

HENRY

Hydraulic Engineering Repository

Ein Service der Bundesanstalt für Wasserbau

Periodical Part, Published Version

Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hg.)

Die Küste, 91

Die Küste. Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee. Archive for Research and Technology on the North Sea and Baltic Coast

Zur Verfügung gestellt in Kooperation mit/Provided in Cooperation with:

KFKI - Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hg.)

Verfügbar unter/Available at: <https://hdl.handle.net/20.500.11970/110822>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hg.) (2022): Die Küste, 91. Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau (Die Küste. Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee. Archive for Research and Technology on the North Sea and Baltic Coast, 91).

Standardnutzungsbedingungen/Terms of Use:

Die Dokumente in HENRY stehen unter der Creative Commons Lizenz CC BY 4.0, sofern keine abweichenden Nutzungsbedingungen getroffen wurden. Damit ist sowohl die kommerzielle Nutzung als auch das Teilen, die Weiterbearbeitung und Speicherung erlaubt. Das Verwenden und das Bearbeiten stehen unter der Bedingung der Namensnennung. Im Einzelfall kann eine restriktivere Lizenz gelten; dann gelten abweichend von den obigen Nutzungsbedingungen die in der dort genannten Lizenz gewährten Nutzungsrechte.

Documents in HENRY are made available under the Creative Commons License CC BY 4.0, if no other license is applicable. Under CC BY 4.0 commercial use and sharing, remixing, transforming, and building upon the material of the work is permitted. In some cases a different, more restrictive license may apply; if applicable the terms of the restrictive license will be binding.



Heft 91
Jahr 2022

Die Küste



Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE

ARCHIVE FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY
ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST

ISBN 978-3-939230-77-9



9783939230779

91
2022

HERAUSGEBER: KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN
EDITOR: GERMAN COASTAL ENGINEERING RESEARCH COUNCIL

Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE

ARCHIVE FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY
ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST

Heft 91 · Jahr 2022

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen
Editor: German Coastal Engineering Research Council

Verlag:
Bundesanstalt für Wasserbau (BAW)
Kußmaulstraße 17, 76187 Karlsruhe
Postfach 21 02 53, 76152 Karlsruhe
Telefon: 0721 9726-3380 Telefax: 0721 9726-5320
E-Mail: izw@baw.de, www.baw.de
Druck: BSH Druckerei, Rostock

ISSN 0452-7739
ISBN 978-3-939230-77-9

Die Verfasser sind für den Inhalt der Aufsätze allein verantwortlich. Ein Nachdruck aus dem Inhalt ist nur mit Genehmigung des Herausgebers gestattet:
Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, Geschäftsstelle,
Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg
Vorsitzende: Dr. Tanja Dörre, Bundesministerium für Bildung und Forschung,
Heinemannstr. 2, 53175 Bonn
Geschäftsführerin: Dr. Ingrid Holzwarth, Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg
Forschungsleiter Küste: Prof. Frank Thorenz, Niedersächsischer Landesbetrieb für
Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, Jahnstraße 1, 26506 Norden
Redaktionsleitung: Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen

Inhaltsverzeichnis

Jacobus Hofstede

Update of the Schleswig-Holstein State master plan for coastal flood defense and coastal protection with a focus on climate change adaptation 1

Babette Scheres, Arne Arns, Cajus Bisgwa, Björn Deutschmann, Peter Fröhle, Nils Goseberg, Annelie Graunke, Tom K. Hoffmann, Henner Hollert, Jürgen Jensen, Philipp Jordan, Kara Keimer, Natasa Manojlovic, Jochen Michalzik, Maike Paul, Torsten Schlurmann, David Schürenkamp, Felix Soltan, Marius Ulm, Nicole Wrage-Mönnig und Holger Schüttrumpf
EcoDike – Grüne Seedeiche und Deckwerke für den Küstenschutz 23

Moritz Kreyenschulte, Wenjia Xu und Holger Schüttrumpf

Numerische Simulationen zur Wellenaufbauhöhe auf rauen Deckwerken 67

Jürgen Jensen, Wolfgang Niemeier, Sönke Dangendorf, Jessica Kelln und Markus Gerke

MSL Absolut: Untersuchungen zum absoluten Meeresspiegelanstieg an der deutschen Nord- und Ostseeküste 95

Sönke Dangendorf, Jessica Kelln, Arne Arns, Ulf Gräwe, Holger Steffen, Jacobus Hofstede und Jürgen Jensen

Untersuchungen zur Rekonstruktion des Meeresspiegels und vertikaler Landbewegungen an den deutschen Küsten 101

Wolfgang Niemeier, Anika Riedel, Dieter Tengen, Björn Riedel und Markus Gerke

Bestimmung flächenhafter vertikaler Landbewegungen entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste 139

Jürgen Jensen, Peter Fröhle, Sönke Dangendorf, Jessica Kelln und Justus Patzke

AMSeL_Ostsee: Analyse von hochauflösenden Wasserstandsverläufen und Ermittlung des MSL sowie von Extremwasserständen an der südlichen und südwestlichen Ostseeküste 175

Jessica Kelln, Sönke Dangendorf, Ulf Gräwe, Holger Steffen und Jürgen Jensen

Entwicklung des mittleren Meeresspiegels entlang der südwestlichen Ostseeküste 181

Justus Patzke und Peter Fröhle

Zeitliche Entwicklung von Extremwasserständen entlang der südwestlichen Ostseeküste 221

Update of the Schleswig-Holstein State master plan for coastal flood defense and coastal protection with a focus on climate change adaptation

Jacobus Hofstede¹

¹ *Ministry for Energy Transition, Climate Protection, Environment and Nature of the State of Schleswig-Holstein, jacobus.hofstede@melund.landsb.de*

Summary

In 1963, under the impression of a catastrophic storm surge that hit the North Sea coast of Germany in 1962, Schleswig-Holsteins State Government released its first master plan for coastal flood defense and coastal protection. This paper presents the fifth update of 2022. The focus is on the adaptation strategy to climate change, with which the state of Schleswig-Holstein wants to ensure the long-term safety of the coastal population from coastal flooding and erosion despite stronger rising sea levels. Based upon a description of the actual coastal flood and erosion risk situation, this paper aims to inform about this coastal adaptation strategy.

Without coastal flood defenses, about one quarter of Schleswig-Holstein with 333,000 inhabitants and 60 billion euro of real assets could flood during severe storm surges. Further, the 1,110 km long coastline almost completely consists of non-cohesive easily erodible sediments. These figures show the high vulnerability of Schleswig-Holstein to coastal flooding and erosion and, thus, substantiate the socio-economic significance of coastal flood and erosion management as well as the need for sustainable climate change adaptation. In all, about 567 km of dikes, dams and other coastal flood defenses protect the lowlands from flooding. Coastal protection constructions such as groins and revetments exist to limit or prevent coastal retreat and erosion. Regular sand replenishments stabilize the shorelines of sandy islands along the North Sea coast, especially Sylt.

The adaptation strategy contained in the master plan consists of three components: technical measures, regional planning and the use of ecosystem services. In order to consider future sea level rise, the dimensioning of all technical flood defense measures includes a safety allowance of 0.5 m on top of the design height. The strengthening of state dikes, being the cornerstones of coastal flood defense in Schleswig-Holstein, further includes a flattening of the outer dike slope in order to reduce storm wave run up and to create building reserves for further adaptation as necessary. Safety allowance, flat outer dike slopes and building reserves can together compensate for a sea level rise of up to two meters. In regional plans, priority areas for coastal flood defense, coastal protection and climate change adaptation secure the availability of space needed for technical reinforcements as well as utility-free buffer zones landward of cliffs, dunes and beach ridges to allow for coastal retreat. Finally, the application of ecosystem-based measures, for example salt marsh enhancement techniques, acknowledges and uses the high natural resilience or adaptability of coastal ecosystems to sea level rise.

Keywords

Schleswig-Holstein, coastal flood defense, coastal protection, climate change adaptation, sea-level rise

Zusammenfassung

Im Jahre 1963 verabschiedete die schleswig-holsteinische Landesregierung unter dem Eindruck einer katastrophalen Sturmflut, die 1962 die Nordseeküste Deutschlands traf, den ersten Generalplan Küstenschutz. In dieser Abhandlung wird die fünfte Fortschreibung von 2022 vorgestellt. Schwerpunkt dieser Fortschreibung ist die Klimaanpassungsstrategie, mit der das Land Schleswig-Holstein die Sicherheit der Küstenbevölkerung vor Meerwasserüberflutungen und Küstenabbruch bei verstärkt ansteigendem Meeresspiegel langfristig gewährleisten möchte. Basierend auf einer Beschreibung der aktuellen Küstenhochwasser- und Erosionsrisikosituation zielt dieses Papier darauf ab, über diese Strategie zu informieren.

Ohne Küstenhochwasserschutz könnte etwa ein Viertel Schleswig-Holsteins mit 333.000 Einwohnern und 60 Milliarden Euro an Sachwerten bei sehr schweren Sturmfluten überfluten. Darüber hinaus besteht die 1.110 km lange Küstenlinie fast ausschließlich aus nicht-kohäsiven leicht zu erodierenden Sedimenten. Diese Zahlen zeigen die hohe Vulnerabilität Schleswig-Holsteins gegenüber Meerwasserüberflutungen und Küstenabbruch auf und belegen die große gesellschaftliche Bedeutung des Küstenschutzes sowie die Notwendigkeit einer nachhaltigen Klimaanpassung. Aktuell schützen etwa 567 km Deiche, Dämme und sonstige Hochwasserschutzanlagen die Küstenniederungen vor Überschwemmungen. Weiterhin sind vielerorts Küstensicherungsanlagen wie Buhnen und Deckwerke zur Begrenzung oder Verhinderung von Küstenrückgang und -erosion vorhanden. Die im Generalplan Küstenschutz enthaltene Anpassungsstrategie besteht aus drei Elementen: technische Maßnahmen, Raumordnung und die Nutzung von Ökosystemleistungen. Bei der Bemessung von technischen Hochwasserschutzmaßnahmen wird auf die Soll-Höhe der Anlage generell ein Klimazuschlag von 0,5 m zur Berücksichtigung des künftigen Meeresspiegelanstiegs aufgeschlagen. Die Verstärkung von Landesschutzdeichen beinhaltet darüber hinaus die Abflachung der äußeren Deichböschung, um den Wellenauflauf zu reduzieren und Baureserven für weitere Anpassungen zu schaffen. Klimazuschlag, flache Außenböschung und Baureserven können insgesamt einen Meeresspiegelanstieg von bis zu zwei Metern ausgleichen. In Regionalplänen ausgewiesene Vorranggebiete für Küstenschutz und Klimafolgenanpassung an den Küsten sichern die Verfügbarkeit von Platz für Verstärkungen sowie von nutzungsfreien Pufferzonen hinter Steilufer, Dünen und Strandwällen für den zu erwartenden Küstenrückgang. Schließlich wird durch die Anwendung ökosystembasierter Maßnahmen wie das integrierte Vorlandmanagement die hohe natürliche Resilienz bzw. die Anpassungsfähigkeit von Küstenökosystemen an einen beschleunigten Meeresspiegelanstieg anerkannt und im Sinne eines nachhaltigen Küstenschutzes eingesetzt.

Schlagwörter

Schleswig-Holstein, Küstenschutz, Klimaanpassung, Meeresspiegelanstieg

1 Introduction



Figure 1: Dike breach in the polder Dockkoog near Husum after the 1962 storm surge (source: MELFF 1962). The inset shows a destroyed house on the Hallig Langeneß (source: Wohlenberg 1962).

In 1962, a catastrophic storm surge hit the German North Sea coast. In the federal states of Hamburg, Lower Saxony and Bremen, 340 people lost their lives. In Schleswig-Holstein, no one died but the storm surge severely damaged 270 of 560 km of sea dikes (MELFF 1962). On five locations, dike breaching occurred (Figure 1) and large areas flooded. On the dwelling mounds on the Halligen, unprotected marsh islands in the Wadden Sea, the storm surge destroyed or severely damaged almost all the houses (Figure 1 inset). Under the impression of the catastrophe, Schleswig-Holsteins State Government decided to draw up a master plan for coastal flood defense and coastal protection (MELFF 1963). The plan contains the governmental strategy for coastal flood and erosion risk management. The plans are not legally binding. As so-called self-binding governmental documents, they regulate administrative action. Subsequent Governments updated the original master plan from 1963 in the years 1977, 1986, 2001 and 2012 in order to consider socio-economic and natural developments as well as technical and scientific progress. The actual fifth update from 2022 (MELUND 2022) contains an integral strategy for climate change adaptation in coastal flood defense and coastal protection in Schleswig-Holstein.

Based upon a description of the actual coastal flood and erosion risk situation, this paper aims to inform about this adaptation strategy. The actual master plan is publicly available, but so-called gray literature and in German. The paper starts in chapter 2 with a description of the current coastal flood and erosion risk situation in Schleswig-Holstein. For coastal flooding and for coastal erosion, this chapter presents the existing vulnerabilities as well as the protective measures taken. In chapter 3, a description of the main coastal impacts of climate change and the three components of climate change adaptation as included in the master plan follows. After defining monitoring and research needs, the paper closes with an outlook.

2 Coastal flood and erosion risk situation

2.1 Coastal flood vulnerabilities and defense measures

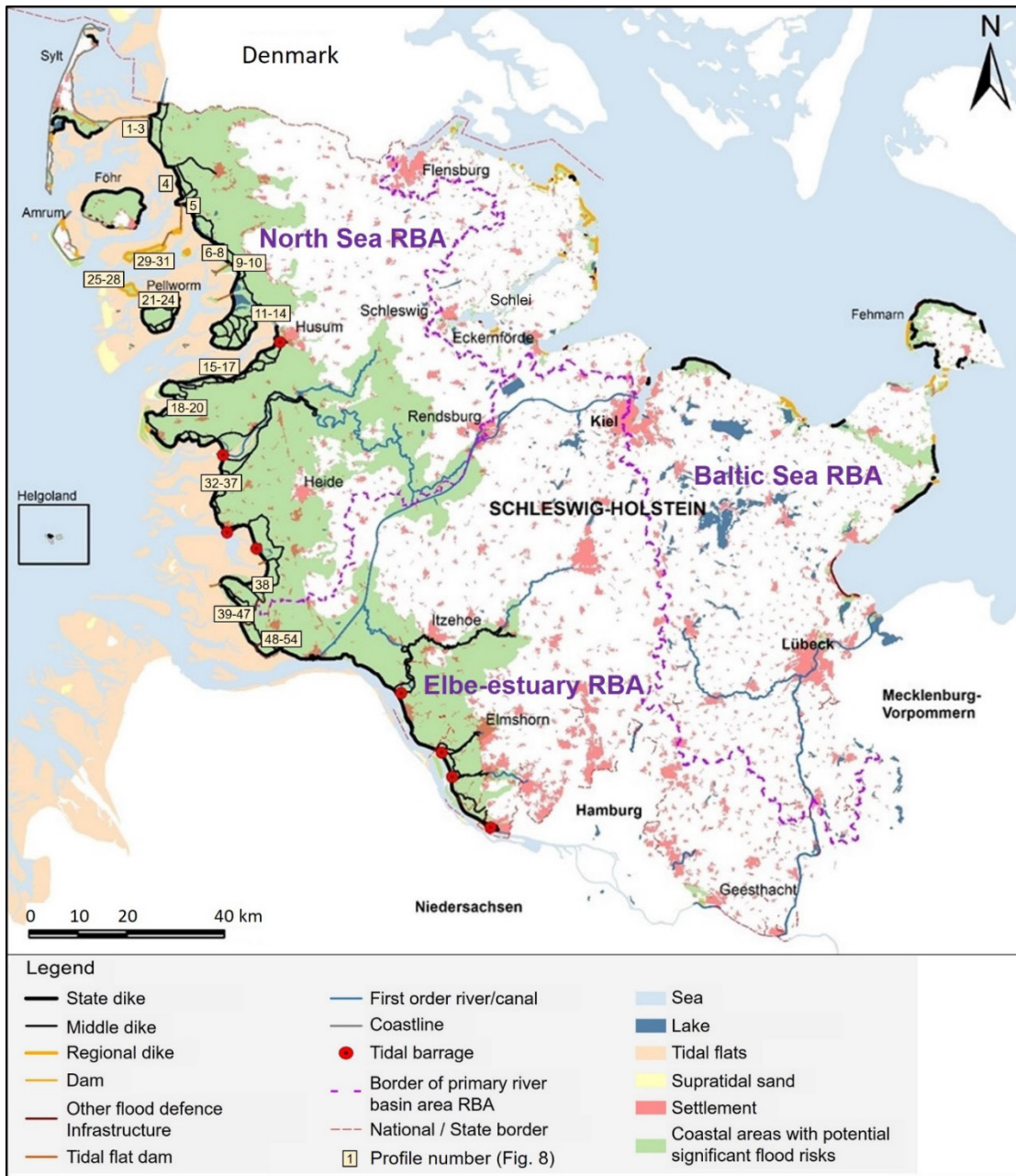


Figure 2: Areas of potential significant coastal flood risk (in green) and coastal flood defense infrastructures in Schleswig-Holstein (MELUND 2022).

Without flood defenses, about one quarter of Schleswig-Holstein could flood during extreme storm surges (Figure 2, Table 1). In these so-called areas of potential significant flood risk (APSFR), about 333,000 people live. Almost 60 billion euro of real assets as well as many critical infrastructures and significant cultural heritage are present. Finally, several fresh water nature reserves in the APSFR depend on coastal flood defenses with respect to their preservation goals.

Table 1: Inhabitants and assets in the coastal areas of potentially significant flood risk (APSFR) in Schleswig-Holstein (borders of the river basin districts North Sea, Elbe-estuary and Baltic Sea are in Figure 2).

	APSFR (km ²)	Inhabitants	Assets (billion Euro)
North Sea	2,515	140,037	28.5
Elbe-estuary	1,157	162,172	24.4
Baltic Sea	315	30,533	6.9
Schleswig-Holstein	3,987	332,742	59.9

Coastal flood defense in the coastal marshes along the North Sea coast of Schleswig-Holstein started about 2,000 years ago with the erection of artificial dwelling mounds. Around 50 AD, the Roman chronicler Plinius wrote in his encyclopedia *Naturalis Historia*: “There a pitiable people dwell in high mounds of earth raised with their hands according to the measure of the highest flood” (<https://de.wikipedia.org/wiki/Warft>). A few centuries later, first ring dike systems protected agricultural areas from summer floods (Meier 2000). Winter dike construction along the North Sea coast began around 1,000 years ago. In the Middle Ages, severe storm surges like the first and second “Grote Mandränke” (great men-drowning) in 1362 and 1634 led to numerous dike breaches, great loss of lives and major losses of coastal marshland (Scherenberg 1992).



Figure 3: Aerial photograph of the Hallig Hooge in the North-Frisian Wadden Sea (photo: Jacobus Hofstede). The inset shows a dwelling mound on the Hallig Südfall during flood (©: Martin Stock/LKN.SH).

The Halligen in the North-Frisian Wadden Sea (see example in Figure 3) are remainders of this former coastal landscape. Along the Baltic Sea coast of Schleswig-Holstein, a catastrophic storm surge in 1872 with 31 fatalities led to the initiation of the first large dike construction program by the Prussian Government (Eiben 1992, Hofstede and Hamann 2022). DVWK (1992) gives a comprehensive overview of the history of coastal flood defense and protection in Schleswig-Holstein.

Today, about 433 km of so-called state dikes protect more than 90% of the APSFR in Schleswig-Holstein from flooding during storm surges (Figure 2, Table 2). Along the North Sea coast and in the Elbe-estuary, they have a crest height among 6.5 and 9.5 m above German ordnance datum NHN (\approx mean sea level), depending on tidal range, surge levels and wave set up. Along the Baltic Sea coast, where there is almost no tidal range, the heights vary among 3.0 and 6.0 m above NHN. State dikes are in the responsibility of the State and have a fixed safety standard as defined in the master plan. Accordingly, the maximum permissible wave-overtopping rate per running meter of dike crest for a defined (reference) storm surge with an annual probability of 0.005 is two liters per second. The last safety check showed that 74 km of state dikes do not meet this standard and need strengthening (MELUND 2022).

Table 2: Main coastal flood defenses in Schleswig-Holstein (borders of the river basin districts North Sea, Elbe-estuary and Baltic Sea are in Figure 1).

	North Sea	Elbe-estuary	Baltic Sea	Schleswig-Holstein
State dikes (km)	266.7	94.8	71.0	432.5
Middle dikes (km)	340.0	208.0	0.0	548.0
Regional dikes (km)	50.8	0.0	47.0	97.8
Dwelling mounds	39	0	0	39
Dams (km)	4,7	0,0	7,1	11,8
Other flood defenses (km)	3,8	0,2	23,4	27,4

Almost 98 km of regional dikes exist in Schleswig-Holstein (Figure 2, Table 2). In contrast to state dikes, they do not have a uniform safety standard and vary considerably in height and design. Most lowlands protected by regional dikes are predominantly in agricultural use and have a lower safety standard than state dikes. The 44 km long regional dikes along the mainland coast are in the responsibility of dike and water boards, whereas the 54 km long regional dikes on the islands (13 km) and Halligen (41 km) are in state responsibility. On the Halligen (Figure 3), the regional dikes function only to avoid flooding during summer. In consequence, flooding of these highly exposed marsh-islands in the Wadden Sea occurs several times every winter. The about 260 inhabitants of the Halligen then remain on 32 artificial dwelling mounds (in German: “Warften”; see example in Figure 3 and Table 2).

Situated behind the state dikes, 548 km of middle dikes function as a second flood defense line along the North Sea coast and in the Elbe-estuary (Figure 2, Table 2). If a breach in a state dike occurs, the middle dikes function to limit the flood extent. Lockable passages in the middle dikes guarantee access to the polders between the first and second dike line. These dikes are former sea dikes that have moved into the second line due to land reclamation activities in the last centuries. Age, height and design vary strongly. The middle dikes are in the responsibility of dike and water boards. The share of APSFR that has a double protection by a staggered system of state and middle dikes amounts to 1,726 km² (43% of total APSFR in Schleswig-Holstein). A safety check showed that, especially on the islands and along the Elbe-tributaries, a number of middle dikes perform their intended function only to a limited extent (MELUR 2012).

On several locations, about 12 km of dams provide flood protection for the APSFR in Schleswig-Holstein (Figure 2, Table 2). Constructed for other purposes, these dams function as coastal flood defenses as well. One example is the railroad dam on the island of Sylt,

which protects the 18.7 km² large APSFR Nössekoog with 2,270 inhabitants from flooding. It has a comparable safety standard as state dikes. More than 27 km of so-called “other flood defenses”, which are neither dikes nor dams, exist in Schleswig-Holstein (Figure 2, Table 2). One example is the 4.7 km long coastal flood defense wall in the inner Lübeck Bight (Figure 4). Hidden in a semi-natural beach ridge, this wall protects the about 2.7 km² large APSFR of Scharbeutz along the Baltic Sea with 1,080 inhabitants from flooding. It has a comparable safety standard as state dikes. Finally, state administration is responsible for 147 constructions like tidal barrages, sluices, pumping stations and lockable passages in the sea dikes in Schleswig-Holstein (Figure 2, Table 2). Of these, 110 structures primarily drain the coastal lowlands; the rest is traffic infrastructure.

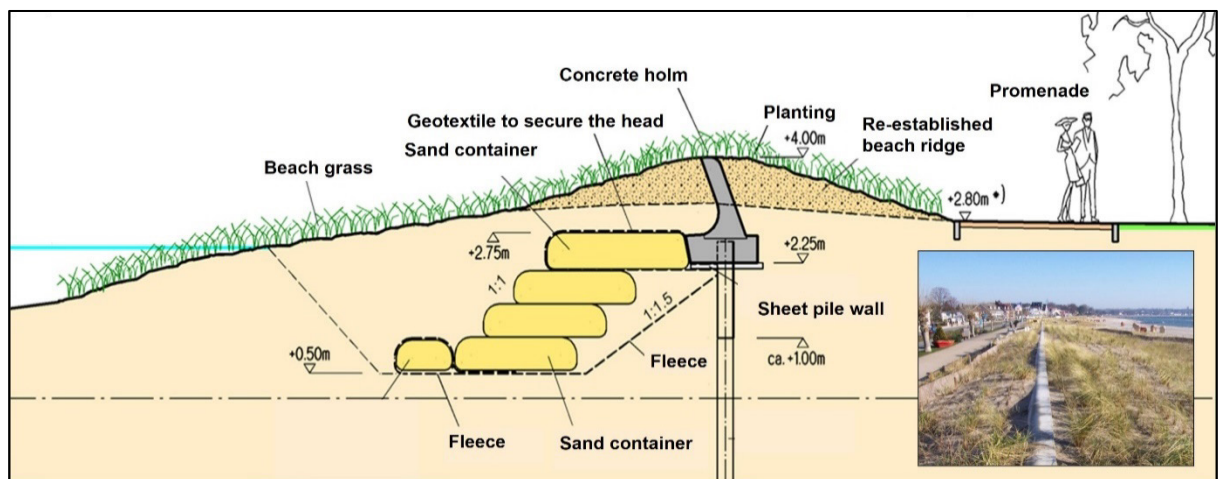


Figure 4: Technical sketch of the coastal flood defense at Scharbeutz (source: WTM Engineers Hamburg). The inset shows the concrete holm “hidden” in the vegetated beach ridge after construction (photo: Jacobus Hofstede).

2.2 Coastal erosion vulnerabilities and protection measures

Schleswig-Holstein has 1,110 km of coastlines along the North Sea and the Baltic Sea (Table 3). With the exception of Helgoland, the shorelines consist of non-cohesive easily erodible sediments.

Table 3: Length of coastlines in Schleswig-Holstein.

North Sea		Baltic Sea	
Mainland	195	Mainland	328
Islands and Halligen	271	Islands	76
Elbe-estuary	103	Schlei-firth	137
Sum	569	Sum	541

Along the Baltic Sea coastline, 122 km (58 cliffs) underlie structural erosion (Averes et al. 2021). Over the last decades, these cliffs show a yearly mean retreat among 0.10 and 0.73 m with an average rate of 0.24 m/a. Along the North Sea mainland coast, at the islands Pellworm and Föhr as well as in the Elbe-estuary, state dikes fix most of the coastlines. Whereas the barrier island Amrum is rather stable, strong structural erosion occurs along the about 38 km long North Sea coastline of the barrier island Sylt (location in Figure 2).

Long-term monitoring by the responsible State Agency LKN.SH shows that natural coastal retreat amounts to about 1.0 m per year with significantly higher values at the northern and southern tips of the island. Off the North Sea mainland coast lies the about 2,750 km² large Wadden Sea with extensive intertidal flats and subtidal gullies, salt marshes, islands and Halligen (Figure 2). In the last decades, most intertidal flats were accreting, whereas most subtidal gullies deepened (Benninghoff and Winter 2019).

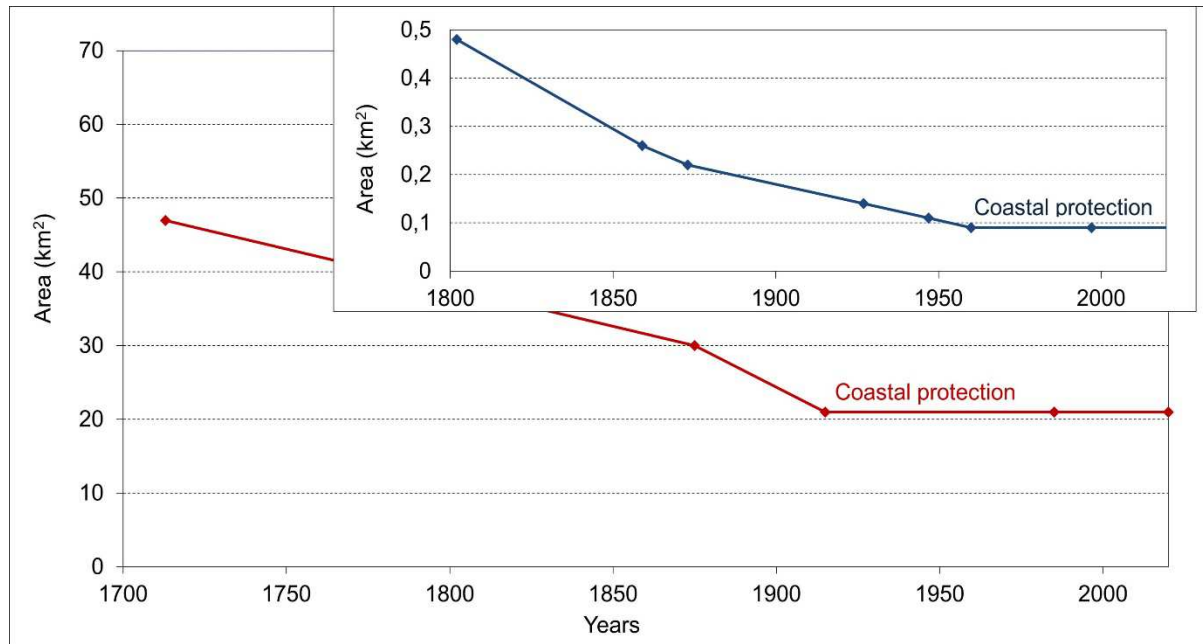


Figure 5: Development of the Halligen size since 1713. The inset shows the respective development of the nature reserve Hallig Norderoog since 1800 (source: Levsen 2013), where coastal protection started in 1947 with the construction of brushwood groin fields.

The erection of coastal protection structures like stone groins and revetments started in Schleswig-Holstein near the end of the 19th century (DVWK 1992). Today, numerous constructions protect against local erosion. Detailed descriptions are available in internet-based regional technical plans (www.schleswig-holstein.de/lkn). Prominent example for strongly protected coastlines are the 10 Halligen in the North-Frisian Wadden Sea. From the beginning of the 18th until the beginning of the 20th century, these exposed marsh islands lost more than half of their size due to storm surge erosion (Figure 5). Since then, stone revetments in combination with stone groins prevent further shoreline retreat (Figure 3). Without coastal protection, erosion of the exposed Hallig coasts would probably have continued, as hydraulic loads did not subside after 1900. If so, most if not all Halligen would have disappeared by today.

Along the 38 km long North Sea coast of Sylt, artificial sand replenishment on the beach and in the foreshore balance the natural erosion since the early 1980ies. The first sand suppletion occurred in 1972; regular replenishment started in 1983. Figure 6 shows the yearly replenishment volumes from 1972 to 2021. In all, the supply of sand since 1972 amounts to 56.3 million m³. Focal points for suppletion are the center of the island and the island tips. Here, total sand supply locally exceeds 6,000 m³ per running meter coastline. Over the last years, supply of sand into the foreshore instead of on the beach gains more importance. Dumping of sand in the foreshore is significantly cheaper than pumping sand on the beach. Monitoring data, evaluated by the responsible state administration, show that

this method effectively stabilizes the shorelines behind it. Since 1983, sand suppletion successfully prevents further retreat of the North Sea coastline of Sylt. Only along the highly dynamic southern spit of Sylt and in front of the city of Westerland, hard constructions provide extra protection. In Westerland, a wall protects the promenade behind it. Natural erosion at the southern tip of Sylt is so high that hard constructions, in addition to sand replenishment, are indispensable. The supply of sand also presents a flexible measure concerning accelerated sea level rise, as the amounts are easily adjustable as required. In contrast to the Baltic Sea of Schleswig-Holstein, where no significant sand volumes exist, sufficient volumes of sand are available in the approved extraction site in the North Sea, even in the case of stronger sea level rise.

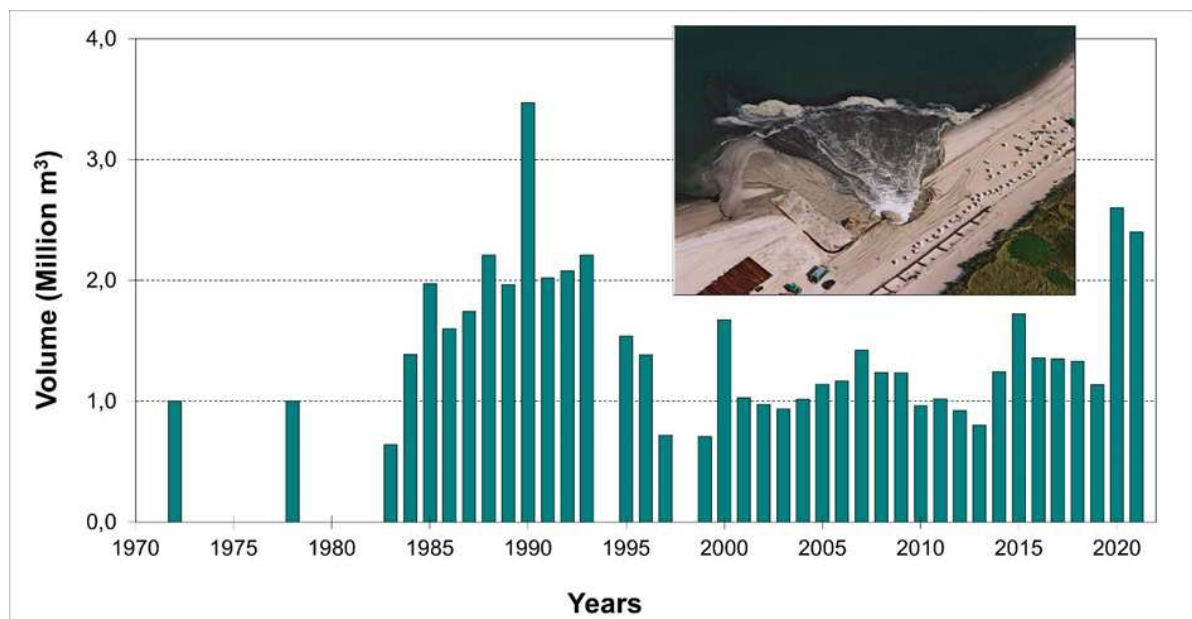


Figure 6: Yearly sand suppletion volumes on the island of Sylt since 1972. The inset displays an aerial photograph of a beach suppletion on Sylt (photo: Rohde Nielsen A/S).

According to Staudt et al. (2021), sand extraction and suppletion interfere with nature and need reconsideration as “soft” coastal protection measures. In their global review study, they did not consider the implications of alternatives. According to the Schleswig-Holstein State Water Act (GVOBL 2019), the protection of islands is a state obligation if public interests are affected. At Sylt with its more than 18,000 inhabitants, this is the case. Hence, the alternative of retreat, as recommended by Parkinson and Ogurcak (2018) is neither legally not feasible. The alternative to avoid coastal retreat and maintain the island is fortification, e.g., by walls and revetments. Environmental impact assessments in the plan approval procedures for these “hard” measures carried out at other locations show that they lead to significant and continuous interferences with nature. Accordingly, after environmental evaluation of several beach nourishments on Sylt, Menn et al. (2003) concluded that sand suppletion constitutes an acceptable method of coastal protection. According to Bridges et al. (2021), sand replenishment constitutes a nature-based approach to stabilize sandy coasts. Finally, the expected high maintenance and overhaul costs of “hard” measures are a relevant aspect to consider. The current overhaul of the protective wall in front of Westerland (see above) costs about 15 million euros per kilometer. Without regular sand replenishment in front of the wall, additional massive foot protection would become necessary.



Figure 7: Brushwood groin fields in front of a state dike in Schleswig-Holstein. The inset shows a close-up of a brushwood groin. Note the newly developed vegetation cover behind the groin. (photos: Jacobus Hofstede).

A special type of coastal protection along the North Sea coast of Schleswig-Holstein are brushwood groin fields (Hofstede 2003; Figure 7). The erection of these fields started at the beginning of the 20th century in the Wadden Sea of Schleswig-Holstein and originally mainly aimed at land reclamation (Probst 1996). Situated in front of state dikes, they enhance new salt marsh development and reduce lateral erosion of existing salt marshes during storm surges (Dijkema et al. 1990). High salt marshes in front of dikes limit the cross-section of the breach, thereby significantly reducing the volume of water that flows through the breach and, in consequence, the water depths and damage expectations in the flooded polder (Thorenz et al. 2017). Another ecosystem service provided by salt marshes for coastal flood defense is that they dissipate storm wave energy, thereby reducing wave load and run-up on the outer dike slopes during storm surges (Möller et al. 2014). Since 1995, Schleswig-Holstein implements an ecosystem-based salt marsh management that aims at maintenance and enhancement of these ecosystem services (Hofstede 2003). Also through this program, the salt marsh area along the mainland coast in the Wadden Sea of Schleswig-Holstein grew by 28% from 73.0 to 93.5 km² between 1988 and 2015 (MELUND 2022). The mean yearly accumulation rate on the salt marshes for the period 1996 to 2018, as monitored by the responsible state agency LKN.SH, amounted to 0.90 ± 0.55 mm/a. As shown in Figure 8, mean accumulation rates between the monitoring profiles vary strongly depending on wave and current exposure as well as on sediment availability. Further, the mean accumulation rate along the mainland coast is significantly higher than along the more exposed islands and Halligen. Both mean values are, however, significantly higher than the regional rise in mean sea level of about 0.22 mm/a and in mean high tide of about 0.28 mm/a observed over the same period.

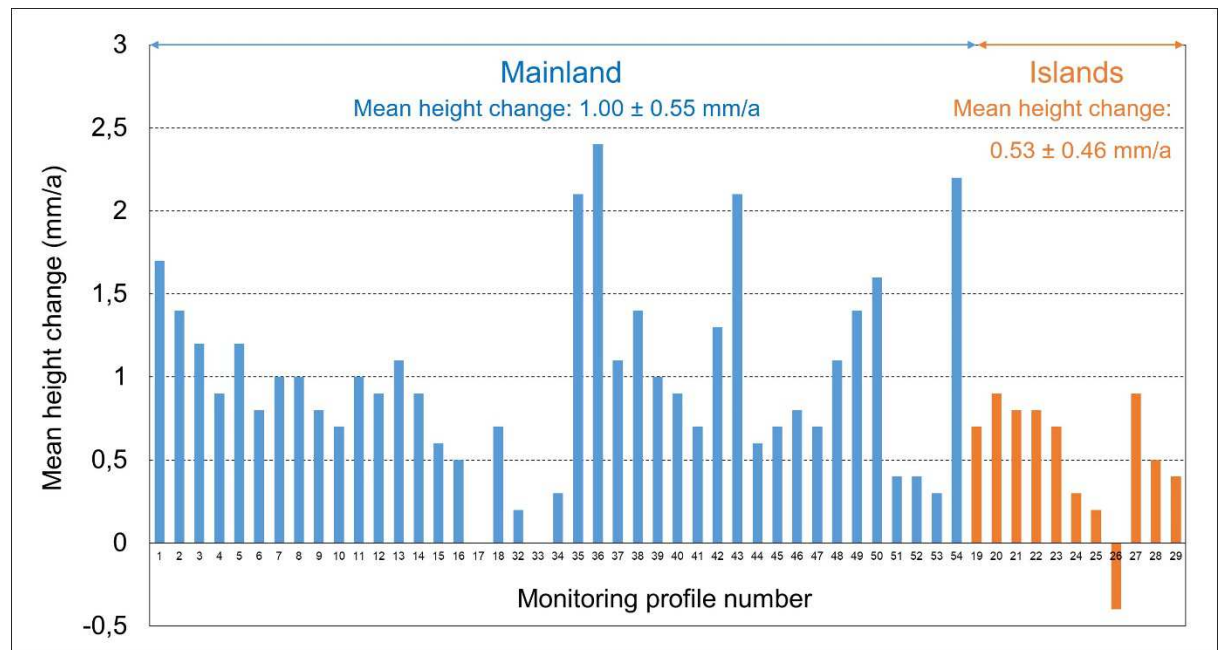


Figure 8: Mean yearly height changes on 54 monitoring profiles along the Schleswig-Holstein Wadden Sea coast for the period 1996–2018 (data: LKN.SH; location of profiles in Figure 2; profiles 30 and 31 are sub profiles not shown in this diagram).

3 Climate change: coastal impacts and adaptation

3.1 Coastal impacts of climate change

Determinants for planning in coastal flood defense and coastal protection are mean sea level and storm climate as well as their changes through time. According to IPCC (in press), global mean sea level rise will further accelerate in future. The German coastal states and Federal Government have agreed to use the IPCC-scenario with the highest adaptation needs for long-term precautionary planning along the coasts. For this SSP5-8.5 scenario, projections for mean sea level rise from 2020 to 2150 along the German North Sea and Baltic Sea coast are among about 0.9 and 1.9 m (likely range) with an average value of 1.3 m (Figure 9). For the period 2020 to 2120, the projected mean sea level rise amounts to about 1.0 m. Even higher values are not impossible but have a low confidence due to the large uncertainties associated with the underlying processes in the ice shields on Greenland and in the West-Antarctic (IPCC in press).

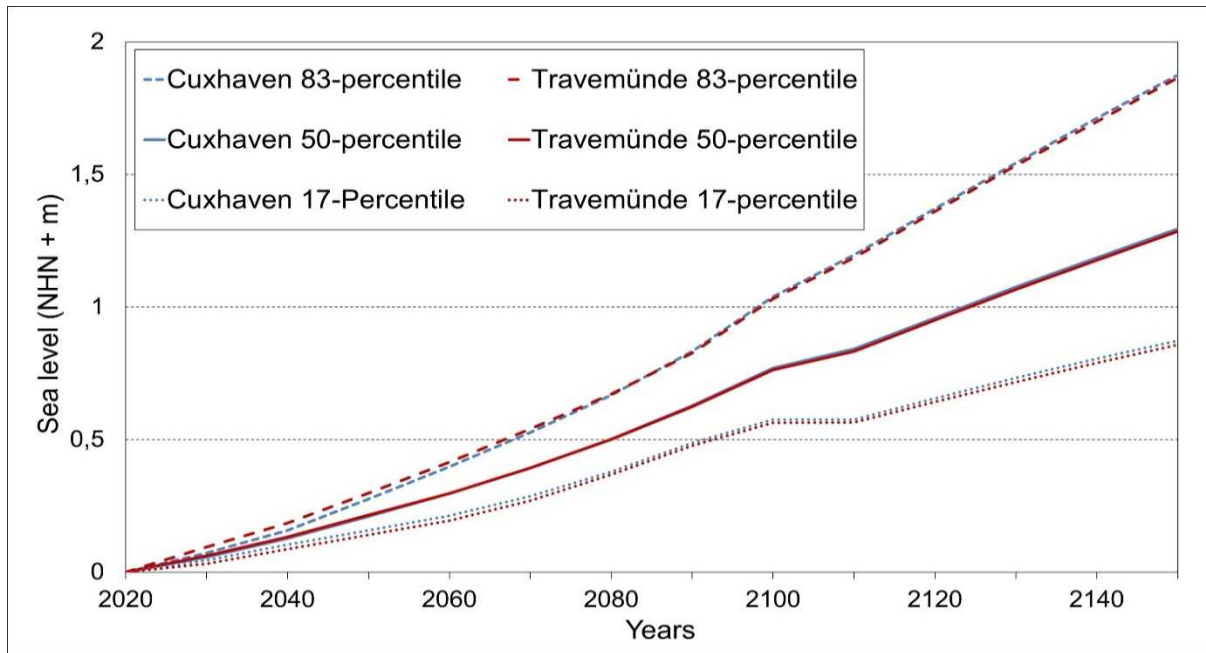


Figure 9: Projected sea level rise at Cuxhaven (North Sea) and Travemünde (Baltic Sea) gauges for the period 2020 to 2150 and the SSP5-8.5 scenario. Depicted are mean values (50-percentile) as well as 17 and 83 percentiles (data: <https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool>).

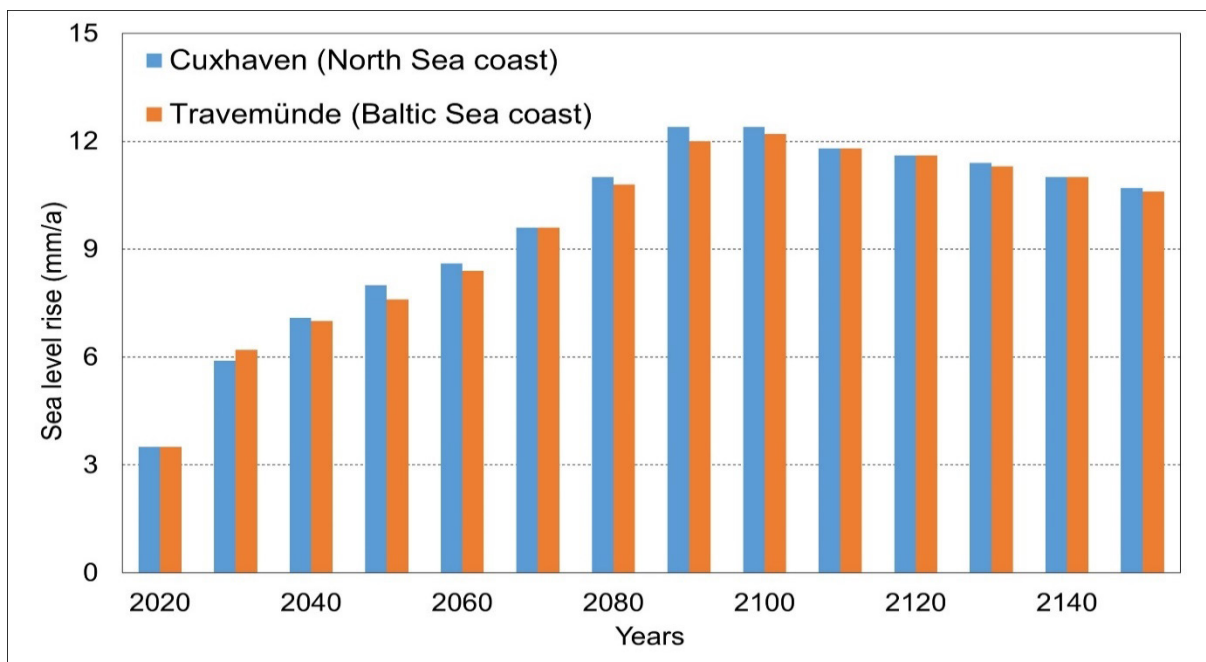


Figure 10: Projected yearly rate of sea level rise at Cuxhaven (North Sea) and Travemünde (Baltic Sea) gauges for the period 2020 to 2150 and the scenario SSP5-8.5. Depicted are 50-percentiles of the decadal mean values (data: <https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool>).

Further, the average rate of sea level rise by the end of this century may reach about 12 mm/a along the North Sea and Baltic Sea coasts of Schleswig-Holstein for the SSP5-8.5 scenario (Figure 10). This is more than six times as high as observed over the last century and four times as high as today (Dangendorf et al. 2022). It is interesting to note that, even for the SSP5-8.5 scenario, the yearly rate of sea level rise in the next century will slowly decrease to about 10.5 mm/a in 2050. This is, however, still more than five times as high as observed over the last century.

As stated above, storm climate and its future development is the second key factor in the planning of coastal flood defense and protection measures. Depending on the fetch and in interaction with the underwater topography, storm climate determines the intensity of local storm setup and storm waves. Based on a comprehensive evaluation of scientific literature, Klein et al. (2018) found that storm surge water levels on the German North and Baltic Sea coasts will probably rise in the same order of magnitude as mean sea level. Hence, they expect no significant changes in storm setup. With respect to storm waves, Klein et al. (2018) further state that recent studies do not show a clear signal or pattern for changes along the Baltic Sea coast of Germany. For the North Sea, respective studies consistently project an increase in the 99th percentile of the significant wave height in front of the Wadden Sea of Schleswig-Holstein by the end of this century. Within the shallow Wadden Sea, water depths determine or, rather, limit the height of storm waves.

3.2 Adaptation to climate change

From the elaborations above, it becomes clear that in future hydraulic loads from storm surges and storm waves will increasingly strain the sandy coasts as well as the coastal flood defense and coastal protection structures in Schleswig-Holstein. In order to keep adverse effects on human health, the environment, cultural heritage and economic activities at a socially acceptable level, climate change adaptation becomes indispensable (as does climate change mitigation). For the period 2015 to 2100, Vousdoukas et al. (2020) estimated the benefit to cost ratio (BCR) of adaptation in coastal flood defense, amongst others in Schleswig-Holstein, for two IPCC-scenarios RCP4.5 and RCP8.5. For scenario RCP4.5, the BCR amounts to about 3.5, for RCP8.5 to about 5.5. Without any future adaptation measures, the direct damages and the number of people flooded would, for both scenarios, increase by at least one order of magnitude until the end of this century. In recognition of this, the new Schleswig-Holstein State master plan for coastal flood defense and coastal protection contains technical and non-technical options and criteria for adaptation, as described in the next sections.

3.2.1 Ecosystem services for adaptation

Coastal ecosystems are robust or, rather, have a high natural adaptability to climate-related changes (CPSL 2005). A general adaptation strategy contained in the master plan is to mobilize these natural potentials as ecosystem services for coastal flood defense and coastal protection. Salt marshes, for example, accrete faster with higher rates of sea level rise, as the resulting higher flooding frequency brings in more sediment (Dijkema et al. 1990). By this mechanism, salt marshes may balance (up to a certain threshold) an accelerated sea level rise through increased accretion. This secures the functionalities or, rather, ecosystem-service, of salt marshes for coastal flood defense and risk management (Ch. 2.2) despite stronger sea level rise. Thus, brushwood groin fields (Figure 7) also present an ecosystem-based adaptation measure, because they support sediment accretion. Another ecosystem-based measure taken up in the master plan is the requirement to keep cliffs along the Baltic Sea coast free from coastal protection wherever possible, i.e., a zero-solution. Active cliffs and their foreshores along the Baltic Sea coast of Schleswig-Holstein are, in contrast to the North Sea coast (see below), the only significant and sustainable sand sources to stabilize

shorelines. Averages et al. (2021) estimated the yearly sand input from the cliffs into the coastal system among 39,000 and 161,000 m³. The large difference between minimum and maximum estimates results mainly from large uncertainties with respect to carbonate and sand content in the highly heterogeneous morainic cliffs. It can be expected that cliff erosion and, therewith, the supply of sand to the shores increase with stronger sea level rise. In this case, the zero-solution also presents an ecosystem-based adaptation measure. Only where public interests are at stake and where high vulnerabilities like settlements on the cliff are present and in danger, protective measures are permissible.

The Schleswig-Holsteins state strategy for climate change adaptation in the Wadden Sea (Hofstede and Stock 2018) evaluates the supply of sand on strategic locations as an ecosystem-based adaptation measure in a long-term perspective. This measure aims to prevent intertidal flats and salt marshes from submerging due to disproportionate strong sea level rise (CPSL 2005). Asymmetrical natural processes redistribute the supplied material onto the intertidal flats and salt marshes, thus securing their storm wave attenuation functionality as an ecosystem service for coastal flood defense under rising sea levels. The sand replenishments on Sylt (Figure 6) have, in this context, a double functionality. The supplied sand that originates from an extraction site in the North Sea not only stabilizes the North Sea coast of Sylt, but can also help to compensate for an accelerated sea level rise in the Wadden Sea tidal basins. After erosion during storm surges, the supplied sand drifts towards and through the tidal inlets into the tidal basins and partly accumulates here on the intertidal flats and salt marshes (BAW 2020, LKN.SH 2020).

3.2.2 Technical adaptation measures

Based on the sea level projections for the SSP5-8.5 scenario (Figure 9), the coastal states agreed to consider a climate surcharge of 1.0 m per century when planning coastal flood defense measures. This climate surcharge is intended to ensure that today's standard of protection is guaranteed even in the event of a storm surge that is one meter higher than the actual reference storm surge (Ch. 2.1). For the SSP5-8.5 scenario, this would be the case in about 100 years.

State dikes are the cornerstone of coastal flood defense in Schleswig-Holstein (Ch. 2.1). The last check showed that 74 of 433 km of state dikes do not meet the safety standard and need strengthening (MELUND 2022). Already since 2001, reinforcements of state dikes in Schleswig-Holstein include a safety allowance of 0.5 m to account for equivalent sea level rise (MLR 2001). Since 2012, the design procedure also considers building reserves as adaptation pathway to climate change (MELUR 2012). In addition to the safety allowance of 0.5 m, the outer dike slope becomes a constant lower gradient of about 1:10 (instead of the traditional upward steepening slope) and a doubled dike crest width of 5.0 m (Figure 11a). Since wave run-up is inversely proportional to slope gradient (e.g., EurOtop 2018), an equivalent sea level rise is compensated. In result and assuming that storm waves do not change significantly (Klein et al. 2018), this profile should be able to withstand up to 1.0 m higher storm surge water levels, i.e. 0.5 m safety allowance plus approx. 0.5 m reduced wave run up due to the lower gradient. The flat outer dike slope is a typical no-regret solution, as it enables further adjustment measures if or when sea level rise exceeds one meter.

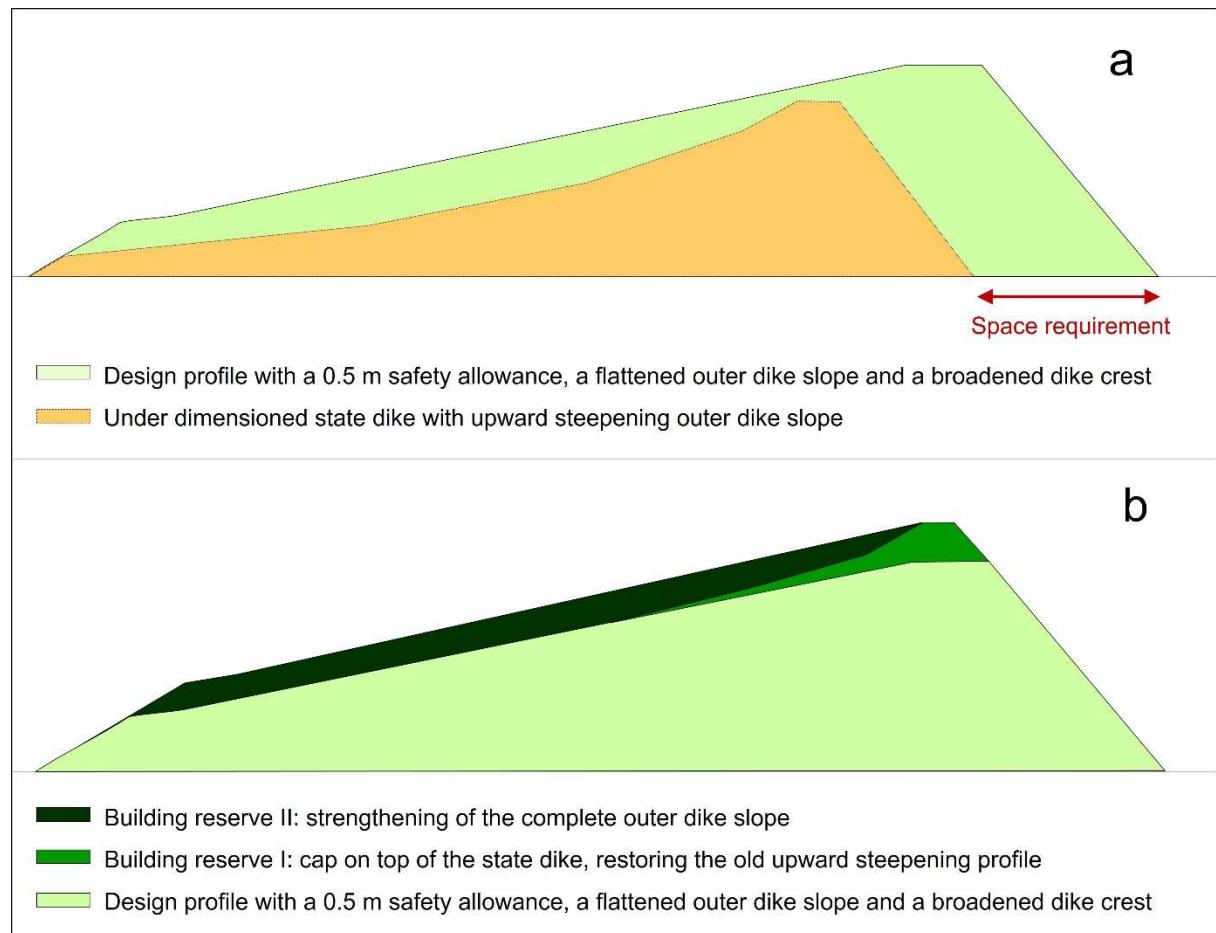


Figure 11: Schleswig-Holsteins adaptation pathway for state dikes, consisting of design criteria to withstand one meter higher storm surge water levels (a) and two building reserves to account for further rising sea levels (b).

The two building reserves, shown in Figure 11b, are the installment of a dike cap on the dike crest and the strengthening of the complete outer dike slope. These measures do not need additional space. This considerably simplifies and shortens the planning phase, as it requires no formal plan approval procedure. Further, implementing the building reserves needs relatively little technical and financial efforts. Hence, the concept of building reserves may also constitute a form of intergenerational justice, as future generations are not responsible for today's anthropogenic climate change. After implementation of the dike cap reinforcement, the dike can withstand storm surge water levels up to 1.5 m higher, and up to 2.0 m higher water levels after complete heightening of the outer dike slope. This means that the current safety standard still applies when mean sea level is about two meters higher. With respect to the carrying capacity of the subsoil, the design of the first building phase should already consider the resulting total load after the third building phase. If technical structures such as tidal barrages are part of a dike strengthening campaign, their reinforcement also includes a safety allowance of 0.5 m. In addition, the building statics allow for a further heightening of 0.5 m and storage basins behind the structures allow larger wave overtopping rates. Regional dikes and other coastal flood defenses normally have a shorter lifetime than state dikes and are mostly not in state responsibility. As a precondition for state co-financing (90% of total eligible costs), reinforcements of these flood defenses should at least include the safety allowance of 0.5 m.

Figure 12 shows the completed dike reinforcement in front of the coastal resort Büsum along the Wadden Sea coast. It was the first measure that implemented the design procedure described above (Figure 9). Squeezed between dense tourist infrastructure on the landside and the Wadden Sea National Park on the seaside, it was nevertheless possible to implement the dike concept describe above, including a safety allowance, a flattened outer dike slope and a broadened crest. As a positive side effect, tourist uses of the green and flat outer dike slope, such as setting up beach chairs in summer, are possible. A special feature of the measure was the tourist development work carried out in combination with the dike reinforcement. Examples are the paved promenade on the dike crest, a paved event area on the outer dike slope and pedestrian bridges to the city (Figure 12). It is worthwhile to note that, after completion of the measures in 2015, hotel investments in the city as well as the number of overnight stays strongly increased. According to inter alia Van Loon-Steensma and Cleveringa (2019), this design with a flat and vegetated inner and outer dike slope, fronted by a salt marsh, represents the so-called Wide Green Dike concept that has high potential as nature-based adaptation innovation, particularly due to its “green” and “adaptability” characteristics.



Figure 12: Strengthened dike in front of the tourist resort Büsum with a flat outer dike slope, a broad dike crest and a safety allowance of 0.5 m (Photo: LKN.SH).

Situated in a highly exposed tidal environment with regular winter flooding, the dwelling mounds on the Halligen (Figure 3) are a special case. In 2015, the State Government acknowledged the Halligen as cultural and natural heritage and adopted a strengthening and development program for the dwelling mounds (MELUND 2022). A security check revealed that 18 inhabited dwelling mounds have larger flood safety deficits and need reinforcement. As with state dikes, the design criteria for strengthening include a safety allowance of 0.5 m as well as flat slope gradients in the windward (north- to southwest) direction to reduce wave run up and to allow for further reinforcement (Figure 13).

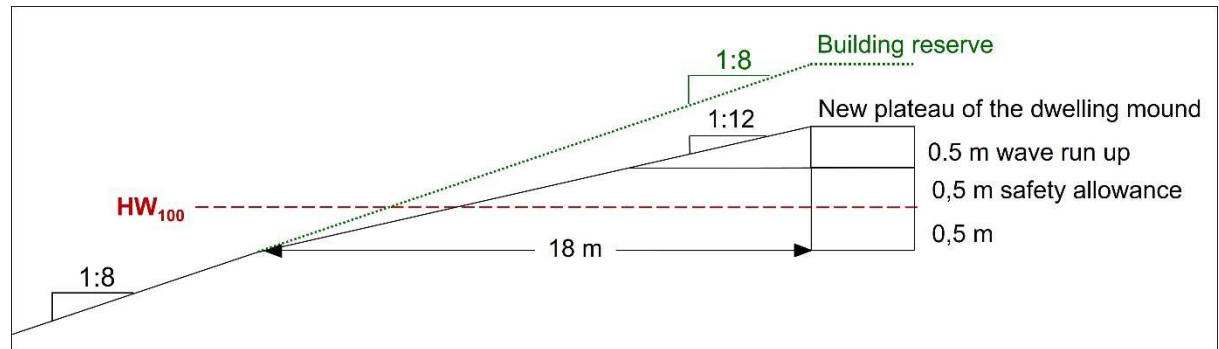


Figure 13: Design profile for the strengthening of a dwelling mound, including a safety allowance of 0.5 m and a building reserve to balance a further sea level rise (HW_{100} stands for a storm surge water level with a yearly probability of 0.01).

In consideration of existing buildings on the mounds (which have a right of continuance) and in order to create space for socioeconomic developments, the strengthening campaigns normally occur as so-called plateau-reinforcements, meaning the erection of an elevated plateau along the windward side of the existing dwelling mound (Figure 14). This new plateau provides adequate flood safety for new buildings and acts as a wave breaker in extreme storm surges, protecting the lower-lying buildings on the old plateau.



Figure 14: Plateau-reinforcement on the Hallig Nordstrandischmoor. The height difference among the existing mound with the house and the new plateau is about 1.5 m. (©: Thore Siefert).

3.2.3 Regional planning for adaptation

The strengthening of dikes requires space (Figure 11a). In recognition of this requirement, the state development plan (MILIG 2021) identifies priority areas for coastal flood defense and climate change adaptation behind dikes. In these priority areas (50 m behind state dikes and 25 m behind regional dikes), the interests of coastal flood defense have priority over

competing land use claims. Accordingly, the priority areas must remain free of new, spatially significant plans and measures that do not serve coastal flood defense as well as from other uses that are difficult to revise and that conflict with interests of coastal flood defense.

On the sandy coasts of the islands and along the mainland coast of the Baltic Sea, the accelerated sea level rise and the resulting increasing hydraulic loads during storm surges will generally lead to an intensification of the erosion processes and coastal retreat. Sections of the coast that are still stable or even growing today may also erode and recede. In recognition of this fact and the need to keep the cliffs free from coastal protection wherever possible (Ch. 3.2.1), the state development plan (MILIG 2021) identifies priority areas for coastal protection and climate change adaptation behind cliffs, dunes and beach walls. In these 150 m wide priority areas, the interests of coastal protection have priority over competing land use claims. Accordingly, the priority areas must remain free of new, spatially significant plans and measures that do not serve coastal protection as well as from other uses that are difficult to revise and that conflict with interests of coastal protection.

4 Monitoring, research needs and outlook

For the development, examination and updating of adaptation strategies for coastal flood defense and coastal protection, early detection and quantification of the hydro-morphological impacts of climate change on the coasts is essential. For this purpose, responsible State administration further develops its monitoring program (MELUND 2022). This includes the collection of relevant hydrological and morphological data as well as the establishment of meaningful impact indicators (e.g., mean yearly change of coastline position over a five-year period). Figure 15 depicts a preliminary example for hydrological data and a possible impact indicator: the 19-year running mean of yearly highest water levels.

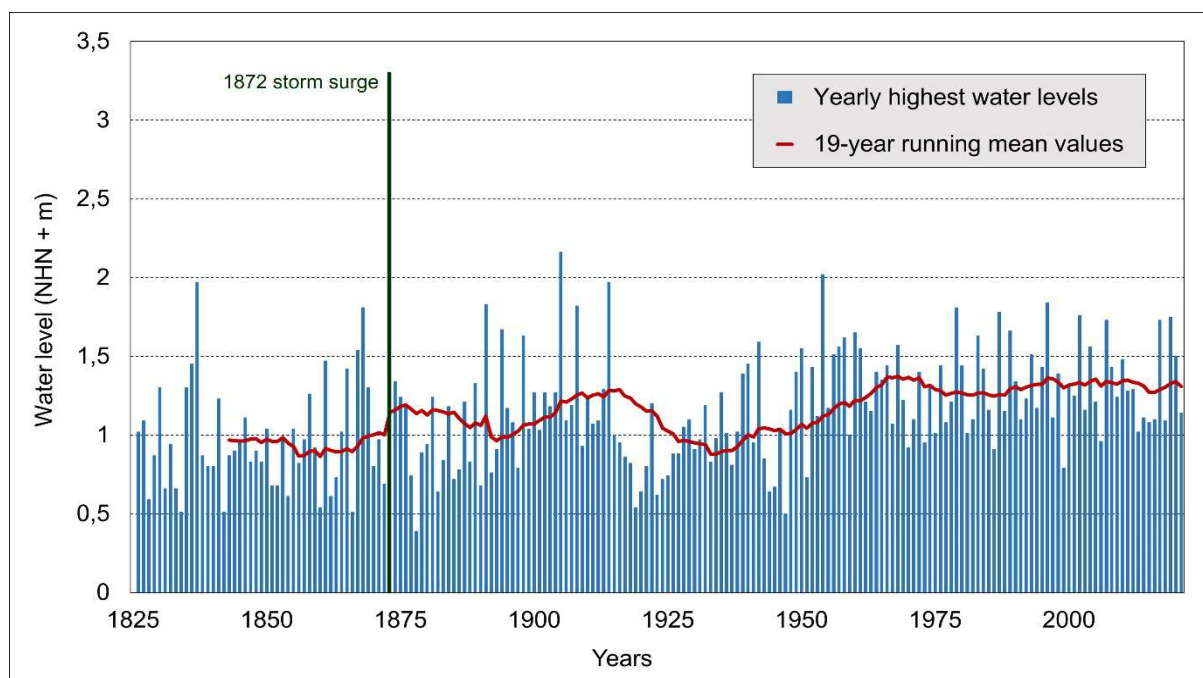


Figure 15: Development of the yearly highest water levels at Travemünde gauge near Lübeck from 1826 until 2021 (not corrected for mean sea level rise of about 0.2 m). Shown in red is the development of the 19-year running mean values as an optional impact indicator for climate change.

In this indicator, a tipping point or shift in trend due to anthropogenic climate change is not (yet) detectable. Further, to inform the public and for controlling purposes, monitoring of the adaptation efforts will occur by so-called response indicators (e.g., the 12-year running mean of strengthened state dikes with “climate-proof” design). Every six years, State administration will compile a monitoring report that flows into the regular updating of the master plan for coastal flood defense and coastal protection.

Investigations into the future development of mean sea level and storm surge intensity under climate change represent international research foci and plausible results are available (IPCC in press, Klein et al. 2018, Figure 9 and 10). For sustainable coastal flood and erosion risk management, scientific information on the future morphological behavior of Schleswig-Holsteins sandy coasts is of high importance as well. A cooperation with a national research institute delivered first morphological projections for different sea level rise scenarios for the Wadden Sea (Hofstede et al. 2019). The projections imply that the Wadden Sea tidal basins are rather robust or adaptable to stronger rising sea levels. However, the modelling results indicate that the applied wave model needs further adjustments with respect to long-term morphodynamic simulations (Hofstede et al. 2019). For the Baltic Sea coast, the new master plan contains a research cooperation with universities, which has one focus on morphological projections for different sea level rise scenarios (MELUND 2022). One of the intended outcomes is a web-based waves and transport atlas, indicating so called “hot spots” of future coastal retreat under accelerated sea level rise. The master plan further defines research needs with respect to ecosystem-based protection of the Halligen as cultural and natural heritage. Without sustainable protection, the Halligen would erode and in the end disintegrate (Figure 5). The traditional way to reinforce the revetments has, with respect to accelerated sea level rise, negative side effects like the reduction of sediment accumulation on the Halligen (Hache et al. 2020). Another research need is the development of alternative technical adaptation solutions that needs less space (Figure 11a). Due to competing spatial requirements, the challenge of finding legally compliant and publicly acceptable solutions that work in the long term will grow as the need for adaptation increases.

Despite the strong rise in population density since then, the 1872 storm surge along the Baltic Sea coast (Figure 15) was the last flood event that caused fatalities in Schleswig-Holstein (Kiecksee 1972, Hofstede and Hamann 2022). This is also a success of coastal flood and erosion risk management in Schleswig-Holstein, as laid down in the successive master plans. Against the background of man-made climate change and its hydro-morphological consequences, safeguarding the people in Schleswig-Holstein from storm surges in the long-term is the main challenge and constitutes a generational task. It will not always be possible to find a consensus solution for all measures. Due to stronger sea level rise, a rethink towards more sustainable utilization forms may become necessary in highly affected areas. With regards to an assumed human tendency to forget bad experiences and disregard or fade out hazards (Hofstede and Hamann 2022), this represents another challenge for modern coastal flood and erosion risk management.

5 List of publications

Averes, T.; Hofstede, J. L. A.; Hinrichsen, A.; Reimers, H.-C.; Winter, C.: Cliff retreat contribution to the littoral sediment budget along the Baltic Sea coastline of Schleswig-Holstein, Germany. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9, 870, <https://doi.org/10.3390/jmse9080870>, 2021.

BAW: BASEWAD – Systemstudien zur morphologischen Entwicklung im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer. Bundesanstalt für Wasserbau, Gutachten für den Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz, Rissen, 2020 (BAW-Nr. B3955.03.04.70238, unpublished).

Benninghoff, M.; Winter, C.: Recent morphologic evolution of the German Wadden Sea. *Science Reports* 9, 9293, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45683-1>, 2019.

Bridges, T. S.; King, J. K.; Simm, J. D.; Beck, M. W.; Collins, G.; Lodder, Q.; Mohan, R. K. (eds.): *International guidelines on natural and nature-based features for flood risk management*. Vicksburg, MS: U.S. Army Engineer Research and Development Center, <https://doi.org/10.21079/11681/41946>, 2021.

CPSL: Coastal protection and sea level rise - solutions for sustainable coastal protection in the Wadden Sea region. Trilateral Working Group on Coastal Protection and Sea Level Rise (CPSL). *Wadden Sea Ecosystem*, 21, Wilhelmshaven, 2005.

Dangendorf, S.; Kelln, J.; Arns, A.; Gräwe, U.; Steffen, H.; Hofstede, J. L. A.; Jensen, J.: Untersuchungen zur Rekonstruktion des Meeresspiegels und vertikaler Landbewegungen an den deutschen Küsten. *Die Küste*, 91, <https://doi.org/10.18171/1.091103>, 2022.

Dijkema K. S.; Bossinade J. H.; Bouwsema P. and De Glopper R. J.: Salt marshes in the Netherlands: rising high-tide levels and accretion enhancement. In: Beukema J. J. et al. (eds), *Expected Effects of Climatic Change on Marine Coastal Ecosystems*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 173–188, 1990.

DVWK: Historischer Küstenschutz – Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostseeküste. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (Hg.). Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart, 1992.

Eiben, H.: Schutz der Ostseeküste von Schleswig-Holstein. In: Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (Hg.): *Historischer Küstenschutz – Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostseeküste*. Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart, 517–534, 1992.

EurOtop: Manual on wave overtopping of sea defences and related structures. An overtopping manual largely based on European research, but for worldwide application. Van der Meer, J. W., Allsop, N. W. H., Bruce, T., De Rouck, J., Kortenhaus, A., Pullen, T., Schüttrumpf, H., Troch, P.; Zanuttigh, B., www.overtopping-manual.com, 2018.

GOVBL: Gesetz zum Neuerlass des Wassergesetzes und zur Änderung anderer wasserrechtlicher Vorschriften (Wasserrechtsmodernisierungsgesetz). *Gesetz- und Verordnungsblatt für Schleswig-Holstein*, 15, 425–468, 2019.

Hache, I.; Karius, V.; von Eynatten, H.: Suspended particulate matter for sediment accumulation on inundated anthropogenic marshland in the southern North Sea – potential, thresholds and limitations. *Continental Shelf Research*, 207, 1–14, 2020.

Hofstede, J. L. A.: Integrated management of artificially created salt marshes in the Wadden Sea of Schleswig-Holstein, Germany. *Wetlands Ecology and Management*, 11, 183–194, 2003.

Hofstede, J. L. A.; Stock, M.: Climate change adaptation in the Schleswig-Holstein sector of the Wadden Sea: an integrated state governmental strategy. *Journal of Coastal Conservation*, 22, 199–207, 2018.

Hofstede, J. L. A.; Becherer, J.; Burchard, H.: Morphologische Projektionen für zwei Tidesysteme im Wattenmeer von Schleswig-Holstein: SH-TREND. *Die Küste*, 87, 115–131, 2019.

Hofstede, J. L. A.; Hamann, M.: The 1872 catastrophic storm surge at the Baltic Sea coast of Schleswig-Holstein; lessons learned? *Die Küste* 92, 2022 (online first).

IPCC: Summary for Policymakers. In: Masson-Delmotte, V.; Zhai, P.; Pirani, A.; Connors, S. L.; Péan, C.; Berger, S.; Caud, N.; Chen, Y.; Goldfarb, L.; Gomis, M. I.; Huang, M.; Leitzell, K.; Lonnoy, E.; Matthews, J. B. R.; Maycock, T. K.; Waterfield, T.; Yelekçi, O.; Yu R.; Zhou, B. (eds.): *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, in press.

Kiecksee, H.: *Die Ostseesturmflut 1872*. Schriften des Deutschen Schifffahrtsmuseums Bremerhaven, Heft 2, 1972.

Klein, B.; Seiffert, R.; Gräwe, U.; Klein, H.; Loewe, P.; Möller, J.; Müller-Navarra, S.; Holfort, J.; Schlamkow, C.: *Deutsche Bucht mit Tideelbe und Lübecker Bucht*. In: von Storch, H.; Meinke, I.; Claußen, M. (eds): *Hamburger Klimabericht – Wissen über Klima, Klimawandel und Auswirkungen in Hamburg und Norddeutschland*. Springer Spektrum, Berlin, Heidelberg, 2018.

Levsen, E. J.: *Topographische Entwicklung der Hallig Norderoog*. Präsentation zur gewässerkundlichen Dienstbesprechung im LKN.SH am 18.04.2013 (unpublished).

LKN.SH: *Morphologischer Bericht zum Vorlandmonitoring - Profilauswertung und Fotodokumentation zwischen 1996 und 2018*. Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz, Husum, 2019 (unpublished).

LKN.SH: *BASEWAD - balancing sediment deficits in the Wadden Sea*, Synthesepapier, Husum, 2020 (unpublished).

Meier, D.: *Landschaftsgeschichte, Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Marsch*. In: Verein Ditmarschens Landeskunde (Hg.): *Geschichte Dithmarschens*, Heide, 71–92, 2000.

MELFF: *Die Sturmflut vom 16./17. Februar 1962 an der Schleswig-Holsteinischen Westküste*. *Die Küste*, 10 (1), 55–80, 1962.

MELFF: *Generalplan Deichverstärkung, Deichverkürzung und Küstenschutz in Schleswig-Holstein*. Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft, Forsten und Fischerei des Landes Schleswig-Holstein (Hg.), Kiel, 1963.

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

MELUR: Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein - Fortschreibung 2012. Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein (Hg.), Kiel, 2012.

Menn, I.; Junghans, C.; Reise, K: Buried alive – effects of beach nourishment on the infauna of an erosive shore in the North Sea. *Senckenbergiana Maritima*, 32, 125–145, 2003.

MILIG: Landesentwicklungsplan Schleswig-Holstein - Fortschreibung 2021. Ministerium für Inneres, ländliche Räume, Integration und Gleichstellung des Landes Schleswig-Holstein (Hg.), Kiel, 2021.

MLR: Generalplan Küstenschutz – integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein 2001. Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein (Hg.), Kiel, 2001.

Möller, I.; Kudella, M.; Rupprecht, F.; Spencer, T.; Paul, M.; van Wesenbeeck, B. K.; Wolters, G.; Jensen, K.; Bouma, T. J.; Miranda-Lange M.; Schimmels, S.: Wave attenuation over coastal salt marshes under storm surge conditions. *Nature Geoscience*, 7, 727–731, 2014.

Parkinson, R. W., Ogurcak, D. E.: Beach nourishment is not a sustainable strategy to mitigate climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 212, 203–209, 2018.

Probst, B.: Deichvorlandbewirtschaftung im Wandel der Zeit. *Die Küste* 58, 47–60, 1996.

Scherenberg, R.: Küstenschutz und Binnenentwässerung in den Marschen Nordfrieslands und Eiderstedt. In: Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (Hg.): Historischer Küstenschutz – Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostseeküste. Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart, 403–462, 1992.

Staudt, F.; Gijsman, R.; Ganal, C.; Mielck, J.; Wolbring, J.; Hass, H. C.; Goseberg, N.; Schüttrumpf, H.; Schlurmann, T.; Schimmels, T.: The sustainability of beach nourishments: a review of nourishment and environmental monitoring practice. *Journal of Coastal Conservation*, 25, <https://doi.org/10.1007/s11852-021-00801-y>, 2021.

Thorenz, F.; Lambrecht, H.-J.; Blum, H.: Untersuchungen zur Überflutungsausbreitung im Fall von Deichbrüchen. *Die Küste*, 85, 183–221, 2017.

Van Loon-Steensma, J. M.; Vellinga, P.: How “wide green dikes” were reintroduced in The Netherlands: a case study of the uptake of an innovative measure in long-term strategic delta planning. *Journal of Environmental Planning and Management*, <https://doi.org/10.1080/09640568.2018.1557039>, 2019.

Vousdoukas, M. I.; Mentaschi, L.; Hinkel, J.; Ward, Ph. J.; Mongelli, I.; Ciscar, J.-C.; Feyen, L.: Economic motivation for raising coastal flood defenses in Europe. *Nature Communications*, 11:2119, <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15665-3>, 2020.

Wohlenberg, E.: Die Trinkwasserversorgung der Halligen nach der Sturmflut im Februar 1962. (Ein Untersuchungs-, Erfahrungs- und Erlebnisbericht). *Die Küste*, 10 (1), 86–134, 1962.

EcoDike – Grüne Seedeiche und Deckwerke für den Küstenschutz

Babette Scheres¹, Arne Arns², Cajus Bisgwa³, Björn Deutschmann⁴, Peter Fröble⁵, Nils Goseberg⁶, Annelie Graunke³, Tom K. Hoffmann⁷, Henner Hollert⁸, Jürgen Jensen⁹, Philipp Jordan⁵, Kara Keimer⁶, Natasa Manojlovic⁵, Jochen Michalzik⁷, Maike Paul⁷, Torsten Schlurmann⁷, David Schürenkamp⁶, Felix Soltau⁹, Marius Ulm⁹, Nicole Wrage-Mönnig³ und Holger Schüttrumpf¹

¹ RWTH Aachen University, Lehrstuhl und Institut für Wasserbau und Wasserrwirtschaft

² Universität Rostock, Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät, Professur Küstenschutz und Küstendynamik

³ Universität Rostock, Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät, Professur Grünland und Futterbaumwissenschaften

⁴ RWTH Aachen University, Institut für Umweltforschung (Biologie V)

⁵ Technische Universität Hamburg, Institut für Wasserbau

⁶ Technische Universität Braunschweig, Leichtweiß-Institut für Wasserbau

⁷ Leibniz Universität Hannover, Ludwig-Franziskus-Institut für Wasserbau, Ästuar- und Küsteningenieurwesen

⁸ Goethe-Universität Frankfurt am Main, Institut für Ökologie, Evolution und Diversität

⁹ Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt

Zusammenfassung

Seedeiche stellen nicht nur ein wichtiges Küstenschutzelement, sondern gleichzeitig auch ein Ökosystem dar, das wertvolle Ökosystemleistungen mit sich bringen kann. Ziel des EcoDike-Projektes war es, Ansätze und Methoden zur ökologischen Aufwertung von Seedeichen unter Bewahrung der Deichsicherheit zu erarbeiten und wissenschaftlich zu untersuchen, um schlussendlich Empfehlungen für ökologisch aufgewertete und ökosystemfördernde Seedeiche zusammenzustellen. Dabei haben die Deichsicherheit und somit die Küstenschutzfunktion des Deiches weiterhin oberste Priorität. Möglichkeiten zur ökologischen Aufwertung von Seedeichsystemen stellen (i) die Förderung von natürlichen oder naturbasierten Lösungen im Vorland, z. B. Vorlandvegetation, und (ii) eine angepasste Gestaltung des Deichbauwerks selbst, z. B. durch Begrünung mit ökologisch wertvollere Deichvegetation, dar. Bei der Untersuchung der Interaktion von hydrodynamischen Prozessen und Vorlandökosystemen wurden neue Methoden zur Parametrisierung von Vorlandvegetation entwickelt und neue Erkenntnisse zur Reduktion von Wellenbelastungen an Seedeichen durch Vegetation gewonnen. Der ökologische Wert der Deichdeckschicht kann durch Verwendung ökologisch wertvollere Vegetation, insbesondere Kräutern und Leguminosen, erhöht werden. Hierbei ist der Erosionsschutz der Deichdeckschicht weiterhin zu gewährleisten. Anhand von physikalischen Modellversuchen, in-situ Tests und Laboranalysen konnte neues Wissen zur Etablierung, dem ökologischen Wert und dem Erosionswiderstand verschiedener Vegetationen unter Küstenbedingungen erlangt werden. Bestehende Deichmonitoring- und Deichunterhaltungsstrategien wurden analysiert und neue in-situ-Tests und Bewertungsschemata entwickelt und erprobt.

Schlagwörter

Grüne Seedeiche, Ökologische Aufwertung, Naturbasierte Methoden, Deichvegetation, Wellen-Vegetations-Interaktion, Deichunterhaltung, Ökotoxikologie, Ökosystemleistungen

Summary

Sea dikes are not only an important coastal protection element, but also represent an ecosystem that can supply valuable ecosystem services. The objective of the project EcoDike was to develop and investigate methods and approaches for ecological enhancements of sea dikes and finally compile recommendations for ecologically enhanced and ecosystem-supporting sea dikes. The dike safety, however, and with this the coastal protection function still have highest priority. Options for ecological enhancement of sea dikes were found by (i) supporting natural or nature-based solutions in the foreshore, e.g. foreshore vegetation, and (ii) enhancing the dike structure itself, e.g. with ecologically more valuable sea dike vegetation. Investigating the interaction of hydrodynamic processes and foreshore vegetation, new methods for vegetation parameterization were developed and new insights into reduction of wave loads on sea dikes due to foreshore vegetation were gained. The ecological value of dike covers can be enhanced by applying ecologically more valuable vegetation, especially herbs and legumes. In doing so, the erosion protection of the dike cover has to be maintained. With physical model tests, in-situ tests and laboratory analyses, new knowledge on vegetation establishment, ecological value and erosion resistance of different vegetations under coastal conditions was acquired. Monitoring and maintenance strategies were analyzed and in-situ tests and evaluation schemes were developed and tested.

Keywords

green sea dikes, ecological enhancement, nature-based solutions, dike vegetation, wave-vegetation-interaction, dike maintenance, ecotoxicology, ecosystem services

1 Einführung

Deckwerke, See- und Ästuardeiche an der Deutschen Küste werden entsprechend der geltenden Anforderungen für einen sicheren und nachhaltigen Sturmflutschutz geplant, bemessen und gebaut (CIRIA 2013, EAK 2002). Hierbei werden die hydraulischen Belastungen (d. h. Wasserstände und Wellenparameter) sowie die geotechnischen (z. B. Bodenparameter) und lokalen Randbedingungen (z. B. Platzverhältnisse) einbezogen. Umwelt- und naturschutzfachliche Aspekte werden durch Nutzung lokaler Ressourcen und Minimalisierung des Ressourcenverbrauchs sowie Ausgleichsmaßnahmen berücksichtigt. Der ökologische Wert des eigentlichen Deichsystems und ökosystemare Aspekte finden bislang nur geringe Beachtung im Planungsprozess.

Hauptziel des Forschungsvorhabens EcoDike war die Steigerung des ökosystemaren Werts von Deichen und Deckwerken unter gleichzeitiger Beachtung der Deichsicherheit. Hierzu ist es erforderlich, Deiche und Deckwerke nicht nur als Küstenschutzbauwerk, sondern auch als Ökosystem zu verstehen und die komplexen Wechselwirkungen zwischen Deich und Meer zu begreifen und durch begleitende intelligente und innovative Maßnahmen des Monitorings und der Deichunterhaltung die Deichsicherheit im Rahmen einer

integrierten risikobasierten Strategie zu erhalten bzw. möglichst zu steigern. Die Deichsicherheit und damit der Küstenschutz stehen hierbei weiterhin an erster Stelle.

Die Bearbeitung des EcoDike-Projekts erfolgte auf der Grundlage theoretischer Überlegungen, Laboruntersuchungen, klein- und großmaßstäblicher Experimente sowie Untersuchungen in der Natur. Grundlage war ein transdisziplinärer Ansatz unter Berücksichtigung der wachsenden Nutzungsanforderungen an die Küste, des Klimawandels sowie der Leistungen der Ökosysteme der Küste. Abbildung 1 zeigt die Unterthemen des EcoDike-Projekts in Verbindung mit dem Aufbau des vorliegenden Kurzberichts, der eine Ergebniszusammenstellung der einzelnen Teilprojekte darstellt. Bei den beteiligten Institutionen handelt es sich um:

- Lehrstuhl und Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft der RWTH Aachen University (IWW) [Projektkoordinator] (Kap. 5),
- Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig (LWI) (Kap. 2),
- Forschungsinstitut Wasser und Umwelt der Universität Siegen (fwu) (Kap. 3),
- Professur Grünland und Futterbauwissenschaften, Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät der Universität Rostock (UR) (Kap. 4),
- Ludwig-Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und Küsteningenieurwesen der Leibniz Universität Hannover (LuFI) (Kap. 6),
- Institut für Umweltforschung der RWTH Aachen University (IUF) (Kap. 7) und
- Institut für Wasserbau der Technischen Universität Hamburg (TUHH) (Kap. 8).

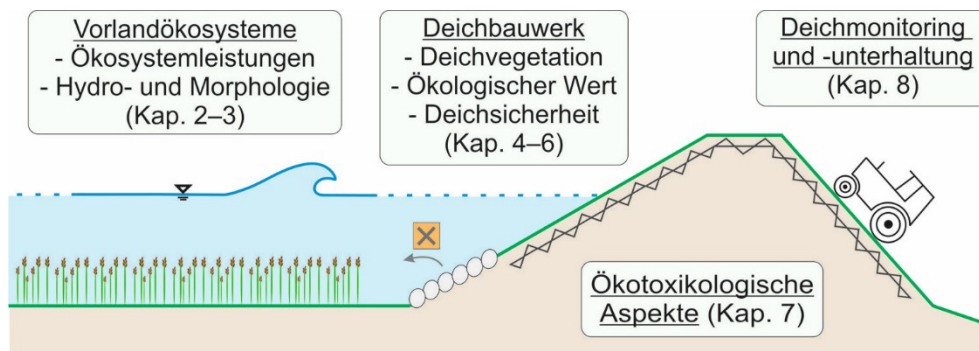


Abbildung 1: Unterthemen des EcoDike-Projekts und Aufbau des vorliegenden Kurzberichts.

2 Ökosystemleistungen von Deichvorlandvegetation für den Küstenschutz

Kara Keimer, David Schürenkamp und Nils Goseberg

2.1 Einleitung

Seedeiche an der deutschen Küste werden unter Berücksichtigung von extremen Sturmflutereignissen und des Meeresspiegelanstiegs bemessen. Die Vegetation auf den Deichvorländern bleibt bislang häufig bei der Ermittlung der Wellenauflaufhöhen und Wellenüberlaufzeiten unberücksichtigt, da der Einfluss der Deichvorlandvegetation auf die Wellenbelastung am Deich in Bemessungsansätzen noch nicht hinreichend genau erfasst werden kann. Ziel der Untersuchungen ist daher die Entwicklung von Untersuchungsmethoden und Ansätzen zur Quantifizierung des Einflusses der Vorlandvegetation auf die Wellendämpfung auf dem Vorland sowie auf den Wellenauflauf am Deich als Grundlage für eine Bewertung der

Ökosystemleistungen bewachsener Vorländer (Scheres et al. 2020). Hierzu werden i) der derzeitige Wissensstand sowie die bisherigen Konzepte und Daten analysiert und ii) Laborversuche zum Einfluss der Vorlandvegetation auf die Wellenbelastung am Deichfuß entwickelt und durchgeführt.

2.2 Analyse des Wissensstands

Eine Analyse des Wissensstands insbesondere zu biomechanischen Eigenschaften und zur Modellierung der Vorlandvegetation, ökohydraulischen Prozessen sowie zur Interaktion von Wellen, Vegetation und Bauwerk wurde durchgeführt. Die Entwicklung von neuen Konzepten für Küstendeiche mit bewachsenen Vorländern (Salzwiesen) ist hierbei das Hauptziel dieser Studie. Zu diesem Zweck werden ökohydraulische Prozesse an Seedeichen mit Vorländern unter Berücksichtigung der vorherrschenden Vegetationsarten und Topographie analysiert. Hierbei liegt der Fokus auf typischen Vorländern mit Salzwiesen an der deutschen Küste.

Die Wirkung von Ökosystemen und ökologischen Maßnahmen auf die Wellendämpfung im Deichvorland werden u. a. durch Anderson und Smith (2014), Möller et al. (2014), Shepard et al. (2011), Schulze et al. (2019) untersucht. Feld- und Laboruntersuchungen u. a. von Tempest et al. (2015), Spencer et al. (2016), Vuik et al. (2018) und Zhu et al. (2019) liefern hydraulisch relevante Vegetationseigenschaften (u. a. Wuchshöhe, Wuchsdichte, Biegesteifigkeit), um künstliche Ersatzmodelle der Vegetation für experimentelle Untersuchungen zu entwickeln (Soltau et al. 2020).

Die Interaktion zwischen Wellen und Vegetation auf Vorländern wurde unter anderem in Hinblick auf Salzwiesen von Möller et al. (2011), Tempest et al. (2015) und Rupprecht et al. (2015) untersucht. Die Reduktion der einlaufenden Wellenenergie und der Erosionsschutz auf dem Vorland konnten aufgezeigt werden und belegen die relativ große Bedeutung der Vorlandvegetation für den Küsten- und Hochwasserschutz. Salzwiesen haben das Potenzial, Dissipationsraten von bis zu 60 % zu erreichen, wobei hohe Wasserstände zu einer deutlichen Abnahme der Energiedissipation führen (Shepard et al. 2011, Möller et al. 2014). Die Laborexperimente von Fonseca und Cahalan (1992) zur Wellendämpfung durch verschiedene Vegetationsarten wurden unter Variation der Wassertiefe bei gleicher Bewuchshöhe durchgeführt. Die Dämpfung der Wellenenergie im Vegetationsfeld ist abhängig von der relativen Vegetationshöhe h_v/h und weiterhin von der Breite des Bewuchsfeldes, der Bewuchsdichte sowie der Biegesteifigkeit (Anderson und Smith 2014).

2.3 Aufbau der Laborexperimente

Das Ziel der systematischen Laborexperimente ist die Untersuchung des Einflusses von Deichvorlandbewuchs auf die Dämpfung der Wellenenergie, die Reduktion des Wellenaufbaus sowie die Wellenbelastung auf Küstenschutzbauwerke. Es wird hierzu der Einfluss von idealisierter Vegetation mit relativ geringer Flexibilität ($E \cdot I = 1,3 \cdot 10^4 \text{ Nmm}^2$) und einem Durchmesser von $d_v = 0,3 \text{ cm}$ auf einem horizontalen Vorland untersucht. Die Experimente wurden im Labor mit dem LWI-Wellenkanal (90 m lang, 1 m breit) durchgeführt (Keimer et al. 2021). Die Anordnung der Messtechnik und der idealisierten Vegetation im Wellenkanal wurde unter Berücksichtigung der Untersuchungen von Husrin (2013) sowie Anderson und Smith (2014) optimiert (Abbildung 2).

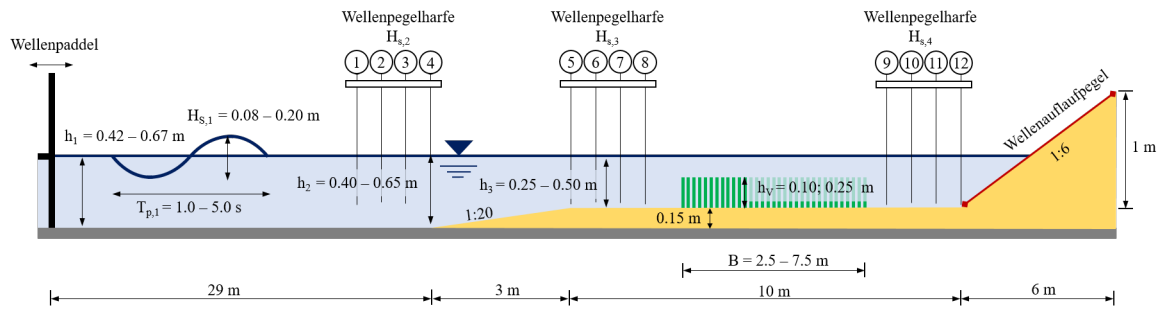


Abbildung 2: Versuchsaufbau und Instrumentierung zur Untersuchung des Einflusses von Vorlandvegetation auf den Wellenaufbau am Deich (nicht maßstäblich).

Die Untersuchungen in einem Laborexperiment erfordern eine Änderung der Bewuchshöhe zur Einstellung unterschiedlicher relativer Vegetationshöhen, die zu einer Änderung der Wellenform durch die Transformation der Welle (insbesondere durch Shoaling) führt. Für die Durchführung von hydraulischen Modellversuchen sind die Aspekte i) Idealisierung und Parametrisierung der Vegetation und ii) Skalierung und dynamische Ähnlichkeit der Vegetation von großer Bedeutung. Der Schwerpunkt der experimentellen Untersuchungen liegt in sehr ungünstigen Zuständen in Bezug auf die (idealisierte) Vegetation (Wuchsdichte, -höhe und Vegetationsbreite) und extremen Sturmflutbedingungen mit relativ hohen Wasserständen. Die Skalierung des hydraulischen Modells erfolgte durch die Froude-Ähnlichkeit, da Trägheits- und Schwerkraftkräfte die dominierenden Kräfte für die maßgebenden Prozesse in Bezug auf die Transmission der Wellenenergie und der Wellenbelastung am Deich darstellen (Keimer et al. 2021).

Das Froude-Modell im Maßstab 1:10 wird mit dem Fokus auf Wellentransformation, Wellenbrechen sowie Wellenaufbau am Deich untersucht. Hierbei werden hydraulische Parameter in folgenden Bereichen erzeugt: Wellenhöhe $H_{s,1} = 0,08\text{--}0,20$ m; Peak-Wellenperiode $T_{p,1} = 1,0\text{--}5,0$ s und Wasserstände an der Wellenmaschine $h_1 = 0,42\text{--}0,67$ m beziehungsweise $h_3 = 0,25\text{--}0,50$ m auf dem Vorland. Daraus ergibt sich die relative Vegetationshöhe als Verhältnis der Vegetationshöhe h_V zur lokalen Wassertiefe auf dem Vorland h_3 mit $h_V/h_3 = 0,20\text{--}1,00$. Jeder Versuch wird über eine Dauer von 10 min durchgeführt (Keimer et al. 2021). Für die Analyse der Ergebnisse wird der Zeitbereich der Wasserspiegelauslenkung analysiert, in dem das Wellenfeld voll ausgereift ist. Ausgewählte Versuche wurden wiederholt, um die Reproduzierbarkeit zu gewährleisten und Ausreißer zu identifizieren. Eine detaillierte Beschreibung der Versuchsauswertung ist in Keimer et al. (2021) zu finden. Das Versuchsprogramm der Experimente im Wellenkanal mit den Wellenparametern und den Wasserständen ist in Tabelle 1 aufgeführt. Die Eigenschaften der idealisierten Vegetation sind in Tabelle 2 dargestellt.

Tabelle 1: Versuchsprogramm mit den eingesteuerten Wellenparametern und Wasserständen (im Modellmaßstab) nach Keimer et al. (2021).

Wellenhöhe an der Wellenmaschine	Wellenperiode	Wassertiefe auf dem Vorland
$H_{s,1}$ [m]	$T_{p,1}$ [s]	h_3 [m]
0,08; 0,12	1,0; 1,5; 2,0; 3,0; 4,0; 5,0	0,25
0,08; 0,12	1,5; 3,0; 4,0; 5,0	0,33
0,08; 0,16; 0,20	1,5; 3,0; 5,0	0,50

Tabelle 2: Eigenschaften der idealisierten Vegetation (im Modellmaßstab) nach Keimer et al. (2021).

Beschreibung	Parameter	Einheit	Werte
Halmdurchmesser	d_v	[cm]	0,3
Vegetationshöhe	h_v	[m]	0,10; 0,25
Steifigkeit (starr)	$E_1 \cdot I_1$	[Nmm ²]	$1,3 \cdot 10^4$
Vegetationsdichte ¹⁾	S	[m ⁻²]	200; 400
Breite der Vorlandvegetation	B	[m]	2,5; 5,0; 7,5

¹⁾ Die Vegetation ist in versetzten Reihen angeordnet

2.4 Hydrodynamische Prozesse

Das Vorland zeigt bereits ohne Vegetation eine starke Reduktion der Wellenenergie, die auf die Vorlandgeometrie und die Länge des Vorlandes zurückzuführen ist. Die Wellensteilheit als Verhältnis von Wellenhöhe zu Wellenlänge steigt durch die Verringerung der Wassertiefe an der Modellrampe an. In den Modellversuchen ohne idealisierten Vegetationsbewuchs liegt eine 10 m lange, ebene Vorlandfläche mit geringer Rauheit vor. Auf dem Vorland nimmt die Wellensteilheit durch Energiedissipation kontinuierlich ab. Bei den Modellversuchen mit Vegetationsmodellen ist die Reduktion der Wellenhöhe infolge der Rauheitswirkung erhöht (Keimer et al. 2021). Der Transmissionskoeffizient K_t , als das Verhältnis der Wellenhöhen hinter ($H_{s,4}$) und vor dem Vegetationsfeld ($H_{s,2}$), zeigt eine Reduktion der Wellenenergie durch das Vegetationsmodell. Ohne Vegetation zeigt sich eine Reduktion der Wellenhöhe um 23 %. Bei der Auswertung der Untersuchungen mit Vegetationsmodell wird die Wellenhöhe im Mittel um 32 % verringert. Daraus ergibt sich im Mittel eine Wellenhöhenreduktion durch Vorlandvegetation von 9 %. Zudem ist ersichtlich, dass die Wellenhöhenreduktion mit zunehmender Vegetationshöhe steigt beziehungsweise die Transmission sinkt (Keimer et al. 2021).

Die Reduktion der relativen Wellenaufbauhöhe durch die idealisierte Vorlandvegetation von bis zu 16,5 % (Median; im Vergleich zu den Untersuchungen ohne Vegetation) kann ebenfalls beobachtet werden. Werden die Mittelwerte miteinander verglichen, ist für die beiden Vegetationshöhen jeweils ein Anstieg der Reduktion mit sinkender Wassertiefe zu erkennen. Insgesamt zeigen die Ergebnisse große Streuungen (Keimer et al. 2021).

In Keimer et al. (2021) werden neben dem Transmissionskoeffizienten und dem Wellenaufbau noch die Wellenreflektion und der Brandungstau ausgewertet und diskutiert. Insgesamt sind die Einflüsse unterschiedlicher relativer Tauchtiefen und Vegetationsfeldbreiten erkennbar.

2.5 Fazit

Es wurden folgende wissenschaftlich-technische Ergebnisse erzielt: Verbesserung des Prozessverständnisses durch die fortlaufende Analyse des Wissensstands zu hydrodynamischen und biomechanischen Prozessen auf dem Vorland, Wechselwirkung zwischen Wellen, Vegetation und Bauwerk, Einflüsse der Vegetation auf die Wellendämpfung sowie auf den Wellenaufbau an Deichen zur Ermittlung bestehender Wissenslücken sowie der erforderlichen Methodik für theoretische und experimentelle Untersuchungen (Labor- und Felduntersuchungen). Außerdem erfolgte eine Analyse der Vegetations- und

Materialeigenschaften (Dichte, Steifigkeit etc.), Bewuchsparameter (Wuchshöhe h_v , Bewuchsdichte, -anordnung, -breite) sowie des dynamischen Verhaltens typischer Vorlandvegetation verschiedener Vegetationszonen (siehe z. B. Liu et al. 2021).

Neben der Ermittlung geeigneter Materialien für die idealisierte Vorlandvegetation sowie deren Materialeigenschaften (u. a. Flächenträgheitsmoment, Steifigkeit, Dichte etc.) wurden die relevanten ökohydraulischen Parameter (u. a. relative Vegetationshöhe h_v/h_3) für das Versuchsprogramm der geplanten Laborexperimente im Wellenkanal erarbeitet.

Die vergleichende Untersuchung verschiedener Vegetationsparameter im LWI-Wellenkanal lieferte Erkenntnisse zum Einfluss der Vorlandvegetation auf die Wellendämpfung und die Reduktion der Wellenaufbauhöhe am Deich. In Hinblick auf die hydraulische Wirksamkeit der idealisierten Vorlandvegetation konnte eine Dämpfung der Wellenenergie in Form der Wellenhöhenreduktion zwischen 19 % (median) bei $h_v/h_3 = 0,20$ und 49 % (median) bei $h_v/h_3 = 1,0$ gezeigt werden. Im Vergleich dazu liegt die Reduktion der Wellenaufbauhöhe $R_{u2\%}$ am Deich zwischen 2,3 % (median für $h_v/h_3 = 0,20$) und 16,5 % (median) bei $h_v/h_3 = 1,0$ (Keimer et al. 2021). Bei hohen Wasserständen nimmt die Dämpfung der Wellenbelastung am Deich deutlich ab, trägt aber bei geringeren Sturmflutwasserständen zum Schutz des Deichfußes bei. Zudem wird die Belastungshäufigkeit beziehungsweise die Belastungsdauer reduziert, wodurch der Aufwand bei der Deichunterhaltung sinken kann.

Es bedarf weiterer Untersuchungen für die Bewertung der Ökosystemleistungen von Deichvorländern für den Küstenschutz unter anderem zum Wellenaufbau unter saisonalen Änderungen der Vegetationseigenschaften und zur Stabilisierung des Vorlands und des Deichfußes durch die Vegetation.

3 Abschätzung des Dämpfungspotentials von Wellen durch eine Deichvorlandvegetation mittels Regressionsmodell

Felix Soltan, Arne Arns, Marius Ulm und Jürgen Jensen

3.1 Einleitung

Windwellen sind maßgeblich verantwortlich für Erosionsprozesse am Küstenschutzdeich, die letztlich zu einem Versagen des Bauwerks führen können (Kortenhaus et al. 2002, Kobayashi und Weizner 2015). Zwar bieten heutige Küstenschutzbauwerke einen hohen Sicherheitsstandard auf der Widerstandsseite der Bemessung, jedoch unterliegt die Einwirkungsseite gewissen Veränderungen und Belastungen, zum Beispiel dem steigenden Meeresspiegel (z. B. Arns et al. 2015, Vousdoukas et al. 2018) oder zunehmenden Sturmfluten und Wellenbelastungen (z. B. Melet et al. 2018). Diesen möglichen Veränderungen muss frühzeitig begegnet werden, während gleichzeitig ökologische Aspekte technischer Lösungsansätze zunehmend an Bedeutung gewinnen. Als Beispiel für ökologischen Küstenschutz zeigt Abbildung 3 ein zur Wellendämpfung geeignetes Vegetationsfeld im Sommer vor einem Deich auf der Insel Hiddensee. In verschiedenen Studien (z. B. Bouma et al. 2005, Augustin et al. 2009, Möller et al. 2014) wurde die Wellendämpfung durch Vegetation bereits untersucht, jedoch jeweils beschränkt auf eine geringe Anzahl von Pflanzenarten und Wellencharakteristika. In diesem Teilvorhaben des Verbundprojekts EcoDike steht deshalb die Entwicklung eines übergeordneten Vorhersagemodells für die

Wellendämpfung durch Vegetation im Vordergrund. Die Möglichkeit zur Erweiterung des Prozessverständnisses sowie der Transfer zur Anwendbarkeit in der Praxis sollen zudem verbessert werden.



Abbildung 3: Deichvorlandvegetation im Sommer auf Hiddensee (Soltau 2018).

3.2 Literaturrecherche und Datengrundlage

Im Rahmen einer Literaturrecherche wurden Informationen und Datensätze aus wissenschaftlichen Studien über Laboruntersuchungen und Naturmessungen zur Wellendämpfung durch Vegetation zusammengetragen und ausgewertet. Dabei konnten verschiedene Einflussfaktoren auf die Wellendämpfung identifiziert werden, wie beispielsweise die Dichte der Vegetation, die nach McIvor et al. (2012) und Paul und Amos (2011) positiv mit der Wellendämpfung korreliert ist. Paul et al. (2012) zeigten, dass eine steifere Vegetation zu einer stärkeren Dämpfung der Wellen führt als flexiblere Pflanzen. Die Wellenperiode und Wellenlänge sind negativ mit der Dämpfung korreliert, sodass kürzere Wellen durch ein Vegetationsfeld stärker gedämpft werden. Die Höhe der Wassersäule über der Vegetation ist ebenso entscheidend, da eine kurze Vegetation relativ zum Wasserstand zu einer deutlich geringeren Dämpfung führt als eine höhere. Eine ausführliche Zusammenfassung dieser Beobachtungen findet sich in Anderson et al. (2011).

Zusätzlich zu den Datensätzen aus der Literatur wurde im Rahmen einer Masterarbeit ein auf der Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH) Berechnungsmethode basierendes numerisches Modell zur Simulation von küstenschutzwaldähnlichen Strukturen aufgebaut. Der damit generierte Datensatz, bestehend aus 15 Simulationen, bestätigte ebenfalls die zuvor genannten Abhängigkeiten. Weitere Datensätze ergaben sich aus Laboruntersuchungen zum Dämpfungsvermögen von Salzwiesen (Möller et al. 2014) und dem bereits abgeschlossenen Projekt „Foreshore Assessment using Space Technology“ (FAST) (Möller, persönliche Kommunikation 2019).

Für die weiteren Analysen wurde ausschließlich der Datensatz aus dem FAST-Projekt verwendet. Es handelt sich dabei um über 3200 Einzelbeobachtungen von Wellen mit Höhen über fünf Zentimeter. Die Wellen wurden zwischen 2014 und 2016 an der Nordseeküste Englands und der Niederlande, an der Atlantikküste Südspaniens sowie am Schwarzen Meer

in Rumänien aufgezeichnet. Die Vegetation bestand aus Schlickgras, Schilfrohr und weiteren Arten, wie Salzmelden und Salzschwaden. Im Gegensatz zu den anderen getesteten Datensätzen liefert der FAST-Datensatz die größte Anzahl verschiedener Messgrößen und Einzelbeobachtungen unter Anwendung homogener Messmethoden im Feld und damit vergleichbarer Größenordnungen der Parameter. Die je Beobachtung verfügbaren Parameter sind Vegetationshöhe, Pflanzenzahl pro Quadratmeter, Stamm- bzw. Pflanzendurchmesser, Wellenperiode, Wellenlänge, Wellenhöhe, Wassertiefe, Vegetationsfeldlänge und Geländeneigung. Deren Wertebereiche innerhalb des Datensatzes sind in Tabelle 3 dargestellt.

Tabelle 3: Wertebereiche der neun Parameter des verwendeten Datensatzes.

	h [m]	N [-]	D [mm]	T [s]	λ [m]	H [m]	d [m]	L [m]	S [-]
min	0,14	65	1,7	0,83	1,00	0,05	0,11	3,7	-0,022
max	2,60	2100	10,7	11,01	30,7	0,47	1,89	21	0,076

h Vegetationshöhe
N Stammzahl je m²
D Stammdurchmesser
T Wellenperiode
 λ Wellenlänge
H Wellenhöhe
d Wassertiefe
L Vegetationsfeldlänge
S Geländeneigung als Anstieg der Geländehöhe je Einheitslänge in Wellenausbreitungsrichtung

3.3 Methodik zum Aufbau des Regressionsmodells

Zur Bestimmung einer optimierten multiplen linearen Regression wurden unterschiedlichste Modifikationen und Interaktionen der zuvor genannten Parameter (Tabelle 3) in einer Gleichung zusammengefasst. Anfänglich ergaben sich 54 Modifikationen der neun Prädiktoren durch deren einfache, quadrierte und kubierte Form sowie deren Kehrwerte. Zwecks Reduktion des Rechenaufwands wurde die Anzahl an Prädiktoren auf eine Auswahl von neun am stärksten mit der Wellendämpfung korrelierten und in ihrer Grundform verschiedenen Modifikationen beschränkt. Nachfolgend wurde ein in der Software Matlab® implementierter, schrittweise arbeitender Algorithmus zur Erstellung der Regressionsgleichung angewendet, der signifikante Terme hinzufügt (Signifikanzniveau $p < 0,05$) oder verwirft (Signifikanzniveau $p > 0,10$), mit dem Ziel, das Gesamtmodell weiter zu verbessern. Zur abschließenden Sicherstellung der Übertragbarkeit des Modells wurde eine Kreuzvalidierung durchgeführt, indem die Koeffizienten der gefundenen Gleichung mittels einer Vielzahl zufälliger Teilmengen des Datensatzes trainiert, deren Ergebnisse gemittelt und für die finale Gleichung verwendet wurden.

3.4 Ergebnisse der Regressionsanalyse

Mit dem verwendeten Algorithmus wurden insgesamt 60 Terme aus Prädiktormodifikationen und deren Interaktionen als signifikant identifiziert und zu einer Gleichung

zusammengefasst. Eine anschließende Kreuzvalidierung zur Sicherstellung der Übertragbarkeit der Regressionsgleichung auf unbekannte Wellen-Vegetationsinteraktionen anderer Standorte lieferte die abschließend verwendeten Koeffizienten für jeden Term. Die mittels finaler Regressionsgleichung vorhergesagten Dämpfungswerte des Gesamtdatensatzes sind auf der y-Achse in Abbildung 4 den beobachteten Dämpfungswerten auf der x-Achse gegenübergestellt. Der Dämpfungswert errechnet sich über die linke Seite der Gleichung in Abbildung 4. Weiterhin ist die Regressionsgleichung auf der rechten Seite der Gleichung in ihrer allgemeinen Form gegeben. In wenigen Ausnahmen machte das statistische Modell unplausible Vorhersagen für negative Wellenhöhen, wodurch Dämpfungen > 1,0 entstanden. Negative Dämpfungen hingegen werden bei einem Aufsteilen der Welle über der Vegetation tatsächlich beobachtet. Auf die Angabe der Zahlenwerte der Regressionsparameter wird an dieser Stelle verzichtet. Das Bestimmtheitsmaß der Regressionsgleichung beträgt $R^2 = 0,81$ bei einem RMSE = 10 %.

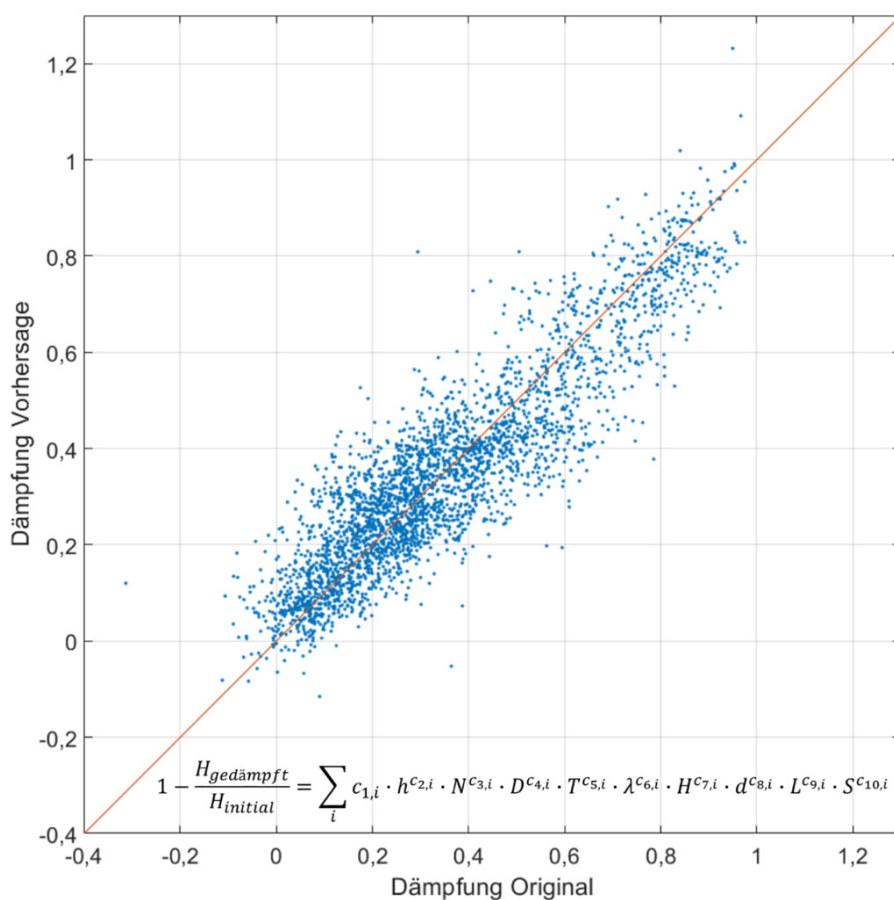


Abbildung 4: Scatterplot der Gegenüberstellung von Vorhersage und Beobachtung der Wellendämpfung des Datensatzes aus dem FAST-Projekt; $H_{gedämpft}$ entspricht der Wellenhöhe hinter dem Vegetationsfeld, $H_{initial}$ der Wellenhöhe vor dem Vegetationsfeld, $c_{1,i}$ bis $c_{10,i}$ sind Regressionsparameter, übrige Parameter siehe Tabelle 3.

3.5 Diskussion der Ergebnisse

Das Regressionsmodell zeigt eine hohe Übereinstimmung zwischen vorhergesagter und im FAST-Projekt beobachteter Dämpfung. Das Modell kann deshalb für die Abschätzung der Wellendämpfung, für Standorte mit ähnlichen Parametern zu den in Tabelle 3 gegebenen

Wertebereichen als geeignet betrachtet werden. Mit stärker von diesen Eigenschaften abweichenden Eingangswerten nimmt der Vorhersagefehler jedoch deutlich zu. Auf einige Beobachtungen zuvor genannter Datensätze aus der Literaturrecherche ist das Modell nicht mehr anzuwenden. Der Grund dafür wird in der verhältnismäßig geringen Prädiktoranzahl im Vergleich zur Prozesskomplexität vermutet. Zudem beschreibt der hier genutzte Datensatz weiterhin nur einen kleinen Teil möglicher Interaktionen zwischen Wellen und Vegetation. An dieser Stelle werden Beobachtungen weiterer unterschiedlichster Situationen sowie jeweils eine größere Zahl von Messgrößen, z. B. zu biomechanischen Pflanzeigenschaften benötigt.

Für die Praxis ist die Eingabe diskreter Parameter möglicherweise ungeeignet. Für diesen Fall wurde zusätzlich und als Alternative zum Regressionsmodell ein Klassifizierungsmodell in Form eines Entscheidungsbaums getestet. Bei diesem Modell wird mittels einzelner Abfragen zu den gleichen Eingangsparametern wie im Regressionsmodell eine Abschätzung einer Dämpfungsklasse herbeigeführt. Die Flexibilität für den Anwender steht dabei im Fokus, indem die Eingabe von Wertebereichen statt diskreter Parameter modellbedingt möglich ist. Die Dämpfungsklasse als Ergebnis ist ebenfalls ein Wertebereich, innerhalb dessen die tatsächliche Wellendämpfung durch die Vegetation erwartet werden kann. Erste Auswertungen eines Entscheidungsbaums zeigten hohe Übereinstimmungen bei der Zuordnung der Klassen zu den beobachteten Dämpfungen aus Literaturdatensätzen. Der praktische Nutzen zeichnet sich insbesondere durch die schnelle und einfache Handhabung des Modells sowie die robuste Verarbeitung der Eingangsdaten und die Schätzung der Dämpfungsklasse aus (Soltau et al. 2019, 2020).

3.6 Fazit

In dieser Studie ist es gelungen, mit einem Regressionsmodell die Wellendämpfung durch Vegetation abzuschätzen. Als Grundlage diente ein Datenkollektiv von Beobachtungen unterschiedlicher Wellen- und Vegetationsbedingungen verschiedener Standorte. Mit der erarbeiteten Regressionsgleichung konnte eine hohe Übereinstimmung zwischen Dämpfungsvorhersage und Beobachtung erreicht werden. Zudem wurde die Übertragbarkeit des Modells auf weitere Standorte durch eine Kreuzvalidierung sichergestellt. Zukünftige Analysen der Regressionseinzelterme bieten hier erhebliches Potential, das Prozessverständnis im Bereich der Wellendämpfung durch natürliche Strukturen deutlich zu verbessern. Für die Praxis wurde alternativ zum Regressionsmodell mit diskreten Eingangsparametern ein Entscheidungsbaum als Klassifizierungsmodell getestet, der die Eingabe von Wertebereichen erlaubt. Dem Anwender wird damit eine höhere Flexibilität gewährt. Das Ergebnis ist eine gröbere, jedoch robustere Abschätzung einer zu erwartenden Dämpfungsklasse. Eine Finalisierung dieses Modells kann eine einfach und schnell anwendbare Methodik zur ersten Abschätzung der Wirksamkeit von Vegetationsfeldern für die Praxis liefern.

Bei den Modellergebnissen handelt es sich grundsätzlich um statistisch basierte Schätzungen. Zudem deckt der zu Grunde gelegte Datensatz nur einen Teil möglicher Szenarien von Wellen-Vegetationsinteraktionen ab, während verschiedene weitere Parameter derweil noch unberücksichtigt bleiben. Insgesamt ergeben sich dadurch gewisse Modellunsicherheiten. Ein Ausbau der Datengrundlage sowie die Berücksichtigung weiterer Messgrößen als Prädiktoren wird daher dringend empfohlen.

Übergeordnet betrachtet kann das Dämpfungspotential von Vegetationsfeldern derzeit noch nicht bemessungsrelevant quantifiziert werden. Nicht zuletzt wird dieses zukünftige Ziel durch die hier ebenfalls noch unberücksichtigte natürliche saisonale oder langzeitliche Variabilität der Vegetationsstruktur beeinflusst (Reed et al. 2018). Dennoch kann neben verbesserter Ökologie auch ein ökonomischer Mehrwert durch zusätzlichen Schutz des eigentlichen Schutzkörpers erzielt werden. Ein verbessertes Prozessverständnis für die Hydrodynamik der Wellendämpfung durch Vegetation sowie das Erreichen einer höheren Belastbarkeit der Modelle kann schlussendlich einen vermehrten Einsatz natürlicher Strukturen als Schutzelemente bewirken und damit Ökosystemleistungen neuartiger Deichstrukturen erheblich steigern.

4 Definition potentieller Zielvegetationen für die Deichbegrünung

Annelie Graunke, Cajus Bisgwa und Nicole Wrage-Mönnig

4.1 Einleitung

Nach den Empfehlungen für Küstenschutzwerke (EAK 2002) enthalten Saatmischungen für Deiche bislang drei bis vier Pflanzenarten: Die drei Gräser Deutsches Weidelgras (*Lolium perenne*), Wiesenrispe (*Poa pratensis*) und Rotschwingel (*Festuca rubra*) sowie optional das Kraut Schafgarbe (*Achillea millefolium*). Je nach Bewirtschaftung und Standort können sich aus der Samenbank des Bodens und durch Sameneintrag aus benachbarten Flächen weitere Arten etablieren. Diese spontane Einwanderung kann jedoch durch den Bewirtschafter nur in Maßen gesteuert werden. Da die Einwanderung nicht angesäter Arten wahrscheinlicher ist, wenn weniger Arten angesät werden (Pfisterer et al. 2004), steigt mit der recht artenarmen Ausgangssaatmischung die Gefahr der Verunkrautung. Gleichzeitig geht die Chance verloren, durch die Aussaat gezielt eine biodiverse Vegetation zu etablieren, die günstige Eigenschaften für die Deichsicherheit und den Naturschutz vereint.

Ziel dieses Teilprojekts war es daher, a) potentielle Zielvegetationen zu identifizieren, die für grüne Deiche geeignet sein können, b) diese unter Versuchsbedingungen zu testen und c) deren ökologischen Wert zu ermitteln. Letztlich sollen in Kombination mit den Ergebnissen der anderen Teilprojekte Empfehlungen für die Vegetation grüner Deiche und Deckwerke gegeben werden.

4.2 Entwicklung und Untersuchung von Testvegetationen

Zunächst wurde eine Inventarisierung von veröffentlichten Vegetationsaufnahmen auf Deichen, aber auch anderen Ökosystemen wie Salzgrünland, Küstenmoor, Düne und Spülsaum durchgeführt. Auf dieser Basis wurde eine Datenbank erstellt, die 382 Vegetationsaufnahmen mit insgesamt 280 Arten enthielt. Zusätzlich wurde die Zusammensetzung von 19 verschiedenen Saatmischungen bzw. Empfehlungen für Saatmischungen mit aufgenommen. Die Datenbank wurde ergänzt durch eigene Vegetationserhebungen auf Nordseedeichen. Zusätzlich wurden Daten zu den Arteigenschaften (Wuchs, Indikatorwerte für Bewirtschaftung, Umwelteinflüsse und Bedeutung für das Ökosystem) mit in die Datenbank integriert (Briemle 1996, Briemle und Ellenberg 1994, Bundesamt für Naturschutz 2017,

Dierschke und Briemle 2002, Ellenberg 1992, Grime 1979, Haeupler et al. 2007, Klotz et al. 2002, Kutschera 1960–2009, Müller 1881, Raunkiaer 1934, Raunkiaer 1937).

Die Daten wurden mittels Hauptkomponentenanalyse ausgewertet, wobei die bereits in Saatgutmischungen für Deiche genutzten Arten als Referenzarten genutzt wurden. Statistische Analysen wurden mit dem Programm R (Version 3.3.2, R Core Development Team 2016) und den Paketen FactoMineR (Lê et al. 2008) und factoextra (Kassambara et al. 2017) durchgeführt. Aus Arten, die in der Nähe dieser Referenzarten clusterten, wurden basierend auf Expertenwissen verschiedene Mischungen erstellt, die Arten mit unterschiedlicher Durchwurzelungstiefe und unterschiedlicher Wuchsform (Ausläufer oder Horst bildend) vereinen sollten.

Es wurden sechs Testmischungen erstellt. Dies waren neben der bisherigen Mischung nach EAK (Testvegetation TV1) eine, in der die Gräser aus TV1 ersetzt waren (TV2: andere Gräser), eine, in der zur TV1 Kräuter und Leguminosen hinzugefügt wurden (TV3: EAK plus Kräuter/Leguminosen), eine Mischung aus TV2 und 3 (TV4: andere Gräser plus Kräuter/Leguminosen), eine von Kräutern und Leguminosen dominierte eigene Mischung (TV5: eigene Mischung), sowie eine fertig gekaufte kräuterreiche Mischung für lehmige Böden (TV6: gekaufte Mischung). Wie Tabelle 4 zeigt, nimmt die Artenzahl von TV1 zu TV6 zu. Die funktionelle Diversität ist bei TV3–5 mit jeweils drei verschiedenen funktionalen Gruppen (Kräuter, Gräser, Leguminosen) am höchsten. Allerdings ist die Gruppe der Gräser bei TV5 lediglich mit einer Art vertreten. Das Verhältnis zwischen den funktionalen Gruppen ist bei TV4 und insbesondere TV3 ebenmäßiger.

Tabelle 4: Artenzahl und funktionelle Diversität der unterschiedlichen Testvegetationen (TV). Für weitere Informationen zur Zusammensetzung der TVs, siehe Text.

	Artenzahl	Anzahl Gräser	Anzahl Kräuter	Anzahl Leguminosen
TV1	4	3	1	0
TV2	6	5	1	0
TV3	8	3	2	3
TV4	10	5	2	3
TV5	18	1	11	6
TV6	20	0	17	3

Aus der Datenbank konnten auch Informationen zum erwarteten Wuchs der TVs gewonnen werden. Abbildung 5 zeigt, dass die erwarteten Unterschiede in der oberirdischen Biomasseproduktion zwischen den TVs nicht besonders groß sind, mit etwas geringerer erwarteter oberirdischer Biomasse in TV3 und etwas mehr bei TV2 und 5, bei letzter jedoch mit großen Unterschieden in den Wuchshöhen der beteiligten Arten (hohe Standardabweichung). Die Durchwurzelung ist potentiell bei allen Mischungen gut (Abbildung 5), wobei die größten Unterschiede zwischen den beteiligten Arten und damit die höchsten Standardabweichungen bei TV5 auftreten. Die in dieser TV genutzten Arten haben laut Literatur eine Durchwurzelungstiefe zwischen 14 cm (*Trifolium fragiferum*) und 260 cm (*Arrhenatherum elatius*) (Kutschera 1960–2009). Dies sollte eine gute Durchwurzelung unterschiedlicher Bodenschichten ermöglichen, was gleichzeitig einer Verankerung der Grasnarbe durch tiefwurzelnde Arten und einer Sicherung des Bodens durch einen dichten Wurzelfilz in den oberen Schichten dienen sollte.

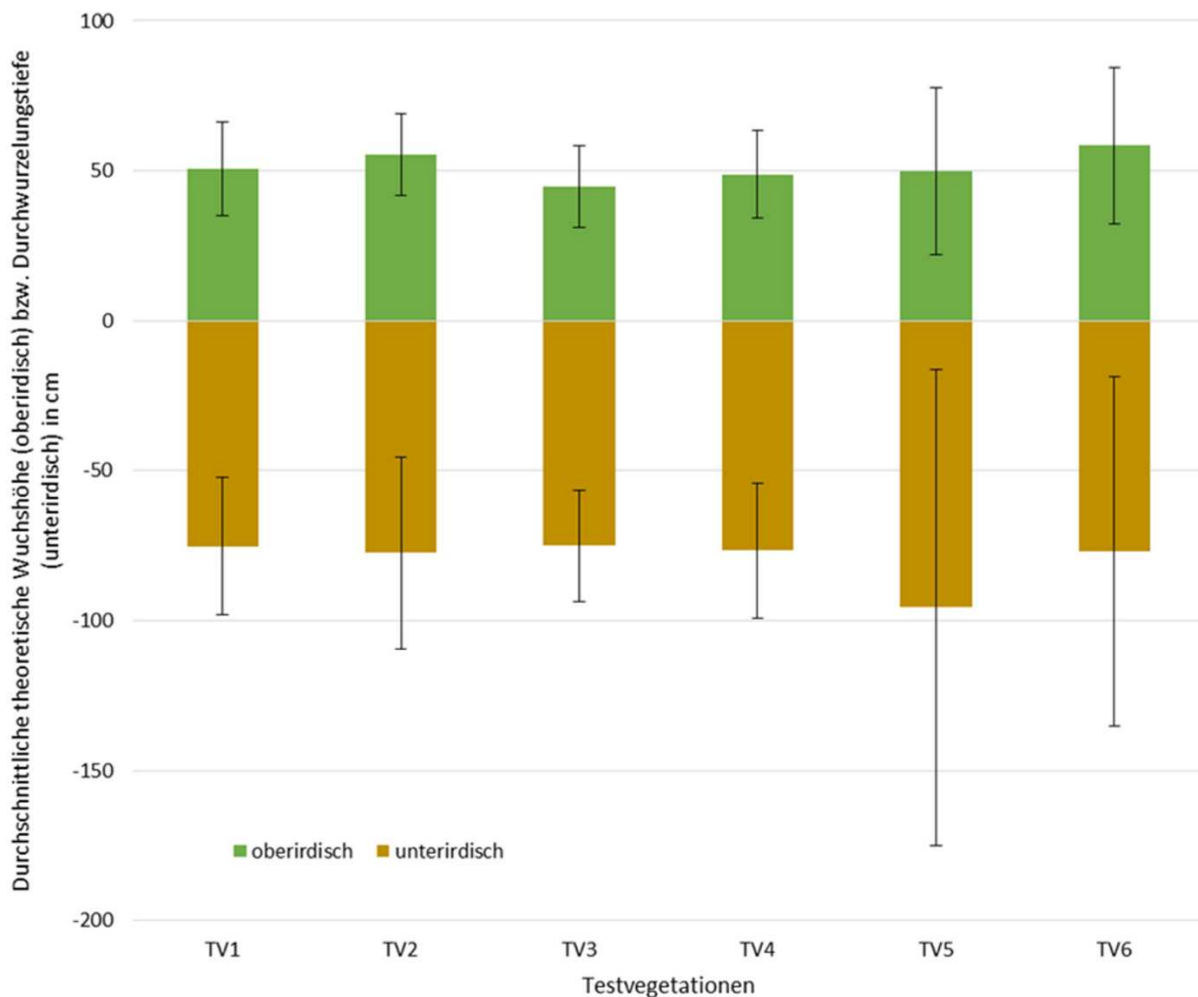


Abbildung 5: Durchschnittliche auf Basis von Datenbankwerten erwartete Wuchshöhe (cm) und Durchwurzelungstiefe (cm) der Testvegetationen (TV). Für weitere Informationen zu den TVs, siehe Text. Gezeigt sind Mittelwerte und Standardabweichungen.

Die mittlere Salztoleranz der Vegetation wurde basierend auf den Ellenberg-Zeigerwerten (Ellenberg 1992) errechnet. Hierbei geht die Skala von 0 (nicht salzertragend) bis 9 (euhalin bis hypersalin, also Pflanzen auf Böden mit sehr hohen bis extremen Salzgehalten). Die Standardsaatmischung nach EAK (TV1) hatte einen mittleren Wert von 1 (Tabelle 5), die Mischung ist also salzertragend. Im Vergleich dazu wichen insbesondere TV2 mit einem Mittelwert von 0,2 und TV3 mit einem Mittelwert von 1,9 (allerdings bei hoher Standardabweichung) ab. Zu beachten ist, dass die Werte Standardwerte für Arten darstellen und keine Sortenunterschiede beachtet werden. Die tatsächliche Salztoleranz der Vegetation kann daher zum einen über besser angepasste Sorten abweichen, zum anderen aber auch durch eine Verschiebung in den Deckungsgraden der einzelnen Arten hin zu mehr salztoleranten Arten, wo dies notwendig ist.

Tabelle 5: Salztoleranz nach Ellenberg (Ellenberg 1992) der unterschiedlichen Testvegetationen (TV). Für weitere Informationen zur Zusammensetzung der TVs, siehe Text. Gezeigt sind gemittelte Werte und Standardabweichungen über die einzelnen Pflanzenarten der TVs. Zu beachten ist, dass bei TV5 für eine und bei TV6 für sieben Arten keine Daten vorlagen.

	Salztoleranz
TV1	1,0 ± 1,4
TV2	0,2 ± 0,4
TV3	1,9 ± 1,8
TV4	1,2 ± 1,8
TV5	1,2 ± 1,8
TV6	0,6 ± 1,0

Die TVs wurden Mitte April 2018 auf einem Versuchsdeich in Rostock ausgesät (siehe Abbildung 6). Der Versuchsdeich war im Herbst 2017 angelegt worden. Durch Verzögerungen in der Saatgutlieferung konnte aber erst im darauffolgenden Frühjahr ausgesät werden. Der Deich bestand aus einem Abschnitt mit Nordsee- (40 cm Klei) und einem mit Ostseesubstrat (20 cm Oberboden über 20 cm Mergel). Auf der Nordseeseite wurde ab September 2018 monatlich mit einem Drücksprüngerät Salzwasser (35 g/l, 1 l/100 m²) aufgebracht, um Salzeintrag mit der Gischt zu simulieren. Zusätzlich wurde auf der Nordseeseite am 19.11.2018 und 4.3.2019 eine Überspülung mit Salzwasser simuliert (10 l/m²).

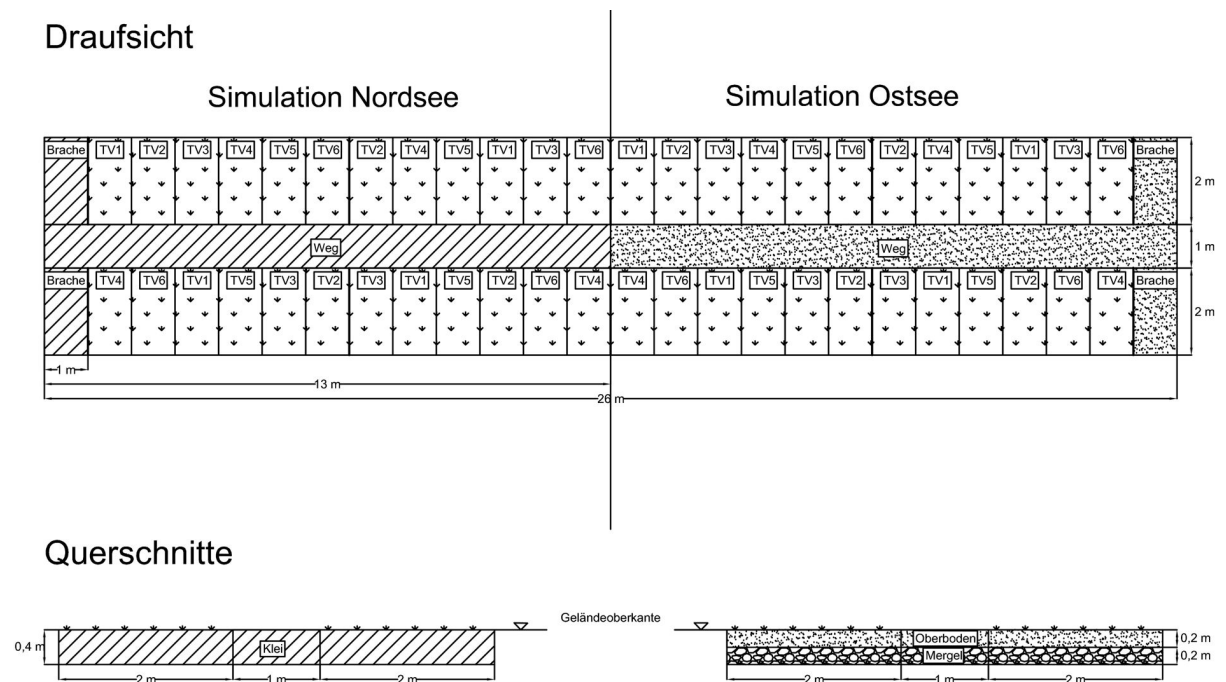


Abbildung 6: Draufsicht und Querschnitte des Versuchsdeichs in Rostock (in Anlehnung an Wrage-Mönnig et al. 2020). Für weitere Informationen, auch zu den Testvegetationen (TVs), siehe Text.

Zur Etablierung der Vegetation musste aufgrund von anhaltender Trockenheit bewässert werden. Trotzdem betrug die Deckungsgrade auch nach zwei Monaten auf vielen Flächen noch keine 20 %. Sowohl auf Nord- als auch auf Ostseesubstrat entwickelte die TV5 schneller eine dichte Narbe als die übrigen TVs. Insbesondere TV2 und 6 entwickelten sich unter Nordseebedingungen langsam und konnten erst im Oktober 2018 eine recht

geschlossene Narbe aufweisen (TV2: 95 %, TV6: 80 %). Unter Ostseebedingungen blieben die Deckungsgrade bei vielen TVs geringer (Deckungsgrade am 15.10.2018 zwischen 63 und 96 %) als unter Nordseebedingungen (Deckungsgrade zwischen 80 und 99 %). Auffällig waren hier geringe Deckungsgrade von TV1 (Deckungsgrad von 82 %, entspricht 86 % des Wertes der Nordseeseite), TV2 (Deckungsgrad 70 %; 74 % der Nordseeseite) und TV6 (Deckungsgrad 63 %; 79 % der Nordseeseite) (Wrage-Mönnig et al. 2020).

Ein weiteres wichtiges Kriterium der Vegetation für die Deichsicherheit ist neben den Deckungsgraden die Triebdichte der Vegetation. Hier war im Juli 2019 die Mischung nach EAK (TV1) auf Nord- und Ostseesubstrat am dichtesten, mit mehr als 30 Trieben pro Erhebungsquadrat (10 cm x 10 cm). Von den neuen Mischungen wiesen TV3 und 4 jeweils mehr als 20 Triebe pro Erhebungsquadrat auf, gefolgt von TV2 und 5 mit etwas weniger als 20 Trieben. TV6 hatte bei allen Messungen mit etwa 15 Trieben pro Quadrat die geringste Triebdichte (Wrage-Mönnig et al. 2020).

4.3 Fazit

Zusammenfassend lässt sich auf Basis der hier gezeigten Daten schließen, dass TV6 nicht für Deiche geeignet ist. Die artenreiche Mischung TV5 etablierte sich auf beiden Substraten gut mit bester Deckungsgradentwicklung. Allerdings waren die Triebdichten geringer als bei TV3 und 4. Inwieweit dies durch eine potentiell bessere Durchdringung des Wurzelraums ausgeglichen werden kann, muss sich unter hydraulischen Belastungen zeigen (Kap. 5 und 6). TV3 und 4 zeigten ähnliche Deckungsgrade wie TV1 und hatten von den artenreichen Mischungen die höchsten Triebdichten. Potentielle Durchwurzelung und Salztoleranz waren ähnlich wie bei TV1. Von den in Frage kommenden Saatmischungen waren Artenzahl und das Blühangebot insbesondere bei TV5 deutlich erhöht. Aber auch TV3 und 4 stellen aus ökologischer Sicht gegenüber TV1 mit mehr Arten, höherer funktionaler Diversität und mehr Blühangebot eine Verbesserung dar.

5 Zum Erosionswiderstand der Testvegetationen gegen Wellendruckschläge und Überströmen

Babette Scheres und Holger Schüttrumpf

5.1 Einleitung und Stand des Wissens

Zum Schutz vor Erosion durch Wellen oder Überlauf werden Seedeiche begrünt oder, im Falle stärkerer hydraulischer Belastungen, mit einem Deckwerk, z. B. aus Schüttsteinen, geschützt (CIRIA 2013). Die Standardsaatgutmischungen für Seedeiche bestehen aus drei verschiedenen Gräsern und optional einem geringen Anteil Schafgarbe (EAK 2002). Diese Mischungen wurden auf Basis technischer Anforderungen gewählt und bieten erfahrungsgemäß Schutz vor Oberflächenerosion durch moderate hydraulische, mechanische und witterungsbedingte Belastungen. Maximale mittlere Überlaufsraten von 5 l/(sm) mit signifikanten Wellenhöhen von $H_{m0} = 1-3$ m werden für gut unterhaltene, dichte Grasnarben empfohlen (EurOtop 2018). Aus physikalischen Modellversuchen und in-situ Untersuchungen geht hervor, dass Grasdeckschichten in gutem Zustand sogar mittleren

Wellenüberlaufsraten bis 30 l/(sm) standhalten (Trung 2014, Piontkowitz 2012, van der Meer et al. 2010b). Schwachstellen oder ein schlechter Graszustand verringern den Erosionswiderstand. Auf der seeseitigen Böschung sind keine Schäden an gut unterhaltenen Grasnarben durch Wellendruckschläge bei Wellenhöhen bis 0,75 m zu erwarten (TAW 1997). Der Erosionswiderstand ist abhängig von den Pflanzeigenschaften, wie z. B. der Wurzellänge und Wurzelichte (Vannoppen et al. 2015).

5.2 Testvegetationen

Vier der sechs definierten Testvegetationen (Kap. 4) wurden am Lehrstuhl und Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft der RWTH Aachen University (IWW) bezüglich ihres Erosionswiderstandes getestet:

- TV1: Gräserdominierte Referenzmischung (Standardmischung nach EAK 2002)
- TV4: Gräser-Kräuter-Mischung (Kap. 4)
- TV5: Bienenweide eigener Mischung (Kap. 4)
- TV6: Bienenweide Fertigmischung (Kap. 4)

Die Testvegetationen wurden ab April 2018 in 0,3 m hohen, kleigefüllten Pflanzkästen im Innenhof des IWW etabliert. Die Entwicklung der Testvegetationen wurde wöchentlich anhand des Deckungsgrads (Gehlker 1977) und der Vegetationshöhe (Castle 1976) sowie anhand von Fotos dokumentiert. Abbildung 7 zeigt die Testvegetationen nach einer Etablierungsphase von sechs Monaten. Die gräserdominierte Referenzmischung (TV1) und die Bienenweide eigener Mischung (TV5) wiesen die höchsten Deckungsgrade zu Beginn der hydraulischen Untersuchungen auf. Die Bienenweide Fertigmischung (TV6) zeigte den geringsten Deckungsgrad.



Abbildung 7: Testvegetationen am IWW nach einer Etablierungsphase von sechs Monaten (in Anlehnung an Scheres und Schüttrumpf 2020. © by Scheres und Schüttrumpf 2020. CC BY 4.0).

5.3 Erosionswiderstand gegen Wellendruckschläge

Für die Wellendruckschlagsimulationen wurde der Versuchsstand von Stanczak (2008) genutzt, mit Hilfe dessen ein vordefiniertes Wasservolumen über ein Fallrohr aus vorgegebener Höhe auf die Probestelle fallen gelassen und somit ein Wellendruckschlag simuliert wird (Abbildung 8 links). Die Druckschlaghöhe ist dabei abhängig vom Wasserstand im Fallrohr und der Fallhöhe. Ein maximaler Druckschlag von 47,7 kPa wurde mit einem Wasserstand von $h_w = 0,3$ m und einer Fallhöhe von $h_f = 1,8$ m erreicht.

Pro Testvegetation wurden insgesamt vier Versuchsreihen durchgeführt (zwei im Spätherbst 2018, zwei im Spätherbst 2019). Innerhalb jeder Versuchsreihe wurde die Druckschlaghöhe nach jeweils 10 Druckschlägen erhöht, indem die Fallhöhe von 0,5 bis 1,8 m und der Wasserstand von 0,25 bis 0,3 m erhöht wurden. Die Versuche wurden gestoppt, sobald eine Erosionstiefe von ca. 0,15 m erreicht wurde. Nach jeder Belastungsstufe wurde die Erosion mithilfe eines Pin-Profilers dokumentiert (Abbildung 8 Mitte). Abbildung 8 rechts zeigt eine Testfläche von TV5 vor und nach den Tests (Scheres und Schüttrumpf 2020).

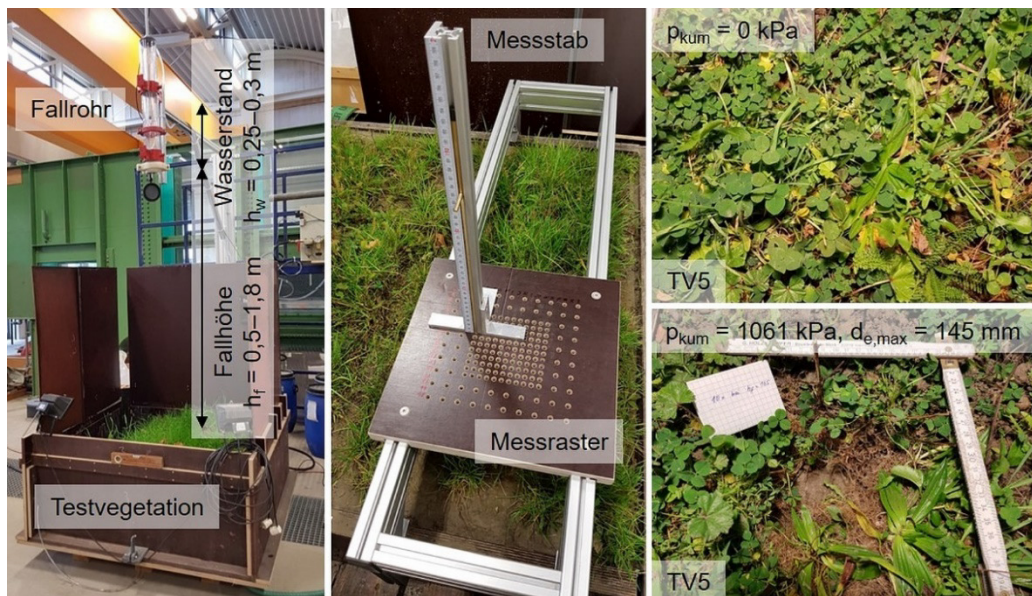


Abbildung 8: Wellendruckschlagsimulator (links), Pin-Profiler zur Dokumentation der Erosionstiefe (Mitte), TV5 vor und nach den Versuchen mit einem schützenden, jedoch teils bereits beschädigtem Wurzelnetz über dem Erosionsloch (rechts) (in Anlehnung an Scheres und Schüttrumpf 2020). © by Scheres und Schüttrumpf 2020. CC BY 4.0).

Abbildung 9 stellt die maximalen Erosionstiefen der Pin-Profiler-Messungen $d_{e,\text{max}}$ aufgetragen über die kumulative Druckschlagbelastung p_{cum} für die verschiedenen Testvegetationen dar. Unterschiede zeigten sich zwischen den einzelnen Testvegetationen sowie teils innerhalb dieser. Der höchste Erosionswiderstand wurde für eine der Testflächen der gräserdominierten Referenzmischung (TV1) festgestellt, die die höchste kumulative Druckschlagbelastung zum Erreichen der finalen Erosionstiefe erforderte. Für die Bienenweiden (TV5 und TV6) waren im Mittel geringere kumulative Druckschlagbelastungen bis zum Erreichen der finalen Erosionstiefe erforderlich als für die Testvegetationen mit höherem Gräseranteil (TV1 und TV4). Im Vergleich zur unbewachsenen Kleitestfläche wurde für alle bewachsenen Testflächen ein langsamerer Erosionsfortschritt und somit erhöhter Erosionswiderstand festgestellt (Scheres und Schüttrumpf 2020).

In Abbildung 10 ist die Erosionsrate E über die Wurzelichte RD (links) und Wurzellängendichte RLD (rechts) aufgetragen. Die Parameter wurden jeweils für Tiefenschichten á 5 cm ermittelt und analysiert. Exponentiell steigende Erosionsraten wurden mit sinkender Wurzelichte bzw. Wurzellängendichte festgestellt. Die Regressionsanalyse zeigt eine leicht höhere Anpassungsgüte der Ausgleichsfunktion $E(RLD)$ im Vergleich zu $E(RD)$. Insgesamt ist eine hohe Streuung der Daten zu verzeichnen, wie sie sich auch bei anderen Studien zeigte (Vannoppen et al. 2015). Weitere Ausführungen und Auswertungen können Scheres und Schüttrumpf (2020) entnommen werden.

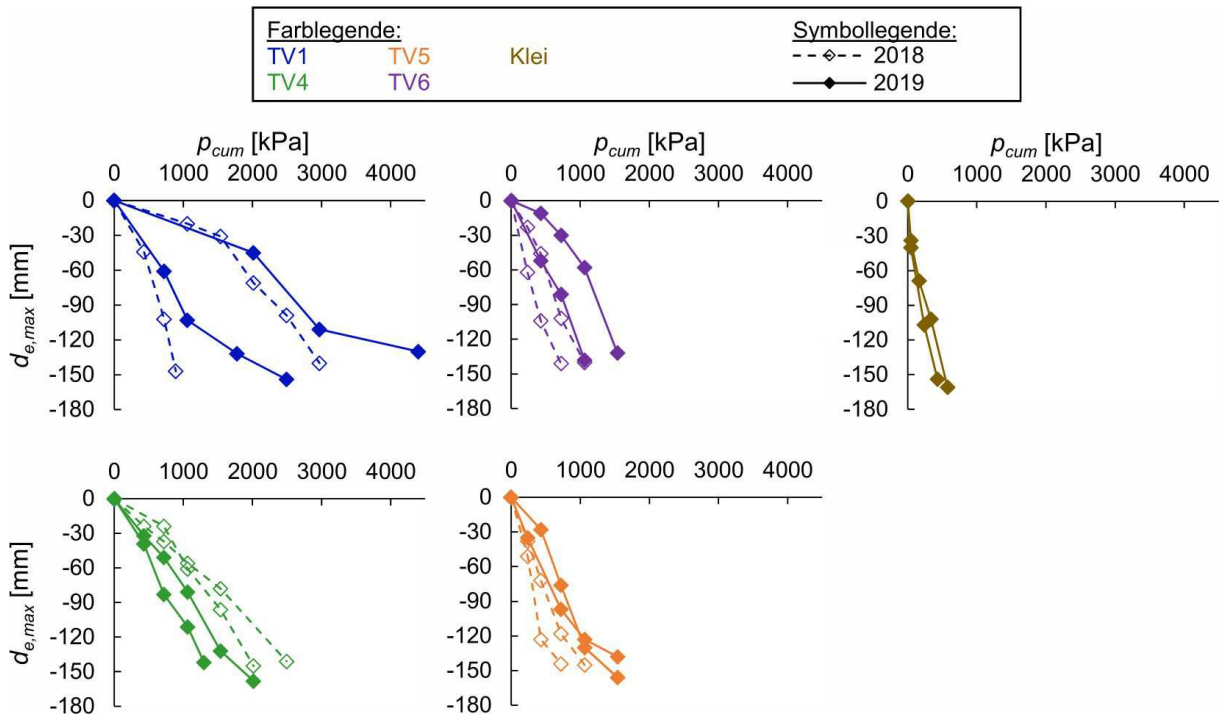


Abbildung 9: Maximale Erosionstiefe $d_{e,max}$ aufgetragen über die kumulative Druckschlagbelastung p_{cum} (in Anlehnung an Scheres und Schüttrumpf 2020. © by Scheres und Schüttrumpf 2020. CC BY 4.0).

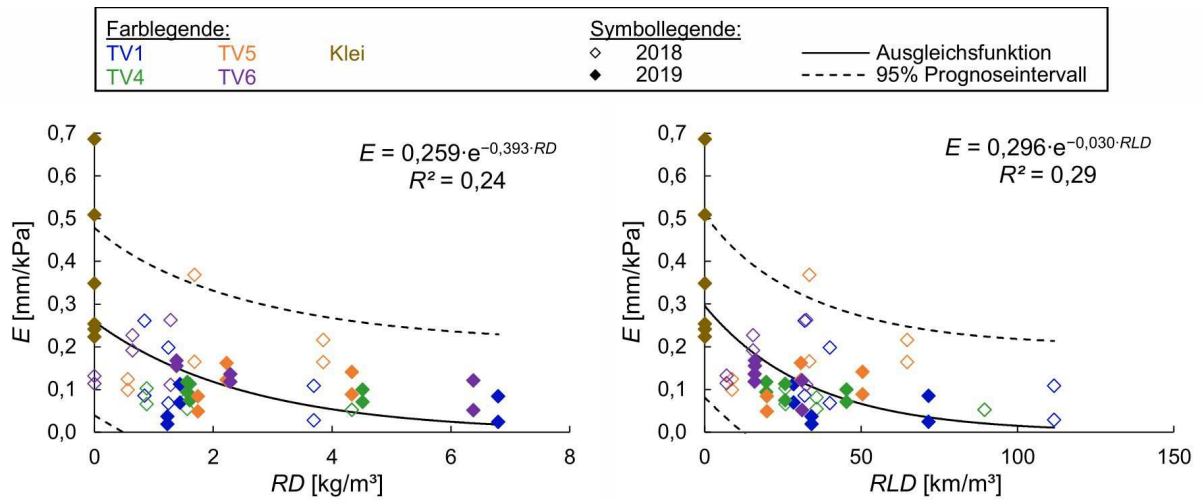


Abbildung 10: Erosionsrate E in Abhängigkeit der Wurzel­dichte RD (links) und Wurzellängen­dichte RLD (rechts) (in Anlehnung an Scheres und Schüttrumpf 2020. © by Scheres und Schüttrumpf 2020. CC BY 4.0).

5.4 Erosionswiderstand gegen Überströmen

Zur Untersuchung des Erosionswiderstandes gegen Überströmen wurden im Spätherbst 2018 nach einer Etablierungsphase von ca. sechs Monaten Überströmversuche an einem 1,8 m hohen Deichmodell in der 2 m weiten, 20 m langen und bis zu 3 m hohen Strömungsrinne am IWW durchgeführt (Abbildung 11 links). Die verschiedenen Testvegetationen wurden auf die 1:3 geneigte landseitige Böschung und die Deichkrone platziert (Abbildung 11 Mitte). Auf die Abbildung der seeseitigen Böschung wurde verzichtet. Eine

Trennwand in der Mitte der Rinne unterteilt das Deichmodell in zwei ca. 1 m breite Testbereiche. Halbseitig einsetzbare Absperrelemente ermöglichten das getrennte Testen der beiden Bereiche. Die hydraulische Belastung wurde stufenweise erhöht mit konstanter Überströmung für jeweils 45 Minuten (für $q_w \approx 10, 20, 35$ und 45 l/(sm)) bzw. 30 Minuten (für $q_w \approx 70, 90, 105, 135$ und 195 l/(sm)). Die Versuche wurden beendet sobald die Erosion den Sandkern erreichte; dies trat jedoch lediglich als Modelleffekt an den Rinnenwänden auf. Zur Messung der Fließgeschwindigkeiten und Reinwassertiefen wurden an drei Messstellen entlang der Deichböschung Leitfähigkeitssonden mit zwei Sondenspitzen des UNSW Water Research Laboratory (Felder et al. 2019) eingesetzt (Abbildung 11 rechts). Der Erosionsfortschritt wurde nach jeder Belastungsstufe an vier Querschnitten mit einem Pin-Profilier dokumentiert und die erodierte Fläche prozentual abgeschätzt (Scheres und Schüttrumpf 2020).

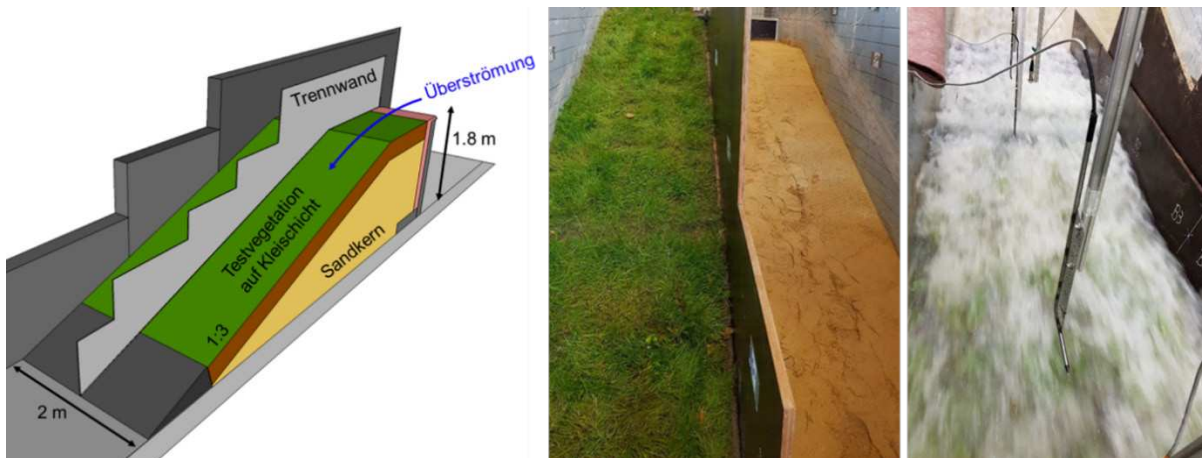


Abbildung 11: Schematische Darstellung des Versuchsstandes für die Überströmversuche (links), Fotos des Deichmodells mit und ohne Testvegetation (Mitte, Blick vom Deichfuß Richtung Deichkrone), Messinstrumente während der Versuche (rechts, Blick von der Deichkrone Richtung Deichfuß).

Abbildung 12 links zeigt die geschätzte erodierte Fläche entlang der Böschung aufgetragen über die Überströmrates. Der langsamste Erosionsfortschritt wurde für die gräserdominierte Referenzmischung (TV1) festgestellt mit lediglich 13 % erodierter Fläche nach den Tests mit einer Überströmrates von 180 l/(sm) . Die Gräser-Kräuter-Mischung (TV4) und Bienenweide eigener Mischung (TV5) wiesen stärkere Erosion auf. Bei der Bienenweide Fertigmischung (TV6) waren, als Folge der geringen Vegetationsdichte, bereits 49 % der Oberfläche nach den Tests mit 9 l/(sm) von Erosion betroffen (Scheres und Schüttrumpf 2020).

Die gräserdominierte Referenzmischung (TV1) wurde mit Überströmrates bis 180 l/(sm) und Fließgeschwindigkeiten bis $3,7 \text{ m/s}$ belastet, die Gräser-Kräuter-Mischung (TV4) mit 102 l/(sm) und $2,5 \text{ m/s}$ und die Bienenweide eigener Mischung (TV5) mit 98 l/(sm) und $2,4 \text{ m/s}$. Dabei wurde keine Erosion beobachtet, die als Versagen der Deckschicht angesehen werden konnte, d. h. die Erosion erreichte nicht den Sandkern (mit Ausnahme von Modelleffekten an den Rinnenwänden). Abbildung 12 rechts zeigt die stärkste während der Überströmversuche beobachtete Erosion. Weitere Ausführungen und Auswertungen können Scheres und Schüttrumpf (2020) entnommen werden.

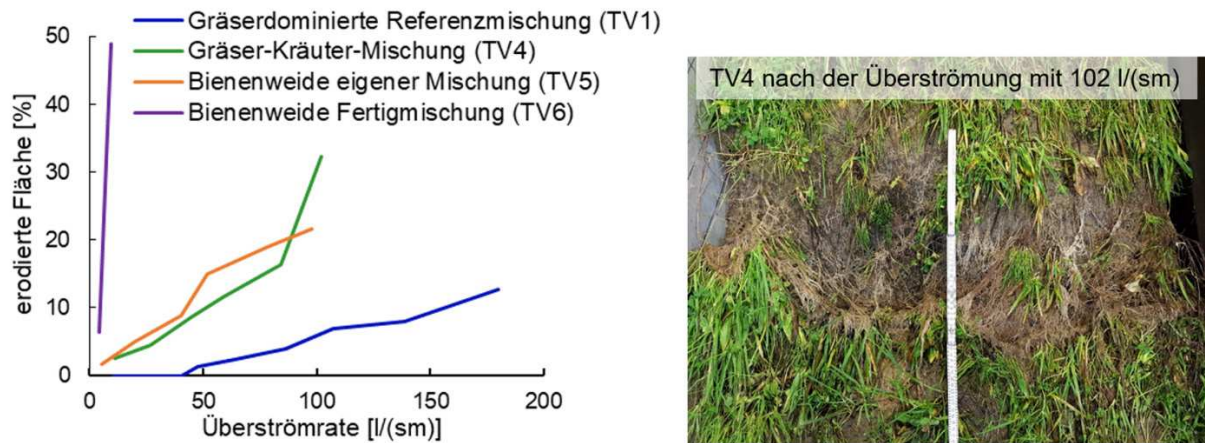


Abbildung 12: Geschätzte erodierte Fläche in Abhängigkeit der Überströmrate (links), stärkste während der Versuche beobachtete Erosion (rechts).

5.5 Fazit

Aus den Wellendruckschlagsimulationen ging im Mittel eine höhere Erosionsrate für die kräuterdominierten Bienenweiden (TV5 und TV6) im Vergleich zu den Vegetationsmischungen mit höherem Gräseranteil (TV1 und TV4) hervor. Mit sinkender Wurzeldichte bzw. Wurzellängendichte wurde eine exponentiell steigende Erosionsrate festgestellt. Die Analyse der während der Überströmversuche prozentual erodierten Fläche zeigte den langsamsten Erosionsfortschritt bei der gräserdominierten Referenzmischung (TV1). Erosion wurde insbesondere an Schwachstellen in der Deckschicht (hier Kahlstellen) initiiert, welche bei den Testvegetationen unterschiedlich stark ausgeprägt waren. Die dargestellten Ergebnisse sind lediglich für vergleichbare Randbedingungen gültig (Vegetationseigenschaften, hydraulische Belastung). Bei der Interpretation der Ergebnisse sind die Wachstumsbedingungen der Testvegetationen zu berücksichtigen (kurze Etablierungszeit, Starkregenereignisse kurz nach der Aussaat, Hitzewelle und Dürrephase während der Sommermonate) (Scheres und Schüttrumpf 2020). Zusätzliche Untersuchungen, insbesondere zur Berücksichtigung der langfristigen Vegetationsentwicklung und der stochastischen Natur der Vegetationseigenschaften, sind erforderlich.

6 Der Einfluss von Wellen auf das Wachstum und den Widerstand der Testvegetationen

Tom K. Hoffmann, Jochen Michalzik, Maike Paul und Torsten Schlurmann

6.1 Einleitung

Bei der ökologischen Aufwertung von Seedeichen kommt die Frage auf, inwieweit die Vegetation auf Deckwerken die Standfestigkeit der Deiche beeinflusst und wie sich Vegetation mit gesteigertem ökologischen Wert unter den anstehenden Belastungen auf einem Seedeich entwickelt. Bisherige Erkenntnisse zur Vegetationsentwicklung unter Wellenbelastung beziehen sich vornehmlich auf aquatische Vegetation (z. B. Seegrass, Blanchette 1997, Paul und de los Santos 2019) oder Ufervegetation (z. B. Schilf, Silinski et al.

2018, Sundermeier et al. 2007). Zuverlässige Vorhersagen für die Anpassung von Grasdeckwerken an die Wellenbelastung können bisher nicht getroffen werden.

Identifizierte Einflussfaktoren auf die Vegetationsentwicklung sind u. a. die Sturmintensität, die zum Herbst generell zunimmt, und die Wellenbedingungen wie Eintrittswinkel oder Höhe der Wellen. Zusätzlich kommt der Meeresspiegelanstieg hinzu, der die Sturmintensität und die Belastungen auf die Küsten weiter verstärken wird (Cai et al. 2015, De Winter et al. 2013). Bisherige Erkenntnisse legen nahe, dass Sturmfluten während und nach einer Entwicklungsphase die Entwicklung der Widerstandskraft des Grasdeckwerks unterbrechen und die Phasenfolge der gestressten Pflanzen verändern können. Der resultierende Einfluss auf den Stabilitätsgrad der Grasdeckwerke ist bisher jedoch kaum untersucht worden und wird daher in diesem Teilvorhaben eingehend untersucht.

Im Vergleich zu vorherigen Untersuchungen (Piontkowitz 2012, Stanczak und Oumeraci 2012, TAW 1997, van der Meer et al. 2010a) konzentriert sich diese Studie auf Reaktions- und Anpassungsfähigkeit der Vegetation über eine längerfristige Entwicklungsphase von Grasdeckwerken und nicht auf kurzzeitige, bestimmte Lebensphasen von 3 bis 14 Tagen.

6.2 Theorie

Die Stabilität von Grasdeckwerken wird maßgeblich vom Wurzelwerk der Vegetation bestimmt, das die Bodenaggregate zusammenhält und zur Bodenbewehrung führt. Dabei beeinflussen u. a. Wurzelform und Wurzelichte den Erosionswiderstand (TAW 1997). Die Zugkräfte der Wellen belasten die Blätter und Stiele direkt und regen die Wurzelbildung folglich im Bereich des Wellenaufschlags und -auflaufs an (Coops et al. 1996). Laut Sprangers (1999) reagiert die Vegetation auf die Belastungen durch erhöhtes Wachstum und mit einer stärkeren Festigkeit der unterirdischen Biomasse. Das Ergebnis ist eine Steigerung der Stabilität durch die Anpassung der Vegetation. Allerdings variiert die Wurzeltiefe und somit die Stabilität des Graswerkes in Abhängigkeit der Saison (Stanczak et al. 2007).

Gegenüber technischen Bauwerken entwickelt sich die Widerstandskraft der Grasdeckwerke erst mit der Zeit und erreicht die volle Widerstandskraft nach 3 bis 5 Jahren (TAW 1999). Im Vergleich zu technischen Bauwerken sollte die Lebensdauer der grünen Deiche durch die stetige Erneuerung der Vegetation daher theoretisch unendlich sein. Zusätzliche Faktoren sind der Bodenwassergehalt und das Wurzelvolumenverhältnis, die die Scherfestigkeit des Bodens beeinflussen, jedoch variiert der Bodenwassergehalt unter den saisonabhängigen Wetter- und Sturmflutbedingungen (Richwien 2017, Stanczak et al. 2007). Dies hat zur Folge, dass sich ermittelte Scherfestigkeiten, selbst bei vergleichbarer Vegetation, nicht auf Grasdeckwerke mit anderen Bodensättigungen übertragen lassen.

6.3 Versuchsaufbau

Um diverse Vegetationsmischungen unter realen Bedingungen untersuchen zu können, wurde ein großmaßstäbliches Modell mit echter Vegetation im neuen Außenwellenbecken (AWB) am Standort Marienwerder des Ludwig-Franzius-Instituts in Hannover angelegt. Das AWB ist 24,1 m lang, 14,2 m breit und die maximale Wassertiefe beträgt 0,8 m vor der Wellenmaschine und 1 m im Tieftteil (Abbildung 13). Im Tieftteil des AWB wurde im Herbst

2017 ein Versuchsdeich mit Kleiabdeckung und einer Neigung von 1:6 erstellt. Das Kleimaterial wurde an der Nordsee nahe Husum entnommen und als deichbaueeignet eingestuft (TAW 1999). Im Frühjahr 2018 wurden vier verschiedene Testvegetationen (Kap. 4) auf dem Versuchsdeich ausgesät, die sich in ihrer ökologischen Aufwertung unterscheiden (Abbildung 13 rechts). Der Versuchsdeich wurde in zwei Bereiche unterteilt und gemäß Versuchsprogramm (s. u.) belastet. Während der Versuche wurden beide Bereiche eingestaut und im Bereich mit Wellenbelastung zusätzlich natürlicher Seegang generiert, um die Entwicklung der Testvegetationen bei unterschiedlichen Bedingungen zu untersuchen.

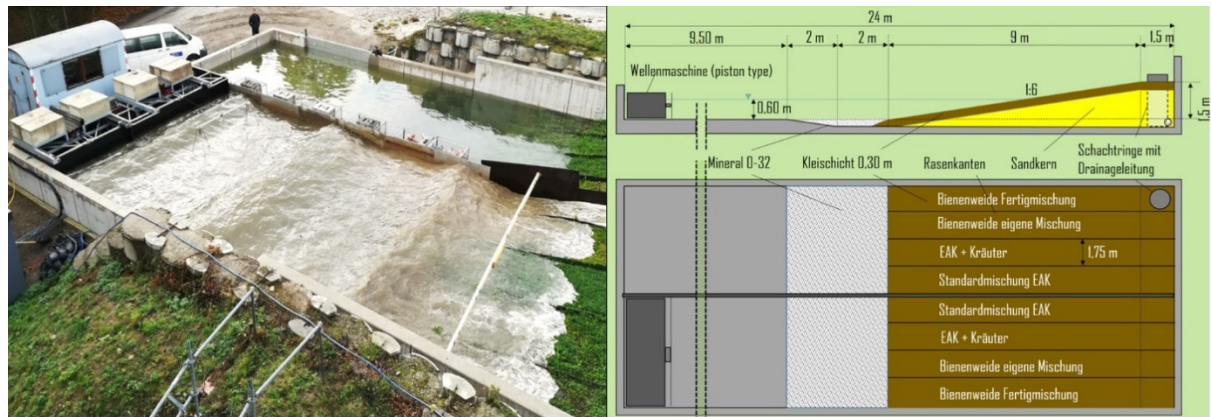


Abbildung 13: Die Versuchsanlage mit und ohne Wellenbelastung (links); Schematische Draufsicht und Schnitt der Versuchsanlage mit Vegetation (rechts) (Michalzik et al. 2018).

6.4 Versuchsprogramm

Sturmereignisse wurden simuliert, indem Wasser in beiden Teilen des Beckens auf 0,8 m eingestaut wurde. Das Wasser wurde dem Mittellandkanal entnommen und seine Qualität mittels Multiparametersonde überwacht. Eine Seite des Versuchsdeichs wurde je Sturmereignis bis zu 5 Stunden mit Wellen belastet (Tabelle 6). Zwischen diesen simulierten Sturmflutereignissen wurden die Testvegetationen monatlich mit Salzwasser (34 ppm und 10 l/m²) beregnet, um den Salzeintrag während der Sturmflutsaison zu simulieren.

Die ersten Sturmereignisse wurden im Herbst 2018 simuliert, nachdem die Etablierungsphase der Vegetation abgeschlossen war. Witterungsbedingungen verhinderten eine Simulation von Sturmereignissen während der Winterzeit, jedoch wurde die Fläche weiter mit Salz belastet, um die winterlichen Sturmfluten in der Nordsee nachzuahmen. Bei der ersten Versuchsdurchführung mit regelmäßigen Wellen ($H_s = 0,4$ m) traten erste Erosionsschäden auf, so dass für die weiteren Versuche die signifikante Wellenhöhe auf 0,3 m reduziert und JONSWAP-Spektren angewandt wurden (Tabelle 6), um die Intensität der Wellenbelastung zu reduzieren.

Tabelle 6: Übersicht der Modellversuche.

Versuch	Datum	Dauer t [h]	Wellenhöhe H_{m0} [m]	Periode T_p [s]	Bemerkung
1	24.10.2018	1	0,4	2	regelmäßige Wellen
2	01.11.2018	3,5	0,3	2	JONSWAP Spektrum
3	14.11.2018	5	0,3	2	JONSWAP Spektrum
4	20.11.2018	5	0,3	2	JONSWAP Spektrum
5	13.03.2019	1,5	0,3	2	JONSWAP Spektrum
6	29.03.2019	5	0,3	2	JONSWAP Spektrum
7	10.04.2019	5	0,3	2	JONSWAP Spektrum
8	17.04.2019	5	0,3	2	JONSWAP Spektrum
9	24.04.2019	5	0,3	2	JONSWAP Spektrum

6.5 Datenerfassung

6.5.1 Vegetationskartierung

Nach der Aussaat im Frühjahr 2018 wurde die Vegetationsentwicklung monatlich in Bezug auf den Deckungsgrad und die Wuchshöhe bestimmt. Die Deckungsgrade wurden mittels Grünwerterkennung aus Luftaufnahmen (DJI Phantom 3) gewonnen. Der Versuchsdeich wurde entlang eines Rasters in Felder unterteilt und mit einer Bildverarbeitungsroutine (MATLAB) wurde das Verhältnis zwischen Vegetation und kahlen Stellen für jedes Testfeld ermittelt (Abbildung 14 links).

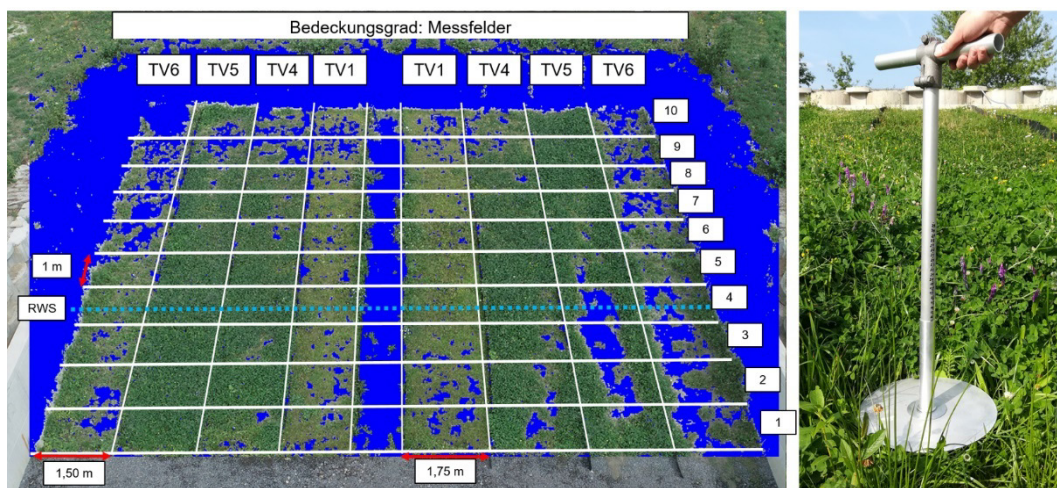


Abbildung 14: Grünwerterkennung auf dem Messraster (links). TV1–TV6 bezeichnen die verwendeten Vegetationen, die Zahlen beschreiben die Messreihen und die blaugestrichelte Linie zeigt den Ruhewasserstand in gefülltem Beckenzustand. Die grünen Flächen entsprechen der vorhandenen Vegetation (Michalzik et al. 2018). Messung der Wachstumshöhe mit Hilfe des Herbometers (rechts).

Zusätzlich wurde die mittlere Wuchshöhe mittels eines Herbometers regelmäßig gemessen (Castle 1976). Pro Rasterfeld wurden zwei Messungen durchgeführt. Das Instrument besteht aus einer Stange mit einer leichten Aluminiumplatte, die beim Absetzen des Gerätes auf die Testfläche durch die Vegetation nach oben verschoben wird und die Wachstumshöhe angibt (Abbildung 14 rechts).

6.5.2 Scherkraft

Der Widerstand der Vegetationsdecke wurde mittels Auszugsversuchen mit einem selbstentwickelten Pull-Out Gerät (Abbildung 15) ermittelt. Beim Auszugversuch wird mithilfe eines runden Gipsblocks mit installiertem Anker eine Vegetationsfläche senkrecht zur Bodenoberfläche gezogen. Als Geschwindigkeit der Zugmaschine (bestehend aus einem Rahmen mit Servomotor, Getriebe und Gewindestange) wurde 1 mm/s gewählt. Eine integrierte Kraftmesszelle ermittelt die aufzubringende Zugkraft, aus der die kritische Spannung senkrecht zur Bodenoberfläche ermittelt werden kann. Messungen fanden sowohl im Dezember 2018 als auch im Mai 2019 statt.



Abbildung 15: Auszugsversuche auf dem Außendeich.

6.5.3 Erosion

Um eine mögliche Gefährdung der Kleischicht während der Modellversuche zu überwachen wurde ein Profilmeter installiert. Das Profilmeter befand sich in einer Höhe von 0,2 H_s in der Wellenaufschlagszone und maß punktuell die Erosionstiefen. Erosion entstand hauptsächlich an vegetationsarmen Stellen oder Stellen, die während der Versuche kahl wurden. An bewachsenen Stellen zeigte die Erosion keine Unterschiede zwischen den Vegetationen.

6.6 Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse nach vier simulierten Sturmfluten zum Erhebungszeitpunkt November/Dezember 2018 vorgestellt.

6.6.1 Vegetationsentwicklung

Die Wuchshöhe zeigt eine ungleichmäßige Verteilung entlang des Versuchsdeichs, die wahrscheinlich aus dem Wassermangel im trockenen Sommer 2018 resultiert. Trotz künstlicher Bewässerung blieb der Kleiboden im oberen Bereich trocken, da sich das Wasser

unten am Deichfuß ansammelte. Folglich wird die Wuchshöhe nicht mehr unter dem Gesichtspunkt der Auswirkung der Wellenbelastung betrachtet.

Beim Deckungsgrad konnte hingegen eine Auswirkung der Versuche in Abhängigkeit der Vegetation beobachtet werden (Abbildung 16). Auf der Seite ohne Wellenbelastung zeigen die Vegetationsflächen TV4 und TV5 keine Änderung, während sich auf TV1 und TV6 eine verringerte Deckung zeigte. Auf der wellenbelasteten Seite hat sich die Deckung von TV6 um 50 % reduziert, während sie sich für TV4 und TV5 geringfügig erhöhte und für TV1 von fast 80 % auf nahezu 100 % anstieg. Der hohe Verlust an Vegetationsfläche auf TV6 basiert auf hoher Erosion, da Bereiche mit Deckungsgraden < 70 % bereits nach der ersten Wellenbelastung Erosionsfolgen zeigten, die durch folgende Wellenbelastungen verstärkt wurden. Diese Ergebnisse unterstützen die These, dass eine spärliche Pflanzendecke einen verringerten Erosionsschutz gegenüber der Wellenbelastung bietet als eine geschlossene Pflanzendecke.

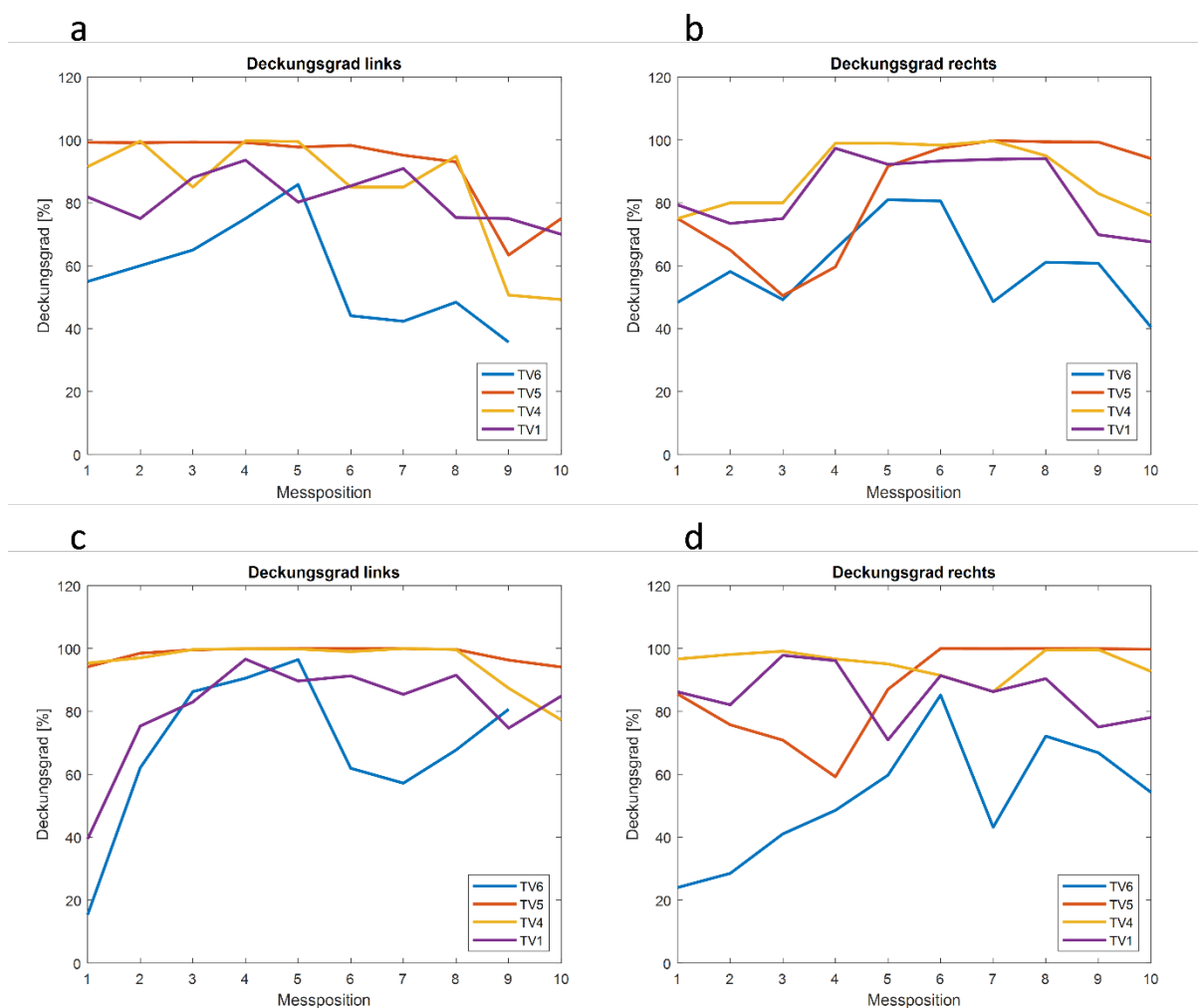


Abbildung 16: Deckungsgrad a, b vor (Anfang Oktober 2018) und c, d nach (Ende November 2018) vier simulierten Sturmfluten. Die Messposition bezieht sich auf die Lage auf dem Modelldeich mit Position 1 am Deichfuß. Links beschreibt die Seite ohne Wellenbelastung und rechts die Seite mit Wellenbelastung.

6.6.2 Scherkraft

Die Vegetationen ohne Wellenbelastung zeigten kaum Unterschiede in der Widerstandskraft bzw. der kritischen Spannung der Vegetationsflächen, während eine unterschiedliche Reaktion auf Wellenbelastung deutlich wurde (Abbildung 21). Die Daten deuten darauf hin, dass die Widerstandskraft der Grasmischung nach EAK (2002, TV1) nach der ersten Anwachsphase höher ist als die der Vegetationen TV4 und TV5, die einen höheren ökologischen Wert aufweisen.

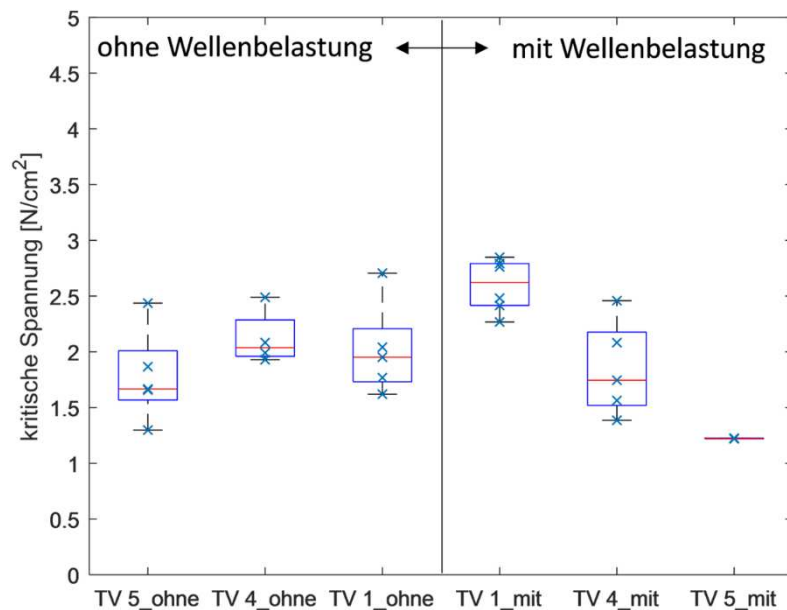


Abbildung 17: Kritische Spannungen für ausgewählte Vegetationen nach vier simulierten Sturmfluten (rechts) und ohne Wellenbelastung (links).

6.7 Fazit

Die dargestellten Ergebnisse deuten darauf hin, dass die verwendeten Vegetationen mit Wachstumsanpassungen auf Wellenbelastungen reagieren, diese jedoch nicht einheitlich sind. Mit Bezug auf die Deckung scheint die Wellenbelastung für drei von vier Vegetationen ein Wachstum gefördert zu haben, wobei aus den Daten nicht hervor geht, ob die Reduktion der Deckung für TV6 unter Wellenbelastung in der Saatmischung oder im geringen Deckungsgrad zu Beginn der Versuche begründet ist. In Bezug auf die Widerstandskraft deutet sich an, dass die Vegetationen mit höherem ökologischen Wert geringere Werte aufweisen als die Grasmischung nach EAK (2002). Da sich die Widerstandskraft von Vegetationen jedoch innerhalb der ersten 3 bis 5 Jahre steigert (TAW 1999) erlauben die Daten lediglich eine Momentaufnahme ca. 6 Monate nach der Ansaat und ermöglichen keine Rückschlüsse auf die Gesamtlebensdauer der Vegetationen.

7 Ökotoxikologische Untersuchungen an Geotextilien

Björn Deutschmann und Henner Hollert

7.1 Einleitung

Der Eintrag von anthropogenen Stoffen in die aquatische und terrestrische Umwelt ist aus ökotoxikologischer Sicht immer mit einem Konfliktpotenzial verbunden. Die Frage nach dem Verbleib und Verhalten dieser Stoffe in den Umweltkompartimenten und den Auswirkungen auf die Lebensgemeinschaften stehen dabei im Fokus des Interesses. Jede Baumaßnahme bedeutet einen Eintrag von anthropogenen Stoffen. Dabei können Schadstoffeinträge bereits während der Baumaßnahmen oder im Verlauf der Zeit über Verwitterung und Auswaschung von umweltrelevanten Chemikalien in die aquatische Umwelt erfolgen. Zur Bewertung potenzieller Auswirkungen auf die Lebensgemeinschaften durch eingebrachte Baumaterialien ist nicht nur die Bewertung von Einzelsubstanzen von Relevanz, welche im Rahmen der Europäischen Chemikalienverordnung REACH vor ihrer Inverkehrbringung erfolgt, sondern auch die Bewertung von Chemikalienmixturen, welche unter realistischen Expositionsbedingungen eingetragen werden können.

Zur Förderung möglichst umweltfreundlicher Produkte setzt sich in den letzten Jahren immer mehr das Konzept der Green Toxicology durch. Dieses Konzept setzt in einer frühen Phase der Produktentwicklung auf die ökotoxikologische und humantoxikologische Untersuchung, um mögliche Risiken für Menschen und die Natur zu identifizieren. Eingesetzt wird dafür eine Testbatterie mit einer breiten Spanne ökotoxikologischer und humantoxikologischer Endpunkte (Crawford et al. 2017).

Im Rahmen des EcoDike-Projektes wurden das 3D-Geotextilgitter Fortrac® 3D 90 – ein dreidimensionales Bewehrungsgitter, das zur Böschungssicherung eingesetzt wird – und der Vliesstoff HaTe B 300 „O“ II der HUESKER Synthetic GmbH hinsichtlich ihres ökotoxikologischen Potenzials auf die aquatische Umwelt untersucht. Die Bewertung erfolgte mittels zwei unterschiedlicher Strategien, welche unterschiedliche Expositionsszenarien abbildeten. Zur Abbildung der Auswaschung unter realistischen Bedingungen erfolgte in modifizierter Form des Dynamic Surface Leaching Tests (DSLTT) (DIN CEN/TS 16637-2) eine Auslaugprüfung wie für die Untersuchung von Baumaterialien vorgeschlagen (Gartiser et al. 2016). Da es sich bei einem Deichdeckwerk um ein zumindest zeitweise stark durch das auflaufende Wasser beeinflusstes Bauwerk handelt, wurde ein dynamisches System mit einer regelmäßigen Durchmischung des Eluats und der Geotextilien etabliert (sechs vollständige Durchmischungen mittels eines Überkopfschüttlers pro Minute) (Deutschmann und Hollert 2020).

Für die Abbildung eines *worst-case-szenario* und somit dem maximalen Schädigungspotenzial der eingesetzten Materialien wurde eine Soxlet-Extraktion durchgeführt. Unter Einsatz des Lösungsmittels Aceton wurden die Geotextilien für zwölf Stunden extrahiert. Die so gewonnenen Extrakte wurden anschließend auf „Trockene“ eingengt und für den Einsatz in Biotests in Dimethylsulfoxid (DMSO) rückgelöst (Deutschmann und Hollert 2020).

Der Einsatz einer umfassenden Biotestbatterie, welche die wichtigsten biologischen Endpunkte berücksichtigt, ist derzeit ein wichtiger Gegenstand der Forschung im Rahmen der Schadstoffbewertung für neuartige Schadstoffe. Die für die Bewertung des ökotoxikologischen Potenzials der Geotextilien eingesetzte Biotestbatterie orientierte sich an der

kürzlich vom europäischen NORMAN Netzwerk für neuartige Schadstoffe und dem integrierten EU-Projekt SOLUTIONS vorgeschlagene Biotestbatterie, welche derzeit von der Europäischen Kommission auf die Implementierung in die Wasserrahmenrichtlinie geprüft wird (Abbildung 18).

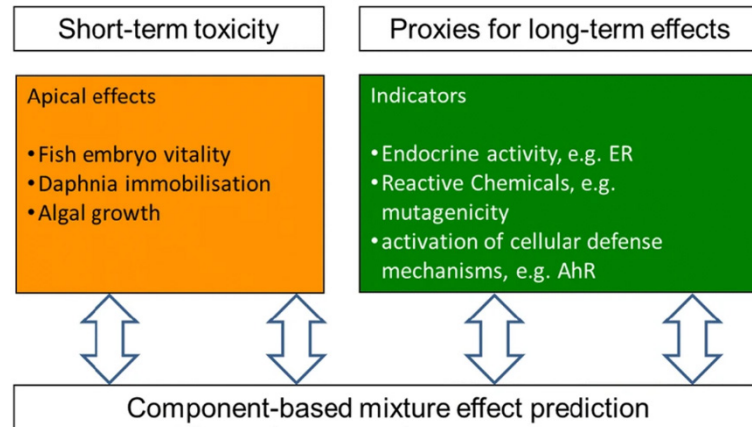


Abbildung 18: Der Europäischen Kommission vorgeschlagene Biotestbatterie aus SOLUTIONS und NORMAN mit in vivo-Tests (orange) und in vitro-Verfahren (grün), die auch als Grundlage für dieses Projekt dient (Brack et al. 2019).

7.2 Fischeitest mit *Danio rerio*: Ergebnisse und Diskussion

Die teratogene Toxizität der Eluate und Extrakte auf Fischeier des Zebraäbrblings (*Danio rerio*) wurde gemäß DIN-Norm 15088 untersucht. Die durchgeführten Untersuchungen befanden sich dabei innerhalb der geforderten Validitätskriterien. Die Ergebnisse des Fischeitests (FET) der hergestellten Eluate sind in Abbildung 19 dargestellt.

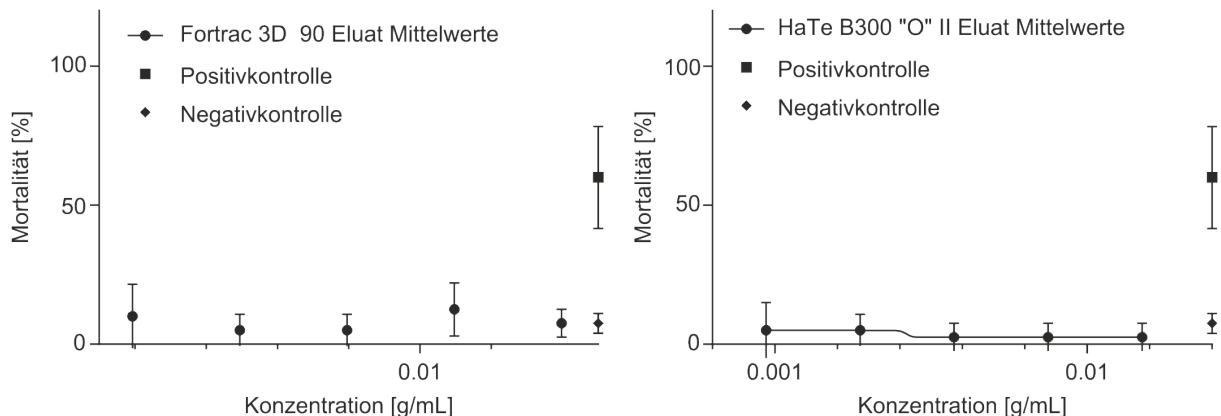


Abbildung 19: Letales teratogenes Schädigungspotenzial der Eluate der Geotextilien im Fischeitest (FET) mit *Danio rerio*. Punkte repräsentieren die Mittelwerte der untersuchten Replikate ($n = 4$). Fehlerbalken repräsentieren die Standardabweichung (Deutschmann und Hollert 2020).

Wie der Abbildung zu entnehmen ist, konnte für die Eluate, welche unter realistischen Expositionsbedingungen in der Auslaugprüfung gewonnen wurden, kein letales teratogenes Schädigungspotenzial auf die Fischeier des Zebraäbrblings nachgewiesen werden. Gemäß DIN CEN/TS 16637-2 entsprach die höchste eingesetzte Konzentrationsstufe 2 mL/cm² bzw. 25 mg/L (Fortrac[®] 3D 90) und 15 mg/L (HaTe B 300 „O“ II). Gleiches

zeigte sich für subletale Effekte auf die Eier, welche ebenfalls beim Einsatz der Eluate nicht festgestellt werden konnten (Deutschmann und Hollert 2020).

Ein anderes Bild zeigte sich für die Bewertung der durch Soxlet-Extraktion gewonnenen Extrakte, für die im Gegensatz zu den Eluaten ein teratogenes Schädigungspotenzial im FET ermittelt werden konnte (Abbildung 20). Dabei zeigten die Extrakte beider Geotextilien ähnliche Extraktäquivalentkonzentrationen, bei denen 50 % der eingesetzten Fisch-eier einen letalen Effekt aufwiesen (LC50): ein LC50 von 11,45 g/mL für das 3D-Geotextilgitter Fortrac® 3D 90 und ein LC50 von 9,76 g/mL Geotextiläquivalent für den Vliesstoff HaTe B 300 „O“ II. Mit Zunahme der eingesetzten Extraktkonzentration zeigten sich in Bezug auf subletale Effekte eine vermehrte Ausbildung von Ödemen, verminderter Herzschlag und Blutkreislauf und die Ausbildung von Wirbelsäulendeformationen (Deutschmann und Hollert 2020).

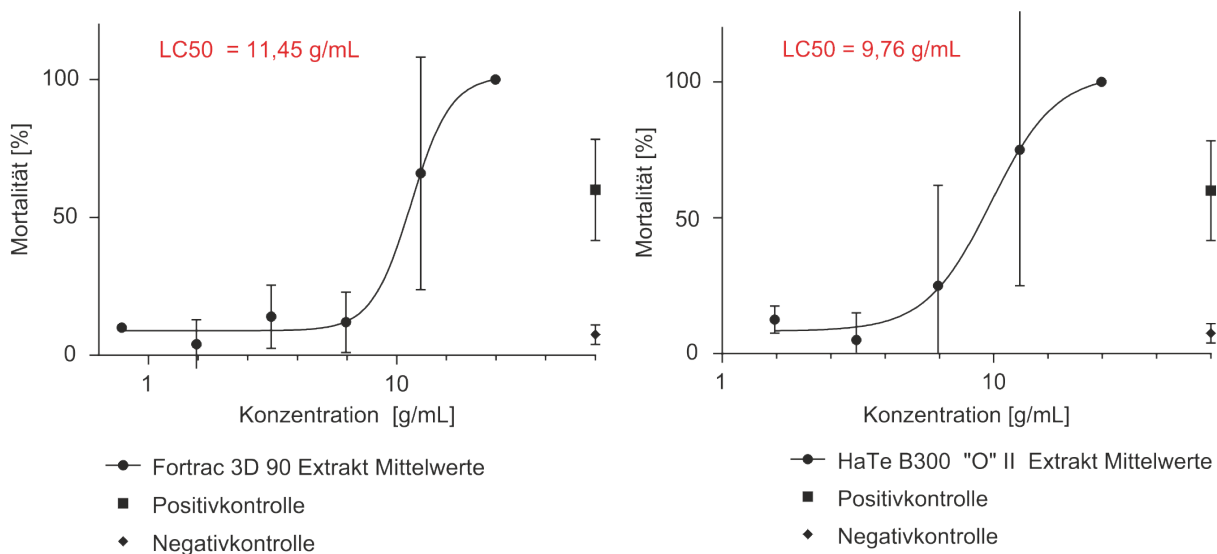


Abbildung 20: Letales teratogenes Schädigungspotenzial der Extrakte der Geotextilien im Fischeitertest (FET) mit *Danio rerio*. Punkte repräsentieren die Mittelwerte der untersuchten Replikate (n = 5 links; n = 4 rechts). Fehlerbalken repräsentieren die Standardabweichung (Deutschmann und Hollert 2020).

7.3 Fazit

Die vorläufigen Ergebnisse aus dem Fischeitertest zeigen, dass durch den Einbau der beiden untersuchten Geotextilien in Deiche kein Schädigungspotenzial auf die Embryonalentwicklung von Fischen zu erwarten ist. Nichtsdestotrotz ist ein Einbau nicht gänzlich unbedenklich für die Umwelt. Insbesondere das 3D-Geogitter Fortrac® 3D 90 zeigte in den Auslaugversuchen eine hohe Tendenz zur Ausbildung von Kunststoffabrieb (Deutschmann und Hollert 2020). Die Auswirkungen von Mikroplastik in der marinen Umwelt stellen einen eigenen und bedeutenden Zweig in der Ökotoxikologie dar. Neben den direkten Auswirkungen des Mikroplastiks auf marine Organismen, wie z. B. auf Fische oder Meeresschildkröten, steht Mikroplastik im Verdacht ein Vektor für Schadstoffe zu sein, die sich an dem Mikroplastik anlagern können und so für marine Organismen, z. B. durch gastrointestinale Aufnahme der Partikel, bioverfügbar werden. Hier besteht weiterer Untersuchungsbedarf, inwiefern diese Expositionspfade vermieden werden können und welche Folgen sich daraus ergeben.

Bei der Untersuchung des *worst-case-szenario* und der Verwendung von Extrakten aus der Soxlet-Extraktion konnte für beide untersuchte Geotextilien ein teratogenes Schädigungspotenzial nachgewiesen werden (Deutschmann und Hollert 2020). Dies zeigt, dass unter bestimmten Verwitterungsverhältnissen die in den Geotextilien enthaltenen Schadstoffe freigesetzt und potenziell für marine Organismen bioverfügbar werden können. Anzumerken ist, dass diese Effekte allerdings erst bei vergleichsweise hohen Konzentrationen nachgewiesen werden konnten, welche unter realistischen Bedingungen eher nicht auftreten. Dennoch können jahrelange Verwitterungsprozesse zu einer Anreicherung von Schadstoffen in der Wasserphase bzw. in den die Geotextilien umgebenden Materialien führen. Weitere Biotests mit verschiedenen Organismengruppen und mechanismus-spezifischen Endpunkten werden das Verständnis über das Schädigungspotenzial der Geotextilien vertiefen. Wichtig ist dabei auch der Vergleich mit anderen Bauteilen von Deckwerken. So konnte z. B. in der Vergangenheit auch für den Einsatz von Schlackensteinen ein ökotoxikologisches Schädigungspotenzial in *worst-case-szenarien* nachgewiesen werden.

Abschließend kann gesagt werden, dass in Bezug auf verstärkende Elemente für ökologische Deichdeckwerke der Einsatz der untersuchten Geotextilien unter realistischen Expositionsbedingungen als unproblematisch anzusehen ist. Dennoch kann der Einsatz dieser Materialien im Deichbau über die Zeit eine potenzielle Schadstoffquelle darstellen, wenn geeignete Verwitterungsverhältnisse vorliegen. Aus diesem Grund sollte, wenn die hydraulische Belastung dies zulässt, auf den Einsatz künstlicher Befestigung verzichtet werden oder wenn der Nutzen nur temporär erforderlich ist, bis bspw. durch eine Durchwurzelung die notwendige Festigkeit erreicht wurde, auf abbaubare Materialien, wie Geotextilien aus Kokosfasern, zurückgegriffen werden. Insbesondere Geotextilien mit Kunststoffbeschichtung und der Neigung zur Mikroplastikbildung stellen ein akutes Problem dar, da zum Teil bereits bei der Verarbeitung bzw. dem Einbau ein Eintrag in die Umwelt stattfinden kann. Weiterhin kann angeraten werden, neue Geotextilien in Zukunft direkt bei der Produktentwicklung im Sinne einer Green Toxicology Strategie zu untersuchen (Crawford et al. 2017).

8 Deichmonitoring und -unterhaltung

Philipp Jordan, Natasa Manojlovic und Peter Fröhle

Um die Unterhaltungsprozesse und -strategien grüner Deiche weiterzuentwickeln und anschließend an Öko-Deiche anzupassen, bedurfte es zunächst einer Erfassung und Analyse des Status Quo in den deutschen Küstenbundesländern. Darauf aufbauend wurden in-situ-Tests zur Verbesserung und Objektivierung der Bewertung von Deichen erarbeitet und in einem risikobasierten Ansatz zur Deichunterhaltung zusammengeführt. Dieser wurde dann hinsichtlich notwendiger Adaptionen für die Anwendung auf Öko-Deiche überprüft.

8.1 Analyse der derzeit in Deutschland aktuellen Unterhaltungsstrategien

Zur Erfassung und Analyse der existierenden Deichunterhaltung in Deutschland wurden zunächst Normen und Regelwerke sowie weitere Fachliteratur hinsichtlich der Unterhaltung von grünen Deichen analysiert und bewertet. Um die aktuell in der Praxis angewendeten Strategien und Prozesse der Unterhaltung zu erfassen, wurden Interviews mit Experten der

für die Unterhaltung zuständigen Behörden und Landesämter durchgeführt. Diese semi-strukturierten Interviews umfassten im strategischen Block Aspekte wie Verantwortlichkeiten, Gesetzeslage oder Finanzierung. Im operationellen Block wurden die tatsächlichen Unterhaltungsarbeiten sowie ihre Durchführung abgefragt. Die Ergebnisse dieser Bestandsanalyse werden im Folgenden präsentiert.

Eine Vielzahl an Regelwerken und Empfehlungen widmet sich in Deutschland den Hochwasserschutzanlagen. Deren Unterhaltung hingegen wird nur in wenigen Regelwerken oder Empfehlungen gesondert erwähnt. In einer dieser Normen, der DIN 31051, wird die Unterhaltung oder Instandhaltung von Bauwerken in vier Grundmaßnahmen unterteilt. Wartung dient der Verzögerung des Abbaus des vorhandenen Abnutzungsvorrats, Inspektionen der Beurteilung des Ist-Zustands, die Instandsetzung der Wiederherstellung der Funktion und Verbesserungen der Steigerung von Zuverlässigkeit, Instandhaltbarkeit oder Sicherheit ohne Veränderung der Funktion.

In Hamburg (HH), Bremen (HB), Niedersachsen (NS), Schleswig-Holstein (SH) und Mecklenburg-Vorpommern (MV) sind für die sich im Besitz der Länder befindlichen Deiche in der Regel die unteren Wasserbehörden verantwortlich. Im Einzelnen sind dies in HH der LSBG (Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer) sowie die Bezirksämter, in HB die Deichverbände rechts und links der Weser sowie bremenports, in NS die Deichverbände und der NLWKN (Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasser, Küsten- und Naturschutz), in SH der LKN (Landesbetrieb Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz SH) und in MV die StÄLU (Staatliche Ämter für Landwirtschaft und Umwelt). Der Aufwand muss zu 100 % von den Ländern erbracht werden und wird durch Steuereinnahmen oder im Fall von Deichverbänden (NS und HB) durch Beitragszahlungen finanziert. (Jordan et al. 2019)

Nach Glimm et al. (2009) existieren hinsichtlich der Bauwerksunterhaltung drei Strategien. Bei der Ausfallstrategie findet eine Instandsetzung lediglich im Schadensfall statt, bei der Präventivstrategie wird vor dem erwarteten Schadenzeitpunkt eine Instandsetzung eingeleitet und im Rahmen der Inspektionsstrategie werden, basierend auf eingeholten Informationen zur Abnutzung, entsprechende (Instandsetzungs-)Maßnahmen durchgeführt. Um die Instandhaltung von Hochwasserschutz (HWS) -Anlagen so wirtschaftlich wie möglich zu gestalten, ist eine Kombination der genannten Strategien erforderlich. Hinsichtlich ihrer Deiche verfolgen die fünf Küstenbundesländer im Wesentlichen die Inspektionsstrategie. Es werden je nach Bundesland jährlich oder halbjährlich Deichscharen abgehalten, wobei die Schau im Herbst vor der Sturmflutzeit der Überprüfung der Wehrhaftigkeit der Anlagen dient. Die Scharen im Frühjahr sind eine Art Bestandsaufnahme der entstandenen Schäden und Planungsgrundlage für nachfolgende Instandsetzungen. (Jordan et al. 2019)

Unterhaltungsmaßnahmen werden je nach Bundesland durch eigenes Personal ausgeführt oder fremd-vergeben. Während Hamburg und Mecklenburg-Vorpommern lediglich kleinere Arbeiten selbst erledigen, können in Bremen, Niedersachsen und Schleswig-Holstein nahezu alle Arbeiten durch Eigenpersonal der jeweils zuständigen Einheiten durchgeführt werden. Hierzu werden Betriebshöfe, Werkstätten sowie technisches Gerät vorgehalten. (Jordan et al. 2019)

Als wichtigstes und sicherheitsrelevantestes Element eines Deichs wird länderübergreifend die Grasnarbe angesehen, welche den Deichkörper vor äußeren Belastungen und Angriffen schützt. Deshalb kommen der Pflege und Unterhaltung der Grasnarbe eine sehr hohe Bedeutung zu. Die Pflege der Grasnarbe beinhaltet das Trimmen durch

Schafbeweidung mit Nachmahd oder eine rein maschinelle Mahd, das Entfernen von Schädlingen (ungeeignete Pflanzen und Wühltiere) sowie das Ausbessern von Fehlstellen und Vergießen von Rissen (Abbildung 21). (Jordan et al. 2019)



Abbildung 21: Vergießen von Rissen im Kaltehofe Hauptdeich, Hamburg (Jordan 2018).

Länder- und behördenübergreifend sind sich Unterhalter einig, dass ein konstanter Austausch über alle Ebenen wichtig ist, um ein konstant hohes Niveau der Deichunterhaltung zu gewährleisten. Dies beinhaltet internen Austausch sowie Austausch zwischen Behörden, Verbänden oder Ländern. So werden in HH, HB und NS zum Beispiel jährliche Treffen aller Unterhalter organisiert. In MV und HH wird versucht, durch aktive Zusammenarbeit von Planern und Unterhaltern, neue Anlagen stetig zu verbessern. Durch internationale Kooperationen und Mitarbeit in EU-Projekten erweitert beispielsweise der Hamburger LSBG seinen Horizont hinsichtlich der Betreuung von HWS-Anlagen. (Jordan et al. 2019)

Zusammenfassend hat die Bestandsanalyse ergeben, dass die Unterhaltung grüner Deiche zwar in den fünf Bundesländern ähnliche Aufgaben umfasst, die Ausführung und Organisation der Unterhaltungsarbeiten aber durchaus sehr unterschiedlich ausfällt. Insgesamt wird die Inspektionsstrategie verfolgt, wobei die Inspektionen aufgrund fehlender, einheitlicher Vorgaben je nach Bundesland, Institution und Unterhalter ganz individuell ablaufen. Bewertungen des Zustands der Deiche im Rahmen der Inspektionen werden in der Regel rein subjektiv vorgenommen, da kein einheitliches System zur Abschätzung der Qualität und zur Bewertung des Zustands vorliegt.

8.2 Entwicklung von in-situ Tests und Bewertungsschemata als Teil der Inspektion

Um persönliche Einschätzung und langjährige Erfahrung der zuständigen Unterhalter zu ergänzen, die Vergleichbarkeit zu erhöhen und eine risikobasierte Bewertung der Deiche zu ermöglichen, wurden aufbauend auf der Bestandsanalyse praktikable in-situ Tests sowie einheitliche, objektive Bewertungsschemata erarbeitet, die im Folgenden vorgestellt werden. Im Fokus stehen dabei Risse im Deich, die Qualität der Grasnarbe sowie die Erosionsstabilität der Deich-Deckschicht.

Deichrisse treten vorwiegend in geographischen Lagen mit längeren Trockenzeiten, feinkörnigen Böschungsböden und/oder einer Veränderung der Niederschlagsmuster (z. B. jahreszeitlich bedingt) auf. Sie stellen eine Gefahr für Deiche dar, weil sie das Eindringen von Wasser in den Deichkörper ermöglichen, welches wiederum zu einer Verringerung der Bodenfestigkeit führt. Außerdem bieten sie Wühltieren Schutz. Man unterscheidet bei der Entstehung zwischen Spannungs- und Trockenrissen. Spannungsrisse werden

durch Böschungsbewegungen oder Zwängungen erzeugt, während Trockenrisse durch Zusammenschrumpfen des Bodens entstehen. (CIRIA 2013)

Risse lassen sich nach Lage, Dimension, Orientierung, Wasseranwesenheit, Alter und Entwicklung kategorisieren. Anhand dieser Charakteristika wurde in Anlehnung an das International Levee Handbook (CIRIA 2013) bzw. das Condition Assessment Manual (Environment Agency 2012) das in Tabelle 7 dargestellte Bewertungsschema erarbeitet. Die Skala ist das Ergebnis mehrerer Revisionen, die sich im Rahmen studentischer Arbeiten im Feld ergaben. Die drei Klassen (A, B und C) beschreiben unterschiedlich starke Ausprägungen von Rissmerkmalen, anhand derer sich detektierte Risse zuordnen lassen und so Handlungsempfehlungen basierend auf der Klassifikation der Risse gegeben werden können. (Jordan et al. 2020)

Tabelle 7: Bewertungsskala für Risse in Deichen (in Anlehnung an Jordan et al. 2020).

Kat.	Dimension (Tiefe t, Breite b) [cm]	Quantität	Vertikalbewegung	Länge (Längsriss)	Ort (Querriss)	Wasseranwesenheit	Empfehlung
A	klein t < 10, b < 5	vereinzelt / mehrere	nein	< 100 cm	überall	nein	evtl. selbstheilend
B	mittelgroß t < 50, b < 15	vereinzelt	nein	< Deichhöhe	nicht kontinuierlich	möglich	Instandhaltung erforderlich
C	groß t > 50, b > 15	vereinzelt	ja	> Deichhöhe	gesamte Breite	ja	Instandsetzung erforderlich

Für die Standsicherheit eines Deiches ist der Bewuchs von großer Bedeutung. Nach DIN 19712 und dem DWA Merkblatt 507-1 ist die Oberfläche der Deichböschung wasser- und landseitig gegen mögliche Schädigungen zu sichern. Erosion der bindigen Deckschicht durch Wind und Wetter ist also zu verhindern. Hierfür bietet eine fest verwurzelte, dauerhafte, geschlossene und dichte Grasnarbe dem Deich den besten wirtschaftlichen und natürlichen Schutz gegen äußere Beanspruchungen, insbesondere gegenüber dem anströmenden Wasser und den Verwirbelungen.

In früheren Untersuchungen (Liebrand 1999, Husicka 2003) hat sich gezeigt, dass im Wesentlichen zwei Parameter die Qualität der Grasnarbe und somit auch den Erosionswiderstand bestimmen. Einerseits die Vegetationsdichte, welche durch die Bodenbedeckung sowie die Offenheit der Grasnarbe beschrieben wird, und andererseits die Durchwurzelung. Beide Faktoren sind abhängig von der vorhandenen Vegetation, der Pflege und weiteren Umwelteinflüssen. Die Bewertung der Bodenbedeckung erfolgt hier mittels eines Gitterrahmens nach Liebrand (1999) (Abbildung 22). Für die Ermittlung der Fehlstellengröße wird ebenfalls der Gitterrahmen herangezogen (Abbildung 22). Die Durchwurzelung wird beschrieben durch die Wurzellänge und das Wurzelgewicht. Die Erprobung von Methodik und Bewertung am EcoDike-Testdeich in Hannover sowie im Feld erfolgte im Rahmen mehrerer studentischer Arbeiten. Da weder auf dem Testdeich noch an realen Deichen im Hamburger Stadtgebiet Wurzelproben genommen werden konnten, lag der Fokus bislang auf den rein optisch zu bewertenden Parametern Bodenbedeckung und Fehlstellengröße.

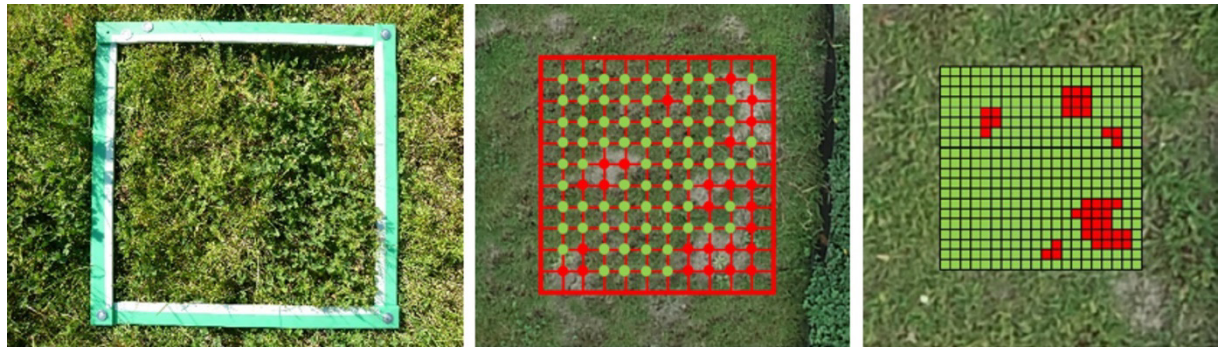


Abbildung 22: Gitterrahmen (links), Ermittlung des Bedeckungsgrads mittels Gitterpunkten (Mitte), Ermittlung der mittleren Fehlstellengröße über Gitterfelder (rechts).

Bodenbedeckung, Fehlstellengröße, Wurzellänge und Wurzelgewicht werden, wie in Abbildung 23 dargestellt, zur Bewertung der Grasnarbenqualität zahlenmäßig in vier Klassen unterteilt (in Anlehnung an die Untersuchungen von Liebrand (1999) sowie eigene Feldversuche hinsichtlich der Fehlstellengröße). Die Gesamtnote für die Narbendichte berechnet sich jeweils zu 50 % aus den einzelnen Noten der Bodenbedeckung und Fehlstellengröße. Dies gilt dementsprechend auch für die Berechnung der Note für die Durchwurzelung aus Wurzellänge und -gewicht. Nach der Benotung der Narbendichte und Durchwurzelung erfolgt die Darstellung mithilfe der Bewertungsmatrix (Abbildung 23). Liegt das Ergebnis im Übergangsbereich zwischen zwei Farben, kann i. d. R. die bessere Klasse angenommen werden. Die Einteilung der Klassen innerhalb der Bewertungsmatrix dient zunächst als erste Abschätzung. Die Gewichtung der einzelnen Klassen ist ebenfalls zu überprüfen und mit Experten abzustimmen. (Jordan et al. 2020)

Qualitätsmerkmale		Sehr gut Note: 1	Gut Note: 2	Mäßig Note: 3	Schlecht Note: 4
Narbendichte	Bodenbedeckung [%]	> 75	60–75	45–60	< 45
	Fehlstellengröße [cm ²]	< 32	32–64	64–96	> 96
Durchwurzelung	Wurzellänge [m/5dm ³]	> 900	750–900	600–750	< 600
	Wurzelgewicht [g/5dm ³]	> 14	12–14	10–12	< 10

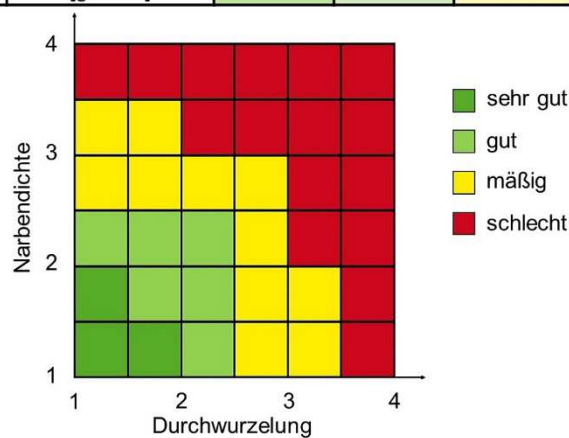


Abbildung 23: Einteilung der Qualitätsmerkmale der Grasnarbe in Bewertungsklassen (oben), Bewertungsmatrix (unten) (Jordan et al. 2020).

Zur Untersuchung der Erosionsstabilität der Deich-Deckschicht werden einfache Scherfestigkeitsuntersuchungen mit einem Taschenscherfestigkeitsmesser durchgeführt. Mittels eines neu konzipierten, zerstörungsfreien in-situ Versuchs mit dem am Institut für Wasserbau der Technischen Universität Hamburg (TUHH) entwickelten, sogenannten „Deich-elefanten“, wird lokal ein Überströmen simuliert, um daraus kritische Schubspannungen abzuleiten (Spalte 3 im Schema in Abbildung 24). Die Auswertung der ersten Versuchsergebnisse dauerte zum Zeitpunkt der Erstellung dieses Beitrages noch an. Genauere Informationen zur Untersuchung der Erosionsstabilität der Deich-Deckschicht mit dem Deich-elefanten, erste Ergebnisse sowie weitere Details zu der Beurteilung der Grasnarbenqualität und der Klassifizierung von Rissen im Deich finden sich in Jordan et al. (2020).

8.3 Risikobasierter Ansatz (Rb A) zur Unterhaltung grüner Deiche und Adaption auf Ökodeiche

Ziel des Risikobasierten Ansatzes ist es, das Risiko von unerwartetem Versagen der Anlage zu reduzieren (Arunraj und Maiti 2007). Das ermittelte Risiko dient als Grundlage für die Entwicklung der Risikobasierten Strategie, um ein Versagen möglichst kosteneffizient auf das akzeptable Maß zu reduzieren. Im EcoDike-Projekt wurde die Unterhaltungsstrategie der grünen Deiche sowie der Öko-Deiche risikobasiert betrachtet, mit dem Ziel die wichtigsten Schritte und Erkenntnisse aus bisherigen Erfahrungen und Praktiken zusammenzuführen und zu verwerten. Dafür wurden die in Tabelle 8 aufgeführten Schritte definiert und angewendet.

Tabelle 8: EcoDike – Risikobasierter Ansatz (in Anlehnung an Jordan et al. 2020).

Schritt	Ziel/Beschreibung
1. Risikoanalyse	Identifikation und Analyse der kritischen Elemente/Schwachstellen
2. Risikobewertung	Risiko wird anhand definierter, messbarer Kriterien bewertet
3. Entwicklung der Risikobasierten Unterhaltungsstrategie	Definition von Unterhaltungsmaßnahmen, um das Risiko kosteneffizient und langfristig auf das akzeptable Niveau zu reduzieren
4. Integration in die Anlagemanagement-Strategie	Optimierung von Planung, Unterhaltung und Betrieb der Hochwasserschutz-Anlagen (hier: Deiche)

Im Rahmen des Projekts EcoDike wurde der Schwerpunkt auf die Risikoanalyse und Risikobewertung gesetzt. Im ersten Schritt (*Risikoanalyse*) wurden die kritischen Elemente oder Prozesse aus Sicht der Forschung in Abstimmung mit den Praxispartnern (Unterhalter und Betreiber der HWS-Anlagen) definiert. Die entsprechenden Methoden und in-situ Tests zur Quantifizierung des Risikos wurden, wie in Kap. 8.2 aufgeführt, entwickelt und für Standard- und/oder Öko-Deiche angewendet (Abbildung 24). Die Anwendung der Methoden und Tests an Öko-Deichen wird fortgesetzt.

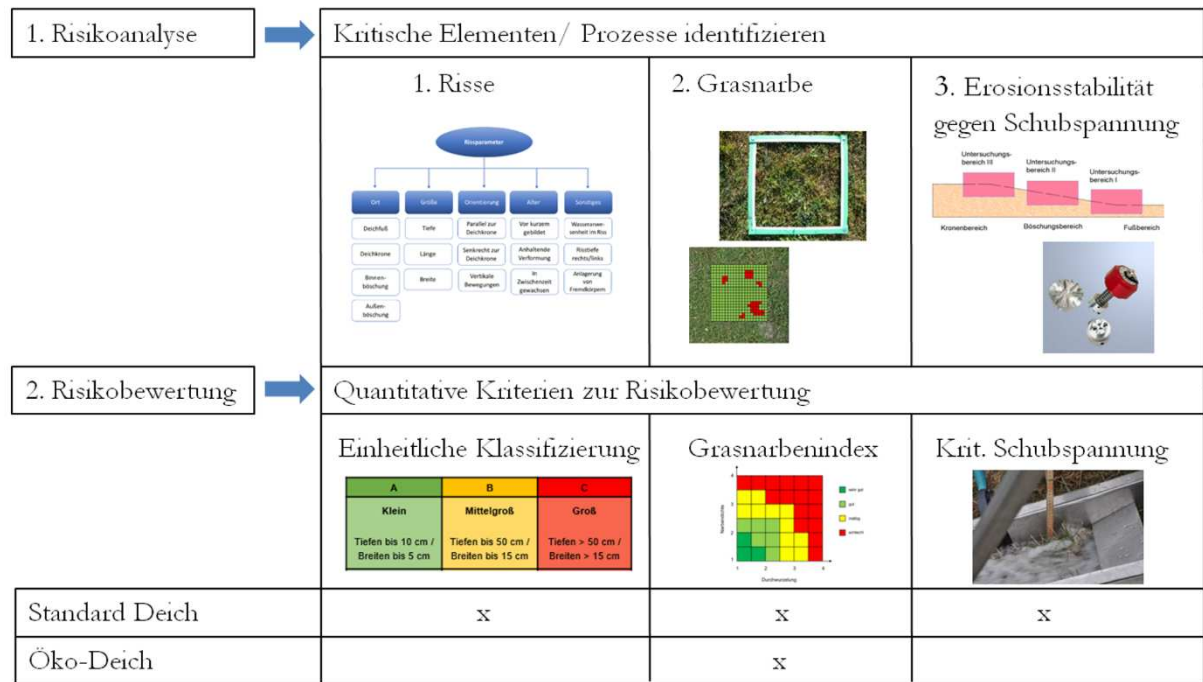


Abbildung 24: Risikobasierte Unterhaltung in EcoDike und bisher umgesetzte Schritte für Standard- und Öko-Deiche.

In einem weiteren Schritt wird eine praxisrelevante Unterhaltungsstrategie entwickelt. Die notwendigen Anpassungen der bestehenden Strategien, die in Kap. 8.1 beschrieben und ausgewertet wurden, werden aufgezeigt und mit den Praxispartnern besprochen.

9 Danksagung

Die Autoren bedanken sich für die finanzielle Förderung des Forschungsvorhabens EcoDike (FKZ: 03F0757 A–F, Laufzeit: 10/2016–09/2019) im Rahmen des Programms „Forschung für nachhaltige Entwicklungen“ (FONA) des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) durch den Projektträger Jülich (PTJ) und den Verbund Küstenerforschung Nordsee-Ostsee (KüNO) sowie für die fachliche Begleitung durch das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI).

Die Autoren danken Holger Freund (ICBM) und Stefan Felder, PhD (UNSW Sydney) für die fachliche Unterstützung bei den Feld- bzw. Laboruntersuchungen.

Ein spezieller Dank richtet sich zudem an Dr. Iris Möller und Dr. Ben Evans sowie das gesamte Projektteam des Projekts Foreshore Assessment using Space Technology (FAST) für die großzügige Bereitstellung unveröffentlichter Daten und die wertvolle Kommunikation.

10 Literaturverzeichnis

Anderson, M. E.; Smith, J. M.: Wave Attenuation by Flexible, Idealized Salt Marsh Vegetation. Coastal Engineering, Jg. 83, 82–92, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.10.004>, 2014.

Anderson, M. E.; Smith, J. M.; McKay, S. K.: Wave Dissipation by Vegetation. ERDC/CHL CHETN-I-82. US Army Corps of Engineers (USACE), 2011.

Arns, A.; Wahl, T.; Dangendorf, S.; Jensen, J.: The Impact of Sea Level Rise on Storm Surge Water Levels in the Northern Part of the German Bight. In: *Coastal Engineering*, 96, 118–131, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.12.002>, 2015.

Arunraj, N. S.; Maiti, J.: Risk-Based Maintenance – Techniques and Applications. In: *Journal of Hazardous Materials*, 142, 3, 653–661, <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2006.06.069>, 2007.

Augustin, L. N.; Irish, J. L.; Lynett, P.: Laboratory and Numerical Studies of Wave Damping by Emergent and Near-Emergent Wetland Vegetation. In: *Coastal Engineering*, 56, 3, 332–340, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.09.004>, 2009.

Blanchette, C. A.: Size and Survival of Intertidal Plants in Response to Wave Action: A Case Study with *Fucus Gardneri*. In: *Ecology*, 78, 5, 1563–1578, <https://doi.org/10.2307/2266149>, 1997.

Bouma, T. J.; De Vries, M. B.; Low, E.; Peralta, G.; Tánčzos, I. C.; van de Koppel, J.; Herman, P. M.: Trade-Offs Related to Ecosystem Engineering: A Case Study on Stiffness of Emerging Macrophytes. In: *Ecology*, 86, 8, 2187–2199, <https://doi.org/10.1890/04-1588>, 2005.

Brack, W.; Aissa, S. A.; Backhaus, T.; Dulio, V.; Escher, B. I.; Faust, M.; Hilscherova, K.; Hollender, J.; Hollert, H.; Müller, C.; Munthe, J.; Posthuma, L.; Seiler, T.-B.; Slobodnik, J.; Teodorovic, I.; Tindall, A. J.; de Aragão Umbuzeiro, G.; Zhang, X.; Altenburger, R.: Effect-Based Methods are Key. The European Collaborative Project SOLUTIONS Recommends Integrating Effect-Based Methods for Diagnosis and Monitoring of Water Quality. In: *Environmental Sciences Europe*, 31, 10, <https://doi.org/10.1186/s12302-019-0192-2>, 2019.

Briemle, G.; Ellenberg H.: Zur Mahdverträglichkeit von Grünlandpflanzen. Möglichkeiten der praktischen Anwendung von Zeigerwerten. *Natur und Landschaft*, 1994.

Briemle, G.: *Farbatlas Kräuter und Gräser in Feld und Wald*. Ulmer, Stuttgart, 1996.

Bundesamt für Naturschutz: *FloraWeb: Daten und Informationen zu Wildpflanzen und zur Vegetation Deutschlands*. Stand 24.02.2017: <http://www.floraweb.de>

Cai, H.; Toffolon, M.; Savenije, H. H. G.; Chua, V. P.: A Two-Dimensional Analytical Model for Tidal Wave Propagation in Convergent Estuaries. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 17, 9730, 2015.

Castle, M. E.: A Simple Disc Instrument for Estimating Herbage Yield. In: *Grass and Forage Science*, 31, 1, 37–40, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2494.1976.tb01113.x>, 1976.

CIRIA: *The International Levee Handbook*. London, UK: Construction Industry Research and Information Association (CIRIA) (CIRIA, C731), 2013.

Coops, H.; Geilen, N.; Verheij, H. J.; Boeters, R.; van der Velde, G.: Interactions between Waves, Bank Erosion and Emergent Vegetation: An Experimental Study in a Wave Tank. In: *Aquatic Botany*, 53, 3–4, 187–198, [https://doi.org/10.1016/0304-3770\(96\)01027-3](https://doi.org/10.1016/0304-3770(96)01027-3), 1996.

Crawford, S. E.; Hartung, T.; Hollert, H.; Mathes, B.; van Ravenzwaay, B.; Steger-Hartmann, T.; Studer, C.; Krug, H. F.: *Green Toxicology: A Strategy for Sustainable*

Chemical and Material Development. In: *Environmental Sciences Europe*, 29, 16, <https://doi.org/10.1186/s12302-017-0115-z>, 2017.

De Winter, R. C.; Sterl, A.; Ruessink, B. G.: Wind Extremes in the North Sea Basin under Climate Change: An Ensemble Study of 12 CMIP5 GCMs. In: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118, 4, 1601–1612, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50147>, 2013.

Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. (DWA): Merkblatt DWA-M 507-1, Deiche an Fließgewässern Teil 1: Planung, Bau und Betrieb. DWA, 2011.

Deutsches Institut für Normung e.V.: DIN 19712, Hochwasserschutzanlagen an Fließgewässern. Beuth Verlag GmbH, Berlin, 2013.

Deutsches Institut für Normung e.V.: DIN 31051, Grundlagen der Instandhaltung. Beuth Verlag GmbH, Berlin, 2012.

Deutsches Institut für Normung e.V.: DIN CEN/TS 16637-2, Bauprodukte – Bewertung der Freisetzung von gefährlichen Stoffen – Teil 2: Horizontale dynamische Oberflächenauslaugprüfung; Deutsche Fassung CEN/TS 16637-2:2014. Beuth Verlag GmbH, Berlin, 2014.

Deutsches Institut für Normung e.V.: DIN EN ISO 15088:2009-06, Wasserbeschaffenheit – Bestimmung der akuten Toxizität von Abwasser auf Zebrafisch-Eier (*Danio rerio*). Beuth Verlag GmbH, Berlin, 2009.

Deutschmann, B.; Hollert, H.: Geotextilien in Seedeichen – Ökotoxikologische Aspekte. In: Schüttrumpf, H.; Scheres, B. (Hg.): *Ökologische Aufwertung von Seedeichsystemen – Erste Empfehlungen für die Praxis mit aktuellen Erkenntnissen aus der Wissenschaft*. Wiesbaden, Germany: Springer Vieweg. https://doi.org/10.1007/978-3-658-31507-8_6, 2020.

Dierschke, H.; Briemle, G.: *Kulturgrasland: Wiesen, Weiden und verwandte Staudenfluren*. Ulmer, Stuttgart, 2002.

EAK: Empfehlungen für Küstenschutzwerke. Korrigierte Ausgabe 2007. *Die Küste*, 65, 2002.

Ellenberg, H.: *Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa*. Goltze, Göttingen, 1992.

Environment Agency: *Managing Flood Risk – Condition Assessment Manual*. Environment Agency, UK, 2012.

EurOtop: *Manual on Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures. An Overtopping Manual Largely Based on European Research, but for Worldwide Application*. Van der Meer, J. W.; Allsop, N. W. H.; Bruce, T.; de Rouck, J.; Kortenhaus, A.; Pullen, T.; Schüttrumpf, H.; Troch, P.; Zanuttigh, B. Second Edition. www.overtopping-manual.com, 2018.

Felder, S.; Hohermuth, B.; Boes, R. M.: High-Velocity Air-Water Flows Downstream of Sluice Gates Including Selection of Optimum Phase-Detection Probe. In: *International Journal of Multiphase Flow*, 116, 203–220, <https://doi.org/10.1016/j.ijmultiphaseflow.2019.04.015>, 2019.

Fonseca, M.; Cahalan, J.: A Preliminary Evaluation of Wave Attenuation by Four Species of Seagrass. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 35, 6, [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(05\)80039-3](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(05)80039-3), 1992.

Gartiser, S.; Heisterkamp, I.; Schoknecht, U.; Burkhardt, M.; Ratte, M.: Empfehlungen für eine Testbatterie zur ökotoxikologischen Bewertung der Umweltverträglichkeit von Bauprodukten. Umweltbundesamt, Dessau-Roßlau, 2016.

Gehlker, H.: Eine Hilfstafel zur Schätzung von Deckungsgrad und Artmächtigkeit. *Mitteilungen der Floristisch Soziologischen Arbeitsgemeinschaft*, 19, 20, 427–429, 1977.

Glimm; Rahtge; Behrendt; Giegerich; von Lieberman; Tworuschka; Woltering: Integrierte Konzepte, Modelle und Techniken für bestehende und neue Bauwerke. *Unsere Gewässer – Forschungsbedarf aus Sicht der Praxis. Eine Dokumentation von HTG und DGGT*, 128–133, Hafentechnische Gesellschaft e.V. und Deutsche Gesellschaft für Geotechnik e.V., 2009.

Grime, J. P.: *Plant Strategies and Vegetation Processes*. Wiley, Chichester, 1979.

Haeupler, H.; Muer, T.: *Bildatlas der Farn- und Blütenpflanzen Deutschlands*. Ulmer, Stuttgart, 2007.

Husicka, A.: *Vegetation, Ökologie und Erosionsfestigkeit von Grasnarben auf Flussdeichen am Beispiel der Rheindeiche in Nordrhein-Westfalen*. Dissertation. Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Münster, 2003.

Husrin, S.: *Attenuation of Solitary Waves and Wave Trains by Coastal Forests*. Dissertation. Technische Universität Braunschweig; Universität Florenz, Braunschweig, Deutschland, Florenz, Italien, 2013.

Jordan, P.; Manojlovic, N.; Fröhle, P.: Unterhaltung grüner Seedeiche im deutschen Küstenraum – Eine Analyse der existierenden Unterhaltungsstrategien. Tagungsband HTG Kongress Lübeck, 11. bis 13. September 2019, 73–83, Hafentechnische Gesellschaft e.V., 2019.

Jordan, P.; Manojlovic, N.; Fröhle, P.: Unterhaltung ökologisch aufgewerteter Seedeiche. In: H. Schüttrumpf und B. Scheres (Hg.): *Ökologische Aufwertung von Seedeichsystemen – Erste Empfehlungen für die Praxis mit aktuellen Erkenntnissen aus der Wissenschaft*. Wiesbaden, Germany: Springer Vieweg. https://doi.org/10.1007/978-3-658-31507-8_7, 2020.

Kassambara A.; Mundt, F.: *factoextra: Extract and Visualize the Results of Multivariate Data Analyses*, <https://CRAN.R-project.org/package=factoextra>, 2017.

Keimer, K.; Schürenkamp, D.; Miescke, F.; Kosmalla, V.; Lojek, O.; Goseberg, N.: Ecohydraulics of Surrogate Salt Marshes for Coastal Protection: Wave-Vegetation-Interaction and Related Hydrodynamics on Vegetated Foreshores at Sea Dikes. In: *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000667](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000667), 2021.

Klotz, S.; Kühn, I.; Durka, W.: *BIOLFLOR – Eine Datenbank zu biologisch-ökologischen Merkmalen der Gefäßpflanzen in Deutschland*. Schriftenreihe für Vegetationskunde 38.

Bonn: Bundesamt für Naturschutz, 2002. Stand 24.02.2017: <http://www2.ufz.de/bi-olflor/index.jsp>

Kobayashi, N.; Weitzner, H.: Erosion of a Seaward Dike Slope by Wave Action. In: *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 141, 2, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000271](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000271), 2015.

Kortenhaus, A.; Oumeraci, H.; Weissmann, R.; Richwien, W.: Failure Mode and Fault Tree Analysis for Sea and Estuary Dikes. In: *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, 2386–2398, https://doi.org/10.1142/9789812791306_0200, 2002.

Kutschera, L.: *Wurzelatlas – Reihe*. DLG Verlag, Frankfurt am Main, 1960–2009.

Lê, S.; Josse, J.; Husson, F.: FactoMineR: An R Package for Multivariate Analysis. In: *Journal of Statistical Software*, 25, 1, 1–18, <https://doi.org/10.18637/jss.v025.i01>, 2008.

Liebrand, C.: *Restoration of Species-Rich Grasslands on Reconstructed River Dikes*. Dissertation. Wageningen Agricultural University, Wageningen, Niederlande, 1999.

Liu, J.; Kutschke, S.; Keimer, K.; Kosmalla, V.; Schürenkamp, D.; Goseberg, N.; Böl, M.: Experimental Characterisation and Three-dimensional Modelling of Elymus for the Assessment of Ecosystem Services. In: *Ecological Engineering* 166, 106233. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2021.106233>, 2021.

McIvor, A. L.; Möller, I.; Spencer, T.; Spalding, M.: *Reduction of Wind and Swell Waves by Mangroves (Natural Coastal Protection Series: Report 1)*, 2012. Stand 11.10.2019: <http://resolver.tudelft.nl/uuid:c77ceec8-8db6-4080-b5bb-f414dca9d39d>

Melet, A.; Meyssignac, B.; Almar, R.; Le Cozannet, G.: Under-Estimated Wave Contribution to Coastal Sea-Level Rise. In: *Nature Climate Change*, 8, 3, 234–239, <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0088-y>, 2018.

Michalzik, J.; Liebisch, S.; Paul, M.; Schlurmann, T.: *Poster: EcoDike Monitoring – Entwicklung innovativer Monitoringverfahren und -empfehlungen für “grüne” Seedeiche*. Ludwig-Franzius-Institute, Hannover, 2018.

Möller, I.; Kudella, M.; Rupprecht, F.; Spencer, T.; Paul, M.; Van Wesenbeeck, B.; Wolters, G.; Jensen, K.; Bouma, T. J.; Miranda-Lange, M.; Schimmels, S.: Wave Attenuation over Coastal Salt Marshes under Storm Surge Conditions. In: *Nature Geoscience*, 7, 727–731, <https://doi.org/10.1038/ngeo2251>, 2014.

Möller, I.; Mantilla-Contreras, J.; Spencer, T.; Hayes, A.: Micro-Tidal Coastal Reed Beds: Hydro-Morphological Insights and Observations on Wave Transformation from the Southern Baltic Sea. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 92, 3, 424–436, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.01.016>, 2011.

Müller, H.: *Alpenblumen, ihre Befruchtung durch Insekten und ihre Anpassung an dieselben*. Leipzig, 1881.

Paul, M.; Amos, C. L.: Spatial and Seasonal Variation in Wave Attenuation over *Zostera Noltii*. In: *Journal of Geophysical Research*, 116, C8, 138, <https://doi.org/10.1029/2010JC006797>, 2011.

Paul, M.; de los Santos, C.: Variation in Flexural, Morphological, and Biochemical Leaf Properties of Eelgrass (*Zostera Marina*) along the European Atlantic Climate Regions. In: *Marine Biology*, 166, 10, 2187, <https://doi.org/10.1007/s00227-019-3577-2>, 2019.

Paul, M.; Bouma, T. J.; Amos, C. L.: Wave Attenuation by Submerged Vegetation. Combining the Effect of Organism Traits and Tidal Current. In: *Marine Ecology Progress Series*, 444, 31–41, <https://doi.org/10.3354/meps09489>, 2012.

Pfisterer, A. B.; Joshi, J.; Schmid, B.; Fischer, M.: Rapid Decay of Diversity-Productivity Relationships after Invasion of Experimental Plant Communities. In: *Basic and Applied Ecology*, 5, 1, 5–14, <https://doi.org/10.1078/1439-1791-00215>, 2004.

Piontkowitz, T.: EroGRASS. Failure of Grass Cover Layers at Seaward and Shoreward Dike Slopes. Performance, Results and Conclusions. Lemvig, Denmark, 2012. Stand 11.10.2019: <http://www.masterpiece.dk/UploadetFiles/10852/36/EroGrassreportB.pdf>

R Core Development Team: R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, 2016.

Raunkiaer, C.: Life Forms of Plants and Statistical Plant Geography. Calderon Press, Oxford, 1934.

Raunkiaer, C.: Plant Life Forms. Clarendon, Oxford, 1937.

Reed, D.; van Wesenbeeck, B. K.; Herman, P. M. J.; Meselhe, E.: Tidal Flat-Wetland Systems as Flood Defenses: Understanding Biogeomorphic Controls. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 213, 269–282, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.08.017>, 2018.

Richwien, W.: Soil and Water – Interactions and their Description. In: *BAW Mitteilungen*, 101, 25–46, 2017.

Rupprecht, F.; Möller, I.; Evans, B.; Spencer, T.; Jensen, K.: Biophysical Properties of Salt Marsh Canopies – Quantifying Plant Stem Flexibility and Above Ground Biomass. In: *Coastal Engineering*, 100, 48–57, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2015.03.009>, 2015.

Scheres, B.; Arns, A.; Bigswa, B.; Deutschmann, B.; Fröhle, P.; Goseberg, N.; Graunke, A.; Hoffmann, T. K.; Hollert, H.; Jensen, J.; Jordan, P.; Keimer, K.; Kosmalla, V.; Manojlovik, N.; Michalzik, J.; Molzberger, S.; Paul, M.; Schlurmann, T.; Schürenkamp, D.; Soltau, F.; Ulm, M.; Wrage Mönnig, N.; Schüttrumpf, H.: Ökosystemare Aspekte an Seedeichsystemen. In: Schüttrumpf, H.; Scheres, B. (Hg.): *Ökologische Aufwertung von Seedeichsystemen – Erste Empfehlungen für die Praxis mit aktuellen Erkenntnissen aus der Wissenschaft*. Wiesbaden, Germany: Springer Vieweg. https://doi.org/10.1007/978-3-658-31507-8_2, 2020.

Scheres, B.; Schüttrumpf, H.: Investigating the Erosion Resistance of Different Vegetated Surfaces for Ecological Enhancement of Sea Dikes. In: *Journal of Marine Science and Engineering*, 8, 7, 519, <https://doi.org/10.3390/jmse8070519>, 2020.

Schulze, D.; Rupprecht, F.; Nolte, S.; Jensen, K.: Seasonal and Spatial Within-Marsh Differences of Biophysical Plant Properties: Implications for Wave Attenuation Capacity of Salt Marshes. In: *Aquatic Sciences*, 81, 4, 65, <https://doi.org/10.1007/s00027-019-0660-1>, 2019.

- Shepard, C. C.; Crain, C. M.; Beck, M. W.: The Protective Role of Coastal Marshes: A Systematic Review and Meta-Analysis. In: *PloS one*, 6, 11, e27374. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0027374>, 2011.
- Silinski, A.; Schoutens, K.; Puijalon, S.; Schoelynck, J.; Luyckx, D.; Troch, P.; Meire, P.; Temmerman, S.: Coping with Waves: Plasticity in Tidal Marsh Plants as Self-Adapting Coastal Ecosystem Engineers. In: *Limnology and Oceanography*, 63, 2, 799–815, <https://doi.org/10.1002/lno.10671>, 2018.
- Soltau, F.; Arns, A.; Jensen, J.: Simulation der Wellendämpfung durch Vegetation auf dem Deichvorland mittels Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH). *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU Darmstadt*, 144–149, 2018.
- Soltau, F.; Arns, A.; Ulm, M.; Jensen, J.: Classifying Wave Attenuation by Vegetation using a Decision Tree Model. *Coastal Structures Conference 2019*, 30.09.–02.10.2019, Hannover, 2019.
- Soltau, F.; Keimer, K.; Kosmalla, V.; Schürenkamp, D.; Ulm, M.; Arns, A.; Goseberg, N.; Jensen, J.: Die Küstenschutzfunktion von Deichvorlandökosystemen. In: Schüttrumpf, H.; Scheres, B. (Hg.): *Ökologische Aufwertung von Seedeichsystemen – Erste Empfehlungen für die Praxis mit aktuellen Erkenntnissen aus der Wissenschaft*. Wiesbaden, Germany: Springer Vieweg. https://doi.org/10.1007/978-3-658-31507-8_3, 2020.
- Spencer, T.; Möller, I.; Rupprecht, F.; Bouma, T. J.; van Wesenbeeck, B. K.; Kudella, M., Paul, M.; Jensen, K.; Wolters, G.; Miranda-Lange, M.; Schimmels, S.: Salt Marsh Surface Survives True-to-Scale Simulated Storm Surges. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 4, 543–552, <https://doi.org/10.1002/esp.3867>, 2016.
- Sprangers, J. T. C. M.: *Vegetation Dynamics and Erosion Resistance of Sea Dyke Grassland*. Dissertation. Wageningen Agricultural University, Wageningen, Niederlande, 1999.
- Stanczak, G.; Oumeraci, H.: Modeling Sea Dike Breaching Induced by Breaking Wave Impact – Laboratory Experiments and Computational Model. In: *Coastal Engineering*, 59, 1, 28–37, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.07.001>, 2012.
- Stanczak, G.: *Breaching of Sea Dikes Initiated from the Seaside by Breaking Wave Impacts*. Dissertation. Universität Braunschweig; Universität Florenz, Braunschweig, Deutschland, Florenz, Italien, 2008.
- Stanczak, G.; Oumeraci, H.; Kortenhaus, A.: Laboratory Tests on the Erosion of Clay Revetment of Sea Dike With and Without a Grass Cover Induced by Breaking Wave Impact. *FLOODsite*. Braunschweig, 2007.
- Sundermeier, A.; Schröder, U.; Wolters, B.: Zum Einfluss des Wellenschlags auf Röhrlicht an der Unteren Havel-Wasserstraße. *Bundesanstalt für Gewässerkunde, Veranstaltungen 2/2007*, 65–70. Koblenz: Bundesanstalt für Gewässerkunde, 2007.
- TAW: *Erosion Resistance of Grassland as Dike Covering*. Technical Report. Hg. v. Technical Advisory Committee for Flood Defence in The Netherlands (TAW). Delft, Niederlande, 1997.

TAW: Grass Cover as a Dike Revetment. Hg. v. Technical Advisory Committee for Flood Defence in The Netherlands (TAW), 1999.

Tempest, J. A.; Möller, I.; Spencer, T.: A Review of Plant-Flow Interactions on Salt Marshes: The Importance of Vegetation Structure and Plant Mechanical Characteristics. In: WIREs Water, 2, 6, 669–681, <https://doi.org/10.1002/wat2.1103>, 2015.

Trung, L. H.: Overtopping on Grass Covered Dikes. Resistance and Failure of the Inner Slopes. Dissertation. Technische Universiteit Delft, Delft, Niederlande, 2014.

van der Meer, J.; Hardeman, B.; Steendam, G. J.; Schüttrumpf, H.; Verheij, H.: Flow Depths and Velocities At Crest and Landward Slope of a Dike, in Theory and With the Wave Overtopping Simulator. In: Coastal Engineering Proceedings, 32, <https://doi.org/10.9753/icce.v32.structures.10>, 2010a.

van der Meer, J.; Schrijver, R.; Hardeman, B.; van Hoven, A.; Verheij, H.; Steendam, G. J.: Guidance on Erosion Resistance of Inner Slopes of Dikes from Three Years of Testing with the Wave Overtopping Simulator. In: William Allsop (Hg.): Coasts, Marine Structures and Breakwaters: Adapting to Change, Bd. 2. London, UK: Thomas Telford Ltd., 460–473, 2010b.

Vannoppen, W.; Vanmaercke, M.; de Baets, S.; Poesen, J.: A Review of the Mechanical Effects of Plant Roots on Concentrated Flow Erosion Rates. In: Earth-Science Reviews, 150, 666–678, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.08.011>, 2015.

Vousdoukas, M. I.; Mentaschi, L.; Voukouvalas, E.; Verlaan, M.; Jevrejeva, S.; Jackson, L. P.; Feyen, L.: Global Probabilistic Projections of Extreme Sea Levels show Intensification of Coastal Flood Hazard. In: Nature Communications, 9, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w>, 2018.

Vuik, V.; Heo, H. Y. S.; Zhu, Z.; Borsje, B. W.; Jonkman, S. N.: Stem Breakage of Salt Marsh Vegetation under Wave Forcing: A Field and Model Study. In: Estuarine, Coastal and Shelf Science, 200, 41–58, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.09.028>, 2018.

Wrage-Mönnig, N.; Bisgwa, C.; Graunke, A.: Die Deichbegrünung unter ökologischen Gesichtspunkten. In: Schüttrumpf, H.; Scheres, B. (Hg.): Ökologische Aufwertung von See- deichsystemen – Erste Empfehlungen für die Praxis mit aktuellen Erkenntnissen aus der Wissenschaft. Wiesbaden, Germany: Springer Vieweg. https://doi.org/10.1007/978-3-658-31507-8_4, 2020.

Zhu, Z.; Yang, Z.; Bouma, T. J.: Biomechanical Properties of Marsh Vegetation in Space and Time: Effects of Salinity, Inundation and Seasonality. Annals of Botany, <https://doi.org/10.1093/aob/mcz063>, 2019.

Numerische Simulationen zur Wellenaufbauhöhe auf rauen Deckwerken

Moritz Kreyenschulte¹, Wenjia Xu² und Holger Schüttrumpf²

¹ RWTH Aachen University, Institut für Wasserbau und Wasserversorgung,
kreyenschulte@imw.rwth-aachen.de

² RWTH Aachen University, Lehrstuhl und Institut für Wasserbau und Wasserversorgung

Zusammenfassung

Die Wellenaufbauhöhe ist einer der wichtigsten Parameter zur Bemessung von Deichen und Deckwerken. Sie wird zur Abschätzung der Anzahl überlaufender Wellen und der Deichkronenhöhe verwendet. Raue, poröse und durchlässige Deckwerke reduzieren die Wellenaufbauhöhe aufgrund einer erhöhten Energiedissipation während des Wellenaufbaus. Zur Abschätzung der Wellenaufbauhöhe bei Deckwerken existieren empirische Modelle, die allerdings meist nur für einen speziellen Deckwerkstyp formuliert wurden und die unterschiedlichen möglichen Einflussfaktoren auf den Wellenaufbau wie Rauheit, Porosität und Durchlässigkeit des Deckwerks nicht explizit berücksichtigen.

Das Ziel des vorliegenden Beitrags ist die Beschreibung des Reduktionsfaktors infolge Rauheit für die Wellenaufbauhöhe anhand einer kombinierten Größe aus geometrischem Rauheitsmaß und Wellenparameter, die für verschiedene Deckwerkstypen gültig ist und einen Ansatz für die Zusammenführung der sonst nur für einzelne Deckwerkstypen formulierten Reduktionsfaktoren ermöglicht.

Dazu wurden naturmaßstäbliche hydraulische Versuche und numerische Simulationen zum Wellenaufbau auf mörtelvergossenen Schüttsteindeckschichten sowie numerische Simulationen des Wellenaufbaus auf idealisierten Deckwerksgeometrien durchgeführt. Zudem wurde eine vergleichbare geometrische Beschreibung der Rauheit von Deckschichten eingeführt, die für sämtliche Deckwerkstypen verwendet werden kann. Für brechende Wellen konnte ein guter Zusammenhang zwischen dem Reduktionsbeiwert infolge Rauheit und der relativen Rauheit (beschrieben als Quotient der Standardabweichung der Differenzen der Deckschichtoberfläche zur mittleren Deckschichtoberfläche und der Wellenhöhe) sowie der Kurtosis gefunden werden.

Schlagwörter

Wellenaufbauhöhe, Reduktionsfaktoren, numerische Simulation, Smoothed Particle Hydrodynamics

Summary

The wave run-up height is one of the most important parameters for the design of dikes and revetments. It is used to estimate the number of overtopping waves and the crest height of the dike. Rough, porous and permeable revetments reduce the wave runup height due to increased energy dissipation during wave runup.

Empirical models exist to estimate the wave runup height for revetments, but most of them have been formulated only for a specific revetment type and do not explicitly consider the different possible factors influencing the wave runup such as roughness, porosity and permeability of the revetment.

The objective of this work is to describe the reduction factor due to roughness for wave runup height using a combined quantity of geometric roughness measure and wave parameter, which is valid for different revetment types that may serve as an approach for combining reduction factors otherwise formulated only for single revetment types.

For this purpose, full-scale hydraulic tests and numerical simulations of wave runup on mortar-grouted riprap revetments were performed, as well as numerical simulations of wave runup on idealized revetment geometries. In addition, a comparable geometric description of the roughness of revetments was introduced, which can be used for all revetment types. For breaking waves, a good correlation was found between the reduction coefficient due to roughness and the relative roughness (described as the quotient of the standard deviation of the differences of the revetment surface to the mean revetment surface and the wave height) as well as the kurtosis.

Keywords

wave run-up height, reduction factors, numerical simulation

1 Einleitung

Die Wellenaufbauhöhe ist einer der wichtigsten Parameter zur Bemessung von Deichen und Deckwerken. Sie wird zur Abschätzung der Anzahl überlaufender Wellen und der Deichkronenhöhe verwendet. Zusammen mit der Wellenrücklaufhöhe definiert sie den Bereich, in dem die größten Belastungen des Deckwerks infolge Wellenbelastung auftreten (EurOtop 2018). Daher ist es wirtschaftlich geboten, die Wellenaufbauhöhe so weit wie möglich zu reduzieren (Pilarczyk 1998).

Dies geschieht, indem z. B. raue und/oder poröse Deckwerke gebaut werden, die eine erhöhte Energiedissipation während des Wellenaufbaus bewirken und somit die Wellenaufbauhöhe reduzieren (Pilarczyk 1998). Zur Abschätzung der Wellenaufbauhöhe bei Deckwerken existieren Gleichungen, die allerdings meist nur für einen speziellen Deckwerkstyp formuliert wurden und die unterschiedlichen möglichen Einflussfaktoren auf den Wellenaufbau wie Rauheit, Porosität und Durchlässigkeit des Deckwerks nicht explizit berücksichtigen. Damit ist auch unklar, wie die Auswirkungen auf die Wellenaufbauhöhe sind, wenn sich mehrere dieser Parameter gleichzeitig ändern. Fraglich ist z. B., wie sich die Wellenaufbauhöhe bei Reduktion der Porosität aber gleichzeitiger Erhöhung der Rauheit ändert.

Das Ziel des vorliegenden Beitrags ist die Beschreibung des Reduktionsfaktors infolge Rauheit für die Wellenaufbauhöhe anhand einer kombinierten Größe aus geometrischem Rauheitsmaß und Wellenparameter, die für verschiedene Deckwerkstypen gültig ist und einen Ansatz für die Zusammenführung der sonst nur für einzelne Deckwerkstypen formulierten Reduktionsfaktoren ermöglicht.

Dazu wird zunächst auf den Stand der Technik und Forschung zur Beschreibung des Wellenaufbaus auf rauen Deckwerken eingegangen. Ein besonderer Fokus liegt dabei auf den unterschiedlichen Einflussparametern in den Modellen zur Berechnung der Wellenaufbauhöhe, die entweder die Welleneigenschaften oder die Eigenschaften des Bauwerks

und der Wellen abbilden. Im Anschluss werden naturmaßstäbliche physische Versuche und numerische Simulationen zum Wellenaufbau auf mörtelvergossenen Schüttsteindeckschichten sowie numerische Simulationen des Wellenaufbaus auf idealisierten Deckwerksgeometrien vorgestellt und ausgewertet. Eine Methode zur Definition der Rauheit als geometrische Größe wird vorgestellt und mit dieser werden die Ergebnisse analysiert.

2 Stand der Forschung und Technik

Die Wellenaufbauhöhe ist definiert als vertikaler Abstand zwischen dem Ruhewasserspiegel und dem höchsten Punkt auf der Böschung oder Deckschicht, den die Welle erreicht. Dieser Punkt wiederum ist nach EurOtop (2018) bei einer Wasserschichtdicke auf der Böschung von ca. 2 cm (im Naturmaßstab) definiert. Die Wellenaufbauhöhe wird für regelmäßige Wellen meist als mittlere Wellenaufbauhöhe R_w angegeben, für Wellenspektren wird die von 2 % der einlaufenden Wellen überschrittene Wellenaufbauhöhe $R_{w2\%}$ verwendet. Die Wellenaufbauhöhe wird wesentlich von den Eigenschaften der einlaufenden Wellen (z. B. Höhe, Periode, Angriffsrichtung), von Flachwasserbedingungen im Vorland, der Böschungsneigung und der Geometrie der Böschung (z. B. Bermen) sowie den Eigenschaften der Böschung oder des sich darauf befindenden Deckwerks beeinflusst, insbesondere der Rauheit, Porosität und Durchlässigkeit (Capel 2015, EurOtop 2018, Losada und Giménez-Curto 1981, van de Walle 2001).

Ein analytisch hergeleitetes Modell zur Ermittlung der Wellenaufbauhöhe liegt aufgrund der komplexen Interaktion der genannten Einflussfaktoren derzeit nicht vor (Elbisy 2015). Es werden daher fortwährend neue Ansätze entwickelt, um die Vorhersage der Wellenaufbauhöhe zu verbessern. Diese unterteilen sich in analytische Gleichungen, numerische Modelle, empirische Gleichungen und Methoden des Machine Learning (EurOtop 2018). Analytische Gleichungen liefern aufgrund der für die Lösbarkeit dieser Gleichungen notwendigen Vereinfachungen grundlegende Zusammenhänge, können aber die komplexen Interaktionen der Einflussfaktoren nicht abbilden (Elbisy 2015).

Numerische Modelle werden vermehrt eingesetzt, um die Wellen-Bauwerks-Interaktion zu simulieren und die Wellenaufbauhöhe zu bestimmen. Sie ergänzen dabei oft physische Modelluntersuchungen und erlauben weitere Parametervariationen (Alcerreca-Huerta 2014, Losada et al. 2016). Aufgrund des meist hohen Rechenaufwands bleibt die Simulation häufig auf regelmäßige Wellen beschränkt (Losada et al. 2016). Für größere räumliche Ausdehnungen von Küsten ist eine Diskretisierung der Küstenschutzelemente oder der Küste aufgrund des Rechenbedarfs ebenfalls bisher keine praktikable Lösung. In diesen Fällen werden meist die einlaufenden Wellen mit numerischen Modellen berechnet, die Wellenaufbauhöhe dann wiederum mit empirischen Modellen, siehe z. B. Stokes et al. (2021).

Empirische Gleichungen zur Berechnung der Wellenaufbauhöhe sind daher weit verbreitet und bieten die Vorteile einer schnellen und einfachen Berechnung. Da die Modelle meist aus einer expliziten Gleichung bestehen, sind sie vergleichsweise leicht zu interpretieren. Im Rahmen des vorliegenden Beitrags sollen empirische Gleichungen zur Bestimmung der Wellenaufbauhöhe auf Deckwerken verwendet werden, daher wird im Folgenden detailliert auf die bisher veröffentlichten Ansätze zur Berücksichtigung der Rauheit in den empirischen Gleichungen eingegangen.

Das „Manual on Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures“ (EurOtop 2018) stellt den Stand der Technik zur Bestimmung der Wellenaufbauhöhe auf Deckwerken

dar. Dort wird der Wellenaufbau anhand der Brecherkennzahl ζ (Hunt 1959) beschrieben und wellenaufbaufreduzierende Einflüsse mit Reduktionsfaktoren berücksichtigt:

$$\frac{R_{u2\%}}{H_{m0}} = \min \left\{ \begin{array}{l} 1,65 \cdot \gamma_b \cdot \gamma_f \cdot \gamma_\beta \cdot \xi_{m-1,0} \\ 1,00 \cdot \gamma_f \cdot \gamma_\beta \left(4 - \frac{1,5}{\sqrt{\gamma_b \cdot \xi_{m-1,0}}} \right) \end{array} \right. \quad (1)$$

In Gleichung (1) beschreibt $R_{u2\%}$ die Wellenaufbauhöhe, die von 2 % der einlaufenden Wellen überschritten wird, H_{m0} die mittlere spektrale Wellenhöhe, γ_b den Einflussfaktor für eine Berme, γ_β den Einflussfaktor für schrägen Wellenangriff, γ_f den Einflussfaktor für Rauheit und $\xi_{m-1,0}$ die Brecherkennzahl unter Verwendung der spektralen Wellenperiode $T_{m-1,0}$. In der Literatur existieren weitere Parameter zur Beschreibung der Wellenaufbauhöhe, z. B. der Reflexionsbeiwert (Muttray et al. 2006), modifizierte Brecherkennzahlen (Hammeken Arana 2017) oder der Wave Momentum Flux Parameter (Hughes 2004). Bei rauen, porösen und durchlässigen Deckwerken wird meist von der Brecherkennzahl Gebrauch gemacht. So hat sich für die in Abschnitt 3 beschriebenen mörtelvergossenen Schüttsteindeckwerke bei Wellenspektren (Kreyenschulte et al. 2020) und regelmäßigen Wellen (Kreyenschulte und Schüttrumpf 2020) die Brecherkennzahl als bestes Maß zur Beschreibung der Wellenaufbauhöhe erwiesen. Daher wird in der folgenden Darstellung der empirischen Gleichungen nur auf die Brecherkennzahl in Kombination mit Reduktionsfaktoren detailliert eingegangen.

Im EurOtop-Manual werden „Einflussfaktoren für Rauheit“ für verschiedene Deckschichten angegeben, die allerdings alle wellenaufbaufreduzierenden Einflüsse zusammenfassen und jeweils nur für einen speziellen Deckwerkstyp gelten. Darüber hinaus existieren Ansätze, die den Wellenaufbau in Abhängigkeit entweder der Rauheit, Porosität oder Durchlässigkeit für einen Deckwerkstyp beschreiben. Diese liefern Ansätze zur expliziten Beschreibung der Reduktionsfaktoren für verschiedene Einflussparameter.

Kerpen (2017) untersuchte getreppte Deckwerke und gibt einen Reduktionsfaktor für die Wellenaufbauhöhe in Abhängigkeit der relativen Rauheit $k_b / (H_{m0} \cdot \xi_{m-1,0})$ an:

$$\gamma_f = \left[1 - a \cdot \arctan \left(\frac{k_b \cdot b}{H_{m0} \cdot \xi_{m-1,0}} \right) \right] \cdot c \quad (2)$$

Der orthogonale Abstand der Streichlinie der Treppen zur hinteren Kante jeder Stufe k_b (= Stufenhöhe $\cdot \cos$ (Böschungsneigung)) wird als charakteristische Größe zur Beschreibung der geometrischen Rauheit verwendet, a , b und c sind abhängig vom Verhältnis der Wellenhöhe zur Stufenhöhe. Der Reduktionsfaktor wird in der Gleichung zum Wellenaufbau von Schüttrumpf (2001) verwendet.

Capel (2015) untersuchte Setzsteindeckwerke mit erhöhter Rauheit, die durch aus der Deckschicht ragende Setzsteine erzeugt wird. Damit können z. B. Schachbrettmuster oder Muster von versetzten Steinreihen erstellt werden. Capel (2015) verwendet ebenfalls eine relative Rauheit, beschreibt diese aber anhand der mittleren Wellenüberlauftrate folgendermaßen: Bei steigender mittlerer Wellenüberlauftrate reduziert sich die Rauheitswirkung der Rauheitselemente aufgrund der steigenden Schichtdicke des Wellenaufbaus auf der Böschung. Der Reduktionsbeiwert wird daher als Funktion der mittleren Wellenüberlauftrate q angegeben:

$$\gamma_f = 1 - \left[0,585 \sqrt{0,075 - s'_{m-1,0} \cdot \rho_{\gamma_f}^{0,5}} \cdot \left(-\ln \left(\frac{q}{\sqrt{g \cdot H_s}} \right) \right) \right] \quad (3)$$

Dabei ist ρ_{γ_f} die von Capel (2015) neu definierte Rauheitsdichte, H_s die signifikante Wellenhöhe und $s'_{m-1,0}$ die Wellensteilheit bezogen auf die lokale Wellenlänge unter Verwendung der spektralen Wellenperiode $T_{m-1,0}$. Der Reduktionsfaktor für die Wellenaufbauhöhe muss beim Ansatz von Capel (2015) iterativ bestimmt werden, da die Wellenaufbauhöhe von der mittleren Wellenüberlaufhöhe abhängig ist und diese wiederum von der Wellenaufbauhöhe.

Van Steeg et al. (2016) beschreiben die wellenaufbauhöhenreduzierende Wirkung von Hohlräumen in Setzsteindeckwerken (z. B. bei den Steintypen Hillblock oder Verkalit® GOR) anhand des Hohlraumvolumens der Steine pro Quadratmeter d_{Kanal} und einer Konstante c_{Kanal} in Abhängigkeit des Deckschichttyps:

$$\gamma_f = 0,0028 \cdot \frac{H_{m0}}{d_{Kanal}} + c_{Kanal} \quad (4)$$

Sie setzen dabei eine ausreichende Durchlässigkeit der Deckschicht durch Öffnungen zwischen den Setzsteinen voraus, die eine Füllung des Hohlraums mit Wasser während des Wellenaufbauvorgangs erlauben.

Eine umfassende Arbeit zur Betrachtung der Einflüsse aus Porosität, Durchlässigkeit und Rauheit auf die Wellenaufbauhöhe liegt von Hammeken Arana (2017) vor. Er untersuchte in kleinmaßstäblichen hydraulischen Modellversuchen mit regelmäßigen Wellen Wellenaufbauhöhen, Schichtdicken und Geschwindigkeiten des Wellenaufbaus. Für brechende Wellen konnte er den Einfluss der Rauheit (Reduktionsfaktor γ_f) und den Einfluss der Durchlässigkeit (Reduktionsfaktor γ_K) auf die mittlere Wellenaufbauhöhe R_u in Abhängigkeit der Brecherkennzahl ξ_0 (siehe Gleichung (8)) getrennt abbilden:

$$R_u/H = 3,74 \cdot \tanh(0,38 \cdot \xi_0) \cdot \gamma_f \cdot \gamma_K \quad (5)$$

Beide Reduktionsfaktoren sind allerdings lediglich für Böschungen mit ähnlichen Eigenschaften wie den von Hammeken Arana (2017) untersuchten Böschungen verwendbar, da der Reduktionsfaktor für Rauheit nur von der Brecherkennzahl abhängig ist:

$$\gamma_f = 0,8 \cdot \xi_0^{-0,1} \quad (6)$$

Gleichung (6) gilt offensichtlich nicht für alle Deckwerksarten (vgl. Gleichung (2) und (3)), sondern nur für im Vergleich zur Wellenhöhe sehr geringe Rauheiten. Zudem fasst der Parameter γ_K die Einflüsse aus Porosität und Durchlässigkeit zusammen, was einen bestimmten und nur für die untersuchten Böschungen gültigen Zusammenhang zwischen diesen Parametern voraussetzt. Für nichtbrechende Wellen war es Hammeken Arana (2017) aufgrund fehlender Daten nicht möglich, die Einflüsse aus Rauheit und Durchlässigkeit zu trennen. Daher verwendete er für nichtbrechende Wellen einen Reduktionsfaktor, der beide Einflüsse zusammenfasst und damit dem Vorgehen zur Beschränkung auf einen (entweder gut messbaren oder tatsächlich maßgebenden) Einflussparameter entspricht.

Zuletzt sollen noch die unter dem Schlagwort „Machine Learning“ zusammengefassten Methoden und ihre Anwendung zur Beschreibung der Wellenaufbauhöhe erwähnt werden. Diese wurden erfolgreich eingesetzt, um den Wellenaufbau auf Stränden zu modellieren

(Passarella et al. 2018, Power et al. 2019) und die bestehenden empirischen Gleichungen (Stockdon et al. 2006) zu prüfen bzw. zu verbessern.

Abolfathi et al. (2016) werteten Wellenauflaufdaten auf glatten, undurchlässigen Böschungen von Ahrens (1981), Mase (1989), Hughes (2004) sowie auf Deckwerken und durchlässigen Böschungen von van der Meer und Stam (1992) aus, um daraus explizite Gleichungen zur Beschreibung der Wellenauflaufhöhe zu erhalten. Dabei wurden die Brecherkennzahl, die nominelle Porosität (van der Meer 1988), die Böschungsneigung, die Form des Wellenspektrums, die relative Wellenhöhe mit Bezug zur Wassertiefe h (H/h) und der „wave momentum flux“-Parameter (Hughes 2004) verwendet.

Bonakdar und Etemad-Shahidi (2011) verwendeten die gleiche Methodik wie Abolfathi et al. (2016) und die Daten von 162 Versuchen von van der Meer und Stam (1992). Mit der Brecherkennzahl und der nominellen Porosität als Parameter kommen sie auf geringfügig bessere Modellvorhersagen als Abolfathi et al. (2016). Die Vorhersagegenauigkeit für die Wellenauflaufhöhe wurde im Vergleich zum empirischen Modell von van der Meer und Stam (1992) verbessert.

Erdik et al. (2009) nutzen künstliche neuronale Netze und die Wellenauflaufdaten von van der Meer und Stam (1992), um die Wellenauflaufhöhe zu modellieren. Da es sich um ein künstliches neuronales Netz handelt, kann folglich keine explizite Gleichung angegeben werden.

Der Überblick über die Literatur zeigt, dass sämtliche Beschreibungen der Wellenauflaufhöhe auf rauen Deckwerken einem der folgenden drei Typen entsprechen:

- ein jeweils für einen speziellen Deckwerkstyp gültiges Modell (z. B. Ahrens und Heimbaugh 1988)
- einen einzelnen, nur für diesen speziellen Deckwerkstyp gültigen Reduktionsfaktor in Kombination mit einem empirischen Modell (aufgeführt z. B. im EurOtop (2018))
- einen Reduktionsfaktor, der Gültigkeit innerhalb der Bandbreite der möglichen Variationen der Rauheit für einen speziellen Deckwerkstyp besitzt, und der innerhalb dieser Bandbreite angepasst werden kann, in Kombination mit einem empirischen Modell (z. B. für getrepte Gerinne (Kerpen 2017) oder Setzsteindeckwerke mit erhöhter Rauheit (Capel 2015))

Eine für unterschiedliche Deckwerkstypen verwendbare Beschreibung ist für keinen der drei Einflussparameter Rauheit, Porosität und Durchlässigkeit vorhanden. Auch die Beschreibung der Rauheit geschieht deckwerksspezifisch über Steingrößen, Stufengeometrien (Kerpen 2017) oder Ersatzgrößen wie die von Capel (2015) verwendete Rauheitsdichte.

Daher wird in der vorliegenden Studie folgendes Vorgehen gewählt: Naturmaßstäbliche hydraulische Versuche zur Wellenauflaufhöhe regelmäßiger Wellen bei mörtelvergossenen Schüttsteindeckwerken werden ausgewertet und zur Kalibrierung und Validierung eines numerischen Modells verwendet. Bei dem genannten Deckwerkstyp handelt es sich je nach Bauausführung um ein rauhes oder um ein rauhes, poröses und durchlässiges Deckwerk. Mit dem numerischen Modell werden verschiedene raue Deckschichtoberflächen diskretisiert und so die Datenbasis für eine Analyse der Ergebnisse auf Grundlage verschiedener Rauheitsmaße gelegt.

Im Folgenden werden zuerst die naturmaßstäblichen hydraulischen Versuche zum Wellenauflauf auf mörtelvergossenen Schüttsteindeckwerken vorgestellt und ausgewertet. Danach wird das numerische Modell kalibriert und validiert, indem die vom numerischen

Modell bei Diskretisierung der Deckwerksgeometrien der vollvergossenen Deckwerke berechneten Wellenaufbauhöhen mit den im hydraulischen Modell ermittelten Wellenaufbauhöhen verglichen werden. Die darüber hinaus im numerischen Modell diskretisierten rauen Deckwerke und die Ergebnisse der Wellenaufbau Simulationen werden in Abschnitt 5 vorgestellt. Schließlich werden die Ergebnisse in Abschnitt 6 analysiert und diskutiert.

3 Naturmaßstäbliche Versuche zum Wellenaufbau regelmäßiger Wellen auf mörtelvergossenen Schüttsteindeckwerken

Im Rahmen des Projekts „Wellenbelastung und Stabilität hydraulisch gebundener Deckwerke“ (Fördernummer 03KIS110 und 03KIS111) (Kreyenschulte et al. 2019) wurden naturmaßstäbliche Versuche im Großen Wellenkanal (GWK) des Forschungszentrums Küste in Hannover durchgeführt. Für eine detaillierte Beschreibung des Aufbaus der Deckwerke und der Randbedingungen des GWK sei auf Kreyenschulte et al. (2020) verwiesen.

3.1 Materialien und Messinstrumentierung

Regelmäßige Wellen mit Wellenhöhen von $H = 0,36\text{--}1,49$ m und Wellenperioden von $T = 2,49\text{--}12,98$ s wurden untersucht, woraus sich Brecherkennzahlen von $\xi_0 = 1,19\text{--}8,82$ ergeben. Die Wassertiefe im Kanal und am Deckwerksfuß betrug in allen Versuchen 4 m.

Zur Bestimmung der Wellenaufbauhöhe wurden 2D-LIDAR-Messungen der Wasser- und Deckschichtoberfläche durchgeführt, einer bewährten Methode zur Messung von Wasseroberflächen (Blenkinsopp et al. 2010, Blenkinsopp et al. 2012), insbesondere auf Deckwerken (Howe 2016, Hofland et al. 2015). Zudem wurden Videoaufnahmen der Deckwerke während der Versuche durchgeführt. Abbildung 1 stellt die Position der Messtechnik im GWK dar.

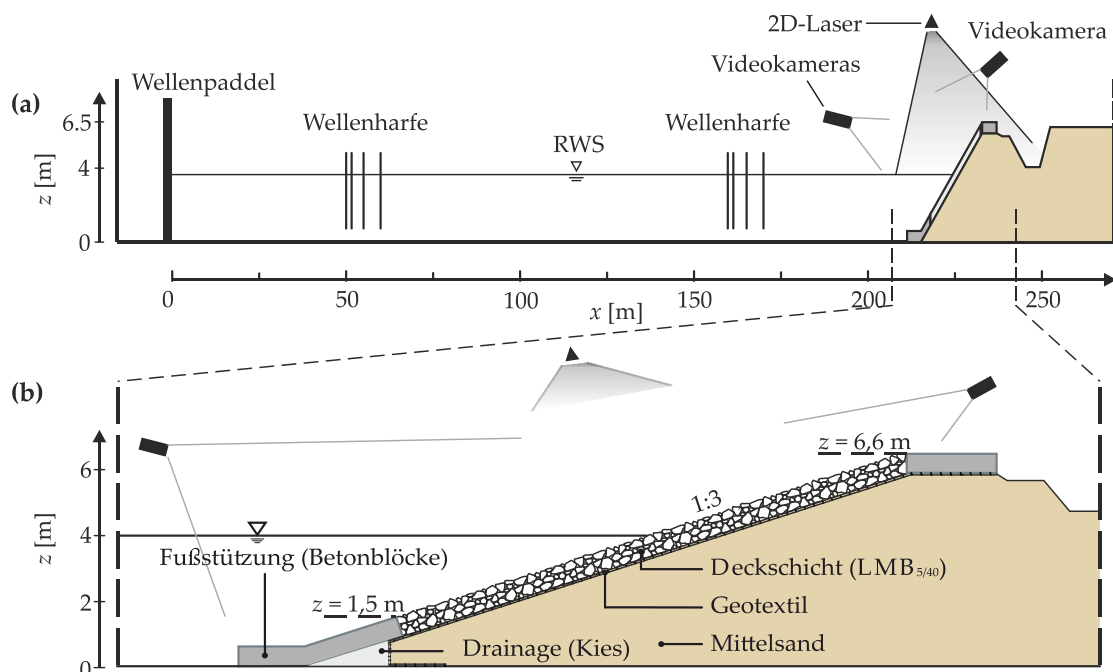


Abbildung 1: Position der für die Auswertung verwendeten Messtechnik im GWK (a) im Querschnitt des gesamten Kanals sowie (b) im Bereich der Deckwerke im Querschnitt (teilweise verändert nach Kreyenschulte et al. 2020).

Die Laserscanner vom Typ *LMS511* der Firma *SICK* wurden in der Mitte beider Kanalhälften mit einem minimalen Abstand zum Deckwerk von 7,9 m angebracht. Die Winkelauflösung der Scanner beträgt bei einer Messfrequenz von 25 Hz $0,167^\circ$. Für den in den Versuchen vorhandenen Abstand zwischen Laserscanner und gemessener Wasser- bzw. Deckwerksoberfläche von ca. 7,9–11 m wird ein systematischer Fehler von ± 25 mm und ein statistischer Fehler von ± 6 mm angegeben (*SICK* 2020). Zusätzlich filmten zwei Kameras in Richtung der Ausbreitungsrichtung der einlaufenden Wellen und in Richtung des Deckwerks, eine weitere Kamera war unter dem Dach des GWK angebracht und filmte entgegen der Ausbreitungsrichtung der einlaufenden Wellen (siehe Abbildung 1). Die Kameras nahmen fünf Bilder pro Sekunde auf.

Darüber hinaus wurde die Deckschichtoberfläche mit dem 3D-Laserscanner *Focus^{3D}* der Firma *FARO* aufgenommen. Der systematische Distanzfehler beträgt bei diesem Gerät ± 2 mm, es wurden ca. 4 Messpunkte pro cm^2 aufgenommen.

Die Wellenparameter am Deckwerksfuß wurden anhand der Wasserstandsmessungen an der Wellenharfe, die ca. 45 m vor dem Deckwerk installiert war (siehe Abbildung 1), mit der Methode von Mansard und Funke (1980) im Programm *L~davis* (Leichtweiß-Institut für Wasserbau 2007) berechnet. Die Wellenharfe bestand aus vier Drahtwellenpegeln, die den Wasserstand mit einer Frequenz von 100 Hz aufzeichneten.

3.2 Methodik zur Auswertung der 2D-LIDAR-Daten

Die Daten der kalibrierten 2D-LIDAR-Scanner wurden mit MATLAB-Routinen (*MathWorks[®] MATLAB R2018b*) verarbeitet. Die aus den 2D-LIDAR-Daten berechnete Differenz zwischen der gemessenen Oberfläche des Deckwerks zu Beginn der Versuche (Ruhewasserspiegel, ohne Wellen im Kanal) und der gemessenen Oberfläche während der Versuche (Oberfläche der auflaufenden Wellen bzw. des Deckwerks) zu jedem Zeitschritt wurde verwendet, um die Schichtdicke des Wassers auf der Deckschicht zu berechnen. Diese Daten wurden gefiltert, um Ausreißer wie z. B. Spritzwasser zu entfernen. Dafür wurden Kriterien genutzt, die nicht-physikalische Werte filtern, wie z. B. gemessene Punkte über der Kanalhöhe, Wellenaufgeschwindigkeiten, die einen physikalisch sinnvollen Bereich überschreiten oder eine Mindestlänge der Wellenaufzunge. Zur Identifizierung der Front der Wellenaufzunge auf dem Deckwerk wurde die Mindestschichtdicke mit einem Grenzwert von 2,5 cm definiert. Die so ermittelten Wellenaufhöhen wurden anhand der Videodaten validiert.

3.3 Ergebnisse

Abbildung 2 zeigt die relativen Wellenaufhöhen regelmäßiger Wellen auf voll- und mörtelvergossenen Schuttsteindeckwerken. Gleichung (7), modifiziert nach Hunt (1959), mit den jeweiligen Reduktionsbeiwerten γ_f für die Rauheit wurde mit einer Regression an die Ergebnisse angepasst.

$$R_u/H = \min \left\{ \begin{array}{l} \xi_0 \cdot c_1 \cdot \gamma_f \\ c_2 \cdot \gamma_{f,nb} \end{array} \right. \quad (7)$$

Dabei sind $c_1 = 1,16$ und $c_2 = 2,2$ empirische Beiwerte, die anhand der Wellenaufhöhe auf einer glatten, undurchlässigen Böschung ermittelt werden (siehe Abschnitt 5), der Index

„nb“ steht für nichtbrechende Wellen und die Brecherkennzahl wird mit der mittleren Wellenhöhe H und der zugehörigen Wellenperiode T am Bauwerksfuß berechnet, wobei für die Wellenlänge Tiefwasserbedingungen angenommen werden (fiktive Brecherkennzahl, siehe EurOtop 2018):

$$\xi_0 = \frac{\tan(\alpha)}{\sqrt{H/L_0}} \quad (8)$$

Die Böschungsneigung $\tan(\alpha)$ betrug während der Versuche stets 1:3, die Wellenlänge L_0 berechnet sich wie folgt:

$$L_0 = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (9)$$

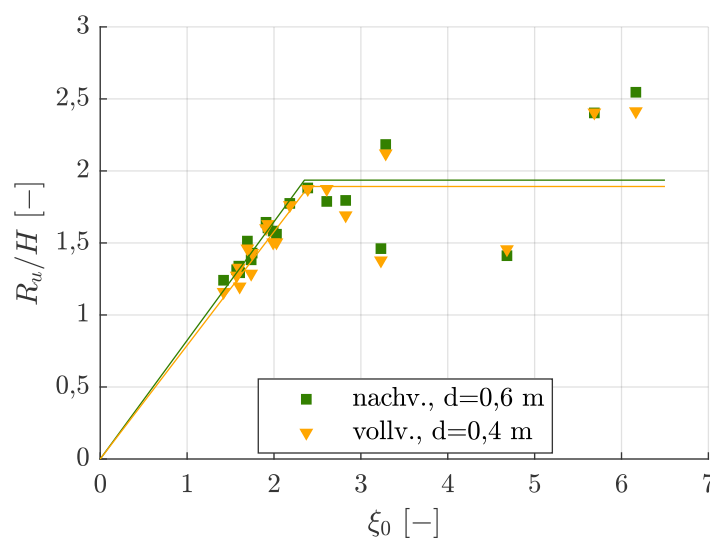


Abbildung 2: Relative Wellenaufbauhöhen auf vollvergossenen Schüttsteindeckwerken mit unterschiedlichen Deckschichtdicken d . Die Deckschichten wurden nachvergossen (nachv.) oder direkt nach Herstellung der porösen Schüttsteindeckschicht vollvergossen (vollv.). Dargestellt ist auch Gleichung (7) mit den jeweiligen Reduktionsbeiwerten γ_f und $\gamma_{f,nb}$.

Für brechende Wellen ($\xi_0 < 2,4$) stellt Gleichung (7) eine sehr gute Beschreibung der Ergebnisse dar, da sich auch in den Versuchsergebnissen ein linearer Trend steigender relativer Wellenaufbauhöhen R_u/H mit der Brecherkennzahl ξ_0 zeigt. Für nichtbrechende Wellen beschreibt Gleichung (7) bis zu einer Brecherkennzahl $\xi_0 \approx 3$ die Ergebnisse mit geringer Streuung. Bei Brecherkennzahlen $\xi_0 > 3$ nimmt die Streuung um den im Bereich nichtbrechender Wellen konstanten Funktionswert deutlich zu. Dennoch beschreibt Gleichung (7) die Wellenaufbauhöhe regelmäßiger Wellen auf mörtelvergossenen Schüttsteindeckwerken mit der höchsten Genauigkeit im Vergleich zu anderen häufig in der Literatur verwendeten Gleichungen, die ebenfalls einen Reduktionsbeiwert zur Berücksichtigung der den Wellenaufbau reduzierenden Parameter verwenden (Kreyenschulte und Schüttrumpf 2020).

4 Numerische Simulationen zum Wellenauflauf regelmäßiger Wellen auf vollvergossenen Schüttsteindeckwerken

Für alle numerischen Berechnungen wurde das Open-Source-Programmpaket DualSPHysics v4.4 (Crespo et al. 2015) verwendet, das unter www.dual.sphysics.org verfügbar ist. Die Methode der „Smoothed Particle Hydrodynamics“ (SPH) ist eine netzfreie Lagrange-Methode, die ein Fluid als Masse diskreter Elemente, die Partikel genannt werden, darstellt. Eine detaillierte Beschreibung der Methode kann Monaghan (2005) und Crespo et al. (2015) entnommen werden. DualSPHysics wurde unter anderem bereits verwendet, um Wellenausbreitung und Wellenbrechen (Lowe et al. 2019), Kräfte auf Bauwerke (Altomare et al. 2015), Wellenauflauf auf Deichen (Subramaniam et al. 2019) und hochturbulente Strömungen auf getreppten Gerinnen (Nóbrega et al. 2020) zu simulieren.

Zuerst wurde die Deckschichtgeometrie eines im GWK untersuchten vollvergossenen Deckwerks anhand der Daten des 3D-Laserscanners Focus^{3D} in das numerische Modell übertragen. Aus der Punktwolke der eingemessenen Punkte des Laserscanners wurde die Oberfläche mit dem Open-Source-Programm MeshLab (Cignoni et al. 2008) mittels „Ball Pivoting Algorithm“ (Bernardini et al. 1999) rekonstruiert und als STL-Datei exportiert. Diese wird vom Programm DualSPHysics verwendet, um im durch den Benutzer vorgegebenen Abstand ortsfeste Partikel zu generieren, die die Oberfläche des Deckwerks abbilden.

Das numerische Modell bestand schlussendlich aus dem diskretisierten Deckwerk und einem Wellenkanal mit variabler Länge (Abstand von Wellenpaddel zu Böschungsfuß), siehe Abbildung 3. Die Länge des Kanals wurde auf die jeweils simulierte Wellenlänge angepasst, sodass der Kanal mindestens zwei Wellenlängen lang war.

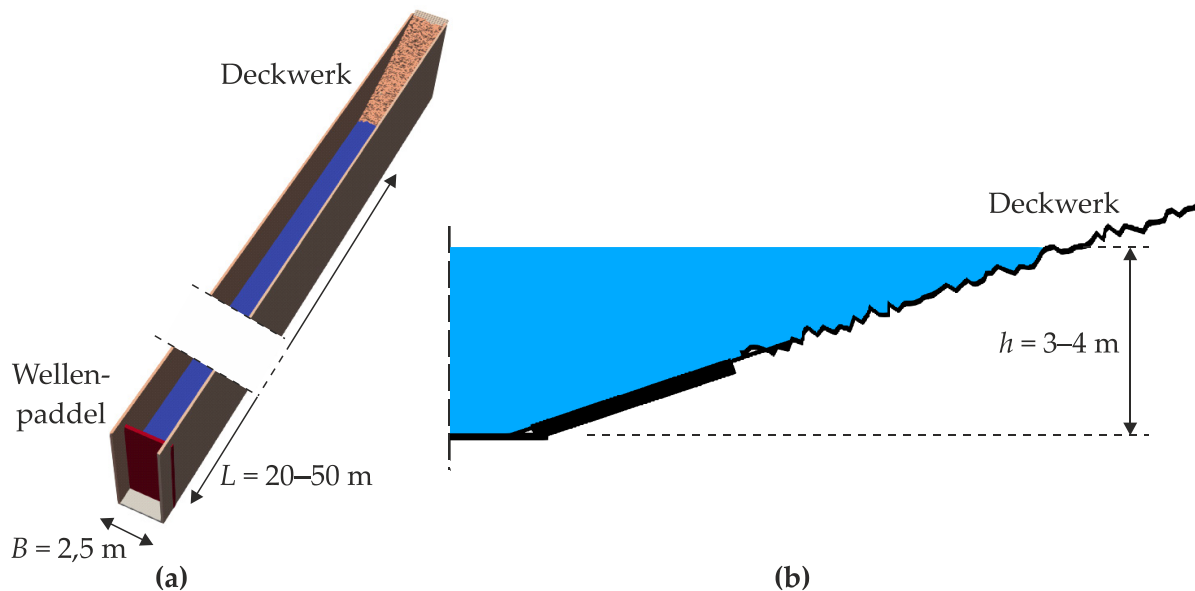


Abbildung 3: (a) 3D-Wellenkanal mit variabler Länge sowie (b) Detailansicht der Böschung und eines Deckwerks im numerischen Modell.

Die Wellen wurden mit einem Wellenpaddel am Kanalende erzeugt. Aktive Wellenabsorption verhinderte die Re-Reflektion von an der Deckschicht reflektierten Wellen am Wellenpaddel (Altomare et al. 2017).

Alle Strömungsgrößen des numerischen Modells wurden mit einer Frequenz von 25 Hz ausgegeben. Zu Beginn der Simulationen müssen erst einige Wellen auf der Deckschicht

auflaufen, bevor sich eine bis auf sehr kleine Schwankungen gleichbleibende Wellenaufbauhöhe einstellt. Die Anzahl der zur Erreichung einer gleichbleibenden Wellenaufbauhöhe benötigten Wellen hängt von den Wellenparametern und von der Deckschicht ab. Eine gleichbleibende Wellenaufbauhöhe war meist nach 2 bis 4 auf der Deckschicht auflaufenden Wellen erreicht.

Der verwendete Algorithmus zur Berechnung der Position der auflaufenden Wellenfront entspricht methodisch dem zur Auswertung der 2D-LIDAR-Daten (siehe Abschnitt 3.2). Dadurch wird eine einheitliche Auswertemethodik der numerischen und hydraulischen Versuche gewährleistet.

Mit den in DualSPHysics vorhandenen Werkzeugen des „Measure Tools“ wurden Wasserstände an vorgegebenen Positionen für jeden Ausgabezeitschritt der numerischen Berechnungen als CSV-Datei ausgegeben. Diese Positionen wurden entlang der Deckschicht im Abstand von 0,05 m in Längsrichtung des Kanals definiert. Die Position der festen Partikel, die die Deckschicht repräsentieren, wurde ausgelesen und zu jedem Zeitschritt von den aufgezeichneten Wasserständen subtrahiert, woraus die Schichtdicke der Wellenaufbauhöhe berechnet wurde. Die weiteren Schritte (Filtern von Ausreißern und nicht-physikalischen Werten, Identifizierung der Front der Wellenaufbauhöhe auf dem Deckwerk) im Algorithmus entsprechen den in Abschnitt 3.2 beschriebenen Schritten.

Im Folgenden werden eine Sensitivitätsstudie, eine Konvergenzstudie und eine Parameterstudie zur Festlegung der Einstellungen des numerischen Modells beschrieben (Kalibrierung). Das numerische Modell wird anschließend mithilfe der Ergebnisse der hydraulischen Modellversuche im GWK (siehe Abschnitt 3) für den Wellenaufbau auf rauen Deckwerken validiert.

4.1 Festlegung der Einstellungen des numerischen Modells

Folgende Schritte zur Festlegung der Einstellungen des numerischen Modells, die von Gehrmann (2020) und Kreyenschulte und Schüttrumpf (2019) beschrieben wurden und hier der Übersichtlichkeit halber nur zusammengefasst wiedergegeben werden, wurden durchgeführt:

- Überprüfung der Abbildung der mit dem Laserscanner aufgenommenen Geometrie anhand der Punktgeometrie in DualSPHysics in Abhängigkeit des Partikelabstands dp
Ab einem Partikelabstand $dp < 0,01$ m tritt keine wesentliche Verbesserung der Abbildung der Deckschicht mit kleiner werdendem Partikelabstand ein. Die mittlere Fehlerquadratsumme (root mean squared error *RMSE*, siehe Anhang) der Differenz der Lage von Partikeln im numerischen Modell zu den mit dem 3D-Laserscanner eingemessenen Punkten beträgt dann $RMSE = 2,8$ mm (siehe Anhang A-1).

- Dimensionalität des Modells

Das vollständige Modell der Deckschicht hatte im GWK eine Breite von 2,5 m. Da bei einem Partikelabstand von $dp = 0,03$ m, der kürzesten verwendeten Kanallänge von 20 m und einer Wassertiefe von 4 m bereits ca. $8 \cdot 10^6$ Fluidpartikel und $7 \cdot 10^6$ ortsfeste Partikel für die Simulation benötigt werden, sind die numerischen Berechnungen sehr rechenzeitintensiv. Um eine große Anzahl verschiedener Geometrien simulieren zu können ist die Rechenzeit eine entscheidende Größe. Deshalb wurde

in einer Sensitivitätsstudie untersucht, inwieweit die Breite des Modells verringert werden kann, ohne die Ergebnisse der Wellenauflaufhöhen maßgeblich zu beeinflussen. Dazu wurden fünf verschiedene Kombinationen aus Wellenhöhe und Wellenperiode ($\xi_0 = 1,25\text{--}3,25$) mit zwei Partikelabständen ($dp = 0,05$ m und $dp = 0,03$ m) simuliert und dabei die Breite des Modells auf 1 m und 0 m (2D-Abbildung) reduziert. Die Abweichung der Wellenauflaufhöhe R_u der verschiedenen Rechnungen untereinander betrug in allen Fällen weniger als 10 % (siehe Anhang A-2). Zwischen 2D-Simulation und 3D-Simulation mit 2,5 m breitem Kanal ($dp = 0,03$ m) betrug die Abweichung im Mittel 2 % und in allen Fällen weniger als 6 %. Das spricht dafür, dass bei dem hier simulierten rauen Deckwerk zufällige Effekte, z. B. die genaue Lage der einzelnen vergossenen Wasserbausteine, die die Rauheit erzeugen, die Ergebnisse in der gleichen Größenordnung beeinflussen wie die Reduktion der Simulation auf eine 2D-Berechnung.

- Partikelabstand dp

Der Partikelabstand dp ist nicht nur entscheidend für die Genauigkeit der Diskretisierung der Deckschicht, sondern analog zu Methoden, die ein numerisches Gitter verwenden, auch entscheidend für die Abbildung der Strömungsvorgänge und kann als Auflösung der Strömungsprozesse betrachtet werden. Im 2D-numerischen Modell wurden im Rahmen einer Konvergenzstudie Berechnungen mit Partikelabständen $dp = 0,08 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,01$ m durchgeführt. Dabei zeigen sich erwartungsgemäß abnehmende Differenzen zwischen den Berechnungsergebnissen mit geringer werdendem Partikelabstand (höherer Auflösung). Zwischen den Partikelabständen $dp = 0,02$ m und $dp = 0,01$ m betrug die mittlere Differenz der relativen Wellenauflaufhöhen R_u/H lediglich 0,05, sodass bei einem Partikelabstand von $dp = 0,01$ m von konvergenten Ergebnissen ausgegangen wird. Bei $dp = 0,01$ m und einer Wassertiefe von 3,5 m werden ca. $2 \cdot 10^6$ Fluidpartikel und $2,2 \cdot 10^5$ ortsfeste Partikel für eine 2D-Simulation benötigt.

- Numerische Parameter

Numerische Parameter wurden nach Veröffentlichungen zur Verwendung von DualSPHysics für Fragestellungen des Küsteningenieurwesens (Lowe et al. 2019, Altomare et al. 2015) und nach Parameterstudien (Gehrmann 2020) festgelegt. Bei diesen Parametern handelt es sich z. B. um den verwendeten Zeitschrittalgorithmus und um die sog. künstliche Viskosität, die bei der expliziten zeitlichen Diskretisierung benötigt wird, um hochfrequente Schwingungen zu dämpfen (Monaghan 1992, Lowe et al. 2019). Die wichtigsten Parameter der Simulationen, die für alle weiteren Berechnungen verwendet wurden, sind in Tabelle 1 dargestellt.

Tabelle 1: Verwendete numerische Parameter zur Berechnung des Wellenaufbaus auf rauen Deckwerken, festgelegt anhand der Sensitivitäts-, Konvergenz- und Parameterstudien und anhand von Literaturwerten.

Parameter	Wert
Künstliche Viskosität α	0,01
Partikelabstand dp	0,01 m
Zeitschrittalgorithmus	Symplectic
ViscoBoundFactor (Berücksichtigung von zusätzlicher Reibung unterhalb der Partikelauflösung)	0
coef_h (Festlegung der Glättungslänge)	1,2

Im Rahmen der beschriebenen Sensitivitäts-, Konvergenz- und Parameterstudien zeigte sich außerdem, dass aufgrund der durch die tolerierbaren Rechenzeiten beschränkten Länge des Wellenkanals nur Wellen mit Perioden bis zu ca. 6 s berechnet werden können. Sollen Wellen mit Brecherkennzahlen $\xi_0 > 3$ –3,5 simuliert werden, muss die Wellenhöhe daher kleiner als 0,70 m gewählt werden. Für Wellenhöhen kleiner als 0,40 m nimmt der Einfluss der Rauheit auf die Wellenaufbauhöhe bei den Simulationen mit der Geometrie des vollvergossenen Schüttsteindeckwerks überproportional zu und auch der Unterschied der Ergebnisse der 3D- und 2D-numerischen Berechnungen nimmt tendenziell zu. Daher wurden in allen folgenden Berechnungen im numerischen Modell nur Wellen mit Brecherkennzahlen von maximal $\xi_0 = 3,23$ ($H = 0,60$ m; $T = 6$ s) durchgeführt.

Darüber hinaus wurde an den festen Rändern des Modells der Partikelabstand in jede Raumrichtung halbiert, um eine gute Abbildung der festen Ränder durch die Erhöhung der Anzahl der ortsfesten Partikel zu erhalten. Für die festen Ränder, die das Wellenpaddel und die Deckschicht repräsentieren, wurde außerdem die sog. „Boundary Correction“ verwendet, die eine verbesserte Berechnung der auf das Fluid wirkenden Kräfte an festen Rändern ermöglicht.

Das Verhältnis von Simulationszeit zu Rechenzeit betrug ungefähr 1:900 bei ca. $2 \cdot 10^6$ Fluidpartikeln und $2,2 \cdot 10^5$ ortsfesten Partikeln (Partikelabstand $dp = 0,01$ m, Wassertiefe $h = 3,5$ m, 2D-Berechnung) unter Verwendung einer Grafikkarte GeForce GTX 1080 Ti TURBO, 16GB DDR4 Arbeitsspeicher und einem AMD Ryzen 7 2700X (8 CPU-Kerne mit 3,7 GHz). Beispielsweise werden also für die Simulation von 20 Wellenaufläufen einer Welle mit $T = 4,5$ s auf einer Deckschicht ca. 23 Stunden Rechenzeit benötigt.

4.2 Validierung des numerischen Modells

Mit den anhand der Ergebnisse der Sensitivitäts- und Konvergenzstudie festgelegten Größen wurden die GWK-Versuche im 2D-numerischen Modell nachgerechnet, die Ergebnisse sind in Abbildung 4 dargestellt.

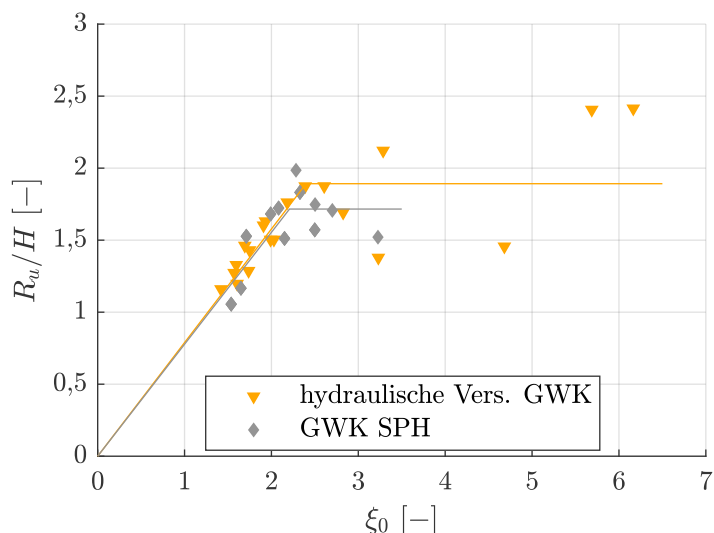


Abbildung 4: Vergleich der 2D-numerischen Berechnungen ($dp = 0,01\text{ m}$) mit den Ergebnissen der naturmaßstäblichen hydraulischen Versuche mit mörtelvergossenen Schüttsteindeckwerken im GWK anhand des relativen Wellenaufbaus R_w/H in Abhängigkeit der Brecherkennzahl.

Im Bereich der brechenden Wellen ($\xi_0 < 2,5$) zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der Ergebnisse der numerischen Berechnung mit den im GWK gemessenen Wellenaufbauhöhen. Im Bereich der nichtbrechenden Wellen zeigt sich, genau wie in den Ergebnissen der GWK-Versuche, auch in den Ergebnissen des numerischen Modells eine stärker werdende Streuung. Da aufgrund der benötigten Rechenleistung keine Berechnungen mit größeren Brecherkennzahlen im numerischen Modell durchgeführt wurden, kann anhand der Ergebnisse nicht abschließend beurteilt werden, ob das numerische Modell auch im Bereich nichtbrechender Wellen valide Ergebnisse berechnet.

Wird mit den Ergebnissen nach Gleichung (7) sowie $c_1 = 1,16$ und $c_2 = 2,2$ (zur Festlegung der Konstanten c_1 und c_2 siehe Abschnitt 5.3) eine Regression von Gleichung (7) mit den Reduktionsfaktoren als Parametern durchgeführt, so ergeben sich die in Tabelle 2 dargestellten Reduktionsfaktoren. Während die berechneten Reduktionsbeiwerte im Bereich brechender Wellen sehr gut übereinstimmen, unterscheiden sie sich im Bereich nichtbrechender Wellen aufgrund der begrenzten Datenlage der numerischen Simulationen stark. Im Bereich brechender Wellen sind $RMSE$ und Streuungsfaktor (*scatter index SI*, siehe Anhang) für das numerische Modell doppelt so groß wie für die Ergebnisse der hydraulischen GWK-Versuche.

Tabelle 2: Reduktionsbeiwerte für Gleichung (7), ermittelt anhand einer Regression der Ergebnisse des numerischen Modells und der GWK-Versuche.

	Brechende Wellen			Nichtbrechende Wellen		
	γ_f	$RMSE$	SI [%]	$\gamma_{\xi_{nb}}$	$RMSE$	SI [%]
Regression anhand der Ergebnisse des numerischen Modells	0,67	0,15	10,39	0,78	0,15	8,74
Regression anhand der Ergebnisse der GWK-Versuche	0,68	0,08	5,47	0,86	0,47	24,66

5 Numerische Simulationen zum Wellenaufbau regelmäßiger Wellen auf rauen Deckwerken

Gemäß der Zielsetzung dieses Beitrags, die Reduktion der Wellenaufbauhöhe infolge rauer Deckschichten zu beschreiben, wurden im validierten numerischen Modell verschiedene raue Oberflächen diskretisiert und Simulationen zum Wellenaufbau durchgeführt. Im Folgenden wird auf das Versuchsprogramm, die rauen Deckschichtoberflächen und die Beschreibung der Rauheit der Deckschichtoberflächen eingegangen. Anschließend werden die Ergebnisse dargestellt, bevor diese in Abschnitt 6 analysiert werden.

5.1 Materialien

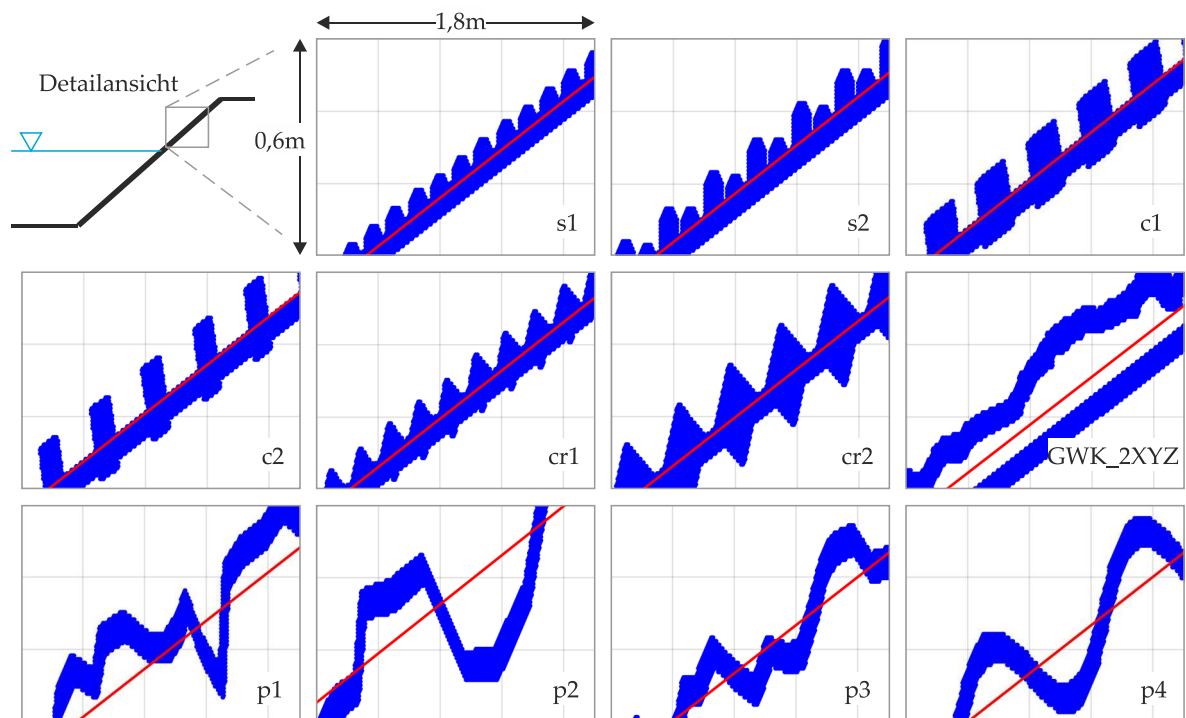


Abbildung 5: Teilansicht der im numerischen Modell untersuchten rauen Deckschichtgeometrien mit runden Rauheitselementen (s1, s2), rechteckigen Rauheitselementen (c1, c2), rechteckigen gedrehten Rauheitselementen (cr1, cr2), Deckschichtoberfläche aus dem GWK mit Verzerrung in alle Raumrichtungen (GWK_2XYZ) und unregelmäßige Polygone (p1–p4). Die rote Linie zeigt die Neigung des Deckwerks an.

Die numerischen Berechnungen wurden mit regelmäßigen Wellen mit Wellenhöhen $H = 0,40\text{--}1,00$ m und Wellenperioden von $T = 3\text{--}6,2$ s durchgeführt, woraus sich Brecherkennzahlen von $\xi_0 = 1,40\text{--}3,23$ ergeben. Alle Deckwerke hatten eine Neigung von 1V:3H. Zunächst wurde der Wellenaufbau auf einer glatten Böschung berechnet, um die Ergebnisse als Referenz zur Bestimmung der Reduktionsbeiwerte rauer Deckschichten zu nutzen. Darüber hinaus wurden elf verschiedene raue Deckwerksoberflächen im zweidimensionalen numerischen Modell untersucht. Die rauen Deckschichtoberflächen sollten sich möglichst unähnlich sein, um Ergebnisse zu erhalten, die eine möglichst allgemeine Beschreibung des Einflusses der Rauheit auf die Wellenaufbauhöhe erlauben. Dazu wurden unregelmäßige Polygone, die Deckschichtoberfläche aus dem GWK mit Verzerrung in alle Raumrichtungen (jeweils um den Faktor zwei), runde Rauheitselemente, rechteckige

Rauheitselemente und um 45° gedrehte rechteckige Rauheitselemente verwendet. Dabei wurden die Abmessungen der Kugeln und Quader sowie der Abstand der Elemente zueinander variiert. Sämtliche Oberflächen und deren Kurzbezeichnung sind in Abbildung 5 dargestellt. Im Anhang werden die variierten Größen detailliert beschrieben.

5.2 Beschreibung der Rauheit der Deckwerke

Die Rauheit soll als geometrische Größe beschrieben werden. Da die Welle parallel zur Deckschicht auf dieser aufläuft, sind für die Rauheitswirkung die Höhenänderungen orthogonal zur Deckschichtoberfläche maßgebend. Daher wird mittels linearer Regression einer Geradengleichung der Trend der die Deckschicht diskretisierenden Punkte bestimmt. Die Punkte der Deckschicht werden damit „in die Horizontale gedreht“, indem der Trend von den Höhen der Punkte subtrahiert wird. Anschließend wird der Trend der Punkte, die die Deckschichtoberfläche beschreiben, bestimmt. Das Vorgehen ist in Abbildung 6 verdeutlicht.

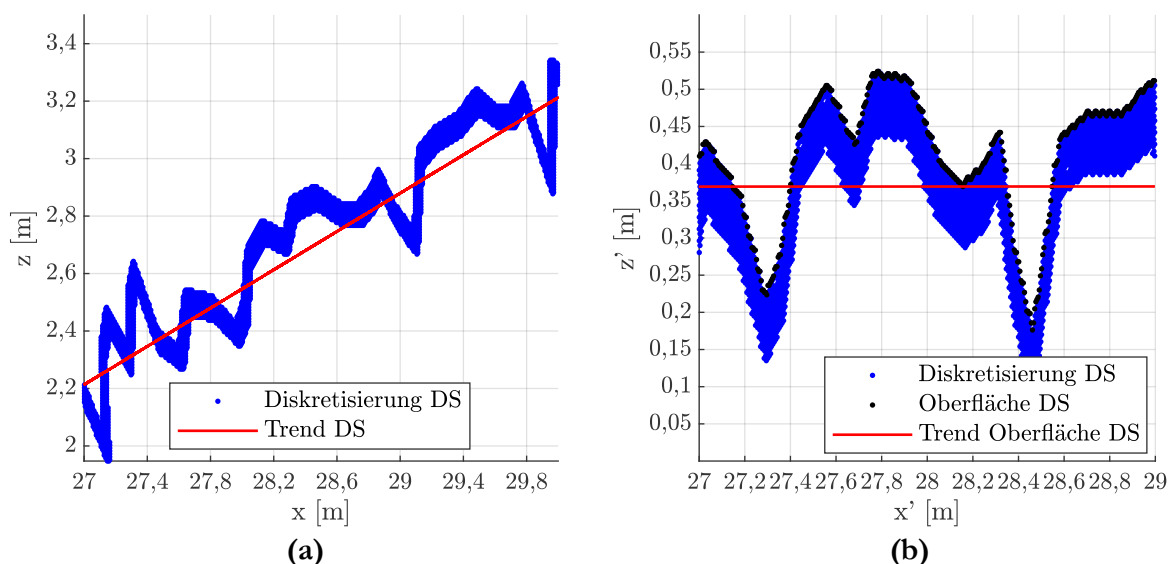


Abbildung 6: Darstellung aller Punkte, die die Deckschicht diskretisieren (blau), der Punkte, die die Oberfläche der Deckschicht repräsentieren (schwarz), sowie der jeweiligen Trends für die Deckschicht „polygon1 (p1)“. (a) Deckwerk wie in den numerischen Berechnungen verwendet, (b) „in die Horizontale“ gedrehtes Deckwerk.

Die Differenz jedes Punkts der Deckschichtoberfläche zu dieser Trendlinie wird bestimmt. Die kumulative Dichteverteilung dieser Differenz beschreibt nun die Rauheit der Deckschicht, siehe Abbildung 7. Die Verteilungen können mit verschiedenen Maßen charakterisiert werden, z. B. der Standardabweichung, der Schiefe oder Kurtosis, einem Quantilwert, oder Differenzen der Quantilwerte (Kernhöhe), siehe z. B. DIN EN ISO 25178-2 (2019). Die Wahl des jeweiligen Maßes bzw. der jeweiligen Maße ist dabei abhängig vom betrachteten Prozess. Im numerischen Modell wurden relative Rauheiten $k/H = 0,02-0,20$ untersucht (für die Rauheit k wurde hier die Standardabweichung verwendet).

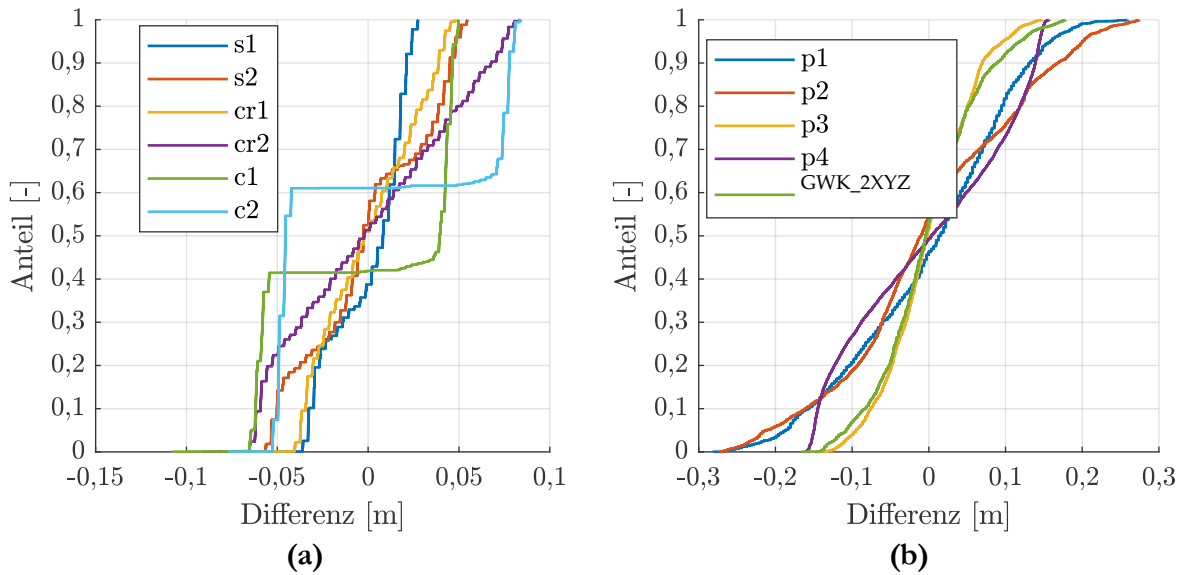


Abbildung 7: Kumulative Dichteverteilung der Differenzen der Punkte der Deckschichtoberfläche zur Trendlinie für (a) raue Deckschichtoberflächen mit runden und rechteckigen Rauheitselementen sowie (b) raue Deckschichtoberflächen aus unregelmäßigen Polygonen und verzerrte GWK-Deckschicht.

5.3 Ergebnisse

Abbildung 8 zeigt exemplarisch die Ergebnisse der numerischen Berechnungen für eine glatte Böschung sowie jeweils eine Auswahl der Ergebnisse der rauen Böschungen. Darüber hinaus ist das modifizierte Modell von Hunt (1959) zur Berechnung der Wellenaufbauhöhe, siehe Gleichung (7), mit den durch Regression festgelegten Reduktionsbeiwerten dargestellt.

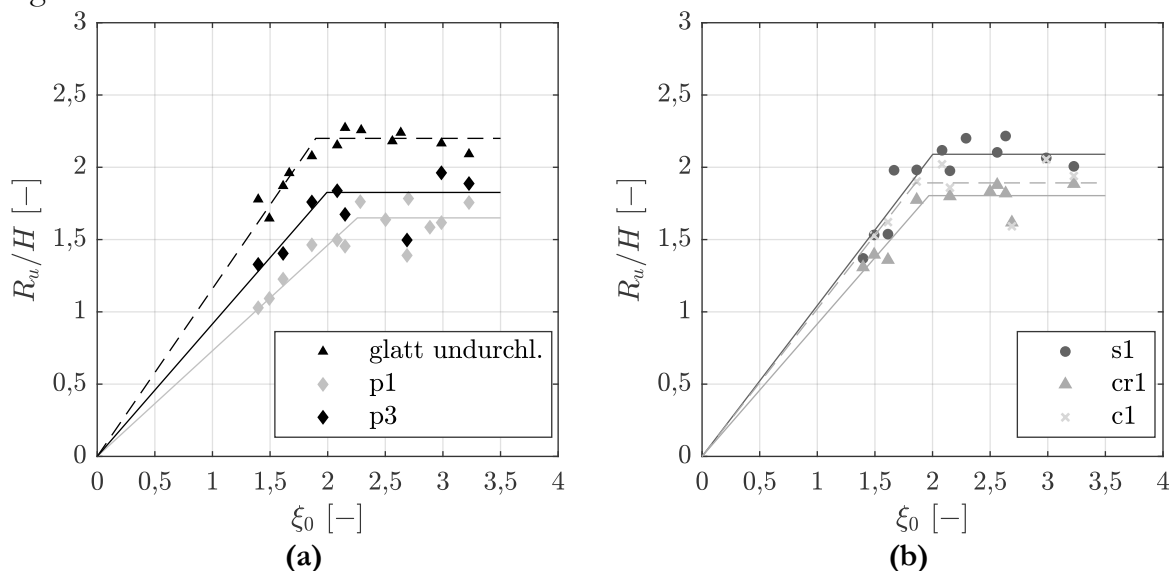


Abbildung 8: Ergebnisse der Berechnungen mit DualSPHysics: Relative Wellenaufbauhöhe R_w/H in Abhängigkeit der Brecherkennzahl für (a) eine glatte Böschung und zwei Polygon-Geometrien und (b) raue Deckschichtoberflächen mit runden und rechteckigen Rauheitselementen. Dargestellt ist außerdem Gleichung (7) mit den jeweils durch Regression ermittelten Reduktionsbeiwerten.

Zunächst wurden die empirischen Beiwerte in Gleichung (7) für eine glatte Böschung anhand von Simulationen zur Wellenaufbauhöhe auf glatten Böschungen zu $c_1 = 1,16$ und $c_2 = 2,2$ bestimmt. Diese Werte liegen im Bereich der in der Literatur angegebenen Werte, siehe Tabelle 3. Die Beiwerte dienen als Referenz zur Bestimmung der Reduktionsfaktoren aller anderen Deckwerke.

Tabelle 3: In der Literatur aufgeführte empirische Beiwerte c_1 und c_2 für Gleichung (7) (ohne Anspruch auf Vollständigkeit).

	Hunt (1959)	Hammeken Arana (2017)	Oumeraci et al. (2010)	Losada und Giménez-Curto (1981)	Eigene Untersuchung
c_1	1	1,25	1	1	1,16
c_2	3	2,5*	2,3	2–3**	2,2

*abhängig u. a. von der Böschungsneigung, $c_2 = 2,5$ bei $\tan \alpha = 1/3$
 ** $R/H = 2,5 - (2,5 - \xi)/3$ für $2,5 < \xi < 4$ und $R/H = 2$ für $\xi > 4$ (Gleichung zitiert nach Hammeken Arana, 2017)

6 Weitere Analyse und Diskussion

Da die Validität des numerischen Modells im Bereich nichtbrechender Wellen nicht abschließend beurteilt werden konnte, werden im Folgenden nur die Ergebnisse der numerischen Simulationen für brechende Wellen analysiert. Dazu wurde folgendes Vorgehen gewählt: Für jede Deckschicht und jeden Versuch liegt durch Vergleich jedes Versuchs mit der Funktion für glatte Deckwerke ein Reduktionsfaktor für Rauheit vor. Diese Reduktionsfaktoren wurden für jede Deckschicht als Funktion von Rauheitsmaßen und hydraulischen Parametern wie der Wellenhöhe ausgedrückt.

Folgende Rauheitsmaße wurden verwendet, die aus der kumulativen Dichtefunktion der geometrischen Differenzen von der mittleren Deckschichtoberfläche (siehe Abschnitt 5.2) berechnet wurden: Standardabweichung, verschiedene Quantilwerte (80 %, 60 %, 40 %, 20 %), Kernhöhe (Differenz von 80 %-Quantilwert und 20 %-Quantilwert), Kurtosis, Schiefe.

Folgende Kombinationen aus Rauheitsmaßen und hydraulischen Parametern wurden verwendet: Relative Rauheiten k/H , k/L , $k(HL)^{-0,5}$ (k steht hier für die Rauheit, jeweils ausgedrückt durch ein oben beschriebenes geometrisches Maß, z. B. die Standardabweichung).

Die Ergebnisse der unterschiedlichen Modellgleichungen zur Beschreibung des Reduktionskoeffizienten wurden anhand der Wurzel der mittleren Fehlerquadratsumme ($RMSE$), des Streufaktors (SI) und bei linearen Regressionen durch den Korrelationskoeffizienten R^2 beurteilt.

Als bestes Maß zur Beschreibung der Rauheit stellte sich die Standardabweichung heraus. Der stärkste Zusammenhang zwischen Reduktionskoeffizient und hydraulischen Parametern bzw. Rauheitsparametern wurde jeweils in der Form $\gamma_f = f\{\ln(k/H)\}$ festgestellt. Als weiterer Parameter wurde die Kurtosis w berücksichtigt, die ein Maß für die Gleichmäßigkeit der Verteilung der Differenzen von der mittleren Deckschichtoberfläche ist. Schließlich ergibt sich:

$$\gamma_f = a \cdot \ln \frac{k}{H} + b \cdot w + c = -0,165 \cdot \ln \frac{k}{H} + 0,047 \cdot w + 0,214 \quad (10)$$

Dabei sind a , b und c empirische Konstanten. Das Bestimmtheitsmaß der Funktion beträgt $R^2 = 0,84$, die Signifikanz des Zusammenhangs zwischen dem Reduktionsbeiwert und der relativen Rauheit k/H kann für ein Signifikanzniveau $<1\%$ nachgewiesen werden (p -Wert = $7 \cdot 10^{-17}$), der Zusammenhang zwischen Reduktionsbeiwert und Kurtosis auf einem Signifikanzniveau $<2\%$ (p -Wert = $1,76 \cdot 10^{-2}$). Abbildung 9 zeigt den Vergleich der im numerischen Modell bestimmten und anhand der Gleichung berechneten Reduktionsbeiwerte.

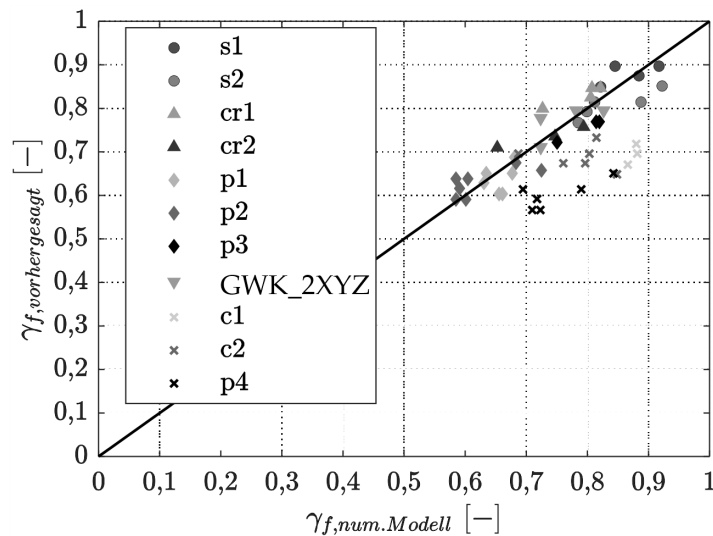


Abbildung 9: Vergleich der im numerischen Modell bestimmten Reduktionsbeiwerte $\gamma_{f,num.Modell}$ und anhand von Gleichung (10) berechneten Reduktionsbeiwerte $\gamma_{f,berechnet}$ ($R^2 = 0,84$; $RMSE = 0,041$; $SI = 5,31\%$). Die nicht für die Regression verwendeten Werte der Geometrien c1, c2 und p4 sind als Kreuze dargestellt.

Bei der Berechnung der empirischen Beiwerte wurden die Deckschichten mit rechteckigen Blöcken (Deckschichten c1 und c2) sowie die sinusförmige Deckschichtoberfläche (Deckschicht p4) aus der Betrachtung ausgelassen. Die Deckwerke mit rechteckigen Blöcken haben dem Zahlenwert der Rauheit nach unter den betrachteten Deckschichten eine mittlere Rauheit, wirken aber durch die senkrecht aus der Deckschicht ragenden Rauheitselemente anders auf die auflaufende Welle als die übrigen Deckschichtgeometrien. Der Abstand der Blöcke zueinander ist relativ gering, sodass nach einigen Wellen, die auf der Deckschicht aufgelaufen sind, die Zwischenräume der Blöcke mit Wasser gefüllt sind und während des Wellenrücklaufs größtenteils gefüllt bleiben. Die nächste Welle läuft dann auf diesen wassergefüllten Zwischenräumen und den Oberkanten der Blöcke auf, nur ein geringer Teil der Wellenaufzunge läuft gegen die senkrechte Seite der Blöcke. Die Rauheitswirkung ist bei den rechteckigen Blöcken daher mit Bezug auf ihre Rauheit, ausgedrückt als geometrische Größe, überproportional reduziert.

Bei der sinusförmigen Deckschicht (p4) ist der Zahlenwert der geometrischen Rauheit relativ hoch, die Welle trifft während des Wellenaufbaus (im Gegensatz z. B. zu den Deckschichtgeometrien aus Polygonen p1–p3) aber nie auf eine Fläche, deren Steigung zur vorherigen Fläche plötzlich stark verändert ist. Die Steigung wird vielmehr stetig größer oder kleiner, die Rauheitswirkung ist bei der sinusförmigen Deckschicht daher mit Bezug auf

ihre Rauheit, ausgedrückt als geometrische Größe, überproportional reduziert. Sinusförmige Deckschichten sind offenkundig keine tatsächlich verwendete Geometrie von Deckwerken, wurden aber hier gezielt betrachtet, um die Grenzen der Anwendbarkeit des hier gewählten Zusammenhangs zwischen Reduktionsbeiwert und Rauheit zu überprüfen.

Die vorgestellten Ergebnisse geben erste Hinweise auf eine mögliche geometrische Beschreibung der Rauheit zur Berechnung von Reduktionsfaktoren, die für mehrere Deckwerkstypen anwendbar ist. Allerdings sind mehr Daten notwendig, um weitergehende Aussagen zu treffen. So muss der Bereich der untersuchten relativen Rauheiten k/H vergrößert werden, um mehr Ergebnisse für größere Makrorauheiten auswerten zu können. Darüber hinaus sind Berechnungen mit größeren Wellenlängen notwendig, um die Validität des numerischen Modells für Brecherkennzahlen im Bereich nichtbrechender Wellen und damit auch von Gleichung (10) für nichtbrechende Wellen zu bestätigen.

Das größte Hindernis dafür ist der hohe Rechenaufwand des numerischen Modells. Mögliche Lösungen dafür sind Rechnungen auf Rechenclustern oder Hochleistungsrechnern. Auch die jüngsten Entwicklungen zur modelltechnischen Verkürzung von Wellenkämen durch alternative Methoden der Wellengenerierung sind vielversprechend (Verbrugge et al. 2019, Altomare et al. 2018).

7 Fazit

Das Ziel des vorliegenden Beitrags war die Beschreibung des Reduktionsfaktors infolge Rauheit anhand einer kombinierten Größe aus geometrischem Rauheitsmaß und Wellenparameter, die für verschiedene Deckwerkstypen gültig ist und einen Ansatz für die Zusammenführung der sonst nur für einzelne Deckwerkstypen formulierten Reduktionsfaktoren ermöglicht.

Dazu wurden naturmaßstäbliche hydraulische Versuche und numerische Simulationen zum Wellenauflauf auf mörtelvergossenen Schüttsteindeckschichten sowie numerische Simulationen des Wellenaufbaus auf idealisierten Deckwerksgeometrien durchgeführt und ausgewertet. Darüber hinaus wurde eine vergleichbare geometrische Beschreibung der Rauheit von Deckschichten eingeführt, die für sämtliche Deckwerkstypen verwendet werden kann.

Das numerische Modell konnte für brechende Wellen anhand der hydraulischen Modellversuche validiert werden. Für nichtbrechende Wellen und die damit einhergehenden größeren Wellenlängen stoßen die verwendeten Desktop-PCs aufgrund der hohen Anzahl an Partikeln und die damit verbundenen Speicher- und Rechenkapazitäten allerdings an ihre Grenzen. Für nichtbrechende Wellen konnte das Modell daher nicht validiert werden.

Für brechende Wellen konnte ein guter Zusammenhang zwischen dem Reduktionsbeiwert infolge Rauheit und der relativen Rauheit (beschrieben als Quotient der Standardabweichung der Differenzen der Deckschichtoberfläche zur mittleren Deckschichtoberfläche und der Wellenhöhe) sowie der Kurtosis für verschiedene Deckschichten gefunden werden. Bei zu stark abweichenden Rauheitseffekten aufgrund schlagartig veränderlicher Rauheitselemente (Rechteckblöcke) oder sich ausschließlich stetig ändernden Rauheitselementen (sinusförmige Deckschicht), stößt die hier gewählte Beschreibung der Rauheit an ihre Grenzen.

Für eine Weiterentwicklung des Ansatzes werden weitere Daten benötigt, die mit dem validierten Modell z. B. auf Rechenclustern erzeugt werden könnten. Bei ausreichend

großem Datensatz könnten Methoden des Machine Learning helfen, Zusammenhänge zwischen Reduktionsfaktoren, geometrischen Maßen der Rauheit und Wellenparametern zu finden.

8 Danksagung

Die Autoren danken dem Bundesministerium für Bildung und Forschung und dem Projektträger Jülich für die finanzielle Unterstützung des KFKI-Forschungsvorhabens „Wellenaufbau auf rauen, porösen und durchlässigen Deckwerken“ (Förderzeitraum vom 01.09.2018 bis 31.08.2020, Förderkennzeichen 03KIS120).

9 Literaturverzeichnis

Abolfathi, S.; Yeganeh-Bakhtiary, A.; Hamze-Ziabari, S. M.; Borzooei, S.: Wave runup prediction using M5' model tree algorithm. In: *Ocean Engineering*, 112, 76–81, <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2015.12.016>, 2016.

Ahrens, J. P.: Irregular Wave Run Up on Smooth Slopes. CETA No. 81–17, 1981.

Ahrens, J. P.; Heimbaugh, M. S.: Approximate upper limit of irregular wave runup on riprap. Technical Report CERC-88-5. Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, MS, United States, 1988.

Alcerreca-Huerta, J. C.: Process-based modelling of waves interacting with porous bonded revetments and their sand foundation. Ph.D. Thesis. Technische Universität Carolowilhelmina, Braunschweig, Germany, Leichtweiß-Institut für Wasserbau, 2014.

Altomare, C.; Crespo, A. J. C.; Domínguez, J. M.; Gómez-Gesteira, M.; Suzuki, T.; Verwaest, T.: Applicability of Smoothed Particle Hydrodynamics for estimation of sea wave impact on coastal structures. In: *Coastal Engineering*, 96, 1–12, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.11.001>, 2015.

Altomare, C.; Domínguez, J. M.; Crespo, A.; González-Cao, J.; Suzuki, T.; Gómez-Gesteira, M.; Troch, P.: Long-crested wave generation and absorption for SPH-based DualSPHysics model. In: *Coastal Engineering*, 127, WW1, 37–54, <https://doi.org/j.coastaleng.2017.06.004>, 2017.

Altomare, C.; Tagliaferro, B.; Dominguez, J. M.; Suzuki, T.; Viccione, G.: Improved relaxation zone method in SPH-based model for coastal engineering applications. In: *Applied Ocean Research*, 81, 408, 15–33, <https://doi.org/10.1016/j.apor.2018.09.013>, 2018.

Bernardini, F.; Mittleman, J.; Rushmeier, H.; Silva, C.; Taubin, G.: The ball-pivoting algorithm for surface reconstruction. In: *IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics*, 5, 4, 349–359, <https://doi.org/10.1109/2945.817351>, 1999.

Blenkinsopp, C. E.; Mole, M. A.; Turner, I. L.; Peirson, W. L.: Measurements of the time-varying free-surface profile across the swash zone obtained using an industrial LIDAR. In: *Coastal Engineering*, 57, 11–12, 1059–1065, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.07.001>, 2010.

Blenkinsopp, C. E.; Turner, I. L.; Allis, M. J.; Peirson, W. L.; Garden, L. E.: Application of LiDAR technology for measurement of time-varying free-surface profiles in a laboratory wave flume. In: *Coastal Engineering*, 68, 1–5, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.04.006>, 2012.

Bonakdar, L.; Etemad-Shahidi, A.: Predicting wave run-up on rubble-mound structures using M5 model tree. In: *Ocean Engineering*, 38, 1, 111–118, <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2010.09.015>, 2011.

Capel, A.: Wave run-up and overtopping reduction by block revetments with enhanced roughness. In: *Coastal Engineering*, 104, 76–92. 2015.

Cignoni, P.; Callieri, M.; Corsini, M.; Dellepiane, M.; Ganovelli, F.; Ranzuglia, G.: MeshLab: an Open-Source Mesh Processing Tool. In: *Proceedings of the Eurographics Italian Chapter Conference*, 129–136, <https://doi.org/10.2312/LocalChapterEvents/ItalChap/ItalianChapConf2008/129-136>, 2008.

Crespo, A.; Domínguez, J. M.; Rogers, B. D.; Gómez-Gesteira, M.; Longshaw, S.; Canelas, R.; Vacondio, R.; Barreiro, A.; García-Feal, O.: DualSPHysics. Open-source parallel CFD solver based on Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH) In: *Computer Physics Communications*, 187, 204–216, <https://doi.org/10.1016/j.cpc.2014.10.004>, 2015.

Elbisy, M. S.: Estimation of regular wave run-up on slopes of perforated coastal structures constructed on sloping beaches. In: *Ocean Engineering*, 109, 60–71, <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2015.08.059>, 2015.

Erdik, T.; Savci, M. E.; Şen, Z.: Artificial neural networks for predicting maximum wave runup on rubble mound structures. In: *Expert Systems with Applications*, 36, 3, 6403–6408, <https://doi.org/10.1016/j.eswa.2008.07.049>, 2009.

EurOtop: Manual on wave overtopping of sea defences and related structures. An overtopping manual largely based on European research, but for worldwide application. Van der Meer, J.W., Allsop, N.W.H., Bruce, T., De Rouck, J., Kortenhaus, A., Pullen, T., Schüttrumpf, H., Troch, P.; Zanuttigh, B., www.overtopping-manual.com, 2018.

Gehrmann, L. M.: Auswertung von Videodaten zur Beschreibung der Wellenauflaufprozesse auf mörtelvergossenen Schüttsteindeckschichten (unveröffentlicht). Masterarbeit. RWTH Aachen University, Aachen, Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, 2020.

DIN EN ISO 25178-2: Geometrische Produktspezifikation (GPS) – Oberflächenbeschaffenheit: Flächenhaft–Teil 2: Begriffe, Definitionen und Oberflächen-Kenngrößen (ISO/DIS 25178-2:2019); Deutsche und Englische Fassung prEN ISO 25178-2:2019 (Entwurf). 2019.

Hammeken Arana, A.: Wave run-up on beaches and coastal structures. Ph.D. Thesis. University College London, London, United Kingdom, Department of Civil, Environmental and Geomatic Engineering, 2017.

Hofland, B.; Diamantidou, E.; van Steeg, P.; Meys, P.: Wave runup and wave overtopping measurements using a laser scanner. In: *Coastal Engineering*, 106, 20–29, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2015.09.003>, 2015.

Howe, D.: Bed shear stress under wave runup on steep slopes. Ph.D. Thesis. University of New South Wales, Sydney, Australia, 2016.

Hughes, S. A.: Estimation of wave run-up on smooth, impermeable slopes using the wave momentum flux parameter. In: *Coastal Engineering*, 51, 1085–1104, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.026>, 2004.

Hunt, I. A.: Design of seawalls and breakwaters. In: *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 85, 3, 123–152. 1959.

Kerpen, N.: Wave-induced Responses of Stepped Revetments. Ph.D. Thesis. Gottfried Wilhelm Leibniz Universität, Hannover, Germany, Ludwig-Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und Küsteningenieurwesen, 2017.

Kreyenschulte, M.; Schürenkamp, D.; Bratz, B.; Schüttrumpf, H.; Goseberg, N.: Wave Run-Up on Mortar-Grouted Riprap Revetments. In: *Water*, 12, 12, 3396, <https://doi.org/10.3390/w12123396>, 2020.

Kreyenschulte, M.; Schürenkamp, D.; Kühling, V.; Schüttrumpf, H.; Goseberg, N.; Brühl, M.: Wellenbelastung und Stabilität hydraulisch gebundener Deckwerke. In: *Die Küste*, 87, <https://doi.org/10.18171/1.087105>, 2019.

Kreyenschulte, M.; Schüttrumpf, H.: Wellenaufbau auf rauen, porösen und durchlässigen Deckwerken (WARP-2) - Zwischenbericht I (unveröffentlicht). Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft der RWTH Aachen University, 2019.

Kreyenschulte, M.; Schüttrumpf, H.: Wellenaufbau auf rauen, porösen und durchlässigen Deckwerken (WARP-2) - Zwischenbericht II (unveröffentlicht). Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft der RWTH Aachen University, 2020.

Leichtweiß-Institut für Wasserbau: L~davis: Manual for the data analysis and visualization software of the Leichtweiß Institute. Leichtweiß-Institut für Wasserbau, Abteilung Hydromechanik, Küsteningenieurwesen und Seebau, Braunschweig, Germany, 2007.

Losada, I. J.; Lara, J. L.; del Jesus, M.: Modeling the Interaction of Water Waves with Porous Coastal Structures. In: *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 142, 6, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000361](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000361), 2016.

Losada, M. A.; Giménez-Curto, L. A.: Flow Characteristics on Rough, Permeable Slopes under Wave Action. In: *Coastal Engineering*, 4, 187–206, [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90019-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90019-8), 1981.

Lowe, R. J.; Buckley, M. L.; Altomare, C.; Rijnsdorp, D. P.; Yao, Y.; Suzuki, T.; Bricker, J. D.: Numerical simulations of surf zone wave dynamics using Smoothed Particle Hydrodynamics. In: *Ocean Modelling*, 144, 387, 101481, <https://doi.org/10.1016/j.oceanmod.2019.101481>, 2019.

Mansard, E.; Funke, E. R.: The measurement of incident and reflected spectra using a least square method. In: *Proceedings of the 17th International Conference on Coastal Engineering (ICCE)*. Sydney, Australien, 1, 17, 154–172, <https://doi.org/10.9753/icce.v17.8>, 1980.

Mase, H.: Random Wave Runup Height on Gentle Slope. In: *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 115, 5, 649–661, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1989\)115:5\(649\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1989)115:5(649)), 1989.

- Monaghan, J. J.: Smoothed Particle Hydrodynamics. In: *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 30, 1, 543–574, <https://doi.org/10.1146/annurev.aa.30.090192.002551>, 1992.
- Monaghan, J. J.: Smoothed Particle Hydrodynamics. In: *Reports on Progress in Physics*, 68, 8, 1703–1759, <https://doi.org/10.1088/0034-4885/68/8/R01>, 2005.
- Muttray, M. O.; Oumeraci, H.; Oever, E. ten: Wave reflection and wave run-up at rubble mound breakwaters. In: Smith, J. M. (Hg.): *Proceedings of 30th Conference on Coastal Engineering*. 4313–4324, https://doi.org/10.1142/9789812709554_0362, 2006.
- Nóbrega, J. D.; Matos, J.; Schulz, H. E.; Canelas, R. B.: Smooth and Stepped Spillway Modeling Using the SPH Method. In: *Journal of Hydraulic Engineering*, 146, 8, 4020054, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001776](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001776), 2020.
- Oumeraci, H.; Staal, T.; Pfoertner, S.; Ludwigs, G.; Kudella, M.: *Hydraulic Performance, Wave Loading and Response of Elastocoast Revetments and their Foundation - A Large Scale Model Study*. 2010.
- Passarella, M.; Goldstein, E. B.; Muro, S. de; Coco, G.: The use of genetic programming to develop a predictor of swash excursion on sandy beaches. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18, 2, 599–611, <https://doi.org/10.5194/nhess-18-599-2018>, 2018.
- Pilarczyk, K. W.: Other design considerations. In: Pilarczyk, K. W. (Hg.): *Dikes and Revetments. Design, maintenance and safety assessment*. Delft, 407–428. 1998.
- Power, H. E.; Gharabaghi, B.; Bonakdari, H.; Robertson, B.; Atkinson, A. L.; Baldock, T. E.: Prediction of wave runup on beaches using Gene-Expression Programming and empirical relationships. In: *Coastal Engineering*, 144, 47–61, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.10.006>, 2019.
- Schüttrumpf, H.: *Wellenüberlaufströmung bei Seedeichen. Experimentelle und theoretische Untersuchungen* Ph.D. Thesis. Universität Carolo-Wilhelmina, Braunschweig, Germany, Leichtweiß-Institut für Wasserbau, 2001.
- SICK 2020: *Laser Measurement Systems of the LMS5xx Product Family*. 2020. Online verfügbar unter www.sick.com.
- Stockdon, H. F.; Holman, R. A.; Howd, P. A.; Sallenger, A. H.: Empirical parameterization of setup, swash, and runup. In: *Coastal Engineering*, 53, 7, 573–588, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>, 2006.
- Stokes, K.; Poate, T.; Masselink, G.; King, E.; Saulter, A.; Ely, N.: Forecasting coastal overtopping at engineered and naturally defended coastlines. In: *Coastal Engineering*, 164, 3–4, 103827, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103827>, 2021.
- Subramaniam, S. P.; Scheres, B.; Schilling, M.; Liebisch, S.; Kerpen, N. B.; Schlurmann, T.; Altomare, C.; Schüttrumpf, H.: Influence of Convex and Concave Curvatures in a Coastal Dike Line on Wave Run-up. In: *Water*, 11, 7, 1333, <https://doi.org/10.3390/w11071333>, 2019.
- van de Walle, B.: *Wave run-up on rubble mound breakwaters*. Ph.D. Thesis. Universität Gent, Gent, Vakgroep Civiele Techniek (TW15), Afdeling Weg- en Waterbouwkunde, 2001.

van der Meer, J. W.: Rock slopes and gravel beaches under wave attack. Ph.D. Thesis. Delft University of Technology, Delft, 1988.

van der Meer, J. W.; Stam, C.-J. M.: Wave Runup on Smooth and Rock Slopes of Coastal Structures. In: Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 118, 5, 534–550, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1992\)118:5\(534\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1992)118:5(534)), 1992.

van Steeg, P.; Klein Breteler, M.; Provoost, Y.: Large-scale physical model tests to determine influence factor of roughness for wave run-up of channel shaped block revetments. In: university of Ottawa (Hg.): Proceedings of the 6th International Conference on the Application of Physical Modelling in Coastal and Port Engineering and Science (Coastlab16). 2016.

Verbrugghe, T.; Stratigaki, V.; Altomare, C.; Domínguez, J. M.; Troch, P.; Kortenhaus, A.: Implementation of Open Boundaries within a Two-Way Coupled SPH Model to Simulate Nonlinear Wave-Structure Interactions. In: energies, 12, <https://doi.org/10.3390/en12040697>, 2019.

10 Anhang

A-1: Genauigkeit der Diskretisierung der GWK-Deckschicht im numerischen Modell in Abhängigkeit des Partikelabstands dp

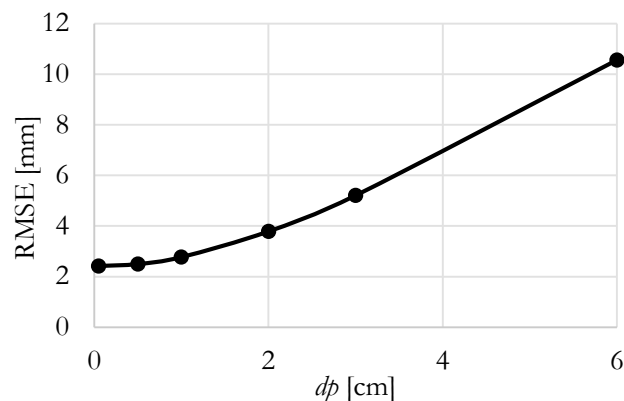


Abbildung A-1: RMSE der Differenz der im GWK eingemessenen Punkte der Deckschichtoberfläche zu den Punkten der Deckschichtoberfläche im numerischen Modell in Abhängigkeit des Partikelabstands dp .

A-2: Unterschiedliche Breiten des Wellenkanals im numerischen Modell

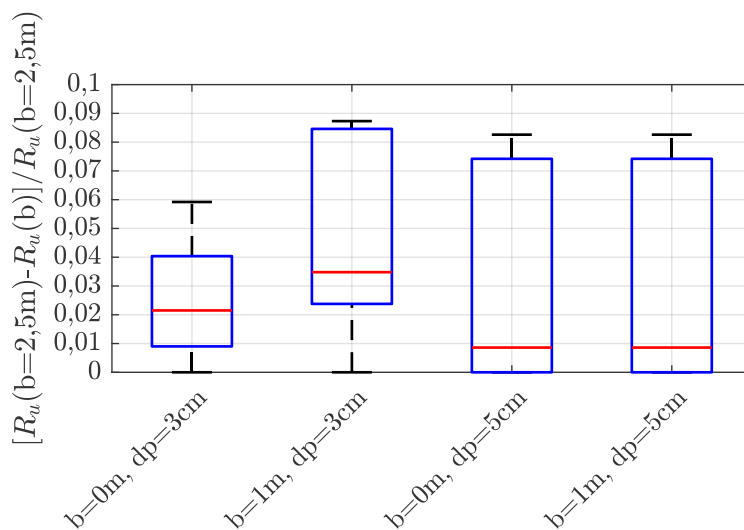


Abbildung A-2: Relative Differenz der Ergebnisse der numerischen Simulationen mit der GWK-Deckschichtgeometrie mit unterschiedlichen Modellbreiten b und Partikelabständen dp .

A-3: Verwendete statistische Maße

Mittlere Fehlerquadratsumme (*root mean squared error, RMSE*):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_{p,i} - y_{m,i})^2} \tag{11}$$

Streuungsfaktor (*scatter index, SI*)

$$SI = \frac{RMSE}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_{m,i}} \tag{12}$$

Dabei ist N die Anzahl der Werte, $y_{p,i}$ der jeweilige vorhergesagte Wert und $y_{m,i}$ der gemessene Wert.

A-4: Untersuchte Deckschichtgeometrien und deren Bezeichnung

Die Geometrien sind in Abbildung 5, die kumulative Dichteverteilung der Differenzen der Punkte der Deckschichtoberfläche zur Trendlinie der Deckschichtoberfläche in Abbildung 7 dargestellt. Die Geometrien sind wie folgt benannt, wobei die Zahlenwerte die jeweilige Größe in Zentimetern angeben:

r	Radius der Kugeln
lx	Seitenlänge der Rechtecke
dx	Abstand der Mittelpunkte der Elemente entlang der Deckschicht
dlz	Abstand der Mittelpunkte zusätzlicher kreisrunder Rauheitselemente von den restlichen kreisrunden Rauheitselementen orthogonal zur Deckschicht
rot45	Drehung der Elemente um 45°

Die Bezeichnungen und die im Text verwendeten Kurzformen sind:

Kurzform	Bezeichnung
s1	Spheres_r5_dx15
s2	Spheres_r5_dx15_dlz5
c1	Cubes_lx18_dx35
c2	Cubes_lx11_dx35
cr1	Cubes_lx11_dx20_rot45
cr2	Cubes_lx20_dx35_rot45

Die Punkte der Polygone 1–3 wurden durch Vorgabe maximaler Schrittweiten MAX_DZ und MAX_DX erzeugt, deren jeweilige tatsächliche Schrittweite zufällig festgelegt wurde. Die Berechnung der Lage der Punkte wurde wie folgt durchgeführt, RAND ist dabei eine Zufallszahl im Bereich [0;1]:

```

While x<X_END
  z=sin(2*pi/L*x)*MAX_DZ/2+(RAND-0.5)*2*MAX_DZ;
  dx=max((0.333+0.666*RAND)*MAX_DX,MAX_DZ/3);
  x=x+dx;
end

```

Die Parameter wurden wie folgt gewählt:

	MAX_DX	MAX_DZ
p1	0,15 m	0,20 m
p2	0,30 m	0,20 m
p3	0,15 m	0,10 m

Polygon 4 stellt eine Sinusfunktion mit einer Amplitude von 0,30 m dar. Die Deckschicht „GWK_2XYZ“ wurde erzeugt indem die Deckschicht aus dem GWK in alle Raumrichtungen um den Faktor zwei verzerrt wurde. Die geometrischen Maße der Deckschichten sind in den folgenden Tabellen dargestellt.

Kurzform	Standardabweichung [m]	Kurtosis	Schiefe	Quantile [m]	
				Q_{0,8}	Q_{0,6}
s1	0,0205	1,749	-0,536	0,0179	0,0116
s2	0,0343	1,804	-0,067	0,0387	0,0038
cr1	0,0271	1,672	0,113	0,0293	0,0077
cr2	0,0468	1,682	0,149	0,0490	0,0140
c1	0,0509	1,142	-0,328	0,0456	0,0423
c2	0,0599	1,240	0,467	0,0769	-0,0423
p1	0,1079	2,344	-0,303	0,0950	0,0413
p2	0,1199	2,446	0,043	0,1192	0,0185
p3	0,0564	2,589	0,061	0,0504	0,0139
p4	0,1061	1,501	-0,053	0,1187	0,0486
GWK_2XYZ	0,0548	2,360	-0,035	0,0503	0,0178

Kurzform	Quantile [m]		Kernhöhen [m]	
	Q_{0,4}	Q_{0,2}	Q_{0,8}-Q_{0,2}	Q_{0,6}-Q_{0,4}
s1	0,0018	-0,0267	0,0446	0,0098
s2	-0,0087	-0,0375	0,0762	0,0125
cr1	-0,0112	-0,0304	0,0597	0,0189
cr2	-0,0205	-0,0530	0,1020	0,0345
c1	-0,0545	-0,0609	0,1065	0,0969
c2	-0,0460	-0,0492	0,1261	0,0037
p1	-0,0156	-0,1041	0,1991	0,0569
p2	-0,0381	-0,0933	0,2125	0,0566
p3	-0,0157	-0,0486	0,0990	0,0297
p4	-0,0430	-0,1232	0,2419	0,0915
GWK_2XYZ	-0,0160	-0,0537	0,1040	0,0339

MSL Absolut: Untersuchungen zum absoluten Meeresspiegelanstieg an der deutschen Nord- und Ostseeküste

Jürgen Jensen¹, Wolfgang Niemeier², Sönke Dangendorf³, Jessica Kelln^{1,4} und Markus Gerke²

¹ Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt, juergen.jensen@uni-siegen.de

² TU Braunschweig; Institut für Geodäsie und Photogrammetrie

³ Old Dominion University, Center for Coastal Physical Oceanography

⁴ Bundesanstalt für Wasserbau

Zusammenfassung

Das Verbundprojekt MSL Absolut (03KIS116 und 03KIS117) wurde von 2016 bis 2019 durch das Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen und das Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der Technischen Universität Braunschweig bearbeitet. Dabei stand die räumliche und zeitliche Rekonstruktion von Änderungen des absoluten und relativen Meeresspiegels entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste im Fokus. Im Einzelnen wurden (i) die Aufzeichnungen der Gezeitenpegel mit aktualisierten Schätzungen der vertikalen Landbewegungen verglichen und (ii) eine Kombination aus den zeitlichen Informationen des räumlich begrenzten Gezeitenpegelnetzes und räumliche Informationen aus geophysikalischen Modellen und Satellitenhöhenmessdaten verwendet, um den Meeresspiegel entlang der gesamten Küste einschließlich der unbepegelten Gebiete zu rekonstruieren. Im Ergebnis konnte über einen Zeitraum von 1900 bis 2015 eine flächige Beschreibung der vertikalen Landbewegungen an den Küsten sowie der Meeresspiegelentwicklung erfolgen.

Schlagwörter

Nordsee, Ostsee, Tidepegel, MSL, vertikale Landbewegungen, GNSS, InSAR

Summary

The collaborative project MSL Absolut (03KIS116 and 03KIS117) was carried out between 2015 and 2018 by the Research Institute for Water and Environment (fwu) at the University of Siegen and the Institute of Geodesy and Photogrammetry at the Technical University Braunschweig. The focus was on the spatio-temporal reconstruction of changes in the absolute/relative MSL along the German North and Baltic Sea coasts. In particular, we have (i) compared tide gauge records to updated vertical land motion estimates, and (ii) used a combination of the temporal information of the spatially sparse tide gauge network and spatial information from geophysical models and satellite altimetry data to reconstruct sea level along the entire coastline including ungauged sites. As a result, a two-dimensional description of vertical land movements and sea level trends was possible over a period of 1900 to 2015.

Keywords

North Sea, Baltic Sea, tide gauge, MSL, vertical land movements, GNSS, InSAR

1 Einleitung

Seit der letzten Eiszeit ist der Wasserstand in der Nordsee mit Transgressions- und Regressionsphasen, insbesondere in Folge postglazialer Krustenbewegungen deutlich angestiegen. In den letzten 7.000 Jahren ist der mittlere Meeresspiegel in der Nordsee um 6 bis 7 m mit regionalen Unterschieden gestiegen. Heute ist der Meeresspiegel in der Deutschen Bucht etwa 1 m höher als vor 1.000 Jahren (s. a. Jensen 2020).

Der Anstieg des Meeresspiegels ist eine Folge der natürlichen Klimaänderungen und des anthropogenen Klimawandels, z. B. durch die Reduzierung der Dichte bzw. durch die Volumenausdehnung des Wassers bei Temperaturanstieg und den Masseneintrag aufgrund des Abschmelzens landgebundener Eismassen (Grönland, Antarktis oder Gletscher). Zusätzlich führen Landsenkungen und -hebungen sowie Ozeanzirkulationen und atmosphärische Strömungen zu regionalen Veränderungen des Meeresspiegels. Dem absoluten, d. h. sich global ändernden (eustatischen) Meeresspiegel steht der sogenannte relative Meeresspiegel gegenüber, der sich auf Meeresspiegeländerungen in regionalem oder lokalem Maßstab relativ zum Landniveau bezieht.

Bei den vertikalen Landbewegungen im Bereich der Küsten sind neben dem sogenannten GIA-Effekt (engl.: Glacial Isostatic Adjustment) auch lokale Senkungs- oder Hebungserscheinungen, die z. B. aus Gas- oder Grundwasserentnahmen folgen, bis hin zu Bauwerkssetzungen, zu berücksichtigen. Insbesondere zu lokalen Senkungen und Hebungen liegen derzeit jedoch sowohl zeitlich wie räumlich nur unzureichende Informationen vor. Die Bestimmung der Gesamtbewegungen und die Separierung der Einzelprozesse kann heute punktuell mit Hilfe des Global Navigation Satellite Systems (GNSS) sowie in der Fläche durch Nutzung der Methoden der Radarinterferometrie (InSAR) und ergänzender geologischer Untersuchungen erreicht werden.

Die Analyse der Wasserstandsentwicklung wird üblicherweise auf Basis von Pegelmessungen relativ zum umgebenden Land durchgeführt. Diese enthalten somit neben Massen- oder Dichteänderungen auch die vertikalen Landbewegungen. Dies ist hinsichtlich der Analyse klimatischer Anteile im mittleren Meeresspiegel (engl.: Mean Sea Level; MSL) zu beachten, da die Landbewegungen in kaum einem Zusammenhang mit dem anthropogenen Klimawandel stehen. Um Fehlinterpretationen bei der Analyse der Pegelmessungen zu vermeiden, sollten deshalb die Anteile vertikaler Landbewegungen möglichst aus den Daten extrahiert werden.

Die Messungen der globalen Meeresspiegelhöhe bzw. der Meeresspiegeländerungen relativ zum Geoid mit Satelliten (Satellitenaltimetrie) begann mit einer wissenschaftlich nutzbaren Präzision 1992 und wurde mit verschiedenen Satelliten fortgesetzt. Die längsten Satelliten-Messreihen reichen damit bis 1992 zurück und ermöglichen Aussagen zur absoluten Veränderung des globalen und regionalen Meeresspiegels, jedoch nur eingeschränkt für die Küsten.

In dem Verbundprojekt „Untersuchungen zum absoluten Meeresspiegelanstieg an der deutschen Nord- und Ostseeküste (MSL Absolut)“ wurden erstmalig entsprechende Untersuchungen durchgeführt.

2 Das Verbundprojekt MSL Absolut

In dem Forschungsvorhabens MSL Absolut wurden detaillierte Aussagen zu den relativen und absoluten Änderungen des MSL entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste erarbeitet. Damit wurde eine Kenntnislücke bezüglich der Bedeutung vertikaler Landbewegungen sowie der räumlichen Entwicklung des absoluten und relativen MSL geschlossen und untersucht, inwieweit kohärente Änderungen entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste zu beobachten waren und ob es Änderungen in den Beobachtungszeitreihen gibt, die auf anthropogene Einflüsse im Zusammenhang mit dem globalen Klimawandel schließen lassen. Hierdurch wurde gleichzeitig die Basis für die Ableitung belastbarer regionaler MSL-Projektionen für diesen Bereich geschaffen.

Dafür wurden die Arbeitspakete AP1 durch die das Forschungsinstitut Wasser und Umwelt der Universität Siegen und AP2 durch das Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der TU Braunschweig bearbeitet. AP2 umfasste dabei die differentielle vertikale flächenhafte Quantifizierung der Landbewegungen entlang der deutschen Küsten. AP1 verfolgte hingegen die räumlich-zeitliche MSL Rekonstruktion entlang der deutschen Küsten. Gemeinsam wurden die Ergebnisse zusammengestellt und verarbeitet sowie in den überregionalen Kontext eingeordnet.

Das Verbundprojekt gliedert sich somit in die beiden Teilprojekte:

AP1	MSL _{Abs} -Rek: 03KIS116	Räumlich-zeitliche MSL Rekonstruktion entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste (fwu, Universität Siegen)
AP2	MSL _{Abs} -VFL _{diff} : 03KIS117	Differentielle vertikale flächenhafte Landbewegung entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste (IGP, TU Braunschweig)

Die konzeptionellen und methodischen Ansätze sowie die wesentliche Ergebnisse der beiden Teilprojekte können den jeweiligen Beiträgen Dangendorf et al. (2022) sowie Niemeier et al. (2022) in dieser Ausgabe von „Die Küste“ entnommen werden.

Als Gesamtergebnis kann festgehalten werden: Im Projekt MSL Absolut wurden flächenhaft vertikale Landbewegungen für die Küstenzonen entlang der Nord- und Ostseeküste bestimmt und streng mit den hochaufgelösten Wasserstandsbeobachtungen ausgewählter Pegelstationen sowie räumlichen MSL Rekonstruktionen kombiniert. MSL Absolut baut damit direkt auf den früheren KFKI Projekten AMSeL (Nordsee) („Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste“) und AMSeL_Ostsee („Analyse von hochaufgelösten Wasserstandsverläufen und Ermittlung der Entwicklung des MSL sowie von Extremwasserständen an der südlichen und südwestlichen Ostseeküste“) sowie IKÜS („Aufbau eines integrierten Höhenüberwachungssystems in Küstenregionen durch Kombination höhenrelevanter Sensorik“) auf und erweitert diese um mehrere methodische und auswertetechnische Aspekte.

Die mit den AMSeL Projekten erarbeitete punktuelle Datenbasis an Tidepegeln entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste (s. a. Jensen et al. 2011b, Jensen et al. 2011a, Kelln et al. 2019, Kelln et al. 2022) wurde um neue, verbesserte Landbewegungsraten korrigiert und anschließend in Kombination mit neuen hochauflösenden Altimeterdatensätzen in die Fläche gebracht. Diese räumlich-zeitlichen Rekonstruktionen des absoluten/relativen MSL entlang der deutschen Küsten umfassen somit die Küstengewässer inklusive der unbepegelten Gebiete.

Mit dem Projekt IKÜS (Wanninger et al. 2009) erfolgte eine erste Bestimmung von Landbewegungen im Bereich Niedersachsen. Im Projekt MSL Absolut wurde diese nun auf die Küstengewässer an der Nord- und Ostsee ausgeweitet. Methodisch wurden GNSS-Zeitreihen nach innovativen Ansätzen analysiert (Tengen et al. 2019) sowie eine eigenständige Auswertung und Analyse von Sentinel-Radardaten nach dem PSI (Persistent Scatterer Interferometrie)-Ansatz vorgenommen. Anschließend wurde das Bewegungsverhalten im Gesamtbereich durch eine numerische Approximation beschrieben bzw. modelliert. Innerhalb von MSL Absolut konnten somit erste flächenhafte Aussagen über die absoluten Vertikalbewegungen im Bereich der deutschen Nord- und Ostseeküste bestimmt werden.

3 Danksagung

Unser Dank gebührt dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), das dieses Projekt aus Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) unter der Leitung des Projektträgers Jülich (PTJ) finanziell über einen Zeitraum von drei Jahren gefördert hat. Weiterhin danken wir dem KFKI für die fachliche Unterstützung im Rahmen der projektbegleitenden Gruppe. Unser Dank gilt auch allen Behörden und Institutionen, die Daten für die Realisierung des Projektes bereitgestellt haben. Zuletzt bedanken wir uns bei allen Projektpartnern für die sehr konstruktive Zusammenarbeit.

4 Literaturverzeichnis

Dangendorf, S.; Kelln, J.; Arns, A.; Gräwe, U.; Steffen, H.; Jensen, J.: Untersuchungen zur Rekonstruktion des Meeresspiegels und vertikaler Landbewegungen an den deutschen Küsten. In: Die Küste, 91, <https://doi.org/10.18171/1.090103>, 2022.

Jensen, J.: Retrospektive der Meeresspiegelforschung in Deutschland. Teil 1: Deutsche Nordseeküste In: Hydrographische Nachrichten, 115, 03, 18–26. <https://doi.org/10.23784/HN115-03>, 2020.

Jensen, J.; Frank, T.; Wahl, T.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). In: Die Küste, 78, 2011a.

Jensen, J.; Frank, T.; Wahl, T.; Dangendorf, S.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). Abschlussbericht Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Siegen, 2011b.

Kelln, J.; Dangendorf, S.; Jensen, J.; Patzke, J.; Fröhle, P.: Monthly sea level from tide gauge stations at the German Baltic coastline (AMSeL_Baltic Sea). In: PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.904737>, 2019.

Kelln, J.; Dangendorf, S.; Gräwe, U.; Steffen, H.; Jensen, J.: Entwicklung des mittleren Meeresspiegels entlang der südwestlichen Ostseeküste. In: Die Küste, 91, <https://doi.org/10.18171/1.091105>, 2022.

Niemeier, W.; Riedel, A.; Tengen, D.; Riedel, B.; Gerke, M.: Bestimmung flächenhafter vertikaler Landbewegungen entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste. In: Die Küste, 91, <https://doi.org/10.18171/1.091102>, 2022.

Tengen, D.; Riedel, A.; Riedel, B.; Gerke, M.; Niemeier, W.: Ableitung vertikaler Landbewegungen an der deutschen Nord- und Ostseeküste aus GNSS- und PS-Auswertungen, Tagungsband GeoMonitoring 2019, 121–133, <https://doi.org/10.15488/4517>, 2019.

Wanninger, L.; Rost, Ch.; Sudau, A.; Weiss, R.; Niemeier, W.; Tengen, D.; Heinert, M.; Jahn, C.-H.; Horst, S.; Schenk, A.: Bestimmung von Höhenänderungen im Küstenbereich durch Kombination geodätischer Messtechniken. Die Küste, 76, 121–180, 2009.

Untersuchungen zur Rekonstruktion des Meeresspiegels und vertikaler Landbewegungen an den deutschen Küsten

Sönke Dangendorf¹, Jessica Kelln², Arne Arns³, Ulf Gräwe⁴, Holger Steffen⁵, Jacobus Hofstede⁶ und Jürgen Jensen⁷

¹ Center for Coastal Physical Oceanography, Department of Ocean and Earth Sciences, Old Dominion University, Norfolk, VA

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

² Bundesanstalt für Wasserbau

³ Universität Rostock, Professur Küstenschutz und Küstendynamik

⁴ Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde

⁵ Geodetic Infrastructure, Lantmäteriet, Gävle, Sweden

⁶ Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt, Natur und Digitalisierung des Landes Schleswig-Holstein

⁷ Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt, Lehrstuhl für Hydromechanik, Binnen- und Küstenwasserbau

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden die Ergebnisse des Teilprojektes MSL_Absolut-Rek (03KIS116) vorgestellt. Das primäre Ziel bestand in der räumlich-zeitlichen Rekonstruktion des mittleren Meeresspiegels (MSL) entlang der deutschen Küsten seit Beginn des 20. Jahrhunderts unter Berücksichtigung vertikaler Landbewegungen (VLM). Hierfür wurde eine neuartige hybride Rekonstruktionsmethodik entwickelt, mit der der MSL global über eine Kombination von Pegelbeobachtungen und bekannten regionalen Mustern einzelner beteiligter Prozesse zunächst auf einem globalen Gitter ermittelt und anschließend in verfeinerter Auflösung an die deutschen Küsten transferiert wird. Im Ergebnis sind über die Periode von 1900 bis 2015 relative MSL Felder in der gleichen räumlichen Auflösung entstanden, in der Satellitendaten seit 1993 vorliegen. Die auf diese Weise regionalisierten MSL Felder sind sowohl konsistent mit Tidepegelbeobachtungen als auch mit den einzelnen zu Grunde liegenden physikalischen Prozessen. Dies ermöglicht in der Folge nicht nur die Ableitung der klimatisch induzierten relativen MSL Entwicklung, sondern auch die Bewertung potentieller anthropogener und isostatischer VLM sowie bisher nicht detektierter Nullpunktverschiebungen an einzelnen Standorten. Die Ergebnisse zeigen zwischen 1900 und 2015 etwas höhere relative MSL Trends entlang der deutschen Nordseeküste (1,9–2 mm/Jahr) als an der deutschen Ostseeküste (1,6 mm/Jahr), wobei die räumlichen Differenzen maßgeblich durch eine Intensivierung und Häufung von Westwindlagen begründet sind. Überlagert werden diese Entwicklungen durch VLM, die sich mit wenigen Ausnahmen in einem Bereich $\pm 0,5$ mm/Jahr bewegen. Hauptursache stellen hierfür isostatische VLM infolge der letzten Vereisung dar, die aber lokal auch durch anthropogene Ursachen wie Gasentnahmen überlagert werden können.

Schlagwörter

Meeresspiegelanstieg, Tidepegel, Meeresspiegelrekonstruktion, vertikale Landbewegung

Summary

We present the results of the sub-project MSL_Absolut-Rek (03KIS116). The primary goal of the project was the spatial and temporal reconstruction of mean sea level (MSL) along the German coastlines since the early 20th century under the consideration of vertical land motion (VLM). A novel hybrid reconstruction approach has been developed, which first models MSL globally as a combination of tide gauge observations and a priori known regional patterns of certain contributing processes. Then the resulting fields are downscaled to the German coastlines. As a result, relative MSL fields with the same spatial resolution as provided by satellite data since 1993 have been produced over the period 1900-2015. The fields regionalize MSL in a way that they (i) optimally fit to changes observed by the global tide gauge network, and (ii) are consistent with certain physical processes. This provides not only the possibility of assessing climate-induced relative MSL changes along the entire coastlines but also facilitates the subsequent detection of potential anthropogenic and postglacial VLM as well as previously undetected datum shifts at individual locations. The results point towards slightly higher relative MSL trends along the German North Sea (1.9-2.0 mm/yr) than along the Baltic Sea coastline (1.6 mm/yr), whereby the spatial differences are suggested to be primarily driven by an intensification and increase in frequency of westerly winds. These relative MSL trends are locally superimposed by VLM, which are in most cases not larger than ± 0.5 mm/yr. The major driving factor of VLM are postglacial rebound processes, which can be locally superimposed by anthropogenic factors such as gas withdrawals.

Keywords

sea level rise, tide gauge, sea level reconstruction, vertical land motion

1 Einleitung

Weltweit leben derzeit rund 600 Millionen Menschen (~ 10 % der gesamten Bevölkerung) in Küstengebieten, die tiefer als 10 m über dem mittleren Meeresspiegel (englisch: Mean Sea Level, hiernach: MSL) liegen (UN New York Fact-Sheet, https://visit.un.org/sites/visit.un.org/files/FS_UN_Day.pdf). Der MSL bestimmt den Verlauf der Küstenlinien und damit auch den Lebensraum vieler Menschen. Während der globale MSL (GMSL) mit Raten von maximal ± 5 cm/Jahrhundert über die letzten 3.000 Jahre verhältnismäßig konstant verlaufen ist und so eine umfangreiche Besiedlung des Küstenraums erst ermöglicht hat, ist seit Mitte des 19. Jahrhunderts eine signifikante Beschleunigung zu verzeichnen (Kopp et al. 2016). Diese Beschleunigung resultierte in einem durch barostatische Massenänderungen (vor allem durch Gletscherschmelze und Massenverluste in Grönland) und thermale Ausdehnung dominierten GMSL Anstieg von 13–19 cm über das 20. Jahrhundert (z. B. Church und White 2011, Hay et al. 2015, Dangendorf et al. 2017). Aus Tidepegeln und Satellitenaltimeterdaten abgeleitete GMSL Rekonstruktionen deuten zudem darauf hin, dass sich die Anstiegsrate seit den 1960er Jahren ein weiteres Mal auf mittlerweile rund 34 cm/Jahrhundert (3,4 mm/Jahr) beschleunigt hat (WCRP 2018, Dangendorf et al. 2019). Vor allem die rasante Beschleunigung der vergangenen 10 bis 20 Jahre ist durch erhöhte

Massenverluste der beiden Eisschilde (insbesondere Grönland) zu erklären, die mittlerweile die Beiträge kontinentaler Gletscher deutlich übersteigen (Chen et al. 2017, Nerem et al. 2018, WCRP 2018). Zukunftsprognosen mit Hilfe von Klimamodellen gehen davon aus, dass sich diese Entwicklungen weiter fortsetzen und so bei ungeminderten Treibhausgasemissionen mit hoher Wahrscheinlichkeit in einem Anstieg von 61 bis 110 cm im Jahre 2100 münden werden (Oppenheimer et al. 2019), wobei bei einer Destabilisierung des Westantarktischen Eisschildes auch Meeresspiegeländerungen von rund 2 m bis 2100 derzeit nicht ausgeschlossen werden können (Grinsted et al. 2017, Vermeersen et al. 2018, Oppenheimer et al. 2019). Hierbei ist zu beachten, dass eine Vielzahl von Prozessen (z. B. gravitativ- und/oder zirkulationsbedingte Massenumverteilungen im Ozean, Wind, Luftdruck, räumlich variable Wärmeaufnahme des Ozeans, vertikale Landbewegungen) räumliche Differenzen zum globalen Mittel induziert und die globale Entwicklung lokal verstärken kann. Die erheblichen Unsicherheiten (insbesondere im Zusammenhang mit der Entwicklung in der Westantarktis) in den Projektionen des globalen und regionalen Meeresspiegels stellen den Küstenschutz auch in Deutschland vor große Herausforderungen und erfordern innovative Konzepte wie den Klimadeich (Hofstede 2019). Während die über die vergangenen Jahrzehnte beobachteten Änderungen im MSL für den Küstenschutz weitestgehend zu managen waren, können rasante Beschleunigungen innerhalb weniger Jahre oder Jahrzehnte (z. B. durch schnelle Massenverluste der Eisschilde wie sie im oberen Bereich der Unsicherheitsspanne angenommen werden) die Umsetzung größerer Küstenschutzkonzepte (z. B. der Bau von Sperrwerken) entscheidend be- oder sogar verhindern. Aus diesem Grund ist die permanente Beobachtung sowie das Verständnis vergangener Änderungen im MSL unerlässlich.

In den vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) geförderten KFKI Projekten AMSeL Nord- (Wahl et al. 2011) und Ostsee (Kelln et al. 2022) wurden seit 2008 qualitativ hochwertige historische Zeitreihen des MSL (seit Beginn des 19. Jahrhunderts) für eine Vielzahl von Pegeln entlang deutscher Küsten zusammengetragen und ausgewertet. Während die Pegelreihen in ihrem säkularen Verhalten grundsätzlich der globalen Entwicklung folgten, zeigen detaillierte Analysen signifikante räumliche Differenzen in der langzeitlichen MSL Entwicklung entlang deutscher Küsten (sowie der gesamten Nord- und Ostseeküste) (Abbildung 1, s. a. Wahl et al. 2011, 2013, Dangendorf et al. 2014, Kelln et al. 2022). Vorläufige Untersuchungen zu den Ursachen dieser Differenzen lassen einerseits lokal variable vertikale Landbewegungen (englisch: *vertical land motion*, hiernach VLM) und andererseits Änderungen in den dominanten Westwindlagen (Dangendorf et al. 2014, Gräwe et al. 2019) als potenzielle Erklärungen vermuten. Vor allem die Rolle der VLM konnte jedoch bis heute nicht abschließend beurteilt werden, da es nach wie vor an ausreichenden direkten Messdaten mangelt (Wahl et al. 2013) und verfügbare Messreihen (z. B. durch ein Globales Positionsbestimmungssystem, englisch: *Global Navigation Satellite System*, hiernach GNSS) meist zu kurz sind, um langfristige Änderungen für die Korrektur der Pegeldata über das gesamte 20. Jahrhundert zu extrapolieren. Auch unterscheidet sich die zeitliche Verfügbarkeit der MSL Zeitreihen teils erheblich, da nur wenige Pegelstationen Informationen vor den 1930er Jahren aufgezeichnet haben (Abbildung 1b).

In dem zwischen Juli 2016 und Juni 2019 vom BMBF geförderten KFKI Projekt MSL Absolut sollten daher die räumlichen Differenzen der MSL Entwicklung entlang deutscher Küsten besonders im Hinblick auf die Rolle der VLM adressiert werden. Im Fokus standen zwei übergeordnete Ziele:

1. Separierung der VLM vom klimatisch induzierten relativen Meeresspiegelanstieg (RSL) des globalen Ozeans.
2. Regionalisierung der MSL- und VLM Entwicklung entlang der gesamten deutschen Küsten.

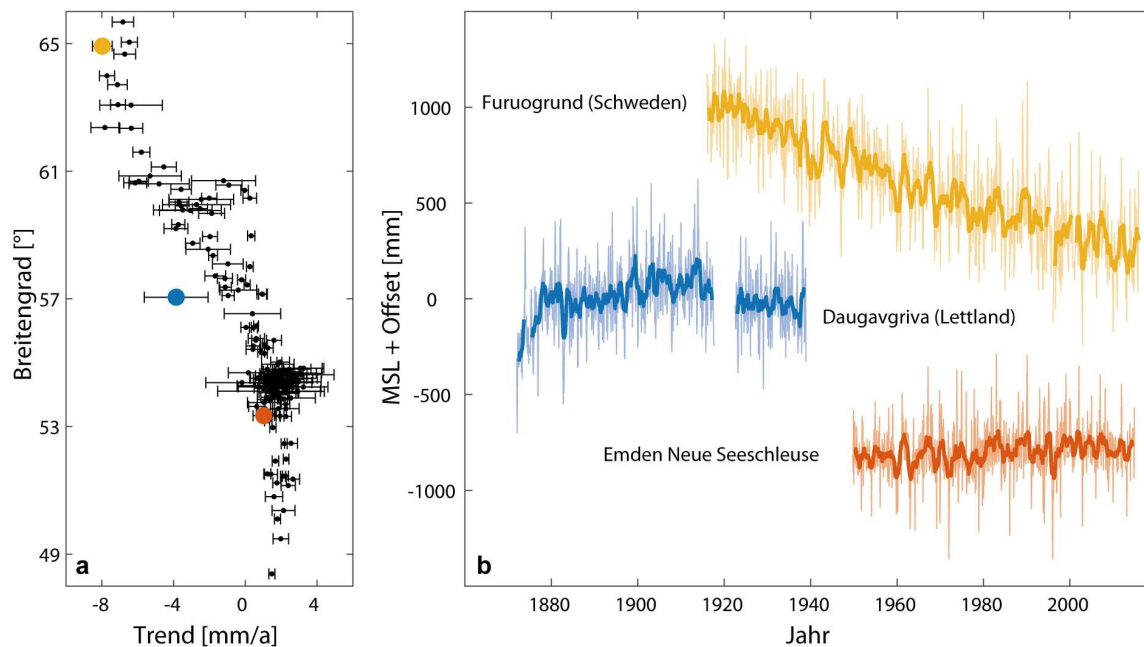


Abbildung 1: a) Lineartrends des relativen Meeresspiegels an 149 Stationen aus Nord- und Ostsee in Abhängigkeit ihrer meridionalen Position. Die Trends wurden über die jeweils verfügbaren Perioden zwischen 1900 und 2015 ermittelt. Die drei farbigen Punkte kennzeichnen die Trends der drei Stationen, deren Zeitreihen in b) exemplarisch dargestellt sind. Die dünnen Linien repräsentieren hierbei Monats- und die dicken Linien Jahresmittelwerte.

Die Umsetzung des Projektes erfolgte am Forschungsinstitut für Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen in Kooperation mit dem Institut für Geodäsie und Photogrammetrie (igp) der Technischen Universität Braunschweig. Während das igp sich vorrangig mit der Ableitung der VLM aus geodätischen Messungen und Nivellements auseinandersetzt (Niemeier et al. 2021), stand am fwu vor allem der Vergleich mit RSL Änderungen sowie deren Regionalisierung im Fokus der Arbeiten. Ziel war es unter anderem, die seit 1992 verfügbaren Satellitendaten, die den Meeresspiegel relativ zum Geoid (und damit unabhängig von jeglichen VLM) in großer räumlicher Auflösung messen, sowohl für die Beantwortung der Frage nach dem Anteil der VLM als auch für die Regionalisierung beobachteter Änderungen im MSL zu integrieren. Ersteres beruht auf der Tatsache, dass Satellitenaltimeter mit einem Radarsignal den absoluten Meeresspiegel messen und Tidepegel hingegen das relative Signal zum Land aufnehmen, welches VLM beinhaltet. Bildet man die Differenz beider Messungen können VLM prinzipiell bestimmt werden (Wöppelmann und Marcos 2016). Weiterhin beinhalten Satellitendaten wertvolle Informationen über regionale MSL Muster, die über Tidepegel nur punktuell erfasst werden und so in der Regionalisierung (bzw. Rekonstruktion) der vergangenen Entwicklung einen entscheidenden Beitrag liefern können.

In diesem Artikel werden wesentliche Forschungsergebnisse aus dem dreijährigen Kooperationsvorhaben MSL Absolut dargestellt. Der Artikel ist wie folgt strukturiert: In Kapitel 2 erläutern wir zunächst die wesentliche Problemstellung (inklusive grundlegender

Prozesse) der Regionalisierung des absoluten und relativen MSL entlang deutscher Küsten und stellen die im Projekt gewählte Modellkette vor, die zunächst die Rekonstruktion (Regionalisierung) des relativen Meeresspiegels auf globaler Skala beinhaltet. Auf dieser Basis werden in Kapitel 3 Küsten der Nord- und Ostsee beleuchtet und insbesondere ein neuer Ansatz zur Quantifizierung von VLM vorgestellt und mit herkömmlichen Verfahren sowie den Ergebnissen des Teilprojekts des igw verglichen. Des Weiteren beinhaltet Kapitel 3 eine Validierung der finalen Regionalisierung der MSL Entwicklung entlang der deutschen Küsten zwischen 1900 und 2015, sowie die Diskussion der resultierenden Beschleunigungsmuster und einzelner Antriebsfaktoren. Der Artikel schließt mit einer zusammenfassenden Beurteilung, sowie Empfehlungen weiterer Forschungsfragen.

2 Problemstellung, Daten und Methoden

Änderungen des MSL unterliegen einer Vielzahl von Prozessen, welche weder räumlich noch zeitlich stationär erfolgen (s. a. Abbildung 5a, b für eine Zusammenstellung aller Prozesse). Der GMSL (daher: das Mittel über die gesamte Ozeanoberfläche weltweit) wird dabei zunächst durch drei wesentliche Prozesse beeinflusst: Über die vergangenen Jahrzehnte hat der Ozean mehr als 93 % der überschüssigen Energie der globalen Erwärmung aus der Atmosphäre aufgenommen, wodurch er sich stetig erwärmt hat (Church et al. 2013). Diese Erwärmung führt zu einer Ausdehnung des Wasserkörpers (Thermosterik) und folglich zu einem Anstieg des GMSL. Zeitgleich führt die Erwärmung der Atmosphäre zum Abschmelzen landgebundener Eismassen, z. B. durch Gletscher und/oder die beiden großen Eisschilde in Grönland und der Antarktis, die in der Folge dem Ozean Masse hinzufügen (Barystatik). Auch kann sich durch unterschiedlichste Prozesse die Form der Ozeanbecken verändern (Frederikse et al. 2018).

Regional addieren sich zu diesen globalen Prozessen weitere Prozesse der Umverteilung von Masse, Wärme und Salz hinzu, die den regionalen MSL um ein Vielfaches vom GMSL abweichen lassen können (s. Abbildung 2): So steigt der MSL in Folge von Massenverlusten eines Eisschildes nicht überall einheitlich an. Durch seine erhebliche Masse übt ein Eisschild (oder ein einzelner Gletscher, Grundwasser, etc.) nach demselben Prinzip wie die Entstehung der täglichen Gezeiten eine gravitative Kraft auf den umliegenden Ozean aus, so dass dieser vom Eisschild angezogen wird. Gleichzeitig induziert er eine Last auf den darunterliegenden Boden. Verliert das Eisschild an Masse, verringert sich die Gravitationskraft, so dass sich das Wasser vom Eisschild weg verteilt (Änderungen im Geoid, Abbildung 5b). Gleichzeitig werden durch die Entlastung VLM ausgelöst (Abbildung 5b; nicht nur lokal unter dem Eisschild, sondern auch global). Die resultierenden räumlichen Muster werden als relative Meeresspiegeländerungen (englisch: *relative sea level*, hiernach RSL) bezeichnet (beschrieben über die sogenannte Meeresspiegelgleichung: $RSL = \text{Geoid} - \text{VLM}$) und sind in Form linearer Trends über die Periode von 1900 bis 2015 beispielhaft in Abbildung 2 dargestellt: einerseits in Form andauernder (durch VLM dominierte) isostatischer Veränderungen in Folge der letzten Eiszeit (englisch: *Glacial Isostatic Adjustment*, hiernach GIA) (Abbildung 2, links), andererseits in Form gegenwärtiger Massenänderungen als Summe beobachteter Eisschmelze der Eisschilde und Gletscher sowie weiterer Änderungen im kontinentalen Grundwasser und Stauseen (Abbildung 2, rechts). In beiden Fällen zeigen sich die größten Gradienten in der MSL Entwicklung in der Nähe der Schmelzquellen (daher vor allem in der nördlichen Hemisphäre und der Arktis). Auch die Erwärmung

der Ozeane hat sich nicht gleichmäßig vollzogen, sondern unterlag während der vergangenen Jahrzehnte erheblichen räumlichen Differenzen (Abbildung 2 unten). Derzeitige Schätzungen gehen davon aus, dass zwischen 60 und 90 % der globalen Wärmeaufnahme des Ozeans in der südlichen Hemisphäre von statten ging. Zusammen mit Effekten der thermohalinen Zirkulation und Änderungen in den regionalen Wind- und Luftdrucksystemen (Piecuch et al. 2019) sorgt dies für eine Umverteilung von Wärme, Salz und Masse und damit ebenfalls für räumlich variable MSL Änderungen (s. a. Abbildung 5; die Summe aus lokalen sterischen Änderungen und zirkulationsbedingten Umverteilungen von Masse wird als Sterodynamik bezeichnet). All diese Prozesse verdeutlichen, dass sich die zeitliche Entwicklung des MSL an einem einzelnen Pegel signifikant vom GMSL unterscheiden kann.

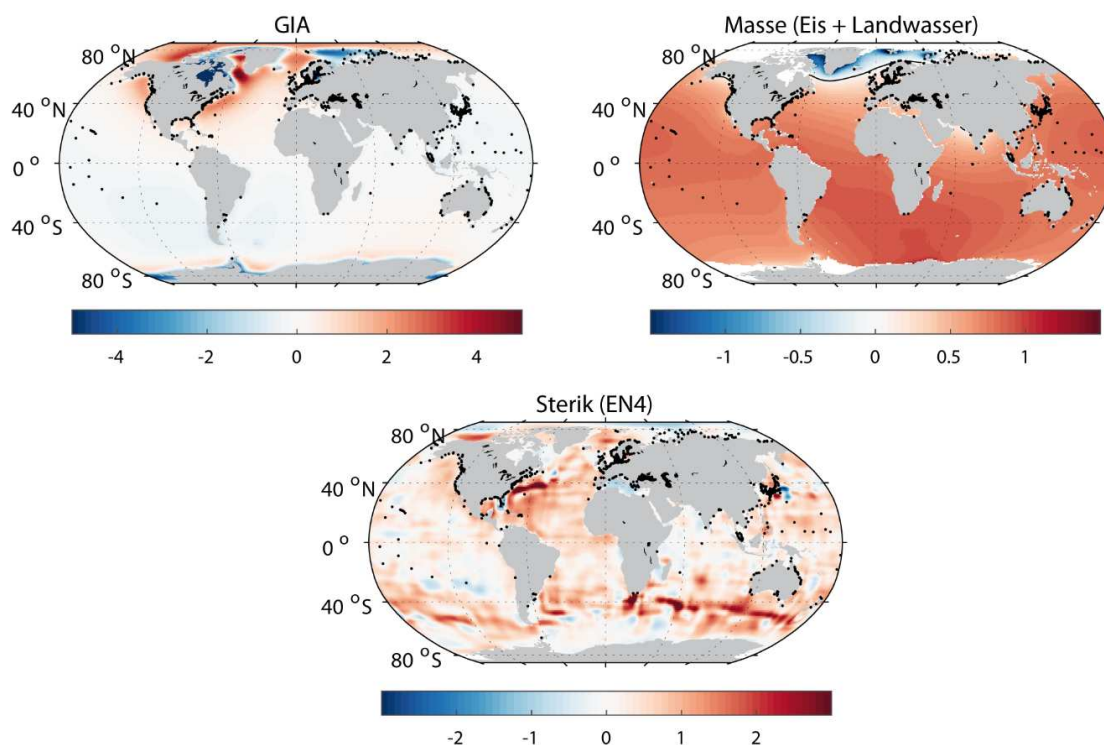


Abbildung 2: Lineare Trends (in mm/Jahr) der drei Komponenten GIA (nach Caron et al. 2018), Masse (Frederikse et al. 2018) und Sterik (Good et al. 2013) über die gemeinsame Periode von 1950 bis 2015. Die schwarzen Punkte stellen Lokationen von PSMSL Tidepegeln dar, die zur globalen Rekonstruktion des Meeresspiegels verwendet werden. Für die Komponente der Masse wurde zudem die Nulllinie als schwarze Konturlinie eingezeichnet.

Aus diesem Grund wurden in den vergangenen Jahrzehnten unterschiedliche Methoden zur Rekonstruktion (gleichbedeutend mit der Regionalisierung von punktuellen Pegelmessungen in die Fläche) der räumlich hochaufgelösten Entwicklung des MSL entwickelt, die das Ziel haben durch eine möglichst akkurate Schätzung des regionalen MSL auch das globale Mittel besser zu beschreiben. Prinzipiell lassen sich diese Methoden in zwei Gruppen unterteilen:

1. EOF (empirische Orthogonal Funktionen) Rekonstruktionen
2. Probabilistische Verfahren

EOF Rekonstruktionen wurden nach der Einführung der Satellitendaten Anfang der Jahrtausendwende zunächst durch Chambers et al. (2002) und etwas später durch Church et al.

(2004) entwickelt und danach vielfach sowohl global als auch auf regionaler Ebene angewendet (siehe auch Dangendorf et al. 2019). EOF Rekonstruktionen versuchen die räumliche Information der Satellitenmessungen mit der zeitlichen Verfügbarkeit von Pegel­daten zu verschneiden. Hierbei werden zunächst die Satellitendaten in räumlich (EOFs) und zeitlich variable Muster (Hauptkomponenten) zerlegt. Die Hauptkomponenten werden dann in einem zweiten Schritt mit Hilfe der Pegel­daten (im Sinne der kleinsten Abstandsquadrate) rekonstruiert. Unter der Annahme, dass die räumlichen Muster stationär sind und über die Aufzeichnungsperiode seit 1993 hinreichend genau erfasst werden können, lassen sich in einem weiteren Schritt durch die Multiplikation der rekonstruierten Hauptkomponenten, die nun dieselbe Zeitspanne wie die Pegel­daten abdecken, mit den EOFs Felder des regionalen MSLs mit der gleichen räumlichen Auflösung wie Satellitendaten und der gleichen zeitlichen Auflösung wie Pegel­daten produzieren (mathematische Details finden sich u. a. in Church et al. 2004 und Calafat et al. 2014). In ihrer ursprünglichen Fassung waren die EOF Rekonstruktionen so konzipiert, dass sie nur die zeitliche Variabilität des MSL, nicht aber dessen Trend erfassen konnten (Chambers et al. 2002, Abbildung 3). Aus diesem Grund modifizierten Church et al. (2004) den Rekonstruktionsalgorithmus, indem sie eine „künstliche EOF“ bestehend aus einer Nullmatrix (EOF0) hinzufügten, die ähnlich wie bei der Anpassung einer Trendfunktion langzeitliche Änderungen besser erfassen sollte. Während die Schätzungen der Langzeittrends stabilisiert werden konnten, ging jedoch gleichzeitig jegliche Information über kurzzeitige Variationen des GMSL verloren (Calafat et al. 2014, Abbildung 3), so dass die EOF Rekonstruktionen schlussendlich eine Art gewichtetes Mittel der Pegel­daten darstellen. Ein Großteil der abgebildeten Variabilität spiegelt daher lokale Prozesse und nicht die tatsächlich aufgetretene GMSL Variabilität wider (Calafat et al. 2014). Des Weiteren bleibt die Frage, inwiefern die regionale MSL Variabilität über den nun etwas mehr als zwei Dekaden spannenden Satellitendatensatz hinreichend genau approximiert werden kann, weiterhin offen.

Probabilistische Methoden haben den Eingang in die Meeresspiegelforschung erst in den vergangenen Jahren gefunden (Hay et al. 2015) und spiegeln den rasanten Fortschritt in Rechenkapazitäten und den immer umfangreicheren verfügbaren Datensätzen über einzelne Beiträge zum MSL wider. Die Grundidee probabilistischer Methoden besteht darin, dass die physikalischen Prozesse, die regionale und lokale Meeresspiegeländerungen verursachen können, grundsätzlich bekannt sind und/oder modelliert werden können. Probabilistische Methoden bieten einen komplexen mathematischen Rahmen, in dem dann die Pegelinformationen mit Vorkenntnissen über die räumliche Variabilität einzelner Prozesse und ihrer beidseitigen Unsicherheiten verknüpft werden. Ein Beispiel stellt der Kalman Smoother nach Hay et al. (2015) dar. Mit Hilfe des Kalman Smoothers wird eine Vielzahl prinzipiell bekannter räumlicher Muster aus unterschiedlichen Prozessen (Eisschmelze, Sterik, GIA) an die verfügbaren Pegel­daten angepasst und so die optimale Kombination sowie die Amplitude aller Prozesse geschätzt. Somit bringt man die räumlichen Differenzen zwischen einzelnen Pegeln mit global agierenden physikalisch plausiblen Prozessen in Verbindung und schätzt den GMSL nachfolgend ausschließlich aus den summierten Feldern der Einzelprozesse (mathematische Details zur Methodik finden sich in Hay et al. 2015). Verbleibende Signale an einzelnen Pegeln, die nicht über die Summe der angepassten Prozesse zu erklären sind, werden über einen zusätzlichen Residualterm beschrieben, der zwar zur Rekonstruktion des lokalen Meeresspiegels an einzelnen Pegel verwendet werden kann,

aber keinerlei Berücksichtigung in der Berechnung des GMSL findet (Hay et al. 2015). Umfangreiche Sensitivitätsanalysen deuten darauf hin, dass in dem Residualterm vor allem VLM, die nicht durch GIA verursacht sind, abgebildet werden. Dies wird im weiteren Verlauf eine wichtige Information zur Bewertung relativer MSL Änderungen in Nord- und Ostsee liefern. In seiner gegenwärtigen Konzipierung ist der Kalman Smoother allerdings auf globale Datensätze angewiesen (vor allem Informationen aus der Nähe einzelner Messsequenzen, wo die Gradienten im MSL am größten sind) und reproduziert den GMSL lediglich auf langen Zeitskalen von mehreren Dekaden, enthält jedoch keinerlei Informationen über die interannuelle Variabilität des GMSL (Dangendorf et al. 2015 und Abbildung 3).

Umfangreiche Tests zur Performance beider Methoden deuten auf erhebliche Diskrepanzen in der rekonstruierten Langzeitentwicklung des GMSL hin. So variieren die Langzeittrends des GMSL vor der Einführung der Satellitendaten (1900–1990) üblicherweise zwischen ungefähr ein und zwei Millimeter pro Jahr (Abbildung 3). EOF Rekonstruktionen (sowie einfachere Mittelungsverfahren) produzieren tendenziell etwas größere Langzeittrends (1,5–2 mm/Jahr) als probabilistische Methoden (~1,1–1,3 mm/Jahr), wobei viele Anzeichen dafür sprechen, dass dies vor allem in der unterschiedlichen Berücksichtigung der VLM begründet ist (Dangendorf et al. 2017). Während in den verfügbaren EOF Rekonstruktionen einzelne Pegel bisher ausschließlich um die Effekte des GIA korrigiert wurden (Church und White 2011), werden in den probabilistischen Methoden VLM durch die Anpassung eines Residualterms explizit aus der Berechnung des GMSL herausgehalten. Probabilistische Methoden können somit als robuster in der Rekonstruktion langzeitlicher GMSL Änderungen angesehen werden, während EOF Verfahren in ihrer ursprünglichen Konzipierung ohne die Verwendung der EOF0-Nullmatrix die interannuelle Variabilität des GMSL sehr gut wiedergeben (Calafat et al. 2014, Abbildung 3). Zusammenfassend deuten diese Analysen an, dass die beiden verfügbaren Gruppen der Rekonstruktionsmethoden erhebliche Unterschiede in den resultierenden MSL Feldern und dem GMSL aufweisen, ihre Vor- und Nachteile dabei aber sehr komplementär sind.

In MSL Absolut wurde daher eine neuartige Kopplung beider Rekonstruktionsmethoden entwickelt, getestet und auf einen globalen Datensatz von Pegelinformationen aus der Datenbank des „Permanent Service for Mean Sea Level“ (PSMSL, Holgate et al. 2013) in Liverpool angewendet. Detaillierte Ausführungen hierzu finden sich in Dangendorf et al. (2019) und werden an dieser Stelle der Einfachheit halber nur grob zusammengefasst. Wie oben bereits ausgeführt, passt der Kalman Smoother eine Reihe regionaler Muster aus einzelnen Prozessen (161 GIA Modelle mit variablen Inputs zur Erfassung der Unsicherheiten, 6 globale Klimamodell Outputs für die Beschreibung der sterodynamischen MSL Variationen, sowie räumliche Muster einzelner Schmelzquellen für Grönland, West- und Ostantarktis, sowie 18 Hauptgletschergebiete) an die Pegeldata an, um MSL Felder zu erzeugen, die sowohl physikalisch konsistent mit bekannten Prozessen der MSL Entwicklung als auch optimal an Pegeldata angepasst sind (Hay et al. 2015). Als Output erhält man die entsprechenden Felder des regionalen RSL, sowie eine Realisation einer jeden Pegelreihe, an die zusätzlich ein räumlich konsistenter Residualterm angepasst wurde. Letztere stimmen sehr gut mit den tatsächlich beobachteten Trends an den Pegeln überein (Hay et al. 2017). Die Realisationen an den Pegelstationen werden in einem ersten Schritt mit einer Singulären Spektralanalyse (SSA) tiefpassgefiltert und als lokale Trendkorrektur einzelner Pegelreihen verwendet. In einem zweiten Schritt werden dann mit den nun trendfreien

Residuen der Pegelreihen und den ebenso korrigierten Satellitendaten (vorliegend auf einem 1° Mercatorgrid, <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/ocean-indicators-products/mean-sea-level.html>) eine EOF Rekonstruktion der interannuellen Variabilität durchgeführt und dann mit den tiefpassgefilterten Zeitreihen des Kalman Smoothers in einer neuen hybriden Rekonstruktion (HR) verschnitten. Die HR verbindet so die Vorteile beider Verfahren und verwendet die Methoden nur auf jenen Zeitskalen auf denen sie ein ausgewiesenes gutes Leistungsvermögen besitzen (Dangendorf et al. 2019). Die HR ist dadurch als erste Methodik überhaupt in der Lage sowohl die Langzeitentwicklung als auch die interannuelle Variabilität des GMSL akkurat wiederzugeben (Abbildung 3; um Polregionen nicht zu viel Gewicht zukommen zu lassen, wird der GMSL immer als gewichtetes Mittel über dem gesamten Ozean berechnet. Dabei wird der Kosinus des Breitengrades als Wichtung angesetzt). Der lineare Langzeittrend des GMSL beträgt hierbei 1.4 mm/Jahr seit 1900 und hat sich seit den 1960er Jahren in Übereinstimmung mit Satellitendaten seit 1993 (WCRP 2018) auf mittlerweile mehr als 3 mm/Jahr beschleunigt. Auch die Variabilität des GMSL ist signifikant mit der der Satellitendaten korreliert ($r=0,94$) und stimmt auch regional erheblich besser mit lokalen Messungen überein, als die Variabilität der beiden Einzelverfahren in Isolation (Dangendorf et al. 2019, Abbildung 4).

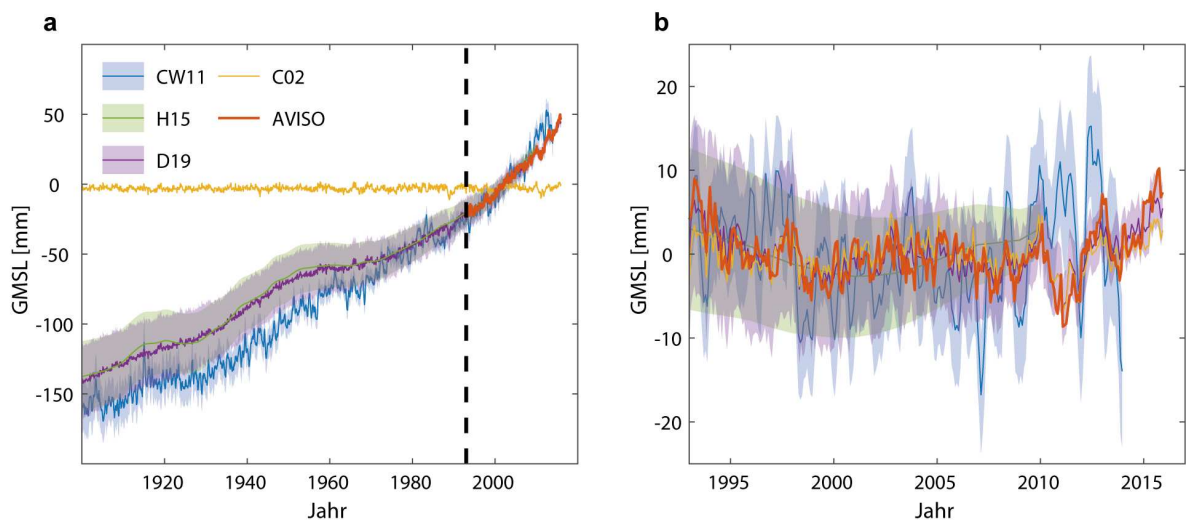


Abbildung 3: Vergleich des mit Satelliten gemessenen GMSL (AVISO) und Tidepegelrekonstruktionen basierend auf EOF Rekonstruktionen ohne EOF0 (berechnet nach Chambers et al. 2002 (C02)), mit EOF0 (Church und White 2011 (CW11)), probabilistischen Methoden (Hay et al. 2015 (H15)), und der neuen hybriden Rekonstruktion nach Dangendorf et al. (2019, D19). In a) sind die Rekonstruktionen über das gesamte 20. Jahrhundert dargestellt, während in b) die um den linearen Trend bereinigten Rekonstruktionen seit 1993 aufgezeigt sind.

Für die weiteren Untersuchungen des Projektes MSL Absolut gehen die global konsistenten Felder der HR als äußere Randbedingung in die Rekonstruktionen in Nord- und Ostsee ein. Da bei der Rekonstruktion der globalen MSL Entwicklung der Fokus natürlich auf großskaligen Prozessen liegt und kleinskalige Prozesse entlang der deutschen Küste tendenziell eher verloren gehen, wird für die Rekonstruktion des MSLs für die gesamte Nord- und Ostsee ein wesentlich größerer Detailgrad benötigt. Hierbei ist davon auszugehen, dass die Konsistenz zwischen der globalen HR und den lokalen kleinskaligen Prozessen an einzelnen Tidepegeln mit größer werdenden Zeitskalen steigt. Um den lokalen Besonderheiten besser Rechnung zu tragen, werden daher für die Nord- und Ostseerekonstruktionen die

linearen Trends aus der HR Rekonstruktion übernommen und auf Basis der trendbereinigten Satelliten- und Pegelmessungen eine weitere kleinräumige EOF Rekonstruktion der Variabilität (ohne EOF0) durchgeführt. Alle Rekonstruktionen umfassen hierbei eine einheitliche Periode von 1900 bis 2015.

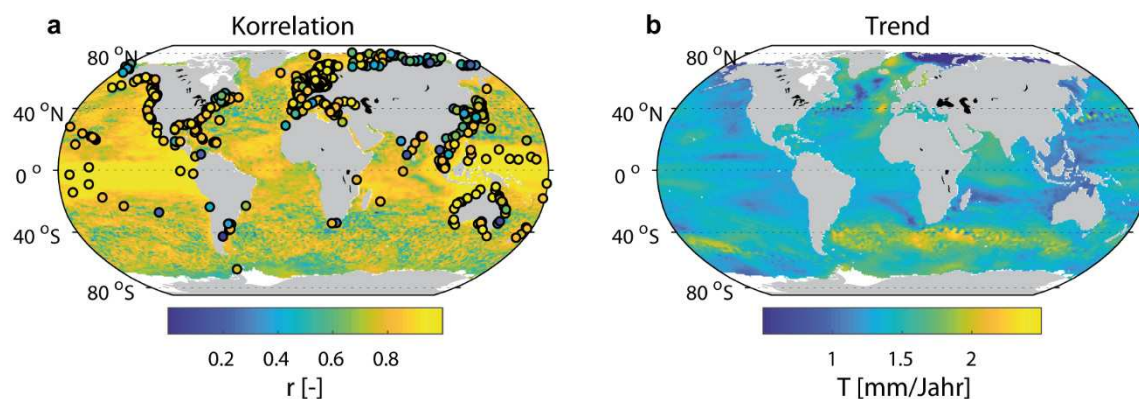


Abbildung 4: HR-Performance im Vergleich zu Satelliten- (Schraffur) und Pegeldata (umrandete Pegel) in Form interannueller Korrelationen (a) sowie linearer Trends des resultierenden MSL Feldes (korrigiert um GIA Effekte) über die Periode von 1900 bis 2015 (b).

Als Pegeldata gehen die Zeitreihen von insgesamt 149 Stationen aus Nord- und Ostsee mit in die Betrachtung ein, wobei die Dichte der Daten an den deutschen Küsten am größten ist. Für die deutschen Küsten werden die MSL Monatsreihen aus den KFKI Projekten AMSeL Nord- und Ostsee verwendet. An der Nordseeküste handelt es sich hierbei um die aktualisierten Zeitreihen der 13 Pegel aus Wahl et al. (2011), sowie 52 Ostsee Pegelreihen aus Kelln et al. (2022). Aufgrund vorangehender Untersuchungen durch Niehüser et al. (2016) und Kelln et al. (2022), die teils erhebliche Differenzen zu umliegenden Pegeln aufzeigen, wurden die beiden Pegel Cuxhaven und Travemünde nur ab 1918 (Cuxhaven) bzw. gar nicht (Travemünde) verwendet. Die Daten der deutschen Stationen wurden mit Pegeln der Anrainerstaaten aus Nord- und Ostsee aus dem PSMSL Archiv komplettiert, wobei hierbei nur jene Pegel verwendet wurden, die über mindestens 50 Jahre Daten verfügen. Bevor die einzelnen Pegelreihen für die Rekonstruktion des MSL verwendet wurden, wurde zunächst eine Korrektur um den mittleren saisonalen Zyklus sowie der VLM (diese werden in Kapitel 2 näher erläutert) durchgeführt. Es wurden keine Luftdruckkorrekturen angebracht, da die Antwort des MSLs auf Variationen im Luftdruck in den flachen Gewässern der Nord- und Ostsee stark von der hydrostatischen und inversen Theorie abweichen (Kelln et al. 2022). Die Satellitendaten wurden von der AVISO Webseite (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>) heruntergeladen und nachträglich mit einer Korrektur für VLM als Folge gegenwärtiger Massenverluste aus Landeis und terrestrischen Wasserspeichern versehen (Frederikse et al. 2018), um sie (konsistent mit den Pegelreihen) in RSL Reihen zu überführen (Abbildung 5).

Die Abgrenzung relativer und absoluter MSL Änderungen stellt nach wie vor eine der größten Herausforderungen der Meeresspiegelforschung dar. Wahl et al. (2013) verglichen VLM Schätzer aus unterschiedlichen Produkten mit den RSL Trends einzelner Pegel in der Nordsee unter der Annahme, dass VLM die Hauptursache für räumliche Differenzen zwischen einzelnen Pegeln in der Nordsee sind. Ihre Ergebnisse deuteten darauf hin, dass zu dieser Zeit trotz der sich stetig vergrößernden Datenbank aus GNSS Stationen, die Schätzer aus GIA Modellen immer noch das effektivste Mittel zur Reduzierung der räumlichen

Differenzen in Langzeittrends sind, da GNSS Reihen üblicherweise noch immer zu kurz sind, um das VLM Signal vom Rauschen der Messreihen robust herauszufiltern, insbesondere bei recht geringen VLM innerhalb von ± 1 mm/Jahr. Ziel dieses Projektes ist daher eine Aktualisierung der Untersuchungen durch Wahl et al. (2013) sowie eine räumliche Ausweitung der Analysen auf das gesamte Nord- und Ostseegebiet. Am fwu wurden hierfür entsprechende Produkte recherchiert, zusammengetragen und mit den Trends des RSL in den Pegeldaten sowie den räumlichen Betrachtungen der Partner des ipg der TU Braunschweig verglichen. Wichtig ist hierbei vor allem die Erläuterung der einzelnen Produkte insbesondere in Bezug auf die zugrunde liegenden Referenzsysteme und Modellannahmen.

In der Wissenschaft hat sich in den vergangenen Jahren bei der Betrachtung der Rolle der VLM vor allem die Differenzierung in absoluten und relativen Meeresspiegel manifestiert (z. B. Wahl et al. 2013). Dies war insbesondere in den komplementären Messsystemen aus Pegeln (messen RSL) und Satelliten (messen MSL relativ zu einem Referenzellipsoid) begründet, hat aber immer wieder für Verwirrung in der Interpretation diverser Ergebnisse gesorgt. So wurden absolute und relative Meeresspiegeländerungen häufig auch als klimatisch und nicht-klimatisch induzierte Änderungen dargestellt. Ein generelles Problem dieser Interpretation besteht jedoch darin, dass sich die massiven Massenverluste der Gletscher und Eisschilde in Grönland und der Antarktis nicht nur in Änderungen der Meereshöhe selbst (englisch: *Sea Surface Height*, hiernach SSH), sondern auch in VLM (nach dem gleichen Prinzip wie bei GIA) äußern und diese insbesondere in den nördlichen Breiten mehrere Zehntel Millimeter des beobachteten MSLs ausmachen (Riva et al. 2017). Des Weiteren sind VLM aus Massenverlusten, die üblicherweise als RSL Änderungen angegeben werden, inhärenter Bestandteil zukünftiger Projektionen des MSL und hochgradig nichtlinear. Aus diesem Grund besteht das Ziel dieses Projektes, anders als der Titel MSL Absolut zunächst vermuten lässt, nicht in der Separierung relativer und absoluter MSL Änderungen, sondern in der Differenzierung von gegenwärtigen RSL Änderungen, GIA, und VLM aus nicht-klimatischen Prozessen (z. B. durch Grundwasser- und/oder Gasentnahmen, aber auch Unsicherheiten in zeitlichen Änderungen des verwendeten Referenzsystems). Somit soll der Anteil zu extrapolierender und nichtlinearer VLM auf ein Minimum reduziert werden. Wenn nicht explizit angegeben, wird der Begriff VLM im Folgetext daher auf die residualen VLM inklusive der GIA Effekte bezogen und beinhaltet somit also auch Geoidänderungen des GIA. Es wurden insgesamt drei unabhängige Produkte aus externen Quellen verwendet, die für das größere Nord-Ostseegebiet vorlagen:

1. RSL aus NKG2016LU (Nordic Geodetic Commission), hiernach der Einfachheit halber NKG Modell, reduziert um VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen nach Frederikse et al. (2018).
2. VLM aus globalen GNSS Stationen im direkten Pegelumfeld (Aktualisierung von Wöppelmann und Marcos 2016 und Santamaria et al. 2017), transformiert in RSL mit Hilfe von Geoidänderungen infolge GIA nach Peltier et al. (2004) und reduziert um VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen nach Frederikse et al. (2018).
3. RSL Änderungen in Folge von GIA nach Caron et al. (2018).

Das NKG Modell ist ein semi-empirisches Landhebungsmodell (Vestøl et al. 2019), welches basierend auf einer Kombination von punktuellen Informationen aus GNSS Messungen seit Beginn der 2000er Jahre, Nivellements seit Mitte des 19. Jahrhunderts und räumlichen Mustern aus einem GIA Modell (Steffen et al. 2016) alle großskaligen VLM erfasst

(daher: wenn einzelne Stationen von umliegenden abweichen, finden diese keine bzw. geringfügig Berücksichtigung). In dieser Arbeit werden RSL Informationen aus dem NKG Modell verwendet, welche sowohl die reinen VLM wie durch GNSS gemessen beinhalten (Abbildung 5c), als auch Änderungen des Geoids (Abbildung 5b) infolge von GIA. Letztere können vor allem in der Ostsee bis $\sim 0,6$ mm/Jahr ausmachen (Vestøl et al. 2019) und sind daher in alle Untersuchungen zu integrieren. Die NKG Daten liegen als Gitterpunktinformationen östlich des Nullmeridians vor, wodurch große Teile Großbritanniens nicht mit-erfasst werden. Des Weiteren ist darauf hinzuweisen, dass durch die Nutzung eines eindimensionalen GIA Modells (bei heterogener Erdkrustenstruktur im Nordseebereich) sowie geringerer Messdatendichte (GNSS und Nivellements) außerhalb Skandinaviens, die Qualität der NKG Schätzungen nach Südwesten hin etwas abnimmt. Vor dem Vergleich der NKG Daten mit VLM Schätzern aus den Ergebnissen dieses Projektes werden weiterhin VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen (Frederikse et al. 2018) subtrahiert. In Ergänzung zum NKG Modell werden ebenfalls aktualisierte und punktuelle VLM Schätzer aus GNSS Messungen an Einzelpegeln analysiert (Santamaria et al. 2017). Dieser Datensatz wurde im Rahmen eines Community-Projektes am International Space Science Institute (ISSI) in Bern (<http://www.issibern.ch/teams/unifysealevel/>) erarbeitet. Alle als VLM Schätzer verwendeten GNSS Stationen wurden wie das NKG Modell um VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen (Frederikse et al. 2018) korrigiert und mittels GIA Geoidänderungen nach Peltier et al. (2004) in RSL Schätzungen überführt.

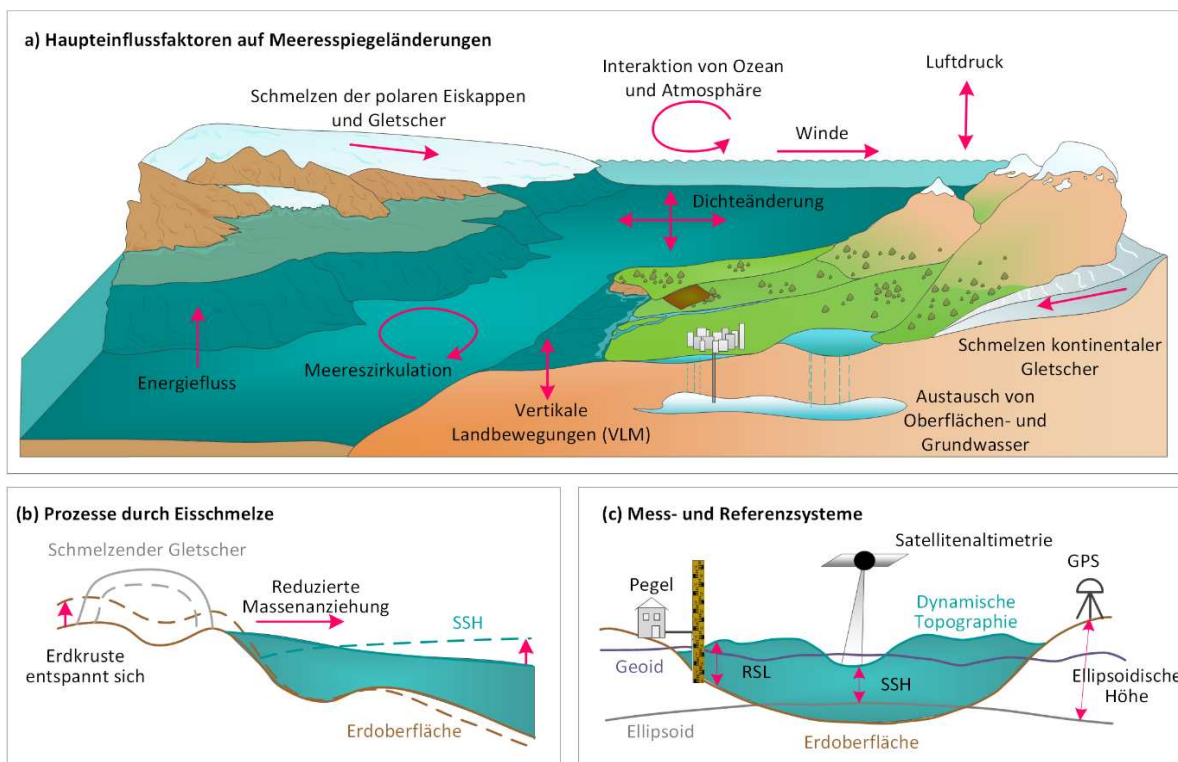


Abbildung 5: Schemaskizze der Prozesse, die an Meeresspiegeländerungen beteiligt sind und verfügbarer Messsysteme. a) Haupteinflussfaktoren, b) Prozesse der Eisschmelze und c) Mess- und Referenzsysteme (übernommen und ergänzt aus Kelln et al. 2022).

Als weiterer Datensatz geht ein Ensemble aus globalen GIA Modellen (Caron et al. 2018) mit in die Betrachtungen ein. Caron et al. (2018) untersuchten die GIA Unsicherheiten, die

aus insgesamt 128.000 Kombinationen unterschiedlicher Eishistorien sowie variablen ein-dimensionalen Erdstrukturen resultieren. In diesem Beitrag werden 5.000 repräsentative Felder des Ensembles verwendet, um die Unsicherheiten der GIA Modellierung aufzuzeigen. Wichtig bei der Evaluierung der Modelle ist, dass diese lediglich den spezifischen Prozess des GIA erfassen und somit nur begrenzt mit VLM aus GNSS Stationen übereinstimmen können.

Zusätzlich zu den oben erwähnten externen VLM Informationen wurden weiterhin im Bereich der deutschen Küsten die VLM Schätzer des *igp* der TU Braunschweig (Niemeier et al. 2021) in die Betrachtungen integriert. Berücksichtigung fanden hier zum einen Geschwindigkeitsermittlungen aus Radardaten des direkten Pegelumfelds und Interpolationen mittels radialen Basisfunktionen (RBF) basierend auf GNSS Stationen in Norddeutschland. Bei den Geschwindigkeitsschätzungen aus Radardaten wurden nur jene Pegel, an denen mindestens 10 Messpunkte im direkten Pegelumfeld vorhanden sind, berücksichtigt. Dies resultierte in insgesamt 38 Stationen der deutschen Nord- und Ostseeküste. Details hierzu finden sich in Niemeier et al. (2021).

In Ergänzung zu den drei oben diskutierten und extern zum Projekt beigesteuerten VLM/RSL Schätzern sowie den Radar und RBF Daten des *igp* wird ein neuer Ansatz zur Ermittlung von VLM vorgeschlagen, der auf der Differenz zwischen der HR und den tatsächlichen Pegelaufzeichnungen basiert. Details hierzu werden im folgenden Kapitel bei der Darstellung der Ergebnisse näher erläutert.

3 Ergebnisse und Diskussion

3.1 Vertikale Landbewegungen

Wie im vorangehenden Kapitel bereits angedeutet, basiert die HR auf langen Zeitskalen auf den Ergebnissen des Kalman Smoothers, der eine Reihe bekannter physikalischer Prozesse statistisch an die Beobachtungsdaten anpasst, um homogene Felder des RSL zu produzieren, die einerseits optimal zu den Beobachtungsdaten passen und andererseits konsistent mit den Mustern physikalischer Prozesse sind. In diese RSL Felder gehen nur jene Prozesse mit ein, die in direkter Art und Weise den MSL beeinflussen (GIA, Massenänderungen, sterodynamische Veränderungen), wobei VLM unabhängig von GIA ausgenommen sind und über einen Residualterm beschrieben werden, welcher nicht in die finalen Felder einfließt. Abbildung 4a deutet an, dass die HR sowohl Satelliten- als auch Pegeldaten sehr gut reproduzieren kann. Die hohe Qualität der HR lässt daher vermuten, dass verbleibende Differenzen zwischen einzelnen Pegelreihen und der HR nicht zwingend einer begrenzten Leistung der HR, sondern auch VLM und/oder Messungenauigkeiten in den Pegelreihen (z. B. Messfehler, fehlende/falsche Nullpunktinformationen, etc.) geschuldet sein können. Basierend auf dieser Annahme wird im Folgenden daher ein neuer Ansatz zur Ermittlung nichtlinearer VLM aus den Differenzen zwischen Pegelreihe und HR am nächstgelegenen Gitterpunkt über die Periode von 1900 bis 2015 vorgestellt. Das Prinzip ist dasselbe wie bei der Schätzung VLM aus der Differenz zwischen Pegel- und Satellitendaten (Wöppelmann und Marcos 2016) mit dem Unterschied, dass die Zeitreihenlänge der HR die der Satellitendaten um ein Vielfaches überschreitet.

Dieses Vorgehen wird zunächst anhand zweier Beispiele der Pegel Stockholm (Schweden) und Leuchtturm (LT) Alte Weser (Niedersachsen) visualisiert (Abbildung 6) und diskutiert. Die Pegelzeitreihe Stockholm gilt als die am besten dokumentierte und längste kontinuierliche Wasserstandsaufzeichnung der Welt (Ekman 1988) mit MSL Zeitreihen, die bis 1774 zurückdatieren (zwar gibt es am Pegel Amsterdam noch längere Aufzeichnungen, jedoch enden diese schon in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts). Der lineare Trend des RSL über die hier gewählte Beobachtungsspanne von 1900 bis 2015 ist vor allem vom GIA Signal über Skandinavien geprägt und beträgt $-3,7 \pm 0,4$ mm/Jahr. Die HR (korrigiert um das mittlere GIA Feld aus dem Kalman Smoother) ist hoch mit der Beobachtungsreihe korreliert ($r > 0,99$) und reproduziert die intra-annualen bis mehrdekadischen Variationen nahezu perfekt (Abbildung 6a). Der lineare Trend des RSL aus der HR, als Summe aus modellierter Sterodynamik und Masse, beträgt hierbei $2,0 \pm 0,4$ mm/Jahr in guter Übereinstimmung mit kürzlich erschienenen Untersuchungen nach Gräwe et al. (2019). Subtrahiert man die HR Zeitreihe vom RSL der Beobachtungsdaten, so ergibt sich eine zeitlich nahezu unkorrelierte und normalverteilte Reihe aus Residuen, die durch einen Langzeit-trend von $-5,7 \pm 0,1$ mm/Jahr und einer Standardabweichung von rund 23 mm gekennzeichnet sind (Abbildung 6b). In den Residuen existieren keinerlei Hinweise auf sonstige Bruchpunkte oder nichtlineare Entwicklungen, welche auf Unsicherheiten in den Nullpunktinformationen des Pegels oder Landbewegungen unabhängig von GIA hinweisen könnten (nichtlineare VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen verbleiben per Definition in der modellierten HR Zeitreihe). Dies bestätigt auch der Vergleich mit dem Ensemble aus GIA Modellen nach Caron et al. (2018), der sich mit $-5,5 \pm 1,8$ mm/Jahr (die Unsicherheiten beim GIA Modell stammen aus einzelnen Ensemblemitgliedern des Modells) nicht signifikant von dem Residualtrend unterscheidet. Auch der Trend des NKG Modelles unterscheidet sich nur geringfügig aber statistisch insignifikant mit einem Wert von $-5,1 \pm 0,4$ mm/Jahr.

Die RSL Zeitreihe am Pegel LT Alte Weser beginnt im Jahr 1903, wurde allerdings in der Rekonstruktion der HR Felder für die Nordsee lediglich ab 1936 verwendet, da für die Jahre zuvor nur unzureichend Informationen über die Nullpunkte vorhanden sind und Informationen aus dem Pegelstammbuch des Pegels Roter Sand (auf dem die Reihe vor 1964 beruht, Jensen et al. 2011) auf Verschiebungen des Pegelnullpunktes hindeuten. Dieser Umstand kann mit Hilfe der HR nun näher geprüft werden. Die HR reproduziert sowohl den linearen Trend seit 1936 mit $1,9 \pm 0,4$ mm/Jahr (RSL Trend Beobachtungsdaten: $1,8 \pm 0,4$ mm/Jahr) als auch die intra-annuelle bis mehrdekadische Variabilität mit einer Korrelation von $r > 0,97$ nahezu perfekt (Abbildung 6c). Die Residualreihe zwischen Beobachtungsdaten und HR ist seit 1936 keinem signifikanten Trend unterworfen ($0,1 \pm 0,2$ mm/Jahr) und ist normalverteilt (Abbildung 6d). Im Gegensatz zum Pegel Stockholm zeigen die Residuen am Pegel LT Alte Weser allerdings etwas größere Standardabweichung von 59 mm und sind autokorreliert. Erste Untersuchungen deuten darauf hin, dass diese verbleibenden Differenzen auf Ungenauigkeiten in den küstennahen Satellitendaten, die in die HR miteingehen, zurückzuführen sind. Das komplexe Küstenvorfeld sowie die hochgradig nichtlinearen Interaktionen im Tidegeschehen des Wattenmeeres lassen vermuten, dass auf den wenigen Kilometern zwischen durch Satelliten abgedecktem Ozean und der Küste recht ausgeprägte Wasserstandsschwankungen stattfinden, die über die verfügbaren Satellitenprodukte nicht hinreichend genau beschrieben werden. Solche

küstennahen Wasserstandsgradienten können beispielsweise durch atmosphärisch induzierte Küstenkelvinwellen erklärt werden, die sich an die Küste anschmiegen und polwärts propagieren (s. a. Dangendorf et al. 2014, Gräwe et al. 2019). Trotz der verbleibenden Differenzen lassen sich wichtige Informationen aus den Residuen ziehen. So ergeben sich VLM Schätzer, die, wenn auch nicht statistisch signifikant, etwas geringer als in den NKG und GIA Modellen ($0,6$ und $0,4$ mm/Jahr) ausfallen. Vor 1936 ergeben sich allerdings erhebliche vertikale Sprünge, die auf mindestens 10 nicht angebrachte Nullpunktverschiebungen hindeuten und durch eine objektive Bruchpunktanalyse nach Ruggieri (2013) bestätigt werden (Abbildung 6d). Auch wenn die Unsicherheiten am Pegel LT Alte Weser (bzw. Roter Sand) prinzipiell bekannt sind, zeigt sich hier eine weitere Anwendungsmöglichkeit der HR als Methode zur Detektion von Aufzeichnungsfehlern. Da die HR die Variabilität und den klimatisch induzierten Trend aus Sterodynamik und Massenänderungen mit sehr großer Genauigkeit wiedergibt, werden potentielle Inhomogenitäten, die sonst in der hohen Variabilität der Wasserstände verdeckt werden, deutlich besser sichtbar und detektierbar.

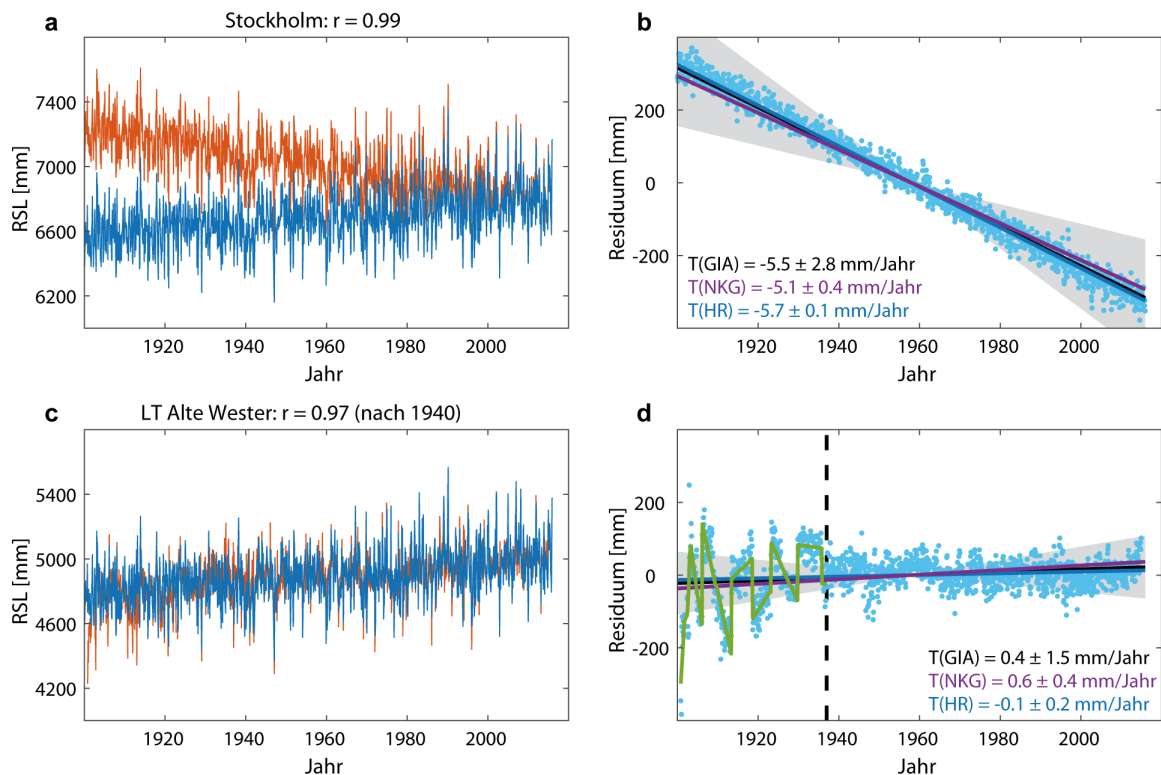


Abbildung 6: Berechnung der VLM an den Pegeln Stockholm und LT Alte Weser über die Residuen zwischen Pegelreihe und HR. a), c) Zeitreihen des gemessenen (rot) und rekonstruierten (blau) RSL. b), d) Differenzzeitreihe sowie die Linearrends der VLM Schätzer unterschiedlicher Quellen. Die graue Schattierung stellt die 95 % Konfidenzintervalle der GIA Modelle nach Caron et al. (2018) dar. Die schwarz gestrichelte Linie deutet den Bereich vor 1936 an, in dem keine Pegelnullpunktinformationen vorhanden sind. Die grüne Linie zeigt das Ergebnis einer Bayes-basierten Bruchpunktanalyse nach Ruggieri (2013).

Die beiden Beispiele der Pegel Stockholm und LT Alte Weser verdeutlichen die prinzipielle Eignung der HR zur Detektion von VLM (inklusive GIA Effekten) über die Differenzen zu den tatsächlichen Beobachtungsdaten. Aus diesem Grund wurde der Ansatz auf alle verwendeten Pegel im Untersuchungsgebiet der Nord- und Ostsee übertragen und mit den

anderen Schätzern VLM (GNSS, NKG, GIA) verglichen. Abbildung 7 zeigt die linearen Trends des beobachteten RSL aller Stationen, die mindestens 75 % Datenverfügbarkeit über die Periode von 1900 bis 2015 besitzen, in Abhängigkeit ihrer meridionalen Position. Die Trends variieren je nach Station zwischen -8 und $2,3$ mm/Jahr und zeigen eine stark ausgeprägte Abhängigkeit zum jeweiligen Breitengrad, auf dem sich die Station befindet. Diese meridionale Struktur ist auf den großen Einfluss der GIA zurückzuführen (z. B. Steffen et al. 2016) und zeigt sich qualitativ ebenfalls in den (Median) GIA Schätzern nach Caron et al. (2018): diese reichen für die Stationen von $-8,5$ bis $0,7$ mm/Jahr und sind mit den beobachteten RSL Trends hoch korreliert ($r > 0,97$), auch wenn sich lokal teils erhebliche Unsicherheiten von bis zu $4,4$ mm/Jahr durch unterschiedlichen Eishistorien oder ein-dimensionalen Erdstrukturen ergeben (Abbildung 7a). Damit kann GIA als der dominierende Prozess sowohl an der beobachteten räumlichen Struktur der RSL Trends an Pegeln als auch bei direkten VLM Schätzern angesehen werden.

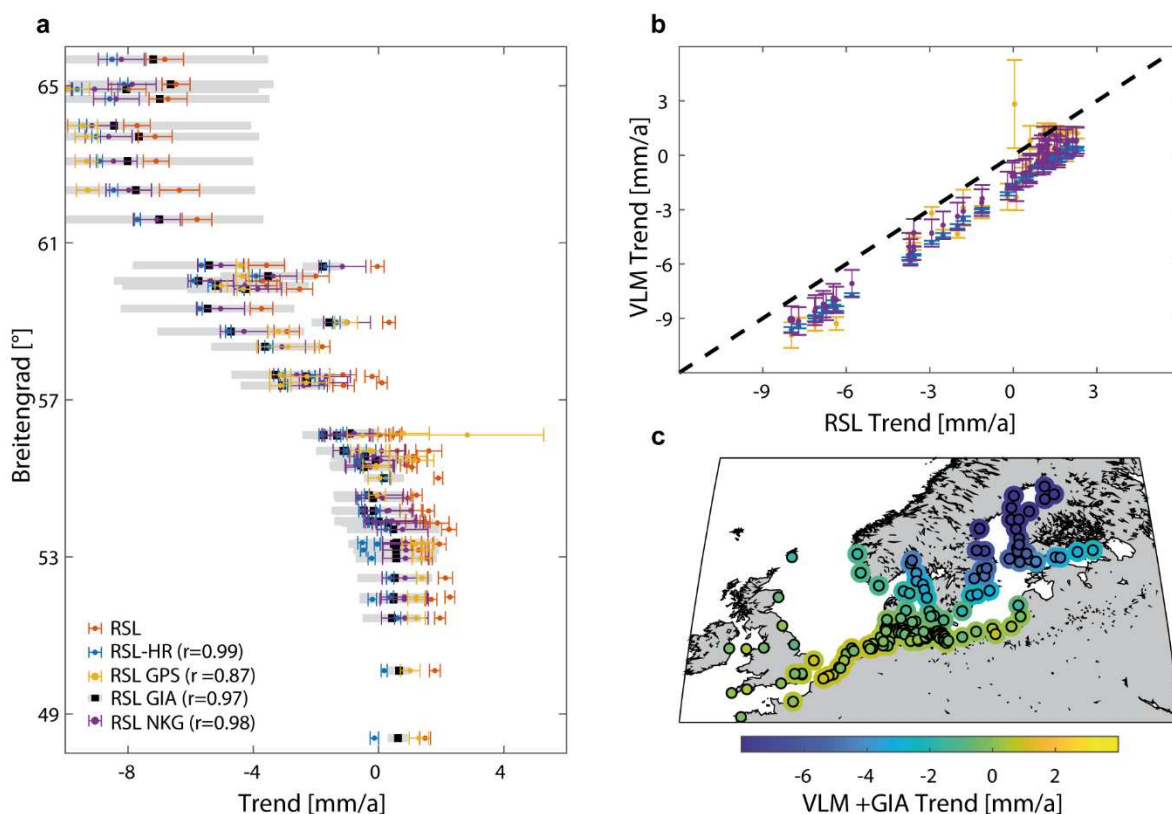


Abbildung 7: Trends des beobachteten RSL (a) an Pegelstationen des Nord- Ostseeraums mit mindestens 75 % Datenverfügbarkeit über die gemeinsame Periode von 1900 bis 2015. Schattierungen und Balken stellen jeweils die 95 % Konfidenzintervalle der Trendschätzer dar. Für die RSL Korrekturen aus VLM und GIA wurden unterschiedliche Produkte verwendet. Alle Produkte beinhalten sowohl VLM als auch RSL Änderungen aus GIA.

Die Berechnung der VLM (inklusive GIA) mit Hilfe der Differenz aus Pegel und HR stimmt qualitativ mit den GIA Strukturen der Modellierung gut überein und ist nahezu perfekt korreliert ($r > 0,99$). Die ermittelten VLM/GIA Schätzer sind auch mit den Schätzern des NKG Modells weitestgehend konsistent. Dies trifft vor allem auf die räumliche Struktur zu, wobei das NKG Modell konstant über alle Pegel auf im Mittel rund $0,4$ mm/Jahr höhere Hebungsraten hindeutet (Abbildung 7b). Auffällig ist hierbei, dass diese konstante Differenz in wesentlichen Teilen der Korrektur des NKG Modelles um

VLM aus gegenwärtigen Massenverlusten (Frederikse et al. 2018) entspricht. Ob diese Effekte aus der Integrierung von GIA Modellen bei den NKG Feldern (Vestøl et al. 2019) oder aus einer Überschätzung der relativen MSL Trends der HR im Nord-Ostsee-Bereich resultiert, kann in diesem Rahmen nicht abschließend geklärt werden.

Beim Vergleich mit direkten GNSS Messungen zeigen sich einige Differenzen, die sich in einer etwas geringeren Korrelation über alle Stationen äußert ($r > 0,87$). Auch wenn dies auf eine verbesserte Übereinstimmung im Vergleich zu den Analysen von Wahl et al. (2013) in der Nordsee hindeutet, lassen die Vergleiche mit GIA und dem NKG Modell den Rückschluss zu, dass die verbleibenden Differenzen eher auf Unsicherheiten bei der Bestimmung der VLM aus GNSS resultieren. Die Messreihen der GNSS sind mit Zeitreihenlängen von üblicherweise 5 bis 15 Jahren noch immer sehr kurz für eine möglichst akkurate Bestimmung der recht geringen VLM entlang der deutschen Küsten, wodurch einerseits der Einfluss intra- und interannueller Variabilität auf die Trendschätzung nicht ausgeschlossen werden kann (Wöppelmann und Marcos 2016) und andererseits generell die Frage offen bleibt, inwiefern die in den vergangenen Jahren beobachteten Raten repräsentativ für das gesamte letzte Jahrhundert sind. Dies gilt insbesondere bei Berücksichtigung der beschleunigten Massenverluste in Grönland über die vergangenen Jahre (Chen et al. 2017). Die VLM Schätzer aus der Differenz zwischen Pegel und HR variieren an den Pegelstandorten mit einer Datenverfügbarkeit von mindestens 75 % zwischen 1900 und 2015 zwischen Anhebungsraten von bis $-9,6$ mm/Jahr in Nordskandinavien und Subsidenzraten von bis $0,6$ mm/Jahr in der südwestlichen Nordsee (Abbildung 7c) und führen nach Korrektur zu RSL Trends von $1,8$ mm/Jahr gemittelt über alle Pegel in Nord- und Ostsee (Abbildung 7b). Dieser Wert ist konsistent mit den linearen Trendschätzern nach Wahl et al (2013) von $1,6$ mm/Jahr, basierend auf einer GIA Korrektur aller Nordseepegel nach Peltier (2004), über die etwas kürzere Periode von 1900 bis 2009. Mit der Korrektur aller Pegel mit dem NKG Modell ergeben sich etwas geringere RSL Trends von im Mittel rund $1,4$ mm/Jahr, wobei die verbleibende Streuung zwischen Einzelstationen etwas größer ist, als bei den Schätzern aus der HR (Abbildung 7b).

In einem nächsten Schritt betrachten wir die deutschen Küsten an Nord- und Ostsee etwas näher (Abbildung 8). Im Vergleich zum gesamten Nord-Ostsee Bereich ist der Einfluss der VLM als sehr gering zu bewerten, da die Signale Raten von $\pm 0,5$ mm/Jahr nur in Einzelfällen überschreiten. Dies ist darin begründet, dass der GIA-bedingte Übergangsbereich zwischen Hebungs- und Subsidenzzone entlang der deutschen Küsten verläuft und an den Pegeln RSL Signale von maximal $\pm 0,5$ mm/Jahr induziert (Abbildung 8). Während die exakte Lage der resultierenden Nulllinie unbekannt ist und zwischen den Realisationen einzelner GIA Modelle generell sehr stark variiert (Kelln 2019), so zeigt sich doch in den meisten Modellen, dass die deutschen Nordseepegel tendenziell eher einer Landsenkung und damit einem GIA induzierten RSL Anstieg unterworfen sind, während die Ostseepegel eher auf der Hebungseite liegen. An den Ostseepegeln ist die Unsicherheit bezüglich des Vorzeichens der VLM größer, da die Position der Nulllinie vermutlich Teilen des Küstenverlaufs folgt und die resultierenden VLM/RSL Schätzer daher leicht vom positiven in den negativen Bereich rutschen können. Die Betrachtung der VLM Schätzer aus den Differenzen zwischen Pegel und HR zeigen insgesamt eine größere Streuung als die NKG und GIA Modelle (Abbildung 8a). Während beide einem klaren Gradienten von Subsidenz im Südwesten hin zu Hebung im Nordosten unterliegen, ist keine eindeutige räumliche Struktur in den neuen VLM Schätzern erkennbar. Dies kann einerseits an Ungenauigkeiten der

neuen Methodik liegen, oder aber in lokalen VLM (oder auch Ungenauigkeiten in den Messreihen, z. B. fehlende Nullpunktinformation), die nicht explizit in den NKG und GIA Modellen adressiert werden. Weiterhin bleibt zu bedenken, dass das NKG Modell mit einem Fokus (und entsprechend vielen Daten) auf Skandinavien erstellt wurde und dadurch entlang der deutschen Küsten durch die geringere Messdatendichte größere Unsicherheiten aufweist. Einen Hinweis, dass die beiden letzteren Argumente wahrscheinlich sind, liefert der Vergleich der beobachteten RSL Trends an den Pegeln über ihre jeweils verfügbare Aufzeichnungsperiode. Weder das NKG ($r=-0,1$) noch die GIA Modelle ($r=0,1$) sind signifikant mit den beobachteten RSL Trends korreliert und können die räumlichen Differenzen der RSL Trends an den deutschen Pegeln somit nicht erklären. Die neuen Schätzer aus der Differenz zwischen Pegel und HR hingegen sind signifikant mit den RSL Trends an den Pegeln korreliert ($r>0,86$). In Konsequenz führen die VLM Korrekturen mit Hilfe der neuen Methodik über die HR zu einer deutlich kleineren Streuung der residualen MSL Trends (Abbildung 9) als unter Verwendung des NKG Modells. Gleiches gilt auch für die Radar- und RBF-basierten Lösungen des igrp (Niemeier et al. 2021). Während die RBF-basierten Schätzer in keiner Weise mit der räumlichen Struktur der beobachteten relativen MSL Trends übereinstimmen (und auch nur für 38 der 55 Standorte vorliegen) und so zu einer großen Streuung in den Residualtrends nach Anbringung der VLM Korrektur führen, zeigen die Radar-basierten VLM Schätzer ein ähnliches Bild wie das NKG Modell. Unter der Berücksichtigung, dass die Radardaten über eine Periode von lediglich drei Jahren vorliegen und somit stark durch saisonales und interannuelles Rauschen beeinflusst sind, ist dies als sehr positiv zu beurteilen. Ebenso ist darauf hinzuweisen, dass mit Ausnahme der RBF alle VLM Schätzer im Median zu Residualtrends von 1,6 (NKG) bis 1,8 mm/Jahr führen. Dennoch bleibt offen, worin die Differenzen zwischen den VLM Schätzern der unterschiedlichen Gruppen an einzelnen Stationen tatsächlich begründet sind.

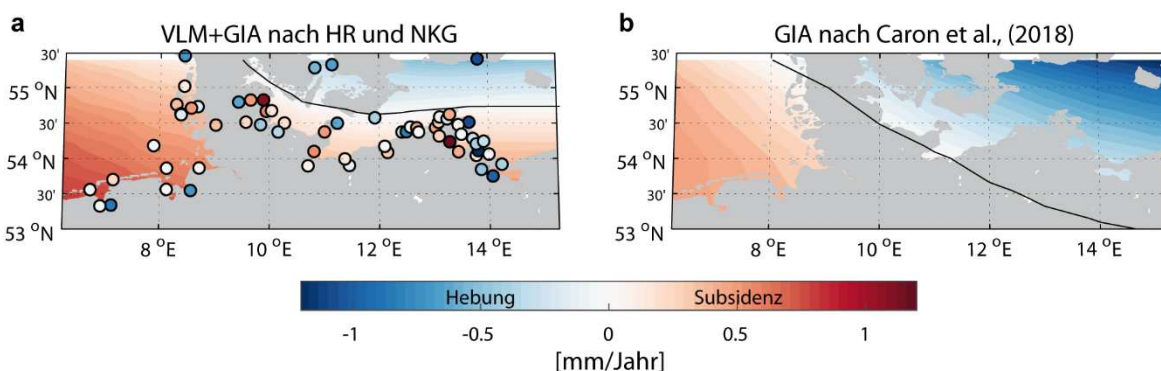


Abbildung 8: Kartierung der VLM (ohne Krustenbewegungen aus gegenwärtigen Massenänderungen) aus der Differenz zwischen Pegel und HR (schwarz umrandete Punkte) und dem NKG Modell (Schraffur) (a) sowie der Anteil der GIA nach Caron et al. (2018) (b). Die schwarzen Linien markieren die Nulllinie, die GIA bedingte Anhebungen von Subsidenz abgrenzt.

Zur näheren Beleuchtung der Differenzen betrachten wir einzelne Extrembeispiele, bei denen besonders große Unstimmigkeiten auftreten (Abbildung 10). In der Nordsee betrifft dies die beiden Pegel Bremerhaven und Emden, die beide in den Mündungsbereichen großer Ästuarie (Weser, Ems) liegen, sowie den Pegel Dagebüll, dessen direktes Umfeld in der Vergangenheit erheblichen Umbaumaßnahmen unterworfen gewesen ist. In der Ostsee wird der Pegel Stahlbrode betrachtet. Die drei Nordseepegel sind für ihre ausgeprägten negativen Trends in den Tideniedrigwassern über die vergangenen Jahrzehnte bekannt

(Jensen und Mudersbach 2007), die zu einem rasanten Anstieg des Tidehubs geführt haben. Zwar zeigen sich diese Entwicklungen tendenziell an allen Pegeln der südwestlichen Nordsee (Hollebrandse 2005), allerdings sind sie an diesen Pegeln besonders ausgeprägt und in besonderem Maße durch die Tideniedrigwasserentwicklung dominiert. Kommt es zu asynchronen Entwicklungen in den Tidehoch- und -niedrigwassern, so geht dies mit einer Verformung der mittleren Tidekurve und somit einer Beeinflussung des MSL einher. Solche Verformungen werden in der HR nicht berücksichtigt, da sie kein direkter modellierter klimatischer Prozess sind, sondern vermutlich auf lokale Beeinflussungen durch Veränderungen in der umliegenden Küstenstruktur begründet sind. Somit verbleiben sie in der Residualzeitreihe, die zur Approximation der VLM verwendet wird. Auch wenn dieser Effekt auf den MSL an dieser Stelle nicht direkt quantifizierbar ist, deutet er sich in einem Vergleich der Differenzen zwischen Tidepegel und HR und der lokalen Niedrigwasserentwicklung an, die allesamt signifikante interannuelle Korrelationen von $r=0,51$ (Emden Neue Seeschleuse) bis $r=0,87$ (Dagebüll) aufweisen (Abbildung 10a–c). In Dagebüll und Bremerhaven fallen vor allem die stark abfallenden Entwicklungen zwischen 1950 und 1960 bzw. zwischen den 1960er und 1980er Jahren ins Auge (Abbildung 10a, b). Dies bedeutet, dass im Fall der Pegel der deutschen Bucht, die Trends der Differenzen zwischen Tidepegel und HR nicht ausschließlich VLM sondern auch andere nichtklimatische Einflüsse durch eine Verformung der Tidekurve enthalten.

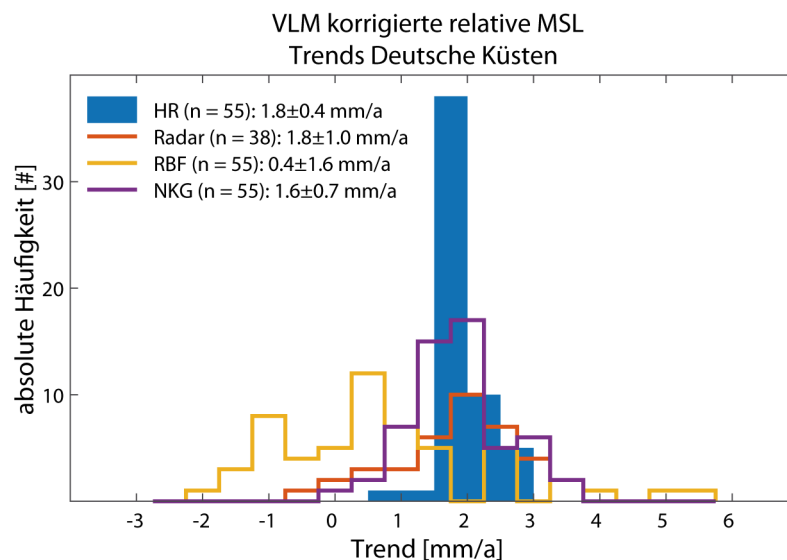


Abbildung 9: Histogramm der relativen MSL Trends nach Anbringung unterschiedlicher VLM Korrekturen. Die Trends wurden über die jeweils am Pegel verfügbare Periode bestimmt. Der Median und die Standardabweichung über alle Pegel sind der Legende beigegefügt. Selbiges gilt für die Anzahl n verfügbarer Stationen für die VLM Schätzer vorliegen.

Am Pegel Stahlbrode hingegen zeigt sich eine weitere bisher unerkannt gebliebene Nullpunktanpassung im Jahr 1981 (Abbildung 10d) als Ursache für den großen ermittelten Residualtrend von 1,2 mm/Jahr. Von 1980 auf 1981 ergibt sich ein vertikaler Offset in einer Größenordnung von rund 4 bis 5 cm der sich auch in Quervergleichen zu anderen Nachbarpegeln zeigt (hier nicht gezeigt). Berechnet man den Trend der Residuen nach der bisher nicht angebrachten Nullpunktverschiebung über die Periode von 1982 bis 2015 reduziert sich der Trend auf nur noch 0,5 mm/Jahr. Dieser Wert liegt deutlich näher an dem VLM

Schätzer aus dem NKG Modell von $\sim 0,3$ mm/Jahr. Solche Nullpunktverschiebungen wurden im Verlaufe des Projektes allerdings nicht weiterverfolgt, da dies umfangreiche Recherchen in Absprache mit den zuständigen Wasser- und Schifffahrtsämtern erfordert. Aus diesem Grund sind die VLM Trends in Abbildung 8 unter Vorbehalt zu betrachten und zukünftige Untersuchungen sollten sich mit einer weiteren Homogenisierung der Pegeldaten auseinandersetzen.

3.2 Validierung der RSL Rekonstruktion

Die Ergebnisse des vorangehenden Kapitels haben schon erste Hinweise auf die Qualität der HR gegeben. In diesem Kapitel soll eine tiefere Qualitätsüberprüfung der HR im Sinne der Validierung anhand von Pegel- und Satellitendaten erfolgen. Hierzu werden die Wurzel der mittleren Fehlerquadratsumme (englisch: *Root Mean Square Error*, hiernach RMSE) und die Korrelation zwischen Pegel-/Satellitendaten und der nächstgelegenen Gitterzelle (bei Satellitendaten ist dieser Punkt identisch) der HR über ihren jeweils verfügbaren Überlappungszeitraum berechnet. Während die Korrelation ein dimensionsloses Validierungsmaß darstellt und lediglich Informationen hinsichtlich der Übereinstimmung der Schwankungsrichtung zweier Zeitreihen gibt, liefert der RMSE die mittlere Abweichung der HR gegenüber der Referenzzeitreihe in der gleichen Dimension (hier mm) wie die Eingangsdaten.

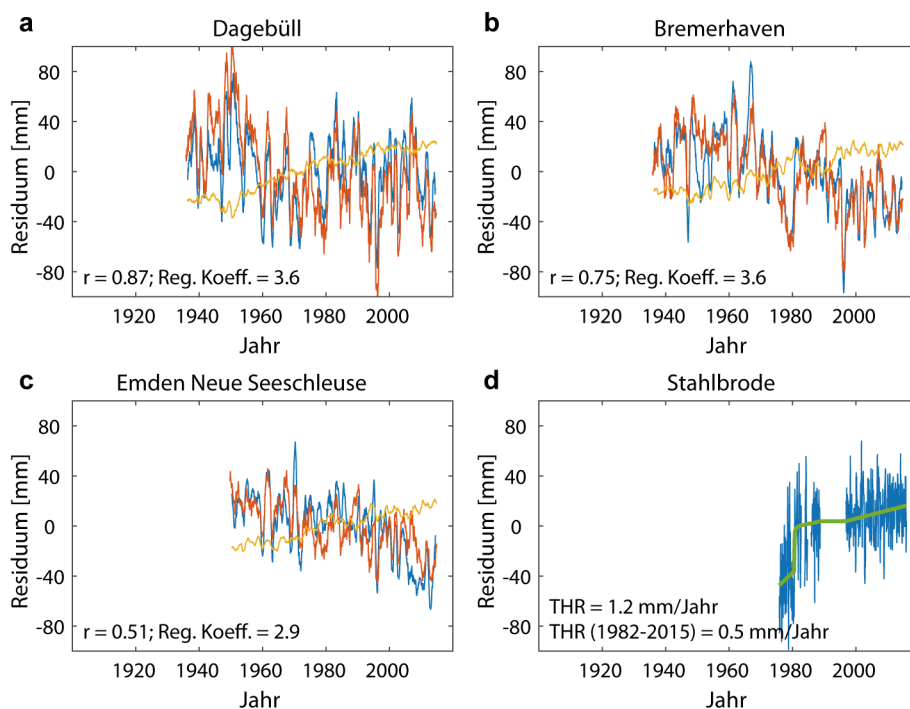


Abbildung 10: Residualzeitreihen aus der Differenz zwischen Pegel und HR (blau) für ausgewählte Standorte der deutschen Nord- und Ostseeküste. Für die Nordseepegel (a–c) sind zum Vergleich die mittleren Tideniedrigwasser- (rot, skaliert auf die Differenzenreihen) und Tidehubzeitreihen (gelb) dargestellt. Am Pegel Stahlbrode (d) sind die Anstiegsraten unter Verwendung einer Bruchpunktanalyse dargestellt, die den vertikalen Versatz im Jahr 1981 kennzeichnet.

In Abbildung 11 sind zunächst die Korrelationen zwischen den (um den jeweils linearen Trend bereinigten) Satelliten-/Tidepegeldaten und der HR dargestellt. Im Fall der Satellitendaten wurden die Korrelationen über die Periode 1993 bis 2015 berechnet, während bei den Pegeldaten die Periode entsprechend der jeweiligen Datenverfügbarkeit schwankt. Die

Korrelationen zwischen Satellitendaten und HR reichen je nach Lokation von $r=0,58$ bis $r=0,97$ mit einem Median von $r=0,9$; bei den Pegeldaten liegt der Median mit $r=0,94$ und das Maximum mit $r=0,99$ etwas höher, wobei das Minimum etwas niedriger ausfällt (Liverpool: 0,43). Die geringsten Werte von bis zu $r=0,58$ in den Satellitendaten finden sich im Südwesten der Nordsee im Übergangsbereich zum Ärmelkanal und der Themsemündung (Abbildung 11a). In diesem dynamisch hochkomplexen Bereich ist es schwierig eine einzelne Ursache für die verminderten Korrelationen zu finden. Zum einen sind die englischen Tidepegel in dieser Region stark von den Ausbaumaßnahmen der Themse beeinflusst und zeigen so ähnlich geringe Korrelationen zur HR wie Satellitendaten. Zum anderen ist auch die Qualität der Satellitendaten aufgrund des komplexen Tideregimes (in diesem Bereich treffen die Gezeiten aus dem Ärmelkanal mit den Gezeiten aus dem Norden Schottlands aufeinander) fraglich, da die Tidemodelle, die zur Korrektur der Satellitenrohdaten verwendet werden, in diesem Gebiet die Gezeiten nur rudimentär abbilden können (Stammer et al. 2014) und so Restsignale in den MSL Reihen der Satellitendaten verbleiben können. Einen Hinweis darauf, dass dies zumindest teilweise der Fall ist, liefert die Tatsache, dass die Tidepegel im Bereich der belgischen und holländischen Küste deutlich höhere Korrelationen mit der HR aufweisen und dort somit die Ursache nicht aus einer schlechten Leistung der HR resultieren kann.

Etwas geringere Korrelationen ($r\sim 0,6-0,8$) zwischen HR und Satelliten-/Pegeldaten finden sich auch im Hauptuntersuchungsgebiet an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste, wobei in diesem Gebiet auch die Satellitendaten selbst geringere Korrelationen mit den Pegeln aufweisen ($r\sim 0,4-0,7$). Des Weiteren zeigt sich, dass die HR mit den Satellitendaten konstant hoch korreliert bleibt ($r>0,9$), was darauf hindeutet, dass die etwas verminderte Korrelation entlang der schleswig-holsteinischen Küste auf Unsicherheiten in den zugrundeliegenden Satellitendaten zurückzuführen sind. Dies ist bei dem komplexen Küstenvorfeld mit vielen kleinen Inseln und Meerengen nicht überraschend, da die Satellitendaten nur mit speziellen, sogenannten Retrackingverfahren (Neuverfolgung) im Küstenvorfeld belastbare Daten liefern (Passaro et al. 2015). Die maximalen Korrelationen von bis zu $r=0,97$ mit Satelliten- und bis zu $r=0,99$ mit Pegeldaten finden sich in der zentralen Ostsee und Teilen der südwestlichen Nordsee. Diese hohe Übereinstimmung kann auf die großräumige Dominanz atmosphärischer Windeinflüsse (Dangendorf et al. 2014, Frederikse et al. 2016a, Vermeersen et al. 2018) zurückgeführt werden, die sich leicht über die niedrigeren EOFs (EOF1 ist stark mit den Westwinden korreliert) in der HR beschreiben lassen und sich vor allem in den höheren Frequenzen des MSL Spektrums (vor allem intra-annuell) bemerkbar machen. Zusammenfassend lassen sich über den Großteil der Pegel- und Gitterpunkte (Satellitendaten) sehr hohe Korrelationen für die HR feststellen (s. a. Vergleich einzelner Pegelreihen in Abbildung 11b), was ihre prinzipielle Eignung für Variabilitätsanalysen im Nord-Ostseebereich unterstreicht.

Der RMSE zwischen HR und Satelliten- und Pegeldaten (Abbildung 12) zeigt ein sehr ähnliches Bild wie die Korrelationen auf und deutet an, dass die HR nicht nur die Schwankungsrichtung, sondern auch die Amplitude der MSL Variabilität sehr gut abbildet. In beiden Datenprodukten liegt der Median des RMSE über alle Stationen und Gitterpunkte bei Betrachtung der Monatswerte in einem Bereich von rund 30 mm mit Minimalwerten von ungefähr 15 mm in der zentralen Nordsee bis hin zur englischen Ostküste und Maximalwerten von rund 70 mm im nordöstlichsten Zipfel des Bottnischen Meerbusens und sogar mehr als 100 mm im Finnischen Meerbusen. In beiden Gebieten treten diese hohen RMSE

Werte allerdings nur in den Satelliten- nicht aber in den Pegel­daten auf. Diese hohe Ab­weichung wird daher in der geringen Qualität der Satellitendaten selbst begründet sein, da beide Gebiete durch saisonale Meereisbedeckung gekennzeichnet sind und die resultierenden Satellitendaten entsprechend hohe Unsicherheiten aufweisen.

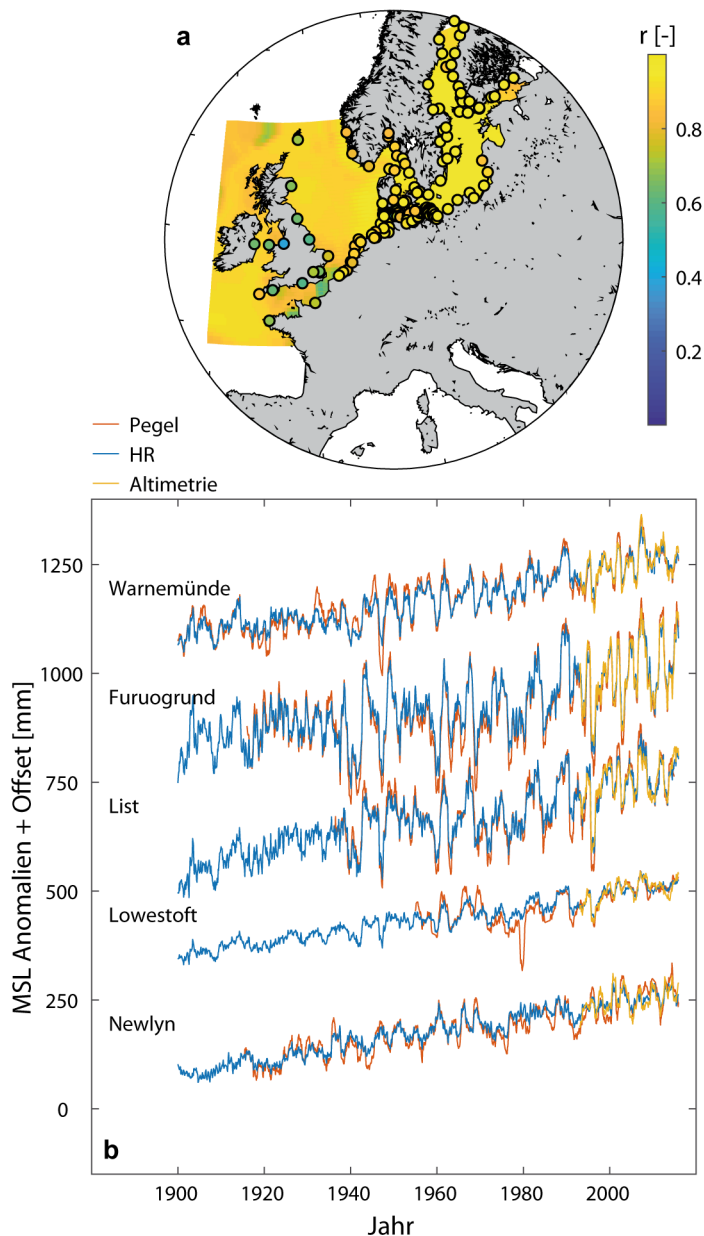


Abbildung 11: a) Korrelationen zwischen den Monatsmittelwerten der HR und Altimeterdaten über ihre gemeinsame Periode von 1993 bis 2015 (Schattierung). Die Korrelationen zwischen Pegelreihen und der HR sind als schwarz umrandete Punkte dargestellt. Die zugehörigen Zeitreihen der unterschiedlichen Produkte finden sich für fünf exemplarisch ausgewählte Standorte in b). Alle Zeitreihen in b) wurden für Visualisierungszwecke mit einem 12-monatigen gleitenden Mittel gefiltert.

In fast allen Flachküstenbereichen, wie zum Beispiel dem Wattenmeer, deutet sich im Vergleich der HR mit den Satellitendaten ein Gradient von niedrigen RMSE Werten im offenen Ozean (~20 mm) hin zu höheren RMSE Werten an der Küste (~40 mm) an, der sich allerdings in den wenigsten Fällen auch in den Pegel­daten widerspiegelt. Unsere Vermutung ist, dass auch hier die Unsicherheiten in den Satellitendaten hin zur Küste etwas zunehmen

und die HR durch die gute Pegelabdeckung entlang der Küste diese Zonen etwas realistischer modelliert. Entlang der deutschen Küsten (Abbildung 12b) liegt der RMSE mit wenigen Ausnahmen in einem Bereich von rund 30 bis 40 mm. Diese Werte entsprechen in etwa den Unsicherheiten der Pegelmessungen in Bezug auf Monatsmittelwerte selbst (Church et al. 2004) und unterstreichen damit einmal mehr die hohe Qualität der HR. Des Weiteren nimmt der RMSE mit steigenden Zeitskalen weiter ab, so dass der RMSE bei Anwendung eines gleitenden Mittels von drei Jahren an den meisten Pegeln unter 10 mm sinkt. Zusammenfassend deuten die Vergleiche zwischen HR und Satelliten-/Pegeldaten an, dass die HR sehr gut für eine Regionalisierung der MSL Entwicklung entlang der Küsten und auch im offenen Ozean der Nord- und Ostsee geeignet ist und somit für flächendeckende Analysen der längerfristigen Veränderungen verwendet werden kann.

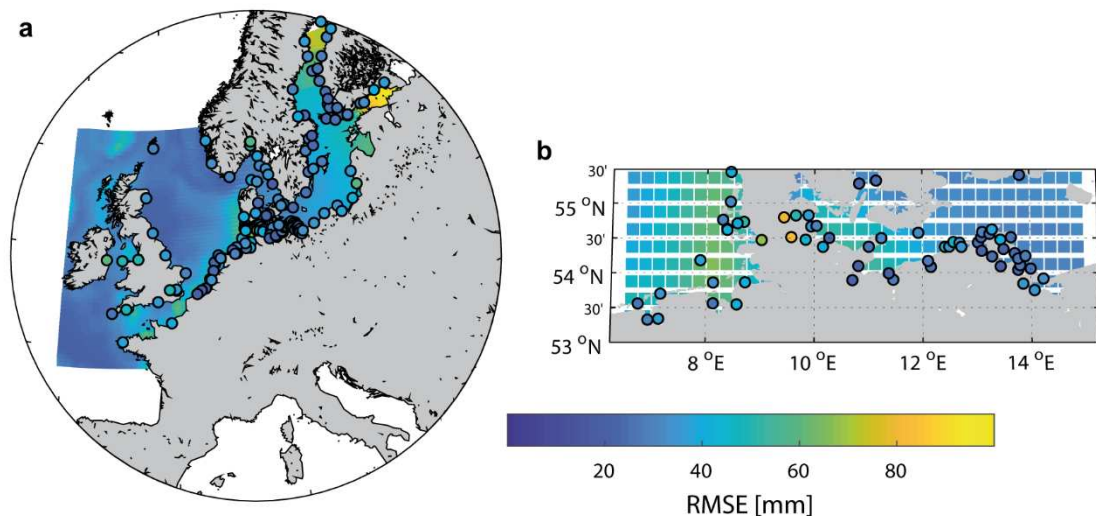


Abbildung 12: RMSE zwischen Pegeldaten und HR (runde Punkte mit schwarzem Rand) sowie Satellitendaten und HR (schraffierte Quadrate ohne Rand) für den gesamten Nord-Ostseeraum (a) und einer Großansicht der deutschen Küsten (b).

3.3 Analyse der zeitlichen RSL Entwicklung entlang der deutschen Küsten

Zur vertieften Analyse der Langzeitentwicklung des RSL entlang deutscher Küsten, sowie deren Einbettung in den Kontext der Entwicklung des umliegenden Nord-Ostseegebiets, werden zunächst vier virtuelle Stationen als Gebietsmittel aus der HR über die gesamte Periode von 1900 bis 2015 gebildet. Anders als bei den originalen Pegeldaten verfügt die HR über vollständige Datensätze, wodurch Abweichungen im Höhenbezugssystem (z. B. Wahl et al. 2011) keine Rolle spielen und die Zeitreihen der HR entsprechend einfach gemittelt werden können. Zur illustrativen Darstellung wurden die virtuellen Stationen alle in das NHN System, in dem die Pegeldaten vorliegen, eingehängt. Die Zeitreihen finden sich zusammen mit den im jeweiligen Gebiet verfügbaren Pegelreihen sowie Satellitenmessungen in Abbildung 13. Ihre linearen Trends über zwei unterschiedliche Perioden von 1900 bis 2015 und von 1993 bis 2015, ein Vergleich mit den Satellitendaten, sowie eine Auswahl langer Einzelpegel finden sich in Tabelle 1. Lineare Trends einzelner Pegel über die Gesamtperiode von 1900 bis 2015 finden sich in Abbildung 15a und d. Nichtlineare Trendraten für die vier virtuellen Stationen und alle Einzelpegel sind in Abbildung 16a–d dargestellt.

Die virtuelle Station in Niedersachsen ist durch einen signifikanten linearen Trend von $1,8 \pm 0,2$ mm/Jahr (1σ) über die Periode von 1900 bis 2015 gekennzeichnet (Tabelle 1, Abbildung 13), der durch eine erhebliche intraannuelle Variabilität mit küstennahen Fluktuationen in einer Größenordnung von bis zu ± 60 cm von Monat zu Monat überprägt ist (der saisonale Zyklus wurde bei den Betrachtungen zuvor herausgefiltert und trägt zusätzlich zum MSL Spektrum bei (Dangendorf et al. 2012)). Die Küste Niedersachsens verfügt über zwei langzeitliche Pegelreihen, die die Gesamtperiode von 1900 bis 2015 abdecken: Norderney und Cuxhaven. Sowohl der Pegel Norderney ($1,8 \pm 0,2$ mm/Jahr) als auch Cuxhaven ($2,0 \pm 0,2$ mm/Jahr) bestätigen die Entwicklung aus der virtuellen Station der HR (beide Stationen wurden um die residualen VLM korrigiert). Die verbleibenden Pegel im Gebiet starten üblicherweise in den 1930er Jahren und zeigen ebenfalls über ihre Überlappungsperiode vergleichbare Trends wie die Realisationen aus der HR (Abbildung 15e). Über die Periode von 1993 bis 2015 ermittelt sich ein etwas größerer Trend von $3,5 \pm 1,4$ mm/Jahr für die HR. Dieser Wert ist in guter Übereinstimmung mit den Satellitendaten, die einen Trend von $3,4 \pm 1,2$ mm/Jahr aufweisen und auch signifikant mit der virtuellen Station aus der HR korreliert sind ($\sim 0,96$).

Die virtuelle Station der schleswig-holsteinischen Küste weicht mit einem signifikanten linearen Trend von $1,9 \pm 0,2$ mm/Jahr nur marginal von der Entwicklung an der niedersächsischen Küste ab (Tabelle 1), allerdings liegen in dem Gebiet keine Vergleichspegel über die Gesamtperiode von 1900 bis 2015 vor. In Schleswig-Holstein beginnen die ersten Aufzeichnungen erst in den 1930er Jahren, wobei diese sehr gut zur Entwicklung der virtuellen Station aus der HR passen (Abbildung 13). Vor allem die intraannuellen Variationen sind hier nochmal etwas ausgeprägter und können ungeachtet des saisonalen Zyklus eine Größenordnung von bis zu ± 70 cm annehmen. Diese gesteigerte Variabilität in der Region ist in erster Linie durch ihre etwas exponiertere Lage gegenüber den dominanten Westwinden begründet (Dietrich 1954, Wahl et al. 2013, Dangendorf et al. 2014). Die Trends der Periode von 1993 bis 2015 sind in der virtuellen Station aus der HR ($3,2 \pm 1,4$ mm/Jahr) ähnlich wie in Niedersachsen und in Übereinstimmung mit den Satellitendaten (Tabelle 1) etwas erhöht.

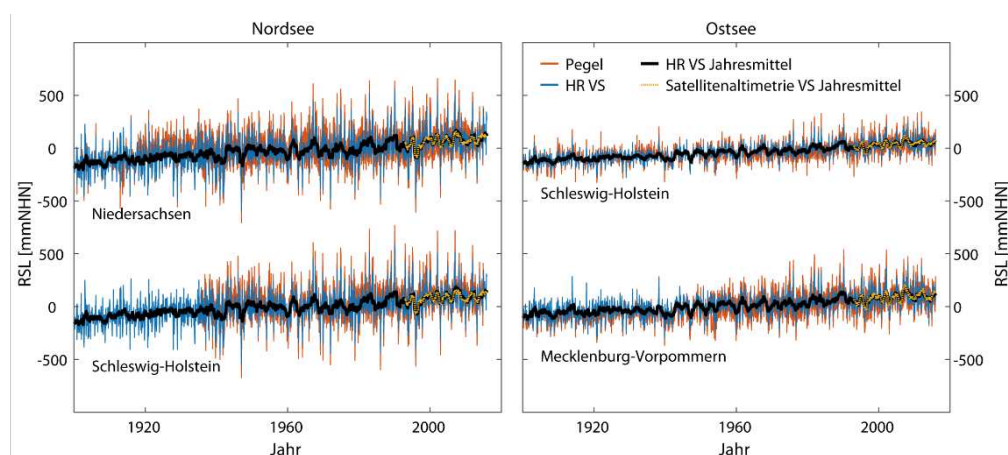


Abbildung 13: Virtuelle Stationen (VS) aus HR und Satellitenmessungen für die Küsten der drei deutschen Küstenanrainerländer sowie die zugehörigen gemessenen Pegelreihen.

An der schleswig-holsteinischen Ostseeküste ergibt sich mit $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr im Vergleich zur Nordseeküste ein etwas reduzierter Trend von 1900 bis 2015. An diesem Küstenabschnitt liefert nur der Pegel Marienleuchte RSL Daten über das gesamte 20. Jahrhundert,

wobei der um residuale VLM korrigierte lineare Trend von $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr mit der virtuellen Station aus der HR übereinstimmt. Die intraannuelle Variabilität entlang der schleswig-holsteinischen Küste ist im Vergleich zum Wattenmeer deutlich reduziert mit Fluktuationen, die ± 30 cm üblicherweise nicht überschreiten (Abbildung 14a). Diese reduzierte Variabilität ist in der geschützten Lage der Küste begründet. Während die Pegel an der schleswig-holsteinischen Küste von ihrer Ausrichtung nach Osten her sehr sensitiv auf Variationen in den dominanten Westwindlagen reagieren müssten, sorgt der hydrologische Nachlauf durch den Zufluss von Nordseewasser durch die Dänischen Meerengen für eine stetige Kompensation/bzw. Dämpfung dieser Variabilität (Kelln et al. 2022). Diese Prozesse finden maßgeblich auf sehr kurzen Zeitskalen innerhalb eines Jahres statt, was sich auch in einer Wavelet-Betrachtung in Abbildung 14b zeigt. Auf längeren Zeitskalen von mehr als einem Jahr reagieren die Wasserstände jedoch sehr ähnlich mit Korrelationen die typischerweise 0,8 überschreiten (wenn auch immer noch mit einer leicht gedämpften Amplitude). Wie auch für die beiden Nordseeküstenabschnitte ist die virtuelle Station aus der HR signifikant mit den Satellitendaten korreliert ($\sim 0,95$) und auch die Trends beider Datenprodukte stimmen mit jeweils $2,4 \pm 0,7$ mm/Jahr (HR) und $2,4 \pm 0,8$ mm/Jahr (Satellitendaten) hervorragend überein (Tabelle 1).

Tabelle 1: Lineare Trends des RSL für die vier virtuellen Stationen entlang deutscher Küsten aus HR und Satellitendaten (SAT), sowie deren Korrelation über ihre Überlappungsperiode. Die Trends sind sowohl über die Gesamtperiode als auch seit 1993 dargestellt, um einen direkten Vergleich mit den Satellitendaten zu ermöglichen. Für die Berechnung der Standardfehler der Trends wurde ein autoregressiver Prozess 1. Ordnung zu Grunde gelegt.

Küste	Trend [mm/Jahr] \pm Standardfehler			Korrelation [-] 1993-2015
	HR 1900-2015	HR 1993-2015	SAT 1993-2015	
Niedersachsen	$1,98 \pm 0,11$	$3,45 \pm 1,44$	$3,34 \pm 1,22$	0,96
Schleswig-Holstein (Nordsee)	$1,86 \pm 0,11$	$3,21 \pm 1,43$	$3,05 \pm 1,17$	0,95
Schleswig-Holstein (Ostsee)	$1,57 \pm 0,06$	$2,40 \pm 0,69$	$2,36 \pm 0,83$	0,95
Mecklenburg-Vorpommern	$1,60 \pm 0,09$	$2,55 \pm 1,05$	$2,86 \pm 1,17$	0,97
Pegel ($\geq 75\%$ Daten über 1900-2015)	Trend [mm/Jahr] \pm Standardfehler			
	Relativ	Relativ-VLM	VLM (HR)	
Cuxhaven	$1,88 \pm 0,19$	$1,79 \pm 0,19$	$0,09 \pm 0,08$	
Norderney	$2,25 \pm 0,12$	$2,02 \pm 0,12$	$0,23 \pm 0,07$	
Marienleuchte	$0,93 \pm 0,08$	$1,56 \pm 0,08$	$-0,63 \pm 0,05$	
Wismar Baumhaus	$1,48 \pm 0,08$	$1,63 \pm 0,08$	$-0,15 \pm 0,03$	
Warnemünde	$1,60 \pm 0,09$	$1,62 \pm 0,09$	$-0,02 \pm 0,04$	

Die Wasserstandentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern unterscheidet sich mit einem Trend von $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr nicht signifikant von der in Schleswig-Holstein, allerdings steigert sich die Variabilität kontinuierlich von West nach Ost (Kelln et al. 2022) und kann in den östlichen Bereichen hin zur polnischen Küste für intraannuelle Schwankungen von bis zu ± 40 cm sorgen. Der Langzeittrend wird von den um residuale VLM korrigierten Pegeln in Wismar ($1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr) und Warnemünde ($1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr) bestätigt. Alle anderen Pegel starten erst später im 20. Jahrhundert aber bestätigen die zeitgleichen Entwicklungen in der HR üblicherweise im Bereich der zugehörigen Trendunsicherheiten (Abbildung 15e). Auch mit den Satellitendaten ergeben sich sehr hohe Korrelationen von 0,97 und keine signifikanten Differenzen in den Trends (Tabelle 1).

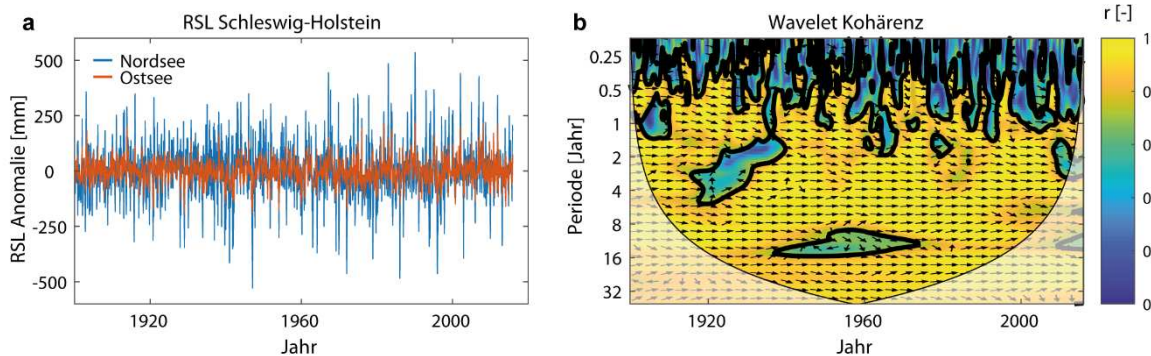


Abbildung 14: Vergleich der beiden virtuellen Stationen an der schleswig-holsteinischen Nord- und Ostseeküste (a), sowie deren Wavelet Kohärenz (b). Die Wavelet Kohärenz zeigt die instationären Korrelationen der beiden virtuellen Station über unterschiedliche Zeitskalen (Schraffur). Die dicke schwarze Linie markiert signifikante Korrelationen, während die durchsichtige Schattierung die Randbereiche markiert, über die nur eingeschränkt Aussagen getätigt werden können. Zur Berechnung wurden die MATLAB Tools nach Grinsted et al. (2004) verwendet.

Die Analysen der virtuellen Stationen zeigen neben der guten Übereinstimmung mit Tidepegeln und Satellitenmessungen Differenzen in der Trendentwicklung der deutschen Nord- und Ostseeküste in einer Größenordnung von rund 0,3–0,4 mm/Jahr, wobei die Nordseeküste den etwas schnelleren Anstieg verzeichnet (Tabelle 1, s. a. Abbildung 16e). Um diese Differenzen richtig zu interpretieren, werden zunächst die größeren räumlichen Muster in der gesamten Nord- und Ostsee betrachtet. In Abbildung 15a sind aus diesem Grund die linearen Trends der HR sowie der um residuale VLM korrigierte Pegelreihen mit mindestens 75 % Datenabdeckung (s. a. Abbildung 15d) über die Periode von 1900 bis 2015 dargestellt. Grundsätzlich zeigt sich ein signifikanter Trendgradient von West nach Ost. Während sich vor der südwestlichen Küste Großbritanniens und der Bretagne Trends von rund 1,6 mm/Jahr einstellen, die durch die langen Pegel Brest und Newlyn (beide $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr) bestätigt werden, steigern sich die Trends grundsätzlich in den flachen Schelfbereichen westwärts ausgerichteter Küstenlinien (Irische See, südwestliche Nordsee) auf über 2 mm/Jahr mit Maximalwerten in der östlichen Ostsee. An den ostwärts gerichteten Abschnitten der englischen und deutschen Ostküsten ergeben sich dagegen ähnlich wie für den Ärmelkanal etwas geringere Trendwerte von rund 1,6 mm/Jahr. Diese Struktur gibt einen Hinweis darauf, dass atmosphärische Einflüsse in Form von Luftdruck- und Windschwankungen die Ursache für die divergente Trendentwicklung sind.

Um dies näher zu beleuchten, werden die Simulationsergebnisse des barotropen Modells nach Gräwe et al. (2019) hinzugezogen. Bei dem Modell handelt es sich um ein dreidimensionales Ozeanmodell, in dem für diese Zwecke alle die Schichtung/Dichte betreffenden Prozesse konstant gehalten werden, um die barotropen Wind- und Luftdruckeffekte herauszufiltern. Die Modellläufe sind über die Periode von 1949 bis 2014 verfügbar und mit den atmosphärischen Feldern der NCEP Reanalyse angetrieben (Kalnay et al. 1996). Details zum Modell finden sich in Gräwe et al. (2019). Die räumlichen Muster der linearen Trendentwicklung in der HR über die im Modell verfügbare Periode von 1949 bis 2015 (Abbildung 15b) unterscheiden sich lediglich marginal in der Amplitude im Vergleich zur gesamten 1900 bis 2015 Periode (Abbildung 15a). Die MSL Zeitreihen aus dem barotropen Modell sind erwartungsgemäß nicht in der Lage den säkularen Anstieg des gesamten Beckens zu erklären (Abbildung 15c), allerdings erklären sie einen signifikanten Beitrag an den räumlichen Mustern (bis zu $\pm 0,6$ mm/Jahr), insbesondere die höheren

Trends an den westwärts ausgerichteten Küsten wie dem Wattenmeer oder der östlichen Ostsee und die etwas geringeren Trends entlang der deutschen Ostseeküste (Abbildung 15c und e). Dies bestätigt die Ergebnisse in Dangendorf et al. (2014), Gräwe et al. (2019) und Kelln et al. (2022) und zeigt, dass säkulare Variationen in den Westwinden die Hauptursache für die divergente Entwicklung entlang der deutschen Küsten sind.

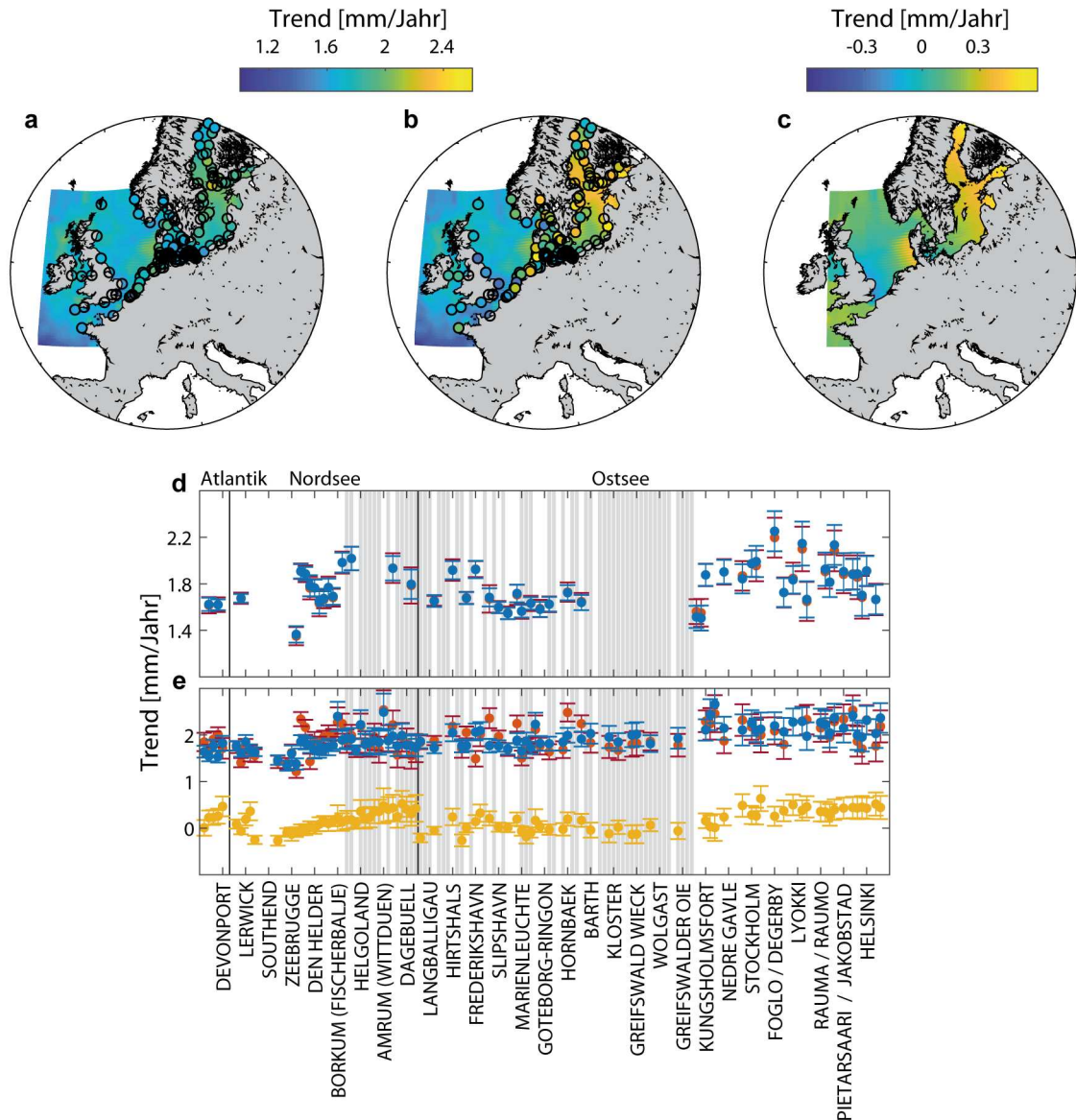


Abbildung 15: Linear Trends des RSL in HR (Schraffur) und um residuale VLM korrigierten Tidepegeln (schwarz umrandete Punkte) über die Periode (a) 1900 bis 2015 und (b) 1949 bis 2014. In (c) sind die linearen Trends der Wind- und Luftdruckeffekte aus dem barotropen Modell nach Gräwe et al. (2019) dargestellt. Die Trends an den jeweiligen Pegelstandorten sind nochmal gesondert in (d) für die Periode 1900 bis 2015 und (e) 1949 bis 2014 dargestellt (blau = HR; rot = Pegelmessung; gelb = barotropes Modell). Die grauen Schattierungen in (d) und (e) kennzeichnen die deutschen Pegel. Die schwarzen Linien markieren den Übergang zwischen Atlantik, Nordsee und Ostsee. Aus Platzgründen ist auf der x-Achse nur jeder 5. Pegel namentlich aufgetragen.

In Abbildung 16 sind neben den regionalisierten Trendraten aus der HR entlang der deutschen Küsten auch die nichtlinearen Raten einzelner Pegelreihen sowie der virtuellen Station aus der HR zu finden. Die Raten wurden mit Hilfe einer SSA (Wahl et al. 2011) und einer Embedding Dimension von 30 Jahren (gleichbedeutend einer Glättung >50 Jahre)

ermittelt und verdeutlichen die zeitliche Entwicklung des um VLM korrigierten RSL Anstiegs über das 20. Jahrhundert. An der deutschen Nordseeküste zeigen die nichtlinearen Trends in Übereinstimmung zu den Untersuchungen von Wahl et al. (2011, 2013) erhöhte Raten in einer Größenordnung von rund $3,0 \pm 1,0$ mm/Jahr zu Beginn des 20. Jahrhunderts, die sich bis in die 1960er und 1970er Jahre kontinuierlich auf ungefähr $1,0 \pm 0,1$ mm/Jahr verringert haben. Ende der 1970er Jahre sind die Raten dann bis Anfang der 1980er Jahre sprunghaft auf rund $2,5 \pm 1,0$ mm/Jahr angestiegen und haben sich seitdem auf diesem Niveau stabilisiert. Die Unsicherheiten werden durch Randeffekte am Anfang und Ende der Untersuchungsperiode größer und sind entsprechend mit Vorsicht zu interpretieren. Dies gilt nicht nur für die letzten Dekaden, sondern auch für die hohen Raten zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Die Raten der einzelnen Pegelstandorte weichen von dieser Entwicklung nur geringfügig ab ($\pm 0,3$ mm/Jahr) und komplettieren das Bild der virtuellen Stationen aus der HR.

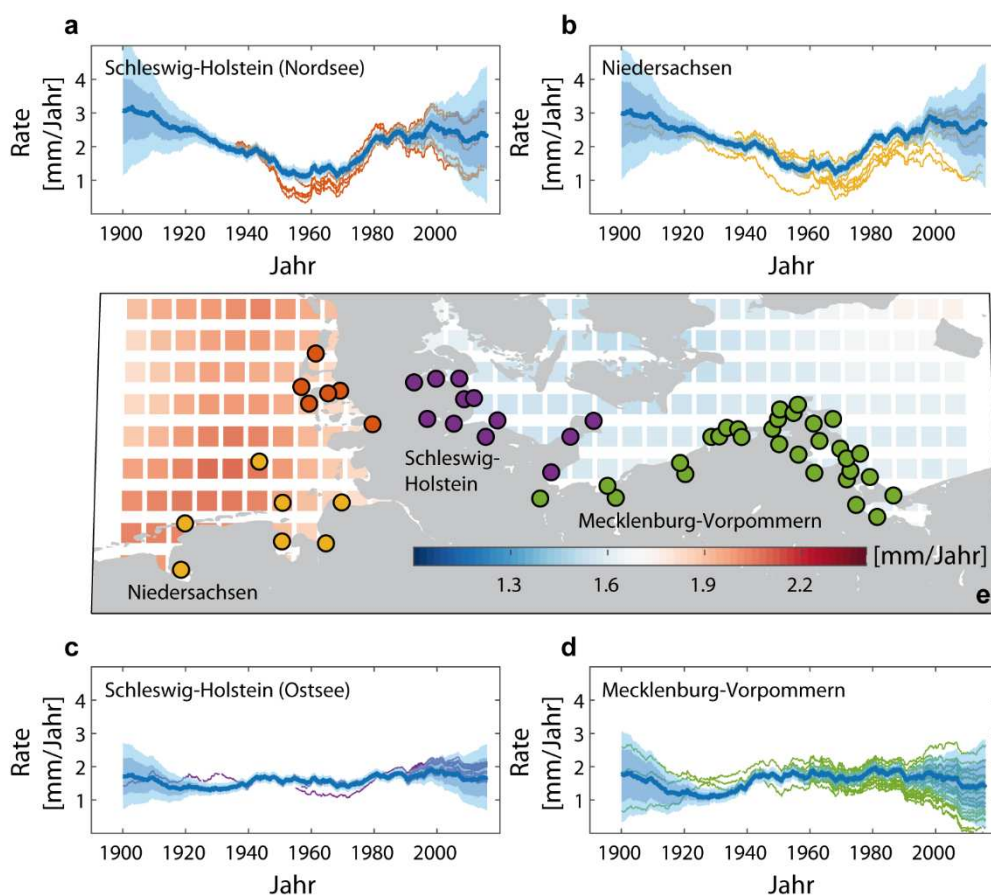


Abbildung 16: Nichtlineare (a–d) und lineare Trends (b) des MSL entlang deutscher Küsten. In (a–d) finden sich die nichtlinearen Trendraten, die mit Hilfe der SSA und einer Embedding Dimension von 30 Jahren gewonnen wurden, für die einzelne Pegel definierter Küstengebiete (farbig, Lokationen finden sich in e) sowie Gebietsmittel aus der EOF Rekonstruktion (blau) entlang der jeweiligen Küste. Die Schattierungen stellen (je nach Helligkeitsgrad) die Unsicherheitsbänder (1 und 2σ) der nichtlinearen Trends dar. In e) sind zudem die linearen Trends zwischen 1900 und 2015 aufgetragen.

An der Ostseeküste zeigt sich in den Trendraten ein etwas anderes Bild. Durch die (vor allem im Westen) geschützte Lage und die im Vergleich zur Nordseeküste erheblich

verminderte Variabilität in den Wasserständen verlaufen die Trendraten hier deutlich homogener und sind weniger Fluktuationen als in der Nordsee unterworfen. Zwar zeigen auch hier die Pegel in Übereinstimmung mit der virtuellen Station der HR (Abbildung 16 c,d) etwas höhere Raten ($1,5 \pm 0,5$ mm/Jahr) zu Beginn des 20. Jahrhunderts, allerdings fallen diese sehr viel kleiner als in der Nordsee aus und weisen auch kleinere Unsicherheiten auf. Die niedrigsten Raten finden sich in den 1930er Jahren mit ungefähr $1,2 \pm 0,1$ mm/Jahr; gefolgt von einem relativ schnellen Anstieg auf $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr in den 1940er Jahren, der sowohl an der Schleswig-Holsteinischen als auch der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste ähnlich ausfällt. Über die letzten Dekaden unterscheidet sich die Entwicklung etwas an den beiden Küsten. Entlang der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste sind die Raten auf ca. $\sim 1,9 \pm 0,3$ mm/Jahr angestiegen. Resultierend ergibt sich hier, anders als für die Nordsee, eine positive aber nicht signifikante Beschleunigung über das 20. Jahrhundert. Entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste verzeichnen die Pegel über die vergangenen Dekaden eine deutlich größere Streuung in den Raten. Die westlicher gelegenen Pegel zeigen Raten, die der Entwicklung in Schleswig-Holstein ähneln, während vor allem an den östlich gelegenen Pegeln ein leichter Abfall der Raten auf im Mittel ca. $1,4 \pm 0,4$ mm/Jahr zu beobachten ist. Diese räumlichen Variationen sind eng mit Variationen in den atmosphärischen Antrieben (z. B. Dangendorf et al. 2014, Gräwe et al. 2019) sowie erhöhten Unsicherheiten der nichtlinearen Trends an den Zeitreihen verknüpft.

Um diese Änderungen in den Anstiegsraten besser in einen längeren zeitlichen Kontext zu setzen wurden des Weiteren die Raten der 24 längsten Pegel im Nord-Ostseeraum analysiert (Abbildung 17), die allesamt mindestens 120 Jahre MSL Daten aufweisen. Ausgenommen hiervon sind die Pegel Travemünde und Cuxhaven, die vor allem in den früheren Dekaden im 19. Jahrhundert deutliche Abweichungen zu umliegenden Pegeln aufweisen (Kelln et al. 2022, Niehüser et al. 2016). Mit wenigen temporären Ausnahmen, zeigen alle Zeitreihen eine weitestgehend konsistente Entwicklung mit moderaten Anstiegsraten von unter 1 mm/Jahr in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts und einem Anstieg der Raten in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Diese höheren Raten setzen sich über das 20. Jahrhundert weiter fort bzw. steigen vor allem an den längsten Pegelreihen weiter leicht an und werden nur zu Mitte des Jahrhunderts leicht durch etwas niedrigere Raten unterbrochen. Die besonders hohen Raten zu Beginn des 20. Jahrhunderts, die sich auch in den virtuellen Stationen entlang der deutschen Nordseeküste finden, bestätigen sich ausschließlich an Pegeln, deren Zeitreihen auch um diese Zeit beginnen. Da in dieser Periode die atmosphärische Variabilität (mit starken Westwinden) leicht erhöht war (Dangendorf et al. 2014), können die besonders hohen Raten zu Beginn des 20. Jahrhunderts zumindest zu einem Teil auf Randeffekte der SSA in Kombination mit der erhöhten Variabilität zurückgeführt werden, eine Beobachtung die zuvor auch bereits für die Ostseepegel gemacht wurde (Kelln et al. 2022). Vor allem im Kontext der Pegel, die über besonders lange Datenzeitreihen über weite Teile des 19. Jahrhunderts verfügen, deutet sich damit, in Übereinstimmung mit existierender Literatur (Wahl et al. 2013, Hünicke und Zorita 2010), eine positive Beschleunigung seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts an, deren Signifikanz es aber vor allem im Hinblick auf die ausgeprägte primär atmosphärisch induzierte Variabilität noch nachzuweisen gilt.

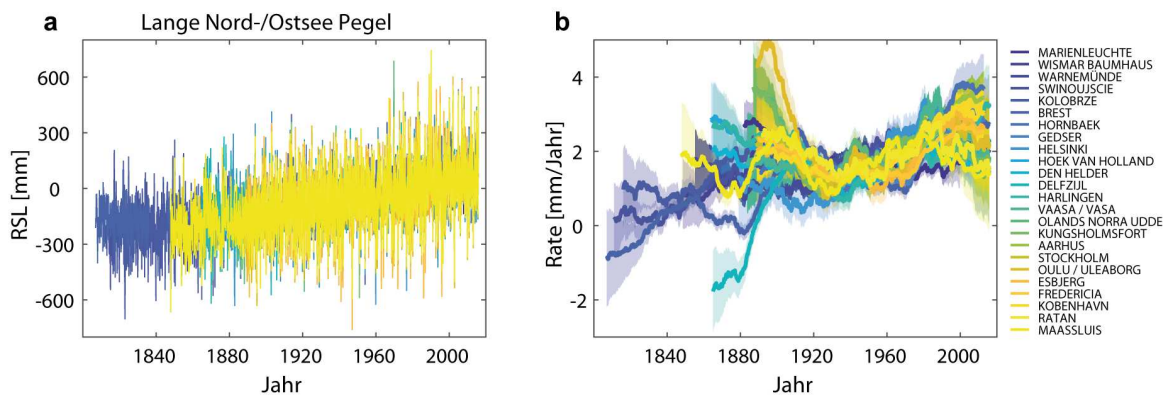


Abbildung 17: MSL Entwicklung für die 24 längsten um residuale VLM korrigierte Pegelreihen in Nord- und Ostsee. a) RSL und b) Raten aus einer SSA mit einer Embedding Dimension von 30 Jahren. Die Schattierungen stellen die 1σ -Unsicherheiten der nichtlinearen Trends dar. Alle Zeitreihen des RSL in a) wurden für die Darstellung um den Mittelwert der 1950 bis 2015 Periode korrigiert.

4 Zusammenfassung

Im Teilforschungsprojekt MSL_Absolut-Rek ist eine neuartige HR des globalen und regionalen RSL entwickelt worden, die es zum einen ermöglicht, RSL Änderungen aus klimatischen Prozessen entlang der gesamten Küste zu detektieren und zu analysieren, und zum anderen im Vergleich zu lokalen Pegelbeobachtungen potentielle Differenzen im Hinblick auf VLM und/oder Nullpunktverschiebungen zu interpretieren. Als „Nebenprodukt“ ist hierzu eine neue GMSL Kurve über die Periode von 1900 bis 2015 entstanden (Dangendorf et al. 2019), die zum ersten Mal überhaupt den durch Satelliten gemessenen GMSL in hohem Maße sowohl bezüglich der Trends als auch im Sinne der Variabilität adäquat reproduziert. Die Kurve zeigt, anders als vorherige Rekonstruktionsversuche (z. B. Church und White 2011, Jevrejeva et al. 2014), dass der GMSL sich nicht erst mit Beginn der Satellitenmessungen in den 1990er Jahren, sondern schon zum Ende der 1960er Jahre signifikant beschleunigt hat (Dangendorf et al. 2019). Diese Beschleunigung wurde mit großer Wahrscheinlichkeit in den 1960er Jahren durch sterische Änderungen initiiert und in den 1990er Jahren durch barystatische Massenänderungen (vor allem durch Massenverluste des Grönländischen Eisschildes) weiter verstärkt (Dangendorf et al. 2019, Frederikse et al. 2020). Auch entlang der deutschen Küsten zeigt die HR RSL Entwicklungen, die mit dem Großteil der Pegelbeobachtungen in guter Übereinstimmung sind. Wesentliche Ergebnisse dabei sind:

- Der RSL (unter Vernachlässigung lokaler nicht klimatisch induzierter VLM oder GIA) ist an der deutschen Nordseeküste über den Zeitraum von 1900 bis 2015 durchschnittlich um ca. $1,9-2,0 \pm 0,1$ mm/Jahr angestiegen. An der Ostseeküste ergeben sich etwas geringere Trends in einer Größenordnung von ca. $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr, wobei die intraannuelle und längerfristige Variabilität an der Ostseeküste um ca. 50 % geringer als an der Nordseeküste ist.
- Hauptursache für die Differenzen ist eine Intensivierung und Häufung der in der Region dominanten Westwindlagen, die die Wassermassen an die Nordseeküste drängen und gleichzeitig von der deutschen Ostseeküste nach Osten hin wegdrücken.

- Über die Periode von 1900 bis 2015 lässt sich keine signifikante Beschleunigung des RSL an der deutschen Nordseeküste feststellen. Hohe Raten finden sich sowohl zu Beginn, als auch zum Ende des 20. Jahrhunderts, wobei die Entwicklung stark durch natürliche Variabilität aus atmosphärischen Prozessen überlagert wird. Weiterhin sind die hohen methodischen und statistischen Unsicherheiten in den Raten zum Anfang und Ende der Periode zu beachten, die es erfordern, die detektierten Muster in einen längeren zeitlichen Kontext einzubetten.
- An der Ostsee zeigen die Pegel, vor allem in Schleswig-Holstein und den westlichen Gebieten Mecklenburg-Vorpommerns, eine positive aber nicht signifikante Beschleunigung des RSL seit Beginn des 20. Jahrhunderts. Durch ihre geschützte Lage und ihr gegenüber der Nordsee stark gedämpftes Verhalten auf vor allem intraannuellen Zeitskalen, sind potentielle Beschleunigungen deshalb früher zu detektieren. Auch hier zeigen sich leicht erhöhte Raten zu Beginn des 20. Jahrhunderts, die aber etwas kleiner sind als die Raten der vergangenen Jahrzehnte.
- Langzeitliche Pegelbeobachtungen seit Beginn oder Mitte des 19. Jahrhunderts deuten in der gesamten Nord- und Ostsee darauf hin, dass der RSL über weite Teile des 19. Jahrhunderts recht konstant mit Raten von unter 1 mm/Jahr verlaufen ist und sich dann zum Ende des 19. Jahrhunderts beschleunigt hat. Die Raten setzten sich seitdem in vergleichbarer Höhe weiter fort, überlagert von einer vornehmlich atmosphärisch induzierten Variabilität (z. B. Mitte des 20. Jahrhunderts).

Durch die gute Leistung der HR gegenüber den Satelliten- und Pegelbeobachtungen mit Korrelationen, die in der Regel Werte von 0,9 übersteigen, sowie der Tatsache, dass in der HR nur klimatische Prozesse im globalen Maßstab modelliert wurden, ergibt sich die Möglichkeit verbleibende Differenzen zu einzelnen Pegelreihen im Sinne lokaler VLM und/oder Nullpunktverschiebungen/Messfehler zu interpretieren. Die Ergebnisse zeigen:

- Die VLM Schätzer über die Differenz zwischen Pegelbeobachtung und der HR Realisierung vom nächstgelegenen Gitterpunkt stimmen im Wesentlichen gut mit unabhängigen GNSS Messungen (Wöppelmann und Marcos 2016, Vestøl et al. 2019) und GIA Modellen über dem gesamten nordeuropäischen Schelf überein. Der wesentliche Vorteil der Methodik liegt darin, dass die Differenzen über die gesamte vom Pegel gemessene Periode vorliegen und so nichtlineare VLM Schätzer liefern können, die weniger sensitiv gegenüber kurzfristigen Schwankungen sind, die oftmals in den noch immer kurzen GNSS oder Radar Zeitreihen (meist kürzer als 10 Jahre) stecken.
- An der deutschen Küste ergeben sich aus der Betrachtung VLM Schätzungen, die in den meisten Fällen $\pm 0,5$ mm/Jahr nicht überschreiten. Einzelne Ausnahmen können auf lokale Gasentnahmen (z. B. Groninger Feld, s. a. Niemeier et al. 2021) oder bisher nicht detektierte Nullpunktverschiebungen zurückgeführt werden. Vergleiche zu den GNSS basierten VLM Feldern der NKG (Vestøl et al. 2019) und Radarauswertungen der TU Braunschweig (Niemeier et al. 2021) zeigen qualitative Übereinstimmung im Sinne der Gesamtheit aller Pegel, daher: Der Median der um residuale VLM korrigierten RSL Zeitreihen entlang der deutschen Küsten liegt bei allen Pegeln bei 1,6–1,8 mm/Jahr. Dabei führen die aus der HR abgeleiteten VLM Schätzer jedoch mit Abstand zur größten Homogenisierung der Trends einzelner Stationen. Der große Vorteil der an der TU Braunschweig durchgeführten Radarauswertungen liegt in der flächenhaften Information, die, unter der Voraussetzung, dass längere Perioden

zukünftig verfügbar werden, bei der Beurteilung langfristiger VLM im Pegelumfeld von großer Hilfe sein können.

- Neben der VLM konnten für mehrere Pegel (z. B. LT Alte Weser, Stahlbrode) bisher unentdeckte Nullpunktverschiebungen detektiert werden. Des Weiteren konnten Hinweise darauf gefunden werden, dass vor allem im Bereich der deutschen Bucht an einigen Pegeln eine asynchrone Tidehubentwicklung signifikante Auswirkungen auf die MSL Entwicklungen gehabt hat. Beide Phänomene sollten zukünftig weiter untersucht werden und mit Hilfe umfangreicher Recherchen und Modellierungen besser quantifiziert werden.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die deutschen Küsten über das 19. und 20. Jahrhundert eine RSL Entwicklung verzeichnet haben, die sich hinsichtlich des Langzeittrends nicht wesentlich von der des globalen Mittels (1,3–2 mm/Jahr, s. a. Church und White 2011, Jevrejeva et al. 2014, Hay et al. 2015, Dangendorf et al. 2017, 2019) unterscheidet. Dies ist insofern überraschend, dass sich die der Entwicklung zugrundeliegenden Prozesse wesentlich unterscheiden. Während die Trends im GMSL zu ca. 2/3 auf barystatische Massenänderungen (ca. 1 mm/Jahr) und nur zu 1/3 auf Sterik (ca. 0,5 mm/Jahr) (Frederikse et al. 2020) zurückgeführt werden können, tragen die barystatischen Massenänderungen, die vor allem durch Massenverluste der nordhemisphärischen Gletscher dominiert werden, nur einen geringen Teil von ca. 0,3 mm/Jahr zu den RSL Änderungen in Nord- und Ostsee bei (Frederikse et al. 2016b). Gleichzeitig sind residuale VLM verhältnismäßig klein ($\pm 0,5$ mm/Jahr) und eher lokal ausgeprägt. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass vermutlich ein wesentlicher Teil von über 1,0 mm/Jahr auf sterodynamische (Kombination aus Sterik und zirkulationsbedingten Umverteilungen) Prozesse zurückgeführt werden kann. Dieser Wert ist doppelt so hoch als das globale Mittel der Sterik, wobei die Ursachen hierfür unklar sind. Im Nordatlantik ist es in den vergangenen Jahrzehnten zu wesentlichen hydrographischen Veränderungen gekommen (Lozier et al. 2010) und Proxyauswertungen deuten unter anderem auf einen signifikanten Rückgang der atlantischen meridionalen Umwälzzirkulation hin (Rahmstorf et al. 2015, Caesar et al. 2018, Thornalley et al. 2018). Ob solche zirkulationsbedingten Änderungen den erhöhten sterodynamischen Meeresspiegelanstieg erklären können, bleibt eine offene Frage (Chafik et al. 2019, Little et al. 2019) und sollte in zukünftigen Untersuchungen näher beleuchtet werden, vor allem im Hinblick darauf, dass Klimamodelle eine weitere Abschwächung der atlantisch meridionalen Umwälzzirkulation unter unverminderten Treibhausgasemissionen projizieren (z. B. Brunnabend et al. 2014). Des Weiteren sollten die rasanten Massenverluste der Westantarktis, die über die vergangenen Jahre massiv zugenommen haben (Rignot et al. 2019) und vermehrt zum GMSL Anstieg beitragen (WCRP 2018), im Auge behalten werden, da diese im Wesentlichen durch gravitative Effekte zukünftig zu einer weiteren RSL Beschleunigung entlang deutscher Küsten beitragen können.

5 Literaturverzeichnis

Brunnabend, S. E.; Dijkstra, H. A.; Kliphuis, M. A.; van Werkhoven, B.; Bal, H. E.; Seinstra, F.; Maassen, J.; van Meersbergen, M.: Changes in extreme regional sea surface height due to an abrupt weakening of the Atlantic meridional overturning circulation. In: *Ocean Science*, 10, 881–891, <https://doi.org/10.5194/os-10-881-2014>, 2014.

- Caesar, L.; Rahmstorf, S.; Robinson, A.; Feulner, G.; Saba, V.: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. In: *Nature*, 556, 191–196, <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>, 2018.
- Calafat, F. M.; Chambers, D. P.; Tsimplis, M. N.: On the ability of global mean sea level reconstructions to determine trends and variability. In: *Journal of Geophysical Research*, 119, 3, 1572–1592, <https://doi.org/10.1002/2013JC009298>, 2014.
- Caron, L.; Ivins, E. R.; Larour, E.; Adhikari, S.; Nilsson, J.; Blewitt, G.: GIA Model Statistics for GRACE Hydrology, Cryosphere, and Ocean Science. In: *Geophysical Research Letters*, 45, 5, 2203–2212, <https://doi.org/10.1002/2017GL076644>, 2018.
- Chafik, L.; Nilsen, J. E. O.; Dangendorf, S.; Reverdin, G.; Frederikse, T.: North Atlantic Ocean Circulation and Decadal Sea Level Change During the Altimetry Era. In: *Scientific Reports*, 9, 1, 1041, <https://doi.org/10.1038/s41598-018-37603-6>, 2019.
- Chambers, D. P.; Mehlhaff, C. A.; Urban, T. J.; Fujii, D.; Nerem, R. S.: Low-frequency variations in global mean sea level: 1950–2000. In: *Journal of Geophysical Research*, 107, C4, 1–10, <https://doi.org/10.1029/2001JC001089>, 2002.
- Chen, X.; Zhang, X.; Chruch, J. A.; Watson, C. S.; King, M. A.; Monselesan, D.; Legresy, B.; Harig, C.: The increasing rate of global mean sea-level rise during 1993–2014. In: *Nature Climate Change*, 7, 492–495, <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3325>, 2017.
- Church, J. A.; White, N. J.; Coleman, R.; Lambeck, K.; Mitrovica, J.: Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950–2000 period. In: *Journal of Climate*, 17, 13, 2609–2625, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C2609:EOTRDO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C2609:EOTRDO%3E2.0.CO;2), 2004.
- Church, J. A.; Clark, P. U.; Cazenave, A.; Gregory, J. M.; Jevrejeva, S.; Levermann, A.; Merrifield, M. A.; Milne, G. A.; Nerem, R. S.; Nunn, P. D.; Payne, A. J.; Pfeffer, W. T.; Stammer, D.; Unnikrishnan, A. S.: Sea Level Change. In: IPCC (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, 1137–1216. 2013.
- Church, J. A.; White, N. J.: Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. In: *Surveys in Geophysics*, 32, 4–5, 585–602, <https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1>, 2011.
- Dangendorf, S.; Wahl, T.; Hein, H.; Jensen, J.; Mai, S.; Mudersbach, C.: Mean sea level variability and influence of the North Atlantic Oscillation on long-term trends in the German Bight. In: *Water*, 4, 1, 170–195, <https://doi.org/10.3390/w4010170>, 2012.
- Dangendorf, S.; Calafat, F. M.; Arns, A.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J.: Mean sea level variability in the North Sea: Processes and implications. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 10, n/a., <https://doi.org/10.1002/2014JC009901>, 2014.
- Dangendorf, S.; Hay, C.; Calafat, F. M.; Marcos, M.; Piecuch, C. G.; Berk, K.; Jensen, J.: Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1960s. In: *Nature Climate Change*, 9, 705–710, <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0531-8>, 2019.

Dangendorf, S.; Marcos, M.; Müller, A.; Zorita, E.; Riva, R. E. M.; Berk, K.; Jensen, J.: Detecting anthropogenic footprints in sea level rise. In: *Nature Communications*, 6, 7849, <https://doi.org/10.1038/ncomms8849>, 2015.

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

Dietrich, G.: Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Fallbeispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. In: *Die Küste*, 2, 130–156, 1954.

Ekman, M.: The world's longest continued series of sea level observations. In: *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 127, 1, 73–77, <https://doi.org/10.1007/BF00878691>, 1988.

Frederikse, T.; Riva, R. E. M.; Slobbe, C.; Broerse, T.; Verlaan, M.: Estimating decadal variability in sea level from tide gauge records: An application to the North Sea. In: *Journal of Geophysical Research*, 121, 3, 1529–1545, <https://doi.org/10.1002/2015JC011174>, 2016a.

Frederikse, T.; Riva, R. E. M.; Kleinherenbrink, M.; Wada, Y.; van den Broeke, M. R.; Marzeion, B.: Closing the sea level budget on a regional scale: Trends and variability on the Northwestern European continental shelf. In: *Geophysical Research Letters*, 43, 10, 864–872, <https://doi.org/10.1002/2016GL070750>, 2016b.

Frederikse, T.; Jevrejeva, S.; Riva, R. E. M.; Dangendorf, S.: A consistent sea-level reconstruction and its budget on basin and global scales over 1948–2014. In: *Journal of Climate*, 31, 3, 1267–1280. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0502.1>, 2018.

Frederikse, T.; Landerer, F.; Caron, L.; Adhikari, S.; Parkes, D.; Humphrey, V.; Dangendorf, S.; Hogarth, P.; Zanna, L.; Cheng, L.; Wu, Y. H.: The causes of sea-level rise since 1900. In: *Nature*, 584, 393–397, <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2591-3>, 2020.

Gräwe, U.; Klingbeil, K.; Kelln, J.; Dangendorf, S.: Decomposing mean sea level rise in a semi-enclosed basin, the Baltic Sea. In: *Journal of Climate*, 23, 11, 3089–3108, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0174>, 2019.

Grinsted, A.; Moore, J. C.; Jevrejeva, S.: Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. In: *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11, 5/6, 561–566, <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>, 2004.

Hay, C. C.; Morrow, E. D.; Kopp, R. E.; Mitrovica, J. X.: Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. In: *Nature*, 517, 7535, 481–484. <https://doi.org/10.1038/nature14093>, 2015.

Hofstede, J. L. A.: On the feasibility of managed retreat in the Wadden Sea of Schleswig-Holstein. In: *Journal of Coastal Conservation*, 23, 1069–1079, <https://doi.org/10.1007/s11852-019-00714-x>, 2019.

Holgate, S. J.; Matthews, A.; Woodworth, P. L.; Rickards, L. J.; Tamisiea, M. E.; Bradshaw, E.; Foden, P. R.; Gordon, K. M.; Jevrejeva, S.; Pugh, J.: *New Data Systems and Products*

at the Permanent Service for Mean Sea Level. In: *Journal of Coastal Research*, 29, 3, 493–504, <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00175>, 2013.

Hollebrandse, F. A. P.: Temporal development of the tidal range in the southern North Sea. Dissertation TU Delft, 2005.

Hünicke, B.; Zorita, E.: Is Baltic sea level rise accelerating, In: *Geophysical Research Abstracts*, 12, EGU2010-14078, 2010.

Jensen, J.; Mudersbach, C.: Zeitliche Änderungen in den Wasserstandszeitreihen an den deutschen Küsten, In: *Berichte zur deutschen Landeskunde*, 81, 2, 99, 2007.

Jensen, J.; Frank, T.; Wahl, T.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). In: *Die Küste*, 78, 2011.

Jevrejeva, S.; Moore, J. C.; Grinsted, A.; Matthews, A. P.; Spada, G.: Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. In: *Global and Planetary Change*, 113, 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.004>, 2014.

Kelln, J.; Dangendorf, S.; Gräwe, U.; Jensen, J.: Entwicklung des mittleren Meeresspiegels entlang der südwestlichen Ostseeküste. In: *Die Küste*, 91, 2022.

Kelln, J.: Untersuchungen zu Änderungen und Einflussgrößen des mittleren Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee. Dissertation. Mitteilungen des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt der Universität Siegen, 11. <https://doi.org/10.25819/ubsi/442>, 2019.

Kopp, R. E.; Kemp, A. C.; Bittermann, K.; Horton, B. P.; Donnelly, J. P.; Gehrels, W. R.; Hay, C. C.; Mitrovica, J. X.; Morrow, E. D.; Rahmstorf, S.: Temperature-driven global sea-level variability in the Common Era. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113, E1434–E1441, <https://doi.org/10.1073/pnas.1517056113>, 2016.

Lozier, S. M.; Roussenov, V.; Reed, M. S. C.; Williams, R. G.: Opposing decadal changes for the North Atlantic meridional overturning circulation. In: *Nature Geoscience*, 3, 728–734, <https://doi.org/10.1038/NGEO947>, 2010.

Little, C. M.; Hu, A.; Hughes, C. W.; McCarthy, G. D.; Piecuch, C. G.; Ponte, R. M.; Thomas, M. D.: The relationship between U.S. east coast sea level and the Atlantic Overturning Circulation: A Review. In: *Journal of Geophysical Research*, 124, 9, 6435–6458, <https://doi.org/10.1029/2019JC015152>, 2019.

Nerem, R. S.; Beckley, B. D.; Fasullo, J. T.; Hamlington, B. D.; Masters, D.; Mitchum, G. T.: Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>, 2018.

Niemeier, W.; Riedel, A.; Tengen, D.; Riedel, B.; Gerke, M.: Bestimmung flächenhafter vertikaler Landbewegungen entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste. In: *Die Küste*, 90, 2021.

Niehüser, S., Jensen, J., Wahl, T., Dangendorf, S.; Hofstede, J.: Zum Einfluss möglicher Setzungserscheinungen am Leuchtturm Cuxhaven auf die langjährigen Wasserstandszeichnungen am Pegel Cuxhaven Steubenhöft. In: *Die Küste*, 84, <https://hdl.handle.net/20.500.11970/105215>, 2016.

Oppenheimer, M.; Glavovic, B. C.; Hinkel, J.; van de Wal, R.; Magnan, A. K.; Abd-Elgawad, A.; Cai, R.; Cifuentes, M.; DeConto R. M.; Ghosh, T.; Hay, J.; Isla, F.; Marzeion, B.; Meysignac, B.; Sebesvari, Z.: Sea level rise and implications for low-lying islands, coasts and communities. In: Pfortner, H. O.; Roberts, D. C.; Masson-Delmotte, V.; Zhai, P.; Tignor, M.; Poloczanska, E.; Mintenbeck, K.; Alegria, A.; Nicolai, M.; Okem, A.; Petzold, J.; Rama, B.; Weyer, N. M. (Hg.): IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, 2019.

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

Peltier, W. R.: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. In: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 1, 111–149, <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359>, 2004.

Peltier, W. R.; Argus, D. F.; Drummond, R.: Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 1, 450–487, <https://doi.org/10.1002/2014JB011176>, 2015.

Piecuch, C. G.; Calafat, F. M.; Dangendorf, S.; Jorda, G.: The ability of barotropic models to simulate historical mean sea level changes from coastal tide gauge data. In: *Surveys in Geophysics*, 40, 1399–1435, <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09537-9>, 2019.

Rahmstorf, S.; Box, J. E.; Feulner, G.; Mann, M. E.; Robinson, A.; Rutherford, S.; Schaffernicht, E. J.: Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. In: *Nature Climate Change*, 5, 475–480, <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE2554>, 2015.

Rignot, E.; Mouginot, J.; Scheuchl, B.; van den Broeke, M.; van Wessen, M. J.; Morlighem, M.: Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017: In: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116, 4, 1095–1103, <https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116>, 2019.

Riva, R. E. M.; Frederikse, T.; King, M. A.; Marzeion, B.; van den Broeke, M. R.: Brief Communication. The global signature of post-1900 land ice wastage on vertical land motion. In: *The Cryosphere*, 11, 1327–1332, <https://doi.org/10.5194/tc-2016-274>, 2017.

Ruggieri, E.: A Bayesian approach to detecting change points in climate records. In: *International Journal of Climatology*, 33, 2, 520–528, <https://doi.org/10.1002/joc.3447>, 2013.

Santamaria-Gomez, A.; Gravelle, M.; Dangendorf, S.; Marcos, M.; Spada, G.; Wöppelmann, G.: Uncertainty of the 20th century sea-level rise due to vertical land motion errors. In: *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 24.32, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.038>, 2017.

Steffen, H.; Barletta, V.; Kollo, K.; Milne, G. A.; Nordman, M.; Olsson, P. A.; Simpson, M. J. R.; Tarasov, L.; Agren, J.: NKG201xGIA-first results for a new model of glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 18, 12816, 2016.

Thornelly, D. J. R.; Oppo, D. W.; Ortega, P.; Robson, J. I.; Brierley, C. M.; Hall, I. R.; Moffa-Sanchez, P.; Rose, N. L.; Spooner, P. T.; Yashayaev, I.; Keigwin, L. D.: Anomalously

weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years. In: *Nature*, 556, 227–230, <https://doi.org/1038/s41586-018-0007-4>, 2018.

Vermeersen, B. L. A.; Slangen, A. B. A.; Gerkema, T.; Baart, F.; Cohen, K. M., Dangendorf, S.; Duan-Matute, M.; Frederikse, T.; Grinsted, A.; Hijma, M.; Jevrejeva, S.; Kiden, P.; Kleinherenbrink, M.; Meijles, E. W.; Palmer, M. D.; Rietbroek, R.; Riva, R. E. M.; Schulz, E.; Slobbe, D. C., Simpson, M. J. R.; Sterlini, P.; Stocci, P.; van de Wal, R. S. W.; van der Wegen, M.: Sea-level change in the Dutch Wadden Sea. In: *Netherlands Journal of Geosciences*, 97, 3, 79–127, <https://doi.org/10.1017/njg.2018.7>, 2018.

Vestøl, O.; Ågren, J.; Steffen, H.; Kierulf, H.; Tarasov, L.: NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. In: *Journal of Geodesy*, 85, 282, 457, <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01280-8>, 2019.

Wahl, T.; Jensen, J.; Frank, T.; Haigh, I. D.: Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. In: *Ocean Dynamics*, 61, 5, 701–715. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0383-x>, 2011.

Wahl, T.; Haigh, I. D.; Woodworth, P. L.; Albrecht, F.; Dillingh, D.; Jensen, J.; Nicholls, R.; Weisse, R.; Wöppelmann, G.: Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present. In: *Earth Science Reviews*, 124, 51–67, <https://doi.org/101016/j.earscirev.2013.05.003>, 2013.

WCRP Global Sea Level Budget Group: Global sea-level budget 1993-present. In: *Earth System Science Data*, 10, 1551–1590, <https://doi.org/10.5194/essd-10-1551-2018>, 2018.

Wöppelmann, G.; Marcos, M.: Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. In: *Reviews in Geophysics*, 54, 1, 64–92, <https://doi.org/10.1002/2015RG000502>, 2016.

Bestimmung flächenhafter vertikaler Landbewegungen entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste

Wolfgang Niemeier¹, Anika Riedel², Dieter Tengen³, Björn Riedel² und Markus Gerke²

¹ Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, Technische Universität Braunschweig, w.niemeier@tu-bs.de

² Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, Technische Universität Braunschweig

³ Geotec Geodätische Technologien GmbH

Zusammenfassung

Das übergeordnete Ziel des BMBF-geförderten Projektes: „Untersuchungen zum absoluten Meeresspielanstieg an der deutschen Nord- und Ostseeküste (MSL Absolut)“ ist es, den aktuellen Meeresspielanstieg aus Pegelbeobachtungen, Re-Analysen von Ozeandaten und den Vertikalbewegungen der Erdoberfläche für die norddeutsche Küste in einem absoluten Bezugssystem zu ermitteln.

Das Teilprojekt der Universität Siegen beschäftigt sich mit dem räumlich-zeitlichen Verhalten des Meeresspiegels (MSL) und Rekonstruktionen aus Ozeandaten und Pegelinformationen (Dangendorf et al. 2022).

Das hier vorgestellte Teilprojekt der Technischen Universität Braunschweig befasst sich mit der Bestimmung der vertikalen Landbewegungen im Küstenbereich, da reine Pegelzeitreihen relative Messungen darstellen, die um die zugehörigen Vertikalbewegungen zu korrigieren sind, um zu absoluten Aussagen zu kommen.

Zur Bestimmung der Vertikalbewegungen sind hier GNSS-Zeitserien und multitemporale Radarszenen ausgewertet und analysiert worden. Diese „Sensoren“ arbeiten nach unterschiedlichen physikalischen Prinzipien und können daher als komplementär angesehen werden.

Insgesamt wurden GNSS-Datensätze von 180 Permanent-Stationen im Zeitraum von 2010 bis 2016 ausgewertet. Durch ein im Zuge dieses Vorhabens entwickeltes Verfahren zur Deformationsanalyse von Zeitserien wurde erreicht, dass sich die GNSS-Ergebnisse auf Stabilzonen in den Mittelgebirgen beziehen. Daneben wurden Sentinel-1-Radardaten von 2014 bis 2019 mittels der Persistent Scatterer (PS) Methode für die Küstenzonen eigenständig prozessiert.

Methodisch wurden die Ansätze zur Modellierung eines Geschwindigkeitsfeldes aus dem Projekt „IKÜS“ (Wanninger et al. 2009) erweitert, um neben GNSS-Zeitserien und epochalen Nivellementsdaten auch die Ergebnisse von Radar-Daten einbeziehen zu können, was unter anderem eine Clusterung der PS-Daten erforderte.

Zur Flächenapproximation sind in dem Projekt „IKÜS“ positionsbezogene radiale Basisfunktionen verwendet worden. Dieser Ansatz ist hier durch die Hinzunahme von zeitbezogenen radialen Basisfunktionen (RBF) konzeptionell und softwaremäßig erweitert worden, um auch zeitliche Änderungen in den Vertikalgeschwindigkeiten mit modellieren zu können. Bedingt durch die kurzen Beobachtungszeiträume ließen sich nichtlineare Bewegungen allerdings nicht nachweisen.

Wie im Text ausführlich begründet wird, sind Nivellementsdaten in die hier realisierten Auswertansätze nicht mit einbezogen worden.

Insgesamt konnten für den Untersuchungszeitraum flächenhafte Aussagen über die aktuellen absoluten Vertikalbewegungen im Bereich der deutschen Nord- und Ostseeküste abgeleitet werden.

Schlagwörter

Vertikale Landbewegungen, Meeresspiegelanstieg, GNSS-Zeitreihen, PS Interferometrie, flächenhafte Approximation

Summary

The overall objective of the BMBF-funded project: “Determinations on absolute sea-level rise on the German North Sea and Baltic Sea coasts (MSL Absolute)” is to determine the current sea-level rise for the German coastal areas from levelling observations, reanalyses of ocean data and vertical movements of the earth's surface in an absolute reference frame.

The subproject of the University of Siegen dealt with the spatio-temporal behaviour of sea level (MSL) and reconstructions from ocean data and level information.

The subproject of the Technical University of Braunschweig presented here is concerned with the determination of vertical land movements in coastal areas, since tidal gauge time series represent relative measurements which have to be corrected for the associated vertical land movements (Dangendorf et al. 2022).

For the determination of the vertical movements in this project GNSS time series and multitemporal satellite-based radar scenes data are processed and analyzed. These “sensors” follow completely different physical principles and can therefore be regarded as being complementary.

In total, GNSS data sets from 180 permanent stations between 2010 and 2016 were evaluated. By an innovative approach for deformation analysis for time series, developed within this project, it was possible to refer the GNSS data sets to stable zones in the low mountain ranges. For the coastal zones Sentinel-1 data sets from 2014 to 2019 were independently processed using the Persistent Scatterer (PS) method.

Methodologically, the approaches for modelling a velocity field from the “IKUES” project (Wanninger et al. 2009), developed for GNSS time series and repeated levelling campaigns, were extended here for inclusion of radar data, which required – among others - a clustering of the PS data sets.

For surface approximation, in IKUES position-based radial basis functions (pos-RBF) were used. This approach was extended here by time-related radial basis functions (temp-RBF), in order to be able to map temporal changes in the vertical velocities, as well. Due to the limited length of the available data sets, non-linear velocities could not be detected.

As explained within the text, levelling data were not included in the here realized processing steps and analysis.

Finally, an area-wide motion field and conclusions on the actual absolute vertical movements in the coastal areas at Northern and Baltic Sea around Germany could be derived, valid for the period of investigation.

Keywords

vertical land movements, Mean Sea Level rise, GNSS time series, PS Interferometry, surface approximation

1 Einleitung

1.1 Mittlerer Meeresspiegelanstieg und Pegelaufzeichnungen

Jensen et al. (2014) analysiert und plausibilisiert die vielfältigen Prozesse und ihre zeitlichen Komponenten, die sich auf den Meeresspiegelanstieg auswirken; einen Überblick gibt die Abbildung 1. Es wird deutlich, dass die Aufzeichnungen des Wasserspiegels an den Pegeln nur einen Relativcharakter haben, dessen Signal um den Einfluss verschiedener Prozesse korrigiert wird, um zu einer Aussage über einen absoluten Meeresspiegelanstieg zu kommen.

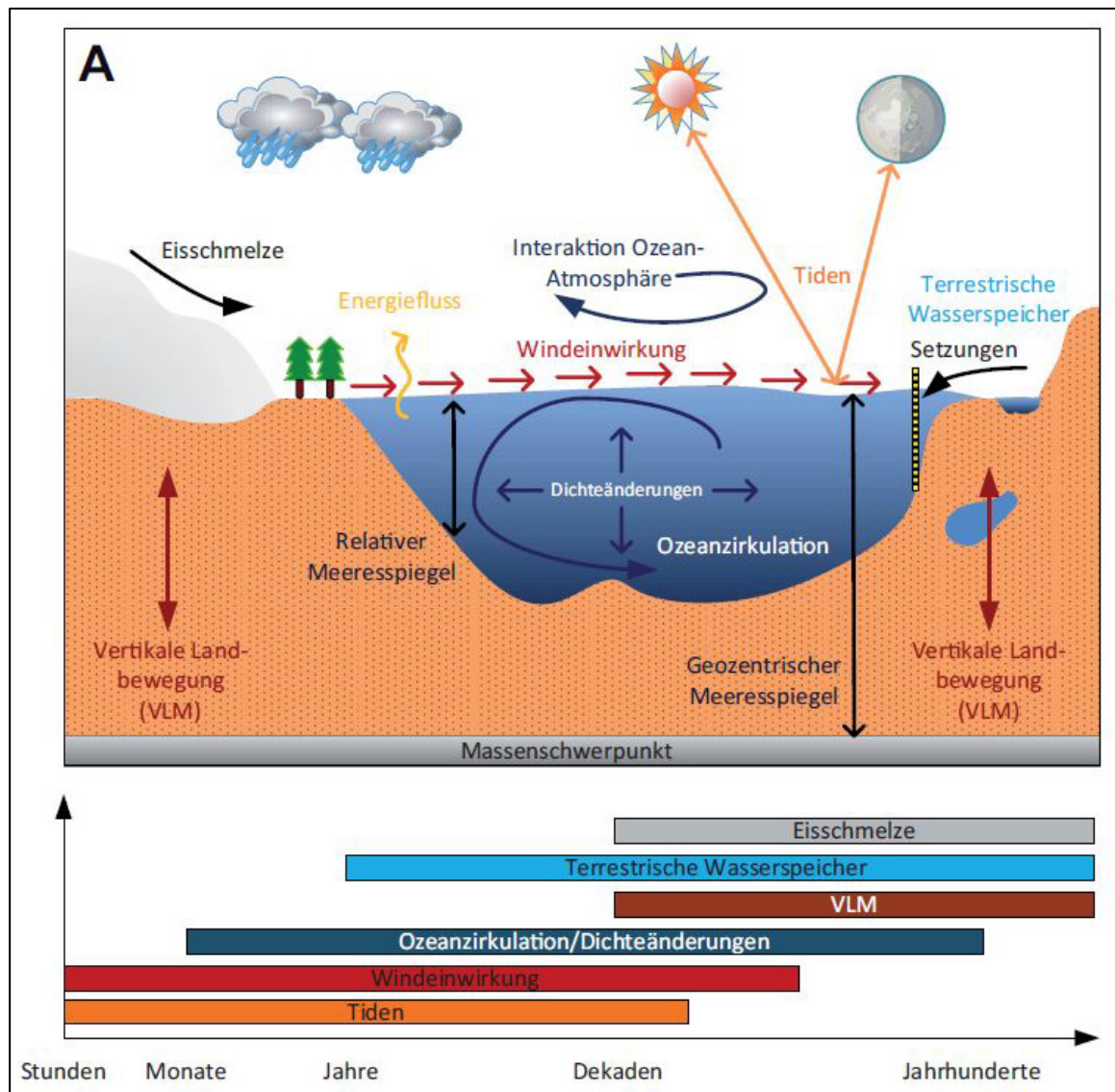


Abbildung 1: Prozesse und ihre zeitliche Dauer, die auf den Meeresspiegelanstieg wirken (Jensen et al. 2014).

Zwar beschreiben diese Wasserstandsdaten die Änderungen des mittleren Meeresspiegels (MSL), jedoch beinhalten sie auch gleichzeitig den Einfluss von Vertikalbewegungen (VLM) der Pegelstationen bzw. von Hebungen oder Senkungen des Hinterlandes. Aussagen über den absoluten Anstieg des MSL sind also nur möglich, wenn die Wasserstandsbeobachtungen mit belastbaren Zeitreihen/Aussagen über Vertikalbewegungen des

Pegels selbst, des Pegelhauses und des Hinterlandes in strenger Form kombiniert werden, siehe die schematische Darstellung in Abbildung 2.

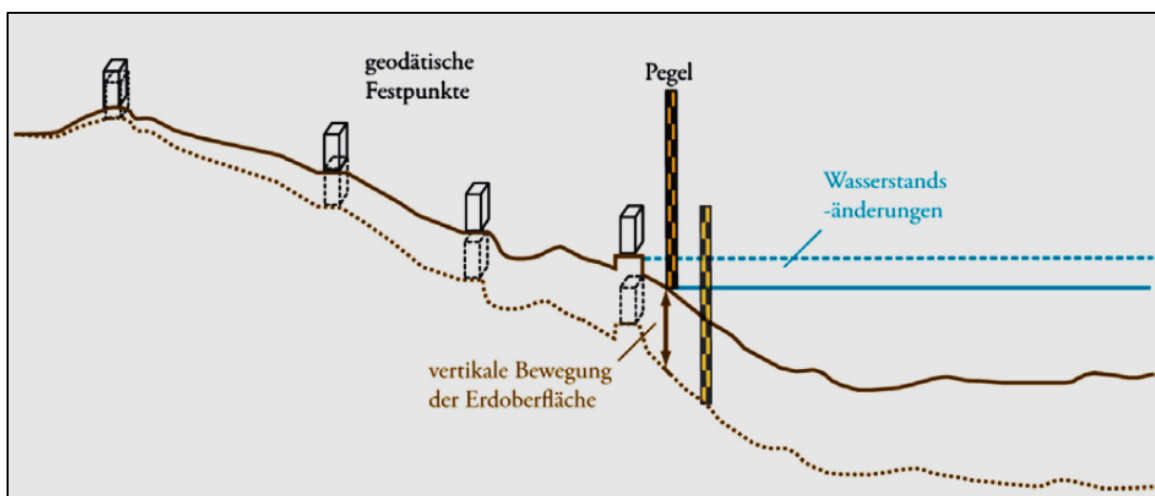


Abbildung 2: Zusammenhang zwischen Vertikalbewegungen, Meeresspiegeländerungen und Pegelinformationen (IKÜS-Abschlussbericht 2008, Wanninger et al. 2009).

Im durchgeführten Gesamtprojekt „MSL Absolut“ (MSLabs) sollten für die deutsche Nord- und Ostseeküste flächenhaft die vertikalen Landbewegungen über einen möglichst langen Zeitraum bestimmt und dann über räumliche und zeitliche Rekonstruktionen in Verbindung mit Modellen aus der Ozean-Reanalyse und Ergebnissen aus der Satellitenaltimetrie der absolute Anstieg des Meeresspiegels quantifiziert werden.

Auch im Hinblick auf die Detektion des anthropogenen Anteils bei dem erwarteten beschleunigten Anstieg des MSL in den nächsten Jahren/Jahrzehnten ist eigentlich für sämtliche Bereiche der Erde eine Separierung der beiden Effekte „Vertikalbewegung“ und „Meeresspiegeländerung“ zwingend erforderlich.

Der Anstieg des MSL stellt eine der Hauptkonsequenzen des natürlichen und anthropogenen Klimawandels dar. Hierbei wird generell zwischen dem relativen MSL (d. h. wie sich der Wasserstand relativ zum Land ändert) und dem absoluten MSL (nach Extrahieren bzw. Berücksichtigen vertikaler Landbewegungen) unterschieden. Für Küstenschutzmaßnahmen liegt der Anstieg des relativen MSL im Fokus, da eine relative Betrachtung zwischen dem Anstieg im MSL und des betrachteten Küstenschutzbauwerks angestrebt wird.

Für den absoluten Anstieg des MSL müssen für Wasserstands-Auswertungen an Pegelstandorten mit entsprechender Regionalisierung jedoch etwaige Höhenänderungen der betrachteten Standorte in die Analysen einbezogen werden. Auch sind für globale Modelle des Meeresspiegelanstieges sowie für die Erforschung der Ursachen von Änderungen an den Pegelablesungen absolute MSL-Änderungen erforderlich.

1.2 Vertikale Landbewegungen

Vertikale Landbewegungen resultieren aus unterschiedlichen Prozessen und treten auf verschiedenen räumlichen wie zeitlichen Skalen auf. Eine in der Wissenschaft klar beschriebene Form der vertikalen Landbewegungen resultiert aus postglazialen Prozessen, die in direkter Verbindung mit der visko-elastischen Reaktion der Erdkruste auf die

veränderte Auflast nach dem Abschmelzen der Eispanser aus der letzten Eiszeit stehen. Gebräuchlich ist die englische Bezeichnung „Glacial Isostatic Adjustment“ (GIA). Während der letzten Eiszeit waren große Teil der nördlichen Hemisphäre von Eis bedeckt, dessen Massen die darunterliegende Erdkruste deformierten. Nach dem Abschmelzen setzte ein Entspannungsprozess ein, der bis heute andauert und auf Zeitskalen von Jahrhunderten als linear anzunehmen ist (Peltier 2004). Diese postglazialen Landhebungen, die vor allem in Skandinavien und Nordamerika bis zu 14 mm/a an einzelnen Pegelstandorten ausmachen können, treten auf sehr großen räumlichen und zeitlichen Skalen auf und können mit Hilfe von Erdsystemmodellen dargestellt werden (Peltier 2004). Auch in Lidberg et al. (2007) und Vestol et al. (2019) finden sich ausführliche Darstellungen zum aktuellen Stand der Modellierung des GIA.

Daneben gehören zu den Ursachen von Landbewegungen eher lokale und regionale Effekte wie beispielsweise die großräumige Entnahme von Grundwasser oder fossilen Brennstoffen (Gas, Erdöl), die Beeinflussungen durch aktiven Bergbau und tektonische Aktivitäten wie Plattenbewegungen, Erdbeben oder Vulkanismus. Diese Effekte haben sowohl zeitlich als auch räumlich eine deutlich kleinere Ausprägung und können nicht mit Hilfe von Erdsystemmodellen erfasst werden (Wöppelmann und Marcos 2016). An einigen Standorten weltweit können solche lokalen Effekte die klimatisch bedingten Änderungen des Meeresspiegels bei weitem überschreiten. In vielen Metropolregionen treten durch Grundwasser-Entnahme erhebliche Setzungen mit Absolutbeträgen von einigen Metern auf (z. B. Siles 2015). Für die an der Küste liegenden Metropolregionen sind solche Setzungen besonders kritisch; z. B. sind für die Region Jakarta Setzungsgeschwindigkeiten von bis zu 20 mm/a festgestellt worden (Fenoglio et al. 2012).

Während die Raten des GIA aus diversen Erdsystemmodellen frei verfügbar sind, können lokale Effekte bisher nur mit Hilfe von direkten Messungen des GNSS und der Daten aus historischen Nivellements bestimmt werden (Wöppelmann et al. 2007, Tengen 2010). Durch die Nutzung der Methoden der satellitengestützten Radarinterferometrie, z. B. unter Verwendung der europäischen und deutschen Radarsatelliten ERS-1/-2, ENVISAT, TerraSAR-X/Tandem-X und Sentinel 1a/1b ist man in der Lage, vertikale Bewegungen der Erdoberfläche in lokalen und regionalen Bereichen abzuleiten. Durch mehrfache Erfassung der Untersuchungsgebiete und Analyse der sich dabei ergebenden Differenzen der Phasenlagen der rückgestreuten Signale können mit hoher räumlicher Auflösung und einer Unsicherheit im Millimeter-Bereich Aussagen über Vertikalbewegungen gewonnen werden.

Die verlässliche Abschätzung von Vertikalbewegungen setzt konsistente Beobachtungen über einen längeren Zeitraum voraus. Die Lebensdauer eines satellitengestützten Radarsensors ist allerdings begrenzt; die Verwendung mehrerer Sensoren mit leicht unterschiedlicher Technologie ist hier vermieden worden.

Daneben ist der messtechnische Anschluss an geologische Stabillbereiche eine zwingend erforderliche Voraussetzung für die Bestimmung eines absoluten MSL-Anstieges. Durch den im Abschnitt 4.1 skizzierten innovativen Auswertansatz ist zumindest für GNSS-Zeitreihen für dieses Problem eine Lösung entwickelt worden. Eine strenge Kombination der GNSS-Ergebnisse mit Radardaten wirft allerdings Probleme auf, die in den späteren Kapiteln diskutiert werden.

2 Datengrundlage

2.1 Grundsätzliches

Bisher hatten geodätische Beobachtungen und damit auch Aussagen zu Landbewegungen entweder einen punktuellen (GNSS) oder einen linienhaften (Nivellement) Charakter. Die Nutzung der Radarinterferometrie in diesem Projekt ermöglicht es, von der Diskretisierung des Untersuchungsgebietes durch eine geringe Anzahl von geodätischen Punkten zu einer flächenhaften Aufnahme und damit Ableitung eines wirklich räumlichen Bewegungsverhaltens zu kommen.

Die Analyse von messtechnisch bestimmten Vertikalbewegungen beschränkt sich in der Mehrzahl der Fälle auf ein lineares Bewegungsmodell, da die Datenlage meist nicht mehr hergibt. Durch die Hinzunahme von relativen Höhenänderungen über die Zeit, wie es bei GNSS und radarinterferometerischen Auswertungen möglich ist, können auch nicht-lineare Änderungen der Erdoberfläche erfasst werden. Aufgrund der Datenlage konnten diese Ansätze auch hier leider nur theoretisch entwickelt und nicht praktisch erprobt werden.

Das hier betrachtete Untersuchungsgebiet umfasst den Bereich von der dänischen Grenze bis in die deutschen Mittelgebirge und von der niederländischen bis zur polnischen Grenze. Diese flächenhafte Ausdehnung wurde für die GNSS-Auswertungen realisiert, für die Auswertung der Radardaten erfolgte eine Beschränkung auf breite Streifen entlang der Küsten. In Abbildung 3 ist ein Überblick über das Untersuchungsgebiet und die verfügbaren Daten gegeben.

In der Konzeptionsphase des Projektes sollten sämtliche verfügbaren Daten für eine flächenhafte Modellierung des vertikalen Geschwindigkeitsfeldes genutzt werden, die methodisch durch Erweiterung der Ansätze von Tengen (2010) umgesetzt worden ist, siehe Abschnitt 3. Die nutzbaren Daten für die Modellierung bestanden zum einen aus punktbezogenen Zeitreihen mit Koordinatenveränderungen aus einer gemeinsamen GNSS-Prozessierung der verfügbaren SAPOS-, IGS-, GREF- und EUREF-Stationen im Untersuchungsgebiet. Zum zweiten standen selbst gewonnene flächenhafte Resultate aus der interferometrischen Analyse von Sentinel-Radardaten zur Verfügung, wobei aufgrund der langen Prozessierungszeiten (bis zu mehreren Wochen) nur ein ca. 50 km breiter Streifen entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste mittels Radarinterferometrie vollständig ausgewertet wurde. Für Plausibilitätsprüfungen sollten auch Ergebnisse von linienhaften Beobachtungen aus Wiederholungsmessungen des Deutschen Haupthöhennetzes hinzugenommen werden, was allerdings nicht erfolgreich war, siehe Abschnitt 2.4.

Um dieses Arbeitsziel zu erreichen wurde als erster Schritt die Akquisition, Aufbereitung und Auswertung der verfügbaren Beobachtungsdaten durchgeführt. Hierbei zeigte sich, dass – bedingt durch den Föderalismus in der Bundesrepublik Deutschland – die Beschaffung von GNSS-Daten von den Vergaberichtlinien der einzelnen Landesvermessungsämter abhängig ist und die Datensätze selbst leider sehr heterogen waren.

Der Zugriff auf die Radardaten der europäischen Fernerkundungssatelliten Sentinel-1A und -1B war problemlos über die europäische Weltraumagentur ESA möglich. Auf die Verwendung der Szenen weiterer Satelliten wurde daher verzichtet; hierzu gab es am IGP im Rahmen anderer Projekte schon Erfahrungen über die – leider recht eingeschränkte – Verfügbarkeit von Daten in den Archiven bzgl. ERS-1/-2, ENVISAT und JERS bzw. ALOS. Siehe hierzu auch die Detailbetrachtung im Abschnitt 2.3.

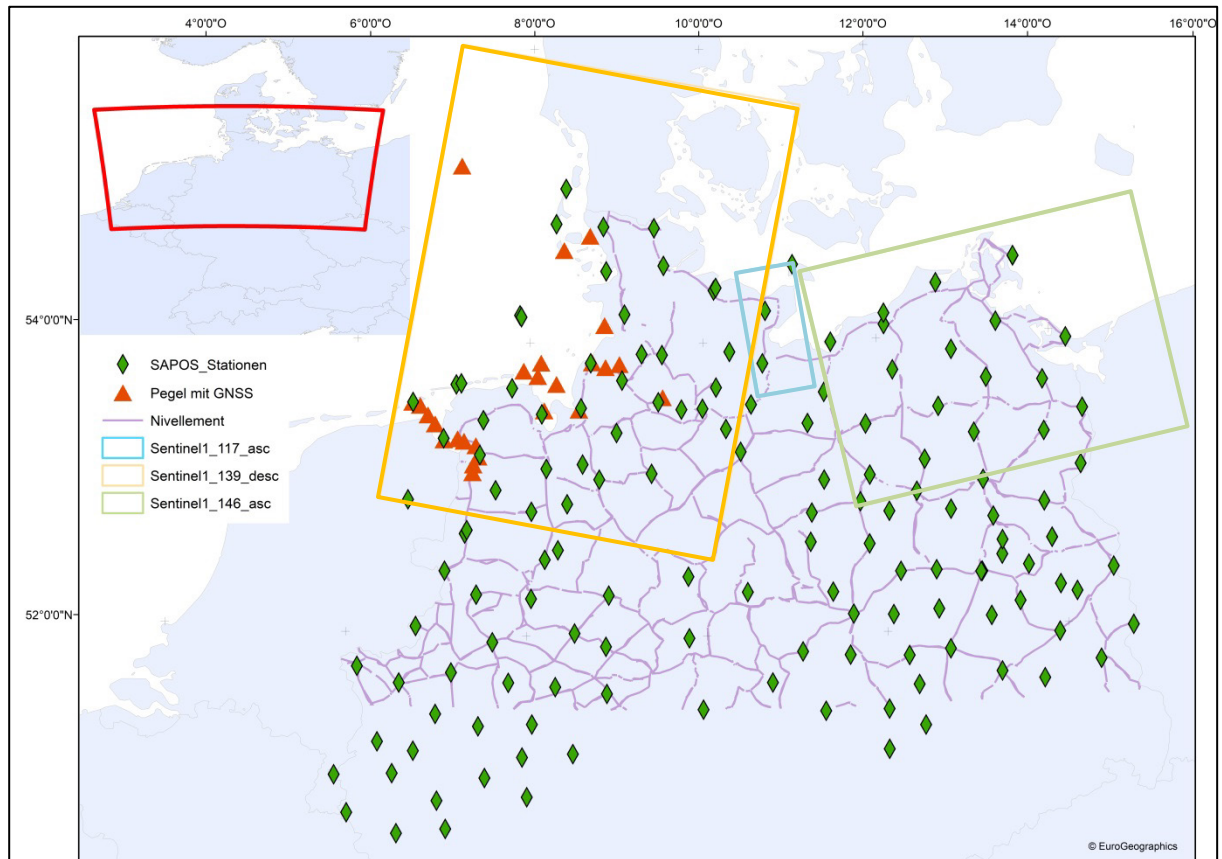


Abbildung 3: Übersicht zur Ausdehnung des Untersuchungsgebietes mit GNSS-Stationen, Doppeldifferenzen aus Nivellement, sowie die Lage ausgewählter Sentinel-1 Datensätze.

Die Beschaffung der Nivellementsdaten über das Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG) gestaltete sich als sehr langwierig, da auch hier das Verfahren zur Weitergabe der eigentlich den Ländern gehörenden Datensätze erst kurz vor Projektende abgeschlossen wurde.

2.2 GNSS-Daten

Die Positionen der GNSS-Permanentstationen sind für das Untersuchungsgebiet in Abbildung 3 dargestellt. Zusätzlich zu SAPOS-Stationen der Landesvermessungen wurden noch Daten von 21 Stationen des IGS, von EUREF bzw. GREF ausgewertet. Auch wurden die Daten der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) für 19 GNSS-Stationen auf Pegeln an der Nordseeküste in die Auswertung mit einbezogen, siehe die orangefarbenen Rauten in Abbildung 3.

Im Rahmen dieses Projektes wurden die Daten im Zeitraum von Anfang 2010 bis Ende 2016 ausgewertet. Früher liegende Datensätze sind von den Landesvermessungsämtern nicht durchgehend abgespeichert worden. Die Daten einiger norddeutscher Bundesländer können für wissenschaftliche Zwecke kostenlos erhalten werden, die Daten aus Nordrhein-Westfalen und Berlin sind sogar frei verfügbar. Die Daten aus Hamburg werden nicht kostenlos bereitgestellt und entsprechend sind hier keine Messungen aus Hamburg genutzt worden. Die Daten von IGS/EUREF/DREF können kostenlos aus dem Internet bezogen werden, auch die Daten der BfG stehen kostenlos zur Verfügung.

Darüber hinaus zeigte sich, dass durch den Föderalismus in der Bundesrepublik Deutschland die Abspeicherung von GNSS-Daten von den Richtlinien der einzelnen Landesvermessungsämter abhängig ist. Da die GNSS-Daten zwar im international üblichen RINEX-Format, aber mit unterschiedlichen Aufzeichnungsraten und Archivierungssystemen vorlagen, war die Vorverarbeitung viel zeitaufwändiger als ursprünglich geplant: Die RINEX Daten liegen zwar tageweise für jede Station vor, jedoch unterscheidet sich die Art und Weise der Speicherung sehr, z. B. Jahr/Station/Tag, GPS-Woche/Tag/Station oder Jahr/Tag/Station (am häufigsten). Teilweise sind die Daten im originären Sekundentakt gespeichert, manchmal schon reduziert auf eine Datenrate von 30 Sekunden. Auch liegen gepackte oder ungepackte Datensätze vor. Insgesamt betrug die aufzubereitende Datenmenge ca. 10 TByte.

Nach Aufbereitung der Originaldaten lagen ca. 400.000 RINEX Dateien (eine Datei pro Jahr/Tag/Station) mit einer Taktrate von 30 Sekunden vor. Pro Tag wurden auch zwei Navigationsdateien für GPS und GLONASS erzeugt. Im Rahmen der Aufbereitung wurde u. a. eine Liste aller verwendeten Antennen erzeugt und weitestgehend automatisch fehlerhafte Antenneneinträge korrigiert. Die Satellitenantennendaten beziehen sich auf das IGS 2014. Präzise Ephemeriden und Atmosphärendaten der ESA werden ebenfalls für die Auswertung bereitgestellt.

2.3 Daten der satellitengestützten Radarfernerkundung

Um einen Überblick über die verfügbaren Datensätze der Radarsatelliten zu bekommen, wurde eine Katalogsuche in den Archiven der Europäischen Raumfahrtagentur ESA durchgeführt. Hierbei erfolgte eine Beschränkung der Suche allein auf die C-Banddaten von ERS-1/-2, ENVISAT und Sentinel-1A/-B. Die L-Banddaten der ALOS-Satelliten und die X-Bandaufzeichnungen von TerraSAR-X bzw. Tandem-X wurden nicht berücksichtigt, da das C-Band im Rahmen der Erdbeobachtung einen guten Kompromiss der Signaleigenschaften darstellt und somit sowohl für den Stadtbereich, wie auch den ländlichen Bereich geeignet ist. Am Beispiel des Großraums Lüneburg, der zentral im Untersuchungsgebiet liegt, soll in der nachstehenden Tabelle 1 das Ergebnis der Katalogsuche für die Daten der verschiedenen Satelliten gezeigt werden. Es lässt sich feststellen, dass die Datenmenge des ERS-2 Satelliten aus 16 Jahren Erdbeobachtung der Datenmenge des Sentinel-1a Satelliten für drei Jahre entspricht.

Tabelle 1: Datenverfügbarkeit der Radarsatelliten für den Großraum Lüneburg, Dezember 2017.

Datenverfügbarkeit Raum Lüneburg				
Satellit	Orbit	Start	Ende	Aufnahmen
Sentinel-1A	asc/desc	14.11.2014	11.12.2017	441
Sentinel-1B	asc/desc	26.09.2014	11.12.2017	162
ENVISAT	asc	29.11.2002	22.09.2010	44
ERS-1	asc/desc	30.07.1991	29.10.1999	76
ERS-2	asc/desc	02.06.1995	18.02.2011	491

Betrachtet man in der Tabelle 1 die Anzahl der Aufnahmen gegenüber dem Aufnahmezeitraum, so zeigt sich, dass eine quasi-kontinuierliche Zeitreihe in der Auswertung nur aus Sentinel-1 Daten möglich ist. Detailuntersuchungen mit den ERS- und ENVISAT-Daten

zeigten, dass es nicht möglich ist, stabile PS oder SBAS-Lösungen für längere Zeitabschnitte zu generieren, da es für diese Satelliten sehr große Zeitintervalle ohne Aufzeichnung in den Archiven gibt.

Für die großräumige und flächenhafte Bestimmung der vertikalen Landbewegungen an der Nord- und Ostseeküste wurden deshalb nur Radaraufnahmen der europäischen Radarsatelliten Sentinel-1A bzw. -1B ausgewählt (Riedel et al. 2018).

Erste Auswertungen mit Gebietsgrößen von 80 km*100 km zeigten, dass auf Grund der langen Prozessierungszeiten eine vergleichbare flächenhafte Abdeckung wie bei der GNSS-Auswertung, nämlich bis zu den Mittelgebirgen, auswertetechnisch nicht realisierbar war. Daher wurde die radarinterferometrische Auswertung auf einen ca. 50 km breiten Streifen entlang der 1.200 km langen deutschen Küste reduziert. Die grundsätzlich gegebene alternative Möglichkeit, globale Rechenzentren einzuschalten, wurde verworfen, da die dort verwendeten Auswerteansätze kaum nachvollziehbar sind und die Ergebnisse der einzelnen Auswertelgorithmen detailliert analysiert werden sollten.

Im Bereich der Nordsee wurde der absteigende Orbit des Track 139 genutzt, der von Oktober 2014 bis März 2018 insgesamt 133 Aufnahmen beinhaltet. Der Track 139 deckt die Ostsee bis Lütjenburg ab. Im östlichen Anschluss wurde der Track 117 im aufsteigenden Orbit von Juni 2016 bis Februar 2019 mit 122 Aufnahmen verwendet, um das Gebiet von Lütjenburg über Fehmarn bis östlich von Lübeck abzudecken. Für die östlichen Bereiche der Ostsee wurde der aufsteigende Orbit 146 mit 130 Aufnahmen von Oktober 2014 bis September 2018 verwendet. Eine Übersicht über die vorhandenen Daten und ihre zeitliche Verfügbarkeit zeigt die folgende Abbildung 4.

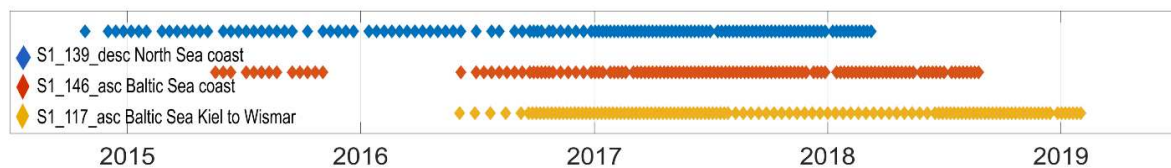


Abbildung 4: Übersicht über die verfügbaren Aufnahmen in den verschiedenen Tracks für den Zeitraum ab 2014.

2.4 Nivellement

Es war eigentlich beabsichtigt, auch originäre Nivellementsdaten in dieses Projekt einzu beziehen. Allerdings war diese Teiluntersuchung nicht erfolgreich:

Datengrundlage waren die beim BKG abgespeicherten, linienhaften Beobachtungen aus den Wiederholungsmessungen des Deutschen Haupthöhennetzes von 1992 (DHHN92) und der aktuellen Erneuerung der Jahre 2006 bis 2012 (DHHN2016). Erfahrungen mit der Kombination von relativen Höhenänderungen aus Nivellementsdaten mit den Ergebnissen aus GNSS-Zeitreihen, auch auf unterschiedlichen Zeitbasen, liegen aus dem KFKI-Verbundprojekt „IKÜS“ vor (Wanninger et al. 2009, Tengen 2010).

Hier sollten – wie bei IKÜS – Änderungen in den gemessenen Höhendifferenzen zwischen zwei identischen Punkten betrachtet werden. Diese doppelten Differenzen entsprechen Geschwindigkeitsunterschieden zwischen den Punkten und geben daher viel besser die Vertikalbewegungen wieder, als die Ergebnisse von Gesamtausgleichungen. In der Theorie sollten alle identischen Punkte aus den Kampagnen DHHN92 und DHHN2016 bestimmt und die Höhendifferenzen zwischen diesen Punkten aufsummiert

werden. Dabei muss man wissen, dass – nach Kenntnis der Autoren – in das DHHN92 auch weiter zurückliegende Messungen ab ca. 1975 eingeflossen sind, also zum Nachweis von Vertikalbewegungen in jedem Fall eine Nutzung der Originaldaten anzustreben ist.

Es wurden jedoch nur Höhendifferenzen zusammengefasst, deren Messzeitpunkte innerhalb eines vorgegebenen Zeitraumes liegen: Höhendifferenzen, die in unterschiedlichen Jahren gemessen wurden, sollten nicht zu einer Line zusammengefasst werden. Da der Verlauf der Nivellementslinien sich in den Kampagnen DHHN92 und DHHN2016 stark unterscheidet, wurden Algorithmen der Graphentheorie eingesetzt, um Linien zwischen identischen Punkten zu finden. Allerdings war die Datenlage aufgrund der sehr unterschiedlichen Beobachtungsabfolge so ungünstig, dass auch mit diesem Ansatz nicht die Höhendifferenzen zwischen zwei identischen Punkten berechnet werden konnten. Da die Nivellementsdaten erst sehr spät bereitgestellt wurden, konnten weitergehende Analysen nicht realisiert werden.

Insgesamt muss man daher konstatieren, dass der anspruchsvolle Ansatz der Nutzung von originären Geschwindigkeitsdifferenzen mit den vorliegenden Nivellementsdaten nicht erfolgreich war.

3 Methodik/Theorie der Modellvorstellung

Das übergeordnete Ziel dieses Forschungsvorhabens ist die Ableitung eines zeitabhängigen Geschwindigkeitsfeldes für Vertikalbewegungen im Bereich der deutschen Küsten an Nord- und Ostsee. Dazu sollte – in der Ausgangsüberlegung – ein mathematisches Modell verwendet werden, das die methodischen Ansätze aus dem KFKI-Verbundprojekt „IKÜS“ umfasst, wie sie in Wanninger et al. (2009) und detaillierter in Tengen (2010) beschrieben sind.

Theoretisch wird hierbei das (zunächst noch fiktive) Geschwindigkeitsfeld im gesamten Untersuchungsgebiet durch eine Linearkombination von Radialen Basisfunktionen (RBF) approximiert, die sich in der Fachliteratur (z. B. Buhmann 2010, Wu et al. 2012) als geeignet für solche sogenannten No-Mesh-Approximationen erwiesen haben. Die RBFs werden über das gesamte Untersuchungsgebiet verteilt aufgebaut und erlauben die Berechnung der Geschwindigkeit für beliebige Positionen im Untersuchungsgebiet. Kriterium für die Anordnung, d. h. die Lage der Zentren und Wirkweite dieser „Pos-RBFs“, ist die Verfügbarkeit von Messdaten und eine erwartete Änderungsrate bzw. Krümmung der Fläche. Bei der in diesem Vorhaben entwickelten und programmtechnisch umgesetzten Modellerweiterung sollten auch zeitlich veränderliche Bewegungen mit erfasst werden können. Dazu wurden neben den „Pos-RBFs“ für die Interpolation in der Fläche auch „Temp-RBFs“ eingeführt, um Bewegungen mit der Zeit zu modellieren.

Als Kernelfunktion für die „Pos-RBF“ wird eine Gauß'sche Glockenkurve verwendet. Die Position (x_k, y_k) und die Breite (Standardabweichung s_k) der Kurve werden aufgrund der vorliegenden Daten festgelegt. Das Gewicht w_k der einzelnen RBF wird im Modell bestimmt. Die Geschwindigkeit v_i eines beliebigen Punktes P_i mit den Koordinaten x_i, y_i ergibt sich als Summe von n Radialen Basisfunktionen im Umfeld des Punktes:

$$v_i = \sum_{k=1}^n w_k e^{-\frac{((x_i-x_k)^2+(y_i-y_k)^2)}{2s_k^2}} \quad (1)$$

Im Projekt IKÜS wurden diese Geschwindigkeiten der RBF als konstant angenommen, hingegen wurden im Projekt MSL_absolut Erweiterungen um – hier so bezeichnete – temporäre RBFs („Temp-RBF“) vorgenommen, um die Modellierung auch nicht-linearer Geschwindigkeiten grundsätzlich möglich zu machen.

Die Geschwindigkeit kann als zeitabhängig modelliert werden, da v_i^t des Punktes P_i zum Zeitpunkt t als Summe von Radialen Basisfunktionen, wieder mit Gauß-Kernel, repräsentiert wird. Für die Geschwindigkeiten dieser Temp-RBF gilt damit:

$$v_i^t = \sum_{k=1}^n w_k e^{-\frac{(t-t_k)^2}{2s_k^2}} \quad (2)$$

Die Zentren der Basisfunktionen t_k und die Standardabweichungen s_k sind aus der Zeitreihe der als Input einfließenden Daten über Höhenänderungen abzuleiten. Das Gewicht w_k wird im Modell bestimmt. Die Höhenänderungen entsprechen dem Integral der Geschwindigkeit über die Zeit:

$$\Delta h = \int_{t_0}^{t_1} v(t) dt \quad (3)$$

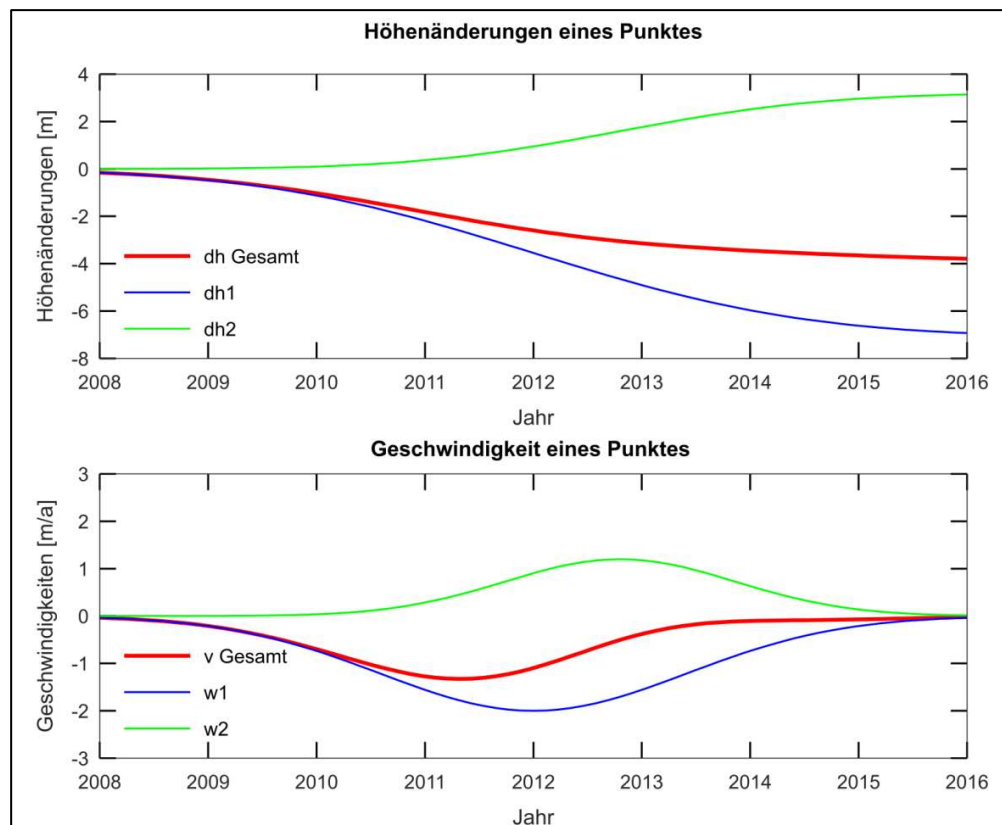


Abbildung 5: Modell der Höhenänderung eines Punktes mit variabler Geschwindigkeit.

Abbildung 5 werden in der oberen Abbildung diese Höhenänderung eines Punktes in Abhängigkeit von der Zeit dargestellt. Dargestellt sind zwei Ausgangsmodelle für Höhenänderungen, z. B. zwei zeitlich variable Ursachen, wie Grundwasserentnahme und Bergbauaktivität. Die zugehörige Geschwindigkeit der Höhenänderung wird in der unteren Zeichnung visualisiert. Die Gesamtgeschwindigkeit v_{Gesamt} setzt sich aus der Summe von zwei einzelnen radialen Basisfunktionen zusammen. Durch die Verwendung von mehreren RBF können beliebige Höhenänderungen modelliert werden.

Die reale Berechnung eines Geschwindigkeitsfeldes kann damit grundsätzlich mit den Eingangsdaten aus der Radarinterferometrie, den GNSS-Höhenänderungen der Permanentstationen und den Höhendifferenzen aus den Nivellements in einem gemeinsamen Modell erfolgen. Hierbei können die aus der Radarinterferometrie bestimmten Höhenänderungen in Abhängigkeit von Zeit und Ort verwendet werden. Alle diese Daten können ohne Änderungen in das Modell übernommen werden. Mit Hilfe von Clustering kann bei Bedarf, z. B. bei sehr dichten PSI-Daten, die Punktdichte reduziert werden.

Ein gemessener Höhenunterschied Δh_i zwischen zwei Szenen aus der Radarauswertung zu den Zeitpunkten t_a und t_b kann formuliert werden als:

$$\Delta h_i = \int_{t_a}^{t_b} v_i dt \quad (4)$$

Die Höhendifferenz Δh_i^t der GNSS-Station P_i zum Zeitpunkt t wird in das Modell eingeführt als:

$$\Delta h_i^t = \int_{t_0}^t v_i(t) dt + \sum_{k=1}^n (a_k \sin(2\pi f_k(t - t_0)) + b_k \cos(2\pi f_k(t - t_0))) + o_i^t \quad (5)$$

Neben einer nichtlinearen Geschwindigkeit können bei diesem Ansatz für die GNSS-Stationen auch eine saisonale Bewegung mit den Parametern a_k und b_k sowie der Frequenz f_k und ein Offset in Form einer Treppenfunktion o^t geschätzt werden.

Für die Ergebnisse von Nivellements gilt: Die Höhe eines Punktes P_i zum Zeitpunkt t bei bekannter Anfangshöhe $H_i^{t_0}$ zum Zeitpunkt t_0 entspricht:

$$H_i^t = H_i^{t_0} + \int_{t_0}^t v_i(t) dt \quad (6)$$

Für eine gemessene Höhendifferenz zwischen den Punkten P_i und P_k zum Zeitpunkt t folgt entsprechend:

$$\Delta h_{k-i}^t = H_k^t - H_i^t = \left(H_k^{t_0} + \int_{t_0}^t v_k(t) dt \right) - \left(H_i^{t_0} + \int_{t_0}^t v_i(t) dt \right) \quad (7)$$

Für den Zeitpunkt t_2 gilt entsprechend:

$$\Delta h_{k-i}^{t_2} = H_k^{t_2} - H_i^{t_2} = \left(H_k^{t_0} + \int_{t_0}^{t_2} v_k(t) dt \right) - \left(H_i^{t_0} + \int_{t_0}^{t_2} v_i(t) dt \right) \quad (8)$$

Die Differenz der Höhendifferenzen ergibt sich zu

$$\Delta h_{k-i}^{t_2} - \Delta h_{k-i}^{t_1} = \int_{t_1}^{t_2} v_k(t) dt - \int_{t_1}^{t_2} v_i(t) dt = \int_{t_1}^{t_2} (v_k(t) - v_i(t)) dt \quad (9)$$

Diese erweiterten Auswertansätze sind zu Beginn des Projektes methodisch entwickelt und softwaremäßig umgesetzt worden. Bei der realen Modellierung des vertikalen Bewegungsverhaltens konnten – hauptsächlich wohl bedingt durch die kurzen Beobachtungsdauern – keine nichtlinearen Geschwindigkeiten nachgewiesen werden, d. h. die „Temp-RBFs“ wurden leider nicht verwendet.

Außerdem sind die in den Abschnitten 6.1 und 6.2 vorgestellten Ergebnisse nur jeweils aus einer Beobachtungsart abgeleitet worden: Eine wirkliche Integration der verschiedenen Beobachtungsarten war aufgrund der sehr heterogenen Daten leider nicht erfolgreich, siehe Abschnitt 6.2. Allerdings sind in den Abbildungen 24 und 25 die Ergebnisse der Modellierung aus Radardaten zusammen mit den Geschwindigkeiten aus den GNSS-Zeitreihen dargestellt, um so zumindest einen visuellen Vergleich vorzunehmen.

4 Auswertung

4.1 Modellbildung aus GNSS-Daten

Pro Tag liegen – nach der vorne beschriebenen aufwändigen Aufbereitung der Rohdaten – die RINEX-Daten von ca. 180 GNSS-Stationen vor. Da diese hohe Anzahl von Stationen mit dem verwendeten Auswerteprogramm WaPNet nach Auskunft des Softwareentwicklers nicht gemeinsam ausgewertet werden können, wird das gesamte Netz in drei nord-süd-orientierte Streifen mit einem Überlappungsbereich von ca. 10 Punkten aufgeteilt. Zur Stabilisierung wird ein übergeordnetes Referenznetz aus IGS/EUREF/DREF und ausgewählten SAPOS-Stationen über das gesamte Untersuchungsgebiet verteilt. Eine fünfte Untergruppe bilden die Pegelstationen zusammen mit ausgewählten Stationen in der Nachbarschaft, siehe die nachstehende Abbildung 6.

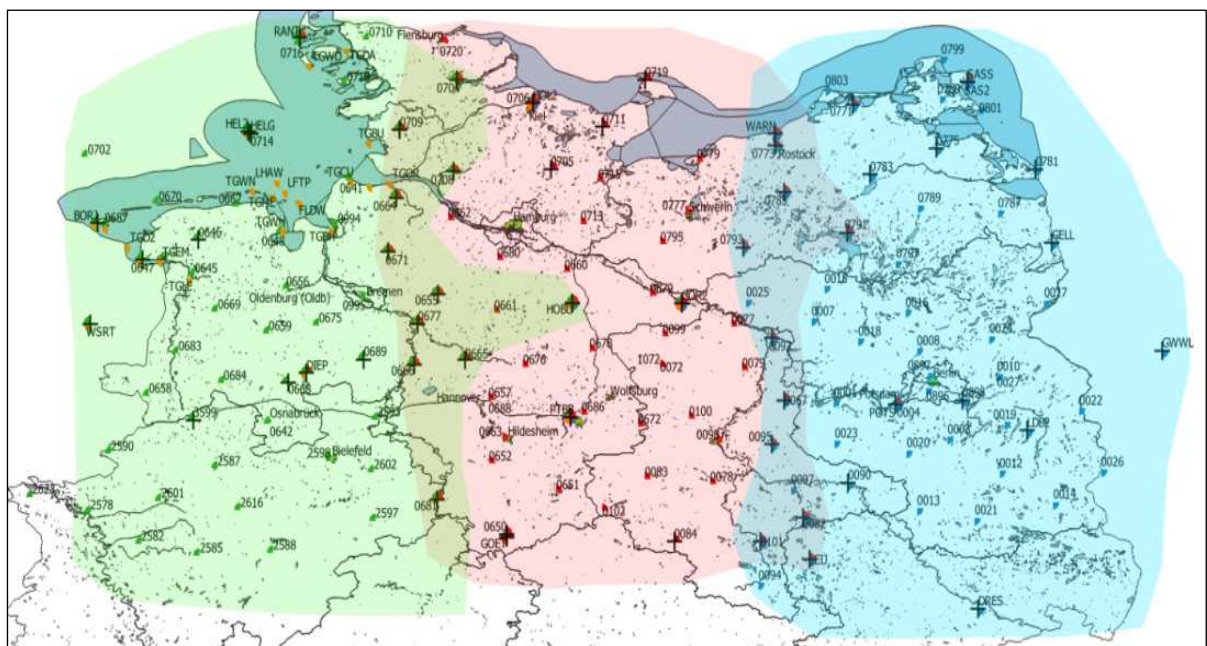


Abbildung 6: Einteilung des Untersuchungsgebietes in 3 Auswertestreifen. Kartengrundlage auf Basis freier Daten des BKG.

Als Ergebnis stehen somit pro Tag fünf Teillösungen – je Untergruppe eine – mit global-kartesischen Koordinaten sowie vollständiger Kovarianzmatrix zur Verfügung. Die 35 Teillösungen pro Woche werden zu einer Wochenlösung zusammengefasst. Für jede Teillösung können im hierfür verwendeten Auswerteprogramm PANDA sieben Parameter einer räumlichen Helmert-Transformation zugelassen werden und daraus wird dann ein einheitlicher Koordinatensatz mit vollständiger Kovarianzmatrix berechnet. Die Kovarianzmatrix einer so gerechneten freien Ausgleichung mit Gesamtpurminimierung beschreibt die innere Genauigkeit des Netzes.

Jede Wochenlösung wird im Sinne einer Helmert-Transformation auf Referenzpunkte im Mittelgebirge gelagert, da die Mehrzahl der Punkte in diesem Gebiet als geologisch stabil anzusehen ist. Außerdem beziehen sich auch frühere Nivellement-Ergebnisse auf den Höhenfestpunkt Wallenhorst, der sich ebenfalls am Rand der Mittelgebirge befindet. Da die Koordinaten nach Norden hin extrapoliert werden, wird ein möglichst breiter Streifen von 46 Referenzpunkten im Süden gewählt, siehe Abbildung 7.

Um eine mögliche Kippbewegung des gesamten Netzes in Nord-Süd-Richtung zu erkennen, wird auch die IGS Station Onsala in Süd-Schweden, deren Bewegungsverhalten unter Einfluss von GIA sehr gut bekannt ist, zur Kontrolle in die Auswertung einbezogen. Die im Abschnitt 5 vorgestellten Ergebnisse bestätigen die Korrektheit des gewählten Ansatzes.

Durch diese Transformationen wird ein einheitlicher Bezug für alle Epochen hergestellt und es besteht keine Abhängigkeit von der Realisierung globaler Referenzsysteme. Ebenfalls liegen in diesem Untersuchungsgebiet auch Höhenreferenzpunkte der Nivellements DHHN92 und des DHHN2016 (Wallenhorst, Flechtingen und Hoppegarten), so dass die hier ermittelten Bewegungen auch mit den Erkenntnissen über die Stabilität dieser Punkte verglichen werden können.

Durch einen innovativen methodischen Ansatz (Tengen et al. 2019) kann im Zuge einer erweiterten Deformationsanalyse nicht nur eine Kontrolle der Stabilität der Referenzpunkte durchgeführt werden, sondern es wird auch versucht, für instabile Punkte ein mathematisch beschreibbares Bewegungsverhalten abzuleiten. So können ein Offset (i. d. R. bedingt durch einen Antennenwechsel), eine lineare Punktbewegung und/oder eine saisonale Bewegung erkannt und dann im Modell berücksichtigt werden. Für die oben beschriebenen Transformationen verbleiben somit auch die Punkte mit einem bekannten Bewegungsmuster in der Gruppe der Referenzpunkte.

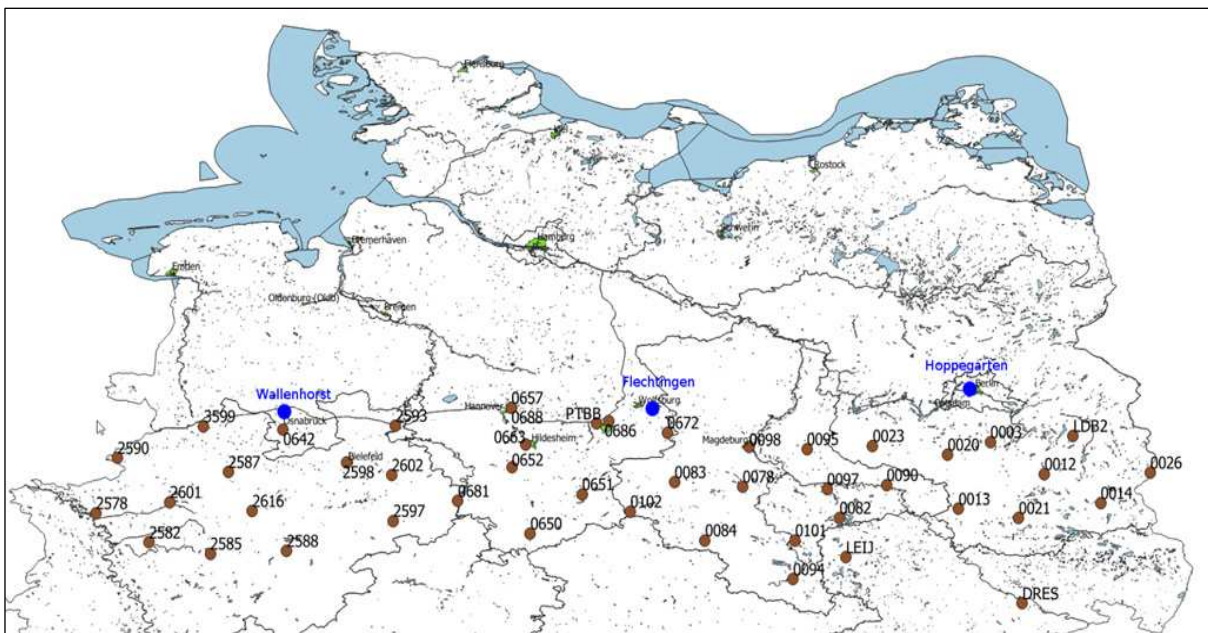


Abbildung 7: Position der Referenzpunkte im Süden des Untersuchungsgebietes. Kartengrundlage auf Basis freier Daten des BKG.

Basis für das Erkennen stabiler Referenzpunkte ist stets eine strenge Deformationsanalyse (Kongruenztest) mit kompletter Kovarianzmatrix. Eine Deformationsanalyse wird stets im global kartesischen System durchgeführt. Es wird fortlaufend jede Epoche mit der ersten Epoche (Nullepoche) verglichen. Sobald die Anzahl der bislang stabilen Punkte einen kritischen Wert unterschreitet (Kriterium in diesem Projekt: 20 Referenzpunkte), wird die Berechnung unterbrochen und alle bisher berechneten Epochen werden auf die als stabil erkannten Punkte transformiert.

Wie in Abbildung 8 exemplarisch skizziert, wird für die instabilen Punkte eine Zeitreihe aufgestellt und versucht, ein Bewegungsmuster zu bestimmen, wie eine lineare Bewegung, ein Offset oder eine saisonale Bewegung (hier nicht dargestellt). Kann die jeweilige Bewegung über mehrere Epochen mit Hilfe von Parametern zuverlässig beschrieben werden, so wird der Punkt als „Referenzpunkt mit bekannten Bewegungsverhalten“ definiert und verbleibt weiterhin in der Gruppe der Referenzpunkte.

Erst durch diesen Ansatz wird erreicht, dass die Gruppe der Referenzpunkte hinreichend groß bleibt, also eine langfristige Auswertung von GNSS-Daten mit Bezug zu festen Gebieten möglich wird.

Anschließend wird die Deformationsanalyse für sämtliche Epochen neu gestartet, wobei jetzt neben den stabilen Referenzpunkten auch die Referenzpunkte mit bekannten Bewegungsverhalten als identische Punkte betrachtet werden. Es werden für jede Epoche somit Transformationsparameter berechnet und alle Stationen mit Hilfe dieser Parameter in ein einheitliches System transformiert. Abschließend werden für alle Punkte (Referenz- und Objektpunkte) die Koordinaten bzw. Koordinatenänderungen im Horizontsystem bestimmt.

Die im Projekt nach diesem Schema ermittelten Bewegungen sind für ausgewählte GNSS-Stationen in Kapitel 5 wiedergegeben und diskutiert worden.

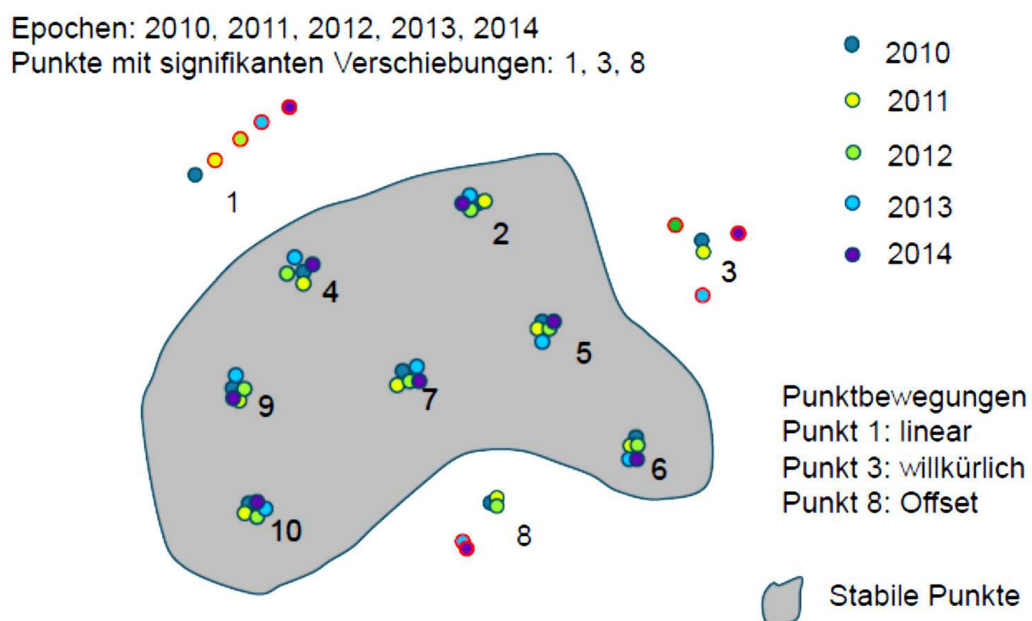


Abbildung 8: Erweiterung der Kongruenzanalyse: Erkennen von Bewegungsmustern für Referenzpunkte bei n Epochen (Tengen et al. 2019).

4.2 Auswertung der Sentinel-1 Aufnahmen

Die Auswertung der Sentinel-1 Daten erfolgte zuerst mit den multitemporalen Prozessierungsmethoden Persistent Scatterer Interferometrie (PSI) und Small Baseline Subset (SBAS) (Ferretti et al. 2001, Berardino et al. 2002). Für diese Auswertungen wurden etablierte Software-Lösungen verwendet.

Die multitemporale Prozessierungsmethode Persistent Scatterer Interferometrie (PSI) nutzt das Stapeln aller Interferogramme, die zwischen einer Masterszene und den verfügbaren anderen Datensätzen (Slaves) berechnet werden können. In Abbildung 8 werden

die möglichen Interferogramme zwischen der Masteraufnahme vom 7. Februar 2017 und allen anderen Aufnahmezeitpunkten über die Zeit dargestellt. Zusätzlich werden hier auch noch die Orbitabstände zwischen den Aufnahmen visualisiert, um ggf. Daten mit zu großen Basislinien aus der Auswertung herauszunehmen. Beim Prozess des Interferogrammstapelns werden die Punkte auf ihre Rückstreustabilität untersucht und nur Pixel, die gewissen Kriterien wie z. B. Langzeitstabilität oder Rückstreuintensität genügen, werden für die weitere Bestimmung der Veränderungen an der Erdoberfläche berücksichtigt.

Die Auswertung mittels der PSI-Methode ist i. d. R. ideal für den urbanen Raum, da die Rückstreueigenschaften der Oberfläche im Stadtgebiet über längere Zeiträume nahezu stabil sind, kann aber auch im ländlichen Bereich angewendet werden, soweit klare Objekte identifiziert werden können.

Die alternative *SBAS-Auswertung* verwendet mehrere Masterdatensätze und nur eine Untermenge der weiteren Datensätze in Bezug zur Referenzszene. Die SBAS-Methode hat im ländlichen Raum durch ihre große Anzahl von Verknüpfungen zwischen den einzelnen Aufnahmen den Vorteil, dass man trotz Änderungen der Rückstreueigenschaften an der Erdoberfläche, z. B. durch Vegetation, eher in der Lage ist, die geometrischen Veränderungen der Oberfläche abzuleiten.

In Abbildung 9 sind exemplarisch die Verbindungsgraphen für die PSI- und SBAS-Ansätze für unser Projekt dargestellt, wobei der Track 139 im absteigenden Bahnbogen genutzt wurde. Für die SBAS-Auswertung wurden Basislinienlängen zwischen den einzelnen Aufnahmen von unter 100 m angestrebt und der Zeitabstand zwischen den einzelnen Aufnahmen sollte 60 Tage nicht überschreiten, um für die PS-Auswertung eine solide Interferogrammbasis zu generieren. Es ist aus der Abbildung 9 ersichtlich, dass die Variation der räumlichen Basislinien sehr gering ist und die Wiederholraten mit bis zu 6 Tagen sehr hoch sind. Beides führt zu einer sehr guten Verknüpfung der Datensätze in der PSI- bzw. SBAS-Auswertung.

Zu Beginn der Auswertungen wurden für das Gebiet des späteren Patch 2 verschiedene Testläufe in der PSI- und SBAS-Auswertung mit unterschiedlichen Parametern durchgeführt. Die SBAS-Auswertung benötigte bis zum Dreifachen der Zeit einer PSI-Auswertung, allein durch die höhere Anzahl der zu prozessierenden Interferogramme. Daher wurde entschieden, auf die flächenhafte Lösung mittels SBAS zu Gunsten der PSI-Prozessierung zu verzichten. In Tabelle 2 sind für die endgültigen Prozessierungen die Rechenzeiten gelistet.

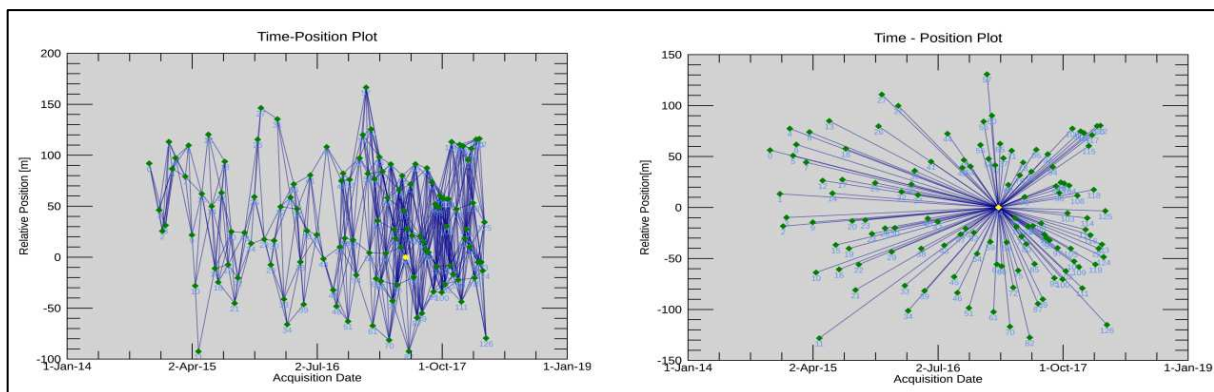


Abbildung 9: Räumliche und zeitliche Verbindungen zwischen Referenzaufnahme (master) und weiteren Datensätzen (slave) für PSI-Auswertung (links) und SBAS-Auswertung (rechts) für Track 139.

Das in Abbildung 10 dargestellte Untersuchungsgebiet wurde in mehrere Teilgebiete (Patches) mit großen Überlappungsbereichen aufgeteilt, da es auf Grund von Prozessierungszeiten und Festplattenspeicher (SSD) nicht möglich war, eine Komplettlösung für die Nord- bzw. Ostsee zu berechnen.

Die Patches 1 (gelb) und 2 (orange) wurden mit einem Standard-Arbeitsplatzrechner mit 4 physikalischen Prozessoren bzw. 8 logischen Kernen bei einer Taktfrequenz von 3,4 GHz und SSD-Platten berechnet, siehe hierzu auch die Tabelle 2. Die angegebene Gesamtrechnenzeit von bis zu drei Wochen bezieht sich auf die Interferogrammgenerierung und die anschließende PS-Prozessierung bis zur Geokodierung der Ergebnisse in vertikale Bewegungen.

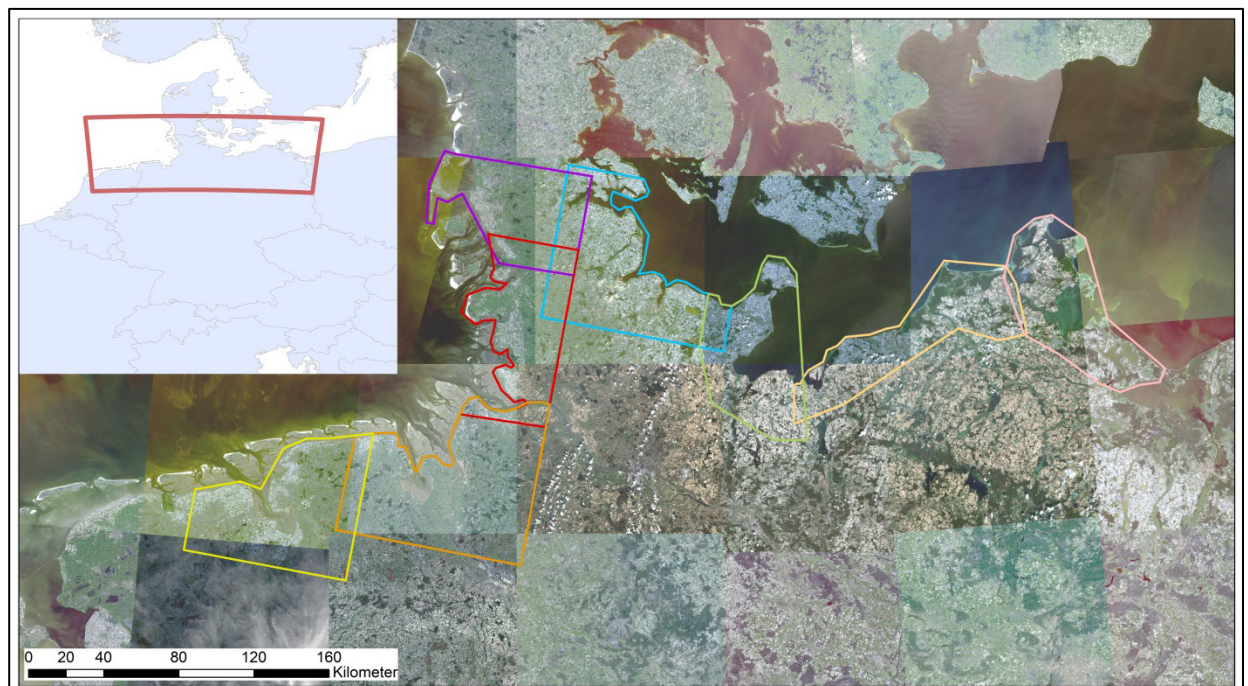


Abbildung 10: Überblick über die bearbeiteten Patches, hinterlegt mit Sentinel-2 Aufnahmen.

Tabelle 2: Übersicht über die Patches mit Prozessierungszeiten, sowie der Gebietsgröße.

Satelliten-Track	Name	Ausdehnung	Fläche (km ²)	Rechenzeit (Tage)	Datensatz (TByte)	Computer
139	Patch1	Emden-Papenburg	5300	14	2	8 Kerne \ 3,4 GHz
139	Patch2	Wilhelmshaven-Bremen	6300	22	2	8 Kerne \ 3,4 GHz
139	Patch3	Cuxhaven-Bredtstedt	3500	6	1,2	88 Kerne \ 2,8GHz
139	Patch4	Bredtstedt-Sylt	3700	6	1,1	88 Kerne \ 2,8GHz
139	Patch5	Flensburg-Lütjenburg	5000	7	1,3	88 Kerne \ 2,8GHz
117	117_asc	Lütjenburg-Lübeck	2200	5	1,1	32 Kerne \ 4,1GHz
146	Ost-see_West	Wismar-Stralsund	3500	8	2	88 Kerne \ 2,8GHz
146	Ost-see_Ost	Stralsund-Świnoujście	3800	5	2	88 Kerne \ 2,8GHz

Die Prozessierung der weiteren Patches erfolgte auf einem leistungsfähigeren Rechner mit 44 physikalischen Kernen bzw. 88 logischen Prozessoren mit 2,8 GHz Taktfrequenz und ebenfalls 2 TByte SSD-Plattenspeicher. Obwohl die zu bearbeitende Fläche für die beiden Ostsee-Patches nahezu gleich ist, waren die Rechenzeiten auf demselben Rechner deutlich unterschiedlich. Die Ursache lag in der zu verarbeitenden Aufnahmegeometrie (Anzahl der genutzten bursts) von Sentinel-1, der Anzahl notwendigen Iterationen zur Bestimmung der PS Pixel, sowie der Auswahl und Größe der Filterschritte.

5 Ergebnisse

5.1 GNSS

Als Ergebnis der Auswertungen nach dem vorstehend beschriebenen Konzept erhält man für sämtliche GNSS-Stationen Zeitreihen mit Höhenänderungen i. d. R. für den Zeitraum von 2010 bis 2016. Diese Ergebnisse sind bezogen auf die Gruppe der Referenzpunkte im Bereich der Mittelgebirge gemäß der Einteilung in Abbildung 7. Diese Zeitreihen bilden die Grundlage für die Ableitung eines Bewegungsmodells für den Küstenbereich in Kapitel 6.

In den Abbildungen 11 bis 15 sind exemplarisch für fünf GNSS-Stationen diese absoluten Vertikalbewegungen über sieben Jahre GNSS-Beobachtungen dargestellt.

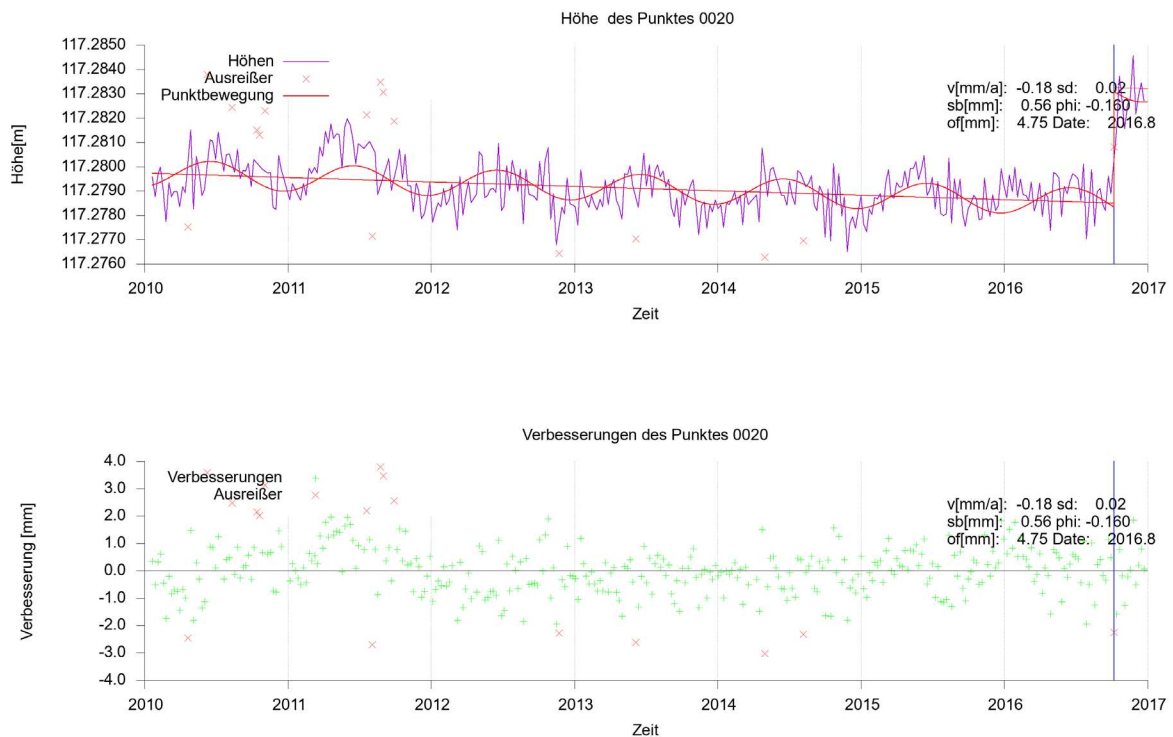


Abbildung 11: Höhenänderungen für den stabilen Referenzpunkt 0020 (Luckenwalde).

Exemplarisch kann man für den als *stabil eingestuft* Referenzpunkt 0020 in Luckenwalde, Lage siehe Abbildung 7, einen sehr geringen Trend und eine saisonale Variabilität in der Höhe beobachten; die Parameterwerte können aus der Zeichnung abgelesen werden.

Wie im unteren Teil von Abbildung 11 ablesbar, zeigt sich in den Wochenlösungen eine Genauigkeit von ca. 2 mm, womit dann auch – für den vorliegenden nur kurzen Beobachtungszeitraum – die Langzeitstabilität für diesen Punkt statistisch nachgewiesen wurde.

Für den in Südschweden liegenden Referenzpunkt Onsala (ONSA), siehe Anmerkungen im Abschnitt 4.1, sind die Höhenänderungen in Abbildung 12 wiedergegeben.

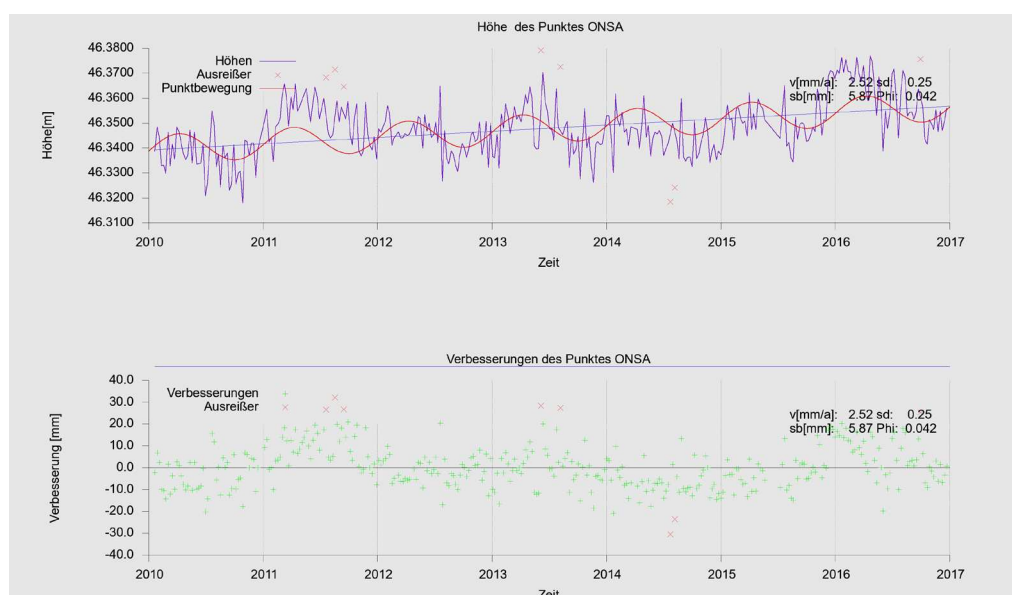


Abbildung 12: Ergebnis der GNSS-Auswertungen für die Höhenänderungen für den externen Bezugspunkt ONSALA in Schweden.

Hier wird für ONSA eine Hebungsgeschwindigkeit von 2,57 mm/a geschätzt, die unter Berücksichtigung der – mit der hier sicher zu optimistisch abgeleiteten – Standardabweichung von 0,25 mm/a trotzdem recht gut zu dem in Vestol et al. (2019) angegebenen Wert von 2,90 mm/a passt. Insoweit bestätigt der hier ermittelte Trend das aus dem Anstieg des fennoskandinavischen Schildes bekannte Bewegungsverhalten für ONSA. Auswertetechnisch ist daher weitestgehend auszuschließen, dass es durch die Extrapolation von den als stabil eingestuften Mittelgebirgsregionen zu den Küstenzonen einen unentdeckten Kippungseffekt gibt.

Die Zeitreihen der GNSS-Stationen in den Abbildungen 13 und 14 beziehen sich auf küstennahe Punkte an der Nord- bzw. Ostsee; auf diese Ergebnisse wird auch im Gesamtergebnis in Abschnitt 6.2 eingegangen.

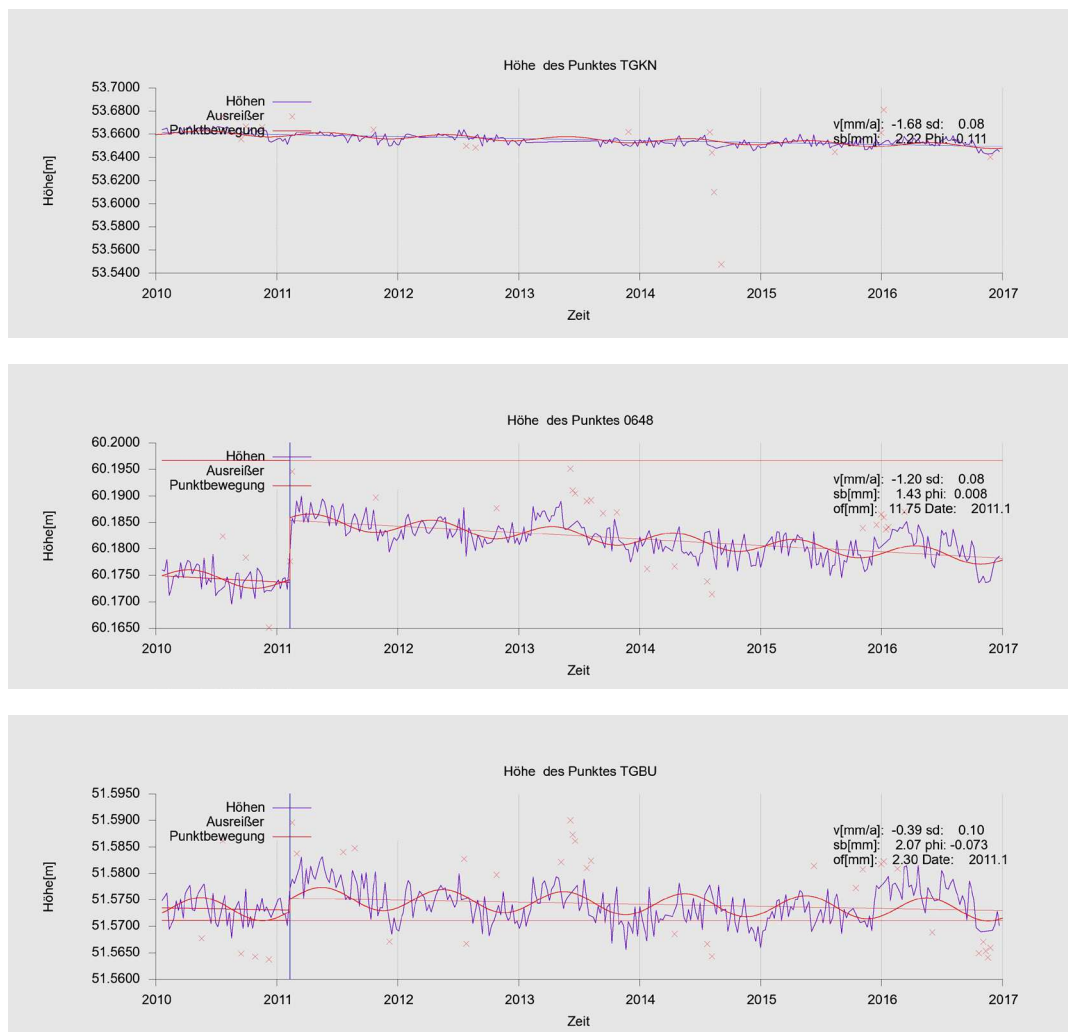


Abbildung 13: Zeitreihen für die absoluten Vertikalbewegungen für einige im Bereich der Nordsee liegenden GNSS-Stationen: Emden (TGKN), Wilhelmshaven (0648) und Büsum (TGBU).

Es ergeben sich mehr oder weniger gleichmäßige Absenkbewegungen dieser Stationen. Für die Station TGKN bei Emden ist kein saisonaler Effekt erkennbar, wie er sich für die Stationen Wilhelmshaven (0648) und Büsum (TGBU) jedoch klar abzeichnet. Hier spielen offensichtlich die Bodenverhältnisse und die Gründung der Stationen eine wichtige Rolle. Für Wilhelmshaven und Büsum ist in den Zeitreihen ein Offset erkennbar, der auf eine Änderung der Antenne bzw. der Antennenaufhängung hinweist.

Die Stationen Schleswig (0704) und Swinemünde (0781) zeigen Hebungen von 0,33 mm/a bzw. 0.66 mm/a, für Warnemünde wird quasi keine Bewegung geschätzt. Wie in Abbildung 17 dargestellt und auch durch die aktuelle Publikation von Vestol et al. (2019) bestätigt, werden für den fennoscandischen GIA-Anstieg in diesem Bereich Bewegungen zwischen 0 und 1 mm/a angesetzt, so dass unsere Ergebnisse sehr gut zu diesem Modell passen.

Wie Büsum und Wilhelmshaven weisen auch die Stationen Schleswig und Warnemünde deutliche saisonale Effekte auf; auch sind wieder Offsets in den Antennenhöhen für zwei Stationen nachgewiesen und eliminiert worden.

Insgesamt sind für alle GNSS-Stationen diese Zeitreihen ermittelt und analysiert worden. Diese Ergebnisse bilden die Grundlage für die flächenhafte Modellierung aus GNSS in Abschnitt 6.1.

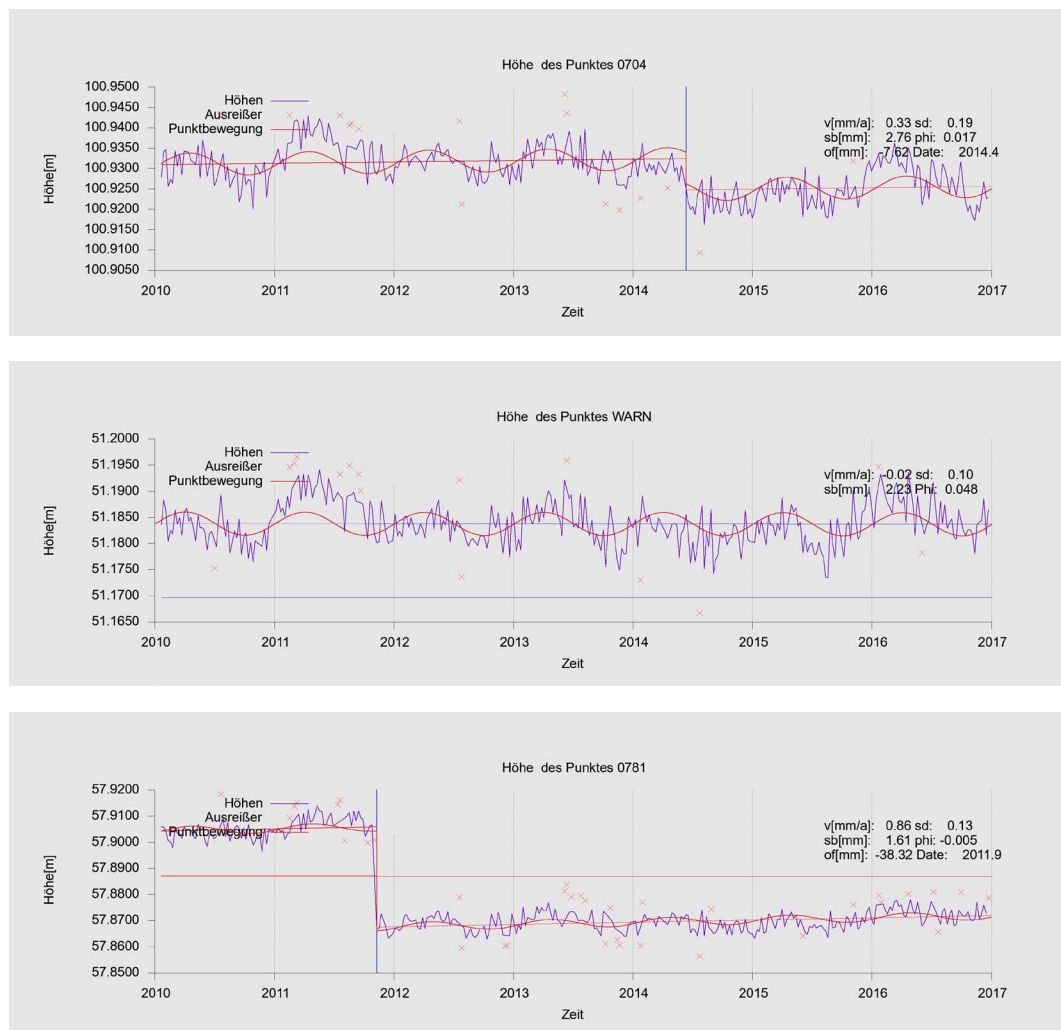


Abbildung 14: Zeitreihen für absolute Vertikalbewegungen für einige im Bereich der Ostsee liegenden GNSS-Stationen: Schleswig (0704), Warnemünde (WARN) und Swinemünde (0781).

5.2 Ergebnisse der PSI-Auswertung

In Abbildung 15 sind die *Vertikalbewegungen* für den gesamten Küstenbereich wiedergegeben, die sich aus der Auswertung der einzelnen Patches der Sentinel-Radarszenen für die

unterschiedlichen Zeitintervalle von zweieinhalb Jahren (Ostsee) und bis zu dreieinhalb Jahren (Nordsee) ergeben haben.

Obwohl die Daten für diese radarinterferometrische Bestimmung von Bewegungen mehrere Sentinel-Streifen umfassen und die Auswertung in mehreren Patches erfolgte, siehe Tabelle 2, werden hier die Ergebnisse zu einer Gesamt-Darstellung zusammengefasst, da Auswertungen für Überlappungsbereiche keine Hinweise auf systematische Effekte zwischen den Streifen zeigen, siehe Tabelle 3. Die primär ermittelten Veränderungen in Line-Of-Sight (LOS) sind aufgrund der Aufnahmegeometrie in Vertikalbewegungen umgerechnet worden, wobei von der Hypothese ausgegangen wird, dass ausschließlich vertikale Bewegungen vorliegen. Schließlich wird von einem linearen Geschwindigkeitsfeld ausgegangen, da es aus den Daten keine eindeutigen Hinweise dafür gibt, beziehungsweise keine belastbare Vorinformation dafür vorliegt, dass hier ein nicht-lineares Bewegungsmodell eher angemessen wäre.

Die Ergebnisse der zusammengefassten PSI-Auswertung in Abbildung 15 zeigen für weite Küstenbereiche der Nord- und Ostsee eine sehr homogene Geschwindigkeitsverteilung, die von einigen signifikanten Hebungs- (rot-orange)- bzw. Setzungssignalen (blau-dunkelblau) durchbrochen wird. Die gesamte Schätzung der Geschwindigkeiten erfolgte anhand kurzer Zeitreihen, deren Aussagekraft nicht vergleichbar zu den längeren GNSS-Zeitreihen ist. Daher sind die gelben bis hellblauen Farbbereiche mit ihren Geschwindigkeiten innerhalb der Spanne von ± 3 mm/a im Rahmen der Unsicherheit der Auswertung als nicht signifikante Bewegungen betrachtet worden.

Im Raum Emden werden stärkere Vertikalbewegungen beobachtet mit Geschwindigkeiten bis zu -8 mm/a. Diese Bewegungen lassen sich eventuell als abklingende langfristige Auswirkung der Entnahme von Gas im Groninger Gasfeld erklären. In Wilhelmshaven und im Bereich Etzel befinden sich Kavernenspeicher, die die Setzungen an der Erdoberfläche mit Vertikalbewegungen bis -10 mm/a verursachen (BGR 2018).

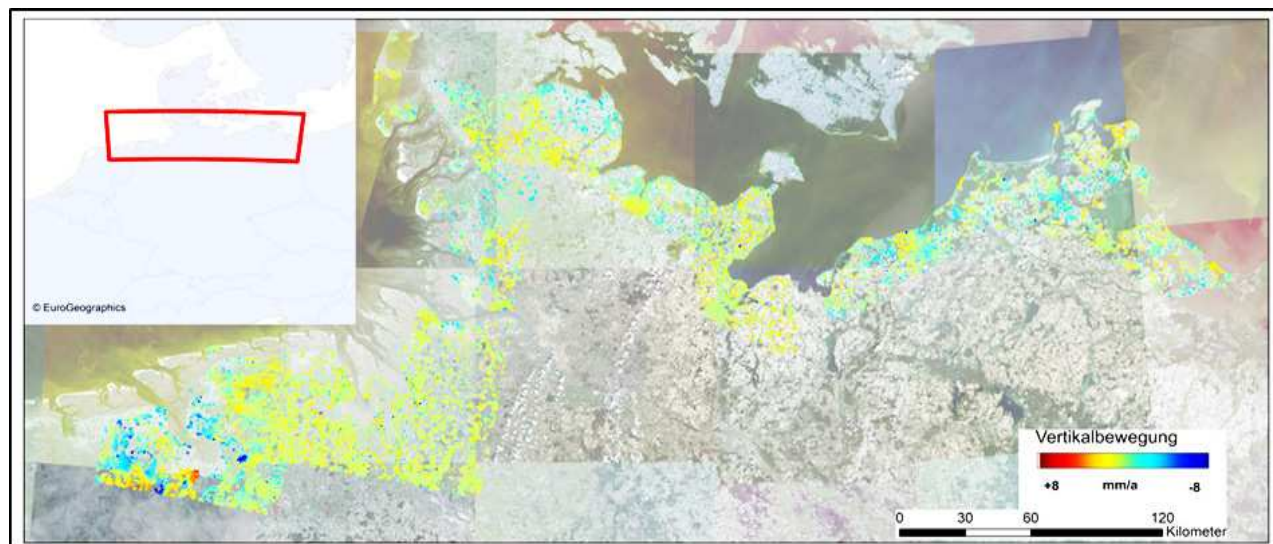


Abbildung 15: Gesamtergebnis der PSI-Auswertung für die Nord- und Ostseeküste, zusammengesetzt aus den Teillösungen für den Zeitraum Oktober 2014 bis Februar 2019.

Diskussion im Bereich Emden/Groningen: In Abbildung 16 sind den PSI-Ergebnissen die Ergebnisse des Niederländischen Bodenbewegungsdienstes (Nederlands Centrum voor Geodesie en Geo-Informatica (NCG 2019) hinterlegt. Es lässt sich fest-

stellen, dass die Bewegungen im Raum Groningen in ihrer Ausdehnung übereinstimmen, aber der NCG (2019) Bewegungsraten auf niederländischer Seite bis -30 mm/a ermittelt.

Nördlich von Windschoten (roter Kreis in Abbildung 16) könnten Hebungen durch das Blauwestad Projekt entstanden sein. Während der Projektphase wurde des Naturschutzgebiet Oldamtmeer teilweise geflutet und zu einem neuen See verändert. Hebungen in den Dörfern nahe des Zuuidlardenermeers können auf anthropogene Ursachen zurückgeführt werden – hauptsächlich durch den Bau von Häusern und Stegen als Bootsanleger, Installationen von Solaranlagen auf Dächern, industrielle und landwirtschaftliche Produktion, die zu mikroklimatischen Effekten führen und in der Auswertung, als Hebung erkennbar ist. In Veedam sind leichte Hebungen durch den Bau eines neuen Kreisverkehrs und eines neuen Autobahnkreuzes erkennbar. Die lokalen Hebungen stimmen mit den Bewegungen des Bodenbewegungsdienstes der Niederlande (Nederlands Centrum voor Geodesie en Geo-Informatica) (NCG 2019) überein.

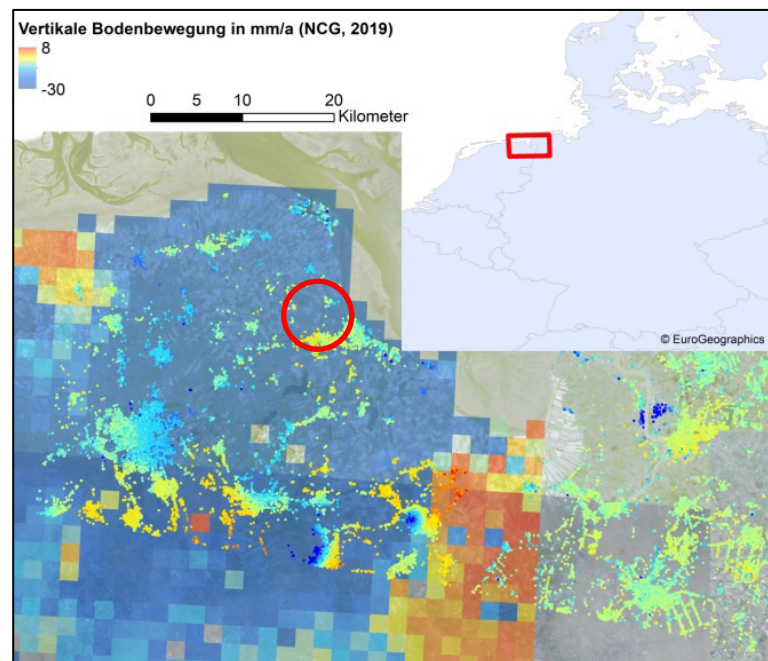


Abbildung 16: Ergebnisse der PSI-Auswertung im Raum Groningen hinterlegt mit Ergebnissen des Bodenbewegungsdienstes der Niederlande (NCG 2019). Roter Kreis markiert Hebungsbe-
reich nördlich Windschoten.

Die **Ergebnisse der PSI-Lösungen im Bereich der Ostsee** wirken homogener als im Emdener Bereich und generell an der Nordseeküste. Eine Hebung auf Grund der isostatischen Ausgleichsbewegungen der letzten Eiszeit (Glacial Isostatic Rebound, GIA) ist aus den Radarergebnissen nicht eindeutig erkennbar, siehe Abbildung 17, zeigt sich jedoch als Tendenz. Die Zeitreihen von maximal drei Jahren Länge, je nach Teilgebiet, sind zu kurz, um diese Ausgleichsbewegung nachweislich zu detektieren.

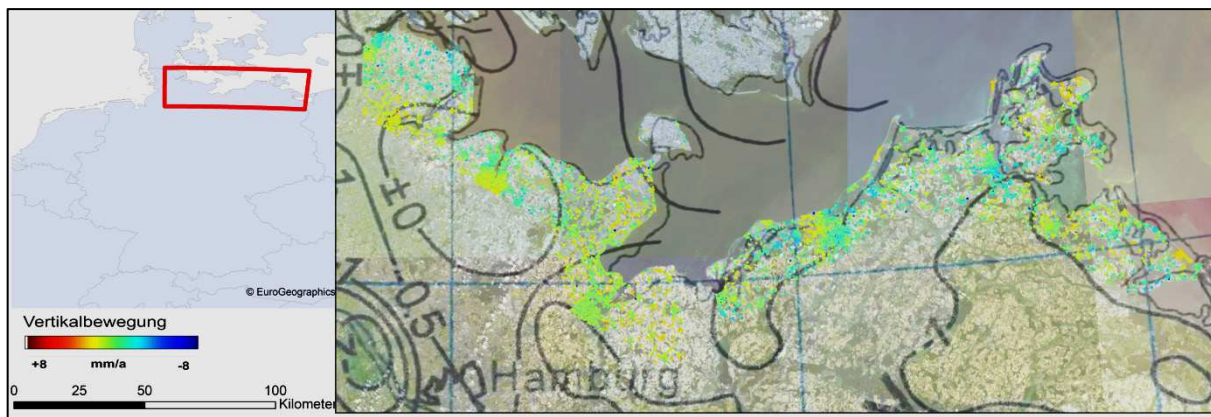


Abbildung 17: Ergebnisse der PSI-Auswertung hinterlegt mit Hebungsraten des GIA aus Frischbutter und Schwab (2001).

Ein **grundsätzliches Problem** für großräumige Betrachtungen ist die Verwendung von Radarszenen aus unterschiedlichen Streifen und die Bearbeitung in unterschiedlichen Patches. Hier können sich Restsystematiken aus den Orbits, unterschiedlichen Atmosphärenkorrekturen u. a. auswirken. Daher ist es wichtig festzustellen, dass bei Detailuntersuchungen in den Überlappungsbereichen der Patches die Offsets zwischen den Auswertungen meist im Bereich von 0,1 bis 0,4 mm/a liegen, allerdings mit einem Maximalwert von $-0,7$ mm/a, siehe Tabelle 3. Auf Grund dieser geringen Offsets wird keine Offsetkorrektur angebracht. Entsprechend werden die Änderungsraten aus der PSI-Auswertung als reale Höhenänderungen angesehen und so in die Gesamtbetrachtung, siehe Abbildung 15, eingeführt.

Tabelle 3: Detailuntersuchungen in den Überlappungsbereichen der Patches.

Name	Ausdehnung	Fläche (km ²)	Überlappende Fläche (km ²)	Anzahl PS	Anzahl PS in überlappender Fläche	Differenz in überlappender Fläche [mm/a]
Patch1 (P1)	Groningen-Papenburg	5300	510 mit P2	249890	20120	-0,1
Patch2 (P2)	Wilhelmshaven-Bremen	6300	450 mit P3	254713	P1: 25250 P3: 10401	-0,1
Patch3 (P3)	Cuxhaven-Bredtstedt	3500	580 mit P4	62580	P2: 13715 P4: 5500 P5: 758	-0,7
Patch4 (P4)	Bredtstedt-Sylt	3700	690 mit P5	31678	P3: 6749 P5: 13971	0,1
Patch5 (P5)	Flensburg-Lütjenburg	5000	500 mit P3	68528	P3: 1202 P4: 10924 117_asc: 1871	P3: -0,4
117_asc	Lütjenburg-Lübeck	2200	100 mit P5	108461	P5: 4776	P5: 0,5
Baltic Sea_West (BS_W)	Wismar-Stralsund	3500	180 mit BS_E	94200	12246	0,2
Baltic Sea_East (BS_E)	Stralsund-Świnoujście	3800		72081	12117	

Im alten **Stadthafen von Rostock** sind Setzungen von bis zu $-4,5$ mm/a auf einer Fläche von 10 km² erkennbar, siehe Abbildung 18. Zu Beginn der Zeitreihe 2014 wurde ein Bürogebäudekomplex auf holozänen Torfen gebaut; diese zusätzliche Auflast führte zu starker Konsolidierung der Torfe (BGR 1993).

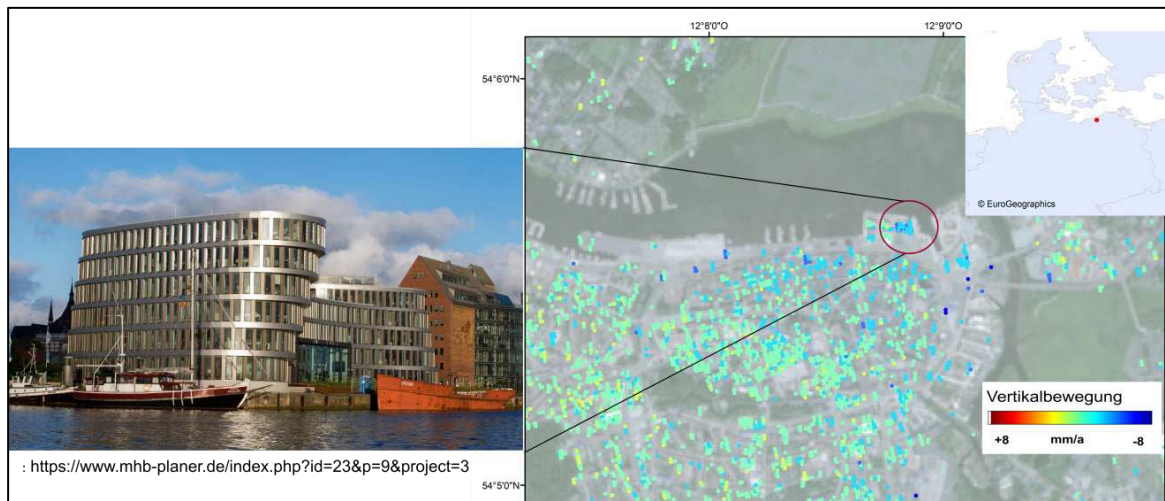


Abbildung 18: PSI-Ergebnisse für ein neues Bürogebäudes im Stadtgebiet Rostock.

Weitere derart lokale vertikale Landbewegungen können ebenso meist auf größere Bauaktivitäten, aber auch z. B. das Anbringung von Solarzellen auf Feldern und Dächern, starke Befahrung von Straßen und mikroklimatische Effekte in Ballungsgebieten zurückgeführt werden.

Das **Studiengbiet Cuxhaven** und insbesondere der Pegel in Cuxhaven-Steubenhöft hatten in diesem Projekt eine hohe Bedeutung, weil dieser Pegel mit Aufzeichnungen seit 1900 die längste Zeitreihe Deutschlands darstellt (Jensen et. al. 2014).

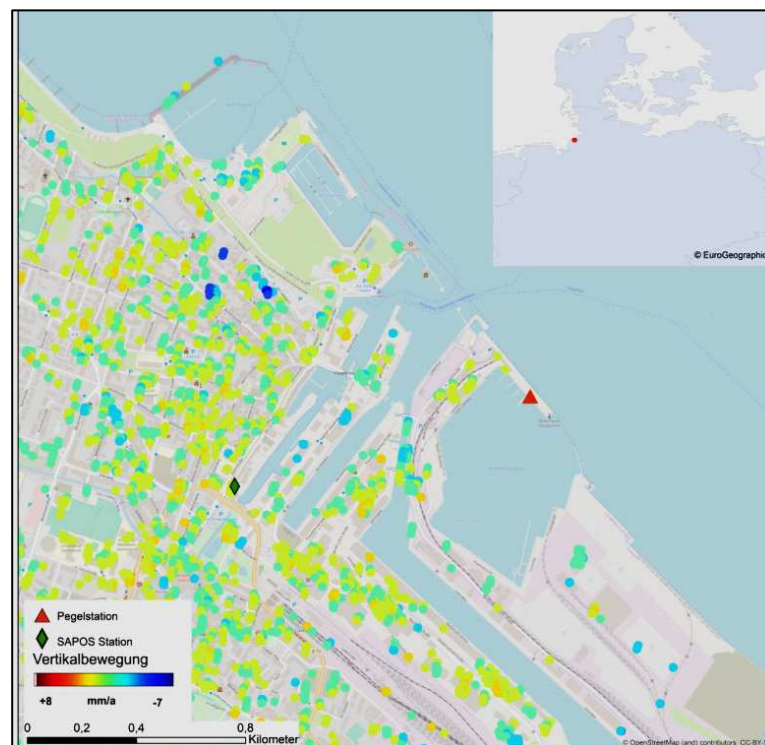


Abbildung 19: PSI-Lösung für Patch 2 für das Umfeld des Pegels Cuxhaven-Steubenhöft.

In Abbildung 19 ist die Lage der Pegelstation TGCU, die mit einem GNSS Empfänger ausgestattet ist, sowie die benachbarte SAPOS-Station 0641 dargestellt.

Für den *Pegel in Cuxhaven-Steubenhöft*, siehe Abbildung 20, erkennt man eine deutlich höhere Variabilität (Saisonalität) der Höhenkomponente des GNSS-Pegelpunktes TGCU, aber nur sehr geringe langfristige Effekte, hier sogar eine geringe Hebung.

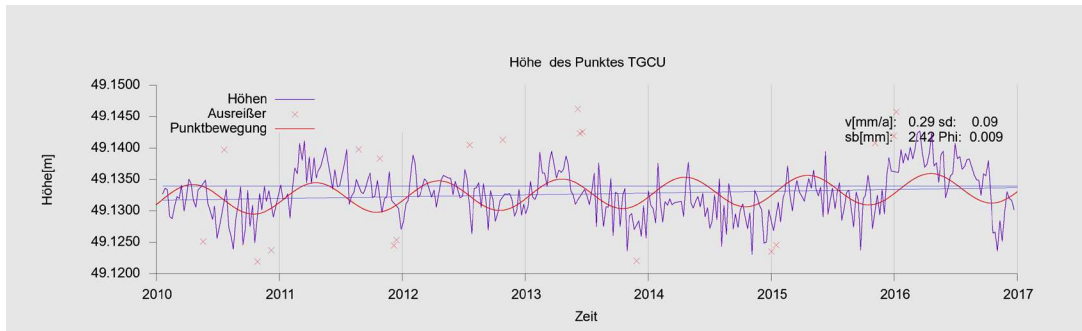


Abbildung 20: Ergebnis für die GNSS-Höhenänderungen am Pegel in Cuxhaven-Steubenhöft.

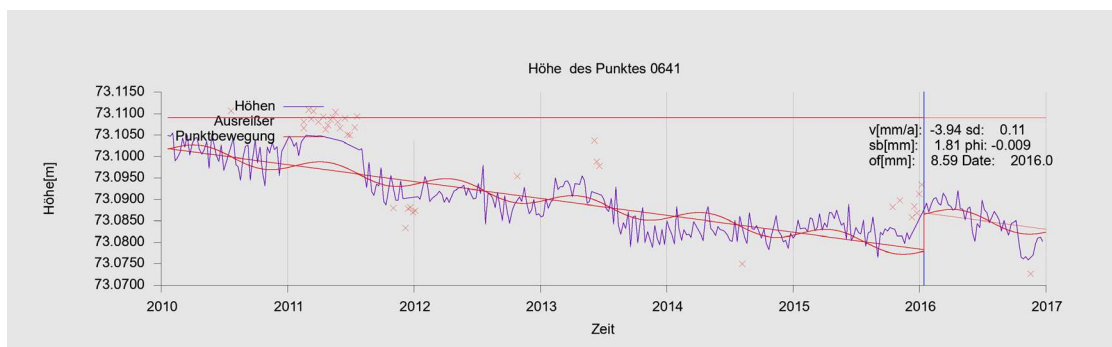


Abbildung 21: Ergebnis für die GNSS-Höhenänderungen für die SAPOS-Station 0641 im Hafengebiet von Cuxhaven.

Für die noch im Hafengebiet liegende SAPOS-Station 0641 ist gemäß Abbildung 21 ein völlig anderes Verhalten festgestellt worden. Zwar sind auch hier saisonale Effekte erkennbar, doch liegt eine deutliche Vertikalbewegung von $-3,94$ mm/a vor. Dies zeigt, wie problematisch die Annahme eines gleichmäßigen Verhaltens für Nachbarpunkte im Küstenbereich ist, d. h. es muss immer eine Detailbetrachtung vorgenommen werden!

Anhand des oben detaillierten Beispiels soll die Kombination der GNSS- mit PS-Daten erläutert werden: Abbildung 22 zeigt die gemittelte Höhenänderung des nächsten PS Punkteclusters zum Pegel Cuxhaven-Steubenhöft, d. h. der Pixelgruppe, die den geringsten räumlichen Abstand zum GNSS-Pegel TGCU hat für Patch 2 (orange), wie auch Patch 3 (rosa), sowie die Zeitreihe des GNSS-Pegelpunktes (grün). Die Zeitreihe des GNSS-Pegels TGCU enthält 355 Datensätze bei einer wöchentlichen Wiederholrate und sieben Jahren Beobachtungsdauer. Die mittlere Geschwindigkeit des Pegelpunktes beträgt $-1,7$ mm/a mit einer Standardabweichung von $4,4$ mm/a.

Das PS-Cluster für den Patch 2 befindet sich in 140 m Entfernung zum Pegel und besteht aus 2 PS. Die mittlere Geschwindigkeit für den Zeitraum von 2014 bis 2018 beträgt $0,9$ mm/a mit einer Standardabweichung von $2,2$ mm/a.

Das PS Punktecluster für Patch 3 befinden sich in 200 m Entfernung zum Pegel und umfasst eine Punktgruppe von vier PS Pixeln. Die mittlere Geschwindigkeit für den Zeitraum von 2014 bis 2018 beträgt $1,9$ mm/a mit einer Standardabweichung von $2,2$ mm/a.

Die Standardabweichung aus der GNSS-Lösung ist mit 4,4 mm/a hoch und könnte durch ein saisonales Signal verursacht sein. Es ist dennoch erkennbar, dass die relativen vertikalen Bewegungen im Zeitraum von 2015 bis 2017 zwischen den beiden PS-Lösungen und der GNSS-Lösung übereinstimmen.

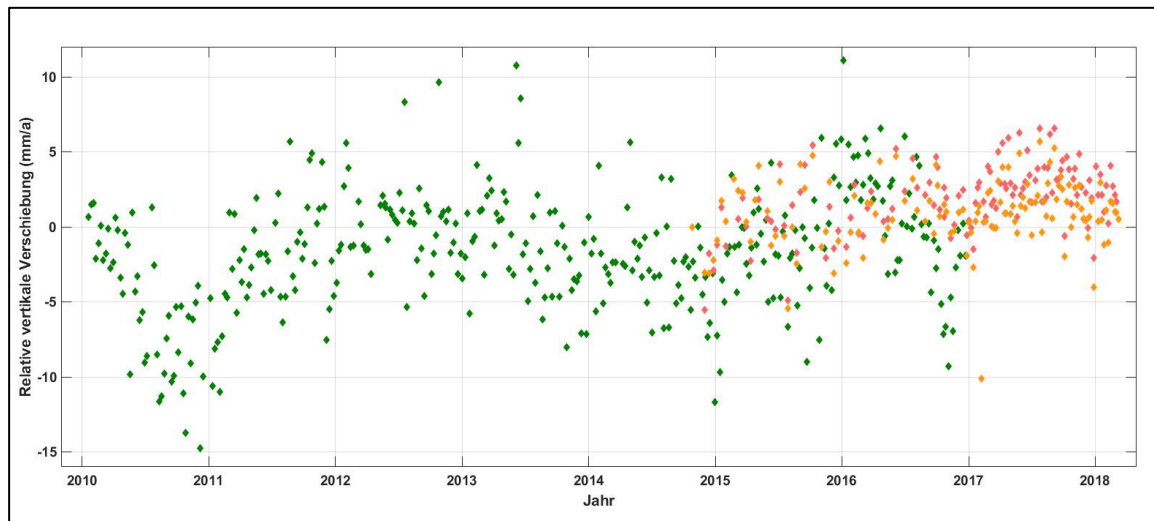


Abbildung 22: Relative vertikale Bewegungen für den GNSS-Pegelpunkt (grün), P2_neu (orange) und P3 (rosa).

In der Literatur wird das Verhalten dieses Bereichs um den Pegel Cuxhaven-Steubenhöft nicht einheitlich gewertet: Siefert und Lassen (1985) berichten von Subsidenz an diesem Pegel und ermitteln einen Korrekturterm für die Pegelzeitreihe vor Ort. Ergebnisse des IKÜS-Projektes (Wanninger et. al. 2008) ermittelten für den Bereich Cuxhaven (ohne den Pegelpunkt selbst einbezogen zu haben) auch negative Vertikalbewegungen.

Im Gegensatz dazu ermittelten Sudau und Weiß (2001) Hebungen am Pegel. Die hier vorgestellten Ergebnisse weisen auf geringe Hebungen direkt am Pegel seit 2010 hin, ebenso aber auf Senkungen im Stadt- bzw. Hafengebiet von Cuxhaven.

Als Ergebnis dieser Detailbetrachtung darf festgehalten werden, dass Pegelbauwerke selbst kontinuierlich in ihrem Verhalten in Bezug zur Umgebung beobachtet werden sollten, d. h. zu Stabilpunkten oder Punkten mit bekanntem Bewegungsverhalten. Eine elegante Lösung wird in der physikalisch stringenten Verbindung zu einer GNSS-Antenne auf dem Pegel selbst gesehen.

6 Darstellung der Gesamtmodelle

In diesem Abschnitt werden die erzielten Erkenntnisse über flächenhafte Vertikalbewegungen an Nord- und Ostsee zusammenfassend dargelegt. Ausgangsbasis hierfür waren Modellierungen für das Bewegungsverhalten im gesamten Untersuchungsgebiet auf der Grundlage der methodischen Ansätze aus Kapitel 3.

Leider konnte aus den vorliegenden Nivellementsdaten kein zusammenhängendes Netz aus abgeleiteten Geschwindigkeitsdifferenzen bestimmt werden, siehe Abschnitt 2.4. Daher erfolgte keine separate Modellierung allein aus Nivellementsdaten.

6.1 Ergebnisse einer flächenhaften Modellierung aus GNSS-Zeitreihen

Die Abbildung 23 zeigt das flächenhafte vertikale Bewegungsmodell für das Untersuchungsgebiet aus den kontinuierlichen GNSS-Beobachtungen für den Zeitraum von 2010 bis 2016. Hierbei sind sämtliche Beobachtungen für das in Abbildung 6 dargestellte umfangreiche Netz von GNSS-Permanentstationen berücksichtigt worden. Der gesamte Datensatz ist zunächst nach dem in Abschnitt 4.1 beschriebenen Auswertekonzept bearbeitet und im Hinblick auf stabile Referenzpunkte und Referenzpunkte mit bestimmbar Bewegungsverhalten im Bereich der Mittelgebirge analysiert worden.

Anschließend ist eine Modellierung des Bewegungsfeldes aus den GNSS-Daten mittels Radialer Basisfunktionen (RBF) gemäß Abschnitt 3 erfolgt. Da – wohl bedingt durch die doch recht kurze Beobachtungszeit – keine Indikatoren für ein nichtlineares Bewegungsfeld feststellbar waren, wurde nur mit Pos-RBF bearbeitet, d. h. es wurden allein lineare Vertikalbewegungen geschätzt.

Die ermittelten Hebungen liegen mit bis zu 2 mm/a entlang der gesamten Ostseeküste eher höher als die Ansätze aus dem „Global Isostatic Adjustment (GIA)“, die in Abbildung 17 skizziert sind. Dieser Effekt stimmt mit Ergebnissen von Vestol et al. (2019) überein, der aufzeigt, dass Upliftraten aus aktuellen GNSS-Messungen im norddeutschen Raum um ca. 1 mm/a größer ausfallen können, als im GIA-Modell abgeschätzt.

Allerdings ist auch zu berücksichtigen, dass es regionale und lokale Effekte gibt und die Verifizierung solch globaler Modelle durch die kurzen Beobachtungszeiten in unserem Projekt schwierig ist.

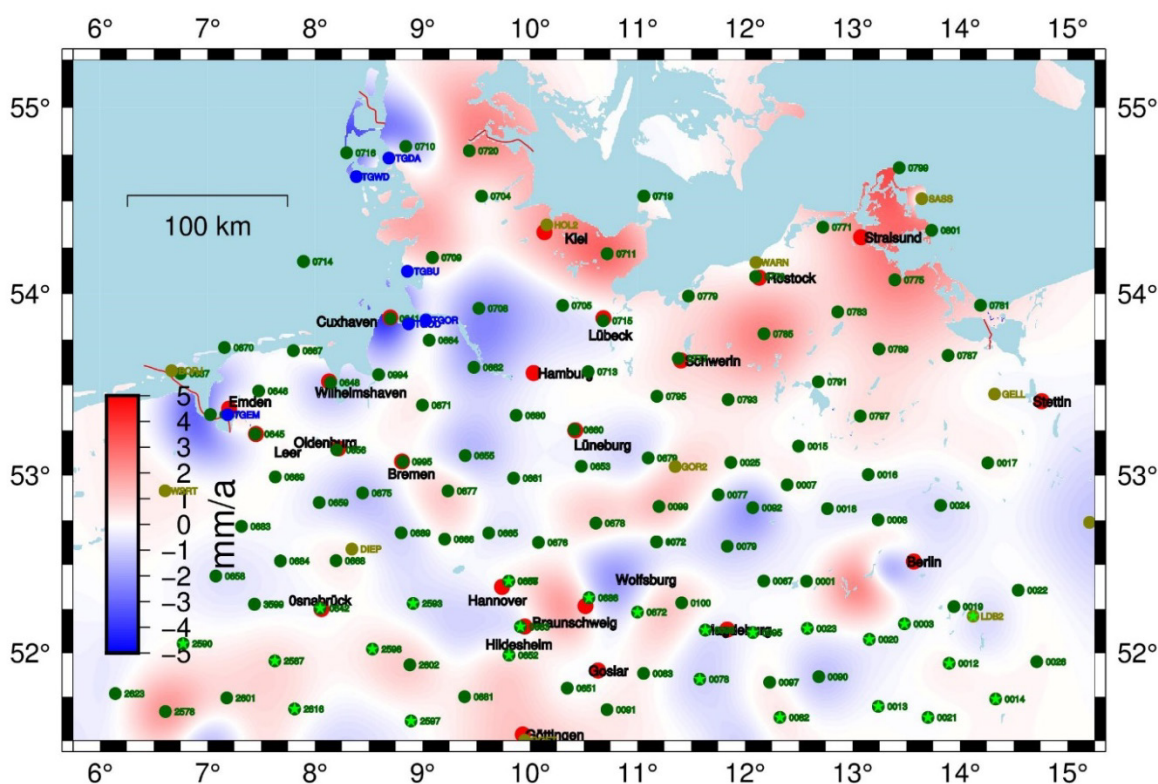


Abbildung 23: Gesamtbewegungsmodell vertikaler Landbewegungen für die deutsche Nord- und Ostseeküste, abgeleitet aus GNSS-Zeitreihen für die Jahre von 2010 bis 2016.

Die Ergebnisse im Bereich Emden stehen in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen des Niederländischen Bodenbewegungsdienstes NCG (2019). Vertikale Veränderungen im Gebiet von Groningen haben eine ähnliche flächenhafte Ausdehnung, aber doch große Absolutbeträge, wobei der Untersuchungszeitraum des NCG nicht klar angegeben ist. Aber auch in diesem Bereich sind lokale Abweichungen, sogar Hebungen festgestellt worden.

Der Bereich Cuxhaven ist bereits in Abschnitt 5.2 detailliert behandelt worden. Auf die Abschnitte an der übrigen Nordseeküste wird in Abschnitt 6.2 eingegangen. Die Höhenänderungen im Hinterland weisen eine doch heterogene Struktur auf. Auf eine Einzelanalyse dieser Ergebnisse ist bisher verzichtet worden.

6.2 Ergebnisse einer flächenhaften PSI-Modellierung und Vergleich mit den GNSS-Zeitreihen

Die präsentierten Ergebnisse der multi-temporalen PSI-Auswertung in Abbildung 15 mit Ergebnissen der Sentinel-1 A/B Satelliten von teilweise Oktober 2014 bis März 2019 zeigen relativ gleichförmige und i. d. R. nur geringe Vertikalbewegungen an der deutschen Küste mit erklärbareren größeren Veränderungen im Bereich des Dollart.

Ausgehend von diesen Ergebnissen erfolgte nun eine Modellierung des Bewegungsverhaltens mittels RBFs gemäß Abschnitt 3. Da schon bei der PSI-Auswertung eine lineare Geschwindigkeit angenommen wurde, wird auch jetzt nur mit den sogenannten „POS-RBF“ gearbeitet. Eine direkte Anwendung ist bei tausenden von PSI-Punkten (insgesamt ca. 800.000 Punkte) und aufgrund der ungleichmäßigen Verteilung nicht möglich. Mehrere PSI-Punkte wurden in einer „POS-RBF“ zusammengefasst, deren Position durch ein abstands-basiertes Clustering bestimmt wurde, wobei jedes Cluster eine Mindestanzahl von Punkten umfassen musste. Neben der Position der RBF wurde auch die Standardabweichung bestimmt, die aus dem Abstand zu den Nachbar RBF abgeleitet wird.

Im Modell verblieben jedoch als Beobachtungen die Geschwindigkeiten aller PSI-Punkte. Dieses Vorgehen hat den Vorteil, dass an den verbliebenen Verbesserungen eine Aussage über die Güte der Modellierung gemacht werden konnte.

Da aufgrund der sehr vielen PSI-Punkte und der mehr als tausend RBF der Berechnungsaufwand extrem hoch wurde, erfolgte zunächst eine Modellierung des Geschwindigkeitsfeldes in Teilbereichen, die dann zu einem Gesamtmodell zusammengefasst wurden. In den Abbildungen 24 und 25 sind Vertikalbewegungen gemäß diesem Modellansatz für die Bereiche an der Nordseeküste und der Ostseeküste dargestellt worden.

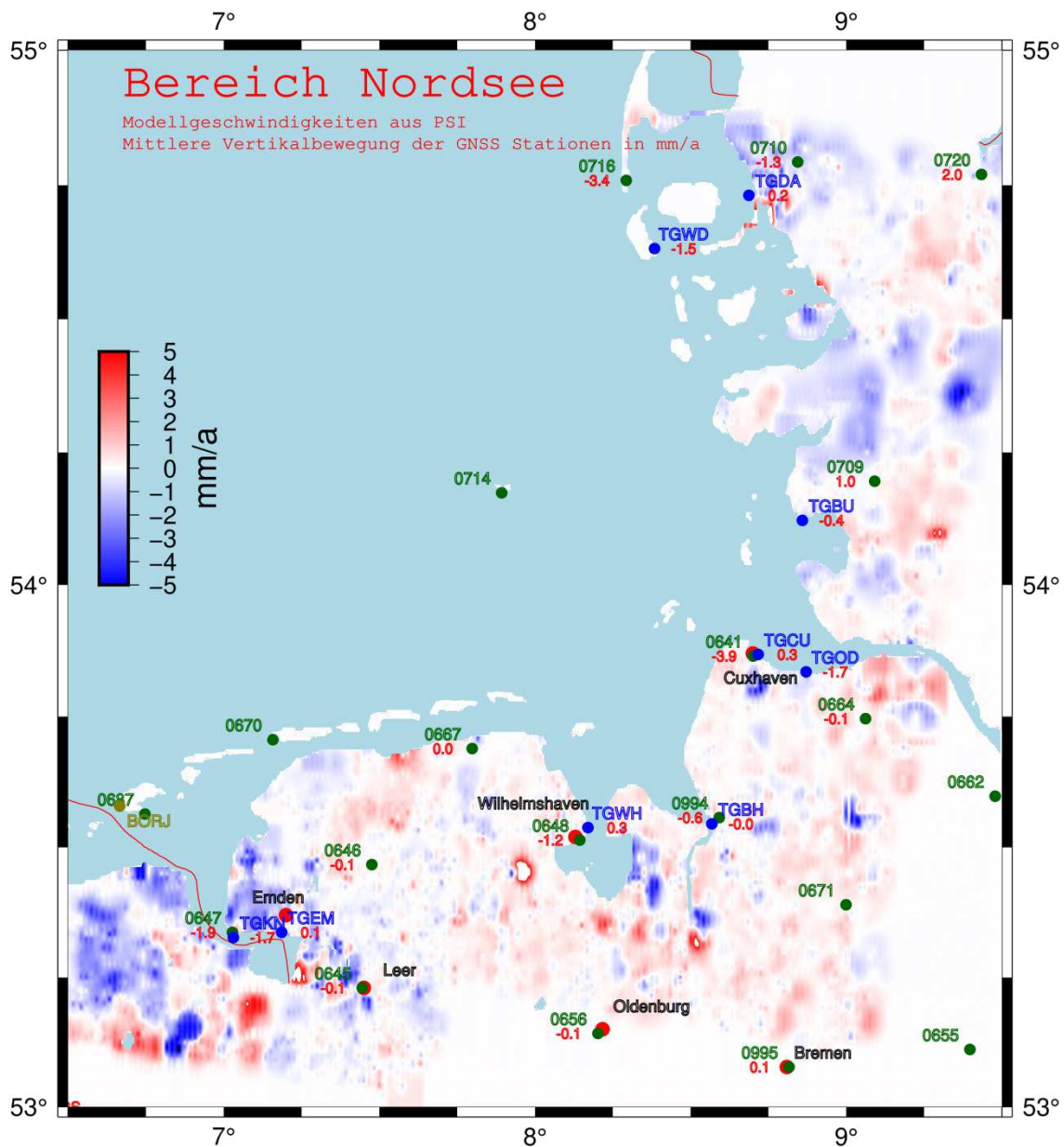


Abbildung 24: Modell der vertikalen Landbewegungen aus den PSI-Lösungen für den Zeitraum von 2014 bis 2018 für den Bereich der deutschen Nordseeküste.

In die Abbildungen 24 und 25 sind zusätzlich die Geschwindigkeiten für Vertikalbewegungen für die GNSS-Stationen im jeweiligen Gebiet eingetragen. Wie schon im Abschnitt 5.2 beim „Studiengebiet Cuxhaven“ diskutiert, ist ein direkter punktueller Vergleich zwischen den GNSS-Stationen und den benachbarten PS-Punkten schwer möglich, da der nächste PSI mehrere 100 m Distanz haben kann und die Zeitbasen für die Ableitung der Geschwindigkeit (GNSS sieben Jahre und PSI drei Jahre) unterschiedlich sind. Diese Angaben dienen dem direkten Vergleich zwischen den Messsystemen; eine numerische Integration erschien aufgrund der doch vorhandenen größeren Abweichungen nicht sinnvoll.

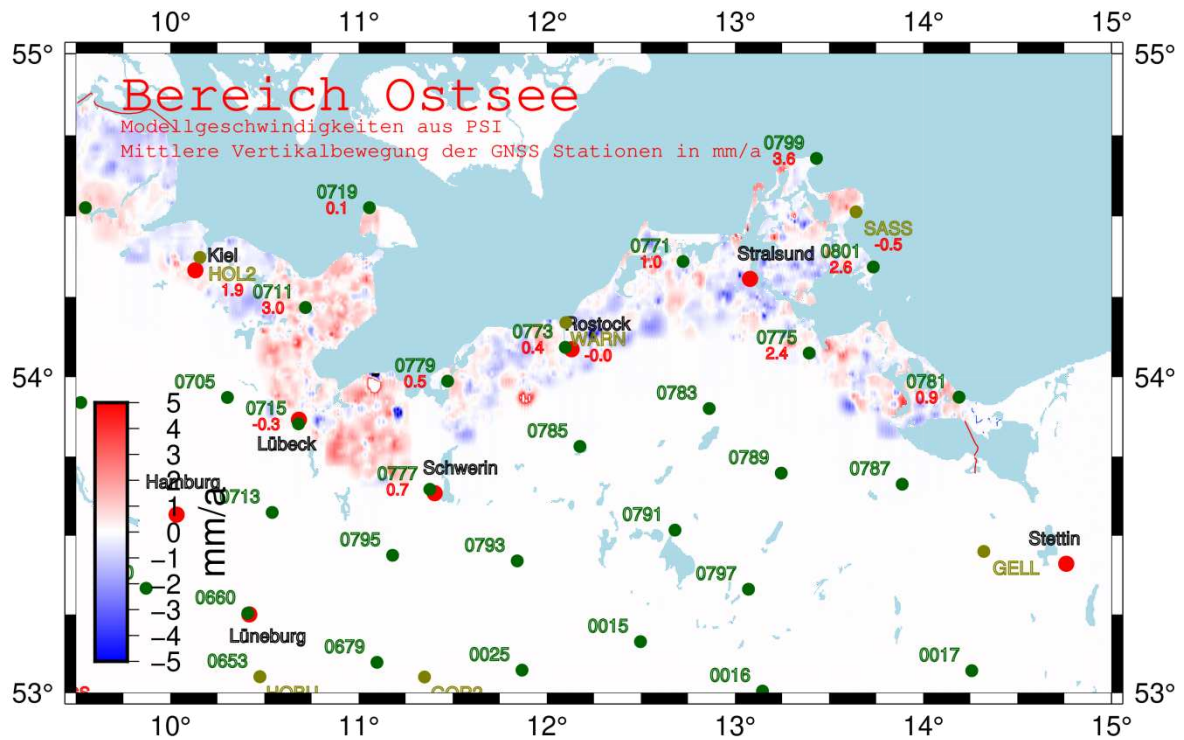


Abbildung 25: Modell der vertikalen Landbewegungen aus den PSI-Lösungen für den Zeitraum von 2015 bis 2018 für den Bereich der deutschen Ostseeküste.

Die ermittelten geringen vertikalen Bewegungen entsprechen insgesamt den Erwartungen, d. h. sie weichen in der Größenordnung nicht von den bisherigen Erkenntnissen ab, siehe z. B. Frischbutter und Schwab (2001), Wanninger et al. (2009). Im Bereich der Ostseeküste kann eine leichte Hebungstendenz erkannt werden, die durchaus mit GIA-Modellen übereinstimmt, siehe Vestol et al. (2019).

Es fällt allerdings auf, dass es recht viele lokale bis regionale Zonen mit einem individuellen Bewegungsverhalten gibt. Als Beispiele für solche lokalen Effekte können der Betrieb von unterirdischen Kavernen, großflächige GW-Entnahmen, größere Baumaßnahmen oder – in Einzelfällen – sogar die Installation von Solarzellen auf mehreren Dächern in einer Stadt genannt werden.

Der Vergleich mit den Ergebnissen der GNSS-Stationen zeigt, dass zwischen PSI-Ergebnissen und benachbarten GNSS-Stationen sowohl abweichende (z. B. Cuxhaven, Wilhelmshaven) als auch gut übereinstimmende (z. B. Bremerhaven, Lübeck, Wismar) Bewegungen festgestellt wurden. Wie die in Abschnitt 5.2 geführte Diskussion zum Studiengebiet Cuxhaven zeigt, können solche Abweichungen oft auf lokale Besonderheiten zurückgeführt werden. Vor einer strengen algorithmischen Verknüpfung der Daten aus GNSS und PSI müsste eine solche Bewertung für sämtliche GNSS-Stationen vorgenommen werden, was im Rahmen dieses Projektes nicht möglich war.

Unseres Erachtens nach ist mit diesen Ergebnissen eine Informationsbasis gegeben, die aufzeigt, bis zu welchen Detaillierungsgrad schon heute Aussagen über Vertikalbewegungen mittels Radar-Interferometrie gewonnen werden können, auch wenn betont werden muss, dass nur eine kurze Beobachtungs-Zeitdauer vorlag und daher die oft recht kleinen Vertikalbewegungen noch eine größere Unsicherheit aufweisen. Nach diesen Betrachtungen sollten die mit einem maximal vierjährigen Intervall ermittelten Bewegungen

entsprechend vorsichtig bewertet werden. Ideal wäre eine Verlängerung des Beobachtungsintervalls, d. h. Fortsetzung dieser Untersuchungen, in die auch eine Zuordnung zu möglichen anthropogenen Aktivitäten einzubeziehen wäre.

6.3 Austausch der Ergebnisse mit der Universität Siegen

Für die Universität Siegen sind für eine Reihe von Pegeln aus den Radardaten die Geschwindigkeiten der Pegelstationen selbst geschätzt, d. h. aus den umliegenden PS-Punkten gemittelt worden. Auf die Nutzung dieser Daten mit Zusatzinformationen wird im Beitrag Dangendorf et al. (2022) eingegangen.

7 Diskussion

In dem hier vorgestellten Forschungsvorhaben sind vertikale Bewegungen der Küstenbereiche von Nord- und Ostsee bestimmt worden, die als aktuelle landseitige Information bei der Ableitung von Veränderungen des absoluten Meeresspiegels anzusehen sind.

Dabei sind neuartige Ansätze für die messtechnische Bestimmung und die auswertetechnische Bearbeitung bzw. Modellierung eingesetzt worden. Messtechnisch beruhen die Ergebnisse auf unterschiedlichen Sensoren, nämlich auf GNSS-Zeitreihen und multitemporalen Radarszenen; da diese Messverfahren nach völlig anderen physikalischen Prinzipien arbeiten, sind sie als komplementär und damit als voneinander unabhängig anzusehen. Allerdings ist die Datenbasis bei GNSS von maximal 2010 bis 2016 und bei den Sentinel-Radarszenen von maximal Oktober 2014 bis Februar 2019 recht kurz, so dass die Ergebnisse nur als eine Momentaufnahme anzusehen sind.

Die ebenfalls im Projekt beschafften Beobachtungsdaten für die Nivellementsnetze DHHN92 und DHHN2016 konnten nicht mit in die Analyse einbezogen werden, insbesondere, da das DHHN92 sehr heterogene Beobachtungszeiten aufweist, die von ca. 1975 bis 1986 reichen und es oft unterschiedliche Messwege (Reihenfolge der Nivellementspunkte) gibt. Für den hier verfolgten Ansatz der Ableitung von doppelten Differenzen aus den ursprünglichen Beobachtungsdaten wiesen diese Daten daher große Lücken auf und waren für eine Gesamtmodellierung leider nicht nutzbar.

Auswertetechnisch sind die GNSS-Zeitreihen in Bezug zu geologisch als stabil anzusehenden Bereiche in den deutschen Mittelgebirgen bestimmt worden, was nur nach einer innovativen mathematisch-statistischen Analyse möglich geworden ist. Die flächenhafte Ableitung des Bewegungsfeldes erfolgte mittels selbst entwickelter Flächenapproximationen, die auf Radialen Basisfunktionen basierten, ein Konzept, das als Erweiterung zu den Ansätzen des KFKI-Projektes IKÜS (Wanninger et al. 2009, Tengen 2010) anzusehen ist.

In Abschnitt 6 sind als Ergebnis zwei Bewegungsmodelle für die Küstenzonen an Nord- und Ostsee vorgestellt worden:

1. Ein Bewegungsmodell allein aus den GNSS-Zeitreihen. Hier sind allein punktbezogenen Informationen aus den Jahren 2010 bis 2016 als Ausgangsinformation für die Ableitung einer flächenhaften Bewegung genutzt worden. Es zeigen sich großräumige Trends, siehe auch die Abbildung 23:
 - Im Bereich der Ostsee stimmen die Höhenänderungen gut mit den globalen Modellen eines Global Isostatic Adjustment (GIA) überein.

- Im Bereich des Dollart wird ein Absinkverhalten erkannt, das wohl auf das Abklingen der Bewegungen aus den Bergbauaktivitäten im Groninger Gasfeld hinweist und gut zu den Ergebnissen des Niederländischen Bodenbewegungsdienstes passt.
2. Eine flächenhafte Approximation der aus sehr vielen PSI-Punkten bestehenden Ergebnissen der Radar-Interferometrie, die oft bis genau an die Küstenlinie heranreichen, ergibt ein deutlich heterogeneres Bild der Erdoberflächenbewegungen als bei der modellierten GNSS-Lösung. Auch Hebungstendenzen gemäß des Global Isostatic Adjustment (GIA) für den Bereich der Ostsee sind durchaus erkennbar, aber diese wird von einer Vielzahl von lokalen Bewegungsmustern in den Küstenzonen überlagert. Diese lokalen Vertikalbewegungen liegen oft im Bereich von wenigen mm/a, und müssen mit Vorsicht gewertet werden, da die Datenbasis relativ kurz ist und mögliche Einflussfaktoren, die oft anthropogen sind, nicht mit berücksichtigt werden konnten.

Im Vorgängerprojekt IKÜS (Wanninger et al. 2008, 2009) sind für den Bereich der niedersächsischen Nordseeküste Vertikalbewegungen abgeleitet worden, die hier nochmals in Abbildung 26 wiedergegeben worden sind.

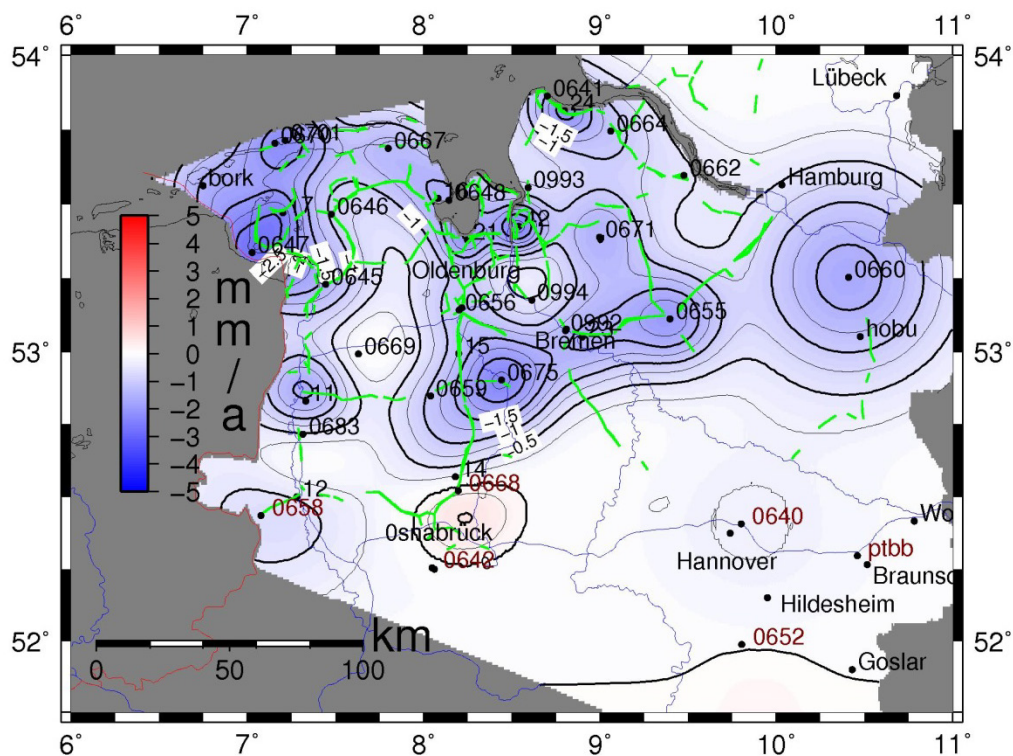


Abbildung 26: Vertikale Landbewegungen für Niedersachsen aus dem Projekt IKÜS aus einer Kombination von Nivellements und GNSS-Daten (Wanninger et al. 2009).

Die Ergebnisse in Abbildung 26 aus dem KFKI-Projekt IKÜS sind abgeleitet aus Nivellementsdaten der Landesvermessungen von etwa 1928 bis 2004, wobei die Messungen zur Schaffung des aktuellen DHHN2016 noch nicht vorlagen. Die GNSS-Zeitreihen stammen aus den Jahren 1998 bis 2007, also aus der frühen Phase der GNSS-Messungen, was sich in der Kontinuität der Messungsdaten und der nicht durchgehend hohen Qualität bemerkbar machte.

Auswertetechnisch wurde ein lineares Geschwindigkeitsmodell angesetzt, d. h. es wurde versucht, aus den Daten je Punkt/Bereich konstante Geschwindigkeiten abzuleiten. Für die Einflüsse des GIA und großräumiger Tektonik war dieser Ansatz sicherlich gerechtfertigt, für die mehr regionalen und lokalen, oft anthropogenen Einflüsse war die Annahme einer konstanten Geschwindigkeit über fast 100 Jahre aber nur eine erste Näherung:

- Für die Station 647 in Emden wurde in IKÜS eine Geschwindigkeit von $-2,5$ mm/a geschätzt. Nach den hier vorliegenden Ergebnissen hat sich dieser Wert auf $-1,9$ mm/a reduziert, was plausibel mit dem Auslaufen der Erdgas-Förderung im Groninger Gasfeld zu erklären wäre.
- Für die Station 641 Cuxhaven hat sich die Vertikalbewegung von $-1,3$ mm/a in IKÜS auf jetzt $-3,9$ mm/a deutlich vergrößert, während für die GNNS-Station Steubenhöft am benachbarten Pegel keine nennenswerte Bewegung nachgewiesen werden konnte, siehe Abschnitt 5.2. Hier muss also von einem lokalen Effekt ausgegangen werden.
- Für die GNSS-Station 648 Wilhelmshaven sind die Geschwindigkeiten mit $-1,4$ mm/a (IKÜS) und $-1,2$ mm/a hier sozusagen identisch.

Diese Betrachtungen sollen verdeutlichen, dass auf Grund der unterschiedlichen Zeitbasis und der unterschiedlichen äußeren Einwirkungen kein direkter Vergleich zwischen den Ergebnissen sinnvoll erscheint. Die hier gefundenen Werte geben die aktuellen Vertikalgeschwindigkeiten wieder.

Das Deutsches Luft- und Raumfahrtzentrum (DLR 2019) präsentiert eine Bodenbewegungskarte aus ERS Daten von 1991 bis 1999. Die Gebiete mit Setzungen in Emden stimmen sehr gut mit unseren Ergebnissen überein. Auch die stabilen Bereiche an der Küste passen gut zu unseren Ergebnissen. Eine weitergehende Validierung dieser InSAR-Ergebnisse wäre durch Vergleich mit den Ergebnissen des aktuellen Bodenbewegungsdienstes Deutschland (Lege et al. 2019) sehr nützlich gewesen, für die die Zeitbasis besser übereinstimmt. Dieser Bodenbewegungsdienst für Deutschland fasst allerdings den Bereich von $+4$ mm/a bis -4 mm/a in einer Klasse zusammen, macht also für weitere Bereiche der Nord- und Ostseeküste keine konkreten Aussagen.

Insgesamt konnte das Projektziel erreicht werden, aktuelle flächenhafte Aussagen über die aktuellen absoluten Vertikalbewegungen im Bereich der deutschen Nord- und Ostseeküste zu bestimmen. Es wäre wünschenswert, wenn diese Auswertungen und Analysen kontinuierlich fortgesetzt werden könnten, um die Zeitbasis zu erweitern und auch zeitlich variable Bewegungen mit zu erfassen.

Für das zukünftige Höhenmonitoring der Pegelstationen ist eine Bestückung mit GNSS-Stationen absolut sinnvoll, wie sie z. T. schon realisiert worden ist. Daneben sollten aber auch die Bewegungen im direkten Pegelumfeld durch regelmäßige Messungen, z. B. Radar-Messungen gestützt werden, damit großräumige Effekte, wie die Auswirkung des GIA von lokalen und oft anthropogenen Effekten getrennt werden können.

8 Danksagung

Dieses Forschungsvorhaben und damit die hier vorgestellten Ergebnisse wurden im Rahmen des vom BMBF finanzierten Projektes „MSL absolut – VFLdiff“ (Förderkenn-

zeichen 03KIS117) erarbeitet. Für die intensive und immer unterstützende inhaltliche Betreuung möchten wir unseren Dank gegenüber dem KFKI zum Ausdruck bringen.

9 Literaturverzeichnis

Berardino, P.; Fornaro, G.; Lanari, R.; Sansosti, E.: A new algorithm for surface deformation monitoring based on Small Baseline differential SAR Interferometry. In: *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 40, 11, 2002.

Buhmann, M. D.: *Radial Basis Functions: Theory and Implementations*. Cambridge University Press, 2003.

Bundesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR): *Geologische Karte Deutschlands 1:1 000 000 (GK1000)*, BGR, Hannover, 1993.

Bundesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR): *Map of Mining and Storage Operations of the Federal Republic of Germany 1:2 000 000 (BergSP)*. BGR, Hannover, 2018.

Dangendorf, S.; Kelln, J.; Arns, A.; Gräwe U.; Steffen, H.; Hofstede, J.; Jensen, J.: Untersuchungen zur Rekonstruktion des Meeresspiegels und vertikaler Landbewegungen an den deutschen Küsten. *Die Küste*, 91, 2022.

Deutsches Luft- und Raumfahrtzentrum (DLR), 30.03.2019: dlr.de/eoc/Portaldata/60/Resources/images/3_imf_sv/DefoDE_BIG_2048.jpg

Fenoglio, L.; Schöne, T.; Illigner, J.; Becker, M.; Manurung, P.; Khafid: Sea Level Change and Vertical Motion from Satellite Altimetry, Tide Gauges and GPS in the Indonesian Region. In: *Marine Geodesy*, 35, 137–150, <http://dx.doi.org/10.1080/01490419.2012.718682>, 2012.

Ferretti, A.; Prati, C.; Rocca, F.: Permanent scatterers in SAR interferometry. In: *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions*, 39 (1), 8–2, 2001.

Frischbutter, A.; Schwab, G.: Recent vertical movements (mm/a). In: *Supplements to Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 8, 1, 2001.

Jensen, J.; Dangendorf, S.; Wahl, T.; Steffen, H.: Meeresspiegeländerungen in der Nordsee: Vergangene Entwicklungen und zukünftige Herausforderungen mit einem Fokus auf die Deutsche Bucht. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 58 (4), 304–323, https://doi.org/10.5675/HyWa_2014,6_1, 2014.

Lege, T.; Kalia, A. C.; Frei, M.: Aspekte des Bodenbewegungsdienstes Deutschlands, Tagungsband *GeoMonitoring 2019*, 37–47, <https://doi.org/10.15488/4511>, Hannover, 2019.

Lidberg, M.; Johansson, J. M.; Scherneck, H.-G.; Davis, J. L.: An improved and extended GPS-derived 3D velocity field of the glacial isostatic adjustment (GIA) in Fennoscandia. In: *Journal of Geodesy*, 81, 213–230, 2007.

Nederlands Centrum voor Geodesie en Geo-Informatica (NCG), 26.03.2019: bodemdalingsskaart.nl, Copyright © NCG, 2019.

- Peltier, W. R.: Global Glacial Isostasy and the Surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. In: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 111–149, 2004.
- Riedel, B.; Kracke J.-N.; Tengen D.; Riedel A.; Gerke M.; Niemeier, W.: Bestimmung vertikaler Landbewegungen an der deutschen Nordseeküste. In: *Tagungsband GeoMonitoring 2018*, 167–180, Clausthal-Zellerfeld, 2018.
- Siefert, W.; Lassen, H.: Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelaufzeichnungen. In: *Die Küste*, 42, 1–77, <https://hdl.handle.net/20.500.11970/101217>, 1985.
- Siles, G. L.: Advanced InSAR methodologies to study subsidence and fracturing caused by groundwater withdrawal in Valley of Mexico. PhD-Thesis, Technische Universität Braunschweig, 2015.
- Tengen, D.: Höhenveränderungen im Bereich der niedersächsischen Nordseeküste bestimmt aus Nivellement- und GPS-Messungen. Dissertation TU Braunschweig, ISBN 3-926146-21-4, 2010.
- Tengen, D.; Riedel, A.; Riedel, B.; Gerke, M.; Niemeier, W.: Ableitung vertikaler Landbewegungen an der deutschen Nord- und Ostseeküste aus GNSS- und PS-Auswertungen. In: *Tagungsband GeoMonitoring 2019*, 121–133, <https://doi.org/10.15488/4517>, Hannover, 2019.
- Vestol, O.; Agren J.; Steffen H.; Kierulf H.; Tarasov L.: NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. In: *Journal of Geodesy*, 93, <https://doi.org/10.1007/s00190019-01280-8>, 2019.
- Wanninger, L.; Niemeier, W.; Jahn, C. H.; Sudau, A.: Aufbau eines integrierten Höhenüberwachungssystems in Küstenregionen durch Kombination höhenrelevanter Sensorik (IKÜS), Abschlussbericht KFKI Projekt 03KIS055-058, <https://hdl.handle.net/20.500.11970/101641>, Dresden, 2008.
- Wanninger, L.; Rost, Ch.; Sudau, A.; Weiss, R.; Niemeier, W.; Tengen, D.; Heinert, M.; Jahn, C.-H.; Horst, S.; Schenk, A.: Bestimmung von Höhenänderungen im Küstenbereich durch Kombination geodätischer Messtechniken. In: *Die Küste*, 76, 121–180, 2009.
- Wöppelmann, G.; Marcos, M.: Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. In: *Rev. Geophys.*, 54, 2016.
- Wu, Y.; Wang, H.; Zhang, B.; Du, K.L.: Using Radial Basis Function Networks for Function Approximation and Classification. In: *ISRN Applied Mathematics*, vol. 2012, Article ID 324194, <https://doi.org/10.5402/2012/324194>, 2012.

AMSeL_Ostsee: Analyse von hochauflösenden Wasserstandsverläufen und Ermittlung des MSL sowie von Extremwasserständen an der südlichen und südwestlichen Ostseeküste

Jürgen Jensen¹, Peter Fröhle², Sönke Dangendorf³, Jessica Kelln⁴ und Justus Patzke²

¹ Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), juergen.jensen@uni-siegen.de

² Technische Universität Hamburg, Institut für Wasserbau

³ Tulane University, Department for River-Coastal Science and Engineering, USA

⁴ Bundesanstalt für Wasserbau

Zusammenfassung

Das Verbundprojekt AMSeL_Ostsee (03KIS0114 & 03KIS0115) wurde zwischen 2015 und 2018 durch das Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen und das Institut für Wasserbau der Technischen Universität Hamburg bearbeitet. Dabei standen insbesondere die Recherche, Akquise, Aufbereitung und ggf. zusätzliche Digitalisierung verfügbarer Pegel­daten in der Ostsee mit einem Fokus auf die südliche und südwestliche Ostseeküste im Mittelpunkt der Untersuchungen. Anhand der somit verfügbaren Pegelzeitreihen mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen wurden möglichst langjährige und qualitativ hochwertige Wasserstandszeitreihen aufbereitet. Im Ergebnis wurden Monatszeitreihen des mittleren Meeresspiegels (MSL) generiert sowie Extremwertzeitreihen zusammengestellt und untersucht.

Schlagwörter

Meeresspiegelanstieg, Wasserstände, Ostsee, Extremereignis, Sturmflut, Sturmhochwasser, Tidepegel, MSL, AMSeL_Ostsee

Summary

The collaborative project AMSeL_Baltic Sea (03KIS0114 & 03KIS0115) was carried out between 2015 and 2018 by the Research Institute for Water and Environment (fwu) at the University of Siegen and the Institute of Hydraulic Engineering at the Technical University Hamburg-Harburg. In particular, the investigation concentrated on the research, acquisition, processing and, if necessary, additional digitisation of available sea level data in the Baltic Sea with a focus on the southern and south-western Baltic Sea coast. On the basis of the total available sea level time series with different temporal resolutions, long-term and high-quality monthly time series of the mean sea level (MSL) as well as extreme sea level time series were generated and investigated.

Keywords

Sea level rise, water levels, Baltic Sea, extreme event, storm surge, storm high tide, tide gauge, MSL, AMSeL_Baltic Sea

1 Einleitung und Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet des Projektes AMSeL_Ostsee beschränkt sich im Wesentlichen auf die südliche und südwestliche Ostsee, genauer die deutsche und polnische Ostseeküste, wobei für ein besseres System-/Prozessverständnis sowie für weitergehende räumliche Untersuchungen auch Pegel aus der gesamten Ostsee sowie der benachbarten Nordsee und dem Nordatlantik integriert wurden.

Die Ostsee ist aufgrund ihrer mittleren Tiefe von ca. 52 m und der weit größeren Horizontalausdehnung über eine Fläche von 415.266 km² ein typisches Flachgewässer (Hupfer et al. 2003). Mit ihrem Volumen von ca. 22.000 km³ bildet die Ostsee ein kleines, interkontinentales Nebenmeer des Atlantischen Ozeans und ist eines der größten Brackwassermeere der Welt (Hupfer et al. 2003, Hünicke 2008). Die Ostsee ist über die Nordsee mit dem Nordostatlantik verbunden und liegt auf dem Nordeuropäischen Schelf. Somit werden Prozesse, die auf dem Nordeuropäischen Schelf und im Nordostatlantik generiert werden, auch in die Ostsee eingetragen. Die Verbindung zwischen Nord- und Ostsee beginnt mit dem bis zu 700 m tiefen, zur Nordsee zugehörigen Skagerrak. Das anschließende Kattegat ist mit einer durchschnittlichen Tiefe von 80 m hingegen sehr flach und behindert gemeinsam mit der Meerenge von Öresund und dem Beltmeer den Wasseraustausch zwischen der Ostsee und dem offenen Meer. Der drosselnde Effekt des engen und flachen Einlaufbereichs in die Ostsee ist nach Ekman (2009) Hauptgrund dafür, dass es in der Ostsee nur sehr gering ausgeprägte Gezeitensignale gibt. Die Verbindungen zwischen den restlichen Hauptbecken der Ostsee sind im Vergleich zur dänischen Meerenge breit und tief, wodurch sie einen viel schnelleren Wasseraustausch ermöglichen (Winsor et al. 2001).

Die Einordnung des vergangenen, gegenwärtigen und zukünftigen Meeresspiegelverlaufs ist für die nachhaltige und sichere Nutzung der Küstenregionen von Nord- und Ostsee von größter Bedeutung. Vor diesem Hintergrund ist es insbesondere der mittlere Meeresspiegel (englisch: Mean Sea Level (MSL)), der sich als Basisgröße zur Beurteilung von Klimaszenarien und als Grundlage für die Risikobewertung bei Extremereignissen bzw. Sturmfluten an der Nordseeküste oder Sturmhochwasser an der Ostseeküste etabliert hat. Weiterhin ist er die Grundlage für weitergehende wasserwirtschaftliche und küstenhydrologische Fragestellungen sowie Bemessungen von Küstenschutzbauwerken sowie der zukünftigen strategischen Ausrichtung des integrierten Küstenzonenmanagements.

Für die Nordsee wurde im Rahmen des KFKI-Projektes „AMSeL - Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste“ (gefördert durch das BMBF unter der Projektnummer 03KIS068) die Entwicklung des mittleren Meeresspiegels in der Deutschen Bucht seit 1843 auf Basis hochaufgelöster Pegeldaten analysiert (Jensen et al. 2011a, Jensen et al. 2011b). Gleichzeitig wurden Untersuchungen zu Verweildauern von bestimmten Wasserständen und Tideketten durchgeführt. Entsprechende Auswertungen und Forschungsergebnisse aus dem KFKI-Projekt AMSeL haben u. a. ergeben, dass Langzeittrends, welche aus den dort ermittelten relativen MSL Zeitreihen der Deutschen Bucht abgeleitet wurden, überwiegend Übereinstimmungen mit

gleichen Trenduntersuchungen von anderen regionalen oder globalen Untersuchungen aufweisen. Zudem konnte ein beschleunigter MSL Anstieg um 1900 sowie innerhalb der zurückliegenden Dekaden detektiert werden. Vor allem im Hinblick auf den Vergleich mit Beobachtungsdaten über die vergangenen 166 Jahre können die ermittelten Meeresspiegelanstiegsraten innerhalb der letzten Jahre nicht als ungewöhnlich bezeichnet werden. Weiterhin zeigte der Vergleich der Rekonstruktion des MSL-Verlaufs der Deutschen Bucht mit globalen MSL Rekonstruktionen erhebliche regionale Differenzen auf interannuellen bis mehrdekadischen Zeitskalen, was die Notwendigkeit von regionalen Klima- und MSL-Anstiegsprojektionen für Zwecke des Küsteningenieurwesens hervorhebt. Diese regionalen Rekonstruktionen sind deshalb für den Küstenschutz von weitaus größerer Relevanz als globale Projektionen.

Hieraus leitet sich das Ziel ab, die entsprechenden Auswertungen in vergleichbarer Art auf die Pegel im Ostseeraum auszudehnen und die in AMSeL entwickelten Methoden zur Analyse vorhandener Wasserstandsdaten zu ergänzen und zu erweitern. Insbesondere eine methodisch vergleichbare Auswertung von Ostseepegeln mit Pegeln der Nordseeküste sollte hilfreiche Erkenntnisse über den Vergleich der Charakteristik und des Ausmaßes der MSL Änderungen in beiden Meeren ergeben sowie einen Beitrag zum besseren Verständnis über die wechselseitigen Beziehungen zwischen Nordsee und Ostsee und hintergründige Prozesse (z. B. Meeresspiegelanstiegssignal aus dem Nordatlantik) liefern. Weiterhin ist es von Bedeutung, Muster zeitlicher Schwankungen erkennen und erklären zu können. Dazu werden u. a. meteorologische und ozeanografische Datensätze in die Untersuchung miteinbezogen.

Weiterhin haben auch die Effekte und Auswirkungen von Extremwetterlagen bzw. extremen Wasserständen große Bedeutung. Aufgrund des geringen Einflusses der Gezeiten in der Ostsee ist die Dauer entsprechender Extremereignisse (Sturmfluten bzw. Sturmhochwasser) im Wesentlichen von der Dauer der Sturmflut erzeugenden Wetterlagen abhängig. Diese können an der Ostsee bis zu mehreren Tagen andauern und sind somit im Gegensatz zur Nordsee ein wesentlicher Faktor sowohl im zeitlich variierenden Verhalten des MSL als auch hinsichtlich der Gefährdung und Belastung der Küstenregion über längere Zeiträume (Mudersbach und Jensen 2009a, 2009b). Aus diesem Grund sollen weiterhin die Auswirkungen der MSL-Variationen auf extreme Hochwasserereignisse in die Untersuchung einbezogen werden, um ein geschlossenes Bild der Gefährdungslage der Küste, aber auch des Langzeitverhaltens des MSL zu erhalten.

2 Das Verbundprojekt AMSeL_Ostsee

Ziel des Vorhabens ist die Analyse von hochaufgelösten Wasserstandsaufzeichnungen an möglichst vielen Standorten entlang der südlichen und südwestlichen Ostseeküste. Auf der Grundlage von konsistenten Stichproben für Wasserstandsganglinien aus (verfügbaren) Messdaten (Pegeldaten, Satellitendaten, GPS) wird die räumliche und zeitliche Verteilung des MSL ermittelt. Hierzu werden statistische Verfahren zur Mittelwertbildung herangezogen und auf die Messdaten angewendet. Insbesondere sollen der detaillierte Verlauf und Trend (linear und nicht-linear) des MSL und von Extremereignissen ausgewertet werden. Im Detail sollen folgende Forschungsziele erreicht werden:

- Ermittlung qualitativ hochwertiger Monats-MSL-Zeitreihen für eine größere Anzahl von Pegeln auf Basis möglichst hochaufgelöster Wasserstandsdaten

- Ableitung einer räumlich und zeitlich konsistenten mittleren Zeitserie des MSL (und der extremen Einzelereignisse) in der südlichen und südwestlichen Ostsee
- Die Ermittlung der wesentlichen Einflüsse auf die beobachteten relativen Wasserstandsänderungen; Landhebungs- und -senkungseffekte spielen, wie im Stand der Forschung aufgeführt, vermutlich eine große Rolle und sollen daher quantifiziert werden (durch regional hoch aufgelöste GIA-Modelle, GPS Messungen am Tidepegel, geologische Untersuchungen)
- Einbeziehung von Extremereignissen und statistische Analyse der zeitlichen Entwicklung extremer Hochwasserereignisse unter Berücksichtigung der Entwicklung des MSL
- Einordnung der ermittelten Veränderungen des mittleren Meeresspiegels in großräumige Untersuchungen und Vergleich mit anderen Bereichen (z. B. in welcher Form kann die Ostsee als gedämpfter Nordsee-Pegel aufgefasst werden und wie gut sind globale Meeresspiegelszenarien auf Basis der Analyse der Beobachtungsdaten für das Untersuchungsgebiet einzuschätzen?)

Im Ergebnis des Forschungsvorhabens sind detaillierte Kenntnisse über die in der Vergangenheit stattgefundenen Änderungen des MSL entlang der deutschen und (teilweise auch der) polnischen Ostseeküste verfügbar, die mit aktuellsten Wasserstandsdaten und methodischen Ansätzen sowie auf dem Stand der Wissenschaft erarbeitet wurden (im Gegensatz hierzu wurden in früheren Studien vielfach unter anderem auch PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) – Datensätze herangezogen, welche zwar leicht verfügbar, zumindest im Falle der deutschen Ostseeküste jedoch teilweise inkonsistent sind). Weiterhin wird hierdurch eine Wissenslücke im Vergleich zur deutschen Nordseeküste geschlossen. Es wurde auch überprüft, inwieweit kohärente Änderungen entlang der gesamten südwestlichen und südlichen Ostseeküste (auch im Vergleich zur Nordsee) zu beobachten sind.

Das Verbundprojekt gliedert sich in die beiden Teilprojekte

AMSeL_Ostsee A: 03KIS0114	Analyse vergangener, gegenwärtiger und zukünftiger Wasserstände in der südwestlichen Ostsee (fwu, Universität Siegen)
AMSeL_Ostsee B: 03KIS0115	Zeitliche Entwicklung von Extremwasserständen in der südwestlichen Ostsee unter Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen auf die relativen Wasserstandsänderungen (TUHH)

Wesentliche Ergebnisse der beiden Teilprojekte können den jeweiligen Beiträgen in dieser Ausgabe von „Die Küste“ entnommen werden. Eine Beschreibung der Inhalte der beiden Teilprojekte sowie eine detaillierte Darstellung der durchgeführten Arbeiten sind den jeweiligen Abschlussberichten Kelln et al. (2019) und Patzke und Fröhle (2019) zu entnehmen.

3 Danksagung

Unser Dank gebührt dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), das dieses Projekt aus Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) unter der Leitung des Projektträgers Jülich (PTJ) finanziell über einen Zeitraum von drei

Jahren gefördert hat. Weiterhin danken wir dem KFKI für die fachliche Unterstützung im Rahmen der projektbegleitenden Gruppe. Unser Dank gilt auch allen Behörden und Institutionen, die Daten für die Realisierung des Projektes bereitgestellt haben. Zuletzt bedanken wir uns bei allen Projektpartnern für die konstruktive Zusammenarbeit.

4 Literaturverzeichnis

Ekman, M.: The changing level of the Baltic Sea during 300 years. A clue to understanding the earth. Summer Institute for Historical Geophysics, Godby, 2009.

Hünicke, B.: Atmospheric forcing of decadal Baltic Sea level variability in the last 200 years: A statistical analysis. Dissertation. Universität Hamburg, 2008.

Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H.; Stigge, H.-J. (Hg.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung – Sturmfluten – Klimawande. 2003.

Jensen, J.; Frank, T.; Wahl, T.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). In: Die Küste, 78, 2011a.

Jensen, J.; Frank, T.; Wahl, T.; Dangendorf, S.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). Abschlussbericht Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Siegen, 2011b.

Kelln, J.; Dangendorf, S.; Jensen, J.: AMSeL_Ostsee A – Analyse vergangener, gegenwärtiger und zukünftiger Wasserstände in der südwestlichen Ostsee. Abschlussbericht Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Siegen, 2019.

Mudersbach, C.; Jensen, J.: Extremwertstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der deutschen Ostseeküste. In: Die Küste, 75, MUSTOK. Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der deutschen Ostseeküste, 131–161, 2009a.

Mudersbach, C.; Jensen, J.: Statistische Extremwertanalyse von Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.4 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK) Universität Siegen, 2009b.

Patzke, J.; Fröhle, P.: AMSeL_Ostsee B – Zeitliche Entwicklung von Extremwasserständen unter Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen auf die relativen Wasserstandänderungen. Abschlussbericht Technische Universität Hamburg-Harburg, 2019.

Winsor, P.; Rodhe, J.; Omstedt, A.: Baltic Sea ocean climate: an analysis of 100 yr of hydrographic data with focus on the freshwater budget. In: Climate Research, 18, 5–15. <https://doi.org/10.3354/cr018005>, 2001.

Entwicklung des mittleren Meeresspiegels entlang der südwestlichen Ostseeküste

Jessica Kelln¹, Sönke Dangendorf², Ulf Gräwe³, Holger Steffer⁴ und Jürgen Jensen⁵

¹ Bundesanstalt für Wasserbau, jessica.kelln@baw.de

² Tulane University, Department for River-Coastal Science and Engineering, USA

³ Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde

⁴ Lantmateriet, Schweden

⁵ Universität Siegen, Abteilung Wasserbau und Hydromechanik

Zusammenfassung

In dem vorliegenden Beitrag werden Ergebnisse des Teilprojektes AMSeL_Ostsee A (03KIS0114) vorgestellt. Das primäre Ziel war die Ermittlung qualitativ hochwertiger Monatszeitreihen des mittleren Meeresspiegels (MSL) entlang der südwestlichen Ostseeküste sowie die anschließende Analyse der Zeitreihen zur Untersuchung der Langzeitentwicklung und der Variabilität auf unterschiedlichen Zeitskalen. Im Ergebnis konnten 49 MSL-Monatszeitreihen mit einer jeweiligen Zeitreihenlänge von 19 bis 185 Jahren generiert werden. Die Analysen zeigen über das 20. Jahrhundert von 1900 bis 2015 lineare Trends von 0,93 mm/a (Marienleuchte) bis 1,67 mm/a (Travemünde). Die Unterschiede zwischen den einzelnen Pegelstandorten beruhen auf Datenlücken, lokalen Effekten sowie vertikalen Landbewegungen (VLM – engl. vertical land motions). Mithilfe der Pegelzeitreihen, numerischen Modellläufen und Satellitenaltimeterdaten konnten verschiedene Einflussfaktoren auf unterschiedlichen Zeitskalen detektiert und quantifiziert werden. Werden die MSL-Zeitreihen um relative Meeresspiegeländerungen aufgrund von postglazialen Landhebungen (GIA – engl. glacial isostatic adjustment) bereinigt, so ändern sich die linearen Trends nur geringfügig, da sich die südwestliche Ostsee im Übergangsbereich zwischen Landhebung und Landsenkung befindet. Für die gesamte südwestliche Ostseeküste ergibt sich für das 20. Jahrhundert (1900 bis 2015) anhand der GIA korrigierten Zeitreihen ein linearer Trend von $1,2 \pm 0,1$ mm/a. Dieser Wert liegt aufgrund der lokalen Beeinflussungen der südwestlichen Ostseeküste durch unterschiedliche Einflussfaktoren, wie insbesondere Veränderungen in den dominanten Westwindlagen, an der unteren Grenze derzeitiger Trendschätzer des GMSL von 1,3 bis 2 mm/a. Weiterhin zeigen die Untersuchungen eine kontinuierliche Beschleunigung in den Anstiegsraten, die immer wieder durch positive/negative Phasen interner Variabilität überlagert wird.

Schlagwörter

Ostsee, Pegelzeitreihen, MSL, Meeresspiegelanstieg, AMSeL_Ostsee

Summary

This paper presents the results of the subproject AMSeL_Ostsee A (03KIS0114). The primary goal was the determination of high-quality monthly mean sea level time series (MSL) along the southwestern Baltic Sea coast and the subsequent investigation of long-term changes and variability. As a result, 49 MSL time series with a respective length of more than 19 years have been generated. The analyses show linear trends ranging from 0.93 mm/a (Marienleuchte) to 1.67 mm/a (Travemünde) at individual locations over the 20th century from 1900 to 2015. The differences between different sites result from a combination of data gaps, local effects (e.g. wind effects) and vertical land motions (VLM). To investigate the role of different forcing factors at various timescales the analysis of tide gauge records has been complemented with numerical model simulations and satellite altimetry data. After the adjustment of tide gauge records with estimates of relative sea level changes due to glacial isostatic adjustment (GLA), a linear trend of 1.2 ± 0.1 mm/a is found for the entire southwestern Baltic Sea coast. This value is at the lower limit of current trend estimates of the GMSL with 1.3 to 2 mm/a due to the local influences of various factors on the southwestern Baltic Sea coast, in particular changes in the prevailing westerly winds. Furthermore, our investigations point towards a sustained acceleration in MSL rates starting at the end of the 19th century, which is repeatedly interrupted by periods of pronounced internal variability.

Keywords

Baltic Sea, sea level time series, MSL, mean sea level rise, AMSeL_Baltic Sea

1 Einleitung und Zielsetzung

Über das 20. Jahrhundert konnte ein globaler MSL (GMSL) Anstieg von etwa 1,3 bis 2 mm/a beobachtet werden (Church und White 2006, Hay et al. 2015, Dangendorf et al. 2017). Dieser Anstieg wurde im Wesentlichen durch das vermehrte Abschmelzen der Gletscher (Zunahme der Masse im Ozean) und die Erwärmung des Ozeans (resultierende Ausdehnung durch verringerte Dichte) verursacht. In den vergangenen zwei bis drei Dekaden kommt hinzu, dass die beiden großen Eisschilde in Grönland und der Antarktis immer schneller abschmelzen und damit signifikant zu einer beobachteten Beschleunigung im GMSL beitragen (Nerem et al. 2018). Während diese globalen Entwicklungen vor allem für das Verständnis des globalen Klimas von Interesse sind, werden für einen nachhaltigen Küstenschutz und der Sicherung des Lebensraumes Küste Informationen zum lokalen MSL benötigt, da dieser durch eine Vielzahl von Prozessen (VLM – engl. vertical land motions, Ozeanzirkulation, Wind, gravitative Änderungen im lokalen MSL durch Masseänderungen, etc.) auf unterschiedlichsten Zeitskalen teils erheblich vom GMSL abweichen kann (Church et al. 2013). Hierbei kommt dem Verständnis einzelner Prozesse, deren Separierung (der sog. Budgetierung des beobachteten MSL) und ihrer Projektion in die Zukunft eine wichtige Rolle zu. Dies wiederum erfordert qualitativ hochwertige (um Fehler korrigierte, plausibilisierte und geprüfte) und möglichst langjährige Beobachtungszeitreihen des MSL. Für die Deutsche Nordseeküste konnten solche Messreihen im Forschungsprojekt AMSeL generiert werden (Jensen et al. 2011a), die dann als Grundlage für eine Vielzahl von Studien zum Prozessverständnis beobachteter MSL Änderungen in der Region dienen (z. B. Dangendorf et al. 2013, Dangendorf et al. 2014a). Im Forschungsprojekt

AMSeL_Ostsee wurden vergleichbare Anstrengungen zur Aufbereitung und Analyse entlang der Deutschen Ostseeküste (sowie der weiteren Anrainerstaaten der Ostsee) unternommen, die in diesem Beitrag diskutiert werden.

Die Ostsee ist heute eines der meistbefahrenen Gewässer der Erde und bildet mit ihren zahlreichen Anrainerstaaten einen wichtigen Nutzungsraum für Wirtschaft, Tourismus und Naturschutz. Die zunehmende Besiedelung der Küstenbereiche der Ostsee erfordert eine erhöhte Vorsorge vor einem steigenden Meeresspiegel. In der Ostsee ist die Verfügbarkeit der Beobachtungsdaten, mit einigen der längsten Pegelzeitreihen weltweit als hervorragend zu bewerten (z. B. Stockholm seit 1774; s. a. Ekman 1988). Die meisten bisherigen Untersuchungen zum MSL in der Ostsee basieren daher auf Messreihen von (Tide-)pegeln (Ekman und Mäkinen 1996, Andersson 2002, Omstedt et al. 2004, Chen und Omstedt 2005, Jevrejeva et al. 2006, Hünicke und Zorita 2006, Hünicke 2008, Ekman 2009, Donner et al. 2012, Karabil 2017), welche den Meeresspiegel relativ zum umliegenden Land messen (daher relativer MSL oder RMSL) (s. a. Abbildung 1). Neuere Untersuchungen zum Wasserstand der Ostsee beziehen zusätzlich auch durch Satellitenaltimetrie gemessene Wasserstände mit in die Untersuchungen ein (z. B. Stramska und Chudziak 2013). Während Altimeterdaten den Vorteil einer guten räumlichen Abdeckung haben und somit auch für den offenen Ozean verfügbar sind, haben sie dennoch im Küstennahbereich einige Einschränkungen, da sie z. B. durch hydrologische Signale kontaminiert sein können (Passaro et al. 2015). Zudem ist die zeitliche Verfügbarkeit über die Periode 1993 bis heute immer noch sehr begrenzt. Des Weiteren messen Altimeter den MSL relativ zum Geoid (Abbildung 1) und daher den absoluten Meeresspiegel (AMSL), was bei jeglichen Vergleichen beider Datenkollektive berücksichtigt werden muss.

Im Untersuchungsgebiet des Projektes AMSeL_Ostsee, der südwestlichen Ostsee entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste, sind bisher nur an vereinzelten Pegelstandorten MSL-Zeitreihen veröffentlicht (z. B. Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL)) und untersucht worden. Dies liegt vor allem auch daran, dass bisher nur für wenige Pegelstandorte langjährige digitalisierte Wasserstände zur Verfügung standen. Im Projekt AMSeL_Ostsee war es nun, aufgrund der erstmals zusammengestellten digital verfügbaren (hochaufgelösten) Pegelzeitreihen (zusammengetragen und/oder digitalisiert im Teilprojekt AMSeL_Ostsee B) für eine größere Anzahl an Pegeln im Untersuchungsgebiet möglich, eine detaillierte Analyse der Änderungen im MSL durchzuführen. Auf Basis der zusammengestellten Pegeldaten wurden qualitativ hochwertige langjährige MSL-Monatszeitreihen erzeugt und diese in bestehende MSL-Datensätze (z. B. PSMSL) integriert bzw. die Zeitreihen ergänzt. Neben den Untersuchungen zur langfristigen Entwicklung des RMSL wurde zusätzlich der Einfluss von Anpassungsprozessen aus GIA quantifiziert, welche von den gegenwärtigen (vom Menschen beeinflussten) klimatischen Änderungen unabhängig sind. Der Einfluss verschiedener Einzelkomponenten wie Wind, Sterik, Luftdruckschwankungen und Frischwassereintrag auf die detektierten Variabilitätsmuster wurde durch die Einbeziehung numerischer Modellläufe ermittelt. Um auch räumliche Muster in der gesamten Ostsee sowie den Einfluss auf das Untersuchungsgebiet zu untersuchen, wurden Satellitenaltimeterdaten hinzugezogen. Vergleiche der langjährigen Entwicklung des MSL in der Ostsee mit der Entwicklung in der Nordsee, dem Nordostatlantik sowie global dienen der Einordnung der regionalen Entwicklung in den globalen Kontext.

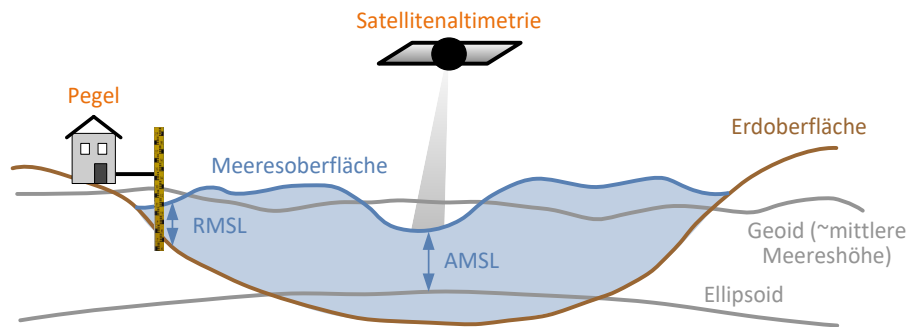


Abbildung 1: Messungen des RMSL und des AMSL durch Pegel und Satellitenaltimetrie. Nachgebildet und ergänzt nach Tamisiea et al. (2014).

Das übergeordnete Ziel des Teilprojektes AMSeL_Ostsee A war, die Entwicklung des MSL im Untersuchungsgebiet über eine möglichst lange Zeitperiode auf Basis hochaufgelöster Pegel­daten zu analysieren und mit altimetrischen Auswertungen sowie Ergebnissen numerischer Modellläufe zu verknüpfen und zu vergleichen. Mithilfe des Projektes AMSeL_Ostsee A wurden daher u. a. folgende Forschungsziele erreicht:

- Ermittlung qualitativ hochwertiger MSL-Monatszeitreihen für eine größere Anzahl von Pegeln auf Basis möglichst hochaufgelöster Wasserstandsdaten
- Quantifizierung und Einordnung langzeitlicher Trends und Variabilität im MSL entlang der Deutschen Ostseeküste
- Ermittlung der wesentlichen Einflüsse auf die beobachteten relativen Wasserstandsänderungen (inkl. Quantifizierung des Einflusses von Anpassungsprozessen aufgrund von GIA)

Dieser Beitrag stellt nur einen Ausschnitt der innerhalb des Teilprojektes AMSeL_Ostsee A durchgeführten Untersuchungen und generierten Ergebnisse dar. Detailliertere Ausführungen sind dem fachlichen Abschlussbericht nach Kelln et al. (2019a) zu entnehmen.

2 Meeresspiegeländerungen in der Ostsee

Das Untersuchungsgebiet des Projektes AMSeL_Ostsee erstreckt sich über die südliche und südwestliche Ostsee, genauer die deutsche und polnische Ostseeküste (s. a. Abbildung 3). Da sich globale, regionale und lokale Effekte auf die Änderungen des MSL in der Ostsee auswirken, wurden für ein besseres System-/Prozessverständnis auch Pegel aus der gesamten Ostsee sowie der benachbarten Nordsee und dem Nordatlantik integriert. Studien zu Änderungen des MSL in der Ostsee wurden von einigen Autoren vorgenommen und sind in Hünicke et al. (2015) detailliert aufgelistet, aufgeteilt nach Studien, die Wasserstände (1) entlang der Küsten der einzelnen Anrainerstaaten der Ostsee, (2) in der gesamten Ostsee und (3) im Nordatlantik inkl. Ostsee untersuchen. Nach Meier et al. (2004) sowie Johansson et al. (2003) sind die Haupteinflussfaktoren für den langfristigen MSL der Ostsee (1) Landhebungen, (2) der von außen eingetragene Meeresspiegelanstieg aus dem benachbarten Nordatlantik und (3) der Wasserhaushalt der Ostsee. In Abbildung 2 wird unterschieden zwischen externen Prozessen (z. B. Flusseintrag bzw. Abfluss), die Änderungen der Wassermenge in der Ostsee hervorrufen und internen Prozessen, die zu Wasserumverteilungen innerhalb der Ostsee führen. In großen Teilen der Ostsee wird der MSL-Anstieg derzeit immer noch durch relative Meeresspiegeländerungen in Folge von

GIA-Prozessen ausgeglichen oder übertroffen, die durch das Abschmelzen des fennoskanischen Eisschildes seit Ende der Würm-/Weichselkaltzeit vor ~10.000 Jahren hervorgerufen wurden (Janssen 2002).

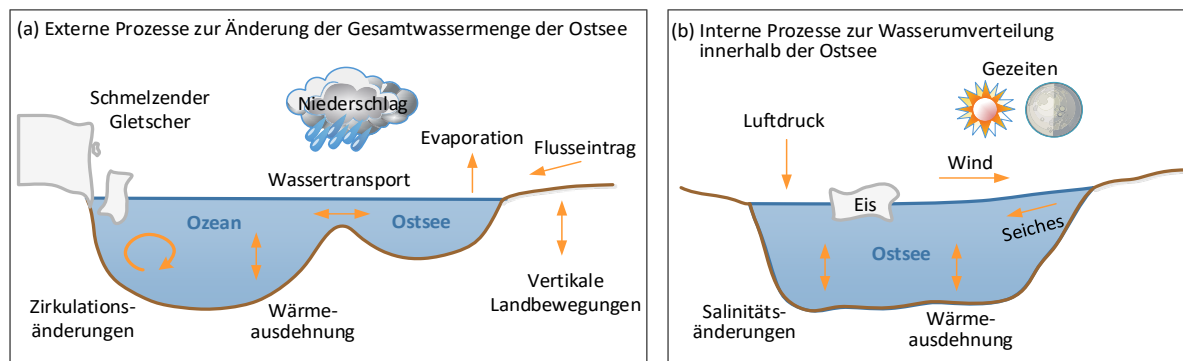


Abbildung 2: Prozesse zur Änderung des Meeresspiegel in der Ostsee: a) Externe Prozesse, die Änderungen der Gesamtwassermenge hervorrufen und b) interne Prozesse die zu Wasserumverteilungen innerhalb der Ostsee führen. Nachgebildet und ergänzt nach Johansson (2014).

Nach Leppäranta und Myrberg (2009) verursachen vier Mechanismen Strömungen innerhalb der Ostsee: Windschubspannung, Neigung der Wasseroberfläche, thermohaliner horizontaler Dichtegradient und Gezeitenkräfte. Dabei wird die Neigung der Wasseroberfläche vorwiegend aus Wind und dem baroklinen Druckgradient hervorgerufen. Die Strömungen werden zusätzlich gesteuert durch die Coriolisbeschleunigung, Topografie und Reibung (Siegel et al. 1994, Leppäranta und Myrberg 2009). Das Wasseraustauschmuster der Ostsee ist typisch für eine Ästuarzirkulation, da das Ostseewasser durch Kattegat und Skagerrak und weiter als Norwegische Küstenströmung fließt (Leppäranta und Myrberg 2009). Den größten Beitrag zur Variabilität der Ostseezirkulation erklärt die Atmosphärendynamik von Wind und Luftdruck (Hupfer et al. 2003). Für Zeitskalen kleiner eines Monats verhält sich die Ostsee wie ein geschlossenes Becken mit Schwingungsbäuchen im äußersten Norden und Süden und einem Schwingungsknoten östlich von Stockholm (Samuelsson und Stigebrandt 1996). Da die Gezeiten nur sehr klein sind, wird die Meeresspiegelvariabilität auf diesen kurzen Zeitskalen hauptsächlich durch meteorologische und klimatologische Prozesse angetrieben (Johansson et al. 2001). Allgemein sind Wasserstandsänderungen in flachen Schelfmeeren vor allem von Änderungen im Windfeld abhängig (Janssen 2002). Wind und Luftdruckvariationen bewirken zudem ein Meeresspiegelgefälle, welches Beckenschwingungen bzw. Seiches induziert, die sich gegenseitig überlagern und durch die Bathymetrie gedämpft werden (Witting 1911, Lisitzin 1959, 1974, Wübbler und Krauss 1979).

Bei der Betrachtung längerer Zeitskalen verhält sich die Ostsee wie eine offene Bucht mit Schwingungsknoten am Eingang und zunehmenden Amplituden im Inneren (Janssen 2002). Auf Zeitskalen größer als ein Monat werden 50–80 % der Meeresspiegelvariabilität der Ostsee aufgrund von externen Einflüssen angetrieben, die einerseits einem Massesignal und andererseits einem Steriksignal zugeordnet werden können (Samuelsson und Stigebrandt 1996). In flachen Schelfmeeren, wie der Ostsee ist das intern generierte Steriksignal auf interannuellen Zeitskalen nur sehr klein. Allerdings führt das im Nordatlantik durch schmelzende Gletscher, Zirkulationsänderungen, Wärmeausdehnung und Frischwassereintrag generierte Steriksignal durch Massenumverteilungen auch zu Dichte- und Temperaturänderungen in der Ostsee (Landerer et al. 2007). Bei der Bildung der jährlichen Schwankungen des Meeresspiegels reagieren die Nord- und Ostsee auf die Außenwirkung

als ein einziges Becken, wobei die dänische Meerenge fast keinen Einfluss auf diese Schwankungen hat (Medvedev 2014). Dennoch ist die Beeinflussung der Wasserstandsschwankungen der Ostsee durch die Nordsee bisher noch nicht vollständig erklärt (Janssen 2002). Schon Kühnen (1916) erwähnte, dass „*der Wasserstand in Nord- und Ostsee „...“ ein Spiegelbild des Wasserstands im Atlantischen Ozean sein*“ muss (Kühnen 1916, S. 166). Dies wurde auf den schnellen Wasserstandsausgleich zwischen Nord- und Ostsee zurückgeführt, weshalb die Schwankungen im Mittelwasser der beiden Meere parallel verlaufen müssten. Gaye (1951) zeigte, durch die Untersuchung geglätteter Monatszeitreihen (gemittelt über ein Zeitfenster von 19 Jahren) einiger Pegel in Nord- und Ostsee, dass sich die Meeresspiegelschwankungen auf langen Zeitskalen gleichen. Auch Jensen und Töppe (1986) stellten eine ähnliche These auf, indem sie die Ostsee, im Hinblick auf die Dämpfung der Gezeiten, als gedämpften Nordseepegel bezeichneten (s. a. Führböter und Jensen 1985).

Als halbgeschlossenes, mit dem Nordatlantik verbundenes Meer ist die Ostsee stark durch die Atmosphäre im nordatlantisch-europäischen Bereich beeinflusst (Hünicke 2008). Dekadische Variationen in Wind und Luftdruck bestimmen zudem den Wasseraustausch mit dem Nordatlantik (u. a. Heyen et al. 1996, Andersson 2002, Jevrejeva et al. 2005, Ekman 2009, Dailidienė et al. 2011). Im Winter dominiert über Nordeuropa die Nordatlantische Oszillation (NAO), welche ein Index für die Luftdruckschwankungen zwischen dem Azorenhoch im Süden und dem Islandtief im Norden des Nordatlantiks ist (Meier et al. 2004). Interannuelle bis mehrdekadische Variationen in den Ostseewasserständen sind vorrangig in den Wintermonaten signifikant mit der NAO korreliert (Hünicke 2008, Hünicke et al. 2015). In der südlichen Ostsee ist der Einfluss der NAO jedoch nur sehr schwach ausgeprägt (Jevrejeva et al. 2005). Dies wurde durch Kauker und Meier (2003) mit einem starken meridionalen Gradienten des Luftdrucks über der Ostsee erklärt, der zonale geostrophische Winde erzeugt, die nur den Meeresspiegel entlang der östlichen Ostsee beeinflussen. Zusammenfassend sind auf interannuellen und längeren Zeitskalen die Wasserpiegelvariationen der Ostsee noch nicht vollständig verstanden und bedürfen weiterer Untersuchungen (Hünicke 2008). Interannuelle und dekadische Variationen im MSL sind von besonderem Interesse, da die Variabilität die Quantifizierung von Langzeittrends und Beschleunigungsmustern sowie deren Signifikanz beeinflussen kann.

3 Daten und Methoden

3.1 Pegelzeitreihen

Begonnen haben die regulären Pegelaufzeichnungen in der Ostsee im Jahr 1794 am Pegel Stockholm (Ekman 1988). Seitdem wurde ein großes Netzwerk an Pegelstationen verteilt über die gesamte Ostsee aufgebaut. An der deutschen Ostseeküste wurde die einheitliche Durchführung von Wasserstandsbeobachtungen an den wichtigsten Pegeln in „*Pegelinstruction – Wie der Pegel auf den Strömen und Gewässern gesetzt, der Wasserstand beobachtet und die Nachrichten eingezogen und überreicht werden sollen*“ von Johann Albert Eytelwein vom 13. Februar 1810 geregelt (Hahn und Rietschel 1938). Pegelaufzeichnungen in großer Zahl in der gesamten Ostsee starteten etwa in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhundert. Digitalisierte hochaufgelöste und zeitlich äquidistante Aufzeichnungen liegen allerdings erst seit den 1950er

Jahren vor. Dies ist begründet in der Historie der Pegelablesungen. An der deutschen Ostseeküste wurde an den ersten installierten Pegeln ab 1810 zunächst nur der tägliche Höchstwert abgelesen. Ab 1845 wurde ein Dekret erlassen, nachdem Wasserstände immer um 12 Uhr mittags erfasst werden sollten (Hagen 1878). Der erste analoge Schreibpegel, der den Wasserstand mithilfe eines Stifts als Linie auf einen Pegelbogen aufzeichnete, wurde 1870 in Swinemünde (heute Swinoujście in Polen) installiert (Seibt 1881). Die Pegelbögen wurden manuell digitalisiert, um den Wasserstand für bestimmte Zeiten (ein bis vier äquidistante Aufzeichnungen pro Tag) zur Verfügung zu stellen. Zahlreiche historische Pegelbögen werden heute noch immer in Archiven aufbewahrt, wurden aber aufgrund des hohen Zeit- und Kostenaufwandes noch nicht nachdigitalisiert, weshalb für diese Zeitperioden meist nur ein bis vier digitalisierte Aufzeichnungen pro Tag zur Verfügung stehen. Die analogen Schreibpegel wurden ab etwa 1975 durch moderne elektronische Datensammler ersetzt, welche die digital aufgezeichneten Wasserstände direkt an die zuständigen WSÄ senden (Hupfer et al. 2003). Für das Projekt AMSeL_Ostsee wurden nun erstmals die durch die WSÄ nachdigitalisierten stündlichen Aufzeichnungen des Wasserstands für eine größere Anzahl an Pegelstandorten an der deutschen Ostseeküste ab ca. 1950 sowie historische Pegelaufzeichnungen und vorhandene MSL-Monatszeitreihen für statistische Auswertungen verfügbar gemacht und analysiert. Kontinuierliche Aufzeichnungen auf Pegelbögen vor 1950 sind bisher noch nicht digitalisiert und für wissenschaftliche Zwecke aufbereitet worden. Im Teilprojekt AMSeL_Ostsee B wurden erste Digitalisierungen der Pegelbögen des Pegels Schleimünde ab 1943 vorgenommen (Patzke und Fröhle 2019).

Über die Internetseite des PSMSL werden für die Ostsee insgesamt 98 MSL-Monatszeitreihen bereitgestellt (s. a. Abbildung 3 oben) (PSMSL 2016, Holgate et al. 2013). Jeweils sechs Pegelzeitreihen liegen an der deutschen und an der polnischen Ostseeküste. Im Projekt AMSeL_Ostsee konnte die Datenverfügbarkeit grundlegend erweitert werden. Es liegen nun insgesamt Daten an 72 Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet der südwestlichen Ostsee vor (s. a. Abbildung 3 unten). Die Standortanzahl an der polnischen Küste konnte gegenüber dem PSMSL Datensatz zwar nicht erweitert werden, es wurden aber zusätzliche ergänzende Datensätze für die vorhandenen Standorte zusammengetragen. Weitere Erläuterungen zur innerhalb des Teilprojektes AMSeL_Ostsee B erzeugten Pegel-datenbank, zur Qualitätskontrolle der Daten sowie zur Anpassung der Pegeloffsets sind dem Abschlussbericht des Teilvorhabens B zu entnehmen (Patzke und Fröhle 2019).

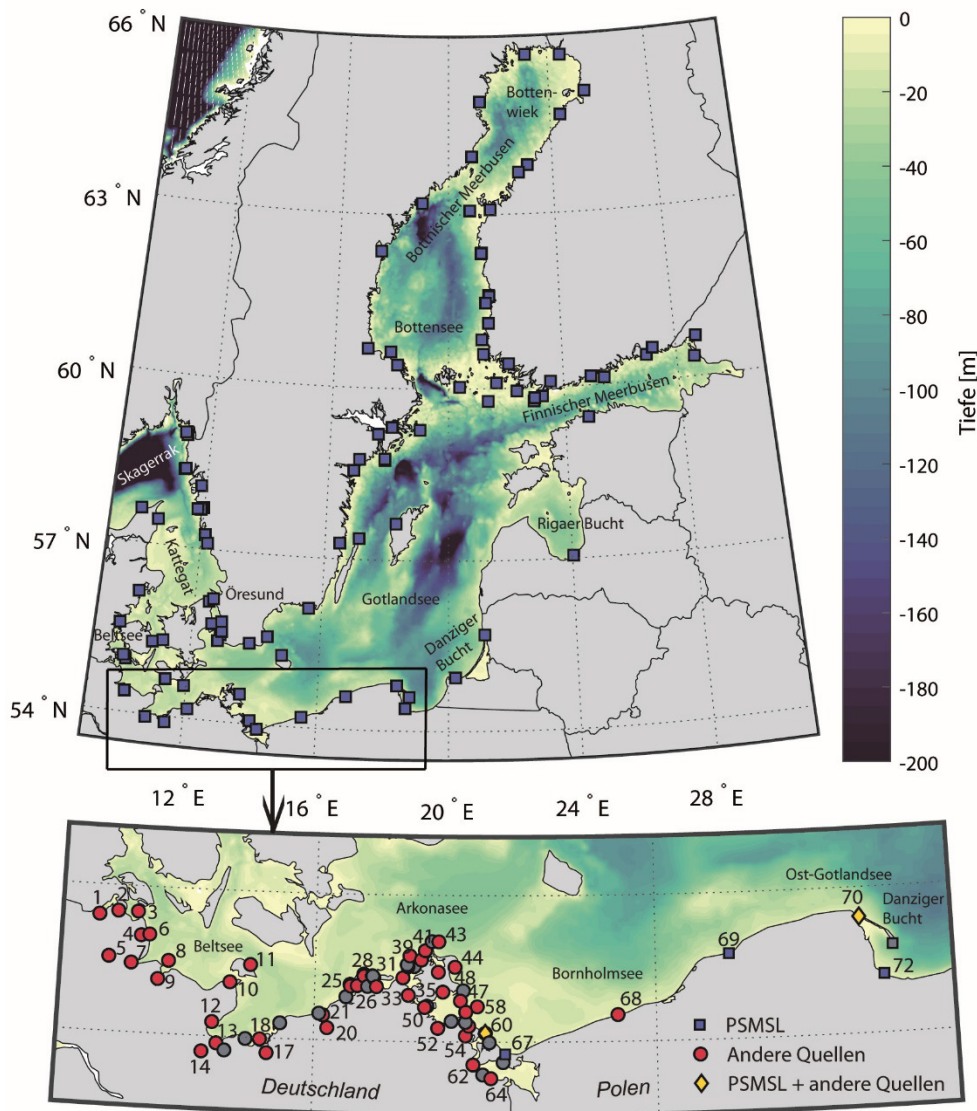


Abbildung 3: Standorte der über PSMSL verfügbaren MSL-Zeitreihen in der gesamten Ostsee (oben) sowie aller im Projekt AMSeL_Ostsee verwendeten Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet (unten) mit Darstellung der Bathymetrie nach Seifert et al. (2001) bis zu einer Tiefe von 200 m. Grau eingefärbt sind Pegelstandorte mit einer Zeitreihenlänge von <19 Jahren.

3.2 Generierung von MSL-Zeitreihen

Für die verwendeten Pegelstandorte in der Ostsee wurden möglichst lange und hochwertige MSL-Zeitreihen generiert, indem das arithmetische Mittel aller aufgezeichneten Werte über einen Monat gebildet wurde. Dabei müssen für die Ermittlung eines MSL-Monatswertes Wasserstandsmessungen für mindestens 15 Tage des betrachteten Monats vorliegen (IOC 1985). Zusätzlich zu den Stundenwerten lagen auch nichtäquidistante Terminlesungen vor, deren Repräsentanz für die Bildung von MSL-Monatsmitteln zunächst geprüft werden musste. Durch einen gezeitenbedingten Tagesgang wurde in Sensitivitätsstudien nachgewiesen, dass mindestens vier äquidistante Wasserstandsablesungen pro Tag vorliegen müssen, um eine qualitativ hochwertige MSL-Monatszeitreihe zu generieren. Liegen Datensätze mit einer geringeren zeitlichen Auflösung (Einzelterminwerte) vor, wurde vor der Mittelung eine Gezeitenkorrektur angebracht (eine detaillierte Beschreibung sowie ein

Vergleich unterschiedlicher Gezeitenkorrekturen findet sich in Kelln et al. 2019a). Nach der Berechnung und Zusammenführung der MSL-Monatszeitreihen aus den verfügbaren Daten (s. a. Abbildung 4) wurden ausschließlich die 49 Pegelzeitreihen mit einer Länge von mehr als 19 Jahren ($>$ Nodalzyklus 18,6 Jahre) für weitergehende Analysen verwendet (s. a. Abbildung 3 unten, in grau). Ergänzt wurde der Datensatz mit Zeitreihen der Anrainerstaaten (insgesamt 139 $>$ 19 Jahre). Die längsten Pegelzeitreihen sind Travemünde (185 Jahre), Swinoujscie (180 Jahre), Kolobrzeg (170 Jahre), Wismar (163 Jahre), Warnemünde (159 Jahre) und Marienleuchte (123 Jahre). Die innerhalb dieser Arbeit entlang der deutschen Ostseeküste ermittelten MSL-Zeitreihen sind über die Internetseite des vom Alfred-Wegener-Institut (AWI) betriebenen Datenarchivs PANGAEA (<https://www.pangaea.de/>) frei zugänglich (Kelln et al. 2019b).

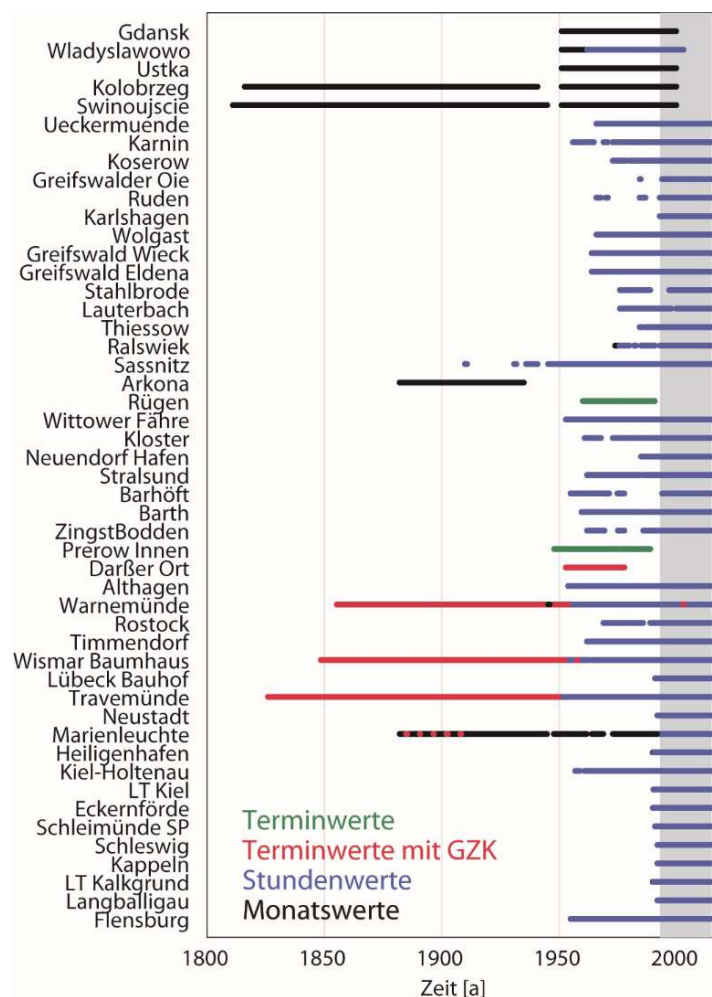


Abbildung 4: Verfügbare Zeitreihenlängen/-auflösung der Pegelstandorte mit einer Gesamtzeitreihenlänge $>$ 19 Jahre.

3.3 Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen

Da Pegel auf Land stationiert sind, messen sie lokale Variationen des relativen Meeresspiegels (Ekman 1988). Pegelmessungen geben somit zum einen klimainduzierte Änderungen im Meeresspiegel wieder, die in Verbindung mit der Ozeanerwärmung, der Landeisschmelze oder der Wasserumverteilung stehen (Hünicke et al. 2017). Zum anderen messen

Tidepegel jedoch auch Bewegungen der Erdkruste. Diese VLM beruhen auf geodynamischen Prozessen (z. B. GIA, gegenwärtige Eisschmelze, Erdbeben, Vulkane, Erdbeben) oder auf lokalen/regionalen Effekten (z. B. Grundwasser- oder Gasentnahmen) (Woodworth 2006). Werden Pegelmessungen um VLM bereinigt, können absolute Meeresspiegeländerung bezogen auf das Massezentrum der Erde berechnet und der klimatisch induzierten Meeresspiegelanstieg quantifiziert werden. Grundsätzlich können VLM in lineare und nichtlineare Anteile unterteilt werden. VLM infolge GIA können, aufgrund der langen Zeitskala (> 1000 Jahre) auf denen sie erfolgen, als lineare Prozesse extrapoliert werden. VLM infolge von beispielweise Erdbeben oder gegenwärtiger Eisschmelze sind hingegen hochgradig nichtlinear und daher nicht extrapolierbar.

Eine direkte und präzise Messung der VLM ist prinzipiell über GNSS Messstationen an Pegelstandorten möglich. Allerdings liegen nicht an allen Pegelstandorten auch automatisch GNSS Messstationen vor und die zeitliche Verfügbarkeit ist meist begrenzt auf die letzten zwei Dekaden (Hamlington et al. 2016). Eine mögliche Extrapolation der durch GNSS gemessenen VLM als lineare Landbewegungsrate über das letzte Jahrhundert ist somit nicht repräsentativ für die tatsächlichen nichtlinearen VLM (Riva et al. 2017). Aus den vorgenannten Gründen werden GNSS Daten in den meisten Studien zu langjährigen Meeresspiegeländerungen nicht genutzt (Wöppelmann und Marcos 2016). Die Höhe des Fehlers orientiert sich dabei an der Lage des Pegels und den lokalen Gegebenheiten. Auch für die deutsche Ostseeküste liegen nur an sehr wenigen Standorten GNSS Messungen vor (früheste Aufzeichnungen seit 2002 am Pegel Sassnitz). Die nichtlinearen Landbewegungen (z. B. aus der Beschleunigung der Schmelze des Landeises) sind derzeit Gegenstand der Forschung, weshalb es hier noch keinen beschreibenden Datensatz gibt. Aus den oben genannten Gründen wurde daher auf verfügbare großflächige Datenbasen zurückgegriffen, die derzeit nur für die Komponenten des GIA vorliegen.

Mithilfe der mittleren Landsenkungs- bzw. Landhebungsrate für die Gegenwart sowie Geoidänderungen aus GIA-Modellen, die VLM aufgrund von GIA modellieren, können Pegelzeitreihen um die RMSL-Änderungen aus GIA korrigiert werden. Für die Berücksichtigung der Anpassungsprozesse aus GIA wurden zwei globale und ein regionaler Datensatz miteinander verglichen: ICE-5G (VM2 L90) nach Peltier (2004); ICE-6G (VM5a) nach Argus et al. (2014) und Peltier et al. (2015) und NKG2016LU nach Vestøl et al. (2016) und Vestøl et al. (2019). Das VLM-Modell NKG2016LU der Nordisch Geodätischen Kommission (NKG) wird von der schwedischen Vermessungsbehörde Lantmäteriet bereitgestellt (Vestøl et al. 2019). Im Gegensatz zu den globalen GIA-Modellen ICE-5G und ICE-6G wurde das NKG2016LU Modell als offizielles Landbewegungsmodell der Nordischen Länder speziell für Fennoskandien angefertigt. Das NKG2016LU Modell basiert auf einem empirischen Landbewegungsmodell von Olav Vestøl von der norwegischen Vermessungsbehörde Kartverket, das sowohl auf geodätischen Beobachtungen (GNSS Messungen und Nivellements der NKG), als auch auf einem geophysikalischen GIA-Modell NKG2016GIA_prel0306 nach Steffen et al. (2016) beruht. Die geodätischen Beobachtungen werden dabei durch das GIA-Modell von Steffen et al. (2016) geglättet und Lücken in den Beobachtungsdaten (Ostsee, die großen Seen in Schweden und Finnland, einige Bereiche im Nordosten Fennoskandiens, Russland) durch das GIA-Modell gefüllt. Neben GIA sind daher weitere VLM im NKG2016LU Modell enthalten; z. B. sind Teile der norwegischen Küste zusätzlich tektonisch beeinflusst. Die VLM im Untersuchungsgebiet dieser Studie werden jedoch auf GIA zurückgeführt.

Die Modelle ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU zeigen für die gesamte Ostsee grundsätzlich ähnliche räumliche Muster der RMSL-Änderungen mit Landhebungen in der nördlichen und Landsenkungen in der südlichen Ostsee (s. a. Abbildung 5). Jedoch zeigen sich in der südwestlichen Ostsee insbesondere für die Lage der Null-Linie (dicke schwarze Konturlinie in Deutschland und Dänemark in Abbildung 5) deutliche Unterschiede. Die deutsche Ostseeküste liegt laut ICE-5G und ICE-6G Modell genau im Übergang zwischen RMSL-Anstieg bzw. -Abfall (westlicher Bereich/östlicher Bereich). Die Nulllinie verläuft hier in etwa senkrecht bei Warnemünde über die offene Ostsee. Die polnische Ostseeküste befindet sich im RMSL-Anstiegsbereich (0 bis max. 2 mm/a). Nach NKG2016LU hingegen folgt die Nulllinie in etwa der südwestlichen Küstenlinie. Der Vergleich und die identifizierten Unterschiede der drei Modelle zeigen die großen Unsicherheiten der Modellierung (Jevrejeva et al. 2014).

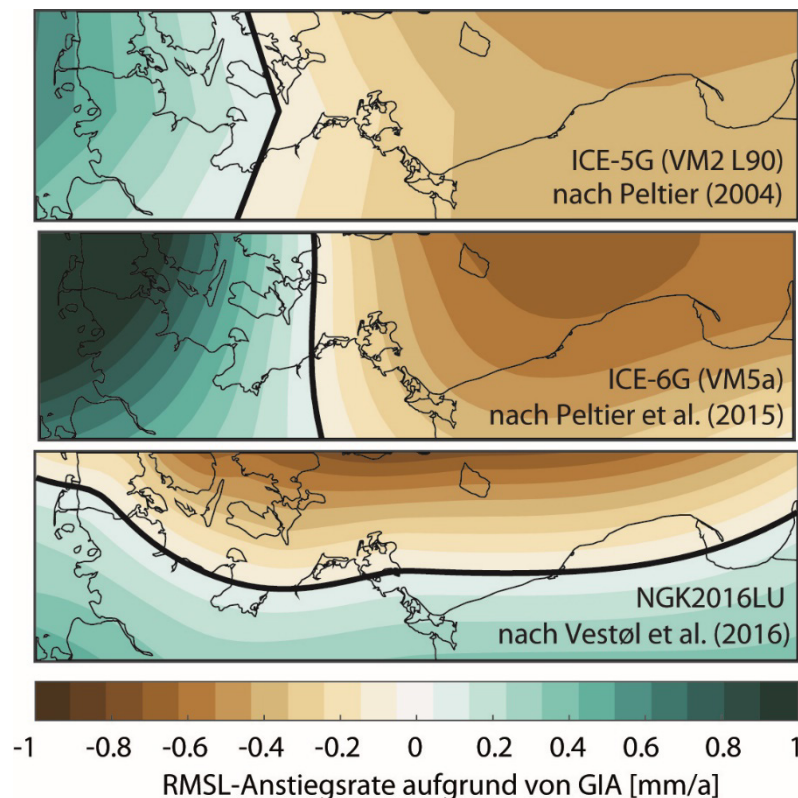


Abbildung 5: Vergleich der Änderungen des RMSL im Untersuchungsgebiet aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus den GIA-Modellen ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU.

Um zu entscheiden, welches Modell für die Korrektur der Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet am besten geeignet ist, wurden die RMSL-Zeitreihen um die RMSL-Änderungsraten aus allen drei Modellen korrigiert und vergleichende Analysen der um den GIA korrigierten Zeitreihen ($RMSL_{\text{korrGIA}}$) vorgenommen.

$$RMSL_{\text{korrGIA}} = RMSL - GIA \quad (1)$$

Anhand der GIA korrigierten (und um den saisonalen Zyklus bereinigten) Zeitreihen wurden die linearen Trends berechnet und miteinander verglichen. Die Korrekturen mit ICE-5G und ICE-6G liefern an benachbarten Standorten einige Ausreißer und deutlich unterschiedliche Beträge in den verschiedenen Regionen der Ostsee. Zudem zeigen sich an

einigen Pegelstandorten immer noch negative lineare Trends. Dies ist für die Meeresspiegeltrends in der Ostsee als nicht realistisch einzuordnen, weshalb hier von einer Nutzung der ICE-5G und ICE-6G Datensätze in der Ostsee Abstand genommen wird. Nach Korrektur mit NKG2016LU hingegen weisen die linearen Trends insbesondere an benachbarten Pegelstandorten ähnliche Werte auf und es zeigen sich nur noch positive Trends. Die Homogenisierung der Langzeitentwicklung durch die GIA Korrektur bestätigt, dass GIA einen dominierenden Faktor in der Ostsee darstellt. Die selbst nach der Korrektur mit NKG2016LU noch bestehenden Unterschiede in den Trends können auf verschiedene mögliche Ursachen zurückgeführt werden (s. a. Abschnitt 4.4.1).

3.4 Ermittlung synthetischer Pegelzeitreihen

Zusätzlich zur Analyse der einzelnen Pegelzeitreihen wurden zur übergeordneten Charakterisierung von Küstenabschnitten sowie des gesamten Untersuchungsgebiets sogenannte synthetische (oder virtuelle) Pegelzeitreihen (VS) erzeugt, die ein ausgewähltes Gebiet repräsentieren. Hierzu wird eine Zeitreihe aus einer bestimmten Anzahl von Einzelzeitreihen konstruiert, wodurch der Einfluss lokaler Effekte verringert wird. Verschiedene Ansätze zur Generierung von synthetischen Zeitreihen finden sich in der in Jensen et al. (2011b) zusammengestellten Literatur. Um eine methodische Vergleichbarkeit zu gewährleisten, wurde die Vorgehensweise des Projektes AMSeL verfolgt und das in Jensen et al. (2011b) ausführlich beschriebene Mittelungsverfahren genutzt. Für die Konstruktion der synthetischen Zeitreihen wurden die Einzelzeitreihen um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA (aus NKG2016LU) bereinigt ($\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$). Die Kombination aus Höhenversätzen und Datenlücken in den Pegelzeitreihen kann bei einer einfachen Mittelung der Zeitreihen zu Offsets im synthetischen Pegel führen. Daher wurden die $\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$ -Einzelzeitreihen differenziert, um die Anstiegsraten zwischen aufeinanderfolgenden Jahren zu ermitteln und potentielle Höhenversätze zwischen einzelnen Stationen zu eliminieren. Daraufhin wird aus allen Anstiegsraten der Pegel eine mittlere Anstiegsrate erzeugt, die wiederum zur abschließenden Ermittlung der synthetischen Zeitreihe kumuliert wird. Alle synthetischen Zeitreihen wurden aus MSL-Jahreszeitreihen ermittelt. Für die Auswahl der einzelnen Pegelzeitreihen, die bei der Konstruktion einer synthetischen Zeitreihe berücksichtigt werden sollen, wurden folgende Kriterien angewendet: Die Pegelzeitreihen sollen (1) über ein gemeinsames Ozeanbecken oder eine gemeinsame Küstenlinie verfügen, (2) untereinander einen möglichst hohen Korrelationskoeffizienten aufweisen, (3) und sich in der Langzeitentwicklung ähneln. Die Auswahl basiert somit auf den Ergebnissen aus Kapitel 4.

3.5 Satellitenaltimeterdaten

Neben Pegeldaten wurden zusätzlich Satellitenaltimeterdaten des AVISO-Datensatzes verwendet. Der AVISO-Datensatzes besteht aus den Sea Level Anomaly (SLA) Daten aus dem delayed time multi-mission global gridded data product über die Periode 1993 bis 2015 und ist ein räumlich und zeitlich konsistentes Datenprodukt aus Messungen unterschiedlicher Satellitenmissionen (AVISO 2016). Die täglichen Daten sind auf einem Mercatornetz mit einer räumlichen Auflösung von $1/4^\circ$ verfügbar. Die SLA Daten des AVISO-Datensatzes wurden einer dynamischen atmosphärischen Korrektur unterzogen (engl. dynamic atmospheric correction (DAC)). Da Tidepegel dynamisch atmosphärische Prozesse jedoch

gleichermaßen wie Altimeter messen, wurde zur Vergleichbarkeit die DAC nachträglich wieder zu den Satellitendaten hinzugerechnet (Bonaduce et al. 2016). Die Satellitenaltimeterdaten bilden die Variabilität des MSL an den untersuchten Pegelstandorten sehr gut ab und weisen an allen Standorten hohe Korrelationskoeffizienten ($r > 0,7$) auf.

3.6 3D Hydrodynamisch-numerisches Modell des IOW

Das Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) betreibt ein hydrodynamisch-numerisches 3D Modell der Ostsee mit 50 vertikalen Schichten und einer räumlichen Auflösung von 1 sm (Nautische Meile). Am offenen Rand des Modells im Kattegat werden 6-stündliche Salz- und Temperaturdaten, 20-minütige Wasserstandsauslenkungen und tiefengemittelte Strömungen aus einem numerischen Modell des Nordeuropäischen Schelfs (NSBS) (räumliche Auflösung von 2 nm) nach Gräwe et al. (2015) als Eingangsparameter eingesteuert. An den Rändern des NSBS Modells im Ärmelkanal und über dem nordwestlichen Schelf werden wiederum monatliche mittlere Salz- und Temperaturprofile sowie das großskalige baroklin erzeugte Meeresspiegelauslenkungssignal aus dem Globalmodell GECCO2 vorgeschrieben (Köhl 2015). Da GECCO2 Volumen aber keine Masse konserviert und daher keine globalen thermosterischen Meeresspiegeländerungen simulieren kann, wurde zusätzlich ein linearer Trend zur Meeresspiegelauslenkung hinzugerechnet, ermittelt aus den GIA-bereinigten Pegeldaten an den Standorten Brest und Lerwick (Peltier 2004). Als atmosphärischer Antrieb (10 m Wind, 2 m Lufttemperatur, Luftfeuchte, Wolkenbedeckung, Luftdruck) dienen die stündlichen CoastDat Daten nach Geyer (2014). Weitere Details zum Modell finden sich in Gräwe et al. (2019) und Gräwe et al. (2015).

Für die Analysen im Projekt AMSeL_Ostsee wurden die Wasserstände in der gesamten Ostsee mit einer Gitterauflösung von 1 nm mit einer zeitlichen Auflösung von einem Monat für eine Zeitperiode vom 01.01.1949 bis 30.09.2014 aus einem vollen baroklinen Lauf (BK) sowie drei barotropen Läufen (Antriebsfaktoren: Wind und Luftdruck (BT1), Wind und konstanter Luftdruck (BT2), klimatologischer Flusseintrag (bzw. Abfluss) (BT3)) durch das IOW (in Person von Ulf Gräwe) zur Verfügung gestellt. Der Vergleich der simulierten Wasserstandsdaten aus dem baroklinen Modelllauf mit den beobachteten Pegeldaten (MSL-Monatszeitreihen) erfolgte anhand von Korrelationskoeffizienten sowie der normalisierten Standardabweichung an den Koordinaten aller Pegel in der gesamten Ostsee. Die normalisierte Standardabweichung σ_n beschreibt das Verhältnis zwischen der Standardabweichung der beobachteten Pegeldaten (σ_o) und der Modelldaten (σ_p) ($\sigma_n = \sigma_o / \sigma_p$). In Abbildung 6 ist der Vergleich anhand von 13 ausgewählten Pegelstationen aus dem gesamten Ostseegebiet in einem Taylor Diagramm nach Taylor (2001) dargestellt. Die Korrelationskoeffizienten reichen von $r = 0,79$ (Kiel-Holtenau) bis $r = 0,95$ (Helsinki) und beschreiben somit einen starken positiven linearen Zusammenhang sowie eine sehr gute Abbildung der Variabilität. Ein Grund für die kleinen Werte in der südwestlichen Ostsee könnte die Bathymetrie bzw. die komplexe Küstenstruktur sein, die aufgrund der räumlichen Modellauflösung nicht genau genug abgebildet wird. Die normalisierten Standardabweichungen zeigen, dass die Variabilität an den nördlichen Pegeln Oulu, Ratan, Spikarna, Helsinki und Kronstadt um bis zu $\sim 5\%$ (Oulu) überschätzt wird. Dies könnte durch die möglicherweise zu ungenaue Berücksichtigung des Meereises durch das Modell erklärt werden. An den südlichen Pegeln hingegen wird die Variabilität um bis zu $\sim 13\%$ (Kiel) unterschätzt. Als weiteres Kriterium wurde die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung

(RMSE) berechnet. Der mittlere RMSE für die 13 Pegelstandorte liegt bei $RMSE = 64$ mm. Die hohen Korrelationskoeffizienten, die geringen RMSE und die normalisierten Standardabweichungen nahe 1 weisen auf eine sehr gute Übereinstimmung hin. Das 3D Modell ist somit hinreichend geeignet, die Wasserstände in der Ostsee zu beschreiben.

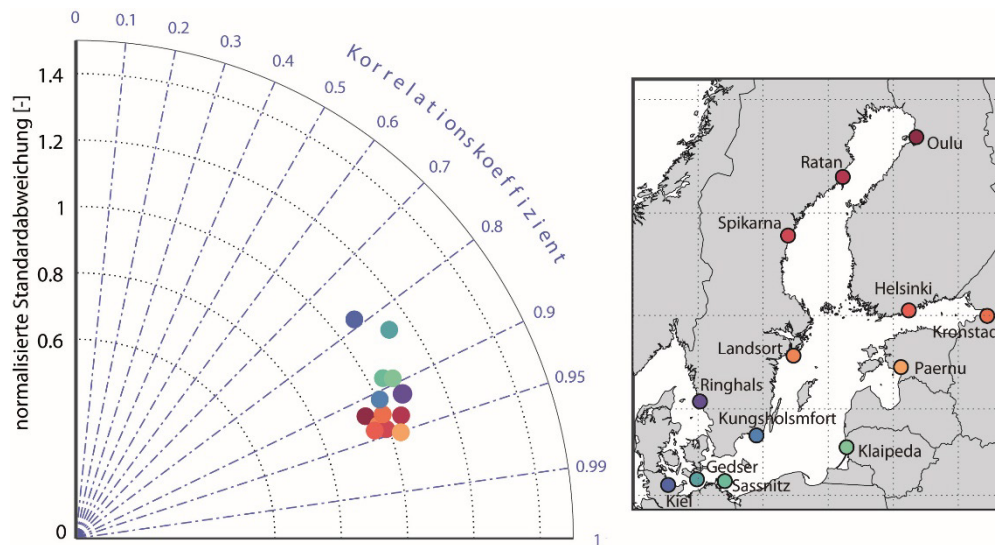


Abbildung 6: Taylor Diagramm nach Taylor (2001) mit Darstellung der Korrelationskoeffizienten und der normalisierten Standardabweichung zwischen 13 Pegelzeitreihen (um den linearen Trend bereinigt) und dem baroklinen Modell (links). Standorte der 13 Pegel (rechts).

Mithilfe der vier Modellläufe von 1949 bis 2014 konnten die Einflüsse der Einzelkomponenten von Wasserstandsänderungen aufgrund von Wind η_w , Luftdruck η_p , Dynamik η_s und Flusswassereintrag η_F auf die Meeresspiegelvariabilität sowie auf den Trend untersucht werden (siehe Abschnitt 4.2, 4.3 und 4.4.1). Der Dynamikanteil beschreibt hier die dynamische Komponente aus lokaler Sterik und dem externen Massenteil (bereinigt um barotrope Wind- und Luftdruckprozesse, s. u.) aus der Nordsee (Variabilität ist durch den Modellaufbau vollständig von dynamischen Ozean-internen Prozessen bestimmt, während im Langzeittrend durch die Assimilierung der Pegeldata in Brest und Lerwick auch säkulare Änderungen aus z. B. Eisschmelze enthalten sind). Die Dynamik wurde aus der Differenz zwischen dem baroklinen und dem barotropen Modelllauf mit Wind und Luftdruck sowie dem barotropen Modelllauf mit Flusswassereintrag gebildet ($\eta_s = BK - BT1 - \eta_F = BK - BT1 - (BT1 - BT3)$). Aufgrund der geringen Tiefe der Ostsee ist das intern generierte Steriksignal verhältnismäßig klein und die dynamische Komponente wird daher vor allem durch den externen Masseneintrag aus der Nordsee dominiert, welcher seinen Ursprung zum Großteil im Nordostatlantik hat (Dangendorf et al. 2014a, Frederikse et al. 2016). Der barotrope Wasserstand generiert aus Wind η_w kann direkt aus dem barotropen Lauf mit konstantem Luftdruck ($\eta_w = BT2$) abgeleitet werden. Grundsätzlich ist der Einfluss des Windes auf den Wasserstand nicht rein barotrop, sondern der Wind kann auch die thermohaline Struktur des Wasserkörpers z. B. durch Upwelling/Downwelling und Ekman Pumping beeinflussen. In der flachen Ostsee sind diese Effekte allerdings gering bzw. saisonal beschränkt, weshalb eine zusätzliche Separierung dieses Anteils von der Dynamikkomponente vernachlässigt werden kann. Der Anteil des Wasserstandes aus Luftdruckänderungen η_p wurde aus der Differenz zwischen den beiden barotropen Modellläufen mit Wind und Luftdruck sowie mit konstantem Luftdruck ($\eta_p = BT1 - BT2$) ermittelt. Welchen Anteil der Flusswassereintrag an den Wasserstandsänderungen der Ostsee aufweist,

wurde aus der Differenz zwischen den beiden barotropen Modellläufen mit Wind und Luftdruck und mit Flusswassereintrag ($\eta_F = BT1 - BT3$) ermittelt. Der Anteil der erklärten Varianz aller betrachteten Einzelkomponenten am Gesamtwasserstand wurde mithilfe folgender Formel nach Calafat et al. (2012) ermittelt:

$$\%varianz = 100 \cdot \left(1 - \frac{var(MSL - \eta_P - \eta_S - \eta_W - \eta_F)}{var(MSL)} \right) \quad (2)$$

während die Varianz, die durch die jeweilige Einzelkomponente erklärt wird, mit folgender Formel bestimmt wurde:

$$\%varianz = 100 \cdot \left(1 - \frac{var(MSL - \eta_i)}{var(MSL)} \right) \quad (3)$$

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 RMSL-Zeitreihen für die einzelnen Untersuchungspegel

Eine Auswahl an 13 RMSL-Zeitreihen zeigt sowohl im Trend als auch in der Variabilität signifikante räumliche Differenzen (Abbildung 7). Während die Pegel in der südwestlichen Ostsee geringfügig positive Trends aufweisen, sind die Pegel in der nordöstlichen Ostsee durch negative Trends von $-1,9 \pm 0,9$ mm/a (Helsinki) bis zu $-8,0 \pm 0,2$ mm/a (Ratan) gekennzeichnet (Abbildung 7 links). Dies weist auf den dominanten Einfluss der Anpassungsprozesse aus GIA in der Ostsee hin, da die $RMSL_{\text{korGIA}}$ -Zeitreihen (Abbildung 7 rechts) nur noch positive Trends aufweisen.

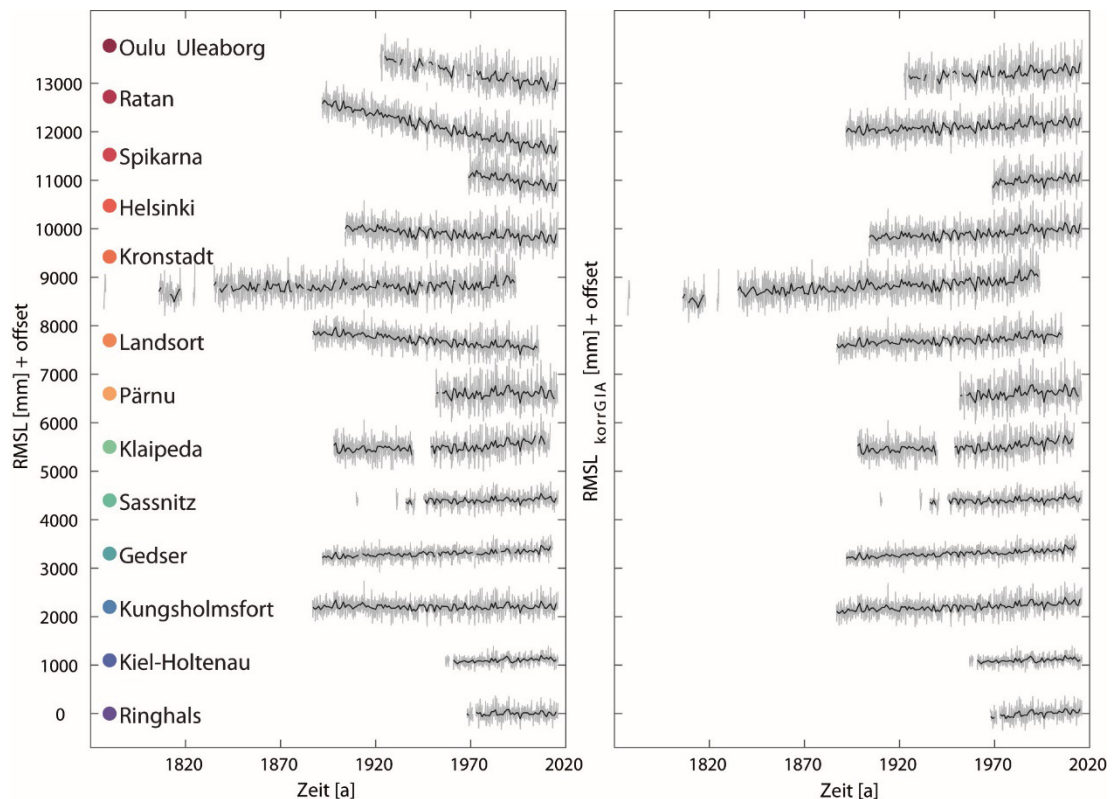


Abbildung 7: Vergleich von 13 RMSL und $RMSL_{\text{korGIA}}$ -Monats- (grau) und Jahreszeitreihen (schwarz) mit konstantem Offset. Die Farben der Pegelnamen sind identisch mit Abbildung 6.

Bei Betrachtung der Variabilität der RMSL-Zeitreihen ist eine Zunahme sowohl der intra- als auch die interannuelle Variabilität von der deutschen über die polnische Küste hin zum östlichen Baltikum und dem Finnischen Meerbusen zu erkennen. Auf kurzen Zeitskalen dominieren hochfrequente intra-annuelle Schwankungen, die auf lokalen Prozessen beruhen und daher zu Unterschieden in der Variabilität der Monatswerte führen. Während die Varianz der Monatswerte variiert und Minima/Maxima im Westen/Osten der Ostsee aufweist, zeigen die Jahreswerte deutlich kleinere Differenzen in den Amplituden und pegelübergreifend einheitliche Auf und Abs. Die Jahreswerte zeigen interannuelle Schwankungen, die durch beckenweite Prozesse hervorgerufen werden.

4.2 Saisonaler Zyklus im MSL

Die dominierenden hochfrequenten intra-annuellen Schwankungen in den MSL-Monatszeitreihen (s. a. Abbildung 7) werfen die Frage auf, welche Ursachen hinter diesen Variationen stehen und durch welche Prozesse lokale Unterschiede zwischen einzelnen Standorten zu erklären sind. Das dominante Signal in einem Großteil der MSL-Zeitreihen weltweit stellt der saisonale Zyklus dar (Torres und Tsimplis 2012). Saisonale Änderungen werden durch meteorologische und klimatologische Prozesse beeinflusst und vorrangig durch Änderungen des Wärmegehalts der oberen Ozeanschichten sowie des Luftdrucks und Windfeldes hervorgerufen (Gomis et al. 2012). Ein kleinerer Teil ist auf die solaren jährlichen (S_a) und solaren halbjährlichen (S_{sa}) Gezeiten zurückzuführen. Um den saisonalen Zyklus durch seine Amplituden und Phasen zu beschreiben, wurde hier die harmonische Analyse angewendet und folgende Formel an die um den linearen Trend bereinigten MSL-Zeitreihen angepasst (Plag und Tsimplis 1999; Marcos und Tsimplis 2007):

$$M_i = A_{S_a} \cos\left(\frac{2\pi}{12}(t - \phi_{S_a})\right) + A_{S_{sa}} \cos\left(\frac{2\pi}{6}(t - \phi_{S_{sa}})\right) \quad (4)$$

$A_{S_a}, A_{S_{sa}}$ Amplitude des jährlichen und des halbjährlichen Zyklus
 $\phi_{S_a}, \phi_{S_{sa}}$ Phase (zeitliches Auftreten des Maximums) in Grad ($0 - 360^\circ = 1.$ Januar - 31. Dezember)

Die Amplituden und Phasen der jährlichen und halbjährlichen saisonalen Schwankungen sind in Abbildung 8 für die Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet dargestellt. Von West nach Ost ist ein Anstieg der Amplituden beider Komponenten zu erkennen. Liegt sie im Bereich der Schleswig-Holsteinischen Küste noch bei etwa 30 bis 40 mm, so steigt die jährliche Amplitude über die Mecklenburg-Vorpommersche Küste auf etwa 50 bis 70 mm und entlang der polnischen Küste auf etwa 90 mm an. Der MSL kann somit innerhalb eines einzelnen Jahres aufgrund des jährlichen Zyklus um 60 bis 180 mm schwanken. Die Phase der jährlichen Komponente variiert entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste zwischen 230° (Ende August) bis 260° (Ende September) und entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste sowie der polnischen Küste zwischen 250° (September) und 300° (November). Die maximale Amplitude der halbjährlichen Komponente liegt mit ca. 42 mm am Pegel Ralswiek vor. Die geringsten halbjährlichen Amplituden finden sich entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste mit ca. 10 bis 20 mm. Die Phase der halbjährlichen Komponente ist entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste mit Werten ab etwa 100° (April) am größten und wird kleiner hin zur polnischen Küste bis 30° (Ende Januar).

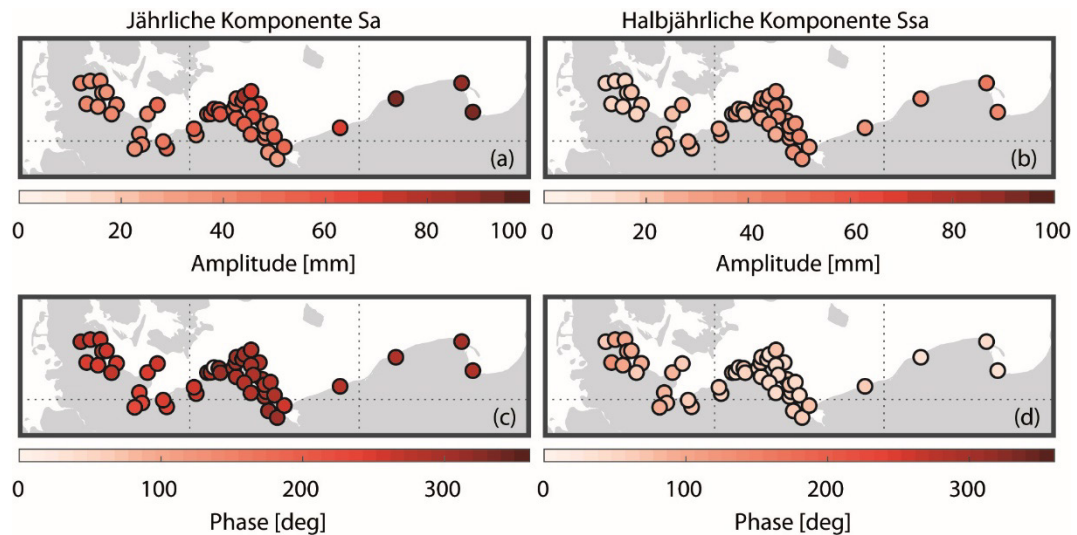


Abbildung 8: Amplituden und Phasen der jährlichen (S_a) und halbjährlichen (S_{sa}) Komponenten des saisonalen Zyklus der RMSL-Zeitreihen entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste.

In Abbildung 9 ist die erklärte Variabilität des saisonalen Zyklus an der Gesamtvariabilität des MSL entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste dargestellt. Der gesamte saisonale Zyklus (Summe der beiden Komponenten) erklärt im Untersuchungsgebiet im Mittel 15 % und variiert zwischen 7 bis maximal 27 % der gesamten beobachteten Varianz in den monatlichen MSL-Zeitreihen. Erwartungsgemäß wird der Großteil durch den jährlichen Zyklus erklärt, der im Mittel 12 % der Varianz erklärt. Die halbjährlichen Schwankungen erklären nur einen sehr geringen Anteil von im Mittel 3 %.

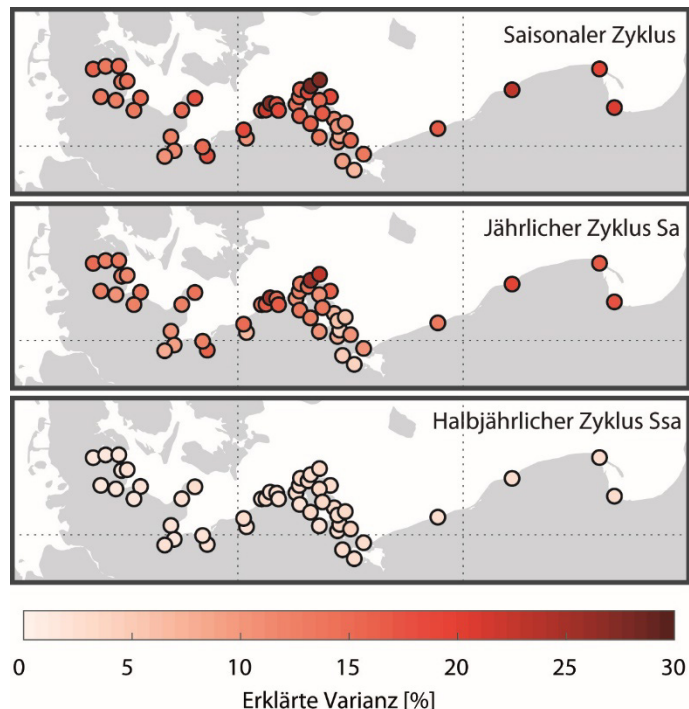


Abbildung 9: Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL im Untersuchungsgebiet auf Basis der analysierten Pegeldaten (jeweilige Gesamtzeitperiode).

Um zusätzlich die zeitliche Änderung des saisonalen Zyklus zu untersuchen (z. B. dekadische Schwankungen in den Amplituden oder Verschiebungen in den Phasen), wurde die

harmonische Tideanalyse für gleitende Zeitfenster mit einer Länge von jeweils 5-Jahren (60 Monate, langlebiger Chronist, s. a. Führböter 1979) untersucht (Wahl et al. 2014). Die detektierten interannuellen Schwankungen sind verhältnismäßig hoch, wobei sich jedoch an keinem der Untersuchungspegel ein statistisch signifikanter Trend ermitteln ließ. Dies steht im Widerspruch zu den Ergebnissen nach Ekman und Stigebrandt (1990) sowie Hünicke und Zorita (2008), die alle einen Trend in der Amplitude der jährlichen Komponente detektieren konnten. Dabei wurden die Trends in den genannten Studien für kürzere Zeitreihen ermittelt, die Ende der 1990er oder Anfang der 2000er Jahre in einer Phase besonders großer Variabilität endeten. Da diese Variabilität in den Folgejahren wieder abgenommen hat, lässt dies den Rückschluss zu, dass es sich somit eher um das Resultat dekadischer Variabilität als einen extern verursachten Langzeittrend in den Amplituden des saisonalen Zyklus handelt (Plag und Tsimplis 1999).

Um die Anteile verschiedener physikalischer Prozesse am saisonalen Zyklus zu quantifizieren, konnten die Modellläufe des IOW genutzt werden (s. a. Abschnitt 3.6). Der saisonale Zyklus aus Beobachtungen und Modellierung an den Pegelstandorten Marienleuchte und Warnemünde weist grundsätzlich eine sehr gute Übereinstimmung auf (Abbildung 10). Am Standort Marienleuchte zeigt sich das Minimum von $-60,9$ mm (Beobachtung) bzw. $-71,7$ mm (Modellierung) im April und das Maximum von $41,7$ mm im August bzw. $45,5$ mm im Oktober. In Warnemünde liegt das Minimum mit $-67,5$ mm bzw. $-70,8$ mm ebenfalls im April und das Maximum von $41,9$ mm bzw. $46,6$ mm im September.

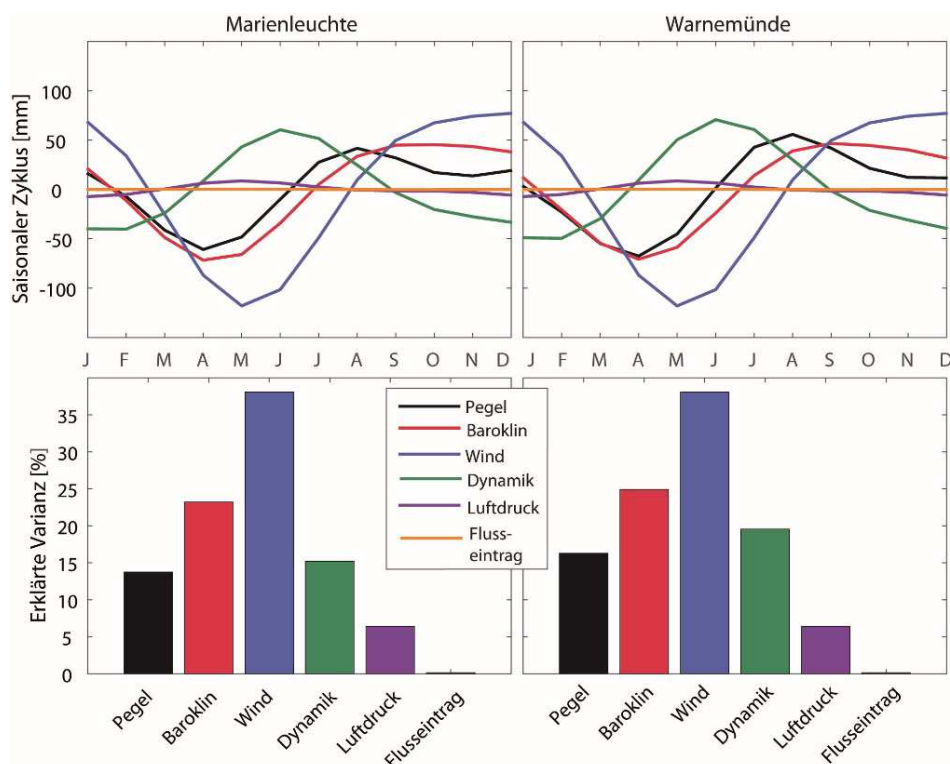


Abbildung 10: Saisonaler Zyklus sowie erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz der MSL-Zeitreihen aus Pegeldaten, dem baroklinen Modelllauf, des Wasserstandes aufgrund von Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusseintrag an den Standorten Marienleuchte und Warnemünde.

Der saisonale Zyklus des baroklinen Modelllaufes erklärt einen etwa 10 % größeren Anteil der Gesamtvariabilität als der saisonale Zyklus generiert aus Pegeldaten. Dies kann dadurch erklärt werden, dass der barokline Lauf grundsätzlich die Variabilität in der südwestlichen

Ostsee geringfügig unterschätzt (s. a. Abschnitt 3.6). Dennoch können die Modellläufe genutzt werden, um den saisonalen Zyklus aufgrund der Einzelkomponenten zu separieren. Die größten Amplituden zeigt der saisonale Zyklus aufgrund von barotropen Windeffekten, wobei das Maximum zum saisonalen Zyklus aus Pegeldata um etwa drei Monate verschoben ist. Dennoch besteht ein positiver Zusammenhang. Der saisonale Zyklus aufgrund von Dynamik hat die zweithöchsten Amplituden und verläuft antikorreliert zum saisonalen Zyklus aus Wind sowie aus Pegeldata. Dies führt zu einer Dämpfung des Gesamtwasserstandes bei Überlagerung der beiden Effekte. Die Amplituden des saisonalen Zyklus sowohl aus Luftdruck als auch aufgrund von Frischwasserzuflüssen sind vernachlässigbar gering (< 10 mm). Die Ergebnisse sind in Übereinstimmung mit Wróblewski (1996), wonach gerade in halbgeschlossenen Meeren der Einfluss des Windes den des Luftdruckes übersteigen kann. Somit verbleiben Wind und Dynamik als Hauptantriebsfaktoren.

4.3 Intra-annuelle, Interannuelle und dekadische Variabilität

Bei der Betrachtung der 13 Pegel in Abbildung 7 wurde ebenso wie im saisonalen Zyklus ein Variabilitätsgradient von der südwestlichen hin zur nordöstlichen Ostsee festgestellt. Dies zeigt sich etwas deutlicher in den Standardabweichungen der um den linearen Trend bereinigten RMSL-Monatszeitreihen aller Pegel in der Ostsee (Abbildung 11). Die Variabilität nimmt von 17 mm (Mömmark) in der dänischen Meerenge bis 151 mm (Kronstadt) im Finnischen Meerbusen zu. Die Vermutung liegt nahe, dass dies mit der exponierten Lage der östlichen Pegel gegenüber den dominanten Westwindlagen zu tun hat.

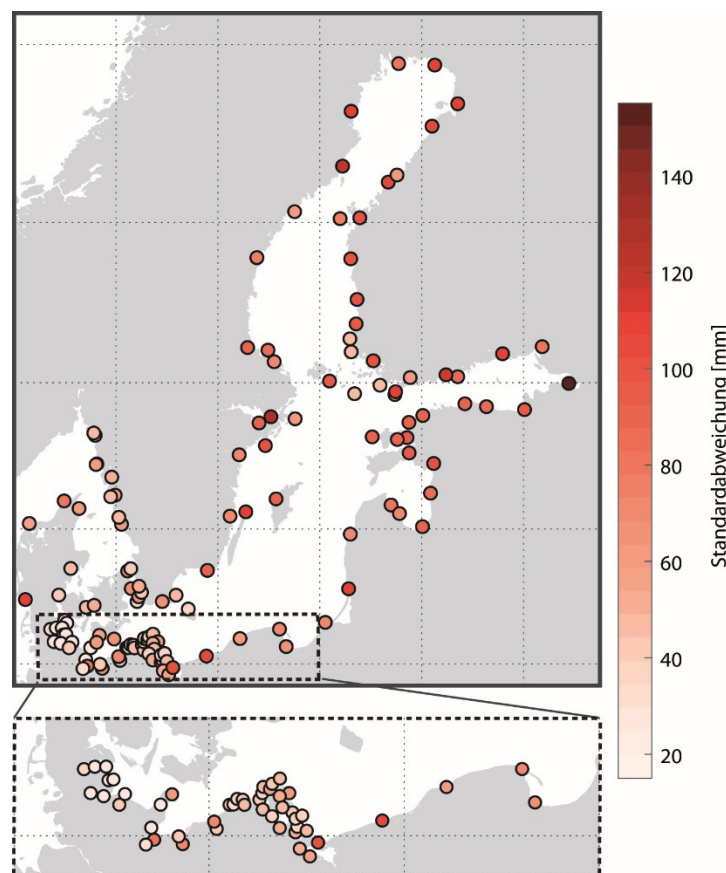


Abbildung 11: Standardabweichungen der um den linearen Trend sowie um den saisonalen Zyklus bereinigten RMSL-Monatszeitreihen (> 19 Jahre) für die jeweilige Gesamtzeitperiode.

Um diese Hypothese näher zu beleuchten wurden die Modellläufe hinzugezogen und der Beitrag der Einzelkomponenten an dem Variabilitätsgradienten für zwei beispielhafte Situationen (März 1990/Dezember 1981: erhöhter MSL am Pegel Kronstadt/Kiel-Holtenau) betrachtet (Abbildung 12). Vorwiegende Westwinde, wie im März 1990, führen zu einer Wasserumverteilung von der südwestlichen in die nordöstliche Ostsee (Abbildung 12 b). Dies ist jedoch auch wieder Auslöser für eine Ausgleichsströmung im Kattegat, da Wasser aus der Nordsee in die südwestliche Ostsee nachläuft. Aufgrund der limitierenden Dänischen Meerenge verläuft diese Ausgleichsströmung allerdings etwas langsamer als die windverursachte Strömung in der restlichen Ostsee (s. a. Mohrholz et al. 2015). Die Wirkung des Windes auf den Meeresspiegel wird somit in der südwestlichen Ostsee durch die nachlaufenden Wassermassen gedämpft. Der tatsächliche Nord-Süd Gradient, der sich im baroklinen Modelllauf wiederfindet, wird zusätzlich hervorgerufen durch den hohen Ost-West-Gradienten des Wasserstands aus Dynamik (d) sowie den Nord-Süd-Gradienten des Wasserstandes aufgrund von Luftdruckschwankungen (c). Im Dezember 1981 (Abbildung 12 unten) lag hingegen vermehrt Wind aus nördlicher Richtung über der gesamten Ostsee vor, der das Wasser in südwestliche Richtung verschob. Weshalb für die hohen Wasserstände in Kiel-Holtenau insbesondere der Wasserstand aus Wind verantwortlich ist (f), der zusätzlich positiv durch den Wasserstand aufgrund von Dynamik überlagert wird (h). Im Gegensatz zur nordöstlichen Ostsee, zeigen sich in der südwestlichen Ostsee Antikorrelationen zwischen dem Wasserstand aus Luftdruck und dem Gesamtwasserstand aus Pegel-daten (z. B. $r = -0,53$ am Pegel Kiel-Holtenau; s. a. Abbildung 13). Der Luftdruck wirkt hier somit dämpfend auf den Gesamtwasserstand.

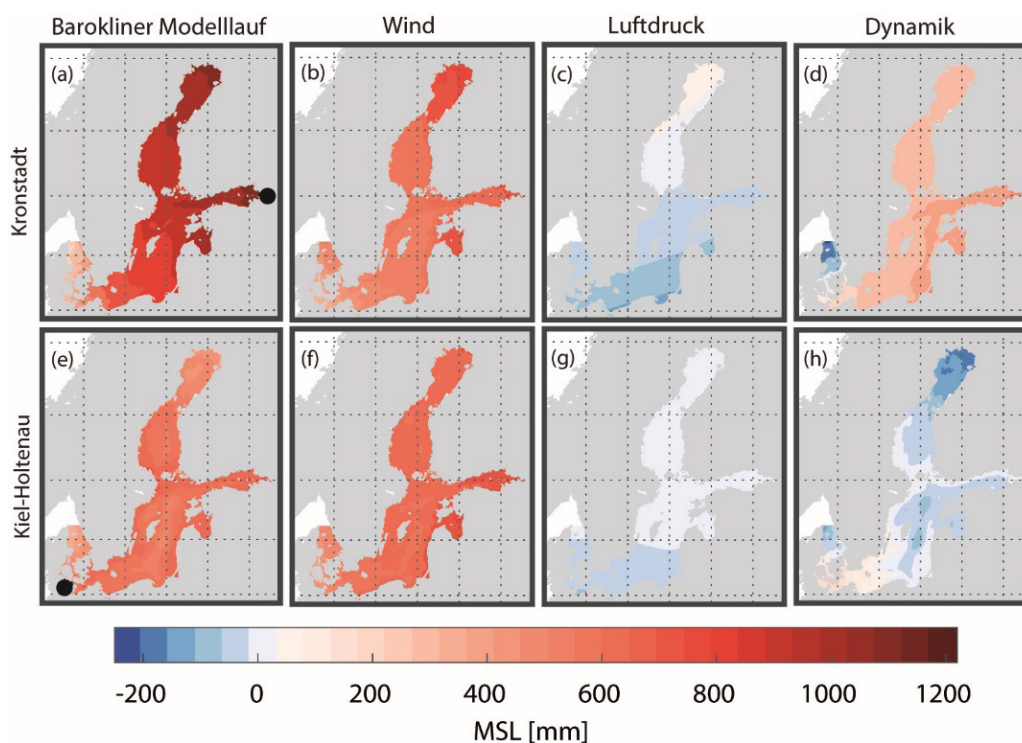


Abbildung 12: Vergleich der Wasserstände aus Pegel-daten, dem baroklinen Modelllauf, aufgrund von Wind, Dynamik und Luftdruck im März 1990 (oben) sowie im Dezember 1981 (unten).

In Abbildung 13 sind die berechneten erklärten Varianzen der Einzelkomponenten (mit und ohne saisonalem Zyklus) und des rekonstruierten RMSL (Summe der Einzelkomponenten) für alle Pegelstandorte mit mindestens 75 % Datenverfügbarkeit für die Zeitperiode 1949

bis 2014 dargestellt. Mithilfe des rekonstruierten RMSL mit saisonalem Zyklus können bis zu 90 % der MSL-Variabilität in der Ostsee erklärt werden. Im Untersuchungsgebiet ist der erklärte Anteil etwas kleiner und beträgt etwa 41 bis 80 % (40 bis 75 % ohne saisonalen Zyklus). Die Summe der erklärten Variabilität der Einzelkomponenten ist kleiner als die tatsächliche erklärte Varianz des rekonstruierten RMSL. Dies deutet auf eine negative Kovarianz der Einzelkomponenten hin.

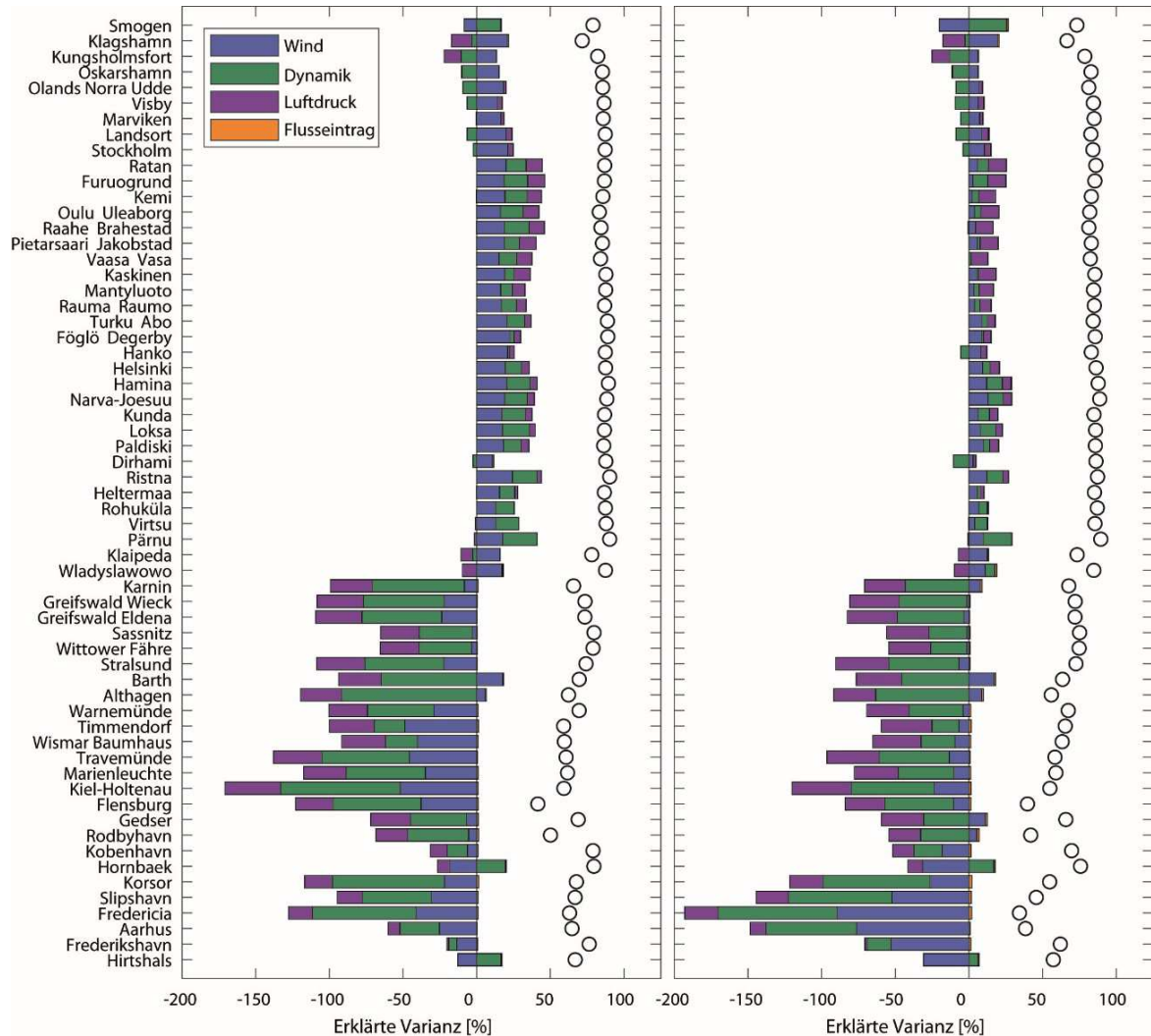


Abbildung 13: Erklärte Varianz der Einzelkomponenten sowie des rekonstruierten RMSL (weiße Kreise) mit (links) und ohne (rechts) saisonalen Zyklus.

Beispielsweise erklärt die Dynamik mit -45% (-37% ohne saisonalen Zyklus) am Pegel Warnemünde den Hauptanteil der beobachteten Variabilität. Der Wind ist für -29% (-4% ohne saisonalen Zyklus) und der Luftdruck für -26% (-29% ohne saisonalen Zyklus) verantwortlich. Die betragsmäßig kleineren Zahlen ohne saisonalen Zyklus bestätigen, dass Wind sowie Dynamik die Hauptantriebsfaktoren in der Ostsee für den saisonalen Zyklus sind (s. a. Abbildung 10). Die negativen Zahlen kennzeichnen, dass sich die Variabilität durch Abzug der Einzelkomponenten erhöht. Die Varianz des Wasserstandes aus einer Einzelkomponente ist also höher als die Varianz des Gesamtwasserstandes. Physikalisch erklärbar ist dieses Phänomen dadurch, dass sich die Einzelkomponenten gegenseitig beeinflussen und abschwächen bzw. dämpfen (s. a. saisonaler Zyklus der Einzelkomponenten in Abschnitt 4.2). Würde also beispielsweise nur der barotrope Wind einen Einfluss

auf den Wasserstand haben, so würde sich eine viel höhere intra-annuelle Variabilität des Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee einstellen. Da jedoch sowohl der Wasserstand aus Wind mit dem Wasserstand aus Luftdruck als auch mit dem Wasserstand aus Dynamik in der südwestlichen Ostsee antikorreliert sind, dämpfen sich die Einflussfaktoren gegenseitig und führen insgesamt zu einer kleineren Gesamtvarianz des RMSL. In der nordöstlichen Ostsee hingegen sind nur der Wasserstand aus Wind mit dem Wasserstand aus Dynamik antikorreliert. Des Weiteren erklärt der Wasserstand aus Dynamik einen im Vergleich zur südwestlichen Ostsee viel kleineren Anteil der Variabilität. Dies liegt vor allem an den unterseeischen Schwellen der Ostsee (z. B. Darßer Schwelle), die den Einstrom des salzreichen tiefliegenden Nordseewassers von der südwestlichen Ostsee in die Hauptbecken der Ostsee die meiste Zeit behindern. Der Flusswasseranteil erklärt am Pegel Warnemünde (wie auch sonst in der gesamten Ostsee) nur einen verschwindend geringen Anteil von 0,9 % (1,1% ohne saisonalen Zyklus). Kombiniert erklären die Einzelkomponenten 70 % (67 % ohne saisonalen Zyklus) der intra-annuellen RMSL-Variabilität.

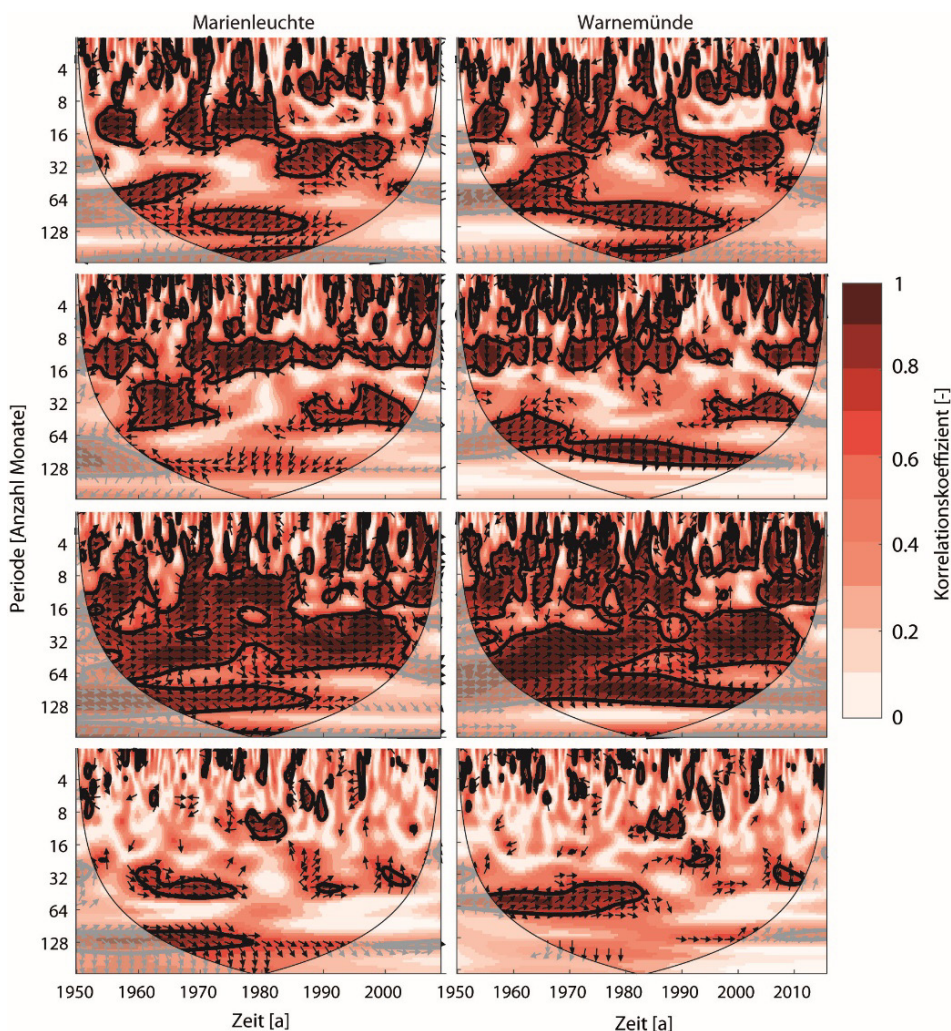


Abbildung 14: Wavelet Kohärenz (Farben) und Phasen Beziehung (Pfeile) zwischen Pegelzeitreihen und Einzelkomponenten Luftdruck (1. Zeile), Dynamik (2. Zeile), Wind (3. Zeile) und Flusswassereintrag (4. Zeile) an den Pegelstandorten Marienleuchte und Warnemünde. Die dicken schwarzen Linien kennzeichnen das 95 % Signifikanzlevel. Bereiche, welche durch Randeffekte beeinflusst sein können, sind heller dargestellt und durch eine dünne schwarze Linie abgetrennt.

Um den Einfluss und die zeitliche Variabilität des Einflusses der Einzelkomponenten auf die MSL Variabilität auf unterschiedlichen Zeitskalen genauer zu analysieren, wurde die Wavelet Coherence Methode angewendet (Grinsted et al. 2004; Jevrejeva et al. 2006). Mit Hilfe dieser Methode können die Korrelationen zwischen den RMSL-Zeitreihen und den Einzelkomponenten für unterschiedliche Zeitintervalle untersucht werden und wie sich die Beziehungen zwischen den Einzelkomponenten und der Gesamtvariabilität über die Betrachtungszeitperiode verändern (Torrence und Compo 1998, Grinsted et al. 2004, Jevrejeva et al. 2006). Abbildung 14 zeigt die Korrelationskoeffizienten zwischen dem Wasserstand aus den jeweiligen Einzelkomponenten und den RMSL-Zeitreihen für die Standorte Marienleuchte und Warnemünde. Die Vektorpfeile stellen die relative Phasenbeziehung dar (In-Phase – zeigt nach rechts; Anti-Phase – zeigt nach links). Der Wasserstand aus Wind weist über alle Zeitskalen hinweg signifikante hohe Korrelationen auf. Zudem zeigen die Vektorpfeile auf subsaisonalen und interannuellen (für Warnemünde auch auf dekadischen) Zeitskalen nach rechts, was auf eine positive Korrelation hinweist. Die Ergebnisse für den Wasserstand aufgrund von Dynamik zeigen hohe Korrelationen auf interannuellen und dekadischen Zeitskalen, wobei auf dekadischen Zeitskalen nur die Korrelationen mit Warnemünde signifikant sind. Die Korrelationen mit dem Wasserstand aus Flusswassereintrag hingegen sind erst auf dekadischen Zeitskalen und nur bis etwa 1985 signifikant. Zusammenfassend verdeutlichen die Wavelet Analysen eine hohe zeitliche Variabilität des Zusammenhangs zwischen den betrachteten Einzelkomponenten und der Meeresspiegelvariabilität. Zudem weisen die Ergebnisse an beiden Pegelstandorten Unterschiede auf, welche die Bedeutung der lokalen Effekte hervorhebt.

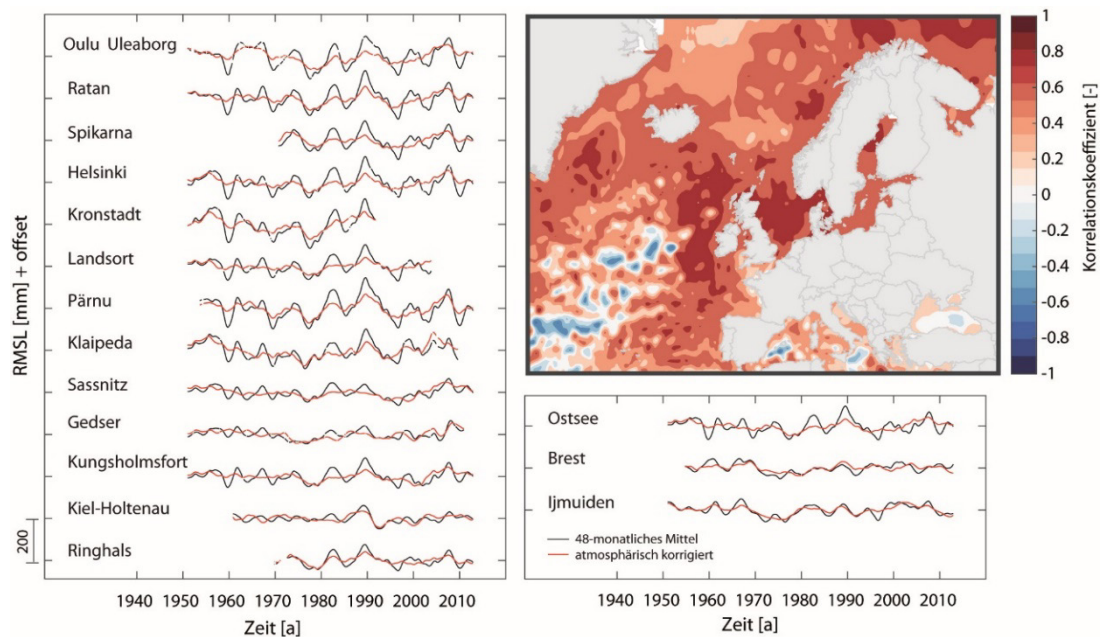


Abbildung 15: Vergleich des 48-monatigen gleitenden Mittels der 13 MSL-Zeitreihen (Schwarz) mit den um die atmosphärische Komponente bereinigten Zeitreihen (rot) (links). Korrelationskoeffizienten zwischen der gemittelten dekadischen Ostsee-Zeitreihe (um den saisonalen Zyklus korrigiert) mit den AVISO Daten (mit DAC und saisonaler Zyklus Korrektur) für die gemeinsame Zeitperiode 1993 bis 2014 (rechts oben). Vergleich einer mittleren Ostseezeitreihe (48-monatiges gleitendes Mittel) mit den zwei Nordsee-Pegelzeitreihen Brest und Ijmuiden (rechts unten).

Die dekadische Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee wird insbesondere durch barotrope Windeffekte und durch die Dynamikkomponente beeinflusst. In Abbildung 15 sind die

dekadischen Zeitreihen (unkorrigiert und korrigiert um die atmosphärische Komponente BT1) an 13 Pegelstandorten in der Ostsee (Lage der Pegel s. a. Abbildung 6), einer gemittelten Ostsee-Zeitreihe und zweier Pegelstandorte in der Nordsee dargestellt.

Durch die Bereinigung der dekadischen Komponente an 13 Pegelstandorten um die atmosphärische Komponente gleichen sich die Zeitreihen sichtbar an. Dies deutet darauf hin, dass sich die gesamte Ostsee auf diesen Zeitskalen als ein gemeinsames Becken bewegt, was wiederum vermuten lässt, dass der Antrieb hierfür extern generiert ist. Unter der Hinzunahme von Pegeln aus Nordsee und Nordatlantik konnte dies weiter untersucht werden. Denn auch der Vergleich zwischen der dekadischen Komponente an den 13 Pegelstandorten sowie einer aus den 13 Zeitreihen gemittelten Ostsee-Zeitreihe mit den dekadischen Komponenten an zwei Pegelstandorten in der Nordsee zeigt eine deutliche Angleichung der Zeitreihen durch die Korrektur. Beispielsweise erhöht sich der Korrelationskoeffizient zwischen Brest und der gemittelten Ostsee-Zeitreihe von $r = -0,07$ ($p > 0,05$; nicht signifikant) auf $r = 0,44$ ($p < 0,05$; nicht signifikant). Dies lässt einen gewissen Zusammenhang zwischen der Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee, der Nordsee sowie dem Nordatlantik vermuten, der auch durch die räumlichen Korrelationsmuster zwischen dem Beckenmittel der Ostsee und den umliegenden Gridpunkten im Nordatlantik bestätigt wird. Dangendorf et al. (2014a) und Frederikse et al. (2016) zeigten, dass die dekadische Meeresspiegelvariabilität in der Nordsee von Sterikvariationen im tiefen Ozean des Nordatlantiks entlang des Kontinentalhangs des nordeuropäischen Schelfs beeinflusst wird.

4.4 Langzeitentwicklung des MSL

4.4.1 Lineare Trends

Zur Quantifizierung der Langzeitentwicklung des RMSL sowie des $\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$ im Untersuchungsgebiet wurden die um den saisonalen Zyklus bereinigten Zeitreihen mittels linearer Trendanalysen analysiert. Lineare Trendanalysen können vor allem bei der Betrachtung kurzer Perioden erheblich durch natürliche Schwankungen verfälscht werden, wobei deren Einfluss exponentiell zur Zeitreihenlänge abnimmt (Jevrejeva et al. 2006). Aus diesem Grund wurden lineare Trends für fünf verschiedene Zeitabschnitte ermittelt:

- Gesamtzeitperiode 1811 bis 2015
- 1900 bis 2015 (insb. für Vergleiche mit GMSL Trends über das 20. Jahrhundert)
- 1960 bis 2015 (3-facher Nodalzyklus)
- 1979 bis 2015 (2-facher Nodalzyklus)
- 1993 bis 2015 (Zeitperiode Satellitenaltimetrie)

Die Wahl der Zeitabschnitte orientierte sich an der Datenverfügbarkeit der Pegelzeitreihen ($> 75\%$) sowie anderer Datensätze (z. B. Satellitenaltimetrie), die vergleichend betrachtet wurden. Zudem wurden Zeitperioden analysiert, die ein Vielfaches von 18,6 Jahren (Periode der Nodaltide) umfassen. In Tabelle 1 sind die Ergebnisse der linearen Trenduntersuchungen vor und nach der GIA-Korrektur für die neun längsten Pegel sowie vier virtuelle Stationen dargestellt. Alle Trends werden mit dem zugehörigen $1-\sigma$ Standardfehler (68 %-Konfidenzintervall, zur Berücksichtigung der oben genannten Unsicherheit aus natürlicher Klimavariabilität unter Annahme eines autoregressiven Prozesses erster Ordnung) angegeben. Der Vergleich der linearen Trends der RMSL und $\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$ -Zeitreihen für

die jeweiligen Gesamtzeitperioden, zeigt nur geringfügige Unterschiede zwischen $-0,14$ mm/a (Marienleuchte) und $0,17$ mm/a (Swinoujście). Dies spiegelt den eher geringen Einfluss des GIA in der südwestlichen Ostsee wieder (s. a. Abbildung 5 unten). An der Schleswig-Holsteinischen Küste sind die Trends im Mittel etwas kleiner als entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste, wobei sich ein ähnlicher Gradient auch in den Standardfehlern widerspiegelt. Letzteres ist im Einklang mit den Untersuchungen zur Variabilität, deren Amplitude vor allem auf interannuellen Zeitskalen von West nach Ost zunimmt (s. a. Abbildung 11). Obwohl dieselben zeitlichen Perioden analysiert wurden, variieren die Trends zwischen einzelnen Stationen zum Teil erheblich. Gründe für diese verbleibenden Trenddifferenzen sind verbliebene Datenlücken (s. u.), lokale Sterik-, Wind- und Luftdruckeffekte, Unsicherheiten in den GIA-Modellen sowie lokale VLM.

Tabelle 1: Lineare Trends der neun längsten RMSL und $\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$ -Zeitreihen (Jahreswerte) im Untersuchungsgebiet für die jeweiligen Gesamtzeitperioden sowie gemeinsame Zeitperioden mit Angabe der Korrelationskoeffizienten zwischen den $\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$ -Zeitreihen an den Einzelpegeln und den synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH, VS-MVP, VS-SWO und VS-OS.

Pegelname	Jahre	Zeit- raum	Lin. Trend RMSL [mm/a]	Lin. Trend $\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$ [mm/a]				
			Gesamt- zeitperi- ode	Gesamt- zeitperiode	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
Flensburg	59	1954 - 2015	1.22 ± 0.21	1.22 ± 0.21 (0.93)	-	1.45 ± 0.22 (0.96)	1.68 ± 0.37 (0.95)	1.78 ± 0.59 (0.93)
Kiel-Holtenau	56	1956 - 2015	1.24 ± 0.29	1.2 ± 0.29 (0.93)	-	1.25 ± 0.3 (0.94)	1.04 ± 0.64 (0.94)	1.75 ± 0.92 (0.97)
Marienleuchte	122	1882 - 2015	0.98 ± 0.09	1.12 ± 0.09 (0.92)	1.07 ± 0.11 (0.95)	1.27 ± 0.34 (0.95)	1.19 ± 0.48 (0.95)	2 ± 0.66 (0.95)
Travemünde	185	1826 - 2015	1.47 ± 0.08	1.35 ± 0.08 (0.92)	1.55 ± 0.12 (0.97)	1.06 ± 0.23 (0.96)	1.15 ± 0.48 (0.96)	2.24 ± 0.85 (0.97)
Wismar Baumhaus	163	1848 - 2015	1.42 ± 0.07	1.3 ± 0.07 (0.81)	1.35 ± 0.09 (0.93)	1.69 ± 0.22 (0.95)	1.44 ± 0.44 (0.95)	2.46 ± 0.74 (0.95)
Warnemünde	160	1855 - 2015	1.33 ± 0.08	1.33 ± 0.08 (0.82)	1.6 ± 0.1 (0.93)	1.83 ± 0.28 (0.95)	1.81 ± 0.56 (0.96)	2.72 ± 1.08 (0.95)
Sassnitz	74	1909 - 2015	0.87 ± 0.22	0.96 ± 0.22 (0.77)	-	1.32 ± 0.35 (0.83)	1.14 ± 0.73 (0.79)	3.22 ± 1.58 (0.85)
Swinoujście	181	1811 - 1999	0.83 ± 0.07	0.66 ± 0.07 (0.79)	0.97 ± 0.14 (0.84)	-	-	-
Kolobrzeg	173	1816 - 1999	0.94 ± 0.07	0.88 ± 0.07 (0.76)	0.94 ± 0.15 (0.81)	-	-	-
VS-SH	133	1883 - 2015	1.22 ± 0.08	1.22 ± 0.08	1.22 ± 0.1	1.67 ± 0.24	1.86 ± 0.46	2.34 ± 0.7
VS-MVP	191	1825 - 2015	0.84 ± 0.06	0.84 ± 0.06	1.05 ± 0.12	2.01 ± 0.3	1.57 ± 0.57	2.34 ± 1.03
VS-SWO	191	1825 - 2015	0.93 ± 0.06	0.93 ± 0.06	1.23 ± 0.11	2.08 ± 0.27	1.76 ± 0.5	2.25 ± 0.83
VS-OS	191	1825 - 2015	1.36 ± 0.07	1.36 ± 0.07	1.66 ± 0.14	2.37 ± 0.39	2.04 ± 0.79	3.03 ± 1.4

Der Einfluss der Datenlücken in den Pegelzeitreihen auf die linearen Trends wurde mithilfe des baroklinen Modelllaufes genauer untersucht. Der in Abbildung 16 rechts dargestellte Vergleich zwischen den linearen Trends der lückenbehafteten Zeitreihen (Baroklin (mit Datenlücken)) sowie der vollständigen Zeitreihen (Baroklin) aus dem baroklinen Modelllauf zeigt, dass ein substantieller Teil der beobachteten Unterschiede, insbesondere an benachbarten Pegelstandorten, auf die Datenlücken zurückzuführen sind. Die Differenzen

zwischen den linearen Trends anhand der Pegelzeitreihen und der lückenbehafteten Zeitreihen aus dem baroklinen Modelllauf können zurückgeführt werden auf Unsicherheiten im Modelllauf, in den GIA-Modellen, sowie lokale VLM.

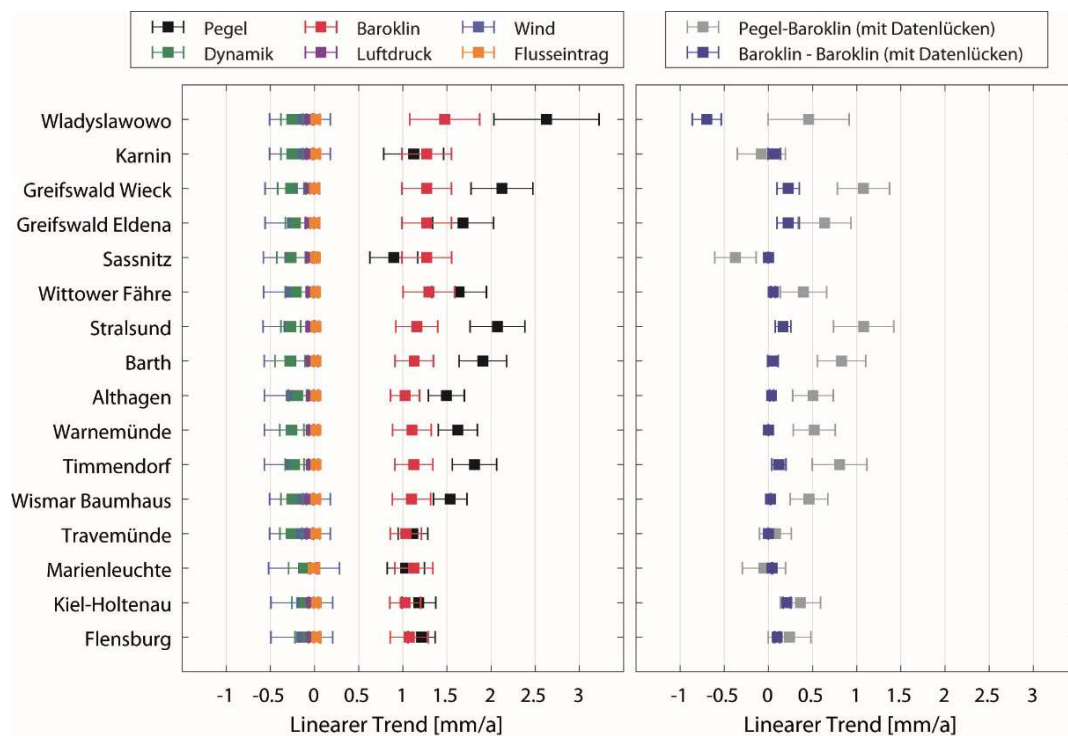


Abbildung 16: Vergleich der linearen Trends der $RMSL_{\text{korrGIA}}$ -Zeitreihen (TG) im Untersuchungsgebiet zu den linearen Trends der Wasserstände aus dem baroklinen Modelllauf und aufgrund von Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusswassereintrag für die Zeitperiode 1949 bis 2014 (links). Linearer Trend der Residuen ermittelt aus der Differenz zwischen den Pegelzeitreihen $RMSL_{\text{korrGIA}}$ und dem baroklinen Modelllauf (mit Datenlücken) sowie dem baroklinen Modelllauf und dem baroklinen Modelllauf (mit Datenlücken) (rechts).

Um zu analysieren, auf welchen physikalischen Prozessen der grundsätzliche identifizierte Trendgradient in der gesamten Ostsee beruht, wurden wieder die numerischen Modellläufe genutzt (s. a. Abschnitt 3.6). In Abbildung 17 sind die linearen Trends der Wasserstände in der Ostsee aufgrund von Luftdruck, Wind, Dynamik und Flusswassereintrag räumlich dargestellt. Das extern über die Nordsee eingetragene Meeresspiegelanstiegssignal im Kattegat betrug dabei $1,60 \pm 0,45$ mm/a und wurde zur Darstellung der Einzelanteile entfernt, so dass vor allem die lokalen ostseespezifischen Muster sichtbar werden. Den größten Beitrag zu räumlich unterschiedlichen Meeresspiegelanstiegstrends in der Ostsee leisten die atmosphärischen Komponenten Wind (von $-0,20$ mm/a in der südwestlichen Ostsee bis $0,27$ mm/a in der Rigaer Bucht) und Luftdruck (von $-0,08$ mm/a in der südwestlichen Ostsee bis $0,15$ mm/a im Bottnischen Meerbusen). Die räumlichen Muster dieser Komponenten liefern zudem die Erklärung für die etwas geringeren Trends in der südwestlichen Ostsee ($1,40 \pm 0,17$ mm/a) als in der gesamten Ostsee ($1,64 \pm 0,27$ mm/a). Die vorgenannten Trends für die Regionen südwestliche Ostsee und gesamte Ostsee wurden anhand der Modellzeitreihen an den Pegelstandorten berechnet, für die auch schon die linearen Trends VS-SWO und VS-OS in Tabelle 1 ermittelt wurden. Somit ergeben sich sowohl in der südwestlichen Ostsee etwas geringere und in der gesamten Ostsee leicht höhere bzw. ähnliche Trends als der von außen durch das Kattegat eingetragene Trend von $1,60 \pm 0,45$ mm/a. Bei Berücksichtigung der Unsicherheiten liegen die ermittelten Trends

sogar noch innerhalb der Unsicherheiten des von außen eingetragenen Trends. Dieser leicht erhöhte Meeresspiegeltrend in der Ostsee sowie die West-Ost-Intensivierung sind auf Änderungen im Windfeld (eine Erhöhung der Anzahl der Tage mit Westwinden konnte nachgewiesen werden (Gräwe et al. 2019)) sowie negative Trends im Luftdruck über den östlichen Teilen der Ostsee (s. a. Lehmann et al. 2011) zurückzuführen. Auch die Dynamik führt zu verringerten Trends in der südwestlichen Ostsee (bis zu $-0,2$ mm/a), die durch den größeren Frischwassereintrag (Halosterik) aufgrund von höheren Niederschlägen (van den Besselaar et al. 2013) über dem gesamten Ostseeraum erklärt werden können. Der vergrößerte Anteil an Süßwasser verursacht einen baroklinen Druckgradienten, der wiederum einen zunehmenden Salzwassereintrag durch die dänische Meerenge bedingt (Gräwe et al. 2019). Diese Salzwassereinträge mittlerer Größe beeinflussen, aufgrund der begrenzenden unterseeischen Schwellen der Ostsee (z. B. Darßer Schwelle), hauptsächlich die südwestliche Ostsee, weshalb hier der Meeresspiegel bedingt durch eine vergrößerte Dichte sinkt (Gräwe et al. 2019). Erhöhte Trends aufgrund von Dynamik finden sich insbesondere im Bereich des tiefen östlichen Gotlandbeckens sowie im Finnischen Meerbusen. Diese Gebiete stimmen gut mit den Bereichen der Ostsee überein, die über die Zeitperiode 1982 bis 2013 die größten Erwärmungstrends in der Oberflächentemperatur zeigen (Stramska und Bialogrodzka 2015). Änderungen in der Eisbedeckung sowie des Flusswassereintrags in die Ostsee können zwar Änderungen der regionalen Hydrodynamik hervorrufen, haben aber nur einen kleinen Einfluss auf den Meeresspiegelanstieg (Gräwe et al. 2019).

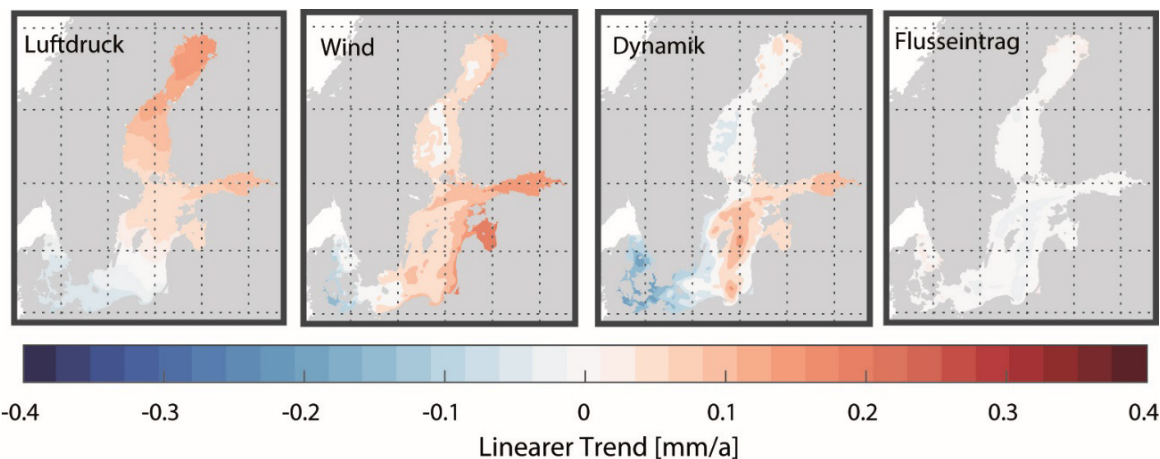


Abbildung 17: Lineare Trends der Wasserstände in der Ostsee aufgrund der Einzelkomponenten in der Zeitperiode 1949 bis 2014. Nachgebildet und ergänzt nach Gräwe et al. (2019).

Mithilfe des Modells war es zudem möglich, die intern hervorgerufenen Trendanteile an den Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet zu beziffern und den einzelnen Einflüssen zuzuordnen (Budgetierung). In Abbildung 16 sind die linearen Trends sowie die Trendanteile anhand der für die Zeitperiode 1949 bis 2014 verfügbaren (mind. 75 %) Pegelstandorte sowie der lineare Trend der Residualkomponente zwischen den Pegelzeitreihen und dem baroklinen Lauf dargestellt. Zu beachten ist, dass das barokline Modell nicht nur die Einzelanteile der betrachteten Komponenten, sondern auch den extern eingesteuerten Trendanteil aus dem Kattegat von $1,60 \pm 0,45$ mm/a enthält. Der Unterschied zwischen den linearen Trends aus dem baroklinen Modelllauf und den Pegeldaten kann zu einem kleinen Teil auch durch die in den Pegelzeitreihen enthaltenen Datenlücken erklärt werden. Die Trenddifferenz aufgrund von Datenlücken konnte durch die Differenz zwischen dem baroklinen Modelllauf mit und ohne Datenlücken quantifiziert werden zu $-0,7$ mm/a

(Wladyslawowo) bis 0,2 mm/a (Greifswald Wieck). Abbildung 16 zeigt, dass an den meisten Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet der Wind den größten Einfluss auf die Trenddifferenzen zwischen einzelnen Pegeln hat. Die betrachteten Einzelkomponenten verursachen alle einen negativen lokalen Trend, der den externen Trend aus dem Kattegat von $1,60 \pm 0,45$ mm/a abschwächt. Beim Vergleich der linearen Trends anhand von Pegelzeitreihen und anhand des baroklinen Modells verbleibt eine Residualkomponente, die durch die Beiträge der betrachteten Einzelkomponenten und die extern eingetragene Masse nicht vollständig erklärt werden kann. Dies ist insbesondere auf Unsicherheiten in den Schätzern für die Anpassungsprozesse aus GIA sowie die nicht berücksichtigten lokalen VLM, aber auch Unsicherheiten im Modell, die in der westlichen Ostsee zu $\pm 0,3$ mm/a beziffert wurden (Gräwe et al. 2019), zurückzuführen.

Die Informationen der Einzelpegel können zudem in langen lückenfreien Gebietsmitteln (synthetische Pegel) zusammengefasst werden. Für die Festlegung der Pegelzeitreihen, aus denen eine synthetische Pegelzeitreihe berechnet werden soll, wurden die Ergebnisse aus den vorangegangenen Trend- und Variabilitätsanalysen genutzt und um Kreuzkorrelationsanalysen ergänzt. Vor der Ermittlung der Korrelationskoeffizienten wurden die MSL-Monatszeitreihen sowohl um den saisonalen Zyklus sowie um den jeweiligen linearen Trend über die gesamte jeweilige Aufzeichnungsdauer korrigiert. Für die meisten Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet der südwestlichen Ostsee zeigen sich sehr hohe Korrelationswerte der MSL-Zeitreihen im Bereich von $r = 0,7$ bis 1,0. Die geringeren Korrelationswerte um $r \sim 0,7$ treten insbesondere zwischen den Pegeln an der Schleswig-Holsteinischen und der polnischen Ostseeküste auf. Nach den Korrelations-, Trend- und Variabilitätsanalysen lässt sich das Untersuchungsgebiet in zwei Bereiche unterteilen: die Schleswig-Holsteinische Küste (VS-SH) sowie die Mecklenburg-Vorpommersche und die polnische Küste (VS-MVP). Pegel innerhalb der Boddenküste Mecklenburg-Vorpommerns wurden nicht für die Generierung von synthetischen Pegeln verwendet, da sich innerhalb des sehr flachen Boddengebietes noch zusätzliche lokale Eigendynamiken entwickeln können. Weiterhin wurde eine synthetische Zeitreihe für das gesamte Untersuchungsgebiet VS-SWO (Südwestliche Ostseeküste) und eine synthetische Zeitreihe für die gesamte Ostsee VS-OS gebildet. Eine synthetische Pegelzeitreihe wurde aus MSL-Jahreszeitreihen und zudem nur dann berechnet, wenn mindestens zwei Pegelstandorte für die entsprechende Zeitperiode lückenlos Daten aufweisen. In Abbildung 18 sind die vier Jahreszeitreihen der synthetischen Pegel (bereinigt um GIA) dargestellt. Alle Zeitreihen zeigen eine sehr hohe Ähnlichkeit in ihrer interannuellen bis dekadischen Variabilität, die auch schon in Abbildung 7 anhand der Einzelzeitreihen detektiert werden konnte. Die in Tabelle 1 dargestellten Korrelationen zwischen den Einzelpegeln und den beiden synthetischen Zeitreihen VS-SH und VS-MVP weisen entsprechend durchgehend für alle betrachteten Zeitperioden Werte größer 0,76 auf. Für die verschiedenen Zeitperioden zeigen sich für die beiden synthetischen Zeitreihen keine signifikanten Unterschiede in den ermittelten Trends. Die höchsten Trends ergeben sich mit 2,34 mm/a für die beiden Zeitreihen für die kürzeste Zeitperiode 1993 bis 2015, wobei VS-MVP mit 1,03 mm/a einen etwas höheren Standardfehler aufweist als VS-SH mit 0,7 mm/a, was die etwas größer werdende interannuelle Variabilität entlang dieser Küste kennzeichnet. Über die Gesamtzeitperiode der beiden synthetischen Zeitreihen VS-OS und VS-SWO von 1825 bis 2015 ergibt sich für die südwestliche Ostsee mit $0,93 \pm 0,06$ mm/a ein etwas geringerer Trend als für die gesamte Ostsee mit $1,36 \pm 0,07$ mm/a. Die südwestliche Ostsee weist somit ein etwas anderes

Langzeitverhalten auf, was maßgeblich auf windinduzierte Umverteilungsprozesse zurückzuführen ist (s. a. Abbildung 17).

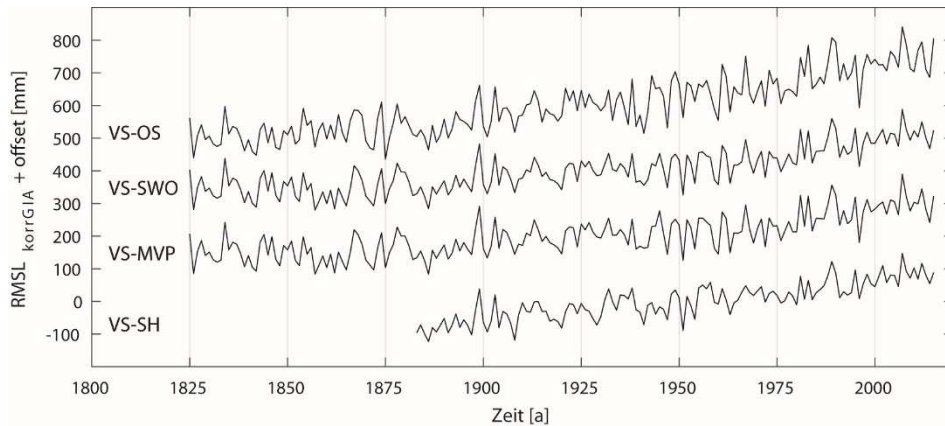


Abbildung 18: Synthetische $RMSL_{korrGIA}$ -Jahreszeitreihen VS-SH, VS-MVP, VS-SWO, VS-OS.

Mithilfe der Beckenmittel für die Ostsee (RS-OS), die Nordsee (RS-NS), den Nordostatlantik (RS-NOA) und global (RS-Global) aus der hybriden Rekonstruktion nach Dangendorf et al. (2019) war es zudem möglich unsere Ergebnisse zu vergleichen und in den regionalen und globalen Kontext einzubetten (s. a. Abbildung 19).

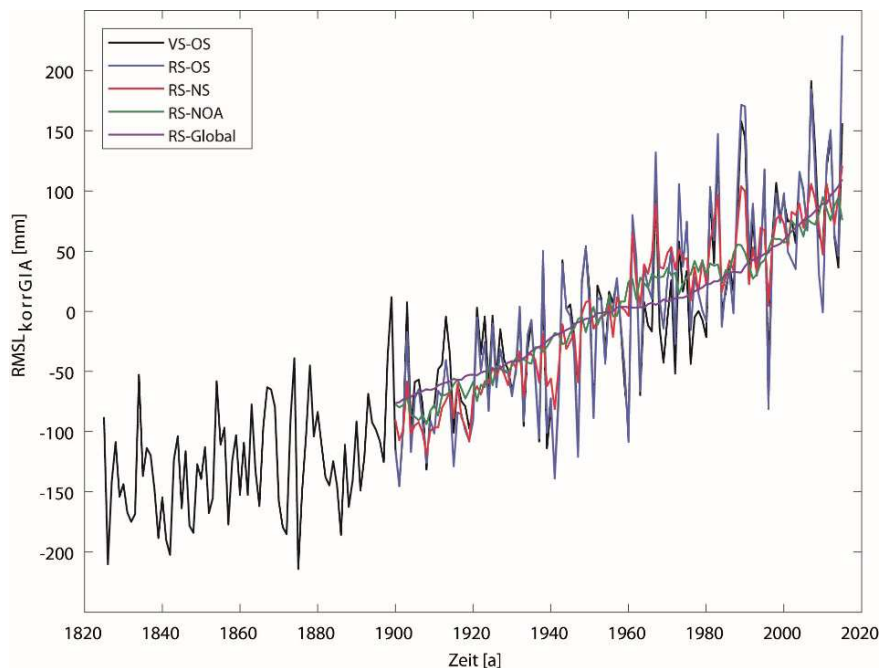


Abbildung 19: Vergleich der synthetischen Zeitreihe für die gesamte Ostsee VS-OS mit den Rekonstruktionen nach Dangendorf et al. (2019) für die Ostsee RS-OS, für die Nordsee RS-NS, für den Nordostatlantik RS-NOA und global RS-Global.

Der Vergleich der synthetischen Pegelzeitreihe VS-OS mit dem Beckenmittel RS-OS nach Dangendorf et al. (2019) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung, die sich in einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0,97$ und einer Trenddifferenz von $0,17 \text{ mm/a}$ äußert. Bei Betrachtung der Zeitreihen aus den benachbarten Becken fällt auf, dass die Variabilität von RS-Global, über RS-NOA und RS-NS bis hin zu den beiden Ostsee-Zeitreihen kontinuierlich zunimmt. Über das gesamte 20. Jahrhundert (1900 bis 2015) konnte für das Untersuchungsgebiet mithilfe VS-SWO ein linearer Trend von $1,23 \pm 0,11 \text{ mm/a}$ ermittelt

werden (s. a. Tabelle 1). Dieser Wert liegt an der unteren Grenze derzeitiger GMSL-Trend-schätzer (1,3 bis 2 mm/a) für die gleiche Periode (Church und White 2006, Hay et al. 2015, Dangendorf et al. 2017) und ist etwas geringer als die zeitgleiche Entwicklung entlang der Deutschen Nordseeküste (ca. 1,7 mm/a) (Wahl et al. 2011) und im Nordostatlantik ($1,5 \pm 0,1$ mm/a) (Dangendorf et al. 2019). Letzteres ist vor allem auf die Ausrichtung der Küsten und die zeitgleiche Intensivierung der in der Region dominanten Westwindlagen zurückzuführen (Dangendorf et al. 2014a). Der lineare Trend der synthetischen Zeitreihe der gesamten Ostsee VS-OS liegt mit $1,66 \pm 0,14$ mm/a (RS-OS: $1,83 \pm 0,14$ mm/a) hingegen genau mittig im Schätzbereich der GMSL-Trend-schätzer und etwas über dem Trend-schätzer für den Nordostatlantik. Dieser Unterschied zwischen südwestlicher Ostsee und GMSL sowie südwestlicher Ostsee und gesamter Ostsee liegt vor allem an der Wirkung lokaler Effekte in der südwestlichen Ostsee, die insbesondere auf atmosphärische Einflüsse aus Wind und Luftdruck zurückzuführen sind (positive Trends in Westwinden, s. a. Abschnitt 4.3).

4.4.2 Nichtlineare Trendanalysen

Aufgrund der unterschiedlichen linearen Trends für verschiedene Zeitperioden, wurde zusätzlich das nichtlineare Verhalten der Zeitreihen untersucht. Hierzu wurde die Singuläre System Analyse (*engl. Singular System Analysis/Singular Spectrum Analysis* (SSA)) (Broomhead und King 1986) angewendet (s. a. Wahl et al. 2011). Es wurde in erster Linie überprüft, ob und welche Beschleunigungstendenzen (zu unterschiedlichen Zeitperioden) in den nichtlinearen Trendraten vorhanden sind. Die SSA Methodik ist insbesondere von der Zeitreihenlänge sowie von Randwerten am Anfang und Ende der Zeitreihe abhängig (Watson 2016). Die Ergebnisse der SSA zu Beginn und zum Ende einer Zeitreihe sind somit mit hohen Unsicherheiten behaftet und daher nur mit äußerster Vorsicht zu betrachten. Abbildung 20 zeigt die Ergebnisse, die sich bei der Glättung der synthetischen Zeitreihen VS-BS und VS-SWO im Untersuchungsgebiet ergeben sowie die zugehörigen Trendraten nach Bildung der ersten Ableitung. Für die beiden synthetischen Pegelzeitreihen kann aufgrund der stetig zunehmenden Trendraten eine kontinuierliche Beschleunigung (Hinweise zur Signifikanz siehe unten) festgestellt werden, die jedoch immer wieder durch Phasen erhöhter/niedrigerer Raten unterbrochen wird. Es zeigt sich über das 20. Jahrhundert. (1900 bis 2015) sowohl in der südwestlichen Ostsee ($0,021 \pm 0,007$ mm/a²; 1- σ Standardfehler, 68 % Konfidenzintervall) als auch in der gesamten Ostsee ($0,016 \pm 0,009$ mm/a²) eine Beschleunigung der Trends mit den höchsten beobachteten Anstiegsraten über die vergangenen drei Dekaden. Es ist wichtig darauf hinzuweisen, dass zur Überprüfung der Signifikanz der Beschleunigung lediglich ein autoregressiver Prozess erster Ordnung (AR1-Prozess) genutzt wird, der die Unsicherheiten der Trends tendenziell unterschätzt (Dangendorf et al. 2014b). Weitergehende Untersuchungen zur Signifikanz der Beschleunigung sollten daher komplexere Rauschmodelle unter Berücksichtigung langzeitlicher Autokorrelationen in den Daten verwenden. Der grundsätzliche Verlauf der Trendraten stimmt mit den im Projekt AMSeL für die Deutsche Bucht (Jensen et al. 2011b) ermittelten Ergebnissen sowie den Analysen der gesamten Nordsee (Wahl et al. 2011) gut überein. Die Trendraten für die gesamte Ostsee sind etwas höher als für die südwestliche Ostsee. Der Vergleich der Trendraten mit den nichtlinearen Trendraten der rekonstruierten Zeitreihen RS-NS, RS-NOA und RS-Global nach Dangendorf et al. (2019) stellt hingegen einige Unterschiede dar. So weisen z. B.

RS-NS, RS-NOA und RS-Global in den 1960er und 1970er Jahren einen Tiefpunkt auf, während VS-OS und VS-SWO einen Hochpunkt der Trendraten aufweisen. Weiterhin wird deutlich, dass die südwestliche Ostsee zum Zeitreihenende hin kleinere Trendraten aufweist, als die gesamte Ostsee, die hingegen sowohl größere Werte als die Nordsee, als auch der Nordatlantik aufweist. Diese Unterschiede zu den übergeordneten Gebieten lassen sich auf die Wirkung der lokalen Effekte zurückführen, wie insbesondere die Erhöhung der Wasserstände in der nordöstlichen Ostsee und die gleichzeitig geringeren Wasserstände in der südwestlichen Ostsee aufgrund von einer Erhöhung der Anzahl der Tage mit Westwindlagen (Gräwe et al. 2019).

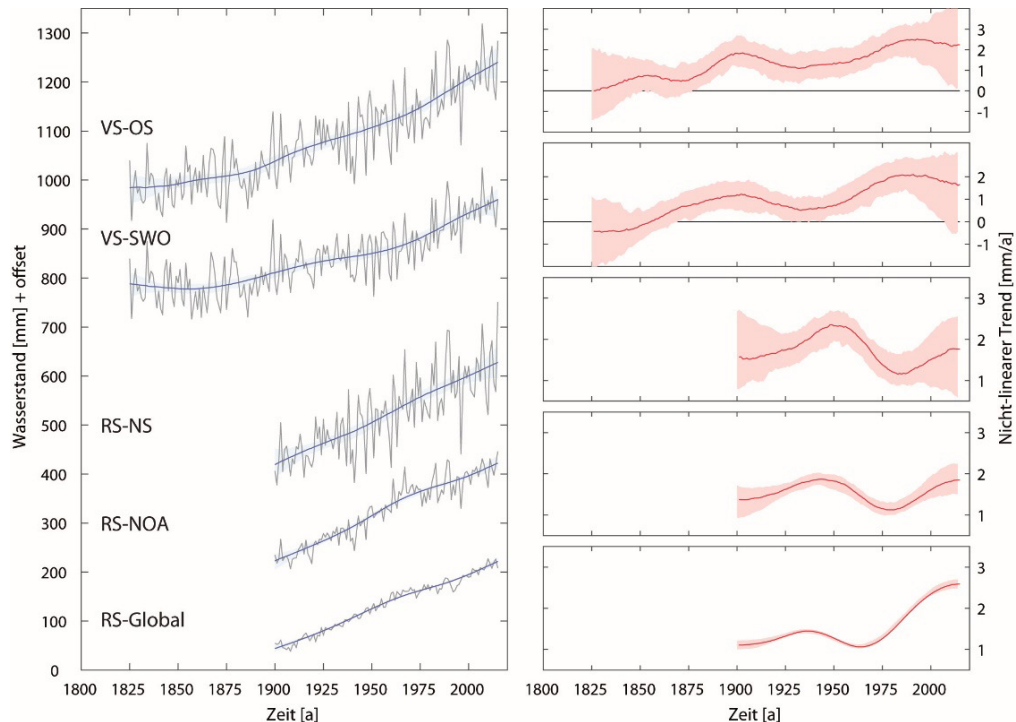


Abbildung 20: Nichtlineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen RS-Global, RS-NOA, RS-NS, VS-SWO und VS-OS. Rechts sind die MSL-Raten aus der SSA dargestellt.

5 Zusammenfassung

Ziel des Teilforschungsprojektes AMSeL_Ostsee A war es, die Entwicklung des mittleren Meeresspiegels in der südlichen und südwestlichen Ostsee entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste über eine möglichst lange Zeitperiode auf Basis hochaufgelöster Pegeldata zu analysieren und mit altimetrischen Auswertungen sowie Ergebnissen numerischer Modellläufe zu verknüpfen und zu vergleichen. Mithilfe des Projektes AMSeL_Ostsee A konnten u. a. folgende Forschungsziele erreicht werden:

- **Ermittlung qualitativ hochwertiger Monats-MSL-Zeitreihen für eine größere Anzahl von Pegeln im Untersuchungsgebiet auf Basis möglichst hochaufgelöster Wasserstandsdaten**

Einer der Arbeitsschwerpunkte bestand in der Ermittlung möglichst langzeitlicher MSL-Zeitreihen auf der Basis der im Teilprojekt AMSeL_Ostsee B zusammengetragenen Pegelzeitreihen. Es konnte nachgewiesen werden, dass in der gesamten Ostsee für die Generierung von MSL-Monatszeitreihen aufgrund eines regional unterschiedlichen aber

ausgeprägten Tagesganges im Wasserstand Datensätze mit weniger als vier äquidistanten Messungen pro Tag nicht ausreichen und zu einem Bias in den Monatsmitteln unterschiedlicher Auflösung führen können. Mithilfe einer neu berechneten Gezeitenkorrektur konnten Einzelterminwertzeitreihen nutzbar gemacht und MSL-Monatszeitreihen berechnet werden. Insgesamt wurden in der südwestlichen Ostsee an 72 Pegelstandorten MSL-Monatszeitreihen generiert; 49 Zeitreihen wurden für die Analyse von Langzeitänderungen verwendet.

- **Quantifizierung und Einordnung langzeitlicher Trends und Variabilität im MSL entlang der deutschen Ostseeküste**

Mithilfe der Variabilitätsanalysen konnte ein Variabilitätsgradient auf interannuellen Zeitskalen mit den größten Standardabweichungen in der nordöstlichen und den kleinsten in der südwestlichen Ostsee detektiert werden, der sich in ähnlicher Weise auch in der Nordsee zeigt (Dangendorf et al. 2014a). Auf dekadischen Zeitskalen hingegen verkleinern sich die Gradienten innerhalb der Ostsee. Dies deutet darauf hin, dass sich die gesamte Ostsee auf diesen Zeitskalen als ein gemeinsames Becken bewegt und der Antrieb extern generiert ist. Durch Hinzunahme von Pegeln aus Nordsee und Nordatlantik konnte diese These weiter untersucht und bestätigt werden, dass ein Teil der dekadischen Variabilität in der Ostsee aufgrund von Dynamik insbesondere durch Sterik Variationen im tiefen Ozean außerhalb der Ostsee generiert und dann als Massensignal in der Ostsee sichtbar wird. Aus den Analysen der MSL-Monatszeitreihen in der südwestlichen Ostsee konnte über die Zeitperiode 1900 bis 2015 ein langfristiger Meeresspiegelanstieg von $1,23 \pm 0,11$ mm/a beobachtet werden, der aufgrund der Wirkung lokaler Effekte im unteren Bereich der Trendschätzer für den GMSL über das 20. Jahrhundert liegt. Da sich das Untersuchungsgebiet genau im Übergangsbereich zwischen Landhebungen und Landsenkungen aufgrund von GIA befindet, ergeben sich bei Berücksichtigung des GIA an den einzelnen Pegelstandorten nur geringfügige Änderungen in der Langzeitentwicklung. Anhand nichtlinearer Trendanalysen konnte aufgrund der stetig zunehmenden Trendraten eine kontinuierliche Beschleunigung seit Ende des 19. Jahrhunderts festgestellt werden, die jedoch immer wieder durch Phasen erhöhter/niedrigerer Raten (natürliche Variabilität) überlagert wird.

- **Ermittlung der wesentlichen Einflüsse auf die beobachteten relativen Wasserstandsänderungen (inkl. Quantifizierung des Einflusses von Anpassungsprozessen aufgrund von GIA)**

Mithilfe numerischer Modellläufe (IOW Modell) konnten die Anteile der Einzelkomponenten Wind, Luftdruck und Dynamik auf den Trend sowie die Meeresspiegelvariabilität ermittelt werden. Wind, Luftdruck und Dynamik wirkten in der Zeitperiode 1949 bis 2015 im Mittel im Untersuchungsgebiet negativ auf den linearen Trend, was den im Vergleich zum linearen Trend der gesamten Ostsee, der Nordsee, des Nordostatlantiks sowie des GMSL kleineren Schätzer in der südwestlichen Ostsee erklärt. Mit den Luftdruck-, Wind- und Dynamikkomponenten konnten etwa 40 bis 60 % der Variabilität im Untersuchungsgebiet erklärt werden. Die Variabilität nimmt hierbei vom Nordatlantik über die Nordsee hin zur Ostsee stetig zu mit Maxima an den westwärts ausgerichteten Küsten der Deutschen Bucht, dem Baltikum und dem Bottnischen Meerbusen. Minima in der Variabilität finden sich entlang der Deutschen Ostseeküste. Dies ist darin begründet, dass die Wasserstände durch die Verbindung zur Nordsee auch bei starken Westwinden (die die Wassermassen eigentlich von

der Küste wegdrängen) immer noch durch die nachlaufenden Wassermassen aus der Nordsee beeinflusst werden. Die involvierten Prozesse sind hierbei immer noch nicht vollständig verstanden und sollten in künftigen Studien betrachtet werden.

6 Literaturverzeichnis

Andersson, H. C.: Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. In: *Tellus A*, 54, 1, 76–88. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.2002.00288.x>, 2002.

Argus, D. F.; Peltier, W. R.; Drummond, R.; Moore, A. W.: The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based on GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories. In: *Geophysical Journal International*, 198, 1, 537–563. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu140>, 2014.

AVISO: Satellite Altimetry Data. www.aviso.altimetry.fr.

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

Broomhead, D. S.; King, G. P.: Extracting qualitative dynamics from experimental data. In: *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 20, 2–3, 217–236. [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(86\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0167-2789(86)90031-X), 1986.

Calafat, F. M.; Chambers, D. P.; Tsimplis, M. N.: Mechanisms of decadal sea level variability in the eastern North Atlantic and the Mediterranean Sea. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117, C09022, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JC008285>, 2012.

Chen, D.; Omstedt, A.: Climate-induced variability of sea level in Stockholm: Influence of air temperature and atmospheric circulation. In: *Advances in atmospheric sciences*, 22, 5, 655–664. 2005.

Church, J. A.; Clark, P. U.; Cazenave, A.; Gregory, J. M.; Jevrejeva, S.; Levermann, A.; Merrifield, M. A.; Milne, G. A.; Nerem, R. S.; Nunn, P. D.; Payne, A. J.; Pfeffer, W. T.; Stammer, D.; Unnikrishnan, A. S.: Sea Level Change. In: IPCC (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, 1137–1216. 2013.

Church, J. A.; White, N. J.: A 20th century acceleration in global sea-level rise. In: *Geophysical Research Letters*, 33, 1, n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GL024826>, 2006.

Dailidienė, I.; Baudler, H.; Chubarenko, B. und Navrotskaya, S.: Long term water level and surface temperature changes in the lagoons of the southern and eastern Baltic. In: *OCEANOLOGIA*, 53, 293–308. <https://doi.org/10.5697/oc.53-1-TI.293>, 2011.

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

Dangendorf, S.; Hay, C.; Calafat, F. M.; Marcos, M.; Piecuch, C. G.; Berk, K.; Jensen, J.: Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1960s. In: *Nature Climate Change*, 2019.

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

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

Dangendorf, S.; Rybski, D.; Mudersbach, C.; Müller, A.; Kaufmann, E.; Zorita, E.; Jensen, J.: Evidence for long-term memory in sea level. In: Geophysical Research Letters, 41, 15, 5530–5537. <https://doi.org/10.1002/2014GL060538>, 2014b.

Donner, R. V.; Ehrcke, R.; Barbosa, S. M.; Wagner, J.; Donges, J. F.; Kurths, J.: Spatial patterns of linear and nonparametric long-term trends in Baltic sea-level variability. In: Nonlinear Processes in Geophysics, 19, 1, 95–111. <https://doi.org/10.5194/npg-19-95-2012>, 2012.

Ekman, M.: The world's longest continued series of sea level observations. In: Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, 127, 1, 73–77. <https://doi.org/10.1007/BF00878691>, 1988.

Ekman, M.: The changing level of the Baltic Sea during 300 years: A clue to understanding the earth. Summer Institute for Historical Geophysics, Godby, Finland, 2009.

Ekman, M.; Mäkinen, J.: Mean sea surface topography in the Baltic Sea and its transition area to the North Sea: A geodetic solution and comparisons with oceanographic models. In: Journal of Geophysical Research, 101, C5, 11,993–11,999. 1996.

Ekman, M.; Stigebrandt, A.: Secular change of the seasonal variation in sea level and of the pole tide in the Baltic Sea. In: Journal of Geophysical Research, 95, C4, 5379–5383. <https://doi.org/10.1029/JC095iC04p05379>, 1990.

Frederikse, T.; Riva, R. E. M.; Kleinherenbrink, M.; Wada, Y.; van den Broeke, M. R.; Marzeion, B.: Closing the sea level budget on a regional scale: Trends and variability on the Northwestern European continental shelf. In: Geophysical Research Letters, 43, 10, 864–872. <https://doi.org/10.1002/2016GL070750>, 2016.

Führböter, A.: Wahrscheinlichkeiten und Häufigkeiten von Extremsturmfluten. In: Die Küste, 34, 1–262. 1979.

Führböter, A.; Jensen, J.: Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der Deutschen Bucht. In: Die Küste, 42, 78–100. 1985.

Gaye, J.: Die Wasserstandsänderungen in der Ostsee und in der Nordsee in den letzten hundert Jahren. Sonderheft: Vorträge der gewässerkundlichen Tagung 1951 in Hamburg. In: Die Wasserwirtschaft, 1951.

Geyer, B.: High-resolution atmospheric reconstruction for Europe 1948–2012: coastDat2. In: Earth System Science Data, 6, 1, 147–164. <https://doi.org/10.5194/essd-6-147-2014>, 2014.

Gomis, D.; Tsimplis, M.; Marcos, M.; Fenoglio-Marc, L.; Pérez, B.; Raicich, F.; Vilibić, I.; Wöppelmann, G.; Monserrat, S.: Mediterranean Sea-Level Variability and Trends. In: Lionello, P. (Hg.): *The climate of the Mediterranean region. From the past to the future.* Amsterdam, 257–299. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-416042-2.00004-5>, 2012.

Gräwe, U.; Holtermann, P.; Klingbeil, K.; Burchard, H.: Advantages of vertically adaptive coordinates in numerical models of stratified shelf seas. In: *Ocean Modelling*, 92, 56–68. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.05.008>, 2015.

Gräwe, U.; Klingbeil, K.; Kelln, J.; Dangendorf, S.: Decomposing mean sea level rise in a semi-enclosed basin, the Baltic Sea. In: *Journal of Climate*, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0174.1>, 2019.

Grinsted, A.; Moore, J. C.; Jevrejeva, S.: Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. In: *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11, 5/6, 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>, 2004.

Hagen, G.: *Vergleichung der Wasserstände der Ostsee an der Preussischen Küste.* Abhandlungen der Königlich-Akademie der Wissenschaften in Berlin: Königl. Akademie der Wissenschaften; Mathematische Abhandlungen der Königlich-Preussischen Akademie der Wissenschaften 1878.

Hahn, A.; Rietschel, E.: *Langjährige Wasserstandsbeobachtungen an der Ostsee.* In: *Berichte und Mitteilungen/Baltische Hydrologische Konferenz*, 1938.

Hamlington, B. D.; Thompson, P. R.; Hammond, W. C.; Blewitt, G.; Ray, R. D.: Assessing the impact of vertical land motion on twentieth century global mean sea level estimates. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 7, 4980–4993. <https://doi.org/10.1002/2016JC011747>, 2016.

Hay, C. C.; Morrow, E. D.; Kopp, R. E.; Mitrovica, J. X.: Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. In: *Nature*, 517, 7535, 481–484. <https://doi.org/10.1038/nature14093>, 2015.

Heyen, H.; Zorita, E.; Storch, H. von: Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. In: *Tellus*, 48A, 2, 312–323. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1996.t01-1-00008.x>, 1996.

Holgate, S. J.; Matthews, A.; Woodworth, P. L.; Rickards, L. J.; Tamisiea, M. E.; Bradshaw, E.; Foden, P. R.; Gordon, K. M.; Jevrejeva, S.; Pugh, J.: New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level. In: *Journal of Coastal Research*, 29, 3, 493–504. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1>, 2013.

Hünicke, B.: *Atmospheric forcing of decadal Baltic Sea level variability in the last 200 years: A statistical analysis.* Dissertation. Universität Hamburg, 2008.

Hünicke, B.; Zorita, E.: Influence of temperature and precipitation on decadal Baltic Sea level variations in the 20th century. In: *Tellus*, 58A, 141–153. 2006.

Hünicke, B.; Zorita, E.: Trends in the amplitude of Baltic Sea level annual cycle. In: *Tellus*, 60A, 1, 154–164. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2007.00277.x>, 2008.

Hünicke, B.; Zorita, E.; Soomere, T.; Madsen, K. S.; Johansson, M. M.; Suursaar, Ü.: Recent Change - Sea Level and Wind Waves. In: The BACC II Author Team (Hg.): Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Cham Schweiz, 155–185. 2015.

Hünicke, B.; Zorita, E.; Storch, H. von: The Challenge of Baltic Sea Level Change. In: Harff, J., Furmańczyk, K. und Storch, H. von (Hg.): Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East. Past and Future Projection. Cham Schweiz, 37-54. 2017.

Hupfer, P.; Baerens, C.; Baudler, H.; Beckmann, B.-R.; Birr, H.-D.; Dick, S.; Harff, J.; Hofstede, J.; Kleine, E.; Lampe, R.; Lemke, W.; Meinke, I.; Meyer, M.; Müller, R.; Müller-Navarra, S. H.; Schmager, G.; Schwarzer, K.; Sterr, H.; Stigge, H.-J.; Zenz, T.: Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung – Sturmfluten – Klimawandel. In: Die Küste, 66, 2003.

Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC): Manual on sea level measurement and interpretation. Volume I – Basic Procedures 1985.

Janssen, F.: Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee. Möglichkeiten zur Validation und Korrektur systematischer Fehler eines regionalen Ozeanmodells. Dissertation. Universität Hamburg, Hamburg, 2002.

Jensen, J.; Frank, T.; Wahl, T.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). In: Die Küste, 78, 2011a.

Jensen, J.; Frank, T.; Wahl, T.; Dangendorf, S.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). Abschlussbericht Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Siegen, 2011b.

Jensen, J.; Töppe, A.: Zusammenstellung und Auswertung von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826. In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen (DGM), 30, 4, 1986.

Jevrejeva, S.; Grinsted, A.; Moore, J. C.; Holgate, S. J.: Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. In: Journal of Geophysical Research, 111, C09012, <https://doi.org/10.1029/2005JC003229>, 2006.

Jevrejeva, S.; Moore, J. C.; Grinsted, A.; Matthews, A. P.; Spada, G.: Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. In: Global and Planetary Change, 113, 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.004>, 2014.

Jevrejeva, S.; Moore, J. C.; Woodworth, P. L.; Grinsted, A.: Influence of large-scale atmospheric circulation on European sea level: results based on the wavelet transform method. In: Tellus, 57A, 2, 183-193. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2005.00090.x>, 2005.

Johansson, M. M.: Sea level changes on the Finnish coast and their relationship to atmospheric factors. Dissertation. University of Helsinki, Helsinki, Finnland, Finnish Meteorological Institute, 2014.

Johansson, M. M.; Boman, H.; Kahma, K. K.; Launiainen, J.: Trends in sea level variability in the Baltic Sea. In: Boreal environment research, 6, 159–179. 2001.

Johansson, M. M.; Kahma, K. K.; Boman, H.: An Improved Estimate for the Long-Term Mean Sea Level on the Finnish Coast. In: Geophysica, 39, 1–2, 51–73. 2003.

Karabil, S.: Mechanisms of sea-level variability in the Baltic Sea region for the period 1850–2100. Dissertation. Universität Hamburg, Hamburg, 2017.

Kauker, F.; Meier, H. E. M.: Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 1. Reconstructing atmospheric surface data for the period 1902–1998. In: *Journal of Geophysical Research*, 108, C8, <https://doi.org/10.1029/2003JC001797>, 2003.

Kelln, J.; Dangendorf, S.; Jensen, J.: AMSeL_Ostsee A - Analyse vergangener, gegenwärtiger und zukünftiger Wasserstände in der südwestlichen Ostsee. Abschlussbericht Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Siegen, 2019a.

Kelln, J.; Dangendorf, S.; Jensen, J.; Patzke, J.; Fröhle, P.: Monthly sea level from tide gauge stations at the German Baltic coastline (AMSeL_Baltic Sea). In: PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.904737>, 2019b.

Köhl, A.: Evaluation of the GECCO2 ocean synthesis: transports of volume, heat and freshwater in the Atlantic. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 686, 166–181. <https://doi.org/10.1002/qj.2347>, 2015.

Kühnen, F.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde Marienleuchte Wismar Warnemünde Arkona Swinemünde Pillau Memel und das Mittelwasser der Nordsee bei Bremerhaven in den Jahren 1898–1910. Veröffentlichungen des Königl. Preußischen Geodätischen Institutes Neue Folge Nr. 70, 1916.

Landerer, F. W.; Jungclaus, J.; Marotzke, J.: Regional Dynamic and Steric Sea Level Change in Response to the IPCC-A1B Scenario. In: *Journal of Physical Oceanography*, 37, 296–312, 2007.

Lehmann, A.; Getzlaff, K.; Harlaß, J.: Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. In: *Climate Research*, 46, 2, 185–196. <https://doi.org/10.3354/cr00876>, 2011.

Leppäranta, M.; Myrberg, K.: *Physical oceanography of the Baltic Sea*. Springer/Praxis Pub., Berlin, Chichester, UK, 2009.

Lisitzin, E.: Uninodal Seiches in the Oscillation System Baltic proper-Gulf of Finland. In: *Tellus*, 11, 4, 459–466. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v11i4.9325>, 1959.

Lisitzin, E.: *Sea-level changes*. Elsevier Scientific Pub. Co., Amsterdam, New York, 1974.

Marcos, M.; Tsimplis, M. N.: Variations of the seasonal sea level cycle in southern Europe. In: *Journal of Geophysical Research*, 112, C12011, <https://doi.org/10.1029/2006JC004049>, 2007.

Medvedev, I. P.: Seasonal fluctuations of the Baltic Sea level. In: *Russian Meteorology and Hydrology*, 39, 12, 814–822. <https://doi.org/10.3103/S106837391412005X>, 2014.

Meier, H. E. M.; Broman, B. und Kjellström, E.: Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. In: *Climate Research*, 27, 59–75. <https://doi.org/10.3354/cr027059>, 2004.

Mohrholz, V.; Naumann, M.; Nausch, G.; Krüger, S.; Gräwe, U.: Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. In: *Journal of Marine Systems*, 148, 152–166. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.03.005>, 2015.

Nerem, R. S.; Beckley, B. D.; Fasullo, J. T.; Hamlington, B. D.; Masters, D.; Mitchum, G. T.: Climate-change–driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>, 2018.

Omstedt, A.; Pettersen, C.; Rodhe, J.; Winsor, P.: Baltic Sea climate: 200yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation. In: *Climate Research*, 25, 205–216. 2004.

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

Patzke, J.; Fröhle, P.: Analyse von hochaufgelösten Wasserstandverläufen und Ermittlung des MSL sowie von Extremwasserständen an der südlichen und südwestlichen Ostseeküste (AMSeL_Ostsee). Teilvorhaben B – Zeitliche Entwicklung von Extremwasserständen unter Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen auf die relativen Wasserstandänderungen. Abschlussbericht Technische Universität Hamburg-Harburg, Hamburg, Institut für Wasserbau, 2019.

Peltier, W. R.: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. In: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 1, 111–149. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359>, 2004.

Peltier, W. R.; Argus, D. F.; Drummond, R.: Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 1, 450–487. <https://doi.org/10.1002/2014JB011176>, 2015.

Plag, H.-P.; Tsimplis, M. N.: Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability. In: *Global and Planetary Change*, 20, 2-3, 173–203. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(98\)00069-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00069-1), 1999.

PSMSL (Hg.): Tide Gauge Data. Retrieved 26 Feb 2016 from <http://www.psmsl.org/data/obtaining/>.

Riva, R. E. M.; Frederikse, T.; King, M. A.; Marzeion, B.; van den Broeke, M. R.: Brief Communication. The global signature of post-1900 land ice wastage on vertical land motion. In: *The Cryosphere*, 11, 1327–1332. <https://doi.org/10.5194/tc-2016-274>, 2017.

Samuelsson, M.; Stigebrandt, A.: Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic sea. In: *Tellus*, 48A, 5, 672–683. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1996.t01-4-00006.x>, 1996.

Seibt, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. In: *Publication des Königl. Preuss. Geodätischen Institutes*, 1881.

Seifert, T.; Tauber, F.; Kayser, B.: A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea - 2nd edition. Poster #147 Baltic Sea Science Congress, Stockholm, 2001.

Siegel, H.; Gerth, M.; Rudloff, R.; Tschersich, G.: Dynamic features in the western Baltic Sea investigated using NOAA-AVHRR data. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 46, 3, 191–209. <https://doi.org/10.1007/BF02226949>, 1994.

Steffen, H.; Barletta, V.; Kollo, K.; Milne, G. A.; Nordman, M.; Olsson, P.-A.; Simpson, M. J. R.; Tarasov, L.; Ågren, J.: NKG201xGIA – first results for a new model of glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. Vortrag, EGU General Assembly 2016, Vienna, Austria, 2016.

Stramska, M.; Bialogrodzka, J.: Spatial and temporal variability of sea surface temperature in the Baltic Sea based on 32-years (1982–2013) of satellite data. In: *OCEANOLOGIA*, 57, 3, 223–235. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2015.04.004>, 2015.

Stramska, M.; Chudziak, N.: Recent multiyear trends in the Baltic Sea level. In: *OCEANOLOGIA*, 55, 2, 319–337. <https://doi.org/10.5697/oc.55-2.319>, 2013.

Tamisiea, M. E.; Hughes, C. W.; Williams, S. D. P.; Bingley, R. M.: Sea level: measuring the bounding surfaces of the ocean. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 372, 2025, 20130336. <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0336>, 2014.

Taylor, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106, D7, 7183–7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>, 2001.

Torrence, C.; Compo, G. P.: A Practical Guide to Wavelet Analysis. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 1, 61–78. 1998.

Torres, R. R.; Tsimplis, M. N.: Seasonal sea level cycle in the Caribbean Sea. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117, C07011, <https://doi.org/10.1029/2012JC008159>, 2012.

van den Besselaar, E. J. M.; Klein Tank, A. M. G.; Buishand, T. A.: Trends in European precipitation extremes over 1951–2010. In: *International Journal of Climatology*, 33, 2682–2686. <https://doi.org/10.1002/joc.3619>, 2013.

Vestøl, O.; Ågren, J.; Steffen, H.; Kierulf, H.; Lidberg, M.; Oja, T.; Rüdja, A.; Kall, T.; Saaranen, V.; Engsager, K.; Jepsen, C.; Liepins, I.; Paršeliūnas, E.; Tarasov, L.: NKG2016LU, an improved postglacial land uplift model over the Nordic-Baltic region. Vortrag, Presentation at Nordic Geodetic Commission Working Group of Geoid and Height Systems meeting, Tallinn, 2016.

Vestøl, O.; Ågren, J.; Steffen, H.; Kierulf, H.; Tarasov, L.: NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. In: *Journal of Geodesy*, 85, 282, 457. <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01280-8>, 2019.

Wahl, T.; Calafat, F. M.; Luther, M. E.: Rapid changes in the seasonal sea level cycle along the US Gulf coast from the late 20 th century. In: *Geophysical Research Letters*, 41, 2, 491–498. <https://doi.org/10.1002/2013GL058777>, 2014.

Wahl, T.; Jensen, J.; Frank, T.; Haigh, I. D.: Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. In: *Ocean Dynamics*, 61, 5, 701–715. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0383-x>, 2011.

Watson, P. J.: Identifying the Best Performing Time Series Analytics for Sea Level Research. In: Rojas, I. und Pomares, H. (Hg.): *Time Series Analysis and Forecasting. Contributions to Statistics*. 261–278. https://doi.org/10.1007/978-3-319-28725-6_20, 2016.

Witting, R.: Tides in the Baltic Sea and the Gulf of Finland (in Swedish). In: *Fennia*, 29, 1–84. 1911.

Woodworth, P. L.: Some important issues to do with long-term sea level change. In: *Philosophical transactions of the royal society. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 364, 1841, 787–803. <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1737>, 2006.

Wöppelmann, G.; Marcos, M.: Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. In: *Reviews of Geophysics*, 54, 1, 64–92. <https://doi.org/10.1002/2015RG000502>, 2016.

Wróblewski, A.: Seasonal forcing of Baltic water volumes by the meteorological fields over the basin from 1896 to 1970. In: *OCEANOLOGIA*, 38, 4, 529–541. 1996.

Wübber, C.; Krauss, W.: The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. In: *Oceanologica Acta*, 2, 4, 435–446. 1979.

Zeitliche Entwicklung von Extremwasserständen entlang der südwestlichen Ostseeküste

Justus Patzke¹ und Peter Fröhle²

¹ Technische Universität Hamburg, Institut für Wasserbau, Justus.Patzke@tuhh.de

² Technische Universität Hamburg, Institut für Wasserbau

Zusammenfassung

Eine wesentliche Grundlage zur Analyse von langfristigen Änderungen von Wasserständen für größere Küstenabschnitte sind räumlich und zeitlich hochaufgelöste aufbereitete Pegel­daten. Im Rahmen des Vorhabens AMSeL_Ostsee wurden verfügbare Wasserstandsdaten von Pegelmessstationen entlang der gesamten Ostseeküste zusammengetragen und in einer Datenbank (AMSeL-Datenbasis) einheitlich formatiert abgelegt. Ergänzt durch Digitalisierungen von historischen Pegelschrieben und Wasserstandslisten wurde somit eine einzigartige Grundlage für die Analysen im Vorhaben und darüber hinaus geschaffen. Zur Sicherstellung der Qualität der Analysen und Bewertungen wurde im Rahmen einer umfassenden Datenaufbereitung eine Methodik zur Plausibilisierung von Wasserstandsdaten entwickelt und angewandt. Zur besseren Vergleichbarkeit wurden die Daten (soweit möglich) in ein einheitliches Bezugssystem überführt, und bekannte Offsets wurden korrigiert. Auf Grundlage der im Vorhaben AMSeL_Ostsee erzeugten Datenbasis wurden Analysen zur Beurteilung der zeitlichen Entwicklung von Extremwasserständen mit Schwerpunkt auf die südliche und südwestliche Ostsee durchgeführt. Anhand der Entwicklung von Verweilzeiten und Häufigkeiten von Sturmhochwasserständen sowie der zeitlichen Änderung von Eintrittswahrscheinlichkeiten von Extremwasserständen – hierzu wurde im Vorhaben eine eigene Methodik entwickelt – wurde ein aktueller Überblick über das derzeitige und zukünftige Sturmflutgeschehen für die südlichen und südwestlichen Küsten der Ostsee erstellt.

Schlagwörter

AMSeL_Ostsee, Extremwasserstände, Pegel­daten, Plausibilisierung, Trends, Wasserstandsstatistik, Ostsee, Eintrittswahrscheinlichkeit

Summary

An essential base for the analysis of long-term changes of water levels of a larger coastal section is a comprehensive source of long-term and processed water-level data. In the context of the project AMSeL_Ostsee available water level data of tide gauge measurements were therefore acquired and uniformly formatted into a database. Supplemented by digitizations of historical tide gauge records, a unique base for the analyses in the project was created. Subsequently, a methodology for the plausibility check of water level data was developed and applied in the context of a comprehensive data preparation using high-resolution hourly data. For comparison purposes, the data is (as far as possible) converted into a uniform reference system and

known offsets are corrected. With the database developed within AMSEL_Ostsee which is up to date and plausibilized using state of the art scientific approaches analyses have been carried out to assess the temporal development of extreme water levels. Based on the development of residence times and storm flood frequencies as well as an applied investigation methodology for the temporal change of the occurrence probabilities of extreme water levels, an overview of the current and future occurrence of storm surge levels on the southern and southwestern coasts of the Baltic Sea is given.

Keywords

AMSeL_Baltic Sea, extreme sea level, tide gauge data, plausibilization, trends, sea level statistic, Baltic sea, probability of occurrence

1 Einleitung und Zielsetzung

Die Küsten der Ostsee sind eine seit langem bevölkerte Zone, die seit etwa 1581 (Geltinger Noor) durch Deiche und bereits seit 1423 durch andere Küstenschutzmaßnahmen vor Extremereignissen geschützt werden. Durch Stürme erzeugte Extremwasserstände stellen eine wesentliche Belastung für Küstenschutzbauwerke dar und Veränderungen im Sturmflutgeschehen können signifikante Konsequenzen für Küstenschutzanlagen haben. Beispielsweise können hieraus erhöhte Instandhaltungsaufwendungen, Verstärkungen der Anlagen, Ersatzneubauten oder sogar die Errichtung neuer Küstenschutzanlagen zur Erhaltung bisher ungeschützter Gebiete erforderlich werden.

Zur Beurteilung langfristiger Veränderungen werden in der Ostsee seit 1774 Wasserstände am Pegel Stockholm aufgezeichnet (Ekman 1988). Seit 1882 werden an der deutschen Ostseeküste systematische und automatisierte (Mareographen) Aufzeichnungen zur Beurteilung der Wasserstandsänderungen durchgeführt (Paschen 1882). Zuvor galten Wasserstandsmessungen meist ausschließlich nautischen Zwecken, was die Informationslage und die Verwendung dieser Daten heutzutage erschwert. Seither wurde das Pegelnetz beständig ausgeweitet. Die Dokumentation und Auswertung der Wasserstandsdaten ist ein essentieller Schritt zum Verständnis des Wasserstandsverhaltens und somit zum Schutz der Küsten (Seibt 1881, 1885, 1890, Westphal 1900, Kühnen 1916, Montag 1964, Hupfer et al. 2003). Analysen extremer Wasserstände werden bereits seit geraumer Zeit, spätestens aber seit der höchsten gemessenen Sturmflut vom November 1872, für die an Pegelstationen der süd(west-)lichen Ostsee gemessenen Wasserstandsdaten durchgeführt (Krüger 1910, Kannenberg 1956, Baerens 1998, Sztobryn et al. 2005, Bork und Müller-Navarra 2009, Salecker et al. 2014, Woodworth et al. 2016b).

Anlass zur konsistenten Fortsetzung begonnener Forschungsarbeiten gab das Vorgängerprojekt „Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste“ (Projekt AMSeL, (Jensen et al. 2010)). In AMSeL entwickelte Methoden zur Analyse der Entwicklung des MSL sollten auf die Ostsee übertragen und erweitert werden, um vergleichbare Untersuchungen durchführen zu können.

Das Ziel war es, das Verständnis der Entwicklung von extremen und mittleren Wasserständen im Kontext eines global steigenden Meeresspiegels auf Basis möglichst hochaufgelöster Wasserstandsdaten zu erweitern. Hierzu wurde die Datenbasis aktualisiert und bestehende Lücken wo möglich durch die Erschließung weiterer Datenquellen geschlossen. Zudem wurden die Daten einheitlich prozessiert und plausibilisiert.

In konsekutiven Arbeitsschritten wurden zur Erreichung der Ziele Methoden der Datenakquise, der Datenaufbereitung sowie der Datenauswertung als Grundlage für die Zusammenstellung und das Datenhandling der im Projekt etablierten und derzeit aktuellsten und umfassendsten Wasserstandsdatenbank für die Ostsee entwickelt und entsprechend umgesetzt. Als Grundlage zur einheitlichen Auswertung der Wasserstandsdaten im Gesamtprojekt war ein wichtiger Aspekt der Arbeiten des Instituts für Wasserbau (IWB) der Technischen Universität Hamburg (TUHH) im Teilprojekt AMSeL_Ostsee B die Akquise der Wasserstandsdaten und die Übertragung auf ein definiertes Höhenbezugsniveau sowie die Plausibilisierung der Daten. Die akquirierten Wasserstandsdaten wurden einheitlich formatiert in eine konsistente Pegeldatenbank übertragen. So wurde es möglich, statistische Auswertungen methodisch einheitlich für Wasserstandsdaten von Pegelstationen entlang der südlichen und südwestlichen sowie der gesamten Ostseeküste durchzuführen. Neben der Datenaufbereitung und der Datenakquise, die einen Schwerpunkt der Arbeiten der TUHH darstellten, ist aus phänomenologischer Sicht die Analyse und Beschreibung der rezenten und möglichen zukünftigen zeitlichen Entwicklung von Extremwasserständen in der südlichen und südwestlichen Ostsee das Kernziel des Teilprojekts AMSeL_Ostsee B.

Die vorliegende Veröffentlichung stellt die wesentlichen Ergebnisse des Teilprojekts AMSeL_Ostsee B zur Datenakquise, -plausibilisierung, Digitalisierung, zum Datenbankaufbau sowie zur Analyse der zeitlichen Entwicklung von Extremereignissen unter Einbeziehung quantifizierter Einflüsse glazialer Ausgleichsprozesse dar. Für eine detailliertere Beschreibung wird auf den Abschlussbericht verwiesen (Patzke und Fröhle 2019). Die Arbeiten des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen im Teilprojekt AMSeL_Ostsee A bestanden in der detaillierten Analyse der Entwicklung des MSL anhand von Pegeldaten und dem Vergleich mit Ergebnissen aus numerischen Modellrechnungen (Kelln et al. 2019). Das Untersuchungsgebiet von AMSeL_Ostsee umfasst die südliche und südwestliche Ostseeküste mit der deutschen und Teilen der polnischen Küste (bis Danzig). Wasserstandsdaten von Pegeln der gesamten Ostseeküste wurden vergleichend und für großräumliche Untersuchungen hinzugezogen.

2 Die Wasserstände in der südlichen und südwestlichen Ostsee

Im Gebiet der deutschen Küste liegen von West nach Ost die schleswig-holsteinische Fördenküste, die holsteinisch-westmecklenburgische (Groß-)Buchtenküste, die mecklenburgische Ausgleichsküste und die Vorpommersche Boddenküste (Duphorn et al. 1995), siehe Abbildung 1. Insgesamt misst die deutsche Ostseeküste eine Länge von 2247 km, wovon 1712 km auf das Bundesland Mecklenburg-Vorpommern und 535 km auf das Bundesland Schleswig-Holstein fallen. 70 % der deutschen Küstenzonen werden als Innenküste bezeichnet, so z. B. die Küsten der Förden in Schleswig-Holstein oder Teile der Boddenküsten Mecklenburg-Vorpommerns (Koppe 2002). Die im Projektgebiet liegende polnische Küste besitzt von Swinemünde ostwärts eine verhältnismäßig geradlinige Ausgleichsküste mit nordnordwestlicher Ausrichtung. Ab der Danziger Bucht beginnt die polnische Nehrungs- und Haffküste. Die Küstenlinie der Ausgleichsküste ist geprägt von Haffen, die durch Nehrungen von der offenen Ostsee getrennt sind. Insgesamt umfasst der betrachtete polnische Küstenabschnitt bis Danzig etwa 500 km.

Die Außenküsten unterliegen bei aus der offenen Ostsee anlaufenden Wellen in Kombination mit hohen Wasserständen einer besonderen Belastung. Etwa 70 % der Küstenabschnitte weisen einen negativen Sedimenthaushalt mit mittleren Abtragungsraten von ~34m/100 Jahre (Seidel 1994) bzw. zwischen 0,1 m und 1 m pro Jahr (Koppe 2002, Duphorn et al. 1995) auf. Sturmhochwasserereignisse, und dabei vorwiegend ihre Dauer, dominieren die Erosionsprozesse an den vielen Küsten und sorgen dabei maßgeblich für Beschädigungen an Küstenschutzanlagen. In wenigen Tagen können insbesondere an Steilküsten und an Dünen Küstenrückgänge von bis zu 20 m erfolgen (Duphorn et al. 1995). Die langfristige Erosion von Küsten kann dagegen ausschließlich mit dem Küstenlängstransport erklärt werden. Obwohl die Sturmhochwasserereignisse der Ostsee im Vergleich zur Nordsee geringere Höhen erreichen, ist ihr Energieeintrag durch die vergleichsweise sehr langen Verweilzeiten vergleichbar hoch. Die systematische Auswertung von Wasserstandsdaten zu extremen Ereignissen und ihrer Verweilzeiten erlaubt eine Beurteilung der Belastungen, stützt die Planung und Konstruktion von Hochwasserschutzanlagen, hilft küstensichernde Maßnahmen und Unterhaltungsstrategien zu entwickeln und liefert gleichzeitig die Grundlagen zur Modellierung von extremen Niedrig- oder Hochwasserereignissen und deren Auswirkungen auf Mensch und Umwelt.

Allgemein werden Wasserstände an Küsten determiniert von

- a) der astronomischen Tide (Gezeiten),
- b) Windstau bzw. Windsunk sowie Druckunterschieden und Dichtegradienten des Wassers als Folge der örtlichen und großräumigen Druck-, Wind- und Fetchverhältnisse sowie von Zu- und Abflüssen,
- c) Füllung/Entleerung von Becken, Beckenschwingungen und Fernwellen,
- d) langfristigen (relativen) Wasserstandsänderungen als Folge von Klimaveränderungen (Eustasie) bzw. relativen Bewegungen der Erdkruste (Istostasie).

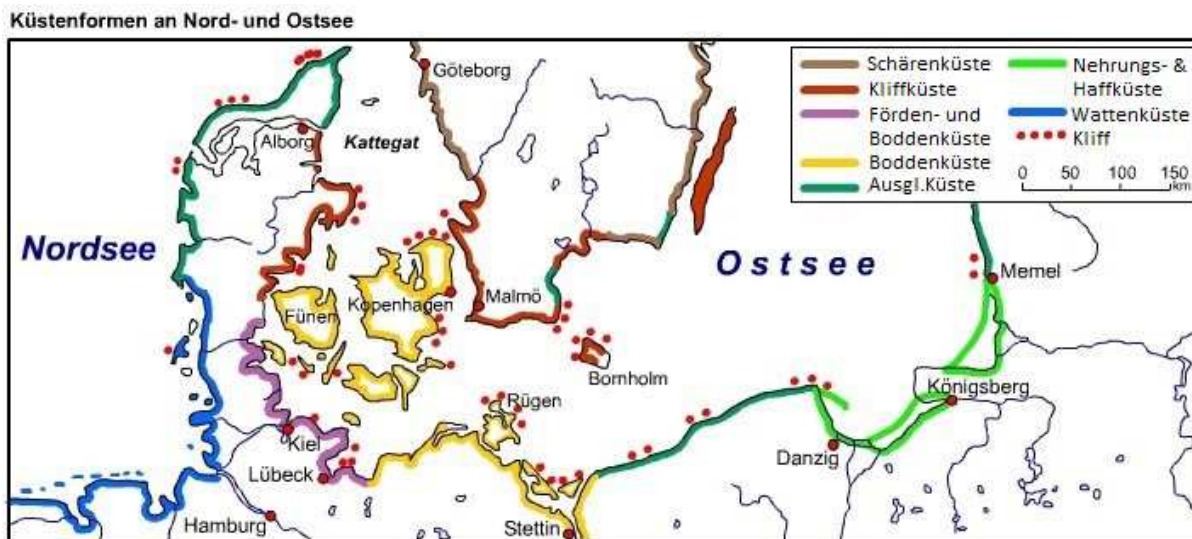


Abbildung 1: Küstenformen an Nord- und Ostsee, aus (Seydlitz 1989).

Die täglichen Gezeiten, welche die Wasserstandsentwicklung an der Nordsee dominieren, spielen wegen der geringen Wassermasse in der Ostsee sowie aufgrund der dämpfenden Wirkung des kleinen Einstromquerschnitts von der Nordsee zur Ostsee zwischen den dänischen Inseln eine vergleichsweise geringe Rolle. Der Tideinfluss nimmt von Westen nach Osten hin weiter ab. So zeigen die Wasserstandsdaten am Pegel Leuchtturm Kiel einen

Hub der astronomischen Tide von ca. 20 cm, wogegen am Pegel in Sassnitz unter gleichen Bedingungen nur noch wenige Zentimeter beobachtet werden. Dennoch treten auch an Pegelstationen in der südlichen Ostsee zeitweise deutlich höhere Wasserstände auf. Die treibende Kraft ist der Wind, welcher in Extremsituationen je nach Windrichtung und Lokation (ggf. zusätzlicher Buchteneffekt) der Pegelstation Erhöhungen von mehr als 3 m im Vergleich zum mittleren Wasserspiegel hervorrufen kann (z. B. 11/1872: HHW Travemünde 3,3 m ü. NN). Die Windverhältnisse der Ostsee werden durch den Westwindgürtel bzw. die Nordatlantische Oszillation (NAO) der nördlichen Hemisphäre bestimmt, wodurch im Mittel West- bis Südwestwinde mit mittleren Windgeschwindigkeiten im Frühsommer von 4–5 m/s und im Winter von 7–9 m/s dominieren (Koppe 2002). Die meteorologischen Bedingungen, die an der gesamten südlichen Ostseeküste zu besonders sturmhochwasserinduzierenden Stürmen im 20. Jahrhundert geführt haben, beruhen in der Regel auf Sturmtiefs die von der Norwegischen See in südöstlicher Richtung über Skandinavien und die Ostsee ziehen (Sztobryn et al. 2005). Hauptursächlich für Sturmhochwasser in der südlichen und südwestlichen Ostsee sind schließlich diesen Tiefs nachgelagerte nordwestliche bis nordöstliche Winde.

Als Randmeer mit nur einer geringen Ausstromquerschnittsfläche von etwa 0,35 km² ist die Ostsee einem nennenswerten Süßwasserzufluss unterlegen, welcher im Mittel etwa dem Ausstromvolumen der Ostsee zur Nordsee entspricht (Hupfer et al. 2003). Insgesamt erfolgen etwa 75 % des Zustroms als Salzwasser über das Kattegat und etwa 25 % als Süßwasser aus Flüssen und Niederschlag. Diese dynamischen Zustrombedingungen können den Verlauf von Sturmhochwasserständen maßgeblich beeinflussen und koppeln die Austauschprozesse von Ostseewasser stark an die Ein- und Ausströmungsbedingungen dieses Bereichs. Über Tage und Wochen gleichbleibende Windverhältnisse einer dominierenden Windrichtung können den mittleren Wasserstand (Wst) der Ostsee um mehrere Dezimeter beeinflussen. Hierdurch veränderte mittlere Wasserstände werden Füllungsgrad oder in Bezug auf nachfolgende Extremereignisse auch Vorfüllung genannt (Hupfer et al. 2003, Baerens 1998). Ein Vorfüllungsereignis kann zu erhöhten Wasserständen beitragen (Hupfer et al. 2003), hat im Vorlauf eines Extremereignisses jedoch keinen signifikanten Einfluss auf dessen Entstehung (Mudersbach und Jensen 2009b).

Durch die Dynamik der genannten Prozesse sowie die Ostseeform (großes Verhältnis von Länge zu Breite) können ein- und mehrknotige Eigenschwingungen (Seiches) des gesamten Ostseebeckens entstehen. Aufgrund der meteorologischen Bedingungen sowie der Größe und Form der Ostsee entstehen jedoch überwiegend einknotige Schwingungen, welche an den Schwingungsbäuchen bei einer Periode von ~31 h Amplituden von bis zu 1 m erreichen können (Hupfer et al. 2003). Das Abklingen dieser Schwingungen dauert nicht länger als vier Perioden (ca. 5 Tage).

Durch ihre verhältnismäßig kurze und ereignisreiche (geologische) Geschichte befinden sich die Küstenzonen der Ostsee und dadurch auch die gemessenen Wasserstände in stetigem Wandel. Insbesondere das Abschmelzen der skandinavischen Gletschereismassen infolge eines klimatischen Wandels nach der Weichseleiszeit vor ca. 10.000 Jahren bewirkt bis heute kontinuierliche Veränderungen der Küstenform. Durch die fehlende Auflast des Gletschereises ist ein Prozess im Gange der je nach Region die Landmassen (vorwiegend) vertikal hebt oder senkt. Dieses Phänomen wird als glaziale Isostasie bzw. dessen Bewegungsprozesse als glaziale isostatische Anpassung (GIA) bezeichnet. Die Beschreibung der

GIA-Verhältnisse ist Gegenstand zahlreicher Modelle und Forschungen, die die Landbewegungen versuchen möglichst exakt zu beschreiben und nachzuvollziehen (Ågren und Svensson 2007, Peltier 2004, Jivall et al. 2016, Ågren und Svensson 2011, Vestøl et al. 2016). Die Größenordnung dieser Bewegungen kann im Bereich der global detektierten Änderungen des mittleren Meeresspiegels oder auch weit darüber liegen. Der GIA ist folglich als wichtiger Einflussfaktor insbesondere für die Auswertung von langjährigen Wasserstandszeitreihen einzubeziehen.

Insgesamt entsteht die Variabilität der Ostseewasserstände stets aus der Interferenz der einzelnen Signalanteile (Vorfüllung, Gezeiten, Eigenschwingung, Windstau,...). Findet eine Überlagerung der Signalanteile statt, kann es zu besonders extremen Sturmhochwasserereignissen kommen (z. B. November 1872). Die Wasserstände der Ostsee werden aufgrund der im Vergleich zur Nordsee geringeren Gezeiteneinflüsse als weithin atmosphärisch dominiert angesehen (Meissner 1924, BACC II Author Team 2015).

3 Daten und Methoden

3.1 Datenakquise

Im Rahmen des Projekts wurden digital verfügbare Wasserstandsdaten für Pegelstationen aller Anrainerstaaten der Ostsee akquiriert, umformatiert, auf definierte und möglichst einheitliche Höhenbezugssysteme transformiert, sowie in Auszügen auch digitalisiert und über eine Datenbank für die Projektteilnehmer in einem einheitlichen Format zur Verfügung gestellt. Die Wasserstandsdatensätze und zugehörige Metainformationen stammen aus folgenden Quellen:

Deutsche Wasserstandsdaten

- Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG)
- Wasserstraßen- und Schifffahrtsamt (WSA) Lübeck und Stralsund (u. a. www.pegel-online.wsv.de)
- Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) Rostock
- Staatliches Amt für Umwelt und Natur (StAUN) Rostock und Internes Messnetz Küste (IMK)
- Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW)
- Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL.org)
- Datensätze aus Forschungsprojekten: MUSTOK, Bemessungswasserstände

Internationale Wasserstandsdaten:

- Allgemein:
 - Permanent Service for Mean Sea Level (psmsl.org)
 - GESLA, Global Extreme Sea Level Analysis (Woodworth et al. 2016a)
- Schweden: SMHI, Swedish Meteorological & Hydrological Institute
- Finnland: FMI, Finnish Meteorological Institute,
- Russland: Literaturquellen (Bogdanov 2000)
- Estland: EEA, Estnisches Umweltministerium
- Lettland: LVGMC, Lettisches Zentrum für Umwelt, Geologie und Meteorologie
- Litauen: EPA, Environmental Protection Agency
- Polen: GESLA

- Dänemark: DMI, Danish Meteorological Institute sowie University of Hawaii Sea Level Center (UHSLC)

Ergänzt wurde die Zusammenstellung mit zusammengetragenen Informationen/Datensätzen der Gewässerkundlichen Jahrbücher, dem Landeshauptarchiv Brandenburg sowie von u. a. (Bogdanov 2000, Ekman 1988, Montag 1964, Kannenberg 1956, Westphal 1900, Kühnen 1916, Liebsch 1997, Furmanczyk 2008, Hahn und Rietschel 1938, Richter et al. 2006, Feistel et al. 2008). Ergänzende Informationen hierzu finden sich im Projektabschlussbericht (Patzke und Fröhle 2019), dem auch ein Pegelprotokoll mit verfügbaren Metainformationen (zeitl. Umfang und Auflösung, die Quellen, die geografische Lage, detektierte potentiell unplausible Zeiträume sowie weitere verfügbare Informationen) beigelegt ist. Die aus der Akquise hervorgehenden Zeitreihen sowie daraus zusammengestellte Datensätze liegen (je nach Station) für die nachfolgend aufgeführten zeitlichen Auflösungen vor:

- Jahresmaximal-, Jahresminimal- und Jahresmittelwerte,
- Monatsmaximal-, Monatsminimal- und Monatsmittelwerte,
- Tagesmaximal-, Tagesminimal- und Tagesmittelwerte,
- Stundenwerte,
- Minutenwerte und
- Momentanwerte wechselnder Frequenz und zeitlicher Auflösung.

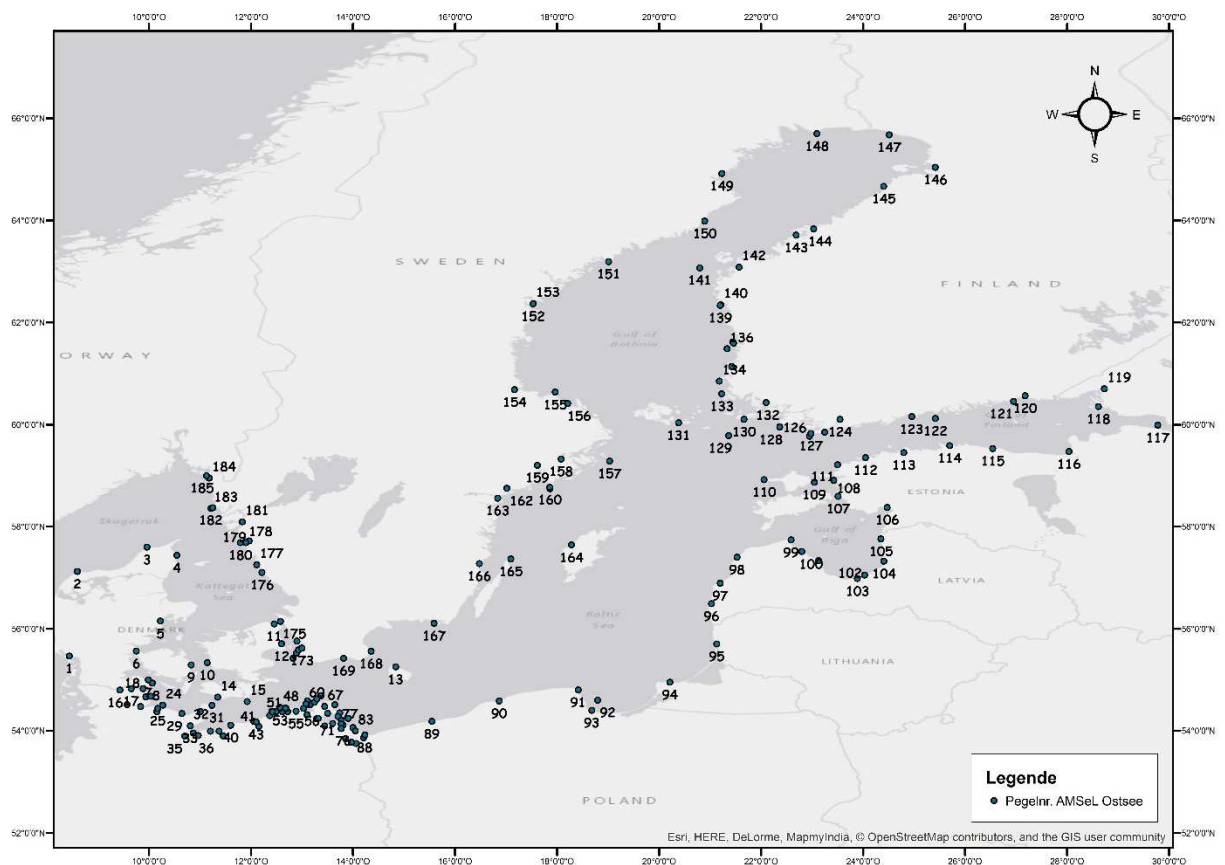


Abbildung 2: Lage der Pegelstationen mit aktuell für das Projekt verfügbaren digitalen Zeitreihen und eingeführter Pegelnummerierung.

Die exakte Angabe der Verfügbarkeiten zeitlicher Auflösungen je Station kann dem Pegelprotokoll entnommen werden, soweit verfügbar wurden jedoch alle Datensätze mindestens bis zum Jahr 2015 aktualisiert. Insgesamt stehen in der Datenbank 484 Datensätze für 185 Pegelstationen zur Verfügung. In Abbildung 2 ist die Lage der im Vorhaben AMSeL Ostsee akquirierten Pegelstationen, nummeriert entgegen dem Uhrzeigersinn entlang der Ostseeküste, dargestellt. Deutsche Wasserstandsdaten wurden einheitlich in das Höhenbezugssystem Normalhöhennull (NHN) überführt, siehe Abschnitt 3.2.1. Daten eines Landes mit unterschiedlichen Höhenbezügen wurden, sofern mit vertretbarem Aufwand möglich, jedoch auf das jeweilige nationale Höhensystem umgerechnet, um beispielsweise den Vergleich von Daten des Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) mit Daten der nationalen Behörden durchführen zu können. Dies ermöglicht einen einheitlichen Bezug der für eine Station verfügbaren Daten und somit auch eine unter Umständen hilfreiche Zusammenführung von Datensätzen. Auch wenn die räumliche Verteilung grundsätzlich als sehr gut und homogen zu bezeichnen ist, sind hinsichtlich der Möglichkeiten für die Beurteilung der langzeitlichen Entwicklung im gesamten Ostseeraum Einschränkungen vorhanden. Die zeitliche Verteilung sowie die Datenqualität der verfügbaren Zeitreihen sind teilweise sehr inhomogen. Insbesondere die für die baltischen Länder sowie die für Russland akquirierten Datensätze sind im Vergleich teils als qualitativ nicht ausreichend zu bewerten. Während für die Ermittlung von Monatsmittelwerten zumindest genügend Informationen vorliegen (Kelln et al. 2022), eignen sich die Daten von lediglich wenigen Stationen aus diesen Gebieten für die Analyse der zeitlichen Entwicklung von Extremwerten sowie für extremwertstatistischen Auswertungen. Eine Anpassung aller in diesem Projekt verfügbaren Daten auf ein einheitliches Bezugssystem konnte wegen des Informationsdefizits nicht durchgeführt werden, wird für zukünftige Auswertungen mit Fokus auf die gesamte Ostsee jedoch empfohlen (s. a. Infos zum europäischen Höhenreferenzsystem (EVRF 2000/2007) (Sacher et al. 2007, Augath und Ihde 2002).

Die in AMSeL_Ostsee B in Zusammenarbeit mit dem BSH Rostock durchgeführten umfangreichen Digitalisierungsarbeiten sollen an dieser Stelle lediglich kurz erwähnt werden. Die Erweiterung der Datenbasis für die Station Schleimünde wurde durch die Digitalisierung von ~500 historischen Pegelbögen für Messdaten aus den Jahren zwischen 1943 und 1956 erreicht. Diese Daten sind nach dem Abschluss der weiteren Plausibilisierungsarbeiten durch das BSH Rostock zukünftig verfügbar.

3.2 Datenaufbereitung

3.2.1 Höhenbezug von Wasserstandsdaten

Als Grundlage für die Auswertungen ist es zweckmäßig, die Daten auf ein einheitliches Höhenbezugssystem zu beziehen. Hierzu müssen Informationen zu Offsets (u. a. Pegelversetzungen) sowie Höhendifferenzen zwischen den Pegelnullpunkten und den Höhensystemen ermittelt werden. Durch Verwendung verschiedener Höhenbezugssysteme über die Zeit haben sich eine Vielzahl von unterschiedlichen Höhenlagen und Bezugssystemen für die betrachteten Pegel ergeben. Hierbei ist anzumerken, dass die Höhenlage der Pegelnullpunkte auch innerhalb eines Bezugssystems zeitlichen Änderungen unterliegen kann. Um einen konsistenten Höhenbezug in Wasserstandsdaten zu erzeugen, müssen diese Informationen ermittelt und Wasserstandsdaten u. U. angepasst werden.

Tabelle 1: In AMSeL_Ostsee verwendete Pegelnullpunktshöhen in [m] bezogen auf Normalhöhennull.

ID	Pegelname	Latitude	Longitude	PNP - NHN	ID	Pegelname	Latitude	Longitude	PNP to NHN
01	Flensburg	54.795	9.433	-5.008	39	Barth	54.371	12.723	-4.986
02	Langballigau	54.823	9.654	-5.017	41	Barhöft	54.434	13.032	-4.986
03	LT Kalkgrund	54.825	9.888	-4.987	42	Stralsund	54.315	13.099	-4.986
04	Kappeln	54.664	9.938	-4.994	43	Schaprode (IMK)	54.513	13.165	-4.990
05	Schleswig	54.511	9.569	-5.023	44	Neuendorf Hf.	54.510	13.090	-4.986
07	Schleimünde	54.673	10.037	-5.003	45	Neuendorf O.	54.524	13.081	-4.986
08	Eckernförde	54.475	9.836	-5.004	46	Kloster	54.585	13.111	-4.986
09	LT Kiel	54.500	10.273	-4.985	47	Wittower Fähre	54.558	13.247	-4.986
12	Kiel-Holtenau	54.372	10.157	-4.995	48	Wiek / Rügen	54.622	13.292	-4.986
14	Lippe	54.336	10.646	-5.000	49	Varnkevitz (IMK)	54.684	13.370	-4.990
15	Heiligenhafen	54.373	11.006	-4.985	51	Sassnitz	54.511	13.643	-4.987
16	Marienleuchte	54.497	11.239	-4.981	52	Ralswiek	54.475	13.448	-4.987
17	Neustadt	54.097	10.813	-5.000	53	Göhren (IMK)	54.350	13.742	-4.990
19	Travemünde	53.953	10.872	-5.010	54	Thiessow	54.280	13.709	-4.987
20	Lübeck Bauhof	53.893	10.703	-5.013	55	Lauterbach	54.341	13.503	-4.987
21	Dassow (IMK)	53.906	10.968	-4.990	56	Glewitz	54.243	13.318	-4.988
22	Boltenhagen (IMK)	53.991	11.208	-4.990	57	Stahlprode	54.234	13.290	-4.988
23	Wismar B.	53.899	11.458	-4.990	58	Greifswald Eldena	54.093	13.446	-4.988
24	Timmendorf	53.992	11.376	-4.990	59	Greifswald Wieck	54.080	13.450	-4.988
25	Rerik (IMK)	54.106	11.605	-4.990	60	Lubmin (IMK)	54.141	13.603	-4.990
26	Rostock	54.083	12.155	-4.987	61	Wolgast	54.042	13.770	-4.988
27	Warnemünde (IMK)	54.181	12.057	-4.990	62	Karlshagen	54.108	13.808	-4.987
28	Warnemünde	54.170	12.103	-4.987	63	Peenemünde	54.134	13.769	-4.987
29	Dierhagen (IMK)	54.297	12.369	-4.990	64	Ruden	54.204	13.772	-4.987
30	Ahrenshoop (IMK)	54.383	12.414	-4.990	65	Greifswalder Oie	54.241	13.907	-4.987
31	Althagen	54.372	12.419	-4.986	66	Koserow (IMK)	54.061	14.001	-4.990
32	Darßer Ort	54.375	12.498	-4.986	67	Koserow	54.060	14.001	-4.988
33	Prerow außen	54.455	12.573	-4.986	68	Stagnieß	53.996	14.047	-4.988
34	Prerow innen	54.442	12.575	-4.986	69	Karnin	53.826	13.857	-4.989
36	Zingst (IMK)	54.445	12.673	-4.990	70	Mönkebude (IMK)	53.776	13.972	-4.990
37	Zingst/Bodden	54.431	12.689	-4.986	71	Ueckermuende	53.750	14.066	-4.987
38	Zingst	54.443	12.679	-4.986	72	Kamminke	53.861	14.209	-4.988

Durch die bis 1990 bestehende Teilung der Bundesrepublik koexistierten mit dem Normalnull- (NN) und dem Höhennull-(HN)-System zwei deutsche Höhenbezugssysteme parallel. Erst mit Einführung des Normalhöhennullsystems (NHN) im Jahr 1992 wurden diese vereinheitlicht. So besitzen die vom WSA Stralsund (WSA-S) betreuten Pegel in

Mecklenburg-Vorpommern (MV) eine einheitliche Nullpunktshöhe (5.14 m u. HN) und die des WSA Lübeck (WSA-L) aus Schleswig-Holstein (SH) eine vergleichsweise variable. Offsetkorrekturen wurden in die abgelegten Daten des WSA-S bereits eingepflegt, in die des WSA-L nicht (Zusammenlegung der WSÄ ab 13.10.2020 zum WSA Ostsee). Ausgegeben werden die Daten bezogen auf den Pegelnullpunkt. Es obliegt dem Anwender der Daten eine Umrechnung ins gewählte Höhensystem durchzuführen. Informationen zu (nicht) erfolgten Offsetkorrekturen werden nicht automatisch mit ausgegeben, siehe folgendes Beispiel: Im Zuge der Umstellung der Pegel aus MV zum 01.11.1985 wurde für die Pegel eine einheitliche Nullpunktshöhe von $PNP_{HN} = HN - 5.14$ m hergestellt (LUV MV 2009). Der daraus resultierende Höhenversatz von mehreren Zentimetern in den Wasserstandsdaten wurde für die vom WSA-S betreuten Pegelstationen korrigiert. Dies gilt jedoch nicht für die Pegelstationen in Wismar und Timmendorf/Poel, welche in MV liegen aber vom WSA Lübeck betreut werden. D. h., das durch den Pegelversatz erzeugte Offset ist weiter in diesen Daten enthalten. Die Offsets sind beim Bezug der Daten nicht unmittelbar ersichtlich, müssen im Sinne einer korrekten Beurteilung langfristiger Änderungen der mittleren und extremen Wasserstandsverhältnisse jedoch behandelt werden. Dies wurde in AMSeL_Ostsee durchgeführt. Im Austausch mit den WSA-S und WSA-L sowie dem Staatlichen Amt für Landwirtschaft und Umwelt Mittleres Mecklenburg (StALU MM) wurden zusätzlich die zur NHN-Umrechnung notwendigen Informationen aller deutschen Pegelstationen mit verfügbaren hochaufgelösten Wasserstandsdaten ermittelt. Die aus bereitgestellten Systemdifferenzen (z. B. NN-NHN) und direkten Differenzen zwischen PNP und Bezugssystem (z. B. PNP-NN) ermittelten Ergebnisse dieses Prozesses sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Die verwendeten Höhendifferenzen δP sind als ‚PNP zu HN‘ Wert dargestellt und wurden auf die Offset-bereinigten Zeitreihen nach folgendem Zusammenhang angewandt:

$$Wst_{NHN} = Wst_{PNP} + \delta P \quad (1)$$

3.2.2 Plausibilisierung

Zur Plausibilisierung der hochaufgelösten Wasserstandsdaten wurden zwei Methoden entwickelt und angewandt. Die nötigen Schritte zum Erreichen einer im Projekt plausibilisierten Zeitreihe lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- i. Entwicklung der Routinen
- ii. Anwendung der Routinen auf Stundenwertzeitreihen der Datenbank
- iii. Zusammenführen der detektierten potentiell unplausiblen Abschnitte je Vergleichsstation
- iv. Sichtprüfung und Beurteilung der potentiell unplausiblen Abschnitte
- v. Aktualisierung der Datenbank mit den als tatsächlich unplausibel beurteilten Abschnitten

Die entwickelten Plausibilisierungsverfahren (PI und PII) sind wie folgt umgesetzt worden:

- a) Verfahren I zur Plausibilisierung von Wasserstandsdaten (PI)

Die Verfahren beruhen auf einer Kreuzanalyse von Zeitreihen. Das Fließdiagramm in Abbildung 3 verdeutlicht das Vorgehen für PI. Ausgehend von einer Testzeitreihe X werden

zu jeder in der Datenbank vorliegenden deutschen Station mit Stundenterminwerten lineare Korrelationskoeffizienten r gebildet. Liegen Werte mit $r < 0.925$ vor, wird eine Zeitreihe als Vergleichszeitreihe zur Bestimmung potentiell unplausibler Abschnitte herangezogen. Die nachfolgenden Schritte müssen für jede dieser Stationen vorgenommen werden, sodass am Ende für jede der ausgewählten Vergleichsstationen potentiell unplausible Abschnitte in Bezug zur Teststation ausgegeben werden.

Im nächsten Schritt wird für die beiden aktuell betrachteten Zeitreihen (Testzeitreihe und ausgewählte Vergleichszeitreihe) eine Glättung vorgenommen, um vor dem Vergleich minimale Schwankungen (Rauschen) innerhalb der Zeitreihen auszugleichen. Anschließend werden die Zeitreihen über ihren Erwartungswert und die Standardabweichung normiert. Um die zu untersuchenden Bereiche weiter einzuschränken, werden nur diejenigen Bereiche näher untersucht, bei denen die Differenzen zwischen den geglätteten Zeitreihen vom $6\text{-}\sigma$ -Intervall abweichen. Nun folgt der Entscheidungsprozess für die Auswahl potentiell unplausibler Zeiträume. Hierbei werden diejenigen Bereiche als unplausibel ausgegeben, bei welchen der Korrelationskoeffizient im gleitenden Fenster für länger als 5 h unter 0.7 fällt. Der ausgegebene Bereich potentiell unplausibler Werte umfasst dann denjenigen zeitlichen Bereich um das $r < 0.7$ Fenster, bei welchem die Korrelation unter $r < 0.9$ gelangt ist. Die Routine gibt im Abschluss diejenigen Bereiche aus, die die obig genannten Kriterien erfüllen. Dieses Vorgehen muss für jede der Vergleichszeitreihen durchgeführt werden, sodass im Abschluss für eine Testzeitreihe je Vergleichsstation ein Dokument mit potentiell unplausiblen Abschnitten entsteht. Erst durch das Zusammenführen dieser Dokumente, den Vergleich der ausgegebenen potentiellen unplausiblen Zeiträume von mindestens zwei Vergleichszeitreihen und die abschließend folgende Sichtprüfung aller enthaltenen Bereiche kann festgelegt werden, welche Abschnitte als tatsächlich unplausibel eingestuft werden. Zur Anwendung dieses Verfahrens auf die Zeitreihen aus Travemünde, Wismar und Warnemünde wurde ein Plausibilisierungsbericht erstellt (Patzke et al. 2017, 2016), der zu Änderungen an den offiziellen Wasserstandsdaten geführt hat.

Liegen geeignete Vergleichszeitreihen vor, zeigt die Methodik sehr gute Ergebnisse. Nachteilig ist der hohe zeitliche Aufwand zur Sichtung und Beurteilung der ausgegebenen Bereiche zu bewerten. Dieses Verfahren ist zur Plausibilisierung historischer Zeitbereiche zu verwenden, für welche wenige Vergleichszeitreihen zur Verfügung stehen.

b) Verfahren II zur Plausibilisierung von Wasserstandsdaten (PII)

Aufgrund der Tatsache, dass bei Verwendung des *Plausibilisierungsverfahrens I* jede Vergleichszeitreihe einzeln untersucht werden muss, was eine erhöhte Anzahl an ausgegebenen und zu vergleichenden Zeiträumen zur Folge hat, und die Effizienz zwischen detektiertem und tatsächlich unplausiblem Abschnitt weiteren Optimierungsbedarf zeigte, wurde das vorherige Verfahren zur Untersuchung aktuellerer Wasserstandsdaten erweitert.

Die wesentliche Neuerung ist das Zusammenführen der Vergleichszeitreihen zu einer Prüfzeitreihe sowie schärfere Auswahlkriterien für Vergleichszeitreihen. Im Fließdiagramm aus Abbildung 4 ist der Prozessablauf dargestellt. Zu Beginn werden erneut die Korrelationskoeffizienten potentieller Vergleichszeitreihen (y_i) in Bezug zur Testzeitreihe (x) gebildet. Zur Bildung einer Prüfzeitreihe werden diejenigen Zeitreihen zugelassen, welche Korrelationskoeffizienten $r_{xy} > 0.975$ aufweisen. Vor der Zusammenführung durch Mittelung

der Einzelwerte der zugelassenen Zeitreihen findet zusätzlich eine Glättung über die Bildung von gleitenden Polynomen statt, um kleinere Schwankungen (Rauschen) in den Zeitreihen auszugleichen.

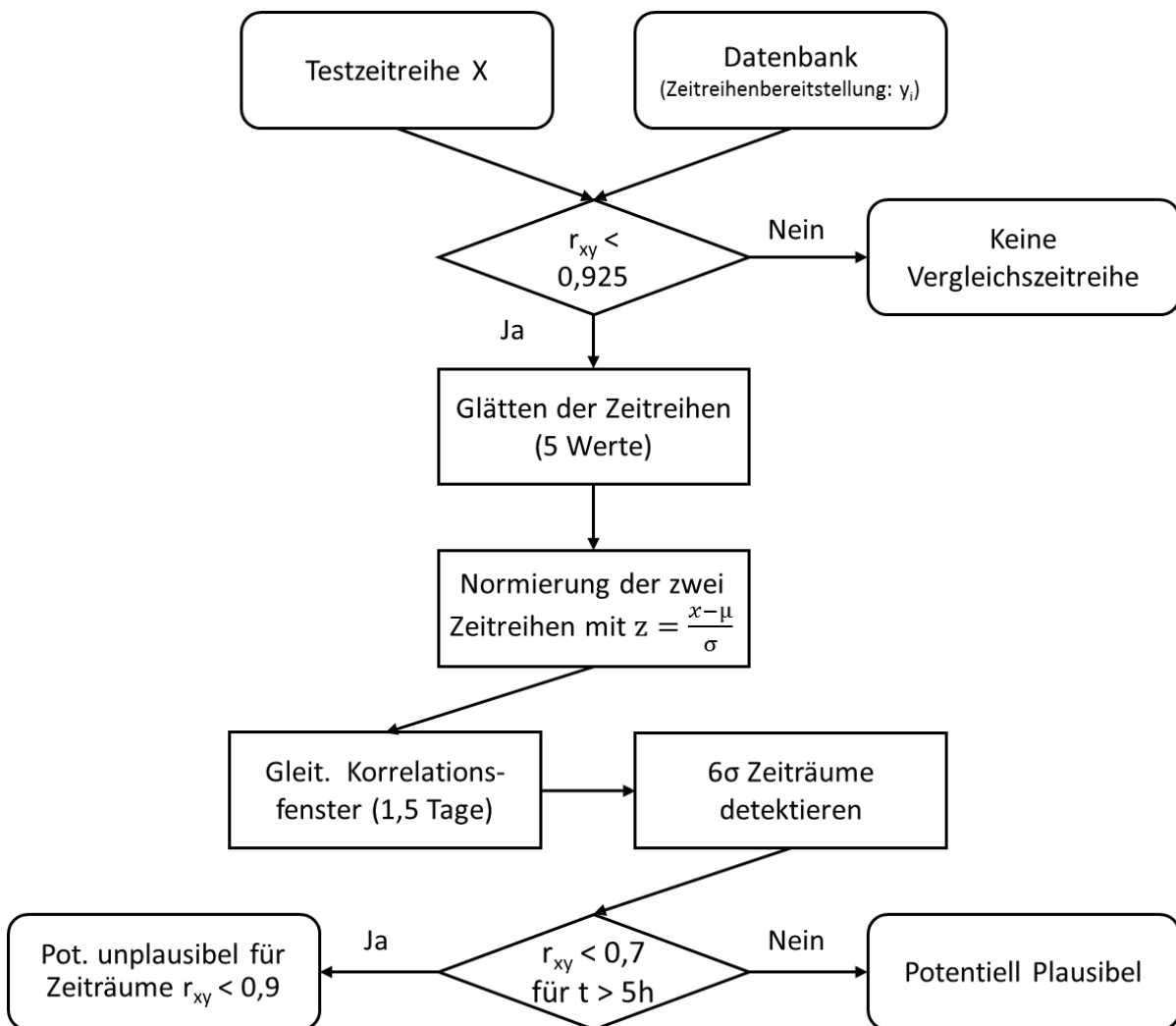


Abbildung 3: Vorgehen zur Plausibilisierung I von hochaufgelösten Wasserstandsdaten an der deutschen Küste (altes Verfahren).

Zwischen der nun erstellten Prüfzeitreihe (z) und der Testzeitreihe (x) werden gleitende Fenster von 1.5 Tagen Länge gelegt, für die erneut Korrelationskoeffizienten r_{xz} gebildet werden. Nun folgt der Entscheidungsprozess zur Festlegung potentiell unplausibler Zeiträume innerhalb der Testzeitreihe. Gelangt der Korrelationskoeffizient für einen Zeitraum von $t > 5$ h unter $r_{xz} < 0.7$ werden diejenigen Bereiche als unplausibel ausgegeben bei denen die Korrelation um das betrachtete Kriterium mit $r_{xz} < 0.925$ liegt.

Im Abschluss steht für jede der untersuchten Stationen ein Dokument mit den ermittelten Abschnitten potentiell unplausibler Werte zur Verfügung. Durch die Zusammenführung der Vergleichsstationen und die Verwendung geringfügig anderer Kriterien konnte schlussendlich die Anzahl an ausgegebenen Dokumenten und Abschnitten potentiell unplausibler Werte reduziert und die Effizienz der ausgegebenen Zeiträume erhöht werden. Auch für dieses Verfahren ist es unerlässlich, anschließend eine Sichtprüfung der ausgegebenen Zeiträume durchzuführen, um eine abschließende Beurteilung treffen zu können.

Der hierfür notwendige Zeitaufwand wurde aufgrund der Zusammenführung der Vergleichszeitreihen sowie der effizienteren Ermittlung auffälliger Zeiträume jedoch gegenüber dem Verfahren I erheblich reduziert. Es muss jedoch festgehalten werden, dass für dieses (und weitere) präzise statistische Verfahren ein möglichst flächendeckendes Stationsnetz notwendig ist, sodass sich das Verfahren PII vorwiegend für dt. Wasserstandsdaten ab Einführung der Wasserstandsdatenfernübertragung 1995 eignet (LAWA 2018).

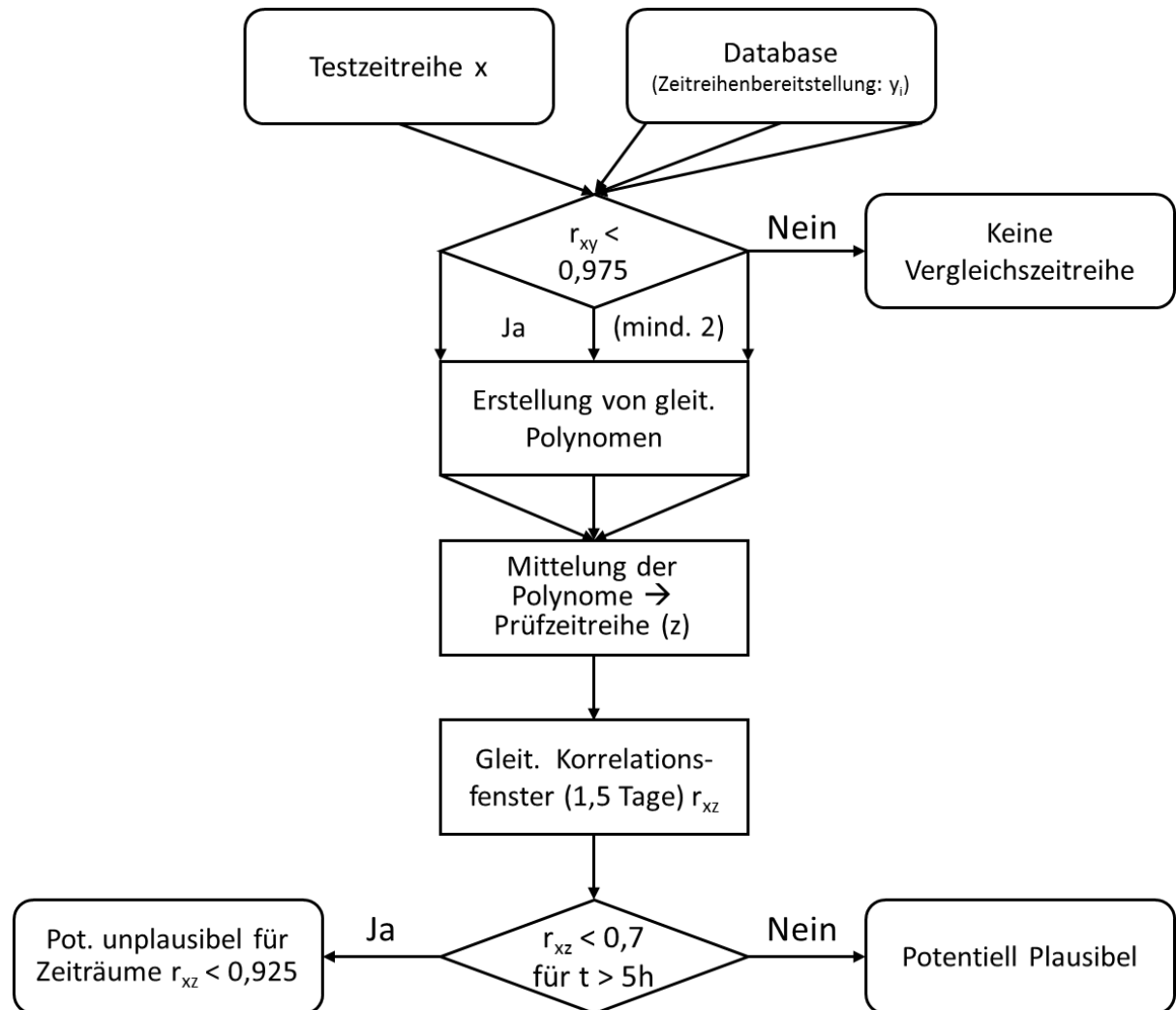


Abbildung 4: Vorgehen zur Plausibilisierung II von hochaufgelösten Wasserstandsdaten an der deutschen Küste (neues Verfahren).

3.3 Vertikale Landbewegungen

Für die Auswertung der mit ortsfesten Messinstrumenten durchgeführten Aufzeichnungen von Wasserständen ist eine Quantifizierung der unabhängig vom Wasserstand in den Messdaten enthaltenen Signalanteile wichtig. Als solche Anteile gelten vertikale Landbewegungen, welche die Pegelstationen mitbewegen und so die Messungen des Wasserstandes beeinflussen. Vertikale Landbewegungen können klein- oder großräumig auftreten und sind zeitlich und (vor allem) räumlich nicht zwingend konstant. Die Beurteilung und der Vergleich von hydrologischen und/oder meteorologischen Trends in Extremwertzeitreihen

sollte möglichst nach einer Korrektur der Wasserstandsdaten um diese Signalanteile erfolgen, da die genannten Effekte sich auf die ermittelten Trendraten auswirken können.

Für Küstenpegel der Ostsee sind vorwiegend Gas- oder Grundwasserentnahmen (kleinräumig) sowie isostatische Ausgleichsprozesse als Folge der Gletscherhistorie Skandinaviens (großräumig) verantwortlich (Hupfer et al. 2003). Während Landbewegungen hervorgerufen durch Gas- oder Grundwasserentnahmen aufgrund einer häufig geringen Informationslage nur schwer zurückzufolgen sind, lassen sich glazial-isostatische Ausgleichsprozesse (GIA) aufgrund ihrer großflächigen Wirkung im gesamten Ostseeraum besser quantifizieren.

Grundsätzlich lassen sich die Daten nur dann korrigieren, wenn Herkunft, Größe und zeitliche Ausdehnung der vertikalen Landbewegungen bekannt sind. Eine Quantifizierung kann durch Messung der Lage der ortsfesten Punkte in Bezug zum Erdmittelpunkt erfolgen. In der Regel werden hierzu erdpositionsunabhängige GPS-Messungen verwendet, welche jedoch erst seit maximal 20 Jahren und auch nur für vereinzelte Lokationen zur Verfügung stehen (Santamaría-Gómez et al. 2012). Solche Punktinformationen haben (bislang) nicht die nötige Datenlänge und insbesondere nicht die räumliche Abdeckung um allein daraus für den gesamten Ostseeraum vertikale Landbewegungen abzuleiten (Wöppelmann und Marcos 2016). Aus der Abschätzung ehemaliger Gletschereismassen, Berechnungen zur Masse der Kontinentalkruste sowie der Viskosität des oberen und unteren Erdmantels können jedoch globale oder regionale mathematische Modelle für die GIA-Bewegungen abgeleitet werden. Verfügbare GPS- und Pegeldata können die Modelle optimieren.

Tabelle 2: RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA [mm/a] für Pegelstationen in AMSeL_Ostsee; ermittelt aus dem Modell NKG2016LU nach (Vestøl et al. 2016); südliche und südwestliche Ostsee (hellblau), gesamte Ostsee (hellblau + violett).

P.Nr.	Land	Pegelname	Lattude	Longitude	Trend [mm/a]
15	Dänemark	Gedser	54.573	11.926	0.234
16	Deutschland	Flensburg	54.795	09.433	0.002
27	Deutschland	Kiel-Holtenau	54.372	10.157	-0.037
34	Deutschland	Travemünde	53.953	10.872	-0.123
38	Deutschland	Wismar Baumhaus	53.899	11.458	-0.120
43	Deutschland	Warnemünde	54.170	12.103	0.003
66	Deutschland	Sassnitz	54.511	13.643	0.090
88	Polen	Swinoujście	53.917	14.233	-0.176
89	Polen	Kolobrzeg	54.183	15.550	-0.061
93	Polen	Gdansk	54.400	18.683	-0.053
95	Litauen	Klaipeda	55.700	21.133	0.201
123	Finnland	Helsinki	60.154	24.956	3.694
127	Finnland	Hanko	59.823	22.977	4.163
135	Finnland	Rauma	61.134	21.426	6.813
149	Schweden	Furuogrund	64.916	21.231	9.445
158	Schweden	Stockholm	59.324	18.082	5.328
167	Schweden	Kungsholmsfort	56.105	15.589	1.359
183	Schweden	Smogen	58.354	11.218	3.440

Im Projekt AMSeL_Ostsee B wurden die als Folge von glazialisostatischen Ausgleichprozessen auftretenden vertikalen Bewegungen als signifikante Einflussgröße für die Ermittlung langzeitlicher Veränderungen in den Wasserstandsdaten identifiziert. Diese müssen daher berücksichtigt werden. Als Resultat aus dem Vergleich globaler (Peltier 2004) und

regionaler (Vestøl et al. 2016) GIA-Modelle sowie einem Vergleich mit aus GPS-Daten (SONEL 2016) ermittelten Landbewegungsraten wurde das Modell der nordischen Geodätischen Kommission NKG2016LU (Vestøl et al. 2016) als am besten geeignet für die vorgesehenen Untersuchungen beurteilt. Die über das Modell als Gitterinformationen verfügbaren Landbewegungsraten sind mittels bilinearer Interpolation auf die Kugelgestalt der Erde interpoliert worden, sodass schlussendlich die Quantifizierung der vertikalen Landbewegungsraten für jede im Projekt verfügbare Pegelstation abgeleitet wurde. Da sich die dynamischen Prozesse der GIA in geologischen Zeiträumen ändern (> 1000 Jahre), wird für die in den durchgeführten Untersuchungen betrachteten Zeiträume (≥ 200 Jahre) vereinfachend ein lineares Verhalten angenommen. Die Ergebnisse für die in diesem Artikel verwendeten Pegelstationen sind in Tabelle 2 aufgezeigt, die Ergebnisse zu den Trendraten der weiteren im Projekt verfügbaren Stationen können dem Projektabschlussbericht entnommen werden (Patzke und Fröhle 2019). Die berechneten Landhebungsraten beziehen sich auf die Lokation der Stationen, abgeleitet aus dem verwendeten GIA-Modell. Positive Werte zeigen eine Landhebung, negative Werte eine Landsenkung in Millimetern pro Jahr an.

3.4 Pegelzeitreihen für Extremwertanalysen

Im Anschluss an die für das Gesamtprojekt aufbereiteten Daten wurden die Stichproben zur Analyse der zeitlichen Entwicklung extremer Wasserstände zusammengestellt. Für den vorliegenden Artikel werden die mit der Annual-Block-Methode (Jahresextremwerte) ermittelten Stichproben sowie deren Auswertung exemplarisch vorgestellt. Hierbei werden stets hydrologische Jahre (vom 01.11. bis zum 31.10. des Folgejahres) ausgewertet. Für die Zusammenstellung wurden, sofern hochaufgelöste Zeitreihen zur Verfügung stehen, nur dann die Extrema ermittelt, wenn für mindestens 75 % eines Jahres Daten zur Verfügung stehen. Stehen mehrere Datenquellen mit Bezug auf dasselbe Höhensystem zur Verfügung ist jeweils der höhere (Maxima) bzw. niedrigere (Minima) Wert verwendet worden. Die Lage der verwendeten Stationen ist in Abbildung 5 dargestellt, die verfügbaren Zeiträume der Extremwertzeitreihen finden sich in Tabelle 3.

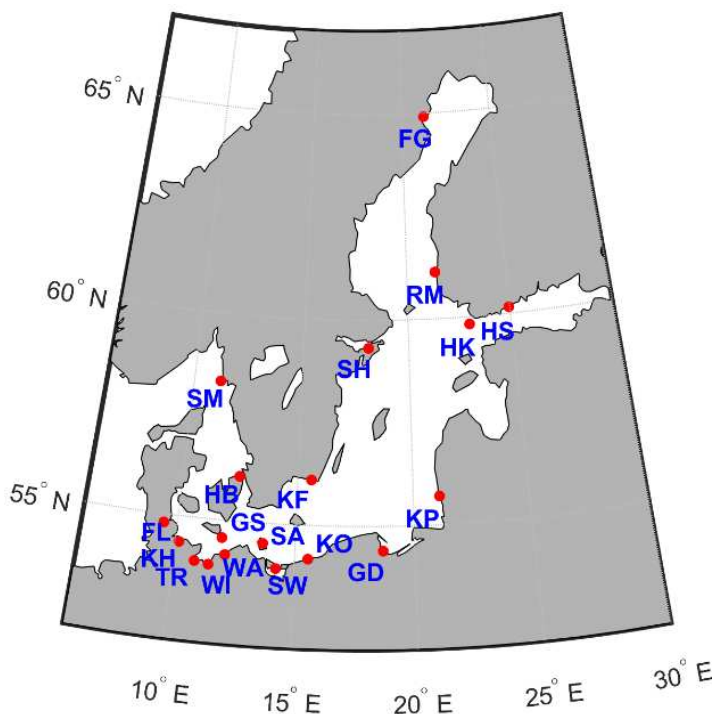


Abbildung 5: Lage der Pegelstationen für die Trendanalyse von Extremwasserstandsdaten der gesamten Ostsee.

Für die südliche und südwestliche Ostseeküste wurde eine Auswahl von 10 Pegelstationen mit möglichst langen Datenreihen und weitgehend homogener Verteilung über die Küste getroffen. Neben Stationen aus Polen und Deutschland ist aufgrund der hohen Datenqualität, der zeitlichen Ausdehnung und der räumlichen Nähe auch die Zeitreihe der dänischen Station in Gedser einbezogen worden. Für vergleichende Betrachtungen der gesamten Ostsee wurden Daten von weiteren Stationen mit dem Ziel der gleichmäßigen räumlichen und zeitlichen Abdeckung zusammengestellt. Die Verfügbarkeit von hochaufgelösten und langjährigen Zeitreihen ist im östlichen Teil der Ostsee noch nicht optimal.

Tabelle 3: Verfügbare Zeiträume von Jahresextremwerten ausgewählter Stationen der gesamten Ostsee (Werte beziehen sich immer auf das Abflussjahr vom 01.11.–31.10. eines Jahres).

<i>Station</i>	<i>Land</i>	<i>Zeitraum (Max)</i>	<i>Zeitraum (Min)</i>	<i>Station</i>	<i>Land</i>	<i>Zeitraum (Max)</i>	<i>Zeitraum (Min)</i>
<i>Hornbaek</i>	DK	1891-2012	1891-2012	Kolobrzeg	PO	1867-2006	1886-2006
<i>Gedser</i>	DK	1892-2012	1892-2012	Gdansk	PO	1886-2006	1886-2006
<i>Flensburg</i>	DE	1921-2016	1955-2016	Klaipeda	LIT	1902-2003	1867-2006
<i>Kiel-Holtenau</i>	DE	1901-2016	1965-2016	Helsinki	FIN	1971-2015	1971-2015
<i>Travemünde</i>	DE	1826-2016	1826-2016	Hanko	FIN	1971-2015	1971-2015
<i>Wismar</i>	DE	1848-2016	1910-2016	Rauma	FIN	1971-2015	1971-2015
<i>Warnemünde</i>	DE	1855-2016	1910-2016	Furuogrund	SWE	1916-2015	1916-2015
<i>Sassnitz</i>	DE	1882-2016	1931-2016	Stockholm	SWE	1889-2015	1889-2015
<i>Swinoujsice</i>	PO	1901-2006	1901-2006	Kungs-holmsfort	SWE	1887-2015	1887-2015
				Smogen	SWE	1911-2015	1911-2015

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 Plausibilisierung und Datenaufbereitung

Insgesamt wurde durch die intensive Aufbereitung der Daten eine sehr gute Datengrundlage an plausibilisierten Stationen erreicht. Sowohl die räumliche als auch die zeitliche Abdeckung der Plausibilisierung für die Zeitreihen liefert gute Ergebnisse. Für eine detaillierte Übersicht der als unplausibel eingestuften Zeiträume empfiehlt sich das Studium des Abschlussberichts (Patzke und Fröhle 2019). Die Ergebnisse der Untersuchungen zur Plausibilisierung der Daten werden anhand von Tabelle 4 zusammengefasst.

Für 22 der in Tabelle 4 zusammengefassten Stationen konnten die aktuelleren Zeiträume nach ca. 1990 mit dem Plausibilisierungsverfahren II (PII) geprüft werden. Insgesamt wurden 70 Abschnitte unterschiedlicher zeitlicher Länge als statistisch auffällig beurteilt und als potentiell unplausibel definiert. Aufsummiert umfassen diese potentiell unplausiblen Abschnitte einen Zeitraum von 17608 Stunden (ca. 2 Jahre). Für weiter zurückliegende Zeiträume wurde das Plausibilisierungsverfahren I (PI) auf die Messdaten angewandt. Hierbei ergaben sich für die 11 untersuchten Stationen 123 Zeiträume unterschiedlicher zeitlicher Länge als potentiell unplausibel oder auffällig. Die Anwendung des PI als manuelle Ergänzung (Vergleichspegel werden manuell definiert) des automatisierten (Vergleichspegel werden anhand einer statistischen Analyse automatisch zugeordnet) PII wurde für 11 der 21 betrachteten Stationen angewendet. Die Stationen Warnemünde, Rostock und Barhöft wurden dabei ausschließlich mit PI geprüft, siehe Tabelle 4 und Abbildung 3. Die Behandlung der dargestellten Abschnitte bezieht sich bislang ausschließlich auf Daten des Projekts AMSeL_Ostsee. Auf Basis der Untersuchungen zum Plausibilisierungsbericht (Patzke et al. 2016) haben jedoch bestimmte Abschnitte offizieller Wasserstandsdaten eine Überarbeitung erfahren (Travemünde, Wismar, Warnemünde). Eine abschließende Beurteilung auf Basis der zum Abschlussbericht zusammengestellten Bereiche ist durch die Behörden noch nicht erfolgt, jedoch wurden u. a. bereits einzelne Hochwassermarken der Station Travemünde überarbeitet:

- 31.12.1904: von 763 cm auf 716 cm PNP (NN-500)
- 09.01.1908: von 727 cm auf 677 cm PNP (NN-500)
- 10.12.1960: von 665 cm auf 655 cm PNP (NN-500)

4.2 Lineare Trends

4.2.1 Jahresextremwerte

Im Untersuchungsgebiet liegen für 78 Pegelstationen Daten mit unterschiedlichen Zeitreihen vor. Nicht alle eignen sich aufgrund der Qualität, Länge oder zeitlichen Auflösung zur Auswertung als Extremwertzeitreihe. Für die Analysen wurden 10 Pegelstationen mit möglichst langen und plausiblen verfügbaren Extremwerten ausgewählt und die Zeitreihen entsprechend aufbereitet. Die längste verfügbare Extremwertzeitreihe existiert für die Station Travemünde, die Werte reichen von 1826 bis 2016 (Jensen und Töppe 1986). Wie auch diese Ergebnisse zeigen, sind beobachtete Wasserstände vor Beginn der systematischen Aufzeichnung mit Mareographen (1882) mit größeren Unsicherheiten behaftet und im Einzelfall immer auch kritisch zu hinterfragen.

Tabelle 4: Übersicht über die mit den beiden entwickelten Verfahren P-I und P-II geprüften Bereiche und daraus detektierte potentiell unplausible Abschnitte.

Nr. Station	P-Verfahren I			P-Verfahren II			Gesamt		
	Abschnitte	stat.sign.auffällig	Zeitraum	Abschnitte	stat.sign.auffällig	Zeitraum	Abschnitte	stat.sign.auffällig	Abdeckung
1 Timmendorf/Poel	21	2118	1961-1990	5	207	1990-2013	26	2325	0.96
2 Wismar Baumhaus	32	6761	1957-1991	3	320	1991-2013	35	7081	0.97
3 Sassnitz	3	3	1963-1984	3	114	1984-2015	6	117	0.85
4 Thiessow	x	x	x	2	101	1984-2014	2	101	0.97
5 Ueckermuende	x	x	x	3	240	1976-1990	3	240	0.28
6 LT Kiel	x	x	x	1	96	1989-2015	1	96	1.00
7 Kiel-Holtenau	1	48	1964-1989	7	5911	1989-2015	8	5959	1.00
8 Eckernförde	x	x	x	2	54	1989-2015	2	54	1.00
9 Schleimünde SP	x	x	x	9	6076	1990-2015	9	6076	1.00
10 Flensburg	3	108	1964-1989	1	43	1989-2015	4	151	0.84
11 LT Kalkgrund	x	x	x	3	366	1990-2015	3	366	1.00
12 Langballigau	x	x	x	4	446	1991-2015	4	446	1.00
13 Koserow	x	x	x	1	721	1984-2014	1	721	0.70
14 Ruden	1	72	1965-1984	5	369	1984-2014	6	441	0.98
15 Lübeck Bauhof	x	x	x	3	222	1990-2014	3	222	0.96
16 Neustadt	x	x	x	2	683	1991-2014	2	683	0.96
17 Travemünde	2	194	1957-1991	1	40	1991-2014	3	234	0.86
18 Greifswald Wieck	1	1	1963-1975	4	25	1975-2013	5	26	0.96
19 Lauterbach	x	x	x	2	349	1975-2013	2	349	0.95
20 Greifswalder Oie	x	x	x	4	386	1984-2014	4	386	0.97
21 Neuendorf Hafen	x	x	x	0	0	1997-2003	0	0	0.19
22 Stahlbrode	x	x	x	5	839	1975-2014	5	839	0.98
23 Rostock UP	26	4271	1968-2014	x	x	x	26	4271	0.98
24 Warnemünde	23	2302	1957-2015	x	x	x	23	2302	0.94
25 Barhöft	10	680	1965-2015	x	x	x	10	680	0.82
	123	16558	Stunden	70	17608	Stunden	193	34166	Stunden
		1.89	Jahre		2.01	Jahre		3.9	Jahre
		0.20%	Prozent		0.22%	Prozent		0.42%	Prozent
Gesamtbetrachtung									

Um eine Quantifizierung der zeitlichen Entwicklung vornehmen zu können, wurde für die Zeitreihen jeweils der lineare Trend ermittelt und per Mann-Kendall-Trendtest (Uhlig 2002) auf Signifikanz geprüft. Neben den linearen Trendraten wurde zur Beurteilung der dekadischen Variabilität der Extremwerte ebenfalls das gleitende Mittel mit Fensterlänge

von 11 Jahren berechnet und dargestellt. Die Zeitreihen werden entsprechend ihrer geografischen Lage entlang der Küste von West nach Ost sortiert dargestellt. Aufgrund der teils variierenden Zeitreihenlängen wurden zur stationsübergreifenden Vergleichbarkeit der Ergebnisse zusätzliche Betrachtungszeiträume gewählt. Diese ergeben sich aus einer bestmöglichen Überschneidung bzw. der Länge des Nodalzyklus:

- 1826 bis 2016 (soweit verfügbar; gesamter verfügbarer Zeitraum der Zeitreihen)
- 1900/1910/1920 bis 2006 (säkuläre Entwicklung)
- 1950 bis 2006 (3-facher Nodalzyklus)

Wie die durchgeführten Analysen zeigen, ist eine Betrachtung von kürzeren Zeiträumen für Jahrestremwertzeitreihen u. a. aufgrund der großen Schwankungen der Einzelwerte wenig aussagekräftig, siehe Tabelle 5 sowie Patzke und Fröhle (2019).

Abbildung 6 zeigt die jährlichen Höchstwasserstände (HW) mit und ohne Reduktion um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA für alle verfügbaren Zeiträume. Alle Trendwerte der beiden Abbildungen sind positiv und liegen im Bereich zwischen 0.17 mm/a (Kolobrzeg) und 2.27 mm/a (Gdansk) für nicht um den GIA bereinigte Zeitreihen. Von Westen ausgehend sind die ermittelten Trends ab der Station Travemünde statistisch signifikant. Während zu Beginn des 19. Jahrhunderts sowie zu Beginn der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts Intervalle mit höherer Sturmhochwasseraktivität zu beobachten sind, ergeben sich aus den Betrachtungen der gleitenden Mittel keine stationsübergreifenden eindeutigen Schwankungsmuster.

Die GIA-Korrektur der Daten liefert im betrachteten Zeitraum keine sichtbare Vereinheitlichung der ermittelten Trendraten. Im Mittel liegen die GIA korrigierter Trends bei 1.3 ± 0.7 mm/a. Eine Zusammenfassung der Trendanalysen GIA korrigierter Zeitreihen für verschiedene Betrachtungszeiträume ist in Tabelle 5 aufgezeigt. Im Falle der Jahresmaximalwerte zeigen sich höhere Trendraten an nahezu allen Stationen. Der mittlere Trend über alle Stationen beträgt 1.5 ± 0.7 mm/a. Werden lediglich die signifikanten Trends einbezogen, liegt der Mittelwert gar bei 1.7 ± 0.6 mm/a. Insgesamt werden ausschließlich positive Trendwerte ermittelt, welche z. T. diejenigen des mittleren Meeresspiegelanstiegs übertreffen. Die Trendraten der Jahresminimalwertzeitreihen aus dem Zeitraum 1910–2006 für Stationen der südlichen Ostseeküste weisen ein inhomogenes Trendverhalten auf. Im Mittel ergeben sich im Vergleich zu den HW erheblich geringere Trends mit einer Trendrate von 0.9 ± 1 mm/a, wobei für die Kieler sowie die Pommersche Bucht negative (jedoch nicht signifikante) Trends ermittelt wurden. Im Vergleich mit den Jahresmaximalwerten zeigen die signifikanten Trends mit Raten von 1.7 ± 0.4 mm/a ein Verhalten gleicher Größenordnung.

Für die Minimalwerte zeigen sich im Vergleich zu den Maximalwerten insgesamt für eine geringere Anzahl an Stationen statistisch signifikante Trends. In vergleichbaren Zeiträumen (1900 bzw. 1910 bis 2006) zeigen Minimal- und Maximalwerte unterschiedlicher Stationen bei ausschließlicher Betrachtung der statistisch signifikanten Werte jedoch ähnliche Trendraten. Weiterhin auffällig ist, dass insbesondere die polnischen Pegel nahezu unabhängig vom Betrachtungszeitraum signifikante Trendraten aufweisen. Dieses abweichende Trendverhalten lässt sich u.a. durch die Küstenform und Lage erklären. Während die polnische Küste exponiert zur offenen Ostsee mit großen Windwirklängen ausgerichtet ist, sind die dt. Küsten von großen Buchtenzonen und vorgelagerten Inseln geprägt. Aus der Betrachtung der Wasserstandsdaten der polnischen Stationen, welche durch geringere

Buchteneinflüsse als repräsentativer für das großräumige Verhalten der südlichen Ostsee gesehen werden können, lässt sich außerdem ein Anstieg der Trendraten während des letzten Jahrhunderts vermuten, s. Abbildung 7.

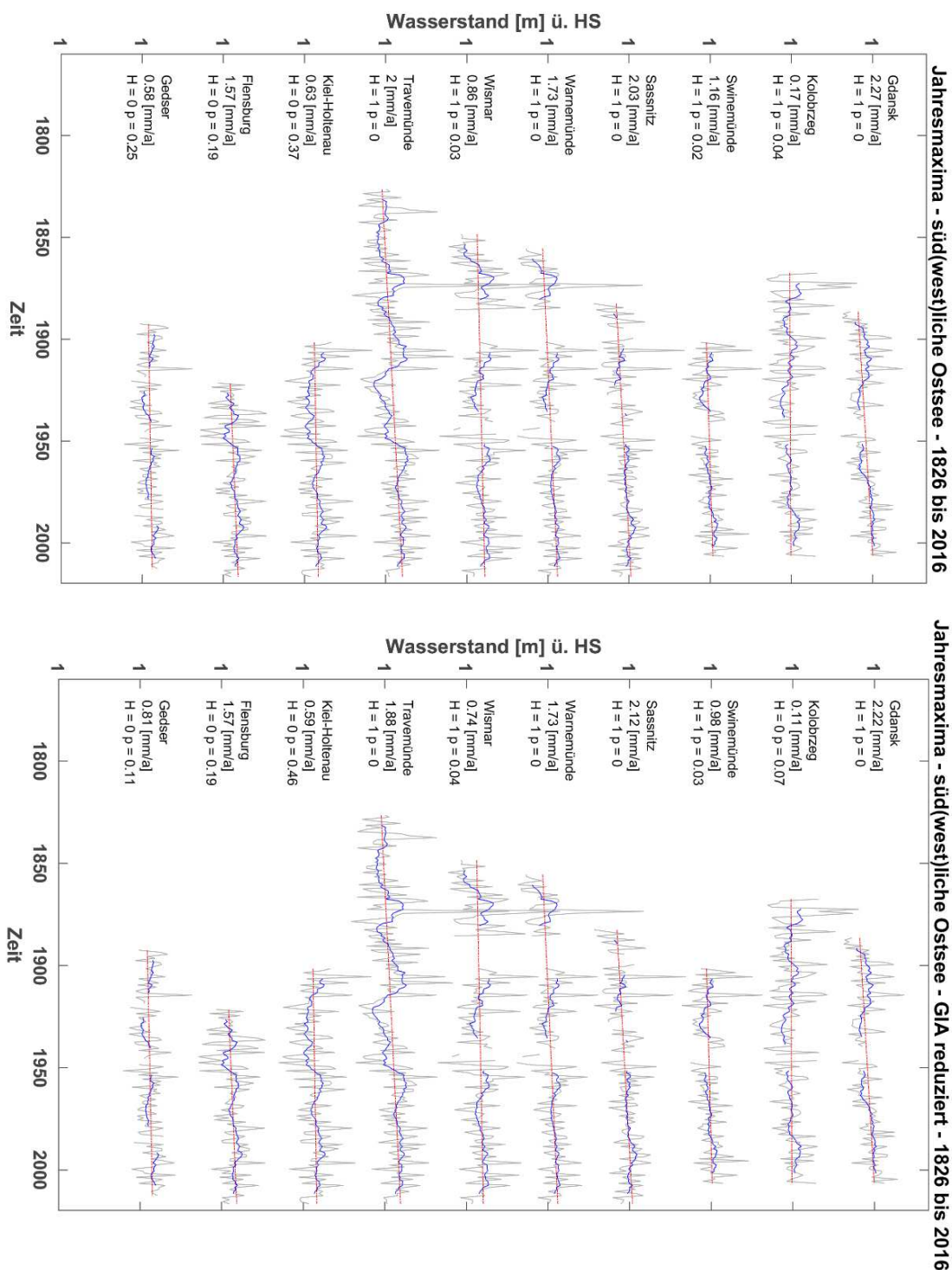


Abbildung 6: Zeitliche Entwicklung der Jahresmaxima der Wasserstände an der südlichen und südwestlichen Ostseeküste für den gesamten verfügbaren Zeitraum.

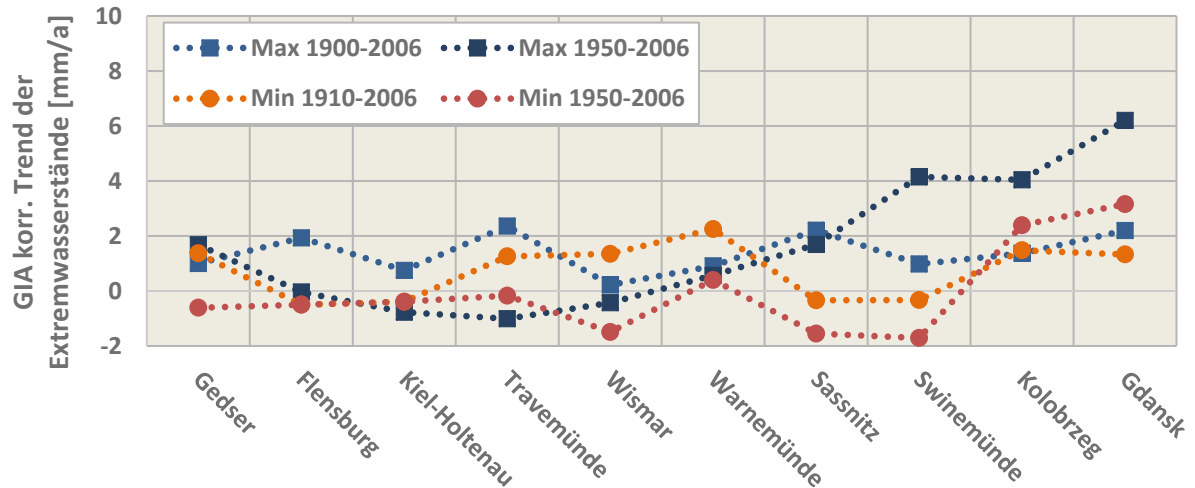


Abbildung 7: Ermittelte Trendraten für GIA korrigierte Zeitreihen der jährlichen Maximal- und Minimalwasserstände von Stationen der südlichen und südwestlichen Ostsee.

In Abbildung 8 sind die Auswertungen der jährlichen maximalen (HW) und in Abbildung 9 die der jährlichen minimalen (NW) Wasserstände mit und ohne GIA-Korrektur aus den Jahren von 1910 bis 2006 dargestellt. Werden neben den für die südliche und südwestliche Ostseeküste ausgewählten Stationen weitere Stationen der gesamten Ostsee einbezogen, kann die großräumige Entwicklung der Extremwerte im Ostseeraum beurteilt werden und der Einfluss vertikaler Landbewegungen auf die Wasserstandsdaten wird deutlich. Die hier diskutierte Untersuchung basiert auf Datenauswertungen von 19 Pegelstationen hinsichtlich ihrer Jahresmaximal- und -minimalwerte. Während im Bottnischen Meerbusen signifikant negative und in der südlichen Ostsee signifikant positive Trendraten der nicht um den GIA-Einfluss korrigierten Jahresmaximalwerte ermittelt werden, zeichnet sich nach der GIA-Korrektur ein weitgehend homogenes Bild der zeitlichen Entwicklung der Jahresmaximalwerte im gesamten Ostseeraum ab. Im Mittel ergeben sich die signifikanten Trends der GIA korrigierten Zeitreihen für den Betrachtungszeitraum von 1910 bis 2006 zu 2.4 ± 0.9 mm/a (vgl. Tabelle 5), welche deutlich höher liegen als der für die gesamte südwestliche Ostsee ermittelte langfristige Anstieg (1.2 ± 0.1 mm/a) des mittleren Meeresspiegels (Kelln et al. 2019). Dies deckt sich mit den Ergebnissen aus anderen Studien (Gönnert et al. 2004, Hünicke et al. 2008). Bemerkenswert ist außerdem, dass für kürzere Betrachtungszeiträume einheitlich höhere Trendraten im signifikanten Bereich beobachtet werden. Für den Zeitraum ab 1950 ergibt sich im Mittel ein Trend von $4.7 \pm 0,8$ mm/a. Dies kann ein Indiz für eine Zunahme bzw. eine Erhöhung der Maximalwasserstände seltener Ereignisse sein. Die ermittelten Trends der Minimalwertzeitreihen weisen insgesamt geringere Schwankungen über die betrachteten Zeiträume auf. Dies liegt vorwiegend an der geringeren Variabilität der Minimalwasserstände innerhalb der Zeitreihen.

Tabelle 5: Lineare Trends für GIA korrigierte Jahresmaximal- und minimalwerte verschiedener Betrachtungszeiträume ausgewählter Pegelstationen der gesamten Ostseeküste; fett = statistisch signifikant (MK-Test); olivgrün = südl./südwestl. Ostseeküste.

Pegelname	Jahresmaxima GIA korrigiert Trends [mm/a]				Jahresminima GIA korrigiert Trends [mm/a]		
	Total	1910- 2006	1950- 2006	1970- 2006	Total	1910- 2006	1950- 2006
Hornbaek	2.01 ± 0.21	1.9 ± 0.21	2.13 ± 0.21	-2.47 ± 0.22	1.38 ± 0.17	2.38 ± 0.17	3.78 ± 0.17
Gedser	0.81 ± 0.22	1.54 ± 0.23	1.68 ± 0.23	3.78 ± 0.21	0.58 ± 0.18	1.37 ± 0.18	-0.61 ± 0.2
Flensburg	1.57 ± 0.29	1.93 ± 0.29	-0.04 ± 0.25	1.44 ± 0.24	0.46 ± 0.28	-0.5 ± 0.27	-0.5 ± 0.27
Kiel-Holtenau	0.59 ± 0.32	2.13 ± 0.31	-0.77 ± 0.3	1.53 ± 0.29	1.76 ± 0.27	-0.39 ± 0.27	-0.39 ± 0.27
Travemünde	1.88 ± 0.37	4.33 ± 0.31	-1.01 ± 0.29	3.12 ± 0.27	0.29 ± 0.25	1.26 ± 0.25	-0.17 ± 0.25
Wismar	0.74 ± 0.36	1.49 ± 0.31	0.43 ± 0.3	5.87 ± 0.28	1.4 ± 0.25	1.35 ± 0.26	-1.49 ± 0.27
Warnemünde	1.73 ± 0.31	1.5 ± 0.26	0.57 ± 0.23	3.7 ± 0.22	2.26 ± 0.22	2.25 ± 0.22	0.4 ± 0.23
Sassnitz	2.12 ± 0.27	2.69 ± 0.25	1.69 ± 0.21	1.24 ± 0.2	0.055 ± 0.19	-0.34 ± 0.19	-1.55 ± 0.19
Swinemünde	0.98 ± 0.26	1.85 ± 0.25	4.15 ± 0.22	3.43 ± 0.22	-0.62 ± 0.16	-0.33 ± 0.17	-1.71 ± 0.16
Kolobrzeg	0.11 ± 0.32	2.29 ± 0.25	4.04 ± 0.21	3.26 ± 0.22	1.35 ± 0.16	1.48 ± 0.16	2.39 ± 0.16
Gdansk	2.22 ± 0.23	2.74 ± 0.22	6.2 ± 0.19	2.97 ± 0.2	1.51 ± 0.14	1.33 ± 0.14	3.16 ± 0.13
Klaipeda	4.59 ± 0.27	5.56 ± 0.27	5.6 ± 0.29	3.94 ± 0.28	1.61 ± 0.16	1.74 ± 0.16	2.65 ± 0.16
Helsinki	-0.09 ± 0.27	2.62 ± 0.27	2.62 ± 0.27	2.62 ± 0.27	2.74 ± 0.15	3.93 ± 0.14	3.93 ± 0.14
Hanko	-0.66 ± 0.22	0.17 ± 0.22	0.17 ± 0.22	0.17 ± 0.22	2.21 ± 0.14	4.21 ± 0.14	4.21 ± 0.14
Rauma	1.3 ± 0.23	0.18 ± 0.22	0.18 ± 0.22	0.18 ± 0.23	2.78 ± 0.12	1.68 ± 0.13	1.68 ± 0.13
Furuogrund	3.91 ± 0.22	3.96 ± 0.22	4.38 ± 0.25	-1.77 ± 0.25	-0.14 ± 0.16	-0.94 ± 0.16	1.72 ± 0.16
Stockholm	2.1 ± 0.16	2.3 ± 0.15	2.28 ± 0.16	-1.55 ± 0.18	1.45 ± 0.1	1.7 ± 0.11	1.74 ± 0.11
Kungsholmsfort	1.53 ± 0.19	2.36 ± 0.18	4.41 ± 0.18	0.8 ± 0.17	1.83 ± 0.12	1.17 ± 0.12	-0.36 ± 0.12
Smogen	1.92 ± 0.17	1.5 ± 0.17	4.4 ± 0.16	3.5 ± 0.17	1.59 ± 0.09	1.43 ± 0.09	2.69 ± 0.1
Mittelwert (alle)	1.5	2.3	2.3	1.9	1.3	1.3	1.1
Stdabw.	1.2	1.3	2.2	2.2	0.9	1.3	1.9
Mittelwert (sign.)	1.7	2.4	4.7	-	1.7	1.7	2.8
Stdabw.	0.5	0.9	0.8	-	0.4	0.5	0.7
Mittelwert (alle südl. Ostsee)	1.3	2.2	1.7	3.0	0.9	0.7	0.0
Stdabw.	0.7	0.8	2.3	1.3	0.8	1.0	1.6
Mittelwert (sign. Südl. Ostsee)	2.0	2.4	4.8	-	1.6	1.6	3.2
Stdabw.	1.2	0.9	1.0	-	0.4	0.4	0.0

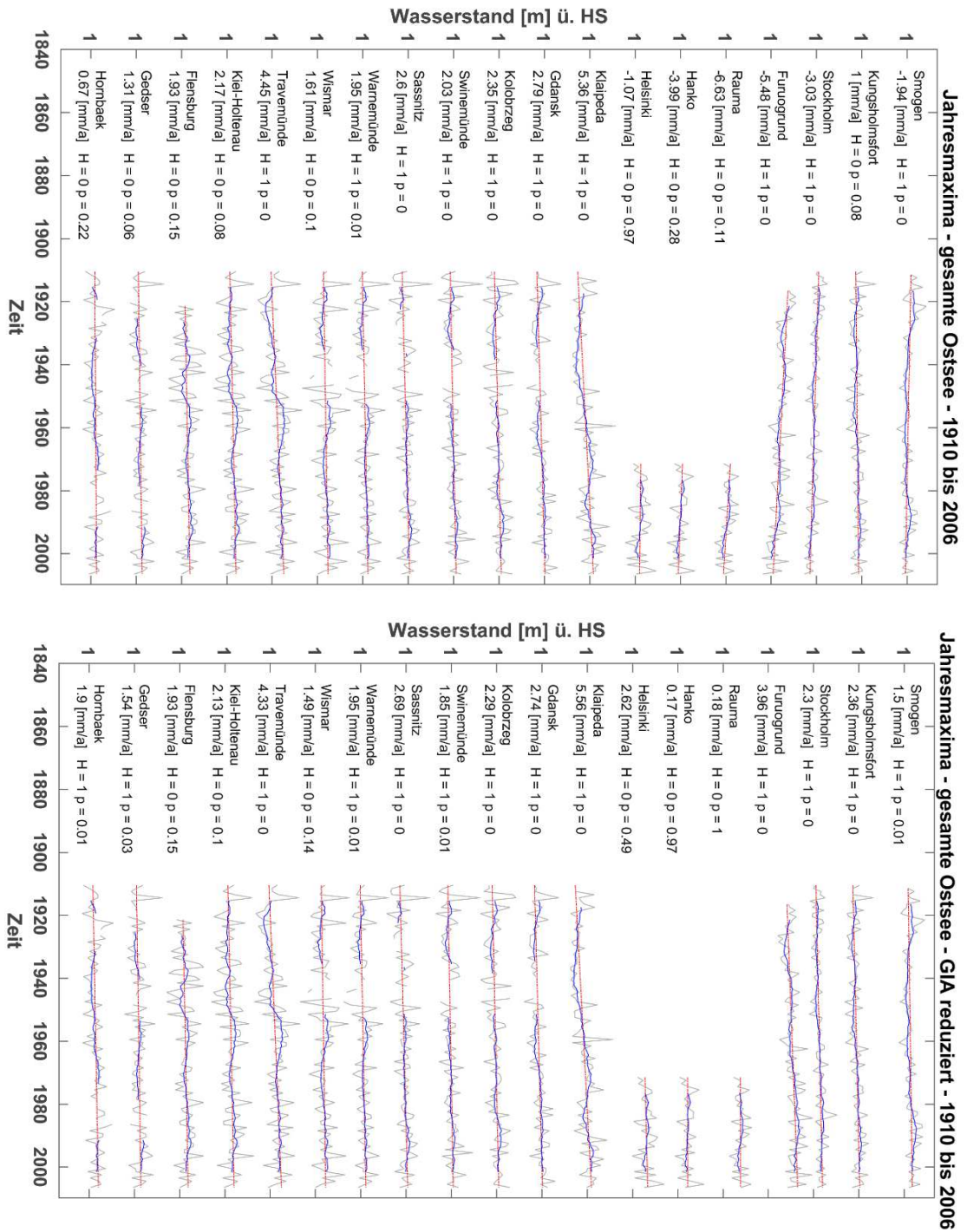


Abbildung 8: Zeitliche Entwicklung von extremen Hochwasserständen an der Ostseeküste: oben Maxima, unten GIA korrigierte Maxima.

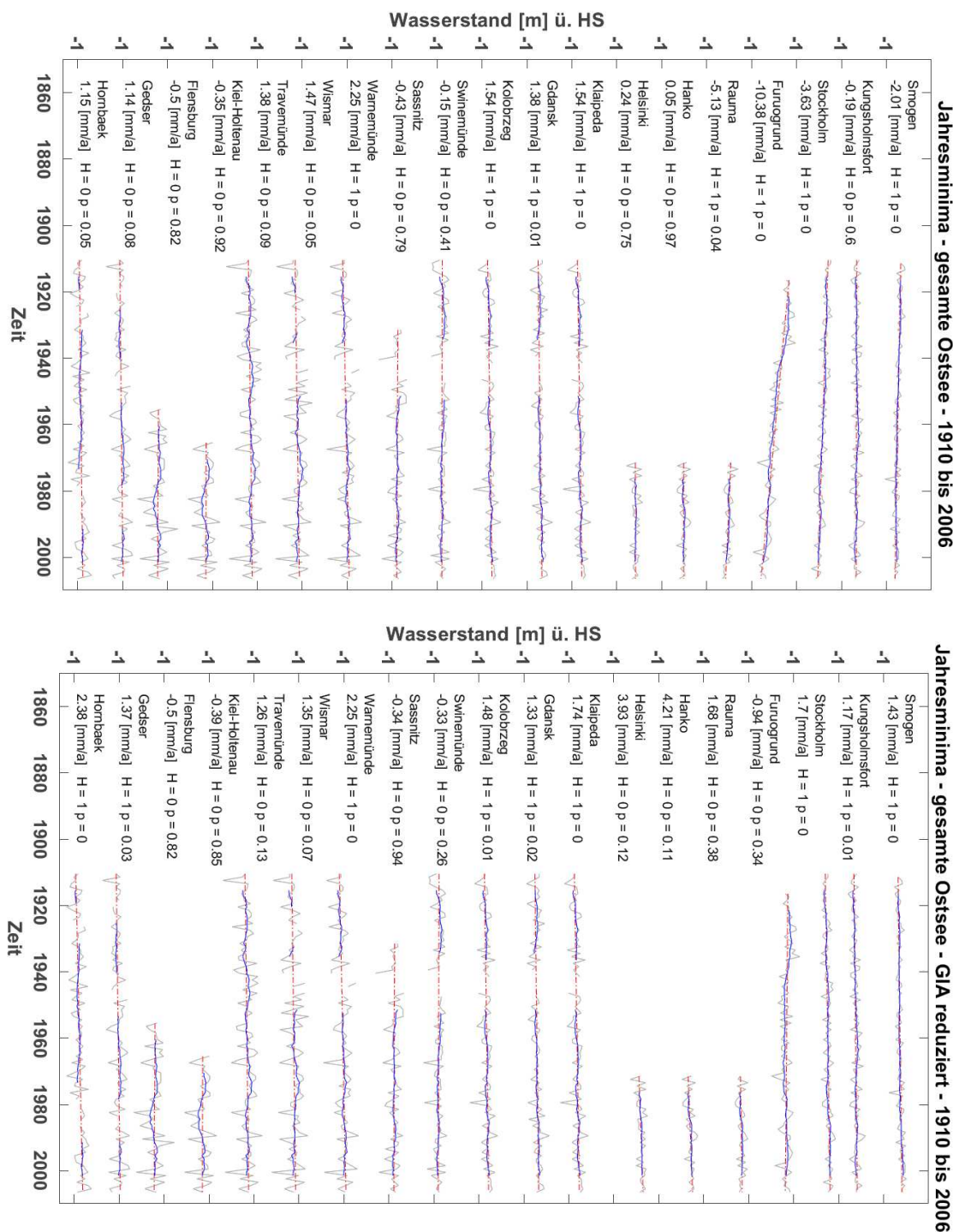


Abbildung 9: Zeitliche Entwicklung von extremen Niedrigwasserständen an der Ostseeküste: oben Minima, unten GIA korrigierte Minima.

4.2.2 Monatsextremwerte

Zur Untersuchung saisonaler Veränderungen im Auftreten extremer Wasserstände wurden die hochaufgelösten Daten von sechs deutschen Pegelstationen (Flensburg, Kiel-Holtenau, Travemünde, Wismar, Warnemünde und Sassnitz) im Zeitraum von 1957 bis 2016 hinsichtlich ihrer monatlichen Extremwasserstände ausgewertet. Die ermittelten Stichproben wurden einer Trendanalyse unterzogen und die Ergebnisse miteinander verglichen. Eine

Einschätzung zu den mittleren und räumlichen Verhältnissen der saisonalen Anteile sowie zur zeitlichen Entwicklung der Extremwerte einzelner Monate wird getroffen. Einschätzungen zur extremwertstatistischen Einordnung der monatlichen Wasserstände nach Wiederkehrintervallen basieren in Teilen auf der im Rahmen des Vorhabens angefertigten Projektarbeit von Mahzoum (2018).

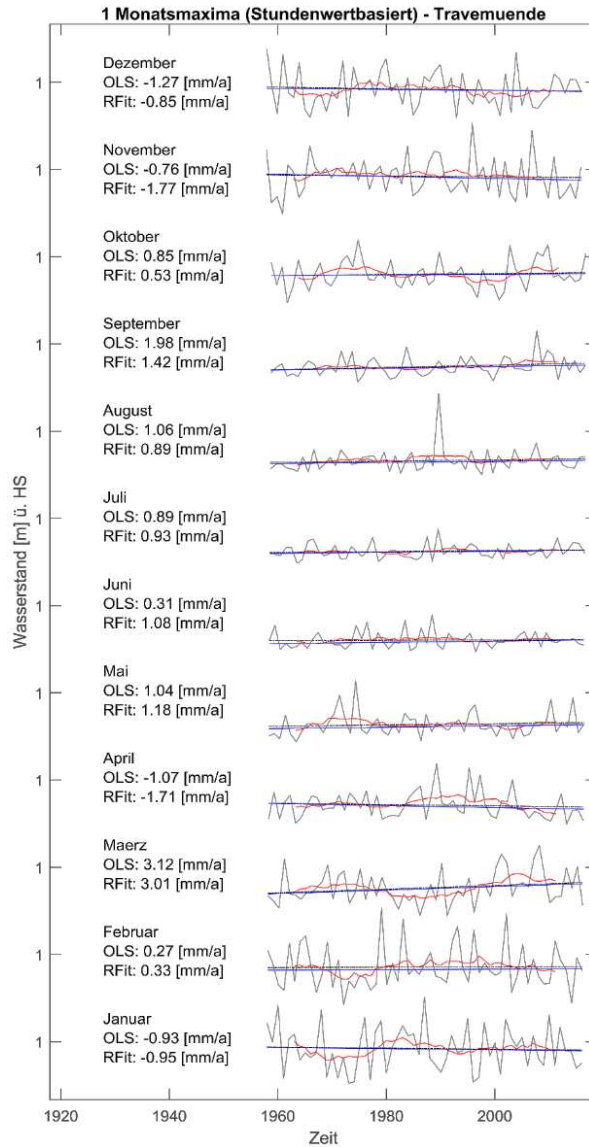


Abbildung 10: Zeitliche Entwicklung monatlicher Maximalwasserstände der Station Travemünde (H1957-2016); mit 11m-gleit. Mittel (rot), OLS (schwarz) und robuste Regression (blau); GIA korrigiert.

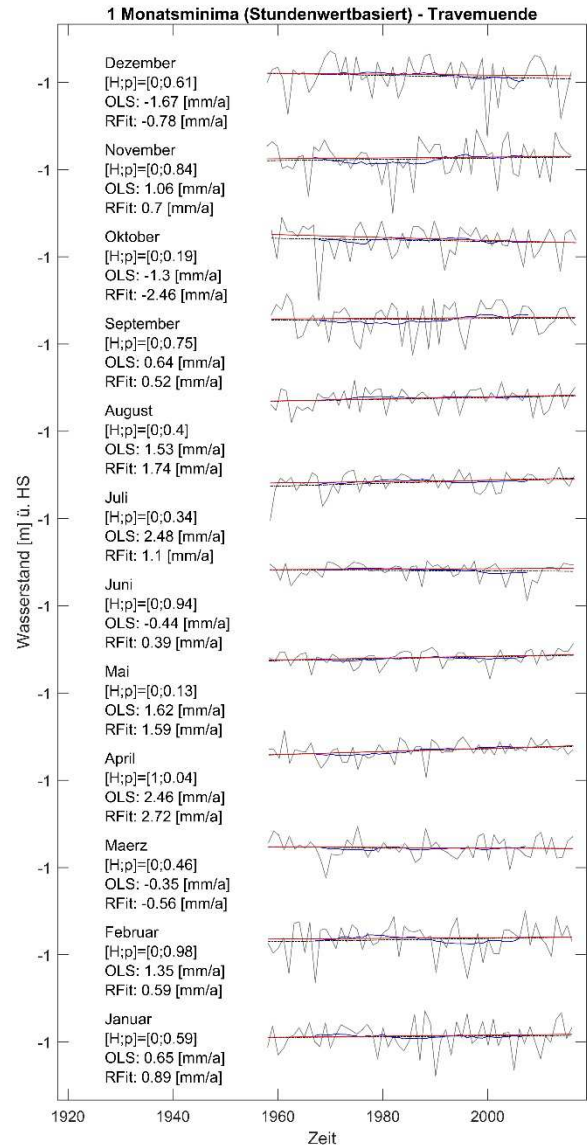


Abbildung 11: Zeitliche Entwicklung monatlicher Minimalwasserstände der Station Travemünde (H1957-2016); mit 11m-gleit. Mittel (rot), OLS (schwarz) und robuste Regression (blau); GIA korrigiert.

Abbildung 10 zeigt die Form der Trend-Auswertung anhand der Ergebnisse für die Station Travemünde. Dargestellt sind die ermittelten und plausibilisierten monatlichen Maximalwerte über den Betrachtungszeitraum. Ergänzt ist die Darstellung um Ergebnisse der linearen Trendanalyse mittels der Methode der kleinsten Quadrate (OLS) sowie der Methode der robusten Regression (RR). Bei der robusten Regression wird eine Wichtung der Stichprobenwerte vorgenommen, sodass vom Mittel stark abweichende Werte geringeren Einfluss auf den ermittelten Trendwert ausüben. Um etwaige periodische Schwankungen in

den Stichproben aufzuzeigen, wurden Parameterstudien mit unterschiedlich langen gleitenden Fenstern zur Mittelwertbildung durchgeführt. Im Ergebnis hat sich gezeigt, dass die verwendeten Fensterlängen von 11 Jahren, entsprechend der Visualisierung einer dekadischen Periodizität, die aussagekräftigsten Ergebnisse liefern (siehe auch Weidemann 2014). Während in den Sommermonaten nahezu keine dekadischen periodischen Anteile in den Stichproben beobachtet werden, zeigen die Monate von Oktober bis April ein stärkeres dekadisches Signal. Die beobachteten Schwankungen sind dabei über die Monate einer Saison (Jahreszeit) jedoch nicht gleich verteilt. In den Monaten Oktober, November, Dezember, Januar, Februar und April wurde ein periodischer Hochpunkt in der Mitte der achtziger Jahre beobachtet, demgegenüber sind im Monat März in dieser Phase deutlich geringere Extrema aufgetreten. D. h., es wird für den Monat März eine gegenläufige Periodizität beobachtet.

Wie sich darüber hinaus in den folgenden Analysen zeigt, sind daneben weitere statistische Merkmale für den Monat März im Vergleich zu den anderen Monaten außergewöhnlich. In den mittleren Verhältnissen der ermittelten Monatsextrema, dargestellt in Abbildung 12, wird dieser Umstand jedoch noch nicht direkt deutlich. Die höchsten Extrema werden mit durchschnittlich etwa 0.9 m NHN in Kiel-Holtenau, Flensburg, Travemünde und Wismar in den Monaten November bis Januar beobachtet. Mit 0.8 m NHN in Warnemünde und 0.7 m NHN in Sassnitz fallen die Extrema (arithm. Mittel der Monatsmaxima des Wasserstands) außerhalb von Förden und Buchten im Mittel 10 cm bzw. 20 cm niedriger aus. Nach der Wintersaison ist bei allen Stationen ein Abfall der mittleren Maximalwasserstände zu beobachten. In Sassnitz (0.3 m NHN) und Warnemünde (0.4 m NHN) werden die niedrigsten mittleren Monatsextrema im Mai beobachtet, an den anderen Stationen erst im Juni (~ 0.5 m NHN). Am konstantesten treten hohe Extremwerte im Dezember auf, für diesen Monat sind die Standardabweichungen der monatlichen Maximalwasserstände an allen Stationen deutlich geringer als im Januar und November. Insgesamt werden an allen Stationen die größten Schwankungen (Standardabweichungen) im Januar und Februar beobachtet.

Analog zu den höchsten Hochwasserständen werden die niedrigsten Niedrigwasserstände zwischen November und Januar beobachtet, jedoch mit einem eindeutigen Minimum an allen Stationen im Januar. Während die Maxima der Buchtenpegel (hier Flensburg, Kiel-Holtenau und Travemünde) ein weitgehend einheitliches Verhalten aufweisen, zeigen die Niedrigwasserstände in Flensburg mit den extremsten Werten im Januar von im Mittel -1 m NHN ein deutlich abweichendes Verhalten. Die höchsten Niedrigwasserstände werden (im Juli) analog erneut in Sassnitz beobachtet, welches der offenen Ostsee zugewandt und dementsprechend geringeren Sunkeffekten ausgesetzt ist. Die größten Amplituden, also die Differenzen zwischen den im Mittel höchsten und niedrigsten Werten werden in Flensburg im Januar beobachtet. Gleichzeitig zeigt die Station Flensburg normale (Maxima) bis geringe (Minima) Schwankungsbreiten gegenüber den anderen Stationen. Werden die monatlichen Trends der untersuchten Stationsdaten grafisch den Monaten gegenübergestellt, kann eine mögliche Verschiebung von Sturmhochwassercharakteristiken beurteilt werden. In Abbildung 12 sind die Trends sowie die mittleren Verhältnisse der monatlichen Extremwasserstände aus dem Zeitraum 1957 bis 2016 dargestellt.

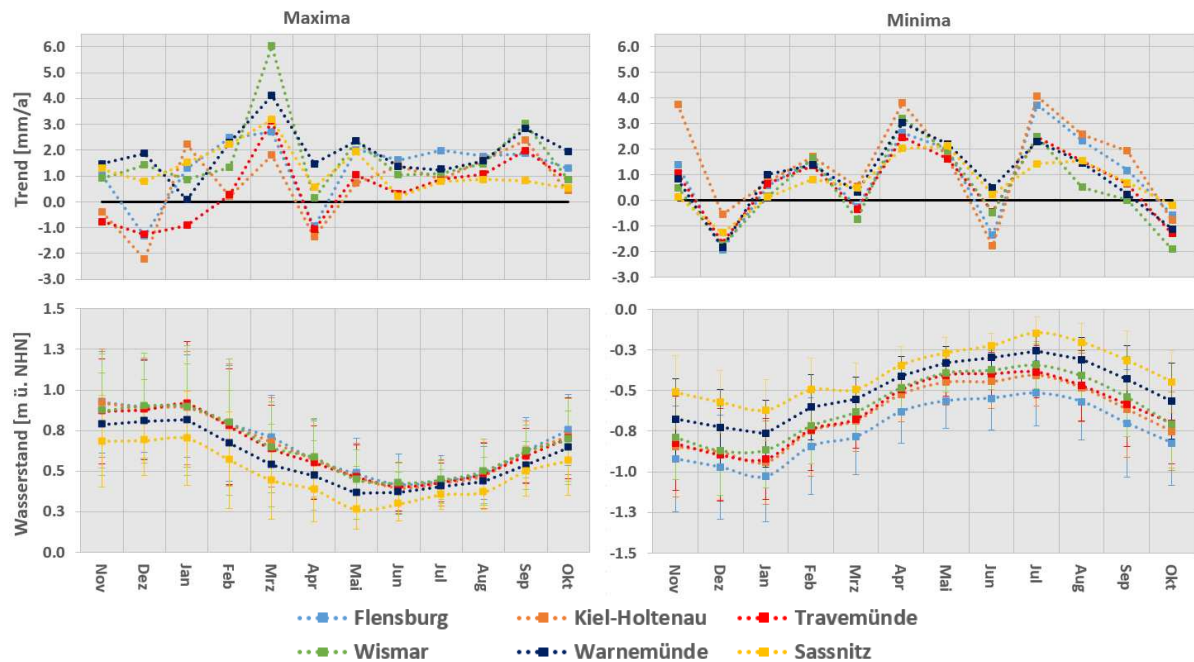


Abbildung 12: Lineare Trends und mittlere Verhältnisse inkl. Standardabweichung der monatlichen Maxima/Minima der Wasserstände an den Stationen Flensburg, Kiel-Holtenau, Travemünde, Wismar, Warnemünde und Sassnitz für den Zeitraum 1957 bis 2016.

Zusammenfassend wird hier beobachtet, dass bei Betrachtung der Trends der Monatsmaxima zwischen den Monaten Mai und Oktober ein weitgehend einheitliches Trendverhalten mit positiven/steigenden Trends im Bereich von etwa 1–2 mm/a für alle Stationen auftritt. Von November bis März wurden überwiegend positive/steigende Trends bei jedoch deutlich größeren Schwankungen zwischen den Stationen ermittelt. An allen Stationen werden die größten positiven Trends im Jahresverlauf im März ermittelt. Gefolgt werden diese von einem Einbruch der Trendraten im April mit über alle Stationen hinweg gering positiven (Warnemünde, Sassnitz, Wismar) bis negativen (Travemünde, Kiel-Holtenau, Flensburg) Trends. Dieses Verhalten deckt sich weitgehend zwischen beiden angewandten Trendermittlungsmethoden (kleinste Quadrate und robuste Regression) und deutet eine zeitliche Verschiebung des Auftretens von höheren Wasserständen (eine Verschiebung der Sturmhochwasser-Saison) in Richtung März an. Ein Verhalten, das dem der Maxima gegenüber abweicht, zeigt sich bei Betrachtung der Entwicklungen der monatlich niedrigsten Niedrigwasserstände. Das Trendverhalten weist ein sehr einheitliches Verhalten über alle Stationen hinweg sowie eine Schwankung im drei bis vier Monatsrhythmus auf. Minima mit betragsmäßig negativen Trends treten im Dezember, März, Juni und Oktober an allen Stationen auf. Die betragsmäßig größten negativen Trends weisen die Pegeldata in den Monaten Oktober und Dezember auf. Die betragsmäßig größten positiven Trends der Minimalwasserstände wurden für April ermittelt. Im Vergleich mit der Entwicklung des mittleren Meeresspiegels zeigt sich, dass die negativen/fallenden Trends und die leicht steigenden Trendwerte zwischen Dezember und Februar meist unterhalb von ermittelten MSL Trends liegen. Die Spanne zwischen Sturmhoch- und Sturmniedrigwasserständen kann daher in diesen Monaten weiter ansteigen. Im Monat April zeigt sich ein entgegengesetztes Bild. Dort werden niedrige Maxima- und hohe Minima-Trends beobachtet, sodass auf Basis dieser Auswertung für den Monat April eine zukünftige Abnahme extremer hoher und niedriger

Wasserstände vermutet werden kann. Als Einschränkung bleibt anzumerken, dass die Verfügbarkeit hochaufgelöster Stundendaten (welche für diese Form der Auswertung notwendig sind) die Betrachtungszeiträume auf längstens die 1950er Jahre begrenzt.

4.3 Häufigkeiten

In diesem Abschnitt werden die zeitlichen Veränderungen der absoluten Häufigkeiten von Extremereignissen diskutiert. Die Trenduntersuchungen zur zeitlichen Entwicklung der Höhe der Extremwasserstände signalisieren (vgl. Kapitel 4.5), dass leichte Sturmhochwasser zukünftig höhere Wasserstände aufweisen können bzw. dass die Wasserstände für Sturmhochwasser mit 5 Jahren Wiederkehrintervall signifikant steigen und sich parallel eine Verschiebung/Ausweitung der Sturmhochwassersaison in den Frühling andeutet (vgl. Kapitel 4.2.2). Zusätzlich zur Höhe von Extremereignissen soll in diesem Kapitel nun deren Häufigkeit diskutiert werden. Hierzu wird die Ereignishäufigkeit von Sturmhochwasserständen auf der Grundlage der zuvor als repräsentativ ausgewählten Stationen (Flensburg, Kiel-Holtenau, Travemünde, Wismar, Warnemünde und Sassnitz) für den Zeitraum von 1957 bis 2016 (60 Jahre) angegeben.

Für die Auswertung der Häufigkeit des Auftretens sind Zeitreihen mit möglichst hoher zeitlicher (und räumlicher) Auflösung und vor allem mit kontinuierlichen, d. h. lückenlosen Wasserstandsaufzeichnungen erforderlich. Analog zur Untersuchung der Verweilzeiten von Wasserständen (vgl. Kapitel 4.4) wird die Häufigkeit der Sturmhochwasser durchgängig nach den vier Klassen des BSH (Sztobryn et al. 2005) für HW-Ereignisse (hier SI-SIV) herangezogen. Die Klassen I bis IV für NW Ereignisse (Sztobryn et al. 2009) werden analog festgelegt (hier NI bis NIV):

- Sturmhochwasser (SI): 1.00–1.25 m über MW
- mittleres Sturmhochwasser (SII): 1.25–1.50 m über MW
- schweres Sturmhochwasser (SIII): 1.50–2.00 m über MW
- sehr schweres Sturmhochwasser (SIV): mehr als 2.00 m MW

- Sturmniedrigwasser (NI): 1.00–1,25 m unter MW
- mittleres Sturmniedrigwasser (NII): 1.25–1.50 m unter MW
- schweres Sturmniedrigwasser (NIII): 1.50–2.00 m unter MW
- sehr schweres Sturmniedrigwasser (NIV): mehr als 2.00 m unter MW

An der einzigen polnischen Station (Wladyslawowo) für die hochaufgelöste Daten über mehrere Dekaden vorliegen, wurden im gesamten Untersuchungszeitraum lediglich 18 Sturmhochwasserereignisse ermittelt. Nur zwei Ereignisse sind dabei höher aufgelaufen als ein leichtes Sturmhochwasser. Statistisch signifikante Trends in den Häufigkeiten weisen die Daten dieser Station nicht auf.

Eine alleinige Auswertung der linearen Trends des Auftretens innerhalb der betrachteten Klassen bietet sich nicht an, da im Betrachtungszeitraum nur wenige Ereignisse eingetreten sind die höher als ein leichtes Sturmhochwasser aufliefen. Ereignisse werden als unabhängig betrachtet, wenn Sie mindestens 168 Stunden (7 Tage) auseinanderliegen. Dies entspricht der zweifachen Länge (An- und Abklingzeit) der größten ermittelten mittleren jährlichen Verweilzeit auf Sturmhochwasserklassen an den betrachteten Pegeln.

In Tabelle 6 sind die Ergebnisse der Auswertung für die sechs ausgewählten Stationen zusammengefasst. Die für die Kategorie SI ermittelten linearen Trendraten sind für die Stationen Flensburg, Travemünde und Wismar signifikant ($\alpha = 10\%$). Für die Station Warnemünde wurde ein steigender Trend ermittelt, dieser ist jedoch nicht signifikant. Diese Ergebnisse sind konsistent zu Arbeiten von Meinke (1998), welche einen steigenden (jedoch nicht-signifikanten) Trend im Auftreten der leichten Sturmhochwasser für Warnemünde im Zeitraum 1953 bis 1997 festgestellt hat. Weidemann (2014) hat ergänzend dazu ermittelt, dass die Häufigkeitszunahme leichter Sturmhochwasser mit einer erhöhten Häufigkeit von Eigenschwingungen (Beckenschwingungen) der Ostsee zusammenfällt.

Tabelle 6: Sturmhoch- und Sturmniedrigwasserhäufigkeiten an deutschen Pegelstationen im Zeitraum 1957 bis 2016 unterteilt nach Klassen.

Sturmhochwasser									
Pegelname	SI		SII		SIII		SIV		Gesamt
Flensburg	85	69 %	32	26 %	7	6 %	0	0 %	124
Kiel-Holtenau	71	65 %	28	25 %	11	10 %	0	0 %	110
Travemünde	79	68 %	27	23 %	11	9 %	0	0 %	117
Wismar	76	63 %	32	27 %	11	9 %	1	1 %	120
Warnemünde	63	80 %	12	15 %	4	5 %	0	0 %	79
Sassnitz	38	95 %	2	5 %	0	0 %	0	0 %	40

Sturmniedrigwasser									
Pegelname	NI		NII		NIII		NIV		Gesamt
Flensburg	85	62 %	40	29 %	11	8 %	2	1 %	138
Kiel-Holtenau	57	72 %	14	18 %	8	10 %	0	0 %	79
Travemünde	56	73 %	15	19 %	6	8 %	0	0 %	77
Wismar	44	73 %	12	20 %	4	7 %	0	0 %	60
Warnemünde	19	83 %	2	9 %	2	9 %	0	0 %	23
Sassnitz	7	88 %	1	13 %	0	0 %	0	0 %	8

Tabelle 7: Sturmhochwasserhäufigkeiten (10 Jahre) an deutschen Pegelstationen im Zeitraum 1957 bis 2016.

Sturmhochwasser													
Pegelname	1957-66		1967-76		1977-86		1987-96		1997-2006		2007-16		Gesamt
Flensburg	18	15 %	18	15 %	16	13 %	30	24 %	16	13 %	26	21 %	124
Kiel-Holtenau	18	16 %	18	16 %	16	15 %	25	23 %	16	15 %	17	15 %	110
Travemünde	17	15 %	17	15 %	14	12 %	28	24 %	21	18 %	20	17 %	117
Wismar	14	12 %	17	14 %	17	14 %	27	23 %	23	19 %	22	18 %	120
Warnemünde	11	14 %	8	10 %	12	15 %	17	22 %	15	19 %	16	20 %	79
Sassnitz	5	13 %	7	18 %	6	15 %	10	25 %	6	15 %	6	15 %	40

Sturmniedrigwasser													
Flensburg	16	12 %	26	20 %	24	18 %	25	19 %	21	16 %	20	15 %	132
Kiel-Holtenau	11	14 %	13	16 %	15	19 %	16	20 %	15	19 %	9	11 %	79
Travemünde	12	16 %	9	12 %	16	21 %	15	19 %	15	19 %	10	13 %	77
Wismar	10	17 %	5	8 %	10	17 %	14	23 %	11	18 %	10	17 %	60
Warnemünde	2	9 %	3	13 %	5	22 %	4	17 %	4	17 %	5	22 %	23
Sassnitz	0	0 %	2	25 %	2	25 %	2	25 %	1	13 %	1	13 %	8

An den Buchtenpegeln sind im Untersuchungszeitraum im Mittel 120 Sturmhochwasserereignisse eingetreten. Demgegenüber stehen lediglich 79 Sturmhochwasserereignisse in Warnemünde bzw. 40 Sturmhochwasserereignisse am Pegel Sassnitz. Dies entspricht einem Anteil von 63 bis 69 % an leichten Sturmhochwasserereignissen im Betrachtungszeitraum für die Buchtenpegel und 80 % in Warnemünde bzw. gar 95 % in Sassnitz. Es wurde lediglich ein Ereignis der Kategorie sehr schwer (SIV) detektiert, welches laut Stundendaten am 03-11-1995 um 22 Uhr in Wismar einen Höchstwasserstand von 2.03 m NHN erreichte.

Während die Buchtenpegel bei den HW-Ereignissen weitgehend einheitliche Häufigkeiten aufweisen (Ausnahmen sind Warnemünde und Sassnitz), zeigt sich bei Betrachtung der Statistik der Niedrigwasser ein inhomogeneres Bild. Mit 138 Ereignissen treten an der Station Flensburg fast doppelt so viele Niedrigwasserereignisse auf wie an den anderen Buchtenpegeln (~70). Darüber hinaus ist der Anteil an Niedrigwassern der Kategorie NI im Vergleich zu Hochwassern der Kategorie SI in Flensburg kleiner. Die Stationen Sassnitz und Warnemünde weisen nahezu keine Ereignisse extremer als NI und insgesamt unter 20 % der Anzahl der Ereignisse in Flensburg auf. Ursachen für die Unterschiede können mit der Lage des Pegels in der Bucht (tiefer) sowie der Binnengewässerabflüsse in die Förden begründet werden (geringer).

Werden nun die Ereignisse der 60 betrachteten Jahre (1957–2016) in 10-Jahresabschnitte unterteilt, siehe Tabelle 6, wird deutlich, dass im Falle der Hochwasser in den ersten drei Jahrzehnten im Beobachtungszeitraum verhältnismäßig einheitliche Sturmhochwasserhäufigkeiten ermittelt wurden. Ab Mitte der achtziger Jahre nimmt die Anzahl der Sturmhochwasserstände und auch der Sturmniedrigwasserstände merklich zu. Maximal wurden in der Dekade 1987 bis 1996 30 Sturmhochwasserereignisse am Pegel Flensburg beobachtet. In den beiden Dekaden nach 1996 wurden wieder weniger Sturmhochwasser beobachtet, jedoch mehr als in den ersten drei Dekaden (1957–1966, 1967–1976 und 1977–1986). Dies könnte u. a. am Anstieg des mittleren Meeresspiegels liegen, welcher zu einer generellen Erhöhung der Wasserstände und damit indirekt auch zu erhöhten Sturmhochwasserständen führt. Auf Basis der im Vorhaben AMSeL Ostsee ermittelten mittleren MSL Anstiegsraten von ~1.2 mm/a (Kelln et al. 2019) kommt es innerhalb des Betrachtungszeitraums jedoch lediglich zu wenigen Zentimetern absolutem Meeresspiegelanstieg. Eine adäquate Erklärung für den Anstieg von ~50 auf etwa 70 Ereignisse in der zweiten Hälfte des Betrachtungszeitraums, mittlere und schwere Ereignisse eingeschlossen, liefert dies nicht. Hieraus kann im Umkehrschluss abgeleitet werden, dass in den letzten drei Dekaden vor 2017 eine höhere Sturmhochwasseraktivität geherrscht haben muss.

Insgesamt lassen sich drei Dekaden erhöhter Sturmhochwasseraktivität detektieren und eine langfristige Entwicklung ist in Form einer Erhöhung der Häufigkeit leichter Sturmhochwasser zu verzeichnen. Bei Reduktion der Daten um ein 19j-gleitendes Mittel werden keine signifikanten Trends mehr nachgewiesen. Die mittlere Eintrittshäufigkeit einer hier betrachteten Dekade liegt für die Buchtenpegel bei ~20 Ereignissen/Dekade, in Warnemünde bei 13 Ereignissen/Dekade und in Sassnitz bei 7 Ereignissen/Dekade.

4.4 Verweilzeiten

Zur Untersuchung der Auswirkungen von Extremwasserständen sind (insbesondere an den Ostseeküsten) die Verweilzeiten der Wasserstände bedeutsam. Der Energieeintrag eines Sturmhochwasserereignisses auf die Nord- und Ostseeküste ist vergleichbar groß, weil

die im Vergleich zur Nordsee geringeren Wasserstände an der Ostsee deutlich höhere Verweilzeiten aufweisen (können). Die langen Verweilzeiten bei Ostseesturmhochwassern tragen maßgeblich zu Küstenveränderungen bei. So sind bspw. Hochwasserschutzdünen gefährdet, die bereits bei Wasserständen, die den Dünenfuß erreichen, abgetragen werden (Weisse und Meinke 2017) und auch Steilküsten, welche eine Aushöhlung, später eine Kappung und anschließend einen Abtrag der entstehenden Kliffhalden erfahren (Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz MV 2009).

Im Rahmen von AMSeL_Ostsee B sind Untersuchungen zur zeitlichen Entwicklung der Verweilzeiten und Wellenenergien durchgeführt worden. Die hier diskutierten Ergebnisse beziehen sich rein auf Verweilzeiten. Für die Auswertungen sind die sechs bereits zuvor betrachteten Stationen (Flensburg, Kiel-Holtenau, Travemünde, Wismar, Warnemünde und Sassnitz) mit stündlichen Wasserstandsdaten im Zeitraum 1957 bis 2016 ausgewählt worden. Für die polnischen Pegelstationen liegen keine sinnvoll auszuwertenden hochaufgelösten Daten vor. Diese sind jedoch für eine Analyse der Verweilzeiten notwendig (Patzke und Fröhle 2019, Jensen et al. 2010).

Die Verweilzeit ist als diejenige Dauer definiert, die ein Wasserstand über bzw. unterhalb eines definierten Niveaus verbleibt. Untersuchungen vor AMSeL_Ostsee zu Verweilzeiten an der südlichen Ostsee wurden von Meinke (1998) für Warnemünde und von Weidemann (2014) für verschiedene deutsche Ostseestationen auf Basis von Modellrechnungen durchgeführt. In beiden Arbeiten wurde eine Zunahme der jährlichen Verweilzeiten im Bereich leichter Sturmhochwasser nachgewiesen, eine Signifikanz wurde jedoch nicht festgestellt. Die Zunahme der jährlichen Verweilzeiten wird dabei nicht auf erhöhte Verweildauern je Ereignis, sondern auf eine Zunahme der Häufigkeit leichter Sturmhochwasser zurückgeführt (s. a. Kapitel 4.3).

Die in AMSeL_Ostsee B durchgeführte Analyse der Verweilzeiten wurde auf jährlicher Basis mit einer Vor-Klassifizierung der auf NHN bezogenen Wasserstandsdaten in Höhenstufen von $\delta h = 0.25$ m durchgeführt. Die Wahl der Höhenstufe entspricht bei klassischen Deichprofilen in etwa einem Meter Deichbreite. Die zeitliche Entwicklung (linearer Trend) der Verweilzeiten wurde für Höhenstufen von 0.25 m, für Sturmflutklassen nach BSH (s. Kapitel 4.3) sowie für Wasserstände größer 1 m NHN untersucht.

Die Ergebnisse zu den jährlichen Verweilzeiten im Zeitraum 1957 bis 2016 für Wasserstände größer 1 m NHN sind in Abbildung 13 dargestellt. Die Teilung der Balken (schwarz SI, rot SII, gelb SIII&SIV) erfolgt nach den Sturmhochwasserklassen SI bis SIII/SIV (Kapitel 4.3). Die maximale Verweildauer größer 1 m NHN liegt bei den Pegeln Flensburg, Travemünde und Wismar bei etwa 130 h. Die Wasserstände in Kiel-Holtenau (149 h) und Warnemünde (221 h) verweilen deutlich länger in den Sturmflutklassen. Erheblich geringer liegt Sassnitz (43 h).

Die Ergebnisse der maximalen jährlichen Verweildauern je Pegel sind in Tabelle 8 zusammengefasst. Die Sturmhochwasser dauern damit teilweise bis zu fünfmal so lange an wie extreme Sturmflutserien an der Nordsee, die z. B. zu maximalen Verweilzeiten von 43 h am Pegel Borkum führen (Weisse et al. 2019).

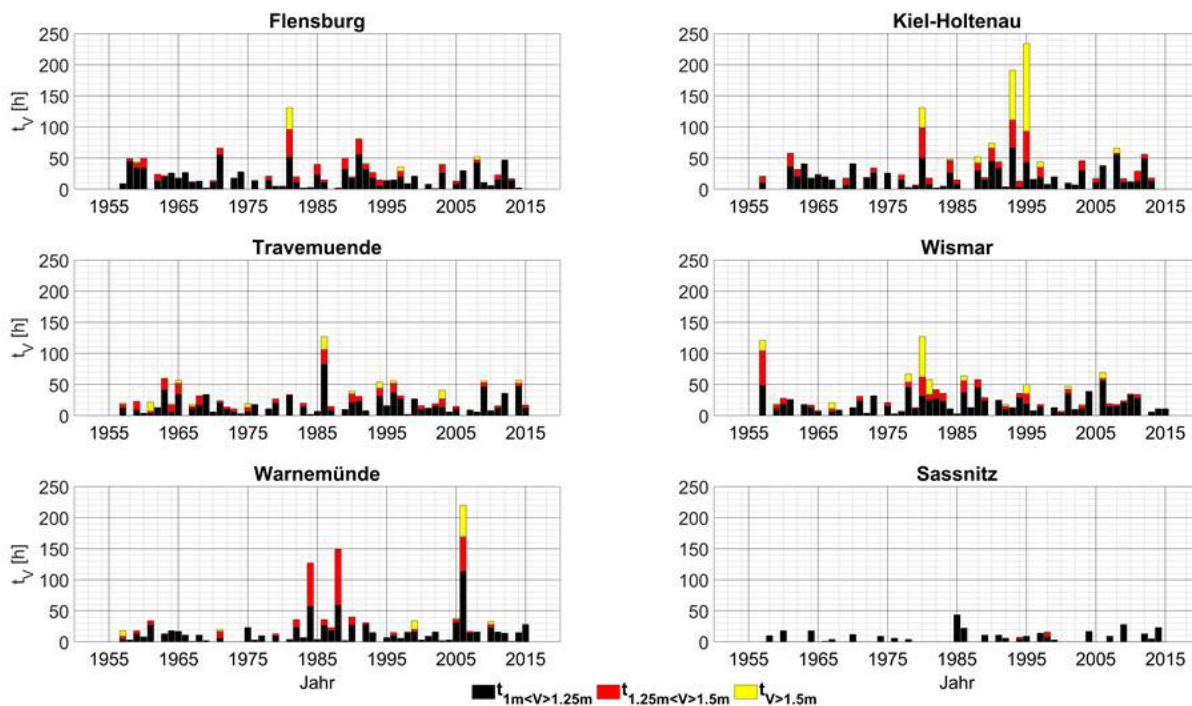


Abbildung 13: Jährliche Verweilzeiten von Wasserständen > 1 m NHN im Zeitraum 1957–2016.

Tabelle 8: Maximale Verweilzeiten in den Sturmhochwasserklassen SI bis SV (Verweilzeit auf Sturmhochwasserniveau), SI, SII und SIII-SIV.

Bereich	Flens- burg	Kiel-Hol- tenau	Travemuende	Wismar	Warnemuende	Sassnitz
Max. SI-SIV [h]	131	234	127	127	221	43
Jahr	1981	1995	1986	1980	2006	1985
Max. SI [h]	56	66	82	56	113	43
Jahr	1991	1993	1986	2006	2006	1985
Max. SII [h]	44	50	24	55	90	8
Jahr	1981	1995	1986	1957	1988	1998
Max. SIII/SIV [h]	35	141	21	65	51	0
Jahr	1981	1995	1986	1980	2006	[-]

Die sich aus der Analyse ergebenden mittleren Verhältnisse über den Gesamtzeitraum lassen sich wie folgt zusammenfassen: Der Großteil der gemessenen Wasserstände liegt im Bereich um den mittleren Wasserstand. So verweilt der Wasserstand in 75 % der Zeit in den Klassen $-0.25 \text{ m} \leq dh \leq +0.25 \text{ m}$ NHN und bereits 95 % Zeitanteil fallen auf den Wasserstandsbereich $-0.5 \text{ m} \leq dh \leq +0.5 \text{ m}$ NHN. Im Mittel liegt der Wasserstand lediglich in 0.2 % der Zeit innerhalb einer der Sturmhochwasserklassen mit Wasserständen größer 1 m NHN, was rd. 18 h/Jahr entspricht. Die korrespondierenden extremen Niedrigwasserstände kleiner -1 m NHN nehmen mit im Mittel etwa 0.6 % (rd. 53 h/Jahr) einen fast dreimal so hohen Anteil ein. Es ist anzumerken, dass die in den höheren Klassen ermittelten Verweilzeiten sich lediglich aus einer geringen Anzahl (zumeist ≤ 3) von Einzeleignissen (stationsabhängig) ergeben. Nur am Pegel Wismar wurden Verweilzeiten ($< 10 \text{ h}$) der Kategorie sehr schwere Sturmflut mit Wasserständen $> 2 \text{ m}$ NHN ermittelt. Extreme Niedrigwasserstände im Bereich kleiner -2 m NHN wurden dagegen für mehrere Stationen ermittelt.

Zur Analyse der zeitlichen Entwicklung der Verweilzeiten wurden die linearen Trends der jährlichen Verweilzeiten bei unterschiedlicher Klasseneinteilung ermittelt. Für die Einteilung in Sturmhochwasserklassen nach BSH sowie für Verweilzeiten der Wasserstände im Bereich größer 1 m NHN sind die berechneten Trends bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % jedoch nicht signifikant.

Um eine vergleichende Betrachtung mit den für die gesamte Ostsee akquirierten Daten zu vollziehen, sind Daten weiterer Stationen einbezogen worden. Die Ergebnisse hierzu sind in Abbildung 14 dargestellt. Hierbei sind die Zeitreihen von der Beobachtungsdauer her nicht einheitlich umfangreich, wobei dennoch darauf geachtet wurde ausschließlich möglichst ähnlich lange Zeitreihen einzubeziehen. Außerdem ist zusätzlich eine Reduktion der Zeitreihen um ihr 19-jährliches gleitendes Mittel durchgeführt worden, um den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs möglichst gering zu halten. Zu Vergleichszwecken wurde auch der Datensatz der Station Esbjerg hinzugezogen, welche sich als dem Skagerrak nahegelegene Nordseestation für Vergleiche anbietet. Als wesentliche Erkenntnis daraus ist festzuhalten, dass die Verschiebung der Verweilzeiten in der Ostsee im Bereich der mittleren Wasserstände dem Trend des Anstiegs des mittleren Meeresspiegels folgt, während die Verweilzeiten an der betrachteten Nordseestation in Esbjerg vorwiegend oberhalb des Mittelwassers zunehmen.

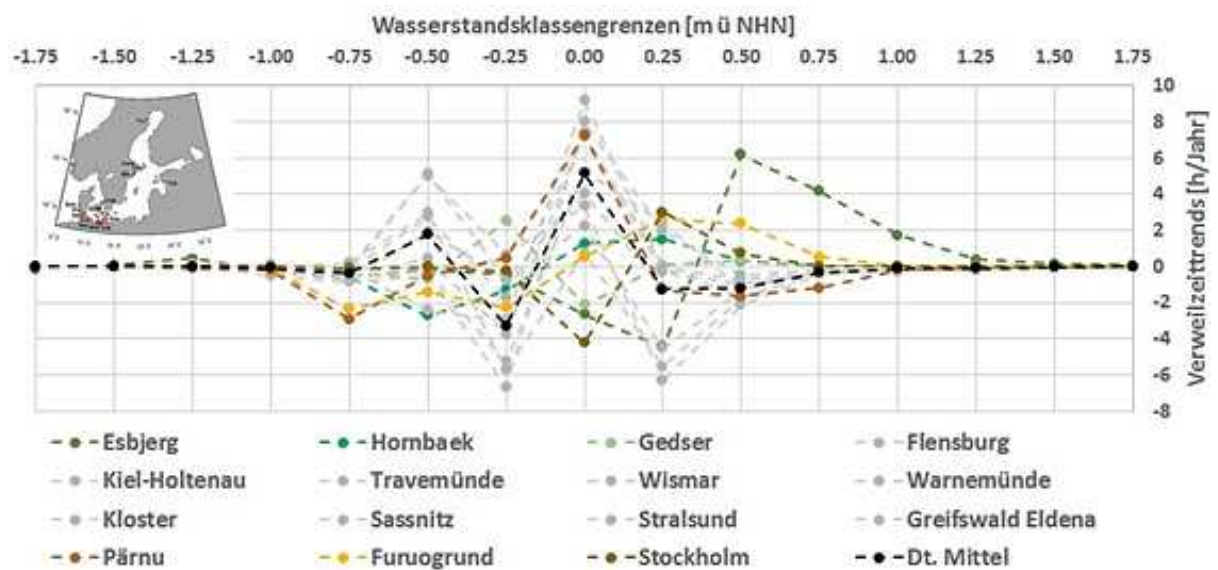


Abbildung 14: Lineare Trends der Verweilzeiten in Wasserstandsklassen mit $dh = 0,25$ m; Wasserstandsdaten von 12 Pegelstationen im Raum deutsche und erweiterte Ostseeküste, MSL-korrigiert.

4.5 Extremwertstatistik

Für ausgewählte Extremwertstichproben für deutsche und polnische Pegelstationen an der südlichen und südwestlichen Ostseeküste wurden Analysen durchgeführt, um Wasserstände mit definierten Eintrittswahrscheinlichkeiten und deren mögliche zeitliche Veränderung abzuschätzen.

Dargestellt werden Ergebnisse für die Stationen in Flensburg, Kiel-Holtenau, Travemünde, Wismar, Warnemünde, Sassnitz, Swinoujscie, Kolobrzeg und Gdansk. Die maximale Stichprobengröße ist durch den jeweils abgedeckten Zeitraum mit Jahresextremwerten festgelegt. Die Zeiträume sind in Tabelle 3 angegeben, die verwendeten Extremwertzeitreihen

sind in Abbildung 6 dargestellt (Jahreswert von 1872 exkludiert). Die Arbeiten im Rahmen der extremwertstatistischen Untersuchungen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Zusammenstellung von möglichst langen Reihen der jährlich größten Hochwasserereignisse (Abbildung 6 ohne 1872)
- Anpassung einer Vielzahl von Verteilungsfunktionen und Wahl einer Verteilungsfunktion für Vergleiche (GEV)
- Konvergenzuntersuchungen für die Zusammenstellung von Stichproben mit lediglich „seltenen“ Ereignissen; d. h. die größten Ereignisse aus N Jahren
- Anpassung, Darstellung und Auswertung mit gewählten Verteilungsfunktion für eine Vielzahl von Pegelstationen
- Untersuchung einer möglichen zeitlichen Veränderung durch die gleitende Anpassung von Verteilungsfunktionen an die Stichproben

Für die Wahl einer spezifischen Verteilungsfunktion als Grundlage für die extremwertstatistische Bewertung einer Zeitreihe oder eines Zeitreihenkollektivs sowie auch für die Ableitung von extremwertstatistisch charakteristischen Größen (z. B. Hochwasserwerte für definierte Wiederkehrintervalle) kann keine eindeutige mathematisch/statistische Begründung geliefert werden (Fröhle 2000, EAK 2002, Reiss und Thomas 2007, Maniak 2016). Man bedient sich daher in der Regel zunächst einer Auswahl von einigen bewährten Verteilungsfunktionen, um die Werte für bestimmte Wiederkehrintervalle zu bestimmen. Die finalen Werte werden dann auf der Grundlage von Bewertungsroutinen (statistische Testverfahren, Konfidenzintervalle, subjektiv-visuelle Bewertung der Anpassung, etc.) festgelegt.

Nach Zusammenstellung der Extremwertzeitreihen (a) wurden fünf gängige Verteilungsfunktionen (Log-Normalverteilung, generalisierte Extremwertverteilung, Extremwertverteilung Typ I, Weibull-Verteilung, Pearson-III Verteilung) an die Daten angepasst, um eine geeignete Verteilungsfunktion für Vergleiche untereinander zu wählen (b). Beispielhaft hierfür sind in Abbildung 15 die Ergebnisse für die Station Travemünde aufgezeigt. Durch die Anpassung einer Vielzahl an Verteilungsfunktionen kann außerdem die Spannweite möglicher Abweichungen der Wasserstände für bestimmte Wiederkehrintervalle geschätzt werden. In Konvergenzuntersuchungen wurde anschließend der Einfluss der Stichprobenauswahl (n höchste/niedrigste Wasserstände eines Jahres) auf die Höhe des ermittelten Wasserstandes eines Wiederkehrintervalls untersucht (c).

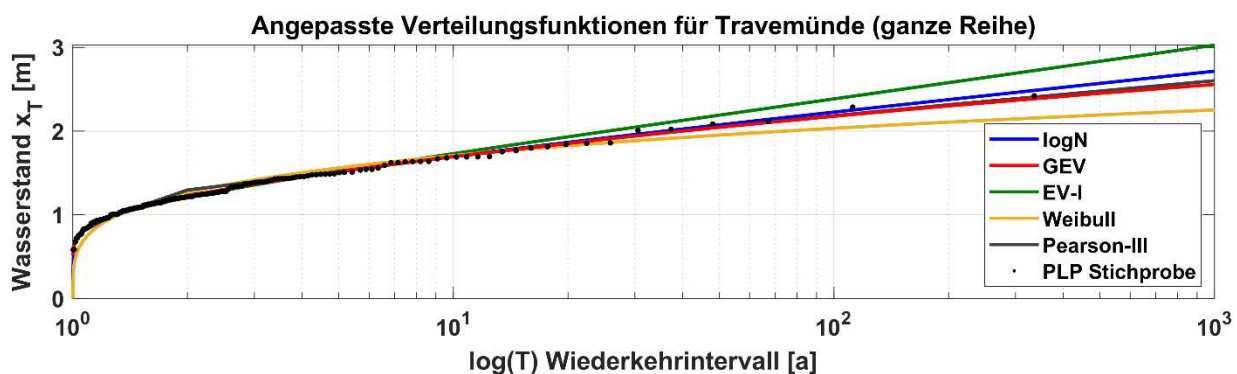


Abbildung 15: Ang. Verteilungsfunktionen an die Daten der Station Travemünde, 1826–2016.

Das Ereignis mit den bislang höchsten aufgezeichneten Wasserständen vom 11./12. November 1872 kann extremwertstatistisch nur schwer eingeordnet werden (Riemer 2015, Oumeraci et al. 2012, Mudersbach und Jensen 2009a, Sztobryn et al. 2005, BACC II Author

Team 2015). Es wird daher aus der weiteren extremwertstatistischen Betrachtung ausgeschlossen und als Ausreißer bzw. einer anderen Grundgesamtheit zugehörig betrachtet. Auf der Grundlage der für die vorgenannten Pegel durchgeführten Untersuchungen wird anschließend ein Wiederkehrintervall für das Ereignis von 1872 abgeleitet.

Im vorliegenden Artikel werden die Ergebnisse der Anpassung von Verteilungsfunktionen an die jährlichen Extremwasserstände vorgestellt (s. a. Patzke und Fröhle 2019). Aus der Analyse der Anpassungen der Verteilungsfunktionen an die Daten wurde die generalisierte Extremwertverteilung (GEV) als geeignet für einen Stationsvergleich ausgewählt (d). Die Wahl der Bestimmung der Plotting Positionen (PLP) ist in den entwickelten Routinen frei bestimmbar, für die aktuelle Analyse sind die PLP nach Weibull mit einem Wert $a = 0.5$ ermittelt worden (EAK 2002, Fröhle 2000). Für eine extremwertstatistische Betrachtung müssen die Daten auf das Jahr bezogen werden, dem die Analyse zugrunde liegen soll (hier 2016). Der Ansatz folgt der Grundannahme, dass ein vor 100 Jahren auftretendes Ereignis mit einem Scheitelwert von 1.5 m NHN unter denselben Bedingungen bei einem um 15 cm erhöhten Mittelwasser heute mit 1.65 m NHN auflaufen würde. Ähnlich zum Ansatz von Mudersbach und Jensen (2008) wird für diese Form der Auswertung eine vereinfachte Annahme der Mittelwasserentwicklung vorgenommen. Die Zeitreihen werden vor der extremwertstatistischen Auswertung um den GIA-Effekt und den linearen Trend von 1.5 mm/a, ermittelt aus Monatsmittelwertzeitreihen der gesamten Ostsee, korrigiert. Es ist wichtig festzuhalten, dass die ermittelten Wasserstände mit seltenen Wiederkehrintervallen sensitiv in Bezug auf die verwendete Methodik sind. Das heißt, dass methodische Änderungen (Stichprobe, Verteilungsfunktion, Betrachtungszeitraum, Bezugsjahr, zugrunde gelegter Meeresspiegelanstieg) Abweichungen insbesondere bei abgeleiteten Wasserständen für seltene Extremereignisse hervorrufen. Dies wird als ursächlich für Unterschiede zu ermittelten Extremwasserständen bestimmter Wiederkehrintervalle anderer Autoren (z. B. Generalplan Küstenschutz SH und Regelwerk Küstenschutz MV) angesehen. Im vorliegenden Fall werden die Ursachen für Unterschiede der Extremwerte mit geringer Eintrittswahrscheinlichkeit zu den Regelwerken der Länder Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern veröffentlichten Referenz- bzw. Bemessungshochwasserstände auf eine unterschiedliche Methodik bei der Einbeziehung des säkulären Meeresspiegelanstiegs, bei der Reduktion um GIA-Effekte, bei der Korrektur von dokumentierten Einzelereignissen (s. Kapitel 3.2), Rundungseffekten und letztlich auch durch eine veränderte Datengrundlage erklärt.

Exemplarisch für die Ergebnisse ist hier die Anpassung der GEV an die Wasserstandsdaten für die Station Travemünde in Abbildung 16 dargestellt. Entsprechend der Auswertung würde für das im Jahr 1872 eingetretene Ereignis ein Wiederkehrintervall von mehreren tausend Jahren ermittelt werden. Die in der Stichprobe enthaltenen höchsten Hochwasserstände weisen Wiederkehrintervalle von bis zu 400 Jahren auf. Für das niedrigste Niedrigwasserereignis der Stichprobe aus dem Jahre 1912 mit einem gemessenen Wasserstand von -2.04 m NHN wird ein statistisches Wiederkehrintervall von ca. 400 Jahren ermittelt.

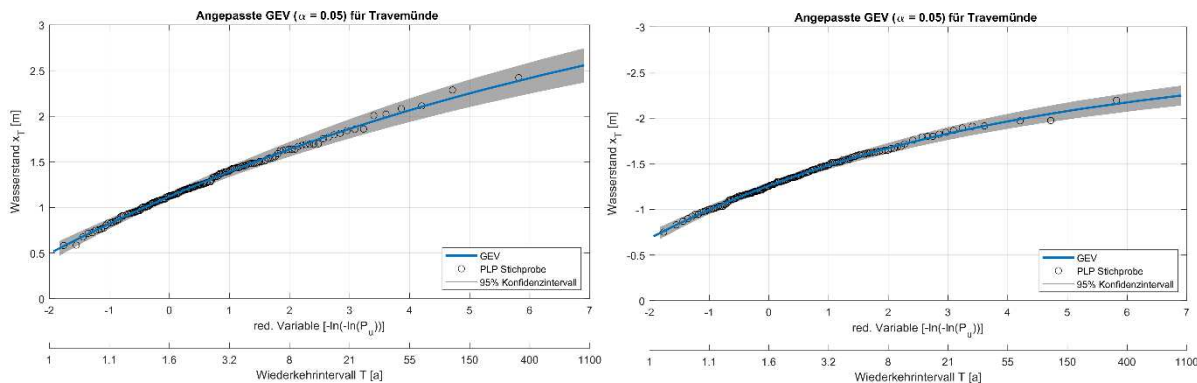


Abbildung 16: Angepasste gen. Extremwertverteilung der jährlichen Maximalwerte (links) und Minimalwerte (rechts) der Station Travemünde aus dem Zeitraum 1826–2016 (ohne 1872).

In Tabelle 9 sind die aus den Anpassungen der GEV ermittelten Wasserstände für fünf Wiederkehrintervalle aufgeführt. Auf mögliche Gründe für Unterschiede zu den von den Ländern MV und SH angegebenen Hochwasserständen mit geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten (HW200 oder RHW) wurde im vorigen Absatz eingegangen.

Wie Tabelle 9 zeigt, fallen die Niedrigwasser im westlichen Teil der südlichen Ostsee deutlich niedriger aus. Dies ist auf den in Richtung Ost abnehmenden Tideeinfluss sowie den geringeren Buchteneinfluss auch in den eher östlichen Bereichen zurückzuführen.

Tabelle 9: Auf Basis der GEV ermittelte Wasserstände [m ü NHN] für 9 Pegelstationen der südwestlichen Ostseeküste im gesamten verfügbaren Zeitraum (s. Tabelle 3).

Station	Maxima					Minima				
	HW5	HW10	HW50	HW100	HW200	HW5	HW10	HW50	HW100	HW200
Flensburg	1.51	1.64	1.85	1.92	1.97	-1.57	-1.71	-1.97	-2.07	-2.15
Kiel-Holtenau	1.56	1.72	2.04	2.16	2.27	-1.42	-1.57	-1.87	-1.99	-2.10
Travemünde	1.52	1.69	2.05	2.18	2.30	-1.58	-1.71	-1.95	-2.04	-2.11
Wismar	1.63	1.81	2.18	2.32	2.46	-1.45	-1.58	-1.85	-1.94	-2.03
Warnemünde	1.36	1.51	1.79	1.89	1.99	-1.31	-1.43	-1.65	-1.72	-1.79
Sassnitz	1.20	1.35	1.66	1.79	1.91	-1.03	-1.14	-1.36	-1.45	-1.53
Swinemünde	1.26	1.41	1.74	1.89	2.03	-1.04	-1.13	-1.32	-1.39	-1.46
Kolobrzeg	1.31	1.49	1.92	2.11	2.31	-1.06	-1.16	-1.34	-1.40	-1.46
Gdansk	1.15	1.27	1.52	1.61	1.70	-0.84	-0.93	-1.08	-1.13	-1.17

Der Bereich Darßer Schwelle/Rügen sorgt als natürliche Barriere zusätzlich für Unterschiede zwischen den westlich und östlich auftretenden extremen Niedrigwassern. Westlich des Pegels Sassnitz fallen die Niedrigwasser beispielsweise min. 20 cm niedriger aus als östlich von Sassnitz. Alle Stationen, mit Ausnahme von Danzig (Gdansk), weisen im Mittel alle fünf Jahre Wasserstände von -1 m NHN auf. Im Vergleich sind die Hochwasserereignisse insgesamt gleichmäßiger über die Stationen verteilt. Dies ist auf meist die gleichen Entstehungsursachen (Stürme, Beckenschwingung) zurückzuführen. Unterschiede lassen sich vielfach aus der lokalen Küstenform ableiten. Die höchsten Hochwasserstände ergeben sich für die Station in Wismar, obwohl beispielsweise der Buchteneinfluss aufgrund der Lage des Pegels in Flensburg ähnlich hoch sein müsste. Maßgeblich scheinen hier die höheren Windwirkklängen gegenüber der durch die dänischen Inseln geschützten Flensburger Bucht. Auch in Travemünde werden hohe Extreme beobachtet, da die Wasserstände auch

hier vorwiegend durch die hohen Windwirklängen von Nord-Ost in die Mecklenburger Bucht hervorgerufen werden. Basierend auf der hier vorgestellten Auswertung weisen die deutschen Stationen in Kiel-Holtenau, Travemünde und Wismar sowie die polnischen Stationen in Swinoujscie und Kolobrzeg Wasserstände > 2 m NHN für ein Wiederkehrintervall von 200 Jahren auf.

Zudem wurde im Vorhaben die zeitliche Veränderlichkeit der Wasserstände definierter Wahrscheinlichkeiten untersucht, in dem die gewählten Verteilungsfunktionen innerhalb eines Zeitfensters angepasst und jeweils gleitend um ein Jahr verschoben werden (e). Für jedes Zeitfenster werden die Wasserstände bestimmter Wiederkehr extrapoliert, um deren zeitliche Entwicklung beurteilen zu können. Sensitivitätsstudien haben ergeben, dass sich für die Wahl der Fensterlänge ein Vielfaches der Nodaltide anbietet. Die periodischen Schwankungen der Nodaltide (18.6 a) werden geglättet und der Fokus auf darüber hinaus gehende langperiodische Schwankungen gelegt. Eine vergleichbare Auswertung mit umfassender Beschreibung des Vorgehens („langlebiger Chronist“) und seiner theoretischen Hintergründe hat Führböter (1976) für Pegel der deutschen Nordseeküste vorgenommen. Durch die Verschiebung des Zeitfensters mit jeder Anpassung kann eine zeitlich abhängige (instationäre) Betrachtung der Hochwasserwahrscheinlichkeiten vorgenommen werden, ohne dass die grundsätzliche Forderung nach Stationarität der Stichproben für jede einzelne Stichprobe aufgehoben wird.

Die Zeitfensterlänge wurde auf 38 Jahre festgelegt, um einen Ausgleich zwischen möglichst großer Fensterbreite bzw. Einzelstichprobengröße, der Anzahl der möglichen Fenster über die max. Zeitreihenlänge und der Einbeziehung der Nodaltide zu erzielen.

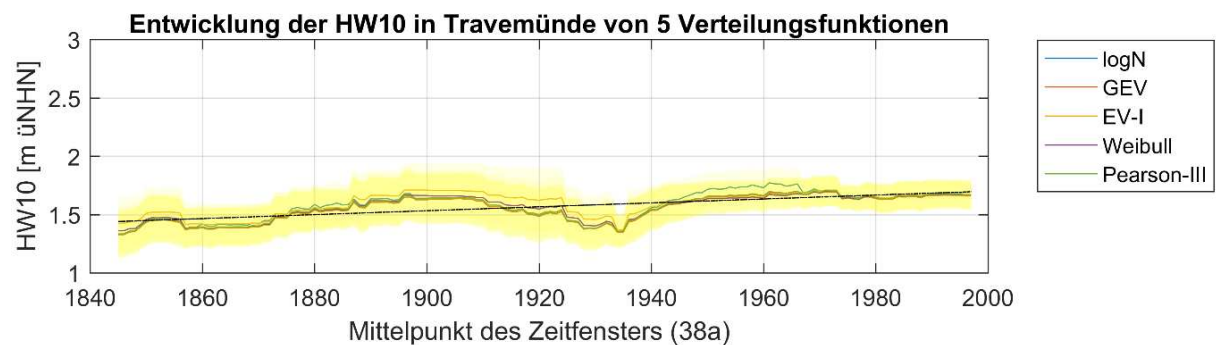


Abbildung 17: Zeitliche Entwicklung der Wasserstände mit einer Wiederkehr von $T = 10$ Jahren an der Station Travemünde.

Für jedes Zeitfenster wurden die zuvor aufgezeigten fünf Verteilungsfunktionen (Abbildung 15) an die Stichprobe angepasst. Um das Maß der Unbestimmtheit eines Hochwasserstandes für eine vorgegebene Überschreitungswahrscheinlichkeit zu beurteilen, wurden außerdem für jede Verteilungsfunktion die Konfidenzgrenzen ($\alpha = 5\%$) ermittelt und grafisch aufgetragen (gelbe Zone).

Im Ergebnis der Untersuchungen wird festgehalten, dass die Güte der Anpassung für die verschiedenen Stichproben schwankt. Durch die Verschneidung der ermittelten Konfidenzgrenzen lässt sich in der gewählten Darstellung jedoch eine Kernzone ermitteln, welche den wahrscheinlichen Wertebereich aufzeigt, siehe Abbildung 17. Die dort aufgetragenen HW-Werte wurden aus den angepassten Verteilungsfunktionen ermittelt und jeweils zur Mitte des betrachteten Zeitfensters in das Diagramm eingetragen. Aufgetragen über

den Verlauf der Zeitfenstermittelpunkte ergibt sich schlussendlich die instationäre Entwicklung der Wasserstände eines gleichbleibenden Wiederkehrintervalls (Abbildung 17). Neben einem langfristigen positiven Trend wird zudem eine längerfristige Periodizität von ca. 70 Jahren in den Daten beobachtet.

Abbildung 18 zeigt eine Gegenüberstellung der ermittelten zeitlichen Entwicklung der HW5 sowie der HW100 für die Stationen in Flensburg, Kiel-Holtenau, Travemünde, Wismar und Warnemünde. Die unterschiedliche Eingangslänge der Zeitreihen beeinflusst dabei den abgedeckten Bereich der Ergebnisse. Es ist zu beachten, dass von den in Tabelle 3 angegebenen Zeitreihenlängen durch die Betrachtung von Teilzeitreihen in Form von Zeitfenstern auf beiden Seiten eine halbe Zeitfensterlänge entfällt. Abbildung 18 ist zu entnehmen, dass der lineare Trend die Entwicklung des HW5 für die ausgewählten Pegel insbesondere für die Zeitfenster nach etwa 1930 recht gut wiedergibt und dass die Trendraten für das HW5 ab etwa 1930 durchgängig positiv sind.

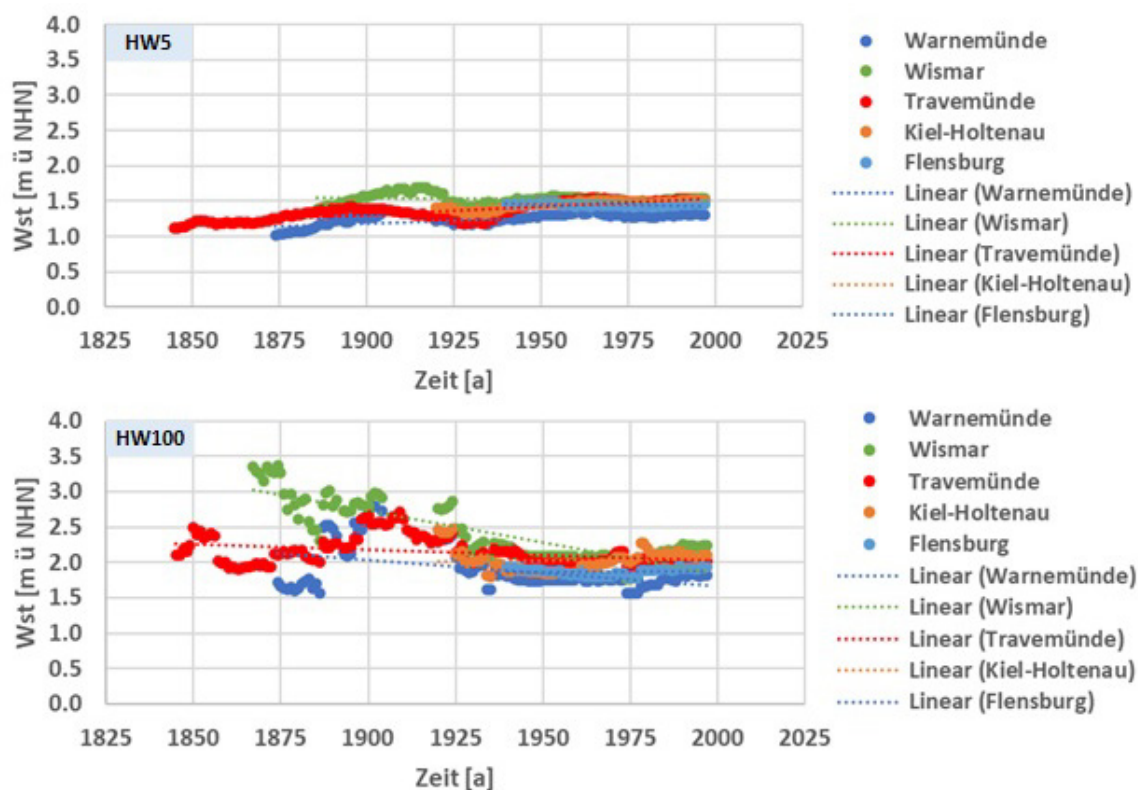


Abbildung 18: Zeitliche Entwicklung der Wasserstände mit einem Wiederkehrintervall von 5 (oben) und 100 Jahren (unten) an ausgewählten Pegelstationen der Ostseeküste.

Der zeitliche Verlauf des HW5 für Travemünde zeigt ein relatives Minimum zu Beginn etwa der 1930er Jahre, welches sich in abgeschwächter Weise in den Ergebnissen aus Kiel-Holtenau, Wismar und Warnemünde bestätigt. Die Ergebnisse der Station Flensburg beginnen erst ab 1940. Die zeitliche Entwicklung der HW100-Werte folgt für keine der ausgewählten Stationen einem eindeutigen linearen Trend, weil die Unsicherheiten insbesondere für die Stichproben der Zeitfenster bis 1925 zu großen Schwankungen in den Ergebnissen führen.

Der zeitliche Verlauf der HW100-Werte zeigt demgegenüber erst für den Zeitraum nach etwa 1975 einen weitgehend linearen Anstieg für alle Pegel. Zwischen etwa 1940 und 1975 sind die HW100-Werte recht konstant. Vor 1940 sind die Werte stark variabel mit

einem Maximum etwa um die oder kurz nach der Jahrhundertwende zum 20. Jahrhundert. Die für diesen Zeitraum ermittelten HW100-Werte liegen teilweise bis zu 1 m höher als die HW100-Werte für das letzte Zeitfenster (1978–2016). Ursächlich hierfür sind die teilweise sehr extremen Hochwasser im Zeitfenster um die Jahrhundertwende (u. a. 1872, 1882, 1904, 1913). Weitere Zeiträume, in denen in der Ostsee statistisch seltene Stürme so konzentriert aufgetreten sind, wurden nach der Jahrhundertwende (1900) nicht wieder beobachtet.

Bei allen dargestellten Reihen ist zu beobachten, dass die Differenzen zwischen den Anpassungsfunktionen größer werden je weiter in die Historie geschaut wird. Auch wenn in diesem Projekt und in zahlreichen Arbeiten zuvor die Qualität der sehr alten Wasserstandsdaten verbessert wurde, zeigt sich in dieser Auswertung (erneut) recht deutlich, dass weiterhin Optimierungsbedarf besteht. Anders ist es nicht zu erklären, dass mit Beginn der Verfügbarkeit von hochaufgelösten Wasserstandsdaten das sich ergebende stationsübergreifende Verhalten für Extrapolationen von bis zu 100 Jahren Wiederkehr nahezu gleich verläuft, obwohl zuvor Schwankungen von bis zu 2 m ermittelt wurden.

Tabelle 10: Ermittelte lineare Langzeittrends [mm/s] der zu einem Wiederkehrintervall zugewiesenen Wasserstände und Beurteilung der Signifikanz des Trends, Ablehnung mit $H = 0$ bei $p > 5\%$.

Station	HW5		HW10		HW50		HW100	
	Trend [mm/a]	Signifikanz [H;p]	Trend [mm/a]	Signifikanz [H;p]	Trend [mm/a]	Signifikanz [H;p]	Trend [mm/a]	Signifikanz [H;p]
Flensburg	-0,5	1;0,008	-1,8	1;0	-4,8	1;0	-6,0	1;0
Kiel-Holtenau	2,5	1;0	1,6	1;0	0,4	0;0,5	-0,1	0;0,58
Travemünde	2,3	1;0	1,9	1;0	0,9	1;0	0,5	0;0,08
Wismar	-0,3	0;0,73	-1,3	1;0	-3,3	1;0	-4,3	1;0
Warnemünde	1,5	1;0	1,0	1;0	-0,1	1;0,25	-0,7	1;0,03
Sassnitz	1,3	1;0	0,2	1;0,001	-3,0	1;0	-4,6	1;0

Die Tabelle 10 zeigt die ermittelten linearen Wasserstandstrends (vgl. vorstehende Anmerkungen) für die gesondert untersuchten Wiederkehrintervalle. Wichtig bei der Interpretation ist, dass die zugrunde liegende Zeitreihenlänge (s. Tabelle 3) in den Eingangsdaten bei dem Vergleich der Ergebnisse nicht außer Acht gelassen wird. Während die Trends grundsätzlich große Unterschiede aufweisen, zeigen sich dennoch zwei qualitative Unterschiede. Zum einen sind die ermittelten Trends der HW5 überwiegend positiv mit Raten größer > 1 mm/s (Ausnahmen sind Flensburg und Wismar mit gering negativen Trendraten). Zum anderen nimmt der Trend für alle Stationen zu den selteneren Ereignissen hin ab, sodass die Trends der HW100 mit Ausnahme von Travemünde alle (teils deutlich) im negativen Bereich liegen. Wie bereits diskutiert, existieren jedoch weiterhin Unsicherheiten bei den verfügbaren historischen Informationen der Extremwasserstände. Weitere verfügbare historische Daten und Informationen sollten digitalisiert und verwendet werden.

5 Zusammenfassung

Im Forschungsvorhaben AMSeL_Ostsee B wurde im Wesentlichen das Ziel verfolgt, langfristige Aufzeichnungen von möglichst hochaufgelösten Wasserstandsdaten zu akquirieren, aufzubereiten und innerhalb der Projektgruppe zur Verfügung zu stellen sowie die gewonnenen Wasserstandsdaten hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung von Extremereignissen

auszuwerten und zu bewerten. Im Ergebnis des Vorhabens wurden die folgenden Forschungsziele erreicht.

Datenakquise, Datenaufbereitung und Bereitstellung

- Im Projektverlauf wurden Wasserstandsdaten von 185 Pegelstationen in bis zu zehn verschiedenen zeitlichen Auflösungen und 17 verschiedenen Ausgangsdatenformaten aus neun Ländern akquiriert.
- Diese Daten wurden hinsichtlich ihrer Verwendbarkeit bewertet und, wenn benötigt, in eine für das Projekt aufgebaute MySQL-Datenbank einheitlich formatiert integriert. Über die Datenbank von AMSeL_Ostsee sind 484 Datensätze mit Zeitreihen von 185 Stationen verfügbar. Zusätzlich sind Metadaten (zeitl. Auflösung, Lokation, Start- und Endzeitpunkt, Küsten-Km, Pegelnummer, Stationsnummer/-code, Innen-/Außenküste (nur dt.), verfügbare Bezugshöhen der Daten, Datenquelle) abrufbar.
- Für hochaufgelöste Wasserstandsdaten wurde ein Plausibilisierungsverfahren entwickelt und auf hochaufgelöste deutsche Wasserstandsdaten angewandt. Auf Basis der Ergebnisse wurden bereits offizielle Wasserstandsdaten angepasst.
- Die Recherchen zu Pegelreferenzen haben für Daten der Station Travemünde für drei historische Ereignisse eine Änderung der Wasserstände um bis zu 50 cm ergeben.
- Neben Wasserstandsdaten wurden altimetrische Daten sowie Daten zur Landhebung im Ostseeraum akquiriert und bearbeitet. Während die Anwendung altimetrischer Daten auf die Analyse der langzeitlichen Entwicklung von Extremereignissen an Küstenpegeln nicht oder nur bedingt geeignet ist (kurzer verfügbarer Zeitraum, ungenau in Küstennähe) wurden die Einflüsse der Landbewegungen aus GPS und GIA Daten miteinander verglichen, quantifiziert und in die Analysen einbezogen.

Statistische Analyse der zeitlichen Entwicklung extremer Ereignisse unter Einbeziehung des MSL

- Für die Beurteilung der zeitlichen Entwicklung von Extremwasserständen wurden für Stationen der südlichen und südwestlichen Ostseeküste sowie der gesamten Ostseeküste Zeitreihen extremer Hochwasser- und Niedrigwasserereignisse zusammengestellt, aufbereitet und ausgewertet.
- Die linearen Trendraten der zusammengestellten Extremwertzeitreihen wurden auf verschiedenen Zeitskalen mit und ohne den Einfluss vertikaler Landbewegungen untersucht. Die Ergebnisse der Betrachtung der südlichen und südwestlichen Ostsee ergeben nach Korrektur des GIA-Einflusses für alle Betrachtungszeiträume Trendraten die oberhalb derer des mittleren Meeresspiegelanstiegs liegen. Je kürzer der Betrachtungszeitraum gewählt wurde, desto größer sind die ermittelten Trendraten. Für einen Zeitraum von ca. 100 Jahren (1910–2006) ergibt sich ein mittlerer säkularer Anstieg der Hochwasserstände in der südlichen und südwestlichen Ostsee von 2,42 mm/a.
- Die Ermittlung der linearen Trendraten sowie die mittleren Verhältnisse der monatlichen Extremwerte wurden auf Basis der verfügbaren hochaufgelösten Stundenwertzeitreihen realisiert. Für extreme Hochwasserereignisse ergibt sich insbesondere für den Monat März eine stationsübergreifend hohe Trendrate zwischen 2 mm/a und 6 mm/a. Extreme Niedrigwasser zeigen im April und Juli ein auffälliges Trendverhalten. Die niedrigsten Niedrigwasser treten an allen Stationen im Mittel im Monat

Januar ein. Gleiches gilt für die extremen Hochwasserereignisse. Die höchsten Hochwasser wurden im Mittel gleichermaßen in Flensburg, Travemünde und Kiel-Holtenau beobachtet, wogegen die niedrigsten Niedrigwasser eindeutig an der Station Flensburg beobachtet wurden.

- Die Analyse hinsichtlich der Sturmfluthäufigkeiten zeigt, dass etwa 70 % der an den Buchtenpegeln eintretenden Extremereignisse Sturmhochwasser der Kategorie SI und etwa 25 % der Kategorie SII sind. Nur wenige Ereignisse liegen darüber. Insgesamt sind im Betrachtungszeitraum (1957–2016) ca. 120 Sturmhochwasserereignisse eingetreten (Warnemünde und Sassnitz geringer). Extreme Niedrigwasser traten mit Abstand am häufigsten am Pegel Flensburg (138) und am seltensten in Sassnitz (8) auf. Leichte Sturmhochwasser weisen steigende Trendraten auf, die sich jedoch nicht als signifikant erwiesen haben.
- Die Auswertung der jährlichen Verweilzeiten in Sturmhochwasserklassen (> 1 m NHN) für die betrachteten deutschen Pegelstationen hat mit im Mittel etwa 30 h/Jahr die längsten Verweildauern für den Pegel Kiel-Holtenau ergeben. Für die anderen Stationen ergeben sich vergleichbare Werte (20–30 h/Jahr) mit Ausnahme Sassnitz (5 h/Jahr). Für keine der untersuchten Sturmhochwasserklassen wurden signifikante Trends in den Verweilzeiten nachgewiesen.
- In den extremwertstatistischen Untersuchungen wurde über einen Vergleich von jeweils fünf angepassten Verteilungsfunktionen die generalisierte Extremwertverteilung (GEV) als geeignete Verteilungsfunktion zur Anpassung an die verfügbaren Extremwertzeitreihen ausgewiesen. Die Wasserstände für wichtige Wiederkehrintervalle (u. a. 5, 10, 50, 100, 200 Jahre) wurden durch Anpassung der GEV ermittelt und dargestellt. Der Pegel Wismar weist mit 2.32 m NHN die höchsten Wasserstände für ein Wiederkehrintervall von 100 Jahren auf. Die betrachteten polnischen Pegelstationen zeigen aufgrund der Lage und Küstenform deutlich geringere Wasserstände für seltene Extremereignisse. Westlich von Rügen liegen die Wasserstände für extreme Niedrigwasserereignisse mit Wiederkehrintervallen von 100 Jahren bei etwa -1.80 m NHN, östlich von Rügen bei etwa -1.3 m NHN.
- Analysen zur zeitlichen Änderung der Extremwasserstände definierter Wiederkehrintervalle (HW5, HW10, HW50, HW100) haben für die betrachteten Zeitreihen teils signifikante Trends mit Raten von 1–2 mm/a ergeben. Die Höhe des Trends nimmt mit sinkender Eintrittswahrscheinlichkeit ab. Gleichzeitig haben die Untersuchungen den weiterhin hohen Bedarf an hochwertigen, zusätzlichen Informationen für historische Zeitreihen deutlich gemacht.

6 Literaturverzeichnis

Ågren, J.; Svensson, R.: Postglacial Land Uplift Model and System Definition for the New Swedish Height System RH 2000. Lantmäteriet, Gävle, 2007.

Ågren, J.; Svensson, R.: The Height System RH 2000 and the Land Uplift Model NKG2005LU. Paper. Lantmäteriet, Geodetic Research Department, 2011.

Augath, W.; Ihde, J.: Definition and Realization of Vertical Reference Systems. The European Solution EVRS/ EVRF 2000. In: Proceedings of FIG XXII International Congress, Washington, 2002.

BACC II Author Team: Second assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. SpringerOpen, Cham, 1 online resource xxxviii, 2015.

Baerens, C.: Extremwasserstandereignisse an der deutschen Ostseeküste. Dissertation. Freie Universität Berlin, Berlin, Geowissenschaften, 1998.

Bogdanov, V. I.: Mean monthly series of sea level observations (1777–1993) at the Kronstadt gauge. Finnish Geodetic Institute, Kirkkonummi, [1 volume], 2000.

Duphorn, K.; Kliewe, H.; Niedermeyer, R. O.; Janke, W.; Werner, F. (Hg.): Die deutsche Ostseeküste. Bornträger, Berlin, Stuttgart, 1995.

EAK: Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken, 2002.

Ekman, M.: The world's longest continued series of sea level observations. In: Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH), 127, 1, 73–77, <https://doi.org/10.1007/BF00878691>, 1988.

Feistel, R.; Nausch, G.; Wasmund, N.: State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005. A detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology and Marine Environment Wiley-Interscience, New Jersey, 2008.

Fröhle, P.: Messung und statistische Analyse von Seegang als Eingangsgröße für den Entwurf und die Bemessung von Bauwerken des Küstenwasserbaus. Dissertation. Universität Rostock, Rostock, Fakultät für Ingenieurwissenschaften, 2000.

Führböter, A.: Über zeitliche Änderungen der Wahrscheinlichkeit von Extremsturmfluten an der deutschen Nordseeküste. On the time-dependent changes of the probability of extreme storm floods at the German North Sea coast In: Mitteilungen des Leichtweiss-Instituts für Wasserbau, 51, 1–94. 1976.

Furmanczyk, K.: Morze. Lad Wzajemne Relacje Print Group Daniel Krzanowski, Szczecin, 2008.

Gönnert, G.; Graßl, H.; Kelletat, D.; Kunz, H.; Probst, B.; Storch, H. von; Sündemann, J. (Hg.): Klimaänderung und Küstenschutz, 2004.

Hahn, A.; Rietschel, E.: Langjährige Wasserstandsbeobachtungen an der Ostsee. In: VI. Baltische Hydrologische Konferenz, 1938.

Hünicke, B.; Luterbacher, J.; Pauling, A. und Zorita, E.: Regional differences in winter sea level variations in the Baltic Sea for the past 200 yr. In: Tellus A, 60, 2, 384–393. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2007.00298.x>, 2008.

Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H.; Stigge, H.-J.: Die Wasserstände an der Ostseeküste. Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, 2003.

Bork, I.; Müller-Navarra, S. H.: Simulation und Analyse extremer Sturmfluten an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.3 In: Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, 2009.

Jensen, J.; Frank, Th.; Wahl, Th.; Dangendorf, S.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste. AMSeL_KFKI_Bericht Abschlussbericht Projektbericht. Universität Siegen, Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt, 2010.

- Jensen, J.; Töppe, A.: Zusammenstellung und Auswertung von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826. In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 4, 99–107. 1986.
- Jivall, L.; Norin, D.; Lilje, M.; Lidberg, M.; Wiklund, P.; Engberg, L. E.; Kempe, C.; Ågren, J.; Engfeldt, A.; Steffen, H.: National Report of Sweden to the EUREF 2016 Symposium. geodetic activities at Lantmäteriet In: EUREF 2016 Symposium, 2016.
- Kannenbergh, E.-G.: Extrem-Wasserstände an der deutschen Beltseeküste im Zeitraum 1901 bis 1954. In: Schriften des naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig Holstein, 1, 1956.
- Kelln, J.; Dangendorf, S.; Gräwe, U.; Jensen, J.: Entwicklung des mittleren Meeresspiegels entlang der südwestlichen Ostseeküste. In: Die Küste, 91, 2022.
- Kelln, J.; Dangendorf, S.; Jensen, J.: AMSeL_Ostsee A. Analyse vergangener, gegenwärtiger und zukünftiger Wasserstände in der südwestlichen Ostsee Abschlussbericht. Universität Siegen, Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt, 2019.
- Koppe, B.: Hochwasserschutzmanagement an der deutschen Ostseeküste. Dissertation. Universität Rostock, Rostock, Institut für Wasserbau, 2002.
- Krüger, G.: Über Sturmfluten an den deutschen Küsten der westlichen Ostsee : mit besonderer Berücksichtigung der Sturmflut vom 30./31. Dezember 1904. Abel, Greifswald, 1910.
- Kühnen, P. D.: Das Mittelwasser der Ostsee und das Mittelwasser der Nordsee. bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona, Swinemünde, Pillau, Memel und bei Bremerhaven in den Jahren 1898–1910. P. Stankiewicz Buchdruckerei, Berlin, 1916.
- LAWA: Leitfaden zur Hydrometrie des Bundes und der Länder. Bund/Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) und Ulrich Barjenbruch, 2018.
- Liebsch, G.: Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen. Zugl.: Dresden, Techn. Univ., Diss., 1997. Beck, München, 1997.
- LUV MV: Regelwerk Küstenschutz MV. Vermessungsrichtlinie und digitale Datenformate Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz MV, Schwerin, 2009.
- Mahzoum, A.: Analysis of seasonal extreme sea levels along the German Baltic Sea coast based on high frequency water level data. Projektarbeit. TU Hamburg, Hamburg, Institut für Wasserbau, 2018.
- Maniak, U.: Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure Springer Vieweg, Berlin, Heidelberg, 2016.
- Meinke, I.: Das Sturmflutgeschehen in der südwestlichen Ostsee - dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Diplomarbeit. Philipps Universität, Marburg, Fachbereich Geographie, 1998.
- Meissner, O.: Kurze und lange Wasserstandsänderungen der Ostsee. In: Die Naturwissenschaften, 1924, 45, 933–935, 1924.

Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz MV: Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. Übersichtsheft Grundlagen, Grundsätze, Standortbestimmungen und Ausblick. 2009.

Montag, H.: Die Wasserstände an den ehemaligen Pegelstationen des Geodätischen Instituts Potsdam bis 1944. In: Arbeiten aus dem Geodätischen Institut Potsdam, Nr. 5, 1964.

Mudersbach, C.; Jensen, J.: Ermittlung von Eintrittswahrscheinlichkeiten extremer Sturmflutwasserstände an der Deutschen Ostseeküste. In: MUSTOK Workshop 2008, 2008.

Mudersbach, C.; Jensen, J.: Extremwertstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der deutschen Ostseeküste. In: Die Küste, Sonderheft MUSTOK, 75, 131–161. 2009a.

Mudersbach, C.; Jensen, J.: Statistische Extremwertanalyse von Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste. In: Die Küste, Sonderheft MUSTOK, 75, 2009b.

Oumeraci, H.; Gönnert, G.; Jensen, J.; Kortenhaus, A.; Fröhle, P.; Burzel, A.; Gerkensmeier, B.; Wahl, T.; Mudersbach, C.; Naulin, M.; Ujehyl, G.; Pasche, E.; Dassanayake, D. R.: Extremsturmfluten an offenen Küsten und Ästuargebieten – Risikoermittlung und -beherrschung im Klimawandel (ExtremRisK). BMBF, Leichtweiß-Institut Braunschweig (LWI); Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg-Harburg (IWB-TUHH); fwu; Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer (LSBG), 133 S., 2012.

Paschen, F. (Hg.): IV. Theil. Die Geometrischen Nivellements. Mit 9 lithografischen Tafeln. Großherzogliches Ministerium des Innern, Großherzogliche Mecklenburgische Landesvermessung, Schwerin, 1882.

Patzke, J.; Fröhle, P.: Analyse von hochaufgelösten Wasserstandverläufen und Ermittlung des MSL sowie von Extremwasserständen an der südlichen und südwestlichen Ostseeküste (AMSeL_Ostsee). Teilvorhaben B – Zeitliche Entwicklung von Extremwasserständen unter Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen auf die relativen Wasserstandsänderungen Abschlussbericht. Technische Universität Hamburg-Harburg, Hamburg, Institut für Wasserbau, 2019.

Patzke, J.; Salecker, D.; Fröhle, P.: AMSeL Ostsee. Zusammenstellung kritischer Wasserstandsverläufe im Hinblick auf die Plausibilisierung von Wasserstandsdaten TUHH, Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg-Harburg (IWB-TUHH), Hamburg, 2016.

Patzke, J.; Salecker, D.; Fröhle, P.: AMSeL Ostsee. Entwicklung einer Plausibilisierungsmethodik für Wasserstandsdaten der Ostsee und Zusammenstellung potentiell unplausibler Wasserstandsverläufe für ausgewählte Ostsepegel Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg-Harburg (IWB-TUHH), Hamburg, 2017.

Peltier, W. R.: Global Glacial Isostasy And The Surface Of The Ice-Age Earth. The ICE-5G (VM2) Model and GRACE In: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32, 1, 111–149, <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359>, 2004.

Reiss, R.-D.; Thomas, M.: Statistical Analysis of Extreme Values. With Applications to Insurance, Finance, Hydrology and Other Fields Birkhäuser Verlag AG, Basel, <https://doi.org/10.1007/978-3-7643-7399-3>, 2007.

- Richter, A.; Dietrich, R.; Wendt, J.: Höhenänderungen im Küstenbereich der Ostsee. KFKI. In: Die Küste, 71, 33–59, 2006.
- Riemer, J.: Fachplan Küstenschutz Ostseeküste. Grundlagen Hydrologie LKN Schleswig Holstein, Landesamt für Küsten- und Naturschutz (LKN), 2015.
- Sacher, M.; Ihde, J.; Liebsch, G.; Mäkinen, J.: EVRF2007 as Realization of the European Vertical Reference System, 2007.
- Salecker, D.; Gruhn, A.; Fröhle, P.: HoRisK - B: Belastungen von Küstenschutzanlagen und Konsequenzen des Versagens im Bereich der Ostseeküste. Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg-Harburg (IWB-TUHH), Institut für Wasserbau, Hamburg, 2014.
- Santamaría-Gómez, A.; Gravelle, M.; Collilieux, X.; Guichard, M.; Míguez, B. M.; Tiphaneau, P.; Wöppelmann, G.: Mitigating the effects of vertical land motion in tide gauge records using a state-of-the-art GPS velocity field. In: *Global and Planetary Change*, 98–99, 6–17, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.07.007>, 2012.
- Seibt, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Mit 8 Tafeln. In: Königliches Preussisches Geodätisches Institut, 1881.
- Seibt, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde. Mit 9 Tafeln. In: Königliches Preussisches Geodätisches Institut, 1885.
- Seibt, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Zweite Mittheilung In: Königliches Preussisches Geodätisches Institut, 1890.
- Seidel, J.: Generalplan Küsten- und Hochwasserschutz Mecklenburg Vorpommern, 1994.
- SONEL: Système d'Observations du Niveau des Eaux Littorales. www.SONEL.org, GLOSS, www.SONEL.org, Stand: 21.04.2016.
- Sztobryn, M.; Weidig, B.; Stanislawczyk, I.; Holfort, J.; Kowalska, B.; Mykita, M.; Kanska, A.; Krzysztofik, K.; Perlet, I.: Niedrigwasser in der südlichen Ostsee. (westlicher und mittlerer Teil) Berichte des BSH Nr. 45. 45, 2009.
- Sztobryn, M.; Stigge, H.-J.; Wielbinska, D.; Weidig, B.; Stanislawczyk, I.; Kanska, A.; Krzysztofik, K.; Kowalska, B.; Letkiewicz, B.; Mykita, M.: Sturmfluten in der südlichen Ostsee. (westlicher und mittlerer Teil) BSH, Rostock, 2005.
- Uhlig, S.: Entwicklung statistischer Verfahren für Ringversuche, Methodvalidierung und Auswertung von marinen Daten Teilvorhaben II: Zusammenstellung und Bewertung von statistischen Verfahren zur Auswertung von biologischen und chemischen Daten in der MUDAB. Umweltbundesamt, 2002.
- Vestøl, O.; Agren, J.; Steffen, H.; Kierulf, H.; Lidberg, M.; Oja, T.; Rüdja, A.; Kall, T.; Saaranen, V.; Engsager, K.; Jepsen, C.; Liepins, I.; Paršeliūnas, E.; Tarasov, L.: NKG2016LU, an improved postglacial land uplift model over the Nordic-Baltic region. Vortrag, Working Group of Geoid and Height Systems, 30.06.2016.
- Weidemann, H.: Klimatologie der Ostseewasserstände: Eine Rekonstruktion von 1948 bis 2011. Dissertation. Universität Hamburg, Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, 2014.

Weisse, R.; Grabemann, I.; Gaslikova, L.; Meyer, E.; Tinz, B.; Fery, N.; Möller, T.; Rudolph, E.; Brodhagen, T.; Arns, A.; Jensen, J.; Ulm, M.; Ratter, B.; Schaper, J.: Extreme Nordseesturmfluten und mögliche Auswirkungen: Das EXTREMENESS Projekt. 7. In: *Die Küste*, 87, 39–45, <https://doi.org/10.18171/1.087110>, 2019.

Weisse, R.; Meinke, I.: Meeresspiegelanstieg, Gezeiten, Sturmfluten und Seegang. In: Brasseur, G., Jacob, D.; Schuck-Zöller, S. (Hg.): *Klimawandel in Deutschland. Entwicklung, Folgen, Risiken und Perspektiven*. Berlin, 78–85, 2017.

Westphal, P. D. A.: *Das Mittelwasser der Ostsee. bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona und Swinemünde in den Jahren 1882–1897 Mit zwei Tafeln*. P. Stankiewicz Buchdruckerei, Berlin, 1900.

Woodworth, P. L.; Hunter, J. R.; Marcos, M.; Caldwell, P.; Menéndez, M.; Haigh, I.: Towards a global higher-frequency sea level dataset. In: *Geoscience Data Journal*, 3, 2, 50–59, <https://doi.org/10.1002/gdj3.42>, 2016a.

Woodworth, P. L.; Hunter, J. R.; Marcos Moreno, M.; Caldwell, P. C.; Menendez, M.; Haigh, I. D.: *GESLA (Global Extreme Sea Level Analysis) high frequency sea level dataset – Version 2.*, 2016b.

Wöppelmann, G.; Marcos, M.: Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. In: *Reviews of Geophysics*, 54, 1, 64–92. <https://doi.org/10.1002/2015RG000502>, 2016.