

HENRY

Hydraulic Engineering Repository

Ein Service der Bundesanstalt für Wasserbau

Article, Published Version

Arns, Arne; Jensen, Jürgen; Wahl, Thomas

Zur konsistenten Ermittlung extremer Wasserstände unter Berücksichtigung gegenwärtiger und prognostizierter Meeresspiegeländerungen

Die Küste

Zur Verfügung gestellt in Kooperation mit/Provided in Cooperation with:
Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI)

Verfügbar unter/Available at: <https://hdl.handle.net/20.500.11970/106386>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Arns, Arne; Jensen, Jürgen; Wahl, Thomas (2018): Zur konsistenten Ermittlung extremer Wasserstände unter Berücksichtigung gegenwärtiger und prognostizierter Meeresspiegeländerungen. In: Die Küste 86. Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau. S. 569-585.

Standardnutzungsbedingungen/Terms of Use:

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

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



Zur konsistenten Ermittlung extremer Wasserstände unter Berücksichtigung gegenwärtiger und prognostizierter Meeresspiegeländerungen

Arne Arns, Jürgen Jensen und Thomas Wahl

Zusammenfassung

Dieser Beitrag zeigt die Kopplung statistischer und numerischer Modelle zur Ermittlung der Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände. Die Untersuchungen erfolgten am Beispiel der Schleswig-Holsteinischen Nordseeküste. Da die zur Verfügung stehenden Wasserstandsaufzeichnungen in einigen Küstenabschnitten des Untersuchungsgebietes limitiert sind, wurden die benötigten Wasserstandsdaten mit Hilfe eines hydrodynamisch-numerischen Modells generiert. Die modellgenerierten Wasserstände wurden mit den Wasserstandsdaten an den vorhandenen Pegelstandorten um den Bias korrigiert. Die Bias korrigierten Modellwasserstände wurden anschließend für die statistische Ermittlung extremer Wasserstände entlang der gesamten Küstenlinie Schleswig-Holsteins verwendet. In einem weiteren Modelllauf wurde der Einfluss eines möglichen Meeresspiegelanstiegs von 0,54 m auf die Extremwasserstände untersucht. In den meisten Bereichen zeigt dieses Szenario einen Anstieg in den Extremwasserständen, der signifikant über den Anstieg des mittleren Meeresspiegels von 0,54 m hinausgeht.

Schlagwörter

Sturmfluten, numerische Modellierung, statistische Analysen, Meeresspiegelanstieg, Wiederkehrintervalle

Summary

This paper presents the result from combining statistical and numerical models to assess return levels and return periods of extreme water levels under current and possible future mean sea level conditions. As water level records are limited in some parts of the study area, the proposed method is based on a numerical multi-decadal model hindcast of water levels for the whole of the North Sea. Predicted water levels from the hindcast are bias-corrected using the information from the available tide gauge records. These bias-corrected water levels are then used to calculate return water levels for the entire coastline of Schleswig-Holstein. Additionally, the impact of sea level rise on extreme water levels is investigated using the same numerical model and conducting a second hindcast that considers the same atmospheric forcing but adding +0.54 m to the MSL to explore the effects of SLR on storm surges in the investigation area. At most locations, the second model run leads to changes in the storm surge and return water levels that are significantly different from the changes in MSL alone.

Keywords

storm surges, numerical modelling, statistical assessment, sea level rise, return levels

Inhalt

1	Einleitung	570
2	Daten und Untersuchungsgebiet	572
3	Ermittlung extremer Wasserstände	573
4	Methoden	574
4.1	Aufbau des numerischen Modells	574
4.2	Bias-Korrektur	576
4.3	Validierung	578
4.4	Szenario Meeresspiegelanstieg	579
5	Ergebnisse	580
5.1	Extremwasserstände unter gegenwärtigen Bedingungen	580
5.2	Veränderungen der Extremwasserstände im SLR-Szenario	580
6	Zusammenfassung und Diskussion	582
7	Schriftenverzeichnis	583

1 Einleitung

Sturmfluten zählen zu den gefährlichsten geophysikalischen Risiken in Küstenregionen, die erhebliche Sachschäden anrichten und viele Menschenleben fordern können (VON STORCH 2012). Die Nordsee, insbesondere die deutsche Nordseeküste blickt auf eine lange Geschichte verheerender Sturmfluten zurück. So war die Deutsche Bucht 1962 von einem heftigen Sturm betroffen, durch den mehr als 300 Menschen in Hamburg ihr Leben verloren (BÜTOW 1963; VON STORCH und WOTH 2006). Die belastbare Ermittlung des Sturmflutrisikos ist daher von zentraler Bedeutung und muss fortwährend durch neue Daten und Verfahren aktualisiert werden (COLES und TAWN 2005; HAIGH et al. 2010a).

Die Bemessung von Küstenschutzanlagen basiert i.d.R. auf extremwertstatistischen Methoden (DIXON und TAWN 1994), einer Disziplin der Wahrscheinlichkeitstheorie, die sich mit seltenen Ereignissen wie Hochwasserereignissen im Küstenbereich befasst (COLES 2001). In den letzten 50 Jahren wurden verschiedene Extremwertstatistische Analysemethoden (z. B. EVA-Methoden) zur Ermittlung der Höhen und Häufigkeiten (d. h. der Wiederkehrintervalle) extremer (oftmals bisher nicht beobachteter) Wasserstände entwickelt (ein Überblick gängiger Verfahren kann z. B. JENSEN (1985) oder HAIGH et al. (2010a) entnommen werden). Dabei konnte sich jedoch keine der gegenwärtig verfügbaren Methoden etablieren; vielmehr finden auf nationaler sowie auf internationaler Ebene unterschiedlichste Methoden Anwendung. Das Resultat ist ein heterogenes Niveau der ermittelten Schutzhöhen. Folglich lässt sich die Wirksamkeit bzw. das Schutzniveau einzelner Küstenschutzanlagen nicht direkt miteinander vergleichen. Für einen konsistenten

Standard muss die Bemessung von Küstenschutzanlagen einheitlich auf Basis einer objektiv definierten Modellsystematik berechnet werden.

Die robuste Ermittlung extremer Wasserstände mittels herkömmlicher extremwertstatistischer Verfahren erfordert zudem Wasserstandsinformationen über eine ausreichende Dauer (> 30 Jahre; HAIGH et al. (2010a)). Hier liegt eines der größten Probleme von extremwertstatistischen Modellen, da die Wasserstandsinformationen in vielen Regionen nur begrenzt zur Verfügung stehen. In der Deutschen Bucht existieren an verschiedenen Orten langjährige Aufzeichnungen von Hoch- und Niedrigwasserständen, für andere Regionen jedoch (wie z. B. im Bereich einiger kleiner Inseln im deutschen Wattenmeer) sind keine oder nur sehr kurze und unvollständige Zeitreihen verfügbar. In der Praxis wird häufig davon ausgegangen, dass pegelbasierte Analysen (d. h. die Nutzung örtlicher Wasserstandsdaten eines Pegels) auf die unmittelbare, unbegegelte Umgebung übertragen werden können. Eine genauere Betrachtung der Wasserstände an unterschiedlichen Pegelstandorten in der Deutschen Bucht zeigt jedoch mitunter signifikante Abweichungen. Hervorgerufen werden diese durch Flachwasser- und Reibungseffekte sowie den komplexen Verlauf der Küstenlinie (siehe z. B. JENSEN und MÜLLER-NAVARRA 2008). Eine lineare Übertragung der Informationen der Wasserstände von bepegelten zu unbepegelten Standorten ist daher sehr kritisch zu bewerten und kann zu falschen Einschätzungen der Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände führen. Es werden daher robuste und konsistente Verfahren zur adäquaten Übertragung von Wasserstandsinformationen benötigt

Die Ermittlung extremer Wasserstände ist nicht nur aufgrund der heterogenen Bewertungsverfahren und der begrenzten Verfügbarkeit von Wasserstandsinformationen unsicher, sondern auch mit Blick auf mögliche zukünftige Projektionen im Zusammenhang mit klimatisch bedingten Veränderungen. Jüngste Analysen zeigen, dass der globale mittlere Meeresspiegel (engl.: mean sea level, MSL) zwischen 1971 und 2010 um 3,2 mm/Jahr gestiegen ist. Infolge einer zunehmenden Erwärmung der Ozeane und des gleichzeitigen Massenverlusts der Gletscher und Eisschilde wird erwartet, dass der MSL in Zukunft mit großer Wahrscheinlichkeit („very likely“) schneller steigt, als in der Zeit von 1971 bis 2010 (IPPC 2013). Bislang beruht die Mehrzahl der Küstenschutzstrategien auf der Annahme, dass Änderungen des mittleren Meeresspiegels der dominierende Faktor der im 21. Jahrhundert auftretenden Veränderungen der extremen Wasserstände sein werden. Dabei wird angenommen, dass sich mittlere und extreme Wasserständen langfristig ähnlich verhalten. Dementsprechend wurden die Bemessungswasserstände linear um den Betrag des prognostizierten Meeresspiegelanstiegs (engl.: sea level rise, SLR) erhöht (SMITH et al. 2010). Für die Deutsche Bucht konnte jedoch gezeigt werden (siehe MUDERSBACH et al. 2013), dass sich ab Mitte der 1950er Jahre bis etwa 1990 die Trends der Hoch- und Höchstwasserstände signifikant von den Trends des MSL unterscheiden (siehe z. B. auch JENSEN et al. 1992). Diese Diskrepanz deutet auf das Vorliegen nichtlinearer Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Wasserstandskomponenten (MSL, Tide, Windstau) hin. Damit zeigt die Deutsche Bucht ein völlig anderes Verhalten als die meisten anderen untersuchten Gebiete weltweit, in denen die beobachteten Veränderungen der Hoch- und Höchstwasserstände den MSL-Veränderungen entsprachen. Um adäquate Anpassungsstrategien für potentiell zukünftige Zustände zu entwickeln, ist es daher von größter Bedeutung, zuverlässige Vorhersagen über die Veränderungen der Extremwasserstände abzuleiten.

2 Daten und Untersuchungsgebiet

Die im Folgenden vorgestellten Verfahren und Ergebnisse wurden im Rahmen des KFKI-geförderten Forschungsprojektes ZukunftHallig entwickelt, das die Entwicklung von Strategien zum Schutz der nordfriesischen Halligen im Zuge des Klimawandels thematisiert. Bei den Halligen handelt es sich um kleine, nichteingedeichte Inseln mit geringem Höhengiveau vor der Küste Schleswig-Holsteins, des nördlichsten deutschen Bundeslandes (siehe blau markierte Flächen in Abb. 1b). Das sie umgebende nordfriesische Wattenmeer wurde 2009 in die Liste des UNESCO-Weltnaturerbes aufgenommen.

Für die Analysen werden eine Reihe von Pegelstandorten entlang der Küsten Großbritanniens (UK), der Niederlande (NL), Frankreichs (FRA) und Deutschlands (GER) (siehe Tab. 1) verwendet, deren genaue Standorte in Abb. 1 markiert sind. Sämtliche Wasserstandsaufzeichnungen beziehen sich auf die deutsche Bezugshöhe „Normalhöhenull“ (NHN). Zur Kalibrierung eines numerischen Modells (siehe Abb. 4) wurden hochauflösende Tidepegeldata der inneren Nordsee verwendet, welche die britische Ostküste, den Ärmelkanal, die niederländische Küste sowie die Deutsche Bucht abdecken. Die Modell-Kalibrierung wurde anhand des Sturmflutereignisses vom 1. November 2006 durchgeführt. Für die Bias-Korrektur der Modellergebnisse wurden die Hochwasserscheitel des Zeitraums 1970-2009 aller Tidepegel mit Ausnahme des Pegels vom Hafen Pellworm verwendet; letzterer diente Validierungszwecken.

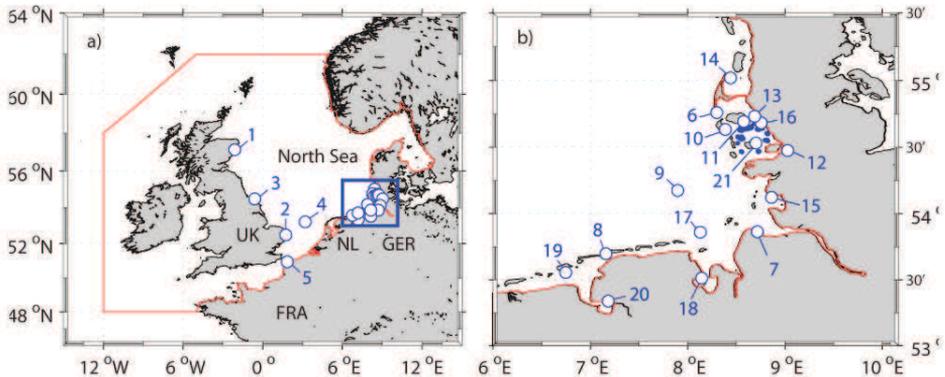


Abbildung 1: Untersuchungsgebiet mit a) Pegelstandorten im gesamten Modellgebiet und b) Pegelstandorten in der Deutschen Bucht.

Tabelle 1: Pegelstandorte zur Kalibrierung, Korrektur und Validierung der Modellergebnisse. Das Sternchen (*) weist auf verfügbare Scheitelwasserstände hin; an allen anderen Pegelstandorten wurden hochauflösende Werte (eine Minute) verwendet. Anhand des Häkchens (✓) ist zu erkennen, in welchem Berechnungsschritt die Daten genutzt wurden.

#	Pegelstandort (Abk.)	Land	Jahre	Verfügbar [%]	Kal.	Korr.	Val.
1	Aberdeen (ABE)	UK	2006	100	✓	-	-
2	Lowestoft (LOW)	UK	2006	100	✓	-	-
3	Whitby (WHI)	UK	2006	100	✓	-	-
4	K 13a Plattform (K13)	NL	2006	100	✓	-	-
5	Calais (CAL)	FRA	2006	89,6	✓	-	-
6	Hörnum (HOR)	GER	2006 1970-2009	98,9 100*	✓ -	- ✓	 ✓
7	Cuxhaven (CUX)	GER	1970-2009	100*	✓	✓	✓
8	Norderney (NOR)	GER	1970-2009	100*	✓	✓	✓
9	Helgoland (HEL)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
10	Wittdün (WIT)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
11	Wyk (WYK)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
12	Husum (HUS)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
13	Dagebüll (DAG)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
14	List (LIS)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
15	Büsum (BUS)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
16	Schlüttsiel (SCH)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
17	LT Alte Weser (LTA)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
18	Wilhelmshaven (WIL)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
19	Borkum FB (BOR)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
20	Emden (EMD)	GER	1970-2009	100*	-	✓	✓
21	Pellworm Hafen (PEL)	GER	1970-2009	100*	-	-	✓

3 Ermittlung extremer Wasserstände

Die Performance der beiden meistverwendeten direkten extremwertstatistischen Verfahren (d. h. Blockmaxima-Methode (BM-Methode) und Peaks-over-Threshold-Methode (POT-Methode)) und deren Anwendbarkeit auf Wasserstandsaufzeichnungen der Deutschen Bucht wurde in ARNS et al. 2013 untersucht. Ihre Ergebnisse zeigen, dass die POT-Methode im Allgemeinen stabilere Resultate liefert als die BM-Methode, sofern der Modellaufbau sorgfältig ausgewählt wird. Die POT-Methode geht von der Annahme aus, dass die Stichprobe (d. h. alle Werte oberhalb eines Schwellenwerts) durch eine verallgemeinerte Pareto-Verteilung (engl.: Generalized Pareto Distribution, GPD) beschrieben wird. Die POT-Stichprobe wird durch Wahl sämtlicher Werte eines Datensatzes bestimmt, die einen festgelegten Schwellenwert überschreiten. Häufig erfolgt die Festlegung des Schwellenwerts jedoch nach subjektiven Kriterien, was zu unterschiedlichen Ergebnissen führen kann, insbesondere bei einem Vergleich der Ergebnisse von vielen Standorten entlang einer Küstenlinie. Bei der Analyse unterschiedlicher Methoden zur Stichprobenbildung zeigen ARNS et al. (2013) darüber hinaus, dass ein Kollektiv aller Wasserstands-Überschreitungen des 99,7-Perzentil zu stabilen und konsistenten Ergebnissen in der Deutschen Bucht führt. Ferner wurde festgestellt, dass die Sturmflut von 1976 in die statistischen Auswertungen mit aufgenommen werden muss, da dieses Ereignis die in

weiten Teilen der Deutschen Bucht höchsten jemals aufgezeichneten Wasserstände aufweist. Der von ARNS et al. (2013) empfohlene Ansatz zur Ermittlung der Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände in der Deutschen Bucht mit geringstmöglicher Subjektivität geht nach den folgenden Schritten vor:

- Verwendung einer Scheitelzeitreihe beginnend ab 1976 oder früher.
- Erstellung eines stationären Datensatzes unter Anwendung einer Trendkorrektur der Hochwasserscheitel über ein einjähriges gleitendes Mittel.
- Erstellung einer Stichprobe aus allen Werten, die das 99,7-Perzentil der Hochwasserscheitel überschreiten.
- Verwendung des Extremal-Index für das Declustering (siehe z. B. COLES 2001).
- Anwendung der Maximum Likelihood-Methode (engl.: Maximum Likelihood Estimation, MLE) für die Schätzung der Parameter (siehe z. B. SMITH 1986; HOSKING und WALLIS 1987).
- Anpassung der GPD an die Stichprobe.

Die extremwertstatistischen Analysen dieses Beitrages basieren auf den Empfehlungen der oben genannten Studie.

4 Methoden

4.1 Aufbau des numerischen Modells

Zur Erzeugung kontinuierlicher Wasserstandsdaten für die gesamte Deutsche Bucht wurde ein 40-jähriger Hindcast für den Zeitraum 1970 - 2009 mit Hilfe eines prozessbasierten hydrodynamisch-numerischen Modells durchgeführt. Unter Einsatz des Softwarepakets MIKE21 FM (engl.: Flexible Mesh, flexibles Gitter) des Danish Hydraulic Institute (DHI) wurde ein zweidimensionales tiefengemittelttes barotropes Gezeitenmodell der Nordsee konfiguriert. Grundlage der Software ist die numerische Lösung der inkompressiblen Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichungen; die räumliche Diskretisierung wird durch ein flexibles Gitter erreicht. Das Modell wurde innerhalb eines von der US-Behörde National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) bereitgestellten Küstenverlaufs mit einer Auflösung von 1:250.000 km (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg_coastline/) konfiguriert. Innerhalb des Modells wurde die Auflösung der Küstenlinie auf 30 km entlang der offenen Ränder resampled; für die zwischen den nördlichsten und südlichsten Punkten liegenden Gebiete der europäischen Festlandküste wurde sie auf 10 km erhöht. Zwischen diesen Standorten (Skandinavien, Niederlande, Belgien, Frankreich) erfolgte ein sukzessives Resampling der Auflösung bis zur Erreichung der Maximalauflösung von 1 km in der Deutschen Bucht.

Die Bathymetrien, die auf das Modellgitter interpoliert wurden (siehe Abb. 2), stammten aus verschiedenen Quellen. Für den nördlichen Teil der Deutschen Bucht wurden hochauflösende (~ 15 m) Wattgrundkarten verwendet, die vom Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN-SH) zur Verfügung gestellt wurden. In diesem Gebiet befinden sich die Halligen. Um die Einflüsse dieser kleinen Inseln auf die Strömungsverhältnisse zu berücksichtigen, wurde ein digitales Geländemodell (engl.: Digital Elevation Model, DEM) in das Modell integriert. Dieses alle zehn bestehenden Halligen abdeckende Modell wurde auch vom LKN-SH bereitgestellt.

Für den verbleibenden Bereich der Deutschen Bucht wurde ein vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) erstellter bathymetrischer Datensatz mit einer Auflösung von 1 Seemeile auf das Gitter interpoliert. Außerhalb der Deutschen Bucht wurde der GEBCO-Datensatz (General Bathymetric Chart of the Oceans) des British Oceanographic Data Centre (BODC) verwendet, der eine globale Abdeckung aufweist. Die Auflösung der GEBCO-Daten betrug 0,5 Grad. Für alle Daten erfolgte eine Anpassung auf die deutsche Bezugshöhe NHN.

An den offenen Rändern wurde das Modell durch astronomische Tiden angetrieben (siehe Abb. 2). Diese wurden aus einem in MIKE21 (DHI) bereitgestellten globalen Gezeitenmodell abgeleitet, welches die acht primären Partialtiden (K_1 , O_1 , P_1 , Q_1 , M_2 , S_2 , N_2 und K_2) berücksichtigt (siehe z. B. ANDERSEN 1995). Der MSL wurde unter Verwendung der von WAHL et al. (2013) generierten Indexzeitreihe für die gesamte Nordsee berücksichtigt, wo die Zeitreihen aus den Daten von insgesamt 30 Pegelstandorten im Nordseebecken abgeleitet wurden. Für jedes Jahr des betrachteten 40-jährigen Hindcast wurde ein separater Modelllauf durchgeführt; der MSL an den offenen Modellrändern wurde gemäß den Jahresmittelwerten der Indexzeitreihe angepasst.

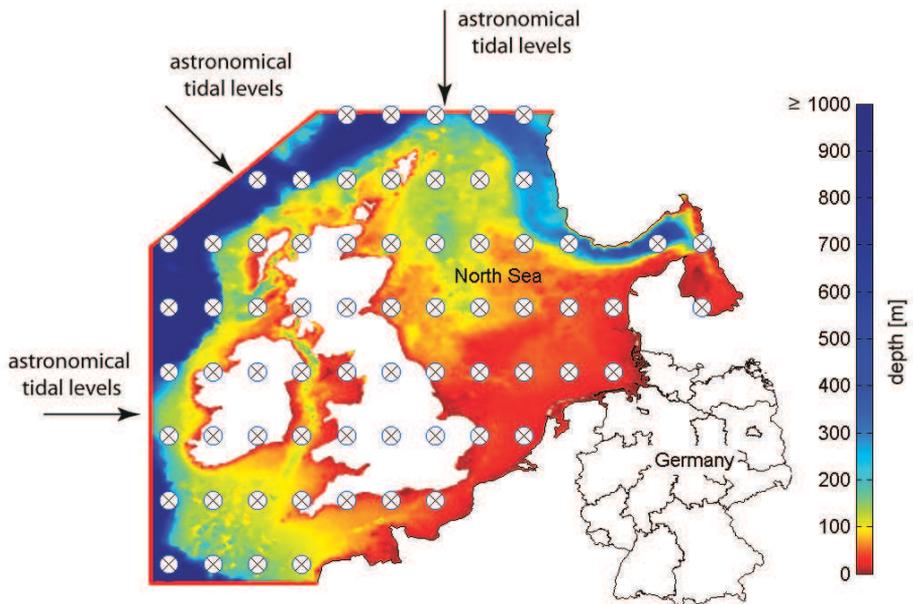


Abbildung 2: Modellgebiet mit Bathymetrie (gemäß Legende) und Standorte atmosphärischer (Kreuze) und tidebezogener (rote Linie) Randbedingungen.

Der meteorologische Antrieb erfolgte durch Verwendung von Druck- und Windfeldern über dem gesamten Modellgebiet. Diese wurden im Rahmen des „20th Century Reanalysis Project“ des Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES) und des Earth System Research Laboratory der National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA) zur Verfügung gestellt (COMPO et al. 2011). Die Werte sind in einer räumlichen Auflösung von 2 Grad und einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden (3 Stunden in der Vorhersage) verfügbar.

Das Modell wurde jahresweise mit einer zweitägigen Aufwärmphase (die Verwendung längerer Aufwärmphasen brachten keine Veränderungen) betrieben. Die Ergebnisse wurden für jeden Punkt des Modellgitters in 10-Minuten-Intervallen gespeichert. Die Kalibrierung erfolgte mittels einer schrittweisen Variation der Rauheitsbeiwerte (k_{st} -Werte) und durch den Vergleich der simulierten und beobachteten Wasserstände der Sturmflut vom 1. November 2006. Vereinfachend wurden dabei über das gesamte Modellgebiet konstante k_{st} -Werte verwendet. Zur Beurteilung der Anpassungsgüte wurden das *Bestimmtheitsmaß* (r^2), der *Index of Agreement* (d) sowie die *Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers* (RMSE) verwendet (eine Beschreibung verschiedener Effizienzkriterien findet sich in KRAUSE et al. (2005)). Aus den in Tab. 2 aufgeführten Kalibrierungsergebnissen geht hervor, dass die größte allgemeine Übereinstimmung entlang der britischen Küstenlinie erzielt wurde. In der Deutschen Bucht wurden dagegen etwas größere Unterschiede verzeichnet, die höchstwahrscheinlich darauf zurückzuführen sind, dass für die Sohlrauheit lediglich ein repräsentativer k_{st} -Wert verwendet und keine weitere Differenzierung von Rauheitsbereichen vorgenommen wurde. Außerdem tragen in diesem Gebiet Flachwassereffekte zur Tidedynamik bei, die möglicherweise nicht richtig im Modell erfasst wurden.

Tabelle 2: Effizienzkriterien auf Grundlage des Best Fit der Modelle.

Kriterien	ABE	WHI	LOW	CAL	K_{13}	HÖR	CUX	NOR
r^2 [-]	0,97	0,95	0,86	0,94	0,85	0,91	0,88	0,89
d [-]	0,99	0,99	0,96	0,98	0,96	0,98	0,96	0,97
RMSE [cm]	13,26	19,76	17,25	33,20	14,61	16,64	31,08	21,92

4.2 Bias-Korrektur

Durch die Kalibrierung ist es möglich, die Unterschiede zwischen den aufgezeichneten und modellierten Wasserständen (Bias) an einzelnen Standorten auf ein Mindestmaß zu begrenzen, doch es liegen noch weitere Abweichungen vor. Diese sind auf unterschiedlichste Ursachen zurückzuführen wie z. B. die Parametrisierung während des Modellaufbaus, die ein Spektrum an verschiedenen Strategien erlaubt. Des Weiteren sind Wasserstandsaufzeichnungen immer natürlichen und anthropogenen Einflüssen unterworfen, die in numerischen Modellsimulationen nur unzureichend berücksichtigt werden können. So haben die hier verwendeten Windfelder beispielsweise eine zeitliche Auflösung von 3 Stunden und eine räumliche Auflösung von 2 Grad. Bei der Simulation von Sturmfluten könnte sich diese Auflösung möglicherweise als zu grob für die Erfassung sämtlicher lokaler meteorologischer Effekte erweisen. Systematische Abweichungen können z. B. auch durch unvollkommene Eingangsdaten verursacht werden. Bei extremwertstatistischen Analysen können derartige Abweichungen zu beträchtlichen Diskrepanzen in der Ermittlung von Extremwasserständen führen, insbesondere bei größeren Widerkehrintervallen.

Die modellierten Wasserstände werden daher vor Durchführung der extremwertstatistischen Analysen mit Hilfe einer Bias-Korrektur an die Beobachtungsdaten angepasst. Bei der Bias-Korrektur handelt es sich um eine Transferfunktion, mit der sich eine modellierte in eine korrigierte Variable überführen lässt (PIANI et al. 2010). Diese Funktion wird durch die Beschreibung der Unterschiede zwischen zwei Variablen (z. B. gemessene und modellierte Wasserstände an einem Pegelstandort) mit parametrischen oder nichtpara-

metrischen Anpassungen (MUDELSEE et al. 2010) erzeugt. Im vorliegenden Beitrag wird für jedes einzelne Jahr des 40-Jahres-Hindcast eine nichtparametrische Bias-Korrektur verwendet (ausführlichere Informationen finden sich in ARNS et al. (2015a)), um für die gesamte Deutsche Bucht verlässliche Wasserstandsdaten für den Zeitraum 1970 - 2009 abzuleiten.

Die Bias-Korrektur basiert auf drei Berechnungsschritten. Im ersten Schritt werden die Tidehochwasserstände (Thw) von beobachteten (x_o) und modellgenerierten Wasserständen x_m ermittelt und in aufsteigender Reihenfolge sortiert. Im Anschluss werden die Differenzen (Bias) zwischen den kumulierten Verteilungsfunktionen (CDF) beobachteter $Q(x_{o,j,s})$ und modellierter $Q(x_{m,j,s})$ Thw an Pegelstandort s und für das Jahr j wie folgt ermittelt:

$$B_{c,j,s} = Q(x_{o,j,s}) - Q(x_{m,j,s}) \tag{1}$$

Die Differenzen ($B_{c,j,s}$) werden zu den Verteilungen der modellierten Thw $Q(x_{m,j,s})$ addiert, um an jedem einzelnen Pegelstandort die systematischen Modellabweichungen zu eliminieren. Die daraus resultierenden Werte entsprechen exakt den aus den Pegelaufzeichnungen abgeleiteten Thw:

$$Q(x_{o,j,s}) = B_{c,j,s} + Q(x_{m,j,s}) \tag{2}$$

Mit diesem Verfahren ist die Eliminierung systematischer Fehler an jedem Pegelstandort und für jede Periode, zu der Messdaten vorliegen, möglich. In Abb. 3b sind die Verteilungen beobachteter (schwarze Linie) und modellierter (rote Linie) Thw exemplarisch am Pegel Hörnum als Fallstudie dargestellt. Der Bias, d. h. die systematische Abweichung zwischen den Verteilungen gemäß Gleichung (1) wird als blaue Linie dargestellt.

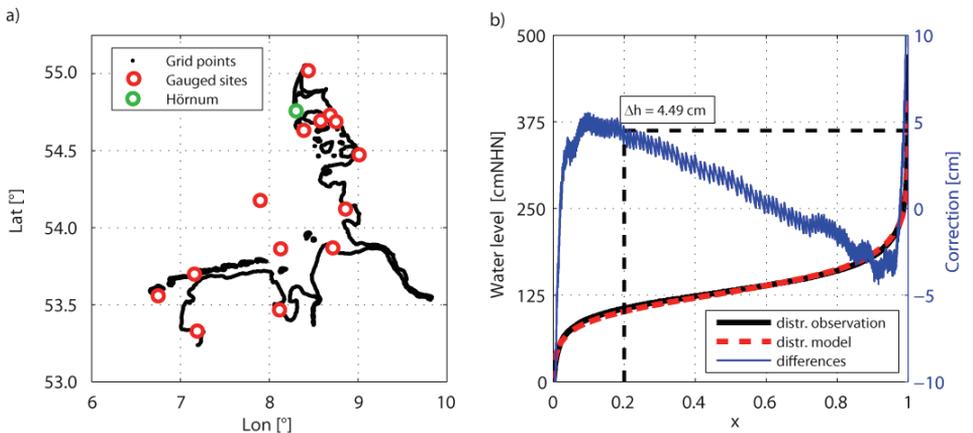


Abbildung 3: Beispiel einer Bias-Korrektur (nach ARNS et al. 2013) mit: a) Darstellung aller Gitterpunkte (schwarz) und Pegelstandorte (rot) des Modells entlang der Küste; b) den Verteilungen der beobachteten (schwarze Linie) und modellierten (rote Linie) Hochwasserscheitel (Thw) am Pegel Hörnum.

Jeder Bias mit einer Wahrscheinlichkeit zwischen 0 und 1 liefert einen Wert zur Korrektur der modellierten Daten. Die Korrektur für $Q(x = 0,2)$ z. B. beträgt $\Delta h = 4,95$ cm.

Abb. 3a zeigt alle Gitterpunkte (schwarze Punkte) des Modells entlang der Küste, für die beobachtete Wasserstände an den Pegelstandorten (rote Kreise) über den gesamten 40-Jahre-Hindcast verfügbar sind. Des Weiteren ist erkennbar, dass das Modell auch Wasserstände zwischen den Pegelstandorten erzeugt. Folglich muss die Bias-Korrektur auch auf diese Standorte angewendet werden. Im dritten Berechnungsschritt wird die Bias-Korrektur daher von allen 15 zur Korrektur vorgesehenen Pegelstationen (siehe Spalte Korr. (Korrektur) in Tab. 1) auf die Bereiche (Gridpunkte) zwischen den Pegeln interpoliert. Die Interpolation erfolgt für jedes Jahr einzeln mittels inverser Distanzgewichtung (engl.: *Inverse Distance Weighted Interpolation, IDW*) (z. B. McMILLAN et al. 2011).

4.3 Validierung

Zu Validierungszwecken wird die oben beschriebene Vorgehensweise zur Bias-Korrektur auf insgesamt 15 Validierungsstandorte (siehe Spalte Val. (Validierung) in Tab. 1) angewendet und mit den jeweiligen Beobachtungsdaten verglichen. Lediglich die Daten des Pegels Pellworm Hafen werden nicht zur Bias-Korrektur genutzt, d. h. die modellierten Wasserstände an diesem Pegel werden durch Anwendung der von den Nachbarstandorten interpolierten Bias-Korrektur korrigiert.

Die Bewertung der Gesamteffizienz des Verfahrens erfolgt nach den in Kapitel 4.1 zugrunde gelegten Effizienzkriterien. Die roten Punkte in Abb. 4 repräsentieren den Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Wasserständen an einzelnen Standorten; die blauen Punkte den Vergleich zwischen den beobachteten und den modellierten Wasserständen nach Anwendung der Bias-Korrektur. Wie erwartet erhöht sich das Bestimmtheitsmaß r^2 an allen Standorten (auch Pellworm Hafen) und erreicht nach der Korrekturwerte von $r^2 \approx 1$ [-] (Abb. 4a).

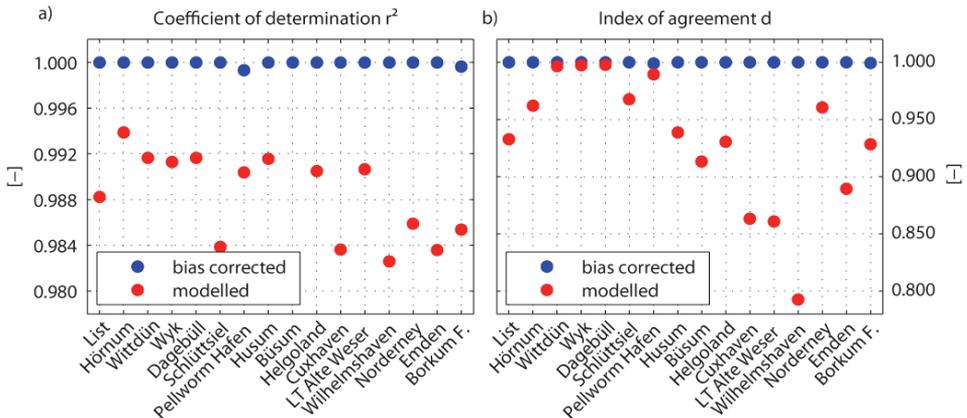


Abbildung 4: Zusammenstellung der Effizienzkriterien für 16 Pegelstandorte (aus ARNS et al. 2013).

Ein ähnlicher Effekt ist beim *Index of Agreement d* (Abb. 4b) zu erkennen, welcher an allen Standorten auf $d \approx 1$ [-] ansteigt. Die Verbesserung an den Pegeln Wittdün, Wyk und Dagebüll ist nur geringfügig, da der *Index of Agreement d* hier bereits vor Durchführung der Bias-Korrektur hoch war.

Die Validierung zeigt somit, dass die numerisch simulierten und korrigierten Wasserstände eine sehr gute Beschreibung der beobachteten Wasserstände ermöglichen. Eine detaillierte Betrachtung hierzu findet sich in ARNS et al. (2013) mit dem Ergebnis, dass die oben dargestellte Bias-Korrektur geeignet ist, um Eingangsdaten für extremwertstatistische Analysen insbesondere in unbegegelten Gebieten zu generieren.

4.4 Szenario Meeresspiegelanstieg

Zur Beurteilung des Einflusses von Meeresspiegeländerungen auf mögliche zukünftige Extremwasserstände wurde eine szenariobasierte Sensitivitätsstudie durchgeführt (nachfolgend als SLR-Szenario bezeichnet). Als Basis der Szenarien wurden aktuelle MSL-Projektionen verwendet (siehe Church et al., 2013), welche kürzlich im fünften Zustandsbericht (AR5) des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) veröffentlicht wurden. Die Modellauflösung dieser Projektionen ist im Bereich von Randmeeren wie der Nordsee jedoch immer noch verhältnismäßig grob. Aus diesem Grund wurde im Rahmen der Studie auf globale Projektionen zurückgegriffen. Demnach wird der zukünftige Meeresspiegelanstieg die beobachteten Raten von 1971 und 2010 aufgrund der erwarteten Zunahme bei der Erwärmung der Ozeane und der größeren Masseverluste der Gletscher und Eisschilde mit hoher Wahrscheinlichkeit übersteigen. Auf Basis von Klimaprojektionen in Verbindung mit prozessbasierten Modellen werden für 2081-2100 globale Anstiege zwischen 0,26 m und 0,82 m gegenüber 1986-2005 projiziert. Diese Spannbreite berücksichtigt vier verschiedene Repräsentative Konzentrationspfade (engl.: Representative Concentration Pathways, RCPs), die in Abhängigkeit von den Treibhausgasemissionen in den nächsten Jahrzehnten als mögliche Klimaszenarien betrachtet werden. Im Rahmen dieser Studie wird das Mittel aller vier RCPs mit $z = 0,5$ m verwendet und davon ausgegangen, dass dies den Anstieg des MSL bis 2100 darstellt.

Zusätzlich werden vertikale Landbewegungen in der Deutschen Bucht berücksichtigt, die aus dem Modell zur postglazial-isostatischen Ausgleichsbewegung (GIA) von PELTIER (2004) resultieren. Die Daten wurden der Website des *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL) entnommen. Im Untersuchungsgebiet beträgt die Landhebung infolge des GIA-Prozesses im Mittel $\sim 0,44$ mm/Jahr (nächster Punkt in Bezug auf das Untersuchungsgebiet: Länge 8; Breite 54,4). Unter der Annahme, dass vertikale Trends (zumindest bis 2100) langfristige, andauernde Prozesse beschreiben, wurden SLR-Projektionen und GIA-Einflüsse in einem Szenario zusammengefasst, bei dem der Anstieg des relativen MSL $+0,54$ m beträgt. Es wird angenommen, dass diese Projektion für das gesamte Untersuchungsgebiet gültig ist.

Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation und Sturmaktivität werden kontrovers diskutiert (siehe z. B. WEISSE und VON STORCH 2009 sowie die darin enthaltenen Referenzen). Angesichts dieser widersprüchlichen Ergebnisse basiert das hier verwendete SLR-Szenario auf der Annahme, dass die Windbedingungen (Geschwindigkeit und Richtung) keinen Veränderungen unterworfen sind. Bei den Modellläufen des SLR-Szenarios wird daher derselbe meteorologische Antrieb aus dem Zeitraum 1970-2009 verwendet, d. h. das SLR-Szenario geht von unveränderten meteorologischen Randbedingungen wie in Kapitel 4.1. aus. Die MSL Projektionen werden dagegen zu dem zwischen 1970 und 2009 beobachteten MSL addiert. Hierdurch lassen sich die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs auf Sturmflutwasserstände direkt ableiten. Es ist jedoch anzumerken, dass

Veränderungen der Sturmaktivität in Zukunft möglicherweise einen weiteren Anstieg der Sturmflutwasserstände in der Deutschen Bucht bewirken könnten (WOTH et al. 2006).

5 Ergebnisse

5.1 Extremwasserstände unter gegenwärtigen Bedingungen

Im Anschluss an die Bias-Korrektur wurden extremwertstatistische Analysen für die gesamte Nordsee-Küstenlinie Schleswig-Holsteins (nordöstliche Deutsche Bucht) durchgeführt. Das numerische Modell liefert für diesen Abschnitt der Küstenlinie Wasserstandszeitreihen an etwa 900 Küsten-Gitterpunkten, welche untereinander einen mittleren Abstand von etwa 1 km aufweisen. Die Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände werden mit Hilfe des in Kapitel 3 empfohlenen Ansatzes ermittelt (ausführliche Informationen hierzu finden sich in ARNS et al. (2013)). Abb. 5 enthält eine schematische Darstellung der Wasserstände mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren unter gegenwärtigen Bedingungen für die gesamte Schleswig-Holsteinische Küstenlinie einschließlich der unbepegelten Inseln und Halligen-Gebiete. Diese Informationen lassen sich als Grundlage für die Bemessung von Küstenschutzmaßnahmen sowie für Risikoanalysen in unbepegelten Bereichen wie den Halligen verwenden.

5.2 Veränderungen der Extremwasserstände im SLR-Szenario

Im folgenden Kapitel werden die Veränderungen der Wiederkehrintervalle extremer Wasserstände als Folge eines Meeresspiegelanstiegs von +0,54 m entlang der gesamten Küstenlinie der Schleswig-Holsteinischen Nordsee untersucht. In Abb. 6 sind folgende Informationen dargestellt: die Stichproben und die theoretischen Verteilungen des a) Kontrolllaufs, des b) Kontrolllaufs, der einfach mit dem hier zugrunde gelegten Meeresspiegelanstieg überlagert ist, und des c) SLR-Szenarios. Die Abbildung zeigt, wie die Veränderungen der Wiederkehrintervalle beurteilt wurden. Gleichzeitig ist erkennbar, dass die potentiell zukünftigen Extremwasserstände deutlich höher ausfallen als auf Basis einer linearen Abhängigkeit zwischen MSL und Extremwasserständen bisweilen angenommen wurde (ausführlichere Informationen in ARNS et al. (2015)).

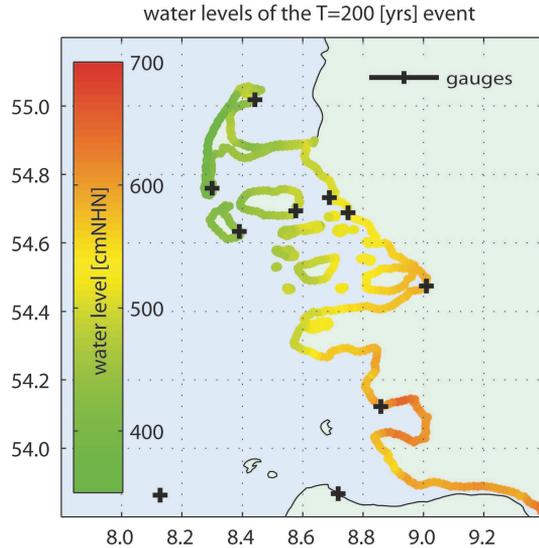


Abbildung 5: Wasserstände mit einem mittleren Wiederkehrintervall von T=200 Jahren entlang der Schleswig-Holsteinischen Nordseeküste.

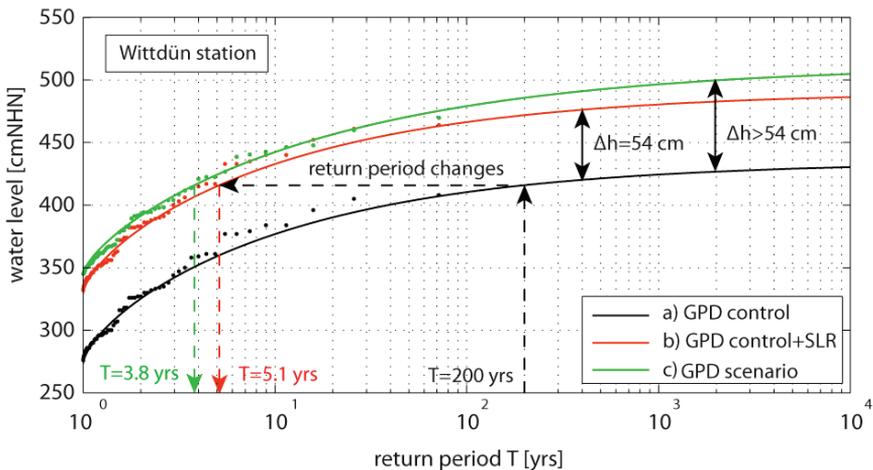


Abbildung 6: Ermittlung extremer Wasserstände am Pegel Wittdün (a) und der Einfluss des SLR bei Anwendung der MSL-Offset-Methode (b) oder infolge numerischer Modellsimulationen (c).

Abb. 7 zeigt die Wiederkehrintervalle des Wasserstandes im SLR-Szenario, welche dem Wasserstand mit einem mittleren Wiederkehrintervall von $T = 200$ unter gegenwärtigen Bedingungen entsprechen. Die Abbildung zeigt, dass die Wiederkehrintervalle des momentan 200-jährlichen Wasserstandes im SLR-Szenario bis auf Jährlichkeiten von 3 Jahren abnehmen. Auch die räumlich inkonsistente Rückkopplung wird hier deutlich: die größten Veränderungen der Häufigkeiten sind im westlichsten Teil zu beobachten (z. B. bei den größeren Inseln), aber teilweise auch entlang der Küstenlinie des Festlands.

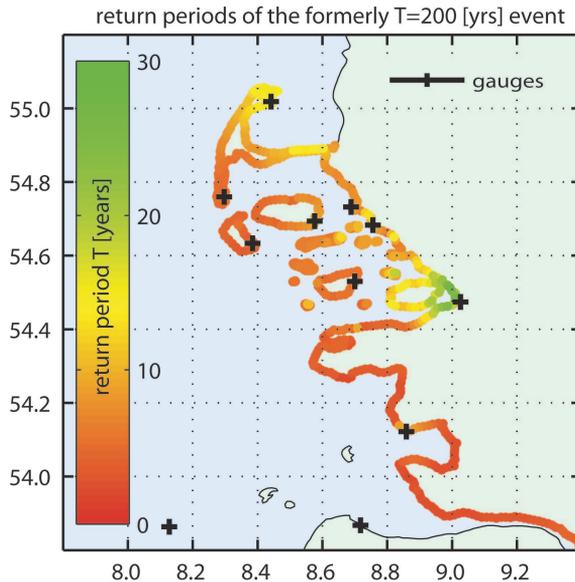


Abbildung 7: Wiederkehrintervalle im SLR-Szenario; die Wiederkehrintervalle sind auf die Höhen der bisherigen 200-jährlichen Wasserstände bezogen.

6 Zusammenfassung und Diskussion

In dieser Studie wurden numerische Modellsimulationen und statistische Verfahren miteinander verknüpft, um die Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände an Standorten zu ermitteln, für die nur unzureichende oder keine Wasserstandsdaten vorliegen. Eine ähnliche Methode wurde auch an diversen anderen Küstenlinien weltweit angewandt (siehe z. B. MCMILLAN et al. 2011). Die zugrunde liegende Idee wurde in einer an die Charakteristika der Schleswig-Holsteinischen Küstenlinie angepassten Form adaptiert. Es wird gezeigt, dass die aus einem hydrodynamisch-numerischen Modell abgeleiteten Wasserstände belastbare Aussagen zu Höhen und Häufigkeiten von Sturmfluten ermöglichen. Insbesondere Regionen, in denen keine oder nur wenige Pegel existieren, können von diesem Ansatz profitieren. Voraussetzung ist jedoch eine angemessene Korrektur der aus den numerischen Simulationen resultierenden Abweichungen gegenüber Naturbeobachtungen. Aus diesem Grund erfolgt zunächst an jedem der einzelnen Beobachtungsstandorte eine Bias-Korrektur, die anschließend auf die Nachbarstandorte interpoliert wird. Hierdurch lassen sich regionalisierte Wasserstände (auch an unbepegelten Standorten) berechnen. Eine Beurteilung der Ergebnisse zeigt, dass die auf Basis des hier vorgestellten Ansatzes ermittelten und aus Analysen von Beobachtungsdaten resultierenden Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände eine hohe Übereinstimmung aufweisen. Zur Berücksichtigung potentiell zukünftiger Veränderungen wurde die Auswirkung eines Meeresspiegelanstiegs um +0,54 m auf Extremwasserstände entlang der Nordseeküste Schleswig-Holsteins untersucht. Die Studie zeigt, dass zukünftige Extremwasserstände vermutlich deutlich höher ausfallen werden als infolge des Meeresspiegelanstiegs alleine erwartet. Ursache dieser Differenzen sind insbesondere Änderungen der Flachwasser- und Reibungseffekte und deren Rückkopplung auf den Tideanteil des

Gesamtwasserstandes (ausführlichere Informationen in ARNS et al. (2015)). Die Studie zeigt zudem, dass die Wiederkehrintervalle von Extremwasserständen stark zurückgehen werden, d. h. dass Wasserstände, die unter gegenwärtigen Bedingungen im statistischen Mittel sehr selten eintreten, unter potentiell zukünftigen Bedingungen deutlich häufiger auftreten werden. So tritt zukünftig der 200-jährliche Wasserstand im SLR-Szenario beispielsweise mit einem mittleren Wiederkehrintervall von $T = 3$ Jahren auf.

Die einzelnen Bestandteile der vorliegenden Arbeit lassen sich für eine objektive und zuverlässige Ermittlung lokaler Extremwasserstände für gegenwärtige und potentiell zukünftige SLR-Bedingungen kombinieren. Dank der o. g. Verfahren ist es möglich, die Höhen und Häufigkeiten von Wasserständen entlang ganzer Küstenlinien abzuschätzen, da auch für unbeeugelte Gebiete belastbare Wasserstände ermittelt werden können. Diese Ergebnisse sollten für die Bemessung von Küstenschutzanlagen und/oder für Risikoanalysen berücksichtigt werden.

7 Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, O. B: Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, 1995.
- ARNS, A.; WAHL, T.; HAIGH, I. D.; JENSEN, J. and PATTIARATCHI, C.: Estimating extreme water level probabilities: A comparison of the direct methods and recommendations for best practise, *Coastal Engineering*, Vol. 81, 2013.
- ARNS, A.; WAHL, T.; DANGENDORF, S. and JENSEN, J.: The impact of sea level rise on extreme water levels in the northern part of the German Bight, *Coastal Engineering*, under review, 2015.
- ARNS, A.; WAHL, T.; DANGENDORF, S.; MUDERSBACH, C. und JENSEN, J.: Ermittlung regionalisierter Extremwasserstände für die Schleswig-Holsteinische Nordseeküste. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, HW57, 2013.
- BÜTOW, H.: Die große Flut in Hamburg: Eine Chronik der Katastrophe vom Februar 1962. Verlag: Hansestadt, 1963.
- COLES, S.: An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. Springer Verlag, London, 2001.
- COLES, S. G. and TAWN, J. A.: Bayesian modelling extreme surges on the UK east coast. *Phil.Trans. Roy. Soc. A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 363, 1387-1406, 2005.
- COMPO G. B.; WHITAKER, J. S.; SARDESHMUKH, P. D.; MATSUI, N.; ALLAN, R. J.; YIN, X.; GLEASON, B. E.; VOSE, R. S.; RUTLEDGE, G.; BESSEMOULIN, P.; BRÖNNIMANN, S.; BRUNET, M.; CROUTHAMEL, R. I.; GRANT, A. N.; GROISMAN, P. Y.; JONES, P. D.; KRUK, M. C.; KRUGER, A. C., MARSHALL, G. J.; MAUGERI, M.; MOK, H. Y.; NORDLI, Ø.; ROSS, T. F.; TRIGO, R. M.; WANG, X. L.; WOODRUFF, S. D. and WORLEY, S. J.: The twentieth century reanalysis project. *Q J Roy Meteor Soc* 137:1-28, doi: 10.1002/qj.776, 2011.
- DIXON, M. J. and TAWN, J. A.: Extreme sea-levels at the UK A-class sites: site-by-site analyses. Proudman Oceanographic Laboratory Internal Document No. 65, 1994.
- HAIGH, I. D.; NICHOLLS, R. and WELLS, N.: A comparison of the main methods for estimating probabilities of extreme still water levels. *Coastal Engineering* 57, 838-849, 2010a.

- HAIGH, I.; NICHOLLS, R. and WELLS, N.: Assessing changes in extreme sea levels: application to the English Channel, 1900-2006. *Continental Shelf Research* 30, 1042-1055, 2010b.
- HOSKING, J. R. M. and WALLIS, J. R.: Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution. *Technometrics* 29, 339-349, 1987.
- IPCC: Summary for Policymakers. In: STOCKER, T. F.; QIN, D.; PLATTNER, G.-K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V. and MIDGLEY, P.M. (eds.): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- JENSEN, J.: Über instationäre Entwicklungen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste. *Mitteilungen Leichtweiß-Institut der TU Braunschweig*, Heft 88, 1985.
- JENSEN, J. and MÜLLER-NAVARRA, S.: Storm surges on the German Coast. *Die Küste*, 74, 92-125, 2008.
- KRAUSE, P.; BOYLE, D. P. and BÄSE, F.: Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. in Geosc.*, Vol. 5, 89-97, 2005.
- MCMILLAN, A.; BATSTONE, C.; WORTH, D.; TAWN, J.; HORSBURGH, K. and LAWLESS, M.: Coastal flood boundary conditions for UK mainland and islands. Project: SC060064/TR2: Design sea-levels. Environment Agency of England and Wales, 2011.
- MUDELSEE, M.; CHIRILA, D.; DEUTSCHLÄNDER, T.; DÖRING, C.; HAERTER, J.; HAGEMANN, S.; HOFFMANN, H.; JACOB, D.; KRAHE, P.; LOHMANN, G.; MOSELEY, C.; NILSON, E.; PANFEROV, O.; RATH, T. und TINZ, B.: Climate Model Bias Correction und die Deutsche Anpassungsstrategie. *Mitteilungen Deutsche Meteorologische Gesellschaft*, 2-7, 2010.
- MUDERSBACH, C.; WAHL, T.; HAIGH, I. D. and JENSEN, J.: Trends in extreme high sea levels along the German north sea coastline compared to regional mean sea level changes. *Continental Shelf Research*. ISSN 0278-4343. doi: 10.1016/j.csr.2013.06.016, 2013.
- PELTIER, W. R.: Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G(VM2) model and GRACE. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 2004. 32, 111-149, 2004.
- PIANI, C.; HAERTER, J. O. and COPPOLA, E.: Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor. Appl. Climatol.*, Vol. 99, 187-192, 2010.
- SMITH, R. L.: Extreme value theory based on the r largest annual events. *Journal of Hydrology* 86, 27-43, 1986.
- SMITH, J. M.; CIALONE, M. A.; WAMSLEY, T. V. and MCALPIN, T. O.: Potential impact of sea level rise on coastal surges in southeast Louisiana. *Ocean Engineering*, Vol. 37, 37-47, 2010.
- VON STORCH, H. and WOTH, K.: Storm surges - the case of Hamburg, Germany. ESSP OSC panel session on "GEC, natural disasters, and their implications for human security in coastal urban areas".

- VON STORCH, H.: Storm Surges: Phenomena, Forecasting and Scenarios of Change. Proceeding of the International Union of Theoretical and Applied Mechanics (IUTAM), 2012.
- WAHL, T.; HAIGH, I. D.; WOODWORTH, P. L.; ALBRECHT, F.; DILLINGH, D.; JENSEN, J.; NICHOLLS, R. J.; WEISSE, R. and WÖPPELMANN, G.: Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present, *Earth-Science Reviews*, Vol.124, 51-67, 2013.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.003>
- WEISSE, R. and VON STORCH, H.: *Marine Climate and Climate Change: Storms, Wind Waves and Storm Surges*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 2009.
- WOTH, K.; WEISSE, R. and VON STORCH, H.: Climate change and North Sea storm surge extremes: An ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. *Ocean Dyn.*, Vol. 56, 3-15, 2006.