

# HENRY

Hydraulic Engineering Repository

Ein Service der Bundesanstalt für Wasserbau

---

Article, Published Version

**Arns, Arne; Jensen, Jürgen**

## **Analyse der hydrologischen und hydrodynamischen Randbedingungen im Bereich der Halligen**

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/20.500.11970/105211>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Arns, Arne; Jensen, Jürgen (2016): Analyse der hydrologischen und hydrodynamischen Randbedingungen im Bereich der Halligen. In: Die Küste 84. Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau. S. 9-43.

### **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.



# Analyse der hydrologischen und hydrodynamischen Randbedingungen im Bereich der Halligen

*Arne Arns und Jürgen Jensen*

## Zusammenfassung

Die Deutsche Nordseeküste ist durch technische Hochwasserschutzanlagen gegen Sturmfluten gesichert, deren Schutzhöhen aus landesspezifischen Verfahren abgeleitet werden. Primäres Ziel im Teilprojekt A (03KIS093) des Verbundprojektes „ZukunftHallig“ (JENSEN et al. 2016) war daher zunächst die konsistente und objektive Ermittlung dieser Schutzhöhen (d. h. von Wasserständen definierter Eintrittswahrscheinlichkeiten). Im Untersuchungsgebiet werden die erforderlichen Schutzhöhen mit Hilfe von extremwertstatistischen Analysen ermittelt. Pegelmessungen, die eine ausreichend lange Zeitspanne abdecken, bilden hier üblicherweise die Basis für die punktuelle Ermittlung von Extremwasserständen. In unbepegelten Bereichen (wie z. B. in großen Bereichen der Halligen) ist diese Aufgabe dagegen ungleich schwieriger. Im Vorhaben wurde daher eine Methodik zur Kopplung statistischer und numerischer Modelle entwickelt, welche die Ermittlung der Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände ermöglicht. Darüber hinaus 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, Wiederkehrintervalle, ZukunftHallig

## Summary

*The German North Sea coastline is protected by coastal defence structures with heights derived from return water levels. The calculation of return water levels, however, varies between federal states. Primary aim of the subproject ZukunftHallig-A (03KIS093) as part of the research project ZukunftHallig (JENSEN et al. 2016) was to provide a methodology enabling to consistently and objectively calculate return water levels. In the study area, such return levels are calculated using extreme value statistics. In some regions, however, this is a challenging task as water level records are not available or cover shorter time periods as required for undertaking reliable extreme value analysis. In this subproject, the concept of regionalization is adopted and adjusted from a riverine (where it has been previously applied) to a coastal setting. This innovative approach combines numerical modelling and a bias-correction method and enables to estimate return levels in ungauged areas. Additionally, the impact of sea level rise on extreme water levels is investigated adding +0.54 m to the MSL in the investigation area. At most locations, the analyses point 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, return levels, ZukunftsHallig*

## Inhalt

1	Einleitung.....	10
2	Verwendete Daten.....	13
3	Entwicklung einer konsistenten Vorgehensweise für die Analyse der Höhen und Häufigkeiten von Sturmfluten.....	13
3.1	Motivation.....	13
3.2	Grundlagen.....	14
3.3	Methoden und Ergebnisse.....	15
3.4	Trendkorrektur.....	16
3.5	Kollektivbildung.....	18
3.5.1	Block Maxima Methode.....	18
3.5.2	POT Methode.....	18
3.6	Declustern.....	22
3.7	Verteilung.....	22
3.8	Übertragbarkeit.....	24
3.9	Empfehlungen zur Ermittlung extremer Wasserstände.....	27
4	Kollektiverweiterung.....	28
4.1	Motivation.....	20
4.2	Modellaufbau.....	20
4.3	Kalibrierung.....	31
4.4	Biaskorrektur.....	32
4.5	Validierung der Biaskorrektur.....	33
4.6	Extremwertstatistische Analysen.....	35
5	Weitergehende Analysen.....	37
6	Zusammenfassung und Fazit.....	38
7	Schriftenverzeichnis.....	39

## 1 Einleitung

Die deutsche Nordseeküste mit ihren Inseln und Halligen ist einer latenten Bedrohung durch extreme Sturmfluten ausgesetzt, die in der Vergangenheit immer wieder zu enormen Schäden geführt haben. Im Kontext klimatischer Veränderungen wird diese Bedrohung mittel- bis langfristig voraussichtlich zunehmen (siehe z. B. SENEVIRATNE et al. 2012). Mit Hilfe von Küstenschutzmaßnahmen soll sichergestellt werden, dass gefährdete Gebiete ein möglichst hohes Schutzniveau erreichen ohne dabei ökologische, ökonomische sowie touristische Ansprüche zu vernachlässigen. Die Maßnahmenentwicklung basiert i. d. R. auf der Analyse von Naturmessungen. So sind z. B. die Landesschutzdeiche

an der Schleswig-Holsteinischen Nordseeküste durch technische Hochwasserschutzrichtungen (HWS-Einrichtungen) gegen Sturmfluten gesichert, deren Schutzhöhen (Bemessungswasserstände) aus extremwertstatistischen Analysen von Wasserstandsmessungen abgeleitet werden. Der sogenannte Bemessungswasserstand wird üblicherweise durch Überschreitungswahrscheinlichkeiten  $P_{\bar{U}}$  bzw. Jährlichkeiten zwischen  $T=100$  und  $T=10.000$  Jahren definiert (MUDERSBACH 2010); die Vorgehensweise zur Ermittlung dieser Größen ist jedoch nicht reglementiert und basiert gegenwärtig auf subjektiven Entscheidungen. Zur konsistenten Ermittlung extremer Wasserstände (z. B. für Bemessungszwecke) wurde daher eine objektive Vorgehensweise entwickelt, mit der sich Extremwasserstände entlang der gesamten deutschen Nordseeküste belastbar schätzen lassen.

Insgesamt stehen hierfür in der Deutschen Bucht häufig sehr lange und zumeist lückenhafte und plausibilisierte Zeitreihen der Tidehoch- und Niedrigwasser zur Verfügung (siehe z. B. die nummerierten Stationen in Abb. 1b bis d und Tab. 1).

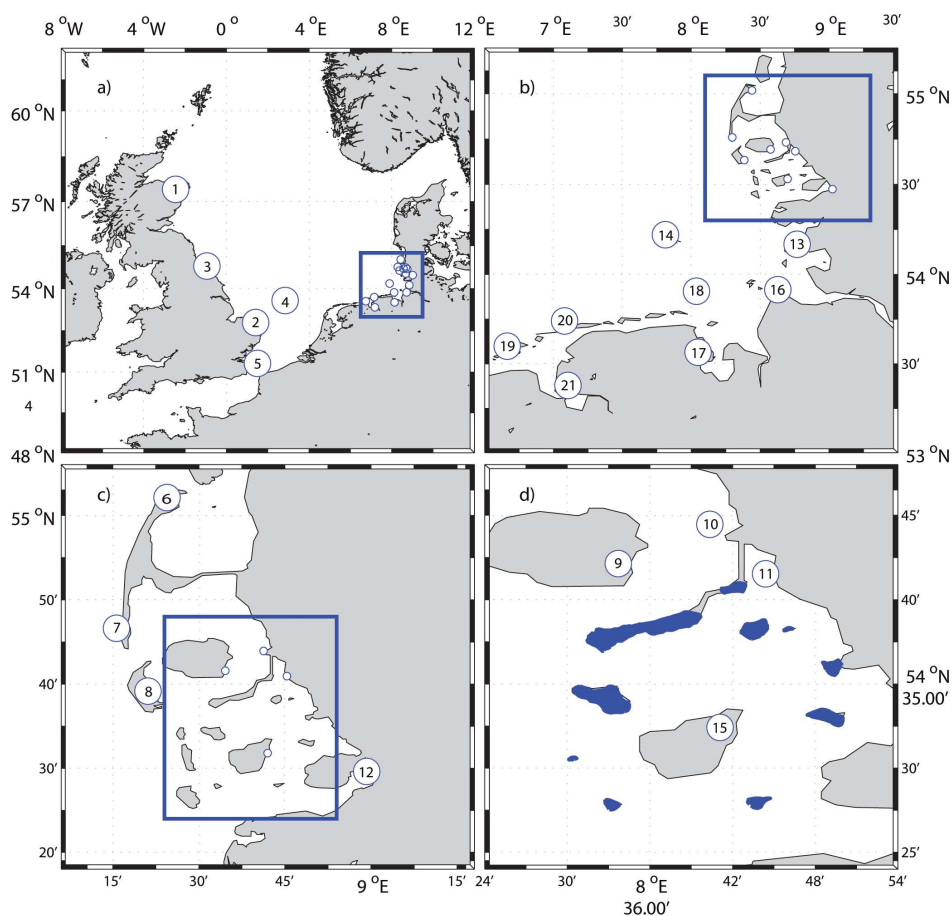


Abbildung 1: Lage der betrachteten Pegelstandorte (Nummerierung siehe Tab. 1); d) die einzelnen Halligen sind in blau dargestellt.

Tabelle 1: Übersicht der im Rahmen des Vorhabens verwendeten Wasserstandsdaten.

#	Station	Land	Tideregime	Standort		Tide/surge Verh.	Anzahl der Jahre	Periode	Vollständigkeit (%)
				Lon	Lat				
1	Aberdeen	UK	Semidiurnal	57.13300	-2.10000	-	1 (MW)	2006	100
2	Lowestoft	UK	Semidiurnal	52.47000	1.75000	-	1 (MW)	2006	100
3	Whitby	UK	Semidiurnal	54.48000	-0.61000	-	1 (MW)	2006	100
4	K 13a Plattform	NL	Semidiurnal	53.21700	3.22000	-	1 (MW)	2006	100
5	Calais	FRA	Semidiurnal	50.95000	1.85000	-	1 (MW)	2006	89,6
6	List	GER	Semidiurnal	55.01826	8.44140	1.4	74 (SW)	1936 - 2009	99,5
7	Hörnrum	GER	Semidiurnal	54.75979	8.29700	1.7	1 (MW) 74 (SW)	2006 1936 - 2009	98,9 99,5
8	Wittdün	GER	Semidiurnal	54.63344	8.38493	-	40 (SW)	1970 - 2009	100
9	Wyk	GER	Semidiurnal	54.69333	8.57638	-	40 (SW)	1970 - 2009	100
10	Dagebüll	GER	Semidiurnal	54.73220	8.68801	2.0	74 (SW)	1935 - 2009	98,9
11	Schlüttsiel	GER	Semidiurnal	54.68270	8.75590	-	40 (SW)	1970 - 2009	100
12	Husum	GER	Semidiurnal	54.47394	9.02585	2.3	75 (SW)	1935 - 2009	99
13	Büsum	GER	Semidiurnal	54.12222	8.85916	2.5	74 (SW)	1935 - 2009	98,5
14	Helgoland	GER	Semidiurnal	54.17660	7.89522	-	40 (SW)	1970 - 2009	100
15	Pellworm Hallen	GER	Semidiurnal	54.53000	8.70000	-	40 (SW)	1970 - 2009	100
16	Cuxhaven	GER	Semidiurnal	53.86778	8.71750	2.3	91 (SW)	1918 - 2011	100
17	Wilhelmshaven	GER	Semidiurnal	53.51444	8.14500	2.6	74 (SW)	1935 - 2009	99
18	L.T. Alte Weser	GER	Semidiurnal	53.86333	8.12750	2.6	109(SW)	1900 - 2009	97,2
19	Borkum	GER	Semidiurnal	53.55750	6.74778	2.6	74 (SW)	1935 - 2009	99
20	Norderney	GER	Semidiurnal	53.69806	7.15853	2.2	75 (SW)	1935 - 2009	100
21	Emden	GER	Semidiurnal	53.33670	7.18600	-	40 (SW)	1970 - 2009	100

Seit Ende der 1990er Jahre existieren zudem vielerorts Wasserstandszeitreihen mit einer zeitlichen Auflösung von  $t \leq 1h$ . In einigen lokalen Bereichen, z. B. im Umfeld der Schleswig-Holsteinischen Halligen, existieren jedoch nur wenige Messstationen, die insgesamt kürzere Zeitspannen abdecken und häufigere Fehler sowie Datenlücken aufweisen. Werden diese fehlerhaften und/oder unvollständigen Daten in die Auswertung mit einbezogen, kann dies zu ungenauen Einschätzungen vergangener, gegenwärtiger sowie der Projektion zukünftiger Zustände führen. Schlimmstenfalls kann dies zu Fehlentscheidungen und beträchtlichen Fehlinvestitionen führen. Um extreme Wasserstände abschätzen zu können, werden daher lokale und vollständige Wasserstandsdaten benötigt; im Bereich der Halligen sind diese jedoch oftmals nur bedingt verfügbar. Ein wesentlicher Arbeitsschwerpunkt des Vorhabens liegt daher auf der räumlichen Interpolation

von Wasserstandsdaten, um geeignete Informationen auch für Bereiche zu erhalten, in denen keine Pegel vorhanden sind.

## 2 Verwendete Daten

Die im Folgenden durchgeführten Analysen erfolgten anhand diverser Pegelaufzeichnungen aus der Deutschen Bucht. Zur Modellkalibrierung wurden Pegeldata entlang der gesamten Nordsee, d. h. der britischen Ostküste, aus dem Ärmelkanal, vor der Küste der Niederlande und im Bereich der Deutschen Bucht verwendet. Für die Korrektur der modellgenerierten Wasserstände (siehe Kap. 4.4) wurden Scheitelzeitreihen von Pegeln entlang der Deutschen Bucht verwendet. Alle relevanten Informationen zu den verwendeten Daten können Tab. 1 entnommen werden; die Lage der einzelnen Standorte kann Abb. 1 entnommen werden.

In der „Anzahl der Jahre“-Spalte wird angegeben, ob es sich um hochaufgelöste Daten (d. h. mit einer Auflösung von einer Minute; MW) oder um Scheitelwerte (SW) handelt. Alle Zeitreihen in Tab. 1 wurden hinsichtlich fehlerhafter Werte geprüft und bereinigt (siehe ARNS et al. 2013). Für die Analysen wurden alle Wasserstandszeitreihen der deutschen Nordseeküste auf „Normalhöhennull“ bezogen; für die Modellkalibrierung wurden die Pegelmessungen auf Modellnull gesetzt (d. h. die Zeitreihen wurden um ihren Mittelwert reduziert).

## 3 Entwicklung einer konsistenten Vorgehensweise für die Analyse der Höhen und Häufigkeiten von Sturmfluten

### 3.1 Motivation

Im Laufe der letzten Dekaden wurden diverse Ansätze zur Bemessung von Küstenschutzbauwerken entwickelt. Dabei kommen häufig statistische Verfahren zu Einsatz (DIXON und TAWN 1994). Gegenwärtig werden sowohl auf internationaler, als auch auf nationaler Ebene unterschiedliche Verfahren verwendet. Auch entlang der Deutschen Nordseeküste ist diese Situation inhomogen. Dies ist primär darin begründet, dass der Küstenschutz in Deutschland auf Länderebene geregelt wird. Als Folge verwenden die einzelnen Bundesländer, die von Nordsee-Sturmfluten betroffen sind, unterschiedliche Verfahren. So werden die Bemessungswasserstände in Hamburg mit einem empirisch hergeleiteten Bemessungsereignis ermittelt, welches bei Cuxhaven in ein hydrodynamisch-numerisches Modell eingesteuert wird (GÖNNERT et al. 2013). In Bremen und Niedersachsen wird dagegen das sogenannte deterministische Einzelwertverfahren zur Ermittlung von Bemessungswasserständen verwendet. Dabei wird das mittlere Tidehochwasser (MThw), der Höhenunterschied zwischen dem höchsten Springtidehochwasser und dem MThw, der Höhenunterschied zwischen dem höchsten eingetretenen Tidehochwasser (HHThw) und dem MThw sowie ein prognostizierter Meeresspiegelanstieg für die nächsten 100 Jahre addiert (NLWKN 2007). In Schleswig-Holstein werden Bemessungswasserstände (für Landesschutzdeiche) aus extremwertstatistischen Verfahren abgeleitet. Unter Verwendung der höchsten jährlichen Wasserstände (HThw) werden die Wasserstände mit Überschreitungswahrscheinlichkeiten von  $P_{\bar{U}}=0,005 [1/a]$  bzw.

Jährlichkeiten von  $T=200$  Jahren ermittelt. Prognostizierte Wasserstandsänderungen werden additiv berücksichtigt (LKN 2012). Es wird jedoch nicht weiter definiert, wie das statistische Modell zu spezifizieren ist. Ohne weitere Spezifikationen unterliegen die Bemessungswasserstände somit subjektiven Entscheidungen.

Die Anwendung unterschiedlicher statistischer Verfahren resultiert in signifikant unterschiedlichen Schätzungen von extremen Wasserständen. Aber auch die Verwendung von ein und demselben Verfahren kann zu großen Abweichungen in den Resultaten führen, wenn die erforderlichen Modellparameter subjektiv wählbar sind. Aus diesem Grund werden im Folgenden die zwei gängigsten Verfahren im Hinblick auf deren Anwendung und Optimierbarkeit in der Deutschen Bucht untersucht. Das übergeordnete Ziel dieser Untersuchungen ist die Entwicklung objektiver Empfehlungen zur Anwendung extremwertstatistischer Verfahren auf nationaler und ggf. auch auf internationaler Ebene. Besonders Wert hat eine solche Empfehlung sowohl für die Praxis als auch für die Wissenschaft, da extremwertstatistische Analysen erst hierdurch vergleichbar werden. Dabei steht insbesondere die Entwicklung einer allgemein gültigen Methodik im Fokus der Untersuchungen. Hierzu wird zunächst die Sensitivität der beiden Methoden gegenüber drei Parametern untersucht, welche die Ergebnisse der Analysen signifikant beeinflussen können. Bei diesen Faktoren handelt es sich um (1) die Trendkorrektur, (2) die Kollektivbildung und (3) die Sensitivität beider Modelle gegenüber der verwendeten Zeitreihenlänge. Der letztgenannte Punkt ist von besonderem Interesse, da die zur Verfügung stehenden Zeitreihen üblicherweise unterschiedliche Längen aufweisen und damit oftmals abweichende Ergebnisse bewirken. Daneben wird die Generalität der Ergebnisse (d. h. die Übertragbarkeit) untersucht.

## 3.2 Grundlagen

Die Untersuchungen erfolgen unter Verwendung der Block Maxima (BM) und der Peak Over Threshold (POT) Methode. Die grundlegenden Schritte bei der Anwendung dieser beiden Methoden zur Ermittlung der Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände sind in Abb. 2 dargestellt.

Im ersten Schritt erfolgt die Trendkorrektur der Eingangsdaten. Hierdurch wird Langzeittrends wie z. B. den Änderungen des mittleren Meeresspiegels (MSL) Rechnung getragen. Im zweiten Schritt werden aus den hochaufgelösten Datensätzen die Kollektive erzeugt, an die im Folgenden die theoretischen Verteilungen angepasst werden. Im Fall der BM Methode werden die Kollektive aus den  $r$ -größten Werten, d. h. aus  $r=\{1, 2, 3, 4, \dots, n\}$  Ereignissen eines Jahres, generiert. Im Fall der POT Methode setzt sich das Kollektiv dagegen aus allen unabhängigen Schwellenwertüberschreitungen der Zeitreihe zusammen. In Schritt drei werden die Parameter der Verteilung aus dem zugrunde liegenden Kollektiv geschätzt. Im Rahmen der Studie wurde jedoch lediglich die *Maximum-Likelihood-Methode* (MLE) verwendet. In Schritt vier erfolgt die Wahl der theoretischen Verteilungsfunktion (in Abhängigkeit von Schritt 2). Die Grenzverteilung des BM-Kollektives ist die Verallgemeinerte Extremwertverteilung (*engl. Generalized Extreme Value distribution* (GEV))(siehe z. B. NEVES und FRAGA-ALVES 2008). Die Grenzverteilung des POT-Kollektives ist dagegen die Verallgemeinerte Pareto Verteilung (*engl. generalized Pareto distribution* (GPD))(siehe BALKEMA und DE HAAN 1974). Im fünften Schritt erfolgt ein Abgleich zwischen theoretischer und empirischer Verteilung (d. h. den

Plotting-Positionen; siehe z. B. JENSEN 1985). Die nachfolgenden Abschnitte greifen diese Schritte auf und diskutieren die in der gängigen Literatur genannten Vorgehensweisen. Es wird darauf hingewiesen, dass die Darstellung in Abb. 2 nicht allumfassend ist und andere, weniger gängige Methoden vernachlässigt wurden. Eine projektrelevante Zusammenfassung der verwendeten Methoden und deren theoretischer Hintergrund kann dem Abschlussbericht des Projektes JENSEN (2014) sowie ARNS et al. (2013) entnommen werden.

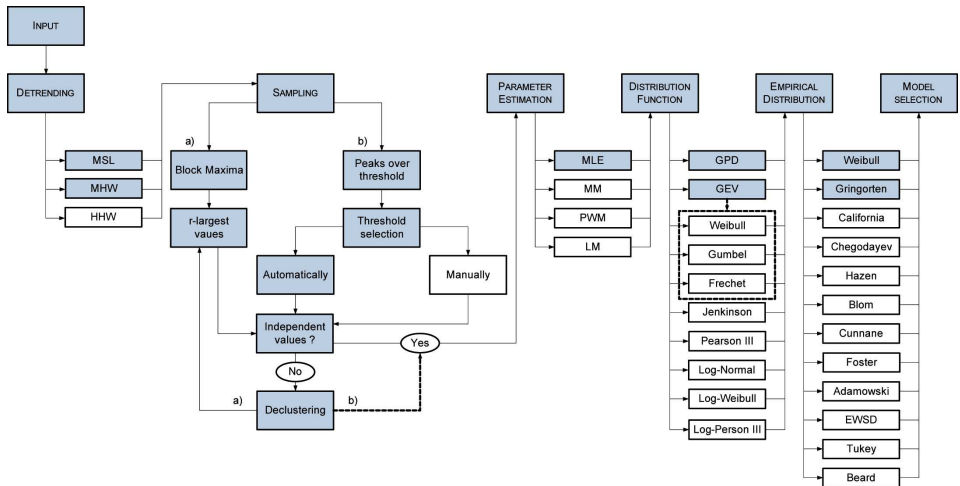


Abbildung 2: Mögliche Vorgehensweisen bei extremwertstatistischen Analysen (ARNS et al. 2013); die blaugrauen Felder wurden im Rahmen der Sensitivitätsstudie berücksichtigt.

### 3.3 Methoden und Ergebnisse

In diesem Abschnitt wird die Sensitivität der BM- und POT-Methode gegenüber drei Parametern (d. h. der Trendkorrektur, der Kollektivbildung und der Wahl der Verteilungsfunktion) untersucht, die allesamt einen signifikanten Einfluss auf die Ergebnisse von extremwertstatistischen Analysen haben. Die Untersuchungen erfolgen am Beispiel des Pegels Cuxhaven, da hier die längste lückenlose Zeitreihe im Bereich der Deutschen Bucht vorliegt. Sofern nichts Anderweitiges erwähnt wird, werden alle Analysen auf Basis des gleichen Modell Setups durchgeführt (ausgenommen der Faktor, der explizit untersucht wird). Die Trendkorrektur erfolgt durch einen gleitenden Mittelwert mit einer Fensterlänge von einem Jahr (im Folgenden als Detrend C bezeichnet). Die BM Kollektive werden aus den  $r$ -größten Werten eines jeden betrachteten Jahres gebildet. Dabei wurden  $r$ -Werte von  $r=1$  bis  $r=6$  Werten/Jahr berücksichtigt. Bei der POT-Methode werden die Schwellenwerte so gewählt, dass die Kollektivgrößen aus dem POT- und BM-Ansatz einander entsprechen (d. h. im Mittel ein bis 6 Werte/Jahr). Die Unabhängigkeit der Ereignisse wird durch ein „Declustern“ mit einer Länge von 1,5 Tagen bzw. 36 h gewährleistet.



### 3.4 Trendkorrektur

Für die Deutsche Bucht zeigen MUDERSBACH et al. (2013), dass die Variabilität und die Trends der höheren Wasserstands-Perzentile in der Vergangenheit mitunter deutlich höher waren als die des regionalen MSL. Die Autoren führen die unterschiedliche Entwicklung primär auf Veränderungen in den astronomischen Tiden zurück. In diesem konkreten Fall ist die Verwendung des MSL als Proxy für den Trend der Extremwasserstände ungeeignet. Vergleichbare Resultate wurden in DOUGLAS (1991) und in HAIGH et al. (2010a) für anderen Regionen präsentiert.

Extremwertstatistische Untersuchungen basieren auf der Annahme stationärer, unabhängiger und identisch verteilter Zufallsvariablen, wie z. B. extremen Wasserständen. Die Verwendung des MSL zur Trendkorrektur ist in diesem Kontext ungeeignet, da das resultierende Kollektiv auch nach der Trendbereinigung signifikant stationär ist. Es sollte stattdessen der Trend des MThw (alternativ eines höheren Perzentils) verwendet werden. Hierdurch werden Veränderungen im Sturmflutgeschehen sowie in den Tiden berücksichtigt (MUDERSBACH et al. 2013).

Im Rahmen der Sensitivitätsstudie (Kap. 3) wird die Trendkorrektur an den amtlich bereitgestellten Thw-Scheitelwerten durchgeführt. Falls diese nicht vorliegen, werden die Scheitelwerte zuvor aus den hochaufgelösten Wasserstandszeitreihen generiert. Zum Test der Sensitivität der verwendeten Methoden gegenüber der Trendkorrektur werden ein Lineartrend der gesamten Zeitreihe (Detrend A) und ein 19-jähriges gleitendes Mittel verwendet. Letzteres berücksichtigt den Nodalzyklus mit einer Periode von 18,6 Jahren (Detrend B) (HAIGH et al. 2010b). Um Saisonalitäten und Langzeittrends Rechnung zu tragen, wurde zudem ein einjähriger gleitender Mittelwert (Detrend C) verwendet. Zur Trendkorrektur werden die Trendschätzungen (Detrend A, B oder C) von den Originalzeitreihen subtrahiert. Aus den trendkorrigierten Zeitreihen werden BM-Kollektive mit  $r=1$  bis  $r=6$  Werten/Jahr generiert.

Für die POT-Kollektive wird der Schwellenwert so gewählt, dass die mittlere Anzahl der Werte pro Jahr den BM-Kollektivgrößen von  $r=1$  bis  $r=6$  Werten/Jahr entspricht. Abb. 3a zeigt den Einfluss der verschiedenen Trendkorrekturen auf die Abschätzung der Höhen und Häufigkeiten von extremen Wasserständen mit der BM Methode. Dabei zeigen sich, je nach gewählter Kollektivgröße, Unterschiede von bis zu mehreren Dezimetern. Während sich die Verwendung von  $r=1$  Wert/Jahr robust gegenüber der Trendkorrektur erweist, zeigt die Verwendung des großen Kollektives mit  $r=6$  Werten/Jahr größere Unterschiede in den resultierenden Schätzungen (die Ergebnisse der Kollektive mit  $r=2$  bis  $r=5$  Werten/Jahr sind in Abb. 3a nicht dargestellt, können jedoch linear abgeleitet werden). Dabei verursacht die Verwendung des einjährigen gleitenden Mittelwertes (Detrend C) die insgesamt höchsten Wasserstandsschätzungen.

Auch die POT Methode zeigt für kleine Kollektive keine signifikanten Unterschiede in den Schätzungen unter Verwendung der unterschiedlichen Trendkorrekturen (siehe Abb. 3). Im Gegensatz zur BM Methode zeigt die POT Methode jedoch auch bei größeren Kollektiven ein stabiles Verhalten (für weitere Informationen siehe ARNS et al. 2013).

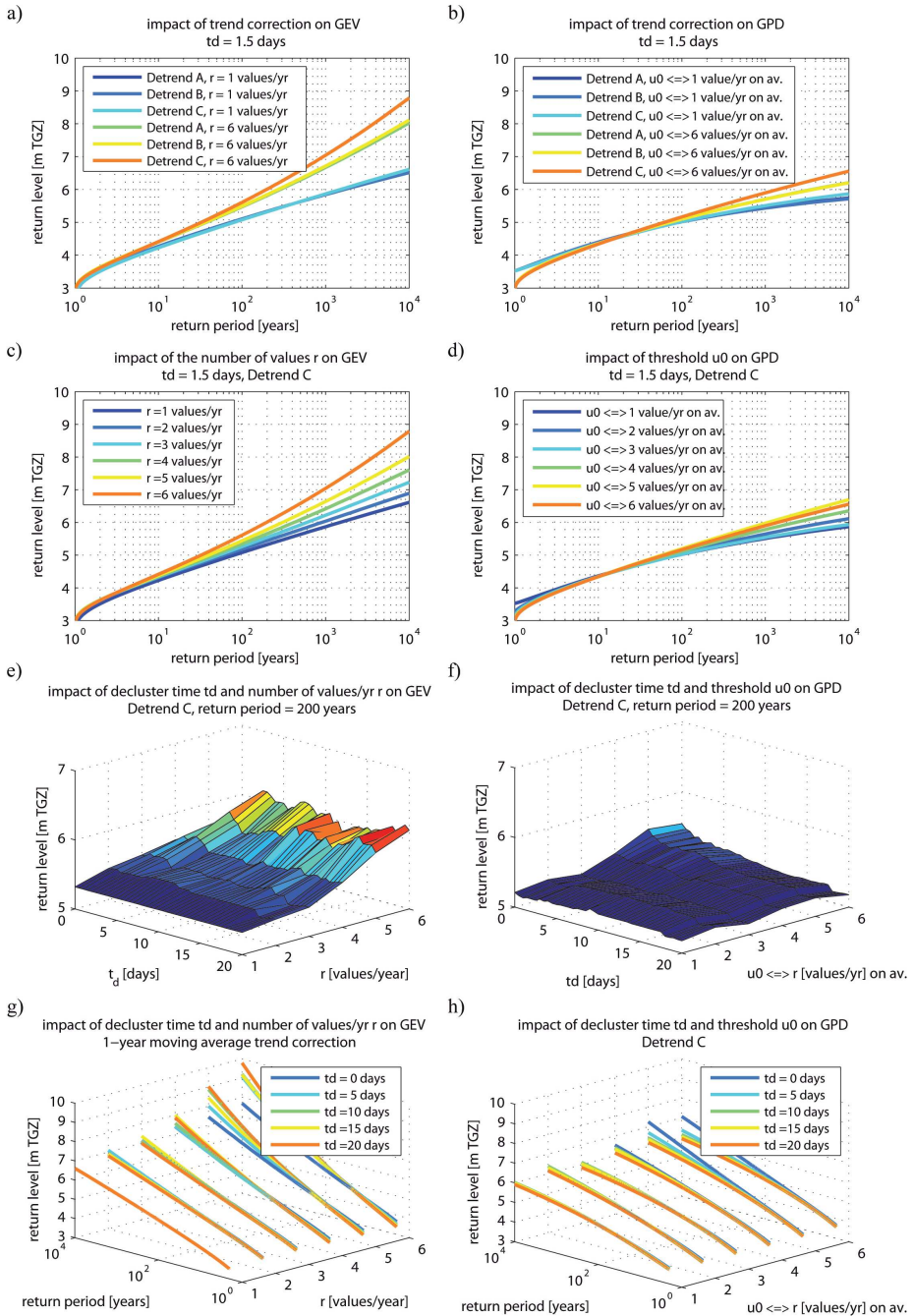


Abbildung 3: Einflussfaktoren der GEV (links) und der GPD (rechts) am Pegel Cuxhaven (ARNS et al. 2013); der grau hinterlegte Bereich zeigt die Ereignisse, die ein mittleres Wiederkehrintervall von  $T \geq 200$  Jahren haben und höhere Unsicherheiten aufweisen.

## 3.5 Kollektivbildung

### 3.5.1 Block Maxima Methode

Entlang der britischen Küstenlinie empfehlen DIXON und TAWN (1994) die Verwendung von  $r=8$  Werten/Jahr. In der Deutschen Bucht verursacht jedoch bereits die Verwendung von  $r \geq 2$  Werten/Jahr eine erhebliche Überschätzung der höheren Wasserstände. Demnach hat die Kollektivgröße (d. h. die berücksichtigten Ereignisse) erkennbaren Einfluss auf die Ermittlung von Widerkehrintervallen. Um den Einfluss der Kollektivgröße auf die Höhen und Häufigkeiten von Wasserständen zu untersuchen, wird das verwendete Kollektiv von  $r=1$  bis  $r=6$  Werte/Jahr sukzessive vergrößert (siehe Abb. 3c). Dabei zeigt sich, dass mit steigendem  $r$  auch deutlich höhere Wasserstände geschätzt werden (insbesondere in den höheren Wiederkehrintervallen).

MUDERSBACH et al. (2013) zeigen, dass die höheren Perzentile des Wasserstandes (d. h. bei einem kleinen Kollektiv) eine größere Varianz aufweisen als die niedrigeren (d. h. bei einem größeren Kollektiv). Das gleiche Verhalten kann bei der Kollektivbildung unter Verwendung der BM Methode beobachtet werden. Mit steigenden  $r$ -Werten resultiert ein größeres Kollektiv, wodurch die Varianz reduziert wird. Hierdurch lassen sich die Parameter der Verteilung stabiler schätzen. Folglich reduzieren sich auch die Konfidenzintervalle der Schätzung (DIXON und TAWN 1994). Gleichzeitig werden jedoch auch relativ niedrige Ereignisse in das Kollektiv mit aufgenommen, welche sich nur unzureichend mit Hilfe der Verallgemeinerten Extremwertverteilung (*engl. Generalized Extreme Value distribution (GEV)*) beschreiben lassen (d. h. es resultiert ein Bias, siehe Kap. 4.4). Nach COLES (2001) handelt es sich bei der Wahl des  $r$ -Wertes somit um einen Kompromiss zwischen dem Bias und der Varianz.

Die theoretischen Verteilungen unter Verwendung der unterschiedlichen  $r$ -Werte zeigen graduell ansteigende Formparameter einhergehend mit einem Vorzeichenwechsel. Aus physikalischer Sicht stellt sich die Frage, ob Formparameter größer Null geeignet sind, das Verhalten extremer Wasserstände adäquat zu beschreiben, da ein progressiver Kurvenverlauf einen überproportional starken Anstieg sehr seltener Wasserstände impliziert.

Ein Beispiel der Kollektivbildung unter Verwendung der  $r=3$  größten Werte/Jahr (blaue Kreise) zeigt Abb. 4a. Exemplarisch ist dabei nur die Periode 1935 bis 1945 abgebildet. Die Abbildung zeigt, dass das BM Kollektiv nicht nur Extremwerte beinhaltet, sondern auch z. T. relativ niedrige Wasserstände berücksichtigt. So werden zwischen 1937 und 1938 drei niedrige Werte im Kollektiv berücksichtigt. Die Berücksichtigung solcher niedriger Werte verursacht jedoch einen Bias in der Parameterschätzung, wodurch die höheren Werte nicht optimal durch die Verteilung beschrieben werden (siehe Abb. 4b). Am Pegel Cuxhaven führt die Verwendung von  $r > 1$  Werten/Jahr somit zu einer signifikanten Überschätzung extremer Wasserstände (für weitere Informationen siehe ARNS et al. 2013).

### 3.5.2 POT Methode

Um den Einfluss des POT Kollektivs auf die Abschätzung von Widerkehrintervallen zu untersuchen, wird der Schwellenwert (*engl. Threshold*) so gewählt, dass die mittlere Anzahl

der Werte pro Jahr den BM-Kollektivgrößen von  $r=1$  bis  $r=6$  Werten/Jahr entspricht. Die so gewonnenen Kollektive werden zunächst mit Hilfe eines  $\chi^2$  Hypothesentests auf deren Verteilung (GPD) getestet. Der Einfluss des Schwellenwertes  $u_0$  auf die Ermittlung extremer Wasserstände ist in Abb. 3d dargestellt. Dabei bedeutet ein ansteigender Schwellenwert, dass die Kollektivgröße abnimmt. Auch bei der POT Methode zeigen sich Differenzen in den Wiederkehrintervallen aus unterschiedlichen Kollektiven. Die Differenzen sind jedoch deutlich geringer als bei Verwendung der BM Methode. Wie bei der BM Methode sind die Unsicherheiten der POT Methode von der Kollektivgröße abhängig. Ein niedriger Schwellenwert verursacht dabei einen Bias im asymptotischen Verteilungsende (*engl. tail*) wohingegen ein höherer Schwellenwert zu einer geringeren Anzahl von Überschreitungen und einer größeren Varianz führt (COLES 2001).

In einem weiteren Test wird der Schwellenwert so gewählt, dass die mittlere Anzahl der Werte pro Jahr der BM-Kollektivgröße von  $r=3$  Werten/Jahr entspricht (siehe Abb. 4a). So wird für das BM-Kollektiv z. B. aus einer 30-jährigen Zeitreihe bei  $r=3$  Werten/Jahr ein Extremwertkollektiv mit insgesamt 90 Ereignissen generiert; in der POT-Methode wird der Schwellenwert dagegen so lange angepasst, bis auch hier eine Kollektivgröße von exakt 90 Werten aus 30 Jahren Zeitreihe gewonnen werden. Vergleicht man nun das BM und das POT Kollektiv, dann existieren im POT Kollektiv Jahre, in denen keine Wasserstände berücksichtigt werden, während das BM Kollektiv in jedem Jahr eine feste Anzahl an Werten berücksichtigt. Die Kollektivbildung der POT Methode selektiert demnach nur Werte, die dem vorher zu definierenden Kriterium „Extremwert“ genügen.

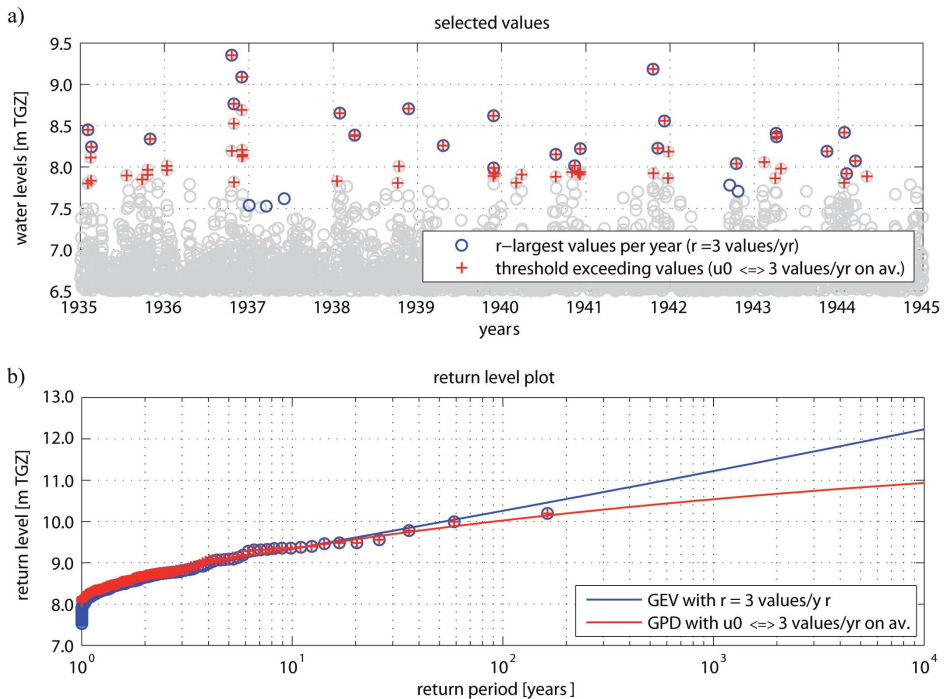


Abbildung 4: (a) Exemplarische Darstellung der Kollektivbildung mit der BM und der POT Methode; (b) Schätzung der Wiederkehrintervalle mittels GEV und GPD (ARNS et al. 2013).

Der Schwellenwert im vorigen Beispiel wurde so definiert, dass sich die Resultate der extremwertstatistischen Analyse mittels BM- und POT-Methode direkt miteinander vergleichen lassen. Für reale Anwendungen ist eine objektive und stabile Schwellenwertwahl jedoch von großer Bedeutung. Um die Eignung diverser Verfahren zur Ermittlung von Schwellenwerten zu untersuchen, wird im Folgenden die Stabilität der Wasserstandsschätzungen getestet. Die Stabilität eines Merkmals wird dabei nach KUNCHEVA (2007) als die Übereinstimmung zwischen den Resultaten verstanden, die sich aus unterschiedlichen Unterkollektiven ergeben. Die Schätzung extremer Wasserstände erfolgt daher an Kollektiven, die stetig um ein Jahr gekürzt werden. Dabei wird jeweils das erste Jahr aus dem Kollektiv entfernt, bis das Kollektiv schlussendlich eine Mindestperiode von zehn Jahren berücksichtigt. Die auf diese Weise gewonnenen Schätzungen werden sowohl aus dem BM- als auch aus dem POT Kollektiv abgeleitet.

Für die Ermittlung von Schwellenwerten werden die folgenden Methoden getestet: ein parametrisches Verfahren nach ROSBJERG et al. (1992); ein nicht-parametrisches Verfahren, welches auf einem Hypothesentest basiert (THOMPSON et al. 2009); die K-S Teststatistik (ZHANG und GE 2009); Perzentil basierte Ansätze (siehe z. B. ENVIRONMENT AGENCY 2011; GRABEMANN und WEISSE 2008). Das übergeordnete Ziel der Untersuchungen ist die Entwicklung eines generell gültigen, stabilen und zeitinvarianten Verfahrens zur Ermittlung extremer Wasserstände, welches eine geringere Varianz als das bisher primär verwendete AMAX-Verfahren (siehe Kap. 3.6) aufweist. Mit Ausnahme des Perzentil basierten Ansatzes wurden die untersuchten Verfahren jedoch an allen untersuchten Standorten verworfen, da in allen Verfahren zu hohe Schwellenwerte (verbunden mit großen Varianzen) gewählt wurden.

Die Stabilität der Wasserstände mit dem Wiederkehrintervall  $T=200$  Jahre unter Verwendung unterschiedlicher Schwellenwerte ist in Abb. 5 dargestellt. Dabei wurden Perzentil basierte Schwellenwerte zwischen dem 97,5-Perzentil (im Mittel  $\sim 17,6$  Werte/Jahr) und dem 99,7-Perzentil (im Mittel  $\sim 2,1$  Werte/Jahr) berücksichtigt. Die grau schattierten Bereiche zeigen die 95%-Konfidenzintervalle der Referenzverteilung (d. h. den Wasserstand mit einem mittleren Wiederkehrintervall von  $T = 200$  Jahren aus der GEV bei Verwendung eines AMAX Kollektives von 1936 oder früher bis 2009). Bis 1976 zeigen alle Kurven ein relativ stabiles Verhalten. Die Konfidenzintervalle der Referenzverteilung werden lediglich in den letzten Jahren durch die niedrigeren Perzentile überschritten.

Im Jahr 1976 zeigen alle Kurven dann einen plötzlichen Einbruch mit deutlich geringeren Wasserstandsschätzungen. Danach zeigen die Kurven ein unterschiedliches Verhalten, welches insgesamt durch eine große Variabilität gekennzeichnet ist. Abb. 5 verdeutlicht, dass die Sturmflut von 1976 in der Deutschen Bucht einen maßgeblichen Einfluss auf die extremwertstatistische Ermittlung von Wasserständen hat. Dies ist nicht verwunderlich, da diese Sturmflut in weiten Teilen der Deutschen Bucht die höchsten bisher aufgezeichneter Wasserstände verursacht hat (JENSEN und MÜLLER-NAVARRA 2008).

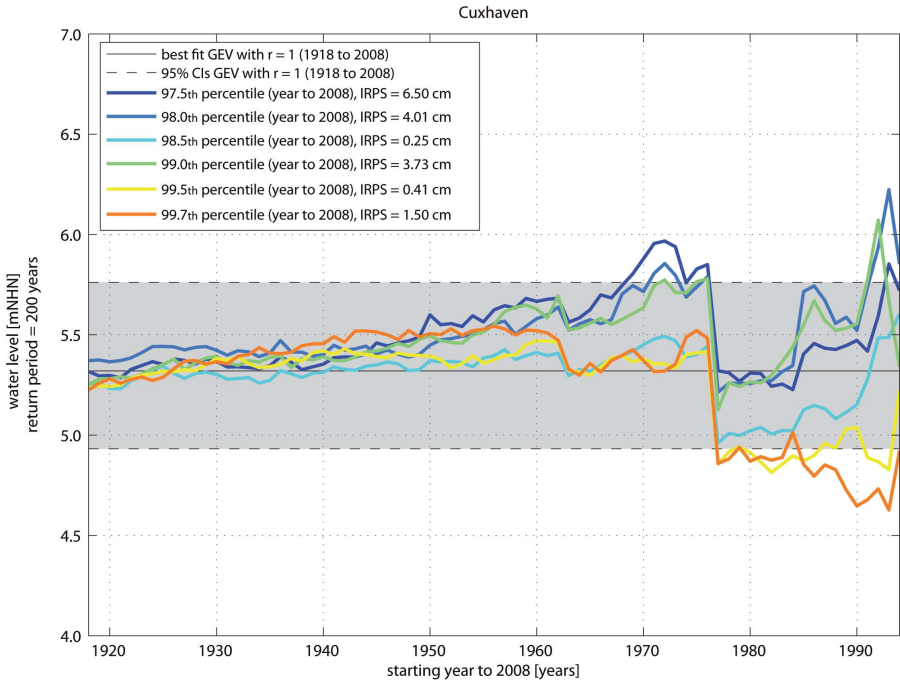


Abbildung 5: Stabilität der GPD Schätzungen unter Verwendung unterschiedlicher Schwellenwerte am Pegel Cuxhaven. Die graue Schattierung zeigt den Bereich der 95% Konfidenzintervalle der GEV (ARNS et al. 2013).

Um die Leistungsfähigkeit der verwendeten Verfahren zur Wahl eines Schwellenwertes objektiv zu vergleichen, wird im Folgenden der *Index of Return Period Stability* (IRPS) (siehe ARNS et al. 2013) verwendet. Der IRPS ist ein relatives Maß der Stabilität und ermittelt sich nach

$$IRPS = s^2 \cdot \max. \Delta h \cdot \bar{h} \quad (1)$$

und beschreibt das Produkt der Varianz  $s^2$ , der maximalen Abweichung einer Wasserstandsschätzung zu einer Referenzgröße  $\max. \Delta h$  sowie der mittleren Distanz  $\bar{h}$  einer Wasserstandsschätzung (hier mit einem mittleren Wiederkehrintervall von  $T = 200$  Jahren) gegenüber einer Referenzgröße. Als Referenzgröße wird die Wasserstandsschätzung mittels BM Methode (GEV) unter Verwendung der Zeitreihe ab 1936 verwendet; vor 1936 zeigen die Analysen an allen betrachteten Pegeln keine signifikante Beeinflussung der Wiederkehrintervalle.

Abb. 6a zeigt den IRPS für alle Standorte gemäß Abb. 1d. Das 99,5- und das 99,7-Perzentil verursachen dabei i. d. R. den kleinsten IRPS und werden daher für die Schwellenwertwahl als geeignet betrachtet. Um dies zu verdeutlichen, wurde in Abb. 6b der Mittelwert aller IRPS gebildet. Die Abbildung zeigt, dass das 99,7-Perzentil im Mittel an allen Standorten den geringsten IRPS verursacht. Die zweitkleinsten Abweichungen resultieren aus dem 99,5-Perzentil. Für die untersuchten Pegel bzw. die Deutsche Bucht wird die Verwendung des 99,7-Perzentils daher als bestmöglicher Schwellenwert betrachtet (für mehr Informationen siehe ARNS et al. 2013).



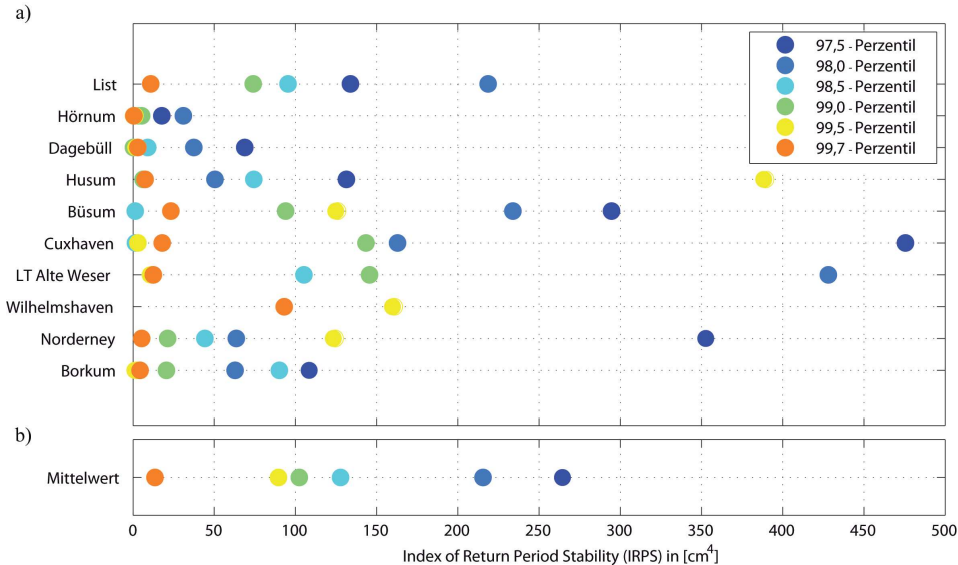


Abbildung 6: (a) IRPS aller Standorte; (b) Mittelwert des IRPS aus allen Standorten (nach ARNS et al. 2013).

### 3.6 Declustern

Um den Einfluss des „Declustern“ auf die Abschätzung von Wiederkehrintervallen zu untersuchen, wurden die BM und POT Kollektive mit  $t_d = 0$  bis  $t_d = 20$  Tagen „declustert“. Abb. 3e bis f zeigt die Ergebnisse des „Declustern“ für das Wiederkehrintervall  $T=200$  Jahre. In Abb. 3e ist der Einfluss des „Declustern“ auf die BM Methode unter Verwendung der  $r=1$  größten Werte eines Jahres (AMAX) dargestellt. Dabei wird deutlich, dass das „Declustern“ bei Verwendung der AMAX-Werte einen geringen Einfluss auf die Wiederkehrintervalle hat. Mit steigenden  $r$ -Werten nimmt der Einfluss des „Declustern“ jedoch zu; es kann jedoch kein einheitliches Verhalten bestimmt werden. Der Einfluss des „Declustern“ wurde zudem für alle Wiederkehrintervalle, d. h. die gesamte Kurve, untersucht (Abb. 3g). Das o. g. Ergebnis konnte dabei bestätigt werden, d. h. bei kleinen  $r$ -Werten hat das „Declustern“ einen geringen Einfluss während dieser Einfluss mit ansteigenden  $r$ -Werten zunimmt. In den Abb. 3f und h werden die zuvor genannten Ergebnisse auch für die POT Methode bestätigt. Unter Verwendung gleicher Kollektivgrößen zeigt sich die POT Methode jedoch robuster gegenüber dem „Declustern“ (für weitere Informationen siehe ARNS et al. 2013).

### 3.7 Verteilung

Nach HAWKES et al. (2008) sollte die Wahl einer geeigneten Verteilung nicht nur mit Hilfe von *Goodness of Fit* (GOF) Tests, sondern auch über die Robustheit bzw. Stabilität der Anpassung erfolgen. Die Verwendung der GEV und der GPD wird daher hinsichtlich Stabilität untersucht. Die Stabilität beider Verteilungen wird an Kollektiven untersucht, bei denen sukzessive das erste Jahr entfernt wird. Dabei ist das letzte berücksichtigte Jahr

2009, während das Startjahr stetig von 1918 erhöht wird, bis das Kollektiv eine Mindestgröße von zehn Jahren erreicht. Für alle Unterkollektive werden die Wasserstände mit einer Jährlichkeit von  $T=200$  Jahren sowie die zugehörigen Konfidenzintervalle ermittelt. Die BM-Kollektive werden aus den  $r=1$  bis  $r=6$  größten Werten pro Jahr ermittelt; die POT-Kollektive werden mit Hilfe des 99,7-Perzentils erzeugt.

Die Verwendung der GEV mit  $r=1$  Werten/Jahr zeigt ein stabiles Verhalten in den Wasserstandsschätzungen, wenn eine lange Zeitreihe zugrunde gelegt wird. Dieses Verhalten ändert sich ab 1938, wo eine plötzliche Erhöhung der Wasserstandsschätzung eintritt. Danach zeigt die GEV ein instabiles, fluktuierendes Verhalten; dabei treten Erhöhungen um bis zu 0,9 m ein. Ein ähnliches Verhalten kann für die Verwendung von  $r=2$  bis  $r=6$  Werten/Jahr beobachtet werden (siehe Abb. 7 b bis f). Aus diesem Grund wird am Pegel Cuxhaven die Verwendung der BM Methode nur dann empfohlen, wenn Wasserstandsinformationen vorliegen, die mindestens seit 1937 verfügbar sind. Im Folgenden wird die Verwendung der BM Methode aus den  $r=1$  größten Werten pro Jahr zwischen 1918 (alternativ 1937) und 2009 daher als Referenzgröße betrachtet. Vergleicht man die Konfidenzintervalle aus der GEV (siehe die blauen Kurven in Abb. 7a bis f), dann werden diese mit zunehmender Kollektivgröße kleiner.

Die Mittelwerte der berechneten Wasserstände nehmen dagegen mit steigenden  $r$ -Werten zu, d. h. bei  $r=6$  Werten/Jahr resultieren die insgesamt höchsten Werte. Im direkten Vergleich mit der AMAX Methode führt BM-Methode mit  $r>1$  Werten/Jahr zu einer Überschätzung von extremen Wasserständen. Die GPD zeigt dagegen im Gegensatz zur GEV ein stabileres Verhalten. Dies ändert sich erst im Jahr 1976 (siehe die blauen Kurven in Abb. 7g). Folglich verursacht die Nichtberücksichtigung des Jahres 1976 (bzw. der Sturmflut) eine Unterschätzung der Extremwasserstände. Nach 1976 zeigen die Wasserstandsschätzungen der GPD ein stark instabiles Verhalten.

Das Vorhaben „ZukunftHallig“ wurde zwischen 2010 und 2014 durchgeführt. Zu Beginn des Vorhabens standen dabei Wasserstandsinformationen bis 2009 zur Verfügung; diese bilden die Grundlage für einen Großteil der hier durchgeführten Analysen. Kurz vor Ende des Projektes konnte die Zeitreihe am Pegel Cuxhaven um die Jahre 2010 und 2011 ergänzt werden. Unter Verwendung der o. g. Vorgehensweise wurden die bisherigen Ergebnisse auf Plausibilität bzw. Gültigkeit bei fortgeschriebenen Wasserstandsinformationen untersucht. Die verlängerten Zeitreihen können ebenfalls Abb. 7 (rote Kurven) entnommen werden. Hierbei zeigt sich, dass die Berücksichtigung neuerer Wasserstandsaufzeichnungen keine Änderungen in den Wasserstandsschätzungen bewirkt, solange das Jahr 1976 im Kollektiv berücksichtigt wird. Gleichzeitig zeigen die Ergebnisse, dass die Wasserstandszeitreihe am Pegel Cuxhaven, die die Zeitspanne 1976 bis 2009 abdeckt, gegenwärtig lang genug ist, um konsistente und robuste Wasserstandsschätzungen zu erhalten. Die Aussage ist jedoch periodisch bzw. nach stärkeren Sturmfluten zu prüfen.



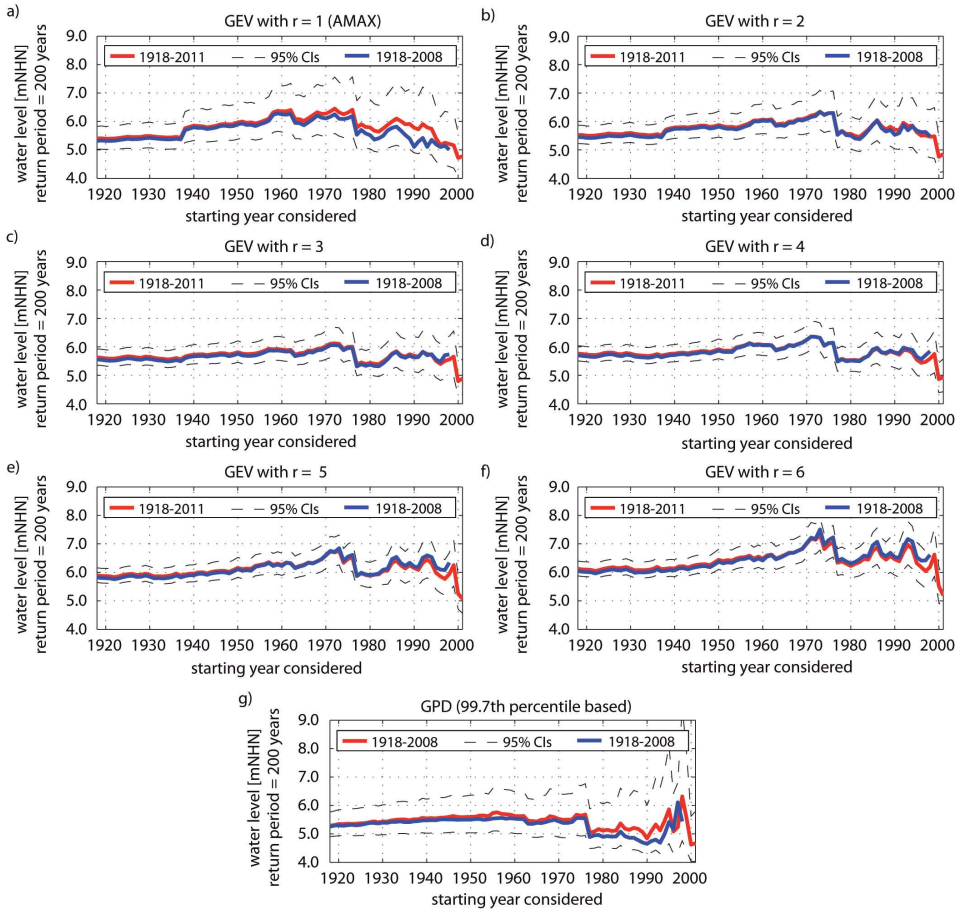


Abbildung 7: (a) - (f) Stabilität der GEV mit  $r=1$  bis  $r=6$  Werten/Jahr am Pegel Cuxhaven; (g) Stabilität der GPD unter Verwendung eines Schwellenwertes von  $u_0=99,7$ -Perzentil. Die blaue Linie zeigt die Periode von 1918 bis 2008; die rote Kurve zeigt die Periode von 1918 bis 2011.

### 3.8 Übertragbarkeit

Im vorigen Abschnitt wurde gezeigt, dass die GPD am Pegel Cuxhaven stabilere Wasserstandsschätzungen ermöglicht als die GEV. Um diese Hypothese an anderen Stationen zu validieren, werden im Folgenden neun weitere Stationen analysiert (siehe Abb. 1 und Tab. 1). Die Kollektivbildung sowie die Datenvorverarbeitung (Pre-Processing) erfolgt gemäß Kap. 3.5. In der BM Methode werden die  $T=200$  jährlichen Wasserstände ( $P\ddot{U}=0,05$  [1/a]) unter Verwendung von  $r=1$  Werten/Jahr geschätzt. Wie in Kap. 3.5.1 erläutert, resultieren am Pegel Cuxhaven aus der BM Methode mit  $r>1$  Werten/Jahr höhere Extremwasserstände als aus der AMAX-Methode. Es ist nicht möglich zwischen richtigem und falschem Wert zu differenzieren, jedoch werden bei Kollektiven mit  $r>1$  Werten/Jahr auch sehr niedrige Ereignisse berücksichtigt. Die daraus resultierende Verzerrung des Schätzers (Bias) ist dabei deutlich größer als in der AMAX-Methode. Folglich

wird auf die Verwendung von  $r > 1$  Werten/Jahr verzichtet. Um die Generalität der Ergebnisse aus den Analysen der POT Methode zu prüfen, werden die Kollektive aus den Schwellenwertüberschreitungen des 99,7-Perzentils gebildet. Abb. 8 zeigt die Anwendung der GEV bzw. GPD auf die BM- bzw. POT-Kollektive an zehn weiteren Pegelstationen.

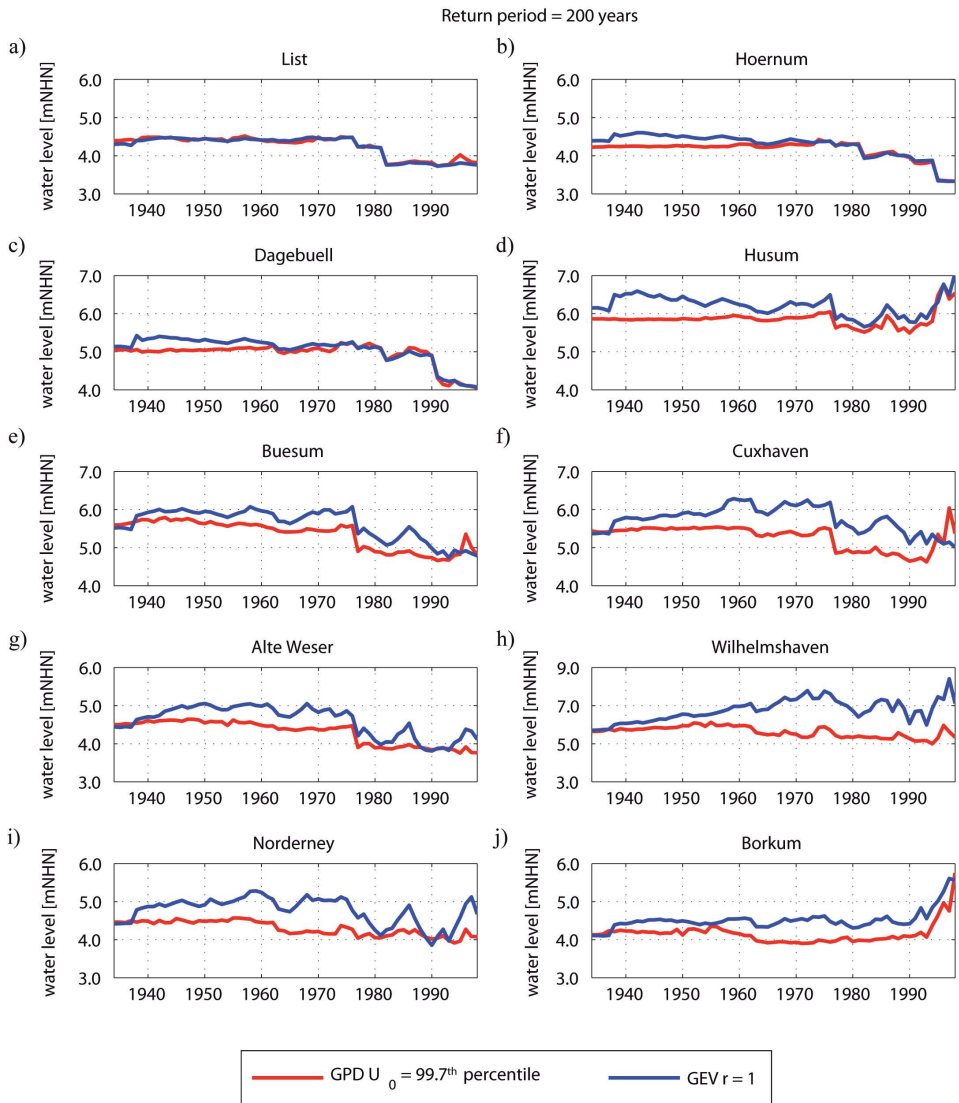


Abbildung 8: Ergebnisse der GEV mit  $r=1$  Werten/Jahr (blau) und der GPD mit einem Schwellenwert von  $u_0=99,7$ -Perzentil an allen zehn Stationen (ARNS et al. 2013).

An allen deutschen Pegelstationen (Abb. 8a bis j) zeigt die GPD ein stabileres Verhalten als die GEV. Lediglich an den Pegeln Norderney und Borkum (Abb. 8i und j) weisen die

Wasserstandsschätzungen mittels GPD ab ca. 1960 eine leicht abnehmende Tendenz um bis zu 0,1 m auf. Im Vergleich zu den Schwankungen der GEV (bis zu 1,0 m) ist diese Abnahme jedoch vernachlässigbar. Wie bereits am Pegel Cuxhaven, zeigen alle betrachteten Standorte bis 1938 ein hohes Maß an Übereinstimmung zwischen den GEV und den GPD basierten Wasserstandsschätzungen. Danach beginnen auch hier die GEV basierten Schätzungen zu fluktuieren, wodurch z. T. große Differenzen zwischen den Schätzungen der GEV und der GPD resultieren. Die Ergebnisse aus Kap. 3.7 am Pegel Cuxhaven können somit für alle betrachteten Stationen in der Deutschen Bucht bestätigt werden.

Um die Stabilität der untersuchten Methoden objektiv zu beurteilen, wird im Folgenden der IRPS (vgl. Kap. 3.5.2) verwendet. Abb. 9 zeigt den IRPS für die GEV unter Verwendung von  $r=1$  Wert/Jahr (rote Punkte) sowie für die GPD auf Basis des 99,7-Perzentils (blaue Punkte) an allen betrachteten Standorten. Dabei ist der IRPS der GPD generell niedriger als der IRPS der GEV, d. h. die Wasserstandsschätzung mittels GPD weist geringere Abweichungen zur Referenzgröße auf als die Schätzung mit Hilfe der GEV.

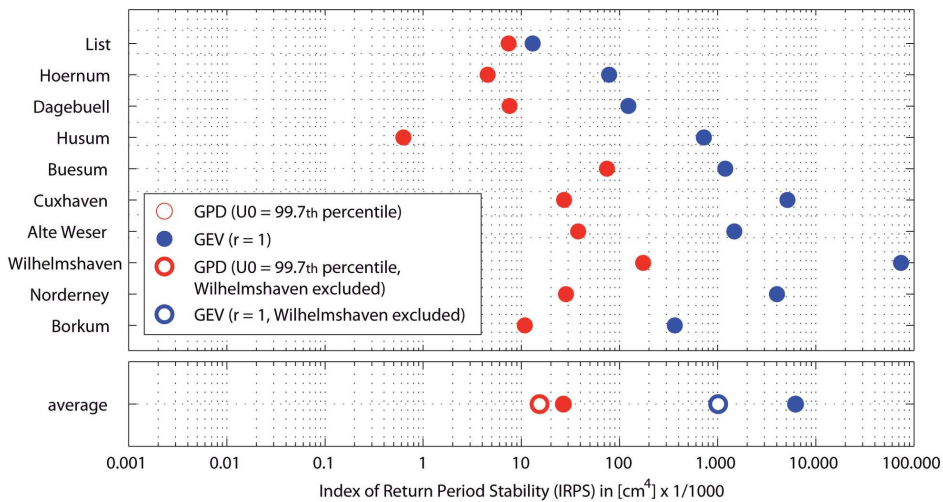


Abbildung 9: IRPS aller zehn Pegel nach; die Berechnungen basieren auf den Linien aus Abb. 8 (ARNS et al. 2013).

Die mittleren IRPS Werte (*average*, siehe unterer Teil von Abb. 9) bestätigen das Ergebnis der Einzelstationen. Jedoch sind die mittleren Werte maßgeblich durch den starken Einfluss am Pegel Wilhelmshaven beeinflusst. In Wilhelmshaven führt die GEV insgesamt zu starken Fluktuationen, die durch einen sehr großen IRPS Wert gekennzeichnet sind ( $GEV_{IRPS} = 7,36 \times 10^7$ ,  $GPD_{IRPS} = 1,74 \times 10^5$ ). Extrahiert man diesen Pegel aus der Mittelwertbildung, sinken die IRPS der GEV (von  $GEV_{IRPS} = 6,20 \times 10^6$  auf  $GEV_{IRPS} = 1,01 \times 10^6$ ) sowie der GPD (von  $GPD_{IRPS} = 2,67 \times 10^4$  auf  $GPD_{IRPS} = 1,54 \times 10^4$ ) sichtlich ab. Dabei zeigt die GPD jedoch insgesamt deutlich geringere Werte als die GEV, d. h. die GPD ist in allen betrachteten Fällen stabiler.

### 3.9 Empfehlungen zur Ermittlung extremer Wasserstände

Im Rahmen umfassender Analysen wurde die Eignung der beiden primär verwendeten direkten Verfahren (d. h. die Block Maxima und die Peak Over Threshold Methode) zur Ermittlung extremer Wasserstände untersucht. Durch Sensitivitätstests konnte eine optimale und konsistente Vorgehensweise erarbeitet werden. Wird diese Vorgehensweise konsequent angewendet, lassen sich hierdurch vergleichbare und vor allem objektive Resultate bei extremwertstatistischen Analysen erzielen. Zusammenfassend lassen sich aus den vorangegangenen Kapiteln folgende Empfehlungen (siehe Abb. 10) für extremwertstatistische Analysen von Wasserständen ableiten:

- Verwenden Sie eine Thw-Scheitelzeitreihe die im Jahr 1976 oder früher startet.
- Korrigieren Sie die Trends der Hochwasserscheitel mit Hilfe eines 1-jährigen gleitenden Mittelwertes.
- Verwenden Sie alle Scheitelwerte, die den Schwellenwert  $u_0$  (99,7-Perzentil der Thw) überschreiten.
- Passen Sie die GPD an das Kollektiv an.

Darüber hinaus ist die Unabhängigkeit des Kollektivs sicherzustellen. Für praktische Anwendungen lautet eine gängige Randbedingung, dass die Ereignisse  $x_i > u_0$  und  $x_j > u_0$  unabhängig sind, wenn der Schwellenwert  $u_0$  hoch genug ist und die Eintrittszeiten von  $i$  und  $j$  weit genug voneinander entfernt sind (COLES 2001). In der BM Methode kann die Unabhängigkeit durch die Wahl eines großen Blocks (z. B. ein Jahr) erreicht werden. Bei der POT Methode wird diese Forderung jedoch nicht ohne Weiteres erfüllt, d. h. es muss ein aktives „Declustern“ durchgeführt werden. SMITH und WEISSMANN (1994) empfehlen hierzu die Verwendung des Extremal Index, dem Kehrwert der mittleren Clustergröße eines Kollektivs. Der Extremal Index gibt Auskunft über das Maß der Clusterbildung in einem Extremwert Kollektiv und errechnet sich nach:

$$\theta(u_0) = \frac{2\{\sum_{i=1}^{n-1}(T_i-1)\}^2}{(n-1)\sum_{i=1}^{n-1}(T_i-1)(T_i-2)} \quad (2)$$

Dabei beschreibt  $T_i$  die Differenzzeit zwischen den Einzelereignissen,  $n$  die Kollektivgröße und  $u_0$  den Schwellenwert (FERRO und SEGERS 2003). Die Empfehlungen gelten nur für die betrachteten Pegel. Da diese große Teile der Deutschen Bucht abdecken, wird angenommen, dass die Empfehlungen in der gesamten Deutschen Bucht anwendbar sind. Darüber hinaus wurden die Empfehlungen an internationalen Stationen aus Australien, England sowie Norwegen (siehe hierzu ARNS et al. 2013) validiert.

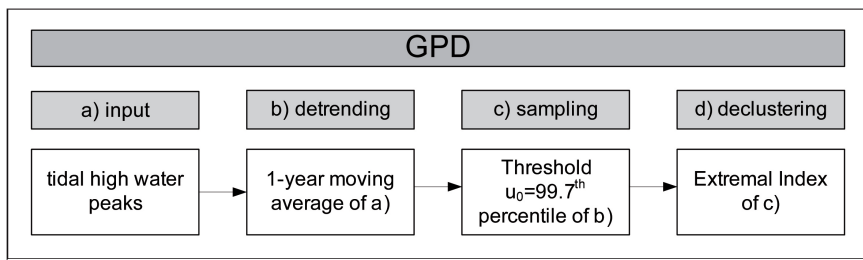


Abbildung 10: Empfehlungen zur Durchführung extremwertstatistischer Analysen in der Deutschen Bucht (ARNS et al. 2013).

## 4 Kollektiverweiterung

### 4.1 Motivation

Bei der Nordsee handelt es sich um ein relativ flaches Randmeer, dessen Tide durch Schwingungen des Nordatlantiks angeregt wird. Innerhalb der Nordsee bewirken unterschiedliche Einflüsse eine Deformation der Tide. So wird die Tide z. B. im Schelf- und Küstenbereich durch komplexe Küstenlinien, Flachwassereffekte (insb. im Watt) sowie Reibungseinflüsse beeinflusst und gedämpft (siehe z. B. GÖNNERT et al. 2004; JENSEN und MÜLLER-NAVARRA 2008; ARNS et al. 2015). Diese nichtlinearen dynamischen Effekte verursachen teils starke Diskrepanzen in den Wasserstandsverläufen unterschiedlicher Standorte. Zudem sind die Wasserstände in der Deutschen Bucht stark meteorologisch (d. h. stochastisch) geprägt (siehe z. B. SIEFERT 1968; LASSEN et al. 2001; GÖNNERT 2003; DANGENDORF et al. 2012, 2013). Hieraus resultieren nichtlineare Interaktionen zwischen der astronomisch induzierten Tide und Surge (meteorologische Einflüsse wie Windstau und Fernwellen), siehe z. B. HORSBURGH und WILSON (2007) oder REGO und LI (2010). Aufgrund der o. g. Effekte ist eine lineare Übertragung der Wasserstände von bepegelten zu unbepegelten Standorten nicht ohne weiteres möglich. Im Küsteningenieurwesen liefern Pegelmessungen, die eine ausreichend lange Zeitspanne abdecken daher immer noch die bestmögliche Basis für die statistische Ermittlung örtlich diskreter, extremer Wasserstände (BATSTONE 2013). In unbepegelten Bereichen ist diese Aufgabe dagegen ungleich schwieriger.

In der Hydrologie hat sich im Falle limitierter Informationen das Konzept der Regionalisierung etabliert. Dabei wird angenommen, dass Einzugsgebiete mit vergleichbaren Gebietseigenschaften auch eine hydrologische Ähnlichkeit haben (MERZ und BLÖSCHL 2005). Aufgrund des lokalen Charakters der nichtlinearen Tidebeeinflussungen kann diese Methodik jedoch nicht ohne Weiteres auf küstenhydrologische Zeitreihen (zumindest in der Deutschen Bucht) übertragen werden. Vielmehr muss ein Ansatz verwendet werden, der dem nichtlinearen dynamischen Charakter Rechnung trägt. In ZukunftHallig-A wurde daher eine Methodik zur Regionalisierung extremer Wasserstände in unbepegelten Küstengebieten am Beispiel der Schleswig-Holsteinischen Halligen entwickelt. In dem Ansatz werden numerische Modellsimulationen, Biaskorrekturverfahren und optimierte Vorgehensweisen zur Ermittlung von Eintrittswahrscheinlichkeiten extremer Wasserstände vereint.

### 4.2 Modellaufbau

Unter Einsatz der Software MIKE21 (DHI) wurde ein zweidimensionales, tiefenintegriertes barotropes Gezeitenmodell der Nordsee (Regionen II und III gemäß OSPAR-Konvention (<http://www.ospar.org/>)) erstellt. Die Berechnung erfolgt an einem unstrukturierten Rechengitter, welches entsprechend Abb. 11 innerhalb des vom National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) bereitgestellten Küstenverlaufes konfiguriert wurde (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/coast/>). Dabei wurde der mittlere Punkteabstand des Küstenverlaufes an den offenen Rändern auf 30 km und im Bereich der nördlichen- und südlichen Festlandküste auf 10 km skaliert. Der zwischen den nördlichsten- und südlichsten Punkten liegende Bereich der Festlandküste (Skandinavien,

Niederlande, Belgien, Frankreich) wurde auf eine sukzessive abnehmende Punktweite interpoliert, die im Bereich der Deutschen Bucht eine Auflösung von 1 km erreicht. Die resultierenden Zellgrößen betragen im primären Untersuchungsbereich, d. h. einem ca. 30 km breiten Küstenstreifen entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste, etwa 0,5 km<sup>2</sup>. Hieraus resultieren insgesamt ca. 40.000 Elemente.

Die Tiefeninformationen (Bathymetrien) des Modells entstammen unterschiedlichen Quellen und wurden innerhalb des Modells kombiniert. Im Bereich Schleswig-Holsteins wurden aktuell verfügbare Seegrundkarten des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) und Wattgrundkarten des Landesbetriebs für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN-SH) mit einem mittleren Punkteabstand von ca. 15 m zusammengefügt. Für den verbleibenden Bereich der Deutschen Bucht wurden vom BSH erstellte Bathymetrien mit einer Auflösung von 1 Seemeile verwendet. Außerhalb der Deutschen Bucht wurden GEBCO-Bathymetrien (General Bathymetric Chart of the Oceans) vom British Oceanographic Data Centre (BODC) mit einer Auflösung von 0,5' (~1 km) verwendet.

Um die Interaktion zwischen den Halligen und den Strömungen bzw. Wasserständen zu erfassen, wurde zudem ein Digitales Geländemodell der Halligen (LKN-SH) mit einer Auflösung von 1 m (DGM1) in die gesamte Bathymetrie mit aufgenommen. Während die vom LKN-SH und vom BSH bereitgestellten Daten den gleichen Bezugshorizont aufweisen (NHN), basieren die GEBCO-Daten auf dem Bezugsniveau „Global Mean Sea Level“; exakte Höheninformationen lassen sich hieraus jedoch nicht ableiten. Zur Ermittlung der relativen Höhenlage zwischen der GEBCO-Bathymetrie und der LKN-SH bzw. der BSH-Bathymetrie wurden die Höhenwerte der GEBCO-Bathymetrie sukzessive in 10 cm Schritten erhöht. Die höhenmäßig angepasste GEBCO-Bathymetrie sowie die beiden auf NHN bezogenen Bathymetrien wurden auf die zuvor erstellten Elemente des Rechengitters interpoliert. Jedes daraus resultierende Rechengitter wurde als Basis zur Simulation des Kalibrierungsereignisses, der Allerheiligenflut am 01.11.2006, verwendet. Hierdurch konnte diejenige Höhenanpassung ermittelt werden, die zur geringsten Abweichung zwischen den Modellrechnungen und den Beobachtungsdaten an den Referenzstandorten nach Tab. 1 führt. Für die Deutsche Bucht wurde auf diese Weise ein Höhenversatz von 1,20 m zwischen der GEBCO-Bathymetrie und der LKN-SH bzw. der BSH-Bathymetrie ermittelt.

Um diese aufwändige Prozedur zu umgehen, stehen außerhalb des primären Untersuchungsgebietes (GEBCO und BSH) mittlerweile bereits zusammengesetzte Bathymetrien der gesamten Nordsee aus dem EU-geförderten Projekt EMODnet (<http://www.emodnet-hydrography.eu/>) mit einer Auflösung von 0,25' (~460 m) frei zur Verfügung; diese könnten zukünftig alternativ verwendet werden. Im Modell wurden keine zeitlichen Änderungen in den Bathymetrien berücksichtigt, d. h. zwischen 1970 und 2009 wurde mit einer stationären Bathymetrie gerechnet. Wasserstandsbeeinflussungen infolge morphologischer Änderungen bleiben somit unberücksichtigt. Alternativ könnten hierfür jedoch dynamische Bathymetrien (z. B. der Deutschen Bucht aus dem KFKI-Projekt AufMod) verwendet werden.

Als dynamische Randbedingung wurden an den offenen Modellrändern (siehe rot-blau gestrichelte Linien in Abb. 11) astronomische Tidezeitreihen eingesteuert. Die astronomischen Tiden wurden mit Hilfe eines in MIKE21 (DHI) integrierten globalen



Tidemodells generiert, welches die acht primären Partialtiden (K1, O1, P1, Q1, M2, S2, N2 und K2) berücksichtigt (siehe z. B. ANDERSEN 1995).

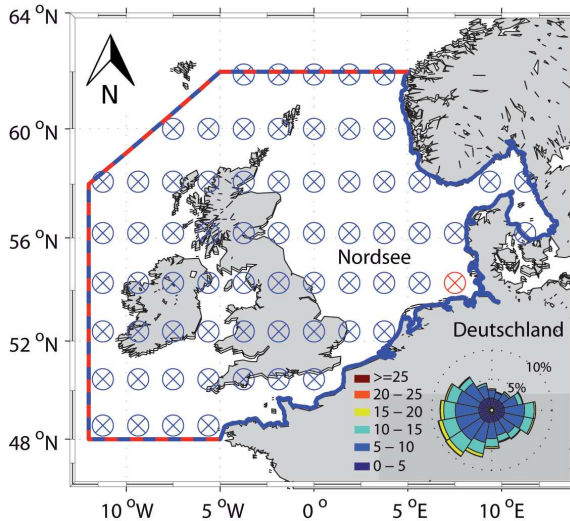


Abbildung 11: Grid Punkte des meteorologischen Modellantriebs (blaue Kreise) im Modellbereich (blaue Linie). Im rechten unteren Bereich der Abbildung ist eine Windrose aller Winde [m/s] zwischen 1970 und 2009 an dem der Deutschen Bucht nächstgelegenen Grid Punkt (roter Punkt) dargestellt. Am linken Bildrand ist die offene Berandung des Modells (rot-blau gestrichelte Linie) dargestellt.

Der meteorologische Modellantrieb erfolgte unter Verwendung von Wind- und Druckfeldern aus dem CIRES 20th Century Reanalysis V2 Project (COMPO et al. 2011) des Earth System Research Laboratory der US National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA). Die verwendeten Windfelder beschreiben die meridionalen und zonalen Windgeschwindigkeiten in einer Höhe von 10 m über den Gitterpunkten (bzw. MSL); die Werte sind in einer räumlichen Auflösung von zwei Grad (Gauß-Krüger-Koordinaten) und einer zeitlichen Auflösung von 3 Stunden (0:00 bis 21:00 Uhr) verfügbar. Die atmosphärischen Druckfelder weisen die gleiche räumliche- und zeitliche Auflösung auf, haben jedoch das Bezugsniveau MSL.

Die Entwicklung des mittleren Meeresspiegels wurde unter Verwendung der von WAHL et al. (2013) generierten Indexzeitreihe für die gesamte Nordsee, bestehend aus den Zeitreihen von insgesamt 30 Nordseeanrainer-Standorten, berücksichtigt. Ausgehend von 2009 wurde der mittlere Meeresspiegel an den Modellrändern durch die Jahresmittelwerte der Indexzeitreihe rücklaufend korrigiert. Die Rauheiten des Modells wurden im gesamten Modellbereich mit dem Strickler-Beiwert  $k_{st}=45\text{ m}^{1/3}/\text{s}$  vereinfacht als konstant angenommen; der Wert wurde im Rahmen der Kalibrierung als geeignet nachgewiesen. Mit Hilfe des oben beschriebenen Modells wurde ein 40 Jahre „Hindcast“ für die Zeitspanne 1970 und 2009 durchgeführt; der verwendete Zeitschritt beträgt 600 Sekunden. Jedes Einzeljahr wurde separat mit einer Aufwärmphase (zur Berücksichtigung der Einschwingzeit der Tide und Windstautentwicklung) von drei Tagen, d. h. ab dem 29.12. eines jeden Jahres, berechnet. Ein Test mit längerer Aufwärmzeit ist erfolgt, brachte jedoch keine Änderung in den Wasserständen. Die Berechnungsergebnisse wurden alle

zehn Minuten in einem Abstand von 1000 m entlang der gesamten Deutschen Bucht ausgelesen.

### 4.3 Kalibrierung

Für alle nachfolgenden Untersuchungen werden ausschließlich die Thw-Scheitelwerte benötigt; auf eine Darstellung der Kalibrierung des Gesamtwasserstandes wird an dieser Stelle daher verzichtet. Die Kalibrierung des Modells wurde auf Basis von beobachteten Thw-Scheitelwerten an verschiedenen Standorten während der Allerheiligenflut 2006 (01.11.2006) durchgeführt. Hierzu wurden die dem Modell zugrunde liegenden Rauheitsbeiwerte schrittweise variiert. Dabei müssen die für die Kalibrierung verwendeten Parameter nach DVWK (1999) zahlenmäßig in einem physikalisch sinnvollen Bereich liegen. Zur Beurteilung der Anpassungsgüte jeder schrittweisen Veränderung des  $k_{st}$ -Wertes wurden unterschiedliche Effizienzkriterien verwendet. In KRAUSE et al. (2005) werden Effizienzkriterien im Kontext hydrologischer Modellierungen untersucht und empfohlen. Auf Basis dieser Untersuchungen wurden für die vorliegenden Auswertungen der *Determinationskoeffizient*  $r^2$  und der *Index of Agreement*  $d$  zur Beurteilung der Anpassungsgüte ausgewählt. Der *Determinationskoeffizient*  $r^2$  (auch bekannt als *Bestimmtheitsmaß*) beschreibt das quadrierte Verhältnis der *Pearson-Korrelation* aus  $n$  beobachteten ( $Wb$ ) und modellierten ( $Wm$ ) Wasserständen. Dabei bedeutet  $r^2=0$ , dass keine Korrelation zwischen  $Wb$  und  $Wm$  vorliegt während  $r^2 = 1$  bedeutet, dass die Streuungen von  $Wb$  und  $Wm$  identisch sind. Der *Index of Agreement*  $d$  nach WILLMOT (1981) beschreibt das Verhältnis des RMSE (engl. *Root Mean Squared Error*, mittlerer quadratischer Fehler) zum potentiellen Fehler. Die Spanne der möglichen Werte entspricht der des *Determinationskoeffizienten*  $r^2$ . Zusätzlich wurde für die vorliegende Untersuchung die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE) berechnet. Die Rauheiten wurden vereinfacht global angesetzt, d. h. innerhalb des Modells wurde keine weitere Differenzierung einzelner Rauheitsbereiche vorgenommen. Mit Hilfe der o. g. Effizienzkriterien wurde die bestmögliche Modellanpassung ermittelt. Hierbei verursachte ein globaler Rauheitsbeiwert von  $k_{st}=45 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  die geringsten Abweichungen gegenüber den gemessenen Wasserständen. Dieser  $k_{st}$ -Wert kompensiert z. T. die Unzulänglichkeiten der verwendeten Bathymetrie. Reibungseffekte werden im Rahmen der hier verwendeten Modellrechnung ohnehin nur an der Sohle erfasst während Schichtungseffekte und Oberwasserzuflüsse nicht berücksichtigt werden, d. h. die Interaktionen zwischen der Tide und Oberwasserabflüssen sowie die Entstehung interner Tiden werden vernachlässigt (FOREMAN et al. 1995). Es wird jedoch davon ausgegangen, dass die dadurch induzierten Effekte eher von untergeordneter Bedeutung sind und zudem saisonal unterschiedlich sind (in der Deutschen Bucht treten Schichtungen nur in den Sommermonaten auf).

Die Rauheit wurde für den gesamten Wasserstands-Hindcast als konstant angenommen. Darüber hinaus wurden im Vorfeld diverse Kalibrierungsläufe unter Berücksichtigung differenzierter Rauheitsbereiche durchgeführt. Die Resultate zeigten dabei insgesamt jedoch stärkere Abweichungen. Im Rahmen dieser Kalibrierungsläufe konnten bisweilen keine zufriedenstellenden Resultate erzielt werden.

Die Effizienzkriterien der bestmöglichen Anpassung, die im Zuge der Kalibrierung erreicht wurden, sind in Tab. 2 zusammengestellt. Die insgesamt beste Anpassung konnte an den britischen Stationen erreicht werden. Im Bereich der deutschen Stationen ergeben



sich etwas größere Abweichungen (u. a. die höheren Scheitelwerte in Cuxhaven und Norderney). Diese sind vermutlich auf den größeren Flachwassereinfluss im Bereich der Deutschen Bucht sowie die gewählte Sohlrauheit zurückzuführen.

Tabelle 2: Effizienzkriterien zur Beurteilung der bestmöglichen Modellanpassung an unterschiedlichen Stationen (vgl. Tab. 1). Als Kalibrierungsereignis wurde die Allerheiligenflut vom 01.11.2006 verwendet.

Kriterium	Aberdeen	Whitby	Lowestoft	Calais	K 13 a	Hörnrum	Cuxhaven	Norderney
$r^2$ [-]	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

#### 4.4 Biaskorrektur

Im Idealfall stimmen modellierte und gemessene Daten überein. Da die an den Pegelstandorten aufgezeichneten Wasserstände unterschiedlichen natürlichen sowie anthropogenen Einflüssen unterliegen, die zum Teil nur unzureichend in numerischen Modellsimulationen berücksichtigt werden können, resultieren jedoch oftmals Diskrepanzen zwischen den Wasserstandsverteilungen aus Naturmessungen ( $W^b$ ) und Modellsimulationen ( $W^m$ ), auch Bias genannt. Der Bias beschreibt die Differenz zwischen dem Erwartungswert der Verteilung und der zu schätzenden Größe und wird daher auch Verzerrung des Schätzers genannt. Im Hinblick auf extremwertstatistische Betrachtungen können kleinere Abweichungen in den zugrunde liegenden Wasserstandsdaten zu großen Abweichungen in den statistisch ermittelten Wiederkehrintervallen führen.

Der Bias gibt Hinweise auf bisher vernachlässigte Zusammenhänge und ist in erster Linie in der modellinternen Parametrisierung sowie der Sensitivität gegenüber den äußeren Randbedingungen begründet (MUDELSEE et al. 2010). In dem vorliegenden Modell kann der Bias vermutlich primär auf folgende Prozesse zurückgeführt werden:

- Die zeitliche Auflösung der Eingangsdaten (insbesondere Wind) ist noch immer relativ grob.
- Die räumliche Auflösung der Eingangsdaten (z. B. Wind, Bathymetrie, Rauheit) ist nicht ausreichend, um lokale Effekte hinreichend genau abbilden zu können.

Um die Modellergebnisse zu erhalten, die den Anforderungen des Anwendungsfalles gerecht werden, lassen sich aus statistischen Analysen des Bias sog. Biaskorrekturen (auch als Climate Model Bias Correction (CMBC) bekannt) ableiten. Diese verfolgen das Ziel, systematische Modellabweichungen zu verringern (MUDELSEE et al. 2010). Nach PIANI et al. (2010) kann die Biaskorrektur als Transferfunktion formuliert werden, die die modellierte in die korrigierte Variable überführt. Unter der Annahme, dass die Transferfunktion eine adäquate Beschreibung der Abweichungen eines Wertepaares (Messung und Modell) innerhalb eines Kontrollzeitraumes ermöglicht, lassen sich so prinzipiell auch Zukunftsprojektionen ableiten. Problematisch wird dies, wenn die Modellierung Extremwerte generiert, die den Kalibrierungsbereich überschreiten (MUDELSEE et al. 2010).

Um modellgenerierte Wasserstände zu erhalten, die nur geringe Abweichungen gegenüber den Naturmessungen aufweisen, wurde für jedes betrachtete Kalenderjahr (Kontrollzeitraum 01.01.–31.12.) eine nichtparametrische Transferfunktion entwickelt. Die

Transferfunktionen wurden für die Zeitspanne 1970 bis 2009 aus den jährlichen Wertepaaren (Messung und Modell) generiert, d. h. die Transferfunktionen werden für jedes Jahr neu berechnet. Mit Hilfe der Transferfunktion lassen sich die numerisch generierten Daten so modifizieren, dass der Bias der Wertepaare an den Referenzstandorten, d. h. Standorten an denen ausreichend lange Pegelaufzeichnungen vorliegen, vollständig eliminiert wird. Da die Transferfunktion nichtparametrisch ist, kann diese jedoch nicht für die Projektion zukünftiger Wasserstände verwendet werden.

Die hier angewendete nichtparametrische Biaskorrektur erfolgt als Transferfunktion aus den empirischen Verteilungen der Wertepaare, d. h. das zeitliche Auftreten von Einzelereignissen wird während der Korrektur nicht berücksichtigt. Im Hinblick auf extremwertstatistische Untersuchungen, z. B. unter Verwendung des Peak Over Threshold (POT) Verfahrens, ist der exakte Zeitbezug der beobachteten Ereignisse irrelevant, solange die Länge des Beobachtungszeitraums bekannt ist. Da die Hindcast-Wasserstände in erster Linie als Eingangsgröße extremwertstatistischer Untersuchungen mit Hilfe des POT Verfahrens dienen, ist die Entwicklung korrekter Wasserstandsverteilungen daher von übergeordneter Bedeutung.

Durch die Verwendung der modellgenerierten Wasserstände werden lokale Effekte infolge komplexer Bathymetrien und Küstenlinien berücksichtigt. Die Unzulänglichkeiten des Modells werden dagegen durch die Biaskorrektur kompensiert. Diese Unzulänglichkeiten resultieren aus unterschiedlichen Einflüssen wie z. B. der unzureichenden Datenbasis und es wird unterstellt, dass Effekte, die zu fehlerhaften Berechnungen an einem Standort führen, auch in unmittelbarer Umgebung auftreten. Die Transferfunktion kann somit über Interpolationsmethoden auf die nächstgelegenen Nachbarstandorte übertragen werden. Eine Plausibilitätsprüfung dieser Annahme erfolgt im nachfolgenden Abschnitt.

#### 4.5 Validierung der Biaskorrektur

In diesem Abschnitt wird die Validität (Gültigkeit) der Biaskorrektur im Hinblick auf die generelle Eignung untersucht. Hierdurch soll die Praxistauglichkeit der in Abschnitt 4.4 erläuterten theoretischen Aspekte nachgewiesen werden. Die verwendeten Daten sollten dabei ein möglichst breites Spektrum abdecken (ZIELKE 1999). Für die Validierung werden daher alle beobachteten Ereignisse zwischen 1970 und 2009 mit den Modelldaten (korrigiert, unkorrigiert) verglichen. Zur Validierung wird im Folgenden eine Biaskorrektur am Standort Pellworm Hafen vorgenommen. Die Pegelaufzeichnungen am Standort Pellworm Hafen wurden im Hinblick auf die Validierung aus dem Kollektiv der Referenzstandorte entfernt, d. h. die Transferfunktion für diesen Standort wurde aus den Transferfunktionen der anderen Referenzstandorte (siehe Kap. 4.4) interpoliert. Hierdurch soll die Übertragbarkeit der Biaskorrektur untersucht werden. Abb. 12a zeigt die Regressionsbeziehungen (rote Kreise) zwischen den Naturmessungen und den Modellergebnissen für den Standort Pellworm Hafen.

Die größten Abweichungen sind bei den höchsten und niedrigsten Thw ( $r^2=0,99$  [-],  $d=0,98$  [-]) zu finden. Durch die Biaskorrektur können die Abweichungen zwischen den modellierten und den gemessenen Wasserständen deutlich reduziert werden ( $r^2=1$  [-],  $d=0,996$  [-]). Die Abweichungen in den Verteilungsfunktionen sind in Abb. 12b) dargestellt. Dabei zeigen die höheren Thw tendenziell geringere Abweichung als die

niedrigeren. Diese Tendenz wird auch durch die Perzentil Betrachtung in Abb. 12c) bestätigt. Dabei zeigen die niedrigen Perzentile insgesamt größere Abweichungen als die höheren Perzentile. Die für die extremwertstatistischen Analysen relevanten Werte ( $\geq 99,7$ -Perzentil; vgl. Abschnitt 3) weisen demnach geringere Abweichungen auf.

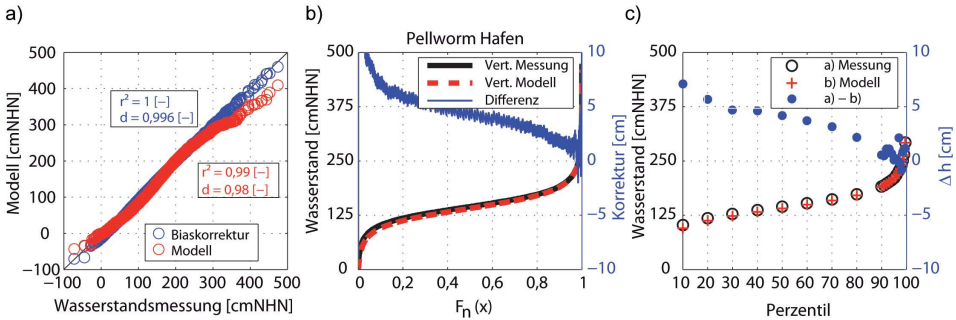


Abbildung 12: (a) Regression der modellierten (rot) und korrigierten (blau) Wasserstände gegenüber der Messung am Standort Pellworm Hafen; (b) Empirische Verteilungsfunktion am Beispielstandort für Pegelmessung (schwarz), Modellergebnis (rot) und die daraus resultierenden Differenzen (blau); (c) Perzentile aus Pegelmessung (schwarz) und Modellergebnis (rot), die blauen Punkte zeigen die Differenzen.

In Abb. 13 sind die Effizienzkriterien aller 16 Standorte in einer Übersicht zusammengefasst. Die roten Punkte resultieren aus dem Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Thw ( $W_b$  vs.  $W_m$ ) aller Ereignisse zwischen 1970 und 2009; die blauen Punkte resultieren aus den Vergleich zwischen gemessenen und korrigierten Thw ( $W_b$  vs.  $W_k$ ) des gleichen Zeitraumes.

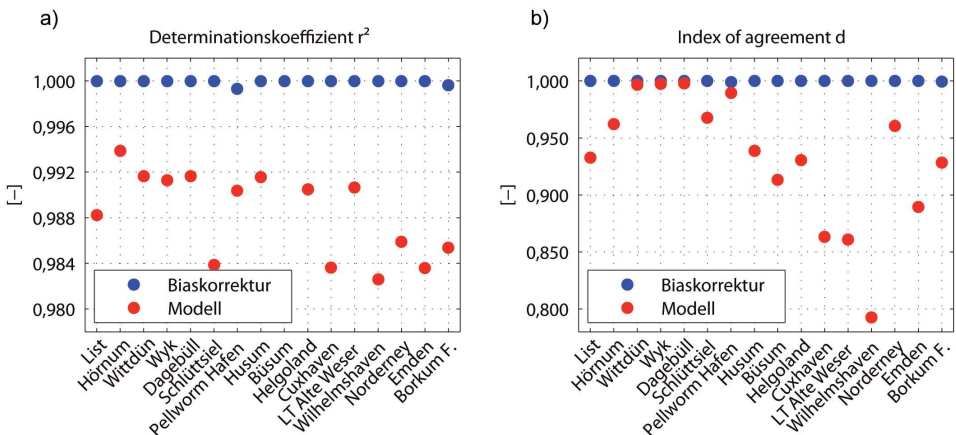


Abbildung 13: Vergleich zwischen den Naturmessungen und den Modellergebnissen an den 16 Validierungsstandorten vor (rote Punkte) und nach (blaue Punkte) Anwendung der Biaskorrektur, mit (a) dem Determinationskoeffizient  $r^2$  und (b) dem Index of Agreement  $d$ .

Abb. 13a zeigt deutlich, dass durch die Biaskorrektur an allen Standorten eine Erhöhung des *Determinationskoeffizienten*  $r^2$  erreicht wurde; alle Standorte erreichen nach der Korrektur Werte von  $r^2 \approx 1 [-]$ . Abb. 13b zeigt den *Index of Agreement*  $d$ . Auch hier führt die

Biaskorrektur zu einer deutlichen Erhöhung des Effizienzkriteriums; der *Index of Agreement*  $d$  konnte durch die Biaskorrektur an nahezu allen Standorten auf  $d \approx 1$  [-] verbessert werden. Lediglich in Wittdün, Wyk und Dagebüll konnte nur eine geringfügige Erhöhung des *Index of Agreement* erreicht werden; an diesen Standorten war die Differenz zwischen  $W_m$  und  $W_b$  bereits vor der Biaskorrektur gering. Im Bereich des Validierungsstandortes konnten die Abweichungen zwischen Naturmessung und Modellergebnissen reduziert, jedoch nicht vollständig eliminiert werden. Hier verbleibt trotz Bias-Korrektur eine geringe Abweichung, die im Rahmen der nachfolgenden Analysen jedoch vernachlässigbar ist.

#### 4.6 Extremwertstatistische Analysen

Übergeordnetes Ziel bei der zuvor beschriebenen Methodik ist die Ermittlung von Wiederkehrintervallen für extreme Wasserstände entlang der gesamten Küstenlinie mit quasi-lückenloser Ausdehnung (1000 m). Hierzu werden die modellgenerierten und Bias-korrigierten Wasserstände im Folgenden für extremwertstatistische Analysen verwendet. In den letzten Dekaden wurden zahlreiche Ansätze zur statistischen Analyse von Extremwasserständen entwickelt. Die Verfahren folgen dabei unterschiedlichen Modellansätzen, die systembedingte Stärken und Schwächen aufweisen. In Zukunft Hallig-A wurden alle extremwertstatistischen Analysen wie in Kap. 5.9 zusammengefasst durchgeführt (siehe auch ARNS et al. 2013). Abb. 14a zeigt exemplarisch die daraus resultierenden Wiederkehrintervalle am Standort Hörnum.

Dabei wird deutlich, dass die Wiederkehrintervalle aus  $W_b$  und  $W_k$  keine Differenzen aufweisen; auch die Konfidenzintervalle aus  $W_b$  und  $W_k$  zeigen exakt gleiche Werte. Gleiches gilt uneingeschränkt für alle anderen Referenzstandorte. In Abb. 14b ist selbige Betrachtung für den Standort Pellworm Hafen dargestellt. Zwar zeigen sich hier geringe Abweichungen zwischen den Wiederkehrintervallen aus  $W_b$  und  $W_k$ , jedoch betragen diese bis zu einem Wiederkehrintervall von  $T=400$  Jahren  $\Delta h \leq 2$  cm und bei  $T=1.000$  Jahren  $\Delta h \leq 5$  cm. Erst danach steigen die Abweichungen beim Wiederkehrintervall von  $T=10.000$  Jahren auf einen maximalen Wert von  $\Delta h \leq 11$  cm.

In Abb. 14c sind sämtliche zur Validierung verwendeten Standorte und deren Quantil-Differenzen zwischen  $W_b$  und  $W_k$  dargestellt; zum Vergleich wurde  $W_m$ , d. h. die modellierten Wasserstände ohne Korrektur, ebenfalls dargestellt. Durch die Korrektur wurden an nahezu allen Standorten die Diskrepanzen in den Hochwasserquantilen eliminiert. Lediglich der Standort Pellworm Hafen zeigt geringe Abweichung zwischen den Quantilen auf Basis gemessener und biaskorrigierter Wasserstände. Diese resultieren aus der Übertragung der Transferfunktion von den Nachbarstandorten. Trotz Biaskorrektur lässt sich der beobachtete Wasserstand somit nicht exakt reproduzieren. Im Kontext der hier durchgeführten Untersuchungen sind die verbleibenden Differenzen jedoch vernachlässigbar.

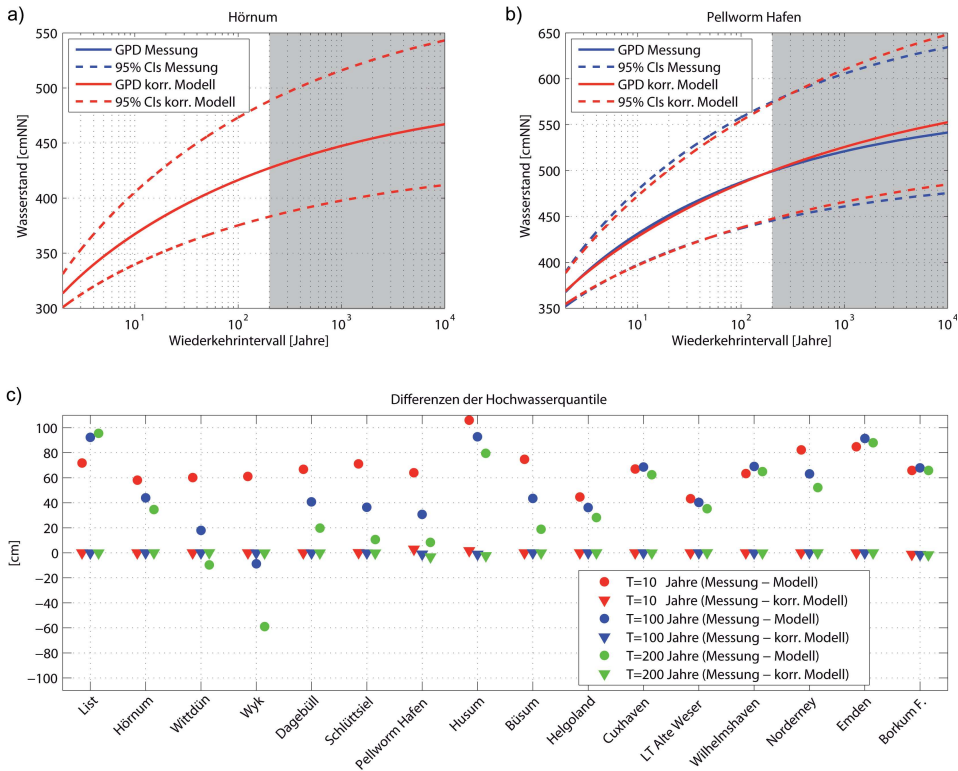


Abbildung 14: (a), (b) Vergleich der Wiederkehrintervalle aus biaskorrigierten (rot) und gemessenen (blau) Wasserständen an den Standorten (a) Hörnum und (b) Pellworm Hafen; (c) Vergleich der Differenzen der Hochwasserquantile an allen betrachteten Standorten für die Wiederkehrintervalle  $T = \{10; 100; 200\}$ .

In Abb. 15a sind regionalisierte Wasserstände mit einem Wiederkehrintervall von  $T=200$  Jahren entlang der gesamten Schleswig-Holsteinischen Nordseeküste dargestellt. Die Abbildung zeigt, dass die Wasserstände im nördlichen Teil Schleswig-Holsteins (Sylt, Amrum) bei gleichen Überschreitungswahrscheinlichkeiten niedriger als im südlichen Teil des Bundeslandes (z. B. Husum, Melderfer Bucht) sind. Dies ist sowohl auf Flachwasser-effekte als auch auf Stauwirkungen infolge meteorologischer Einflüsse (siehe z. B. DANGENDORF et al. 2012, 2013) zurückzuführen. Abb. 15b, c und d zeigen Detailanschnitte der regionalisierten Wasserstände entlang der Außenkanten der Halligen Hooge, Nordstrandischmoor und Langeneß. In diesem Bereich existieren keine Pegelaufzeichnungen, mit denen sich Hochwasserquantile robust ermitteln lassen können. Erst die Regionalisierung ermöglicht eine adäquate Ermittlung von Überschreitungswahrscheinlichkeiten, die als Grundlage zur Planung effizienter Hochwasserschutzanlagen verwendet werden können.

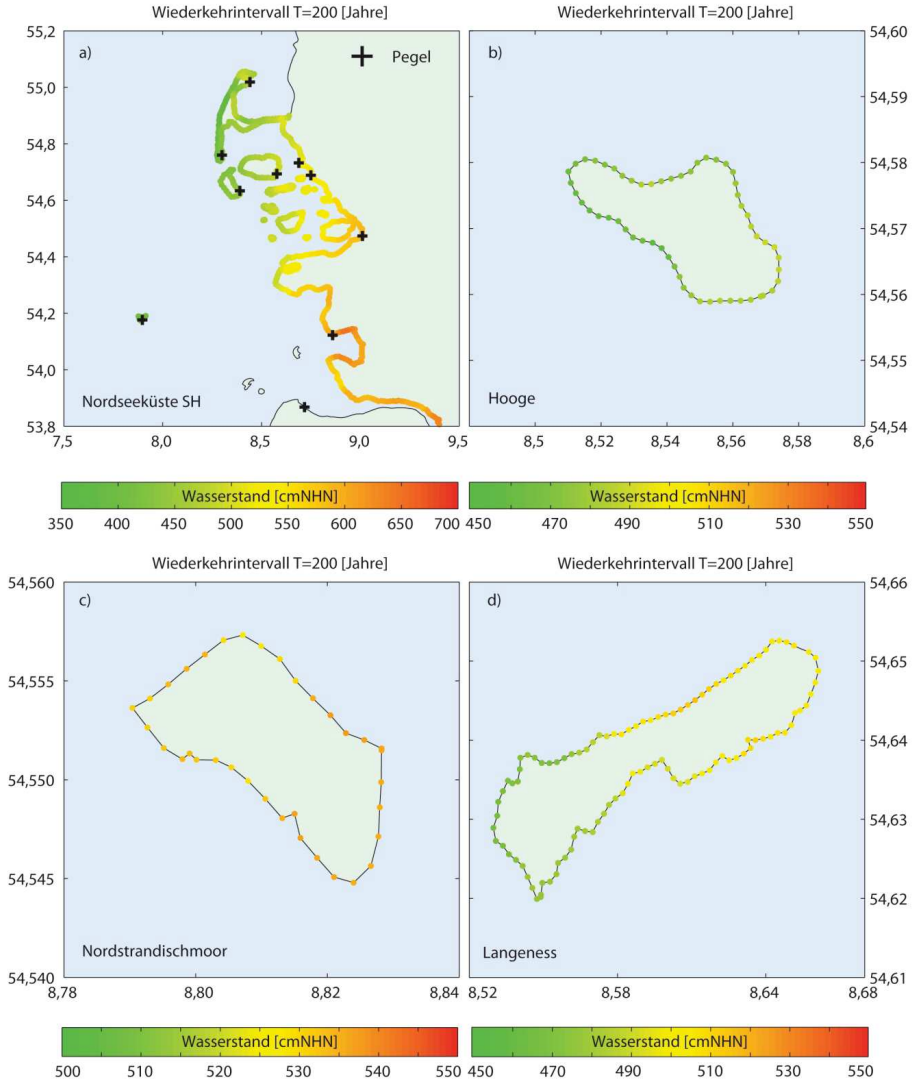


Abbildung 15: (a) Wasserstände in [cmNHN] mit einem mittleren Wiederkehrintervall von  $T=200$  Jahren entlang der Schleswig-Holsteinischen Nordseeküste; Wasserstände in [cmNHN] mit einem mittleren Wiederkehrintervall von  $T=200$  Jahren entlang der Außenkante von (b) Hallig Hooge, (c) Nordstrandischmoor und (d) Langeneß.

## 5 Weitergehende Analysen

Die vorangegangenen Kapitel thematisieren die Ermittlung der Wiederkehrintervalle extremer Wasserstände unter gegenwärtigen Bedingungen (d. h. inklusive der Vergangenheit). In Zukunft Hallig-A wurde darüber hinaus der Einfluss eines MSL Anstiegs von +0,54 m auf die Extremwasserstände in der Deutschen Bucht untersucht (siehe hierzu



JENSEN 2014; ARNS et al. 2015). Die Untersuchungen basieren auf dem in den Kap. 4.2 und 4.3 beschriebenen zweidimensionalen numerischen Modell.

Die Analysen zeigen, dass zukünftige Extremwasserstände signifikant höher ausfallen könnten als nur infolge des MSL Anstieges prognostiziert. Diese Differenzen sind primär in Änderungen von Flachwasser- und Reibungseffekten und der damit einhergehenden Beeinflussung der Tide begründet.

Für die Untersuchungen zum Einfluss des MSL Anstiegs auf Extremwasserstände wurden atmosphärische und bathymetrische Änderungen vernachlässigt. Dies war notwendig, um die zugrunde liegenden Prozesse sowie deren Antriebsfaktoren isoliert untersuchen zu können. In der Realität unterliegt die Morphologie des Seegrundes durch hydrodynamische Prozesse (z. B. durch die Vertiefung der großen Ströme) jedoch ständigen Veränderungen. Aktuelle Untersuchungen zu Änderungen der Bathymetrien im Bereich der Deutschen Bucht zwischen 1982 und 2006 wurden im Rahmen der KFKI-Projektes „AufMod“ durchgeführt (siehe z. B. KÖSTERS und WINTER 2014). Ein allgemeinerer statistischer Ansatz zur Beschreibung dieser morphologischen Änderungen kann SIEFERT (1987) entnommen werden. Solche Einflüsse könnten die Resultate der hiesigen Untersuchungen sowohl verstärken als auch abschwächen (siehe z. B. SIEFERT und LASSEN 1987; STENGEL und ZIELKE 1994; FERK 1995).

## 6 Zusammenfassung und Fazit

Es wurde gezeigt, dass die Ermittlung von Wiederkehrintervallen auf nationaler sowie auf internationaler Ebene sehr inhomogen ist. So kommen auch in Deutschland in den einzelnen durch Nordsee-Sturmfluten betroffenen Bundesländern unterschiedliche Verfahren (statistisch und deterministisch) zum Einsatz. Und selbst in den Bundesländern, in denen extremwertstatistische Verfahren verwendet werden, ist die Vorgehensweise nicht reglementiert und unterliegt somit oftmals subjektiven Einflussmöglichkeiten. Aus diesem Grund wurden die in Deutschland meistgenutzten direkten extremwertstatistischen Verfahren im Rahmen einer Sensitivitätsstudie untersucht und verglichen. Der Terminus „direkt“ impliziert die direkte Verwendung der gesamt aufgezeichneten Wasserstände.

DIXON und TAWN (1999) haben gezeigt, dass die Block Maxima Methode (siehe Kap. 3.5.1) zu erheblichen Unterschätzungen von Wasserständen führen kann, wenn der deterministische Anteil (Tide) größer ist als der stochastische Anteil (Surge). In ALLAMANO et al. (2011) werden vergleichbare Resultate für die Peak Over Threshold Methode (siehe Kap. 3.5.2) präsentiert. Aus diesem Grund wurden sogenannte indirekte Verfahren entwickelt. Dabei werden die deterministischen und stochastischen Komponenten des Wasserstandes separat modelliert; Wiederkehrintervalle extremer Wasserstände werden aus der Kombination beider Größen abgeleitet (für mehr Informationen siehe z. B. PUGH und VASSIE 1979, 1980; MIDDLETON und THOMPSON 1986; WALDEN et al. 1982; TAWN und VASSIE 1989; TAWN 1992; DIXON und TAWN 1994; HAIGH et al. 2010b; ENVIRONMENT AGENCY 2011). An einigen Standorten ist die Verwendung der indirekten Verfahren jedoch nicht möglich, da die erforderlichen hochaufgelösten Wasserstandsmessungen nicht verfügbar sind. So haben z. B. HAIGH et al. (2010b) geschlossen, dass für die zuverlässige Ermittlung extremer Wasserstände mindestens 20 Jahre an hochaufgelösten Pegelmessungen benötigt werden.

In der Deutschen Bucht liegen an vielen Stationen Informationen über die Scheitelwerte vor, während hochaufgelöste Wasserstandszeitreihen erst seit den späten 1990er Jahren digital aufgezeichnet wurden (WAHL et al. 2011). Am Beispiel des Pegels Cuxhaven konnten MUDERSBACH et al. (2013) überdies Änderungen in den Tiden nachweisen, die um 1950 eingesetzt haben. In der Deutschen Bucht ist die Verwendung der indirekten Methoden daher bisweilen mit großen Unsicherheiten verbunden.

Im Rahmen des Vorhabens wird eine Methodik zur objektiven Verwendung direkter extremwertstatistischer Methoden empfohlen. Werden die Empfehlungen konsistent angewendet, kann das Problem der aktuell vorliegenden inhomogenen Situation in Deutschland bewältigt werden. Die Empfehlungen wurden primär für die Deutsche Bucht entwickelt, jedoch konnte an ausgewählten Beispielen gezeigt werden (siehe ARNS et al. 2013), dass diese auch an einigen internationalen Pegeln anwendbar sind; für belastbare quantitative Aussagen sollte die Methodik jedoch detailliert verifiziert werden. Darüber hinaus sollte die Methodik periodisch oder nach dem Auftreten hoher Sturmfluten validiert werden.

Die Empfehlungen setzen voraus, dass ein ausreichendes Datenkollektiv vorliegt. In der Deutschen Bucht werden diese Voraussetzungen jedoch nicht an allen Standorten erfüllt. Daher wurde im Rahmen des Projektes ein Ansatz entwickelt, mit dem sich Aussagen zu extremen Wasserständen in unbepegelten Gebieten ableiten lassen. Der Ansatz basiert auf der Verknüpfung von numerischen Modellsimulationen und den o. g. Empfehlungen zur statistischen Ermittlung extremer Wasserstände. Unter Verwendung der Software MIKE21 wurden Wasserstände für die Zeitspanne 1970 bis 2009 entlang der gesamten Deutschen Bucht simuliert. Vereinfacht wurden die Sohlrauheiten im Modell global angesetzt, d. h. es wurde keine Differenzierung der Rauheiten vorgenommen. Um Abweichungen zwischen simulierten und beobachteten Wasserständen (u. a. aus der globalen Rauheit) zu eliminieren, wurde eine Biaskorrektur entwickelt. Die resultierenden Wasserstände zeigen eine nahezu vollständige Übereinstimmung mit den Pegelmessungen. Basierend auf Empfehlungen zur Durchführung extremwertstatistischer Wasserstandsanalysen in der Deutschen Bucht (siehe ARNS et al. 2013) wurden im Abstand von 1.000 m die Höhen und Häufigkeiten von Sturmfluten für die gesamte Küstenlinie berechnet. Anhand eines Vergleichs wurde gezeigt, dass extremwertstatistische Analysen auf Basis biaskorrigierter Modellwasserstände keine Abweichungen gegenüber pegelbasierten Auswertungen aufweisen. Insbesondere in Gebieten, in denen keine bzw. nur wenige Wasserstandsmessungen vorliegen, ermöglicht diese Methodik somit eine einfache sowie stabile Vorgehensweise für die Ermittlung von Bemessungsgrößen.

Die Ergebnisse aus ZukunftHallig-A können daher verwendet werden, um objektive und konsistente Aussagen zu den Höhen und Häufigkeiten extremer Wasserstände unter heutigen und potentiellen zukünftigen Bedingungen abzuleiten.

## 7 Schriftenverzeichnis

ANDERSEN, O.B.: Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry, Journal of Geophysical Research, Volume 100, 25249-25259, 1995.  
<http://dx.doi.org/10.1029/95JC01389>



- ALLAMANO, P.; LAIO, F. and CLAPS, P.: Effects of disregarding seasonality on the distribution of hydrological extremes. *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 3207–3215, 2011.
- 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*, Volume 81, 51–66, 2013.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.07.003>
- 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, submitted to: *Coastal Engineering*, 2015.
- BALKEMA, A.A. and DE HAAN, L.: Residual life time at great age, *Ann. Probab.*, 2, 792–804, 1974.
- BATSTONE, C.; LAWLESS, M.; TAWN, J.; HORSBURGH, K.; BLACKMAN, D.; McMILLAN, A.; WORTH, D.; LAEGER, S. and HUNT, T.: A UK best-practice approach for extreme sea-level analysis along complex topographic coastlines. *Ocean Engineering*, Vol. 71, 28–39, 2013.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.oceaneng.2013.02.003>
- COLES, S.: *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer Verlag, London, 2001.
- COMPO G.B.; WHITAKER, J.S.; SARDESHMUKH, P.D. et al.: The twentieth century reanalysis project. *Q J Roy Meteor Soc* 137, 1–28, 2011.  
<http://dx.doi.org/10.1002/qj.776>
- DANGENDORF, S.; WAHL, T.; HEIN, H.; JENSEN, J.; MAI, S. and MUDERSBACH, C.: Mean sea level variability and influence of the North Atlantic Oscillation on long-term trends in the German Bight. *Water* 4(1), 170–195, 2012.  
<http://dx.doi.org/10.3390/w4010170>
- DANGENDORF, S.; MUDERSBACH, C.; WAHL, T. and JENSEN, J.: Characteristics of intra-, inter-annual and decadal variability and the role of meteorological forcing: the long record of Cuxhaven. *Ocean Dyn.*, Vol. 63(2–3), 209–224, 2013.
- DVWK DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU E. V.: *Numerische Modelle von Flüssen, Seen und Küstengewässern*. DVWK-Schriften 127, 1999.
- 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.
- DIXON, M.J. and TAWN, J.A.: The effect of non-stationarity on extreme sea-level estimation. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C: Applied Statistics* 48, 135–151, 1999.
- DOUGLAS, B.C.: Global sea level rise. *Journal of Geophysical Research* 96, 6981–6992, 1991.
- ENVIRONMENT AGENCY: *Coastal flood boundary conditions for UK mainland and islands*. Project: SC060064/TR2: Design sea-levels. Environment Agency of England and Wales, 2011.
- FERK, U.: Folgen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs für die Wattgebiete der niedersächsischen Nordseeküste. *Die Küste*, 57, 135–156, 1995.
- FERRO, CH.A.T. and SEGERS, J.: Inference for clusters of extreme values. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B* 65, 545–556, 2003.

- FOREMAN, M.G.G.; WALTERS, R.A.; HENRY, R.F; KELLER, C.P. and DOLLING, A.G.: A tidal model for eastern Juan de Fuca Strait and the southern Strait of Georgia JO. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 100, 721–740, 1995.  
<http://dx.doi.org/10.1029/94JC02721>
- GÖNNERT, G.: Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert. *Die Küste*, 67, 185–365, 764, 2003.
- GÖNNERT, G.; ISERT, K.; GIESE, H. und PLÜß, A.: Charakterisierung der Tidekurve. *Die Küste*, 68, 99–163, 2004.
- GÖNNERT, G.; MÜLLER, O. and GERKENSMEIER, B.: Development of extreme storm surge events – results of the XtremRisK project. In: KLIJN, F., SCHWECKENDIEK, T. (Eds.), *Comprehensive Flood Risk Management. Research for policy and practice*, 2013.
- GRABEMANN, I. and WEISSE, R.: Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea: an ensemble study. *Ocean Dynamics* 58, 199–212, 2008.
- 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, 2010a.
- 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, 2010b.
- HAWKES, P.J.; GONZALEZ-MARCO, D.; SÁNCHEZ-ARCILLA, A. and PRINOS, P.: Best practice for the estimation of extremes: a review. *Journal of Hydraulic Research* 46, 324–332, 2008.
- HORSBURGH, K.J. and WILSON, C.: Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. *Journal of Geophysical Research*, 112 (C8). Art. No. 774 C08003, 2007.  
<http://dx.doi.org/10.1029/2006JC004033>
- JENSEN, J.; ARNS, A.; SCHÜTTRUMPF, H.; WÖFFLER, T.; HÄUBLING, R.; ZIESEN, N.; JENSEN, F.; VON EYNATTEN, H.; SCHINDLER, M. und KARIUS, V.: Zukunft Hallig – Entwicklung von nachhaltigen Küstenschutz- und Bewirtschaftungsstrategien für die Halligen unter Berücksichtigung des Klimawandels. *Die Küste*, 84, 2016.
- JENSEN, J.: Abschlussbericht zur Entwicklung von nachhaltigen Küstenschutz- und Bewirtschaftungsstrategien für die Halligen unter Berücksichtigung des Klimawandels (ZukunftHallig), 2014.
- JENSEN, J. and MÜLLER-NAVARRA, S.: Storm surges on the German Coast. *Die Küste*, 74, 92–125, 2008.
- JENSEN, J.: Über instationäre Entwicklungen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste. *Mitteilungen Leichtweiß-Institut der TU Braunschweig*, Heft 88, 1985.
- KÖSTERS, F. and WINTER, C.: Exploring German Bight coastal morphodynamics based on modelled bed shear stress, *Geo-Mar Lett* 34, 2014.  
<http://dx.doi.org/10.1007/s00367-013-0346-y>
- 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.
- KUNCHEVA, L.I.: A stability index for feature selection. *Proceedings of the 25th IASTED International Multi-Conference: artificial intelligence and applications*, 390–395, 2007.

- LASSEN, H.; SIEFERT, W. and GÖNNERT, G.: Windstauentwicklung in dem Tiefwasserbereich der südöstlichen Nordsee bei Sturmflutwetterlage. *Die Küste*, 64, 87–126, 2001.
- LKN LANDESBETRIEB FÜR KÜSTENSCHUTZ, NATIONALPARK UND MEERESSCHUTZ SCHLESWIG-HOLSTEIN: Generalplan Küstenschutz der Landes Schleswig-Holstein, Fortschreibung 2012. Entwurf für die Anhörung der Verbände, 2012.
- MERZ, R. and BLÖSCHL, G.: Flood frequency regionalisation – spatial proximity vs. catchment attributes. *Journal of Hydrology*, Volume 302, Issues 1–4, 283–306, 2005.
- MIDDLETON, J. and THOMPSON, K.: Return periods of extreme sea levels from short records. *Journal of Geophysical Research* 91, 11, 707, 1986.
- MUDELSEE, M.; CHIRILA, D.; DEUTSCHLÄNDER, T., et al.: Climate Model Bias Correction und die Deutsche Anpassungsstrategie. *Mitteilungen Deutsche Meteorologische Gesellschaft*, 2–7 (in German), 2010.
- MUDERSBACH, C. and JENSEN, J.: Nonstationary extreme value analysis of annual maximum water levels for designing coastal structures on the German north sea coastline. *Journal Flood Risk Management* 3 (1), 52–62, 2010.  
<http://dx.doi.org/10.1111/j.1753-318X.2009.01054.x>
- 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, 2013 (in press).  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.06.016>
- NEVES, C. and FRAGA-ALVES, M.I.: Testing extreme value conditions - an overview and recent approaches. *Revstat – Statistical Journal*, Vol. 6, # 1, 83–100, 2008.
- NLWKN NIEDERSÄCHSISCHER LANDESBETRIEB FÜR WASSERWIRTSCHAFT, KÜSTEN- UND NATURSCHUTZ: Generalplan Küstenschutz Niedersachsen/ Bremen-Festland, 2007.
- 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.
- PUGH, D.T. and VASSIE, J.M.: Extreme sea levels from tide and surge probability. *Proceedings of the sixteenth Coastal Engineering Conference*, 1, 911–930, 1979.
- PUGH, D.T. and VASSIE, J.M.: Applications of the joint probability method for extreme sea level computations. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 69, 959–975, 1980.
- REGO, J.L. and LI, C.: Nonlinear Terms in Storm Surge Predictions: Effect of Tide and Shelf Geometry with Case Study from Hurricane Rita, *J. Geophys. Res.*, 115, 2010.  
<http://dx.doi.org/10.1029/2009JC005285>
- ROSBJERG, D.; MADSEN, H. and RASMUSSEN, P.F.: Prediction in partial duration series with generalized Pareto-distributed exceedances. *Water Resources Research* 28, 3001–3010, 1992.
- SENEVIRATNE, S.I.; NICHOLLS, N.; EASTERLING, D.; GOODESS, C.M.; KANAE, S.; KOSIN, J.; LUO, Y.; MARENGO, J.; MCINNES, K.; RAHIMI, M.; REICHSTEIN, M.; SORTEBERG, A.; VERA, C. and ZHANG, X.: Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of*

- Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 109–230, 2012.
- SIEFERT, W.: Sturmflutvorhersage für den Tidebereich der Elbe aus dem Verlauf der Windstaukurve in Cuxhaven. Mitteilungen des Franzius Institut der TU Hannover, Heft 30, 1968.
- SIEFERT, W.: Umsatz- und Bilanz-Analysen für das Küstenvorfeld der Deutschen Bucht. Grundlagen und erste Auswertungen. Die Küste, 45, 1–57, 1987.
- SIEFERT, W. und LASSEN, H.: Zum säkularen Verhalten der mittleren Watthöhen an ausgewählten Beispielen. Die Küste, 45, 59–70, 1987.
- STENGEL, T. und ZIELKE, W.: Der Einfluss eines Meeresspiegelanstiegs auf Gezeiten und Sturmfluten in der Deutschen Bucht. Die Küste, 56, 93–118, 1994.
- SMITH, R.L. and WEISSMAN, I.: Estimating the extremal index. Journal of the Royal Statistical Society: Series B: Methodological 56, 515–528, 1994.
- TAWN, J.A.: Estimating probabilities of extreme sea-levels. Journal of the Royal Statistical Society: Series C: Applied Statistics 41, 77–93, 1992.
- TAWN, J.A. and VASSIE, J.M.: Extreme sea levels: the joint probabilities method revisited and revised. Proceedings of the Institution of Civil Engineers 87, 42–442, 1989.
- THOMPSON, K.R.; BERNIER, N.B. and CHAN, P.: Extreme sea levels, coastal flooding and climate change with a focus on Atlantic Canada. Natural Hazards 51, 139–150, 2009.
- WAHL, T.; JENSEN, J.; FRANK, T. and HAIGH, I.D.: Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. Ocean Dyn 61(5), 701–715, 2011.  
<http://dx.doi.org/10.1007/s10236-011-0383-x>
- 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>
- WALDEN, A.T.; PRESCOTT, P. and WEBBER, N.B.: An alternative approach to the joint probability method for extreme high sea level computations. Coastal Engineering 6, 71–82, 1982.
- WILLMOT, C.J.: On the validation of models. Physical Geography, Vol. 2, 184–194, 1981.
- ZHANG, X. and GE, W.: A new method to choose the threshold in the POT model. Proceedings to the 1st International Conference on Information Science and, Engineering (ICISE2009), 2009.
- ZIELKE, W.: Numerische Modelle von Flüssen, Seen und Küstengewässern. Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., DVWK Schriften, Heft 127, 1999.