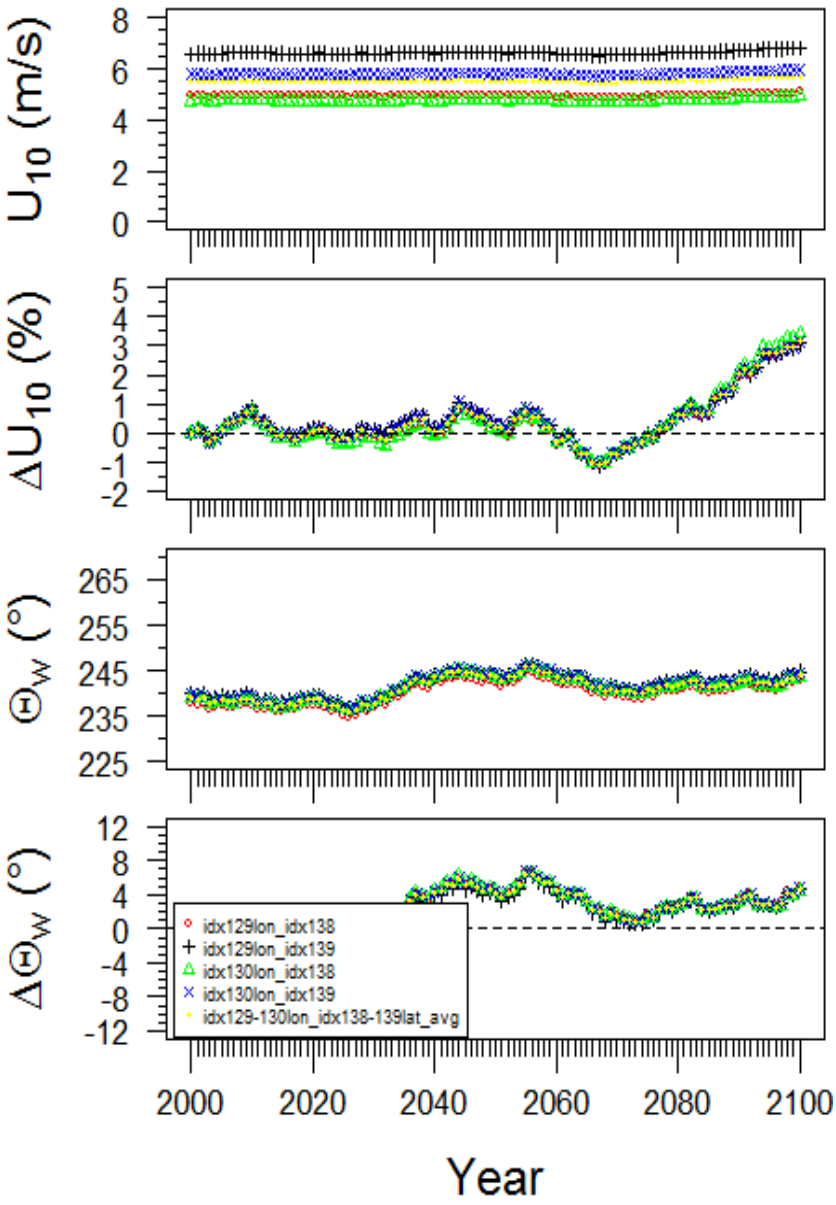


Abb. 150: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für einzelne Gitterpunkte des CORDEX-EUR-22-Gitters (Landzellen farbig bzw. Seezellen schwarz, vgl. Abb. 96) sowie für ein gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel (in Gelb), REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

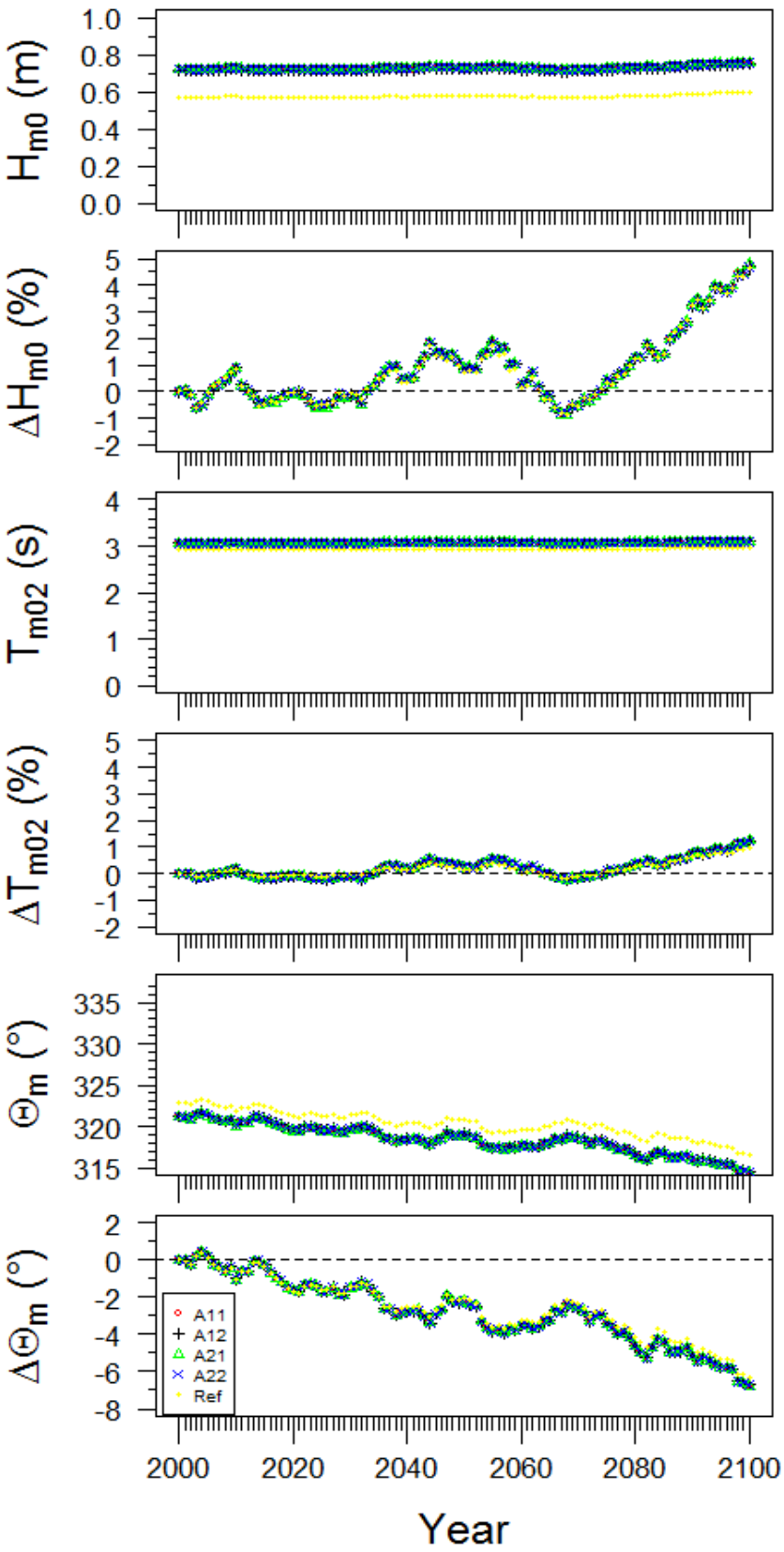


Abb. 151: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Seezellen sowie für ein gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel von Land- und Seezellen (Ref in Gelb) des CORDEX-EUR-22-Gitters (vgl. Abb. 221 und Abb. 96), REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

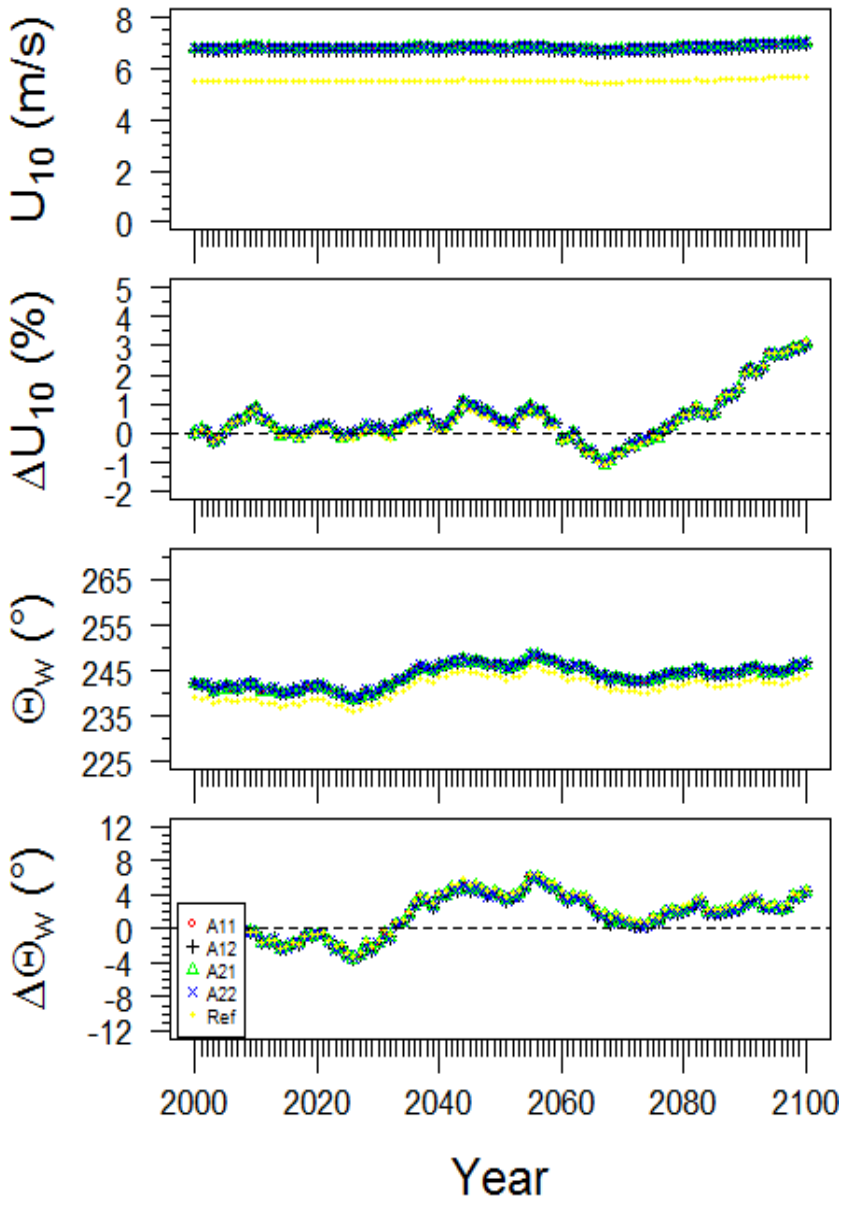


Abb. 152: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Seezellen sowie für ein gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel von Land- und Seezellen (Ref in Gelb) des CORDEX-EUR-22-Gitters (vgl. Abb. 221 und Abb. 96), REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

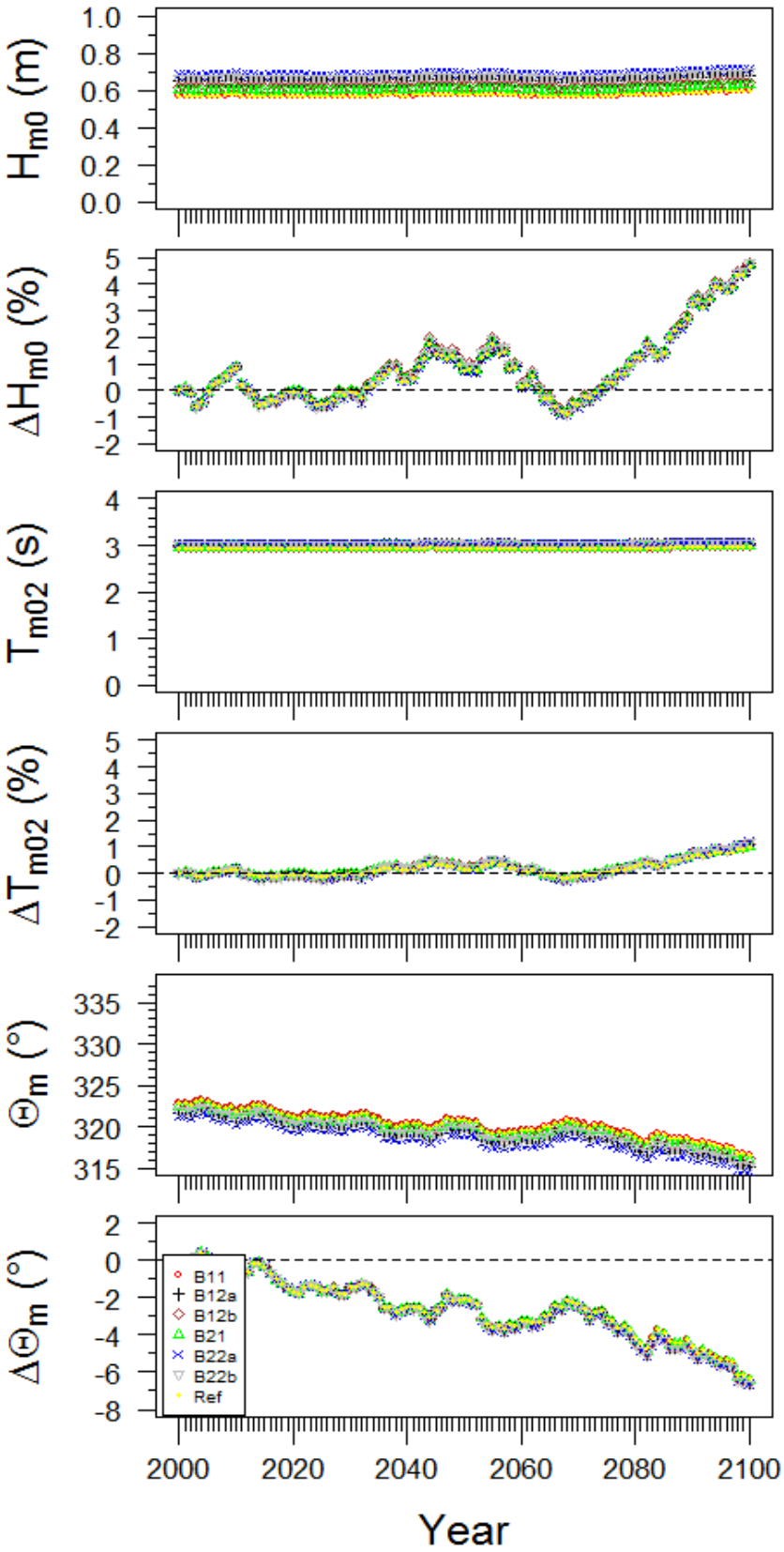


Abb. 153: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel sowie für ein gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel von Land- und Seezellen (Ref in Gelb) des CORDEX-EUR-22-Gitters (vgl. Abb. 221 und Abb. 96), REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

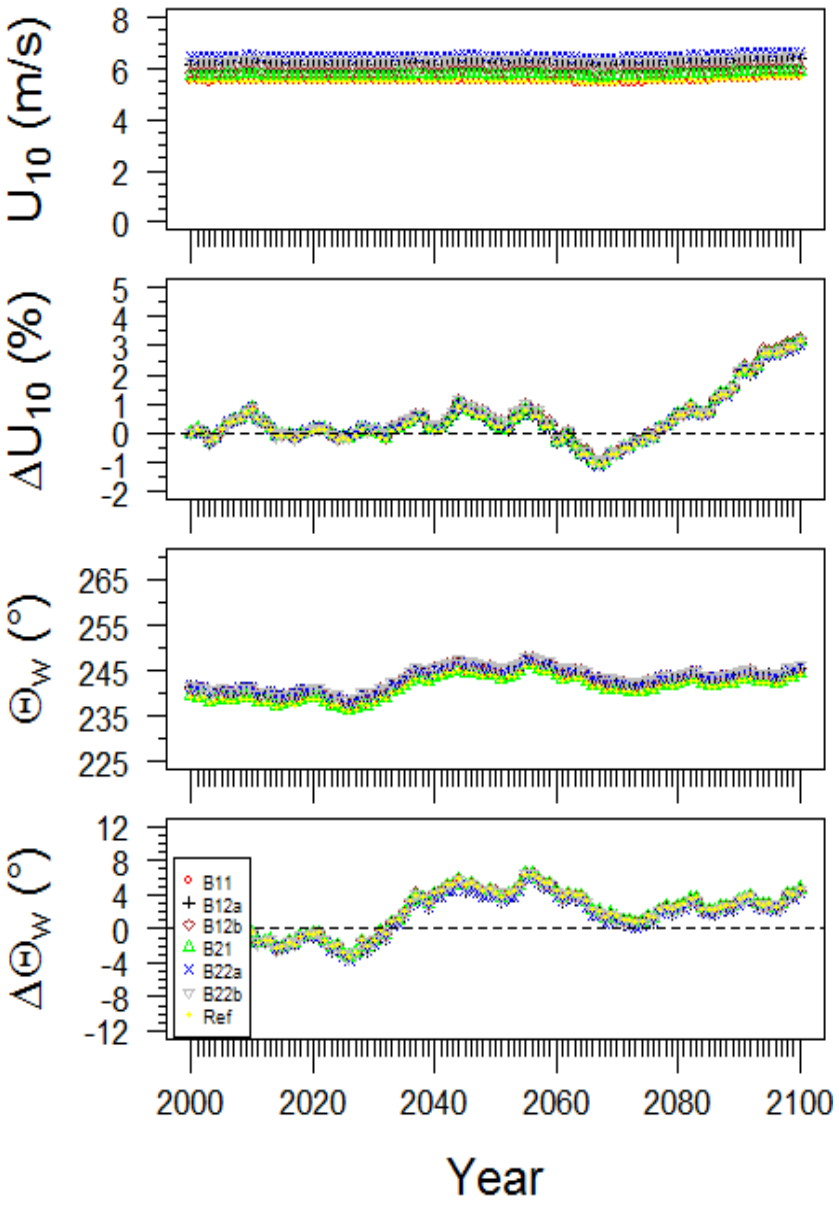


Abb. 154: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel sowie für ein gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel von Land- und Seezellen (Ref in Gelb) des CORDEX-EUR-22-Gitters (vgl. Abb. 221 und Abb. 96), REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

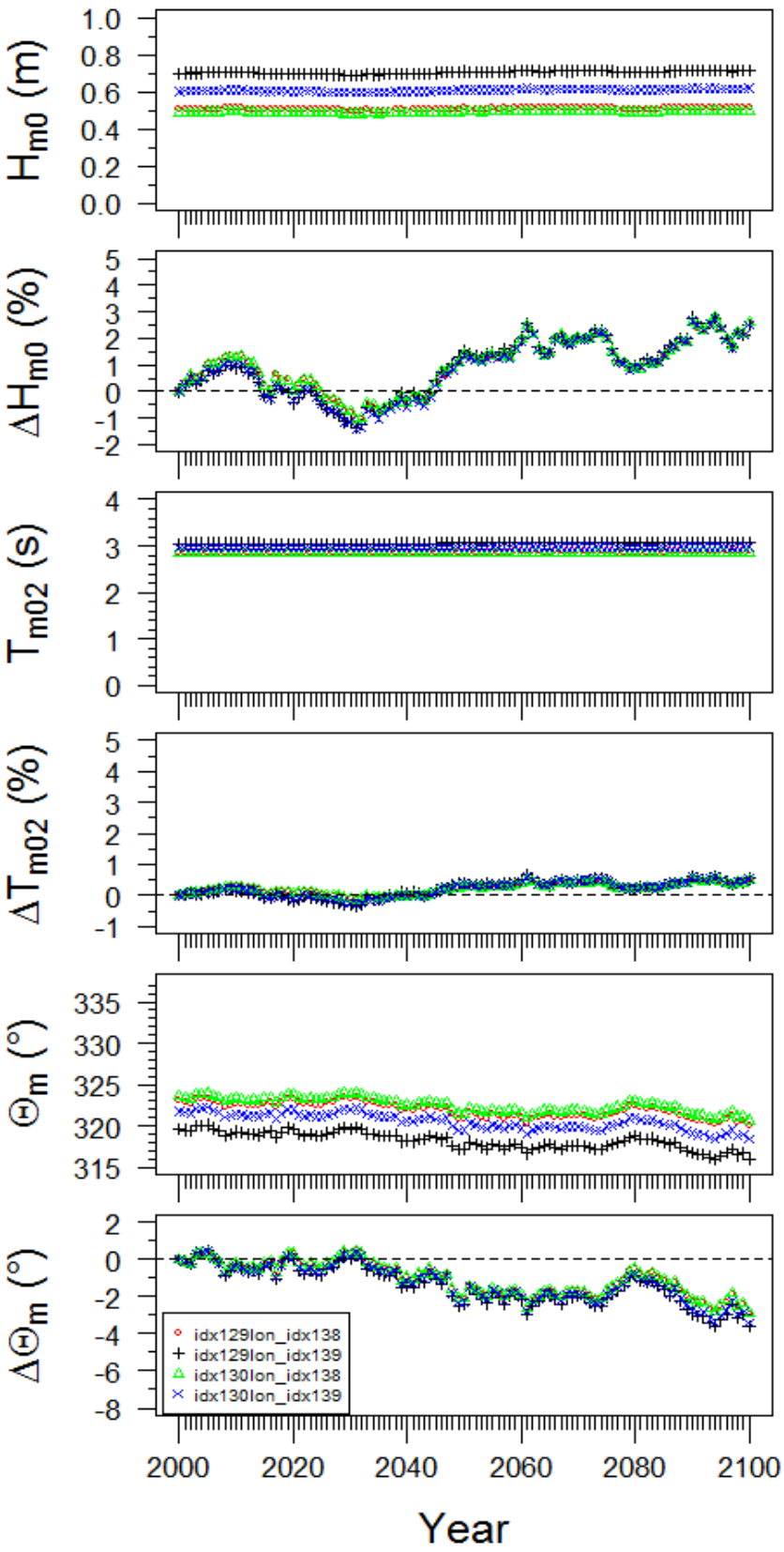


Abb. 155: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für einzelne Gitterpunkte des CORDEX-EUR-22-Gitters (Landzellen farbig bzw. Seezelle schwarz, vgl. Abb. 96), REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 2. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

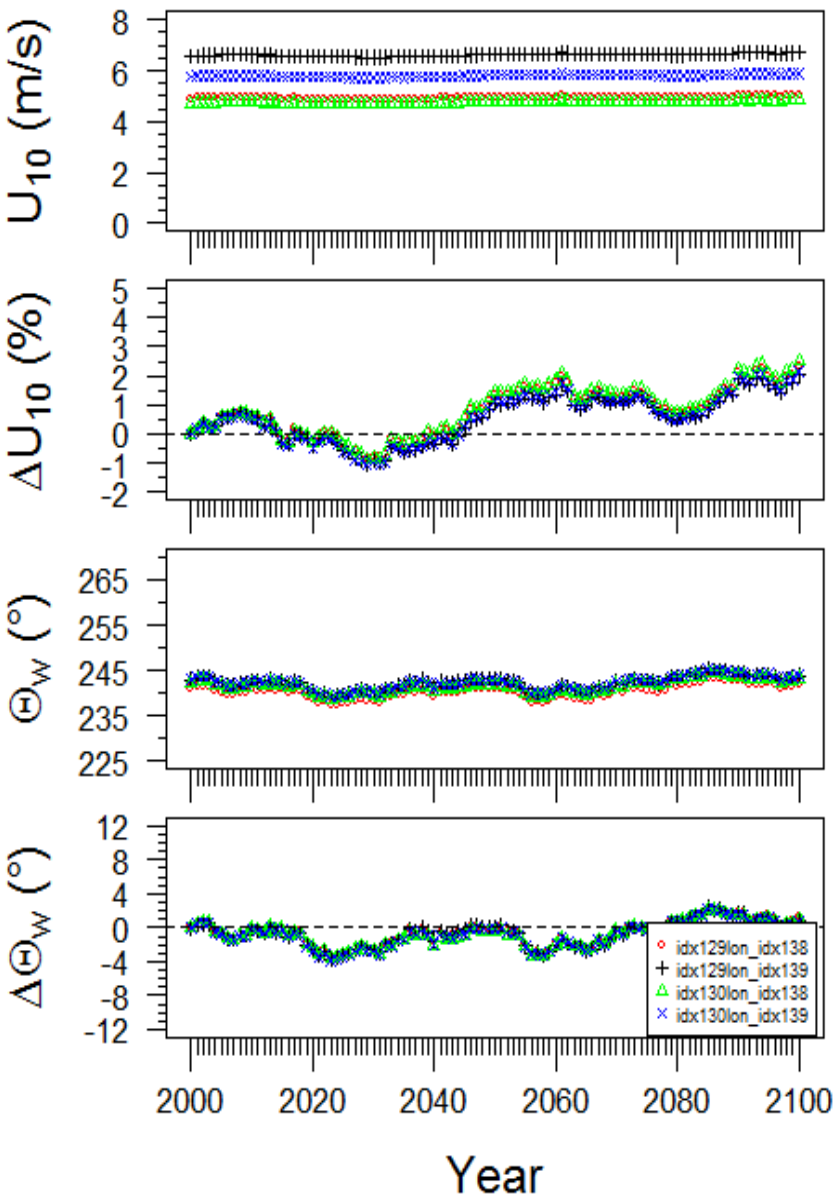


Abb. 156: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für einzelne Gitterpunkte des CORDEX-EUR-22-Gitters (Landzellen bzw. Seezelle schwarz, vgl. Abb. 96), REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 2. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

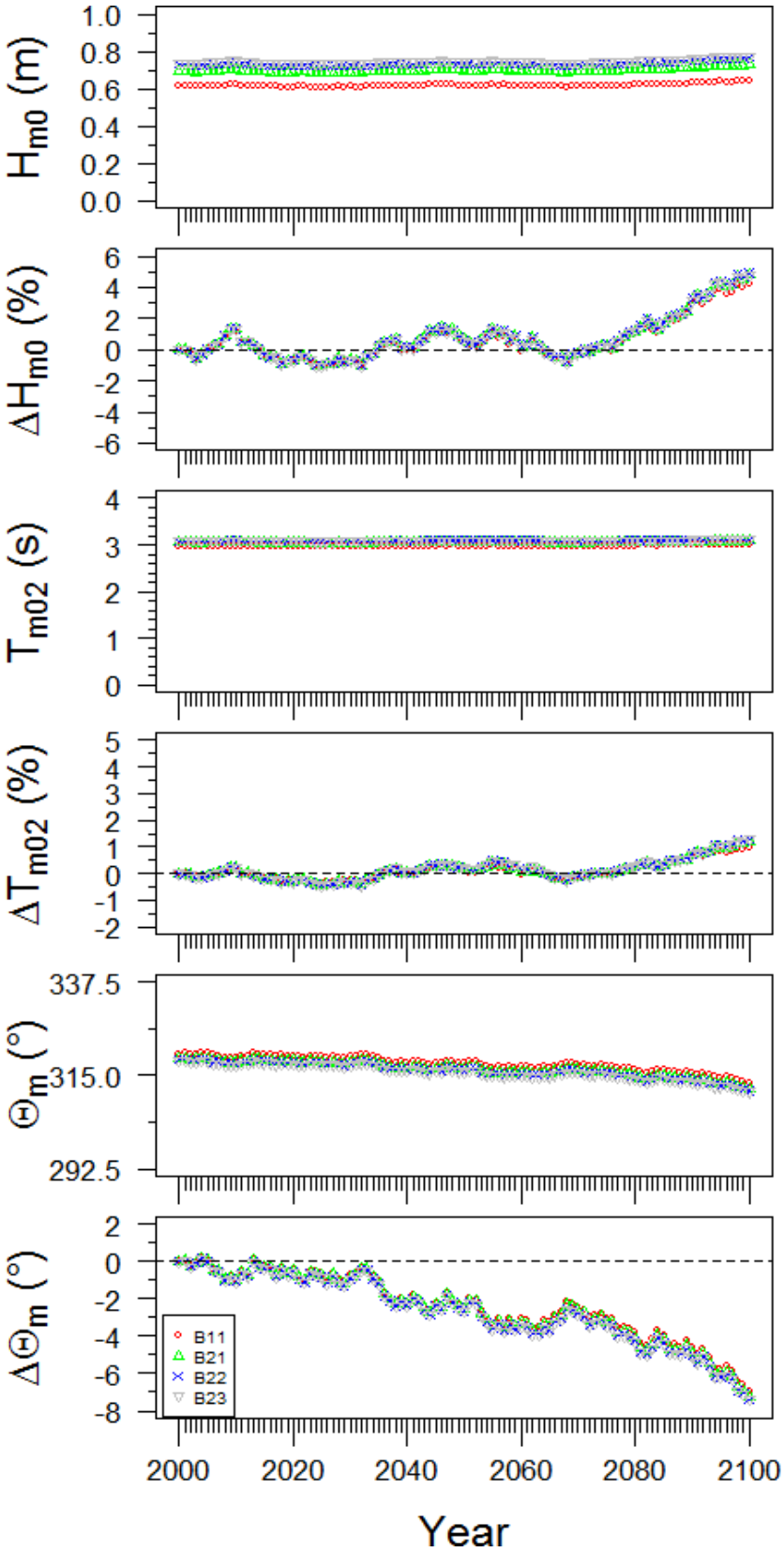


Abb. 157: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Land- und Seezellen des Europe011-Gitters (vgl. Abb. 222, Abb. 95 und Abb. 94), REMO MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

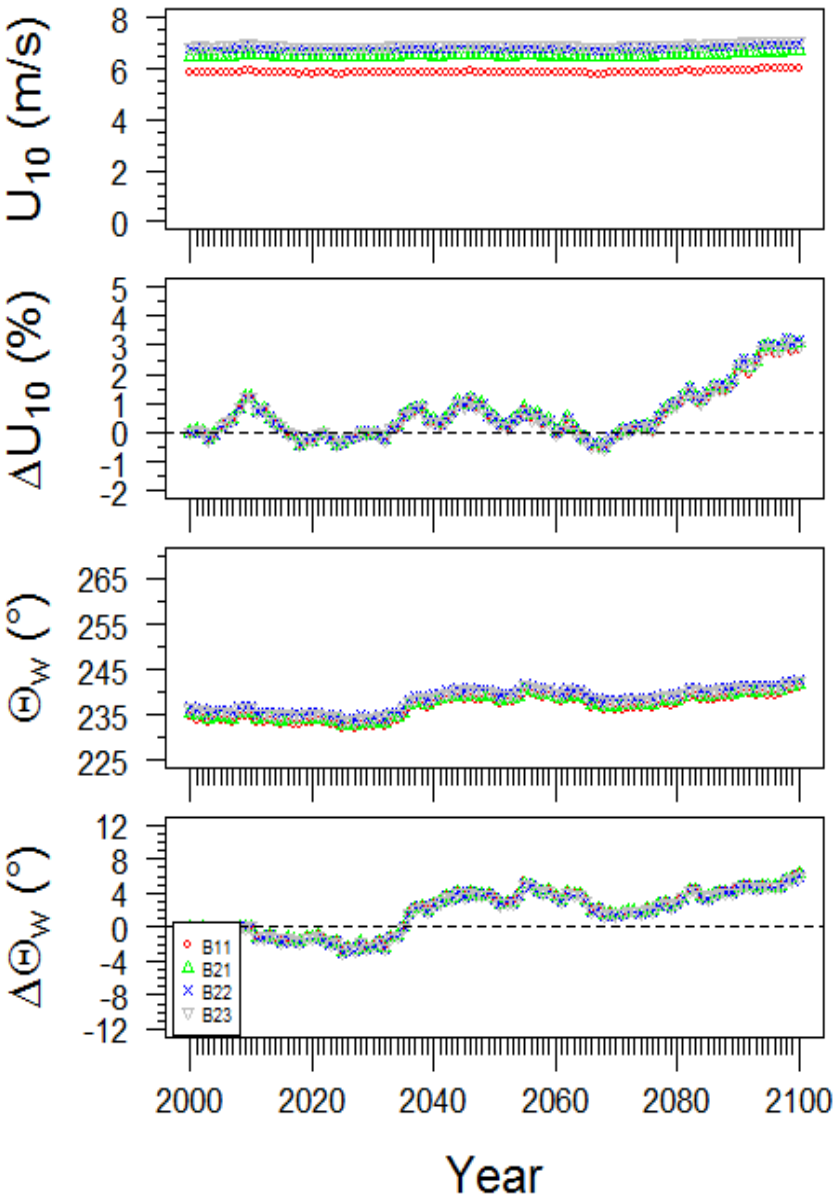


Abb. 158: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Land- und Seezellen des Europe011-Gitters (vgl. Abb. 222, Abb. 95 und Abb. 94), REMO MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

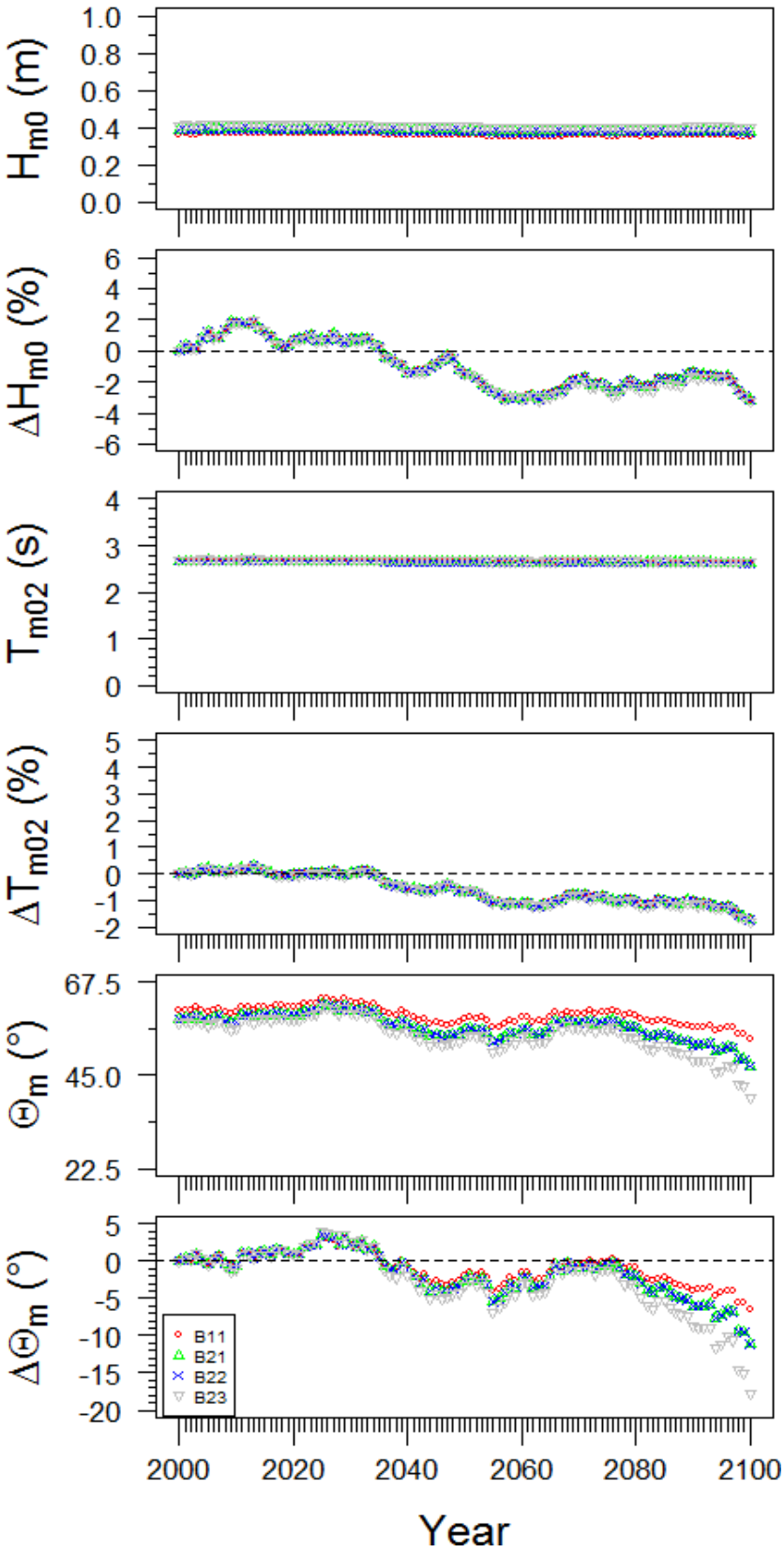


Abb. 159: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Land- und Seezellen des Europe011-Gitters (vgl. Abb. 222, Abb. 95 und Abb. 6), REMO MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten

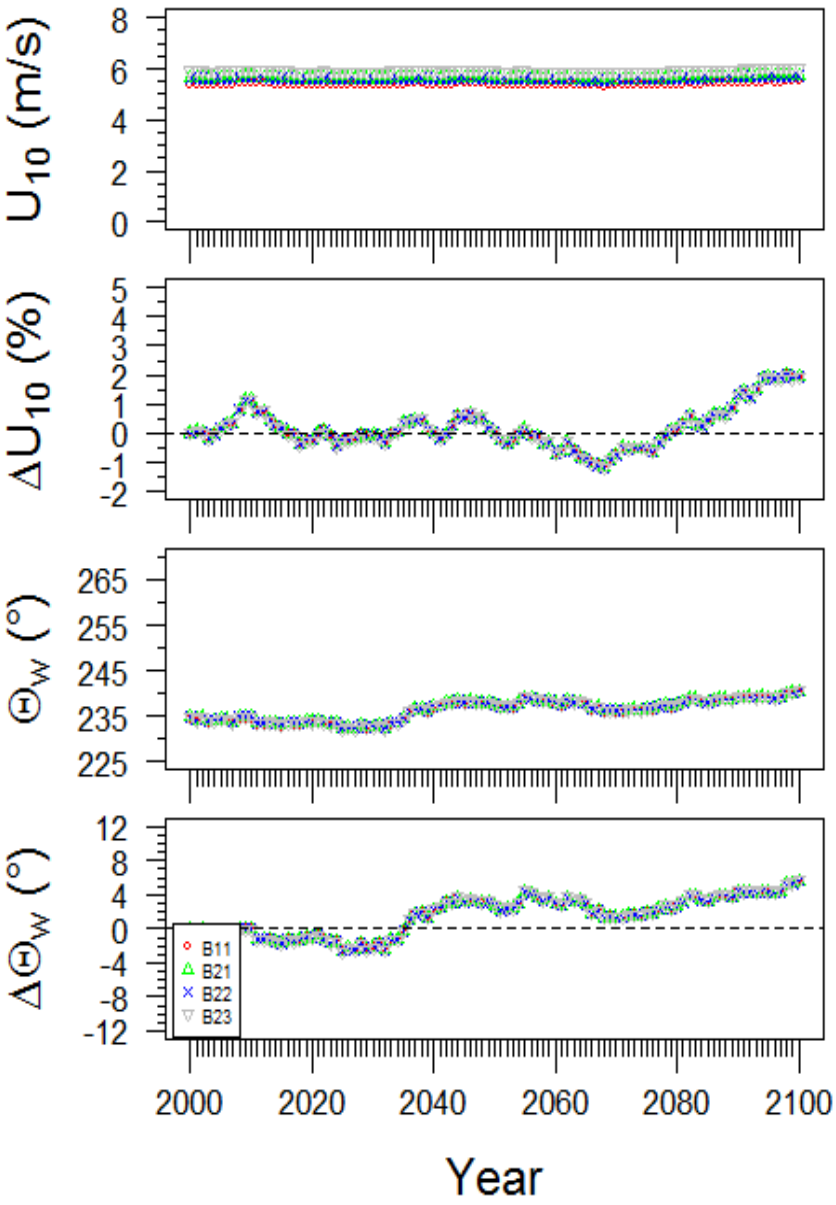


Abb. 160: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Land- und Seezellen des Europe011-Gitters (vgl. Abb. 222, Abb. 95 und Abb. 6), REMO MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten

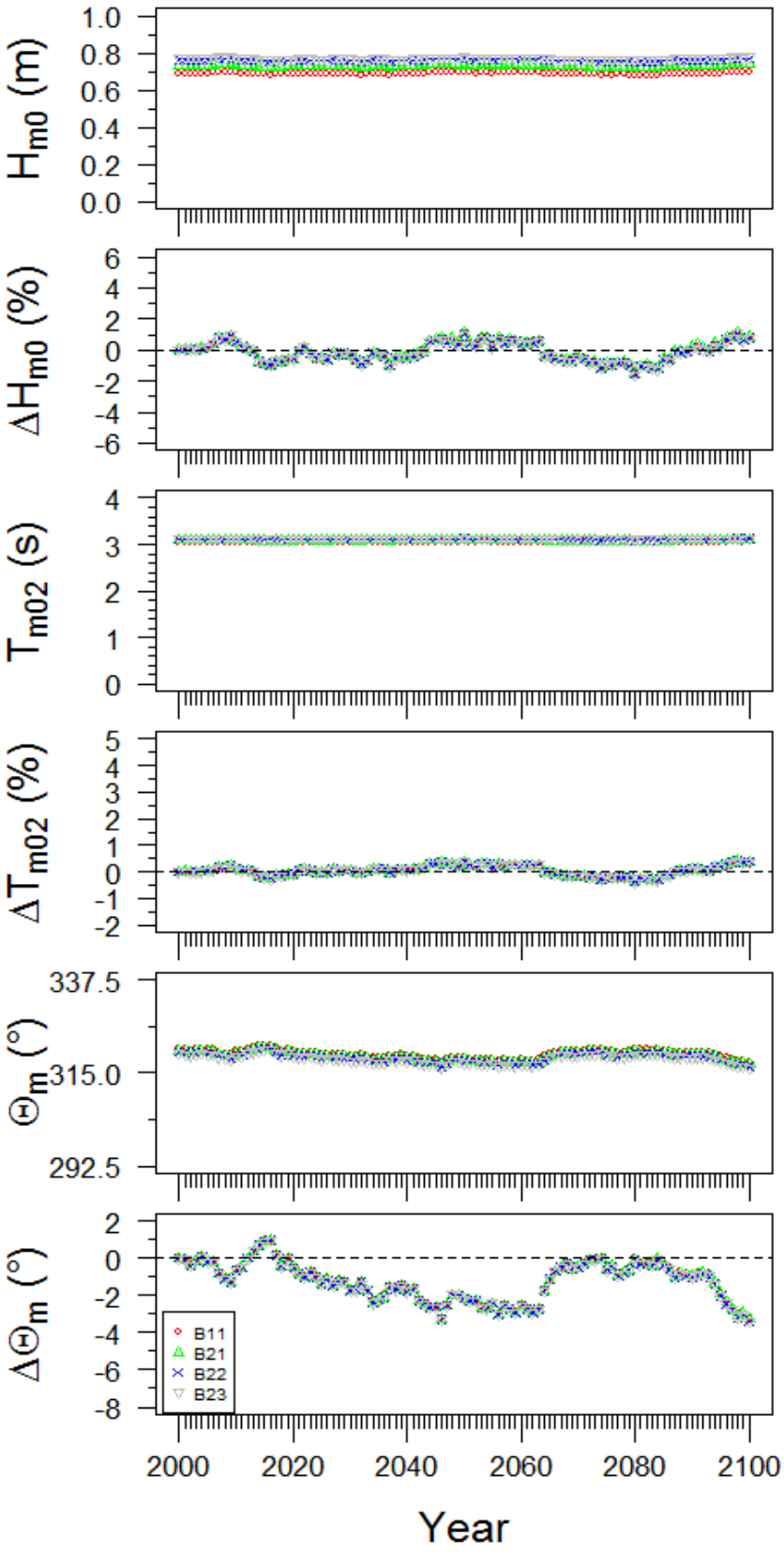


Abb. 161: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Land- und Seezellen des CORDEX-EUR-11-Gitters (vgl. Abb. 222, Abb. 95 und Abb. 94), REMO ICHEC-EC-EARTH 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

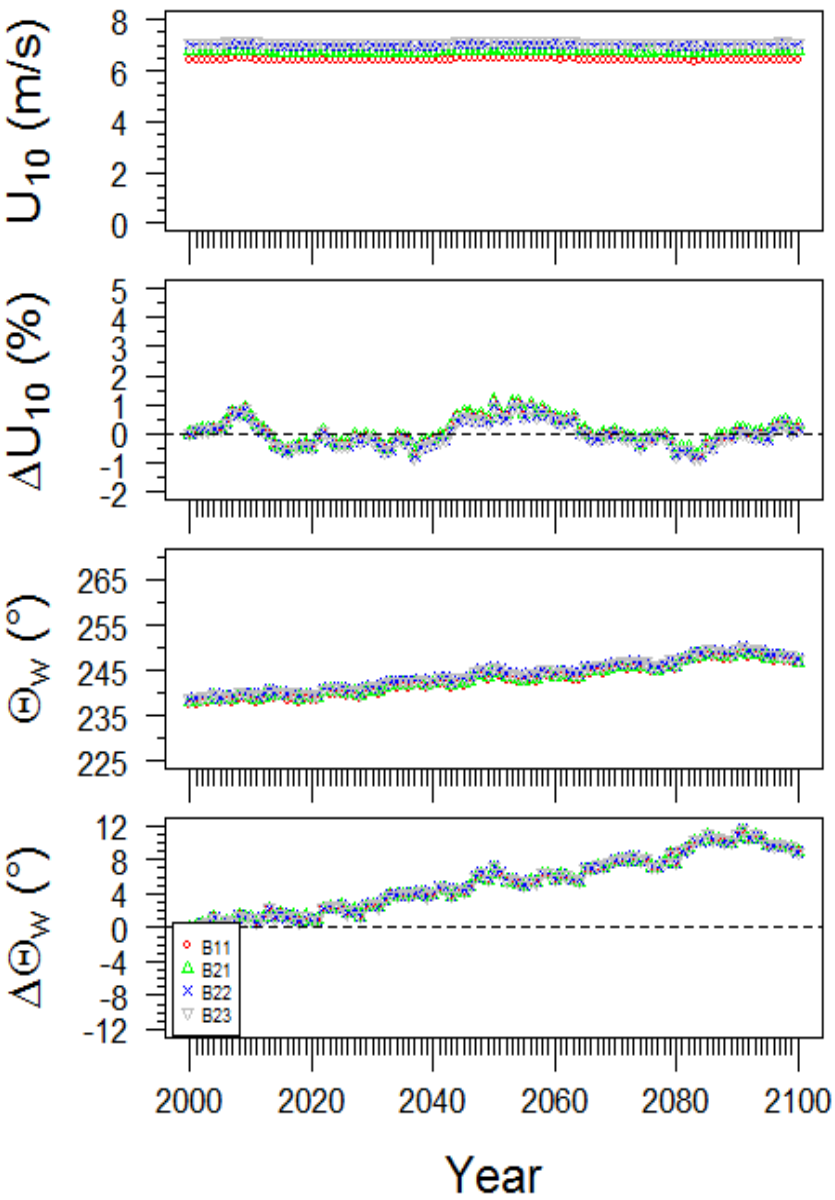


Abb. 162: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Land- und Seezellen desCORDEX-EUR-11-Gitters (vgl. Abb. 222, Abb. 95 und Abb. 94), REMO ICHEC-EC-EARTH 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

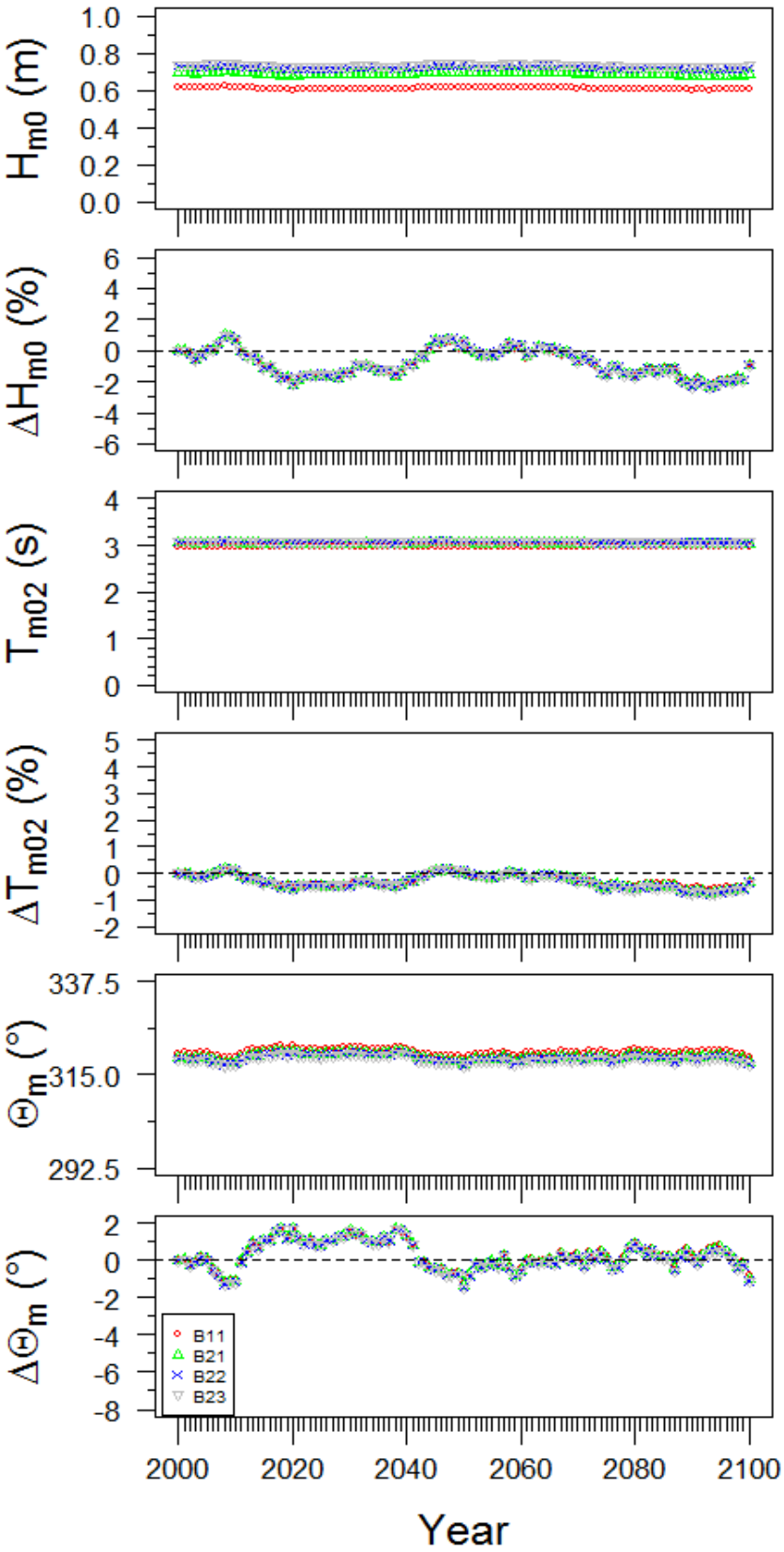


Abb. 163: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, der mittleren Wellenperiode T_{m02} und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Land- und Seezellen des Europe011-Gitters (vgl. Abb. 222, Abb. 95 und Abb. 94), REMO MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP2.6, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

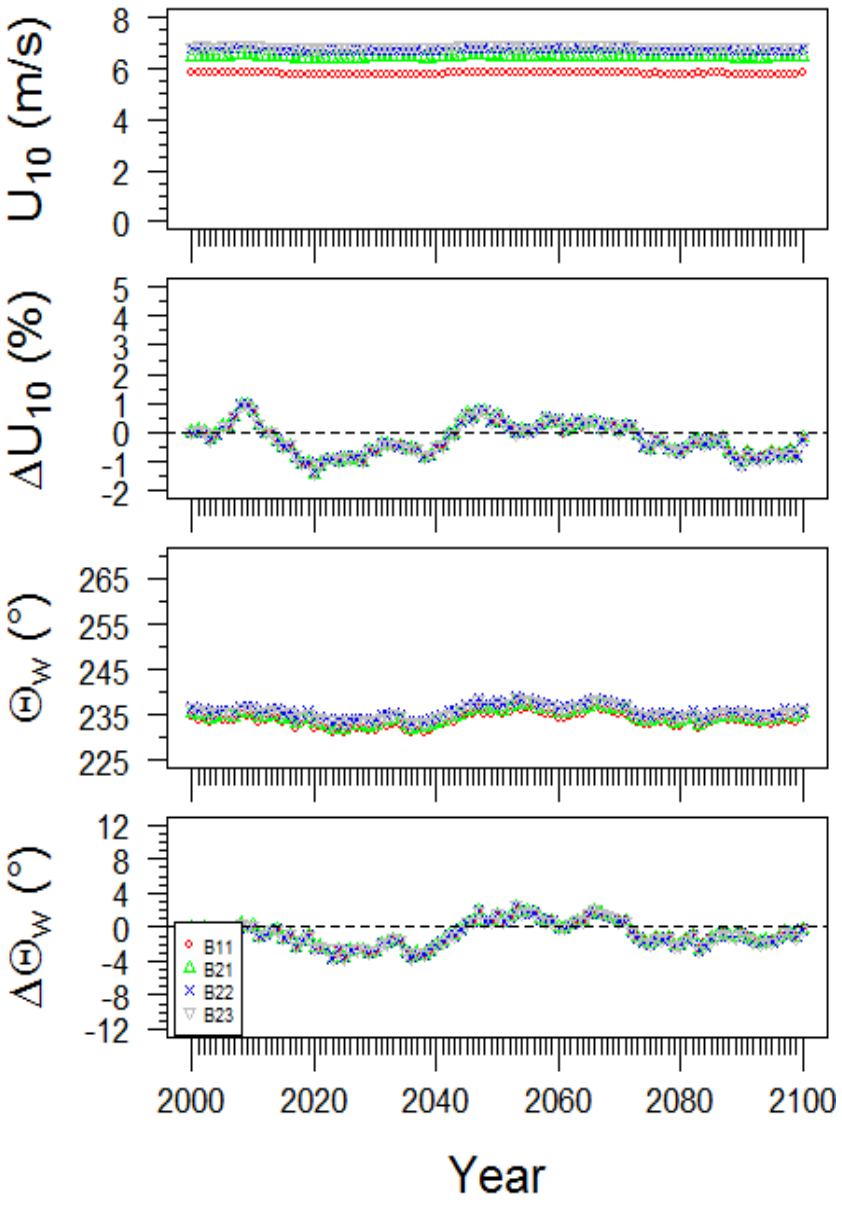


Abb. 164: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für verschiedene Gebietsmittel von Land- und Seezellen des Europe011-Gitters (vgl. Abb. 222, Abb. 95 und Abb. 94), REMO MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP2.6, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

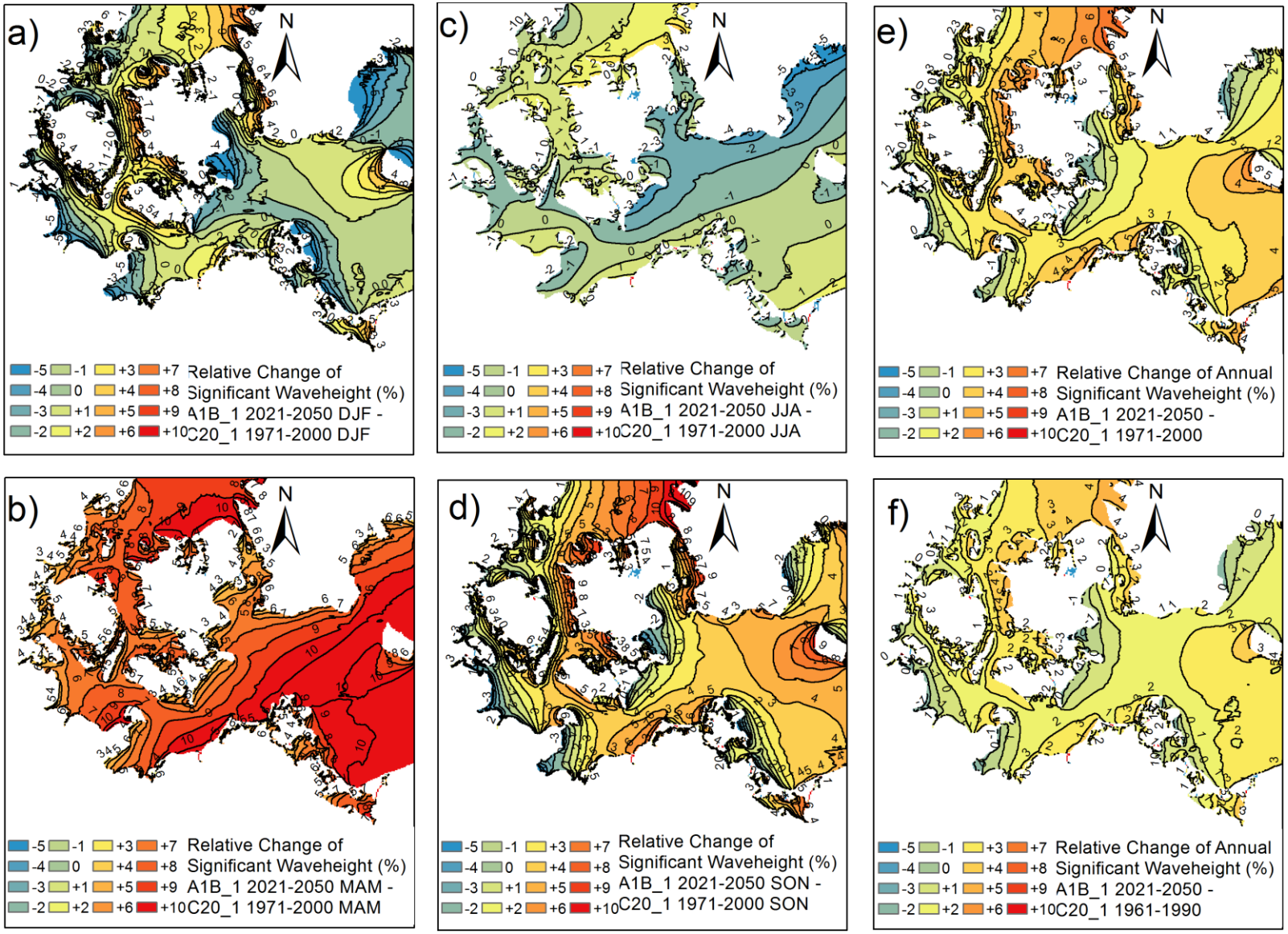


Abb. 165: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (e, f) und der saisonalen Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Gebiet der südwestlichen Ostsee und im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (e) bzw. alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 (f), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von A1B und C20 (A1B_1, C20_1), SWAN WBSSC (Dreier et al. 2014c, Figure 5)

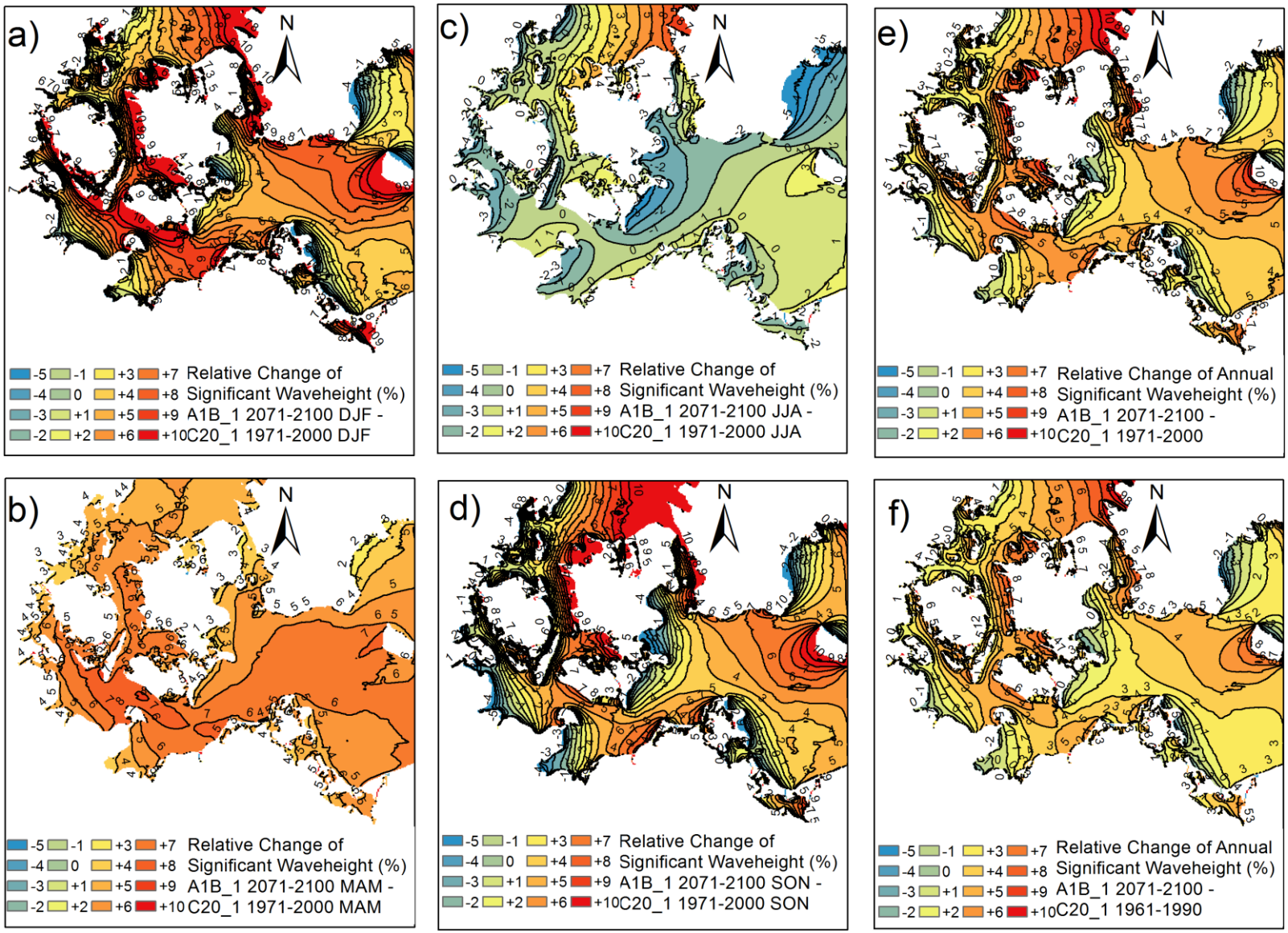


Abb. 166: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (e, f) und der saisonalen Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Gebiet der südwestlichen Ostsee im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (e) bzw. alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 (f), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von A1B und C20 (A1B_1, C20_1), SWAN WBSSC (Dreier et al. 2014c, Figure 4)

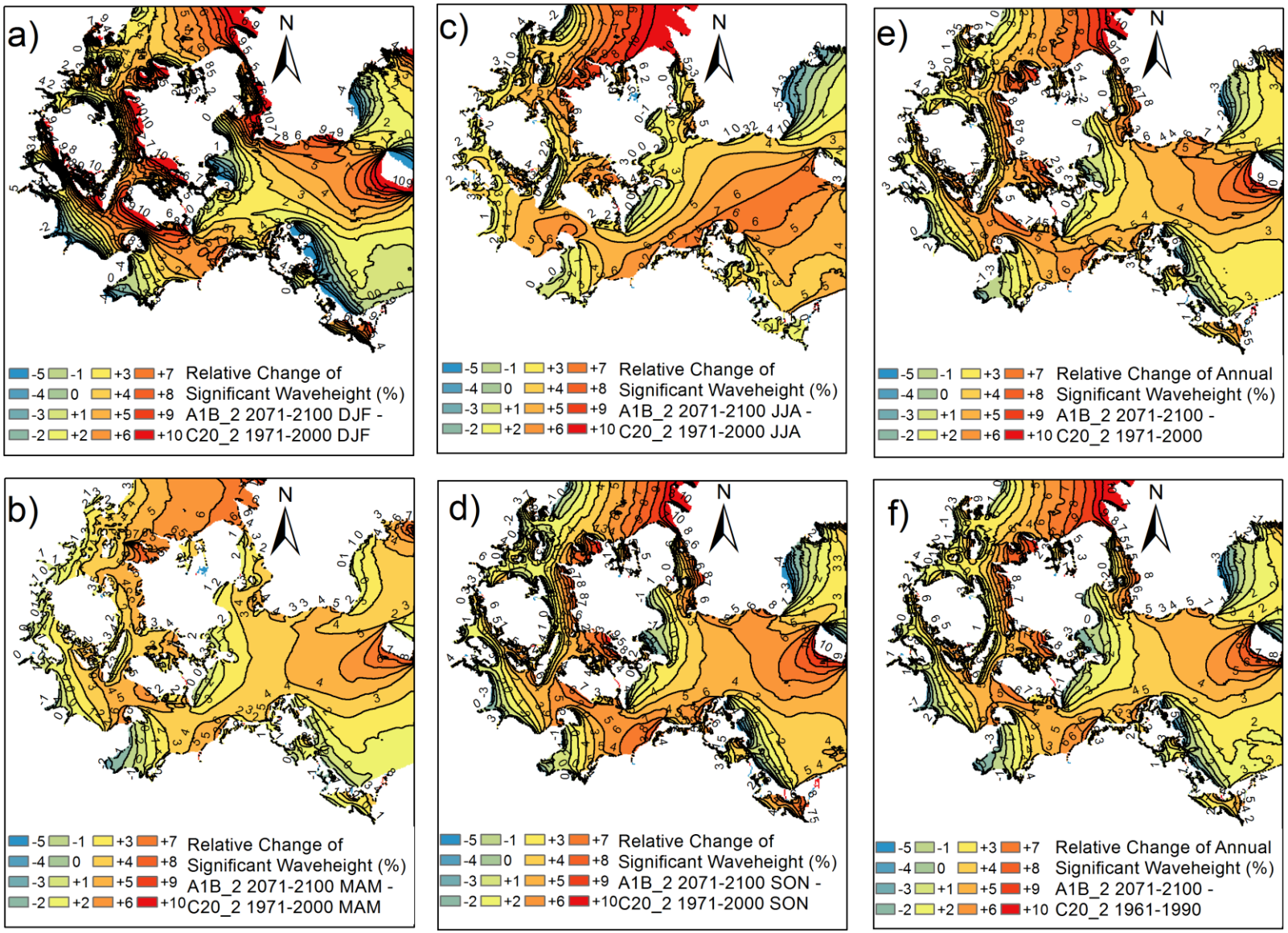


Abb. 167: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (e, f) und der saisonalen Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Gebiet der südwestlichen Ostsee im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (e) bzw. alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 (f), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 2. Realisierung von A1B und C20 (A1B_2, C20_2), SWAN WBSSC (Dreier et al. 2014c, Figure 6)

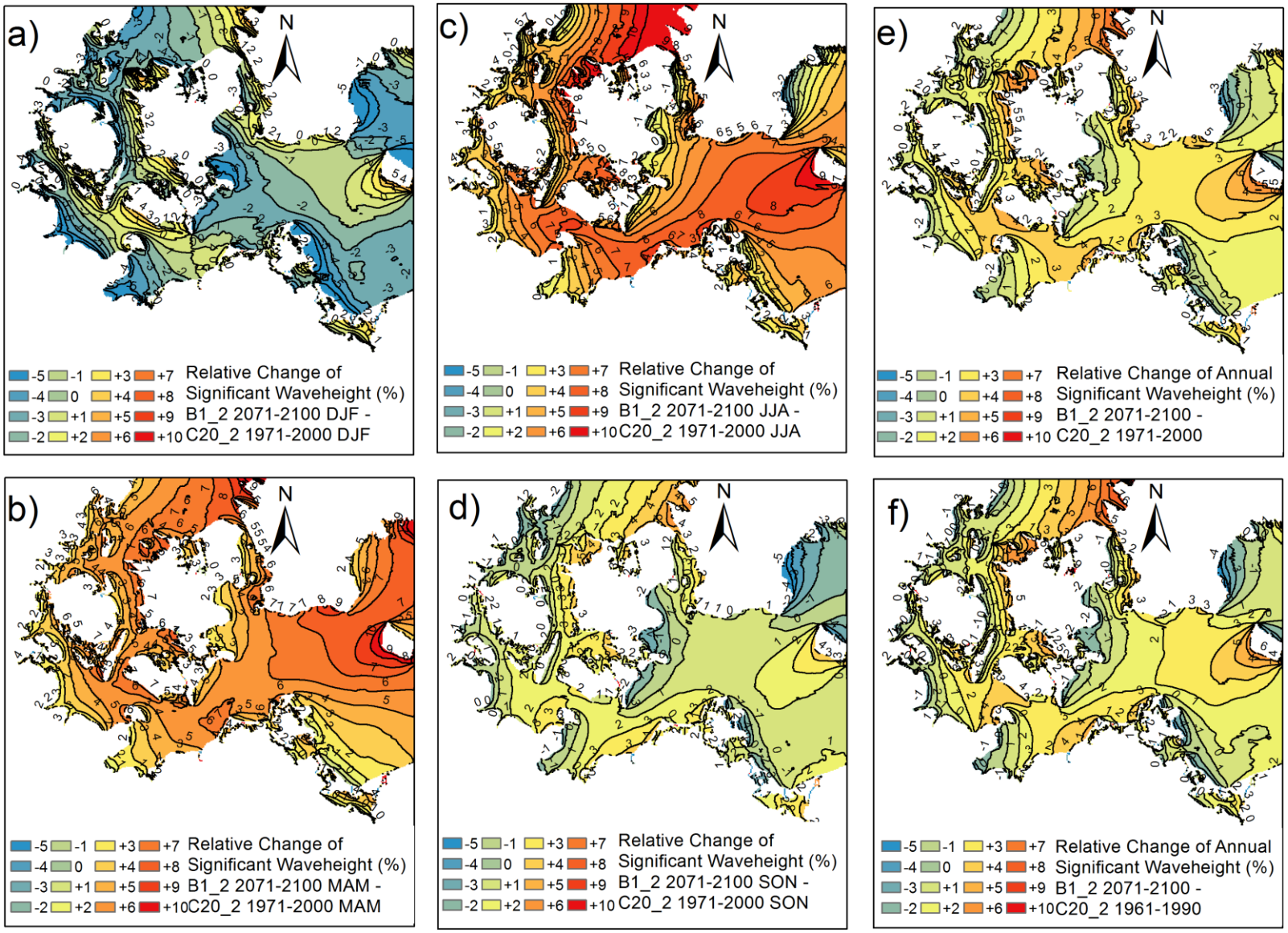


Abb. 168: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (e, f) und der saisonalen Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (e) bzw. alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 (f), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 2. Realisierung von B1 und C20 (B1_2, C20_2), SWAN WBSSC (Dreier et al. 2014c, Figure 7)

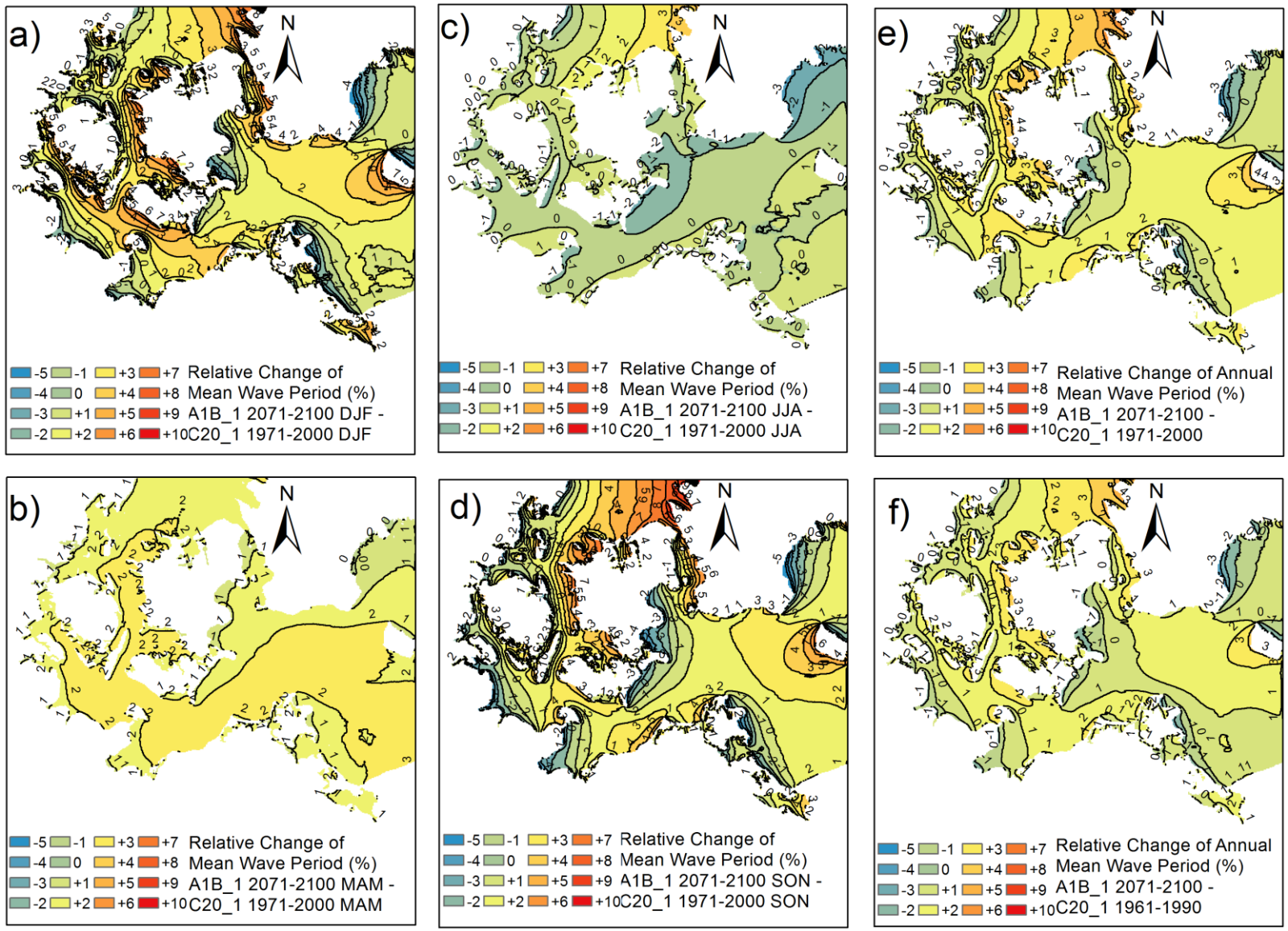


Abb. 169: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (e, f) und der saisonalen Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die mittlere Wellenperiode Δ_{Tm02} im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (e) bzw. alternativen Referenzzeitraum 1961-1990 (f), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von A1B und C20 (A1B_1, C20_1), SWAN WBSSC (Dreier et al. 2014c, Figure 5)

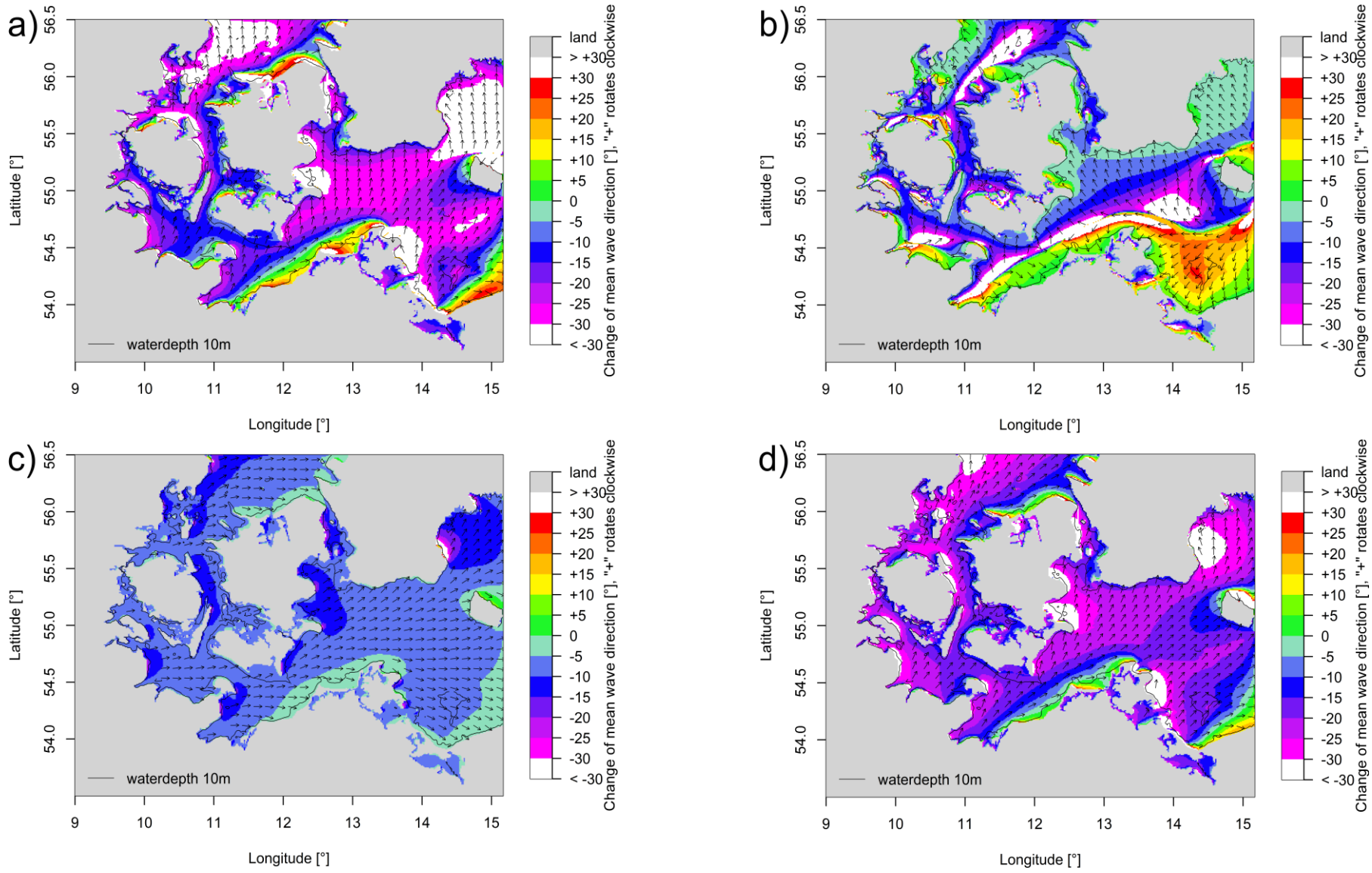


Abb. 170: Differenz der saisonalen 30-Jahres-Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die mittlere Wellenanlaufrichtung $\Delta_{\Theta m}$ (farblich kodiert) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (Pfeile) sowie 10 m Wassertiefenlinie (in Schwarz), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von A1B und C20, SWAN WBSSC, Hinweis: Differenzen im Frühling (b) unplausibel aufgrund von bimodalen Häufigkeitsverteilungen

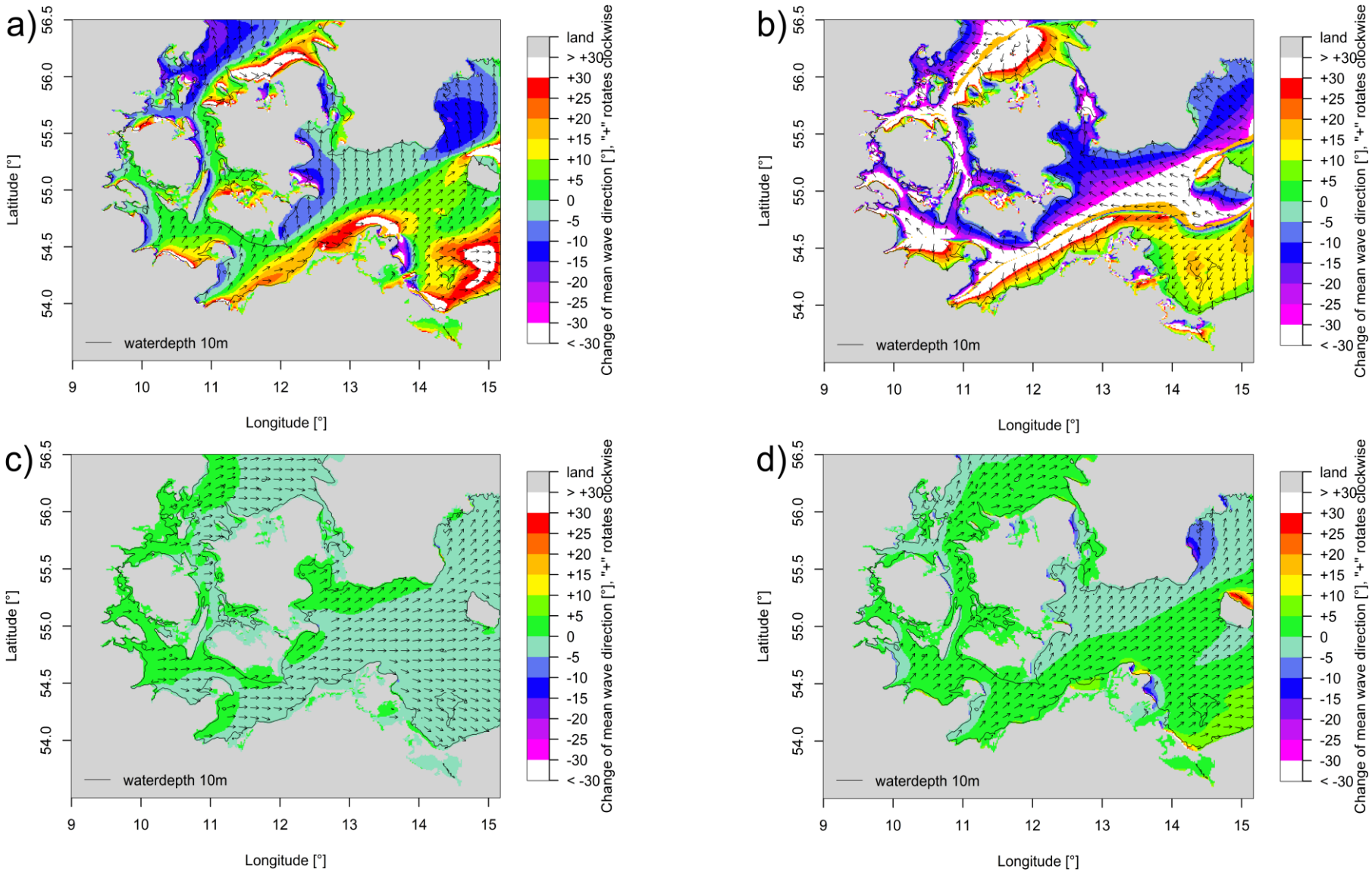


Abb. 171: Differenz der saisonalen 30-Jahres-Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die mittlere Wellenanlaufrichtung $\Delta_{\Theta m}$ (farblich kodiert) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 (Pfeile) sowie 10 m Wassertiefenlinie (in Schwarz), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 2. Realisierung von B1 und C20, SWAN WBSSC, Hinweis: Differenzen im Frühling (b) unplausibel aufgrund von bimodalen Häufigkeitsverteilungen

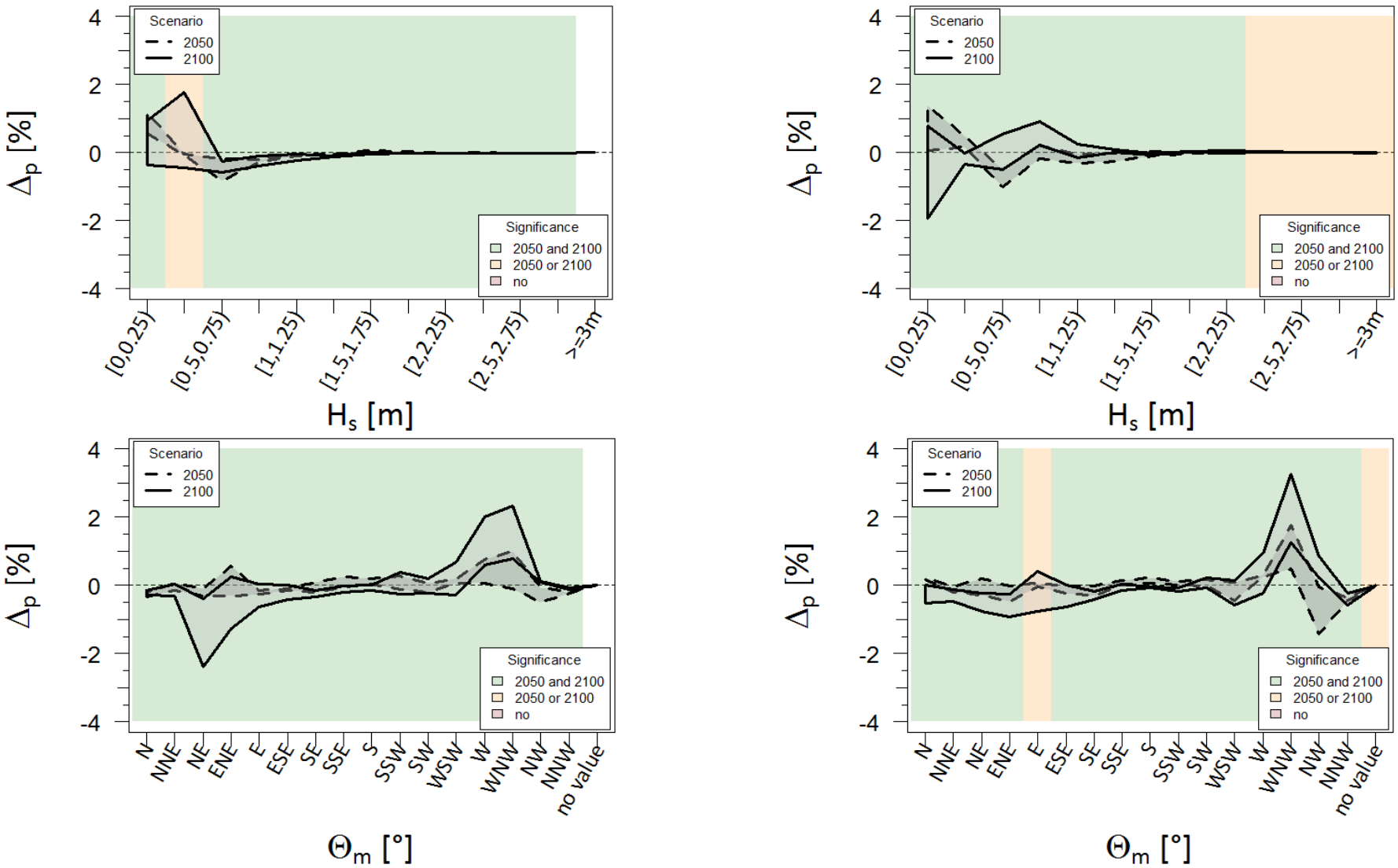


Abb. 172: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (oben) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (unten) in den Zeiträumen 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5 und RCP8.5, SWAN WBSSC, Lokation Brodten (links) bzw. Heiligenhafen (rechts)

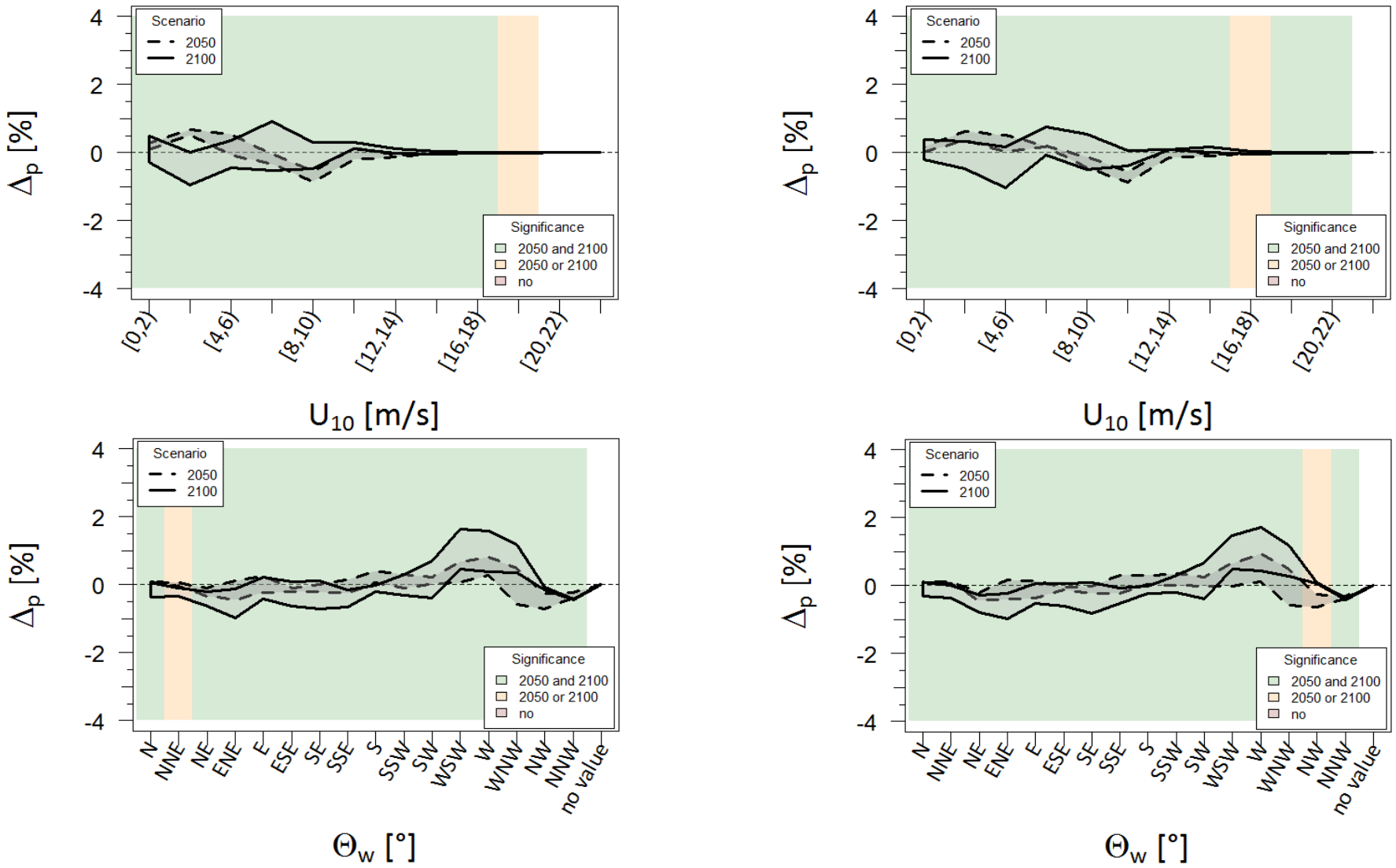


Abb. 173: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit U_{10} (oben) und der Windrichtung Θ_W (unten) in den Zeiträumen 2021-2050 (2050) und 2071-2100 (2100) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5 und RCP8.5, SWAN WBSSC, Lokation Brodten (links) bzw. Heiligenhafen (rechts)

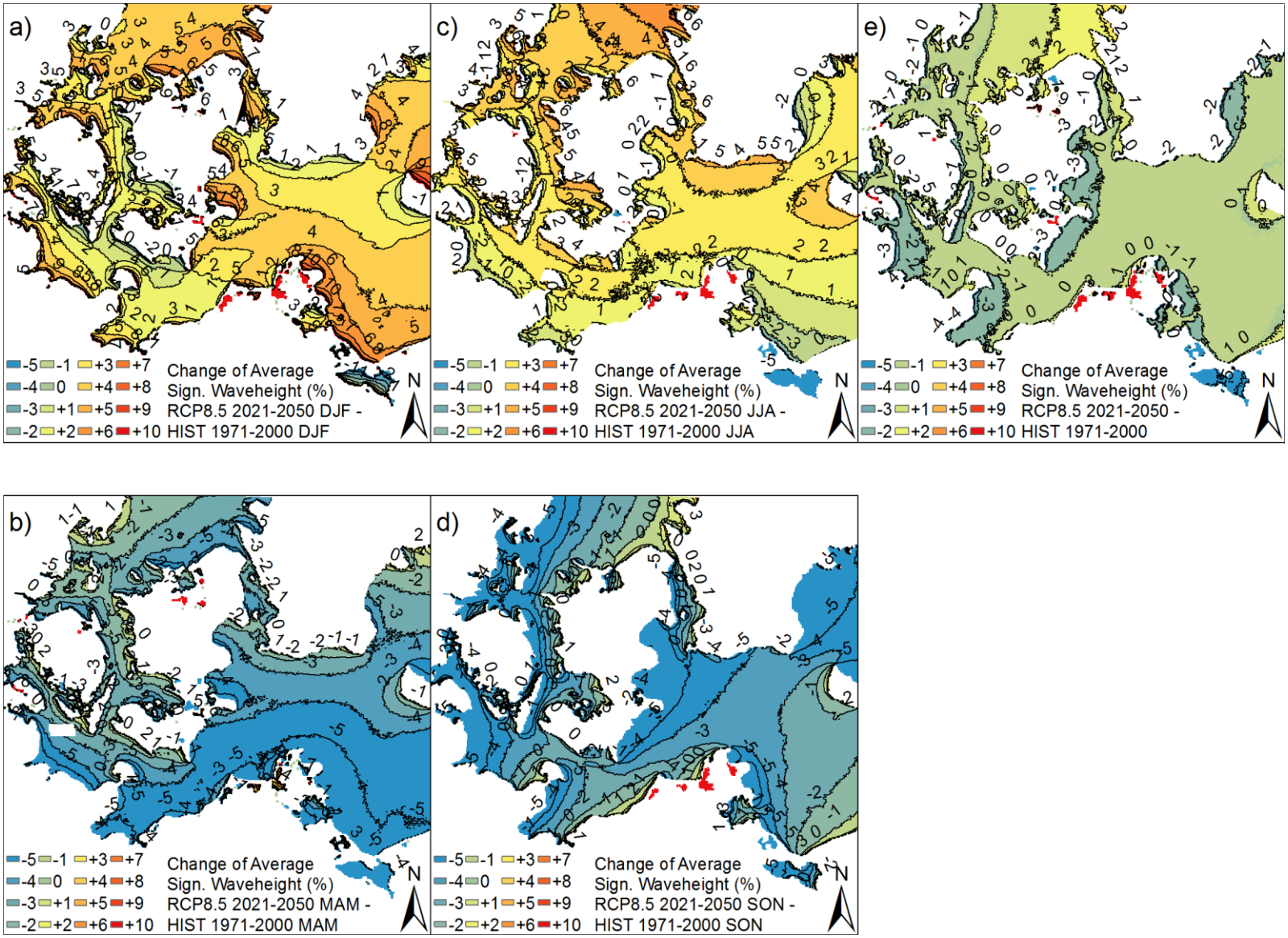


Abb. 174: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (e) und der saisonalen Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5 und HIST, SWAN WBSSC

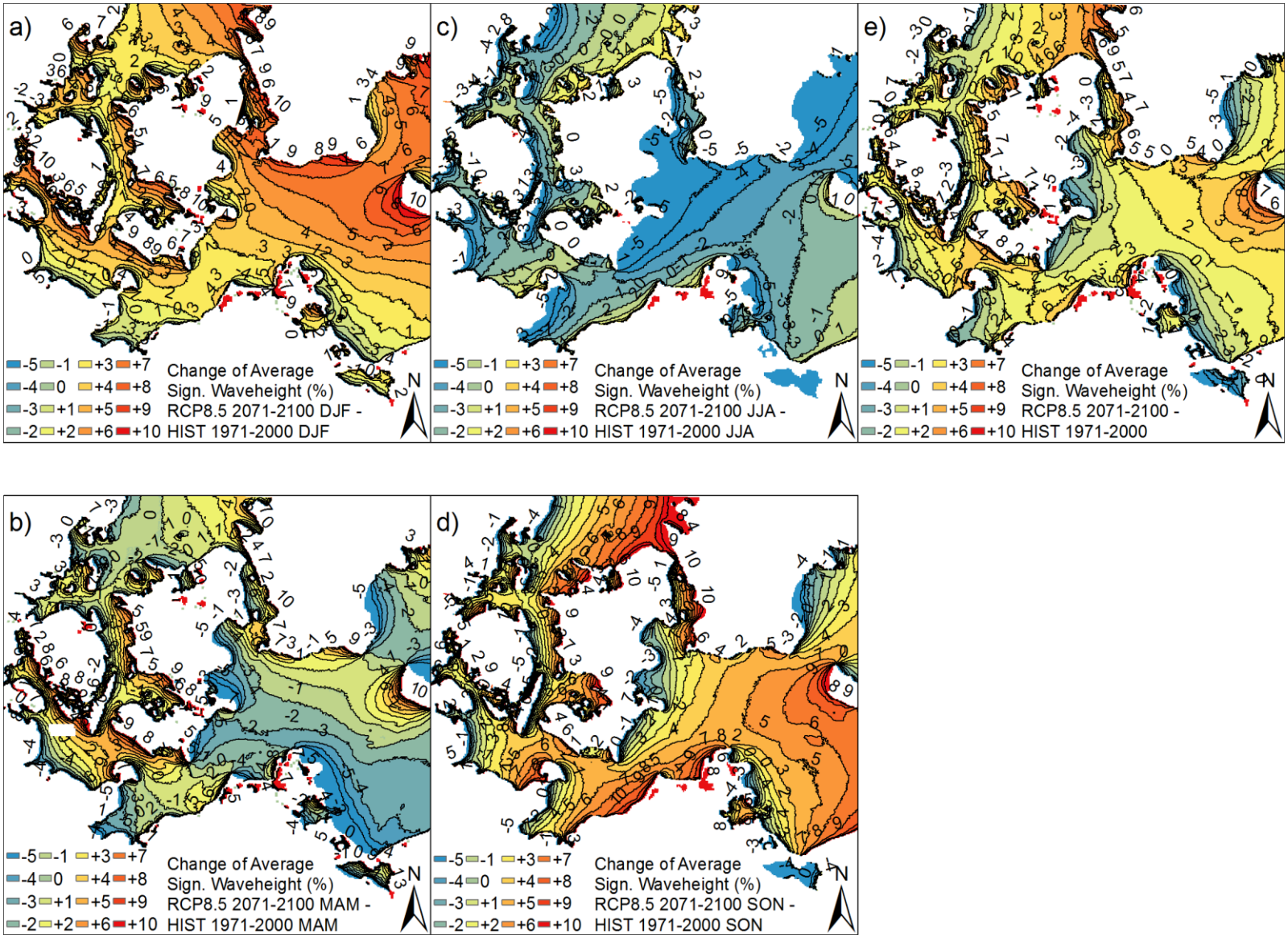


Abb. 175: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (e) und der saisonalen Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5 und HIST, SWAN WBSSC (Dreier und Fröhle 2017a)

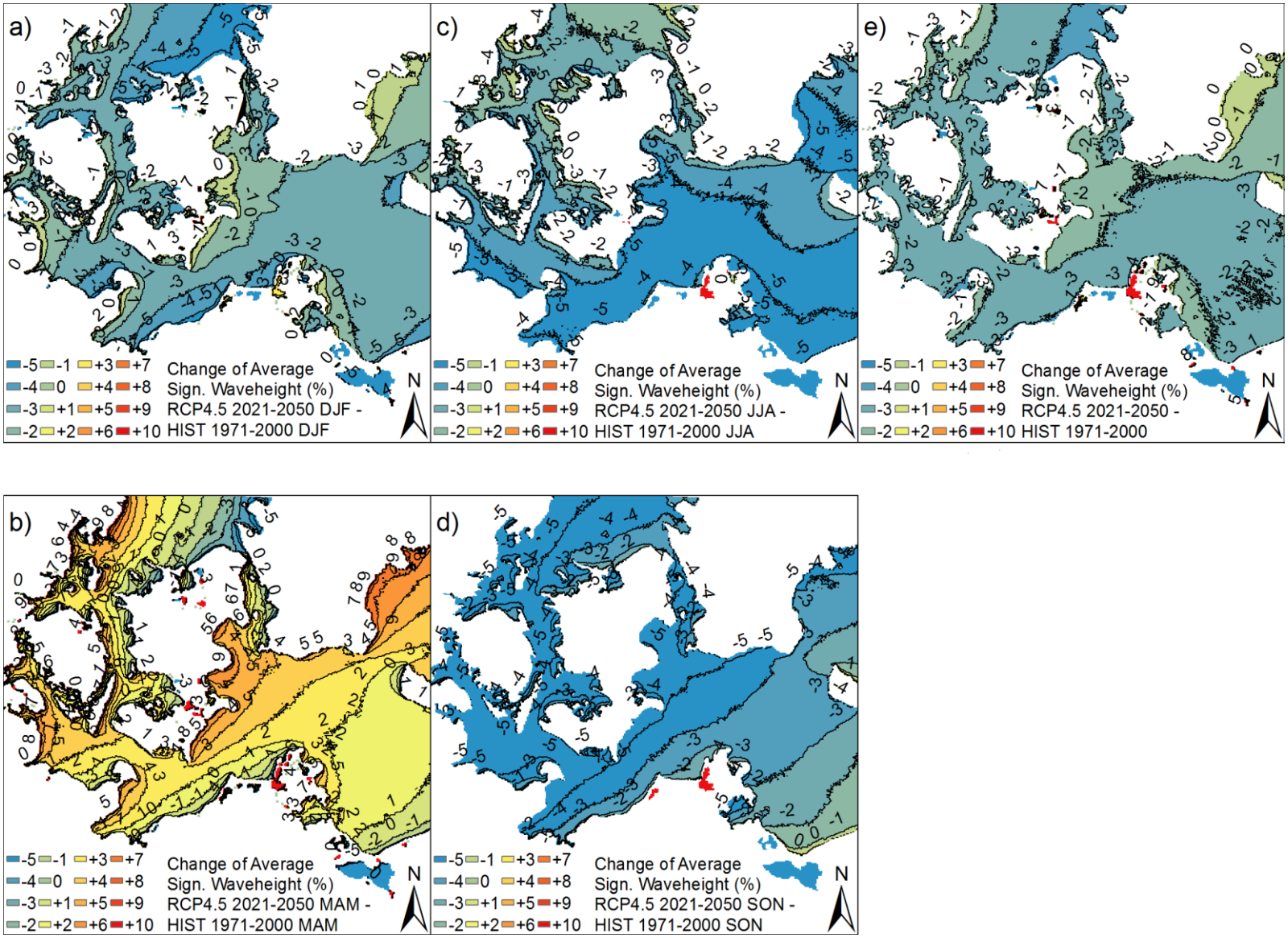


Abb. 176: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (e) und der saisonalen Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5 und HIST, SWAN WBSSC

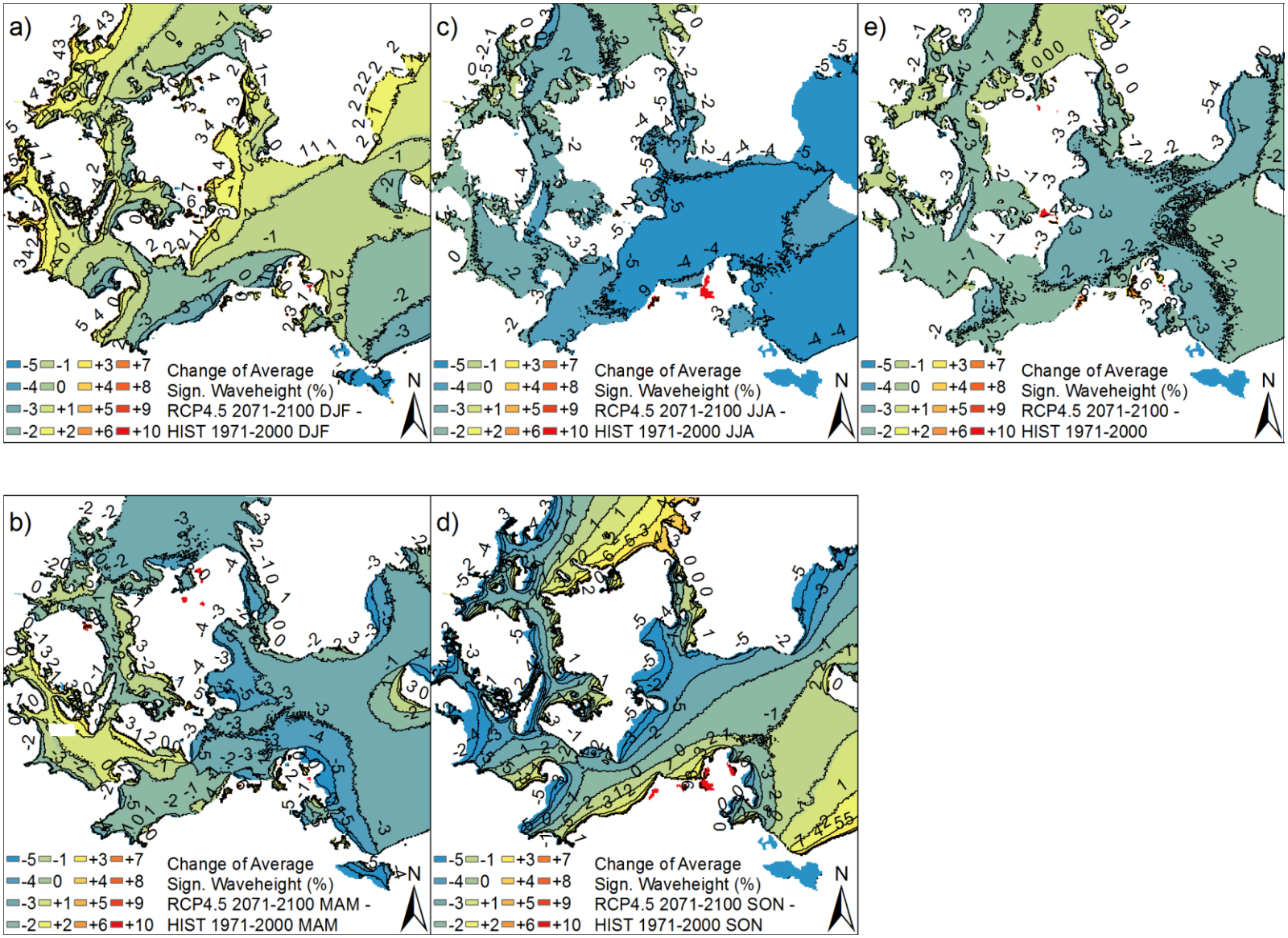


Abb. 177: Differenz der 30-Jahres-Mittelwerte (e) und der saisonalen Mittelwerte im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d) für die signifikante Wellenhöhe Δ_{Hm0} im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO/MPIOM/HD MPI-M-ESM-LR 1. Realisierung von RCP4.5 und HIST, SWAN WBSSC

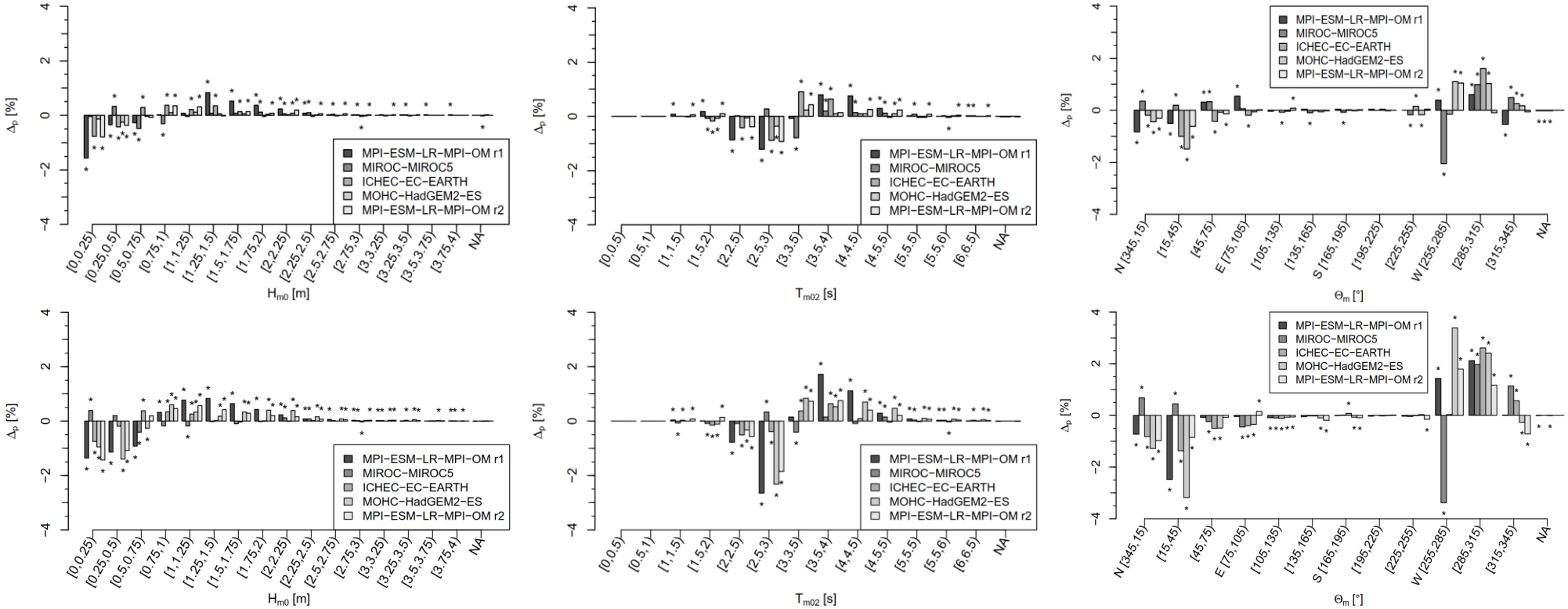


Abb. 178: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (1. Spalte), der mittleren Wellenperiode T_{m02} (2. Spalte) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (3. Spalte) sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Zeitraum 2021-2050 (oben) sowie 2071-2100 (unten) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5, MOHC-HadGEM2-ES, ICHEC-EC-EARTH, MPI-ESM-LR-MPI-OM (r1) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (r2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (unten: Dreier et al. 2021, Figure S4 bis S6)

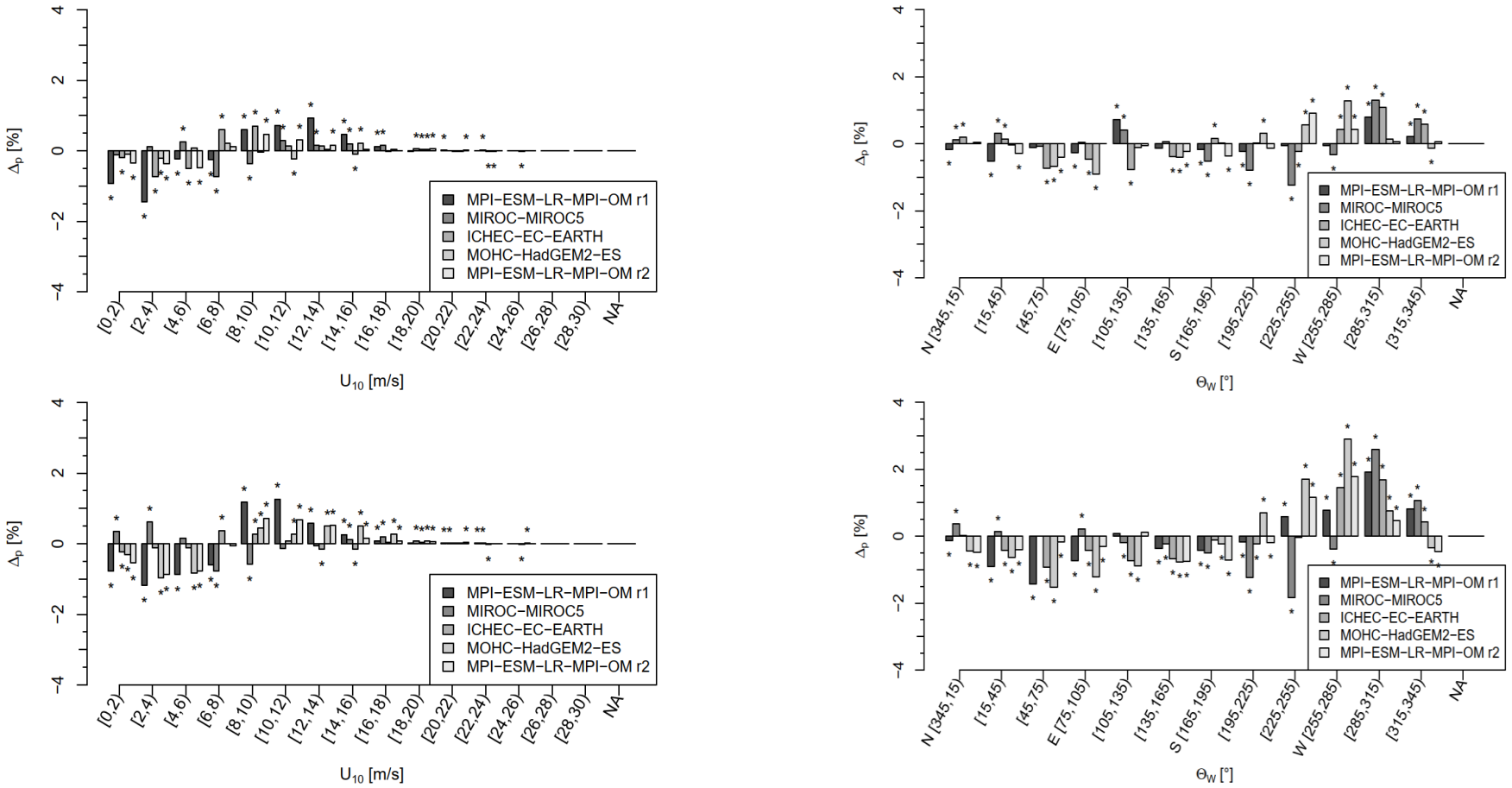


Abb. 179: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} (1. Spalte) und der Windrichtung Θ_W (2. Spalte) für ein räumlich anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11-Gitters sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Zeitraum 2021-2050 (oben) sowie 2071-2100 (unten) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5, MOHC-HadGEM2-ES, ICHEC-EC-EARTH, MPI-ESM-LR-MPI-OM (r1) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (r2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

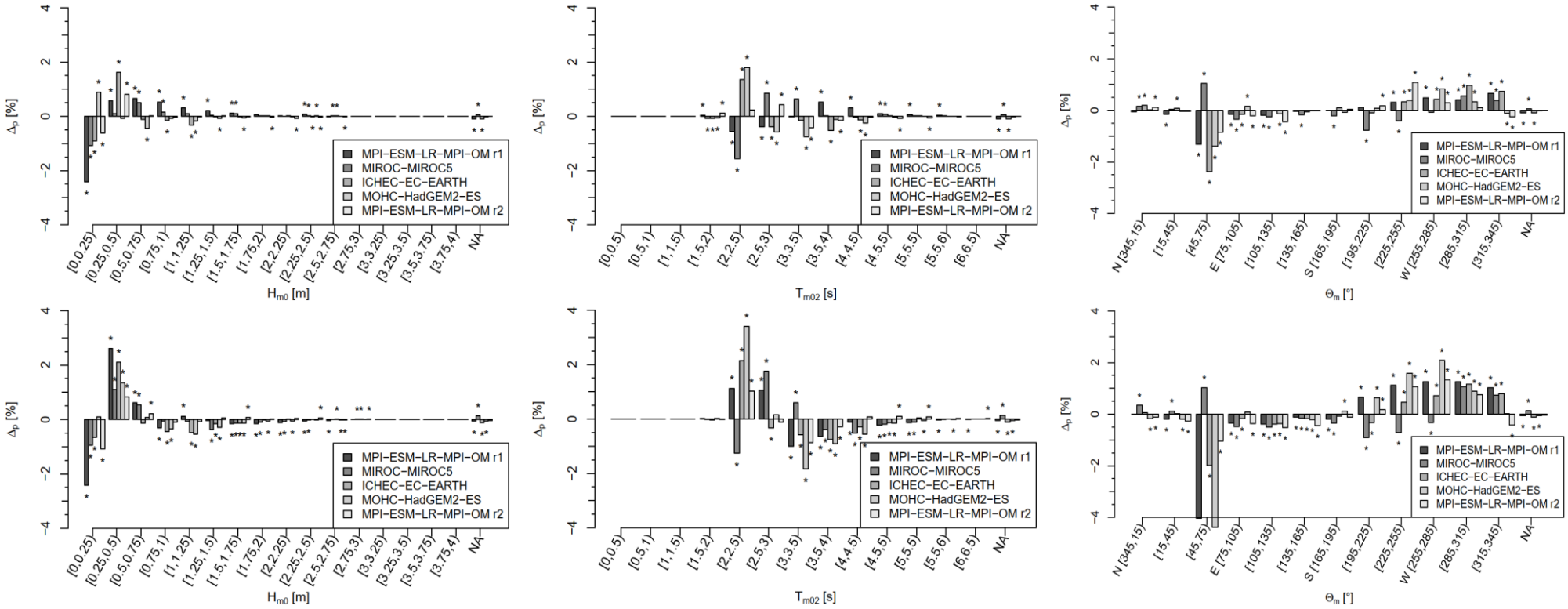


Abb. 180: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (1. Spalte), der mittleren Wellenperiode T_{m02} (2. Spalte) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (3. Spalte) sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Zeitraum 2021-2050 (oben) sowie 2071-2100 (unten) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5, MOHC-HadGEM2-ES, ICHEC-EC-EARTH, MPI-ESM-LR-MPI-OM (r1) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (r2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten, Hinweis: Häufigkeiten außerhalb oder nahe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

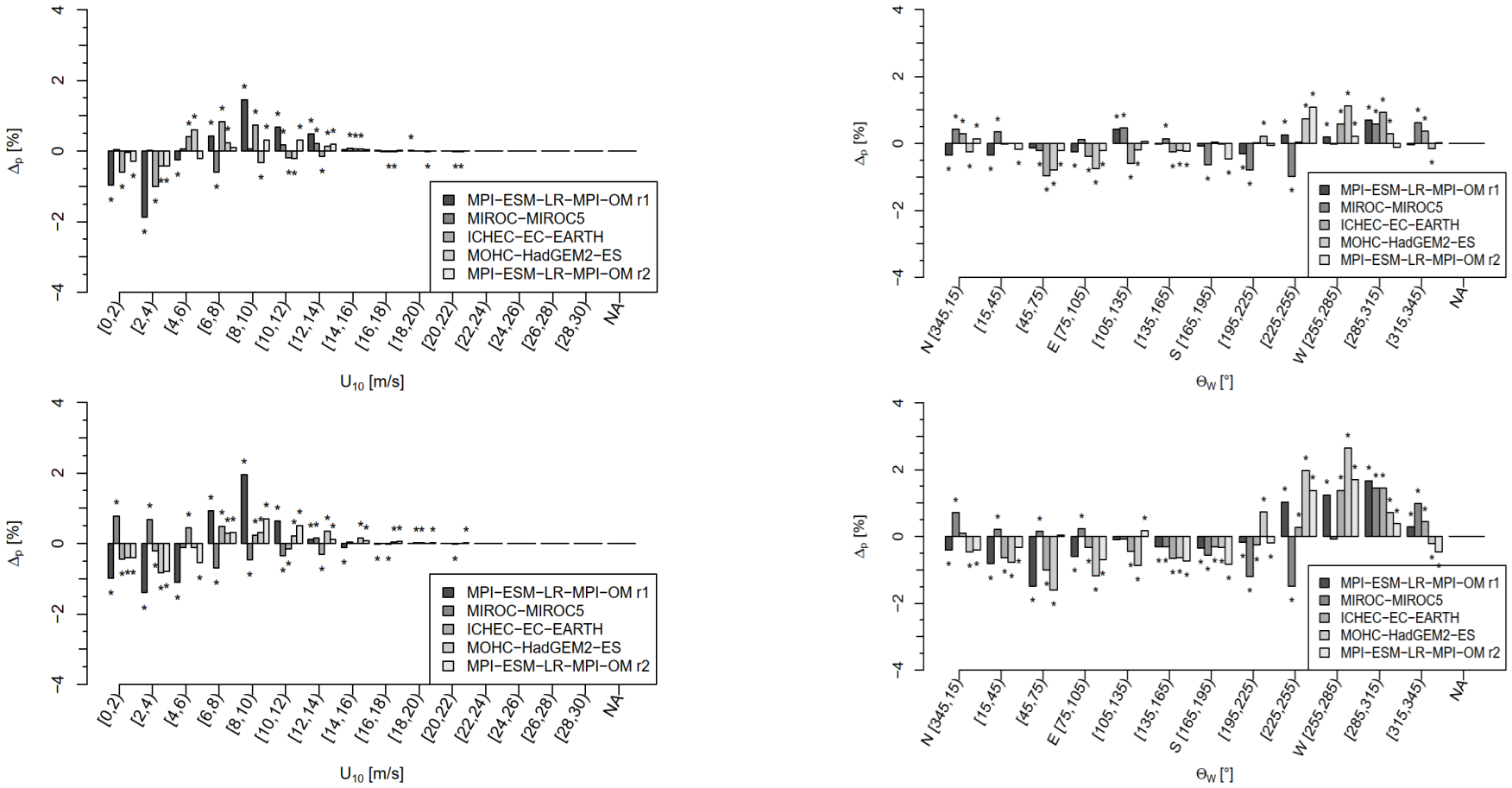


Abb. 181: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} (1. Spalte) und der Windrichtung Θ_W (2. Spalte) für ein räumlich anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11-Gitters sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Zeitraum 2021-2050 (oben) sowie 2071-2100 (unten) im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5, MOHC-HadGEM2-ES, ICHEC-EC-EARTH, MPI-ESM-LR-MPI-OM (r1) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (r2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten

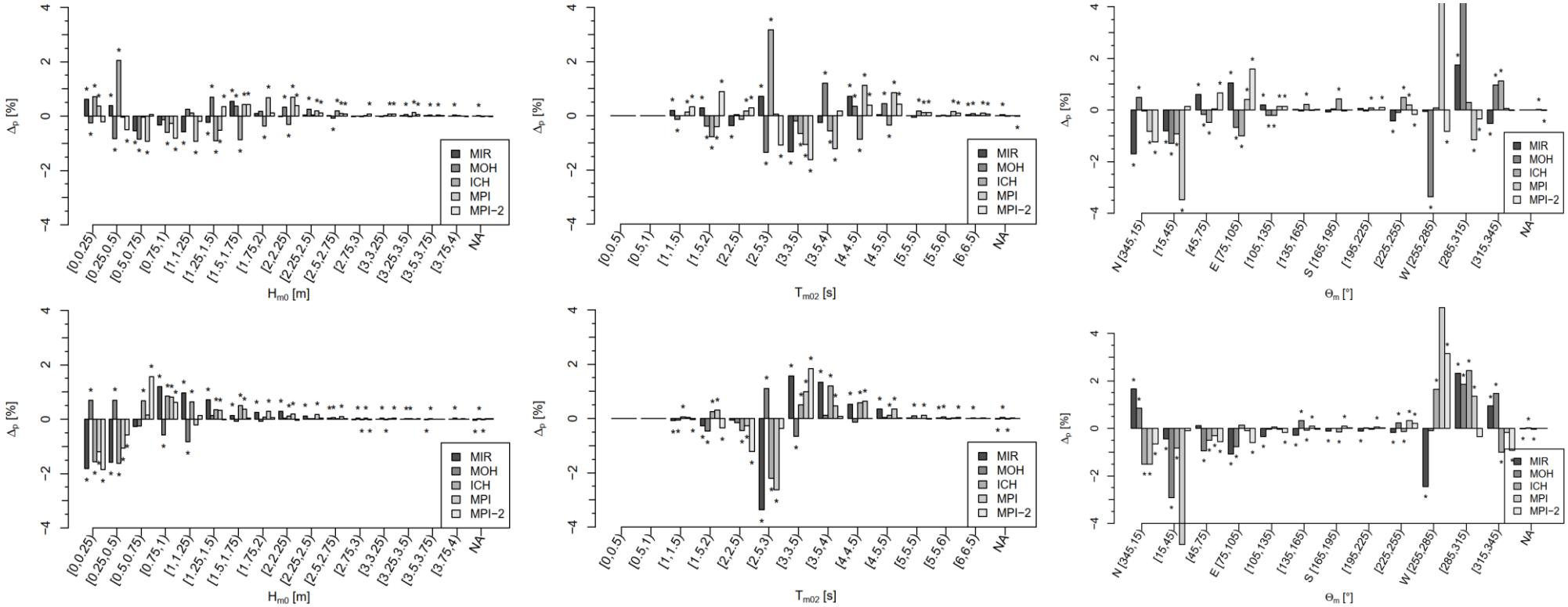


Abb. 182: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (1. Spalte), der mittleren Wellenperiode T_{m02} (2. Spalte) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (3. Spalte) sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Winter (oben) und Frühling (unten) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1, Hinweise: andere Farbkodierung im Vergleich zu der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 178, Häufigkeiten außerhalb oder nahe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

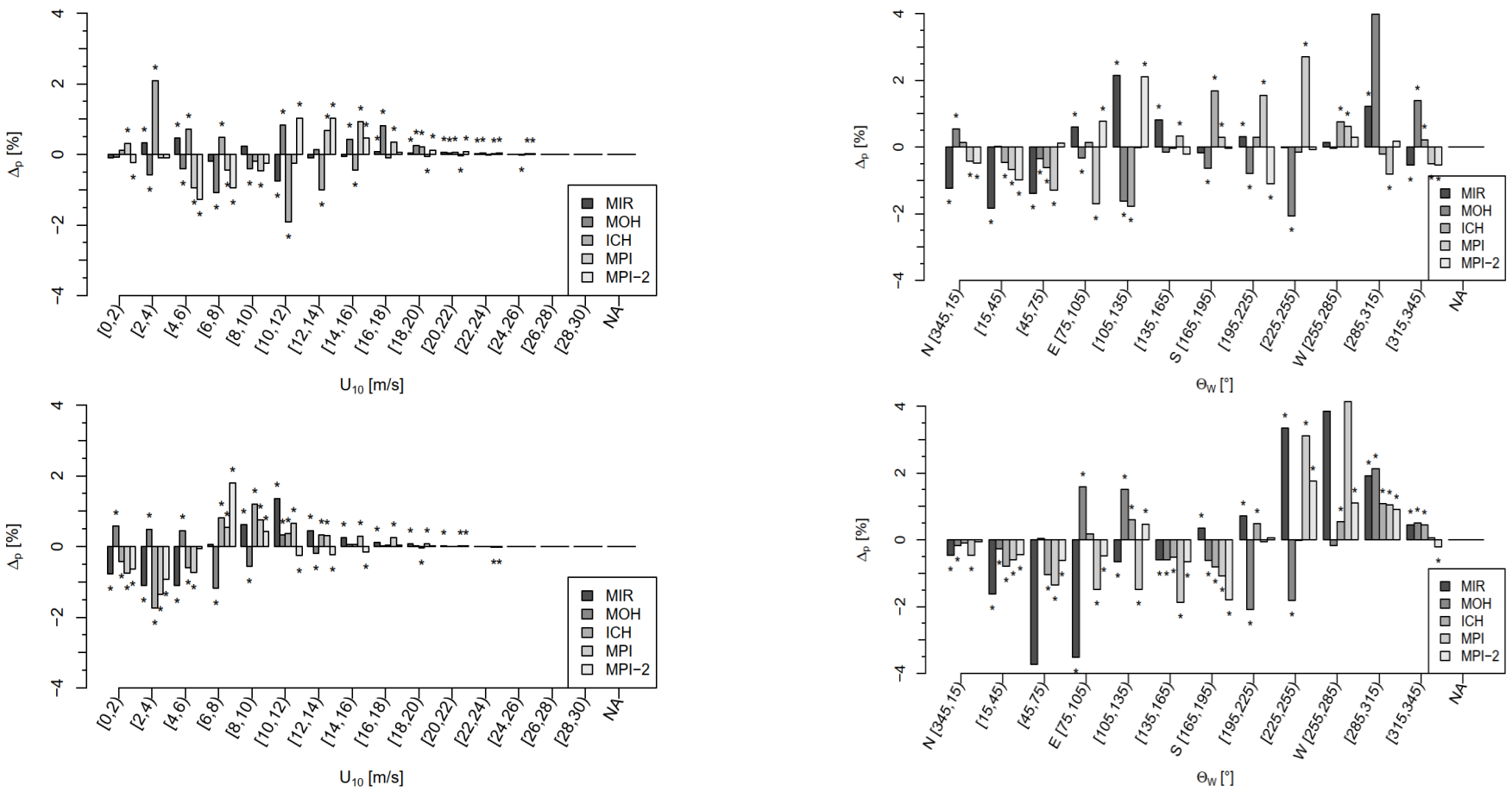


Abb. 183: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} (1. Spalte) und der Windrichtung Θ_W (2. Spalte) für ein räumlich anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11-Gitters sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Winter (oben) sowie Frühling (unten) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1, Hinweise: andere Farbkodierung im Vergleich zu der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 179, Häufigkeiten außerhalb oder nahe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

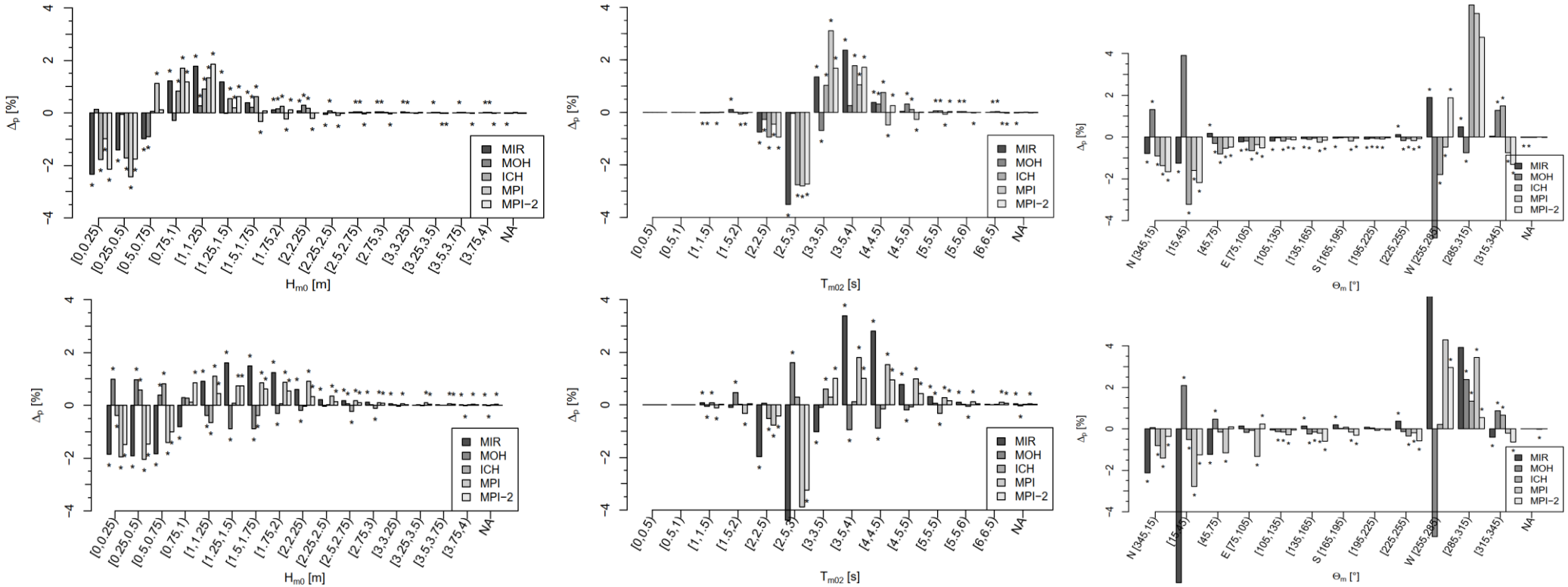


Abb. 184: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (1. Spalte), der mittleren Wellenperiode T_{m02} (2. Spalte) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (3. Spalte) sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Sommer (oben) und Herbst (unten) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1, Hinweise: andere Farbkodierung im Vergleich zu der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 178, Häufigkeiten außerhalb oder nahe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

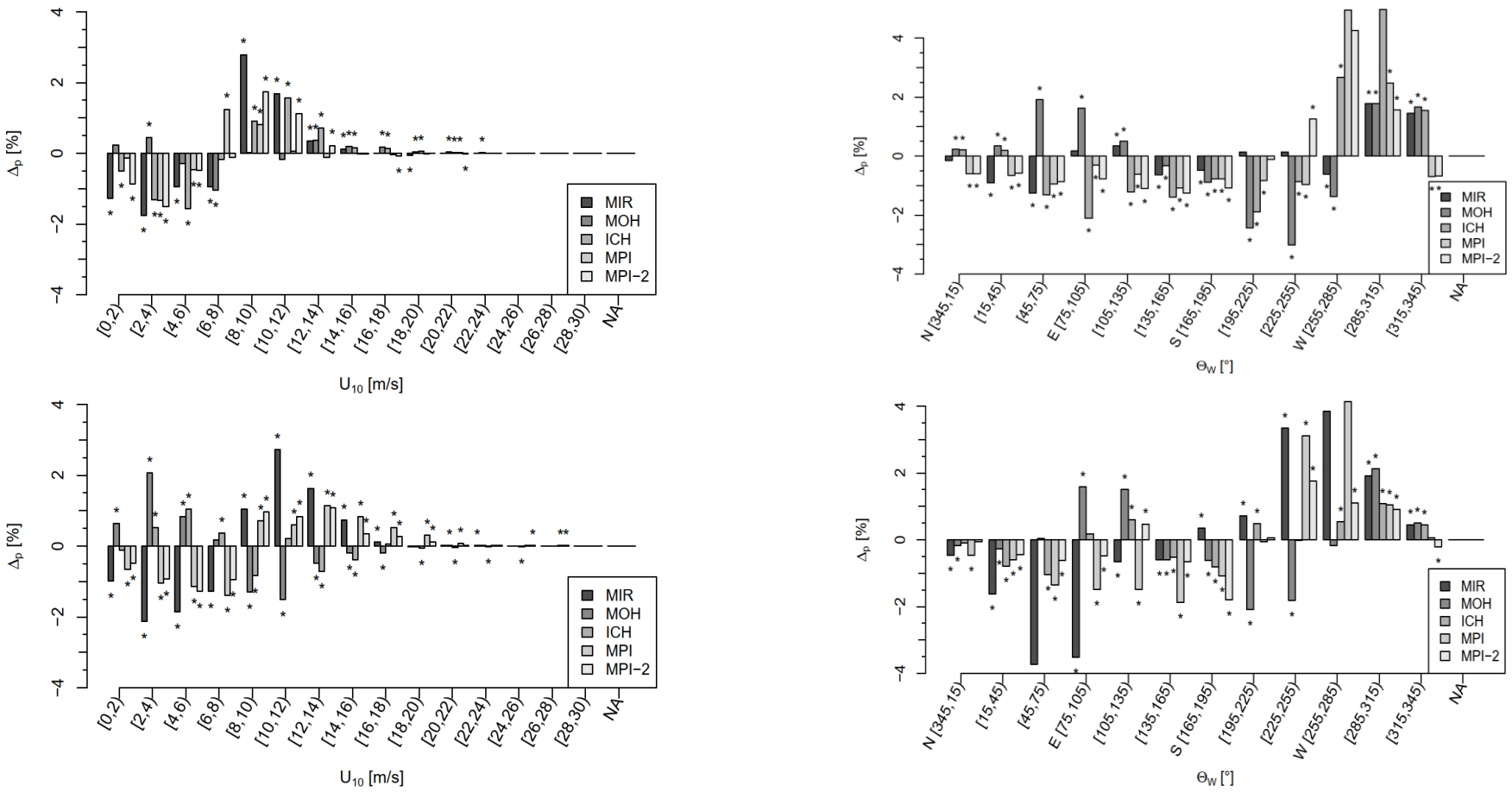


Abb. 185: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} (1. Spalte) und der Windrichtung Θ_W (2. Spalte) für ein räumlich anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11-Gitters sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Sommer (oben) sowie Herbst (unten) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1, Hinweise: andere Farbkodierung im Vergleich zu der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 179, Häufigkeiten außerhalb oder nahe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

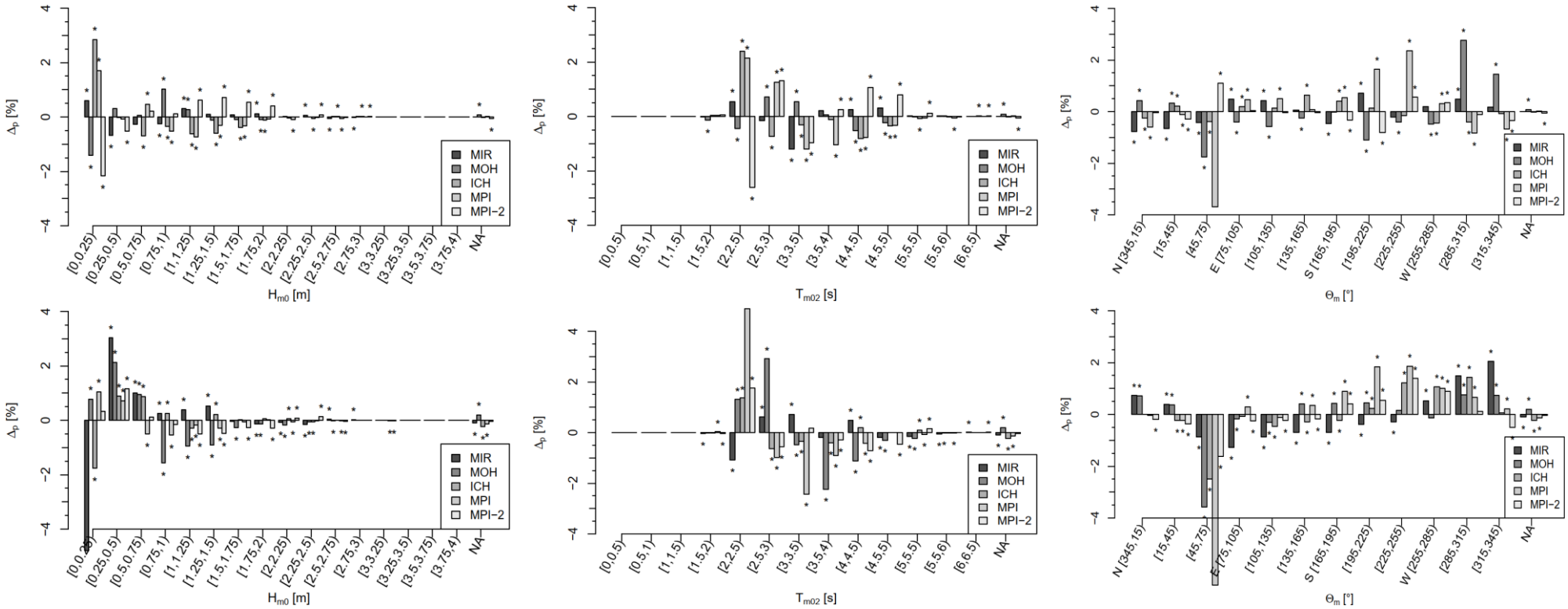


Abb. 186: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (1. Spalte), der mittleren Wellenperiode T_{m02} (2. Spalte) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (3. Spalte) sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Winter (oben) und Frühling (unten) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten, Hinweise: andere Farbkodierung im Vergleich zu der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 180, Häufigkeiten außerhalb oder nahe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

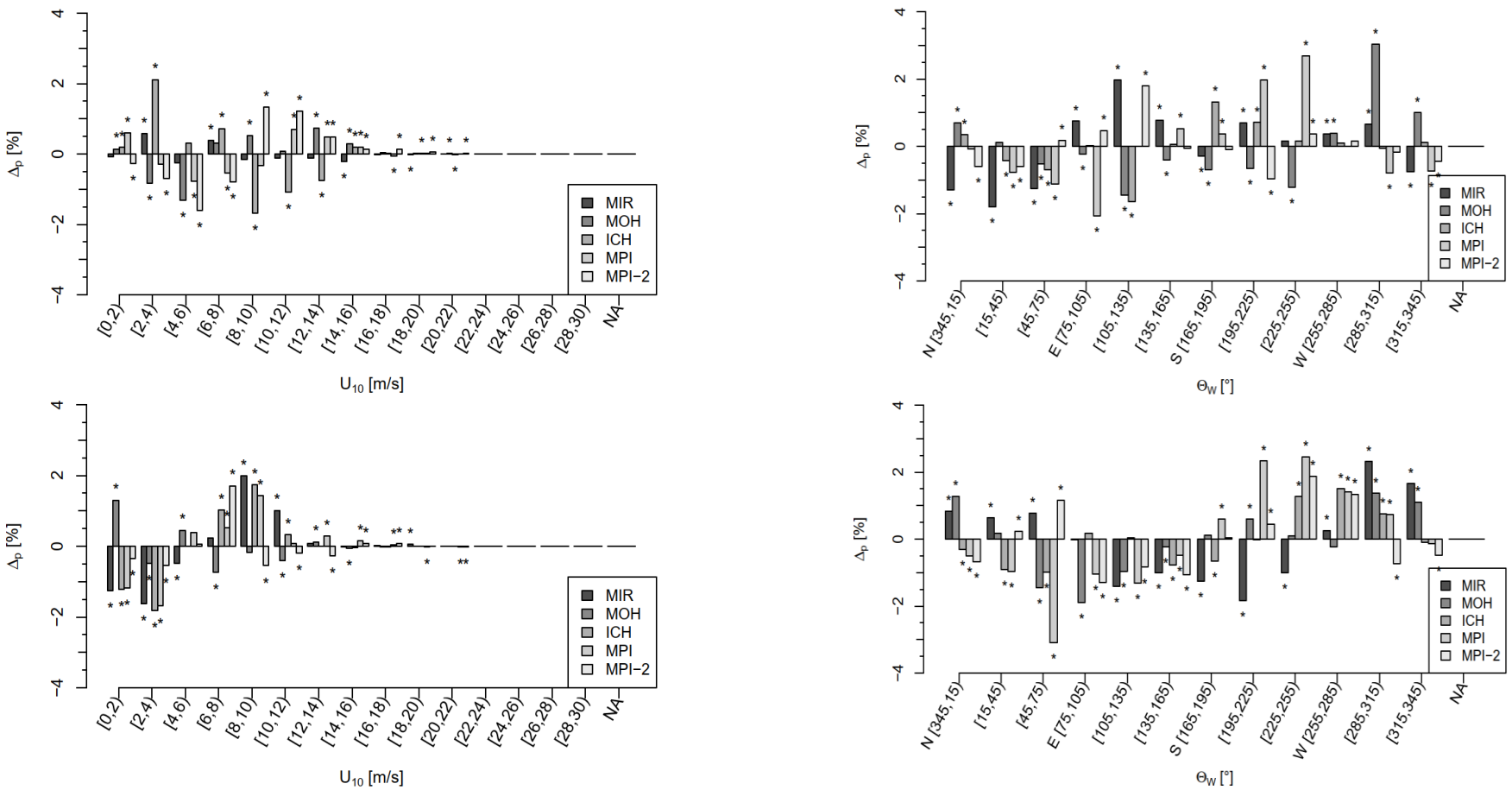


Abb. 187: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} (1. Spalte) und der Windrichtung Θ_W (2. Spalte) für ein räumlich anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11-Gitters sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Winter (oben) sowie Frühling (unten) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten, Hinweise: andere Farbkodierung im Vergleich zu der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 181

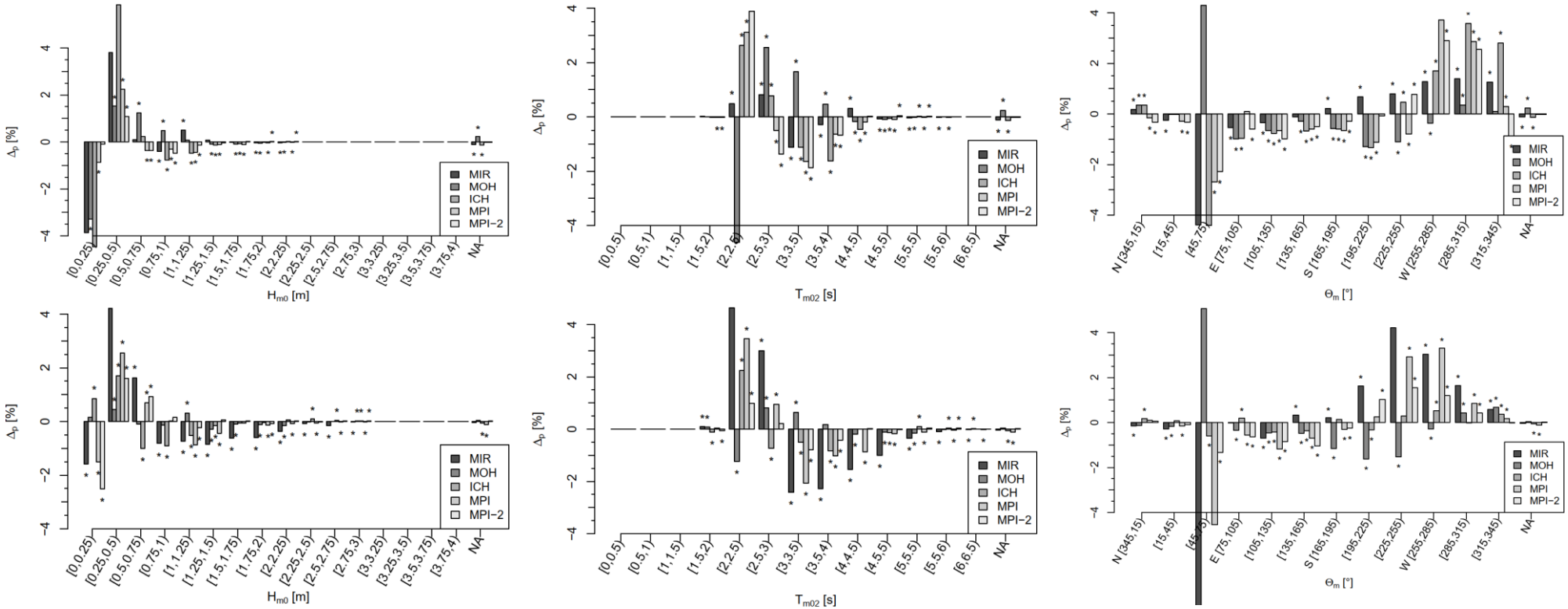


Abb. 188: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (1. Spalte), der mittleren Wellenperiode T_{m02} (2. Spalte) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (3. Spalte) sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Sommer (oben) und Herbst (unten) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten, Hinweise: andere Farbkodierung im Vergleich zu der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 180, Häufigkeiten außerhalb oder nahe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

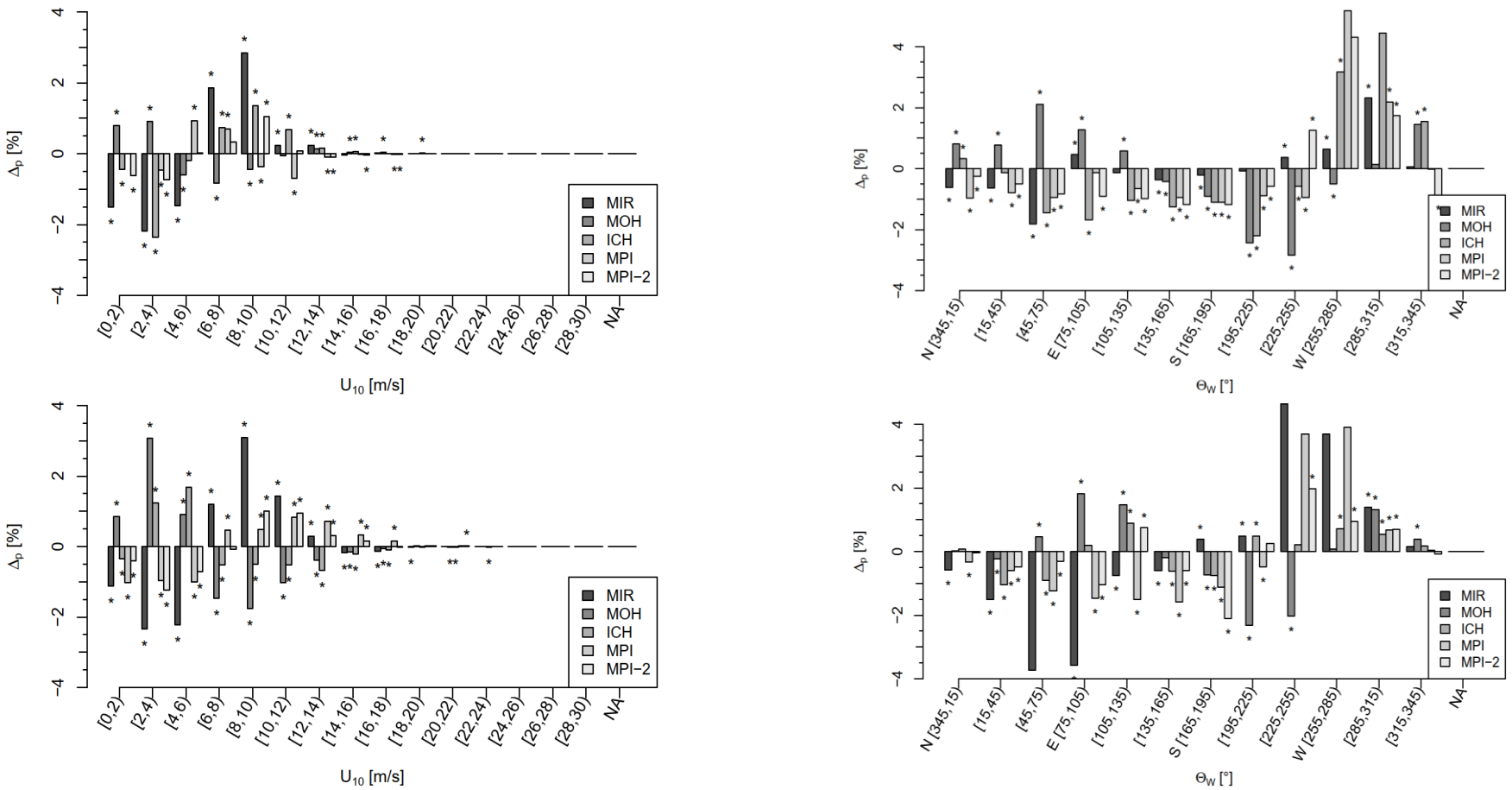


Abb. 189: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} (1. Spalte) und der Windrichtung Θ_W (2. Spalte) für ein räumlich anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11-Gitters sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Sommer (oben) sowie Herbst (unten) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten, Hinweise: andere farbliche Kodierung im Vergleich zu der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 181, Häufigkeiten außerhalb oder in der Nähe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

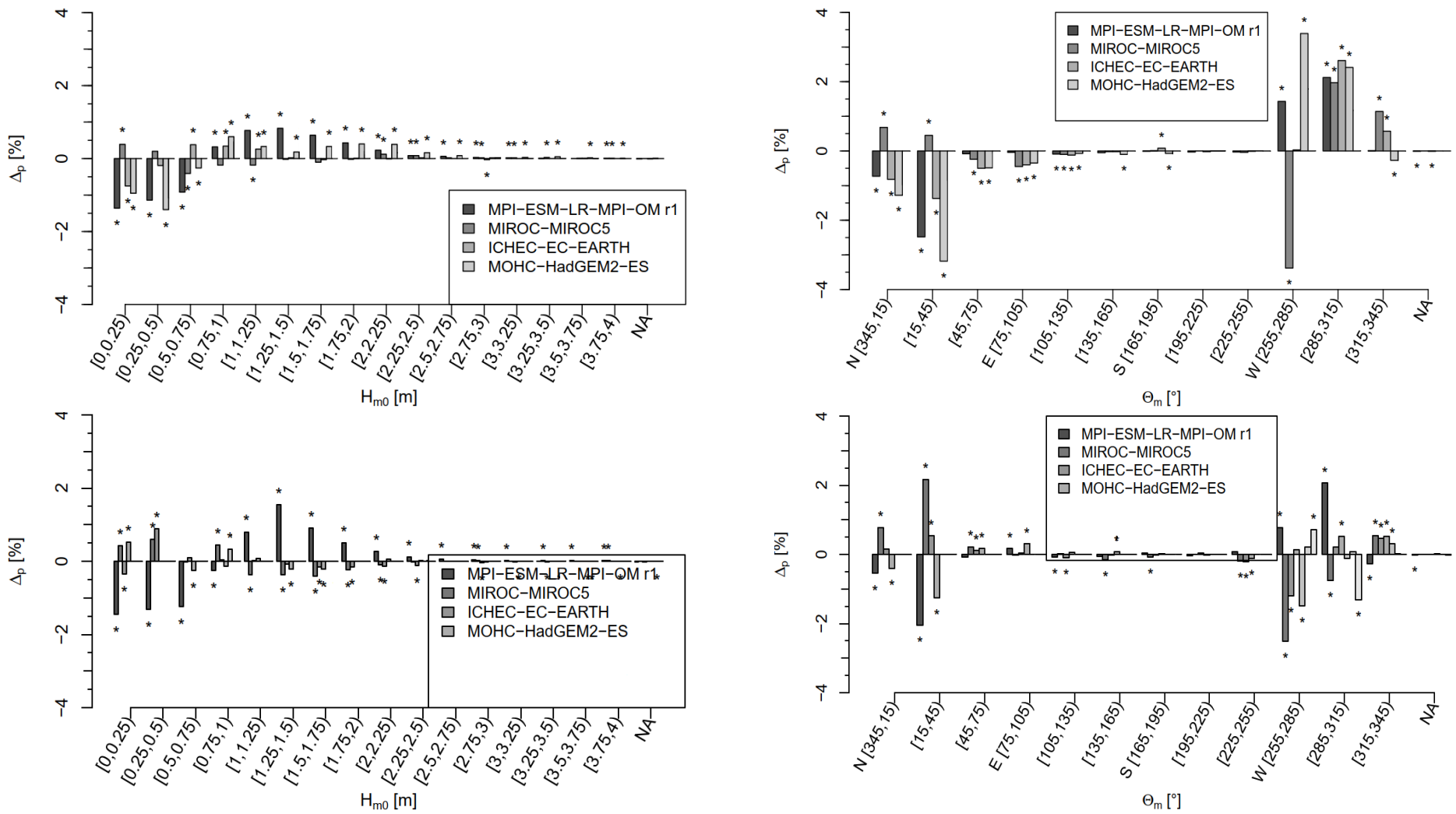


Abb. 190: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (links) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (rechts) sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung (r1 / -) von RCP8.5 (oben) und RCP2.6 (unten) für das Multi-Modell-Ensemble, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

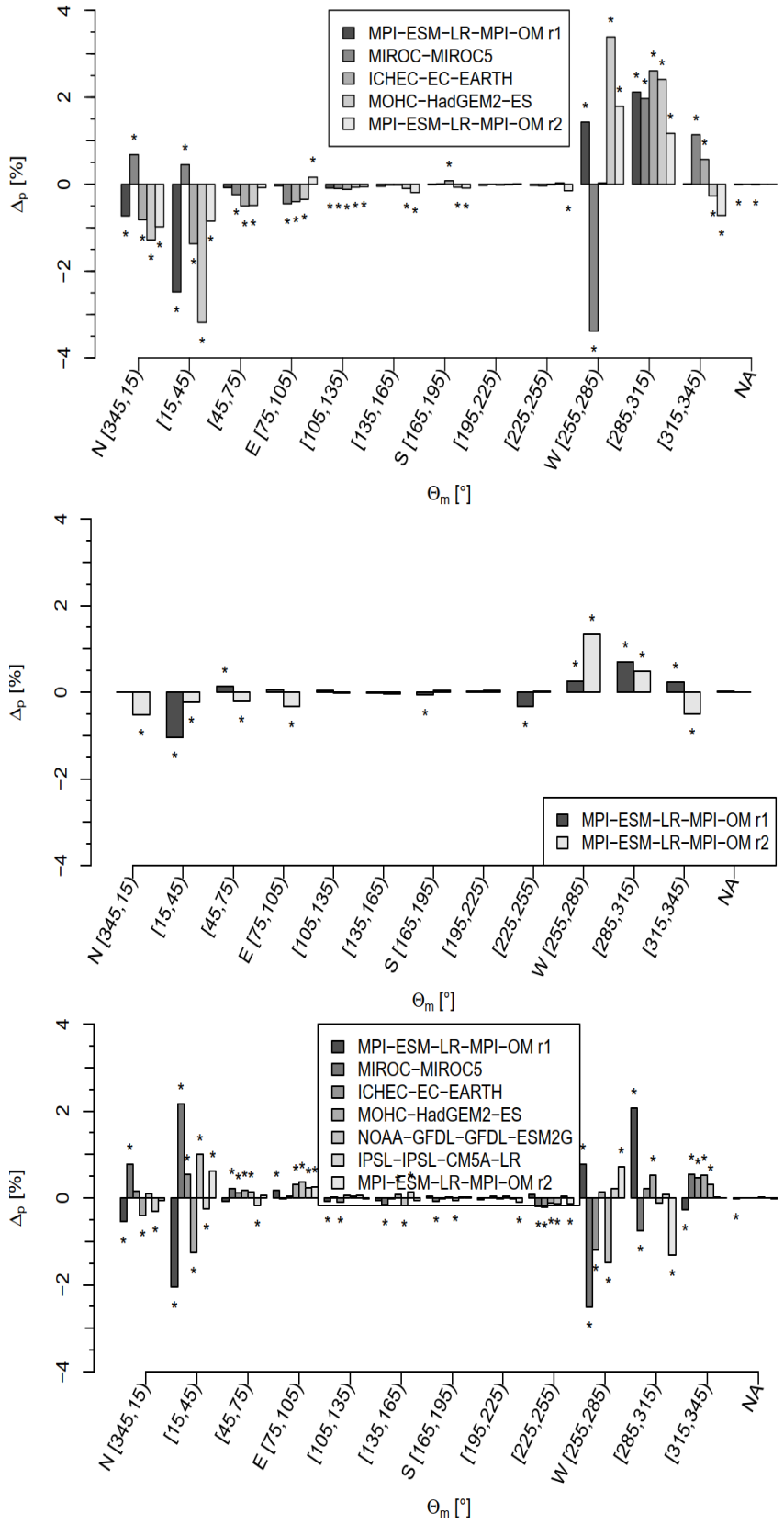


Abb. 191: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m und Markierung positiver Signifikanztests (*) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung (r1 / - bzw. r2) von RCP8.5 (oben), RCP4.5 (mittig) sowie RCP2.6 (unten), Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1 (oben: Dreier et al. 2021, Figure S5)

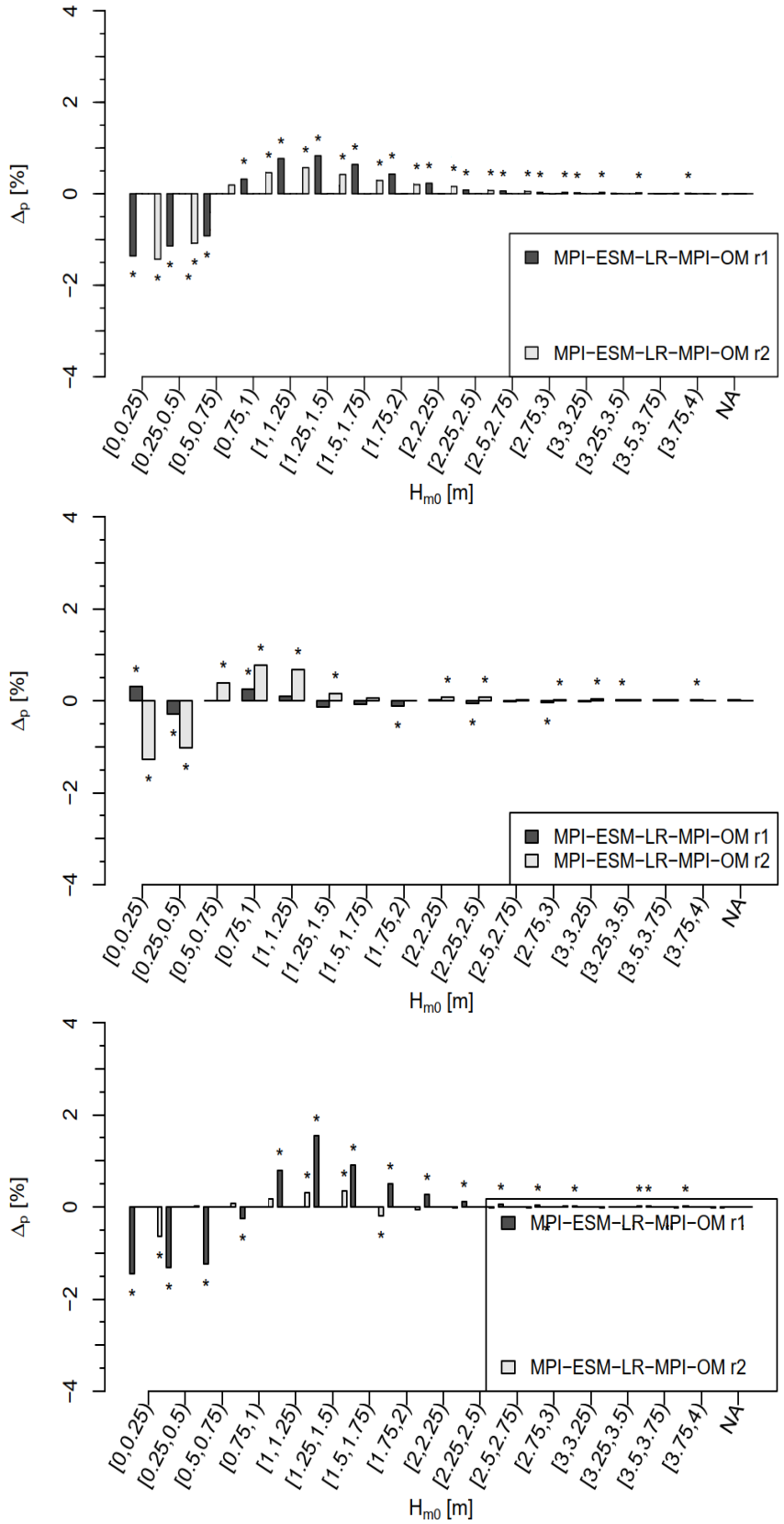


Abb. 192: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} und Markierung positiver Signifikanztests (*) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. bzw. 2. Realisierung (r1 bzw. r2) von RCP8.5 (oben), RCP4.5 (mittig) sowie RCP2.6 (unten) für das Multi-Member-Ensemble, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

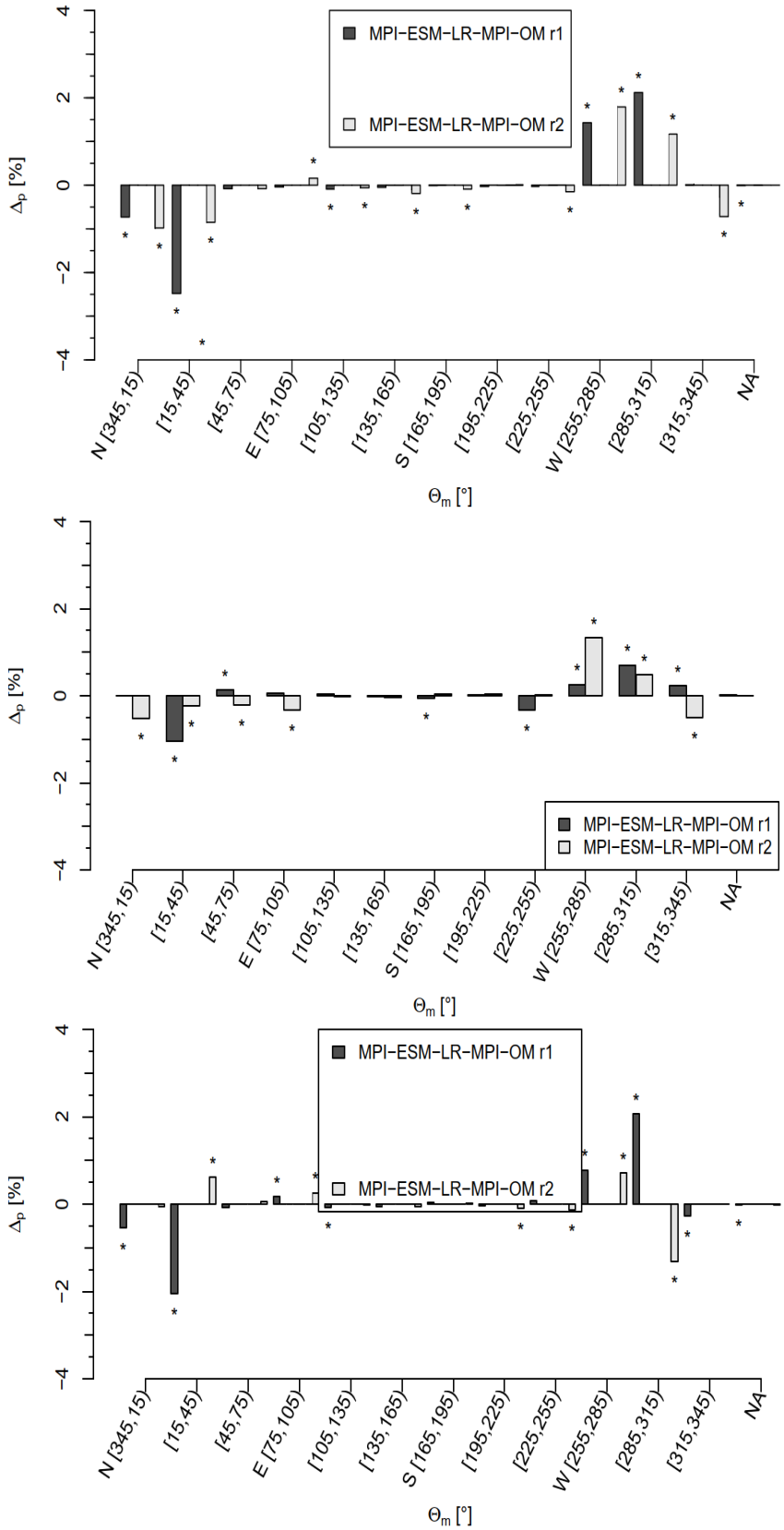


Abb. 193: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m und Markierung positiver Signifikanztests (*) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. bzw. 2. Realisierung (r1 bzw. r2) von RCP8.5 (oben), RCP4.5 (mittig) sowie RCP2.6 (unten) für das Multi-Member-Ensemble, Hybridverfahren Lokation Warnemünde 1

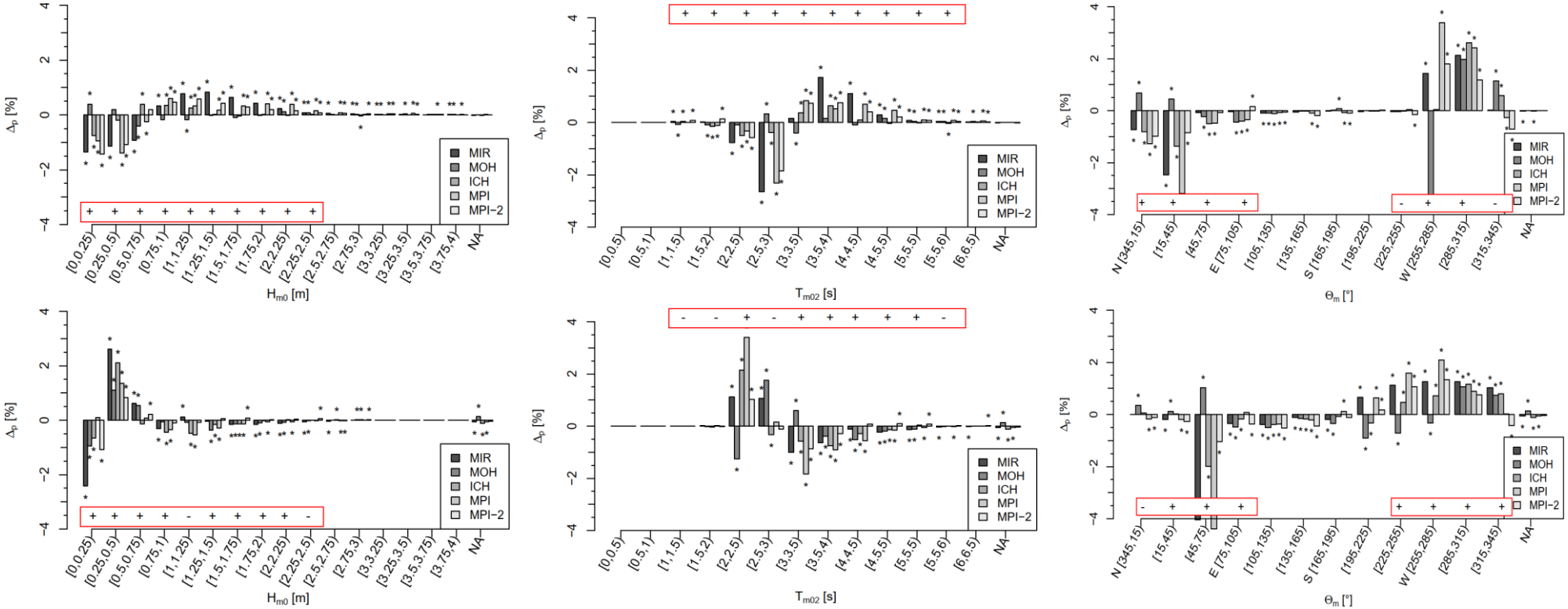


Abb. 194: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (links), der mittleren Wellenperiode T_{m02} (mittig) und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (rechts) sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) und Übereinstimmung (+) bzw. keine Übereinstimmung (-) einer Mehrheit der Ensemblemitglieder für ausgewählte Klassen (rot umrandet) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (oben) bzw. Brodten (unten), Hinweise: andere Farbkodierung im Vergleich zur Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 178 bzw. Abb. 180 im Anhang. Häufigkeiten außerhalb oder nahe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

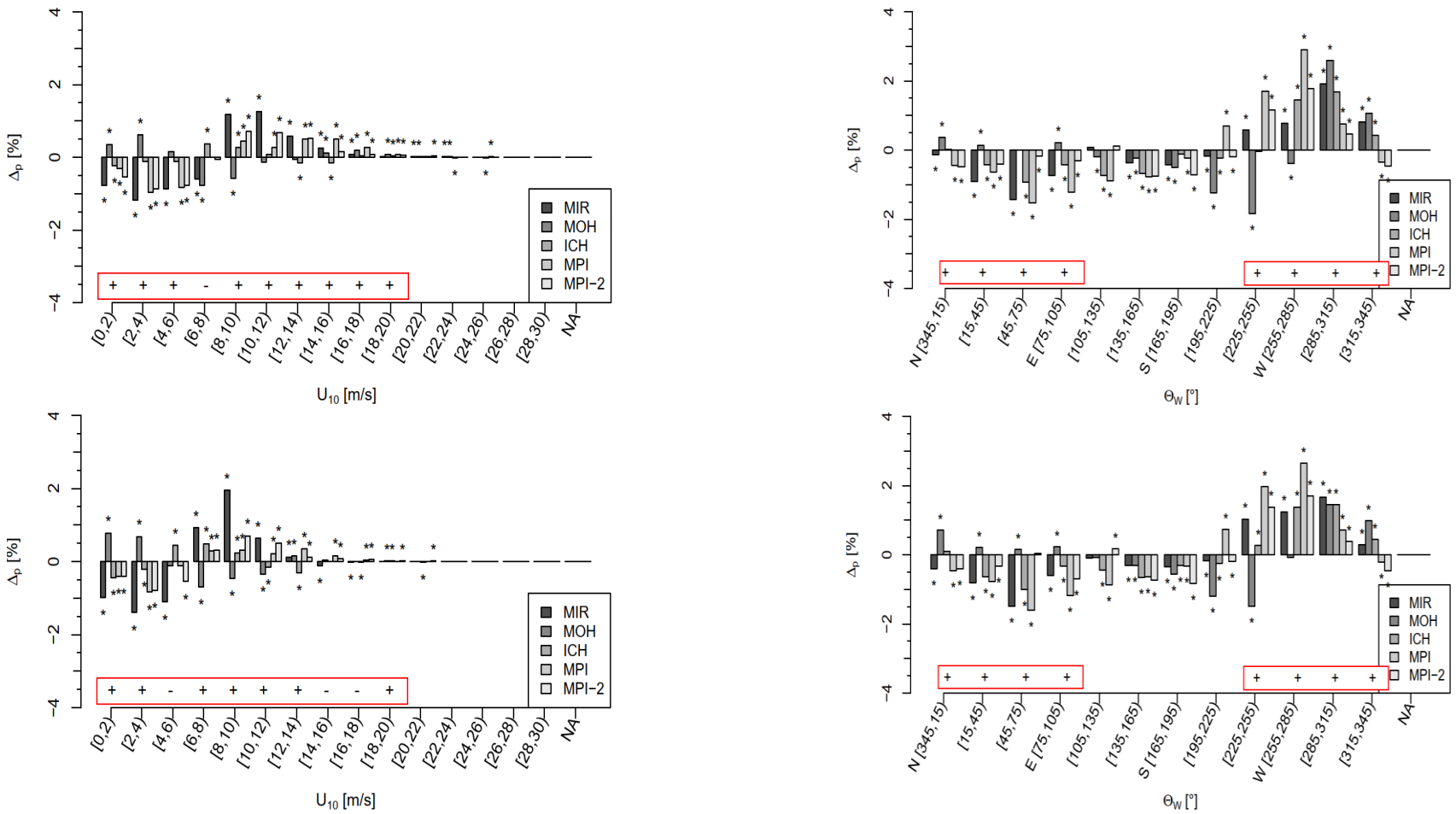


Abb. 195: Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} (1. Spalte) und der Windrichtung Θ_W (2. Spalte) sowie Markierung positiver Signifikanztests (*) und Übereinstimmung (+) bzw. keine Übereinstimmung (-) einer Mehrheit der Ensemblemitglieder für ausgewählte Klassen (rot umrandet) im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR), MOHC-HadGEM2-ES (MOH), ICHEC-EC-EARTH (ICH), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (oben) bzw. Brodten (unten), Hinweise: andere Farbkodierung im Vergleich zu der Differenz der prozentualen Häufigkeit Δ_p in Abb. 179 bzw. Abb. 181. Häufigkeiten außerhalb oder nahe der Grenze des Wertebereichs sind statistisch signifikant

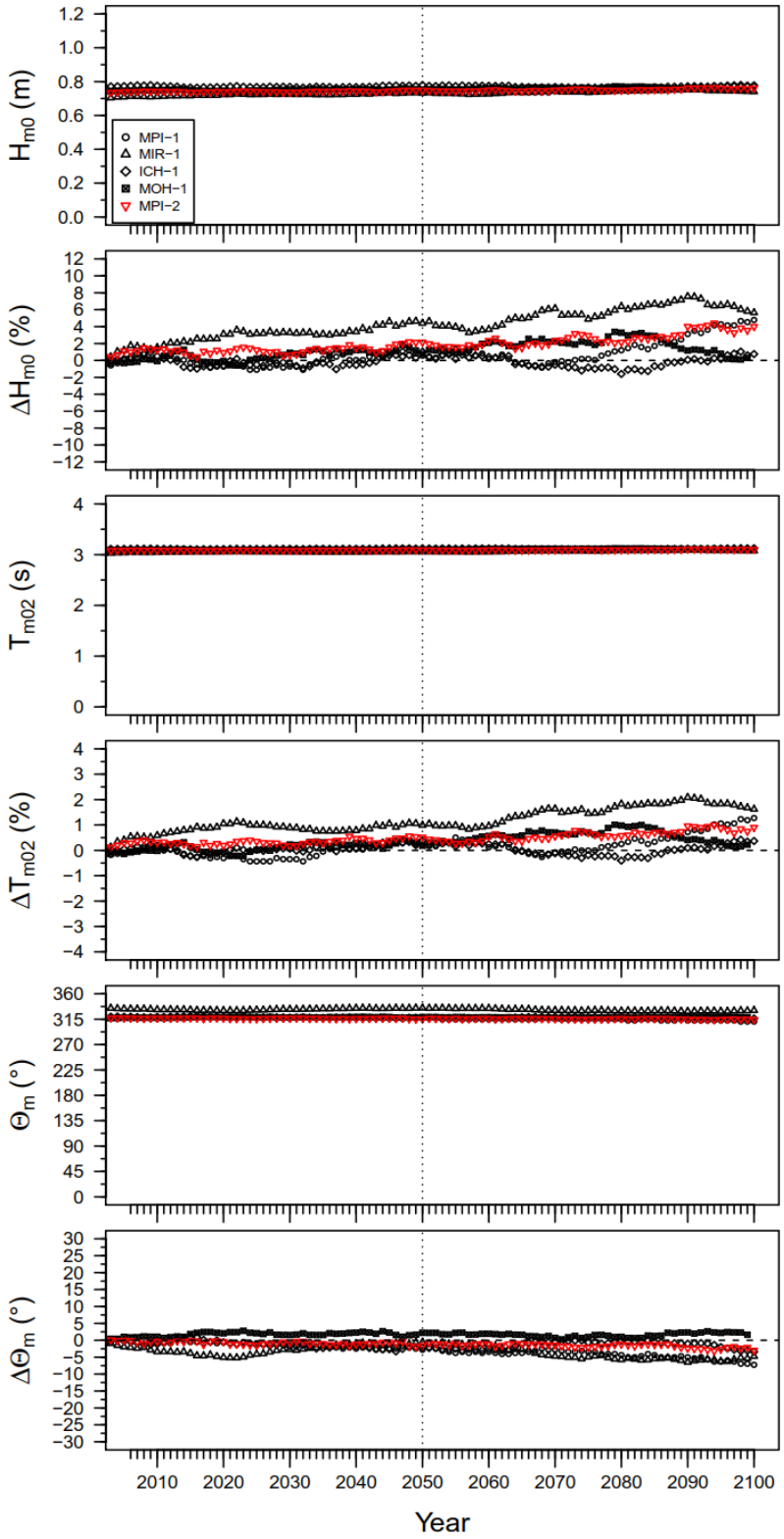


Abb. 196: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02} und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR-1), MOHC-HadGEM2-ES (MOH-1), ICHEC-EC-EARTH (ICH-1), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-1) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

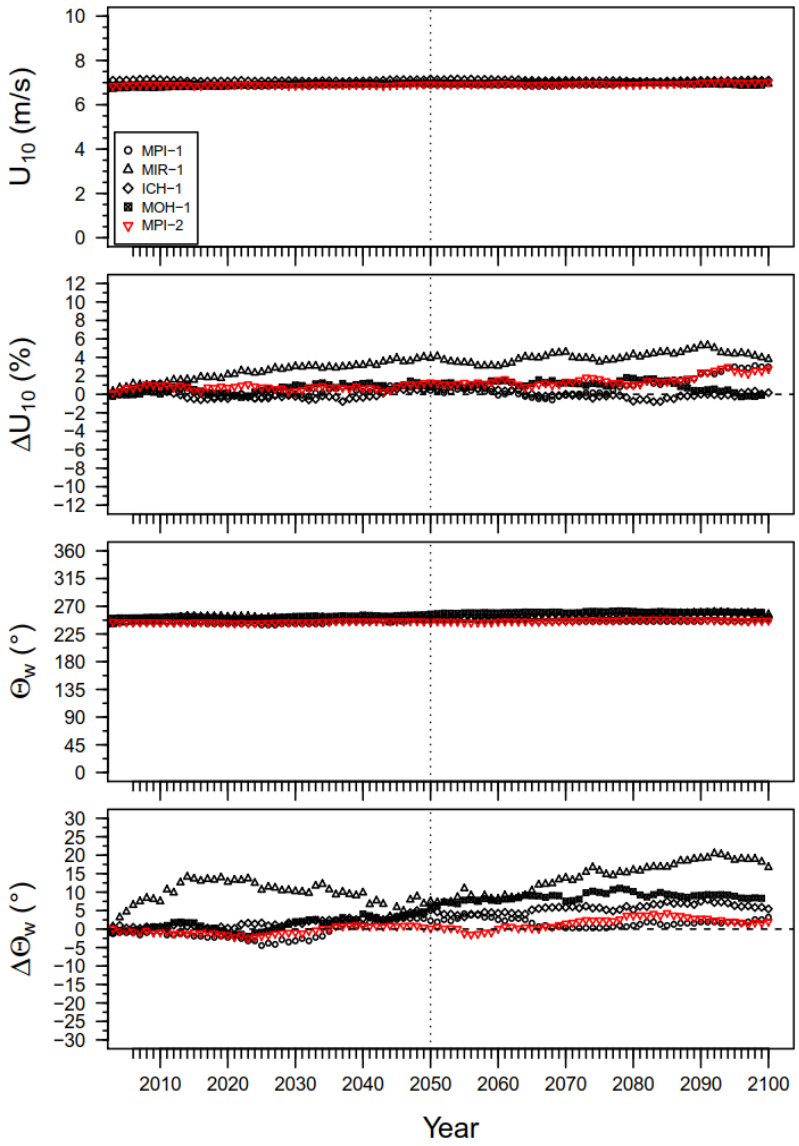


Abb. 197: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR-1), MOHC-HadGEM2-ES (MOH-1), ICHEC-EC-EARTH (ICH-1), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-1) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

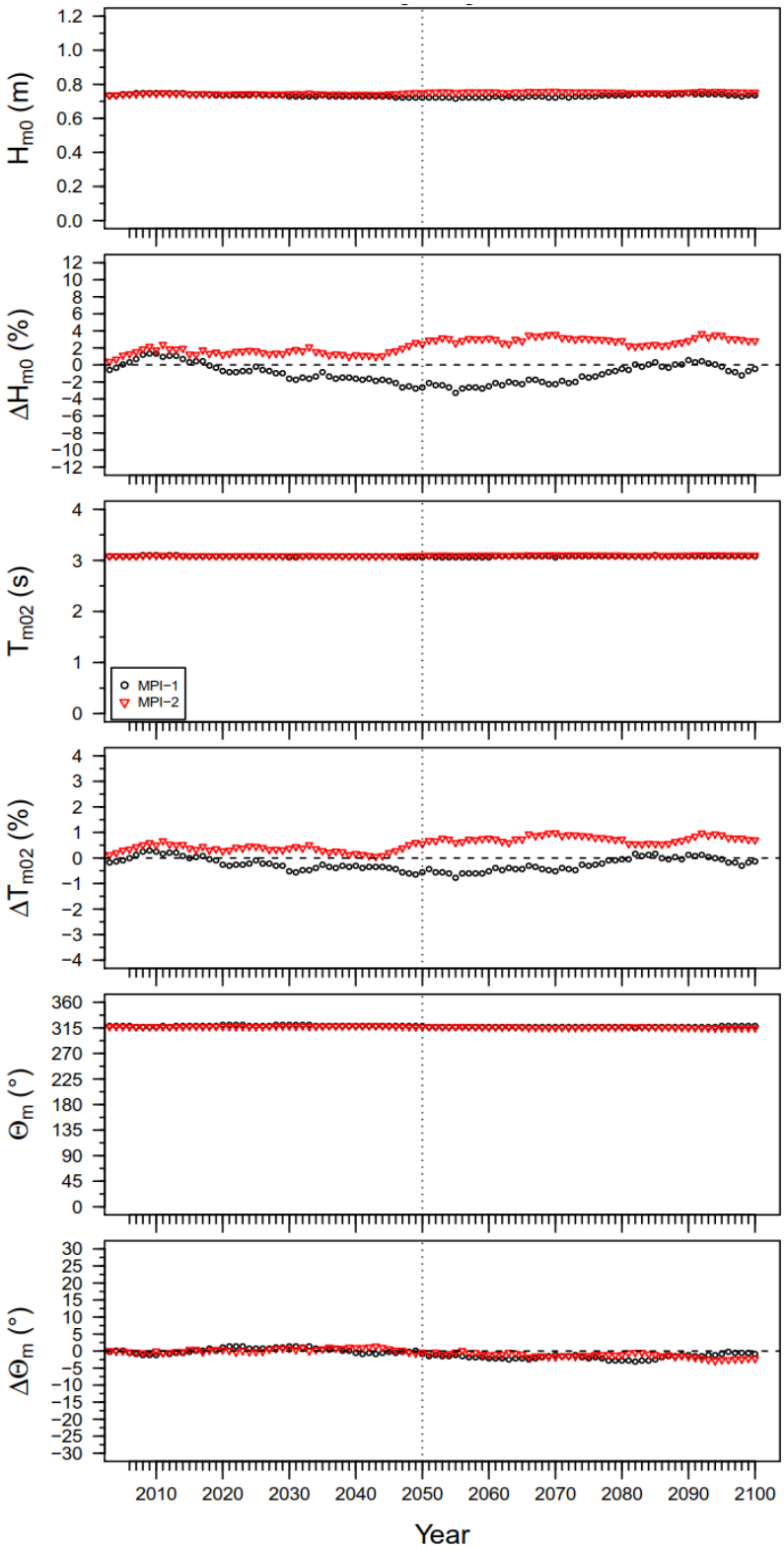


Abb. 198: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02} und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. bzw. 2. Realisierung (MPI-1 bzw. MPI-2) von RCP4.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

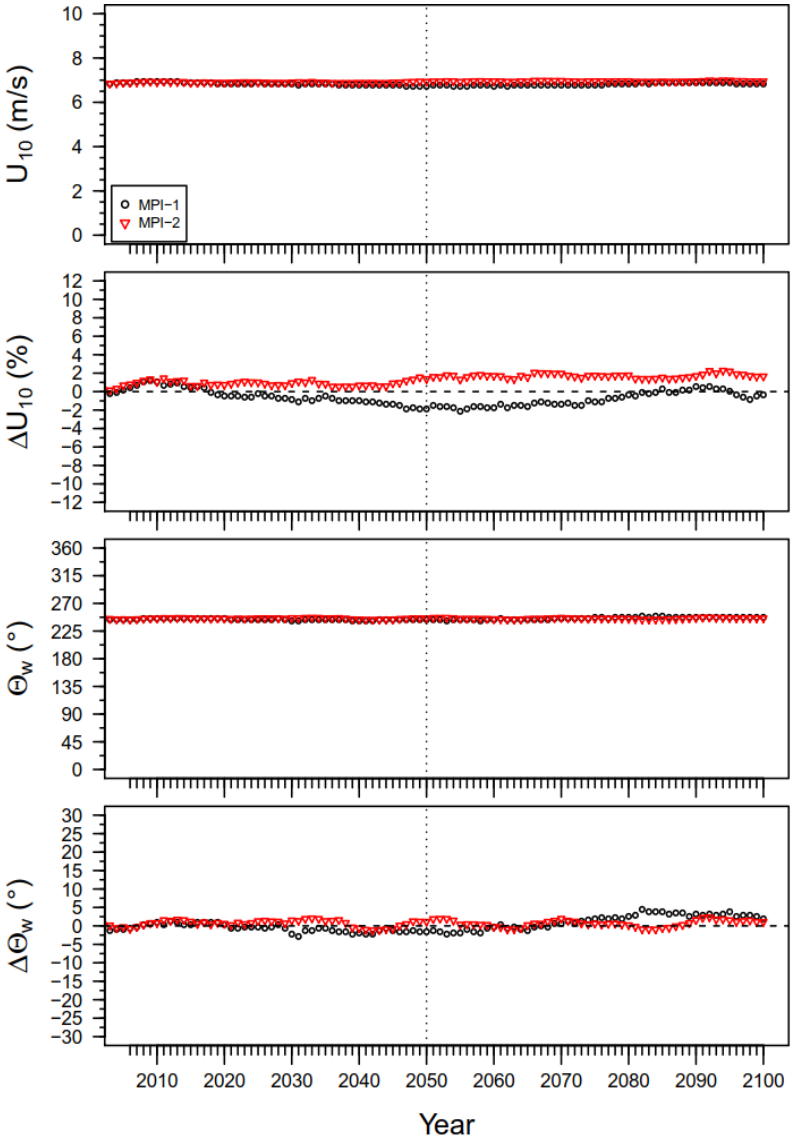


Abb. 199: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. bzw. 2. Realisierung (MPI-1 bzw. MPI-2) von RCP4.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

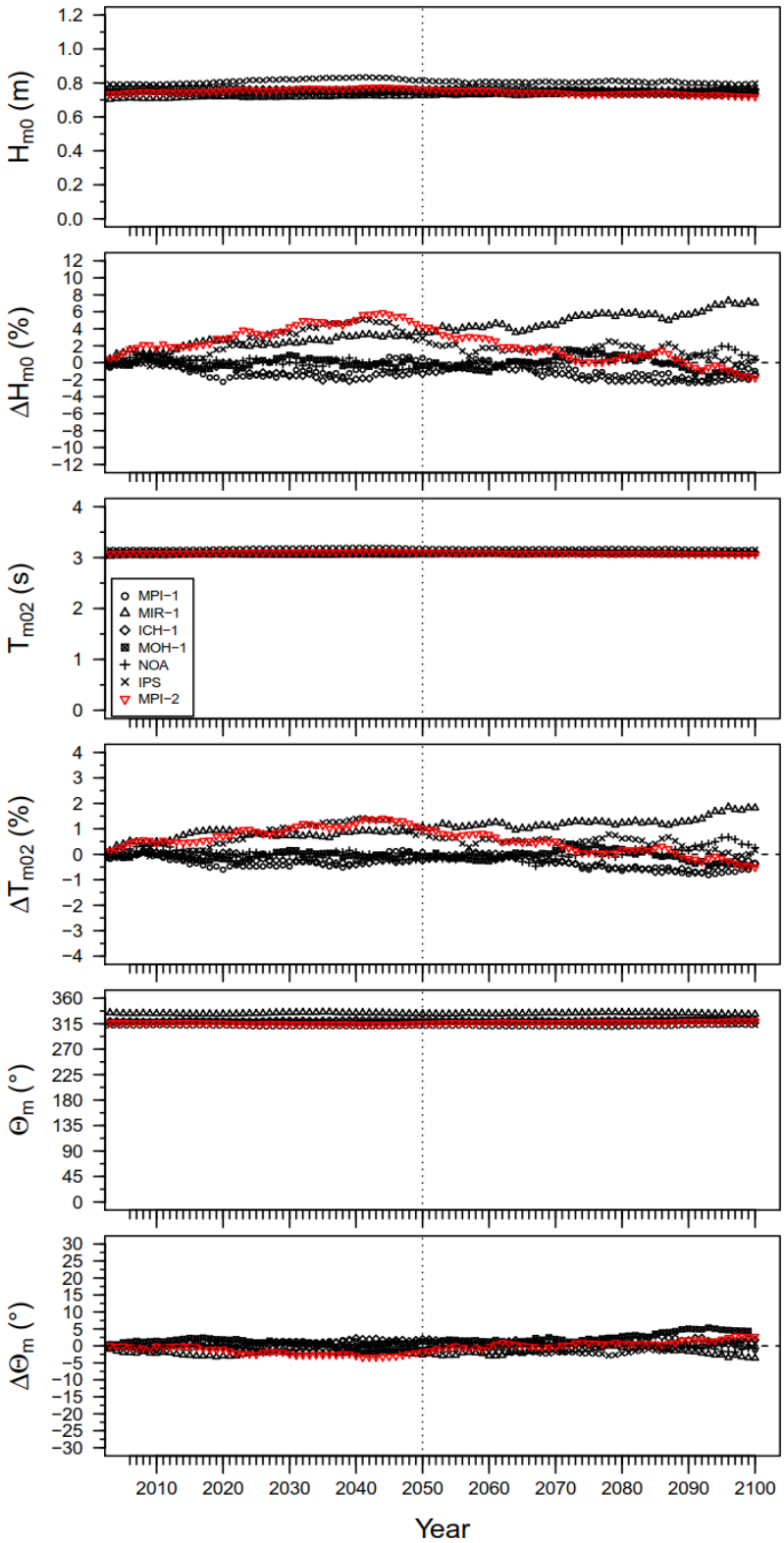


Abb. 200: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02} und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR-1), MOHC-HadGEM2-ES (MOH-1), ICHEC-EC-EARTH (ICH-1), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-1) NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G (NOA), IPSL-IPSL-CM5A-LR (IPS) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP2.6, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

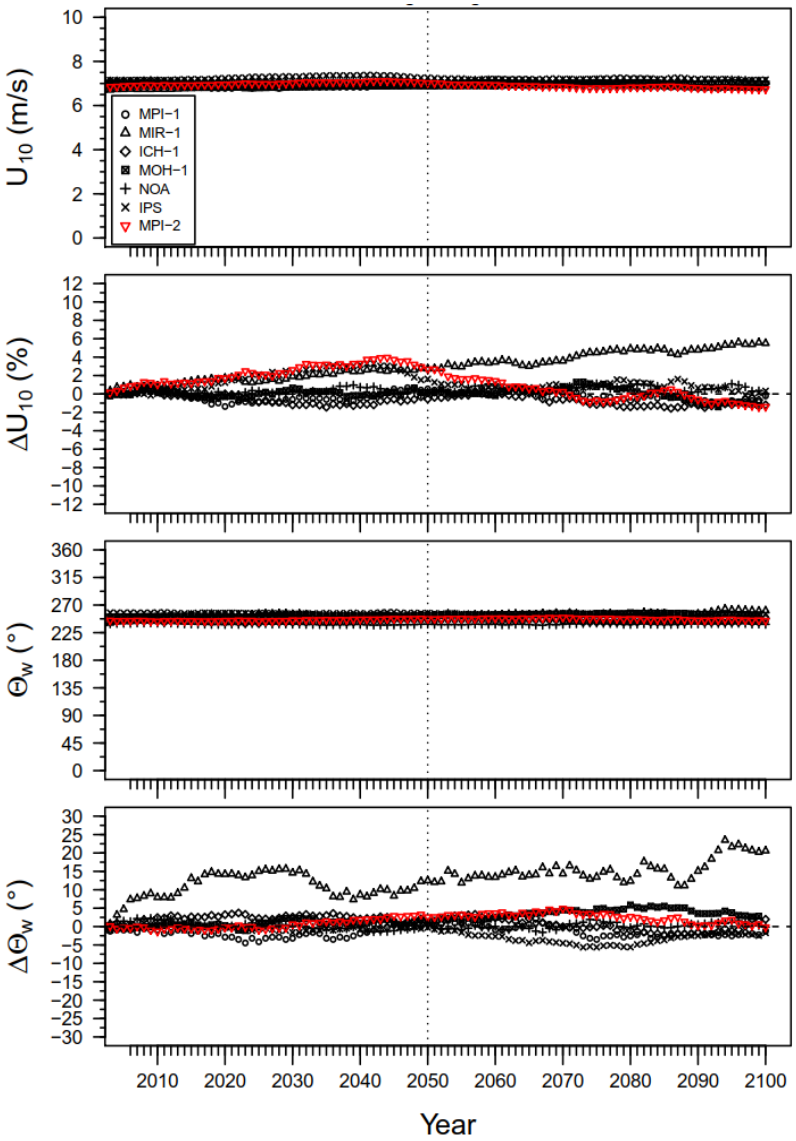


Abb. 201: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR-1), MOHC-HadGEM2-ES (MOH-1), ICHEC-EC-EARTH (ICH-1), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-1) NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G (NOA), IPSL-IPSL-CM5A-LR (IPS) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP2.6, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

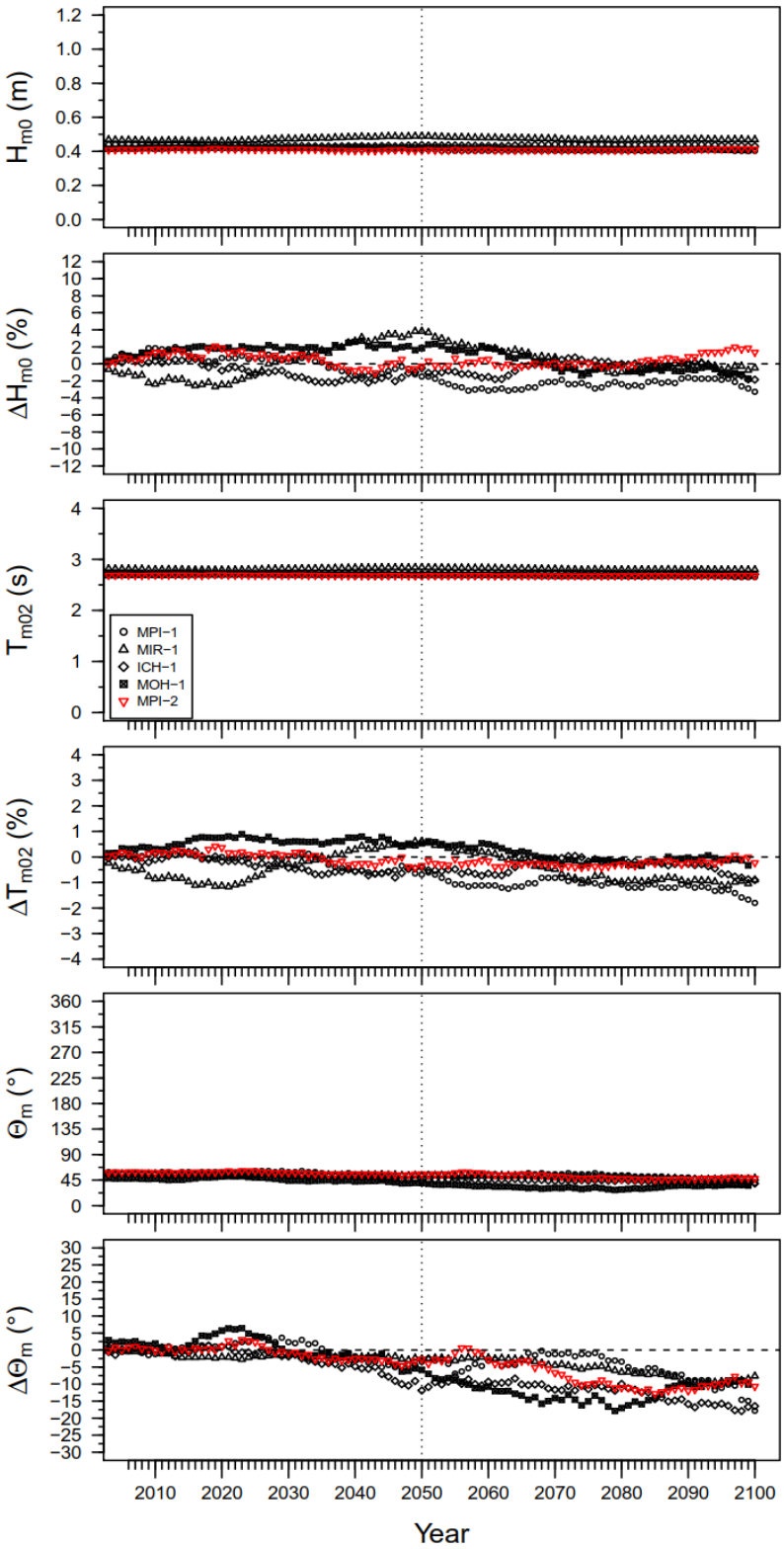


Abb. 202: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02} und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR-1), MOHC-HadGEM2-ES (MOH-1), ICHEC-EC-EARTH (ICH-1), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-1) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten

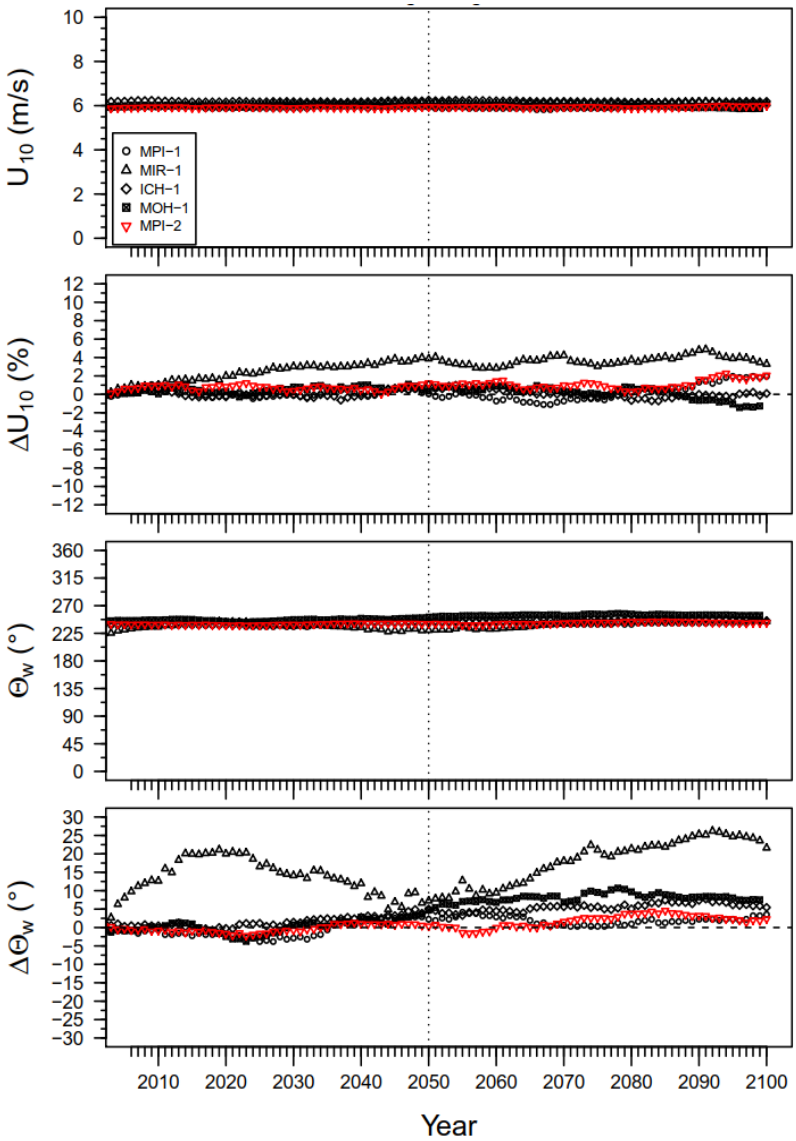


Abb. 203: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR-1), MOHC-HadGEM2-ES (MOH-1), ICHEC-EC-EARTH (ICH-1), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-1) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Brodten

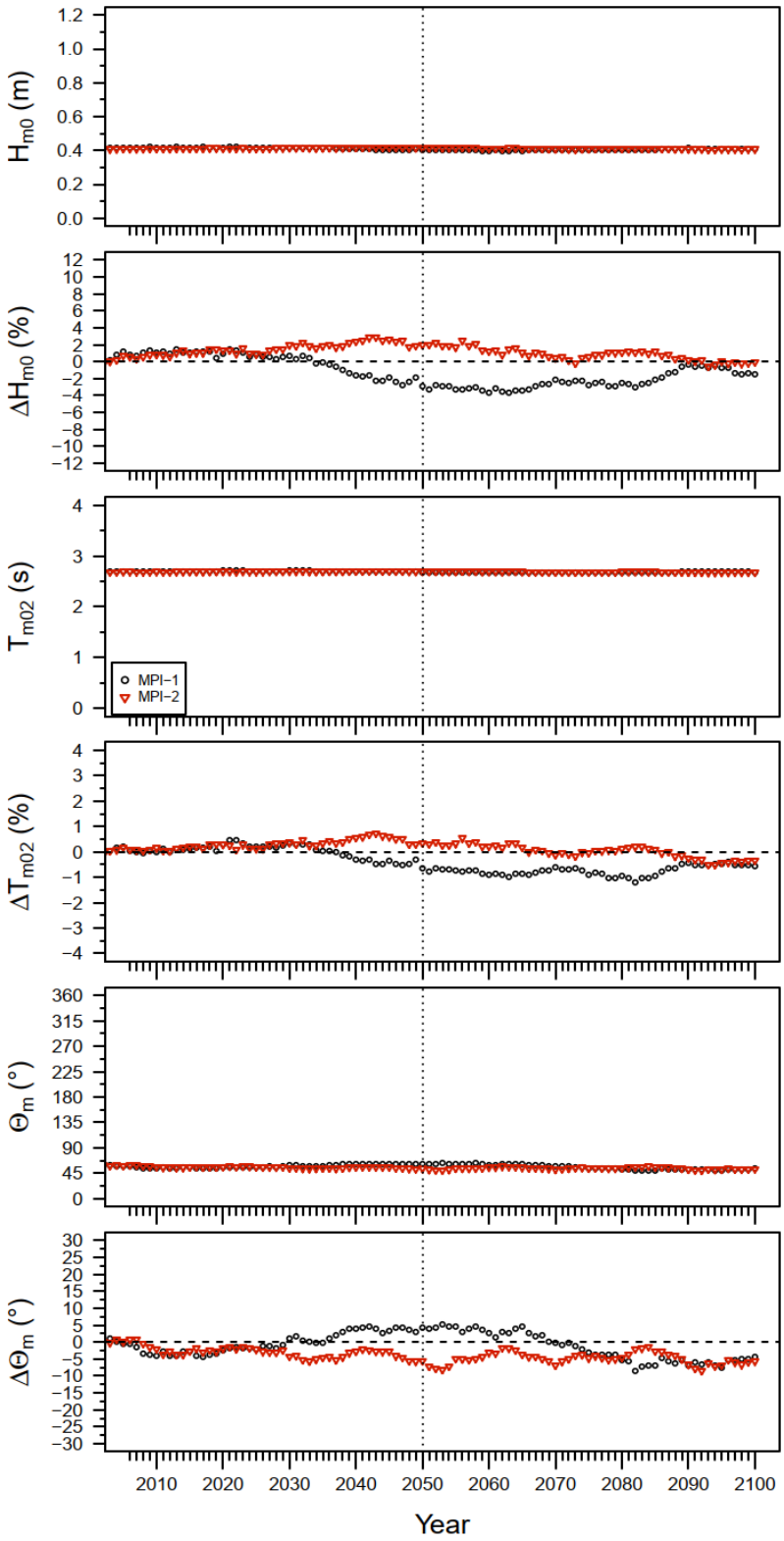


Abb. 204: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02} und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. bzw. 2. Realisierung (MPI-1 bzw. MPI-2) von RCP4.5, Hybridansatz, Lokation Brodten

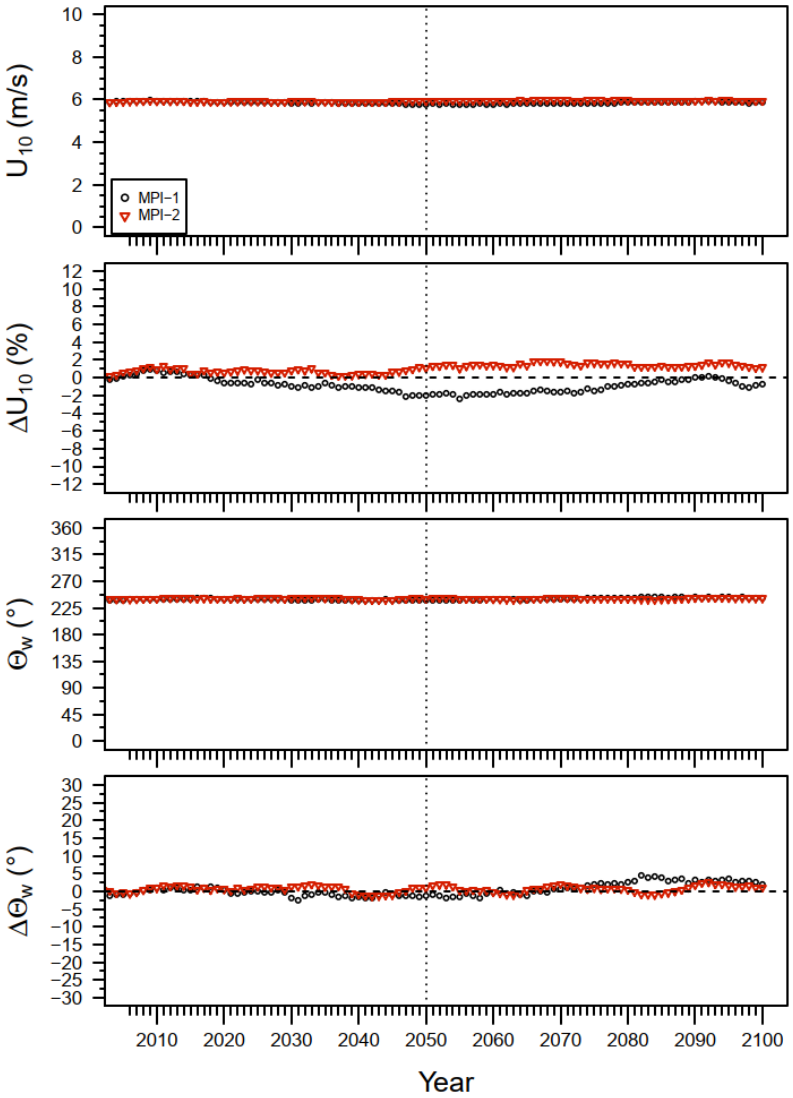


Abb. 205: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. bzw. 2. Realisierung (MPI-1 bzw. MPI-2) von RCP4.5, Hybridansatz, Lokation Brodten

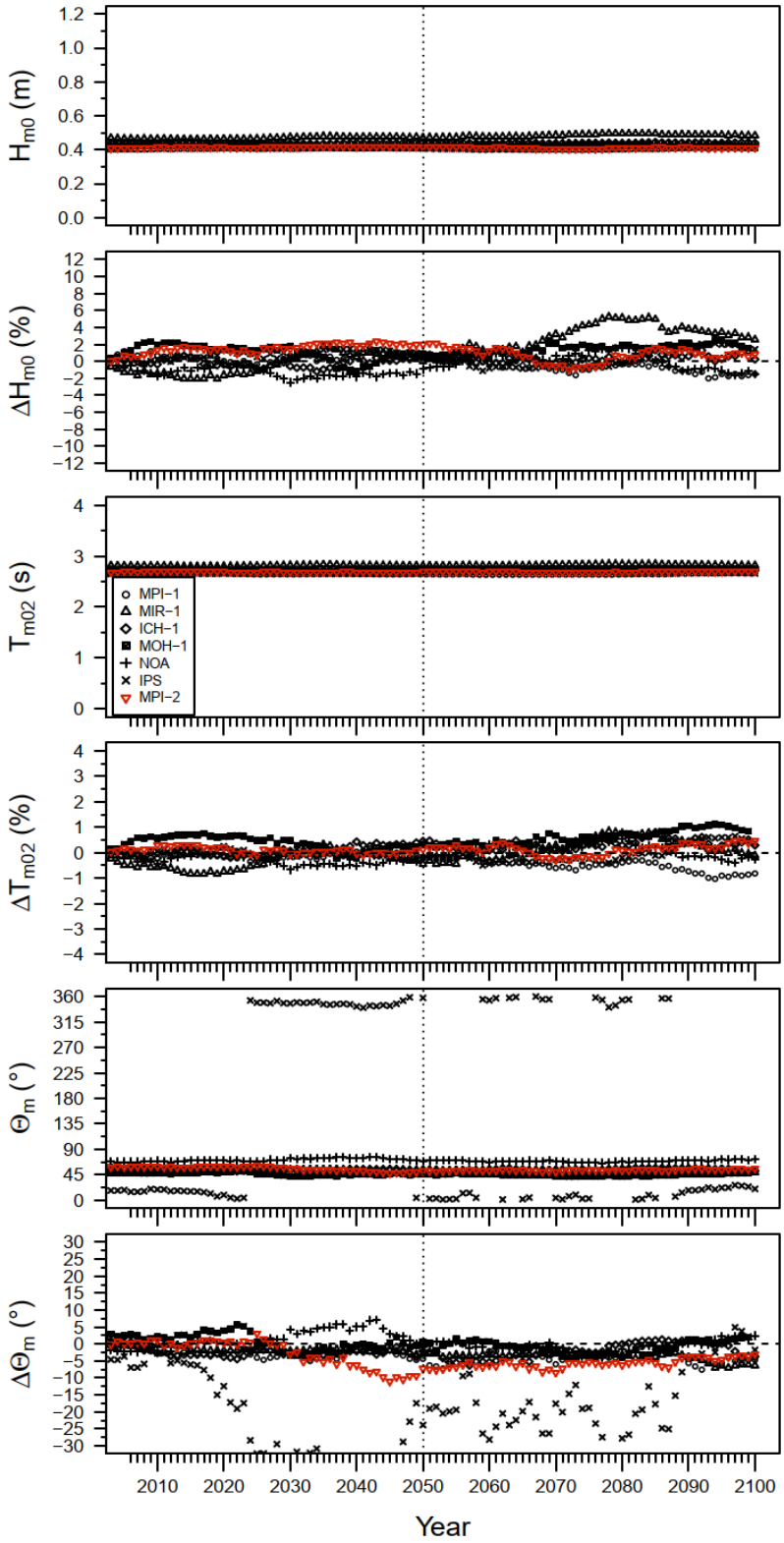


Abb. 206: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02} und mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR-1), MOHC-HadGEM2-ES (MOH-1), ICHEC-EC-EARTH (ICH-1), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-1) NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G (NOA), IPSL-IPSL-CM5A-LR (IPS) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP2.6, Hybridansatz, Lokation Brodten, Hinweis: Mittelwerte bzw. Differenz der Wellenanlaufrichtung für IPSL-IPSL-CM5A-LR unplausibel

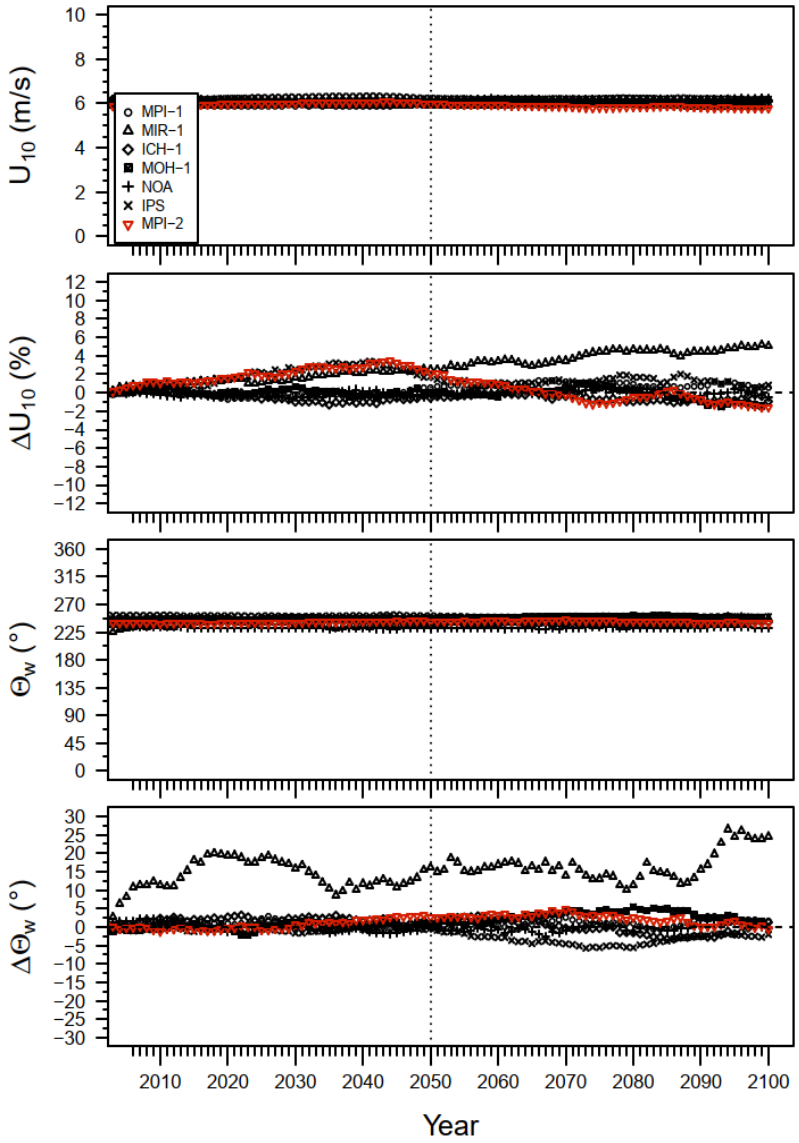


Abb. 207: Gleitende 30-Jahres-Mittelwerte und prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO verschiedene AOGCMs 1. Realisierung MIROC-MIROC5 (MIR-1), MOHC-HadGEM2-ES (MOH-1), ICHEC-EC-EARTH (ICH-1), MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-1) NOAA-GFDL-GFDL-ESM2G (NOA), IPSL-IPSL-CM5A-LR (IPS) bzw. 2. Realisierung MPI-ESM-LR-MPI-OM (MPI-2) von RCP2.6, Hybridansatz, Lokation Brodten

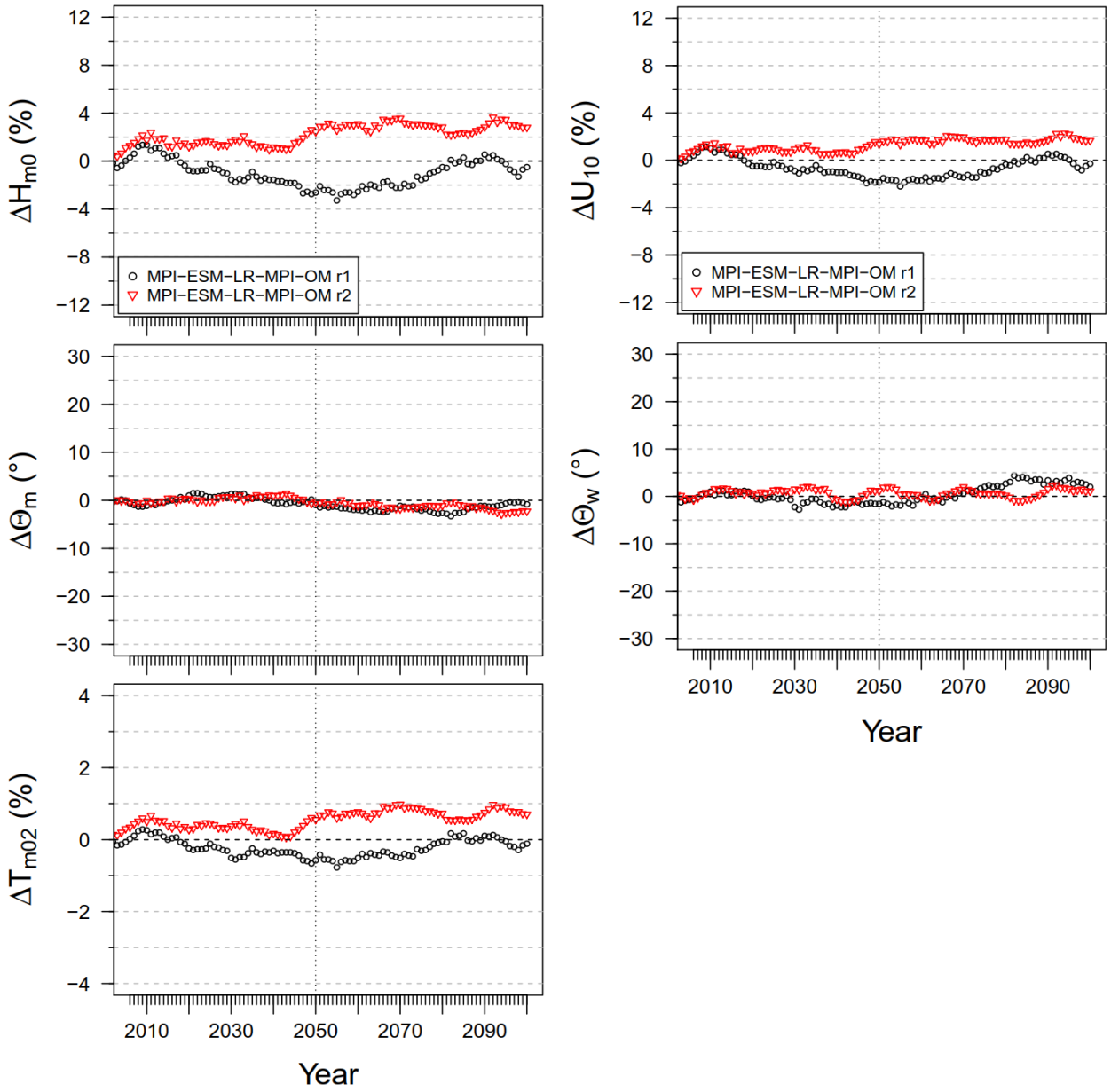


Abb. 208: Prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02}, mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. bzw. 2. Realisierung (r1 bzw. r2) von RCP4.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (Dreier et al. 2021, Figure S3)

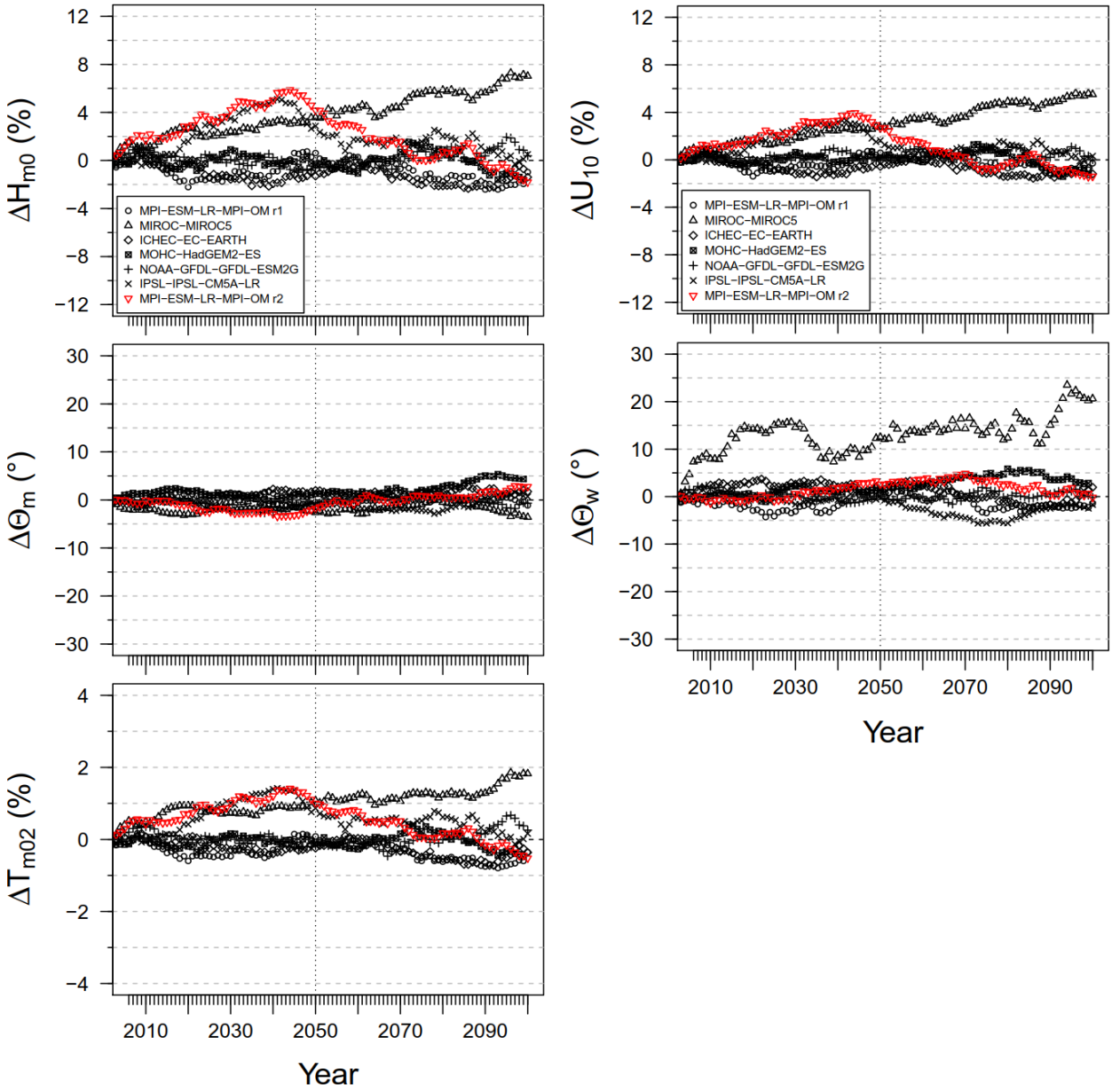


Abb. 209: Prozentuale bzw. absolute Differenz (Δ) gleitender 30-Jahres-Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhe H_{m0}, mittleren Wellenperiode T_{m02}, mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m, Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} und der Windrichtung Θ_W im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971-2000 für ein anhand des Landanteils gewichtetes Gebietsmittel über 4 x 4 Gitterpunkte, REMO verschiedene AOGCMs, 1. bzw. 2. Realisierung (r1 / - bzw. r2) von RCP2.6, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (Dreier et al. 2021, Figure S2)

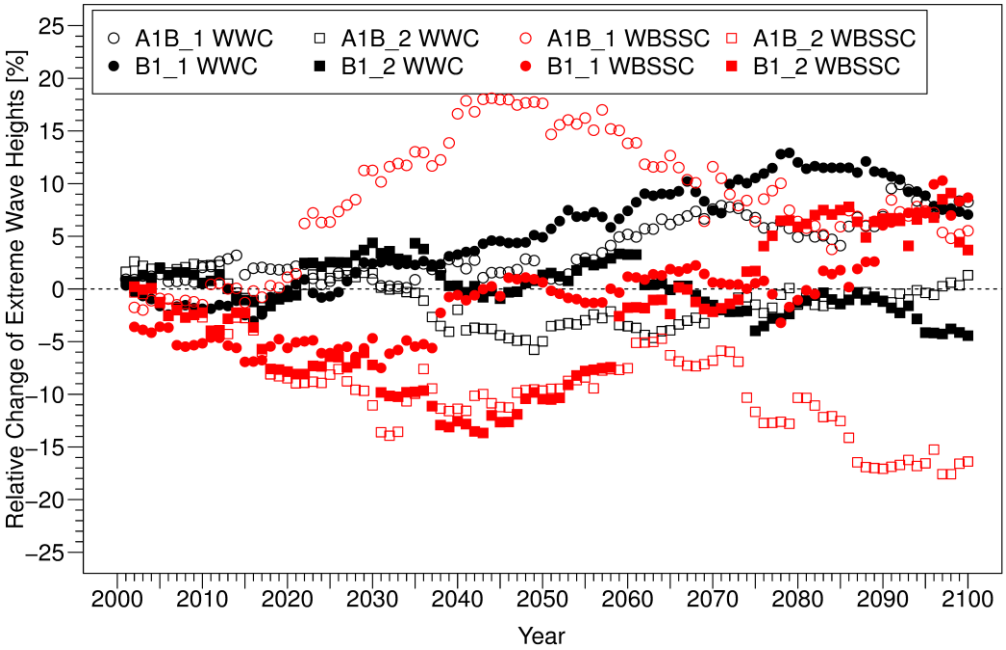


Abb. 210: Veränderungen signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (WWC) des D3-Gitters, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz (WWC, schwarz) sowie instationäre numerische Simulationen mit SWAN (WBSSC, rot), Lokation Brodten (Dreier et al. 2014b, Figure 10)

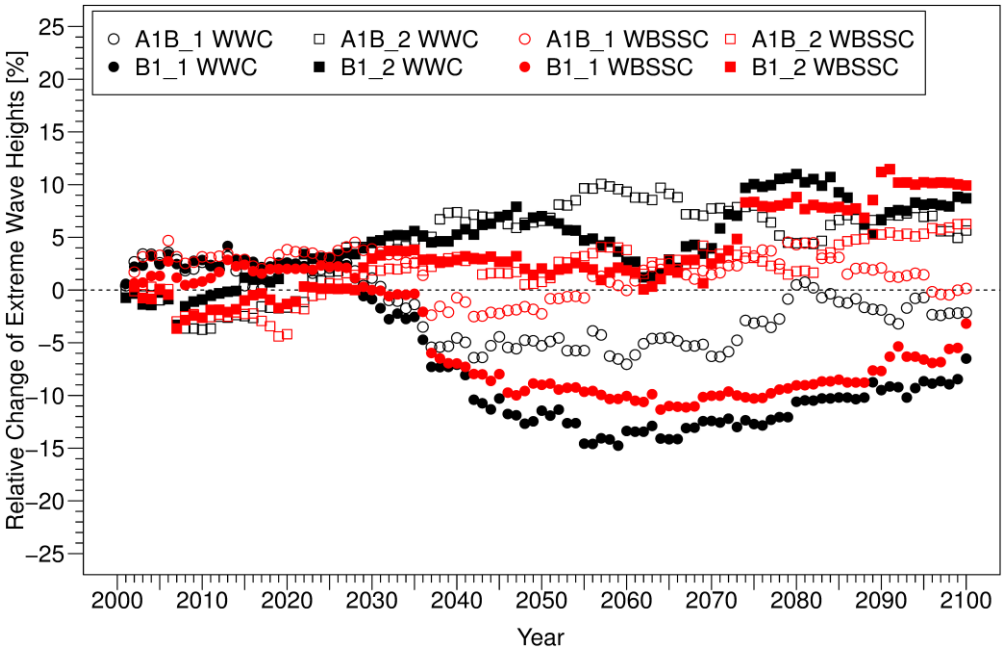


Abb. 211: Veränderungen signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung eine Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (WWC) des D3-Gitters, COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. und 2. Realisierung von A1B (A1B_1, A1B_2) und B1 (B1_1, B1_2), Hybridansatz (WWC, schwarz) sowie instationäre numerische Simulationen mit SWAN (WBSSC, rot), Lokation Heiligenhafen (Dreier et al. 2014b, Figure 8)

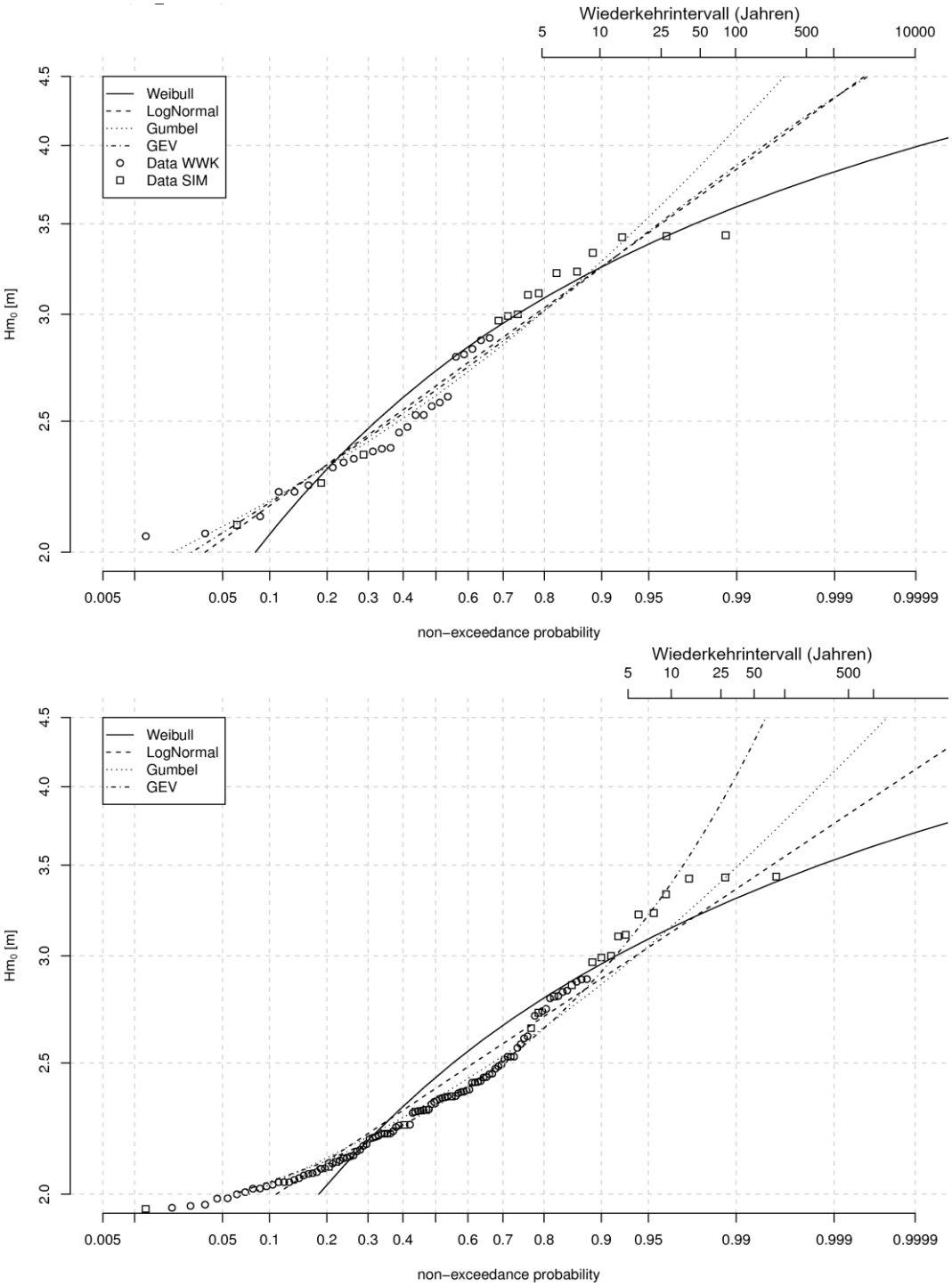


Abb. 212: Anpassung von Verteilungsfunktionen (Log-Normal, Gumbel, Weibull, GEV sowie GPD) nach Maximum-Likelihood-Methode an eine Stichprobe signifikanter Wellenhöhen H_{m0} berechnet mittels Wind-Wellenkorrelation und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (Data WWK, Punkt) bzw. stationärer Simulationen mit SWAN (Data SIM, Rechteck) im Zeitraum 1977-2016 für eine Auswahl mittels r-/Block-Maxima-Methode mit ein bzw. drei Maximalwerten pro Jahr (oben bzw. unten), Plotting Position nach Hazen (1914), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von B1, Hybridansatz, Lokation Heiligenhafen

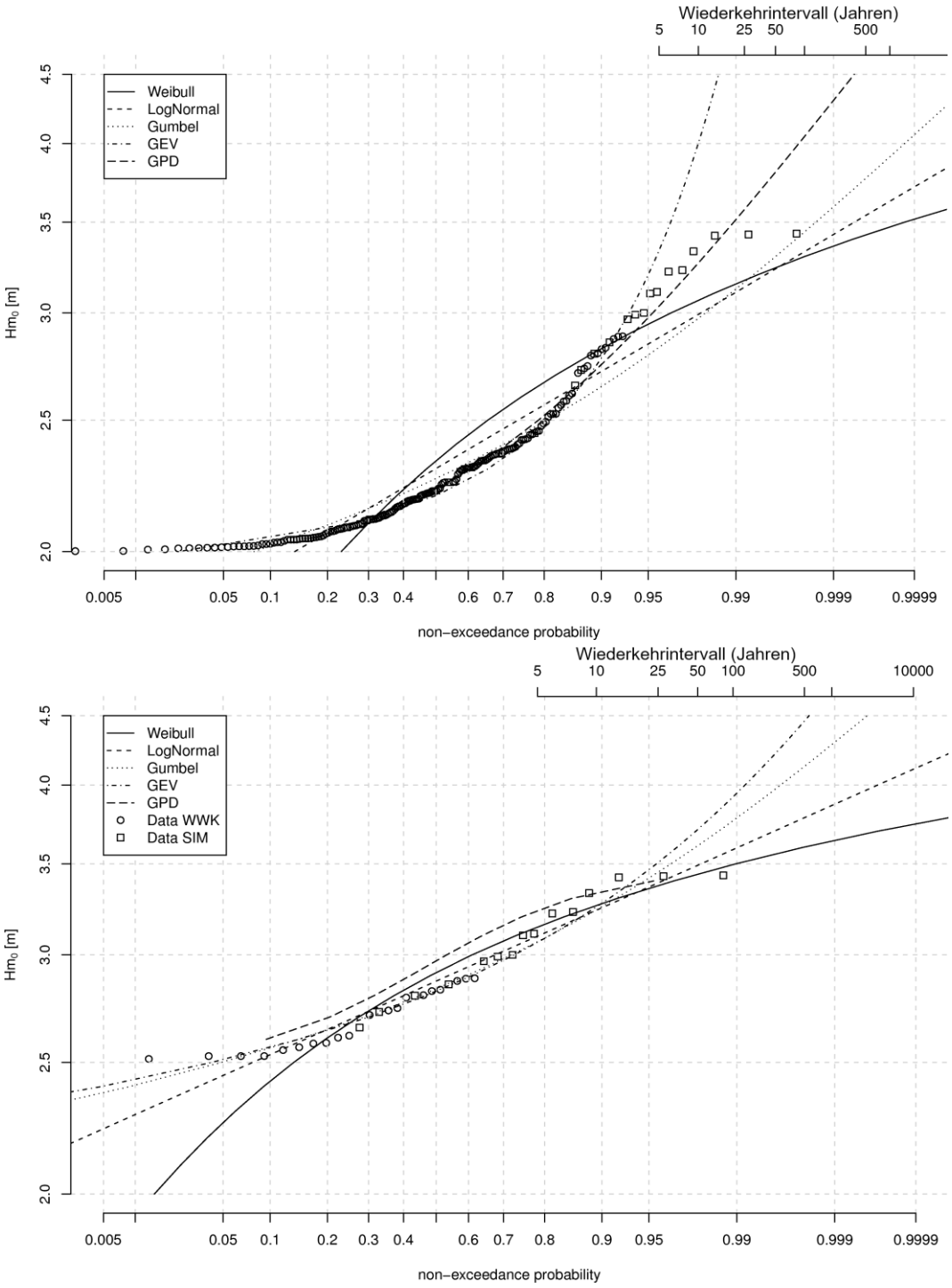


Abb. 213: Anpassung von Verteilungsfunktionen (Log-Normal, Gumbel, Weibull, GEV sowie GPD) nach Maximum-Likelihood-Methode an eine Stichprobe signifikanter Wellenhöhen H_{m0} berechnet mittels Wind-Wellenkorrelation und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (Data WWK, Punkt) bzw. stationärer Simulationen mit SWAN (Data SIM, Rechteck) im Zeitraum 1977-2016 für eine Auswahl mittels Peak-over-Threshold-Methode und einen Schwellenwert von 2 m bzw. 2,5 m: (oben bzw. unten), Plotting Position nach Hazen (1914), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von B1, Hybridansatz, Lokation Heiligenhafen

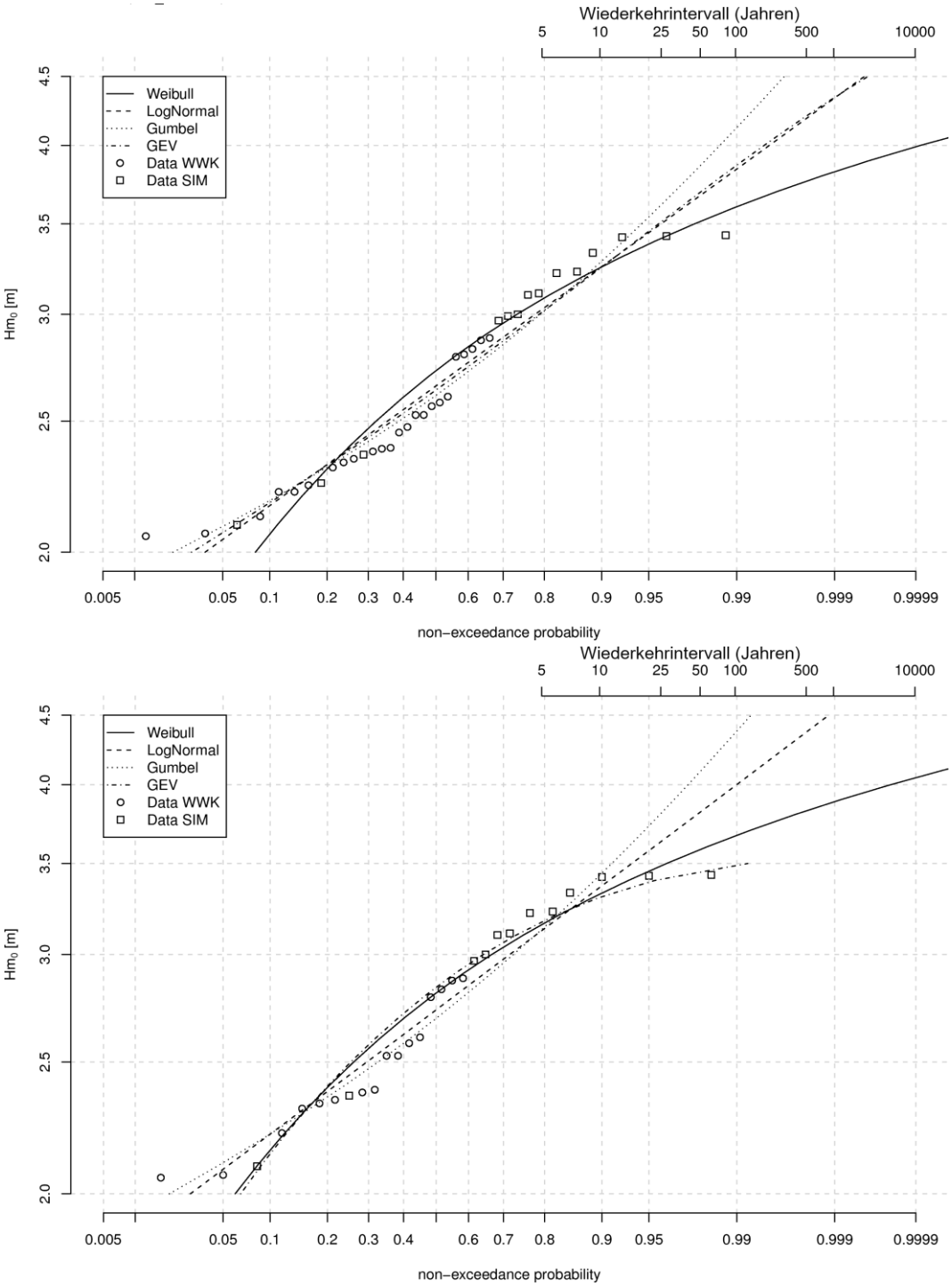


Abb. 214: Anpassung von Verteilungsfunktionen (Log-Normal, Gumbel, Weibull, GEV sowie GPD) nach Maximum-Likelihood-Methode an eine Stichprobe signifikanter Wellenhöhen H_{m0} berechnet mittels Wind-Wellenkorrelation und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (Data WWK, Punkt) bzw. stationärer Simulationen mit SWAN (Data SIM, Rechteck) im Zeitraum 1977-2016 (oben) bzw. 1987-2016 (unten) und Auswahl mittels Jahresmaxima, Plotting Position nach Hazen (1914), COSMO-CLM ECHAM5/MPIOM 1. Realisierung von B1, Hybridansatz, Lokation Heiligenhafen

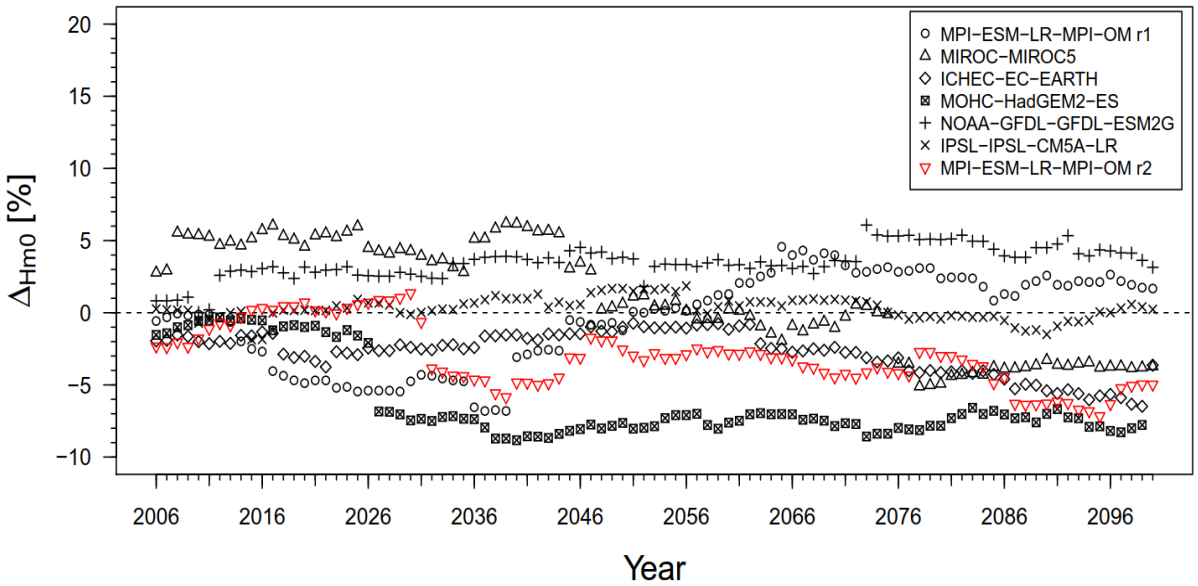


Abb. 215: Veränderungen signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten eines räumlich anhand des Landanteils gewichteten Gebietsmittels von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11- bzw. Europe011-Gitters, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP2.6 (r1 / - bzw. r2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

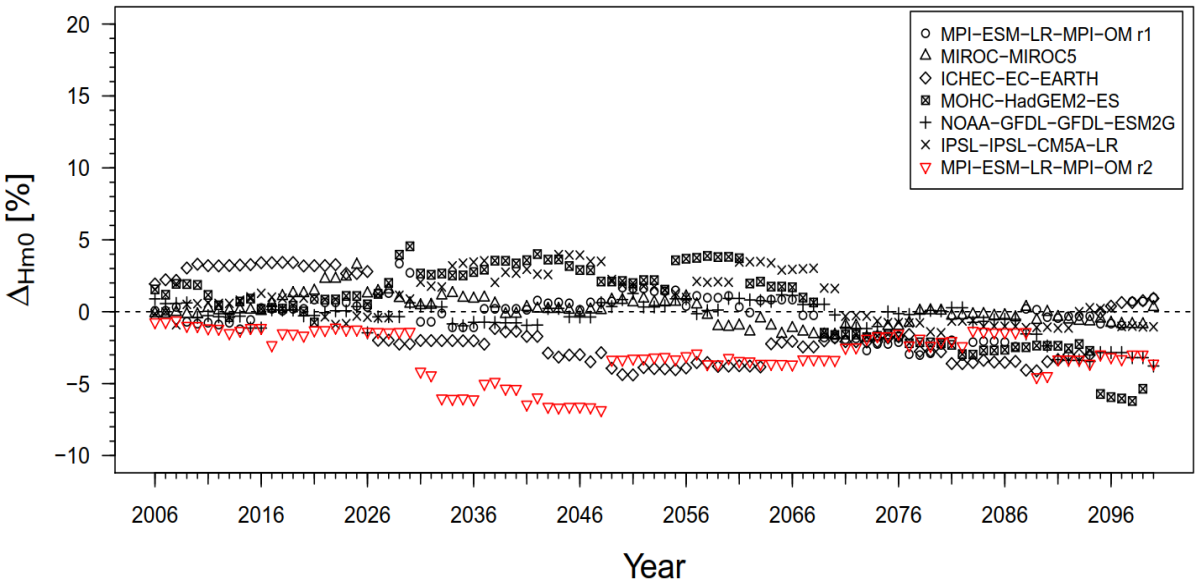


Abb. 216: Veränderungen signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten eines räumlich anhand des Landanteils gewichteten Gebietsmittels von 4 x 4 Gitterpunkten des CORDEX-EUR-11- bzw. Europe011-Gitters, REMO verschiedene AOGCMs 1. bzw. 2. Realisierung von RCP2.6 (r1 / - bzw. r2), Hybridansatz, Lokation Brodten

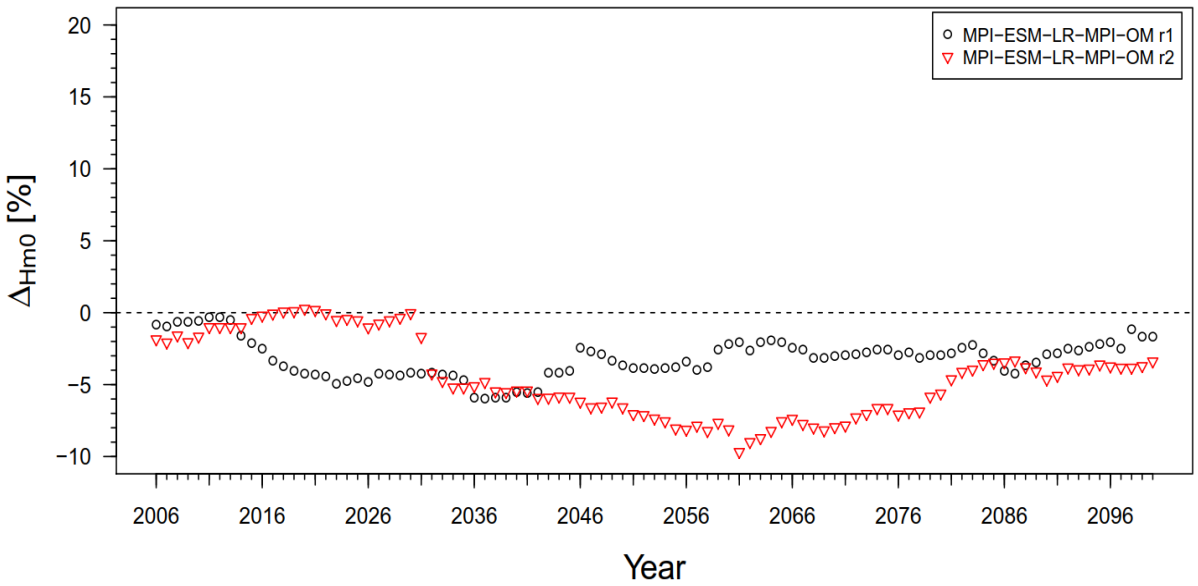


Abb. 217: Veränderung signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten eines räumlich anhand des Landanteils gewichteten Gebietsmittels von 4 x 4 Gitterpunkten des Europe011-Gitters, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM REMO 1. bzw. 2. Realisierung von RCP4.5 (r1 bzw. r2), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

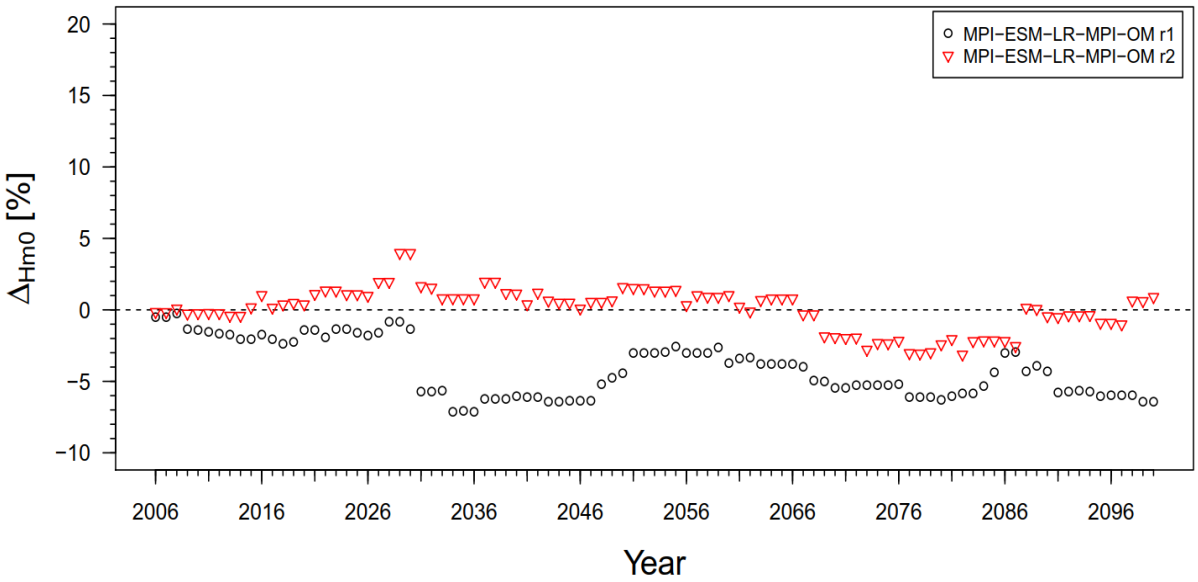


Abb. 218: Veränderung signifikanter Wellenhöhen H_{m0} mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten eines räumlich anhand des Landanteils gewichteten Gebietsmittels von 4 x 4 Gitterpunkten des Europe011-Gitters, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM REMO 1. bzw. 2. Realisierung von RCP4.5 (r1 bzw. r2), Hybridansatz, Lokation Brodten

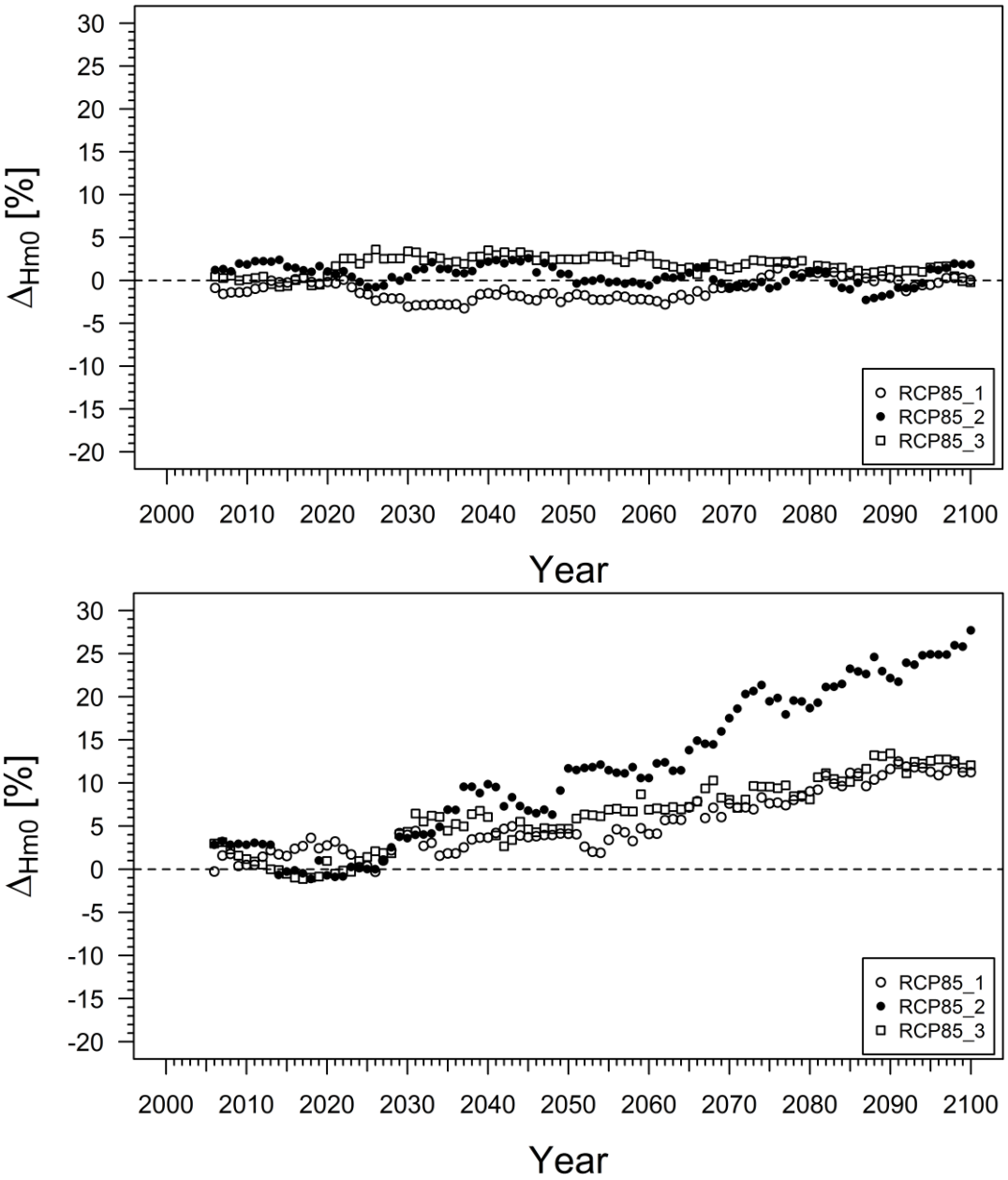


Abb. 219: Veränderung signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (oben: idx_lat = 139 und idx_lon = 129; unten: idx_lat = 139 und idx_lon = 130; vgl. Abb. 96) des CORDEX-EUR-22-Gitters, REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. bis 3. Realisierung von RCP8.5 (RCP85_1 bis RCP85_3), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

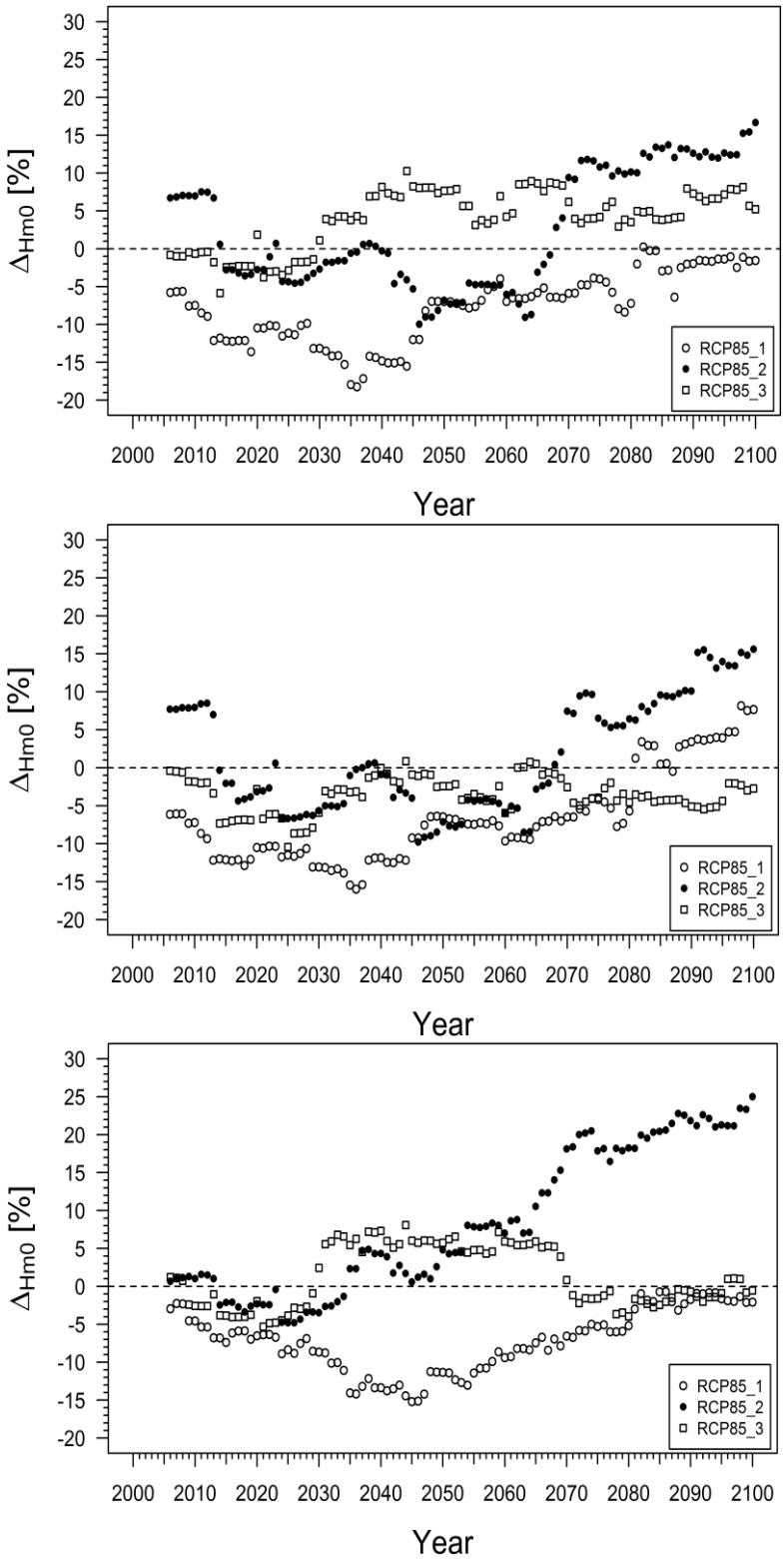


Abb. 220: Veränderung signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (oben: idx_lat = 138 und idx_lon = 129, mittig: idx_lat = 138 und idx_lon = 130; vgl. Abb. 96) sowie für ein gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel (unten) des CORDEX-EUR-22-Gitters, REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. bis 3. Realisierung von RCP8.5 (RCP85_1 bis RCP85_3), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

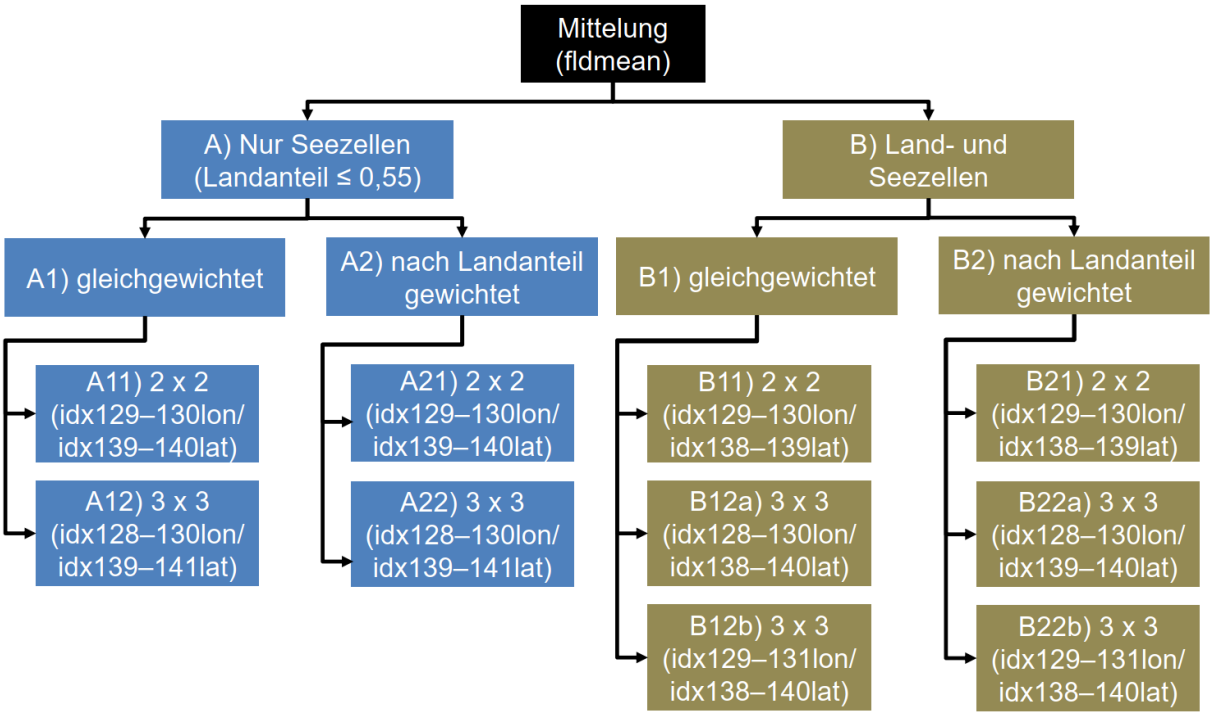


Abb. 221: Sensitivitätsbetrachtungen zum Einfluss der räumlichen Mittelung auf die Veränderungen des lokalen Seegangs für mittlere und extreme Verhältnisse (schematisch),CORDEX-EUR-22-Gitter, REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. bis 3. Realisierung RCP8.5, Lokation Warnemünde 1

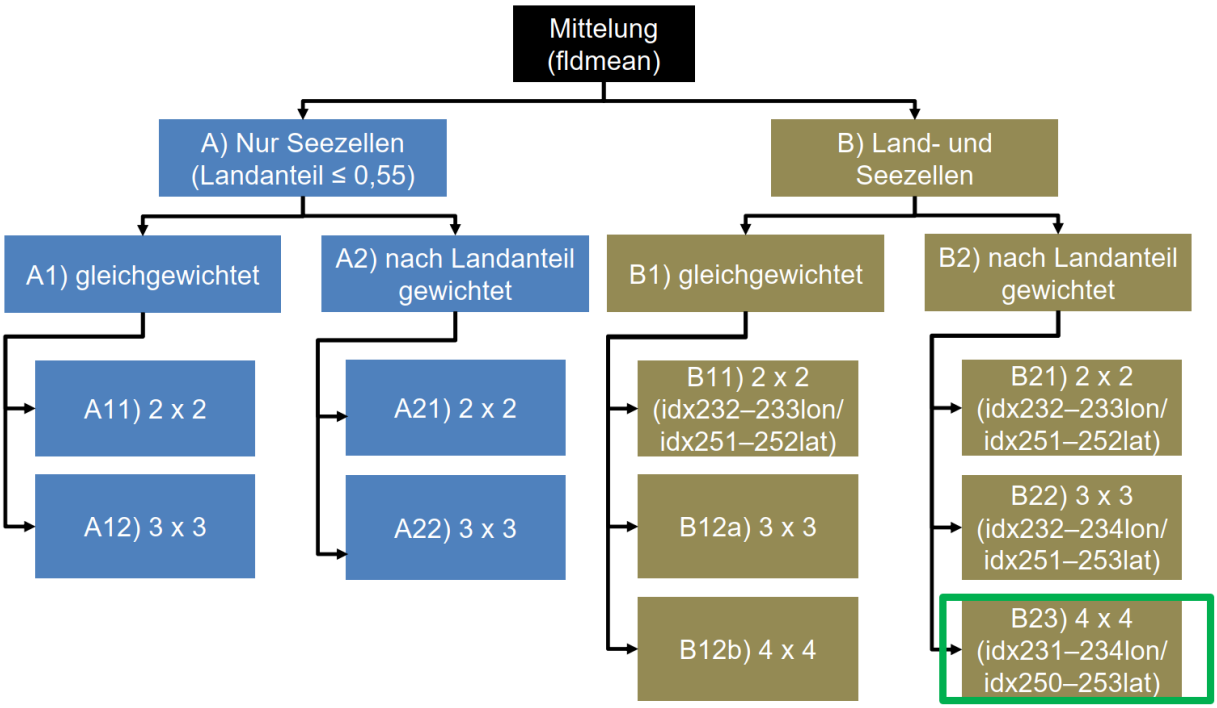


Abb. 222: Sensitivitätsbetrachtungen zum Einfluss der räumlichen Mittelung auf die Veränderungen des lokalen Seegangs für mittlere und extreme Verhältnisse (schematisch) und finale Variante (grüne Markierung), EUR-11- bzw. Europe011-Gitter, REMO verschiedene AOGCMs, Realisierungen und RCPs, Lokation Warnemünde 1

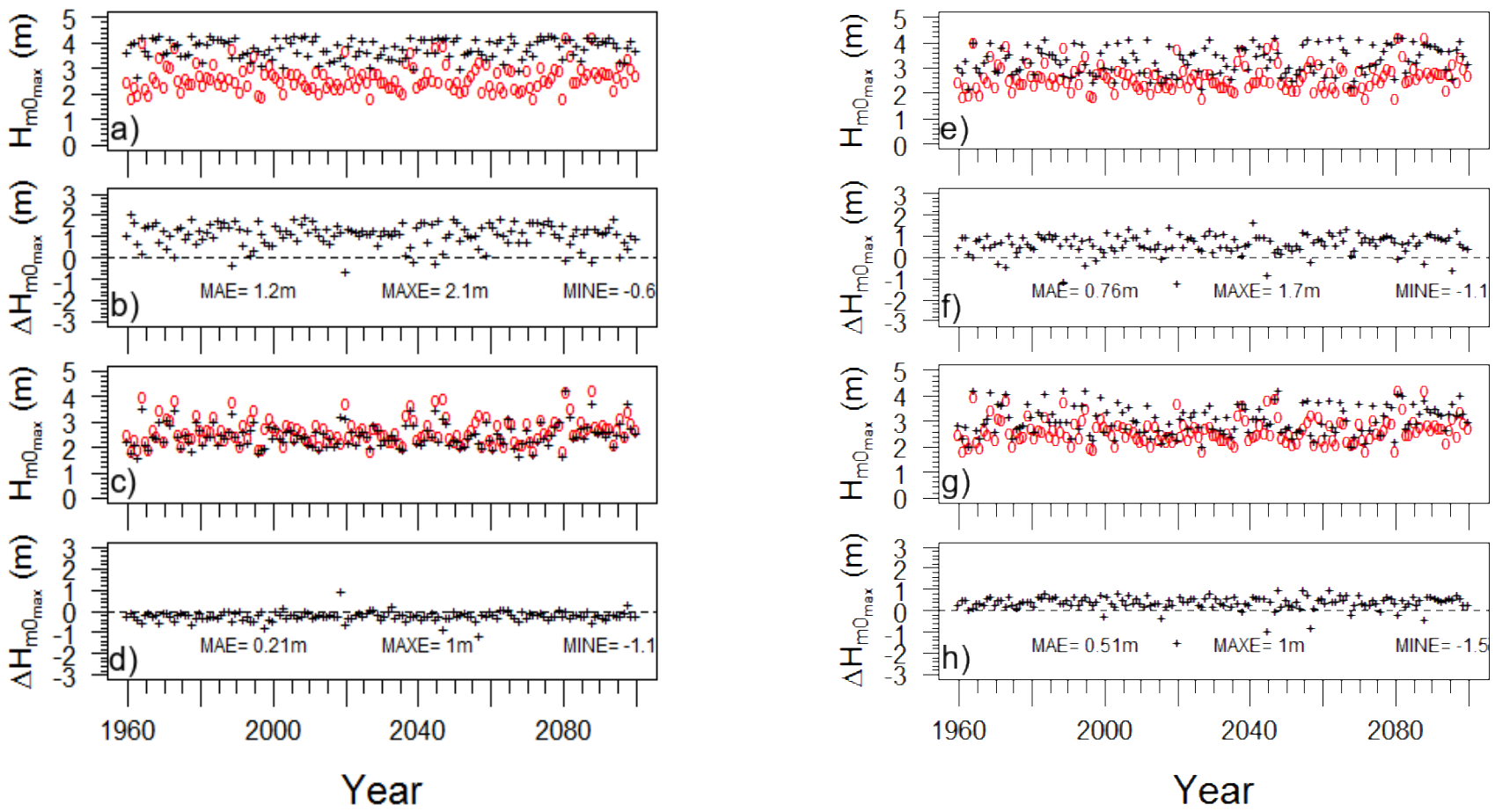


Abb. 223: Jahresmaxima der signifikanten Wellenhöhe $H_{m0,max}$ für Zeitreihen der Windvektorkomponenten von einzelnen Gitterpunkten (a: idx_lon = 129 idx_lat = 139, c: idx_lon = 130 idx_lat = 138, e: idx_lon = 130 idx_lat = 139, schwarz) im Vergleich zu einem Referenzgitterpunkt (idx_lon = 129 idx_lat = 138, rot) und für ein gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel (g, schwarz) sowie mittlere absolute- (MAE), minimale- (MINE) und maximale Abweichung (MAXE) der Jahresmaxima (Δ) (b, d, f, h) von einzelnen Gitterpunkten im Vergleich zum Referenzgitterpunkt im Zeitraum 1960-2100, CORDEX-EUR-22-Gitter, REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. Realisierung von HIST und RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

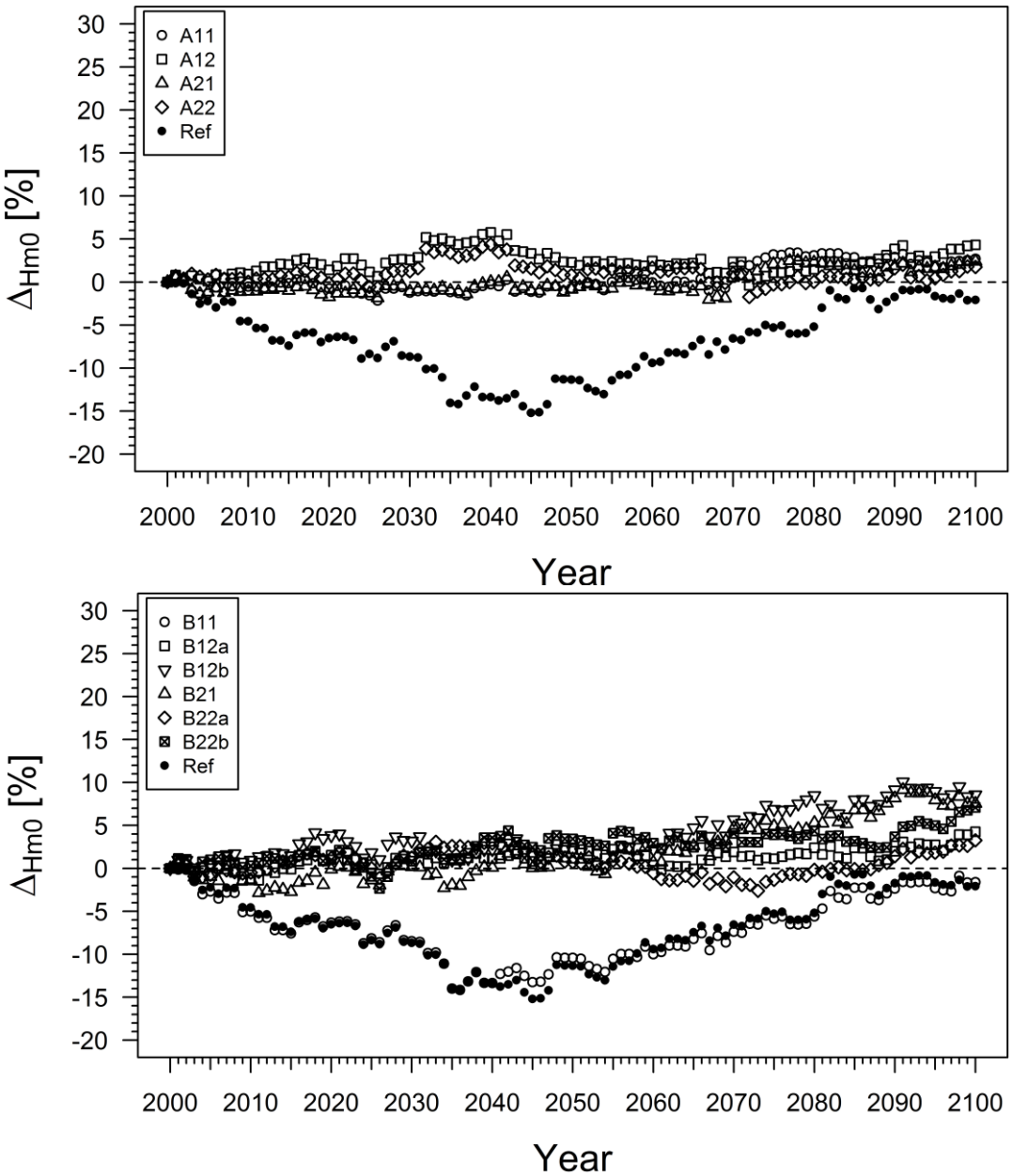


Abb. 224: Veränderung signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für unterschiedliche Gebietsmittel von Zeitreihen der Windvektorkomponenten von Seezellen (oben, nicht ausgefüllt) bzw. einer Kombination von Land- und Seezellen (unten, nicht ausgefüllt) sowie ein gleichgewichtetes 2 x 2-Gebietsmittel von Land- und Seezellen (Ref, schwarz ausgefüllt, vgl. Abb. 221 und Abb. 96), CORDEX-EUR-22-Gitter, REMO/MPIOM/HD MPI-ESM-LR 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

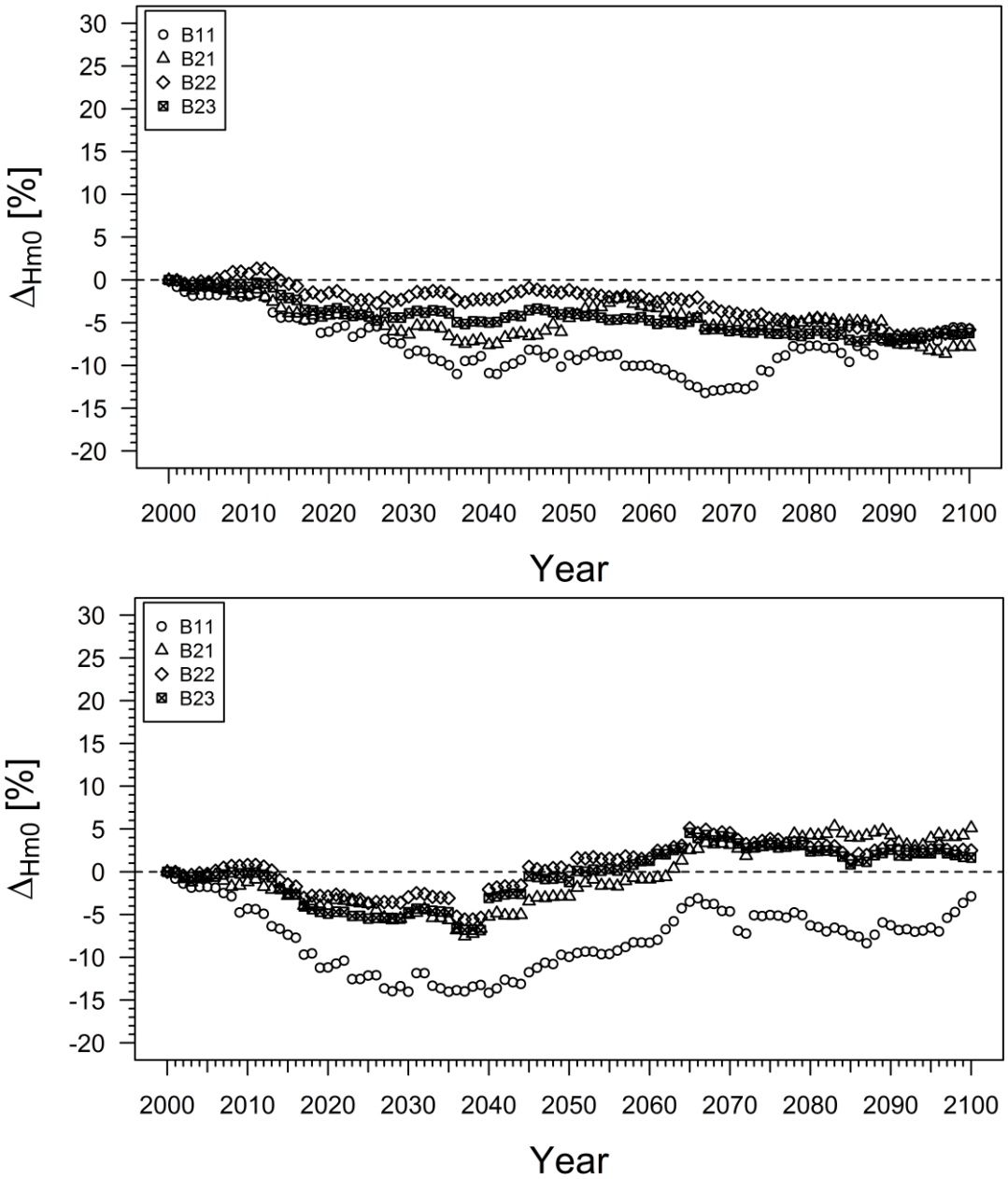


Abb. 225: Veränderung signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 und für unterschiedliche Gebietsmittel von Zeitreihen der Windvektor-komponenten einer Kombination von Land- und Seezellen (vgl. Abb. 222, Abb. 95, Abb. 94 und Abb. 6) des Europe011-Gitters, REMO MPI-ESM-LR-MPI-OM 1. Realisierung von RCP8.5 (oben) bzw. RCP2.6 (unten), Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1

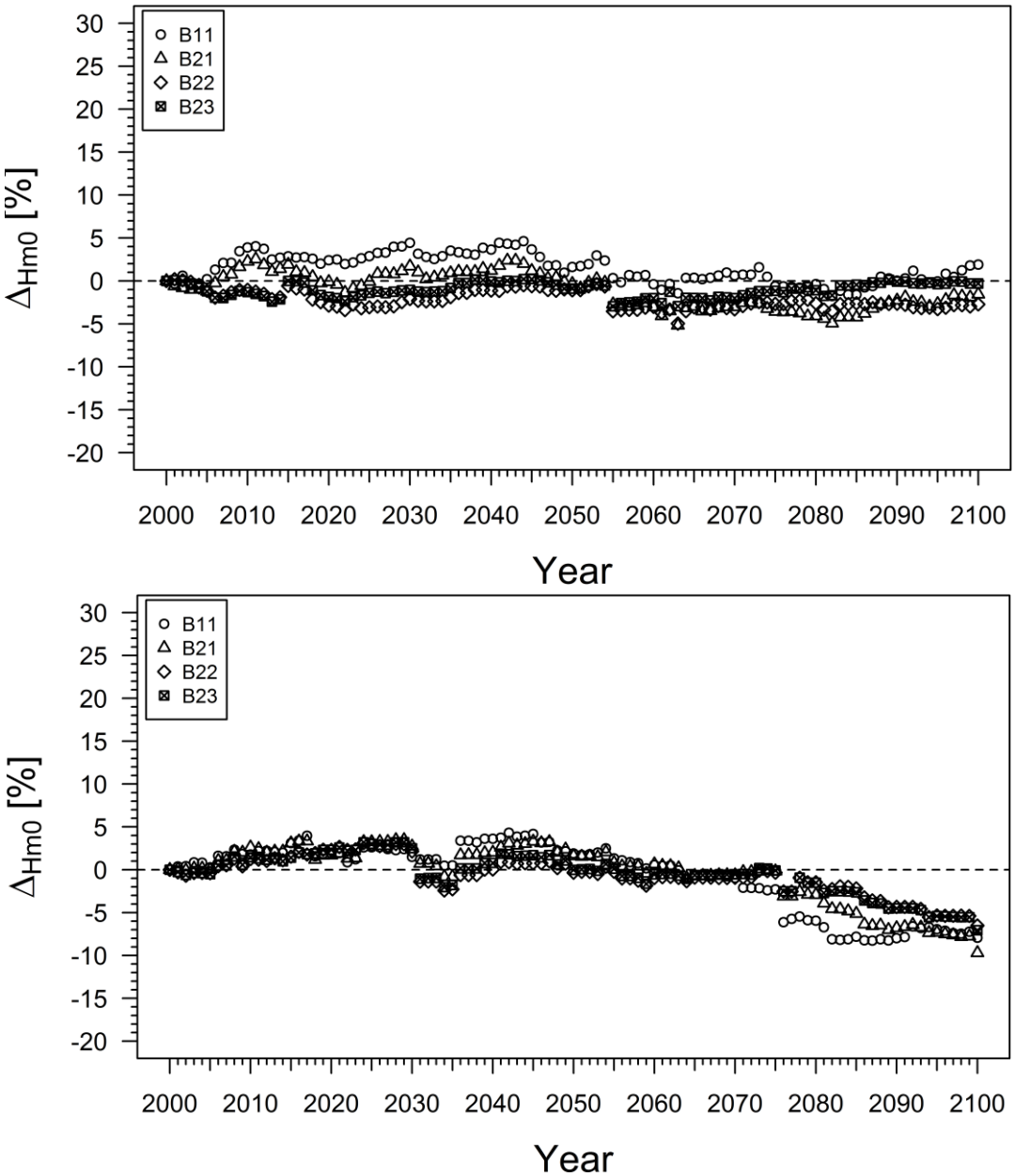


Abb. 226: Veränderung signifikanter Wellenhöhen mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren $H_{m0,200}$ basierend auf Jahresmaxima signifikanter Wellenhöhen und Anpassung einer Log-Normal-Verteilung nach Maximum-Likelihood-Methode in Zeitabschnitten von 40 Jahren im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961-2000 für unterschiedliche Gebietsmittel einer Kombination von Land- und Seezellen (vgl. Abb. 222, Abb. 95, Abb. 94 und Abb. 6) des CORDEX-EUR-11-Gitters (oben) bzw. Europe011-Gitters (unten), REMO ICHECH-EC-EARTH (oben) bzw. MPI-ESM-LR-MPI-OM (unten) 1. Realisierung von RCP8.5, Hybridansatz, Lokation Warnemünde 1 (oben) bzw. Brodten (unten)

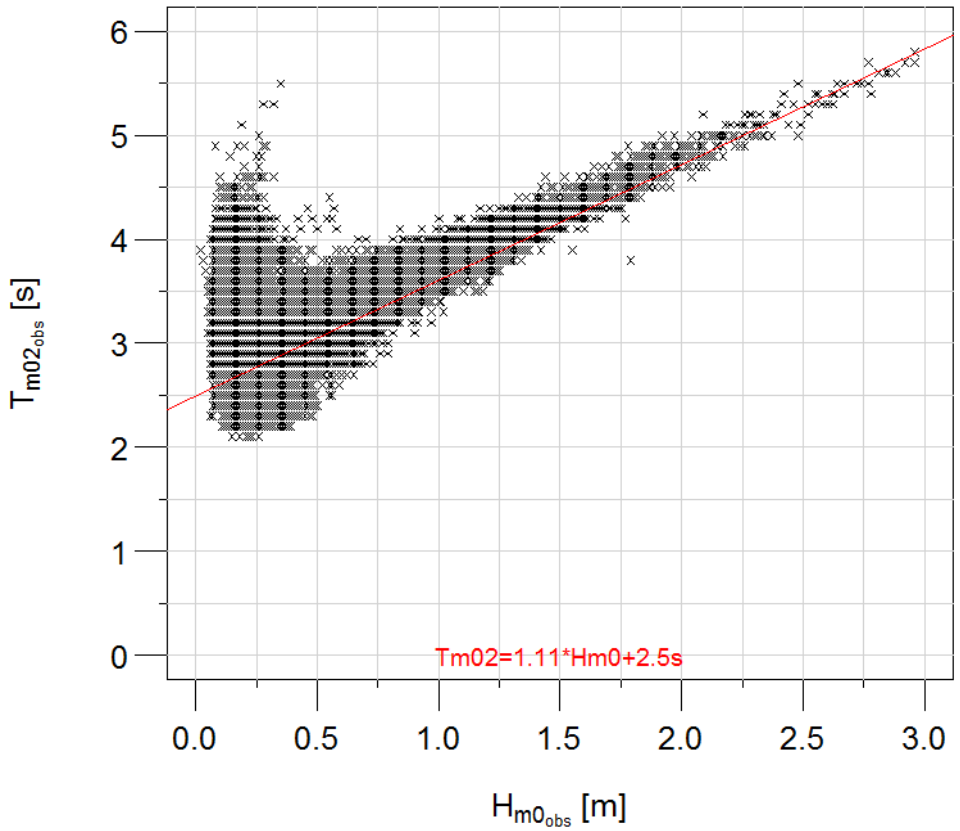


Abb. 227: Mittlere Wellenperiode T_{m02} in Abhängigkeit von der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} sowie lineare Regression (in Rot) aus Seegangsmessungen mit einer Wave-Rider-Boje durch URCE im Zeitraum 16.07.1998-30.07.2002, Lokation Warnemünde 1

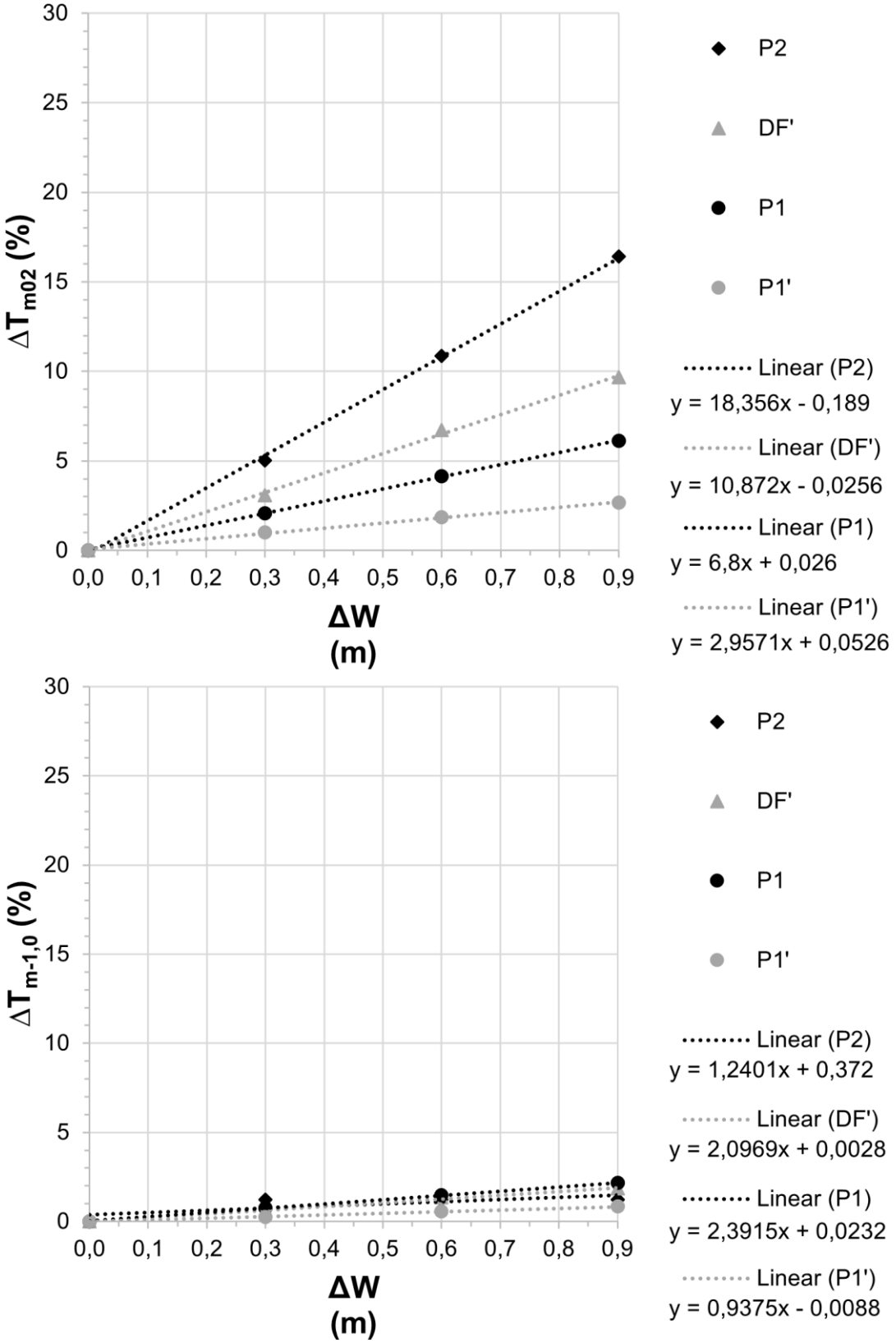


Abb. 228: Veränderung der mittleren Wellenperiode Tm02 bzw. Tm-1,0 (oben bzw. unten) und lineare Regression (gepunktet) in Abhängigkeit vom Anstieg des lokalen Wasserstandes ΔW ausgehend von einem mittleren Wasserstand (schwarz) bzw. einem Sturmflutwasserstand NHN +3,40 m (grau) sowie einer Windgeschwindigkeit U10 = 25 m/s und Windrichtung Θw = 20° an ausgewählten Punkten (SWAN WBSSC stationär: P1, P1‘, P2 und SWAN 1D stationär: DF‘) seewärts des Landesschutzdeiches Probstei, Heidkate S-H

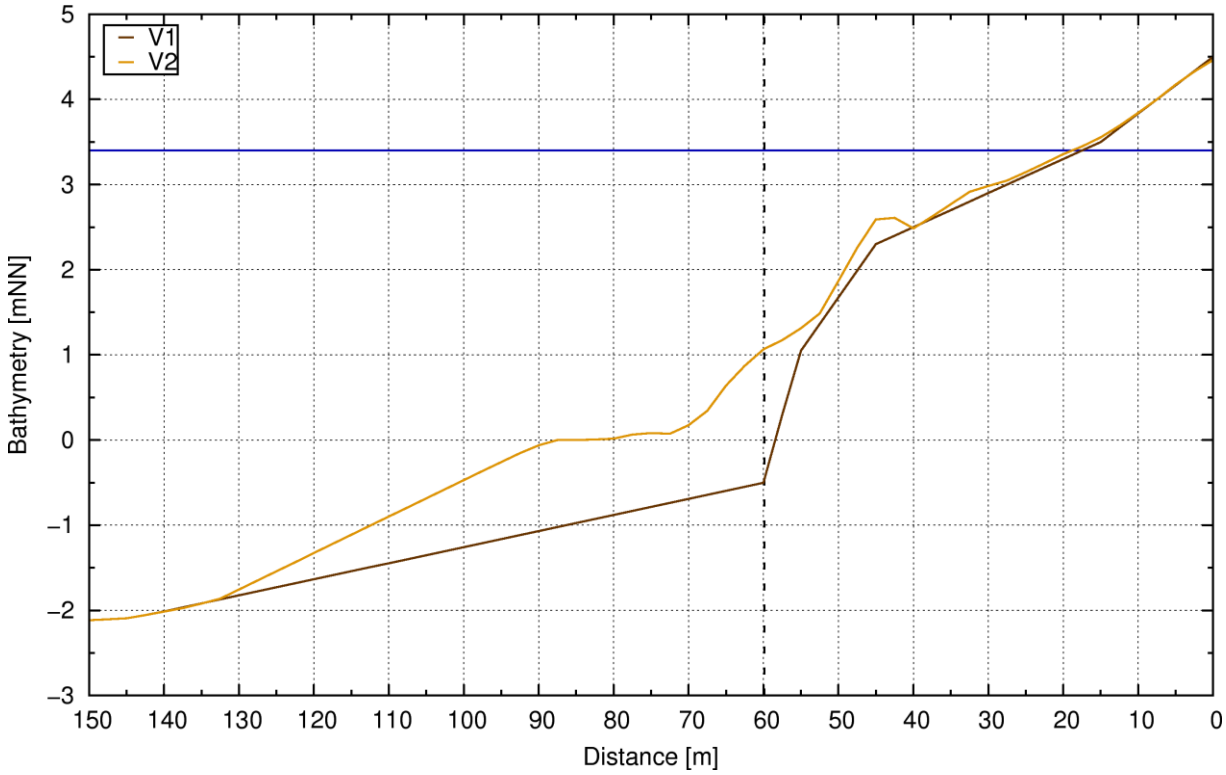


Abb. 229: Geländehöhe (m ü. NN) basierend auf Vermessungsdaten des LKN-SH (V2, orange) bzw. Konstruktionsunterlagen (V1, braun) sowie betrachteter Sturmflutwasserstand von NHN +3,40 m (blau), Küstenkilometrierung 8+190, Landesschutzdeiches Probstei, Heidkate S-H, Hinweise: die Entfernung auf der X-Achse bezieht sich auf den Abstand zur Deichkrone und die Lage des Deichfußes ist vertikal gestrichelt markiert, die Geländehöhe auf der Y-Achse ist gegenüber der Entfernung überhöht dargestellt (URCE 2011, Abb. 10)

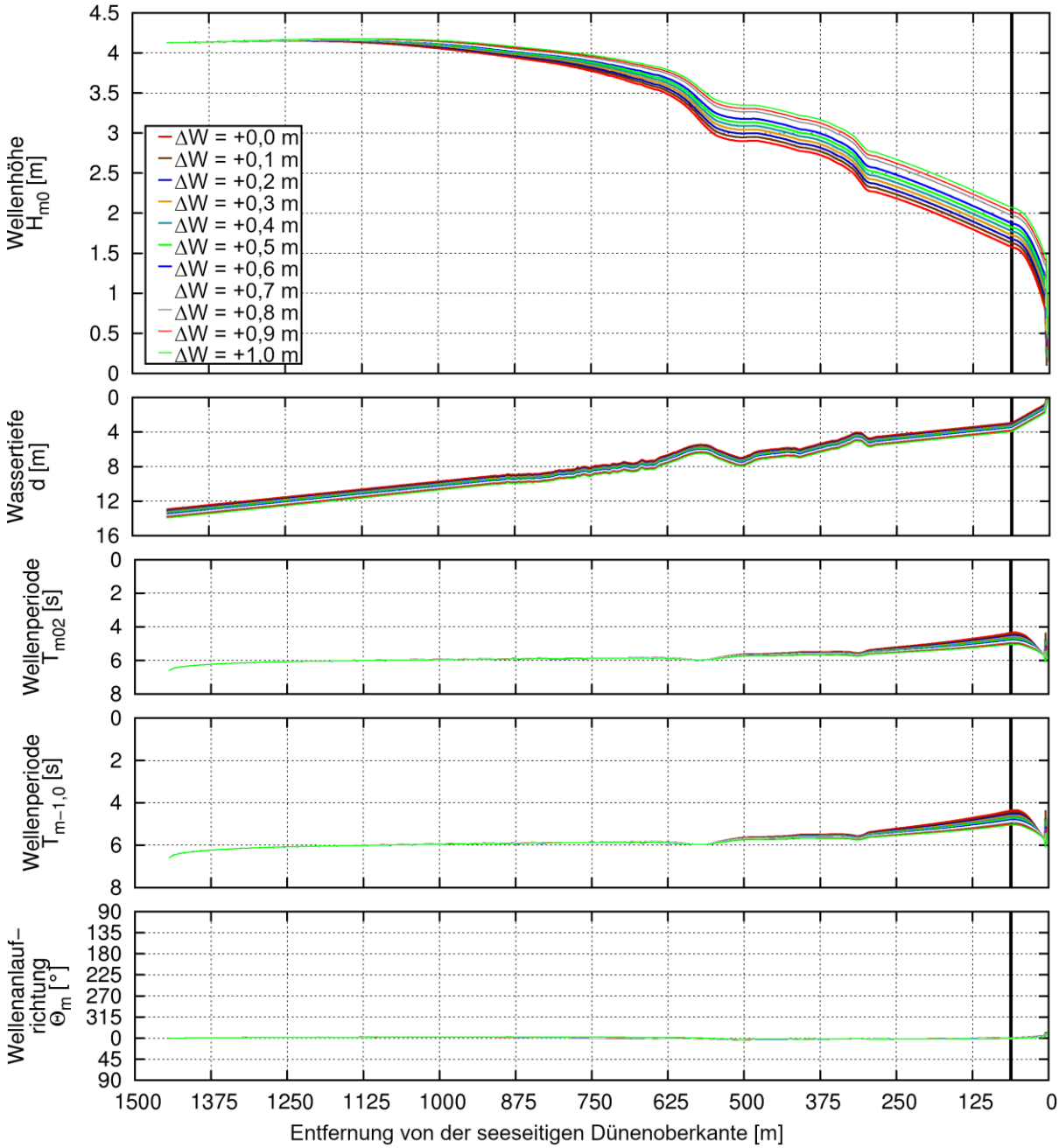


Abb. 230: Veränderung der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (oben), mittleren Wellenperiode T_{m02} (mittig) Energieperiode $T_{m-1,0}$ und der mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m (unten) und Wassertiefe d bei verschiedenen Meeresspiegelanstiegsraten ΔW ausgehend von einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m, einem JONSWAP-Spektrum mit H_{m0} = 4,13 m, T_{m02} = 7,13 s und Θ_p = 0° am seeseitigen Rand sowie einer Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} = 30 m/s und einer Windrichtung Θ_W = 350°, IMK-Profil Warnemünde, SWAN stationär 1D, Hinweis: die Lage der Uferlinie ist mit einer vertikalen schwarzen Linie markiert

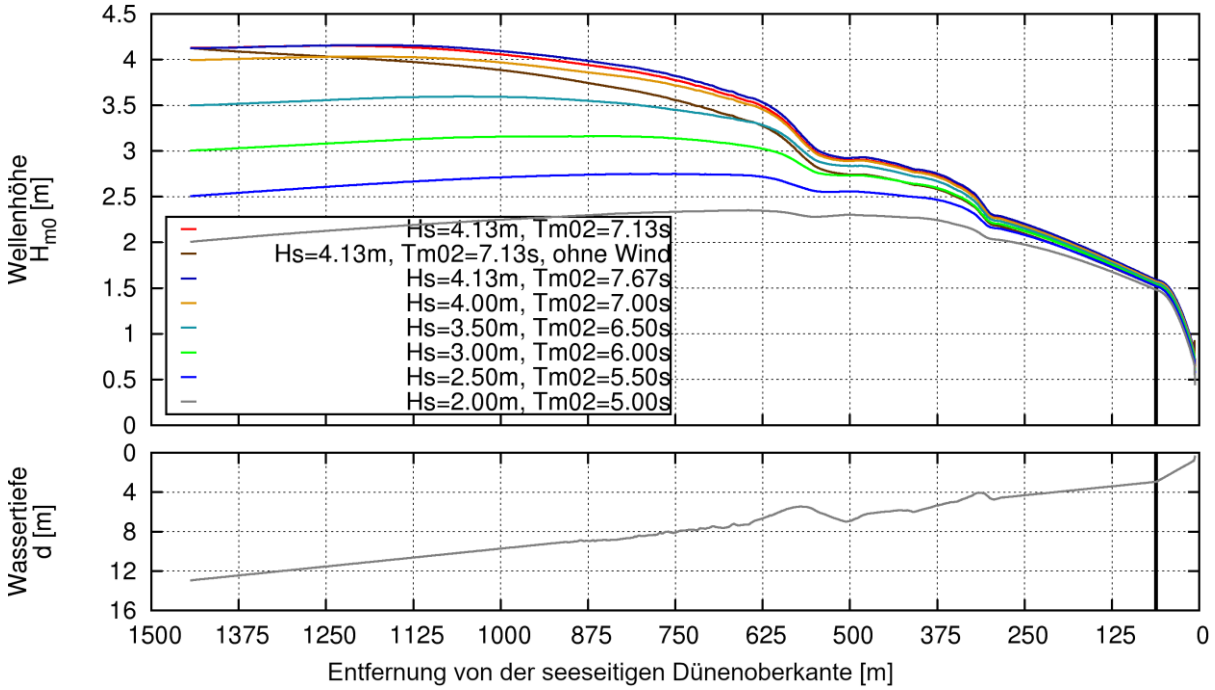


Abb. 231: Veränderung der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} (oben) und Wassertiefe d (unten) ausgehend von einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m und für verschiedene JONSWAP-Spektren am seeseitigen Rand sowie einer Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} = 30 m/s und einer Windrichtung Θ_W = 350°, IMK-Profil Warnemünde, SWAN stationär 1D, Hinweis: die Lage der Uferlinie ist mit einer vertikalen schwarzen Linie markiert

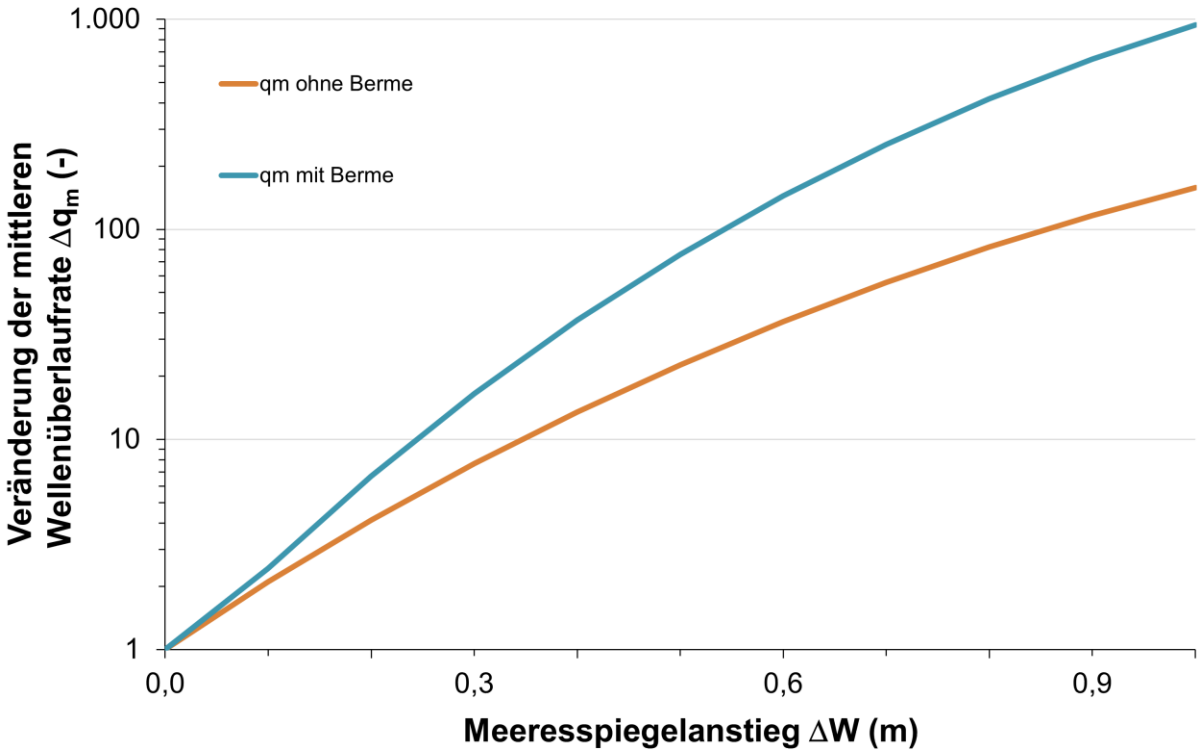


Abb. 232: Veränderung der mittleren Wellenüberlaufrate q_m berechnet nach dem Mittelwertverfahren von EurOtop (2018, 2019) in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg ΔW für einen Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 ohne bzw. mit Berme (orange bzw. blaue Linie)

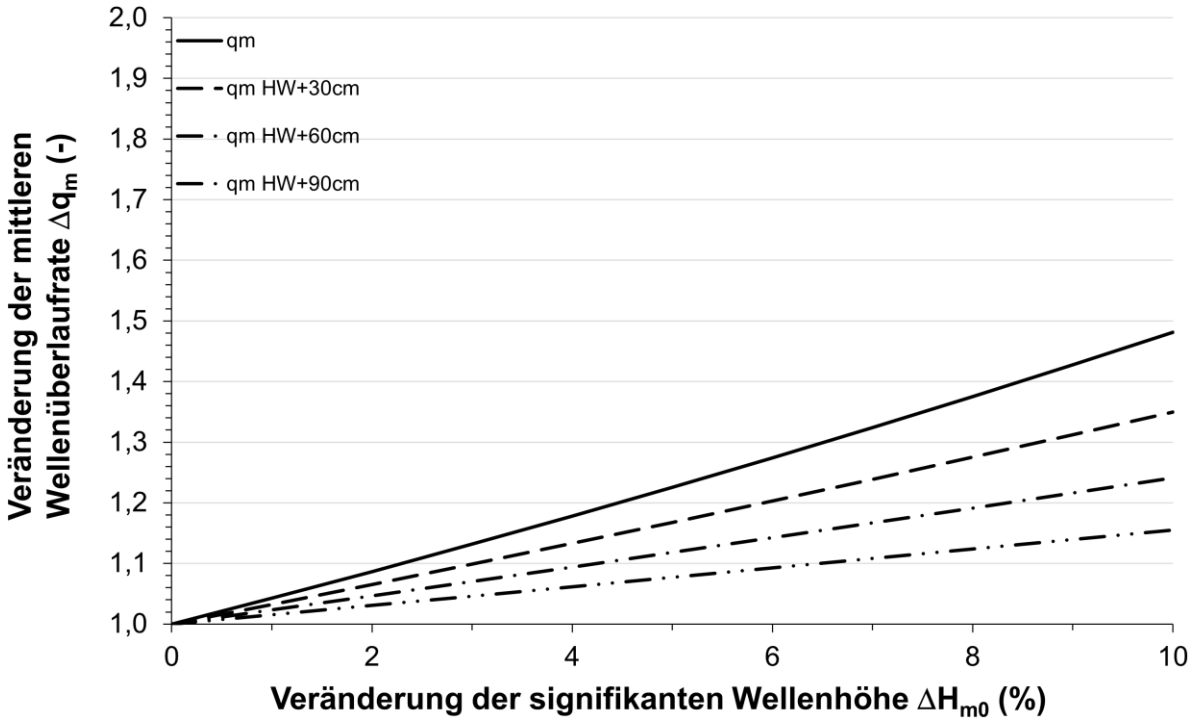


Abb. 233: Veränderung der mittleren Wellenüberlaufrate q_m berechnet nach dem Mittelwertverfahren von EurOtop (2018, 2019) und in Abhängigkeit von der Veränderung der signifikanten Wellenhöhe H_{m0} im Status quo (durchgehend) sowie bei einem lokalen Meeresspiegelanstieg von +0,30 m/+0,60 m/+0,90 m (gestrichelt) für einen Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 ohne Berme

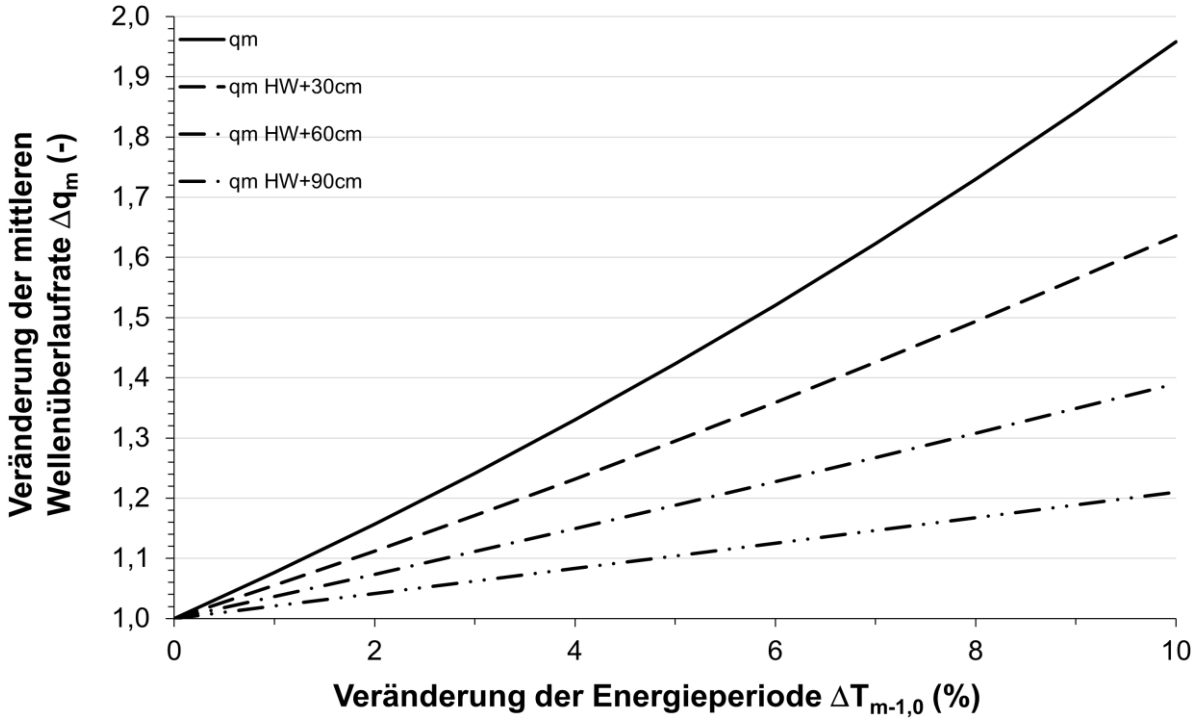


Abb. 234: Veränderung der mittleren Wellenüberlaufrate q_m berechnet nach dem Mittelwertverfahren von EurOtop (2018, 2019) und in Abhängigkeit von der Veränderung der Energieperiode $T_{m-1,0}$ im Status quo (durchgehend) sowie bei einem lokalen Meeresspiegelanstieg von +0,30 m/+0,60 m/+0,90 m (gestrichelt) für einen Seedeich mit einer Böschungsneigung von 1:6 ohne Berme

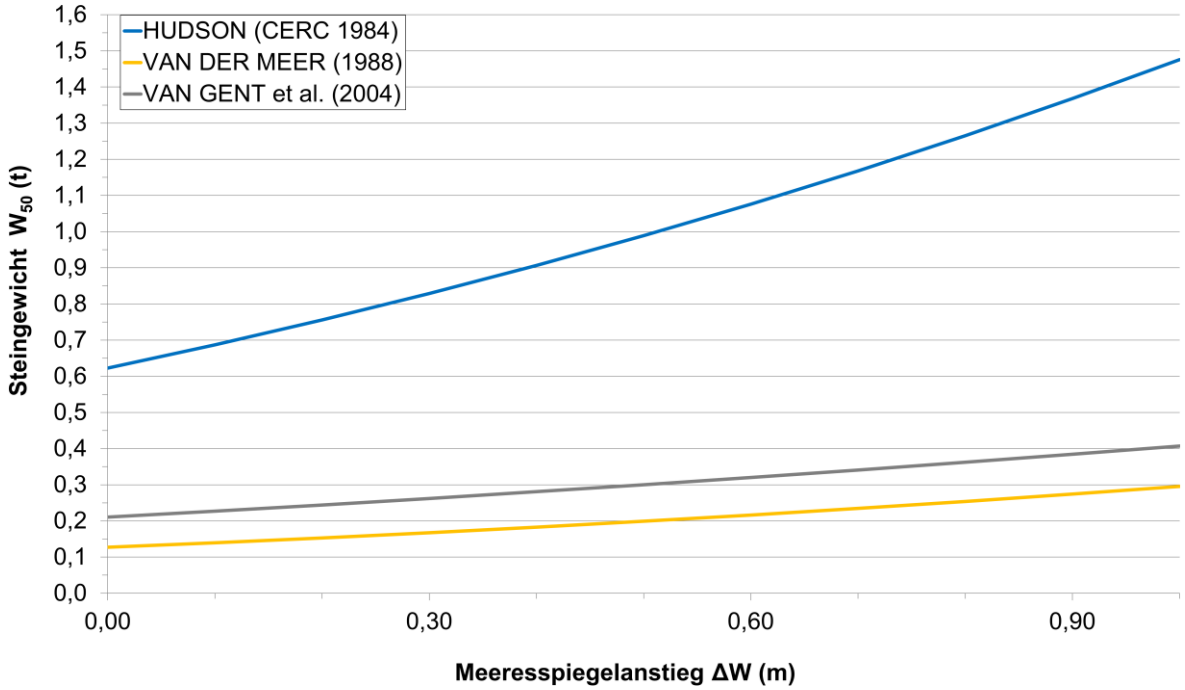


Abb. 235: Erforderliches Steingewicht W_{50} in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg ΔW für einen Bruchstein mittleren Durchmessers D_{50} in einem Deckwerk mit einer Böschungsneigung von 1:4 und einen Zerstörungsgrad S = 3 nach HUDSON (CERC 1984) (blaue Linie), van der Meer, J. W. (1988) (gelbe Linie) sowie van Gent et al. (2004) (graue Linie) für Sturzbrecher und keine brechenden Wellen vor dem Bauwerksfuß bzw. eine große Wassertiefe am Bauwerksfuß bei einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m

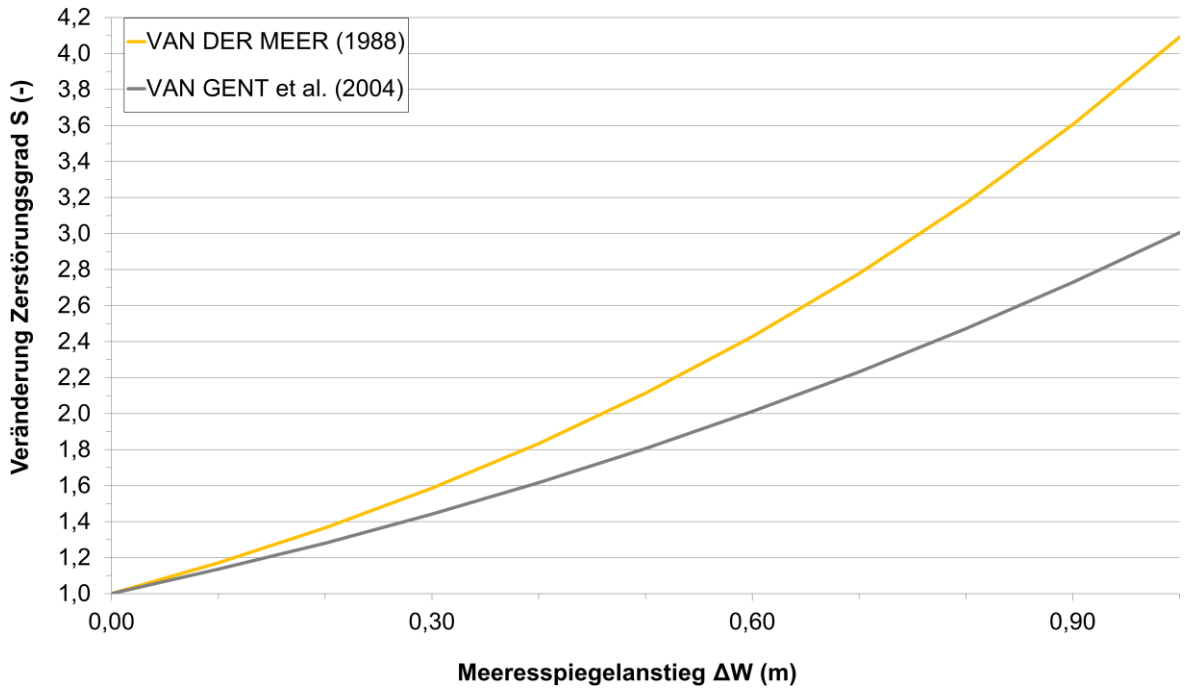


Abb. 236 Veränderung des Zerstörungsgrades S in Abhängigkeit vom lokalen Meeresspiegelanstieg ΔW einer Deckschicht mit einer Böschungsneigung von 1:4 aus Bruchsteinen mit einem Steingewicht W_{50} und einem mittleren Durchmessers D_{50} nach van der Meer, J. W. (1988) (gelbe Linie) sowie van Gent et al. (2004) (graue Linie) für N = 3000 Wellen, Sturzbrecher und keine brechenden Wellen vor dem Bauwerksfuß bzw. eine große Wassertiefe am Bauwerksfuß bei einem Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m

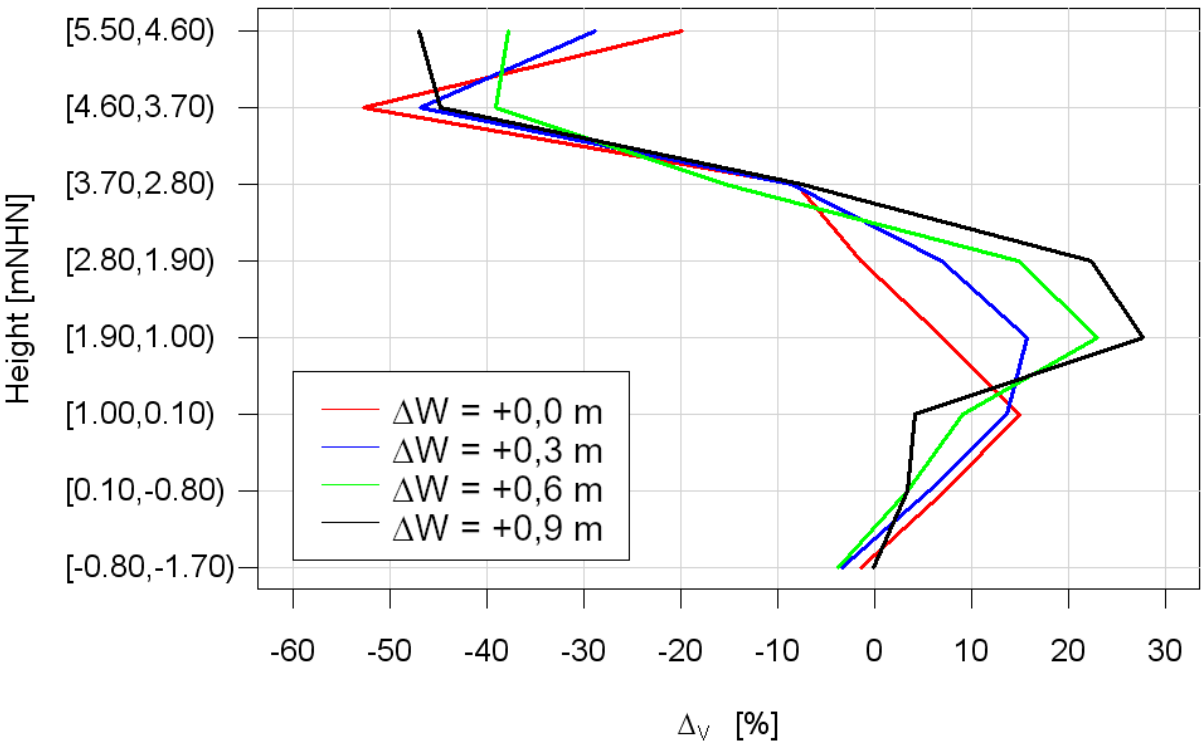


Abb. 237: Veränderung des Dünenabbruchvolumens V in Höhenschichten von 0,90 m auf der Grundlage von Erosionsprofilen einer Vollschutzdüne berechnet mit SBEACH (Larson und Kraus 1989) und einen Sturmflutwasserstand W = NHN +2,95 m für verschiedene Meeresspiegelanstiegsraten ΔW und bei einer Sturmdauer von 12 h, signifikanten Wellenhöhe H_{m0} = 2,00 m, mittleren Wellenperiode T_{m02} = 5,2 s, mittleren Wellenanlaufrichtung Θ_m = 0° frontal auf die Düne zu, einer Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} = 24,6 m/s und einer Windrichtung Θ_W = 0°

29

WASSERBAU
River and Coastal Engineering

DOI: 10.15480/882.14549

TUHH
Hamburg
University of
Technology