Entwicklung des mittleren Meeresspiegels entlang der südwestlichen Ostseeküste

Jessica Kelln[1], Sönke Dangendorf[2], Ulf Gräwe[3], Holger Steffen[4] und Jürgen Jensen[5]

[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] Lantmäteriet, 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 ± 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 (GIA), 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 dienten (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.

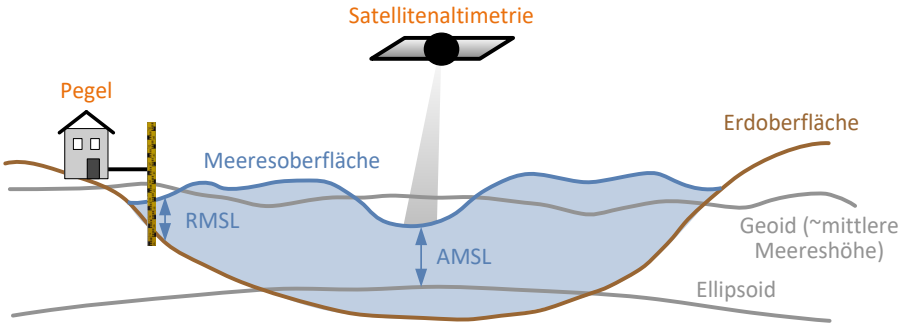

Abbildung 1: Messungen des RMSL und des AMSL durch Pegel und Satellitenaltimetrie. Nachgebildet und ergänzt nach Tamisiea et al. (2014).

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 fennoskandischen Eisschildes seit Ende der Würm-/Weichselkaltzeit vor ~10.000 Jahren hervorgerufen wurden (Janssen 2002).

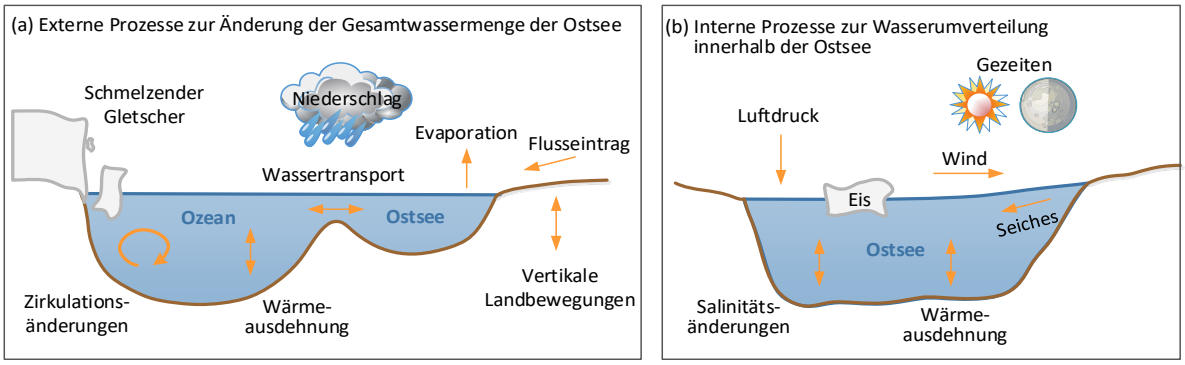

Abbildung 2: Prozesse zur Änderung des Meeresspiegel in der Ostsee: a) Externe Prozesse, die Änderungen der Gesamtwassermenge hervorrufen und b) interne Prozesse die zu Wasserumverteilungen innerhalb der Ostsee führen. Nachgebildet und ergänzt nach Johansson (2014).

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, Wübber 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 Wasserspiegelvariationen 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 Swinoujscie 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 Pegeldatenbank, zur Qualitätskontrolle der Daten sowie zur Anpassung der Pegeloffsets sind dem Abschlussbericht des Teilvorhabens B zu entnehmen (Patzke und Fröhle 2019).

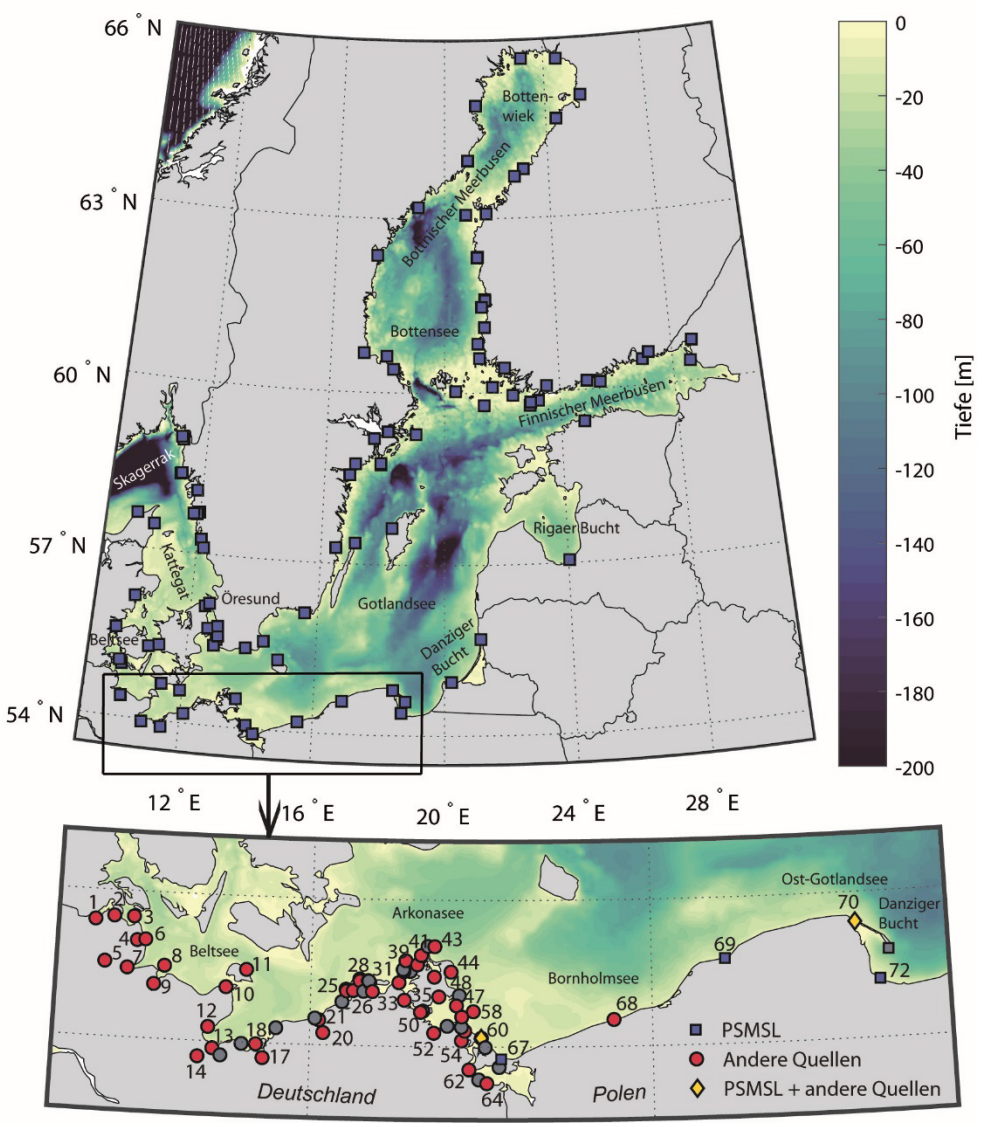

Abbildung 3: Standorte der über PSMSL verfügbaren MSL-Zeitreihen in der gesamten Ostsee (oben) sowie aller im Projekt AMSeL_Ostsee verwendeten Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet (unten) mit Darstellung der Bathymetrie nach Seifert et al. (2001) bis zu einer Tiefe von 200 m. Grau eingefärbt sind Pegelstandorte 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).

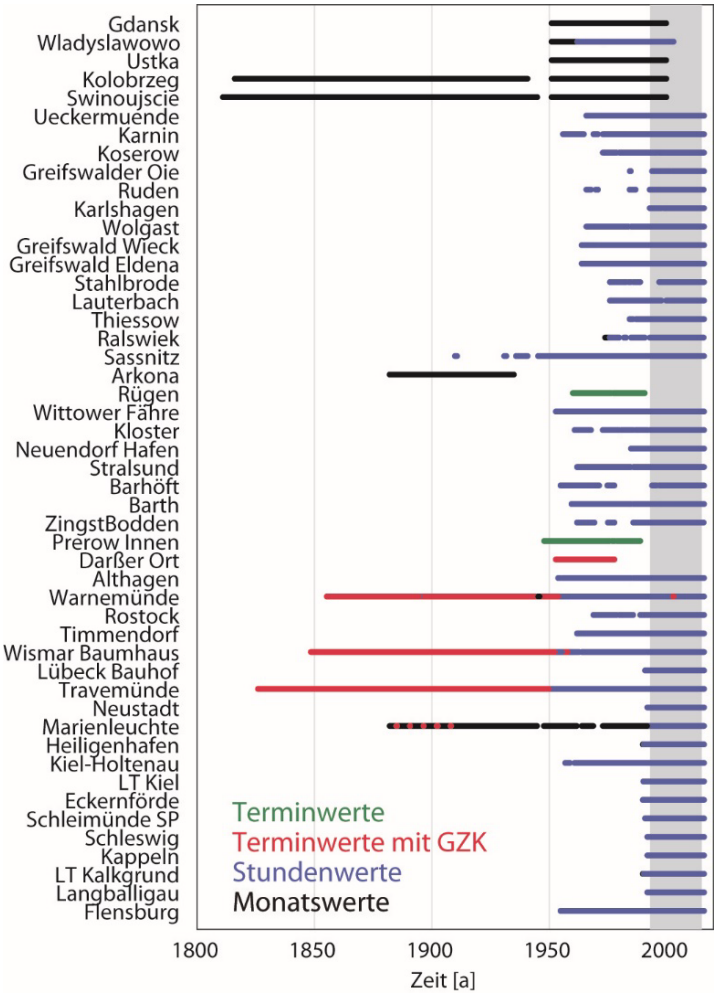

Abbildung 4: Verfügbare Zeitreihenlängen/-auflösung der Pegelstandorte mit einer Gesamtzeitreihenlänge > 19 Jahre.

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, Erdrutsche) 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).

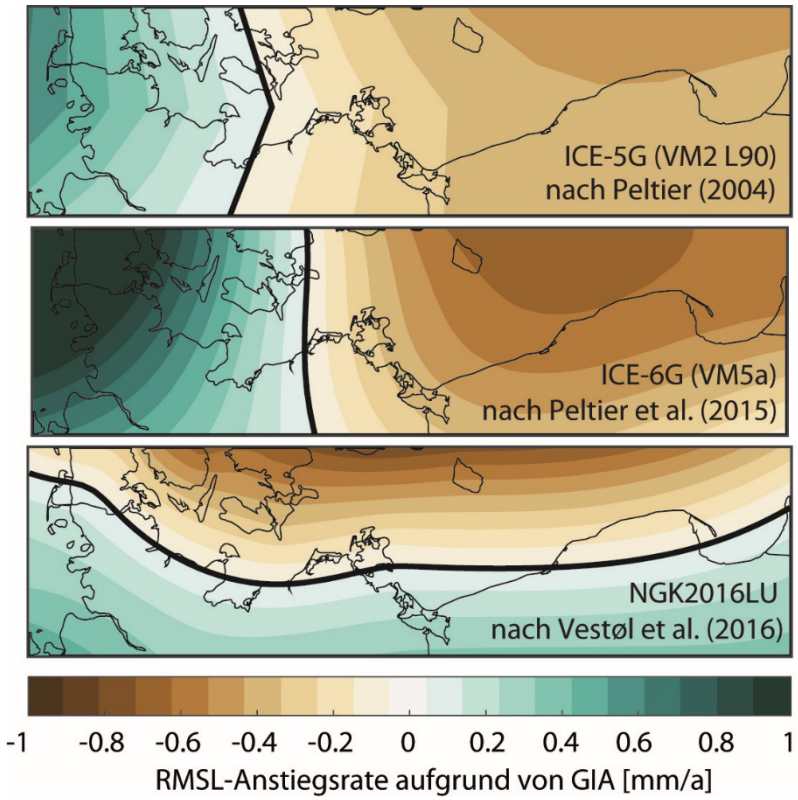

Abbildung 5: Vergleich der Änderungen des RMSL im Untersuchungsgebiet aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus den GIA-Modellen ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU.

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 ($RMSL_{korrGIA}$) vorgenommen.

$$RMSL_{korrGIA} = RMSL - \mathrm{GIA} \quad (1)$$

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 ($RMSL_{korrGIA}$). 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 $RMSL_{korrGIA}$-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° 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 ~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 ~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.

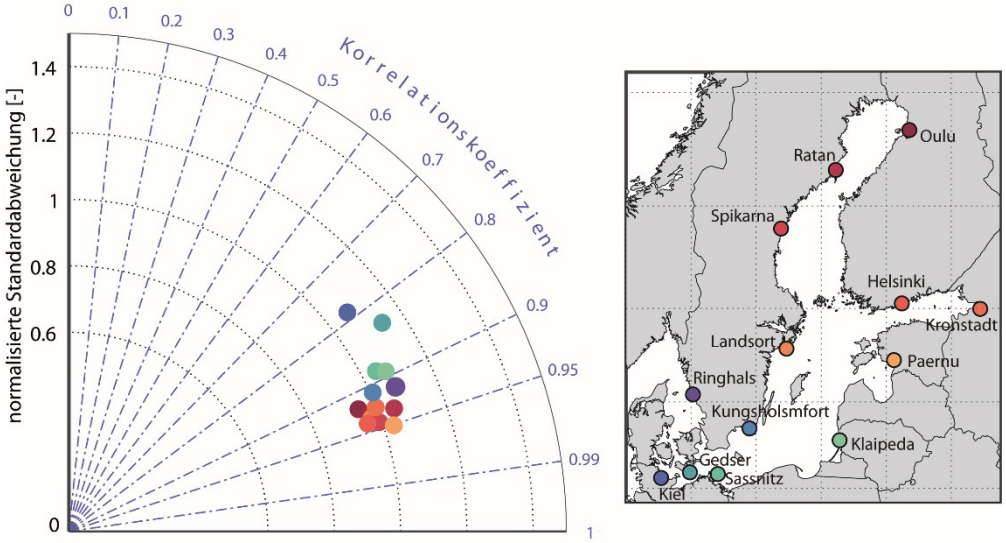

Abbildung 6: Taylor Diagramm nach Taylor (2001) mit Darstellung der Korrelationskoeffizienten und der normalisierten Standardabweichung zwischen 13 Pegelzeitreihen (um den linearen Trend bereinigt) und dem baroklinen Modell (links). Standorte der 13 Pegel (rechts).

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 Massenanteil (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 Pegeldaten 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 (η_S = BK - BT1 - η_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 (η_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 (η_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 (η_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 ± 0,9 mm/a (Helsinki) bis zu −8,0 ± 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 $RMSL_{korrGIA}$-Zeitreihen (Abbildung 7 rechts) nur noch positive Trends aufweisen.

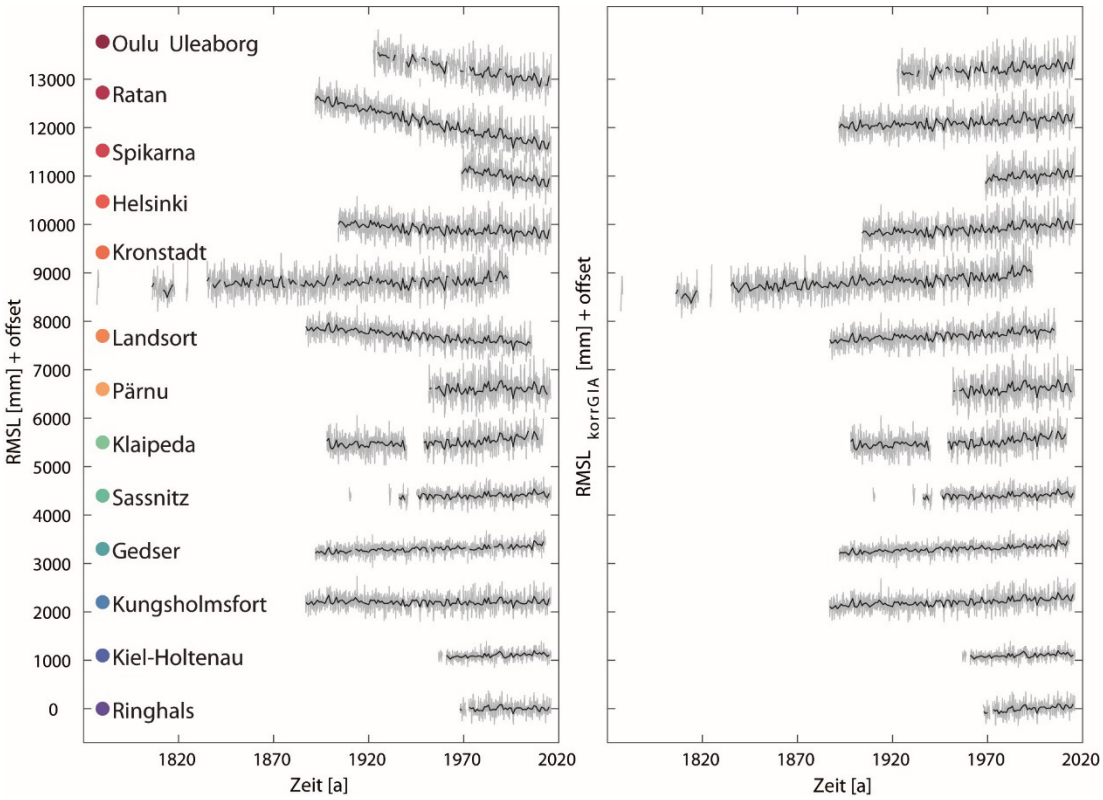

Abbildung 7: Vergleich von 13 RMSL und $RMSL_{korrGIA}$-Monats- (grau) und Jahreszeitreihen (schwarz) mit konstantem Offset. Die Farben der Pegelnamen sind identisch mit Abbildung 6.

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 vorranging 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 (Sa) und solaren halbjährlichen (Ssa) 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):

$$M_i = A_{Sa} \cos\left(\frac{2\pi}{12}(t - \phi_{Sa})\right) + A_{Ssa} \cos\left(\frac{2\pi}{6}(t - \phi_{Ssa})\right) \quad (4)$$

A_{Sa}, A_{Ssa} Amplitude des jährlichen und des halbjährlichen Zyklus

ϕ_{Sa}, ϕ_{Ssa} Phase (zeitliches Auftreten des Maximums) in Grad (0 - 360° = 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).

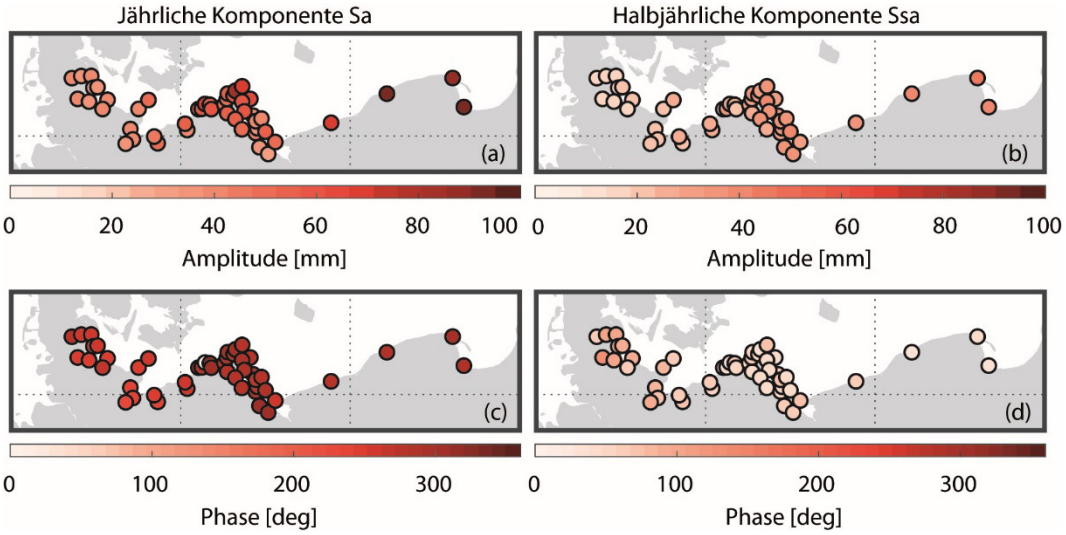

Abbildung 8: Amplituden und Phasen der jährlichen (Sa) und halbjährlichen (Ssa) Komponenten des saisonalen Zyklus der RMSL-Zeitreihen entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste.

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 %.

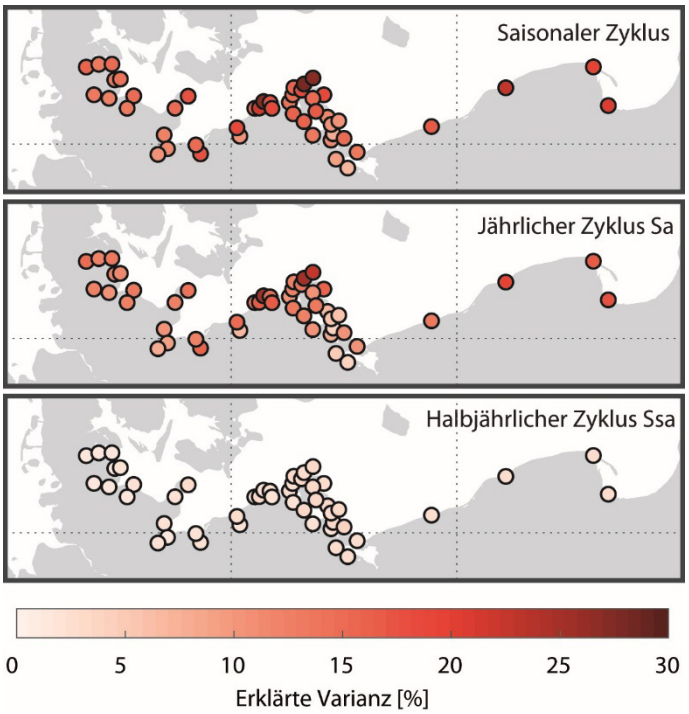

Abbildung 9: Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL im Untersuchungsgebiet auf Basis der analysierten Pegeldaten (jeweilige Gesamtzeitperiode).

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.

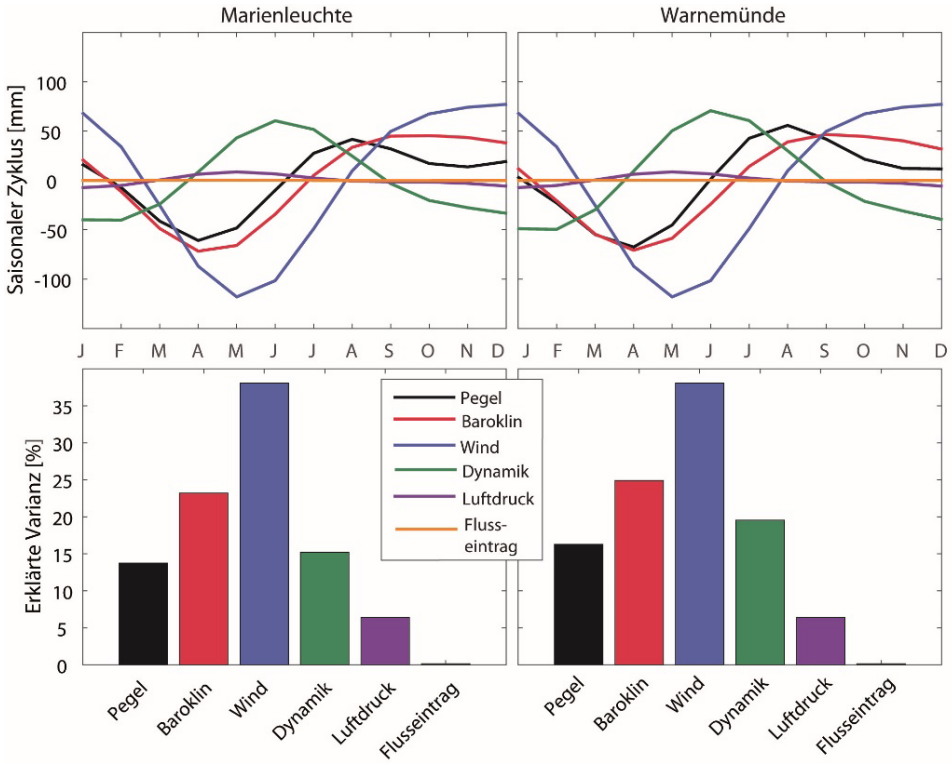

Abbildung 10: Saisonaler Zyklus sowie erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz der MSL-Zeitreihen aus Pegeldaten, dem baroklinen Modelllauf, des Wasserstandes aufgrund von Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusseintrag an den Standorten Marienleuchte und Warnemünde.

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 Pegeldaten 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 Pegeldaten. 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 (Mommark) 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.

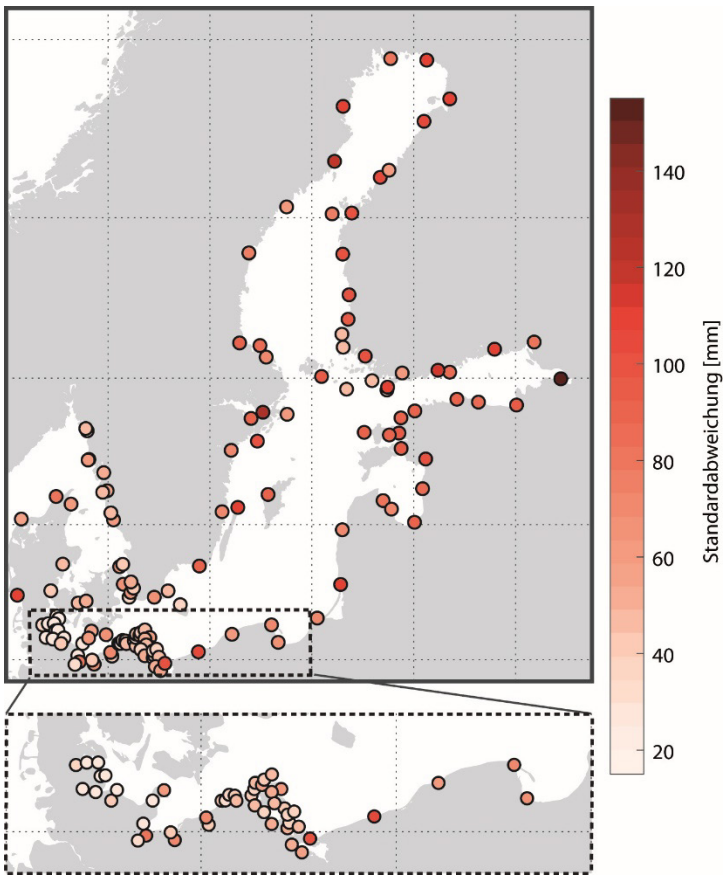

Abbildung 11: Standardabweichungen der um den linearen Trend sowie um den saisonalen Zyklus bereinigten RMSL-Monatszeitreihen (> 19 Jahre) für die jeweilige Gesamtzeitperiode.

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 Pegeldaten (z. B. $r = -0{,}53$ am Pegel Kiel-Holtenau; s. a. Abbildung 13). Der Luftdruck wirkt hier somit dämpfend auf den Gesamtwasserstand.

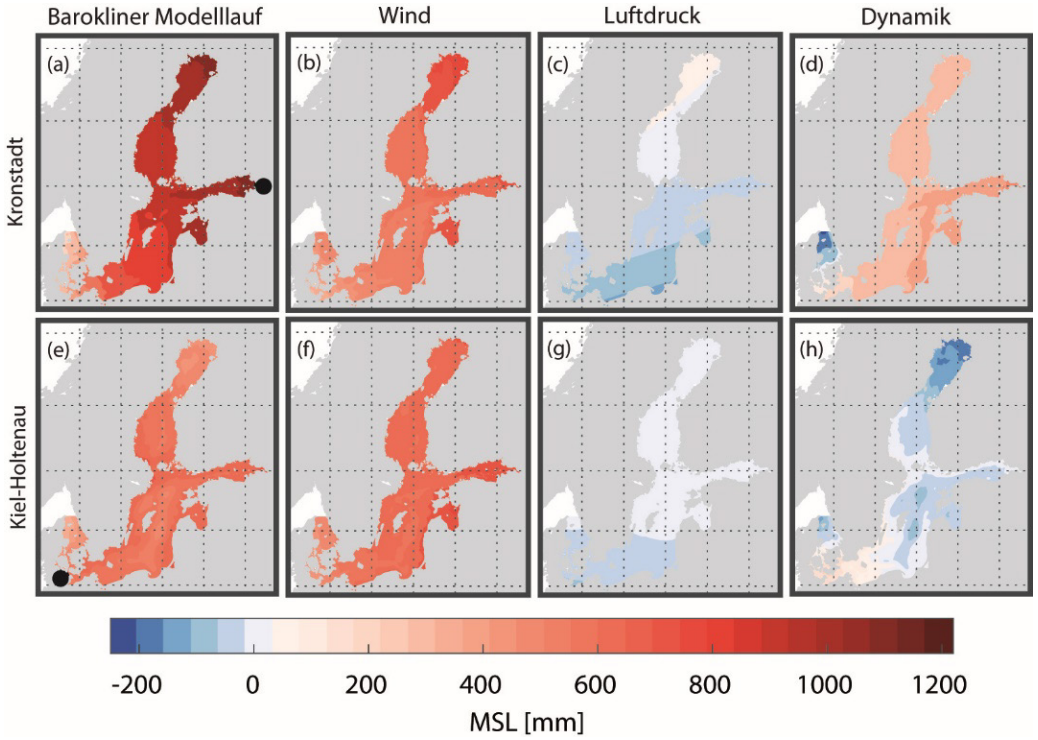

Abbildung 12: Vergleich der Wasserstände aus Pegeldaten, dem baroklinen Modelllauf, aufgrund von Wind, Dynamik und Luftdruck im März 1990 (oben) sowie im Dezember 1981 (unten).

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.

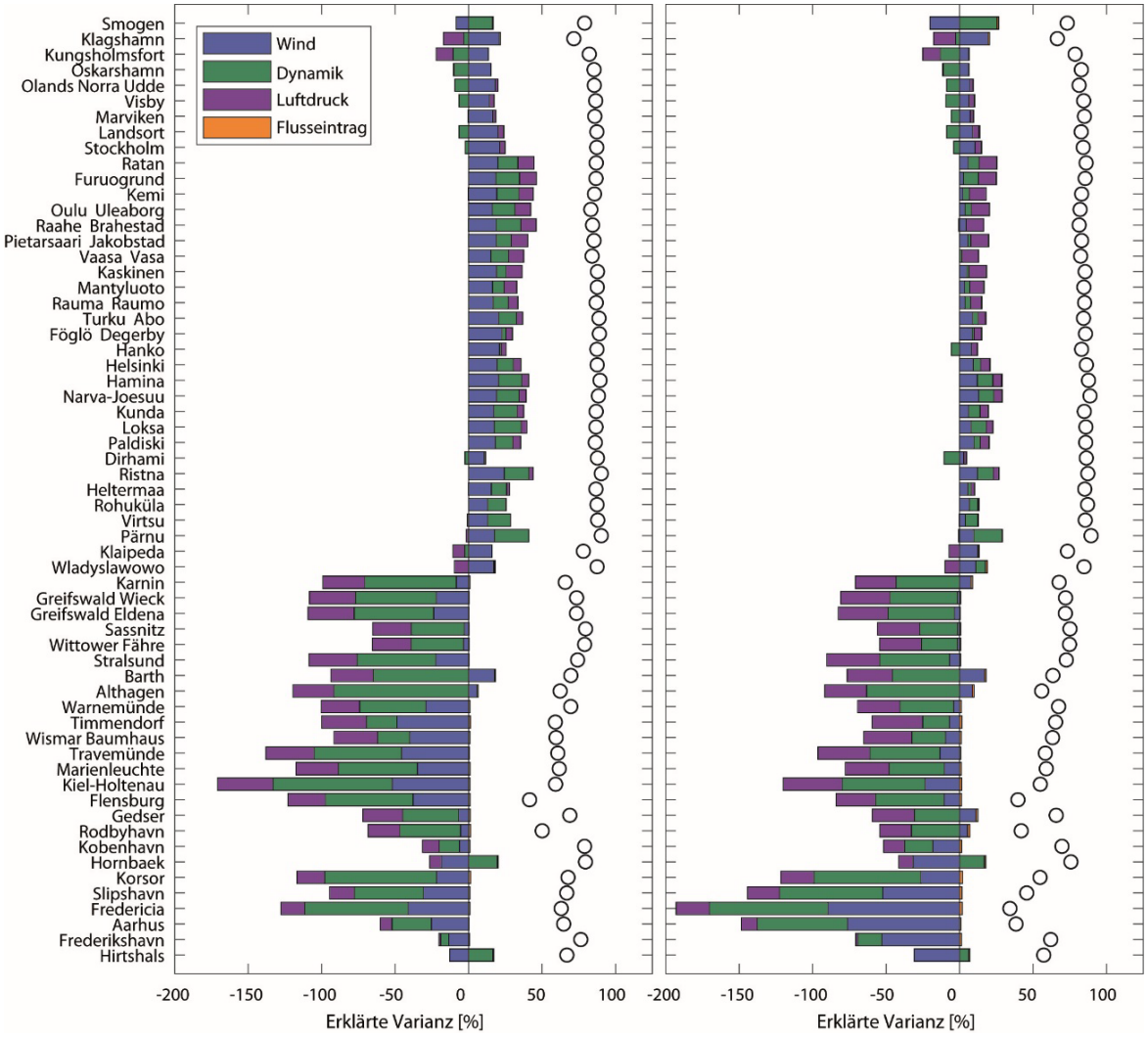

Abbildung 13: Erklärte Varianz der Einzelkomponenten sowie des rekonstruierten RMSL (weiße Kreise) mit (links) und ohne (rechts) saisonalen Zyklus.

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.

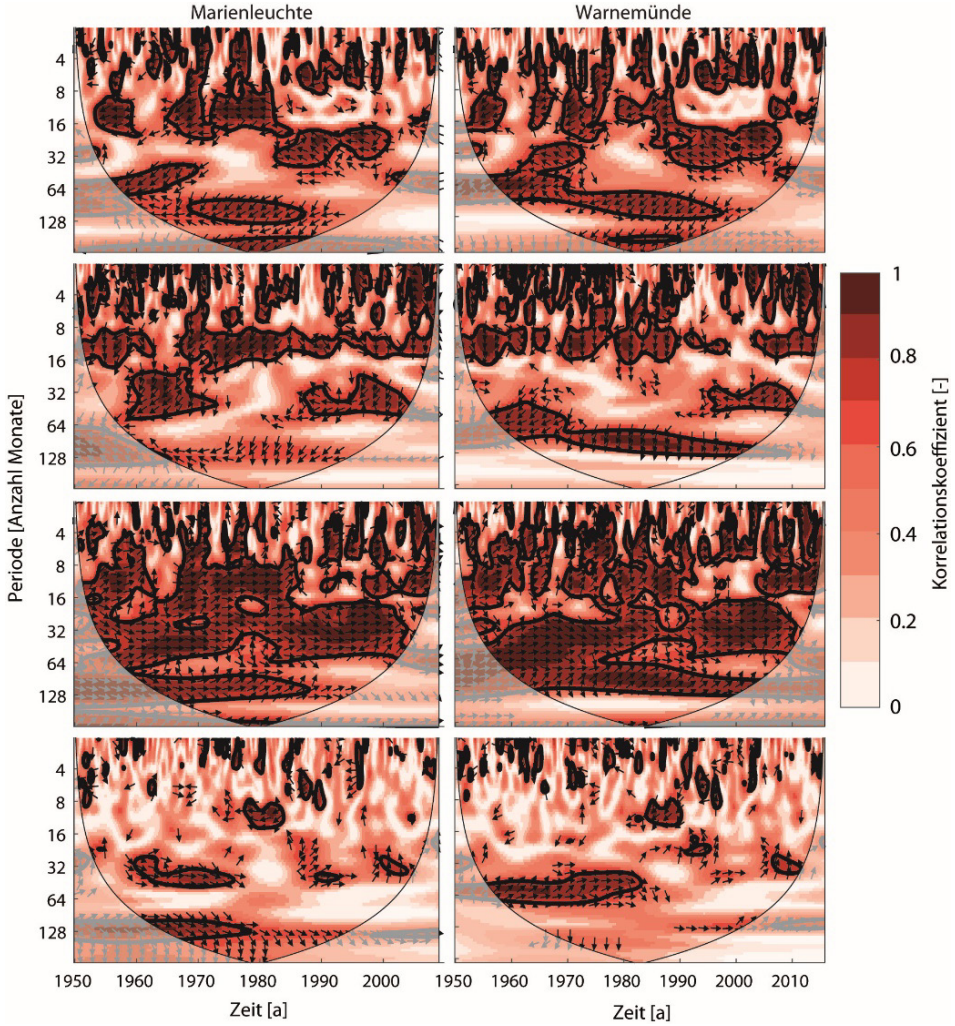

Abbildung 14: Wavelet Kohärenz (Farben) und Phasen Beziehung (Pfeile) zwischen Pegelzeitreihen und Einzelkomponenten Luftdruck (1. Zeile), Dynamik (2. Zeile), Wind (3. Zeile) und Flusswassereintrag (4. Zeile) an den Pegelstandorten Marienleuchte und Warnemünde Die dicken schwarzen Linien kennzeichnen 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). Mithilfe 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.

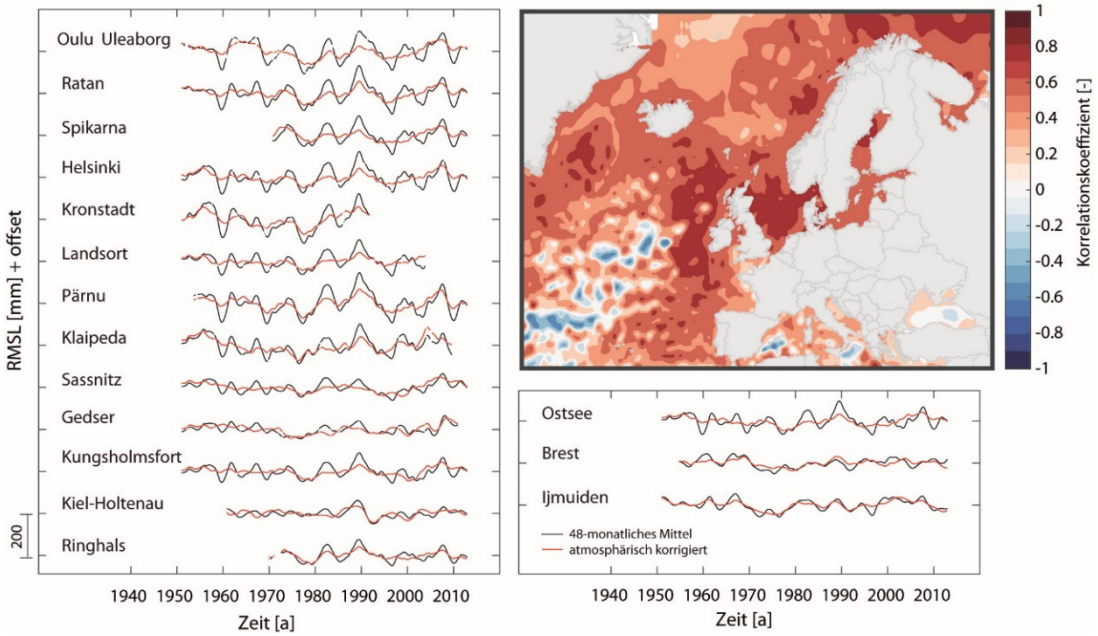

Abbildung 15: Vergleich des 48-monatigen gleitenden Mittels der 13 MSL-Zeitreihen (Schwarz) mit den um die atmosphärische Komponente bereinigten Zeitreihen (rot) (links). Korrelationskoeffizienten zwischen der gemittelten dekadischen Ostsee-Zeitreihe (um den saisonalen Zyklus korrigiert) mit den AVISO 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 Nordostatlantik 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 Nordostatlantiks 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 $RMSL_{korrGIA}$ 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-σ 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 $RMSL_{korrGIA}$-Zeitreihen für

die jeweiligen Gesamtzeitperioden, zeigt nur geringfügige Unterschiede zwischen −0,14 mm/a (Marienleuchte) und 0,17 mm/a (Swinoujscie). 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 wiederspiegelt. 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 $RMSL_{korrGIA}$-Zeitreihen (Jahreswerte) im Untersuchungsgebiet für die jeweiligen Gesamtzeitperioden sowie gemeinsame Zeitperioden mit Angabe der Korrelationskoeffizienten zwischen den $RMSL_{korrGIA}$-Zeitreihen an den Einzelpegeln und den synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH, VS-MVP, VS-SWO und VS-OS.

Pegelname	**Jahre**	**Zeitraum**	**Lin. Trend RMSL [mm/a]**	**Lin. Trend $RMSL_{korrGIA}$ [mm/a]**				
			Gesamtzeitperiode	**Gesamtzeitperiode**	**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)
Swinoujscie	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.

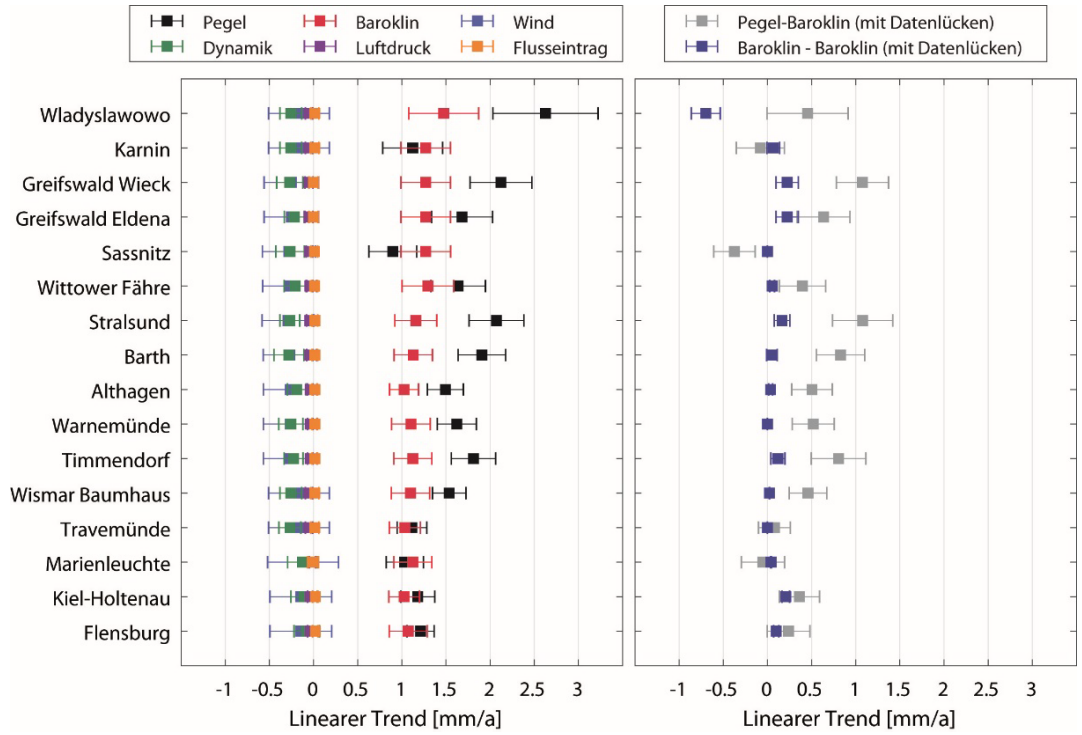

Abbildung 16: Vergleich der linearen Trends der $RMSL_{korrGIA}$-Zeitreihen (TG) im Untersuchungsgebiet zu den linearen Trends der Wasserstände aus dem baroklinen Modelllauf und aufgrund von Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusswassereintrag für die Zeitperiode 1949 bis 2014 (links). Linearer Trend der Residuen ermittelt aus der Differenz zwischen den Pegelzeitreihen $RMSL_{korrGIA}$ 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 ± 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 ± 0,17 mm/a) als in der gesamten Ostsee (1,64 ± 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 ± 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 Białogrodzka 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).

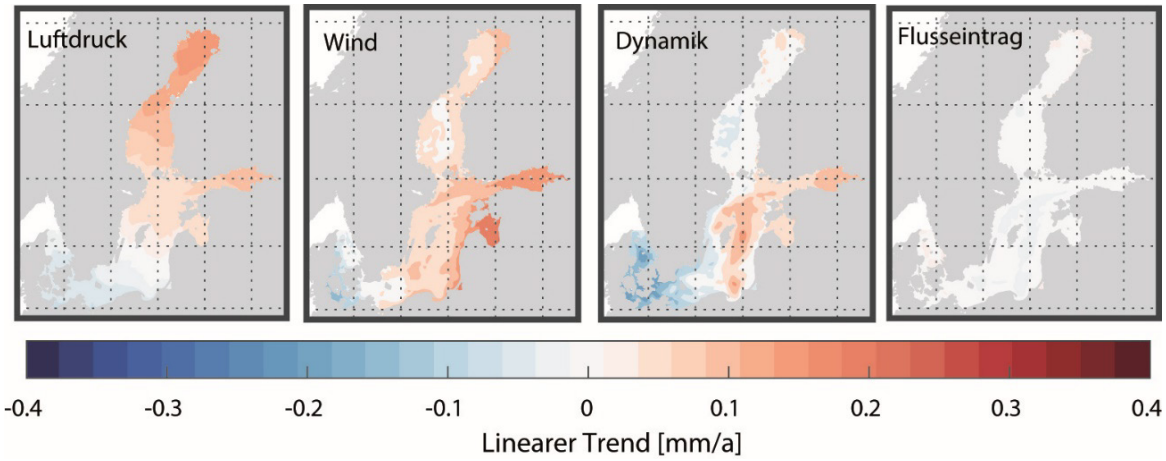

Abbildung 17: Lineare Trends der Wasserstände in der Ostsee aufgrund der Einzelkomponenten in der Zeitperiode 1949 bis 2014. Nachgebildet und ergänzt nach Gräwe et al. (2019).

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 ± 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 ± 0,45 mm/a abschwächt. Beim Vergleich der linearen Trends anhand von Pegelzeitreihen und anhand des baroklinen Models 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 ± 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 ~ 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 ± 0,06 mm/a ein etwas geringerer Trend als für die gesamte Ostsee mit 1,36 ± 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).

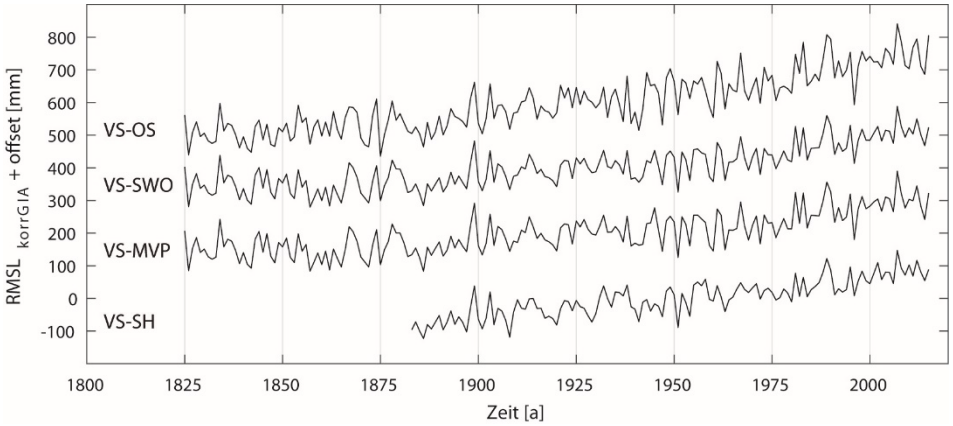

Abbildung 18: Synthetische $RMSL_{korrGIA}$-Jahreszeitreihen VS-SH, VS-MVP, VS-SWO, VS-OS.

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).

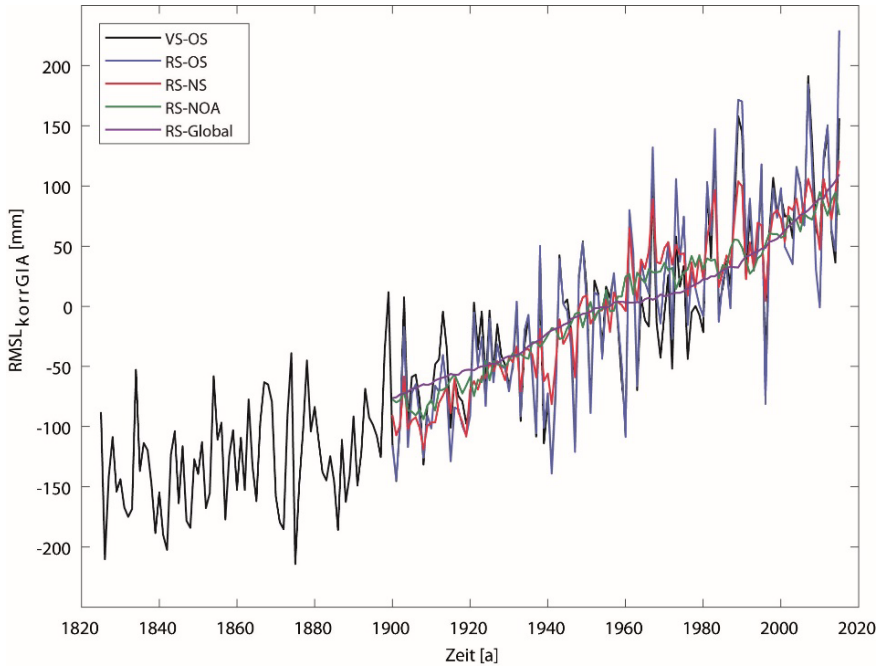

Abbildung 19: Vergleich der synthetischen Zeitreihe für die gesamte Ostsee VS-OS mit den Rekonstruktionen nach Dangendorf et al. (2019) für die Ostsee RS-OS, für die Nordsee RS-NS, für den Nordostatlantik RS-NOA und global RS-Global.

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 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 ± 0,11 mm/a ermittelt

werden (s. a. Tabelle 1). Dieser Wert liegt an der unteren Grenze derzeitiger GMSL-Trendschätzer (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 ± 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 ± 0,14 mm/a (RS-OS: 1,83 ± 0,14 mm/a) hingegen genau mittig im Schätzbereich der GMSL-Trendschätzer und etwas über dem Trendschätzer 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 ± 0,007 mm/a²; 1-σ Standardfehler, 68 % Konfidenzintervall) als auch in der gesamten Ostsee (0,016 ± 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).

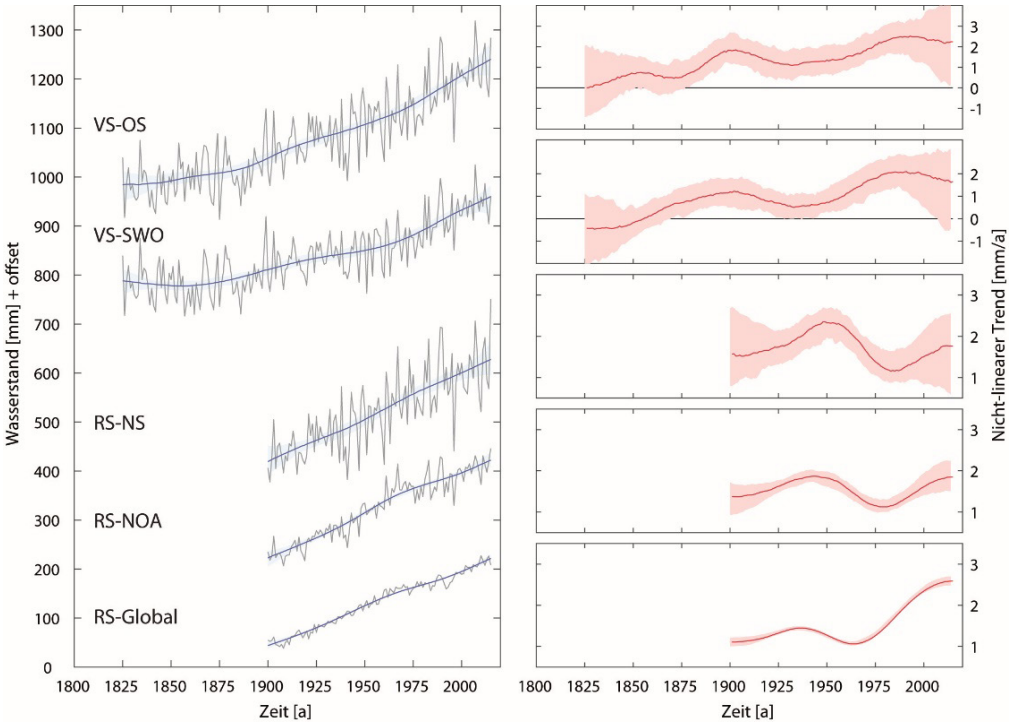

Abbildung 20: Nichtlineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen RS-Global, RS-NOA, RS-NS, VS-SWO und VS-OS. Rechts sind die MSL-Raten aus der SSA dargestellt.

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 Pegeldaten 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 ± 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, 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, Finnland, 2009.

Ekman, M.; Mäkinen, J.: Mean sea surface topography in the Baltic Sea and its transition area to the North Sea: A geodetic solution an comparisons wirth 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 hunder 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 Königlichen Akademie der Wissenschaften in Berlin: Königliche 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, 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.; Białogrodzka, 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.