

# AMSeL\_Ostsee A

## Analyse vergangener, gegenwärtiger und zukünftiger Wasserstände in der südwestlichen Ostsee

### Abschlussbericht

gefördert durch:

BMBF

Förderkennzeichen:

03KIS114

Bearbeitungszeitraum:

08/2015 – 07/2018

Auftragsnummer:

WBL 280D

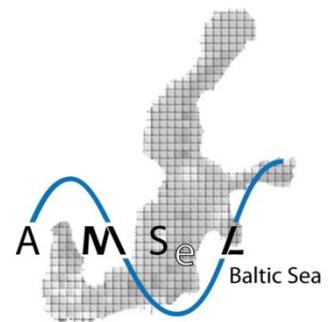
Aufgestellt von:

Dipl.-Ing. Jessica Kelln  
Dr.-Ing. Sönke Dangendorf  
Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen

GEFÖRDERT VOM



Bundesministerium  
für Bildung  
und Forschung



Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu)  
der Universität Siegen

Siegen, den 31.01.2019

Universität Siegen  
Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu)  
Lehrstuhl für Hydromechanik, Binnen- und Küstenwasserbau  
Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen  
Paul-Bonatz-Straße 9-11  
57076 Siegen

## Inhaltsverzeichnis

|       |   |    |
|-------|---|----|
| 1     | Einleitung.....   | 7  |
| 2     | Meeresspiegeländerungen in der Ostsee.....  | 12 |
| 3     | Daten und Methoden.....   | 15 |
| 3.1   | Pegelzeitreihen.....  | 15 |
| 3.2   | Generierung von MSL-Zeitreihen auf Basis hochaufgelöster Pegeldaten.....                                | 19 |
| 3.3   | Generierung von MSL-Zeitreihen auf Basis von Einzelterminwerten<br>mittels einer Gezeitenkorrektur..... | 20 |
| 3.3.1 | Problemstellung und Historie der Gezeitenkorrektur.....   | 20 |
| 3.3.2 | Sensitivitätsstudie .....   | 24 |
| 3.3.3 | Methodik der Gezeitenkorrektur .....  | 27 |
| 3.4   | Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen .....  | 29 |
| 3.5   | Ermittlung synthetischer Pegelzeitreihen.....   | 33 |
| 3.6   | Satellitenaltimeterdaten.....   | 34 |
| 3.7   | 3-D Hydrodynamisch-numerisches Modell des IOW .....   | 36 |
| 4     | Ergebnisse und Diskussion .....   | 39 |
| 4.1   | RMSL-Zeitreihen für die einzelnen Untersuchungspegel.....   | 39 |
| 4.2   | Saisonaler Zyklus im MSL.....   | 42 |
| 4.3   | Intra-annuelle, Interannuelle und dekadische Variabilität .....   | 50 |
| 4.4   | Langzeitentwicklung des MSL.....  | 56 |
| 4.4.1 | Lineare Trends.....   | 56 |
| 4.4.2 | Nicht-lineare Trendanalysen .....   | 67 |
| 4.5   | Zukünftige MSL Projektionen auf Basis globaler Klimamodelle .....                                       | 70 |
| 4.6   | Auswirkung eines erhöhten mittleren Meeresspiegels auf<br>Sturmhochwasserstände .....                   | 73 |
| 4.7   | Einfluss prognostizierter meteorologischer Veränderungen auf<br>Extremwasserstände .....                | 76 |
| 5     | Fazit und weiterer Forschungsbedarf .....   | 78 |
| 6     | Danksagung.....   | 81 |
| 7     | Schriftenverzeichnis .....  | 82 |
|       | Anhang.....   | 87 |
| A.1   | Sensitivitätsstudie: Bruchpunkte in zusammengesetzten Zeitreihen .....                                  | 87 |
| A.3   | RMSL Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet .....   | 89 |
| A.4   | Lineare Trends aller Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet .....  | 92 |
| A.5   | Saisonaler Zyklus entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste.....                                 | 94 |

## Abbildungsverzeichnis

|               |  |    |
|---------------|--|----|
| Abbildung 1:  | Einflussfaktoren des globalen und regionalen Meeresspiegels (oben) sowie Zeitskalen, auf denen einzelne Prozesse wirken (unten). Die Grafik stammt aus DANGENDORF (2014) und wurde auf Basis von Abbildung 1 aus STAMMER et al. (2013) adaptiert und erweitert.....  | 7  |
| Abbildung 2:  | Deformation der Erdoberfläche und Meeresspiegeländerungen auf kurzen Zeitskalen (bis 100 Jahre) aufgrund a) der Massen eines Eisschildes und des Ozeans und b) der Massenumverteilung durch das Schmelzen eines Eisschildes.....   | 8  |
| Abbildung 3:  | Messungen des RMSL und des AMSL durch Pegel und Satellitenaltimetrie. Nachgebildet und ergänzt nach TAMISIEA et al. (2010).....  | 10 |
| Abbildung 4:  | Prozesse zur Änderung des Meeresspiegel in der Ostsee: a) Externe Prozesse, die Änderungen der Gesamtwassermenge in der Ostsee hervorrufen und b) interne Prozesse die zu Wasserumverteilungen innerhalb der Ostsee führen. Nachgebildet und ergänzt nach JOHANSSON (2014).....  | 13 |
| Abbildung 5:  | Oben: Standorte der über PSMSL verfügbaren Pegelzeitreihen in der Ostsee mit Darstellung der Bathymetrie der Ostsee nach SEIFERT et al. (2001) bis zu einer Tiefe von 200 m. Unten: Pegelstandorte aller im Projekt AMSeL_Ostsee zusammengetragenen Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet. Die Nummern entsprechen den laufenden Nummern in Tabelle 8-1 in Anhang 1. Gekennzeichnet ist zusätzlich aus welchen Quellen Daten genutzt wurden, um die endgültige langzeitliche qualitativ hochwertige MSL Monatszeitreihe zu berechnen. Grau eingefärbt sind die Pegelstandorte die nur eine Zeitreihenlänge von weniger als 19 Jahren aufweisen..... | 17 |
| Abbildung 6:  | Verfügbare Zeitreihenlängen der Pegelstandorte mit einer Gesamtzeitreihenlänge > 19 Jahre mit Unterscheidung der zeitlichen Auflösung der Originalzeitreihen, aus denen die MSL Monatszeitreihe gebildet wurde.....  | 18 |
| Abbildung 7:  | (a) Mittlerer Tagesgang und (b) mittlerer monatlicher Tagesgang des Meeresspiegels am Pegel Kiel-Holtenau ermittelt aus stündlichen Pegeldaten für den Zeitraum 1957 bis 2015. (c) Spektralanalyse mit Kennzeichnung der wichtigsten täglichen und halbtäglichen Gezeiten. Die Spektrumsfensterlänge wurde zu $N = 8766$ h festgelegt (astronomisches Jahr).....   | 21 |
| Abbildung 8:  | Absoluter maximaler Mittelwert (a) & (b) und Standardabweichungen (c & d) der Differenzen zwischen der MSL Monatszeitreihe aus Einzelterminwerten und aus Stundenwerten (links) sowie zwischen der MSL Monatszeitreihe aus vier Terminwerten pro Tag und aus Stundenwerten (rechts). In (e) und (f) ist die jeweilige Stunde dargestellt zu der die maximalen mittleren Differenzen auftreten. (f) zeigt nur den ersten der vier Stundenwerte.....   | 25 |
| Abbildung 9:  | Oben: Differenzen der Monatsmittelwerte aus stündlichen Ablesungen zu den Monatsmittelwerten aus Ablesungen einmal täglich um 12 Uhr am Pegel Warnemünde. Unten: Mittelwerte der Differenzen zwischen Monatsmittelwerten aus stündlichen Ablesungen zu den Monatsmittelwerten für Messungen einer jeweils anderen Stunde des Tages.....  | 26 |
| Abbildung 10: | Vergleich der Differenzen zwischen den MSL-Zeitreihen aus Stundendaten und aus mithilfe der Gezeitenkorrekturmethode T1 (schwarz), T2 (rot) und T3 (blau) korrigierten Einzelterminwertablesungen für fünf Pegelstandorte mit Angabe der Standardabweichung $1-\sigma$ sowie des Mittelwertes $\bar{x}$ in mm.....   | 28 |
| Abbildung 11: | Vergleich der Änderungen des RMSL aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus dem ICE-5G (VM2 L90) Modell nach PELTIER (2004) (links), aus dem ICE-6G (VM5a) Modell nach PELTIER et al. (2015) (Mitte) und dem NKG2016LU Modell nach VESTØL ET AL. (2016). Die Nulllinie ist durch eine breite schwarze Linie gekennzeichnet. Negative Werte kennzeichnen eine Landhebung, positive eine Landsenkung.....   | 31 |
| Abbildung 12: | Vergleich der vertikalen Landbewegungsraten relativ zum Geoid aus dem ICE-5G (VM2 L90) Modell nach PELTIER (2004) (links), aus dem ICE-6G (VM5a) Modell nach PELTIER et al. (2015) (Mitte) und dem NKG2016LU Modell nach VESTØL ET AL. (2016) für das Untersuchungsgebiet. Die Nulllinie ist durch eine breite schwarze Linie gekennzeichnet. Negative Werte kennzeichnen eine Landhebung, positive eine Landsenkung.....  | 32 |
| Abbildung 13: | Vergleich der linearen Trends der um den SC sowie die VLM aus GIA nach ICE-5G (Blau), ICE-6G (Schwarz) und NKG2016LU (Rot) bereinigten MSL-Zeitreihen für den Zeitraum 1900 bis 2015 (mind. 75 % Datenverfügbarkeit). Die graue Linie kennzeichnet einen Trend von Null.....   | 33 |
| Abbildung 14: | Oben: Vergleich der Standardabweichung der Pegeldaten für den Zeitraum 1993-2015 (farbige Punkte) mit der Standardabweichung der AVISO Daten mit DAC Korrektur (räumlich farbliche Darstellung) (oben links) sowie mit der Standardabweichung der ESA Daten mit DAC Korrektur (räumlich farbliche Darstellung) (oben rechts); Unten: Korrelationskoeffizienten der MSL Monatszeitreihen aus dem AVISO Datensatz (blau) sowie aus dem ESA Datensatz (schwarz) mit Pegelzeitreihen in der gesamten Ostsee (Nr. 16 bis 64 entsprechen den deutschen und polnischen Pegelstandorten).....  | 35 |
| Abbildung 15: | Links: 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. Rechts: Standorte und Namen der 13 betrachteten Pegel.....  | 37 |
| Abbildung 16: | Oben links: Alle zusammengetragenen Pegelstandorte in der Ostsee mit einer (zusammengefügt) Zeitreihenlänge von mindesten 19 Jahren mit farbiger Kennzeichnung der Zeitreihenlänge in Jahren. Oben rechts: Anzahl der verfügbaren Pegelzeitreihen für jedes Jahr im Zeitraum 1777 bis 2015. Unten: Vergrößerte Darstellung der Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet.....  | 40 |
| Abbildung 17: | RMSL Monatszeitreihen entlang der deutschen und polnischen Küste. Schwarz dargestellt sind die Jahreszeitreihen. Die Sortierung der Zeitreihen erfolgt in der Grafik von unten nach oben und beginnt mit dem nordwestlichsten Pegel Flensburg, folgt dann der Schleswig-Holsteinischen (SH) und der Mecklenburg-Vorpommerschen (MV) Küste bis zu den polnischen Pegeln nach Gdansk.....  | 41 |
| Abbildung 18: | Vergleich von 13 RMSL und $RMSL_{\text{korGIA}}$ (bereinigt um SC und GIA nach NKG2016LU) Monatszeitreihen räumlich verteilt in der gesamten Ostsee. Schwarz dargestellt sind die Jahreszeitreihen. Die Farben der Pegelnamen sind identisch mit der Darstellung der Pegelstandorte in Abbildung 15 rechts.....  | 42 |

|               |  |    |
|---------------|--|----|
| Abbildung 19: | Amplituden und Phasen der jährlichen (Sa) und halbjährlichen (Ssa) Komponenten des SC der RMSL-Zeitreihen entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste.....  | 44 |
| Abbildung 20: | Vergleich der Amplituden (oben) und Phasen (unten) der jährlichen und halbjährlichen Zyklen ermittelt mithilfe der harmonischen Tideanalyse aus dem AVISO Satellitenaltimetrie Datensatz (farbige Fläche) und den Pegeldaten (farbige Punkte) von 1993 bis 2015.....   | 45 |
| Abbildung 21: | Mittlerer saisonaler Verlauf des jährlichen (blau) und halbjährlichen (rot) saisonalen Zyklus sowie der Kombination (schwarz) aus beiden (oben) und MSL Monatszeitreihen (lin. Trend entfernt) (unten) für den Pegel Warnemünde sowie am Gitterpunkt mit der höchsten Korrelation im Umkreis von 1° aus Satellitenaltimeterdaten.....  | 46 |
| Abbildung 22: | Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL im Untersuchungsgebiet auf Basis der analysierten Pegeldaten (jeweiliger Gesamtzeitraum).....   | 47 |
| Abbildung 23: | Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL in der Ostsee auf Basis der AVISO Daten (farbige Fläche) sowie der Pegelzeitreihen (farbige Punkte) von 1993 bis 2015.....  | 47 |
| Abbildung 24: | Zeitliche Entwicklung der Amplituden und Phasen des jährlichen und halbjährlichen Zyklus über ein gleitendes Fenster über fünf Jahre für den Pegel Warnemünde. Die schattierten Flächen kennzeichnen die 95%-Unsicherheitsbänder.....  | 48 |
| Abbildung 25: | Zeitliche Variabilität des SC der Pegelzeitreihen Marienleuchte, Warnemünde und Kolobrzeg. Monate in denen der Minimalwert auftritt sind mit einem weißen Kreis, in denen der Maximalwert auftritt mit einem schwarzen Kreuz gekennzeichnet.....   | 49 |
| Abbildung 26: | SC sowie erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz der MSL. Zeitreihen aus Pegeldaten (schwarz), dem baroklinen Modellauf (rot), des Wasserstandes aufgrund von Wind (blau), Dynamik (grün), Luftdruck (Violett) und Flusseintrag (Orange) an den Standorten Marienleuchte und Warnemünde.....  | 50 |
| Abbildung 27: | Standardabweichungen der um den linearen Trend bereinigten Jahres RMSL-Zeitreihen (> 19 Jahre) für den jeweiligen Gesamtzeitraum in der gesamten Ostsee (oben) mit einer vergrößerten Darstellung der südwestlichen Ostsee (unten).....  | 51 |
| Abbildung 28: | Erklärte Varianz der Einzelkomponenten (Luftdruck, Dynamik, Wind und Flusswassereintrag) sowie des rekonstruierten RMSL (weiße Kreise) mit (links) und ohne (rechts) SC.....   | 52 |
| Abbildung 29: | Spektraldichtefunktion der Pegelzeitreihen Marienleuchte und Warnemünde sowie der Einzelkomponenten Wind, Dynamik, SLP und Flusswassereintrag an den beiden Pegelstandorten von 1949 bis 2014.....   | 53 |
| Abbildung 30: | Wavelet Coherence (Farben) und Phasen Beziehung (Pfeile) zwischen den Pegelzeitreihen Marienleuchte und Warnemünde mit den Einzelkomponenten SLP (1. Zeile), Dynamik (2. Zeile), Wind (3. Zeile) und Flusswassereintrag (4. Zeile). Die dicken schwarzen Linien kennzeichnen das 95 % Signifikanzlevel. Zudem sind die Bereiche, welche durch Randeffekte beeinflusst sein können heller dargestellt und durch eine dünne schwarze Linie abgetrennt.....   | 54 |
| Abbildung 31: | Links: Vergleich des 48-monatigen gleitenden Mittels der 13 MSL Zeitreihen (Schwarz) mit den um die atmosphärische Komponente bereinigten Zeitreihen (rot). Rechts oben: Korrelationskoeffizienten zwischen der gemittelten dekadischen Ostsee Zeitreihe (SC korrigiert) mit den AVISO Daten (mit DAC und SC Korrektur) für den gemeinsamen Zeitraum 1993 bis 2014. Rechts unten: Vergleich einer mittleren Ostseezeitreihe (48-monatiges gleitendes Mittel) mit zwei Zeitreihen aus der Nordsee an den Pegelstandorten Brest und Ijmuiden.....  | 55 |
| Abbildung 32: | Vergleich der linearen Trends sowie des 1- $\sigma$ Standardfehlers (68-% Konfidenzintervall) der RMSL <sub>korrrGIA</sub> (bereinigt um SC und GIA) Zeitreihen für vier gemeinsame Zeiträume (mind. 75 %-ige Datenverfügbarkeit).....   | 58 |
| Abbildung 33: | Vergleich der linearen Trends der RMSL <sub>korrrGIA</sub> (bereinigt um SC und GIA) Zeitreihen (IG) sowie der Modellzeitreihen aus dem baroklinen Lauf mit (BK) und ohne Lücken (BK (ges)) für den Zeitraum 1949 bis 2015 anhand von 61 Pegelstandorten in der gesamten Ostsee (mind. 75 %-ige Datenverfügbarkeit) (links) und 49 Pegelstandorten entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste (rechts) (jeweils verfügbare Zeiträume). Aus Gründen der Lesbarkeit und der Vergleichbarkeit mit der linken Teilabbildung wurde die x-Achse in der rechten Teilabbildung auf den Wertebereich 0 bis 5 mm/a beschränkt, wodurch einzelnen Werte und Unsicherheitsbereiche nur unvollständig dargestellt werden..... | 60 |
| Abbildung 34: | Lineare Trends der Wasserstände in der Ostsee aufgrund von Luftdruck, Wind, Dynamik und Flusswassereintrag im Zeitraum 1949 bis 2014 ermittelt anhand der barotropen und des baroklinen Modellaufs. Nachgebildet und ergänzt nach (GRÄWE et al. in Begutachtung).....  | 61 |
| Abbildung 35: | Links: Vergleich der linearen Trends der Pegelzeitreihen RMSL <sub>korrrGIA</sub> (IG) im Untersuchungsgebiet zu den linearen Trends der Wasserstände aus dem baroklinen Modellauf (BK) und aufgrund von Wind (BT <sub>Wind</sub> ), Dynamik (Dynamik), Luftdruck (BT <sub>SLP</sub> ) und Flusswassereintrag (BT <sub>Fluss</sub> ) im Zeitraum 1949 bis 2014. Rechts: Linearer Trend der Residuen ermittelt aus der Differenz zwischen den Pegelzeitreihen RMSL <sub>korrrGIA</sub> und dem baroklinen Modellauf (TG-BK).....  | 62 |
| Abbildung 36: | Korrelationsmatrix der Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet. Weiße Punkte kennzeichnen nicht signifikante Werte. Die strichpunktierte Linie kennzeichnet die Pegelzeitreihen, die mit in die Berechnung der synthetischen Zeitreihen VS-SH eingeflossen sind, die gestrichelte Linie die Zeitreihen der synthetischen Zeitreihen VS-MVP. Alle grün gefärbten Linien kennzeichnen die Pegelzeitreihen, die mit in die Berechnung der synthetischen Zeitreihen für das gesamte Untersuchungsgebiet VS-SWO geflossen sind.....  | 63 |
| Abbildung 37: | Vergleich der synthetischen RMSL <sub>korrrGIA</sub> Jahreszeitreihen VS-SH (mit Travemünde), VS-SH und VS-MVP. Der RMSE bezieht sich auf VS-SH und VS-MVP sowie VS-SH (mit Travemünde) und VS-MVP. Darunter sind die beiden synthetischen Zeitreihen VS-SH und VS-MVP sowie in hellerer Farbgebung dahinter die jeweiligen Einzelzeitreihen aus denen die synthetischen Zeitreihen berechnet wurden, dargestellt.....   | 65 |
| Abbildung 38: | Jahreswerte der synthetischen RMSL <sub>korrrGIA</sub> Zeitreihen VS-SH, VS-MVP, VS-SWO und VS-OS.....   | 66 |
| Abbildung 39: | Vergleich der synthetischen Zeitreihe für die gesamte Ostsee VS-OS mit den Rekonstruktionen nach DANGENDORF et al. (In Begutachtung) für die Ostsee RS-OS, für die Nordsee RS-NS, für den Nordostatlantik RS-NOA und global RS-Global.....   | 67 |

|               |  |    |
|---------------|--|----|
| Abbildung 40: | Nicht-lineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH, VS-MVP und VS-MVP (kurz) ermittelt über eine SSA mit einer „Embedding Dimension“ von 30. Die Trendunsicherheiten wurden über 100 Monte-Carlo Simulationen mit einem White-Noise Prozess generiert. Rechts sind die MSL Raten aus der SSA dargestellt. ....   | 68 |
| Abbildung 41: | Nicht-lineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen RS-Global, RS-NOA, RS-NS, VS-SWO und VS-OS. Rechts sind die MSL Raten aus der SSA dargestellt. ....   | 69 |
| Abbildung 42: | Regionale Meeresspiegelprojektionen für Nordeuropa für sechs unterschiedliche Unsicherheitsperzentile (GRINSTED et al. 2015). ....   | 72 |
| Abbildung 43: | Rechts: Projizierter regionaler Meeresspiegelanstieg (RMSL) im Zeitraum 2090–2099 relativ zu 1990–1999 unter dem SRES A1B Szenario. Links: Lokaler Meeresspiegelanstieg (LSL) und GIA. (GRINSTED 2015). ....   | 72 |
| Abbildung 44: | Links: Vergleich der Wasserstände aus den aufgezeichneten stündlichen Pegeldaten (TG) sowie aus dem baroklinen Modelllauf (BK) am Pegel Warnemünde mit Kennzeichnung des maximalen Wasserstands. Rechts: Korrelationskoeffizienten zwischen Pegelzeitreihen und Zeitreihen aus dem baroklinen Modelllauf für den Zeitraum 23.10.2006 bis 04.11.2006. ....  | 74 |
| Abbildung 45: | Differenzen der maximalen Wasserstände im Zeitraum 23.10.2006 bis 04.11.2006 zwischen dem projizierten Zustand (MSL <sub>29</sub> bis MSL <sub>227</sub> ) und dem MSL <sub>0</sub> Zustand. ....  | 75 |
| Abbildung 46: | Wasserstandsverläufe (oben: ohne projizierte MSL Anstiegsrate; unten: mit projizierter MSL Anstiegsrate) im Zeitraum 23.10.2006 bis 04.11.2006 für die projizierten Zustände (MSL <sub>29</sub> bis MSL <sub>227</sub> ) und den MSL <sub>0</sub> Zustand für den Pegelstandort Warnemünde mit Angabe des jeweiligen Maximalwertes. ....   | 76 |
| Abbildung 47: | (a) Vergleich der Synthetischen MSL Monatszeitreihen des Pegels Kiel-Holtenau mit der MSL Monatszeitreihe aus stündlichen Aufzeichnungen MSL <sub>24/d</sub> in schwarz. (b) Differenzen zwischen MSL <sub>1&amp;24/d</sub> (3, 9) und MSL <sub>24/d</sub> (grau). Die linearen Trends der Residuen (schwarz), werden durch einen detektierten Bruchpunkt getrennt. Die Wahrscheinlichkeit, dass zum gekennzeichneten Zeitpunkt ein Bruchpunkt vorliegt ist rot gekennzeichnet. (c) Lineare Trends aller MSL <sub>1&amp;24/d</sub> Zeitreihen. Die schwarze horizontale Linie und der graue Bereich zeigen den linearen Trend und das 95-% Konfidenzintervall für MSL <sub>24/d</sub> . In gelb und blau sind die minimalen und maximalen Trends der in (a) gezeigten Zeitreihen dargestellt. .... | 88 |

## Tabellenverzeichnis

|            |   |    |
|------------|---|----|
| Tabelle 1: | Gezeitenkorrekturfaktoren für Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Einzelterminwertablesungen für fünf Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste. ....  | 28 |
| Tabelle 2: | Lineare Trends der neun längsten RMSL und RMSL <sub>korrrGIA</sub> Zeitreihen (Jahreswerte) im Untersuchungsgebiet für die jeweiligen Gesamtzeiträume sowie gemeinsame Zeiträume mit Angabe der Korrelationskoeffizienten zwischen den RMSL <sub>korrrGIA</sub> Zeitreihen an den Einzelpegeln und den synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH und VS-MVP. ....                     | 57 |
| Tabelle 3: | Auflistung der synthetischen Pegelnamen und Zuordnung der Pegelzeitreihen, aus denen die synthetischen Pegelzeitreihen erzeugt wurden. ....   | 64 |
| Tabelle 4: | RMSL Projektionen für das 21. Jahrhundert für die Einlaufrandbedingung zwischen Skagen und Smögen (RCP8.5) für sechs Unsicherheitsperzentile nach GRINSTED et al. (2015). ....  | 74 |
| Tabelle 5: | Laufende Nummer, Pegelnamen, Quellen und zeitliche Auflösung der Originaldaten, Koordinaten, Zeitraum der Datenverfügbarkeit und Höhenbezugssystem der ermittelten RMSL-Zeitreihen im Untersuchungsgebiet. ....   | 89 |
| Tabelle 6: | Lineare Trends aller RMSL und RMSL <sub>korrrGIA</sub> Monatszeitreihen. ....   | 92 |
| Tabelle 7: | Amplituden ( $A_a$ , $A_{sa}$ ) und Phasen ( $\phi_a$ , $\phi_{sa}$ ) der jährlichen ( $S_a$ ), halbjährlichen ( $S_{sa}$ ) saisonalen Schwankungen für 49 Pegel (> 19 Jahre) mit Angabe des 95 % Konfidenzintervalls und der erklärten Varianzen durch den saisonalen Zyklus ( $Var1$ ), durch den jährlichen Zyklus ( $Var2$ ) und den halbjährlichen Zyklus ( $Var3$ ). .... | 94 |

## Abkürzungsverzeichnis

|                |   |
|----------------|---|
| AIS            | Eismassenverlust des Antarktischen Eisschildes  |
| AMSL           | Absoluter mittlerer Meeresspiegel ( <i>engl. absolute mean sea level</i> )  |
| ASLC           | Absolute Meeresspiegeländerung ( <i>engl. absolute sea level change</i> )   |
| AVISO          | Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data  |
| BK             | Barokliner Modelllauf   |
| BSH            | Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie   |
| BT             | Barotroper Modelllauf   |
| DAC            | Dynamische atmosphärische Korrektur ( <i>engl. dynamic atmospheric correction</i> )   |
| DSL            | Dynamischer Meeresspiegel ( <i>engl. dynamic sea level</i> )  |
| EOF            | Empirische Orthogonalfunktionen ( <i>engl. empirical orthogonal functions</i> )   |
| ESA            | European Space Agency   |
| GIA            | Postglaziale Landhebung ( <i>engl. global isostatic adjustment</i> )  |
| GIC            | Abschmelzen/Dynamik der Gletscher   |
| GMSL           | globaler mittlerer Meeresspiegel ( <i>engl. global mean sea level</i> )   |
| GPS / GNSS     | Globales Positionsbestimmungssystem ( <i>engl. global positioning system</i> )/<br>Globale Navigations Satelliten Systeme ( <i>engl. global navigate satellite system</i> ) |
| GrIS           | Eismassenverlust von Grönland   |
| GZK            | Gezeitenkorrektur   |
| IMK            | Internes Messnetz Küste des Staatlichen Amt für Umwelt und Natur<br>Rostock   |
| IOW            | Leibnitz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde  |
| IBE            | Inverser Barometereffekt  |
| K <sub>1</sub> | Tägliche lunare-solare Gezeit   |
| LSL            | Lokaler Meeresspiegel ( <i>engl. local sea level</i> )  |
| LW             | Änderungen des gebunden Wassers auf Land  |
| MSL            | Mittlerer Meeresspiegel ( <i>engl. mean sea level</i> )   |
| MV             | Mecklenburg-Vorpommern  |
| M <sub>2</sub> | Halbtägliche lunare Gezeit  |
| NAO            | Nordatlantische Oszillation ( <i>engl. north atlantic oscillation</i> )   |
| NCEP/NCAR      | National Center for Environmental Prediction and the National Center<br>for Atmospheric Research Reanalyse Daten  |
| NOA            | Nordostatlantik   |
| NS             | Nordsee   |
| OS             | Ostsee  |
| O <sub>1</sub> | Tägliche lunare Gezeit  |
| PSMSL          | Permanent Service for Mean Sea Level  |
| P <sub>1</sub> | Tägliche solare Gezeit (Partialtidensystem nach Doodson)  |
| RMSE           | Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung ( <i>engl. root mean square error</i> )   |
| RMSL           | relativer mittlerer Meeresspiegel ( <i>engl. relative mean sea level</i> )  |
| RS             | Rekonstruierte synthetische Zeitreihe   |
| RSLC           | relative Meeresspiegeländerung ( <i>engl. relative sea level change</i> )   |
| SC             | Saisonaler Zyklus ( <i>engl. seasonal cycle</i> )   |
| SLA            | Wasserstandsanomalie ( <i>engl. sea level anomaly</i> )   |

|                |  |
|----------------|--|
| SLP            | Luftdruck ( <i>engl. sea level pressure</i> )                            |
| Sa             | saisonale jährliche Fluktuation ( <i>engl. seasonal annual</i> )         |
| SH             | Schleswig-Holstein   |
| SML            | Massenkomponente auf dem Schelf  |
| SMHI           | Swedish Meteorological and Hydrological Institute                        |
| SSA            | Singuläre Systemanalyse ( <i>engl. singular system analysis</i> )        |
| Ssa            | saisonale halbjährliche Fluktuation ( <i>engl. seasonal semiannual</i> ) |
| SWO            | Südwestliche Ostsee (deutsche und polnische Ostseeküste)                 |
| S <sub>1</sub> | Tägliche durch die Sonne erzeugte Tide                                   |
| S <sub>2</sub> | Halbtägliche solare Gezeit   |
| T              | Sterik   |
| TG             | Pegel ( <i>engl. tide gauge</i> )  |
| Var1           | Erklärte Varianz durch den saisonalen Zyklus                             |
| Var2           | Erklärte Varianz durch den jährlichen Zyklus                             |
| Var3           | Erklärte Varianz durch den halbjährlichen Zyklus                         |
| VLM            | Vertikale Landbewegungen ( <i>engl. vertical land motions</i> )          |
| VS             | Virtuelle Station / Synthetische Pegelzeitreihe                          |
| WSA            | Wasser- und Schifffahrtsamt des Bundes                                   |

## Symbolverzeichnis

|                                  |   |       |
|----------------------------------|---|-------|
|                                  | Zyklen pro Jahr ( <i>engl. cycle per year</i> )   | [cpy] |
|                                  | Zyklen pro Tag ( <i>engl. cycle per day</i> )   | [cpd] |
|                                  | Nautische Meile   | [nm]  |
| A <sub>a</sub> , A <sub>sa</sub> | Amplitude des jährlichen und des halbjährlichen Zyklus  | [mm]  |
| r                                | Korrelationskoeffizient   | [-]   |
| $\bar{x}$                        | Arithmetischer Mittelwert   | [mm]  |
| $\phi_a, \phi_{sa}$              | Phase (zeitliches Auftreten des Maximums) des jährlichen und des halbjährlichen Zyklus in Grad (0° = 1. Januar) | [°]   |
| $\eta_F$                         | Wasserstandsänderung aufgrund von Flusswassereintrag  | [mm]  |
| $\eta_P$                         | Wasserstandsänderung aufgrund von Luftdruck   | [mm]  |
| $\eta_S$                         | Wasserstandsänderung aufgrund von Dynamik   | [mm]  |
| $\eta_W$                         | Wasserstandsänderung aufgrund von Wind  | [mm]  |
| $\sigma$                         | Standardabweichung  | [mm]  |
| $\sigma_n$                       | Normalisierte Standardabweichung  | [mm]  |
| $\sigma_o$                       | Standardabweichung einer Beobachtungszeitreihe ( <i>engl. observation</i> )                                     | [mm]  |
| $\sigma_p$                       | Standardabweichung einer Modellzeitreihe ( <i>engl. prediction</i> )  | [mm]  |

## 1 Einleitung

Der globale Meeresspiegel (GMSL) steigt derzeit aufgrund der globalen Erwärmung und der damit verbundenen thermischen Expansion (Sterik) sowie der Eisschmelze der Gletscher und Eisschilde schneller an (DANGENDORF et al. 2017; CHEN et al. 2017; CAZENAVE et al. 2018). Es wird weiterhin erwartet, dass sich die derzeitige Anstiegsrate des GMSL von 3,2 mm/a (CHURCH et al. 2013) im 21. Jahrhundert weiter beschleunigt (JEVREJEVA et al. 2010; GRINSTED et al. 2010; CHURCH et al. 2013; DANGENDORF et al. 2017; NEREM et al. 2018). Der Anstieg des Meeresspiegels verläuft dabei allerdings weder zeitlich noch räumlich gleichmäßig, sondern unterliegt komplexen durch unterschiedliche Prozesse verursachten Mustern (CHURCH et al. 2013). In Abbildung 1 sind die Einflussfaktoren des globalen und regionalen Meeresspiegels sowie die Zeitskalen, auf denen die einzelnen Prozesse wirken zusammenfassend dargestellt. Eine Beschreibung der einzelnen Einflussfaktoren findet sich z. B. auch in CHURCH et al. (2013) und JENSEN et al. (2014).

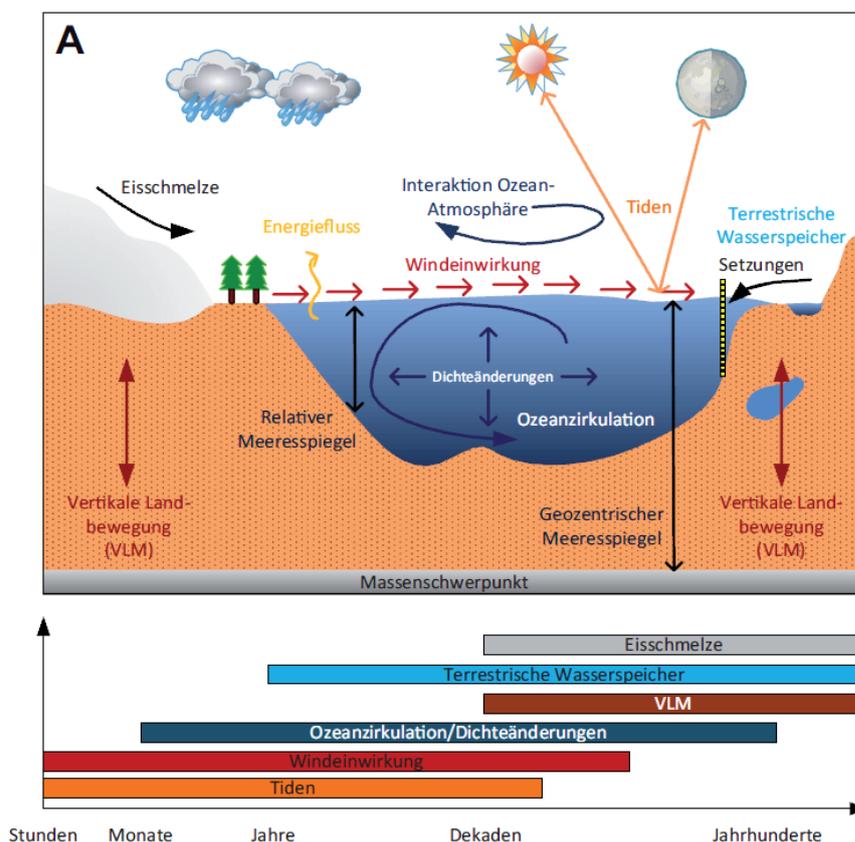


Abbildung 1: Einflussfaktoren des globalen und regionalen Meeresspiegels (oben) sowie Zeitskalen, auf denen einzelne Prozesse wirken (unten). Die Grafik stammt aus DANGENDORF (2014) und wurde auf Basis von Abbildung 1 aus STAMMER et al. (2013) adaptiert und erweitert.

Ein wesentlicher Prozess ist die Massenumverteilung des Wassers zwischen Land und Ozean. So initiiert das Schmelzen eines Gletschers oder Eisschildes mindestens drei unterschiedliche Prozesse: zum einen erhöht sich die Masse und damit der Meeresspiegel des gesamten Ozeans. Zum anderen werden aber auch Krustenbewegungen und gravita-

tive Änderungen zwischen Gletscher/Eisschild und Ozean ausgelöst. Der Gravitationseffekt ist vergleichbar mit dem Einfluss der Sonne und des Mondes auf die täglichen Gezeiten. Ein Eisschild zieht in seiner gegenwärtigen Ausdehnung durch seine Masse den Ozean um sich herum an (s. a. Abbildung 2a). Schmilzt das Eisschild, verringern sich seine Masse und damit der gravitative Einfluss auf den Ozean (s. a. Abbildung 2b). Ein Großteil des hinzugefügten Schmelzwassers wird daher ins Fernfeld transportiert. Effektiv sinkt dadurch der Meeresspiegel um das Eisschild herum (im Radius von  $\sim 2000$  km) und steigt im übrigen Ozean. Gleichzeitig hebt sich das Land unter dem Eisschild, wodurch großräumige Landbewegungen ausgelöst werden (z. B. CONRAD 2013; WHITEHOUSE 2018). Neben diesen gravitativen und isostatischen Einflüssen beeinflussen vor allem Ozeanzirkulation, Wind- und Luftdruckänderungen die regionale Ausprägung mittlerer Wasserstände. Ein prominentes Beispiel hierfür sind beispielsweise die windgetriebenen und an das El Nino/La Nina gekoppelten Umlagerungsprozesse im Zentralpazifik, die über die vergangenen Dekaden die Muster der regionalen Meeresspiegeltrends bis weit in den Indischen Ozean hinein dominiert haben (HAN et al. 2017).

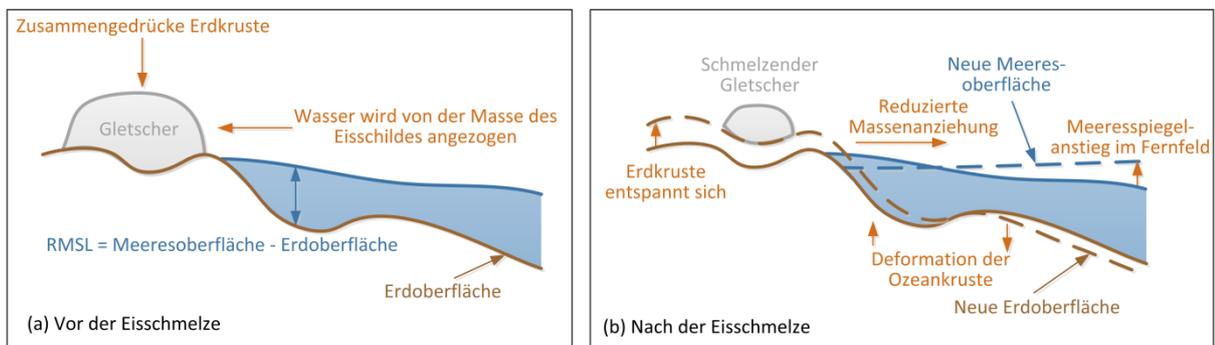


Abbildung 2: Deformation der Erdoberfläche und Meeresspiegeländerungen auf kurzen Zeitskalen (bis 100 Jahre) aufgrund a) der Massen eines Eisschildes und des Ozeans und b) der Massenverteilung durch das Schmelzen eines Eisschildes.

Der GMSL beschreibt die mittlere globale Höhe des Meeresspiegels gemessen relativ zu einem fixen Referenzpunkt, wie dem Masse-zentrum der Erde. Änderungen des GMSL resultieren daher aus Prozessen, die entweder das Volumen des Wassers im Ozean oder die Kapazität der Ozeanbecken ändert (s. a. Abbildung 2). Beobachtungen des relativen Meeresspiegels hingegen sind sowohl sensitiv gegenüber absoluten Änderungen der Wasserstände, als auch gegenüber lokalen Landhebungs- und Landsenkungseffekten an der Messstelle (CONRAD 2013). Über das 20. Jahrhundert wurden anhand von Pegeldata GMSL Trendschätzungen von  $1,3$  bis  $2 \pm 0,3$  mm/a ermittelt (CHURCH und WHITE 2006; HAY et al. 2015; DANGENDORF et al. 2017). Im Nordostatlantik zeigt sich mit  $1,5 \pm 0,1$  mm/a (mit Berücksichtigung vertikaler Landbewegungen) (DANGENDORF et al. in Begutachtung) ein ähnlicher linearer Trend wie der GMSL. Für den Zeitraum von 1958 bis 2014 konnte für den Nordostatlantik mit  $1,41 \pm 0,43$  mm/a ebenfalls ein linearer Trend ermittelt werden, der sich nicht signifikant vom globalen Geschehen ( $1,52 \pm 0,19$  mm/a) unterscheidet (FREDERIKSE et al. 2018). Über dem Nordeuropäischen Schelf können relative Meeresspiegeltrends zum Großteil durch eine Kombination aus Masse, Sterik und Deformation der Erdoberfläche erklärt werden (FREDERIKSE et al. 2016). Entlang der Küste Großbritanniens liegt der lineare absolute MSL (AMSL) Trend über das 20. Jahrhundert bei  $1,4 \pm 0,2$  mm/a (WOODWORTH et al. 2009). WAHL et al. (2013) beobachteten in der Nordsee im Zeitraum 1900 bis 2011 einen linearen Trend von

$1,5 \pm 0,1$  mm/a (GIA korrigiert) und wiesen auf räumliche Unterschiede des linearen Trends entlang der Küstenlinie hin. Aufgrund der Nähe der Nordsee zum Grönländischen Eisschild ist der Einfluss der schmelzenden Eisschilde auf den MSL in der Nordsee kleiner als im globalen Mittel. Die zusätzlichen Beiträge aus der Erwärmung des benachbarten Nordatlantiks und lokale vertikale Landbewegungen (VLM) führen dazu, dass der lineare Trend des relativen MSL (RMSL) für die Nordsee trotzdem nah an den Trendschätzern für den GMSL liegt (FREDERIKSE et al. 2016). Dabei sind die Langzeittrends von einer erheblichen intra-annuellen bis mehrdekadischen Variabilität überlagert. Die unterschiedlichen linearen Trends für verschiedene betrachtete Zeiträume zeigen die ausgeprägte zeitliche Variabilität des MSL, die auf unterschiedlichen Zeitskalen durch verschiedene Prozesse beeinflusst wird und sich maßgeblich auf die Langzeitentwicklung auswirkt. In höheren Breitengraden, entlang breiter Schelfregionen, wie dem Nordeuropäischen Schelf und halbgeschlossenen Randmeeren erklären barotrope Prozesse, hervorgerufen durch atmosphärische Antriebe, einen Großteil dieser Variabilität. Über dem flachen Schelfbereich der Nordsee ist der Einfluss des Windes auf MSL Monatszeitreihen besonders ausgeprägt (PIECUCH et al. In Begutachtung). DANGENDORF et al. (2013) zeigten dass ein Großteil der intra- und interannuellen Variabilität des MSL in der Nordsee durch atmosphärische Antriebe erklärt werden kann. Auf dekadischen Zeitskalen hingegen dominieren sterische Effekte.

MADSEN et al. (2007) vergleichen die linearen AMSL Trends global ( $3,23 \pm 0,04$  mm/a), im Nordatlantik ( $3,3 \pm 0,1$  mm/a) sowie für die Ostsee (5,8 mm/a) aufgrund von Satellitenaltimeterdaten für den Zeitraum 1992 bis 2008. Dabei konnten für die Ostsee, aufgrund der größeren natürlichen Variabilität, weit größere Unsicherheiten für den regionalen Trend festgestellt werden. Regionale Studien zu Änderungen des MSL in der Ostsee wurden von einigen weiteren 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. Die Änderungen des MSL in der Ostsee sind die Summe aus globalen, regionalen und lokalen Effekten (HÜNICKE et al. 2015). Nach MEIER et al. (2004) sowie JOHANSSON et al. (2003) sind die Haupteinflussfaktoren für den langfristigen MSL der Ostsee (1) Landhebungen, (2) der eustatische Meeresspiegelanstieg und (3) der Wasserhaushalt der Ostsee. In großen Teilen der Ostsee wird der Anstieg des MSL derzeit immer noch durch relative Meeresspiegeländerungen in Folge postglazialer Anpassungen (GIA - engl. global isostatic adjustment) an die Eisschmelze des fenoskandischen Eisschildes seit Ende der Würm- oder Weichselkaltzeit vor ca. 10.000 Jahren ausgeglichen oder sogar übertroffen (JANSSEN 2002) (s. a. Abbildung 11).

Um lokale und regionale Küstenschutzmaßnahmen zu planen sind lokale/regionale Studien zum Verständnis beobachteter Entwicklungen sowie der Ableitung möglicher Zukunftsszenarien des Meeresspiegelanstiegs unerlässlich. Dies erfordert qualitativ hochwertige und möglichst langzeitliche Beobachtungszeitreihen des MSL. In der Ostsee ist die Verfügbarkeit der Beobachtungsdaten, mit einigen der längsten Pegelzeitreihen weltweit, im globalen Vergleich als hervorragend zu bewerten. Die meisten Untersuchungen zum MSL in der Ostsee basieren daher auf Pegeldaten (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 3). Neuere Untersuchungen zum Wasserstand der Ostsee beziehen zusätzlich zu Pegeldata auch durch Satellitenaltimetrie gemessene Wasserstände mit in die Untersuchungen ein (z. B. STRAMSKA und CHUDZIAK 2013). Durch Altimeterdaten werden viele Nachteile, die Pegelmessungen mit sich bringen, wie z. B. der Einfluss der postglazialen Landbewegungen und topografische Effekte, ausgeschlossen. Allerdings ist die zeitliche Verfügbarkeit über den Zeitraum 1993 bis heute begrenzt. Des Weiteren messen Altimeter, wie in Abbildung 3 dargestellt ist, den MSL relativ zum Geoid und daher den absoluten Meeresspiegel (AMSL), was bei jeglichen Vergleichen beider Datenkollektive berücksichtigt werden muss.

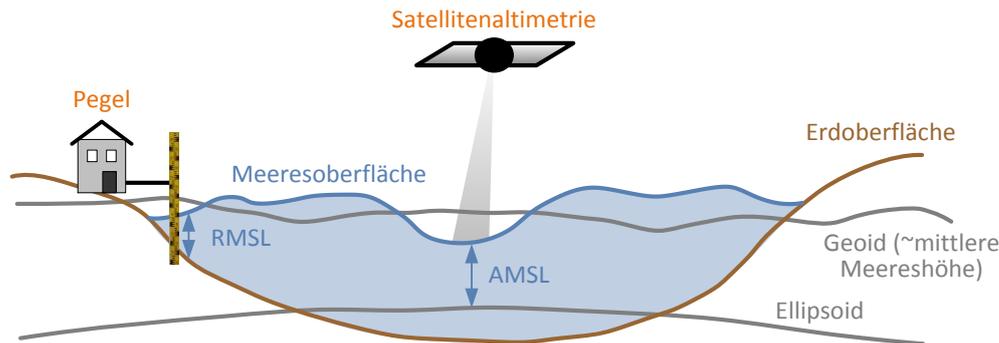


Abbildung 3: Messungen des RMSL und des AMSL durch Pegel und Satellitenaltimetrie. Nachgebildet und ergänzt nach TAMISIEA et al. (2010).

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. PSMSL) und untersucht worden. Dies liegt vor allem auch daran, dass bisher nur für wenige Pegelstandorte langzeitliche digitalisierte Wasserstände zur Verfügung standen. Im Projekt AMSeL\_Ostsee ist es nun, aufgrund der erstmals digital verfügbaren (hochau aufgelösten) 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 im Teilprojekt AMSeL\_Ostsee B zusammengestellten Pegeldata wurden qualitativ hochwertige langzeitliche MSL Monatszeitreihe erzeugt und diese in bestehende MSL Datensätze (z. B. PSMSL) integriert bzw. die bestehenden Zeitreihen verlängert. Neben den Untersuchungen zur langfristigen Entwicklung des RMSL wurde zusätzlich der Einfluss vertikaler Landbewegungen aus GIA quantifiziert, welche von den gegenwärtigen (vom Menschen beeinflussten) klimatischen Änderungen unabhängig sind. Der Einfluss verschiedener Einzelkomponenten 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 zusätzlich Satellitenaltimeterdaten hinzugezogen. Vergleiche der langzeitlichen Entwicklung des Meeresspiegels in der Ostsee mit der Entwicklung in der Nordsee, dem Nordostatlantik sowie dem globalen Meeresspiegelanstieg dienen einer abschließenden Einordnung der regionalen Entwicklung in den globalen Kontext. Zusätzlich wurden auf Grundlage der erzielten Ergebnisse sowie durch die Darstellung des Standes der Wissenschaft in der einschlägigen aktuellen Literatur regionale MSL Projektionen für das Untersuchungsgebiet dargestellt. Davon ausgehend wurden sowohl Auswir-

kungen eines erhöhten MSL als auch der Einfluss prognostizierter meteorologischer Veränderungen auf Sturmhochwasserereignisse analysiert.

Das übergeordnete Ziel des Teilprojektes AMSeL\_Ostsee A ist, die Entwicklung des MSL im Untersuchungsgebiet über einen möglichst langen Zeitraum 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 insbesondere folgende Forschungsziele erreicht:

- Ermittlung qualitativ hochwertiger Monats-MSL-Zeitreihen für eine größere Anzahl von Pegeln im Untersuchungsgebiet auf Basis möglichst hochaufgelöster Wasserstandsdaten
- Quantifizierung und Einordnung langzeitlicher Trends und Variabilitäten im MSL entlang der Deutschen Ostseeküste
- Ermittlung der wesentlichen Einflüsse auf die beobachteten relativen Wasserstandsänderungen (inkl. Quantifizierung des Einflusses vertikaler Landbewegungen aufgrund von GIA)

Zusätzlich wurden anhand einer Sensitivitätsstudie mithilfe eines 3D numerischen Modells sowie einer Literaturstudie zum Stand der Wissenschaft folgende Fragen bezogen auf das Untersuchungsgebiet beantwortet:

- Wie wird sich der Meeresspiegel voraussichtlich zukünftig entwickeln (Meeresspiegelprojektionen)?
- Wie wirkt sich ein erhöhter mittlerer Meeresspiegel auf Sturmhochwasserstände aus?
- Welchen Einfluss werden prognostizierte meteorologische Veränderungen auf Extremwasserstände haben?

Der vorliegende Abschlussbericht des Teilprojektes AMSeL\_Ostsee A ist folgendermaßen strukturiert. Kapitel 2 enthält eine Übersicht über das Untersuchungsgebiet. In Kapitel 3 werden die verwendeten unterschiedlichen Datensätze sowie die Methodik zur Berechnung von MSL-Zeitreihen aus hochaufgelösten Zeitreihen und auf Basis von Einzelterminwerten mittels Gezeitenkorrektur vorgestellt. Im Anschluss sind in Kapitel 4 die Ergebnisse und Diskussion zur Entwicklung des MSL sowie zu Auswirkungen auf Extremereignisse dargestellt. Der Beitrag schließt mit einem Fazit und einer Darstellung des identifizierten weiteren Forschungsbedarfs zu den behandelten Themenfeldern. Zusätzlich sind in Anhang 1 Ergebnisse einer Sensitivitätsstudie bzgl. Bruchpunkte in zusammengesetzten Zeitreihen dargestellt. In Anhang 2 sind Details zu den ermittelten RMSL-Zeitreihen im Untersuchungsgebiet, wie Originalquellen, zeitliche Auflösung der Originaldaten, Zeitraum und Koordinaten angegeben. Anhang 3 beinhaltet die ermittelten linearen Trends der betrachteten Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet und Anhang 4 die Kennzahlen zum saisonalen Zyklus.

## 2 Meeresspiegeländerungen in der Ostsee

Das Untersuchungsgebiet des Projektes AMSeL\_Ostsee beschränkt sich im Wesentlichen auf die südliche und südwestliche Ostsee, genauer die deutsche und polnische Ostseeküste (s. a. Abbildung 5), wobei für ein besseres System-/Prozessverständnis sowie für weitergehende räumliche Untersuchungen auch Pegel aus der gesamten Ostsee sowie der benachbarten Nordsee und dem Nordatlantik integriert wurden.

Die Ostsee ist aufgrund ihrer mittleren Tiefe von ca. 52 m und der weit größeren Horizontalausdehnung über eine Fläche von 415.266 km<sup>2</sup> ein typisches Flachgewässer (HUPFER et al. 2003). Mit ihrem Volumen von ca. 22.000 km<sup>3</sup> bildet die Ostsee ein kleines, interkontinentales Nebenmeer des Atlantischen Ozeans und ist eines der größten Brackwassermeere der Welt (HUPFER et al. 2003; HÜNICKE 2008). Die Ostsee ist über die Nordsee mit dem Nordatlantik verbunden und liegt auf dem Nordeuropäischen Schelf. Somit werden Prozesse, die auf dem Nordeuropäischen Schelf und im Nordatlantik generiert werden auch in die Ostsee eingetragen. Der Ostseeraum beginnt mit dem bis zu 700 m tiefen Skagerrak. Das anschließende Kattegat ist mit einer durchschnittlichen Tiefe von 80 m hingegen sehr flach und behindert gemeinsam mit der Meerenge von Öresund und dem Beltmeer den Wasseraustausch zwischen der Ostsee und dem offenen Meer. Der drosselnde Effekt des engen und flachen Einlaufbereichs in die Ostsee ist nach EKMAN (2009) Hauptgrund dafür, dass es in der Ostsee nur sehr gering ausgeprägte Gezeitensignale gibt. Die Verbindungen zwischen den restlichen Hauptbecken der Ostsee sind im Vergleich zur dänischen Meerenge breit und tief, wodurch sie einen viel schnelleren Wasseraustausch ermöglichen (WINSOR et al. 2001). Die einfließenden Wassermassen in die Ostsee sinken ab und füllen die Tiefwasserpools der Ostsee. Dadurch ist die vertikale Struktur des Ostseewasserkörpers permanent durch eine 10-20 m dicke Halokline in zwei Schichten unterteilt. Die obere Schicht ist homohalin (d. h. sie ist gut durchmischt, so dass kein Temperaturunterschied zwischen dem oberen und unteren Teil der Schicht besteht und sich in der gesamten Schicht ein homogener Salzgehalt einstellt) und wird durch Wind und Konvektionsmischung beeinflusst, während die untere Schicht permanent geschichtet ist (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). Das Wasseraustauschmuster der Ostsee ist typisch für eine Ästuarzirkulation, weshalb die Ostsee oft auch als ein großes Ästuar bezeichnet wird (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). Das Ostseewasser fließt als Ostseeströmung durch das Kattegat in den Skagerrak und fließt von dort aus nach Westen als Norwegische Küstenströmung (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). HUPFER et al. (2003) erklären den größten Beitrag zur Variabilität der Ostseezirkulation mit der Atmosphärendynamik durch Wind und Luftdruck.

Wasserstandsänderungen in flachen Schelfmeeren, wie der Ostsee, sind auf regionaler Skala vor allem von Änderungen im Windfeld abhängig (JANSSEN 2002). Nach LEPPÄRANTA und MYRBERG (2009) gibt es in der Ostsee vier Mechanismen, die Strömungen innerhalb der Ostsee verursachen: Windeinfluss an der Meeresoberfläche, Neigung der Wasseroberfläche, thermohaliner horizontaler Dichtegradient und Gezeitenkräfte. Die Strömungen werden durch die Coriolisbeschleunigung, Topografie und Reibung hervorgerufen (SIEGEL et al. 1994; LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). In Abbildung 4 sind die Mechanismen zusammenfassend dargestellt, welche Änderungen des Meeresspiegels in der Ostsee hervorrufen. Es wird unterschieden zwischen externen Prozessen,

die Änderungen der Gesamtwassermenge in der Ostsee hervorrufen und internen Prozessen, die zu Wasserumverteilungen innerhalb der Ostsee führen.

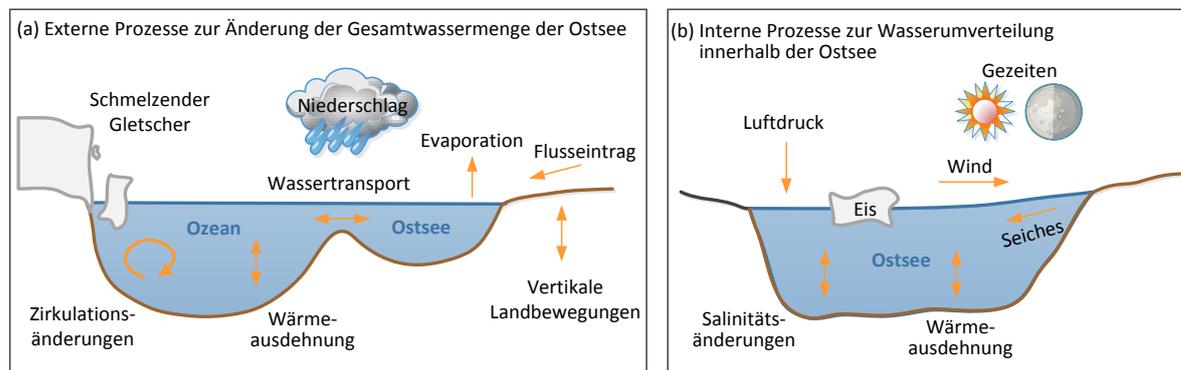


Abbildung 4: Prozesse zur Änderung des Meeresspiegel in der Ostsee: a) Externe Prozesse, die Änderungen der Gesamtwassermenge in der Ostsee hervorrufen und b) interne Prozesse die zu Wasserumverteilungen innerhalb der Ostsee führen. Nachgebildet und ergänzt nach JOHANSSON (2014).

Nach SAMUELSSON und STIGEBRANDT (1996) verhält sich die Ostsee für Zeitskalen kleiner eines Monats wie ein geschlossenes Becken mit Schwingungsbäuchen im äußersten Norden und Süden und einem Schwingungsknoten im Gebiet östlich von Stockholm. Grundsätzlich beeinflussen Gezeiten sowie meteorologische und klimatologische Prozesse die Meeresspiegelvariationen (JOHANSSON et al. 2001). Da die Gezeiten in der Ostsee nur sehr klein sind, wird die Meeresspiegelvariabilität auf Zeitskalen kleiner als ein Monat hauptsächlich durch meteorologische und klimatologische Prozesse angetrieben (JOHANSSON et al. 2001). Wind und Luftdruckvariationen führen zudem zu einem Meeresspiegelgefälle, welches wiederum zu Beckenschwingungen bzw. sogenannten Seiches führt, die sich wiederum gegenseitig überlagern und durch die Topografie der Ostsee gedämpft werden (WITTING 1911; LISITZIN 1959, 1974; WÜBBER und KRAUSS 1979). Dabei erzeugt der Wind in der Ostsee nicht nur lokalen Stau, sondern kann auch die gesamte Wassersäule bis zum Boden in Bewegung setzen, wodurch sich Wellenbewegungen in der gesamten Ostsee entwickeln. Zudem sind die Wasserstandsschwankungen in der Ostsee mehr auf Verschiebungen des Wassers durch Windschub zurückzuführen. Im Vergleich dazu ist auf kurzen Zeitskalen kleiner als ein Monat der Einfluss des Ein- und Ausstroms in die Ostsee durch die Nordsee auf die Wasserstände der Ostsee wesentlich geringer und durch Flusseintrag bedeutungslos (HUPFER et al. 2003).

Erst bei der Betrachtung längerer Zeitskalen verhält sich die Ostsee wie eine offene Bucht mit Schwingungsknoten am Eingang und zunehmenden Amplituden im Inneren (JANSSEN 2002). Nach SAMUELSSON und STIGEBRANDT (1996) werden 50-80 % der Meeresspiegelvariabilität der Ostsee auf Zeitskalen größer als ein Monat aufgrund von externen Einflüssen angetrieben. In Regionen, in denen Tideamplituden nur sehr klein sind, ist insbesondere der saisonale Zyklus (SC), der durch meteorologische und klimatologische Prozesse beeinflusst wird, für einen großen Teil der intra-annualen Meeresspiegelvariabilität verantwortlich (TORRES und TSIMPLIS 2012). Dies gilt auch für die Ostsee. Im Gegensatz zur Nordsee, in der die saisonale jährliche Fluktuation ( $S_a$ ) vorherrscht und die saisonale halbjährliche Fluktuation ( $S_{sa}$ ) nur schwach ausgeprägt ist, sind in der Ostsee die saisonalen Fluktuationen sowohl durch die  $S_a$  als auch die  $S_{sa}$  signifikant beeinflusst (MEDVEDEV 2014). Bei der Bildung der jährlichen Schwankungen des Meeresspie-

gels 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). WRÓBLEWSKI (1998) kommt zu dem Schluss, dass die Nordsee den Wasserstand der Ostsee für Perioden größer als 2,8 Monate beeinflusst und gemeinsam mit der zonalen Zirkulation der Atmosphäre über Belten und Sund der Haupteinflussfaktor ist. Dennoch ist nach JANSSEN (2002) die Beeinflussung der Wasserstandsschwankungen der Ostsee durch die Nordsee bisher noch nicht vollständig erklärt. Schon KÜHNEN (1916) erwähnte, dass „*der Wasserstand in Nord- und Ostsee „...“ ein Spiegelbild des Wasserstands im Atlantischen Ozean sein*“ muss (KÜHNEN 1916). KÜHNEN (1916) führten diese Aussage insbesondere auf den schnellen Wasserstandsungleich zwischen Nord- und Ostsee zurück, weshalb die Schwankungen im Mittelwasser der beiden Meere parallel verlaufen müssten. GAYE (1951) stellte durch die Untersuchung von geglätteten Monatszeitreihen (gemittelt über ein Zeitfenster von 19 Jahren) zahlreicher Pegel in Nord- und Ostsee fest, dass sich Nord- und Ostseepegel auf diesen langen Zeitskalen grundsätzlich in ihrem Gang gleichen. Auch JENSEN und TÖPPE (1986) stellten eine ähnliche These auf, indem sie die Ostsee als gedämpften Nordseepegel, im Hinblick auf die Dämpfung der Gezeiten durch die dänische Meerenge, bezeichneten (s. a. FÜHRBÖTER und JENSEN 1985). FÜHRBÖTER und JENSEN (1985) zeigten, dass sich für Jahre mit hohen mittleren Tidewasserständen am Pegel Husum in der Nordsee auch hohe mittlere Wasserstände am Pegel Travemünde zeigen.

Als halbgeschlossenes, mit dem Nordatlantik verbundenes Meer ist die Ostsee stark durch die Atmosphäre im nordatlantisch-europäischen Bereich beeinflusst (HÜNICKE 2008). Dabei beeinflusst insbesondere der Luftdruck (engl. sea level pressure (SLP)) über den Nordatlantik den Wasserhaushalt der Ostsee (HEYEN et al. 1996). Im Winter dominiert über Nordeuropa die Nordatlantische Oszillation (NAO), welche ein Indize für die Schwankungen des Luftdrucks zwischen dem Azorenhoch im Süden und dem Islandtief im Norden des Nordatlantiks ist (MEIER et al. 2004). Inter-annuelle bis mehrdekadische Variationen in den Ostseewasserständen sind signifikant mit der NAO korreliert, vor allem in den Wintermonaten, wobei diese Korrelation vor allem durch die an die NAO gekoppelten Westwinde und Luftdruck verursacht werden (HÜNICKE 2008; HÜNICKE et al. 2015). Dekadische Variationen in Wind und Luftdruck bestimmen zudem den Wassermassenaustausch mit dem angrenzenden Nordatlantik (u. a. (ANDERSSON 2002; JEVREJEVA et al. 2005; EKMAN 2009; DAILIDIENÉ et al. 2011). Obwohl die NAO das dominierende großskalige Meeresspiegeldruckmuster über der Ostsee ist, erklärt die NAO nur etwa 32 % der totalen Variabilität (KAUKER und MEIER 2003; MEIER et al. 2004). Der Einfluss des atmosphärischen Antriebs auf die dekadische Meeresspiegelvariabilität ist in der Ostsee geografisch jedoch sehr heterogen (HÜNICKE 2008). HÜNICKE (2008) zeigt z. B. dass die Korrelation zwischen NAO Index und Meeresspiegel im Winter in den letzten Jahrzehnten im Bottnischen Meerbusen bei  $r = 0,8$  und in Warnemünde in der südlichen Ostsee jedoch nur bei  $r = 0,3$  lag. Da diese Korrelation auch über die Zeit hinweg nicht homogen ist, schließt HÜNICKE (2008), dass für eine vollständige Beschreibung der Meeresspiegelvariationen der Ostsee auch andere Einflussfaktoren als die NAO, speziell auch auf mehrjährigen und dekadischen Zeitskalen, berücksichtigt werden müssen. Auch JEVREJEVA et al. (2005) zeigen, dass der Einfluss der atmosphärischen Indizes NAO und Arktische Oszillation (AO) in der südlichen Ostsee nur sehr schwach ausgeprägt ist. Dies wurde durch KAUKER und MEIER (2003) mit einem starken meridionalen Gradienten des

Luftdruckmusters über der Ostsee, dass starke zonale geostrophische Winde erzeugt, die nur den Meeresspiegel entlang der östlichen Ostsee beeinflussen, erklärt. Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass auf interannuellen und längeren Zeitskalen die Wasserpiegelvariationen der Ostsee noch nicht vollständig verstanden sind und weiteren Untersuchungen bedürfen (HÜNICKE 2008). Interannuelle und dekadische Variationen im MSL sind jedoch von besonderem Interesse, da die Variabilität sowohl Langzeittrends und Beschleunigungsmuster sowie deren Signifikanz beeinflussen kann.

### 3 Daten und Methoden

Die Beobachtungs- und Modelldaten wurden mithilfe statistischer Methoden ausgewertet. Die praktische Berechnung erfolgte dabei ausschließlich mit dem Programmpaket MATLAB (THE MATHWORKS GMBH 2016).

#### 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). Die massenhaften Pegelaufzeichnungen in der gesamten Ostsee starteten etwa in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Die Pegelinstallationen dienten insbesondere in Schweden vorrangig der Abschätzung der postglazialen Landbewegungen (SAMUELSSON und STIGEBRANDT 1996). Entlang der deutschen Ostseeküste wurde beispielsweise der Pegel Travemünde im Zuge von Baumaßnahmen am Hafen aufgestellt. Er diente somit vorrangig der Schifffahrt und dem Hafenbetrieb. Weitere Erläuterungen für die Einführung von regelmäßigen Pegelaufzeichnungen bzw. Pegelinstallationen finden sich in JENSEN und TÖPPE (1986) und JENSEN und TÖPPE (1990). Digitalisierte hochaufgelöste und zeitlich äquidistante Aufzeichnungen liegen allerdings noch nicht sehr lange 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 aufzeichnet, wurde 1870 in Swinemünde (heute Swinoujscie in Polen) installiert (SEIBT 1881). Die Pegelbogenaufzeichnungen wurden manuell digitalisiert, um den Wasserstand für bestimmte Zeiten (ein bis vier äquidistante Aufzeichnungen pro Tag) zur Verfügung zu stellen. Einige dieser historischen Pegelbögen werden heute immer noch in Archiven aufbewahrt, wurden aber aufgrund des hohen Zeit- und Kostenaufwandes noch nicht nachdigitalisiert, weshalb für diese Zeiträume meist nur ein bis vier digitalisierte Aufzeichnungen pro Tag zur Verfügung stehen. Die analogen Schreibpegel wurden 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 standen nun erstmals durch die WSÄ nachdigitalisierte

stündliche Aufzeichnungen des Wasserstands für eine größere Anzahl an Pegelstandorten an der deutschen Ostseeküste ab ca. 1950 digital zur Verfügung. Kontinuierliche Aufzeichnungen auf Pegelbögen vor 1950 sind derzeit noch nicht digitalisiert und für wissenschaftliche Zwecke aufbereitet worden.

Über die Internetseite des Permanent Service of Mean Sea Level (PSMSL) werden frei verfügbare MSL Monatszeitreihen bereitgestellt (PSMSL 2016; HOLGATE et al. 2013). Der PSMSL Datensatz enthält insgesamt 98 Pegelzeitreihen in der gesamten Ostsee. Davon liegen nur 12 Pegelzeitreihen in unserem Untersuchungsgebiet. 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. Davon liegen 66 Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste. Die Standortanzahl an der polnischen Küste konnten gegenüber dem PSMSL Datensatz zwar nicht erweitert werden, es wurden aber zusätzliche ergänzende Datensätze für die vorhandenen Standorte zusammengetragen. Abbildung 5 oben zeigt die Pegelstandorte in der gesamten Ostsee, für die derzeit MSL Monatszeitreihen über PSMSL zur Verfügung gestellt werden. In der unteren Grafik sind hingegen alle Pegelstandorte des Untersuchungsgebietes gekennzeichnet, an denen im Projekt AMSeL\_Ostsee Wasserstandsdaten zusammengetragen und MSL Monatszeitreihen generiert wurden. Aus der in Abbildung 5 dargestellten Bathymetrie ist zudem ersichtlich, dass unser Untersuchungsgebiet eine sehr flache Bathymetrie mit Tiefen von 0 bis ca. 30 m entlang der gesamten Küste aufweist. Einzig der südöstliche Teil des Untersuchungsgebietes in der Danziger Bucht weist Tiefen bis ca. 120 m auf.

Im Teilprojekt AMSeL\_Ostsee B wurden Datensätze mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen zusammengetragen. Darunter sind zeitlich äquidistante Datensätze aus Monats-, Tages-, Stunden-, 10-Minuten und Minutenwerten, sowie zeitlich inhomogene Datensätze mit Einzelterminwerten zu unterschiedlichen Uhrzeiten. Weitere Erläuterungen zur innerhalb des Teilprojektes AMSeL\_Ostsee B erzeugten Pegeldatenbank, zur Qualitätskontrolle der Daten sowie zur Anpassung der Pegeloffsets sind dem Bericht des Teilvorhabens B zu entnehmen. Um qualitativ hochwertige und möglichst langzeitliche MSL Monatszeitreihen zu generieren, wurde an jedem Pegelstandort sorgfältig ausgewählt, welche an dem jeweiligen Standort verfügbaren Datensätze genutzt werden. Um möglichst das gesamte Untersuchungsgebiet abzudecken, wurden zunächst für alle verfügbaren Pegelstandorte MSL Monatszeitreihen berechnet. Nach der Berechnung der MSL Monatszeitreihen aus den verfügbaren Daten und der Zusammenfügung mehrerer Datensätze an einem Pegelstandort zu einer qualitativ hochwertigen möglichst langzeitlichen MSL Monatszeitreihe, stellte sich heraus, dass einige Zeitreihen nur Daten für eine Gesamtlänge von weniger als 19 Jahren aufweisen (s. a. Abbildung 5 unten in grau). Weitergehende Analysen, insbesondere zu Langzeittrends wurden jedoch nur an Pegeln durchgeführt, die eine Zeitreihenlänge von mehr als 19 Jahren ( $>$  Nodalzyklus 18,6 Jahre) aufweisen. Im Untersuchungsgebiet liegen 49 Pegelstandorte mit einer jeweiligen Gesamtzeitreihenlänge von mehr als 19 Jahren vor. Die nachfolgenden Analysen wurden vorrangig anhand dieser 49 MSL Monatszeitreihen durchgeführt. Zusätzlich waren zum Prozessverständnis auch Analysen in der gesamten Ostsee notwendig, weshalb auch MSL Monatszeitreihen für die gesamte Ostsee berechnet wurden. Dies war möglich aufgrund der umfangreichen zusammengetragenen Pegelzeitreihen innerhalb des Teilprojektes

AMSeL\_Ostsee B. Insgesamt wurden für die gesamte Ostsee MSL Monatszeitreihen an 179 Pegelstandorte berechnet (139 Pegelstandorte > 19 Jahre).

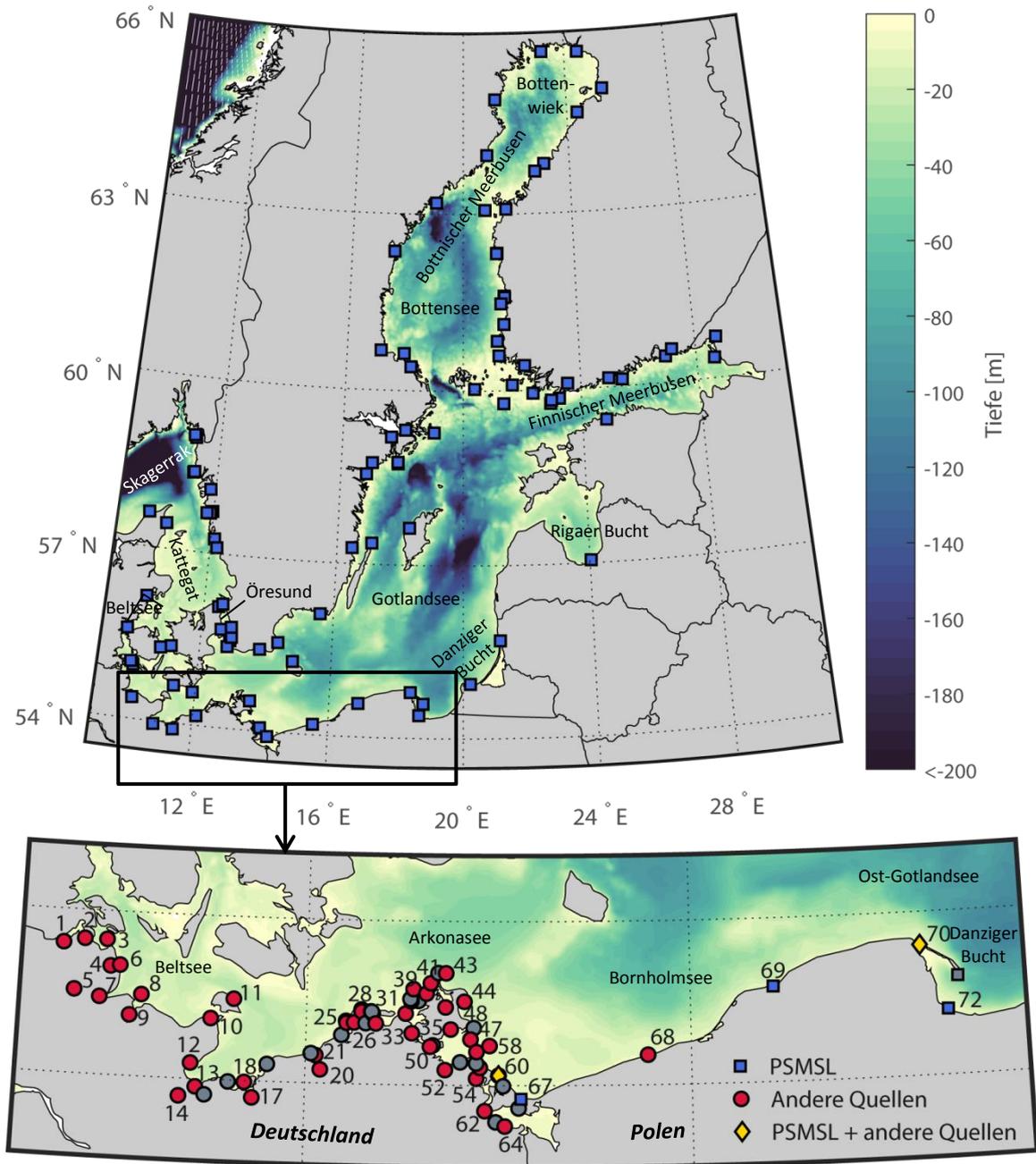


Abbildung 5: Oben: Standorte der über PSMSL verfügbaren Pegelzeitreihen in der Ostsee mit Darstellung der Bathymetrie der Ostsee nach SEIFERT et al. (2001) bis zu einer Tiefe von 200 m. Unten: Pegelstandorte aller im Projekt AMSeL\_Ostsee zusammengetragenen Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet. Die Nummern entsprechen den laufenden Nummern in Tabelle 8-1 in Anhang 1. Gekennzeichnet ist zusätzlich aus welchen Quellen Daten genutzt wurden, um die endgültige langzeitliche qualitativ hochwertige MSL Monatszeitreihe zu berechnen. Grau eingefärbt sind die Pegelstandorte die nur eine Zeitreihenlänge von weniger als 19 Jahren aufweisen.

In Abbildung 6 sind die Zeitreihenlängen sowie die zeitlichen Auflösungen der genutzten Originalzeitreihen für die 49 Pegelstandorte (mit einer Gesamtzeitreihenlänge > 19 Jahre) an der deutschen und polnischen Ostseeküste dargestellt. Die meisten Zeitreihen beginnen ab etwa 1950. Sieben MSL Monatszeitreihen reichen bis in das 19. Jahrhundert zu-

rück. Die längsten Pegelzeitreihen sind Marienleuchte (123 Jahre), Travemünde (185 Jahre), Wismar (163 Jahre), Warnemünde (159 Jahre), Swinoujście (180 Jahre) und Kolobrzeg (170 Jahre). Die Darstellung enthält nicht alle für den jeweiligen Standort verfügbaren Datensätze, sondern nur, die im Endeffekt tatsächlich genutzten Daten um langzeitliche qualitativ hochwertige MSL-Zeitreihen zu erzeugen. Hierbei wird unterschieden zwischen hochaufgelösten Daten (mind. stündliche Aufzeichnungen), Einzelterminwerten (Ein bis Drei Ablesungen pro Tag), Einzelterminwerten mit angebrachter Gezeitenkorrektur (GZK) (An manchen Pegelstandorten kann die Gezeit zu einer systematischen Verfälschung der Monatsmittel im Vergleich zu hochaufgelösten Daten führen, s. a. Abschnitt 3.3) sowie bereits vorliegenden MSL Monatszeitreihen aus älteren Quellen.

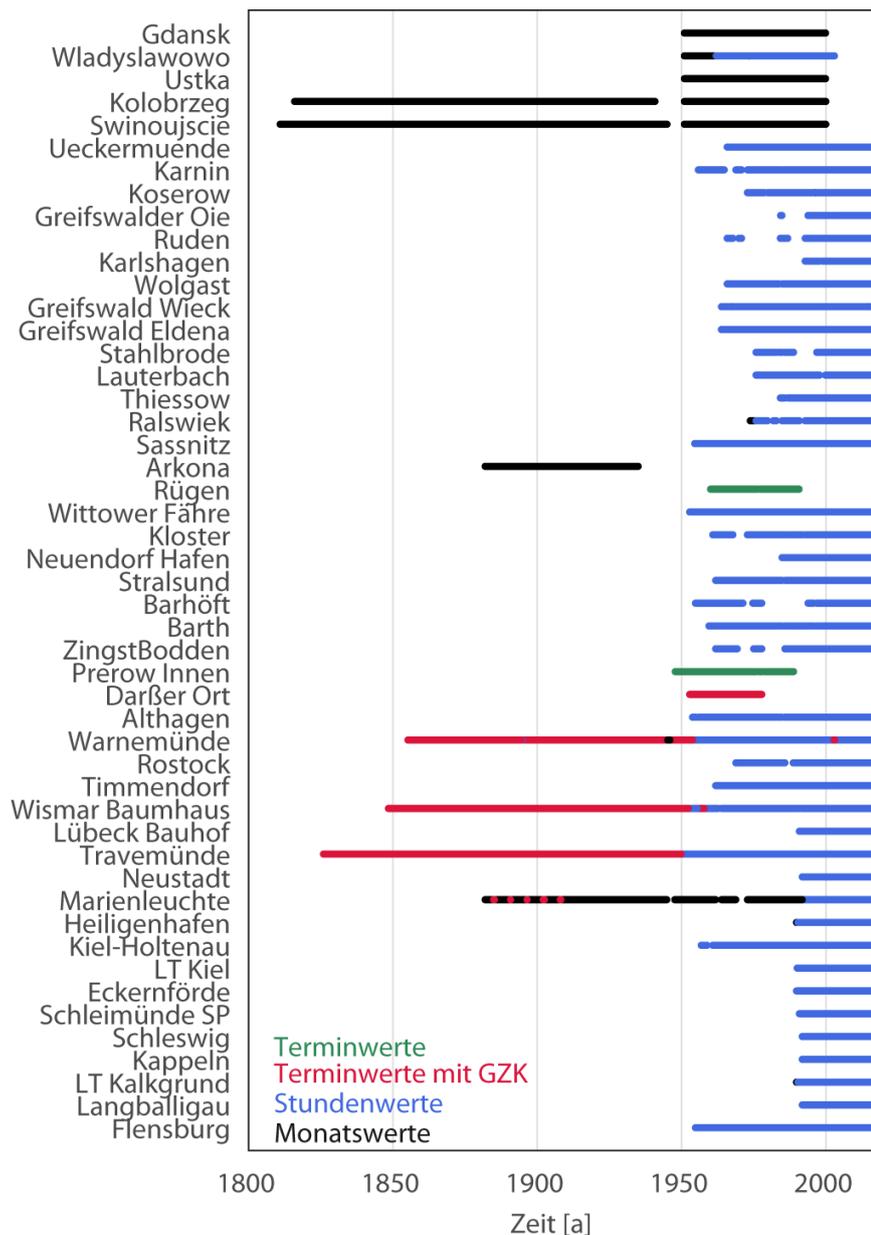


Abbildung 6: Verfügbare Zeitreihenlängen der Pegelstandorte mit einer Gesamtzeitreihenlänge > 19 Jahre mit Unterscheidung der zeitlichen Auflösung der Originalzeitreihen, aus denen die MSL Monatszeitreihe gebildet wurde.

Für die zur Verfügung gestellten Zeitreihen aus Monatsdaten, wurde zunächst anhand von zusätzlichem Dokumentationsmaterial (soweit vorhanden) überprüft aus welchen Originaldaten (zeitliche Auflösung) diese Zeitreihen berechnet wurden. Wenn dies aufgrund von fehlender Dokumentation nicht nachgeprüft werden konnte, musste davon ausgegangen werden, dass diese Zeitreihen aus Tagesmittelwerten (Stundendaten) erzeugt wurden. An einigen Pegelstandorten konnte dies indirekt nachgewiesen werden, indem sich zeitlich überschneidende Zeiträume des Monatsdatensatzes mit MSL-Zeitreihen aufgrund von hochaufgelösten Daten verglichen wurden. MSL Monatszeitreihen, die einzig aufgrund von Einzelterminwerten berechnet wurden (siehe Wiek Rügen und Prerow Innen in Abbildung 6) sind in sich konsistent und können für die weitere Auswertung (Trend- und Variabilitätsanalysen) an den einzelnen Standorten verwendet werden. Diese Zeitreihen dürfen jedoch nicht mit MSL Monatswerten aus hochaufgelösten Daten zusammengefügt werden, da sonst vertikale Offsets entstehen können, welche wiederum die Analyse langzeitlicher Trend verfälschen würden (s. a. Abschnitt 3.3). PSMSL hält für jeden Pegeldatensatz zusätzlich eine Dokumentation vor, in der Datenquellen, sowie Hinweise zu Originaldaten aufgeführt werden. Auch für die im Projekt AMSeL\_Ostsee genutzten PSMSL Pegelzeitreihen in der Ostsee steht in einigen zu den Pegeln zugehörigen Dokumentationen, dass diese teilweise aus Einzelterminwerten berechnet wurden. In einigen Dokumentationen ist genau angegeben, zu welchen Uhrzeiten die Einzelterminwerte abgelesen wurden, in anderen wiederum sind diese Angaben nicht zu finden. Wenn für den jeweiligen Datensatz auch ein hochaufgelöster Datensatz in der zusammengetragenen Datenbank vorhanden ist, so wurde ein Gezeitenkorrekturfaktor berechnet (siehe Abschnitt 3.3.3), mit dem der Teil der PSMSL Zeitreihe aus Einzelterminwerten korrigiert werden konnte. Falls es jedoch keinen hochaufgelösten Datensatz für den Pegelstandort und auch keinen weiteren MSL Datensatz für den angegebenen Zeitraum gibt, mit dem der entsprechende Zeitraum ersetzt werden könnte, so wurde die PSMSL Zeitreihe um den entsprechenden Zeitraum aus Einzelterminwerten gekürzt bzw. die Daten aus Einzelterminwerten wurden nicht genutzt um eine qualitativ hochwertige MSL Monatszeitreihe zu ermitteln. Beispiele für gekürzte Zeitreihen aus dem PSMSL Datensatz sind Swinoujście, Helsinki und Oulu Uleaborg.

### 3.2 Generierung von MSL-Zeitreihen auf Basis hochaufgelöster Pegeldaten

Für die ausgewählten Pegel in der Ostsee wurden möglichst lange und hochwertige MSL-Zeitreihen generiert. Der MSL kann, als Schwerelinie der Tidekurve, ausschließlich auf Basis hochaufgelöster Daten ermittelt werden. Die einfachste Methode zur Berechnung des MSL aus hochaufgelösten Datensätzen (Stundenwerte oder noch höher aufgelöst) ist die Bildung des arithmetischen Mittels aller aufgezeichneten Werte über einen bestimmten Zeitraum (INTERGOVERNMENTAL OCEANOGRAPHIC COMMISSION (IOC) 1985). Wie im Vorgängerprojekt AMSeL (FZK: 03KIS068) auch, wurden beim Umgang mit Datenlücken die Definitionen des Permanent Service of Mean Sea Level (PSMSL) berücksichtigt (JENSEN et al. 2011). Somit müssen für die Ermittlung eines MSL Monatswertes mindestens Wasserstandswerte für 15 Tage des betrachteten Monats vorliegen. Entsprechend müssen für die Ermittlung eines MSL-Jahreswertes 11 bzw. 12 Monatswerte für das betreffende Jahr vorhanden sein.

Nach JENSEN et al. (2011) können „RMSL-Zeitreihen die aus Minutenwerten, stündlichen- oder halbstündlichen Werten generiert wurden ohne weitere Korrektur miteinander verbunden und analysiert werden“. (JENSEN et al. 2011) S. 19) Die Unterschiede in der zeitlichen Auflösung zwischen Minutenwerten und stündlichen Werten haben nur einen sehr geringen und zu vernachlässigenden Einfluss auf die MSL-Jahreswerte (JENSEN et al. 2011). Grundsätzlich wurde entschieden die Datensätze in der höheren zeitlichen Auflösung bei der Verwendung zur Erzeugung einer langzeitlichen MSL Monatszeitreihe zu bevorzugen. Dennoch musste zunächst überprüft werden, ob sich die Zeitreihen aneinanderfügen lassen. Wenn überlappende Zeiträume vorlagen, so wurden die Differenzen der überlappenden Zeiträume gebildet und die Korrelationskoeffizienten, welche ein Maß für die lineare Abhängigkeit zweier Variablen sind, ermittelt. Bei nur sehr geringen Differenzen oder nur vereinzelten Ausreißern und einem Korrelationskoeffizienten  $r \geq 0,9$  konnte somit direkt entschieden werden, dass die Zeitreihen problemlos aneinandergefügt werden können.

### 3.3 Generierung von MSL-Zeitreihen auf Basis von Einzelterminwerten mittels einer Gezeitenkorrektur

Zusätzlich zu den Datensätzen mit einer homogenen zeitlichen Auflösung, lagen Zeitreihen mit einer zeitlichen Auflösung von Einzelterminwerten und Zeitreihen mit unterschiedlicher zeitlicher Auflösung von Einzeltermin- und Stundenwerte vor. Pegelzeitreihen mit inhomogener zeitlicher Auflösung mussten zunächst genauer untersucht werden, da aus zeitlich inkonsistenten Zeitreihen nicht ohne eine vorherige Bearbeitung eine zusammengefügte MSL-Zeitreihe erstellt werden kann. Ein weiteres Problem ergab sich beim Vergleich einzelner PSMSL Datensätze mit den neu berechneten MSL Monatszeitreihen aus hochaufgelösten Daten. Hier wurde vermutet, dass einige Zeiträume der PSMSL Zeitreihe aus Einzelterminwertablesungen (z. B. 12 Uhr) anstatt aus Tagesmittelwerten berechnet wurden.

#### 3.3.1 Problemstellung und Historie der Gezeitenkorrektur

Obwohl die Gezeiten innerhalb der Ostsee nur sehr gering ausgeprägt sind, können sie dennoch im Spektrum der Pegelzeitreihen nachgewiesen werden (s. a. Abbildung 7 c) (z. B. RABINOVICH und MEDVEDEV 2015). Diese kleinen Gezeitenschwingungen sind zudem in der Lage einen signifikanten Tagesgang zu produzieren, der in Abbildung 7 a beispielhaft für den Pegel Kiel-Holtenau basierend auf 59 Jahren stündlicher Pegelaufzeichnungen dargestellt ist. Die kurzzeitlichen Meeresspiegeländerungen sind auf tägliche und halbtägliche Gezeiten zurückzuführen. Die wichtigsten täglichen und halbtäglichen Gezeiten in der Ostsee sind die Mond- und Sonnengezeiten  $M_2$  (Halbtägliche lunare Gezeit),  $S_2$  (Halbtägliche solare Gezeit),  $K_1$  (Tägliche lunare-solare Gezeit) und  $O_1$  (Tägliche lunare Gezeit) (s. a. Spektralanalyse in Abbildung 7 c). Wird der mittlere Tagesgang für jeden Monat einzeln ermittelt (Abbildung 7 b), so zeigen sich sogar noch weitaus größere Differenzen (für Kiel-Holtenau im Mittel bis zu ca. 150 mm), aufgrund des zugehörigen jährlichen Zyklus der Wasserkreislaufkomponenten und der thermalen Expansion des Wasserkörpers (HUPFER et al. 2003). Hier wird nur der mittlere Tagesgang betrachtet, die tatsächlichen maximalen Differenzen sind noch um einiges größer.

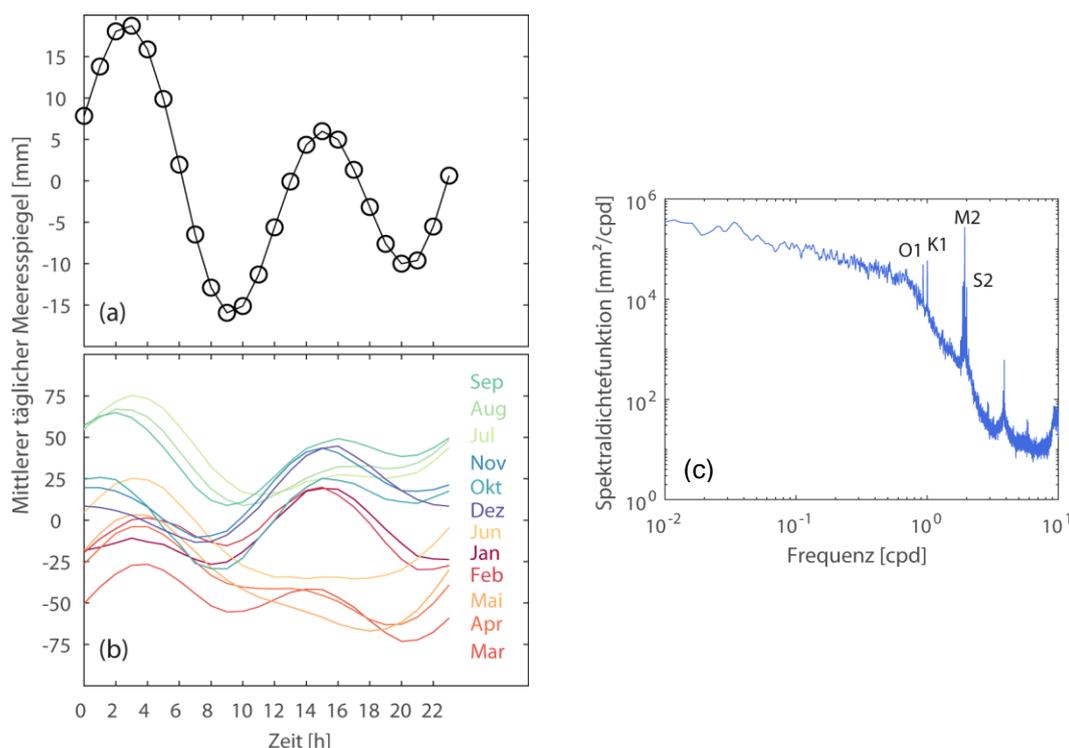


Abbildung 7: (a) Mittlerer Tagesgang und (b) mittlerer monatlicher Tagesgang des Meeresspiegels am Pegel Kiel-Holtenau ermittelt aus stündlichen Pegeldata für den Zeitraum 1957 bis 2015. (c) Spektralanalyse mit Kennzeichnung der wichtigsten täglichen und halbtäglichen Gezeiten. Die Spektrumsfensterlänge wurde zu  $N = 8766$  h festgelegt (astronomisches Jahr).

Aus dem mittleren Tagesgang ist schon ersichtlich, dass die Uhrzeit der täglichen Wasserstandsablesung einen Einfluss auf die zu berechnende MSL Monatszeitreihe hat und zu Fehlern im Trend sowie der interannuellen und dekadischen Variabilität führen kann (LIEBSCH et al. 2000). Einige Autoren, die sich schon im späten 19. sowie frühen 20. Jahrhundert mit der Ermittlung von MSL-Zeitreihen an der deutschen Ostseeküste aus den verfügbaren Wasserstandaufzeichnungen beschäftigten, wiesen schon früh auf die Problematik der MSL Ermittlung aus Einzelterminwerten bzw. die damit verbundene notwendig Gezeitenkorrektur hin (SEIBT 1890; WESTPHAL 1900). WESTPHAL (1900) erwähnte zudem, dass seine ermittelte Gezeitenkorrektur in der Zukunft angepasst werden müsste, wenn genügend hochaufgelöste Wasserstandsdaten zur Bestimmung des Einflusses der Sonnenflut vorliegen. PASCHEN (1856) berichtete schon im Jahr 1856 über die Wahrnehmbarkeit von Ebbe und Flut in der Ostsee. Insbesondere in einem Nachtrag zu dieser Veröffentlichung wiesen die Autoren darauf hin, dass die Ablesung der Ostseepiegel nur einmal täglich um 12 Uhr mittags nicht ausreicht, um den mittleren Meeresspiegel der Ostsee zu beschreiben, sondern, dass diese einmalige Ablesung aufgrund der täglichen Sonnenflut zu einer Unter- bzw. Überschätzung des mittleren Wasserstandes führt. PASCHEN (1856) schlug daher eine Ablesung der Wasserstände zweimal täglich mit einem zeitlichen Abstand von sechs Stunden vor. Die Sonnenflut bezeichnet dabei die durch die Sonne erzeugte Tide und besteht aus der täglichen  $S_1$  Gezeit sowie der halbtäglichen  $S_2$  Gezeit. Die Periode der  $S_1$  Gezeit ist durch die Zeitspanne zweier Durchgänge der Sonne durch den Meridian gekennzeichnet (MALCHEREK 2010).

SEIBT (1881) führte aus, dass in den Sommermonaten in der Ostsee ein höherer Wasserstand zu beobachten ist, als in den Wintermonaten. Die Erwärmung und die damit

verbundene Ausdehnung des Wassers ist allerdings nicht die alleinige Ursache hierfür. Des Weiteren haben die Wasserstandskurven einen periodischen Charakter, weshalb nur ganzjährige Beobachtungen verwendet werden dürfen, um das Mittelwasser bei Swinemünde zu beschreiben (SEIBT 1881). SEIBT (1881) untersuchte zudem den Einfluss von Ebbe und Flut auf die Berechnung des Mittelwassers am Pegel Swinemünde. SEIBT (1881) lag eine 44-jährige Zeitreihe von Einzelterminwerten um 12 Uhr vor. Er beschrieb, dass diese Beobachtungen um die Sonnenflut verbessert werden müssen, um den Mittelwasserstand zu ermitteln. SEIBT (1881) ermittelte jedoch nicht direkt die Sonnenflut, sondern die Mondflut und zog Rückschlüsse über die Größe der Sonnenflut. Dabei erhielt er das Ergebnis, dass die Wasserstandsbeobachtungen konstant im Mittel um 2 mm durch die Sonnenflut beeinflusst werden, weshalb er daraus schloss, dass der Einfluss der Sonnenflut bei der Berechnung des Mittelwassers der Ostsee bei Swinemünde unberücksichtigt bleiben darf. PASCHEN (1882) bezog sich auf SEIBT (1881) und hielt daher auch für die Pegel Wismar und Warnemünde den Einfluss der Nutzung nur eines Terminwertes pro Tag für die Ermittlung des mittleren Monatswasserstandes für hinreichend klein.

Erst in seiner zweiten Arbeit zum Pegel Swinemünde befasste sich SEIBT (1890) erneut mit der Korrektur der Pegelaufzeichnungen und kam diesmal zu dem Ergebnis, dass eine Gezeitenkorrektur der Einzelterminwerte für eine genaue Bestimmung des MSL unerlässlich ist. SEIBT (1890) berechnete hierzu die Monatsmittelwerte des Pegels Swinemünde für die Einzelterminwerte zu jeder Uhrzeit für die Jahre 1883, 1886 und 1887. Dadurch erlangte er Erkenntnisse über die tägliche Periode der mittleren Wasserstände. SEIBT (1890) zeigte am Pegel Swinemünde, dass eine Korrektur der mittleren Wasserstände vom Einfluss der täglichen Periode notwendig ist. Da SEIBT (1890) über Monatssummen des Registrierpegels sowie Monatssummen der 12 Uhr Werte verfügte, bildete er aus beiden Werten die Differenz, um so die Korrektur vorzunehmen. SEIBT (1890) bemerkte jedoch auch, dass grundsätzlich, wenn keine Monatssummen vorhanden wären, die Reduktion sehr genau über die Bestimmung der Abweichung des zu einer bestimmten Uhrzeit ermittelten Monatsmittels zu dem tatsächlichen Monatsmittel eines Stundenwertdatensatzes ermittelt werden kann.

Auch WESTPHAL (1900) stellte fest, dass Terminwerte um den Einfluss der Sonnenflut ( $S_1$  und  $S_2$  Gezeit) bereinigt werden müssen, um Tagesmittelwerte zu erhalten und führte eine Korrektur des Einflusses der täglichen Sonnenflut durch. Hierfür ermittelte WESTPHAL (1900) zunächst die Sonnenflutkurve für sechs von ihm untersuchte Pegelstandorte (Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona, Swinemünde). Er bemerkte jedoch auch, dass zur Ermittlung der Sonnenflutkurve eine lange Zeitreihe mit mindestens stündlichen Werten notwendig ist. WESTPHAL (1900) lagen nur stündliche Aufzeichnungen weniger Jahre vor (Marienleuchte: Sieben Jahre 1884 – 1888, Arkona: Neun Jahre 1884-1892, Travemünde: Drei Jahre 1889-1891), daher führte er an, dass seine Korrekturwerte in der Zukunft, wenn genügend stündliche Werte vorhanden sind, nochmal zu korrigieren sind. Für die Stationen Wismar, Warnemünde und Swinemünde lagen WESTPHAL (1900) keine längeren Zeitreihen von Stundenwerten vor. WESTPHAL (1900) brachte z. B. für Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Terminwerte am Pegel Travemünde Korrekturwerte von 1,9 mm (Februar) bis 41 mm (Juli) an. Eine Korrektur der Gezeitenkorrekturfaktoren nach WESTPHAL (1900) ist nach eingehender Prüfung der Literatur bisher nicht erfolgt.

LOHRBERG (1956) führte an, dass die Abweichung zwischen Tagesmittelwerten und 12 Uhr Einzelterminwerten für jeden Pegel an der deutschen Ostseeküste unterschiedlich ist und das seinerzeit nur der Einfluss der Sonnenflut am Pegel Travemünde von ca. 16 mm bekannt war. Auch MONTAG (1964) erwähnt, dass der Einfluss der Gezeiten, insbesondere der Sonnentiden mit Perioden von annähernd 12 bzw. 24 Stunden, der Grund für die Differenz zwischen Monatsmitteln aus Tagesablesungen und aus Tagesmittelwerten darstellt. MONTAG (1964) zeigte zudem, dass die von WESTPHAL (1900) und SEIBT (1890) vorgenommenen Gezeitenkorrekturen anhand einer empirischen Methodik sowie die Annahme, dass sich die Differenz über die Zeit nicht bzw. kaum ändert, hinreichend genau ist.

LIEBSCH (1997) erklärte den Einfluss der täglichen Gezeiten in der Ostsee auf den Monatsmittelwert aus der Perspektive der Signalverarbeitungstheorie, in der dieses Phänomen in der Spektralanalyse als Aliasing-Effekt bekannt ist. Durch die Mittelwertbildung werden einige Tiden mehr, einige weniger gedämpft. Gerade die Tiden  $P_1$  (tägliche solare Tide nach dem Partialtidensystem nach Doodson) und  $K_1$  (tägliche lunare-solare Tide) sind ungedämpft, weshalb diese Tiden Aussagen über den SC verfälschen können, wenn nur ein Wert pro Tag für die Berechnung von Monatsmittelwerten genutzt wird (LIEBSCH 1997). Diese Frequenzmissdeutung wird auch Aliasing-Effekt genannt. LIEBSCH (1997) beschreibt zudem, dass neben dem SC auch der Trend einer Zeitreihe verfälscht wird. Um den Aliasing Effekt zu verhindern, muss die Zeitreihe zwischen dem Messpunktabstand  $\Delta t$  und der größten in der Zeitreihe auftretenden Frequenz  $f$  die Beziehung  $\Delta t \leq 1/2f$  (Nyquist-Shannon Abtasttheorem) aufweisen (LIEBSCH 1997; MUDELSEE 2014). Aus diesem Grund sind zur Vermeidung des Aliasing-Effektes aufgrund der halbtäglichen Gezeit auch vier äquidistante Beobachtungen pro Tag notwendig.

LIEBSCH et al. (2000) stellen eine genaue Auflistung für die Pegel Wismar und Warnemünde dar, für welche Zeiträume welche Ablesungen (Tageslesungen, mehrmals täglich, stündliche Werte) an den beiden Pegeln durchgeführt wurden, die wiederum in die Berechnung der Monatsmittelwerte eingegangen sind. Zudem führen LIEBSCH et al. (2000) Differenzuntersuchungen am Pegel Warnemünde durch, um die Auswirkungen unterschiedlicher Aufzeichnungsraten zu untersuchen. Die Gezeiten als Ursache für die systematischen Abweichungen werden durch LIEBSCH et al. (2000) bestätigt. LIEBSCH et al. (2000) führen daher an, dass Gezeitenkorrekturen für die Monatsmittelwerte, welche nicht aus mindestens vier äquidistanten Beobachtungen pro Tag ermittelt wurden, berechnet werden müssen.

WESTPHAL (1900) ermittelte den Einfluss der Gezeiten aus dem Vergleich von Monatsmittelwertzeitreihen aus Tageslesungen und Monatsmittelwerten aus höher aufgelösten Aufzeichnungen für denselben Zeitraum. Wobei WESTPHAL (1900) nur für drei Jahre höher aufgelöste Aufzeichnungen zur Verfügung standen, weshalb er eine spätere Verbesserung der Gezeitenkorrektur nicht ausschloss. LIEBSCH (1997) hingegen berechnete aus Stundendaten (Zeitraum 1978-1989) der Pegel Wismar und Warnemünde die Amplituden und Phasen von 68 Partialtiden für jedes Jahr um die Gezeiten zu präzisieren und den mittleren Einfluss der Gezeiten zu einer bestimmten Uhrzeit für jeden Monat zu bestimmen. Die jährlichen Partialtiden wurden gemittelt und die Gezeiten in stündlichen Abständen für die Zeiträume vorherbestimmt, für die nur einzelne Tagesablesungen zur Verfügung standen. Voraussetzung war hierbei die Annahme, dass die Gezeitenparameter zeitlich konstant sind. Die stündlichen Gezeiten wurden über einen Monat gemittelt und

die Gezeiten nur zum Zeitpunkt der Einzelterminablesung wurden gemittelt. Die Differenz der beiden Monatsmittelwerte ergab dann die Gezeitenkorrektur.

### 3.3.2 Sensitivitätsstudie

In der Literatur finden sich unterschiedliche Aussagen bzgl. der Anzahl der notwendigen Pegelablesungen zur Generierung eines adäquaten Tagesmittelwertes. EKMAN (2009) führt beispielsweise an, dass am Pegel Stockholm wöchentliche Werte ausreichen würden, um eine verlässliche MSL-Zeitreihe zu generieren und begründet dies mit den speziellen ozeanografischen Bedingungen im zentralen Gebiet der Ostsee mit ausschließlich langzeitlichen Wasserstandsvariationen. LIEBSCH (1997) hingegen bemerkt, dass für die Bestimmung von Monatsmittelwerten in der Ostsee vier äquidistante Werte pro Tag benötigt werden, da nur so die halbtägigen Gezeiten in der Ostsee miterfasst werden. Aufgrund der unterschiedlichen Angaben, sowie der unterschiedlichen Untersuchungsgebiete innerhalb der Ostsee, für die diese Aussagen getroffen wurden, wurde im Projekt AMSeL\_Ostsee innerhalb einer Sensitivitätsstudie ermittelt, inwieweit sich die Nutzung von Einzelterminwertablesungen anstatt Tagesmittelwerten (aus Stundenablesungen) auf eine MSL Monatszeitreihe von insgesamt 90 Pegelstandorten in der Ostsee auswirkt und wie viele Werte pro Tag tatsächlich notwendig sind. Für diese 90 Pegelstandorte liegen Zeitreihen mit einer stündlichen Auflösung vor. So konnten für jeden Standort MSL-Zeitreihen aus Einzelterminwertablesungen und aus vier äquidistanten Terminwerten pro Tag erzeugt werden. Zum Vergleich der MSL Monatszeitreihen aus Einzelterminwertablesungen und aus Stundenwerten (bzw. entspricht Tagesmittelwerten) wurden die Differenzen gebildet und untersucht.

Anhand der nachfolgenden Untersuchungen wurde überprüft, wie hoch die maximalen Differenzen zwischen einer MSL Monatszeitreihe aus Stundendaten und einer MSL Monatszeitreihe aus Einzelterminwerten an den jeweiligen Pegel sind. Die zu den maximalen Differenzen zugehörigen Uhrzeiten zu denen die Einzelterminwerte abgelesen wurden, wurden zusätzlich ermittelt. Hierzu wurden für 90 Pegelstandorte die Differenzen zwischen den MSL-Zeitreihen aus Stundendaten und 24 MSL-Zeitreihen aus Einzelterminwerten (0 bis 23 Uhr) sowie vier MSL-Zeitreihen aus vier Einzelterminwerten (z. B. 0, 5, 9, 13 Uhr) berechnet und die Uhrzeit mit den maximalen Differenzen ermittelt. Abbildung 8 zeigt die räumliche Darstellung der absoluten maximalen Mittelwerte (a & b) und der Standardabweichung (c & d) der Differenzen zwischen der MSL Monatszeitreihe aus Einzelterminwerten und aus Stundenwerten (links) sowie der jeweiligen Differenzen zwischen der MSL Monatszeitreihe aus vier Terminwerten pro Tag und aus Stundenwerten (rechts) für jeden der untersuchten 90 Pegelstandorte. Die jeweils zugehörige Stunde, zu der die Einzelterminablesung vorgenommen wurde, die die maximale Differenz verursacht, ist in (e & f) dargestellt.

Die größten maximalen Mittelwerte der Differenzen zwischen MSL aus Stundendaten und aus Einzelterminwerten treten mit etwa 10 bis 18 mm in der südwestlichen Ostsee in der Dänischen Meerenge, sowie an der deutschen Ostseeküste auf. An der polnischen Ostseeküste verkleinern sich die Mittelwerte und in der Gotlandsee und dem Finnischen Meerbusen schwanken die Mittelwerte im Bereich von 5 bis 10 mm. Die kleinsten Werte liegen mit ca. 1 bis 4 mm im Bottnischen Meerbusen vor. Auch die größten Standardabweichungen zeigen sich mit bis zu 25 mm wieder an der deutschen Ostseeküste aber auch

im Finnischen Meerbusen. Für die Stunden zu denen die maximalen mittleren Differenzen auftreten ist kein eindeutiges räumliche Muster zu erkennen. Für die maximalen mittleren Differenzen zwischen MSL aus Stundendaten und aus vier Einzelterminwerten zeigen sich an allen 90 Pegelstandorten nur sehr geringe Werte von 0 bis 1 mm. Auch die Standardabweichungen liegen homogen im Bereich von ca. 2 mm. Einzige Ausnahme bildet hier ein Pegel in der südöstlichen Ostsee mit bis zu ca. 9 mm. Die deutlich kleineren Mittelwerte und Standardabweichungen der Differenzen sprechen für die Aussage nach LIEBSCH (1997), nach der vier Tagesablesungen in der Ostsee ausreichen um den MSL Monatswert hinreichend genau zu bestimmen.

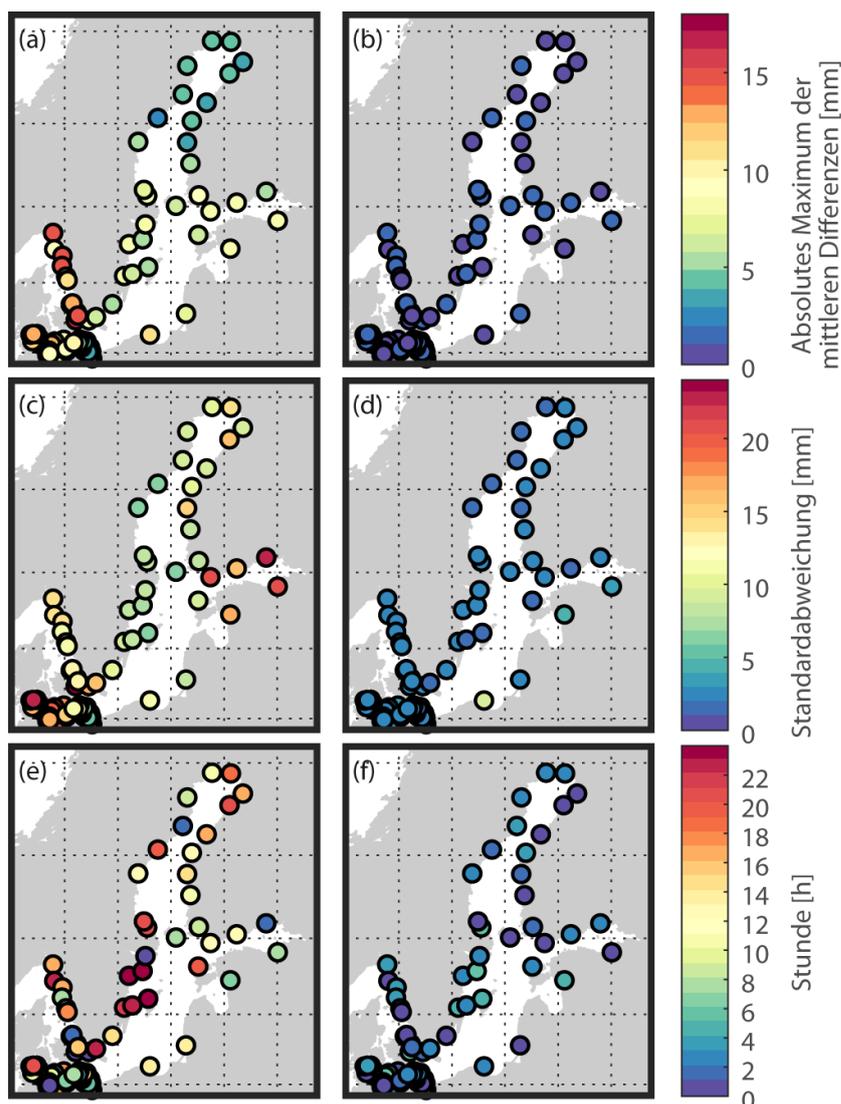


Abbildung 8: Absoluter maximaler Mittelwert (a) & (b) und Standardabweichungen (c & d) der Differenzen zwischen der MSL Monatszeitreihe aus Einzelterminwerten und aus Stundendaten (links) sowie zwischen der MSL Monatszeitreihe aus vier Terminwerten pro Tag und aus Stundendaten (rechts). In (e) und (f) ist die jeweilige Stunde dargestellt zu der die maximalen mittleren Differenzen auftreten. (f) zeigt nur den ersten der vier Stundenwerte.

Zur weiteren Überprüfung wurden die Monatsmittelwertzeitreihen aus Einzelterminwerten für Messungen einer jeweils anderen Stunde des Tages weiter untersucht. Für jede der 24 Zeitreihen wurde die Differenzzeitreihe zu den Monatsmittelwerten aus stündlichen Aufzeichnungen gebildet und der Mittelwert der Differenzen gebildet. Die Mittelwerte

wurden über der entsprechenden Stunde aufgetragen. In Abbildung 9 ist dies beispielhaft für den Pegel Warnemünde dargestellt. Im Gegensatz zu den Untersuchungen von LIEBSCH (1997) ergibt sich hier jedoch eine mittlere Differenz der Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Werten zu den Monatsmittelwerten aus stündlichen Ablesungen von 9,83 mm statt die in LIEBSCH (1997) angegebenen 8 mm. Die Auswertungen nach LIEBSCH (1997) bezogen sich allerdings auch auf stündliche Werte in einem kleineren Zeitraum von 1986 bis 1992. Uns liegen hingegen stündliche Aufzeichnungen von 1953 bis 2016 vor. Dies spricht wiederum für die Aussage nach WESTPHAL (1900), nach der eine ausreihend lange stündliche Zeitreihe für die Generierung der Gezeitenkorrektur vorliegen muss.

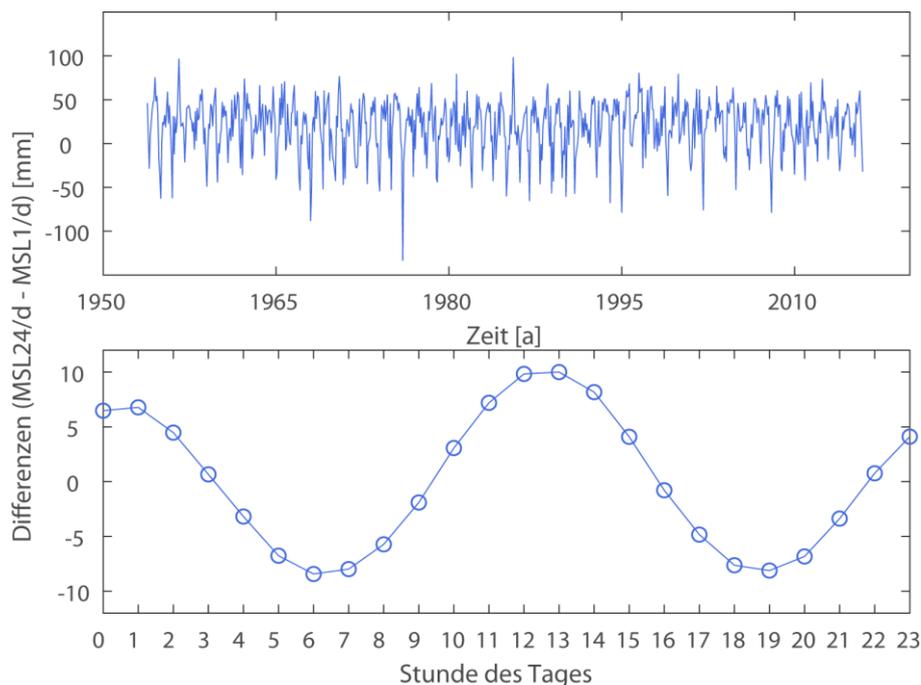


Abbildung 9: Oben: Differenzen der Monatsmittelwerte aus stündlichen Ablesungen zu den Monatsmittelwerten aus Ablesungen einmal täglich um 12 Uhr am Pegel Warnemünde. Unten: Mittelwerte der Differenzen zwischen Monatsmittelwerten aus stündlichen Ablesungen zu den Monatsmittelwerten für Messungen einer jeweils anderen Stunde des Tages.

Es wurde ebenfalls überprüft, ob die Berücksichtigung/Vernachlässigung der Gezeitenkorrektur beim Zusammenführen langzeitlicher MSL Zeitreihen an einzelnen Pegeln zu signifikanten Verfälschungen im Langzeitverhalten führen kann. Hierfür wurden auf Basis hochauflösender Stundenwertzeitreihen langzeitliche MSL-Zeitreihen gebildet, die in der ersten Hälfte aus Einzelterminwerten und in der zweiten Hälfte aus Stundenwerten erzeugt wurden. Die Ergebnisse zeigen, dass zusammengesetzte Zeitreihen zu detektierbaren Bruchpunkten in den Zeitreihen führen. Dies kann einen deutlichen Einfluss auf den ermittelten linearen Trend der Zeitreihe haben. Für Kiel-Holtenau ergibt sich beispielsweise (je nach Uhrzeit des jeweiligen Einzelterminwerts) eine Abweichung zum linearen Trend aus Stundendaten von  $-0,50$  bis  $0,45$  mm/a (s. a. Abbildung 47 in Anhang A.1). Dies zeigt, dass MSL Monatszeitreihen aus Einzelterminwerten und aus Stundendaten nicht einfach ohne Gezeiten-/Tagesgangkorrektur zusammengesetzt werden dürfen.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass für eine MSL Monatszeitreihe in der Ostsee (vor allem im Bereich der südwestlichen Ostsee, wo Gezeiten noch eine etwas größere Amplitude besitzen) mindesten vier äquidistant aufgezeichnete Werte pro Tag vorlie-

gen müssen. Daher wurden die Zeitreihen aus Einzelterminwerten, die im Projekt AM-SeL\_Ostsee B zusammengetragen wurden, zunächst daraufhin geprüft. Wenn vier äquidistant aufgezeichnete Werte pro Tag vorlagen, so wurde aus dem Datensatz eine MSL-Zeitreihe ohne spezielle Gezeitenkorrektur berechnet. Bei Datensätzen, bei denen dies nicht der Fall war, wurde die Zeitreihe einer Gezeitenkorrektur unterzogen (siehe Abschnitt 3.3.3), wenn ein weiterer Datensatz für diesen Pegel in stündlicher Auflösung oder als Tagesmittelwertdatensatz zur Verfügung stand. Ist kein weiterer Datensatz mit stündlicher Auflösung oder als Tagesmittelwertdatensatz vorhanden, so wurde aus dem Datensatz trotzdem eine MSL-Zeitreihe erstellt, da diese in sich konsistent ist. Allerdings muss bei diesen Zeitreihen immer zusätzlich mitangegeben werden, dass es sich um eine MSL-Zeitreihe aus Einzelterminwerten und nicht aus Mittelwerten handelt.

### 3.3.3 Methodik der Gezeitenkorrektur

Um die Datensätze aus Terminwerten, die nicht mindestens vier Werte pro Tag aufweisen, dennoch zu nutzen, gibt es die Möglichkeit der Gezeitenkorrektur (PASCHEN 1856; SEIBT 1890; WESTPHAL 1900; MONTAG 1964; LIEBSCH 1997). Da auch in den historischen Analysen unterschiedliche Methoden genutzt wurden, um eine Gezeitenkorrektur vorzunehmen, wurden hier drei unterschiedliche Methoden verwendet und miteinander verglichen, um eine optimale Gezeitenkorrekturmethode zu identifizieren. Hierzu wurden wie in der Sensitivitätsstudie auch 90 stündliche Pegelzeitreihen in der gesamten Ostsee verwendet.

Für die beiden Gezeitenkorrekturmethode T1 und T2 wurde der mittlere Tagesgang der trendbereinigten Stundenwertzeitreihe berechnet. T1 beruht auf der Methodik nach SEIBT (1885) und ist mit dem geringsten rechnerischen Aufwand verbunden. Um die 24 Gezeitenkorrekturfaktoren für jede Uhrzeit zu ermitteln, wird die Differenz zwischen dem Mittelwert des mittleren Tagesganges und dem jeweiligen Uhrzeitwert des mittleren Tagesganges gebildet. Der jeweilige Gezeitenkorrekturfaktor wird dann wiederum auf die zugehörigen Tagesablesungen addiert, um somit eine korrigierte Tagesablesungszeitreihe zu erhalten. Für T2 hingegen wurde der Ansatz nach SEIBT (1890) und WESTPHAL (1900) verwendet und der mittlere Tagesgang der trendbereinigten Stundenwertzeitreihe für jeden Monat berechnet. Die Gezeitenkorrekturfaktoren wurden wie in T1 berechnet. Somit ergeben sich in T2 jeweils 24 Gezeitenkorrekturfaktoren für jeden Monat.

Die dritte Gezeitenkorrekturmethode (T3) orientiert sich an der Methodik nach LIEBSCH (1997). Mithilfe des Matlab Werkzeugs U-Tide (CODIGA 2011) wurde anhand des umfangreichen Stundendatensatzes eine Partialtidenanalyse mit 68 Partialtiden vorgenommen. Durch die monatsgenaue Berechnung des Tidesignals konnten somit Gezeitenkorrekturfaktoren für jeden einzelnen Monat jedes Jahres je nach Stundenwert berechnet werden. Um die Vorgehensweise nach LIEBSCH (1997) nachzubilden, wurde der mittlere Einfluss der Gezeiten zu einer bestimmten Uhrzeit (z. B. 12 Uhr Wert) für jeden Monat berechnet, indem für jeden Monat der Mittelwert der Einzelterminwertablesungen (z. B. 12 Uhr Werte) berechnet und dieser vom Mittelwert der Gezeiten abgezogen wurde. So wurde der Gezeitenkorrekturfaktor für jeden einzelnen Monat ermittelt.

In Abbildung 10 sind beispielhaft für fünf Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste die Histogramme der Differenzen zwischen den MSL-Zeitreihen aus Stundendaten und aus mithilfe der Gezeitenkorrekturmethode T1, T2 und T3 korrigierten Einzel-

minwertablesungen dargestellt. T2 zeigt den kleinsten Mittelwert  $\bar{x}$  sowie die kleinste Standardabweichung  $\sigma$  der Differenzen. T3 hingegen weist den größten Mittelwert sowie die größte Standardabweichung auf. Auf Grundlage dieser Ergebnisse wurde entschieden für die Gezeitenkorrektur Methodik T2 anzuwenden.

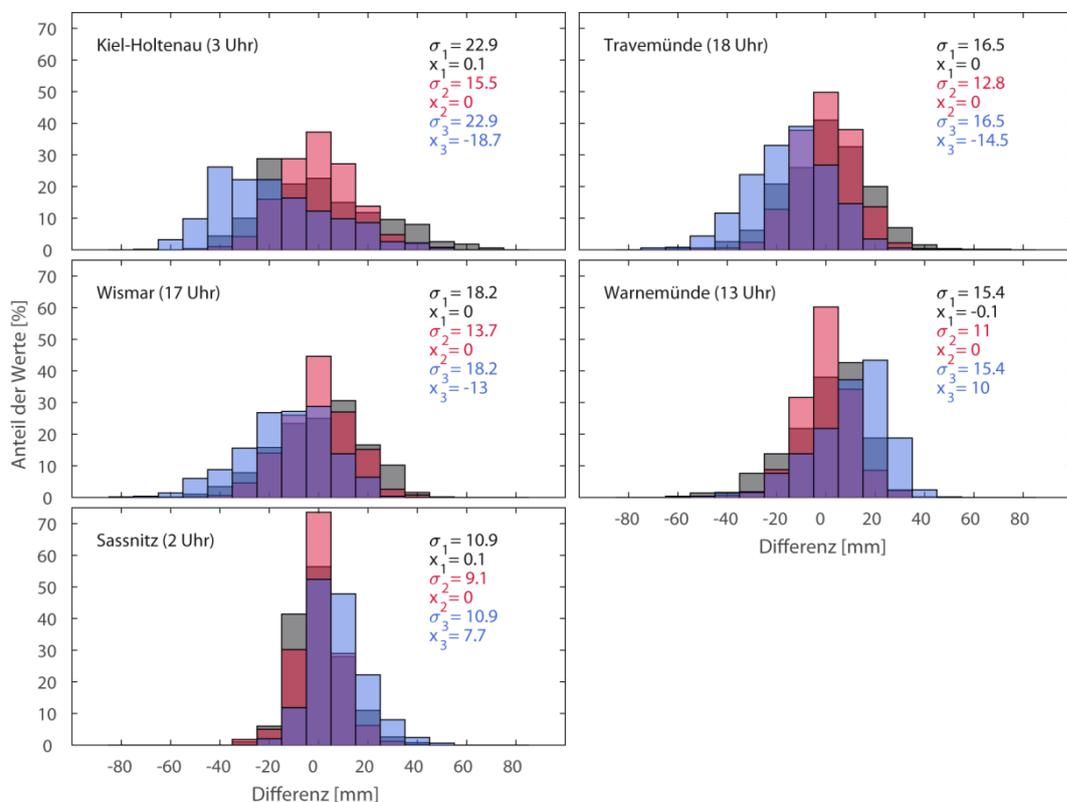


Abbildung 10: Vergleich der Differenzen zwischen den MSL-Zeitreihen aus Stundendaten und aus mithilfe der Gezeitenkorrekturmethode T1 (schwarz), T2 (rot) und T3 (blau) korrigierten Einzelterminwertablesungen für fünf Pegelstandorte mit Angabe der Standardabweichung  $1-\sigma$  sowie des Mittelwertes  $\bar{x}$  in mm.

Beispielhaft sind in Tabelle 1 Korrekturfaktoren für Monatsmittelwerte aus Einzelterminwertablesungen um 12 Uhr für die fünf Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste aufgeführt. Es ergeben sich Korrekturfaktoren von bis zu 26,6 mm (Travemünde).

Tabelle 1: Gezeitenkorrekturfaktoren für Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Einzelterminwertablesungen für fünf Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste.

| Gezeitenkorrekturwerte für Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Einzelterminwertablesungen in [mm] |               |            |        |            |          |
|--|---------------|------------|--------|------------|----------|
|  | Kiel-Holtenau | Travemünde | Wismar | Warnemünde | Sassnitz |
| Januar   | -9,0          | -5,9       | -6,8   | -8,4       | -13,9    |
| Februar  | -10,5         | 1,6        | -1,9   | -3,1       | -7,9     |
| März   | -1,1          | 14,6       | 12,9   | 8,7        | -1,8     |
| April  | 5,2           | 19,3       | 13,9   | 11,7       | 2,3      |
| Mai  | 13,2          | 21,0       | 16,6   | 15,1       | 5,3      |
| Juni   | 21,0          | 25,3       | 21,9   | 19,2       | 3,9      |
| Juli   | 21,9          | 26,2       | 21,7   | 20,8       | 1,1      |
| August   | 20,7          | 26,6       | 22,2   | 22,7       | -0,1     |

|           |      |      |      |      |       |
|-----------|------|------|------|------|-------|
| September | 13,2 | 21,4 | 19,1 | 17,7 | -4,1  |
| Oktober   | 6,0  | 15,0 | 14,4 | 14,4 | -7,3  |
| November  | -7,3 | 4,7  | 3,2  | 3,3  | -8,5  |
| Dezember  | -6,8 | -1,8 | -2,1 | -4,0 | -14,4 |

### 3.4 Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen

Da Pegel fest auf der Erdoberfläche installiert sind, messen sie lokale Variationen des relativen Meeresspiegels (RSL) (EKMAN 1988). Pegelmessungen geben somit zum einen klimainduzierte Änderungen im Meeresspiegel wieder, die in Verbindung mit der Ozeanerwärmung, der Landeisschmelze oder der Wasserverteilung stehen (HÜNICKE et al. 2017). Zum anderen messen Tidepegel jedoch auch Bewegungen der Erdkruste. Diese VLM beruhen auf geodynamischen Prozessen (z. B. postglaziale Landbewegungen (GIA), Erdbeben, Vulkane, Erdbeben) oder auf lokalen Effekten (z. B. Grundwasser- oder Gasentnahmen) (WOODWORTH 2006). Grundsätzlich können VLM in lineare und nicht-lineare Anteile unterteilt werden. Nur die linearen Anteile, wie VLM aufgrund von GIA können aufgrund der langen Zeitskala (> 1000 Jahre) auf denen sie erfolgen als lineare Prozesse extrapoliert werden. In der Ostsee dominieren VLM aufgrund von GIA, die durch das Abschmelzen des fennoskandischen Eisschildes seit Ende der Würm- oder Weichselkaltzeit vor ca. 10.000 Jahren hervorgerufen wurden (JANSSEN 2002).

Die Meeresspiegelbeobachtung der Tidepegel kann durch folgende Formel beschrieben werden, in der RSLC die relative Meeresspiegeländerung (engl. relative sea level change), ASLC die absolute Meeresspiegeländerung (engl. absolute sea level change) bezogen auf das Massezentrum der Erde und VLM die vertikalen Landbewegungen repräsentiert (SANTAMARÍA-GÓMEZ et al. 2017):

$$RSLC = ASLC - VLM$$

Werden also die Pegelmessungen um VLM bereinigt, so können absolute Meeresspiegeltrends berechnet werden. Bei Nichtberücksichtigung dieser Überlagerung von Pegelmesswerten und VLM, führt dies zu scheinbaren Änderungen in den Wasserständen (WANNINGER et al. 2008). Um den klimatisch induzierten Meeresspiegelanstieg zu quantifizieren, muss somit zunächst das Signal der VLM quantifiziert und aus den RSLC-Zeitreihen entfernt werden.

Eine direkte und präzise Messung der VLM ist prinzipiell über GPS Messstationen an Pegelstandorten möglich. Allerdings liegen nicht an allen Pegelstandorten auch automatisch GPS Messstationen vor (HAMLINGTON et al. 2016). Das Internetportal <http://www.sonel.org/-GPS-.html> bietet global einen guten Überblick über verfügbare Stationen. Per GPS gemessene VLM schließen sowohl GIA als auch lokale Effekte mit ein (WÖPPELMANN und MARCOS 2016). Zusätzlich zu GPS Stationen ermöglicht auch die Satellitenaltimetrie eine Bestimmung der VLM, wobei Satelliten nicht direkt VLM messen, sondern nur eine Berechnung der VLM aus der Differenz zwischen Satellitenaltimetrie und Pegelmessungen ermöglichen (z. B. KUO et al. 2004). GPS Messungen oder Satellitenaltimetrie zeigen somit die VLM über maximal die letzten zwei Dekaden (Summe der linearen und nicht-linearen Anteile). Eine mögliche Extrapolation der gemessenen Landbewegungen als lineare Landbewegungsrate über das letzte Jahrhundert ist somit nicht repräsentativ für die tatsächlichen VLM (RIVA et al. 2016). Da es nicht an jedem

Pegelstandort GPS Messungen gibt, sowohl die verfügbaren GPS als auch Satellitenaltimeterdaten zeitlich begrenzt sind und eine Extrapolation über das letzte Jahrhundert nicht möglich ist, werden diese Beobachtungsdaten in den meisten Studien zu langzeitlichen Meeresspiegeländerungen nicht genutzt (WÖPPELMANN und MARCOS 2016). Auch für die deutsche Ostseeküste liegen nur an sehr wenigen Standorten GPS Messungen vor (früheste Aufzeichnungen seit 2002 am Pegel Sassnitz). Die nicht-linearen Landbewegungen (z. B. aus der Beschleunigung der Einschmelze des Landeises) sind derzeit Gegenstand der Forschung, weshalb es hier noch keinen beschreibenden Datensatz gibt. In dem derzeit noch laufenden Forschungsprojekt MSL\_absolut (Fkz: 03KIS116) werden VLM aus unterschiedlichen Messquellen für die deutschen Küstengebiete ausgewertet. Aus den oben genannten Gründen wurden daher in diesem Projekt auf verfügbare großflächige Datenbasen zurückgegriffen, die derzeit nur für die Komponenten des GIA vorliegen.

GIA Modelle, die VLM aufgrund von postglazialen Landhebungen und Landsenkungen modellieren, sind global verfügbar (z. B. ICE-5G (VM2 L90) model nach PELTIER (2004); ICE-6G (VM5a) nach ARGUS et al. (2014) und PELTIER et al. (2015)). Mithilfe der mittleren Landsenkungs- bzw. Landhebungsrate für die Gegenwart aus den GIA Modellen können Pegelzeitreihen zumindest um die RMSL Änderung aus GIA korrigiert werden. Auch in bisherigen Studien zum Meeresspiegel, die auf der Auswertung von Tidepegeln beruhen, wurden lokale VLM, welche nicht auf GIA beruhen, vernachlässigt. Die Höhe des Fehlers orientiert sich dabei an der Lage des Pegels sowie den lokalen Gegebenheiten. Für die Berücksichtigung der VLM aus GIA wurden drei unterschiedliche Datensätze hinzugezogen: ICE-5G (VM2 L90) model nach PELTIER (2004); ICE-6G (VM5a) nach ARGUS et al. (2014) und PELTIER et al. (2015) und NKG2016LU nach (VESTØL ET AL. 2016). Das vertikale Landbewegungsmodell NKG2016LU der Nordisch Geodätischen Kommission wurde von der schwedischen Vermessungsbehörde Lantmäteriet durch Holger Steffen bereitgestellt (VESTØL ET AL. 2016). Das NKG2016LU Modell ist ein semi-empirisches Landbewegungsmodell, welches in einer Nordisch-Baltischen Kooperation in der NKG Arbeitsgruppe *Group of Geoid and Height Systems* erarbeitet wurde. Im Gegensatz zu den globalen GIA Modellen ICE-5G und ICE-6G wurde das NKG2016LU Modell als offizielles Landbewegungsmodell der Nordischen Länder extra für Fennoskandia angefertigt. Das NKG2016LU Modell basiert sowohl auf einem empirischen Landbewegungsmodell von VESTØL, 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.

In Abbildung 11 sind die mithilfe der Modelle ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU prognostizierten Änderungen des RMSL aufgrund von GIA räumlich über der Ostsee vergleichend gegenübergestellt. Der Vergleich zeigt grundsätzlich ähnliche räumliche Muster der Landbewegungsrate mit Landhebungen in der nördlichen und Landsenkungen in der südlichen Ostsee. Jedoch zeigen sich auch deutliche Unterschiede sowohl in den Amplituden als auch in der räumlichen Ausprägung. Während sich die maximalen Landbewegungsrate für ICE-5G noch in der nordöstlichen Bottenwiek befinden, so verschieben diese sich in ICE-6G zur nördlichen Bottenwiek und für NKG2016LU zur südwestlichen Bottenwiek. Auch zeigen sich erhöhte Landbewegungsrate von  $\geq 6$  mm für NKG2016LU im gesamten Bottnischen Meerbusen, für ICE-6G und ICE-5G hingegen nur bis etwa zur Mitte der Bottensee. Interessant ist die Lage der Null-Linie (dicke

schwarze Konturlinie in Deutschland und Dänemark), für die sich größere Differenzen ergeben. Die deutsche Ostseeküste liegt laut ICE-5G und ICE-6G Modell genau im Übergang zwischen Landsenkung (westlicher Bereich) und Landhebung (östlicher Bereich). Die Nulllinie verläuft hier in etwa senkrecht bei Warnemünde über den offenen Ozean, wobei die Gebiete westlich/östlich durch Landsenkung/Landhebung geprägt sind. Die polnische Ostseeküste befindet sich im Landhebungsbereich (0 bis max. 2 mm/a). Nach NKG2016LU hingegen folgt die Nulllinie in etwa der deutschen und polnischen Küstenlinie. Der Vergleich und die identifizierten Unterschiede der drei GIA Modelle zeigen die großen Unsicherheiten der GIA Modellierung (JEVREJEVA et al. 2014).

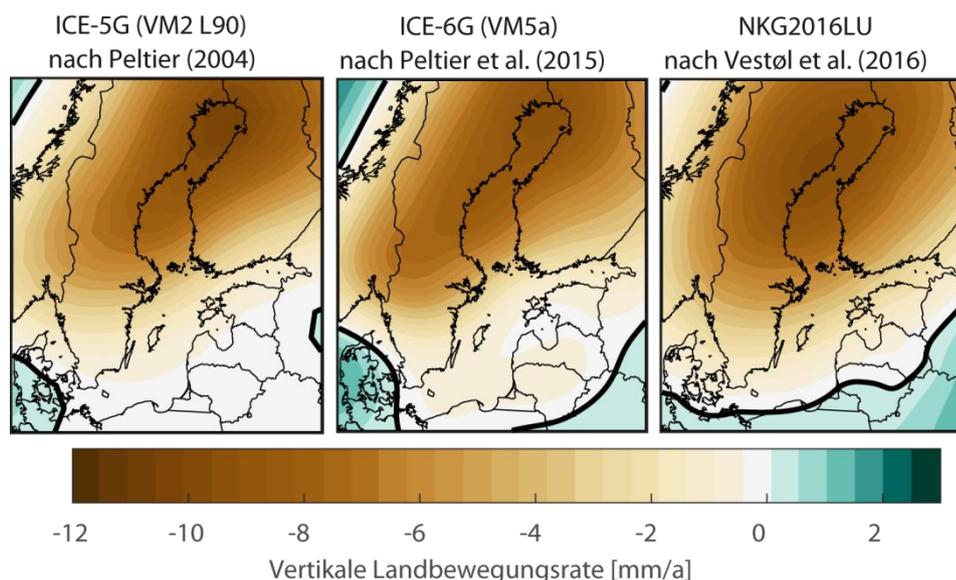


Abbildung 11: Vergleich der Änderungen des RMSL aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus dem ICE-5G (VM2 L90) Modell nach PELTIER (2004) (links), aus dem ICE-6G (VM5a) Modell nach PELTIER et al. (2015) (Mitte) und dem NKG2016LU Modell nach VESTØL ET AL. (2016). Die Nulllinie ist durch eine breite schwarze Linie gekennzeichnet. Negative Werte kennzeichnen eine Landhebung, positive eine Landsenkung.

Das Untersuchungsgebiet liegt somit genau im Übergangsbereich zwischen Landhebungen und Landsenkungen. Aus Abbildung 12 ist ersichtlich, dass die drei GIA Modelle ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU genau in diesem Bereich sehr unterschiedliche Muster der vertikalen Landbewegungsraten zeigen. Nicht nur die Amplituden unterscheiden sich, sondern es besteht wie bereits erwähnt insbesondere kein Konsens zum Verlauf der Nulllinie. Um zu entscheiden, welches GIA Modell für die Korrektur der Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet am meisten geeignet ist, wurden die RMSL-Zeitreihen um die Landbewegungsraten aus allen drei GIA Modellen korrigiert und vergleichende Analysen der um den GIA korrigierten Zeitreihen ( $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ ) vorgenommen.

$$RMSL_{\text{korrigGIA}} = RMSL - GIA$$

Mit der Korrektur der MSL-Zeitreihen um die vertikalen Landbewegungsraten eines GIA Modells kann nicht der absolute Meeresspiegel (AMSL) ermittelt werden, da andere VLM hier unberücksichtigt bleiben. Dies ist insbesondere beim Vergleich der um den GIA korrigierten RMSL-Zeitreihen mit Satellitenaltimeterdaten, die den AMSL messen, zu berücksichtigen.

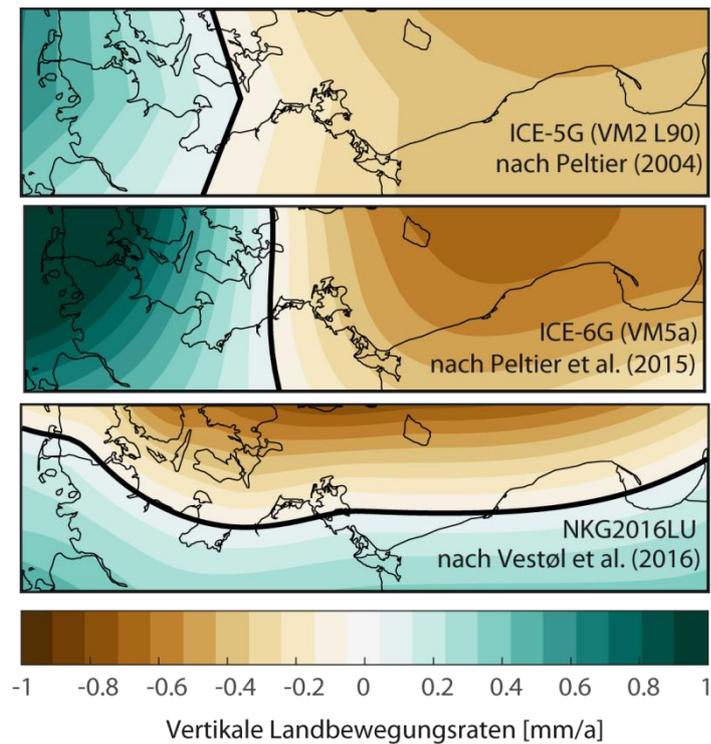


Abbildung 12: Vergleich der vertikalen Landbewegungsraten relativ zum Geoid aus dem ICE-5G (VM2 L90) Modell nach PELTIER (2004) (links), aus dem ICE-6G (VM5a) Modell nach PELTIER et al. (2015) (Mitte) und dem NKG2016LU Modell nach VESTØL ET AL. (2016) für das Untersuchungsgebiet. Die Nulllinie ist durch eine breite schwarze Linie gekennzeichnet. Negative Werte kennzeichnen eine Landhebung, positive eine Landsenkung.

Werden die im Zeitraum 1900 bis 2015 verfügbaren RMSL-Zeitreihen in der gesamten Ostsee um den SC und um die jeweiligen vertikalen Landbewegungsdaten nach ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU bereinigt, so verbleiben die in Abbildung 13 dargestellten linearen Trends. Die Korrektur um die vertikalen Landbewegungsdaten nach 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 Meeresspiegel Trends in der Ostsee als nicht realistisch einzuordnen, weshalb hier von einer Nutzung der ICE5G und ICE6G Datensätze in der Ostsee Abstand genommen wird. Nach Korrektur um die vertikalen Landbewegungsdaten nach NKG2016LU hingegen homogenisieren sich die linearen Trends deutlich und weisen insbesondere an benachbarten Pegelstandorten ähnliche Werte auf. Zudem weisen alle  $RMSL_{\text{korrtGIA}}$  Zeitreihen einen positiven Trend auf. Die Homogenisierung der Langzeitentwicklung durch die GIA Korrektur zeigt, dass der GIA das dominierende Landbewegungssignal in der Ostsee darstellt. Es kann somit an allen Pegeln ein langfristiger Meeresspiegelanstieg beobachtet werden, der in den RMSL-Zeitreihen von den VLM aufgrund von GIA überdeckt bzw. maskiert wird. Die selbst nach der Korrektur um die vertikalen Landbewegungsdaten nach NKG2016LU noch bestehenden Unterschiede in den linearen Trends können auf verschiedene mögliche Ursachen zurückgeführt werden, die in Abschnitt 4.4.1 genauer erläutert werden.

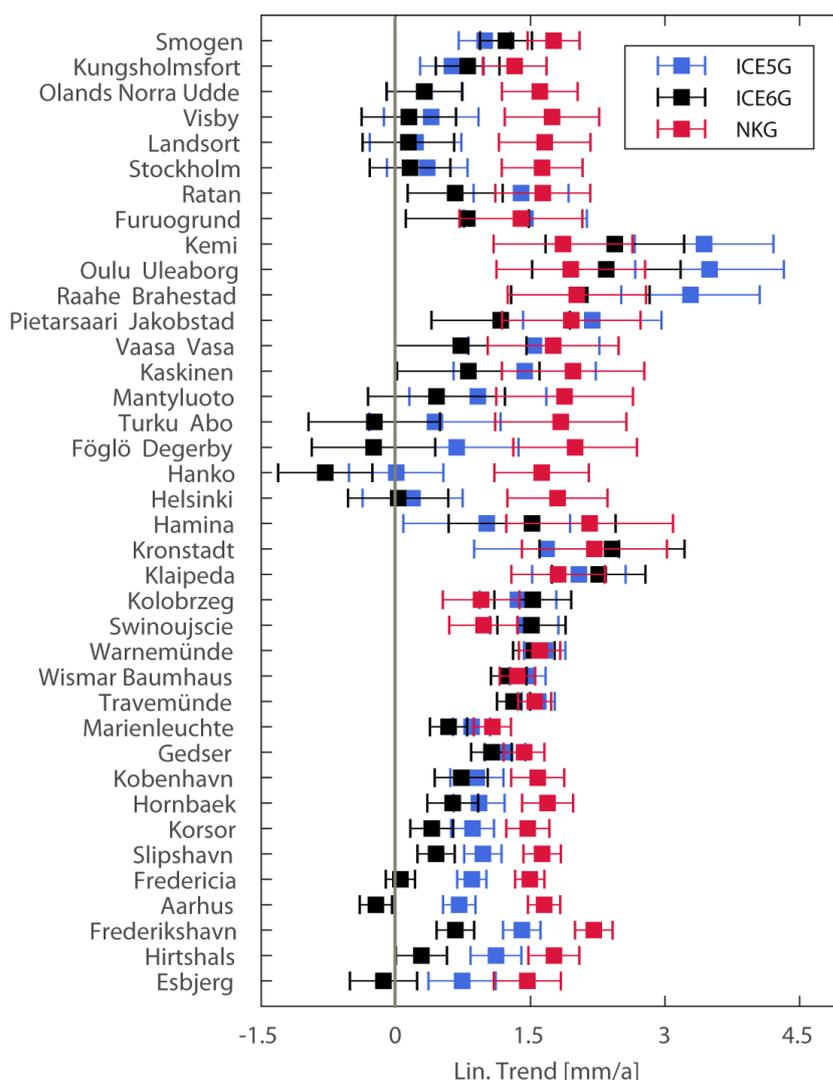


Abbildung 13: Vergleich der linearen Trends der um den SC sowie die VLM aus GIA nach ICE-5G (Blau), ICE-6G (Schwarz) und NKG2016LU (Rot) bereinigten MSL-Zeitreihen für den Zeitraum 1900 bis 2015 (mind. 75 % Datenverfügbarkeit). Die graue Linie kennzeichnet einen Trend von Null.

### 3.5 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 bestimmtes 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. (2011) zusammengestellten Literatur. Diese Verfahren beruhen entweder auf EOF-Analysen (empirische Orthogonalfunktionen) zur Herausfilterung gemeinsamer Signale (ALBRECHT et al. 2011) oder auf Mittelungsverfahren. Um eine methodische Vergleichbarkeit zu gewährleisten wurde die Vorgehensweise des Projektes AMSeL verfolgt und das in JENSEN et al. (2011) ausführlich beschriebene Mittelungsverfahren genutzt.

Für die Konstruktion der synthetischen Zeitreihen wurden die Einzelzeitreihen um die VLM (aus NKG2016LU) bereinigt ( $RMSL_{\text{korrrGIA}}$ ). Pegeloffsets sowie Datenlücken in den Pegelzeitreihen können bei einer einfachen Mittelung der Zeitreihen zu Offsets im synthetischen Pegel führen. Daher wurden die für die Konstruktion einer synthetischen Pegelzeitreihe ausgewählten  $RMSL_{\text{korrrGIA}}$  Einzelzeitreihen differenziert, um die  $RMSL_{\text{korrrGIA}}$  Anstiegsraten zwischen aufeinanderfolgenden Jahren zu ermitteln. Daraufhin wird aus allen Anstiegsraten der Pegel eine mittlere Anstiegsrate erzeugt. Diese mittleren Anstiegsraten werden zur abschließenden Ermittlung der synthetischen Zeitreihe, die für eine Region als repräsentativ angenommen werden kann, kumuliert. Um interannuelle Signale herauszufiltern und eine etwaige Beeinflussung der synthetischen Zeitreihen zu vermeiden, wurden die synthetischen Zeitreihen nur 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 (z. B. ähnliche lineare Trends über gleiche Zeiträume). Die Auswahl basiert somit auf den Ergebnissen aus Kapitel 4.

### 3.6 Satellitenaltimeterdaten

Neben Tidepegeln liefern Satelliten seit 1992 Messungen der Meeresoberfläche. Der Vorteil der Satellitendaten liegt vor allem in ihrer guten räumlichen Abdeckung. In den vorliegenden Untersuchungen wurden Messungen aus unterschiedlichen Satellitenmissionen verwendet, die als räumlich und zeitlich konsistente Datenprodukte über die Periode 1993 bis 2015 vorliegen. Während Satellitendaten den Vorteil haben, dass sie auch für den offenen Ozean verfügbar sind, haben sie in Richtung der Küsten einige Einschränkungen. So können die Messungen im Küstennahbereich zum Beispiel durch hydrologische Signale etc. kontaminiert sein (PASSARO et al. 2015). Trotzdem liefern die Satellitendaten eine enorm wichtige Datenquelle mit Informationen über den mittleren Meeresspiegel über die vergangenen zwei Dekaden. Zudem sind Satellitenaltimeterdaten nicht wie Pegelmessungen durch VLM und andere Küstenprozesse beeinflusst, da Satelliten den Meeresspiegel absolut auf Höhe der Meeresoberfläche relativ zu einem geozentrischen Referenzwert messen (Referenz Ellipsoid) (STRAMSKA und CHUDZIAK 2013). Die aus Pegeldaten generierten  $RMSL$ -Zeitreihen sind somit nicht direkt mit den aus Satellitenaltimeterdaten generierten  $AMSL$ -Zeitreihen vergleichbar.

Für die Nutzung im Projekt AMSeL\_Ostsee wurden zwei unterschiedliche Satellitenaltimetrieprodukt von AVISO und ESA miteinander verglichen und nur das für die Ostsee geeignetste Produkt für weitere Analysen verwendet. Der AVISO Altimeterdatensatz besteht aus den Sea Level Anomaly (SLA) Daten aus dem delayed time multi-mission global gridded data product (AVISO 2016). Die täglichen Daten sind auf einem Mercatornetz mit einer räumlichen Auflösung von  $1/4^\circ$  verfügbar und wurden hier über die zeitliche Periode vom 01.01.1993 bis 31.12.2015 verwendet. Die SLA Daten, die hier genutzt werden, wurden einer dynamischen atmosphärischen Korrektur unterzogen (engl. dynamic atmospheric correction (DAC)). Da Tidepegel dynamisch atmosphärische Prozesse jedoch gleichermaßen wie Altimeter messen, wurde die DAC nachträglich wieder zu den Satellitendaten hinzugerechnet (BONADUCE et al. 2016). Der zweite Satellitenaltimeter-

terdatensatz wurde von der ESA Sea Level Climate Change Initiative (SL\_cci) in der Version v2.0 von ftp.esa-sealevel-cci.org heruntergeladen (ESA SEA LEVEL CCI PROJECT TEAM 2017). Auch der ESA Datensatz ist mit einer räumlichen Auflösung von  $1/4^\circ$  über eine zeitliche Periode von 01.01.1993 bis 31.12.2015 verfügbar. Die zwei Multi-Satelliten Datensätze besitzen alle dieselbe zeitliche Auflösung sowie denselben Beobachtungszeitraum.

Um die Nutzbarkeit der Satellitendaten zur Beschreibung des Wasserstands in der Ostsee zu überprüfen, wurden aus den Gitterdaten SLA Zeitreihen im Umkreis von  $1^\circ$  um die Koordinaten des Pegelstandortes extrahiert und die SLA Zeitreihe, die den größten Korrelationskoeffizienten zu der entsprechenden Pegelzeitreihe aufweist, für weitere Vergleichsanalysen genutzt. Diese Methodik ergab die besten Übereinstimmungen, weshalb andere Methoden, wie z. B. die Nutzung der SLA Zeitreihe am zum Pegelstandort nächstgelegenen Gitterpunkt (z. B. BONADUCE et al. 2016) oder die Interpolation zwischen vier Gitterpunkten auf den Pegelstandort verworfen wurden.

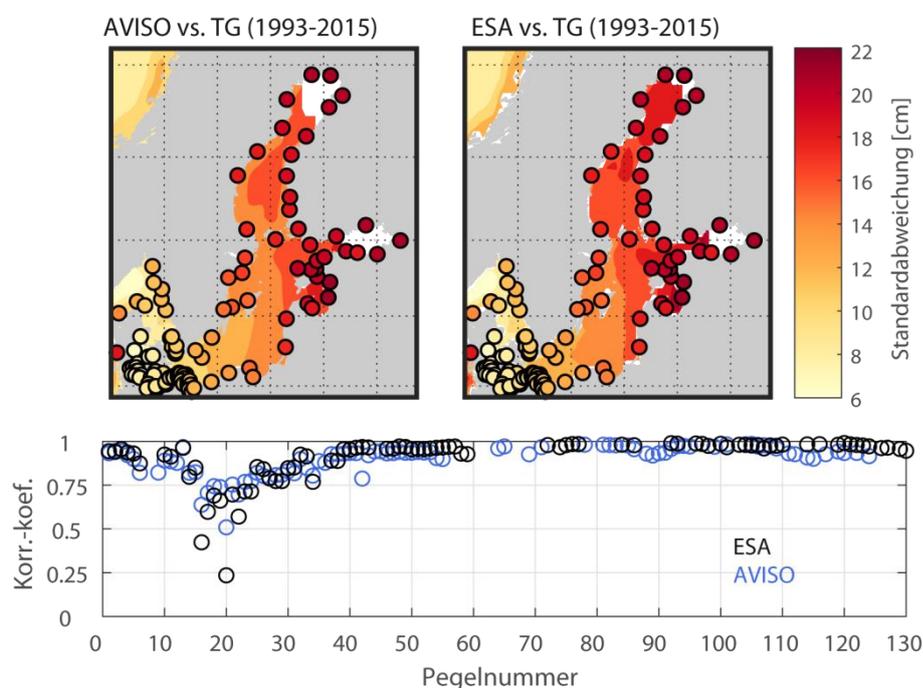


Abbildung 14: Oben: Vergleich der Standardabweichung der Pegeldaten für den Zeitraum 1993-2015 (farbige Punkte) mit der Standardabweichung der AVISO Daten mit DAC Korrektur (räumlich farbliche Darstellung) (oben links) sowie mit der Standardabweichung der ESA Daten mit DAC Korrektur (räumlich farbliche Darstellung) (oben rechts); Unten: Korrelationskoeffizienten der MSL Monatszeitreihen aus dem AVISO Datensatz (blau) sowie aus dem ESA Datensatz (schwarz) mit Pegelzeitreihen in der gesamten Ostsee (Nr. 16 bis 64 entsprechen den deutschen und polnischen Pegelstandorten).

Um zu untersuchen, wie gut die Satellitenaltimeterdaten die Variabilität des MSL in der Ostsee abbilden, wurden zunächst Vergleichsanalysen zur Standardabweichungen des monatlichen MSL mit den entsprechenden Pegeldaten durchgeführt. In Abbildung 14 zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der Standardabweichungen der Pegeldaten mit der Standardabweichung der beiden Satellitenaltimeterdatenprodukte. So zeigen alle Datenprodukte einen kontinuierlichen Variabilitätsgradienten von West (kleine Standardabweichungen) nach Ost (große Standardabweichungen). Größere Differenzen zwischen Pegel- und Satellitenaltimeterdaten ergeben sich im Bottnischen und Finnischen Meerbu-

sen. Diese sind vermutlich auf die temporäre Eisbedeckung in diesen Bereichen zurückzuführen, die eine Messung des Wasserstands mithilfe der Satellitenaltimetrie erschwert. Die temporäre Eisbedeckung ist vermutlich auch der Grund für die Lücken in den Satellitenaltimeterdatensätzen in der Bottenwiek sowie im östlichen Teil des Finnischen Meerbusens. Bis auf die Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste zeigen beide Datensätze durchgängig sehr hohe Korrelationskoeffizienten mit  $r \geq 0,9$ . Die Vergleichsanalysen zwischen SLA Zeitreihen und Pegelzeitreihen zeigen insbesondere für das Untersuchungsgebiet die höchsten Korrelationen zwischen den Pegelzeitreihen und dem AVISO Datensatz. Aus diesem Grund wurden in den Folgeanalysen lediglich die AVISO Daten verwendet.

### 3.7 3-D Hydrodynamisch-numerisches Modell des IOW

Das Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) betreibt ein numerisches Modell der Ostsee in voller 3D Auflösung mit 50 Schichten. Die Ostsee liegt vollständig in einer räumlichen Auflösung von 1 nm vor. Am offenen Rand des Ostseemodells 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 eingesteuert (KÖHL 2015). Da GECCO2 Volumen aber keine Masse konserviert und daher keine globalen Meeresspiegeländerungen simulieren kann, wurde zusätzlich ein linearer Trend zur Meeresspiegelauslenkung hinzugerechnet, der aus den GIA-bereinigten Pegeldaten an den Standorten Brest und Lerwick ermittelt wurde (PELTIER 2004). Als atmosphärischer Antrieb (10 m Wind und Luftdruck) dienen die stündlichen NCEP-NCAR Global Reanalysis Daten nach KALNAY et al. (1996). Weitere Beschreibungen des Ostsee Modells sind GRÄWE et al. (in Begutachtung) und GRÄWE et al. (2015) zu entnehmen.

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 einen Zeitraum 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 (BT3)) zur Verfügung gestellt. Zusätzlich wurden mehreren Simulationen des Sturmhochwassers von 2006 (mit projizierten Meeresspiegelanstiegsszenarien) mithilfe einer Regionalmodells (Nesting) der südwestlichen Ostsee in einer räumlichen Auflösung von 200 m für die Untersuchungen zur Auswirkung eines erhöhten Meeresspiegels auf Sturmhochwasserstände (siehe Abschnitt 4.6) durchgeführt und durch das IOW (in Person von Ulf Gräwe) bereitgestellt.

Um zu überprüfen, wie gut die simulierten Wasserstandsdaten des baroklinen Modelllaufs mit den beobachteten Pegeldaten übereinstimmen, wurden die Korrelationskoeffizienten zwischen den Pegelzeitreihen und den simulierten Wasserstandsdaten (MSL Monatszeitreihen) an den Koordinaten aller Pegel in der gesamten Ostsee bestimmt und zusammen mit der normalisierten Standardabweichung der Modellzeitreihen in einem Tay-

lor Diagramm aufgetragen (TAYLOR 2001). Die normalisierte Standardabweichung  $\sigma_n$  beschreibt das Verhältnis zwischen der Standardabweichung der beobachteten Pegel­daten ( $\sigma_o$ , engl. *observation*) und der Modelldaten ( $\sigma_p$ , engl. *prediction*) ( $\sigma_n = \sigma_o / \sigma_p$ ). Abbildung 15 zeigt den Vergleich von monatlichen Beobachtungs- und Modelldaten anhand von 13 ausgewählten Pegelstationen aus dem gesamten Ostseegebiet. Die Korrelationskoeffizienten sind grundsätzlich größer (bzw. für Kiel gleich) 0,79 und beschreiben somit einen starken positiven linearen Zusammenhang. Die kleinsten Korrelationskoeffizienten liegen mit  $r = 0,79$  (Kiel) und  $r = 0,83$  (Gedser) zwar genau im Untersuchungsgebiet, weisen jedoch auch immer noch eine sehr gute Abbildung der Variabilität nach. Ein Grund für die Abweichungen in der südwestlichen Ostsee könnte die Topografie bzw. die komplexe Küstenstruktur sein, die aufgrund der räumlichen Modellauflösung nicht genau genug abgebildet wird. Die normalisierten Standardabweichungen zeigen, dass die Variabilität an den nördlichen Pegeln Oulu, Ratan, Spikarna, Helsinki und Kronstadt um bis zu  $\sim 5\%$  (Oulu) überschätzt wird. Dies könnte durch die möglicherweise zu ungenaue Berücksichtigung des Meereises durch das Modell erklärt werden. An den südlichen Pegeln hingegen wird die Variabilität um bis zu  $\sim 13\%$  (Kiel) unterschätzt. Als weiteres Kriterium wurde die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung (engl. *Root Mean Squared Error*, RMSE) berechnet. Der mittlere RMSE für die 13 Pegelstandorte liegt bei  $\text{RMSE} = 64$  mm. Die höchsten RMSE Werte liegen mit  $\text{RMSE} = 83$  mm in Kronstadt und die niedrigsten mit  $\text{RMSE} = 48$  mm in Ringhals vor. Die hohen Korrelationskoeffizienten, die geringen RMSE und die normalisierten Standardabweichungen nahe 1 weisen auf eine sehr gute Übereinstimmung hin. Das numerische 3D Modell des IOW ist somit hinreichend geeignet die Wasserstände in der Ostsee zu beschreiben und wurde für weitere Untersuchungen genutzt.

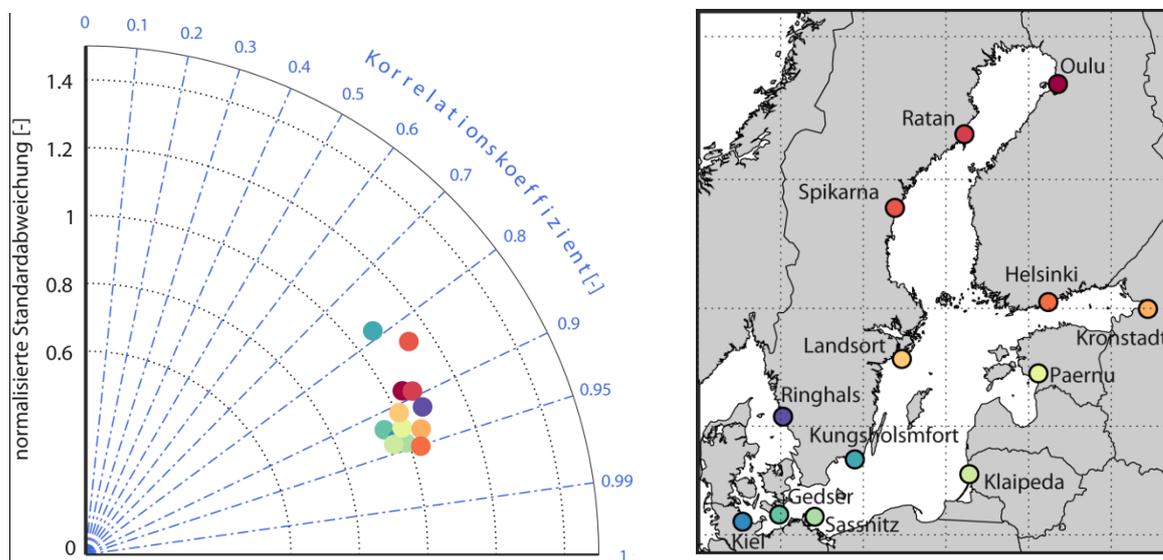


Abbildung 15: Links: Taylor Diagramm nach TAYLOR (2001) mit Darstellung der Korrelationskoeffizienten und der normalisierten Standardabweichung zwischen 13 Pegelzeitreihen (um den linearen Trend bereinigt) und dem baroklinen Modell. Rechts: Standorte und Namen der 13 betrachteten Pegel.

Mithilfe der vier Modellläufe des 3-D numerischen Modells von 1949 bis 2014 konnten die Einflüsse der Einzelkomponenten Wind, Luftdruck, Dynamik und Flusswassereintrag auf die Meeresspiegelvariabilität sowie den Trend untersucht werden (siehe Abschnitt 4.2

und 4.3). Der Dynamikanteil beschreibt hier die dynamische Komponente aus lokaler Sterik und dem externen Massenteil (bereinigt um barotrope Wind- und Luftdruckprozesse, s. u.) aus der Nordsee (Variabilität ist durch den Modellaufbau vollständig von dynamischen Ozean-internen Prozessen bestimmt, während im Langzeittrend durch die Assimilierung der Pegeldaten in Brest und Lerwick (s. o.) auch säkulare Änderungen aus z. B. Eisschmelze enthalten sind). Dieser wurde aus der Differenz zwischen dem baroklinen Modellauf und dem barotropen Modellauf mit Wind und Luftdruck sowie dem barotropen Modellauf mit Flusswassereintrag ( $\eta_S = BK - BT1 - \eta_F = BK - BT1 - (BT1 - BT3)$ ) gebildet. 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. 2014; FREDERIKSE et al. 2016). Der barotrope Wasserstand generiert aus Wind  $\eta_W$  kann direkt aus dem barotropen Lauf mit konstantem Luftdruck ( $\eta_W = BT2$ ) abgeleitet werden. Es ist wichtig darauf hinzuweisen, dass hier der Einfluss des Windes auf den Wasserstand rein barotrop modelliert wurde, weshalb somit auch nur die barotropen Windeinflüsse betrachtet 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, weshalb eine zusätzliche Separierung dieses Anteils von der Dynamikkomponente vernachlässigt werden kann. Der Anteil des Wasserstands aus Luftdruckänderungen  $\eta_P$  wurde aus der Differenz zwischen den beiden barotropen Modellläufen mit Wind und Luftdruck sowie mit konstantem Luftdruck ( $\eta_P = BT1 - BT2$ ) ermittelt. Welchen Anteil der Flusswassereintrag an den Wasserstandsänderungen der Ostsee aufweist, wurde aus der Differenz zwischen den beiden barotropen Modellläufen mit Wind und Luftdruck und mit Flusswassereintrag ( $\eta_F = BT1 - BT3$ ) ermittelt.

Mit den Modellläufen liegen vollständige MSL Zeitreihen im Zeitraum 1949 bis 2014 vor. Dadurch konnten lineare Trends anhand von lückenlosen MSL Zeitreihen (BK) ermittelt und der Einfluss lückenbehafteter Pegeldaten auf Trendanalysen quantifiziert werden. Trendunterschiede zwischen Modell und Pegeldaten konnten zudem auf Prozesse zurückgeführt werden, die durch das Modell nicht abgebildet werden, wie z. B. VLM (s. a. Abschnitt 4.2). Des Weiteren konnten anhand der lückenlosen Zeitreihen Trendunterschiede zwischen den Pegelstandorten erklärt und auf bestimmte Einflüsse zurückgeführt werden. Mithilfe der Einzelkomponenten des Wasserstandes aus Wind  $\eta_W$ , Luftdruck  $\eta_P$ , Dynamik  $\eta_S$  und Flusswassereintrag  $\eta_F$  wurde zudem der Anteil der Varianz, der durch die Summe der Einzelkomponenten (rekonstruierter RMSL) erklärt werden kann, mithilfe folgender Formel ermittelt:

$$R^2 = 1 - \frac{\text{var}(\eta_{res})}{\text{var}(MSL)} = 1 - \frac{\text{var}(MSL - \eta_P - \eta_S - \eta_W - \eta_F)}{\text{var}(MSL)}$$

Während die Varianz die durch die jeweilige Einzelkomponente erklärt wird, mit folgender Formel bestimmt wird:

$$R_i^2 = 1 - \frac{\text{var}(MSL - \eta_i)}{\text{var}(MSL)}$$

Da  $\eta_i$  nicht voneinander unabhängig sind ist:

$$R^2 \neq \sum_i R_i^2$$

und es gilt:

$$R^2 = \sum_i \left( R_i^2 - \sum_{j \neq i} \frac{\text{cov}(\eta_i, \eta_j)}{\text{var}(RSL)} \right)$$

Die Kovarianz zwischen den Einzelkomponenten kann an einzelnen Standorten ein wichtiger Bestandteil sein, da er mit in die erklärte Varianz eingeht (RICHTER et al. 2012).

## 4 Ergebnisse und Diskussion

### 4.1 RMSL-Zeitreihen für die einzelnen Untersuchungspegel

In Abbildung 16 (links) ist die Lage aller zusammengetragenen 179 Pegelstandorte in der Ostsee dargestellt. Grau dargestellt sind Pegelstandorte mit einer Zeitreihenlänge kleiner 19 Jahren. Farbige sind die 139 Pegelstandorte, für die qualitativ hochwertige MSL Monatszeitreihe mit einer jeweiligen Zeitreihenlänge von mindestens 19 Jahren erzeugt werden konnten. Die räumliche Abdeckung der verfügbaren Pegelzeitreihen ist in der Ostsee als sehr gut zu bewerten. 28 Zeitreihen weisen eine Zeitreihenlänge von mehr als 100 Jahren auf. Die längsten Zeitreihen sind Travemünde (187 Jahre), Stockholm (185 Jahre), Swinoujscie (183 Jahre), Kolobrzeg (170 Jahre), Kronstadt (168 Jahre), Wismar (164 Jahre) und Warnemünde (160 Jahre). Die höchste räumliche Abdeckung einzelner Länder liegt mit 43 Pegelzeitreihen (> 19 Jahre) an der deutschen Ostseeküste vor. Abbildung 16 (rechts) zeigt die zeitliche Entwicklung der Anzahl verfügbarer Pegelmessungen von 1777 bis 2015. Im Untersuchungsgebiet (Deutschland und Polen) wurden insgesamt 49 MSL Monatszeitreihen mit einer Zeitreihenlänge von mehr als 19 Jahren ermittelt (s. a. Abbildung 16 unten). In Anhang 1 sind die Pegelnamen mit ihren Standorteigenschaften, wie Koordinaten für die Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet tabellarisch aufgelistet. Aus dieser Tabelle ist zudem ersichtlich aus welchen Datenquellen und Originaldaten die jeweilige MSL Monatszeitreihe berechnet wurde und über welchen Zeitraum diese nun verfügbar ist.

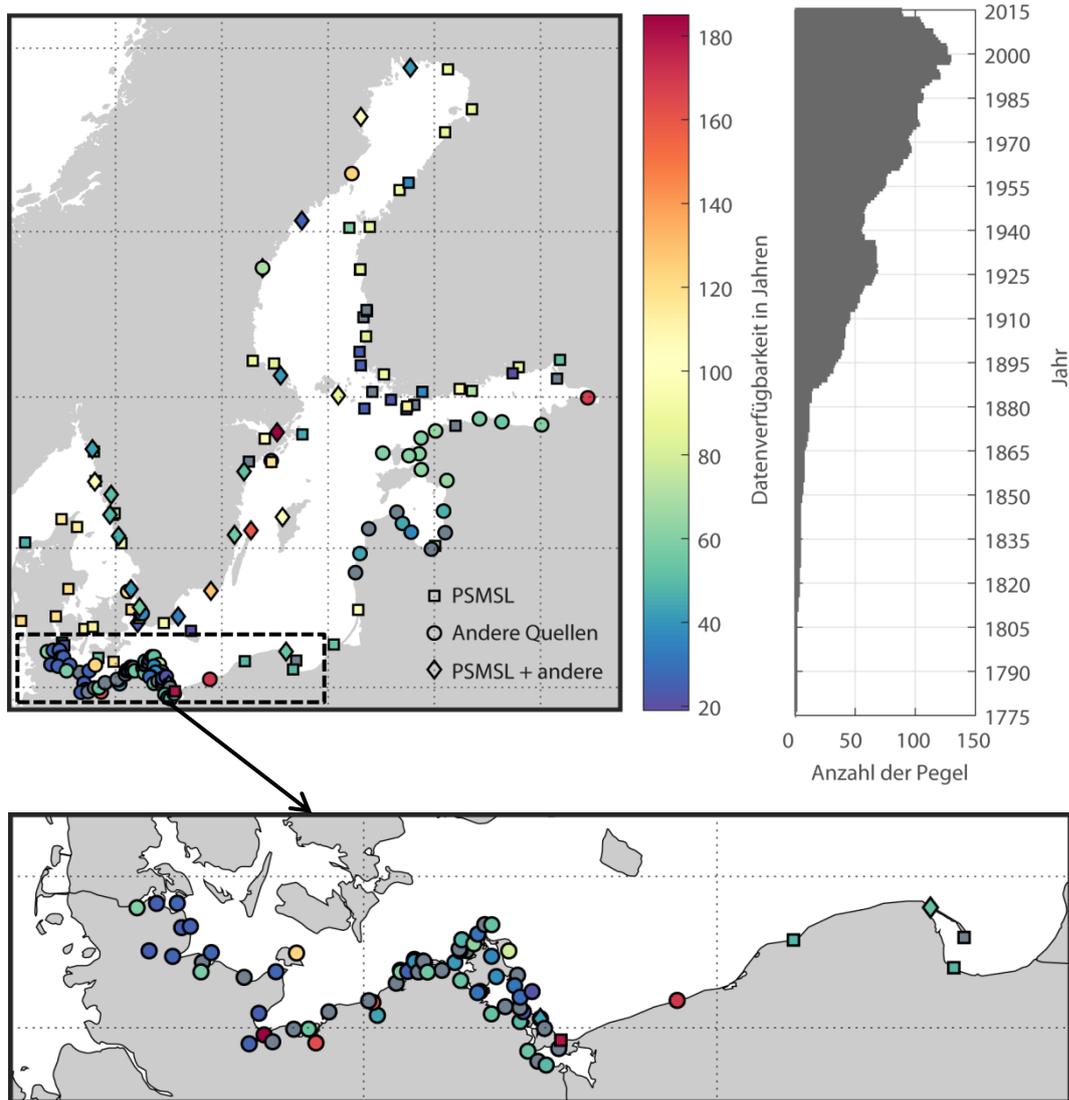


Abbildung 16: Oben links: Alle zusammengetragenen Pegelstandorte in der Ostsee mit einer (zusammengeführten) Zeitreihenlänge von mindestens 19 Jahren mit farbiger Kennzeichnung der Zeitreihenlänge in Jahren. Oben rechts: Anzahl der verfügbaren Pegelzeitreihen für jedes Jahr im Zeitraum 1777 bis 2015. Unten: Vergrößerte Darstellung der Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet.

In Abbildung 17 sind die erzeugten MSL Monats- und Jahreszeitreihen für die 49 Pegelstandorte entlang der deutschen und polnischen Küste mit einer Zeitreihenlänge von mindestens 19 Jahren dargestellt. Es zeigt sich, dass in dem gesamten Untersuchungsgebiet nur sechs Zeitreihen sowohl das 20. als auch das 19. Jahrhundert abdecken. Die meisten anderen Zeitreihen beginnen erst ab etwa Mitte des 20. Jahrhunderts. Die langen Zeitreihen weisen einen geringfügigen positiven Trend auf. Zudem ist ersichtlich, dass sowohl die intra- als auch die interannuelle Variabilität von der deutschen zur polnischen Küste hin bzw. von West nach Ost zunimmt.

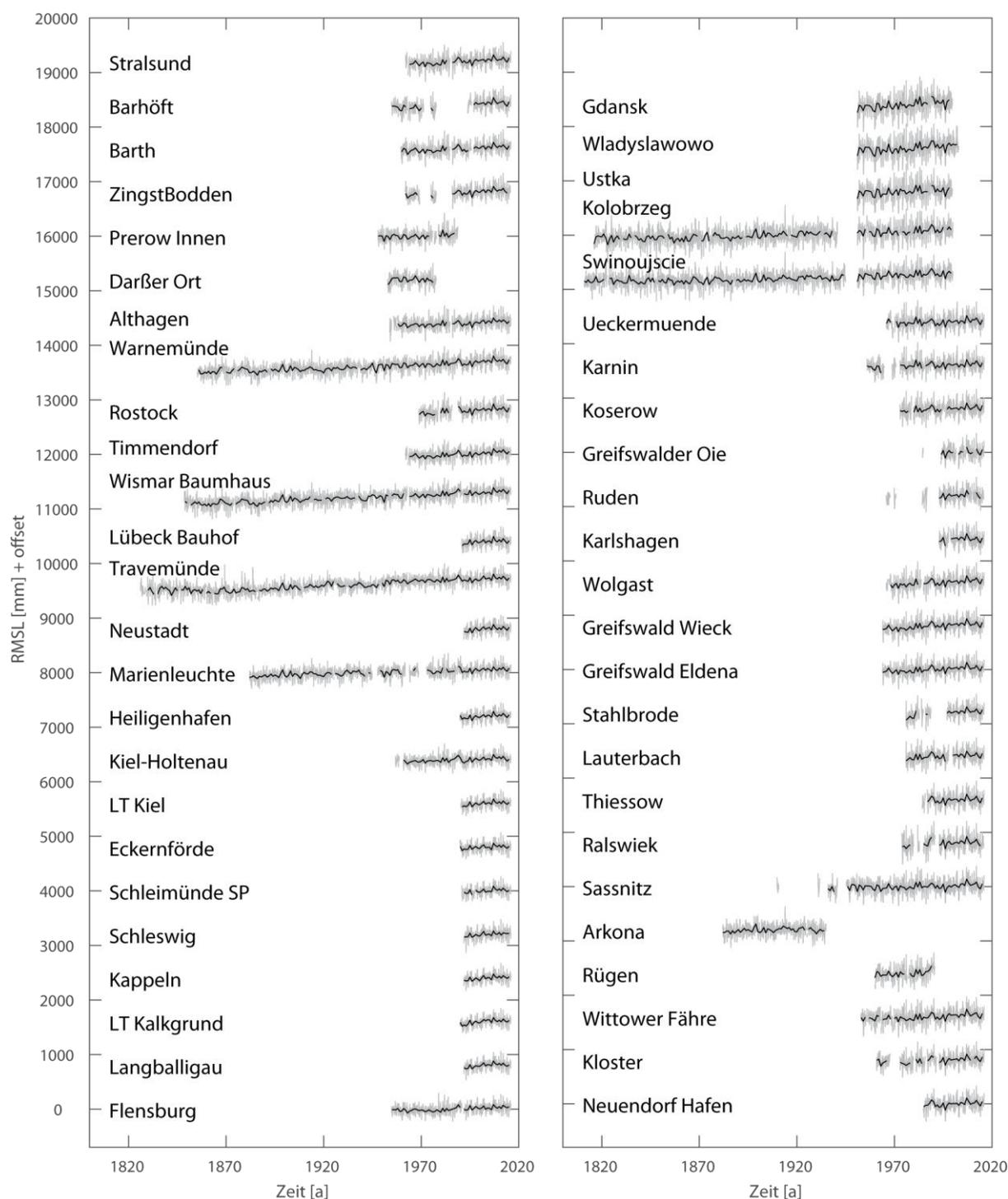


Abbildung 17: RMSL Monatszeitreihen entlang der deutschen und polnischen Küste. Schwarz dargestellt sind die Jahreszeitreihen. Die Sortierung der Zeitreihen erfolgt in der Grafik von unten nach oben und beginnt mit dem nordwestlichsten Pegel Flensburg, folgt dann der Schleswig-Holsteinischen (SH) und der Mecklenburg-Vorpommerschen (MV) Küste bis zu den polnischen Pegeln nach Gdansk.

In Abbildung 18 sind 13 ausgewählte RMSL-Zeitreihen mit und ohne GIA Korrektur aus der gesamten Ostsee dargestellt. Bei Betrachtung der Pegelzeitreihen fällt zunächst auf, dass die räumliche Homogenität der zeitlichen Variabilität stark von der Zeitskala abhängt. Während die Varianz der Monatswerte von Pegel zu Pegel variiert und Minima/Maxima im Westen/Osten der Ostsee aufweist, zeigen die Jahreswerte deutlich klei-

neren Differenzen in den Amplituden und pegelübergreifend einheitliche Auf- und Absenkungen. In den Jahreswerten sind somit interannuelle Schwankungen erkennbar, die durch beckenweite Prozesse hervorgerufen werden. Auf kurzen Zeitskalen (Monatswerte) hingegen dominieren hochfrequente intra-annuelle Schwankungen, die auf eher lokalen Prozessen beruhen und daher zu lokalen Unterschieden in der Variabilität der Monatswerte führen. Anhand der RMSL-Zeitreihen (Abbildung 18 links) ist zudem der dominante Einfluss der VLM aus GIA in der Ostsee sichtbar. Weisen die Pegel an der dänischen, der deutschen und der polnischen Ostseeküste noch einen leichten positiven Trend im RMSL auf, so zeigen die Pegel im Finnischen und Bottnischen Meerbusen sowie entlang der schwedischen Küste deutlich negative Trends. Diese stark negativen Trends sind vor allem auf GIA-Prozesse zurückzuführen, die den klimatisch-induzierten Meeresspiegelanstieg maskieren, der zum Beispiel in der Nordsee und dem Nordostatlantik detektiert wurde (WAHL et al. 2013) (s. a. Abschnitt 3.4).

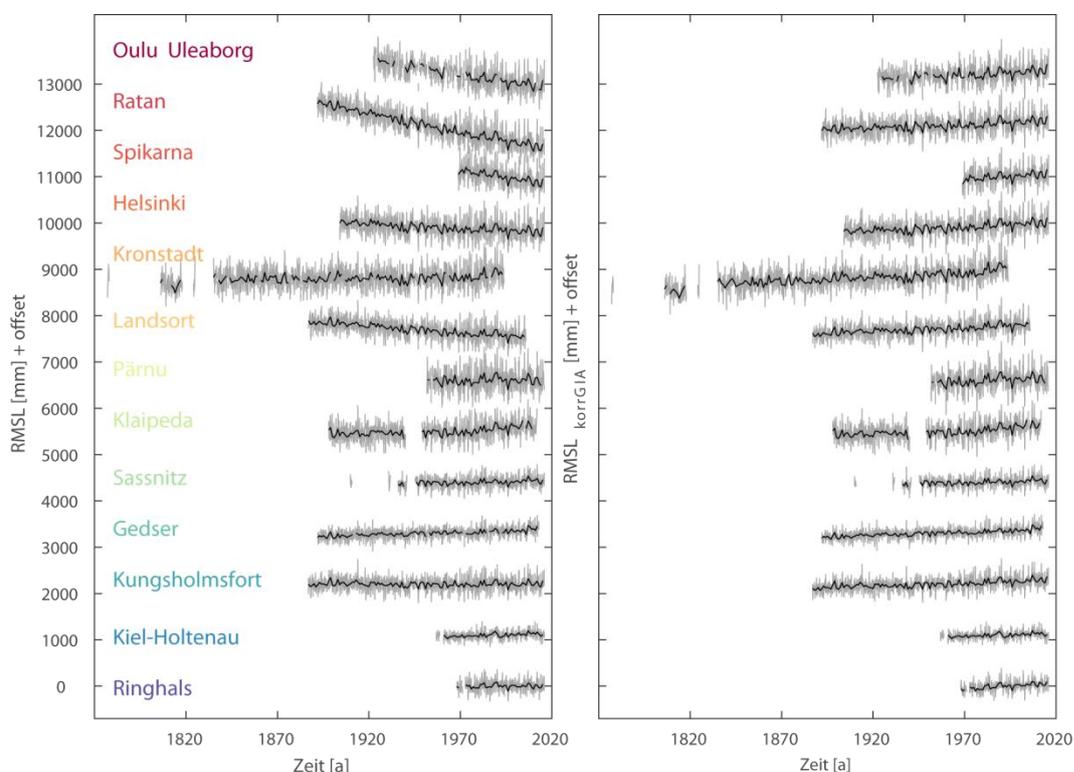


Abbildung 18: Vergleich von 13 RMSL und  $\text{RMSL}_{\text{korrGIA}}$  (bereinigt um SC und GIA nach NKG2016LU) Monatszeitreihen räumlich verteilt in der gesamten Ostsee. Schwarz dargestellt sind die Jahreszeitreihen. Die Farben der Pegelnamen sind identisch mit der Darstellung der Pegelstandorte in Abbildung 15 rechts.

## 4.2 Saisonaler Zyklus im MSL

Die dominierenden hochfrequenten intra-annualen Schwankungen in den MSL Monatszeitreihen (s. a. Abbildung 17 und Abbildung 18) werfen die Frage auf, welche Ursachen die natürlichen Variationen haben und durch welche Prozesse lokale Unterschiede ausgelöst werden. Der SC ist eine langzeitliche Tide und besteht aus den solaren jährlichen ( $S_a$ ) und den solaren halbjährlichen ( $S_{sa}$ ) Gezeiten mit Perioden von 12 und 6 Monaten (PUGH 2004). Saisonale Änderungen des Meeresspiegels werden vorrangig durch Änderungen des Wärmegehalts der oberen Ozeanschichten sowie durch Änderungen des

Luftdrucks und Windfeldes hervorgerufen, wobei die Beiträge der Komponenten regional stark variieren können (GOMIS et al. 2012). Eine untergeordnete Rolle spielt das astronomische Potenzial aufgrund von den über das Jahr variierenden Distanzen zwischen Erde und Sonne (Tidepotenzial des SC < 1 cm) (TORRES und TSIMPLIS 2012).

Um den SC zu analysieren und durch seine Amplituden und Phasen zu beschreiben wurde hier die harmonische Analyse angewendet (PLAG und TSIMPLIS 1999). Der mittlere jährliche und der mittlere halbjährliche Zyklus wurden für jede Station durch die Anpassung folgender Formel z. B. nach MARCOS und TSIMPLIS (2007) an die monatliche Zeitreihe bestimmt:

$$M_i = A_a \cos\left(\frac{2\pi}{12}(t - \phi_a)\right) + A_{sa} \cos\left(\frac{2\pi}{6}(t - \phi_{sa})\right)$$

Mit

$A_a, A_{sa}$  Amplitude des jährlichen und des halbjährlichen Zyklus  
 $\phi_a, \phi_{sa}$  Phase (zeitliches Auftreten des Maximums) des jährlichen und des halbjährlichen Zyklus in Grad ( $0^\circ = 1.$  Januar)

Dabei ist die Amplitude als die Hälfte der Differenz zwischen dem Maximum und dem Minimum der Monatswerte einer betrachteten zeitlichen Periode definiert. Vor der Anpassung der Funktion wird der lineare Langzeittrend aus den Daten entfernt. Somit liegt der Fokus ausschließlich auf der saisonalen Variabilität. Bei der harmonischen Tideanalyse muss allerdings beachtet werden, dass vorausgesetzt wird, dass der SC stationär ist und eine sinusförmige Form hat (BARBOSA und DONNER 2016).

Die Amplituden und Phasen der jährlichen ( $S_a$ ) und halbjährlichen ( $S_{sa}$ ) saisonalen Schwankungen sind in Abbildung 19 für die Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet dargestellt. Tabelle 7 im Anhang in Abschnitt A.4 listet die entsprechenden Amplituden, Phasen und erklärten Varianzen für alle betrachteten Pegelstandorte entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste auf. Entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste ist von West nach Ost ein Anstieg der Amplitude der jährlichen und halbjährlichen Komponenten zu erkennen. Liegt sie im Bereich der SH Küste noch bei etwa 30 bis 40 mm, so steigt die jährliche Amplitude über die MV Küste auf etwa 50 bis 70 mm und entlang der polnischen Küste auf etwa 90 mm an. Der MSL entlang der südwestlichen Ostseeküste kann somit innerhalb eines einzelnen Jahres allein aufgrund des jährlichen Zyklus um 60 bis 180 mm schwanken. Die Phase der jährlichen Komponente variiert entlang der SH Küste zwischen  $230^\circ$  (Ende August) bis  $260^\circ$  (Ende September) und entlang der MV Küste sowie der polnischen Küste zwischen  $250^\circ$  (September) und  $300^\circ$  (November). Die maximale Amplitude der halbjährlichen Komponente liegt mit ca. 42 mm am Pegelstandort Ralswiek vor. Die geringsten halbjährlichen Amplituden finden sich entlang der SH Küste mit ca. 10 bis 20 mm. Die Phase der halbjährlichen Komponente ist entlang der SH Küste am größten und wird kleiner hin zur polnischen Küste mit Werten ab etwa  $100^\circ$  (April) bis  $30^\circ$  (Ende Januar).

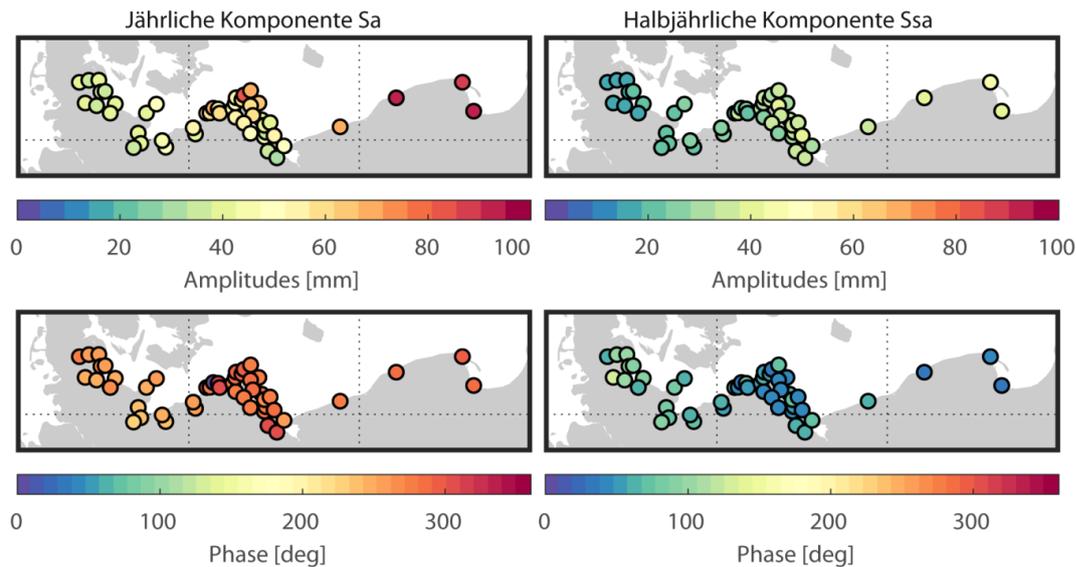


Abbildung 19: Amplituden und Phasen der jährlichen (Sa) und halbjährlichen (Ssa) Komponenten des SC der RMSL-Zeitreihen entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste.

Anhand der ermittelten Amplituden und Phasen an den Pegelstandorten können jedoch keine Aussage über die Amplituden und Phasen auf dem offenen Meer der Ostsee getroffen werden. Aus diesem Grund wurden die mittleren Amplituden und Phasen des jährlichen und halbjährlichen Zyklus zusätzlich mithilfe von Satellitenaltimeterdaten des AVISO Datensatzes über die Periode 1993-2015 kalkuliert. Abbildung 20 stellt die mittleren Amplituden und Phasen des jährlichen und halbjährlichen Zyklus, die mit Hilfe von Satellitenaltimeterdaten des AVISO Datensatzes über die Periode 1993 bis 2015 kalkuliert wurden, räumlich über der gesamten Ostsee dar. Zum Vergleich sind auch die Amplituden und Phasen ermittelt aus Pegeldaten im Zeitraum 1993 bis 2015 abgebildet. Der jährliche Zyklus in der Ostsee im offenen Ozean weist mittlere Amplituden von  $\sim 75$  mm auf. Der MSL in der Ostsee kann somit innerhalb eines einzelnen Jahres allein aufgrund des jährlichen Zyklus im Mittel um 150 mm schwanken. Die kleinsten Amplituden liegen in der südwestlichen Ostsee vor, während Amplituden in der nördlichen und östlichen Ostsee die größten Werte aufzeigen. Die Werte ermittelt aus Pegeldaten in der gesamten Ostsee zeigen deutlich einen Gradienten der Amplitude der jährlichen Komponente. Liegt sie im Bereich der deutschen Ostseeküste noch bei ca. 40 mm, so steigt die jährliche Amplitude im Bottnischen sowie im Finnischen Meerbusen bis auf ca. 140 mm an. Die Phase der jährlichen Komponente variiert im Kattegat zwischen  $270^\circ$  (Anfang Oktober) bis  $280^\circ$  (Mitte Oktober), im zentralen Bereich der Ostsee sowie im Finnischen Meerbusen zwischen  $270^\circ$  (Anfang Oktober) und  $280^\circ$  (Mitte Oktober) und bis zu  $311^\circ$  (Mitte November) im Bottnischen Meerbusen. Die maximalen Amplituden der halbjährlichen Komponente sind mit ca. 68 mm in der Bottensee (Station Salgrund) sowie mit ca. 50 mm im zentralen flachen Bereich der Aland Inseln zu finden. Im Bottnischen Meerbusen und im Finnischen Meerbusen erreichen die Ssa Amplituden Werte bis ca. 45 mm. Am geringsten ist die Ssa Amplitude mit 10 bis 20 mm im Kattegat. Die Phase der halbjährlichen Komponente variiert im Bereich von ca.  $20^\circ$  (Januar) bis  $60^\circ$  (März). Die Ergebnisse aus Satellitenaltimeterdaten weichen insbesondere im nördlichen Bottnischen sowie im östlichen Finnischen Meerbusen von den Ergebnissen anhand von Pegeldaten ab. AVISO unterschätzt die jährlichen Amplituden von 38 der insgesamt verfügbaren 91

Pegelstandorte im Zeitraum 1993 bis 2015 um 0,1 bis 52,6 mm (Mittel: 6,2 mm) im Zeitraum 1993 bis 2015. An 50 Pegelstandorten werden die jährlichen Amplituden um 0,1 bis 27,6 mm (Mittel: 5,2 mm) signifikant überschätzt. Im Untersuchungsgebiet werden die jährlichen Amplituden durch Satellitenaltimeterdaten leicht überschätzt. Die höchsten Unterschätzungen wurden im Finnischen und im Bottnischen Meerbusen detektiert. Da diese Gebiete einen Großteil des Jahres mit Eis bedeckt sind, wird hier vermutet, dass die Satellitenaltimeterdaten in diesen Gebieten zu ungenau sind.

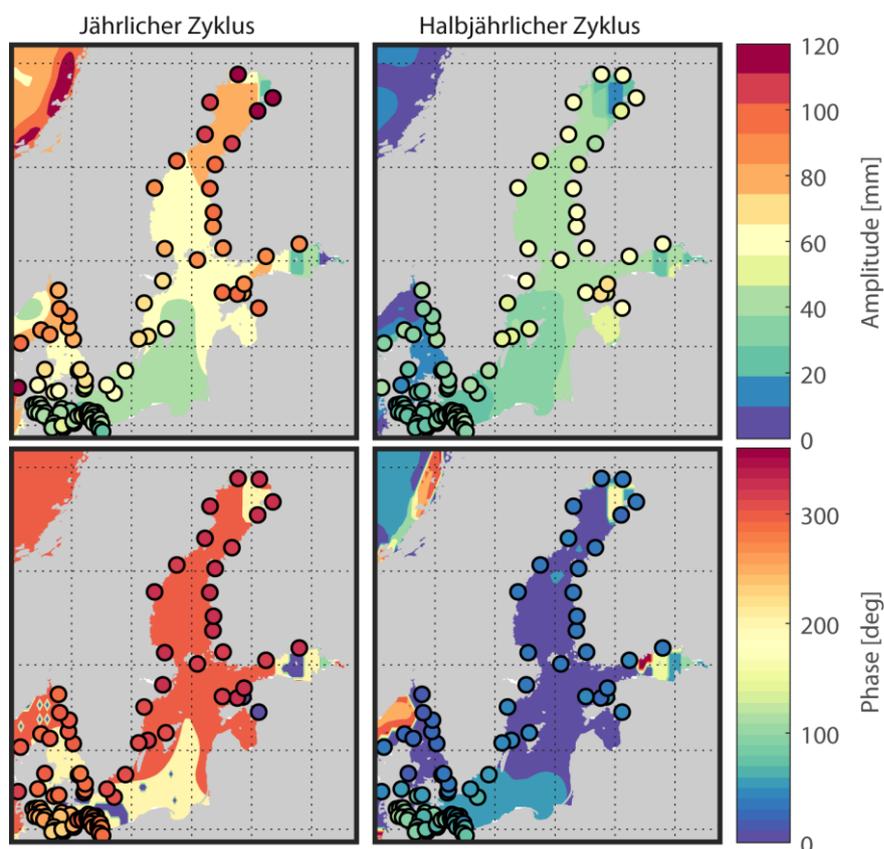


Abbildung 20: Vergleich der Amplituden (oben) und Phasen (unten) der jährlichen und halbjährlichen Zyklen ermittelt mithilfe der harmonischen Tideanalyse aus dem AVISO Satellitenaltimetrie Datensatz (farbige Fläche) und den Pegelstandorten (farbige Punkte) von 1993 bis 2015.

In Abbildung 21 ist der mittlere jährliche und halbjährliche Zyklus sowie die Kombination aus beiden für den Pegel Warnemünde ermittelt aus Pegelstandorten sowie aus Satellitenaltimeterdaten für den Zeitraum 1933 bis 2015 vergleichend gegenübergestellt. Der SC ist leicht asymmetrisch mit jährlicher und halbjährlicher Variabilität. Die Maxima des jährlichen Zyklus treten zwischen September bis Oktober auf. Die Amplituden des halbjährlichen Zyklus sind etwas kleiner und erreichen ihr Maximum sowohl im Sommer (Juli/August) als auch im Winter (Oktober/November), wodurch die Wasserstände in diesen Monaten weiter erhöht werden. Der Vergleich des SC sowie der jährlichen und halbjährlichen Komponenten und auch der MSL Monatszeitreihen (RMSE = 40 mm) ermittelt aus Pegelstandorten sowie aus Satellitenaltimeterdaten für den Zeitraum 1993 bis 2015 zeigt grundsätzlich eine sehr gute Übereinstimmung und unterstreicht die Robustheit der Analysen.

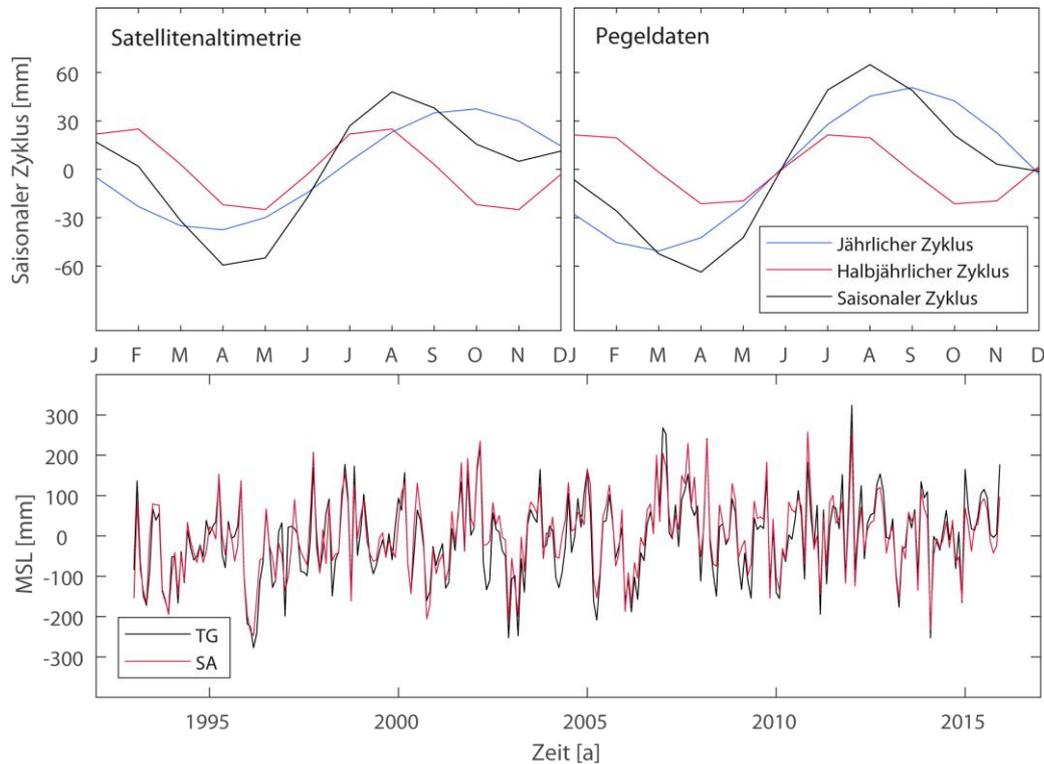


Abbildung 21: Mittlerer saisonaler Verlauf des jährlichen (blau) und halbjährlichen (rot) saisonalen Zyklus sowie der Kombination (schwarz) aus beiden (oben) und MSL Monatszeitreihen (lin. Trend entfernt) (unten) für den Pegel Warnemünde sowie am Gitterpunkt mit der höchsten Korrelation im Umkreis von  $1^\circ$  aus Satellitenaltimeterdaten.

Der Anteil des SC an der Gesamtvarianz des MSL im Untersuchungsgebiet sowie innerhalb der gesamten Ostsee ist in Abbildung 22 und Abbildung 23 dargestellt. Die erklärte Variabilität des gesamten SC sowie seiner jährlichen und halbjährlichen Komponenten an der Gesamtvariabilität des MSL wurde anhand der um den linearen Trend sowie den jeweiligen Mittelwert bereinigten MSL Zeitreihen berechnet. In Abbildung 22 ist die erklärte Variabilität des gesamten SC sowie seiner jährlichen und halbjährlichen Komponenten an der Gesamtvariabilität des MSL entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste dargestellt. Der gesamte SC (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 %.

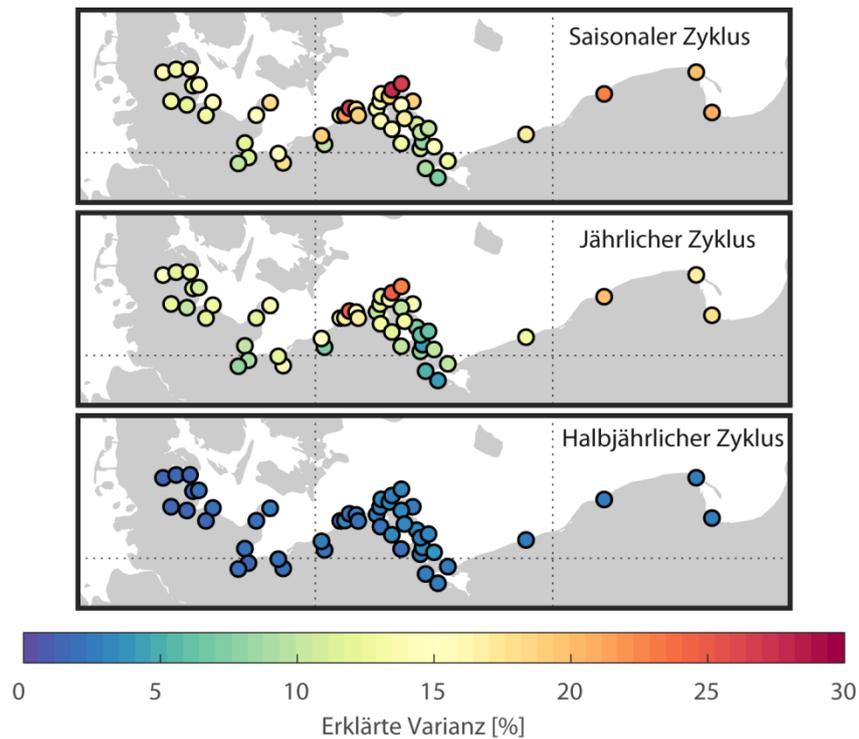


Abbildung 22: Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL im Untersuchungsgebiet auf Basis der analysierten Pegeldaten (jeweiliger Gesamtzeitraum).

Wird vergleichend zur südwestlichen die gesamte Ostsee betrachtet (Abbildung 23), so zeigen sich die kleinsten Werte der erklärten Varianz durch den SC entlang der deutschen Küste. Die größten Werte sind mit bis zu 50 % in Skagerrak und Kattegat zu finden. Im Finnischen und Bottnischen Meerbusen ergeben sich Werte bis etwa 35 %. Der gesamte SC erklärt in der Ostsee im Mittel 21 % und variiert zwischen 10 bis 50 % der gesamten beobachteten Varianz in den monatlichen MSL-Zeitreihen. Der jährliche Zyklus erklärt im Mittel 18 % der Varianz, die halbjährlichen Schwankungen nur einen sehr geringen Anteil von 3 %. Abbildung 23 zeigt die erklärte Variabilität des gesamten SC sowie seiner jährlichen und halbjährlichen Komponenten an der Gesamtvariabilität des MSL innerhalb der Ostsee, ermittelt anhand von Satellitenaltimeter- und Pegeldaten von 1993 bis 2015.

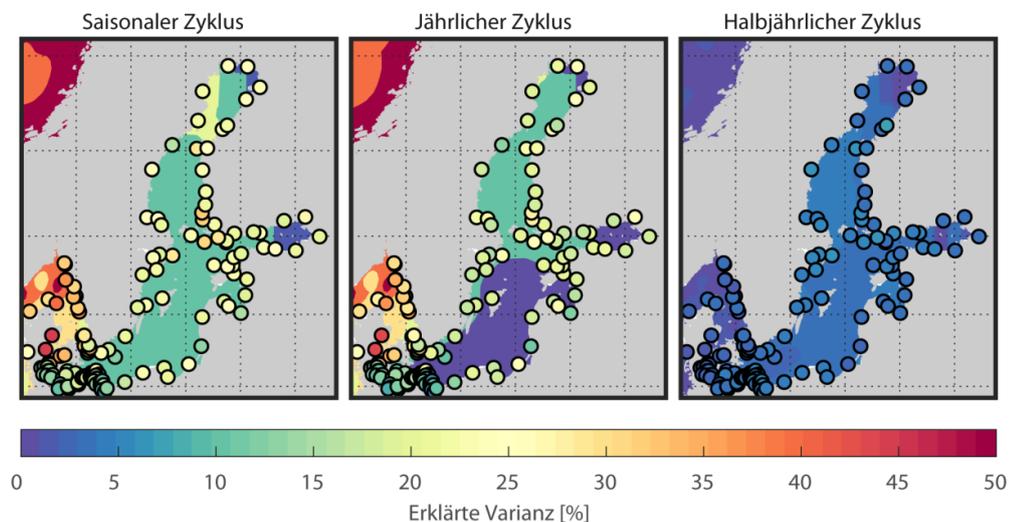


Abbildung 23: Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL in der Ostsee auf Basis der AVISO Daten (farbige Fläche) sowie der Pegelzeitreihen (farbige Punkte) von 1993 bis 2015.

Um zusätzlich die zeitliche Änderung des SC zu untersuchen (z. B. dekadische Schwankungen in den Amplituden oder Verschiebungen in den Phasen), wurde die harmonische Tideanalyse für über die Zeitreihe gleitende Zeitfenster mit einer Länge von jeweils 5-Jahren (60 Monate, langlebiger Chronist) untersucht (WAHL et al. 2014). Diese Fensterlänge soll die große Variabilität des jährlichen und halbjährlichen Zyklus einzelner Jahre minimieren (TORRES und TSIMPLIS 2012; FENG et al. 2015). In Abbildung 24 sind die zeitlichen Änderungen in den jährlichen und halbjährlichen Amplituden und Phasen für den Pegel Warnemünde dargestellt. Am Pegelstandort Warnemünde variieren die Amplituden der jährlichen Komponenten zwischen 7,6 mm und 105,2 mm, wobei der Mittelwert bei 53,9 mm liegt. Die Amplituden der halbjährlichen Komponente variieren zwischen 1,7 mm und 59,9 mm, während der Mittelwert bei 31,2 mm liegt. Die detektierten interannuellen Schwankungen sind verhältnismäßig hoch, es lassen sich jedoch keine statistisch signifikanten Trends ermitteln. Dies steht im Widerspruch zu den Ergebnissen nach EKMAN und STIGEBRANDT (1990), PLAG und TSIMPLIS (1999) sowie HÜNICKE und ZORITA (2008), die alle einen Trend in der Amplitude der jährlichen Komponente detektieren konnten. Dabei wurden die Trends in den vorigen genannten Studien alle für kürzere Zeitreihen ermittelt, als nun im Projekt AMSeL\_Ostsee vorliegen. Dies lässt den Rückschluss zu, dass die zuvor detektierten Trends in den Amplituden des saisonalen Zyklus vor allem durch mehrere Jahre besonders hoher Variabilität in den 1990er Jahren verursacht wurden und somit das Resultat dekadischer Variabilität und nicht eines extern verursachten Langzeittrends darstellen. Auch PLAG und TSIMPLIS (1999) wiesen schon auf eine Beeinflussung der Trends durch hohe/niedrige Anfangs- und Endwerte in der Zeitreihe hin.

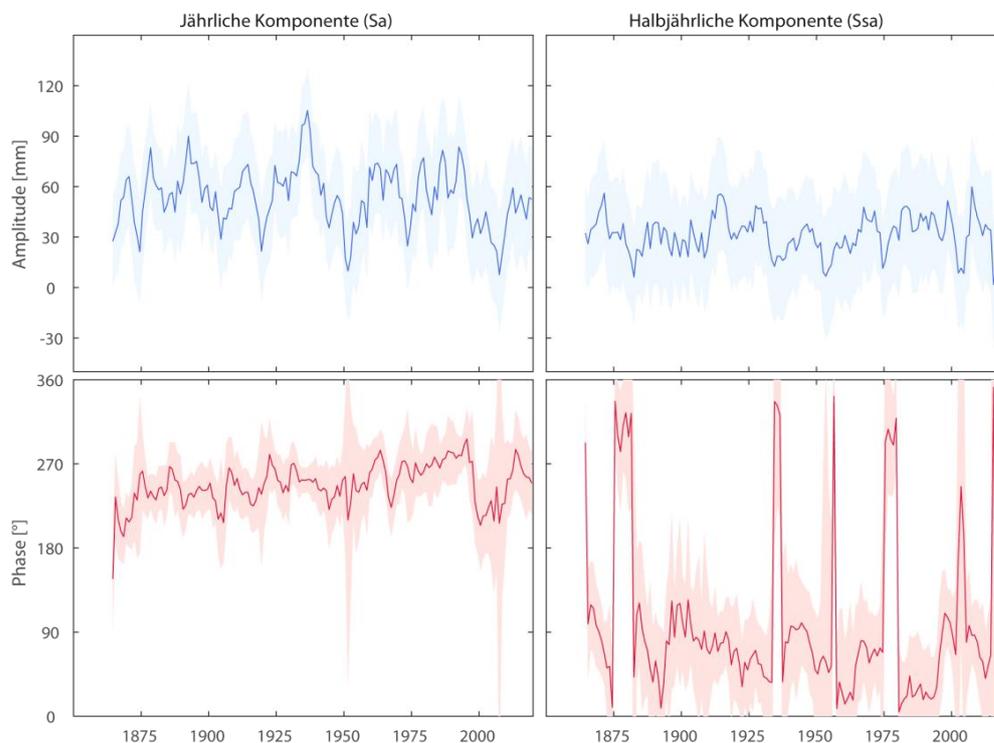


Abbildung 24: Zeitliche Entwicklung der Amplituden und Phasen des jährlichen und halbjährlichen Zyklus über ein gleitendes Fenster über fünf Jahre für den Pegel Warnemünde. Die schattierten Flächen kennzeichnen die 95%-Unsicherheitsbänder.

Auch bei der Betrachtung des Auftretens der Jährlichen Maxima und Minima (Abbildung 25) ist zwar die zeitliche Variabilität, jedoch keine eindeutige Verschiebung oder Intensivierung zu erkennen.

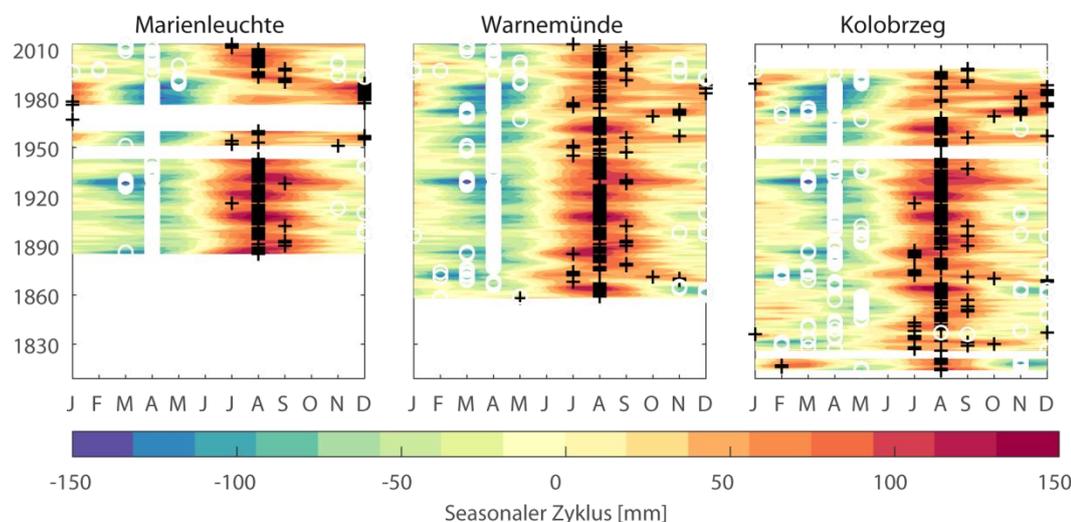


Abbildung 25: Zeitliche Variabilität des SC der Pegelzeitreihen Marienleuchte, Warnemünde und Kolobrzeg. Monate in denen der Minimalwert auftritt sind mit einem weißen Kreis, in denen der Maximalwert auftritt mit einem schwarzen Kreuz gekennzeichnet.

Um die Anteile verschiedener physikalischer Prozesse am saisonalen Zyklus zu quantifizieren, konnten der barokline sowie die barotropen Modellläufe des 3D numerischen Modells des IOW genutzt werden (s. a. Abschnitt 3.7). Der Vergleich des SC aus Beobachtungen und Modellierung an den Pegelstandorten Marienleuchte und Warnemünde weist grundsätzlich eine sehr gute Übereinstimmung auf (s. a. Abbildung 26). Allerdings wird der SC insbesondere in den Monaten September bis Dezember nicht ganz akkurat wiedergegeben und es ist eine leichte Phasenverschiebung erkennbar. Zudem erklärt der SC des baroklinen Modellaufes einen etwa 10 % größeren Anteil der Gesamtvariabilität als der SC generiert aus Pegeldaten. Dies ist jedoch möglicherweise auch darauf zurückzuführen, dass der barokline Lauf grundsätzlich die Variabilität des Wasserstandes in der südwestlichen Ostsee geringfügig unterschätzt (s. a. Abschnitt 3.7). Dennoch können die Modellläufe genutzt werden, um den SC aufgrund von Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusswassereintrag zu separieren. Die größten Amplituden, die sogar die Amplituden des SC aus Pegeldaten übersteigen, zeigt der SC aufgrund von barotropen Windeffekten, wobei die Phase zum SC aus Pegeldaten allerdings um etwa einen Monat verschoben ist. Dennoch besteht zwischen beiden Anteilen ein positiver Zusammenhang. Der SC aufgrund der Dynamik hat die zweithöchsten Amplituden und einen antizyklischen Verlauf zum SC aus Windeffekten. Zwischen dem SC aus Wind und dem SC aus Dynamik besteht ein negativer Zusammenhang (sichtbare Antikorrelation). Auch der SC aus TG und der SC aus Dynamik lassen einen leicht negativen Zusammenhang erkennen. Bei Überlagerung der beiden Effekte Wind und Dynamik dämpfen sich diese Signale somit gegenseitig. Dies erklärt, weshalb der SC aus Pegeldaten kleinere Amplituden als der SC aus Dynamik und Wind aufweist. Die Amplituden des SC sowohl aus Luftdruck als auch aufgrund von Frischwasserzuflüssen sind hingegen vernachlässigbar gering. Dennoch kann zwischen dem SC aus Luftdruck und dem SC aus Pegeldaten ein negativer Zusammenhang festgestellt werden. Auch mit dem SC aus Wind ist der SC aus Luftdruck antikorre-

liert. Der SC aus Luftdruck folgt jedoch dem SC aus Sterik mit einem positiven Zusammenhang. Die Ergebnisse sind in Übereinstimmung mit WRÓBLEWSKI (1996), wonach gerade in halbgeschlossenen Meeren der Einfluss des Windes auf den SC den des atmosphärischen Luftdruckes übersteigen kann. Somit verbleiben der Wind und die Dynamik als Hauptantriebsfaktoren des saisonalen Zyklus in der südwestlichen Ostsee.

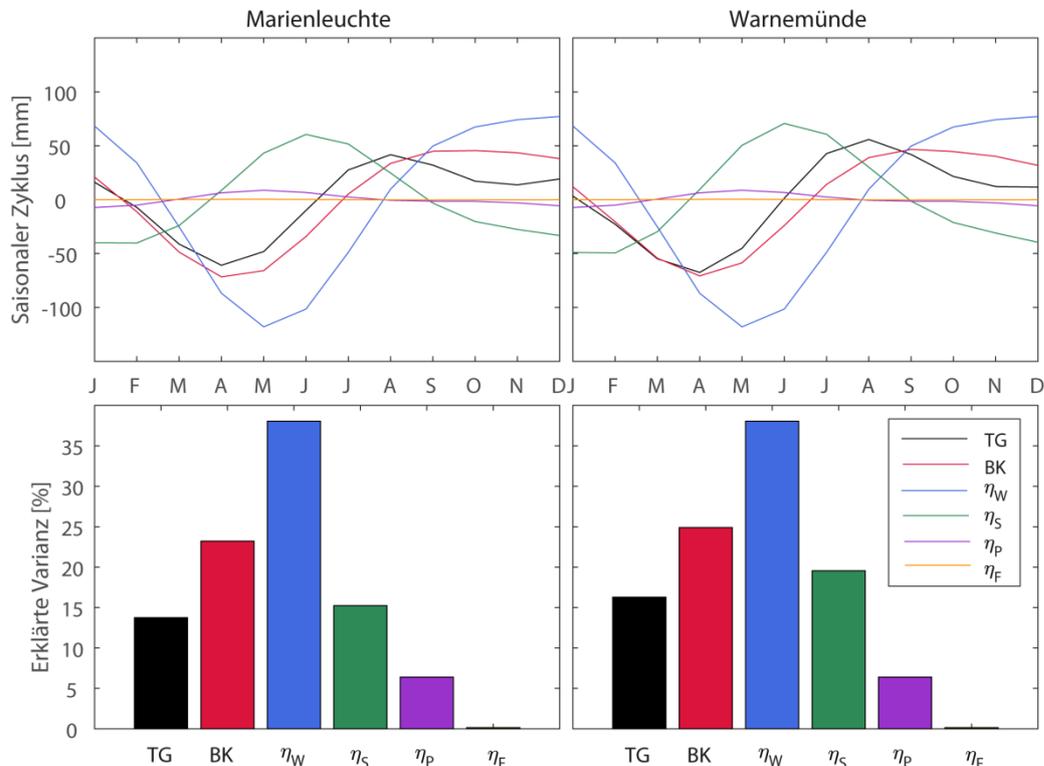


Abbildung 26: SC sowie erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz der MSL Zeitreihen aus Pegel­daten (schwarz), dem baroklinen Modellauf (rot), des Wasserstandes aufgrund von Wind (blau), Dynamik (grün), Luftdruck (Violett) und Flusseintrag (Orange) an den Standorten Marienleuchte und Warnemünde

### 4.3 Intra-annuelle, Interannuelle und dekadische Variabilität

Um den schon im SC detektierten Nord-Süd Gradienten in der Wasserstandsvariabilität weiter zu analysieren und zu prüfen, ob dieser auch auf längeren Zeitskalen präsent ist, wurde die Standardabweichung der um den linearen Trend bereinigten Jahres RMSL-Zeitserien an jedem Pegel berechnet (Abbildung 27). In der gesamten Ostsee ist deutlich auf interannuellen Zeitskalen ein Nordost-Südwest Gradient in den Standardabweichungen mit den größten Werten bis zu  $\sim 90$  mm im Bottnischen und Finnischen Meerbusen zu erkennen. Bei näherer Betrachtung der deutschen und polnischen Ostseeküste im Vergleich zu anderen Gebieten der Ostsee fällt auf, dass hier die Variabilität bzw. Standardabweichung am kleinsten ist. Dies liegt insbesondere auch an der geschützten Lage gegenüber den über der Ostsee dominierenden Westwindlagen. Einerseits wirken Westwindlagen in der südwestlichen Ostsee genau entgegengesetzt als im Finnischen und Bottnischen Meerbusen. Andererseits führen die Westwindlagen aber auch zu nachlaufenden Wassermassen aus der Nordsee. Auch entlang der deutschen und polnischen Küste ist ein Ost-West Gradient der Standardabweichungen mit Werten zwischen 26 und

70 mm deutlich erkennbar. Die vorwiegenden Westwindlagen schieben somit das Wasser in Richtung Nordosten, wodurch es zu größeren Variabilitäten kommt.

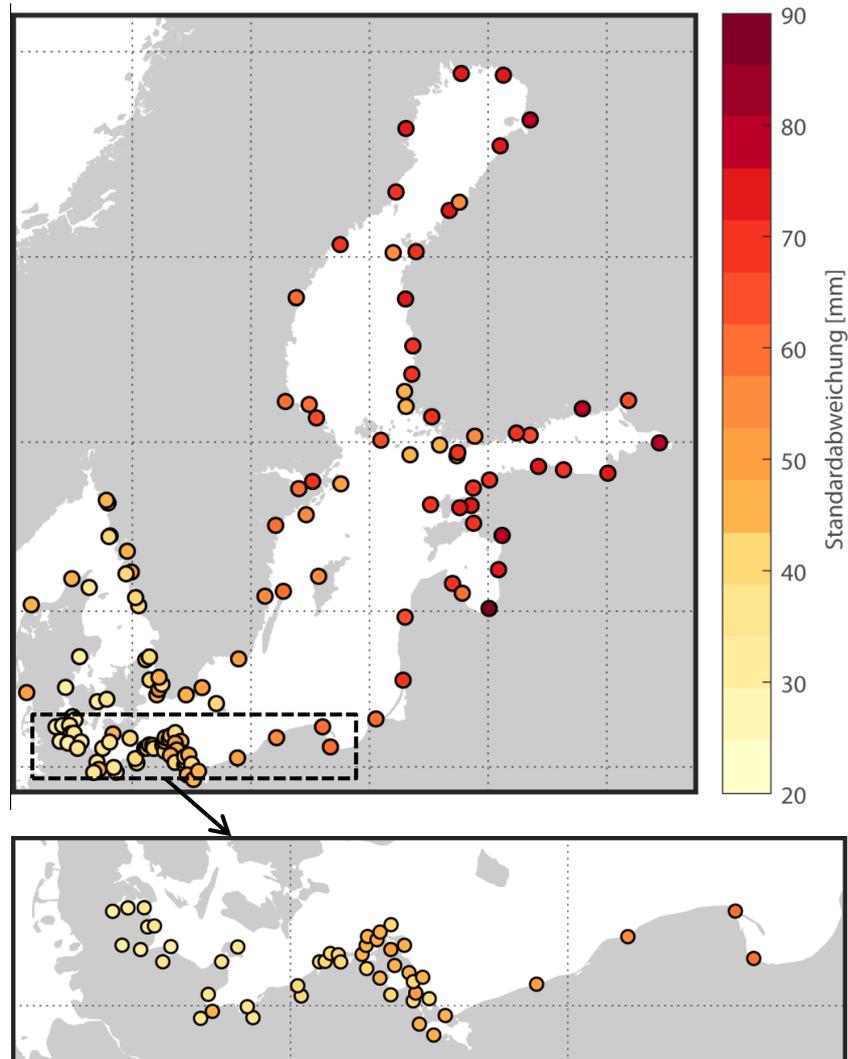


Abbildung 27: Standardabweichungen der um den linearen Trend bereinigten Jahres RMSL-Zeitreihen (> 19 Jahre) für den jeweiligen Gesamtzeitraum in der gesamten Ostsee (oben) mit einer vergrößerten Darstellung der südwestlichen Ostsee (unten).

Mithilfe der barotropen sowie des baroklinen Modelllaufs des 3-D numerischen Modells des IOW (s. a. Abschnitt 3.7) konnte der Einfluss der Einzelkomponenten Wind ( $\eta_w$ ), Luftdruck ( $\eta_p$ ), Dynamik ( $\eta_s$ ), und Flusswassereintrag ( $\eta_f$ ) auf die Wasserstandsvariabilität für den Zeitraum 1949 bis 2014 näher untersucht werden. In Abbildung 28 sind die berechneten erklärten Varianzen der Einzelkomponenten (mit und ohne SC) und des rekonstruierten RMSL (Summe der Einzelkomponenten) für alle Pegelstandorte mit mindestens 75 % Datenverfügbarkeit für den Zeitraum 1949 bis 2014 dargestellt. Mithilfe des rekonstruierten RMSL mit SC können bis zu 90 % der Variabilität in der Ostsee erklärt werden. Im Untersuchungsgebiet ist der erklärte Anteil etwas kleiner und beträgt etwa 41 bis 80 % (40 bis 75 % ohne SC). Die Summe der erklärten Variabilität der Einzelkomponenten ist kleiner als die tatsächliche erklärte Varianz des rekonstruierten RMSL. Dies deutet auf eine erhöhte Kovarianz der Einzelkomponenten hin. Beispielsweise für den Pegel Warnemünde erklärt die Dynamik mit -45 % (-37 % ohne SC) den Hauptanteil der

Variabilität. Der Wind ist für -29 % (-4 % ohne SC) und der Luftdruck für -26 % (-29 % ohne SC) verantwortlich. Die betragsmäßig kleineren Zahlen ohne SC bestätigen, dass Wind sowie Dynamik die Hauptantriebsfaktoren in der Ostsee für den SC sind (s. a. Abbildung 26). 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 somit die Einzelkomponenten gegenseitig beeinflussen und abschwächen bzw. dämpfen (s. a. SC der Einzelkomponenten in Abschnitt 4.2). Wenn also beispielsweise nur der barotrope Wind einen Einfluss auf den Wasserstand haben würde, so würde sich eine viel höhere intra-annuelle Variabilität des Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee einstellen. Da jedoch sowohl  $\eta_W$  mit  $\eta_P$ , als auch  $\eta_W$  mit  $\eta_S$  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  $\eta_W$  mit  $\eta_S$  antikorreliert. Des Weiteren erklärt  $\eta_S$  einen in Vergleich zur südwestlichen Ostsee viel kleineren Anteil der Variabilität. Des Weiteren Der Flusswasseranteil erklärt (wie auch sonst in der gesamten Ostsee) nur einen verschwindend geringen Anteil von 0,9 % (1,1% ohne SC). Kombiniert erklären die Einzelkomponenten 70 % (67 % ohne SC) der beobachteten intra-annuellen RMSL Variabilität am Pegel Warnemünde.

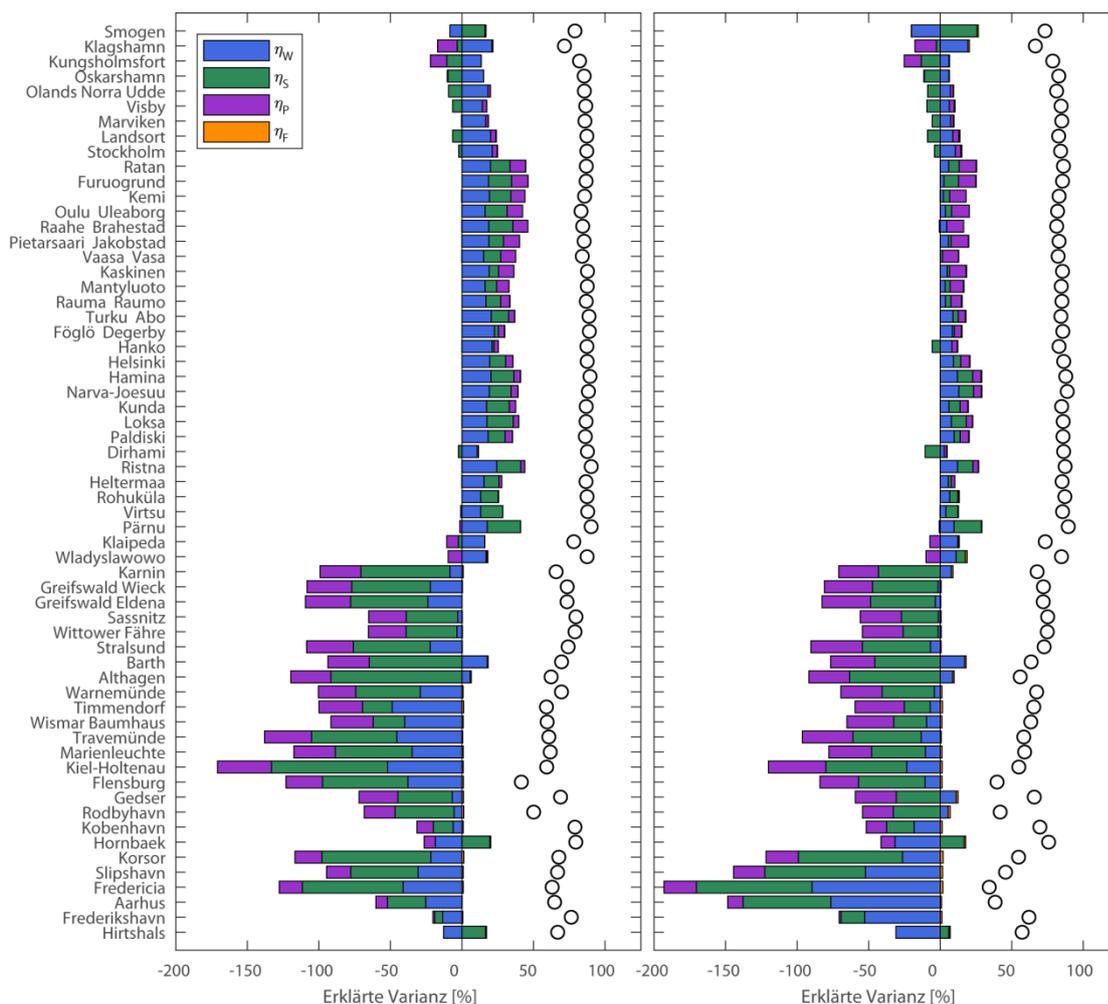


Abbildung 28: Erklärte Varianz der Einzelkomponenten (Luftdruck, Dynamik, Wind und Flusswassereintrag) sowie des rekonstruierten RMSL (weiße Kreise) mit (links) und ohne (rechts) SC.

Die Wirkung der Einzelkomponenten an den einzelnen Pegelstandorten könnte insbesondere auch durch die Hinzunahme von Wind- und Luftdruckdaten weitergehen untersucht werden und so ein tiefergehendes Prozessverständnis entwickelt werden. Diese Arbeiten gehen jedoch über das Projektziel hinaus und werden als weitergehender Forschungsbedarf deklariert.

Die zeitliche Variabilität des beobachteten RMSL und der Einzelkomponenten wurde mithilfe der Spektralanalyse anhand der beiden Standorte Marienleuchte und Warnemünde untersucht (Abbildung 29). Auf subsaisonalen Zeitskalen dominieren Dynamik und Windeffekte (s. a. Abschnitt 4.3). Auf dekadischen Zeitskalen hingegen dominiert der Wind Anteil. Der Anteil aus Luftdruck bleibt konstant kleiner als aus Wind und Dynamik. Der Dynamik Anteil zeigt einen leichten Abfall des Spektrums. Im Spektrum der Anteile aus Luftdruck, Wind und Dynamik ist der saisonale Höchstwert erkennbar. Der Anteil aus Flusswasser ist konstant am kleinsten, zeigt jedoch insbesondere auf interannuellen Zeitskalen einen Anstieg des Spektrums. Auf dekadischen Zeitskalen hat der Flusswassereintrag einen ähnlichen Einfluss auf die Meeresspiegelvariabilität wie der Luftdruck.

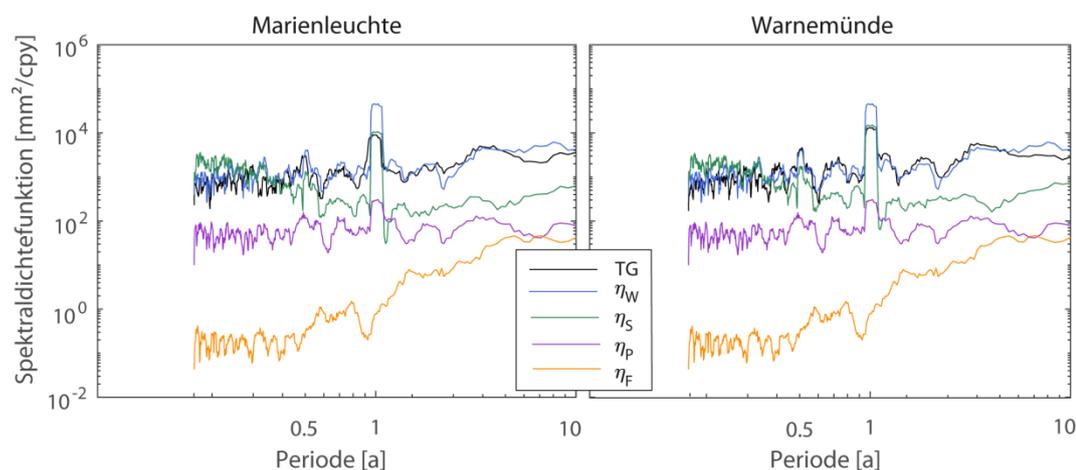


Abbildung 29: Spektraldichtefunktion der Pegelzeitreihen Marienleuchte und Warnemünde sowie der Einzelkomponenten Wind, Dynamik, SLP und Flusswassereintrag an den beiden Pegelstandorten von 1949 bis 2014.

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 der dieser Methode können die Korrelationen zwischen den RMSL Zeitreihen und den Einzelkomponenten für unterschiedliche Zeitintervalle untersucht werden (TORRENCE und COMPO 1998; GRINSTED et al. 2004; JEVREJEVA et al. 2006). Zudem zeigen die Analysen, wie sich die Beziehungen zwischen den Einzelkomponenten und der Gesamtvariabilität über den Betrachtungszeitraum verändern. Abbildung 30 zeigt die Korrelationskoeffizienten zwischen dem Wasserstand aus Luftdruck, Dynamik, Wind und Flusswassereintrag 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 generiert aus barotropen Windeinflüssen weist über alle Zeitskalen hinweg signifikante hohe Korrelationen auf. Zudem zeigen die Vektorpfeile auf subsaisonalen, interannuellen und für Warnemünde auch auf dekadischen Zeitskalen nach rechts oben, was darauf hinweist, dass der Wind

auf diesen Zeitskalen einen sehr großen Anteil an der Meeresspiegelvariabilität hat. Die Ergebnisse für den Wasserstand aufgrund von Dynamik deuten auf hohe Korrelationen auf interannuellen und dekadischen Zeitskalen hin, 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.

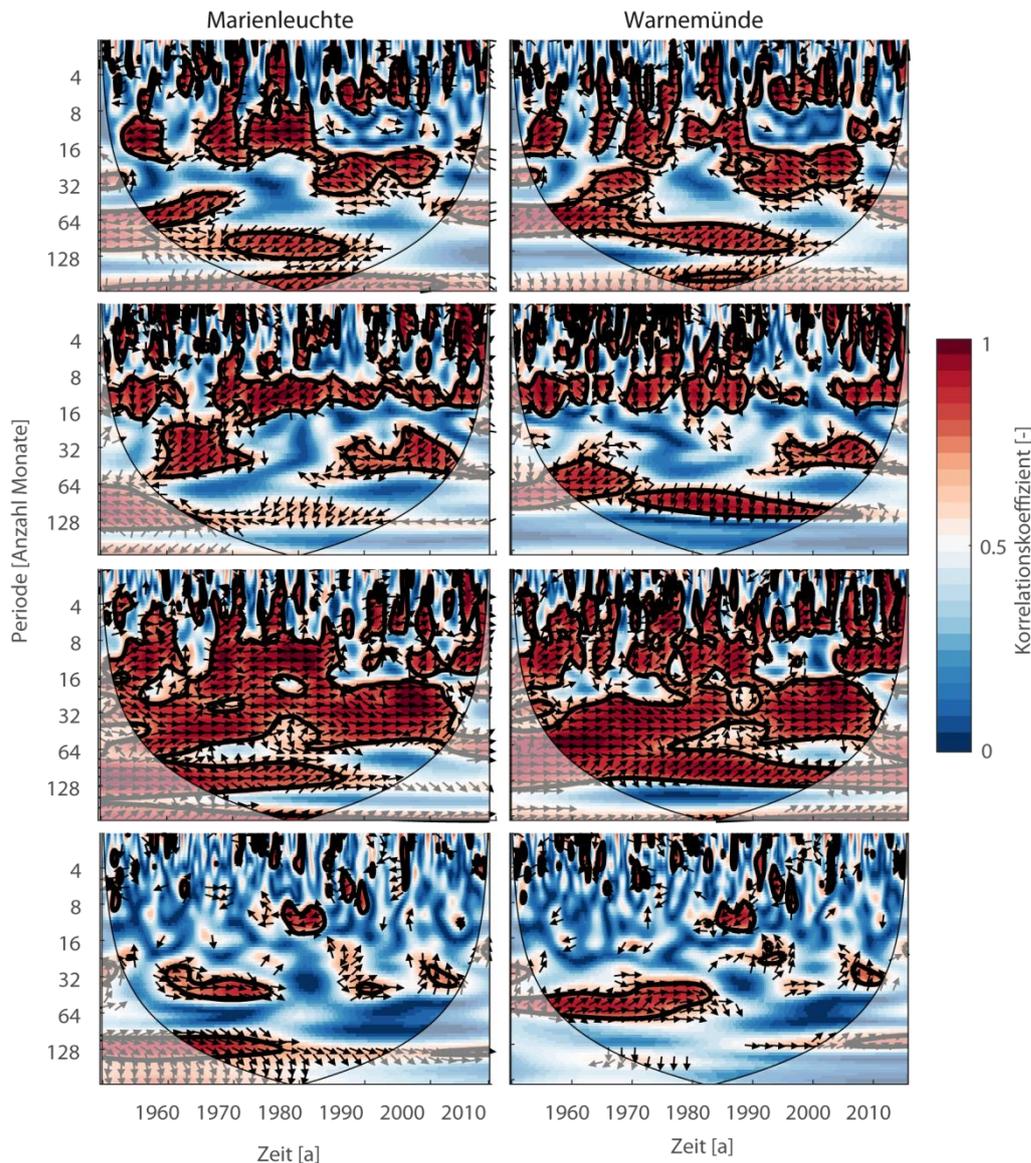


Abbildung 30: Wavelet Coherence (Farben) und Phasenbeziehung (Pfeile) zwischen den Pegelzeitreihen Marienleuchte und Warnemünde mit den Einzelkomponenten SLP (1. Zeile), Dynamik (2. Zeile), Wind (3. Zeile) und Flusswassereintrag (4. Zeile). Die dicken schwarzen Linien kennzeichnen das 95 % Signifikanzlevel. Zudem sind die Bereiche, welche durch Randeffekte beeinflusst sein können heller dargestellt und durch eine dünne schwarze Linie abgetrennt.

Die dekadische Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee wird insbesondere beeinflusst durch barotrope Windeffekte, die von großskaligen atmosphärischen Prozessen anhängen

und der Dynamikkomponente. In Abbildung 31 sind die dekadischen Zeitreihen (unkorrigiert und korrigiert um die atmosphärische Komponente BT1) an 13 Pegelstandorten in der Ostsee (Lage der Pegel s. a. Abbildung 15), 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, was unter der Hinzunahme von Pegeln aus Nordsee und Nordatlantik weiter untersucht werden konnte. 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. Dies lässt einen gewissen Zusammenhang zwischen der Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee, der Nordsee sowie dem Nordostatlantik vermuten. Die Korrelationskoeffizienten der mittleren Ostseezeitreihe mit Satellitendaten über dem gesamten Nordostatlantik in Abbildung 31 zeigen, dass die Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee aufgrund von Dynamik auf dekadischen Zeitskalen durch ein extern generiertes Steriksignal aus dem Nordatlantik induziert wird. Signifikante Korrelationen mit den Satellitenaltimeterdaten (um DAC und SC korrigiert) erstrecken sich vor allem entlang des Kontinentalhangs des nordeuropäischen Schelfs bis hoch in die Arktis. Dies weist darauf hin, dass ein Teil der dekadischen Variabilität in der Ostsee aufgrund von Dynamik insbesondere durch Sterik Variationen im tiefen Ozean außerhalb der Ostsee generiert wird und dann als Massensignal in der Ostsee sichtbar wird. Dies bestätigten DANGENDORF (2014) und DANGENDORF et al. (2014) schon für die Nordsee.

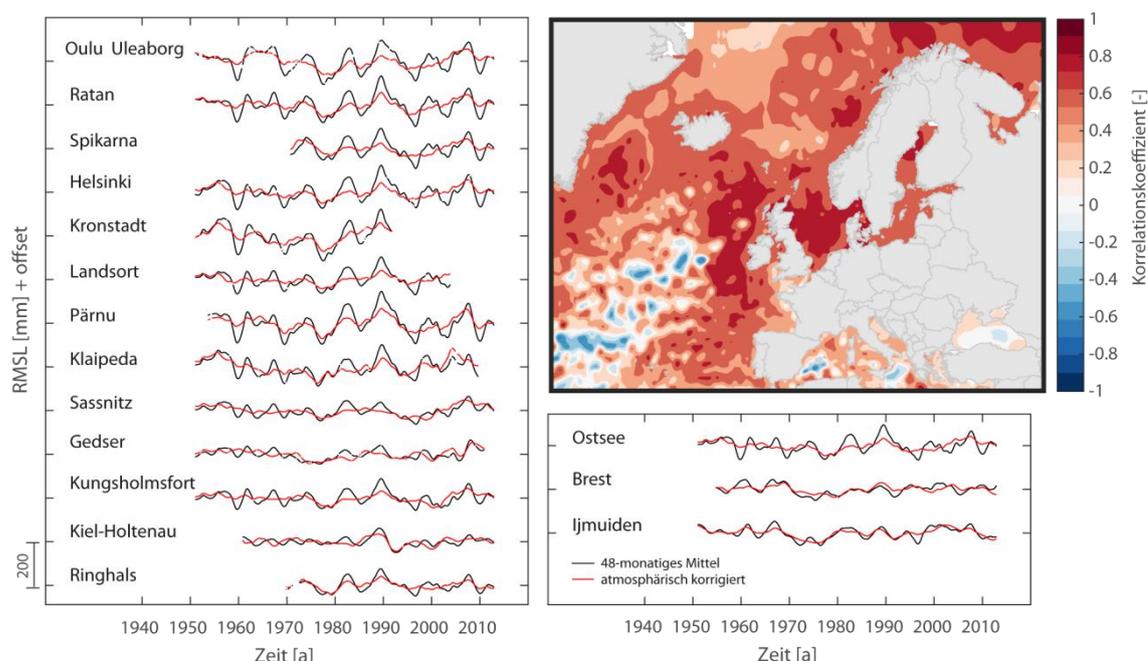


Abbildung 31: Links: Vergleich des 48-monatigen gleitenden Mittels der 13 MSL Zeitreihen (Schwarz) mit den um die atmosphärische Komponente bereinigten Zeitreihen (rot). Rechts oben: Korrelationskoeffizienten zwischen der gemittelten dekadischen Ostsee Zeitreihe (SC korrigiert) mit den AVISO Daten (mit DAC und SC Korrektur) für den gemeinsamen Zeitraum 1993 bis 2014. Rechts unten: Vergleich einer mittleren Ostseezeitreihe (48-monatiges gleitendes Mittel) mit zwei Zeitreihen aus der Nordsee an den Pegelstandorten Brest und Ijmuiden.

## 4.4 Langzeitentwicklung des MSL

### 4.4.1 Lineare Trends

Zur Quantifizierung der Langzeitentwicklung des RMSL sowie des  $\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$  im Untersuchungsgebiet werden die Zeitreihen zunächst mittels linearer Trendanalysen analysiert. Trends sind häufig durch natürliche Oszillationen/Rauschen (natürliche Wasserstandsvariabilität) beeinflusst. So kann es passieren, dass Phasen besonders hoher/niedriger natürlicher Variabilität an den Zeitreihenenden die an die Zeitreihe angepassten Langzeittrends entsprechend nach oben/unten verzerren (z. B. GONZÁLEZ et al. 2013; s. a. intensive Diskussion für Nordseepegel in DANGENDORF et al. 2015). Daher werden die Zeitreihen vor der Analyse der linearen Trends um den SC bereinigt (s. a. Abschnitt 4.2). Des Weiteren ist der Einfluss natürlicher Schwankungen stark von der Zeitreihenlänge abhängig und nimmt exponentiell zur Zeitreihenlänge ab (JEVREJEVA et al. 2006). Trends, die z. B. über Zeiträume von weniger als 30 Jahren berechnet werden, weisen generell größere Amplituden auf und spiegeln daher vornehmlich interne Ozeandynamik und Klimavariabilität wieder (HAMLINGTON und THOMPSON 2015). Aus diesem Grund sollen hier verschiedene Zeitabschnitte gewählt werden, für die lineare Trends ermittelt werden. Die Wahl der verwendeten Zeitabschnitte orientiert sich hierbei an der Datenverfügbarkeit der Pegelzeitreihen sowie an anderen Datensätzen (z. B. Satellitenaltimetrie), die vergleichend betrachtet werden. Zudem werden - sofern nicht der gesamte verfügbare Zeitraum eines Pegels betrachtet wird – Zeiträume analysiert, die ein Vielfaches von 18,6 Jahren (Periode der Nodaltide) umfassen. Für die Trendanalysen wurden somit folgende Zeiträume betrachtet:

- Gesamtzeitraum 1811 bis 2015 (bzw. jeweiliger Gesamtzeitraum jedes einzelnen Pegels für den Daten zur Verfügung stehen)
- 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 (Zeitraum Satellitenaltimetrie)

Bei größeren Lücken im betrachteten Zeitraum für den jeweiligen Pegel, wurden keine Trends berechnet. Als Mindestgröße der zur Verfügung stehenden Monatswerte wird hier 75 % nach Empfehlung von HAIGH et al. (2009) angenommen. In Tabelle 2 sind die Ergebnisse der linearen Trenduntersuchungen der RMSL (bereinigt um SC) sowie der  $\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$  Zeitreihen (bereinigt um den SC und GIA) mit Angabe des 1- $\sigma$  Standardfehlers (68%-Konfidenzintervall, zur Berücksichtigung der oben genannten Unsicherheit aus natürlicher Klimavariabilität unter Annahme eines autoregressiven Prozesses erster Ordnung) sowohl für die neun längsten Einzelzeitreihen, als auch für vier synthetische Zeitreihen (s. u.) für unterschiedliche Zeitperioden zusammenfassend dargestellt. In Klammern sind für alle Pegel und die unterschiedlichen Zeiträume die Korrelationskoeffizienten  $r$  abgebildet, die sich zwischen dem jeweiligen Pegel und der zugehörigen synthetischen Zeitreihe VS-SH oder VS-MVP ergeben haben. Im Anhang in Abschnitt A.3 sind zusätzlich die linearen Trends für alle Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet tabellarisch zusammengefasst. Der Vergleich der linearen Trends der RMSL und  $\text{RMSL}_{\text{korGIA}}$  Zeitreihen für die jeweiligen Gesamtzeiträume, zeigt für alle Pegelstandorte bis auf Marien-

leuchte und Sassnitz geringfügig kleinere oder gleiche lineare Trends für die  $RMSL_{\text{korrrGIA}}$  Zeitreihen. Die Trendänderungen zeigen sich bis in die erste Nachkommastelle im Bereich zwischen  $-0,14$  mm/a (Marienleuchte) und  $0,17$  mm/a (Swinoujscie). Dies deutet den eher geringen Einfluss der postglazialen Landbewegungen in der südwestlichen Ostsee an (s. a. Abbildung 12 unten), die genau im Übergangsbereich zwischen Landhebungen und Landsenkungen liegt. Für den längsten betrachteten gemeinsamen Zeitraum 1900 bis 2015 können für sechs Pegelstandorte  $RMSL_{\text{korrrGIA}}$  Trends ermittelt werden. Die kleinsten Trends ergeben sich dabei mit  $1,07 \pm 0,11$  mm/a in Marienleuchte und mit  $0,94 \pm 0,15$  mm/a in Kolobrzeg sowie  $0,97 \pm 0,14$  mm/a in Swinoujscie, wobei hier zu beachten ist, dass die beiden polnischen Pegel nur den Zeitraum bis 1999 abdecken und damit leichten Bias hin zu kleineren Trends aufweisen. Für den Zeitraum 1960 bis 2015 können lineare Trends der  $RMSL_{\text{korrrGIA}}$  Zeitreihen für die sieben Pegel entlang der deutschen Ostseeküste angegeben werden. Es ergeben sich Trends zwischen  $1,06 \pm 0,23$  mm/a (Travemünde) und  $1,83 \pm 0,28$  mm/a (Warnemünde). An der SH Küste sind die Trends im Mittel etwas kleiner als entlang der MV Küste. Für die kürzeste Periode von 1993 bis 2015 ergeben sich mit  $1,75 \pm 0,92$  mm/a (Kiel-Holtenau) bis  $3,22 \pm 1,58$  mm/a (Sassnitz) die größten Trends mit ebenfalls den größten Standardfehlern.

Tabelle 2: Lineare Trends der neun längsten  $RMSL$  und  $RMSL_{\text{korrrGIA}}$  Zeitreihen (Jahreswerte) im Untersuchungsgebiet für die jeweiligen Gesamtzeiträume sowie gemeinsame Zeiträume mit Angabe der Korrelationskoeffizienten zwischen den  $RMSL_{\text{korrrGIA}}$  Zeitreihen an den Einzelpegeln und den synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH und VS-MVP.

| Pegelname       | Jahre      | Zeitraum           | Lin. Trend RMSL [mm/a]            | Lin. Trend $RMSL_{\text{korrrGIA}}$ [mm/a] |                                   |                                   |                                   |                                   |
|-----------------|------------|--------------------|-----------------------------------|--|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
|                 |            |                    | Gesamtzeitraum                    | Gesamtzeitraum                             | 1900 - 2015                       | 1960 - 2015                       | 1979 - 2015                       | 1993 - 2015                       |
| Flensburg       | 59         | 1954 - 2015        | $1.22 \pm 0.21$                   | $1.22 \pm 0.21$ (0.93)                     | -                                 | $1.45 \pm 0.22$ (0.96)            | $1.68 \pm 0.37$ (0.95)            | $1.78 \pm 0.59$ (0.93)            |
| Kiel-Holtenau   | 56         | 1956 - 2015        | $1.24 \pm 0.29$                   | $1.2 \pm 0.29$ (0.93)                      | -                                 | $1.25 \pm 0.3$ (0.94)             | $1.04 \pm 0.64$ (0.94)            | $1.75 \pm 0.92$ (0.97)            |
| Marienleuchte   | 122        | 1882 - 2015        | $0.98 \pm 0.09$                   | $1.12 \pm 0.09$ (0.92)                     | $1.07 \pm 0.11$ (0.95)            | $1.27 \pm 0.34$ (0.95)            | $1.19 \pm 0.48$ (0.95)            | $2 \pm 0.66$ (0.95)               |
| Travemünde      | 185        | 1826 - 2015        | $1.47 \pm 0.08$                   | $1.35 \pm 0.08$ (0.92)                     | $1.55 \pm 0.12$ (0.97)            | $1.06 \pm 0.23$ (0.96)            | $1.15 \pm 0.48$ (0.96)            | $2.24 \pm 0.85$ (0.97)            |
| Wismar Baumhaus | 163        | 1848 - 2015        | $1.42 \pm 0.07$                   | $1.3 \pm 0.07$ (0.81)                      | $1.35 \pm 0.09$ (0.93)            | $1.69 \pm 0.22$ (0.95)            | $1.44 \pm 0.44$ (0.95)            | $2.46 \pm 0.74$ (0.95)            |
| Warnemünde      | 160        | 1855 - 2015        | $1.33 \pm 0.08$                   | $1.33 \pm 0.08$ (0.82)                     | $1.6 \pm 0.1$ (0.93)              | $1.83 \pm 0.28$ (0.95)            | $1.81 \pm 0.56$ (0.96)            | $2.72 \pm 1.08$ (0.95)            |
| Sassnitz        | 74         | 1909 - 2015        | $0.87 \pm 0.22$                   | $0.96 \pm 0.22$ (0.77)                     | -                                 | $1.32 \pm 0.35$ (0.83)            | $1.14 \pm 0.73$ (0.79)            | $3.22 \pm 1.58$ (0.85)            |
| Swinoujscie     | 181        | 1811 - 1999        | $0.83 \pm 0.07$                   | $0.66 \pm 0.07$ (0.79)                     | $0.97 \pm 0.14$ (0.84)            | -                                 | -                                 | -                                 |
| Kolobrzeg       | 173        | 1816 - 1999        | $0.94 \pm 0.07$                   | $0.88 \pm 0.07$ (0.76)                     | $0.94 \pm 0.15$ (0.81)            | -                                 | -                                 | -                                 |
| VS-SH           | 133        | 1883 - 2015        | $1.22 \pm 0.08$                   | $1.22 \pm 0.08$                            | $1.22 \pm 0.1$                    | $1.67 \pm 0.24$                   | $1.86 \pm 0.46$                   | $2.34 \pm 0.7$                    |
| VS-MVP          | 191        | 1825 - 2015        | $0.84 \pm 0.06$                   | $0.84 \pm 0.06$                            | $1.05 \pm 0.12$                   | $2.01 \pm 0.3$                    | $1.57 \pm 0.57$                   | $2.34 \pm 1.03$                   |
| <b>VS-SWO</b>   | <b>191</b> | <b>1825 - 2015</b> | <b><math>0.93 \pm 0.06</math></b> | <b><math>0.93 \pm 0.06</math></b>          | <b><math>1.23 \pm 0.11</math></b> | <b><math>2.08 \pm 0.27</math></b> | <b><math>1.76 \pm 0.5</math></b>  | <b><math>2.25 \pm 0.83</math></b> |
| <b>VS-OS</b>    | <b>191</b> | <b>1825 - 2015</b> | <b><math>1.36 \pm 0.07</math></b> | <b><math>1.36 \pm 0.07</math></b>          | <b><math>1.66 \pm 0.14</math></b> | <b><math>2.37 \pm 0.39</math></b> | <b><math>2.04 \pm 0.79</math></b> | <b><math>3.03 \pm 1.4</math></b>  |

In Abbildung 32 sind die linearen Trends sowie die  $1-\sigma$  Standardfehler für die vier gemeinsamen Zeiträume anhand aller Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet dargestellt. Auch hier zeigt sich deutlich die Zunahme des Standardfehlers je kürzer der betrachtete Zeitraum und je weiter Richtung Osten der betrachtete Pegelstandort liegt. Letzteres ist im Einklang mit dem Variabilitätsgradienten der auf kürzeren Zeitskalen von West nach Ost deutlich zunimmt (s. a. Abbildung 27). Obwohl dieselben zeitlichen Perioden analysiert wurden, variieren die Amplituden der Trends zwischen einzelnen Stationen zum Teil erheblich (z. B. 1960 bis 2015:  $0,8 \pm 0,46$  mm/a in Ueckermünde und  $3,34 \pm 0,75$  mm/a in Wladyslawowo). Gründe für diese verbleibenden Trenddifferenzen über dieselbe Analyseperiode zwischen einzelnen Stationen sind unterschiedliche Zeitreihenlängen aufgrund von Datenlücken (s. u.), lokale Wind- und Luftdruckeffekte, Unsicherheiten in den GIA Modellen, sowie lokale VLM, die nicht mit GIA in Verbindung stehen. Anhand der beiden Analysezeiträume 1960 bis 2015 und 1979 bis 2015 kann dennoch eine leichte Clusterung mit ansteigenden Trends von West (SH) nach Ost (MV) festgestellt werden. In den Standardfehlern ist diese Clusterung sogar für alle vier Zeiträume sichtbar.

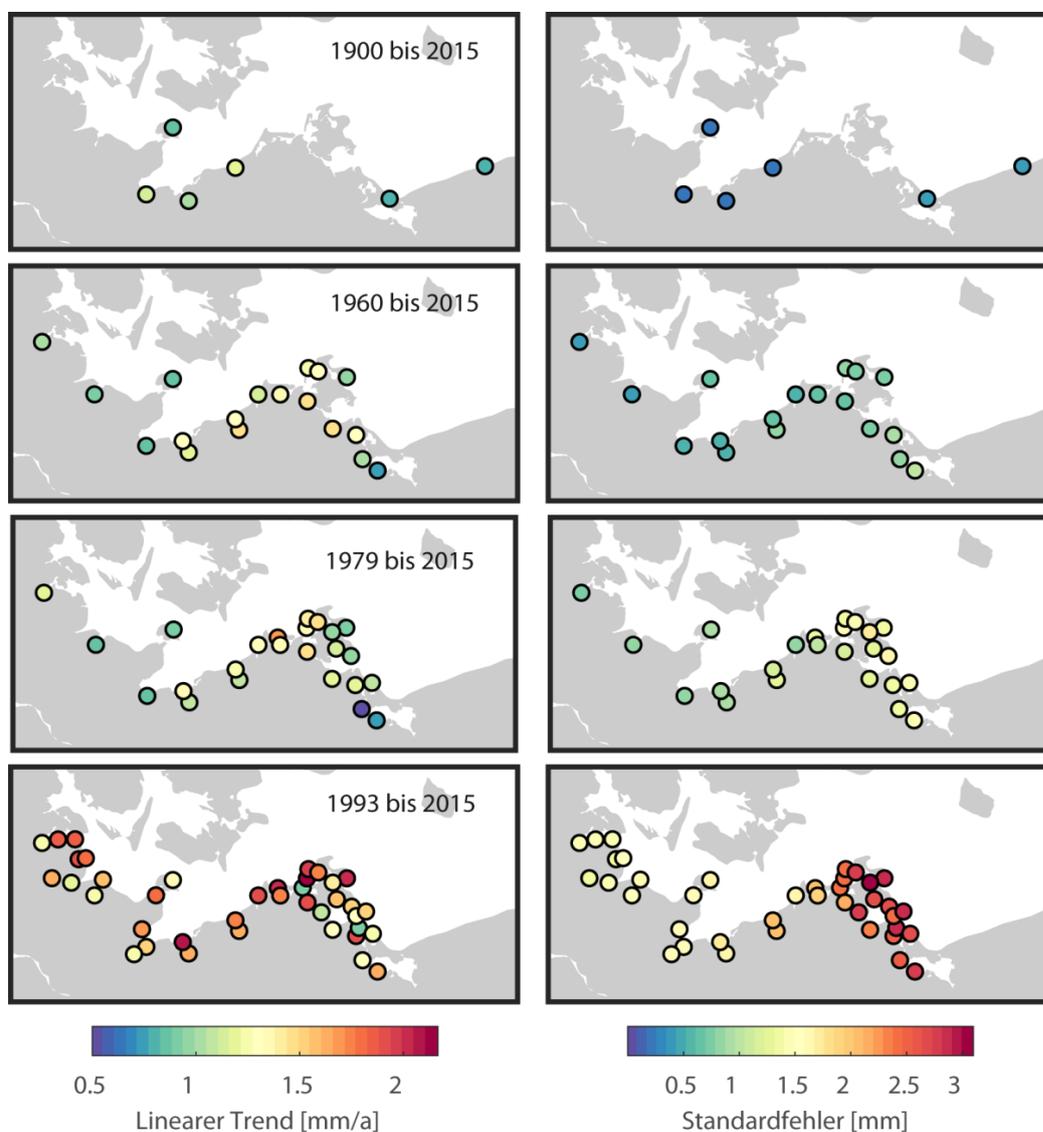


Abbildung 32: Vergleich der linearen Trends sowie des  $1-\sigma$  Standardfehlers (68-% Konfidenzintervall) der  $RMSL_{\text{korrtGIA}}$  (bereinigt um SC und GIA) Zeitreihen für vier gemeinsame Zeiträume (mind. 75 %-ige Datenverfügbarkeit).

Der Einfluss der in den Pegelzeitreihen vorhandenen Datenlücken auf die linearen Trends konnte mithilfe des baroklinen Laufes des 3D numerischen Modells des IOW genauer untersucht werden. Hierfür wurden Trends der Modellzeitreihen mit und ohne Lücken in den Messdaten berechnet. Der in Abbildung 33 links dargestellte Vergleich zwischen den linearen Trends der lückenbehafteten Zeitreihen (BK) sowie der vollständigen Zeitreihen (BK ges) aus dem baroklinen Modellauf für den Zeitraum 1949 bis 2015 zeigt, dass ein Großteil der Unterschiede, insbesondere an benachbarten Pegelstandorten, auf ebendiese Datenlücken zurückzuführen sind. Selbst geringe Lücken von  $< 25\%$  der Gesamtlänge können somit dennoch signifikante Trendunterschiede hervorrufen. Dies erklärt z. B. einen Teil der großen Trenddifferenz zwischen Karnin und Wladyslawowo, denn die Zeitreihen ohne Lücken zeigen im Gegensatz nur einen geringen Trendunterschied. Für vollständige Zeitreihen aus dem baroklinen Modellauf über den Gesamtzeitraum 1949 bis 2015 zeigen die linearen Trends ein deutlich homogeneres Bild. Jedoch zeigt sich auch, dass sich die linearen Trends in der südwestlichen Ostsee grundsätzlich von den linearen Trends in der nordöstlichen Ostsee unterscheiden. So finden sich die geringsten linearen Trends entlang der deutschen Küsten. Die Trends steigen ab der Boddenküste (Althagen) über die polnische Küste sowie die baltischen Staaten an mit maximalen Trends im Bottnischen und Finnischen Meerbusen. Die Differenzen zwischen den linearen Trends anhand der Pegelzeitreihen und aus dem baroklinen Lauf (mit angebrachten Datenlücken) können zurückgeführt werden auf Unsicherheiten im baroklinen Modellauf, Unsicherheiten in den GIA Modellen, sowie lokale VLM.

In Abbildung 33 rechts sind die linearen Trends für alle 49 Pegelstandorte entlang der deutschen und polnischen Küsten dargestellt. Dabei wurde die jeweils verfügbare Zeitreihenlänge der Pegelstände jedes einzelnen Pegels innerhalb des Zeitraumes 1949 bis 2014 betrachtet. Werden die linearen Trends anhand der vollständigen Zeitreihen aus dem baroklinen Lauf (BK ges) betrachtet, so ist eine leichte Erhöhung der Trends von West nach Ost erkennbar und die höchsten Trends finden sich entlang der polnischen Küste.

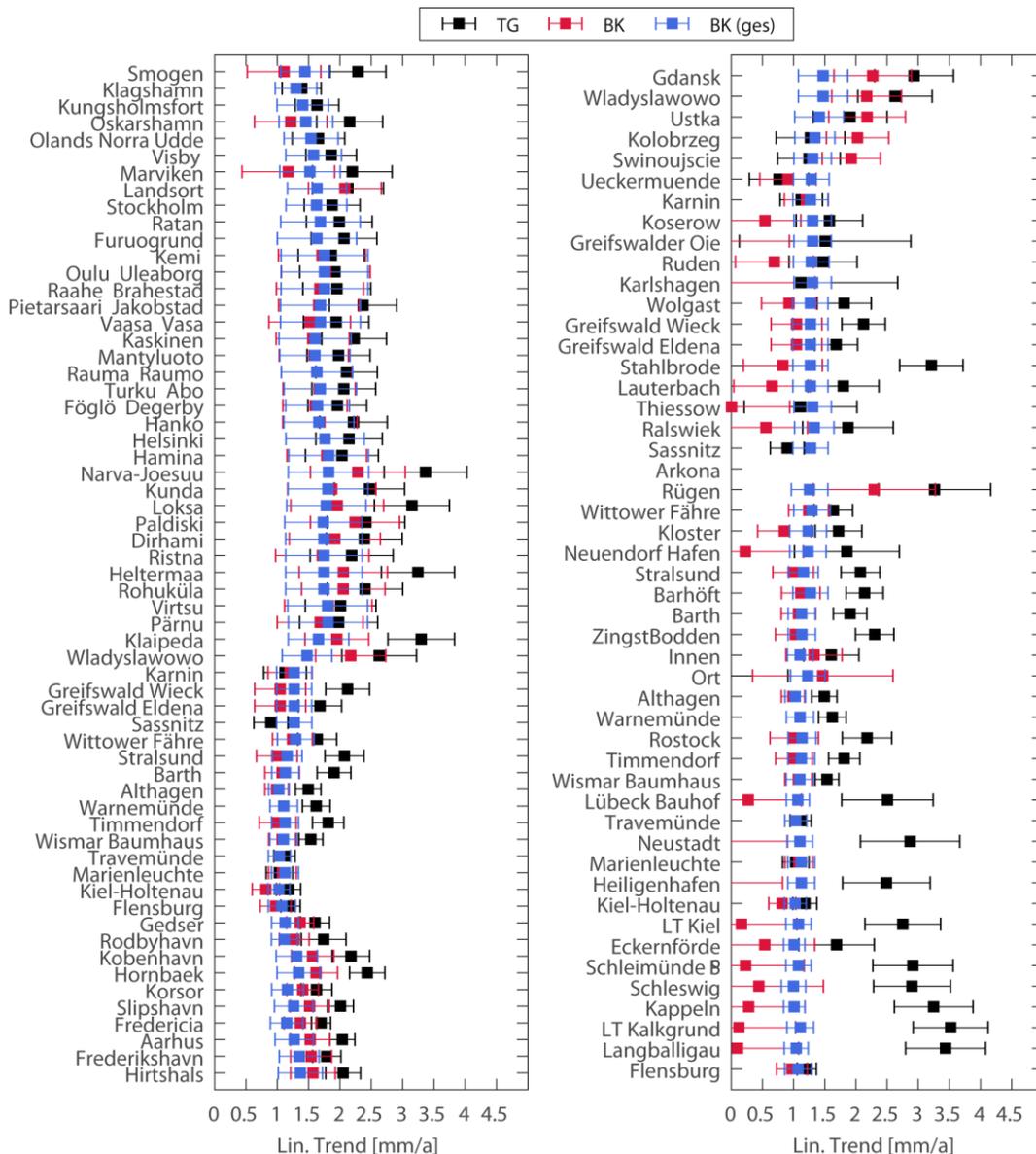


Abbildung 33: Vergleich der linearen Trends der  $RMSL_{korrigiert}$  (bereinigt um SC und GIA) Zeitreihen (TG) sowie der Modellzeitreihen aus dem baroklinen Lauf mit (BK) und ohne Lücken (BK (ges)) für den Zeitraum 1949 bis 2015 anhand von 61 Pegelstandorten in der gesamten Ostsee (mind. 75 %-ige Datenverfügbarkeit) (links) und 49 Pegelstandorten entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste (rechts) (jeweils verfügbare Zeiträume). Aus Gründen der Lesbarkeit und der Vergleichbarkeit mit der linken Teilabbildung wurde die x-Achse in der rechten Teilabbildung auf den Wertebereich 0 bis 5 mm/a beschränkt, wodurch einzelnen Werte und Unsicherheitsbereiche nur unvollständig dargestellt werden.

Um zu analysieren, auf welchen physikalischen Prozessen der grundsätzliche identifizierte Trendgradient in der gesamten Ostsee beruht, wurden wieder die baroklinen und barotropen Modellläufe des numerischen Modells des IOW genutzt (s. a. Abschnitt 3.7). Somit konnte der Einfluss von Luftdruck, Wind, Dynamik und Flusswassereintrag auf die linearen Trends für den Zeitraum 1949 bis 2014 in einer gemeinsamen Studie mit Ulf Gräwe vom IOW genauer untersucht werden (GRÄWE et al. in Begutachtung). In Abbildung 34 sind die linearen Trends der Wasserstände in der Ostsee aufgrund von Luftdruck, Wind, Dynamik und Flusswassereintrag, die mithilfe der barotropen und des baroklinen Modellläufe des IOW ermittelt werden konnten, für den Zeitraum 1949 bis 2014

räumlich dargestellt. Das extern über die Nordsee eingetragene Meeresspiegelanstiegssignal im Kattegat betrug dabei  $1,60 \pm 0,45$  mm/a und wurde zur Darstellung der Einzelanteile entfernt, so dass vor allem die lokalen Ostsee-spezifischen Muster sichtbar werden.

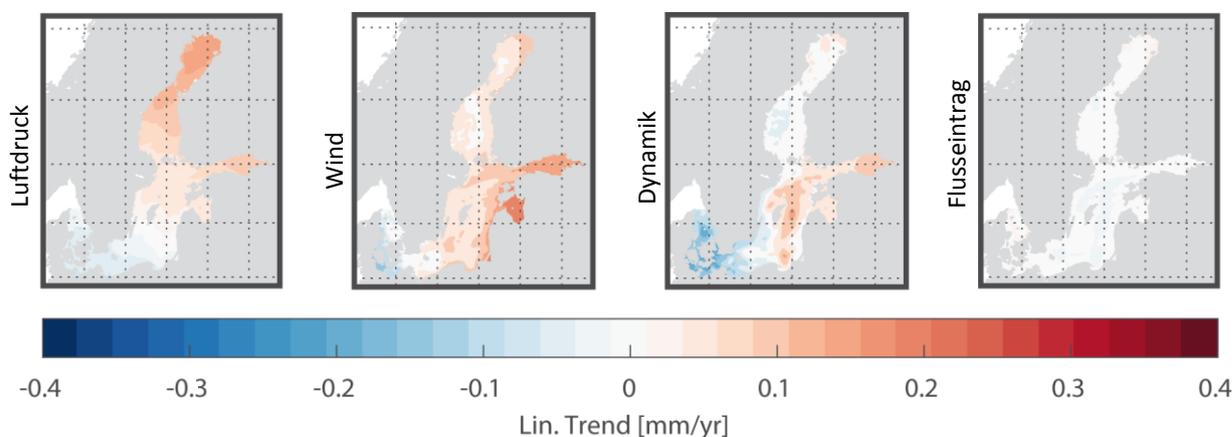


Abbildung 34: Lineare Trends der Wasserstände in der Ostsee aufgrund von Luftdruck, Wind, Dynamik und Flusswassereintrag im Zeitraum 1949 bis 2014 ermittelt anhand der barotropen und des baroklinen Modellaufs. Nachgebildet und ergänzt nach (GRÄWE et al. in Begutachtung).

Den größten Beitrag zu räumlich unterschiedlichen Meeresspiegelanstiegstrends in der Ostsee leisten die atmosphärischen Komponenten Wind und Luftdruck. Die räumlichen Muster dieser Komponenten liefern zudem die Erklärung für die geringeren Trends in der südwestlichen Ostsee als in der gesamten Ostsee, da sie in diesem Bereich zu einer negativen Meeresspiegeländerung führen. Änderungen im Windfeld (eine Erhöhung der Anzahl der Tage mit Westwinden konnte nachgewiesen werden (GRÄWE et al. in Begutachtung)) sowie negative Trends im Luftdruck über den östlichen Teilen sind in der Ostsee somit der Haupteinflussfaktor auf einen erhöhten Meeresspiegelanstieg und vor allem die West-Ost-Intensivierung. Auch die Dynamik führt zu negativen Trends in der südwestlichen Ostsee. Dies kann zurückgeführt werden auf eine Kombination aus erhöhten Temperaturen (Thermosterik) sowie den größeren Frischwassereintrag (Halosterik) aufgrund von höheren Niederschlägen über dem gesamten Ostseeraum für den betrachteten Zeitraum. Der vergrößerte Anteil an Süßwasser verursacht einen baroklinen Druckgradienten, der wiederum einen größeren Salzwassereintrag durch die dänische Meerenge bedingt. Diese Salzwassereinträge mittlerer Größe beeinflussen hauptsächlich die südwestliche Ostsee, weshalb hier der Meeresspiegel aufgrund der erhöhten Dichte sinkt. 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. in Begutachtung).

Mithilfe des Modells war es zudem möglich die intern hervorgerufenen Trendanteile an den Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet zu beziffern und den einzelnen Einflüssen Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusseintrag zuzuordnen. In Abbildung 35 sind die linearen Trends sowie die Trendanteile anhand der für den Zeitraum 1949 bis 2014 verfügbaren (mind. 75 %) Pegelstandorte sowie der lineare Trend der Residualkomponente zwischen den Pegelzeitreihen und dem baroklinen Lauf dargestellt. Zu beachten ist, dass das barokline Modell nicht nur die Einzelanteile der betrachteten Komponenten, sondern auch den extern eingesteuerten Trendanteil aus dem Kattegat von  $1,60 \pm 0,45$  mm/a enthält. Abbildung 35 zeigt, dass an den meisten Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet

der Wind den größten Einfluss auf die Trenddifferenzen zwischen einzelnen Pegeln hat. Wind, Luftdruck, Dynamik und Flusseintrag verursachen alle einen negativen Trend, der den externen Trend aus dem Kattegat von  $1,60 \pm 0,45$  mm/a abschwächt und somit insgesamt an allen Pegelstandorten außer Wladyslawowo einen etwas kleineren Gesamttrend hervorbringt. Am Standort Wladyslawowo wird durch den Wind eine positive Trendkomponente generiert, die den Gesamttrend relativ zu umliegenden Pegeln erhöht. Beim Vergleich der linearen Trends anhand von Pegelzeitreihen und anhand des baroklinen Modells verbleibt eine Residualkomponente, die durch die Beiträge der Einzelkomponenten Wind, Luftdruck, Dynamik, Flusseintrag und die extern eingetragene Masse nicht erklärt werden können. Eine mögliche Erklärung für diesen Residualanteil sind insbesondere Unsicherheiten in den Schätzern für die VLM aus GIA sowie die nicht berücksichtigten lokalen VLM, aber auch Unsicherheiten im Modell, die in der westlichen Ostsee zu  $\pm 0,3$  mm/a beziffert wurden (GRÄWE et al. in Begutachtung).

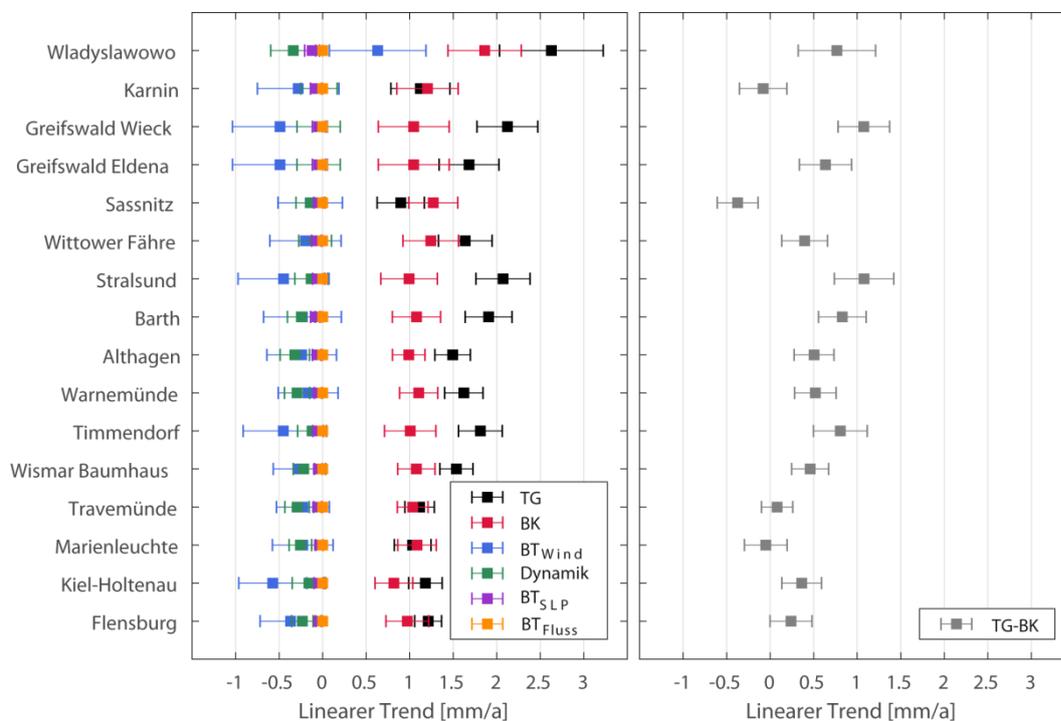


Abbildung 35: Links: Vergleich der linearen Trends der Pegelzeitreihen  $RMSL_{\text{korrGIA}}$  (TG) im Untersuchungsgebiet zu den linearen Trends der Wasserstände aus dem baroklinen Modellauf (BK) und aufgrund von Wind ( $BT_{\text{Wind}}$ ), Dynamik (Dynamik), Luftdruck ( $BT_{\text{SLP}}$ ) und Flusswasereintrag ( $BT_{\text{Fluss}}$ ) im Zeitraum 1949 bis 2014. Rechts: Linearer Trend der Residuen ermittelt aus der Differenz zwischen den Pegelzeitreihen  $RMSL_{\text{korrGIA}}$  und dem baroklinen Modellauf (TG-BK).

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 SC sowie um den jeweiligen linearen Trend über die gesamte jeweilige Aufzeichnungsdauer korrigiert. Für die meisten Pegelstandorte zeigen sich sehr hohe Korrelationen der MSL-Zeitreihen im Bereich von  $r = 0,7$  bis 1,0. Die hohen Korrelationskoeffizienten zwischen benachbarten Pegeln sind besonders hilfreich

um Zeitreihenlücken zu schließen sowie um synthetische Pegelzeitreihen für die übergeordnete Charakterisierung von verschiedenen Küstenzonen vorzunehmen. Nur geringe Korrelationswerte zeigen sich insbesondere zwischen den Pegeln an der SH und der polnischen Ostseeküste. In Abbildung 36 ist die Korrelationsmatrix für die Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet dargestellt.

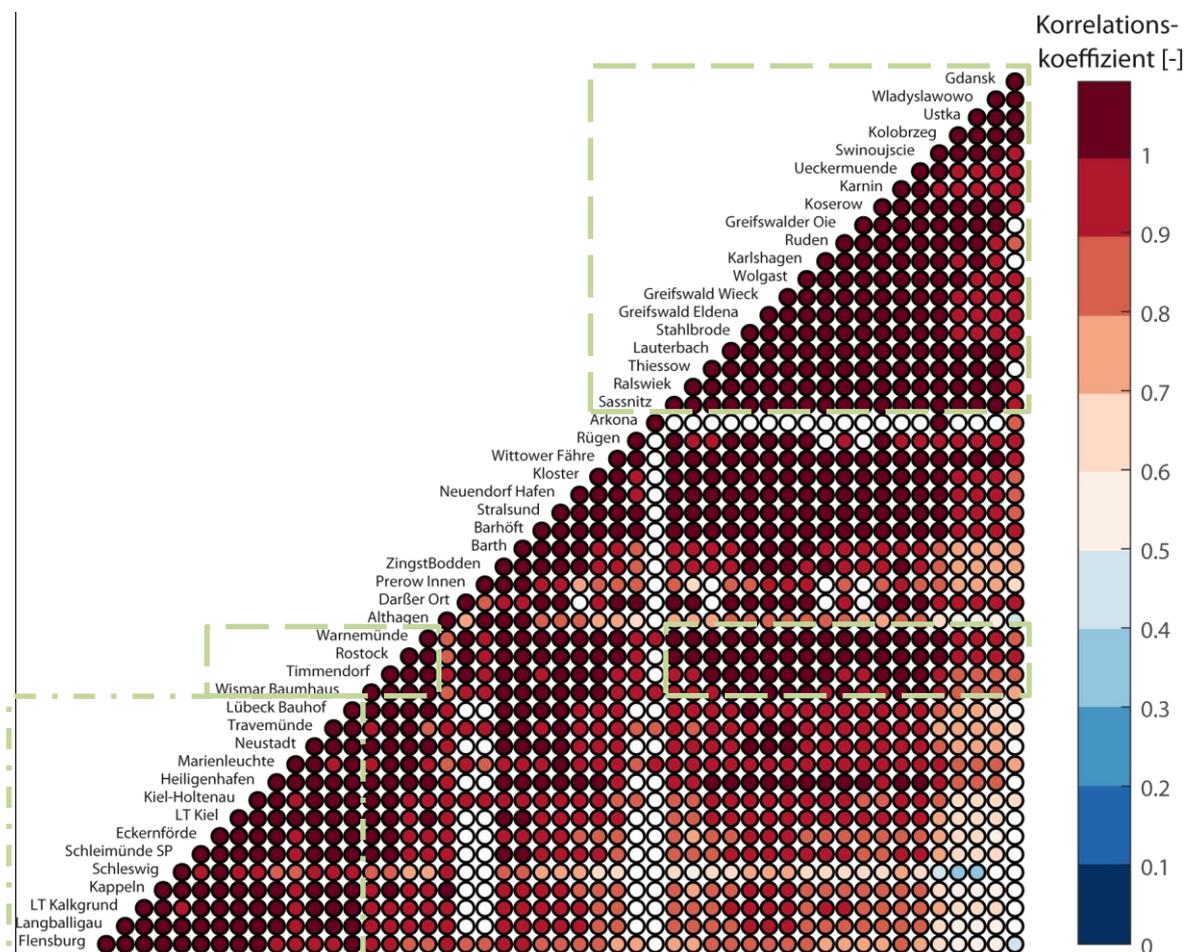


Abbildung 36: Korrelationsmatrix der Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet. Weiße Punkte kennzeichnen nicht signifikante Werte. Die strichpunktete Linie kennzeichnet die Pegelzeitreihen, die mit in die Berechnung der synthetischen Zeitreihen VS-SH eingeflossen sind, die gestrichelte Linie die Zeitreihen der synthetischen Zeitreihen VS-MVP. Alle grün gefärbten Linien kennzeichnen die Pegelzeitreihen, die mit in die Berechnung der synthetischen Zeitreihen für das gesamte Untersuchungsgebiet VS-SWO geflossen sind.

Nach den Korrelations-, Trend- und Variabilitätsanalysen lässt sich das Untersuchungsgebiet in 2 Bereiche unterteilen. Alle Pegel entlang der SH Küste werden zur virtuellen Station VS-SH zusammengefasst. Die Pegel entlang der MV und entlang der polnischen Küste bilden die virtuelle Station VS-MVP. Pegel innerhalb der Boddenküste in MV wurden für die Generierung von synthetischen Pegeln nicht verwendet, da sich innerhalb des sehr flachen Boddengebietes noch zusätzliche sehr lokale Eigendynamiken entwickeln können. Die synthetische Zeitreihe bildet somit nur die Außenküste ab. Zusätzlich wurde eine synthetische Zeitreihe für das gesamte Untersuchungsgebiet VS-SWO (Südwestliche Ostseeküste) und eine synthetische Zeitreihe für die gesamte Ostsee VS-OS gebildet. In Tabelle 3 sind die Pegelzeitreihen, aus denen die synthetischen Pegelzeitreihen erzeugt wurden für die jeweilige synthetische Zeitreihe aufgelistet.

Tabelle 3: Auflistung der synthetischen Pegelnamen und Zuordnung der Pegelzeitreihen, aus denen die synthetischen Pegelzeitreihen erzeugt wurden.

| Teileinzugsgebiet bzw. Name des synthetischen Pegels | Gebiet                             | Einzelpegel   |
|--|------------------------------------|---|
| VS-SH  | Deutsche Ostseeküste SH            | Flensburg, Langballigau, LT Kalkgrund, Kapplen, Schleswig, Schleimünde, Eckernförde, LT Kiel, Kiel-Holtenau, Heiligenhafen, Marienleuchte, Neustadt, Lübeck Bauhof  |
| VS-MVP   | Deutsche Ostseeküste MV und Polen  | Wismar Baumhaus, Timmendorf, Rostock, Warnemünde, Sassnitz, Ralswiek, Thiessow, Lauterbach, Stahlbrode, Greifswald Eldena, Greifswald Wiek, Karlshagen, Koserow, Swinoujscie, Kolobrzeg, Ustka, Wladyslawowo, Gdansk  |
| VS-SWO   | Deutsche und polnische Ostseeküste | Siehe VS-SH und VS-MVP  |
| VS-OS  | Gesamte Ostsee                     | Dänemark: Hornbaek, Kobenhavn, Teijn, Gedser<br>Deutschland: Flensburg, Langballigau, LT Kalkgrund, Kappeln, Schleswig, Schleimünde, Eckernförde, LT Kiel, Kiel-Holtenau, Heiligenhafen, Marienleuchte, Neustadt, Lübeck Bauhof, Wismar Baumhaus, Timmendorf, Rostock, Warnemünde, Sassnitz, Ralswiek, Thiessow, Lauterbach, Stahlbrode, Greifswald Eldena, Greifswald Wiek, Karlshagen, Koserow<br>Polen: Swinoujscie, Kolobrzeg, Ustka, Wladyslawowo, Gdansk<br>Lettland: Salacgriva<br>Estland: Pärnu, Virtsu, Rohuküla, Heltermaa, Ristna, Dirhami, Paldiski, Loksa, Kunda, Narva-Joesuu<br>Russland: Vyborg<br>Finnland: Hamina, Soderskar, Helsinki, Skuru, Russaro, Hanko, Jungfrusund, Uto, Föglö Degerby, Turku Abo, Lypyrtti, Lyokki, Rauma Raumo, Mantyluoto, Kaskinen, Ronnskar<br>Schweden: Ratan, Skagsudde, Spikarna, Draghallan, Nedre Gavle, Bjorn, Forsmark, Gronskar, Stockholm, Nedre Sodertalje, Landsort, Vaasa Vasa, Pietarsaari Jakobstad, Ykspihlaja, Raahe, Brahestad, Oulu, Uleaborg, Kemi, Kalix, Furuogrund, Landsort, Marviken, Visby, Olands, Norra Udde, Oskarshamn, Kungsholmsfort, Simrishamn, Ystad, Skanor, Klagshamn, Malmö, Barseback, Viken, Varberg, Ringhals, Goteborg-Ringon, Goteborg-Torshammen, Stenungsund, Backevik, Smogen, Stromstad |

Eine synthetische Pegelzeitreihe wurde aus MSL Jahreszeitreihen und zudem nur dann berechnet, wenn mindestens 2 Pegelstandorte für den entsprechenden Zeitraum lückenlos Daten aufweisen. Entlang der SH Küste ist dies aufgrund einer Datenlücke des Pegels Marienleuchte in den Kriegsjahren erst ab 1947 der Fall. Um die Daten von Marienleuchte (ab 1882 verfügbar) sowie von Travemünde (ab 1826 verfügbar) für den vorigen Zeitraum dennoch zu nutzen, wurde die Lücke des Pegels Marienleuchte zwischen Dezember 1944 und August 1947 mithilfe eines linearen Regressionsmodells mit Daten der Station Travemünde gefüllt. Die Genauigkeit dieses Verfahrens zur Lückenschließung wurde in JENSEN et al. (1992) diskutiert und als hinreichend erachtet. Somit liegen ab 1882 durchgängig an mehr als 2 Pegelstandorten Daten vor und die synthetische Pegelzeitreihe konnte um 66 Jahre verlängert werden.

Problematisch erwies sich allerdings die Nutzung des Pegels Travemünde für die Generierung der synthetischen Zeitreihe VS-SH. Die RMSL Zeitreihe des Pegels Travemünde wurde aus Monatsdaten nach JENSEN und TÖPPE (1986) und aus stündlichen Aufzeichnungen des WSA Lübeck generiert. Die Originaldaten aus denen die Monatsdaten nach JENSEN und TÖPPE (1986) generiert wurden (12 Uhr Terminwertablesungen), wa-

ren allerdings nicht mehr verfügbar. Obwohl die Monatsdaten aus JENSEN und TÖPPE (1986) aus 12 Uhr Terminwerten generiert wurden, ergaben sich beim Vergleich mit Monatsdaten generiert aus 12 Uhr Terminwertablesungen nach KÜHNEN (1916) Differenzen, die nicht geklärt werden konnten. Aufgrund der ungeklärten Datenherkunft bzw. Datenqualität ist die MSL Zeitreihe für Travemünde mit Unsicherheiten behaftet, die sich auch auf eine synthetische Zeitreihe auswirken würden. Die beiden längsten Zeitreihen entlang der SH Küste Marienleuchte und Travemünde weisen untereinander für Zeiträume vor ca. 1920 erhebliche Differenzen auf. Zudem zeigen sich auf längeren Zeitskalen große Unterschiede in den ermittelten linearen Trends (s. a. Tabelle 2). Werden diese beiden Zeitreihen mit weiteren sehr langen Zeitreihen wie Warnemünde, Wismar, Swinoujscie und Kolobrzeg verglichen, so zeigt sich, dass die Differenzen zwischen Marienleuchte und den genannten Zeitreihen kleiner ist, als zwischen Travemünde und Marienleuchte. Auch der Vergleich der synthetischen Zeitreihen VS-MVP mit VS-SH m. T. (mit Travemünde) und VS-SH (ohne Travemünde) in Abbildung 37 zeigt, dass VS-SH ohne Travemünde einen geringeren RMSE sowie einen höheren Korrelationskoeffizienten zu VS-MVP aufweist (RMSE = 53 mm;  $r = 0,91$ ), als VS-SH m. T. zu VS-MVP (RMSE = 74 mm;  $r = 0,89$ ). Aufgrund dieser Ergebnisse und wegen den mit Unsicherheiten behafteten Originaldaten, aus denen die RMSL Zeitreihe des Pegels Travemünde berechnet wurde, wird der Pegel Travemünde nicht für die Generierung von synthetischen Pegelzeitreihen verwendet.

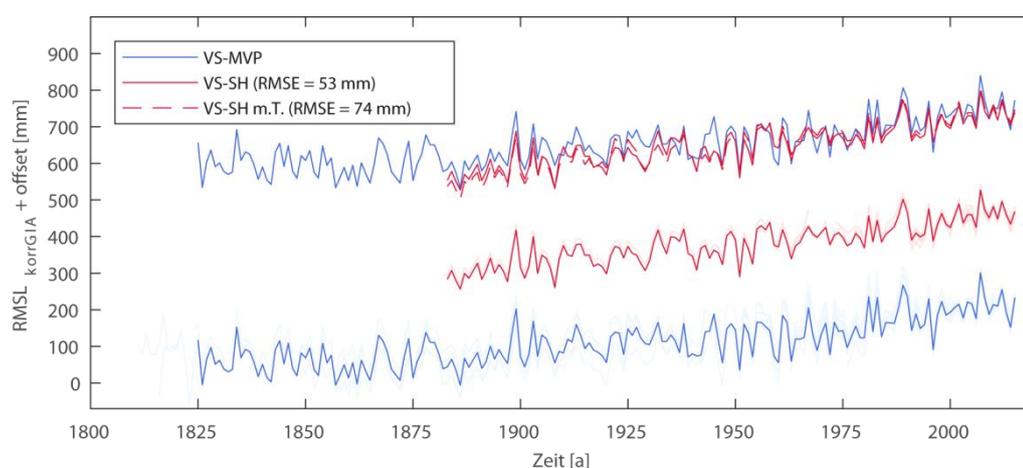


Abbildung 37: Vergleich der synthetischen  $RMSL_{korrGIA}$  Jahreszeitreihen VS-SH (mit Travemünde), VS-SH und VS-MVP. Der RMSE bezieht sich auf VS-SH und VS-MVP sowie VS-SH (mit Travemünde) und VS-MVP. Darunter sind die beiden synthetischen Zeitreihen VS-SH und VS-MVP sowie in hellerer Farbgebung dahinter die jeweiligen Einzelzeitreihen aus denen die synthetischen Zeitreihen berechnet wurden, dargestellt.

In Abbildung 38 sind die vier synthetischen Pegelzeitreihen als Jahreswertzeitreihe (bereinigt um GIA und SC) dargestellt. Auf diesen langen Zeitskalen zeigt sich eine sehr hohe Ähnlichkeit, die auch schon in Abbildung 18 anhand der Einzelzeitreihen detektiert werden konnte. Die in Tabelle 2 dargestellten Korrelationen zwischen den Einzelpegeln und den beiden synthetischen Zeitreihen VS-SH und VS-MVP weisen durchgehend für alle betrachteten Zeiträume Werte größer 0,76 auf. Dies belegt die grundsätzlich sehr gute Übereinstimmung der synthetischen Zeitreihen mit den Einzelzeitreihen. Für die verschiedenen Zeiträume 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 den kürzesten Zeitraum 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. Gegenüber der synthetischen Zeitreihe für die gesamte Ostsee VS-OS ergeben sich für die synthetische Zeitreihe der südwestlichen Ostsee VS-SWO etwas geringere Trends. Die südwestliche Ostsee weist somit ein etwas anderes Langzeitverhalten auf, als die gesamte Ostsee.

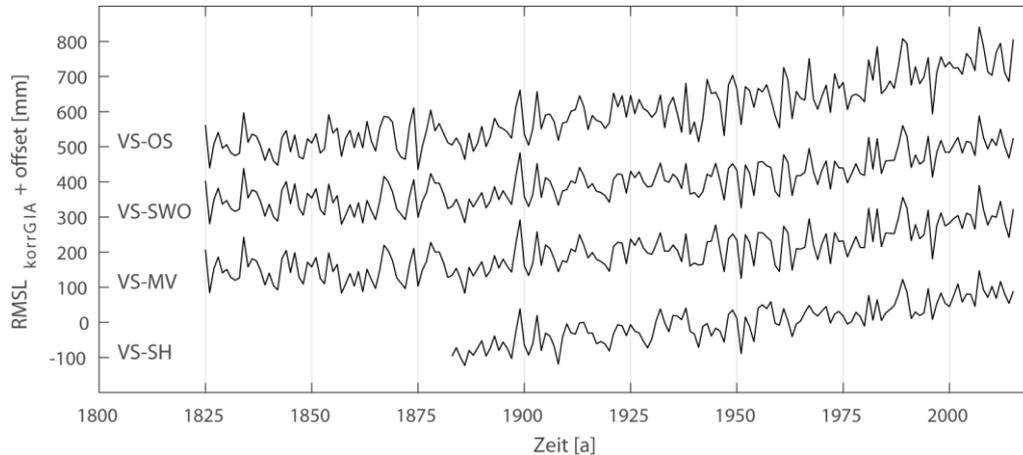


Abbildung 38: Jahreswerte der synthetischen  $RMSL_{\text{korrGIA}}$  Zeitreihen VS-SH, VS-MVP, VS-SWO und VS-OS.

Mithilfe der zusätzlichen rekonstruierten synthetischen Zeitreihen für die Ostsee (RS-OS), die Nordsee (RS-NS), den Nordostatlantik (RS-NOA) und global (RS-Global) nach DANGENDORF et al. (In Begutachtung) (s. a. DANGENDORF et al. 2017) war es zudem möglich unsere Ergebnisse zu vergleichen und in den regionalen und globalen Kontext einzubetten. In Abbildung 39 ist der Vergleich der synthetischen Zeitreihe für die gesamte Ostsee mit den globalen Rekonstruktionen nach DANGENDORF et al. (In Begutachtung) dargestellt. Der Vergleich der synthetischen Pegelzeitreihe VS-OS mit den Rekonstruktionen zeigt sehr hohe Ähnlichkeiten. RS-OS gibt mit einem Korrelationskoeffizienten von  $r = 0,97$  die Variabilität von VS-OS sehr gut wieder. Die noch bestehenden Differenzen können auf mehrere Gründe zurückgeführt werden. Zum einen kann die Rekonstruktionsmethodik nicht präzise genug sein, zum anderen erfasst die Pegelauswahl nicht die gesamte Ostsee flächendeckend. Andererseits kann die Differenz zwischen VS-OS und RS-OS aber auch den Anteil der VLM zeigen, die durch das genutzte GIA Modell nicht präzise genug abgebildet werden sowie aufgrund von lokalen VLM noch bestehen. Auf den ersten Blick fällt auf, dass die Variabilität von RS-Global, über RS-NOA und RS-NS bis hin zu den beiden Ostsee Zeitreihen zunimmt. Dies zeigt, dass die These nach JENSEN und TÖPPE (1986), dass die Ostsee einen gedämpften Nordseepegel darstellt nicht für Signale auf höheren Zeitskalen sondern höchstens für Gezeitensignale hohe Frequenzen gültig ist. Dies ist maßgeblich mit der exponierten Lage der südwestlichen Ostsee gegenüber den in der Region dominanten Westwindlagen begründet, was auch das schon in FÜHRBÖTER und JENSEN (1985) dargestellte gleichsinnige Verhalten der Pegel Husum und Travemünde auf interannuellen Zeitskalen erklärt (Jahre mit hohem mittleren Tidewasser in Husum sind auch Jahre mit hohem mittleren Wasserstand in Travemünde).

Über das gesamte 20. Jahrhundert (1900 bis 2015) konnte für das Untersuchungsgebiet mithilfe der synthetischen Pegelzeitreihe VS-SWO ein linearer Trend von

$1,23 \pm 0,11$  mm/a ermittelt werden (s. a. Tabelle 2). 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 ( $1,5 \pm 0,1$  mm/a) (DANGENDORF et al. In Begutachtung). Letzteres ist vor allem auf die Ausrichtung der Küsten und die zeitgleiche Intensivierung der in der Region dominanten Westwindlagen zurückzuführen (DANGENDORF et al. 2014). Der lineare Trend der synthetischen Zeitreihe der gesamten Ostsee VS-OS liegt mit  $1,66 \pm 0,14$  mm/a hingegen genau mittig im Schätzbereich der GMSL Trendschätzer und an der oberen Grenze der 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).

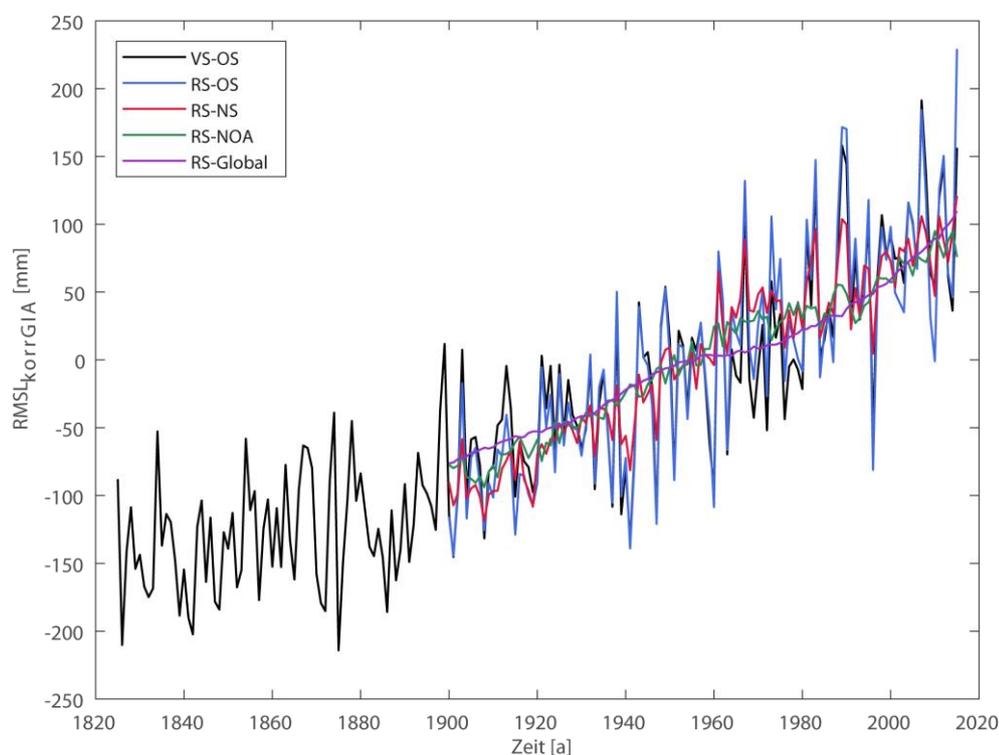


Abbildung 39: Vergleich der synthetischen Zeitreihe für die gesamte Ostsee VS-OS mit den Rekonstruktionen nach DANGENDORF et al. (In Begutachtung) für die Ostsee RS-OS, für die Nordsee RS-NS, für den Nordostatlantik RS-NOA und global RS-Global.

#### 4.4.2 Nicht-lineare Trendanalysen

Aufgrund der unterschiedlichen linearen Trends für verschiedene Zeiträume, soll zusätzlich das nicht-lineare Verhalten der Zeitreihen untersucht werden. Hierzu wurde die Singuläre System Analyse (*engl. Singular System Analysis/Singular Spectrum Analysis (SSA)*) (BROOMHEAD und KING 1986) angewendet. Die Einbettungsdimension (*engl. embedding dimension*)  $D$  für die SSA wurde mit der zu betrachtenden Fensterlänge gleichgesetzt. Die Wahl der Einbettungsdimension basiert auf einem Kompromiss zwischen extrahierter Informationsmenge (möglichst große Fensterlänge) und Grad der statistischen Sicherheit

dieser Information (möglichst kleine Fensterlänge) (GHIL et al. 2001). Nach GOLYANDINA et al. (2001) sollte zudem immer eine ganze Zahl als Einbettungsdimension gewählt werden. Für die Auswertungen wurden verschiedene Einbettungsdimensionen getestet und letztendlich  $D = 30$  festgelegt.

Im Folgenden werden die Ergebnisse der nicht-linearen Trendanalysen vorgestellt. Es wird in erster Linie überprüft, ob und welche Beschleunigungstendenzen (zu unterschiedlichen Zeiträumen) in den nichtlinearen Trendraten vorhanden sind. Abbildung 40 zeigt die Ergebnisse, die sich bei der Glättung (mittels SSA und MCAP) der beiden synthetischen Zeitreihen VS-SH und VS-MVP im Untersuchungsgebiet ergeben. Links sind die jeweiligen  $RMSL_{\text{korrigiert}}$  Jahreswertzeitreihen mit den zugehörigen Glättungsfunktionen dargestellt. Die auf der rechten Seite abgebildeten Zeitreihen repräsentieren die (jährlichen)  $RMSL_{\text{korrigiert}}$  Anstiegsraten, welche über die Differenzierung der jeweiligen Glättungsfunktionen bestimmt wurden. Für die beiden synthetischen Pegelzeitreihen kann aufgrund der stetig zunehmenden Trendraten eine kontinuierliche Beschleunigung festgestellt werden, die jedoch immer wieder durch Phasen erhöhter/niedrigerer Raten unterbrochen wird. Während die zuletzt beobachteten Anstiegsraten für die SH Küste im Bereich von 1,62 mm/a liegen, wurden für MV und Polen etwas höhere Anstiegsraten im Bereich von 1,82 mm/a ermittelt. Um ca. 1880 gab es für beide synthetische Zeitreihen schon mal eine erhöhte Anstiegsrate, die für VS-MVP jedoch deutlich kleiner ist, als in dem Zeitraum nach 1970. Die synthetische Zeitreihe VS-SH zeigt zu Beginn der Zeitreihe ab 1882 die höchsten Anstiegsraten bis zu 1,67 mm/a. Um nachzuweisen, dass es sich hierbei allerdings nur um einen Randeffekt aufgrund der verfügbaren Zeitreihenlänge handelt, wurde in eine Sensitivitätsstudie die synthetische Zeitreihe VS-MVP auf die Zeitreihenlänge der synthetischen Zeitreihe VS-SH gekürzt (s. a. Abbildung 40 Zeitreihe VS-MVP (kurz)). Es ist nun deutlich ersichtlich, dass die gekürzte Zeitreihe VS-MVP (kurz) zu Beginn der Zeitreihe höhere Trends und größere Unsicherheiten aufweist, als VS-MVP zu demselben Zeitpunkt.

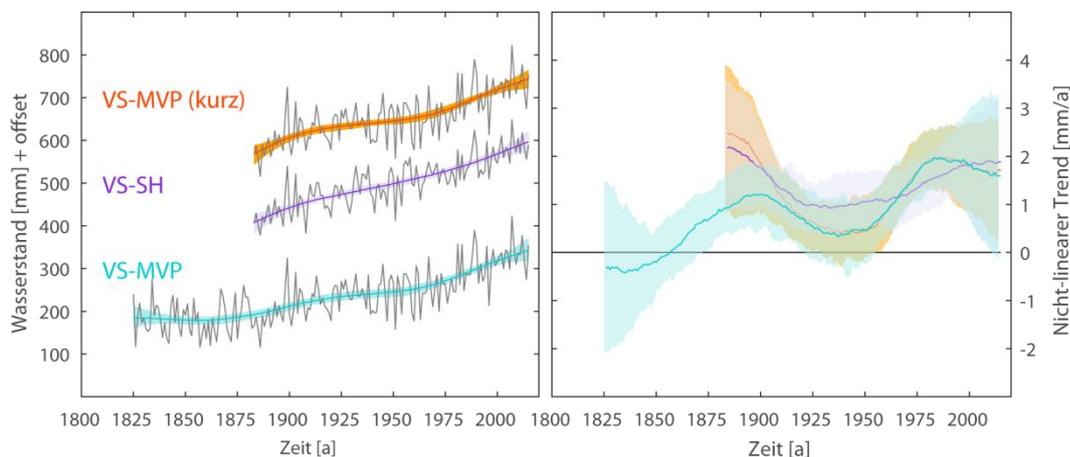


Abbildung 40: Nicht-lineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH, VS-MVP und VS-MVP (kurz) ermittelt über eine SSA mit einer „Embedding Dimension“ von 30. Die Trendunsicherheiten wurden über 100 Monte-Carlo Simulationen mit einem White-Noise Prozess generiert. Rechts sind die MSL Raten aus der SSA dargestellt.

VS-MVP zeigt um 1899 eine leicht erhöhte Anstiegsrate bis zu  $1,33 \pm 0,61$  mm/a. Zu Beginn der Zeitreihe VS-MVP zeigen sich ab 1811 sogar (nicht signifikante) negative Anstiegsraten von bis zu  $-0,44 \pm 1,18$  mm/a (Achtung Randeffekt!). VS-MVP weist bis etwa

1970 geringere und erst danach höhere Anstiegsraten als VS-SH auf. Der grundsätzliche Verlauf der Trendraten stimmt mit den im Projekt AMSeL für die Nordsee ermittelten Ergebnissen überein und bestätigt, dass ein Großteil des Meeresspiegelanstiegssignals in der südwestlichen Ostsee aus der Nordsee impliziert wird. Die SSA Methodik ist insbesondere von der Zeitreihenlänge sowie von Randwerten am Anfang und Ende der Zeitreihe anhängig. Das wird insbesondere deutlich, wenn die synthetische Zeitreihe VS-MVP auf die Zeitreihenlänge der synthetischen Zeitreihe VS-SH gekürzt wird (s. a. Abbildung 40 Zeitreihe VS-MVP (kurz)). Die Trendraten der Zeitreihe VS-MVP (kurz) zeigen insbesondere am Beginn der Zeitreihe einen deutlichen Unterschied zu den Trendraten VS-MVP. Die sehr hohen Trendraten des Pegels VS-SH um etwa 1880 sind somit nur Randeffekte und können durch die Sensitivitätsstudie (s. o.) erklärt werden. 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.

Auch die Untersuchungen zur nichtlinearen Trendentwicklung in den synthetischen MSL-Zeitreihen VS-SWO und VS-OS zeigen eine signifikante Beschleunigung der Trends mit den höchsten beobachteten Anstiegsraten über die vergangenen drei Dekaden (Abbildung 41). Der grundsätzliche Verlauf der Trendraten stimmt mit den im Projekt AMSeL für die Deutsche Bucht (JENSEN et al. 2011) ermittelten Ergebnissen sowie den Analysen der gesamten Nordsee (WAHL et al. 2011) gut überein. Die Trendraten für die gesamte Ostsee sind grundsätzlich etwas höher als für die südwestliche Ostsee. Auch der Vergleich mit den nichtlinearen Trendraten der rekonstruierten Zeitreihen RS-NS, RS-NOA und RS-Global nach DANGENDORF et al. (In Begutachtung) zeigt eine gute Übereinstimmung und eine in allen Trendraten erkennbare Beschleunigung über die letzten drei Dekaden, was wiederum darlegt, dass ein Großteil der Trendbeschleunigung in der Ostsee von außerhalb eingetragen wird. 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.

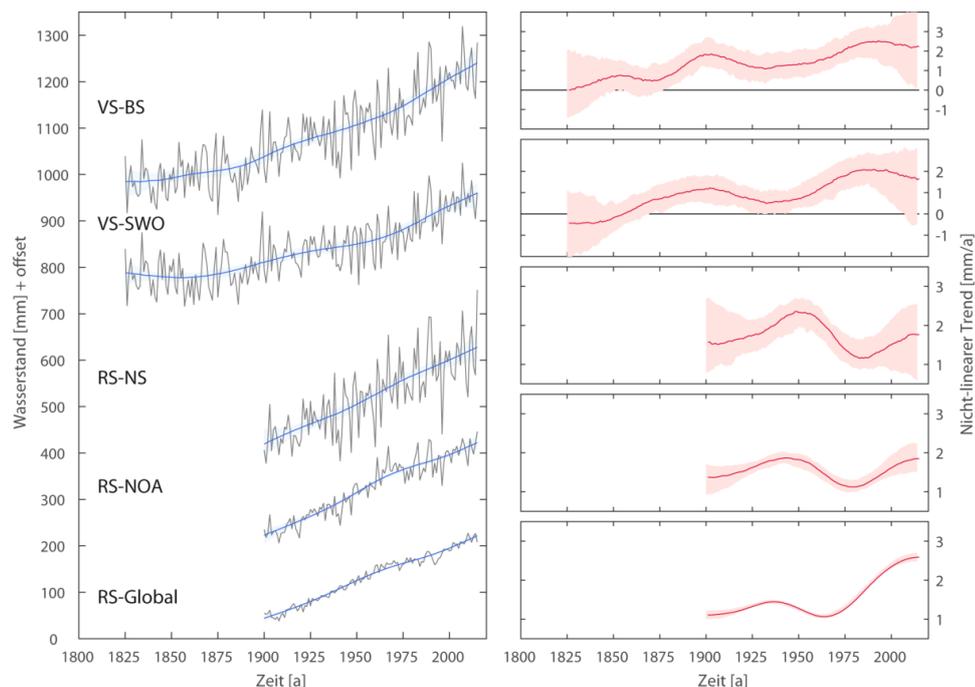


Abbildung 41: Nicht-lineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen RS-Global, RS-NOA, RS-NS, VS-SWO und VS-OS. Rechts sind die MSL Raten aus der SSA dargestellt.

## 4.5 Zukünftige MSL Projektionen auf Basis globaler Klimamodelle

Nach den Analysen zur vergangenen und gegenwärtigen Entwicklung des MSL in der südwestlichen Ostsee, bleibt die Frage nach der zukünftigen Entwicklung des MSL. Der globale Meeresspiegel (GMSL) erhöht sich aufgrund der globalen Erwärmung und der damit verbundenen thermischen Expansion (Sterik) sowie der Eisschmelze der Gletscher. Es wird erwartet, dass sich die Erhöhung des GMSL im 21. Jahrhundert beschleunigt (JEVREJEVA et al. 2010; GRINSTED et al. 2010; CHURCH et al. 2013; DANGENDORF et al. 2017). Durch die Eisschmelze des derzeit noch auf dem Land gebundenen Eises (Gletscher) wird es weltweit zu einer Massenumverteilung kommen (MITROVICA et al. 2001). Der Meeresspiegel erhöht sich daher nicht gleichmäßig, sondern in komplexen räumlichen Mustern (CHURCH et al. 2013). Küsteninfrastrukturen sind von einem steigenden regionalen Meeresspiegelanstieg direkt bedroht, daher sind zur Entwicklung lokaler Anpassungsstrategien zukünftige Projektionsszenarien notwendig.

Ein praktischer Ansatz den regionalen Meeresspiegelanstieg zu projizieren ist es die einzelnen Hauptkomponenten, die zum Anstieg des GMSL beitragen zu projizieren und den jeweiligen Beitrag auf die betrachtete Region zu gewichten und zu bemessen. Dennoch gibt es große Unsicherheiten in den GMSL Prognosen. Die bedeutendsten sind dynamische Veränderungen in den grönländischen und antarktischen Eisschilden (PELLIKKA et al. 2018). Die derzeitigen Modelle sind nicht in der Lage, zuverlässige Schätzungen über zukünftige Veränderungen der Eisschilddynamik zu liefern und die in den AR5-Szenarien des IPCC enthaltenen Schätzungen basieren weitgehend auf Extrapolationen des jüngsten Massenverlustes der Eisschilde (CHURCH et al. 2013).

In der Ostseeregion haben z. B. JOHANSSON et al. (2004), JOHANSSON et al. (2014) und PELLIKKA et al. (2018) für die finnische Ostseeküste und GRINSTED et al. (2015) für die gesamte Ostsee probabilistische Meeresspiegelprojektionen (mit unterschiedlichen Unsicherheitsperzentilen aufgrund von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen) entwickelt. Probabilistische Projektionen ermöglichen die Entwicklung von Anpassungsstrategien mit unterschiedlichen Risikotoleranzen. Dabei stellen die Projektionen nach PELLIKKA et al. (2018) eine Aktualisierung und Erweiterung der Arbeiten nach JOHANSSON et al. (2004) und JOHANSSON et al. (2014) dar. Aufgrund der Unsicherheiten der Schätzungen dynamischer Veränderungen in den grönländischen und antarktischen Eisschilden, haben PELLIKKA et al. (2018) Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für ein Ensemble aus 10 Vorhersagen des GMSL Anstiegs über das 21. Jahrhundert ermittelt und zu einer kombinierten Verteilungsfunktion zusammengefasst (Projizierter GMSL Anstieg für den Zeitraum 2000 bis 2100: 260 – 1550 mm (5 – 95 % Perzentil)). Der großskalige Meeresspiegelanstieg, der sich auf die finnische Ostseeküste auswirkt, wurde durch die Skalierung der Projektionen des GMSL ermittelt. Um die Wahrscheinlichkeitsverteilung der relativen Meeresspiegeländerungen im Zeitraum 2000 bis 2100 entlang der finnischen Küsten zu generieren, wurden die Wahrscheinlichkeitsverteilungen des großskalige Meeresspiegelanstiegs mit denen der vertikalen Landbewegungen und windinduzierten Änderungen des lokalen Meeresspiegels kombiniert. Beispielsweise für den Pegelstandort Kemi ergaben sich somit Meeresspiegeländerungen im Zeitraum 2000 bis 2100 von -690 mm (5 %), -260 mm (50 %) und 250 mm (95 %).

GRINSTED et al. (2015) haben in ihren Untersuchungen regionale Projektionen des Meeresspiegelanstiegs im 21. Jahrhundert für ganz Nordeuropa berechnet. Die Meeres-

spiegelprojektionen wurden unter Berücksichtigung des RCP8.5 (Representative Concentration Pathway) nach IPCC AR5 ermittelt (CHURCH et al. 2013). Dieses Szenario gilt als relevant für regionale Anpassungsplanungen. Unter RCP8.5 wird eine globale Erwärmung bis zum Jahr 2100 um  $+5^{\circ}\text{C}$  bezogen auf die Vorindustrielle Periode erwartet. Des Weiteren wurden als Eingangsdaten die IPCC AR5 prozessbasierten Projektionen des Meeresspiegelbudgets nach CHURCH et al. (2013) verwendet. Die Ergebnisse nach PELLIKKA et al. (2018) sind für das 50 % Unsicherheitsperzentil im Einklang mit den Ergebnissen nach GRINSTED et al. (2015). Aufgrund der Annahme eines höheren GMSL (450 - 1830 mm (5 - 95 % Perzentil)) sind die Projektionen nach GRINSTED et al. (2015) jedoch um 100-150 mm (50 % Perzentil) sowie für das größte Szenario 500 mm höher (99 % Perzentil). Der höhere GMSL ergibt sich in GRINSTED et al. (2015) aufgrund der Berücksichtigung der Unsicherheiten der dynamischen Veränderungen der Eisschilde nach BAMBER und ASPINALL (2013). Im Gegensatz zu KOPP et al. (2014), die ebenfalls die IPCC AR5 Projektionen mit den dynamischen Eisschildveränderungen nach BAMBER und ASPINALL (2013) kombinierten um GMSL Projektionen zu ermitteln, wurden die Beiträge der Eisschilde in GRINSTED et al. (2015) nicht reduziert, was zu einem höheren high-end Szenario führt. GRINSTED et al. (2015) haben in ihrem Ansatz die zukünftige Entwicklung der individuellen Hauptkomponenten des globalen Meeresspiegelbudgets (Sterik (T), Abschmelzen/Dynamik der Gletscher (GIC), Eismassenverlust von Grönland und dem Antarktischen Eisschild (GrIS und AIS) und Änderungen des gebundenen Wassers auf Land (LW)) projiziert und aufsummiert.

$$GMSL = GIC + GrIS + AIS + T + LW$$

Für den regionalen Meeresspiegel hat jede Komponente des GMSL ein unterschiedliches räumliches charakteristisches Muster („Fingerprint“). Die globale mittlere sterische Reaktion wurde mit der dynamischen Meeresspiegelreaktion (DSL) kombiniert. Die Massenumverlagerung hin zu Schelfmeeren induziert eine erhöhte gravitative Anziehung und eine erhöhte Massenkompente auf dem Schelf (SML). Der relative Meeresspiegelanstieg (RMSL) für jeden betrachteten Standort ( $x$ ) wurde aus den fünf Hauptanteilen zum GMSL (T, GIC, AIS, GrIS und LW), der dynamischen Ozeanreaktion (DSL), den dazugehörigen räumlichen Fingerprints ( $F_{SML}$ ,  $F_{GIC}$ ,  $F_{LW}$ ,  $F_{GrIS}$  und  $F_{AIS}$ ) und dem GIA zusammengefügt.

$$RMSL(x) = F_{GIC}(x)GIC + F_{GrIS}(x)GrIS + F_{AIS}(x)AIS + F_{SML}(x)(T + DSL(x)) \\ + F_{LW}(x)LW + GIA(x)$$

In der RMSL Projektion nach GRINSTED et al. (2015) wurde der inverse Barometereffekt, Frischwasserzuflüsse und weitere lokale Quellen für VLM nicht mitberücksichtigt, da erwartet wird, dass diese Faktoren nur einen geringen Einfluss auf den RMSL im 21. Jahrhundert haben werden. Beispielsweise wird der Beitrag des inversen Barometereffektes in Nordeuropa auf -10 bis 20 mm geschätzt (CHURCH et al. 2013). Die dominierende Unsicherheit in dem GMSL Budget ist der dynamische Beitrag des Antarktischen Eisschildes. Die Unsicherheiten in den RMSL Projektionen sind sogar noch größer als in den GMSL Projektionen, aufgrund der Unsicherheiten in den spezifischen Fingerabdrücken und der spezifischen Verteilung der Änderungen im DSL (engl. dynamic sea level) (GRINSTED 2015). Um eine Unsicherheitsverteilung des RMSL zu generieren, haben

GRINSTED et al. (2015) Monte-Carlo Simulationen der Einzelkomponenten durchgeführt. In Abbildung 42 sind die regionalen Meeresspiegelprojektionen für Nordeuropa für sechs unterschiedliche Unsicherheitsperzentile (5, 17, 50, 83, 95, und 99%) dargestellt.

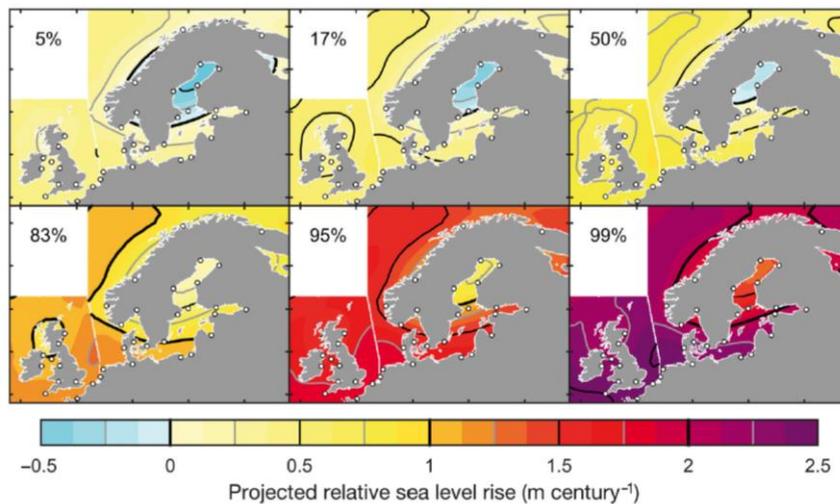


Abbildung 42: Regionale Meeresspiegelprojektionen für Nordeuropa für sechs unterschiedliche Unsicherheitsperzentile (GRINSTED et al. 2015).

Der projizierte regionale Meeresspiegelanstieg in der Ostsee für den Zeitraum 2090-2099 relativ zu 1990-1999 nach GRINSTED (2015) auf dem 50% Perzentil ist in Abbildung 43 dargestellt. Die MSL Projektionen nach GRINSTED (2015) zeigen für das Untersuchungsgebiet und ein mittleres Szenario einen Anstieg des RMSL um etwa 500 bis 600 mm im Zeitraum 2090 bis 2099. Aufgrund der vertikalen Landhebungen im Norden der Ostsee fallen die Änderungen des RMSL in der südlichen Ostsee am größten aus. Insbesondere im Bottnischen Meerbusen überlagern die Landhebungen immer noch den Meeresspiegelanstieg und führen zu einer negativen Änderung des RMSL. Werden nur die lokalen Meeresspiegeländerungen LMSL ohne den Einfluss des GIA betrachtet, so zeigt sich für das Untersuchungsgebiet ein Anstieg von etwa 550 bis 600 mm. Die maximalen Anstiegswerte sind nun in der südöstlichen Ostsee mit Werten  $> 600$  mm zu verzeichnen.

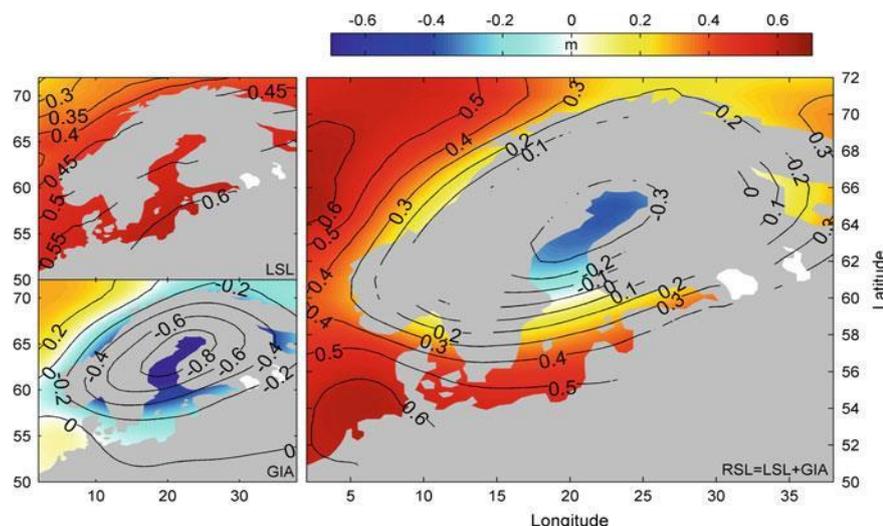


Abbildung 43: Rechts: Projektierter regionaler Meeresspiegelanstieg (RMSL) im Zeitraum 2090–2099 relativ zu 1990–1999 unter dem SRES A1B Szenario. Links: Lokaler Meeresspiegelanstieg (LSL) und GIA. (GRINSTED 2015).

## 4.6 Auswirkung eines erhöhten mittleren Meeresspiegels auf Sturmhochwasserstände

Im vorangegangenen Abschnitt zeigen die Meeresspiegelprojektionen nach GRINSTED et al. (2015) für das Untersuchungsgebiet einen Anstieg des RMSL. Durch eine zukünftige Erhöhung des RMSL wird sich die Häufigkeit und Intensität der Sturmhochwasser signifikant erhöhen (WAHL et al. 2018). Unklar ist hierbei allerdings, ob die Intensivierung und das häufigere Auftreten der Ereignisse linear zum RMSL verlaufen wird oder ob durch die veränderten Wassertiefen nichtlineare Prozesse in Gang gesetzt werden, die Extremereignisse schneller oder langsamer ansteigen lassen als den RMSL. Mögliche nichtlineare Prozesse sind beispielsweise die Verformung der einlaufenden Tidewelle und die geringere Wirkung der atmosphärischen Komponente auf den Wasserstand aufgrund eines größeren RMSL. Diese Effekte und ihre Auswirkungen auf die deutsche Bucht in der Nordsee sind in JENSEN und ARNS (2014) beschrieben. Für die Ostsee hingegen, in der auch weitere Effekte eine Rolle spielen, ist die Auswirkung der in JENSEN und ARNS (2014) beschriebenen nichtlinearen Effekte etwas unterschiedlich. Eine Verformung der einlaufenden Tidewelle durch abnehmende Reibungseffekte und somit eine höhere Tide wirkt sich in der südwestlichen Ostsee, in der der Anteil der Gezeiten am Gesamtwasserstand nur sehr gering ist, auch nur gering aus. Da insbesondere der Windeffekt eine große Rolle für die Wasserstandsvariabilität und somit auch für die Extremwasserstände in der südwestlichen Ostsee spielt, ist eher durch die veränderte Wirkung des Windes auf einen höheren RMSL ein nichtlinearer Effekt auf den Extremwasserstand zu erwarten. Durch den höheren RMSL kann der Windeffekt abgeschwächt werden, wodurch es zu einem niedrigeren Extremwasserstand kommen könnte.

Um genauer zu untersuchen, wie sich ein erhöhter RMSL auf Sturmhochwasserstände in der südwestlichen Ostsee auswirkt, wurde daher eine Sensitivitätsstudie mit dem 3D numerischen Modell des IOW durchgeführt, indem die Sturmflut von 2006 simuliert wurde. Um den tatsächlichen Wasserstand der Sturmflut an den für diesen Zeitpunkt vorliegenden Pegelstandorten möglichst gut mit dem numerischen Modell abzubilden, wurden die Ergebnisse von fünf unterschiedlichen meteorologischen Ensembles als Eingangsbedingung in das Modell eingesteuert und miteinander verglichen. Als die am besten passenden meteorologischen Randbedingungen erwiesen sich die Daten des DWD. Für die Sensitivitätsstudie wurde das Untersuchungsgebiet im Modell nochmals besser abgebildet mit einer größeren räumlichen Auflösung von 200 m (Nesting). Abbildung 44 rechts zeigt die durchweg sehr hohen Korrelationskoeffizienten zwischen  $r = 0,81$  und  $r = 0,98$  an 42 Pegelstandorten. Abbildung 44 links zeigt, wie gut das Sturmhochwasser 2006 am Pegel Warnemünde simuliert werden konnte im Vergleich zu den aufgezeichneten Daten. Der Verlauf der Sturmflut ist insgesamt sehr gut getroffen, allerdings werden die aufgezeichneten Wasserstände systematisch geringfügig unterschätzt ( $\sim 200$  mm). Dies kann einerseits in der immer noch groben zeitlichen und räumlichen Auflösung des atmosphärischen Antriebs oder topografischen Ungenauigkeiten im Modell begründet sein. Da es in dieser Sensitivitätsstudie jedoch nicht um die exakte Höhe, sondern einen A/B Vergleich mit und ohne zukünftigen RMSL Anstieg geht, ist das Modell dennoch für diese Zwecke sehr gut geeignet.

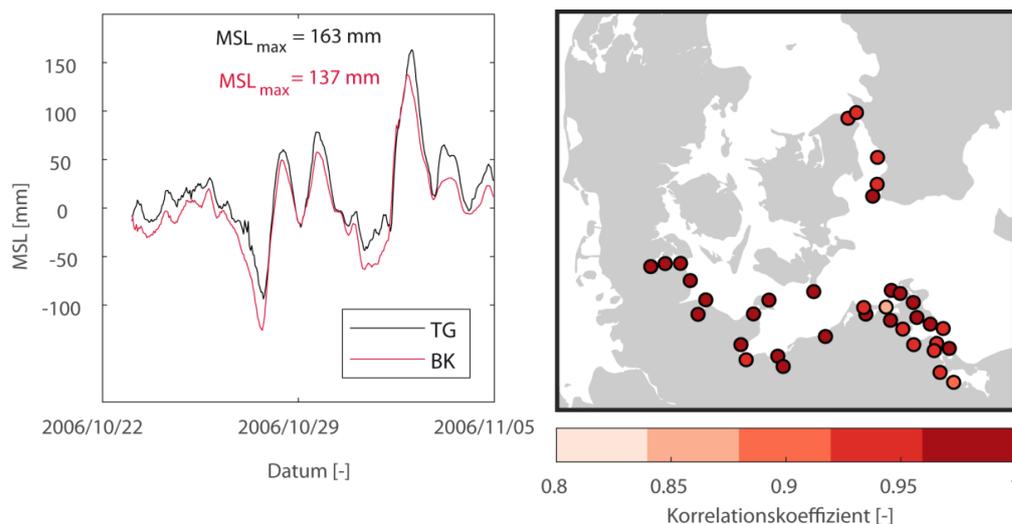


Abbildung 44: Links: Vergleich der Wasserstände aus den aufgezeichneten stündlichen Pegeldaten (TG) sowie aus dem baroklinen Modelllauf (BK) am Pegel Warnemünde mit Kennzeichnung des maximalen Wasserstands. Rechts: Korrelationskoeffizienten zwischen Pegelzeitreihen und Zeitreihen aus dem baroklinen Modelllauf für den Zeitraum 23.10.2006 bis 04.11.2006.

Zusätzlich zum Ausgangszustand des Sturmhochwassers 2006 wurden sechs unterschiedliche Szenarien zur Entwicklung des RMSL als Anfangsbedingung in das Modell eingebracht und das Sturmhochwasser von 2006 erneut modelliert. Als erhöhter RMSL wurden RMSL Projektionen mit sechs unterschiedlichen Unsicherheitsperzentilen (5, 17, 50, 83, 95 und 99 %) nach GRINSTED et al. (2015) genutzt (s. a. Abschnitt 4.5). Die Projektionen wurden unter dem RCP8.5 Szenario durchgeführt. Dabei wurden die in Tabelle 4 dargestellten Werte als Einlauftrandbedingung zwischen Skagen und Smögen in das Modell eingesteuert. Um diese Werte zu ermitteln, wurden die gegebenen Daten nach GRINSTED et al. (2015) zwischen den Standorten Skagen und Smögen interpoliert, um die Werte als Randbedingung (vergrößerte Wassertiefe) einzusteuern.

Tabelle 4: RMSL Projektionen für das 21. Jahrhundert für die Einlauftrandbedingung zwischen Skagen und Smögen (RCP8.5) für sechs Unsicherheitsperzentile nach GRINSTED et al. (2015).

| <b>RMSL Projektionen zwischen Skagen und Smögen in [mm]</b> |             |             |             |             |             |
|---|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| <b>5 %</b>  | <b>17 %</b> | <b>50 %</b> | <b>83 %</b> | <b>95 %</b> | <b>99 %</b> |
| 290   | 440         | 680         | 1050        | 1620        | 2270        |

In Abbildung 45 sind die Ergebnisse der Modellsimulationen als Differenzen der maximalen Wasserstände des projizierten Zustands (ohne MSL-Anstieg) und des 0-Zustands dargestellt. Die maximalen Wasserstände wurden um die MSL Anstiegsraten bereinigt, um Unterschiede in den Differenzen zwischen den einzelnen MSL Projektionen deutlich zu machen. Bei einem Anstieg des MSL könnten auf dem sehr flachen Gebiete der Bodden derzeit trockene Flächen überflutet werden und sich andere hydrodynamische Prozesse entwickeln, die in dem 3D Modell nicht berücksichtigt werden konnten. Daher sind die in Abbildung 45 dargestellten Ergebnisse im Bereich der Boddenküste als unrealistisch zu erachten und werden nicht weiter diskutiert. Allerdings werden zukünftige Klimaänderungen voraussichtlich einen größeren Effekt auf flache Küstenbereiche, wie die Boddenküste haben, da z. B. ein Anstieg der Wassertemperatur auch den Grad der Eutrophierung bestimmt und ein Anstieg des MSL die Küstenerosion intensiviert (DAILI-

DIENÉ et al. 2011). Daher läge ein weiterer Forschungsbedarf in einer Detailstudie zu den Auswirkungen eines erhöhten RMSL auf die Boddenküste. Die Pegelstandorte der SH und der südlichen schwedischen Küste weisen geringe Erhöhungen der Maximalwerte um maximal 37,5 mm bei einem MSL Anstieg um 2270 mm in Hornbaek auf. Zudem weisen auch mehrere Pegelstandorte gerade an der SH Küste einen minimal geringeren Maximalwert auf. Zusammenfassend lassen sich jedoch keine signifikanten Differenzen zwischen den einzelnen Läufen feststellen.

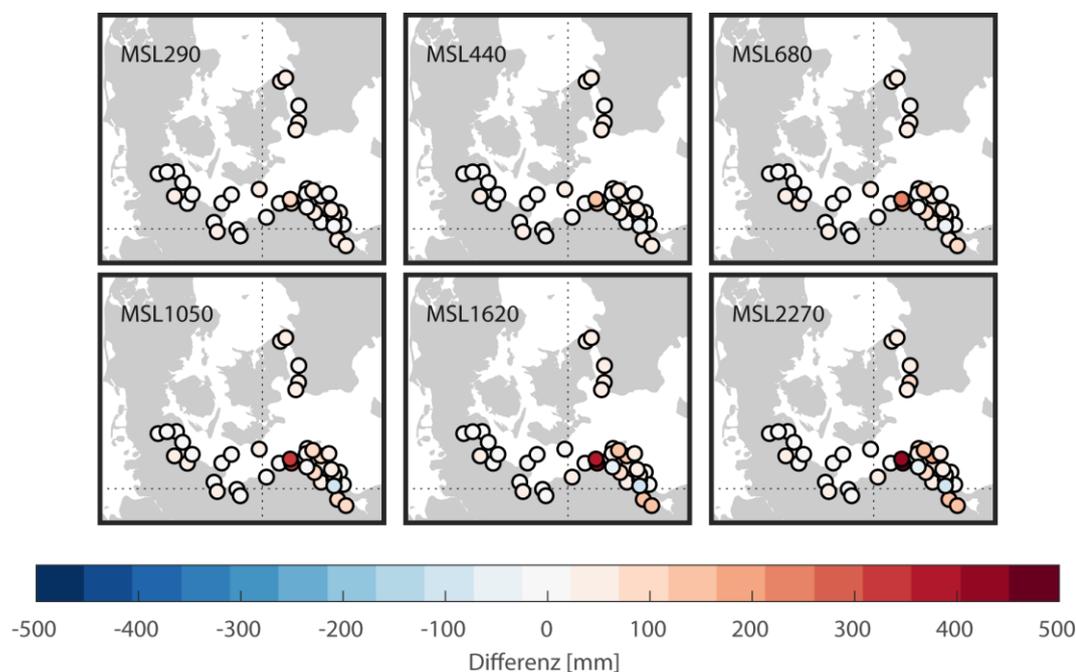


Abbildung 45: Differenzen der maximalen Wasserstände im Zeitraum 23.10.2006 bis 04.11.2006 zwischen dem projizierten Zustand (MSL29 bis MSL227) und dem MSL0 Zustand.

In Abbildung 46 sind die Wasserstandsverläufe am Pegel Warnemünde ohne und mit projizierter MSL Anstiegsrate dargestellt. Um hier die Differenzen sichtbar zu machen, wurden zusätzlich zu den tatsächlich auftretenden Wasserständen (mit projizierter MSL Anstiegsrate) die MSL Anstiegsraten von den Wasserständen abgezogen und vergleichend gegenübergestellt. Die im Verhältnis zum Meeresspiegelanstieg nur sehr kleinen zusätzlichen Erhöhungen des Wasserstandes im Falle eines Sturmhochwassers deuten darauf hin, dass keine bzw. nur sehr geringe nichtlineare Effekte im Falle eines Sturmhochwassers zu erwarten sind. Die Variabilitätsstruktur am Pegel Warnemünde verändert sich kaum und auch die Maximalwerte ohne Anstiegsrate ändern sich fast nicht.

Im Ergebnis wird zusammengefasst, dass MSL Variationen keine bzw. nur vernachlässigbar kleine nichtlineare Effekte auf die Höhe von extremen Hochwasserereignissen haben. Allerdings sei hier hinzuzufügen, dass dieses Ergebnis nur für das Sturmhochwasser 2006 gilt. Um diese Aussage weiter zu verifizieren und zu verallgemeinern, müssten mehrere Sturmhochwasser, sowie auch zukünftige prognostizierte Ereignisse simuliert werden. Insbesondere für historische Sturmhochwasser waren innerhalb dieser Studie allerdings keine hochaufgelösten Winddaten verfügbar, weshalb im Projekt AM-SeL\_Ostsee nur das Ereignis 2006 betrachtet wurde.

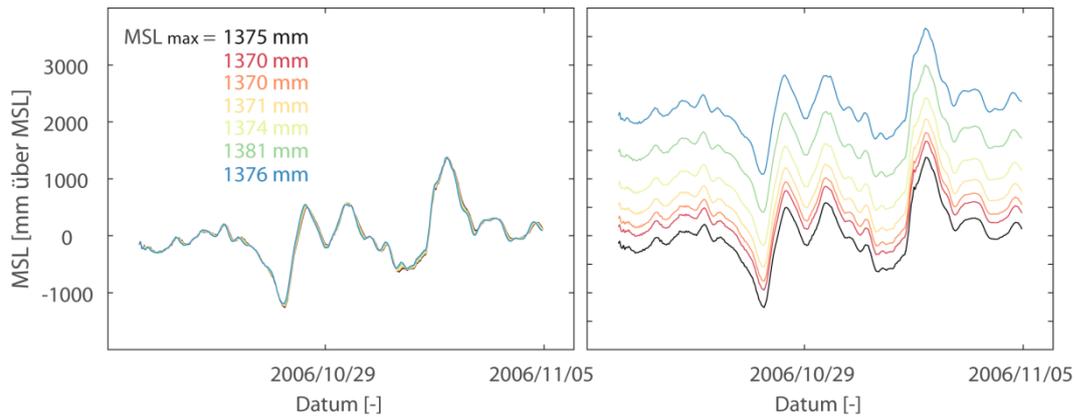


Abbildung 46: Wasserstandsverläufe (oben: ohne projizierte MSL Anstiegsrate; unten: mit projizierter MSL Anstiegsrate) im Zeitraum 23.10.2006 bis 04.11.2006 für die projizierten Zustände (MSL29 bis MSL227) und den MSL0 Zustand für den Pegelstandort Warnemünde mit Angabe des jeweiligen Maximalwertes.

#### 4.7 Einfluss prognostizierter meteorologischer Veränderungen auf Extremwasserstände

In Abschnitt 4.6 wurde betrachtet, wie sich ein erhöhter RMSL auf Extremwasserstände im Untersuchungsgebiet auswirkt. Doch nicht nur der RMSL wird sich zukünftig ändern, sondern auch prognostizierte meteorologische Veränderungen können einen Einfluss auf Extremwasserstände nehmen. Verschiedene nationale und internationale Initiativen haben Analysen möglicher zukünftiger Klimaveränderungen in der Ostsee unternommen. Im BACC II Report findet sich in Kapitel 11 eine ausführliche Zusammenfassung der existierenden Literatur zu Klimaänderungsszenarien mit einem Fokus auf Nordeuropa und speziell die Ostseeregion (CHRISTENSEN et al. 2015). Hier wurden die wichtigsten Ergebnisse zusammengefasst.

Klimamodelle projizieren eine signifikante Erwärmung über der Ostsee, mit einer besonders starken Erwärmung innerhalb der Wintermonate. Die Erwärmung der Lufttemperatur über der Ostsee wird für den Zeitraum 2071–2100 relativ zum Zeitraum 1961–1990 im Sommer etwas geringer ausfallen, als im Winter. Eine wärmere Atmosphäre kann mehr Wasser speichern, wodurch eine Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs hervorgerufen wird. Für Nordeuropa wird somit ein erhöhter Niederschlag im Winter und im Sommer und für Südeuropa ein niedrigerer Niederschlag vorhergesagt. Zwischen Nord- und Südeuropa liegt eine (je nach betrachteter Jahreszeit) 500 - 1000 km große Zone in der nur sehr kleine Änderungen des Niederschlages prognostiziert werden. Als Konsequenz daraus wird für die Wintersaison über dem gesamten Einzugsgebiet der Ostsee ein erhöhter Niederschlag und für die Sommersaison nur für die nördliche Hälfte projiziert. In der südlichen Ostsee ist die projizierte Niederschlagsänderung im Sommer nur sehr klein (CHRISTENSEN et al. 2015). Dennoch gibt es Anzeichen für eine verlängerte Dauer der Niederschlagsperioden und ein erhöhtes Risiko für Starkniederschlagsereignisse im Gebiet der gesamten Ostsee (RUTGERSSON et al. 2015). Ein erhöhter Niederschlag könnte sich insbesondere lokal auf Extremwasserstände auswirken und beispielsweise an Flussmündungen in die Ostsee zu einem erhöhten kombinierten Wasserstand führen. Zusätzlich würde ein erhöhter Frischwassereintrag aus Niederschlag zu einer

Dichteänderung in der Ostsee und dieser Gradient wiederum zu vermehrten Salzwassereinträgen aus der Nordsee führen.

Änderungen des Windklimas sind auf kurzen Zeitskalen für Extremereignisse und auch für saisonale mittlere Bedingungen mit größeren Unsicherheiten behaftet als die des Niederschlagsklimas (CHRISTENSEN et al. 2015). Zukünftige Änderungen der mittleren jährlichen Windgeschwindigkeiten sind abhängig von Änderungen in der großskaligen atmosphärischen Zirkulation. Die Projektionen hierzu variieren sehr stark und es ist nicht möglich eine generelle Zunahme oder Abnahme der mittleren jährlichen Windgeschwindigkeiten in der Zukunft abzuschätzen. Alle Modellprojektionen zeigen jedoch, dass sich die Windgeschwindigkeiten an Orten erhöhen, die derzeit eisbedeckt sind und in einem zukünftigen Klima eisfrei sein werden. Im Golf von Finnland wird durch die Kombination eines erhöhten Meeresspiegels und einer verkürzten Eissaison eine signifikante Erhöhung der Frequenz von vormals seltenen Extremereignissen erwartet (RÄÄMET und SOOMERE 2011). Für die Änderungen extremer Wasserstände sind projizierte Änderungen in extremen Windgeschwindigkeiten von besonderem Interesse. Änderungen des Windregimes in der Ostsee wurden z. B. durch PRYOR und BARTHELMIE (2003) für die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts detektiert, die dabei die größten positiven Trends der mittleren jährlichen Windgeschwindigkeiten und der Extrema der Windgeschwindigkeiten in der südwestlichen Ostsee festgestellt haben. Hierbei ist jedoch unklar, ob die Trends Teil der natürlichen Klimaschwankungen oder in Verbindung mit Änderungen der großskaligen atmosphärischen Zirkulation stehen und ob diese Trends anhalten und in die Zukunft übertragen werden können (PRYOR und BARTHELMIE 2003). Basierend auf den National Center for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) Reanalyse Daten (KALNAY et al. 1996) detektierten WEISSE et al. (2005) eine Erhöhung der mittleren Windgeschwindigkeiten seit den 1960igern und 1970igern begleitet von einer relativen Erhöhung der Frequenz von Stürmen über der südlichen Nordsee und Ostsee (~1-2% pro Jahr) für den Zeitraum 1958-2001. In jährlichen Windstatistiken seit dem 19. Jahrhundert konnte jedoch bisher kein Langzeittrend entdeckt werden. Nach Norden verlagerte Sturmzugbahnen und erhöhte Zyklonaktivität wurden in den letzten Dekaden beobachtet (RUTGERSSON et al. 2015). Nach GRÄWE und BURCHARD (2012) besitzt der Anstieg des MSL ein größeres Potential Sturmhochwasser zu erhöhen, als erhöhte Windgeschwindigkeiten. Der relative Anteil veränderter Windgeschwindigkeiten auf Wasserstandsextrema wird für Pegelstandorte in der östlichen Ostsee größer sein, als für Stationen der westlichen Ostsee (MEIER 2006). Klimamodelle zeigen eine erhebliche interne Variabilität im Windklima über Nordeuropa und nur geringfügige Langzeittrends. Einige Modelle projizieren eine polwärtige Verschiebung der Stormtracks über dem Nordatlantik, die mit einer Intensivierung der Westwinde über Nord- und Ostsee einhergeht. Aus diesem Grund sind gegenüber Westwinden exponierte Küstenabschnitte, wie die östliche Ostsee, besonders anfällig. SUURSAAR et al. (2006) fanden heraus, dass über den Zeitraum 1924-2003 der RMSL an der Küste Estlands aufgrund von Änderungen des Windregimes um bis zu 60 mm gestiegen ist. Zudem ermittelten sie für ein zukünftiges Szenario, in dem die Intensität von Westwinden weiter zunimmt, einen Anstieg von 90-110 mm in den Wintermonaten.

## 5 Fazit und weiterer Forschungsbedarf

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 einen möglichst langen Zeitraum auf Basis hochaufgelöster Pegeldata zu analysieren und mit altimetrischen Auswertungen sowie Ergebnissen numerischer Modellläufe zu verknüpfen und zu vergleichen. Mithilfe des Projektes AMSeL\_Ostsee A konnten 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 qualitativ hochwertiger MSL-Zeitreihen auf der Basis der im Teilprojekt AMSeL\_Ostsee B zusammengetragenen Pegelzeitreihen. Dabei konnten Unterschiede in den neu ermittelten Zeitreihen aus hochaufgelösten Daten und schon vorhandenen frei verfügbaren MSL-Zeitreihen (z. B. PSMSL) festgestellt werden. Diese Unterschiede beruhen vor allem auf der Nutzung von Originaldaten mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen für die Berechnung von Monatsmitteln. 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 Monatszeitreihen führen können. Mithilfe einer neu berechneten Gezeitenkorrektur konnten Einzelterminwertzeitreihen dennoch nutzbar gemacht und MSL Monatszeitreihen berechnet werden. Insgesamt wurden in der südwestlichen Ostsee an 72 Pegelstandorten MSL Monatszeitreihen generiert. Davon haben 49 Zeitreihen eine jeweilige Gesamtlänge von mehr als 19 Jahren und konnten somit für die Analyse von Langzeitänderungen verwendet werden.

- **Quantifizierung und Einordnung langzeitlicher Trends und Variabilitäten 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 Standardabweichungen in der südwestlichen Ostsee detektiert werden, der sich bis auf das Nordeuropäische Schelf fortsetzt. 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, was wiederum vermuten lässt, dass der Antrieb hierfür extern generiert ist. Mithilfe der 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 wird und dann als Massensignal in der Ostsee sichtbar wird.

Aus den Analysen der MSL Monatszeitreihen in der südwestlichen Ostsee konnte über den Zeitraum 1900 bis 2015 ein langfristiger Meeresspiegelanstieg des  $RMSL_{\text{korrGIA}}$  von  $1,23 \pm 0,11$  mm/a beobachtet werden, der aufgrund der Wirkung lokaler Effekte im unteren Bereich der Trendschätzer für den GMSL über das 20. Jahrhun-

dert 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 sowohl geringfügig kleinere als auch größere Trendwerte des  $\text{RMSL}_{\text{korrigGIA}}$  gegenüber dem RMSL. 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) unterbrochen wird.

- **Ermittlung der wesentlichen Einflüsse auf die beobachteten relativen Wasserstandsänderungen (inkl. Quantifizierung des Einflusses vertikaler Landbewegungen aufgrund von GIA)**

Mithilfe der numerischen Modellläufe des 3D Modells des IOW konnten die Anteile der Einzelkomponenten Wind, Luftdruck und Dynamik auf den Trend sowie die Meeresspiegelvariabilität ermittelt werden. Wind, Luftdruck und Dynamik wirkten im Zeitraum 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 Trendwert in der südwestlichen Ostsee erklärt. Spektralanalysen der Einzelanteile zeigten zudem, dass Dynamik und Wind-/Luftdruckeffekte den Meeresspiegel im Untersuchungsgebiet auf interannuellen bis mehrdekadischen Zeitskalen dominieren. Mit den Luftdruck-, Wind- und Dynamikkomponenten konnten etwa 40 bis 60 % der Variabilität im Untersuchungsgebiet erklärt werden. Mithilfe der Satellitenaltimeterdaten über dem gesamten Nordatlantik konnte durch Korrelationsanalysen der um die atmosphärischen Einflüsse korrigierten mittleren dekadischen Zeitreihe für die gesamte Ostsee mit den dekadischen Satellitenaltimetrie-Zeitreihen (um SC korrigiert) gezeigt werden, dass das auf dekadischen Zeitskalen dominierende Dynamiksignal im Nordostatlantik entlang des Kontinentalhangs generiert und von dort aus in die Ostsee eingetragen wird. Ein weiterer Forschungsbedarf liegt hier in vertieften Untersuchungen insbesondere mithilfe weiterer Datensätze zu Sterik, Wind und Luftdruck im Nordatlantik. Des Weiteren konnte durch den Vergleich der synthetischen Zeitreihe für die Ostsee mit rekonstruierten Zeitreihen für die Nordsee und des Nordostatlantiks gezeigt werden, dass die Variabilität vom Nordatlantik hin zur Ostsee stetig zunimmt. Die deutsche Ostseeküste liegt allerdings in einer (insbesondere gegenüber Westwinden) sehr geschützten Lage, weshalb hier die Standardabweichungen des jährlichen RMSL Zeitreihen kleiner sind, als im Skagerrak und Kattegat.

Zusätzlich wurden anhand einer Sensitivitätsstudie mithilfe eines 3D numerischen Modells sowie einer Literaturstudie zum Stand der Wissenschaft folgende Fragen bezogen auf das Untersuchungsgebiet beantwortet:

- **Wie wird sich der Meeresspiegel voraussichtlich zukünftig entwickeln (Meeresspiegelprojektionen)?**

Ein praktischer Ansatz den regionalen Meeresspiegelanstieg zu projizieren ist es die einzelnen Hauptkomponenten, die zum Anstieg des GMSL beitragen zu projizieren und den jeweiligen Beitrag auf die betrachtete Region zu gewichten und zu bemessen. Dennoch gibt es große Unsicherheiten in den GMSL Prognosen. Die bedeutendsten sind dynamische Veränderungen in den grönländischen und antarktischen

Eisschilden (PELLIKKA et al. 2018). Die MSL Projektionen nach GRINSTED (2015) zeigen für die südwestliche Ostsee und ein mittleres Szenario einen Anstieg des RMSL um etwa 500 bis 600 mm für das 21. Jahrhundert.

- **Wie wirkt sich ein erhöhter mittlerer Meeresspiegel auf Sturmhochwasserstände aus?**

Aus den Untersuchungen zu den Auswirkungen eines erhöhten MSL auf Sturmhochwasser geht hervor, dass entlang der Außenküste keine bzw. nur sehr kleine nicht-lineare Effekte zu erwarten sind. Die Ergebnisse im Projekt AMSeL\_Ostsee beruhen allerdings nur auf der Simulation eines einzigen Sturmhochwassers von 2006. Um die Ergebnisse weiter zu verifizieren und zu verallgemeinern, müssten mehrere Sturmhochwasser, sowie auch zukünftige prognostizierte Ereignisse simuliert werden. Insbesondere für historische Sturmhochwasser fehlen allerdings bisher hochaufgelösten Winddaten. Hier besteht weiterer Forschungsbedarf, um hochwertige meteorologische Reanalyseprodukte für vergangene Sturmhochwasser in der Ostsee zu generieren.

- **Welchen Einfluss werden prognostizierte meteorologische Veränderungen auf Extremwasserstände haben?**

Für Nordeuropa wird ein erhöhter Niederschlag im Winter und im Sommer vorhergesagt. Als Konsequenz daraus wird für die Wintersaison über dem gesamten Einzugsgebiet der Ostsee ein erhöhter Niederschlag und für die Sommersaison nur für die nördliche Hälfte projiziert. In der südlichen Ostsee ist die projizierte Niederschlagsänderung im Sommer nur sehr klein (CHRISTENSEN et al. 2015). Dennoch gibt es Anzeichen für eine verlängerte Dauer der Niederschlagsperioden und ein erhöhtes Risiko für Starkniederschlagsereignisse im Gebiet der gesamten Ostsee (RUTGERSSON et al. 2015). Projektionen über zukünftige Änderungen der mittleren jährlichen Windgeschwindigkeiten variieren sehr stark und es ist nicht möglich eine generelle Zunahme oder Abnahme der mittleren jährlichen Windgeschwindigkeiten in der Zukunft abzuschätzen. Nach GRÄWE und BURCHARD (2012) besitzt der Anstieg des MSL ein größeres Potential Sturmhochwasser zu erhöhen, als erhöhte Windgeschwindigkeiten. Der relative Anteil veränderter Windgeschwindigkeiten auf Wasserstandsextrema wird für Pegelstandorte in der östlichen Ostsee größer sein, als für Stationen der westlichen Ostsee, aufgrund der exponierten Lage gegenüber den intensivierten Westwinde über Nord- und Ostsee (MEIER 2006).

Während der Bearbeitung haben sich zudem weitergehende Fragen ergeben, die einen zusätzlichen Forschungsbedarf aufzeigen. Es hat sich gezeigt, dass einerseits durch die Anwendung der Gezeitenkorrektur Pegelaufzeichnungen mit weniger als vier äquidistanten Werten pro Tag nutzbar gemacht werden können. Andererseits wird allerdings auch durch die Anwendung der Gezeitenkorrektur an diese Zeitreihen nicht dieselbe Qualität bei den MSL Monatszeitreihen erreicht, wie es auf Basis hochaufgelöster Daten der Fall ist. Hier könnten weitere Optimierungsansätze geprüft werden. Zudem könnten auch einige Zeiträume durch die Nachdigitalisierung von historischen Pegelzeitreihen mit hochaufgelösten Daten gefüllt werden. Dies zeigt wieder die Wichtigkeit und Notwendigkeit der Datenarchäologie und der Digitalisierung historischer Pegeldata. Zudem lag in diesem Forschungsprojekt zwar der Fokus auf der südlichen und südwestlichen Ostsee, dennoch ist die Ostsee ein halbgeschlossenes System, und Effekte, wie z. B. Beckenschwingungen (Seiches) können zwar in einem anderen Teil der Ostsee entstehen, wirken

sich aber wiederum auch auf das Untersuchungsgebiet aus oder überlagern sich mit dortigen Schwingungen. Diese Phänomene sind noch nicht gänzlich verstanden und können jedoch nur mittels einer ganzheitlichen Betrachtung des Gesamtsystems Ostsee untersucht werden. Ein weiterer Aspekt, der in diesem Forschungsprojekt nur angedacht werden konnte, ist die zeitliche Variabilität des saisonalen Zyklus. Es konnte zwar kein linearer Trend über den Gesamtzeitraum, aber eine hohe zeitliche Variabilität detektiert werden. Offen ist jedoch noch, welchen Einfluss unterschiedliche Einzelkomponenten auf die zeitliche Variabilität des saisonalen Zyklus haben und wie sich diese möglicherweise zukünftig entwickeln. In künftigen Untersuchungen sollten auch weiter die Satellitendaten verwendet werden. Je länger die Zeitreihen der Satellitenaltimetrie zur Verfügung stehen desto zuverlässiger und aussagekräftiger werden auch die anhand dieser Daten getätigten Analysen. Gerade auf dem Gebiet der Küstenaltimetrie gibt es noch Forschungsbedarf, um küstennahe Satellitenaltimetrie Messungen mit Pegelmessungen vergleichbar zu machen. Hierdurch kann die langfristige Entwicklung des MSL im Küstenbereich im Vergleich zum offenen Ozean (innerhalb der Ostsee) weiter untersucht werden. Auch auf dem Gebiet der GIA Modellierung und der Abschätzung lokaler vertikaler Landbewegungen, die sich als großer Unsicherheitsfaktor in der Trendbestimmung erwiesen, konnte ein erheblicher Forschungsbedarf für das Untersuchungsgebiet identifiziert werden.

## 6 Danksagung

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

Siegen, Januar 2019



(Dipl.-Ing. Jessica Kelln)



(Dr.-Ing. Sönke Dangendorf)



(Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen)



## 7 Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, F.; WAHL, T.; JENSEN, J. und WEISSE, R.: Regional mean Sea Level Changes in the German Bight in the 20th Century. In: AGU Fall Meeting Abstracts, 2011.
- ANDERSSON, H. C.: Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. In: *Tellus A*, Jg. 54, 1, 76-88. doi: 10.1034/j.1600-0870.2002.00288.x, 2002.
- ARGUS, D. F.; PELTIER, W. R.; DRUMMOND, R. und 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*, Jg. 198, 1, 537-563. doi: 10.1093/gji/ggu140, 2014.
- AVISO: Satellite Altimeter Data. [www.avisio.altimetry.fr](http://www.avisio.altimetry.fr).
- BAMBER, J. L. und ASPINALL, W. P.: An expert judgement assessment of future sea level rise from the ice sheets. In: *Nature Climate Change*, Jg. 3, 4, 424. doi: 10.1038/nclimate1778, 2013.
- BARBOSA, S. M. und DONNER, R. V.: Long-term changes in the seasonality of Baltic sea level. In: *Tellus A*, Jg. 68, 0, doi: 10.3402/tellusa.v68.30540, 2016.
- BONADUCE, A.; PINARDI, N.; ODDO, P.; SPADA, G. und LARNICOL, G.: Sea-level variability in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauges. In: *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-016-3001-2, 2016.
- BROOMHEAD, D. S. und KING, G. P.: Extracting qualitative dynamics from experimental data. In: *Physica D: Nonlinear Phenomena*, Jg. 20, 2-3, 217-236. doi: 10.1016/0167-2789(86)90031-X, 1986.
- CAZENAVE, A.; MEYSSIGNAC, B.; ABLAIN, M.; BALMASEDA, M.; BAMBER, J. L.; BARLETTA, V.; BECKLEY, B.; BENVENISTE, J. und BERTHIER, E.: Global sea-level budget 1993–present. In: *Earth System Science Data*, Jg. 10, 3, 1551-1590. doi: 10.5194/essd-10-1551-2018, 2018.
- CHEN, D. und OMSTEDT, A.: Climate-induced variability of sea level in Stockholm: Influence of air temperature and atmospheric circulation. In: *Advances in atmospheric sciences*, Jg. 22, 5, 655-664. 2005.
- CHEN, X.; ZHANG, X.; CHURCH, J. A.; WATSON, C. S.; KING, M. A.; MONSELESAN, D.; LEGRESY, B. und HARIG, C.: The increasing rate of global mean sea-level rise during 1993–2014. In: *Nature Climate Change*, Jg. 7, 7, 492-495. doi: 10.1038/nclimate3325, 2017.
- CHRISTENSEN, O. B.; KJELLSTRÖM, E. und ZORITA, E.: Projected Change - Atmosphere. In: THE BACC II AUTHOR TEAM (Hrsg.): *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Cham, 217-233. 2015.
- 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. und UNNIKRISHNAN, A. S.: Sea Level Change. In: STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K. und BOSCHUNG, J. (Hrsg.): *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, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- CHURCH, J. A. und WHITE, N. J.: A 20th century acceleration in global sea-level rise. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 33, 1, n/a. doi: 10.1029/2005GL024826, 2006.
- CODIGA, D. L.: *Unified Tidal Analysis and Prediction Using the UTide Matlab Functions*. Technical Report 2011-01 Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 60 S., 2011.
- CONRAD, C. P.: The solid Earth's influence on sea level. In: *Geological Society of America Bulletin*, Jg. 125, 7-8, 1027-1052. doi: 10.1130/B30764.1, 2013.
- 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*, Jg. 53, 293-308. doi: 10.5697/oc.53-1-TI.293, 2011.
- DANGENDORF, S.: *Sea level variability and its role for coastal flood risk in the southeastern North Sea. Insights into past, present and future sea level changes* Dissertation. Universität Siegen, Siegen, 2014.
- DANGENDORF, S.; CALAFAT, F. M.; ARNS, A.; WAHL, T.; HAIGH, I. D. und JENSEN, J.: Mean sea level variability in the North Sea: Processes and implications. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 119, 10, n/a. doi: 10.1002/2014JC009901, 2014.
- DANGENDORF, S.; HAY, C. C.; CALAFAT, F. M.; MARCOS, M.; BERK, K. und JENSEN, J.: Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1970s. In *Begutachtung*.
- DANGENDORF, S.; MARCOS, M.; MÜLLER, A.; ZORITA, E.; RIVA, R. E. M.; BERK, K. und JENSEN, J.: Detecting anthropogenic footprints in sea level rise. In: *Nature Communications*, Jg. 6, 7849. doi: 10.1038/ncomms8849, 2015.
- DANGENDORF, S.; MARCOS, M.; WÖPPELMANN, G.; CONRAD, C. P.; FREDERIKSE, T. und 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*, Jg. 114, 23, 5946-5951. doi: 10.1073/pnas.1616007114, 2017.
- DANGENDORF, S.; MUDERSBACH, C.; WAHL, T. und 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*, Jg. 63, 2-3, 209-224. doi: 10.1007/s10236-013-0598-0, 2013.
- DONNER, R. V.; EHRCKE, R.; BARBOSA, S. M.; WAGNER, J.; DONGES, J. F. und KURTHS, J.: Spatial patterns of linear and nonparametric long-term trends in Baltic sea-level variability. In: *Nonlinear Processes in Geophysics*, Jg. 19, 1, 95-111. doi: 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*, Jg. 127, 1, 73-77. doi: 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, 155 S S., 2009.

- EKMAN, M. und MÄKINEN, J.: Mean sea surface topography in the Baltic Sea and its transition area to the North Sea: A geodetic solution and comparisons with oceanographic models. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 101, C5, 11,993–11,999. 1996.
- EKMAN, M. und STIGEBRANDT, A.: Secular Change of the Seasonal Variation in Sea Level and of the Pole Tide in the Baltic Sea. 5379-5383. 1990.
- ESA SEA LEVEL CCI PROJECT TEAM: ESA Sea Level Climate Change Initiative (Sea\_Level\_cci): Time series of gridded Sea Level Anomalies (SLA), Version 2.0. Centre for Environmental Data Analysis, <http://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/142052b9dc754f6da47a631e35ec4609>, Stand: 07.03.2017.
- FENG, X.; TSIMPLIS, M. N.; MARCOS, M.; CALAFAT, F. M.; ZHENG, J.; JORDÀ, G. und CIPOLLINI, P.: Spatial and temporal variations of the seasonal sea level cycle in the northwest Pacific. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 120, 10, 7091-7112. doi: 10.1002/2015JC011154, 2015.
- FREDERIKSE, T.; JEVREJEVA, S.; RIVA, R. E. M. und DANGENDORF, S.: A Consistent Sea-Level Reconstruction and Its Budget on Basin and Global Scales over 1958–2014. In: *Journal of Climate*, Jg. 31, 3, 1267-1280. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0502.1, 2018.
- FREDERIKSE, T.; RIVA, R. E. M.; KLEINHERENBRINK, M.; WADA, Y.; VAN DEN BROEKE, M. R. und MARZEION, B.: Closing the sea level budget on a regional scale: trends and variability on the Northwestern European continental shelf. In: *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1002/2016GL070750, 2016.
- FÜHRBÖTER, A. und JENSEN, J.: Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der Deutschen Bucht. In: *Die Küste*, 42, 78-100. 1985.
- GAYE, J.: Die Wasserstandsänderungen in der Ostsee und in der Nordsee in den letzten hundert Jahren. Sonderheft: Vorträge der gewässerkundlichen Tagung 1951 in Hamburg. In: *Die Wasserwirtschaft*, 1951.
- GHIL, M.; ALLEN, M. R.; DETTINGER, M. D.; IDE, K.; KONDRASHOV, D.; MANN, M. E.; ROBERTSON, A. W.; SAUNDERS, A.; TIAN, Y.; VARADI, F. und YIOU, P.: Advanced spectral methods for climatic time series. In: *Reviews of Geophysics*, Jg. 40, 1, 1-41. doi: 10.1029/2001RG000092, 2001.
- GOLYANDINA, N.; NEKRUTKIN, V. V. und ZHIGLJÄVSKIĬ, A. A.: Analysis of time series structure. SSA and related techniques Chapman & Hall/CRC, Boca Raton, Fla, xii, 305 S., 2001.
- GOMIS, D.; TSIMPLIS, M.; MARCOS, M.; FENOGLIO-MARC, L.; PÉREZ, B.; RAICICH, F.; VILIBIĆ, I.; WÖPPELMANN, G. und MONSERRAT, S.: Mediterranean Sea-Level Variability and Trends. 257-299. doi: 10.1016/B978-0-12-416042-2.00004-5, 2012.
- GONZÁLEZ, M.; FONTÁN, A.; ESNAOLA, G. und COLLINS, M.: Abrupt changes, multidecadal variability and long-term trends in sea surface temperature and sea level datasets within the southeastern Bay of Biscay. In: *Journal of Marine Systems*, Jg. 109-110, S144–S152. doi: 10.1016/j.jmarsys.2011.11.014, 2013.
- GRÄWE, U. und BURCHARD, H.: Storm surges in the Western Baltic Sea. The present and a possible future In: *Climate Dynamics*, Jg. 39, 1-2, 165-183. doi: 10.1007/s00382-011-1185-z, 2012.
- GRÄWE, U.; HOLTERMANN, P.; KLINGBEIL, K. und BURCHARD, H.: Advantages of vertically adaptive coordinates in numerical models of stratified shelf seas. In: *Ocean Modelling*, Jg. 92, 56-68. doi: 10.1016/j.ocemod.2015.05.008, 2015.
- GRÄWE, U.; KLINGBEIL, K.; KELLN, J. und DANGENDORF, S.: Decomposing regional mean sea level rise in a semi-enclosed basin, the Baltic Sea. In: *Journal of Climate*, in Begutachtung.
- GRINSTED, A.: Projected Change - Sea Level. In: THE BACC II AUTHOR TEAM (Hrsg.): Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Cham, 253-263. 2015.
- GRINSTED, A.; JEVREJEVA, S.; RIVA, R. E. M. und DAHL-JENSEN, D.: Sea level rise projections for northern Europe under RCP8.5. In: *Climate Research*, Jg. 64, 1, 15-23. doi: 10.3354/cr01309, 2015.
- GRINSTED, A.; MOORE, J. C. und JEVREJEVA, S.: Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. In: *Nonlinear Processes in Geophysics*, Jg. 11, 5/6, 561-566. doi: 10.5194/npg-11-561-2004, 2004.
- GRINSTED, A.; MOORE, J. C. und JEVREJEVA, S.: Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 ad. In: *Climate Dynamics*, Jg. 34, 4, 461-472. doi: 10.1007/s00382-008-0507-2, 2010.
- HAGEN, G.: Vergleichung der Wasserstände der Ostsee an der Preussischen Küste. *Abhandlungen der Königlich-Preussischen Akademie der Wissenschaften in Berlin: Königliche Akademie der Wissenschaften; Mathematische Abhandlungen der Königlich-Preussischen Akademie der Wissenschaften* 1878.
- HAHN, A. und RIETSCHEL, E.: Langjährige Wasserstandsbeobachtungen an der Ostsee. In: *Berichte und Mitteilungen / Baltische Hydrologische Konferenz*, 1938.
- HAIGH, I. D.; NICHOLLS, R. J. und WELLS, N.: Mean sea level trends around the English Channel over the 20th century and their wider context. In: *Continental Shelf Research*, Jg. 29, 17, 2083-2098. doi: 10.1016/j.csr.2009.07.013, 2009.
- HAMLINGTON, B. D. und THOMPSON, P. R.: Considerations for estimating the 20th century trend in global mean sea level. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 42, 10, 4102-4109. doi: 10.1002/2015GL064177, 2015.
- HAMLINGTON, B. D.; THOMPSON, P. R.; HAMMOND, W. C.; BLEWITT, G. und RAY, R. D.: Assessing the impact of vertical land motion on twentieth century global mean sea level estimates. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 121, 7, 4980-4993. doi: 10.1002/2016JC011747, 2016.
- HAN, W.; MEEHL, G. A.; STAMMER, D.; HU, A.; HAMLINGTON, B.; KENIGSON, J.; PALANISAMY, H. und THOMPSON, P.: Spatial Patterns of Sea Level Variability Associated with Natural Internal Climate Modes. In: *Surveys in Geophysics*, Jg. 38, 1, 217-250. doi: 10.1007/s10712-016-9386-y, 2017.
- HAY, C. C.; MORROW, E. D.; KOPP, R. E. und MITROVICA, J. X.: Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. In: *Nature*, Jg. 517, 7535, 481-484. doi: 10.1038/nature14093, 2015.
- HEYEN, H.; ZORITA, E. und STORCH, H. von: Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. In: *Tellus A*, Jg. 48, 2, 312-323. doi: 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. und PUGH, J.: New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level. In: *Journal of Coastal Research*, Jg. 288, 493-504. doi: 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. und ZORITA, E.: Influence of temperature and precipitation on decadal Baltic Sea level variations in the 20th century. In: *Tellus A*, 58, 141-153. 2006.
- HÜNICKE, B. und ZORITA, E.: Trends in the amplitude of Baltic Sea level annual cycle. In: *Tellus A*, Jg. 60A, 0, 154-164. doi: 10.1111/j.1600-0870.2007.00277.x, 2008.
- HÜNICKE, B.; ZORITA, E.; SOOMERE, T.; MADSEN, K. S.; JOHANSSON, M. M. und SLUURSAAR, Ü.: Recent Change - Sea Level and Wind Waves. In: THE BACC II AUTHOR TEAM (Hrsg.): *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Cham, 155-185. 2015.
- HÜNICKE, B.; ZORITA, E. und STORCH, H. von: The Challenge of Baltic Sea Level Change. In: HARFF, J., FURMAŃCZYK, K. und STORCH, H. von (Hrsg.): *Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East. Past and Future Projection*. Cham, s.l., 37-54. 2017.
- HUPFER, P.; HARFF, J.; STERR, H. und STIGGE, H.-J. (Hrsg.): *Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung - Sturmfluten - Klimawandel* Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens Co, Heide i. Holstein, vi, 331 s. S., 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. und ARNS, A. 2014 : *ZukunftHallig A: Analyse der hydrologischen und hydrodynamischen Randbedingungen im Bereich der Halligen*. In: *Entwicklung von nachhaltigen Küstenschutz- und Bewirtschaftungsstrategien für die Halligen unter Berücksichtigung des Klimawandels (ZukunftHallig)*. Abschlussbericht.. KFKI-Projekt ZukunftHallig 1-128.
- JENSEN, J.; DANGENDORF, S.; WAHL, T. und STEFFEN, H.: Meeresspiegeländerungen in der Nordsee: Vergangene Entwicklungen und zukünftige Herausforderungen mit einem Fokus auf die Deutsche Bucht. In: *HyWa*, Jg. 58, 6, 304-323. doi: 10.5675/HyWa\_2014,6\_1, 2014.
- JENSEN, J.; FRANK, T.; WAHL, T. und DANGENDORF, S.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). Abschlussbericht Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Siegen, 2011.
- JENSEN, J.; MÜGGE, H.-E. und SCHÖNFELD, W.: Analyse der Wasserstandsentwicklung und Tidedynamik in der Deutschen Bucht. Abschlussbericht zum KFKI-Projekt "Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht". In: *Die Küste*, Jg. 53, 211-275. 1992.
- JENSEN, J. und TÖPPE, A.: Zusammenstellung und Auswertung von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen (DGM)*, Jg. 30, 4, 1986.
- JENSEN, J. und TÖPPE, A.: Untersuchungen über Sturmfluten an der Ostsee unter spezieller Berücksichtigung des Pegels Travemünde. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen (DGM)*, Jg. 34, 1/2, 1990.
- JEVREJEVA, S.; GRINSTED, A.; MOORE, J. C. und HOGGATE, S. J.: Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 111, C9, doi: 10.1029/2005JC003229, 2006.
- JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C. und GRINSTED, A.: How will sea level respond to changes in natural and anthropogenic forcings by 2100? In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 37, 7, n/a-n/a. doi: 10.1029/2010GL042947, 2010.
- JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; GRINSTED, A.; MATTHEWS, A. P. und SPADA, G.: Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. In: *Global and Planetary Change*, Jg. 113, 11-22. doi: 10.1016/j.gloplacha.2013.12.004, 2014.
- JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; WOODWORTH, P. L. und GRINSTED, A.: Influence of large-scale atmospheric circulation on European sea level: results based on the wavelet transform method. In: *Tellus A*, Jg. 57, 2, 183-193. doi: 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, Finland, Finnish Meteorological Institute, 2014.
- JOHANSSON, M. M.; BOMAN, H.; KAHMA, K. K. und LAUNIAINEN, J.: Trends in sea level variability in the Baltic Sea. In: *Boreal environment research*, Jg. 6, 159-179. 2001.
- JOHANSSON, M. M.; KAHMA, K. K. und BOMAN, H.: An Improved Estimate for the Long-Term Mean Sea Level on the Finnish Coast. 51-73. 2003.
- JOHANSSON, M. M.; KAHMA, K. K.; BOMAN, H. und LAUNIAINEN, J.: Scenarios for sea level on the Finnish coast. 153-166. 2004.
- JOHANSSON, M. M.; PELLIKKA, H.; KAHMA, K. K. und RUOSTEENOJA, K.: Global sea level rise scenarios adapted to the Finnish coast. In: *Journal of Marine Systems*, Jg. 129, 35-46. doi: 10.1016/j.jmarsys.2012.08.007, 2014.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R. und JOSEPH, D.: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, Jg. 77, 3, 437-471. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2, 1996.
- KARABIL, S.: Mechanisms of sea-level variability in the Baltic Sea region for the period 1850-2100. Dissertation. Universität Hamburg, Hamburg, 145 S., 2017.
- KAUKER, F. und 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*, Jg. 108, C8, doi: 10.1029/2003JC001797, 2003.
- 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*, Jg. 141, 686, 166-181. doi: 10.1002/qj.2347, 2015.
- KOPP, R. E.; HORTON, R. M.; LITTLE, C. M.; MITROVICA, J. X.; OPPENHEIMER, M.; RASMUSSEN, D. J.; STRAUSS, B. H. und TEBALDI, C.: Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide-gauge sites. In: *Earth's Future*, Jg. 2, 8, 383-406. doi: 10.1002/2014EF000239, 2014.
- 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.

- KUO, C. Y.; SHUM, C. K.; BRAUN, A. und MITROVICA, J. X.: Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide gauge data in Fennoscandia. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 31, 1, 2077. doi: 10.1029/2003GL019106, 2004.
- LEPPÄRANTA, M. und MYRBERG, K.: *Physical oceanography of the Baltic Sea*. Springer/Praxis Pub., Berlin, Chichester, UK, 1 online resource (xxix, 378 S., 2009).
- LIEBSCH, G.: *Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen*. Dissertation. München, 107 s. S., 1997.
- LIEBSCH, G.; DIETRICH, R.; BALLANI, L. und LANGER, G.: Die Reduktion langjähriger Wasserstandsmessungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf das Höhensystem HN76. In: KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN (KFKI) (Hrsg.): *Die Küste*. Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee. Karlsruhe, 3-28. 2000.
- LISITZIN, E.: Uninodal Seiches in the Oscillation System Baltic proper-Gulf of Finland. In: *Tellus*, Jg. 11, 4, 459-466. doi: 10.3402/tellusa.v11i4.9325, 1959.
- LISITZIN, E.: *Sea-level changes*. Elsevier Scientific Pub. Co., Amsterdam, New York, vi, 286 S., 1974.
- LOHRBERG: Vergleich der Mittelwasser der drei Ostseepegel Schleimünde, Kiel und Travemünde. In: BUNDESANSTALT FÜR GEWÄSSERKUNDE (BFG) (Hrsg.): *Mitteilung Nr. 76*. Koblenz, 2-8. 1956.
- MADSEN, K. S.; HØYER, J. L. und TSCHERNING, C. C.: Near-coastal satellite altimetry: Sea surface height variability in the North Sea-Baltic Sea area. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 34, 14, doi: 10.1029/2007GL029965, 2007.
- MALCHEREK, A.: *Gezeiten und Wellen*. Die Hydromechanik der Küstengewässer Vieweg+Teubner Verlag / Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH, Wiesbaden, Wiesbaden, 1 online resource (ix, 301 S., 2010).
- MARCOS, M. und TSIMPLIS, M. N.: Variations of the seasonal sea level cycle in southern Europe. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 112, C12, doi: 10.1029/2006JC004049, 2007.
- MEDVEDEV, I. P.: Seasonal fluctuations of the Baltic Sea level. In: *Russian Meteorology and Hydrology*, Jg. 39, 12, 814-822. doi: 10.3103/S106837391412005X, 2014.
- MEIER, H. E. M.: Baltic Sea climate in the late twenty-first century: a dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios. 39-68. 2006.
- MEIER, H. E. M.; BROMAN, B. und KJELLSTRÖM, E.: Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. In: *Climate Research*, Jg. 27, 59-75. doi: 10.3354/cr027059, 2004.
- MITROVICA, J. X.; TAMISIEA, M. E.; DAVIS, J. L. und MILNE, G. A.: Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. In: *Nature*, Jg. 409, 6823, 1026-1029. doi: 10.1038/35059054, 2001.
- MONTAG, H.: *Die Wasserstände an den ehemaligen Pegelstationen des Geodätischen Instituts Potsdam bis 1944*. Arbeiten aus dem Geodätischen Institut Potsdam 53 S., 1964.
- MUDELSEE, M.: *Climate time series analysis. Classical statistical and bootstrap methods* Springer, Cham, 1 online resource S., 2014.
- NEREM, R. S.; BECKLEY, B. D.; FASULLO, J. T.; HAMLINGTON, B. D.; MASTERS, D. und MITCHUM, G. T.: Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, doi: 10.1073/pnas.1717312115, 2018.
- OMSTEDT, A.; PETTERSEN, C.; RODHE, J. und WINSOR, P.: Baltic Sea climate: 200yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation. 205-216. 2004.
- PASCHEN, F.: Über die Wahrnehmbarkeit von Ebbe und Fluth in der Ostsee. In: GROBHERZOGLICH MECKLENBURGISCHES STATISTISCHES BÜRO ZU SCHWERIN (Hrsg.): *Archiv für Landeskunde in den Großherzogthümern Mecklenburg-Schwerin*. Schwerin, 137-150 und 255. 1856.
- PASCHEN, F.: *Wasserstandsbeobachtungen an den Ostseepegeln zu Wismar und Warnemünde*. In: *Die geometrischen Nivelements*. Grossherzoglich Mecklenburgische Landesvermessung. 96-106. 1882.
- PASSARO, M.; CIPOLLINI, P. und BENVENISTE, J.: Annual sea level variability of the coastal ocean: The Baltic Sea-North Sea transition zone. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 120, 4, 3061-3078. doi: 10.1002/2014JC010510, 2015.
- PELLIKKA, H.; LEIJALA, U.; JOHANSSON, M. M.; LEINONEN, K. und KAHMA, K. K.: Future probabilities of coastal floods in Finland. In: *Continental Shelf Research*, Jg. 157, 32-42. doi: 10.1016/j.csr.2018.02.006, 2018.
- 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*, Jg. 32, 1, 111-149. doi: 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359, 2004.
- PELTIER, W. R.; ARGUS, D. F. und DRUMMOND, R.: Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G\_C (VM5a) model. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Jg. 120, 1, 450-487. doi: 10.1002/2014JB011176, 2015.
- PIECUCH, C. G.; CALAFAT, F. M.; DANGENDORF, S. und JORDÀ, G.: The Ability of Barotropic Models to Simulate Historical Mean Sea Level Changes from Coastal Tide Gauge Data. In: *Surveys in Geophysics*, In Begutachtung.
- PLAG, H.-P. und 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*, Jg. 20, 2-3, 173-203. doi: 10.1016/S0921-8181(98)00069-1, 1999.
- PRYOR, S. C. und BARTHELMIE, R. J.: Long-term trends in near-surface flow over the Baltic. In: *International Journal of Climatology*, Jg. 23, 3, 271-289. doi: 10.1002/joc.878, 2003.
- PSMSL (Hrsg.): *Tide Gauge Data*. Retrieved 26 Feb 2016 from <http://www.psmsl.org/data/obtaining/>,
- PUGH, D. T.: *Changing sea levels. Effects of tides, weather, and climate* Cambridge University Press, Cambridge, U.K., New York, xiii, 265 S., 2004.
- RÄÄMET, A. und SOOMERE, T.: Spatial variations in the wave climate change in the Baltic Sea. In: *Journal of Coastal Research*, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), 240-244. 2011.
- RABINOVICH, A. B. und MEDVEDEV, I. P.: Radiational tides at the southeastern coast of the Baltic Sea. In: *Oceanology*, Jg. 55, 3, 319-326. doi: 10.1134/S0001437015030133, 2015.
- RICHTER, K.; NILSEN, J. E. Ø. und DRANGE, H.: Contributions to sea level variability along the Norwegian coast for 1960-2010. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 117, C5, n/a. doi: 10.1029/2011JC007826, 2012.
- RIVA, R. E. M.; FREDERIKSE, T.; KING, M. A.; MARZEION, B. und VAN DEN BROEKE, M. R.: Brief Communication. The global signature of post-1900 land ice wastage on vertical land motion In: *The Cryosphere Discussions*, 1-8. doi: 10.5194/tc-2016-274, 2016.

- RUTGERSSON, A.; JAAGUS, J.; SCHENK, F. und STENDEL, M.: Recent Change - Atmosphere. In: THE BACC II AUTHOR TEAM (Hrsg.): Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. Cham, 69-97. 2015.
- SAMUELSSON, M. und STIGEBRANDT, A.: Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic sea. In: Tellus A, Jg. 48, 5, 672-683. doi: 10.1034/j.1600-0870.1996.t01-4-00006.x, 1996.
- SANTAMARÍA-GÓMEZ, A.; GRAVELLE, M.; DANGENDORF, S.; MARCOS, M.; SPADA, G. und WÖPPELMANN, G.: Uncertainty of the 20th century sea-level rise due to vertical land motion errors. In: Earth and Planetary Science Letters, Jg. 473, 24-32. doi: 10.1016/j.epsl.2017.05.038, 2017.
- SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Publication des Königl. Preuss. Geodätischen Institutes 107 S., 1881.
- SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde. 75 S., 1885.
- SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Zweite Mitteilung 44 S., 1890.
- SEIFERT, T.; TAUBER, F. und 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. und TSCHERSICH, G.: Dynamic features in the western Baltic Sea investigated using NOAA-AVHRR data. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Jg. 46, 3, 191-209. doi: 10.1007/BF02226949, 1994.
- STAMMER, D.; CAZENAVE, A.; PONTE, R. M. und TAMISIEA, M. E.: Causes for contemporary regional sea level changes. In: Annual review of marine science, Jg. 5, 21-46. doi: 10.1146/annurev-marine-121211-172406, 2013.
- STEFFEN, H.; BARLETTA, V.; KOLLO, K.; MILNE, G. A.; NORDMAN, M.; OLSSON, P.-A.; SIMPSON, M. J.R.; TARASOV, L. und 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. und CHUDZIAK, N.: Recent multiyear trends in the Baltic Sea level. In: OCEANOLOGIA, Jg. 55, 2, 319-337. doi: 10.5697/oc.55-2.319, 2013.
- SUURSAAR, Ü.; JAAGUS, J. und KULLAS, T.: Past and future changes in sea level near the Estonian coast in relation to changes in wind climate. 123-142. 2006.
- TAMISIEA, M. E.; HILL, E. M.; PONTE, R. M.; DAVIS, J. L.; VELICOGNA, I. und VINOGRADOVA, N. T.: Impact of self-attraction and loading on the annual cycle in sea level. In: Journal of Geophysical Research, Jg. 115, C7, doi: 10.1029/2009JC005687, 2010.
- TAYLOR, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. In: Journal of Geophysical Research: Atmospheres, Jg. 106, D7, 7183-7192. doi: 10.1029/2000JD900719, 2001.
- THE MATHWORKS GMBH: MATLAB. <http://de.mathworks.com/products/matlab/>, Stand: 06.02.2016.
- TORRENCE, C. und COMPO, G. P.: A Practical Guide to Wavelet Analysis. In: Bulletin of the American Meteorological Society, Jg. 79, 1, 61-78. 1998.
- TORRES, R. R. und TSIMPLIS, M. N.: Seasonal sea level cycle in the Caribbean Sea. In: Journal of Geophysical Research: Oceans, Jg. 117, C7, n/a. doi: 10.1029/2012JC008159, 2012.
- VESTØL, O.; ÅGREN, J.; STEFFEN, H.; KIERULF, H.; LIDBERG, M.; OJA, T.; RÜDJA, A.; KALL, T.; SAARANEN, V.; ENGSAGER, K.; JEPSEN, C.; LIEPINS, I.; PARŠĒLIŪNAS, E. und 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.
- WAHL, T.; BROWN, S.; HAIGH, I. und NILSEN, J.: Coastal Sea Levels, Impacts, and Adaptation. In: Journal of Marine Science and Engineering, Jg. 6, 1, 19. doi: 10.3390/jmse6010019, 2018.
- WAHL, T.; CALAFAT, F. M. und 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, Jg. 41, 2, 491-498. doi: 10.1002/2013GL058777, 2014.
- WAHL, T.; HAIGH, I. D.; WOODWORTH, P. L.; ALBRECHT, F.; DILLINGH, D.; JENSEN, J.; NICHOLLS, R. J.; WEISSE, R. und WÖPPELMANN, G.: Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present. In: Earth-Science Reviews, Jg. 124, 51-67. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.05.003, 2013.
- WAHL, T.; JENSEN, J.; FRANK, T. und HAIGH, I. D.: Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. In: Ocean Dynamics, Jg. 61, 5, 701-715. doi: 10.1007/s10236-011-0383-x, 2011.
- WANNINGER, L.; NIEMEYER, W.; JAHN, C. H. und SUDAU, A.: Abschlussbericht. IKÜS-Projekt. Aufbau eines integrierten Höhenüberwachungssystems in Küstenregionen durch Kombination höhenrelevanter Sensorik (IKÜS) Geodätisches Institut, Technische Universität Dresden, Dresden, 2008.
- WEISSE, R.; STORCH, H. von und FESER, F.: Northeast Atlantic and North Sea Storminess as Simulated by a Regional Climate Model during 1958–2001 and Comparison with Observations. In: Journal of Climate, Jg. 18, 3, 465-479. doi: 10.1175/JCLI-3281.1, 2005.
- WESTPHAL, A.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona und Swinemünde in den Jahren 1882/1897. 1900.
- WHITEHOUSE, P. L.: Glacial isostatic adjustment modelling: historical perspectives, recent advances, and future directions. In: Earth Surface Dynamics, Jg. 6, 2, 401-429. doi: 10.5194/esurf-6-401-2018, 2018.
- WINSOR, P.; RODHE, J. und OMSTEDT, A.: Baltic Sea ocean climate: an analysis of 100 yr of hydrographic data with focus on the freshwater budget. In: Climate Research, Jg. 18, 5-15. doi: 10.3354/cr018005, 2001.
- 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. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences, Jg. 364, 1841, 787-803. doi: 10.1098/rsta.2006.1737, 2006.
- WOODWORTH, P. L.; TEFERLE, F. N.; BINGLEY, R. M.; SHENNAN, I. und WILLIAMS, S.D.P.: Trends in UK mean sea level revisited. In: Geophysical Journal International, Jg. 176, 1, 19-30. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03942.x, 2009.
- WÖPPELMANN, G. und MARCOS, M.: Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. In: Reviews of Geophysics, Jg. 54, 1, 64-92. doi: 10.1002/2015RG000502, 2016.
- WRÓBLEWSKI, A.: Seasonal forcing of Baltic water volumes by the meteorological fields over the basin from 1898 to 1970. 529-541. 1996.
- WRÓBLEWSKI, A.: Inter-annual oscillations of Baltic water volumes and sea levels. 183-203. 1998.
- WÜBBER, C. und KRAUSS, W.: The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. In: Oceanologica Acta, Jg. 2, 4, 435-446. 1979.

## Anhang

### A.1 Sensitivitätsstudie: Bruchpunkte in zusammengesetzten Zeitreihen

Um zu überprüfen, wie sich die Nutzung von Originaldaten mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen (Stundenwerte und Einzelterminwerte) auf einen MSL Monatszeitreihe auswirken, wurde eine Sensitivitätsstudie durchgeführt. Es wurde der größtmögliche Einfluss auf eine MSL Monatszeitreihe des Pegels Kiel-Holtenau ermittelt, indem zusammengesetzte synthetische MSL Monatszeitreihen zur einen Hälfte aus Einzelterminwerten und zur anderen Hälfte aus Stundenwerten berechnet wurden. Abbildung 47 zeigt die synthetischen Zeitreihen, mit denen der niedrigste und höchste linearen Trend ermittelt werden konnte. Die linearen Trends variieren zwischen  $0,71 \pm 0,18$  mm/a und  $1,66 \pm 0,18$  mm/a um den tatsächlichen linearen Trend von  $1,21 \pm 0,18$  mm/a. Das bedeutet, somit, dass durch die Nutzung von Einzelterminwerten und Stundendaten für Kiel-Holtenau ein maximaler Trendfehler von 0,86 mm/a eingeführt werden kann. Dieses Ergebnis bestätigt die Aussage, dass Einzelterminwerte einer Gezeitenkorrektur unterzogen werden müssen, um sie mit MSL Monatswerten aus Stundendaten zu einer MSL Zeitreihe zusammenzuführen.

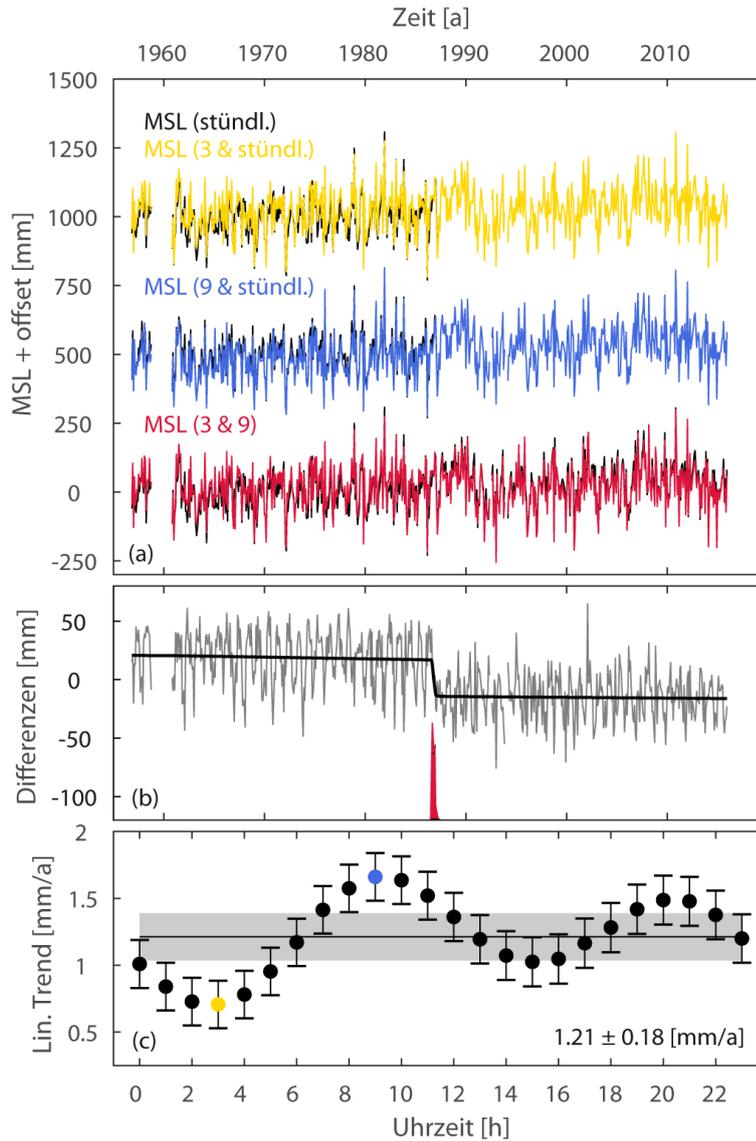


Abbildung 47: (a) Vergleich der Synthetischen MSL Monatszeitreihen des Pegels Kiel-Holtenau mit der MSL Monatszeitreihe aus stündlichen Aufzeichnungen  $MSI_{24/d}$  in schwarz. (b) Differenzen zwischen  $MSI_{1&1/d}$  (3, 9) und  $MSI_{24/d}$  (grau). Die linearen Trends der Residuen (schwarz), werden durch einen detektierten Bruchpunkt getrennt. Die Wahrscheinlichkeit, dass zum gekennzeichneten Zeitpunkt ein Bruchpunkt vorliegt ist rot gekennzeichnet. (c) Lineare Trends aller  $MSI_{1&24/d}$  Zeitreihen. Die schwarze horizontale Linie und der graue Bereich zeigen den linearen Trend und das 95-% Konfidenzintervall für  $MSI_{24/d}$ . In gelb und blau sind die minimalen und maximalen Trends der in (a) gezeigten Zeitreihen dargestellt.

## A.2 RMSL Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet

Tabelle 5: Laufende Nummer, Pegelnamen, Quellen und zeitliche Auflösung der Originaldaten, Koordinaten, Zeitraum der Datenverfügbarkeit und Höhenbezugssystem der ermittelten RMSL-Zeitreihen im Untersuchungsgebiet.

| Lfd. Nr. | Pegelname       | Quelle der Originaldaten    | Zeitliche Auflösung der Originaldaten | Lat   | Lon   | Von  | Bis  | Höhenbezugssystem |
|----------|-----------------|-----------------------------|---------------------------------------|-------|-------|------|------|-------------------|
| 1        | Flensburg       | WSA                         | StundeT                               | 54,8  | 9,43  | 1954 | 2016 | NHN               |
| 2        | Langballigau    | WSA                         | StundeT                               | 54,82 | 9,65  | 1991 | 2016 | NHN               |
| 3        | LT Kalkgrund    | WSA+BSH                     | StundeT + MonMSL                      | 54,82 | 9,89  | 1989 | 2016 | NHN               |
| 4        | Kappeln         | WSA                         | StundeT                               | 54,66 | 9,94  | 1991 | 2016 | NHN               |
| 5        | Schleswig       | WSA                         | StundeT                               | 54,51 | 9,57  | 1991 | 2016 | NHN               |
| 6        | Schleimünde SP  | WSA                         | StundeT                               | 54,67 | 10,04 | 1990 | 2016 | NHN               |
| 7        | Eckernförde     | WSA+BSH                     | StundeT + MonMSL                      | 54,47 | 9,84  | 1989 | 2016 | NHN               |
| 8        | LT Kiel         | WSA                         | StundeT                               | 54,5  | 10,27 | 1989 | 2016 | NHN               |
| 9        | Kiel-Holtenau   | WSA+BSH                     | StundeT + MonMSL                      | 54,37 | 10,16 | 1956 | 2016 | NHN               |
| 10       | Heiligenhafen   | WSA+BSH                     | StundeT + MonMSL                      | 54,37 | 11,01 | 1989 | 2016 | NHN               |
| 11       | Marienleuchte   | WSA+Richter+Montag+Westphal | StundeT+MonMSL+MonMSL+xTermine_korr   | 54,5  | 11,24 | 1882 | 2016 | NHN               |
| 12       | Neustadt        | WSA+BSH                     | StundeT + MonMSL                      | 54,1  | 10,81 | 1991 | 2016 | NHN               |
| 13       | Travemünde      | WSA+JENSEN                  | StundeT+MonMSL                        | 53,95 | 10,87 | 1826 | 2016 | NHN               |
| 14       | Lübeck Bauhof   | WSA                         | StundeT                               | 53,89 | 10,7  | 1990 | 2016 | NHN               |
| 15       | Dassow          | IMK                         | 10MinT                                | 53,91 | 10,97 | 2000 | 2008 | NHN               |
| 16       | Boltenhagen     | IMK                         | 10MinT                                | 53,99 | 11,21 | 1997 | 2015 | NHN               |
| 17       | Wismar Baumhaus | WSA+Liebsch                 | StundeT+MonMSL+xTermine_korr          | 53,9  | 11,46 | 1848 | 2016 | NHN               |
| 18       | Timmendorf      | WSA                         | StundeT                               | 53,99 | 11,38 | 1961 | 2016 | NHN               |
| 19       | Rerik           | IMK                         | 10MinT                                | 54,11 | 11,61 | 1997 | 2008 | NHN               |
| 20       | Rostock         | WSA+BSH                     | StundeT + MonMSL                      | 54,08 | 12,15 | 1968 | 2016 | NHN               |
| 21       | Warnemünde      | WSA+Liebsch+GIP             | StundeT+MonMSL                        | 54,17 | 12,1  | 1855 | 2016 | NHN               |
| 22       | Warnemünde      | IMK                         | 10MinT                                | 54,18 | 12,06 | 1997 | 2015 | NHN               |
| 23       | Dierhagen       | IMK                         | StundeT                               | 54,3  | 12,37 | 1997 | 2003 | NHN               |
| 24       | Ahrenshoop      | IMK                         | 10MinT                                | 54,38 | 12,41 | 1997 | 2008 | NHN               |
| 25       | Althagen        | WSA                         | StundeT                               | 54,37 | 12,42 | 1953 | 2016 | NHN               |
| 26       | Darßer Ort      | BSH                         | xTermine_korr                         | 54,38 | 12,5  | 1952 | 1977 | NHN               |
| 27       | Prerow außen    | BSH                         | xTermine                              | 54,46 | 12,57 | 1935 | 1945 | NHN               |
| 28       | Prerow Innen    | BSH                         | xTermine                              | 54,44 | 12,58 | 1947 | 1988 | NHN               |

|    |                      |                |                            |       |       |      |      |     |
|----|----------------------|----------------|----------------------------|-------|-------|------|------|-----|
| 29 | Bodstedt             | BSH            | MonMSL                     | 54,37 | 12,62 | 1990 | 1995 | NHN |
| 30 | Zingst_1             | IMK            | 10MinT                     | 54,44 | 12,67 | 1997 | 2015 | NHN |
| 31 | Zingst_2<br>(Bodden) | WSA            | StundeT                    | 54,43 | 12,69 | 1961 | 2015 | NHN |
| 32 | Zingst_3             | WSA            | StundeT                    | 54,44 | 12,68 | 1966 | 1994 | NHN |
| 33 | Barth                | WSA+BSH        | StundeT +<br>MonMSL        | 54,37 | 12,72 | 1959 | 2016 | NHN |
| 34 | Barhöft              | WSA+BSH        | StundeT +<br>MonMSL        | 54,43 | 13,03 | 1954 | 2016 | NHN |
| 35 | Stralsund            | WSA            | StundeT                    | 54,32 | 13,1  | 1961 | 2016 | NHN |
| 36 | Schaprode            | IMK            | StundeT                    | 54,51 | 13,17 | 1997 | 2003 | NHN |
| 37 | Neuendorf<br>Hafen   | WSA            | StundeT                    | 54,51 | 13,09 | 1984 | 2016 | NHN |
| 38 | Neuendorf<br>Ostsee  | WSA            | StundeT                    | 54,52 | 13,08 | 1985 | 2002 | NHN |
| 39 | Kloster              | WSA+BSH        | StundeT +<br>MonMSL        | 54,58 | 13,11 | 1960 | 2016 | NHN |
| 40 | Wittower<br>Fähre    | WSA            | StundeT                    | 54,56 | 13,25 | 1952 | 2016 | NHN |
| 41 | Wiek Rügen           | BSH            | xTermine                   | 54,62 | 13,29 | 1960 | 1990 | NHN |
| 42 | Varnkevitx           | IMK            | 10MinT                     | 54,68 | 13,37 | 1998 | 2015 | NHN |
| 43 | Arkona               | GIP+MO<br>NTAG | xTermine +<br>MonMSL       | 54,68 | 13,45 | 1882 | 1934 | NN  |
| 44 | Sassnitz             | WSA+IO<br>W    | StundeT +<br>xTer+StT_korr | 54,51 | 13,64 | 1909 | 2016 | NHN |
| 45 | Ralswiek             | WSA+BSH        | StundeT +<br>MonMSL        | 54,48 | 13,45 | 1973 | 2015 | NHN |
| 46 | Göhren               | IMK            | StundeT                    | 54,35 | 13,74 | 1997 | 2015 | NHN |
| 47 | Thiessow             | WSA            | StundeT                    | 54,28 | 13,71 | 1984 | 2016 | NHN |
| 48 | Lauterbach           | WSA            | StundeT                    | 54,34 | 13,5  | 1975 | 2016 | NHN |
| 49 | Glewitz              | WSA+BSH        | StundeT +<br>MonMSL        | 54,24 | 13,32 | 1990 | 1996 | NHN |
| 50 | Stahlbrode           | WSA            | StundeT                    | 54,23 | 13,29 | 1975 | 2016 | NHN |
| 51 | Greifswald<br>Eldena | WSA            | StundeT                    | 54,09 | 13,45 | 1963 | 2016 | NHN |
| 52 | Greifswald<br>Wieck  | WSA+BSH        | StundeT +<br>MonMSL        | 54,09 | 13,45 | 1963 | 2016 | NHN |
| 53 | Lubmin               | IMK            | 10MinT                     | 54,14 | 13,6  | 1997 | 2008 | NHN |
| 54 | Wolgast              | WSA            | StundeT                    | 54,04 | 13,77 | 1965 | 2016 | NHN |
| 55 | Karlshagen           | WSA            | StundeT                    | 54,11 | 13,81 | 1992 | 2016 | NHN |
| 56 | Peenemünde           | WSA            | StundeT                    | 54,13 | 13,77 | 1984 | 2010 | NHN |
| 57 | Ruden                | WSA+BSH        | StundeT +<br>MonMSL        | 54,2  | 13,77 | 1965 | 2016 | NHN |
| 58 | Greifswalder<br>Oie  | WSA            | StundeT                    | 54,24 | 13,91 | 1984 | 2016 | NHN |
| 59 | Koserow_1            | IMK            | 10MinT                     | 54,06 | 14    | 1997 | 2015 | NHN |
| 60 | Koserow_2            | WSA+PSM<br>SL  | StundeT +<br>MonMSL        | 54,06 | 14    | 1972 | 2016 | NHN |
| 61 | Stagnieß             | SHD+BSH        | 10MinT + MonMSL            | 54    | 14,05 | 1976 | 1994 | NHN |
| 62 | Karnin               | WSA            | StundeT                    | 53,84 | 13,86 | 1955 | 2016 | NHN |
| 63 | Mönkebude            | IMK            | 10MinT                     | 53,78 | 13,97 | 1997 | 2008 | NHN |

|    |              |                 |                     |       |       |      |      |      |
|----|--------------|-----------------|---------------------|-------|-------|------|------|------|
| 64 | Ueckermuende | WSA             | StundeT             | 53,75 | 14,07 | 1965 | 2016 | NHN  |
| 65 | Kamminke_1   | IMK             | StundeT             | 53,86 | 14,21 | 1997 | 2008 | NHN  |
| 66 | Kamminke_2   | SHD             | StundeT             | 53,86 | 14,21 | 1976 | 1990 | NHN  |
| 67 | Swinoujscie  | PSMSL           | MonMSL              | 53,92 | 14,23 | 1811 | 1999 | Wst  |
| 68 | Kolobrzeg    | RICHTER         | MonMSL              | 54,18 | 15,55 | 1816 | 1999 | NN   |
| 69 | Ustka        | PSMSL           | MonMSL              | 54,58 | 16,87 | 1951 | 1999 | BS77 |
| 70 | Wladyslawowo | GESLA+<br>PSMSL | StundeT +<br>MonMSL | 54,8  | 18,42 | 1951 | 2003 | PNP  |
| 71 | Hel          | PSMSL           | MonMSL              | 54,6  | 18,8  | 1965 | 1966 | Wst  |
| 72 | Gdansk       | PSMSL           | MonMSL              | 54,4  | 18,68 | 1951 | 1999 | Wst  |

### A.3 Lineare Trends aller Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet

Tabelle 6: Lineare Trends aller RMSL und  $\text{RMSL}_{\text{korrigGIA}}$  Monatszeitreihen.

| Nr. | Pegelname       | Jahre | Zeitraum    | Lin. Trend RMSL [mm/a] | Lin. Trend $\text{RMSL}_{\text{korrigGIA}}$ [mm/a] |                 |                 |                 |                 |
|-----|-----------------|-------|-------------|------------------------|--|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
|     |                 |       |             | Gesamtzeitraum         | Gesamtzeitraum                                     | 1900 - 2015     | 1960 - 2015     | 1979 - 2015     | 1993 - 2015     |
| 1   | Flensburg       | 60    | 1954 - 2015 | $1.22 \pm 0.15$        | $1.23 \pm 0.15$                                    | -               | $1.36 \pm 0.16$ | $1.63 \pm 0.31$ | $1.77 \pm 0.66$ |
| 2   | Langballigau    | 24    | 1991 - 2015 | $3.07 \pm 0.6$         | $2.96 \pm 0.6$                                     | -               | -               | -               | $2.86 \pm 0.65$ |
| 3   | LT Kalkgrund    | 26    | 1989 - 2015 | $3.25 \pm 0.56$        | $3.34 \pm 0.57$                                    | -               | -               | -               | $2.88 \pm 0.68$ |
| 4   | Kappeln         | 24    | 1991 - 2015 | $3.07 \pm 0.58$        | $2.98 \pm 0.59$                                    | -               | -               | -               | $2.95 \pm 0.64$ |
| 5   | Schleswig       | 24    | 1991 - 2015 | $2.86 \pm 0.57$        | $2.61 \pm 0.57$                                    | -               | -               | -               | $2.48 \pm 0.62$ |
| 6   | Schleimünde SP  | 25    | 1990 - 2015 | $2.63 \pm 0.6$         | $2.77 \pm 0.61$                                    | -               | -               | -               | $2.73 \pm 0.71$ |
| 7   | Eckernförde     | 26    | 1989 - 2015 | $1.68 \pm 0.56$        | $1.83 \pm 0.55$                                    | -               | -               | -               | $1.69 \pm 0.66$ |
| 8   | LT Kiel         | 26    | 1989 - 2015 | $2.61 \pm 0.56$        | $2.64 \pm 0.56$                                    | -               | -               | -               | $2.38 \pm 0.69$ |
| 9   | Kiel-Holtenuau  | 56    | 1956 - 2015 | $1.18 \pm 0.19$        | $1.2 \pm 0.19$                                     | -               | $1.19 \pm 0.19$ | $1.04 \pm 0.37$ | $1.74 \pm 0.72$ |
| 10  | Heiligenhafen   | 26    | 1989 - 2015 | $2.39 \pm 0.65$        | $2.45 \pm 0.66$                                    | -               | -               | -               | $2.7 \pm 0.8$   |
| 11  | Marienleuchte   | 123   | 1882 - 2015 | $0.99 \pm 0.07$        | $1.12 \pm 0.07$                                    | $1.08 \pm 0.08$ | $1.04 \pm 0.26$ | $1.2 \pm 0.45$  | $1.96 \pm 0.83$ |
| 12  | Neustadt        | 24    | 1991 - 2015 | $2.92 \pm 0.74$        | $2.68 \pm 0.74$                                    | -               | -               | -               | $2.53 \pm 0.8$  |
| 13  | Travemünde      | 185   | 1826 - 2015 | $1.45 \pm 0.04$        | $1.35 \pm 0.04$                                    | $1.55 \pm 0.07$ | $1.05 \pm 0.2$  | $1.09 \pm 0.4$  | $2.22 \pm 0.79$ |
| 14  | Lübeck Bauhof   | 25    | 1990 - 2015 | $2.53 \pm 0.68$        | $2.42 \pm 0.69$                                    | -               | -               | -               | $1.76 \pm 0.78$ |
| 17  | Wismar Baumhaus | 164   | 1848 - 2015 | $1.42 \pm 0.05$        | $1.31 \pm 0.05$                                    | $1.35 \pm 0.08$ | $1.63 \pm 0.23$ | $1.4 \pm 0.43$  | $2.42 \pm 0.84$ |
| 18  | Timmendorf      | 54    | 1961 - 2015 | $1.91 \pm 0.24$        | $1.84 \pm 0.24$                                    | -               | $1.82 \pm 0.24$ | $1.99 \pm 0.42$ | $3.23 \pm 0.86$ |
| 20  | Rostock         | 41    | 1968 - 2015 | $2.22 \pm 0.38$        | $2.17 \pm 0.39$                                    | -               | $2.18 \pm 0.38$ | $1.49 \pm 0.56$ | $2.4 \pm 1.04$  |
| 21  | Warnemünde      | 160   | 1855 - 2015 | $1.33 \pm 0.06$        | $1.33 \pm 0.06$                                    | $1.6 \pm 0.09$  | $1.82 \pm 0.26$ | $1.77 \pm 0.51$ | $2.67 \pm 1.04$ |
| 25  | Althagen        | 58    | 1953 - 2015 | $1.39 \pm 0.2$         | $1.42 \pm 0.2$                                     | -               | $1.59 \pm 0.21$ | $1.81 \pm 0.4$  | $2.94 \pm 0.84$ |
| 26  | Ort             | 24    | 1952 - 1977 | $-0.18 \pm 0.99$       | $0.04 \pm 1.06$                                    | -               | -               | -               | -               |
| 28  | Innen           | 36    | 1947 - 1988 | $1.41 \pm 0.42$        | $1.39 \pm 0.45$                                    | -               | -               | -               | -               |
| 31  | ZingstBod-      | 38    | 1961 -      | $2.21 \pm 0.3$         | $2.18 \pm$   | -               | -               | $2.55 \pm$      | $3.14 \pm$      |

|    |                   |     |             |                 |                 |                 |                 |                 |                 |
|----|-------------------|-----|-------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
|    | den               |     | 2015        |                 | 0.31            |                 |                 | 0.65            | 1.01            |
| 33 | Barth             | 52  | 1959 - 2015 | $1.83 \pm 0.26$ | $1.86 \pm 0.26$ | -               | $1.92 \pm 0.26$ | $1.94 \pm 0.47$ | $2.66 \pm 0.99$ |
| 34 | Barhöft           | 37  | 1954 - 2015 | $2.06 \pm 0.29$ | $2.07 \pm 0.28$ | -               | -               | -               | $1.19 \pm 1.24$ |
| 35 | Stralsund         | 51  | 1961 - 2015 | $2.07 \pm 0.3$  | $2.02 \pm 0.31$ | -               | $2.1 \pm 0.3$   | $2.19 \pm 0.53$ | $2.91 \pm 1.07$ |
| 37 | Neuendorf Hafen   | 31  | 1984 - 2015 | $1.83 \pm 0.79$ | $1.85 \pm 0.79$ | -               | -               | $1.97 \pm 0.79$ | $3.4 \pm 1.2$   |
| 39 | Kloster           | 42  | 1960 - 2015 | $1.6 \pm 0.36$  | $1.83 \pm 0.39$ | -               | $1.78 \pm 0.36$ | $2.07 \pm 0.62$ | $3 \pm 1.21$    |
| 40 | Wittower Fähre    | 61  | 1952 - 2015 | $1.52 \pm 0.3$  | $1.69 \pm 0.31$ | -               | $1.89 \pm 0.34$ | $2.19 \pm 0.67$ | $2.68 \pm 1.4$  |
| 41 | Rügen             | 28  | 1960 - 1990 | $3.08 \pm 0.9$  | $2.75 \pm 0.93$ | -               | -               | -               | -               |
| 43 | Arkona            | 53  | 1882 - 1934 | $0.66 \pm 0.3$  | $0.88 \pm 0.3$  | -               | -               | -               | -               |
| 44 | Sassnitz          | 74  | 1909 - 2015 | $0.69 \pm 0.2$  | $0.96 \pm 0.23$ | -               | $1.29 \pm 0.33$ | $1.13 \pm 0.64$ | $3.13 \pm 1.42$ |
| 45 | Ralswiek          | 32  | 1973 - 2015 | $1.85 \pm 0.7$  | $2.05 \pm 0.75$ | -               | -               | $1.3 \pm 0.89$  | $2.02 \pm 1.53$ |
| 47 | Thiessow          | 29  | 1984 - 2015 | $1.26 \pm 0.85$ | $1.07 \pm 0.94$ | -               | -               | $1.24 \pm 0.85$ | $2.24 \pm 1.31$ |
| 48 | Lauterbach        | 37  | 1975 - 2015 | $1.85 \pm 0.54$ | $1.81 \pm 0.55$ | -               | -               | $1.51 \pm 0.6$  | $2.4 \pm 1.32$  |
| 50 | Stahlbrode        | 27  | 1975 - 2015 | $3.24 \pm 0.49$ | $3.31 \pm 0.56$ | -               | -               | -               | $1.42 \pm 1.36$ |
| 51 | Greifswald Eldena | 52  | 1963 - 2015 | $1.8 \pm 0.33$  | $1.71 \pm 0.33$ | -               | $1.71 \pm 0.33$ | $1.65 \pm 0.55$ | $1.93 \pm 1.18$ |
| 52 | Greifswald Wieck  | 52  | 1963 - 2015 | $2.23 \pm 0.34$ | $2.14 \pm 0.34$ | -               | $2.14 \pm 0.34$ | $1.63 \pm 0.56$ | $1.88 \pm 1.19$ |
| 54 | Wolgast           | 46  | 1965 - 2015 | $1.98 \pm 0.42$ | $2.09 \pm 0.44$ | -               | $1.86 \pm 0.42$ | $1.65 \pm 0.63$ | $2.93 \pm 1.29$ |
| 55 | Karlshagen        | 21  | 1992 - 2015 | $1.32 \pm 1.42$ | $1.32 \pm 1.46$ | -               | -               | -               | $1.13 \pm 1.44$ |
| 57 | Ruden             | 21  | 1965 - 2015 | $1.56 \pm 0.53$ | $1.54 \pm 0.86$ | -               | -               | -               | $1.81 \pm 1.23$ |
| 58 | Greifswalder Oie  | 18  | 1984 - 2015 | $1.98 \pm 1.27$ | $1.87 \pm 1.43$ | -               | -               | -               | $2.25 \pm 1.43$ |
| 60 | Koserow           | 39  | 1972 - 2015 | $1.79 \pm 0.51$ | $1.65 \pm 0.52$ | -               | -               | $1.48 \pm 0.65$ | $1.79 \pm 1.32$ |
| 52 | Karnin            | 51  | 1955 - 2015 | $1.34 \pm 0.33$ | $1.11 \pm 0.34$ | -               | $1.31 \pm 0.36$ | $0.46 \pm 0.61$ | $1.87 \pm 1.26$ |
| 64 | Ueckermuende      | 48  | 1965 - 2015 | $1.04 \pm 0.46$ | $0.68 \pm 0.46$ | -               | $0.8 \pm 0.46$  | $0.84 \pm 0.66$ | $2.42 \pm 1.37$ |
| 66 | Swinoujscie       | 181 | 1811 - 1999 | $0.81 \pm 0.06$ | $0.66 \pm 0.06$ | $0.98 \pm 0.15$ | -               | -               | -               |
| 67 | Kolobrzeg         | 173 | 1816 - 1999 | $0.94 \pm 0.07$ | $0.88 \pm 0.07$ | $0.95 \pm 0.17$ | -               | -               | -               |
| 68 | Ustka             | 49  | 1951 - 1999 | $1.78 \pm 0.6$  | $1.91 \pm 0.6$  | -               | -               | -               | -               |
| 69 | Wladyslawo wo     | 52  | 1951 - 2003 | $2.48 \pm 0.6$  | $2.63 \pm 0.6$  | -               | $3.34 \pm 0.75$ | -               | -               |
| 70 | Gdansk            | 49  | 1951 - 1999 | $2.99 \pm 0.63$ | $2.93 \pm 0.63$ | -               | -               | -               | -               |

## A.4 Saisonaler Zyklus entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste

In Tabelle 7 sind die Amplituden  $H$  und Phasen  $G$  der jährlichen ( $S_a$ ) und halbjährlichen ( $S_{sa}$ ) saisonalen Schwankungen dargestellt, die mithilfe der harmonischen Tideanalyse anhand der MSL Pegelzeitreihen an der deutschen und polnischen Ostsee bestimmt wurden. In Tabelle 7 sind zusätzlich für die ermittelten Parameter jeweils das 95 % Konfidenzintervall und die erklärten Varianzen durch den saisonalen Zyklus (Var1), durch den jährlichen Zyklus (Var2) und den halbjährlichen Zyklus (Var3) angegeben.

Tabelle 7: Amplituden ( $A_a, A_{sa}$ ) und Phasen ( $\phi_a, \phi_{sa}$ ) der jährlichen ( $S_a$ ), halbjährlichen ( $S_{sa}$ ) saisonalen Schwankungen für 49 Pegel (> 19 Jahre) mit Angabe des 95 % Konfidenzintervalls und der erklärten Varianzen durch den saisonalen Zyklus (Var1), durch den jährlichen Zyklus (Var2) und den halbjährlichen Zyklus (Var3).

| Nr. | Name            | Sa    |        |          |        | Ssa      |        |             |        | Var1 | Var2 | Var3 |
|-----|-----------------|-------|--------|----------|--------|----------|--------|-------------|--------|------|------|------|
|     |                 | $A_a$ | 95% K. | $\phi_a$ | 95% K. | $A_{sa}$ | 95% K. | $\phi_{sa}$ | 95% K. |      |      |      |
|     |                 | mm    |        | Grad     |        | mm       |        | Grad        |        |      |      |      |
| 1   | Flensburg       | 40    | 7      | 277      | 10     | 12       | 8      | 59          | 35,5   | 16   | 14   | 1    |
| 2   | Langballigau    | 35    | 11     | 260      | 19     | 13       | 12     | 94          | 54,5   | 13   | 11   | 1    |
| 3   | LT Kalkgrund    | 36    | 11     | 256      | 17     | 14       | 11     | 97          | 47,8   | 14   | 12   | 2    |
| 4   | Kappeln         | 34    | 11     | 261      | 19     | 13       | 12     | 91          | 52,5   | 13   | 11   | 2    |
| 5   | Schleswig       | 38    | 12     | 246      | 19     | 12       | 13     | 122         | 62,4   | 12   | 11   | 1    |
| 6   | Schleimünde SP  | 34    | 11     | 253      | 19     | 16       | 12     | 86          | 43,4   | 13   | 11   | 2    |
| 7   | Eckernförde     | 32    | 11     | 247      | 20     | 14       | 12     | 98          | 48,4   | 11   | 9    | 2    |
| 8   | LT Kiel         | 37    | 11     | 246      | 17     | 15       | 12     | 86          | 45,4   | 14   | 12   | 2    |
| 9   | Kiel-Holtenau   | 36    | 8      | 263      | 12     | 14       | 8      | 53          | 33,2   | 13   | 11   | 2    |
| 10  | Heiligenhafen   | 37    | 12     | 241      | 18     | 19       | 12     | 70          | 37,6   | 14   | 11   | 3    |
| 11  | Marienleuchte   | 45    | 6      | 256      | 7      | 22       | 6      | 59          | 16,3   | 17   | 14   | 3    |
| 12  | Neustadt        | 36    | 13     | 234      | 21     | 18       | 13     | 73          | 44,0   | 12   | 10   | 2    |
| 13  | Travemünde      | 38    | 5      | 236      | 8      | 16       | 5      | 68          | 18,3   | 11   | 9    | 2    |
| 14  | Lübeck Bauhof   | 32    | 13     | 227      | 23     | 17       | 13     | 83          | 43,6   | 10   | 8    | 2    |
| 15  | Wismar Baumhaus | 50    | 5      | 233      | 6      | 20       | 6      | 63          | 16,1   | 17   | 15   | 2    |
| 16  | Timmendorf      | 41    | 9      | 249      | 12     | 21       | 9      | 51          | 25,2   | 15   | 12   | 3    |
| 17  | Rostock         | 35    | 12     | 257      | 19     | 23       | 12     | 42          | 30,2   | 9    | 7    | 3    |
| 18  | Warnemünde      | 51    | 5      | 252      | 6      | 24       | 6      | 56          | 14,0   | 18   | 15   | 3    |
| 19  | Althagen        | 47    | 9      | 305      | 11     | 14       | 10     | 70          | 40,4   | 15   | 14   | 1    |
| 20  | Darßer Ort      | 58    | 15     | 275      | 15     | 31       | 16     | 35          | 29,9   | 21   | 17   | 5    |
| 21  | Prerow Innen    | 68    | 11     | -54      | 10     | 21       | 13     | 23          | 34,7   | 27   | 24   | 2    |
| 22  | ZingstBodden    | 51    | 11     | 312      | 13     | 24       | 12     | 69          | 29,5   | 18   | 14   | 3    |
| 23  | Barth           | 55    | 10     | 302      | 10     | 20       | 11     | 50          | 30,8   | 18   | 16   | 2    |
| 24  | Barhöft         | 46    | 13     | 275      | 16     | 27       | 13     | 49          | 27,8   | 13   | 10   | 4    |
| 25  | Stralsund       | 50    | 11     | 276      | 12     | 23       | 11     | 35          | 27,7   | 15   | 12   | 3    |
| 26  | Neuendorf Hafen | 48    | 14     | 286      | 17     | 25       | 15     | 54          | 33,0   | 14   | 11   | 3    |
| 27  | Kloster         | 50    | 12     | 290      | 14     | 30       | 13     | 46          | 24,2   | 15   | 11   | 4    |
| 28  | Wittower Fähre  | 60    | 11     | 284      | 10     | 33       | 11     | 40          | 19,8   | 18   | 14   | 4    |
| 29  | Wiek Rügen      | 81    | 16     | 294      | 11     | 29       | 18     | 21          | 34,5   | 27   | 24   | 3    |
| 30  | Arkona          | 68    | 10     | 274      | 8      | 31       | 11     | 65          | 20,5   | 27   | 22   | 5    |

|    |                      |    |    |     |    |    |    |    |      |    |    |   |
|----|----------------------|----|----|-----|----|----|----|----|------|----|----|---|
| 31 | Sassnitz             | 62 | 10 | 280 | 9  | 28 | 10 | 37 | 21,2 | 18 | 15 | 3 |
| 32 | Ralswiek             | 56 | 17 | 286 | 18 | 39 | 18 | 37 | 26,3 | 14 | 10 | 5 |
| 33 | Thiessow             | 39 | 16 | 281 | 23 | 31 | 16 | 58 | 29,5 | 10 | 6  | 4 |
| 34 | Lauterbach           | 55 | 14 | 281 | 14 | 32 | 14 | 38 | 25,8 | 17 | 13 | 4 |
| 35 | Stahlbrode           | 52 | 16 | 277 | 17 | 31 | 16 | 35 | 30,4 | 16 | 12 | 4 |
| 36 | Greifswald<br>Eldena | 46 | 11 | 274 | 14 | 25 | 11 | 36 | 26,0 | 13 | 10 | 3 |
| 37 | Greifswald<br>Wieck  | 46 | 11 | 274 | 14 | 25 | 11 | 35 | 26,1 | 13 | 10 | 3 |
| 38 | Wolgast              | 43 | 13 | 288 | 17 | 26 | 13 | 38 | 28,5 | 10 | 8  | 3 |
| 39 | Karlshagen           | 31 | 19 | 273 | 36 | 32 | 19 | 45 | 34,2 | 8  | 4  | 4 |
| 40 | Ruden                | 37 | 18 | 269 | 29 | 30 | 19 | 61 | 35,3 | 10 | 6  | 4 |
| 41 | Greifswalder<br>Oie  | 36 | 20 | 278 | 33 | 32 | 20 | 35 | 36,8 | 10 | 5  | 4 |
| 42 | Koserow              | 50 | 14 | 282 | 16 | 37 | 14 | 40 | 22,2 | 15 | 9  | 5 |
| 43 | Karnin               | 32 | 12 | 302 | 22 | 31 | 12 | 55 | 22,7 | 8  | 4  | 4 |
| 44 | Ueckermuende         | 29 | 13 | 307 | 26 | 31 | 13 | 51 | 24,0 | 7  | 3  | 4 |
| 45 | Swinoujscie          | 50 | 7  | 253 | 8  | 30 | 7  | 62 | 13,1 | 13 | 9  | 3 |
| 46 | Kolobrzeg            | 65 | 7  | 271 | 6  | 33 | 8  | 52 | 13,4 | 16 | 13 | 3 |
| 47 | Ustka                | 91 | 15 | 288 | 10 | 38 | 17 | 24 | 25,8 | 22 | 19 | 3 |
| 48 | Wladyslawowo         | 89 | 16 | 290 | 10 | 42 | 17 | 32 | 23,5 | 20 | 16 | 4 |
| 49 | Gdansk               | 92 | 16 | 283 | 10 | 38 | 18 | 26 | 26,6 | 21 | 18 | 3 |