

Entwicklung und Anwendung eines datenbasierten Multikomponenten- Küstenevolutionsmodells am Beispiel der deutschen Nordseeküste

Von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover

zur Erlangung des Grades

Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

genehmigte Dissertation

von

Julian Sievers, M. Sc.

2022

Referentin: Prof. Dr. rer. nat. habil. Jutta Winsemann

Korreferent: Apl. Prof. Dr.-Ing. habil. Peter Milbradt

Tag der Promotion: 18.11.2022

Kurzfassung

Die deutsche Nordseeküste ist ein komplexes System aus Wattflächen, Ästuaren und Barriereinseln. Innerhalb dieses Systems finden hydro- und morphodynamische Prozesse statt, die durch den Klimawandel beeinflusst werden. Um diese Prozesse und deren Veränderungen im Kontext von Küsten- und Naturschutz sowie wirtschaftlichen Interessen zu untersuchen, werden von staatlichen und wissenschaftlichen Akteuren Modellsysteme verwendet, die diese Prozesse auf der Basis mathematischer Regeln beschreiben und simulieren können. Sie werden daher als prozessbasierte Modellsysteme bezeichnet. Die morphologische Entwicklung und damit auch der Einfluss auf hydrodynamische Eigenschaften hängt stark von der sedimentologischen Zusammensetzung der Gewässerbodenoberfläche und des Untergrundes ab. Informationen hierüber werden in Naturmessungen erhoben und müssen mit speziellen Modellsystemen verarbeitet und in räumlich kontinuierliche Informationen überführt werden. Sie werden als datenbasierte Modellsysteme bezeichnet. Mangels geeigneter datenbasierter Modellierungsansätze bestand in der Berücksichtigung sedimentologischer Basisdaten zur Verwendung in prozessbasierten Modellsystemen bisher jedoch ein Defizit.

Diese Lücke wird mit dem in dieser Arbeit entwickelten datenbasierten Multikomponenten-Küstenevolutionsmodell geschlossen. Hierzu werden in der Modellierung von bathymetrischen Daten übliche Approximations- und Interpolationsvorschriften generalisiert und auf funktionale Informationen der Korngrößenverteilung übertragen. In einer neuartigen Kopplung von bestehenden daten- und prozessbasierten Ansätzen werden punktuelle Entwicklungsgleichungen für skalare Eigenschaften einer Kornverteilung auf volle Summenlinien erweitert und in die Fläche übertragen. Hiermit ermöglicht das Küstenevolutionsmodell es, an der gesamten deutschen Nordseeküste zeitvariante sedimentologische Informationen sowohl der Oberfläche als auch des Untergrundes für prozessbasierte Modellsysteme nutzbar zu machen und so die Qualität ihrer Ergebnisse zu verbessern.

Neben der Verwendung als Assistenzwerkzeug für prozessbasierte Modellsysteme können aus den einzelnen Komponenten des Küstenevolutionsmodells darüber hinaus küstengeologische Erkenntnisse abgeleitet werden, die so bisher entweder gar nicht beziehungsweise nicht in dem Ausmaß oder Detailgrad möglich waren.

Durch einen außergewöhnlich langen Auswertungszeitraum von bis zu sieben Dekaden in Kombination mit einer verhältnismäßig hohen jährlichen Auflösung ist in der bathymetrischen Komponente eine regionale Trendumkehr in der Entwicklung der Höhen der Wattflächen im 21. Jahrhundert erkennbar, die bisher nicht identifiziert wurde und möglicherweise bereits auf Auswirkungen des Klimawandels hindeutet. Erstmals werden darüber hinaus mit der oberflächensedimentologischen Komponente die Auswirkungen starker anthropogener Eingriffe wie dem Bau des Eidersperrwerks auf die Oberflächensedimentologie in der Fläche und im zeitlichen Verlauf quantifizierbar. Die Modellierung des Gewässergrundaufbaus als dritte Komponente ermöglicht non-destruktive Analysen unter anderem des Ablagerungsalters und schafft so neue Optionen zur zeitlichen Einordnung von Erosionsereignissen in flachseismischen Untersuchungen, die hierdurch auch in geschützten Habitaten ohne *Ground-Truthing*-Bohrkerne auskommen. Mit der Auswertung dieser Komponente wird zudem die hohe Relevanz der zeitvarianten Analyse des Untergrundes der Nordseeküste verdeutlicht, der genau wie die Bathymetrie und die Oberflächensedimentologie stets im zeitlichen Kontext betrachtet werden muss.

Schlagwörter:

Datenbasierte Modellierung, Küstengeologie, Sedimentologie, Küstenevolutionsmodell, Hindcast, Interpolation, Summenlinie, Korngrößenverteilung, Zeitvariant

Abstract

The German North Sea coast is a complex system of tidal flats, estuaries, and barrier islands. Within this system, hydro- and morphodynamic processes take place that are influenced by climate change. To study these processes and their changes in the context of coastal protection, nature conservation efforts, and economic interests, governmental and scientific actors apply model systems that can describe and simulate these processes based on mathematical rules. They are therefore referred to as process-based model systems. The morphological development and thus the influence on hydrodynamic properties strongly depends on the sedimentological composition of the seafloor and its subsurface features. Information about this is collected in measurements and must be processed and transformed into spatially continuous information using special model systems. They are called data-based model systems. However, due to the lack of suitable data-based modeling approaches for such sedimentological input data, there has been a deficit in utilizing them in process-based model systems.

This gap is filled by the data-based multicomponent Coastal Evolution Model developed in this work. For this purpose, approximation and interpolation approaches commonly used in modeling bathymetric data are generalized and applied to functional information of grain size distributions. In a novel coupling of existing data- and process-based approaches, point evolution equations for scalar properties of a grain size distribution are extended to full cumulative functions and extended into spatially continuous information. Hereby, the Coastal Evolution Model makes it possible to make time-variant sedimentological information of both the surface and the subsurface available to process-based model systems along the entire German North Sea coast, thus improving the quality of their results.

In addition to being used as an assistance tool for process-based model systems, the individual components of the Coastal Evolution Model can furthermore be used to derive coastal geological insights that were previously not possible to the same extent and level of detail, or even at all.

Due to an exceptionally long evaluation period of up to seven decades with an annual resolution, a regional trend reversal in the development of the elevation of the tidal flats in the 21st century is recognizable in the bathymetric component, which has not been identified before and possibly already indicates effects of climate change. Furthermore, for the first time, the surface sedimentological component makes it possible to quantify the effects of strong anthropogenic interventions, such as the construction of the Eider Barrage, on surface sedimentology in the area and over time. The modelling of the subsurface structure as a third component allows non-destructive analyses of, among others, the age of deposition and thus creates new options for the temporal classification of erosion events in shallow seismic measurements, which can thus also be carried out in protected habitats without ground-truthing cores. The evaluation of this component also highlights the high relevance of time-variant analysis of the subsurface of the North Sea coast, which, like bathymetry and surface sedimentology, must always be considered in a temporally variant context.

Key words:

data based modelling, coastal geology, sedimentology, Coastal Evolution Model, hindcast, interpolation, cumulative function, grain size distribution, time-dependent

Vorwort

Bereits im Studium der Geowissenschaften an der Leibniz Universität Hannover haben mich Themen und Aufgabenstellungen rund um Geographische Informationssysteme und effiziente Datenverarbeitung gefesselt, dem ich als studentische Hilfskraft bereits in der quartärgeologischen Arbeitsgruppe von Prof. Dr. Jutta Winsemann zusammen mit Dr. Jörg Lang nachgehen konnte.

In meiner Zeit bei der smile consult GmbH habe ich durch die Unterstützung des gesamten Teams und die produktive Atmosphäre die Möglichkeit bekommen, meine Kenntnisse in diesem Themengebiet zu vertiefen. Vor allem durch die Förderung der Geschäftsführer Dr.-ing. Frank Sellerhoff, apl. Prof. Dr.-ing. habil. Peter Milbradt und Christoph Lippert und den mir gewährten kreativen Freiraum konnten sich meine Fähigkeiten soweit entwickeln, dass ich nun nicht mehr nur Anwender von GIS-Programmen, sondern auch Entwickler bin.

Als dann das Forschungsprojekt "Stratigraphische Modellkomponenten zur Verbesserung von hochaufgelösten und regionalisierten morphodynamischen Simulationsmodellen" (SMMS) anstand und spezielle Entwicklungsansätze für sedimentologische Aufgabenstellungen gefragt waren, kamen beide Welten zusammen und ich konnte meinen geologischen Hintergrund und mein Wissen als Programmierer und Entwickler zusammenbringen um völlig neuartige Datenverarbeitungs-, Aufbereitungs- und Darstellungsmöglichkeiten zu konzipieren. Diese Entwicklungen und deren Auswertungen sind in dieser Dissertation gemündet.

Für die anregenden fachlichen Diskussionen und die Möglichkeit diese Dissertation überhaupt zu verfassen möchte ich mich bei meinen Betreuern Prof. Dr. Jutta Winsemann und apl. Prof. Dr.-ing. habil. Peter Milbradt bedanken. Sie haben mir geholfen, meine doch oftmals sehr organischen Ansätze in der Bahn zum Ziel zu halten.

Mein Dank gilt auch dem gesamten Team der smile consult GmbH, die mich sowohl während der Hochs als auch der Tiefs während der Dissertation ausgehalten haben. Für fachliche Diskussionen über Konzepte und Entwicklungsideen sowie deren Implementierungen möchte ich mich bei Malte Rubel und Matthias Stief bedanken. Des Weiteren danke ich Dr.-ing. Frank Sellerhoff, der mir über viele Iterationen geholfen hat, Textpassagen nicht nur für mich, sondern auch für andere verständlich und aussagekräftig zu machen.

Abschließend möchte ich mich besonders bei meiner Familie bedanken. Ohne die anhaltende Motivation und Unterstützung durch meine Eltern, Verlobte und Großeltern hätte ich dieses, mein größtes Projekt, nie so weit bringen können, auch wenn leider nicht mehr alle diesen Zeitpunkt erleben durften. Vielen Dank vor allem an meine Verlobte Celine, die – noch mehr als alle anderen – meine Launen während dieser Zeit ertragen musste.

Inhaltsverzeichnis

KURZFASSUNG	I
ABSTRACT	II
VORWORT	III
ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS	VII
1 EINLEITUNG	1
2 MORPHODYNAMIK DER NORDSEEKÜSTE	2
2.1 Die Nordsee im Pleistozän	2
2.2 Allgemeine Küstenbildungsprozesse im Holozän	4
2.2.1 Offene Ästuare in makrotidalen Regimen	5
2.2.2 Barriereküsten in mikro- und mesotidalen Regimen	6
2.2.2.1 Prozesse im Rückseitenbecken	7
2.2.2.2 Geometrie und Eigenschaften der Inseln und Seegatten	9
2.2.2.3 Seeseitiger Transportprozesse und Morphodynamik	10
2.3 Holozäne Küstenbildung in der Deutschen Bucht	13
2.3.1 Ästuare	13
2.3.2 Ostfriesische Inseln	14
2.3.3 Nordfriesische Inseln	16
3 ZIELSETZUNG DER ARBEIT	18
3.1 Notwendigkeit eines neuen datenbasierten Modellsystems	18
3.2 Definition von zentralen Fragestellungen	19
3.2.1 Zeitvariante Oberflächensimulation	19
3.2.2 Zeitvariante Simulation des Gewässergrundaufbaus	19
3.2.3 Verwendung vollständiger Summenlinien	20
3.2.4 Ableitbarkeit von Daten für prozessbasierte Modelle	20
3.2.5 Erweiterte Analysemöglichkeiten der Küstengeologie	20
3.3 Festlegung des Modellraums	20
4 DATENBASIS ZUR MODELLIERUNG DER NORDSEEKÜSTE	22
4.1 Gewässerbodenhöhe und -morphologie	22
4.1.1 Erfassung bathymetrischer Informationen	22
4.1.1.1 Echolote: Einfach- und Mehrfachschringer	22
4.1.1.2 Luftgestützte LiDAR-Verfahren	23
4.1.1.3 Satelliten-Altimetrie	25
4.1.2 Datenlage	25
4.1.3 Bedeutung zeitvarianter Bathymetrie und Topographie	27
4.2 Gewässerbodenoberflächenszusammensetzung	27
4.2.1 Erfassung oberflächensedimentologischer Informationen	27
4.2.2 Datenlage	29
4.2.3 Bedeutung zeitvarianter Oberflächensedimentologie	30
4.3 Struktur und sedimentologische Zusammensetzung des Gewässergrunds	31
4.3.1 Erfassung des Gewässerbodenaufbaus	31
4.3.2 Datenlage	33
4.3.3 Bedeutung zeitvarianter Bohrkerne	34
4.4 Hydrologische und hydrodynamische Verhältnisse	35
4.4.1 Erfassung hydrologischer und hydrodynamischer Daten	35
4.4.2 Datenlage	35
4.4.3 Bedeutung zeitvarianter Betrachtung von Hydrodynamik	36
4.5 Wesentliche Metadaten von Naturmessdaten	37

4.6	Unsicherheiten in Messdaten	38
4.6.1	Einfluss durch Positionsbestimmung	38
4.6.2	Einfluss durch Messverfahren	39
4.6.3	Einfluss durch Untergrundbeschaffenheit	41
4.6.4	Interaktion von Lage- und Höhenfehlern an steilen Gradienten	41
4.6.5	Fazit zu Unsicherheiten	41
5	METHODISCHE HINTERGRÜNDE UND GRUNDLEGENDE ANSÄTZE	42
5.1	Verwendete Software und Konzeptualisierung des Küstenevolutionsmodells	42
5.2	Räume und Metrik	43
5.2.1	Linearer Raum	43
5.2.2	Metrischer Raum	43
5.2.2.1	Isotrope und anisotrope Metriken	44
5.3	Klassifikation von Interpolations- und Approximationsverfahren	44
5.4	Übersicht der wichtigsten Approximationen und Interpolationen	46
5.4.1	Allgemeine netzfreie Ansätze	46
5.4.1.1	Nächster-Nachbar-Interpolation	46
5.4.1.2	Inverse-Distanz-Interpolation	47
5.4.1.3	Einbindung anisotroper Metriken in Interpolations- und Approximationsverfahren	48
5.4.2	Allgemeine netzgestützte Ansätze	49
5.4.2.1	Interpolation auf Rastern	49
5.4.2.2	Interpolation auf Dreieckszerlegung	50
5.4.3	Voronoi-Approximation	52
5.4.4	Interpolation komplexer Elemente	54
5.4.5	Veranschaulichung der Interpolationseigenschaft	55
5.5	Räumlich-zeitliche Interpolation	55
5.6	Parameter zur Beschreibung der Eigenschaften einer Sedimentprobe	56
5.6.1	Skalare Beschreibungsformen einer Sedimentprobe	57
5.6.1.1	Porosität	57
5.6.1.2	Wassergehalt	60
5.6.1.3	Grad der Konsolidierung	60
5.6.1.4	Weitere skalare Parameter	62
5.6.2	Textuelle Beschreibungsformen einer Sedimentprobe	62
5.6.2.1	Kornverteilung aus Schätzung	62
5.6.2.2	Weitere textuelle Parameter	63
5.6.3	Komplexe Beschreibungsformen einer Sedimentprobe	63
5.7	Mathematische Repräsentation von Korngrößenverteilungen	65
5.7.1	Metrische und ϕ -skalierte Darstellung eines Korndurchmessers	66
5.8	Aus Summenlinien ableitbare Parameter und Eigenschaften	68
5.8.1	Anteils-Korndurchmesser	68
5.8.2	Intervalldarstellung des d_x aufgrund von Plateaus in der Summenlinie	69
5.8.3	Sortierung	70
5.8.4	Schiefe	71
5.9	Erzeugen von Summenlinien aus variablen Eingangsdaten	72
5.9.1	Skalare Parameter	72
5.9.2	Textuelle Beschreibungen	73
5.9.3	Ableitung textueller Beschreibungen aus einer Summenlinie	75
5.10	Interpolation und Approximation sedimentologischer Basisdaten	77
5.10.1	Oberflächensedimentproben	77
5.10.2	Sedimentbohrkerne	78
5.10.2.1	Horizontale Interpolation	79
5.10.2.2	Interpolation entlang von Zwangsflächen	80
5.11	Quantitative Bestimmung der Güte einer approximierten Information	81
5.11.1	Bestimmung des Brier-Skill-Scores für Gewässerbodenhöhen	82
5.11.2	Bestimmung des Brier-Skill-Scores für Oberflächensedimente	82

5.11.3	Bestimmung des Brier-Skill-Scores für Sedimentbohrkerne	86
6	KOMPONENTEN ZUR MODELLIERUNG DER KÜSTENEVOLUTION	88
6.1	Zeitvariante Modellierung der Höhe des Gewässerbodens.....	88
6.2	Zeitvariante Modellierung der Oberflächensedimentologie	89
6.2.1	Parametrisierung einer Summenlinie.....	91
6.2.1.1	Zeitliche Veränderlichkeit der Parameter	91
6.2.2	Entwicklung der Differentialgleichung	94
6.2.2.1	Morphologische und bathymetrische Einflussfaktoren.....	94
6.2.2.2	Sedimentologische Einflussfaktoren.....	96
6.2.3	Lösung der Differentialgleichung zur Herleitung einer zeitvarianten Summenlinie.....	101
6.2.4	Probenunabhängige ortsvariable Extrapolation.....	103
6.2.4.1	Erzeugung zeitvarianter Startbedingungen	105
6.2.4.2	Erzeugung zeitinvarianter Startbedingungen	105
6.2.4.3	Modellgittergeometrie und Diskretisierung	106
6.2.5	Assimilation von real gemessenen Summenlinien	107
6.2.5.1	Räumliche Ähnlichkeitsbereiche	107
6.2.5.2	Zeitliche Ähnlichkeitsbereiche	109
6.2.5.3	Vorgehen zur Assimilation mittels räumlich-zeitlicher Ähnlichkeitsbereiche	110
6.3	Zeitvariante Modellierung des Gewässergrundaufbaus	111
6.3.1	Simulation von Porositätsänderung durch Kompaktion.....	114
6.4	Extraktion von sedimentologischen Informationen für numerische Simulationsmodelle	116
6.5	Praktisches Vorgehen zur Bestimmung der Modellgüte.....	116
7	EXEMPLARISCHE AUSWERTUNGEN DES KÜSTENEVOLUTIONSMODELLS	118
7.1	Lage der Gewässerbodenoberfläche der deutschen Nordseeküste	118
7.2	Oberflächensedimentologie der Außeneider	127
7.3	Gewässergrundaufbau der Außenelbe	140
8	DISKUSSION UND ZUSAMMENFASSENDER BEWERTUNG DES MODELLKONZEPTE	149
8.1	Diskussion der einzelnen Modellkomponenten.....	149
8.1.1	Modellierung der Bathymetrie	149
8.1.2	Modellierung der Oberflächensedimentologie	150
8.1.3	Modellierung des Gewässergrundaufbaus.....	151
8.2	Neue Methodiken und Erkenntnisse	152
8.3	Grenzen der Anwendbarkeit.....	154
8.4	Evaluation der zentralen Fragestellungen	155
8.4.1	Zeitvariante Oberflächensimulation.....	156
8.4.2	Zeitvariante Simulation des Gewässergrundaufbaus	156
8.4.3	Verwendung vollständiger Summenlinien.....	156
8.4.4	Ableitbarkeit von Daten für prozessbasierte Modelle.....	156
8.4.5	Erweiterte Analysemöglichkeiten der Küstengeologie.....	156
9	AUSBLICK.....	157
9.1	Optimierung der Modellierungsvorschriften	157
9.2	Erweiterung um neue Datentypen	158
9.3	Verwendung in Forschung und Entwicklung.....	159
	LITERATURVERZEICHNIS.....	160
	ABBILDUNGSVERZEICHNIS	182
	TABELLENVERZEICHNIS	189
	LEBENS LAUF	190
	LISTE VERÖFFENTLICHUNGEN	191

Abkürzungsverzeichnis

BAW	Bundesanstalt für Wasserbau
AWI	Alfred-Wegener-Institut
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde
BKG	Bundesamt für Kartographie und Geodäsie
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
CAU Kiel	Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
EasyGSH-DB	Erstellung anwendungsorientierter synoptischer Referenzdaten zur Geomorphologie, Sedimentologie und Hydrodynamik in der Deutschen Bucht, mFund-Projekt
FBM	Funktionales Bodenmodell
FTZ West Universität Kiel	Forschungs- und Technologiezentrum Westküste der CAU Kiel
FZK Büsum	Forschungszentrum Küste Büsum
GDfB	Geologischer Dienst für Bremen
GLA-HH	Geologisches Landesamt der Hansestadt Hamburg
GPDN	Geopotenzial Deutsche Nordsee
HPA	Hamburg Port Authority
IOW	Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde
KFKI	Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen
LBEG	Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (Niedersachsen)
LGV Hamburg	Landesbetrieb Geoinformation und Vermessung Hamburg
LKN.SH	Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein
LLUR	Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (Schleswig-Holstein)
LuFi Hannover	Ludwig-Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und Küsteningenieurwesen der Leibniz Universität Hannover
LVerGeo SH	Landesamt für Vermessung und Geoinformation Schleswig-Holsteins
NLWKN	Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
SMMS	Stratigraphische Modellkomponenten zur Verbesserung von hochaufgelösten und regionalisierten morphodynamischen Simulationsmodellen, KFKI-Projekt
WSV	Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes

1 Einleitung

Die deutsche Nordseeküste ist eine komplexe und auch auf kurzen Zeitskalen von Jahren, Monaten und Wochen geomorphologisch hochaktive Region. Sie ist geprägt von Tiderinnen, Barriereinseln und dem Wattenmeer. Um die sich immer weiter verstärkenden Auswirkungen des Klimawandels, mit Extremwetterereignissen und steigendem Meeresspiegel auf die Nordseeküste zu verstehen und interpretieren zu können, kommen neben klassischer küstengeologischer Datenauswertung zunehmend prozessbasierte numerische Modelle zum Einsatz. Unter Kenntnis oder Approximation der den morphologischen Änderungen der Küste zugrundeliegenden Prozesse und deren quantitative Erfassung in mathematische Formeln machen es solche Modelle möglich, die Entwicklung der Gewässerbodenhöhe und ihrer sedimentologischen Zusammensetzung auf Basis von externen Einflussfaktoren wie Seegang, Strömung und Tidegeschehen zu ermitteln (Malcherek, 2003; Lesser et al., 2004; Merkel & Kopmann, 2014; Milbradt, 2020; Weilbeer & Fricke, 2020). Mit dem Fortschreiten technischer Möglichkeiten werden solche Modelle heute sowohl für räumlich eher klein- und mittelskalige Untersuchungen (Smith et al., 2019; Herrling et al., 2021; Lefebvre et al., 2022) als auch Analysen größerer Prozesse verwendet (Herrling & Winter, 2018; Jacob & Stanev, 2021; Hagen et al., 2022). Im Küsten- und Deichschutz, in der Instandhaltung und Planung von Häfen und Fahrrinnen(-vertiefungen), der ökologischen Überwachung von Habitaten sowie in der maritimen Wirtschaft und Infrastruktur, beispielsweise Kabeltrassen zu Windparks, sind solche prozessbasierten Modelle unabdingbar und werden national und international unter anderem von Landes- sowie Bundesbehörden als essentieller Bestandteil von Begutachtungsverfahren verwendet (Ruckelshaus et al., 2016; Abanades et al., 2018; Herrling et al., 2018; Hagen et al., 2021).

Sie simulieren dazu Erosion und Sedimentation der Gewässerbodenoberfläche und den daraus über die Zeit resultierenden Gewässerbodenaufbau, wobei die (vor allem initiale) bathymetrische Form und sedimentologische Zusammensetzung des Gebietes eine entscheidende Rolle in den Berechnungsprozessen spielt (Roelvink, 2006; Van der Wegen & Roelvink, 2012; Hagen et al., 2021). Im Rahmen dieser Arbeit wird der Begriff „Boden“ vor allem in Form von „Gewässerboden“ als die Oberfläche des Gewässergrunds samt physikalischer und sedimentologischer Eigenschaften definiert, ohne dass mit diesem Begriff das Vorhandensein bodenbildender Prozesse impliziert werden soll. Die Sedimentologie von Gewässerbodenoberfläche und -grund ist an der deutschen Nordseeküste ebenso wie die rezenten morphologischen Entwicklungen komplex und hat eine lange und heterogene Entwicklungsgeschichte.

2 Morphodynamik der Nordseeküste

Um die Trends der Morphodynamik im deutschen Küstenbereich besser verstehen und einordnen zu können, wird in diesem Kapitel zunächst ein Überblick über die quartärgeologische Entwicklungsgeschichte der Nordseeküste unter dem Einfluss großer Vereisungen gegeben. Die Anlage und Entwicklung der heutigen Barriereküste mit dem Wattenmeer entstand während der quartären Vereisungen und nach der nachfolgenden holozänen Transgression. Die Barriereinseln und im speziellen die sie trennenden Seegatten unter dem Einfluss von Tiden und Meteorologie erzeugen ein komplexes Strömungs- und Sedimentationsregime, das abschließend umrissen wird.

2.1 Die Nordsee im Pleistozän

Das Quartär begann vor etwa 2,58 Millionen Jahren mit dem Pleistozän, das durch eine sehr starke klimatische Heterogenität geprägt war (Ehlers et al., 2011; Cotterill et al., 2017; Head, 2019). Der Bereich der inneren Deutschen Bucht wurde durch Flusssysteme aus Süd und Ost, hier das Baltische Flusssystem, fluviatil-terrestrisch geprägt, wobei in der südlichen Nordsee ein großes Delta des Baltischen Flusssystems, das Eridanos-Delta, die Landschaft gebildet hat (Gibbard, 1988; Overeem et al., 2002; Thöle et al., 2014; Gibbard & Lewin, 2016; Lamb et al., 2017). Bereits zum Beginn des Pleistozäns traten in Skandinavien mit dem Fennoskandischen Eisschild und in Großbritannien mit dem Britisch-Irischen Eisschild Vereisungen auf, die die südliche Nordsee jedoch nur durch vereinzelt Eisberge direkt erreicht haben (Ehlers et al., 2011; Thierens et al., 2012; Arfai et al., 2018; Rea et al., 2018). Ein über die Zeit sinkender Meeresspiegel führte zu einer Verlagerung des Eridanos-Deltas nach West-Nordwest, sodass die heutige Deutsche Bucht nun vollständig trocken lag, nördlich davon jedoch noch marine Bedingungen herrschten (Overeem et al., 2002; Thöle et al., 2014; Gibbard & Lewin, 2016; Ottesen et al., 2018). Hier war die Region glazimarinem Bedingungen durch den Einfluss der Gletscher der Menap-Kaltzeit unterworfen (Graham et al., 2011; Patruno et al., 2020).

Ab dem Mittelpleistozän war die Nordsee wiederholt von Vereisungen der damals getrennten Fennoskandischen und Britisch-Irischen Eisschilde betroffen, die später zumindest die zentrale Nordsee (Cameron et al., 1987; Graham et al., 2007; Toucanne et al., 2009; Bendixen et al., 2018) und potentiell sogar die Deutsche Bucht selbst erreichten (Winsemann et al., 2020), siehe Abbildung 2.1A.

Gesicherte und in ihren Ausdehnungen besser dokumentierte Eisvorstöße mit vollständiger Bedeckung der heutigen Deutschen Bucht gab es ab dem Elster-Glazial, siehe Abbildung

2.1B, in dem die Fennoskandischen und Britisch-Irischen Eisschilde durch Verbindung den Zu- und Abfluss vom Nordatlantik blockierten und damit zur Bildung eines großen Eisstausees in der südlichen Nordsee führten (Nygård et al., 2005; Ehlers et al., 2011; Gibbard & Clark, 2011; Graham et al., 2011; Hijma et al., 2012; Roskosch et al., 2015; Cotterill et al., 2017; Vaughan-Hirsch & Phillips, 2017).

In der folgenden Holstein Warmzeit stieg während eines klimatischen Höchststands der Meeresspiegel an und die zuvor trocken liegende heutige Deutsche Bucht wurde bis nach Norddeutschland hinein überflutet (Long et al., 1988; Ehlers et al., 2011; Gibbard & Clark, 2011; Nývlt et al., 2011; Cohen et al., 2014), wobei besonders der Raum der Elbe und des südlichen Schleswig-Holsteins marinen Bedingungen unterlag (Streif, 2004). In der Region Wismars in Mecklenburg-Vorpommern bestand Anschluss an die Ostsee (Streif, 2004).

Der Saale-Komplex nach der Holstein-Warmzeit ist durch mehrere Eisvorstöße gekennzeichnet, in denen die heutige Deutsche Bucht wiederholt von dem Fennoskandischen Eisschild bedeckt war, während in teilweise eisfreien Perioden terrestrische Permafrostbedingungen geherrscht haben (Ehlers et al., 2011; Graham et al., 2011; Hijma et al., 2012; Cohen et al., 2017; Lang et al., 2018; Winsemann et al., 2020). Die größte Ausdehnung der Eisbedeckung wurde im Drenthe-Vorstoß um 160.000 Jahren vor heute erreicht (Hijma et al., 2012; Gibbard & Lewin, 2016; Lang et al., 2018), siehe Abbildung 2.1C. Durch die Eisschilde im Saalekomplex entstanden Eisstauseen auf dem heutigen europäischen Festland sowie in der Nordsee (Lambeck et al., 2006; Lang et al., 2018; Krzyszkowski et al., 2019), die beim Abschmelzen des Eises katastrophal ausliefen und große, tiefe Täler erodierten (Winsemann et al., 2016; Lang et al., 2019).

Nach dem Saalekomplex folgte mit dem Eem-Interglazial die letzte Warmzeit des Pleistozäns, das durch das Abschmelzen der Saale-zeitlichen Eismassen und dem damit ansteigenden Meeresspiegel einen ähnlichen Wasserstand in der Deutschen Bucht wie heute zur Folge hatte (Long et al., 1988; Ehlers et al., 2011; Gibbard & Clark, 2011; Hijma et al., 2012; Rijdsdijk et al., 2013; Cohen et al., 2014; Cohen et al., 2017; Vaughan-Hirsch & Phillips, 2017).

Während des Weichsel-Glazials fanden mehrere Eisvorstöße statt, wobei das sogenannte „Letzte Glaziale Maximum“, die letzte größte Ausdehnung, im vorletzten Vorstoß zu verorten war (Ehlers, 1990; Sejrup et al., 2016). Im Raum der Deutschen Bucht herrschten während des Weichsel-Glazials generell terrestrische oder glazilakustrine Bedingungen, siehe Abbildung 2.1D, die durch einen niedrigen Meeresspiegel und die durch die Verbindung der beiden Eisschilde abgeschnittene Passage zum Nordatlantik bedingt waren (Ehlers & Wingfield, 1991; Rehm & Rachor, 2007; Alappat et al., 2010; Graham et al., 2011; Sejrup et al., 2016; Cohen et al., 2017; Roberts et al., 2018; Ottesen et al., 2020). Die hohe Schmelzwasserproduktion in Verbindung mit einem tiefen Meeresspiegel hat das in der

heutigen Deutschen Bucht besonders prägnante Elbeurstromtal ausgeprägt (Figge, 1980; Gibbard, 1988; Rehm & Rachor, 2007; Alappat et al., 2010; Rinterknecht et al., 2012; Lang et al., 2019; Winsemann & Lang, 2020; Özmaral et al., 2022).

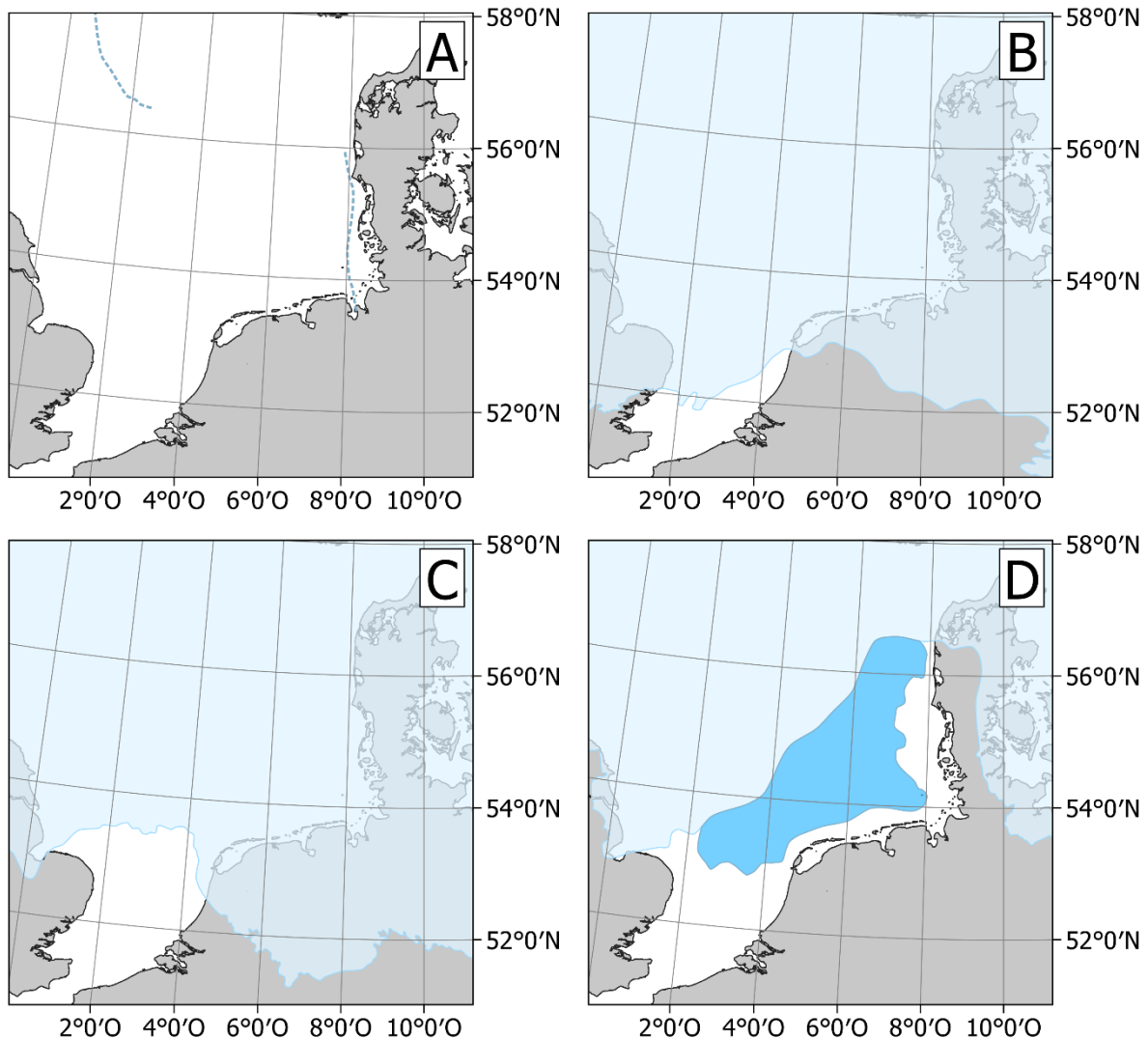


Abbildung 2.1: Vereisungsgeschichte der südlichen Nordsee im Pleistozän mit Darstellung der mit Eis (hellblau) und Wasser (dunkelblau) bedeckten Flächen der Deutschen Bucht beziehungsweise Ausdehnungen der Eisränder. (A) Prä-Elster, (B) Elster (ca. 500.000 Jahre vor heute), (C) Saale (ca. 160.000 Jahre vor heute), (D) Weichsel im Letzten Glazialen Maximum mit Eisstausee (etwa 21.000 Jahre vor heute). Eisrandgrenzen modifiziert nach Long et al. (1988), Ehlers et al. (2011), Hughes et al. (2016), Sejrup et al. (2016) und Winsemann et al. (2020). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

2.2 Allgemeine Küstenbildungsprozesse im Holozän

Das Holozän begann vor etwa 11.700 Jahren (Vaughan-Hirsch & Phillips, 2017; Head, 2019) und war in der südlichen Nordsee von einer glazigenen Morphologie geprägt (Oost et al., 2012). Gemeinsam mit Tide und Seegang werden durch diese die wichtigsten Steuerfaktoren für die Küstenbildung gestellt (Oost et al., 2012). Hierbei ist es vor allem der Tidehub, also die Differenz zwischen Hoch- und Niedrigwasser (Khojasteh et al., 2021), der zu einer Klassifikation einer Küste herangezogen werden kann. Zusammen mit der Bathymetrie des

durch die Tide gefluteten Arealen wird aus dem Tidehub das Tideprisma bestimmt, also das durch einen Tidezyklus bewegte Wasservolumen (Ketchum & Rawn, 1951). Aus dem Tideprisma wiederum ist eine Abschätzung über die auftretenden Strömungsgeschwindigkeiten (Gomes et al., 2013) und somit Erosions- und Sedimentationspotentiale möglich, da ein größeres zu bewegendes Wasservolumen durch den gleichen Fließquerschnitt zwangsläufig zu höheren Strömungsgeschwindigkeiten führen muss. Über den Betrag des Tidehubs werden Küstenabschnitte als mikro-, meso- oder makrotidal eingeordnet. Die jeweilige Definition variiert geringfügig zwischen Autoren, im Rahmen dieser Arbeit wird die Definition nach Hayes (1979), siehe Tabelle 2.1, herangezogen. Ein höherer, makrotidaler, Tidehub bei gleichbleibender Periodizität führt dazu, dass das Wasser schneller und damit mit höherer Intensität über den intertidalen Bereich ansteigt und so der Seegang nur relativ kurz auf die Gewässerbodenoberfläche wirken kann (Hayes, 1979), da die Tiefe der Wellenbasis lediglich etwa die Hälfte der Wellenlänge beträgt und so im Küstennahbereich relativ gering ist. Ein solches Regime wird als tidedominierte Küste bezeichnet. Auf der anderen Seite des Spektrums finden sich niedrigere, mikrotidale Tidehübe, bei denen durch die geringen Höhenunterschiede von Flut und Ebbe ein dauerhafter Seegangseinfluss auf intertidalen Flächen herrscht und tideinduzierte Strömungen gering sind. Solche Küsten werden als wellendominiert bezeichnet. Die Übergangsbereiche sind fließend, sodass Küsten mit mittleren mesotidalen Tidehüben und mäßigem Seegangseinfluss als gemischt wellen- und tidedominiert eingestuft werden.

Tabelle 2.1: Klassifikation des Tideregimes über den Tidehub nach Hayes (1979).

Klasse	Untergrenze Tidehub	Obergrenze Tidehub
Mikrotidal	0	1
Niedrig mesotidal	1	2
Hoch mesotidal	2	3,5
Niedrig makrotidal	3,5	5
Hoch makrotidal	5	offen

2.2.1 Offene Ästuare in makrotidalen Regimen

Gerade bestehende Flussmündungen aus der geologischen Historie in tidedominierten Regionen werden bei einem Anstieg des Meeresspiegels bevorzugt geflutet und durch das intensive Tidegeschehen weiter ausgeprägt (Vink et al., 2007; Oost et al., 2012; Özmaral et al., 2022). Es entstehen hier, je nach Meeresspiegel und dessen Änderung sowie des Paläoreliefs (Tweedley et al., 2016), offene Ästuarsysteme ohne vorgelagerte Inseln, die bei einer späteren Verlangsamung des Meeresspiegelanstiegs neben ihren Haupttrinnen durch von seewärts eingetragenen Sediment (Billeaud et al., 2009) große Wattflächen mit Tiderinnen, Wattflächen und Sandbänken aufweisen (Hayes, 1979).

2.2.2 Barriereküsten in mikro- und mesotidalen Regimen

Mikrotidale, wellendominierte und mesotidale, gemischt wellen- und tidedominierte Küstengebiete sind heute oft als Barriereküsten ausgeprägt (Hayes, 1979), die im Allgemeinen ähnliche übergeordnete Architekturelemente aufweisen, siehe auch Abbildung 2.2. Eine übliche Barriereküste besteht aus einer Reihe küstenparalleler, länglicher Barriereinseln, die durch Seegatten (*tidal inlets*) getrennt sind (Oertel, 1985). Abhängig von Tidehub und Seegang bilden sich seeseitig des Seegatts Ebbgezeitendeltas, landseitig Flutgezeitendeltas (Oertel, 1985). Zwischen den Barriereinseln liegen Lagunen oder Rückseitenwatten teilweise mit Salzmarschen, durchzogen von Tiderinnen (Oertel, 1985). Durch hohen Wellengang unter anderem unter Sturm einfluss kann es zu Inseldurchbrüchen kommen, bei denen Wassermengen über die Inseln in das Rückseitenwatt gelangen und dort erodiertes Material der stabilisierenden Dünen und des Strandes der Barriereinseln in einem Durchbruchsfächer abgelagern (Fisher & Stauble, 1977; Hosier & Cleary, 1977; Morton et al., 2000).

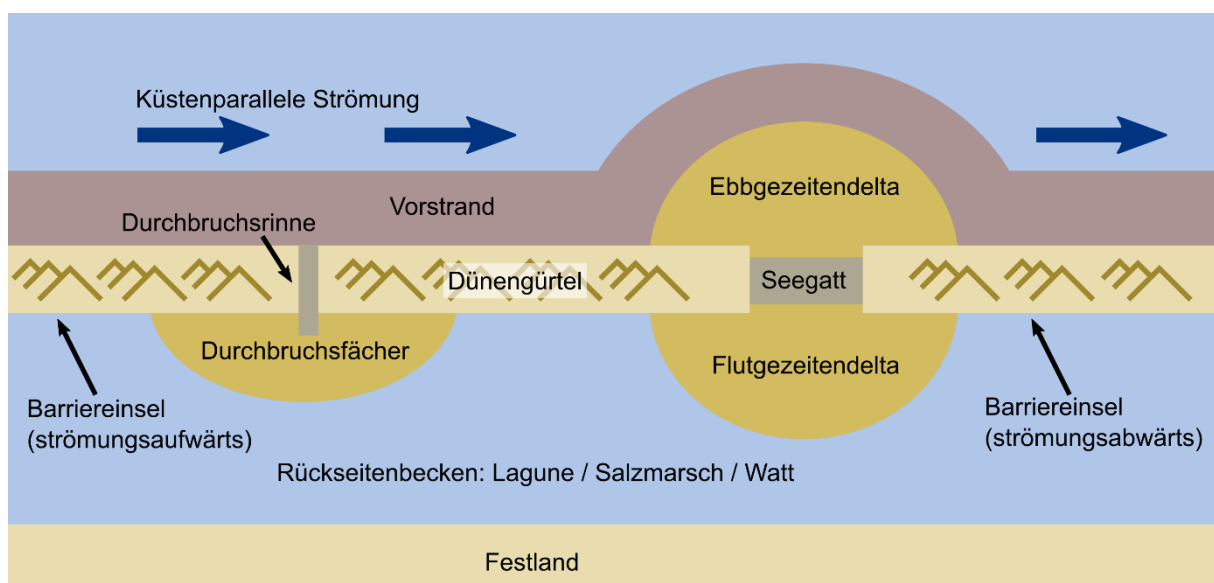


Abbildung 2.2: Schematische Architektur einer Barriereküste nach Oertel (1985).

Zur Genese von Barriereinseln, hier fokussiert auf Prozesse im Zusammenhang mit einem Anstieg des Meeresspiegels, werden diverse Theorien diskutiert, die regional unterschiedliche Bildungsbedingungen abdecken.

- Überflutung von Festland – Das Hinterland wird überflutet, bereits existierende Kämmen am Strand bleiben bestehen und bilden Inselketten, gegebenenfalls unter der Erosion neuer Seegatten (Field & Duane, 1976; Flemming & Davis Jr, 1994).

- Segmentierung von Nehrungen – Vom Festland aus aggradierende Nehrungen bilden Lagunen und werden durch Sturmereignisse in Barriereinseln segmentiert (Otvos, 1981).
- Aggradation von Sandbänken – Sandbänke bilden sich bei einer hohen Sedimentverfügbarkeit zwischen Paläoästuar und -rinnen und wachsen zu Inseln an, wenn sie bei Niedrigwasser trockenfallen und durch äolische Ablagerungen gefestigt werden (Field & Duane, 1976; Otvos, 1981; Flemming & Davis Jr, 1994).
- Aggradation am Geestkern – Die Überflutung des Paläoreliefs mit lokalen Erhöhungen führt zu Inseln erosionsresistenter Ablagerungen (Geestkern), an denen sich marine Sedimente anlagern und in Barriereinseln ausprägen (Otvos, 1981).

Die Strömungsprozesse und Sedimentdynamik einer Barriereküste sind nicht räumlich isoliert, sondern stets als Teil des Gesamtsystems in einem dynamischen Gleichgewicht zu sehen (Oost & de Boer, 1994; Elias & van der Spek, 2006). Um dieses Gesamtsystem zu verstehen müssen jedoch zunächst dessen einzelnen Komponenten genauer betrachtet werden. In den folgenden Unterkapiteln wird daher ein Überblick über die Prozesse im Rückseitenbecken, im Bereich der Inseln und des Seegatts, sowie dem seeseitigen Bereich einer Barriereküste gegeben.

2.2.2.1 Prozesse im Rückseitenbecken

Die Morphologie des Rückseitenbeckens ist ein zentraler Steuerungsfaktor für das Gesamtsystem. Vom Grundsatz her ist es über Wasserscheiden hinter den Barriereinseln aufgeteilt, die die Einzugsgebiete für das durch ein Seegatt bewegtes Tideprisma bilden (Wang et al., 2013). Durch eine Veränderung des Tidehubs in einem Einzugsgebiet oder eine ungleiche Verteilung können diese Wasserscheiden wandern (Wang et al., 2013). Innerhalb eines solchen Einzugsgebietes sind als übergeordnete Architekturelemente die Wattflächen beziehungsweise Salzmarschen, Tiderinnen und Flutzeitendeltas anzutreffen (Oost & de Boer, 1994), wobei letztere vorwiegend in mikrotidalen Regimen zu beobachten sind und im mesotidalen entweder sehr schwach ausgeprägt sind oder gar nicht auftreten (Hayes, 1979). Dies liegt darin begründet, dass nur im mikrotidalen Umfeld der Einfluss des Seegangs den der Tide deutlich übersteigt und so ein hoher Nettotransport von Sediment in das Rückseitenbecken hinein stattfindet, der letztlich das Flutzeitendelta nährt (Hayes & FitzGerald, 2013). In Gebieten mit höherem Tideeinfluss hingegen, also in mesotidalen Regimen, ist einerseits das Verhältnis zwischen Seegang und Tide ausgeglichener und andererseits sind hier öfter ausgeprägte mäandrierende Tiderinnen anzutreffen, die

ausgedehnte Wattflächen durchschneiden (Desjardins et al., 2012) und so weniger offene Wasserfläche für die Bildung von Flutzeitendeltas bieten (Hayes & FitzGerald, 2013).

In der Flutphase unterliegen intertidale Wattflächen subaquatischen Bedingungen, wobei ein Sedimenttransport Richtung Land durch die *settling* und *scour lag* Effekte auftritt (Oost & de Boer, 1994). Hierbei beginnen Sedimentkörner in einer Flutphase auszusedimentieren, wenn die für ihren Transport nötige Energie zum Hochwasser hin unterschritten wird (Oost & de Boer, 1994). Durch die noch vorherrschende Strömung werden die Partikel zunächst noch weitergetragen und sedimentieren schließlich an einer Stelle und zu einem Zeitpunkt aus, an denen die Strömung bereits weiter deutlich an Geschwindigkeit und somit Energie verloren hat (Oost & de Boer, 1994). Bei eintretender Ebbe gerät nur die über den Punkt der Sedimentation hinweggeströmte Wassermenge wieder in umgekehrte Richtung in Bewegung, wodurch die für die Erosion höhere Energie erst spät eintritt (Oost & de Boer, 1994). So wird das zuvor bei Flut abgelagerte Sediment ebenfalls erst spät erodiert und kann nur einen geringeren Weg zurücktransportiert werden (Oost & de Boer, 1994). Mit jeder Tide findet so also ein Nettotransport Richtung Land und rückseitig der Inseln statt, der energiebedingt von einem Sortierungsprozess begleitet ist und so zu einer Verfeinerung tiefer auf den Wattflächen führt (Oost & de Boer, 1994). Über den Anteil an feinsten Sedimenten im Ton- und Schluffbereich relativ zum Feinsandanteil können diese Wattflächen als Sandwatt (weniger als 10% Ton- und Schluff), Schlickwatt (mehr als 50% Ton- und Schluff) oder das dazwischen verortete Mischwatt eingestuft werden, wobei bedingt durch die oben beschriebenen Effekte die Schlickwatten um die Tidehochwasserlinie nahe der Küste und die Sandwatten nahe der Tideniedrigwasserlinie bei den großen Tiderinnen liegen (Stock et al., 1995).

Der Klimawandel und hier vor allem der steigende Meeresspiegel ändert die Morphologie des Rückseitenbeckens und damit den gesamten Gleichgewichtszustand der Barriereküste nachhaltig (Elias & van der Spek, 2006). Ein höherer Meeresspiegel vergrößert das Tideprisma und ändert so die hydraulischen Bedingungen über die Tide und damit das gesamte Gleichgewicht von Transport-, Sedimentations- und Erosionsprozessen (FitzGerald et al., 2018). Neben natürlichen Veränderungen ist vor allem der Mensch in den letzten Jahrhunderten zu einem großen Einflussfaktor geworden, da über Eindeichungen und allgemeine Landgewinnungsmaßnahmen die intertidalen Flächen und somit das Tideprisma verringert werden (FitzGerald, 1996). Ein verringertes Tideprisma wiederum führt zu erhöhten Flut- und Ebbstromgeschwindigkeiten, was nach Hjulström (1935) und dem *settling lag* Effekt zu einer allgemeinen Vergrößerung der Korngrößenverteilung im System führt (Flemming & Nyandwi, 1994).

2.2.2.2 Geometrie und Eigenschaften der Inseln und Seegatten

Die Form und Größe der eigentlichen Barriereinseln ist unter anderem von der Sedimentverfügbarkeit, dem Material der Inseln, dem Meeresspiegel und dessen Anstieg, der Schelfmorphologie und dem Tideprisma abhängig (Hayes, 1979; Hayes, 1991; Mulhern et al., 2017). Je geringer der Tidehub, desto länger und schmaler sind die Inseln (Hayes, 1979; FitzGerald et al., 1984; Hayes, 1991) und desto anfälliger sind diese für Inseldurchbrüche (Hayes, 1979). Diese treten auf, wenn der Windstau und die von seewärts auftreffenden Wellen hoch genug sind, um die Insel mit ihren Dünen zu überfluten, was besonders häufig saisonal bei Sturmereignissen auftritt (Houser et al., 2008; Montoya et al., 2018; Rodriguez et al., 2020). Hierbei werden Sedimente des Strandes und der Inseln selbst, zum Teil auch die Dünen, erodiert und es bilden sich Rinnen quer über die Insel (FitzGerald & Pendleton, 2002). Durch diese Rinnen wird Material in die Durchbruchsfächer transportiert und abgelagert (Oost & de Boer, 1994; Rodriguez et al., 2020). Wenn das in den Gutwetterphasen am Strand angelagerte Sediment unter diesem anhaltenden Prozess nicht schnell genug aufgefüllt werden kann, findet, auch in Abhängigkeit der Prozesse im Rückseitenbecken, eine landwärtige Migration der Barriereinseln statt (Penland et al., 1985; Lentz et al., 2013; Brenner et al., 2015; Houser et al., 2015; Rodriguez et al., 2020). Je nach Tideverhältnissen, Meeresspiegel, Sedimentverfügbarkeit und Einflüssen aus Meteorologie und Seegang können sich aus diesen entstandenen Durchbruchsrinnen neue Seegatten ausbilden (Hayes, 1991; FitzGerald et al., 2007; Hayes & FitzGerald, 2013; Houser et al., 2015) oder sie versanden wieder (Hayes, 1991; Oost & de Boer, 1994; Hayes & FitzGerald, 2013), wobei die Bildung neuer Seegatten über diesen Prozess gehäuft im mikrotidalen Regime mit schmalen, flachen Inseln auftritt (Houser et al., 2008). Weitere Bildungsprozesse umfassen das Wachsen von Nehrungen, also längliche Sandstreifen durch küstenparallele Transporte, über bestehende (Paläo-)Flüsse und das Migrieren von Barriereinseln über größere Tiderinnen im Rückseitenbecken (Hayes, 1991; FitzGerald, 1996; Hayes & FitzGerald, 2013). Landwärtige Migrationsprozesse der Barriereinseln werden entscheidend durch die Morphologie und Neigung der Paläooberfläche, sedimentologischen Zusammensetzung und Rate des Meeresspiegelanstiegs beeinflusst (Oost & de Boer, 1994; FitzGerald et al., 2008; Brenner et al., 2015; Houser et al., 2015), wobei eine geringere Neigung eine schnellere Migration begünstigen kann (Brenner et al., 2015).

Die Morphologie von Seegatten wird überwiegend von einer eventuellen Tideasymmetrie, dem Tideprisma aus Geometrie des Rückseitenbeckens und Meeresspiegel sowie der eingetragenen Energie aus Tide und Seegang, auch unter Sturmeinfluss, gesteuert (Hayes, 1980; FitzGerald & Nummedal, 1983; Hayes, 1991; FitzGerald, 1996; Komar, 1996). Hierbei sind größere Seegatten bei größeren Tideprismen anzutreffen (FitzGerald et al., 2007), welche sowohl durch natürliche Prozesse der Migration der Inseln und des Wachsens von Nehrungen, wie auch anthropogene Landgewinnungsmaßnahmen beeinflusst werden (FitzGerald et al.,

1984; FitzGerald, 1996; Hayes & FitzGerald, 2013). Die Stabilität der Seegatten wird vorwiegend vom küstenparallelen Sedimenttransport, ihrer Geometrie und dem Untergrund gesteuert, wobei in Paläorinnen gebildete oder hineinmigrierte Seegatten üblicherweise durch erosionsresistentere Materialien wie marine Tone oder glazigene Sedimente im Untergrund deutlich geringere Migrationsraten aufweisen (FitzGerald, 1996; FitzGerald, 2015). Seegatten, die nicht durch den Untergrund stabilisiert werden, migrieren durch hydraulische Effekte in Abhängigkeit von der Krümmung der Rinnen und dem Querschnitt, der Tiefe selbst und der Richtung des küstenparallelen Sedimenttransports (Hayes, 1980; FitzGerald, 2015) und können über Erosion am „Prallhang“ beziehungsweise Sedimentation am „Gleithang“ in einer Verschiebung, Erweiterung oder Verengung des Seegatts resultieren (Elias & van der Spek, 2006).

2.2.2.3 Seeseitiger Transportprozesse und Morphodynamik

Vor Seegatten in mesotidalen, seltener beziehungsweise geringer ausgeprägt in mikrotidalen, Regimen sind oft Ebbgezeitendeltas anzutreffen (siehe Abbildung 2.3), die ein großes Sandreservoir für die Region im Gesamten und das Rückseitenbecken im Speziellen bilden (Walton & Adams, 1976; Hayes, 1979; Elias & van der Spek, 2017). Der Hauptkörper eines solchen Ebbgezeitendeltas wird durch Brandungsplattformen gebildet, auf denen sich unter Welleneinfluss Sandbarren bilden, und die in distalen steilen Fächerfronten enden (Hayes, 1980; FitzGerald, 1982). Im Deltakörper selbst sind eine oder mehrere ebbdominierte Tiderinnen (Ebbstromrinnen) vorhanden, die durch seitliche langgestreckte Barren begrenzt werden (Hayes, 1980). Am inselnahen Rand des Deltas sind marginale flutdominierte Tiderinnen (Flutstromrinnen) ausgebildet (Hayes, 1980).

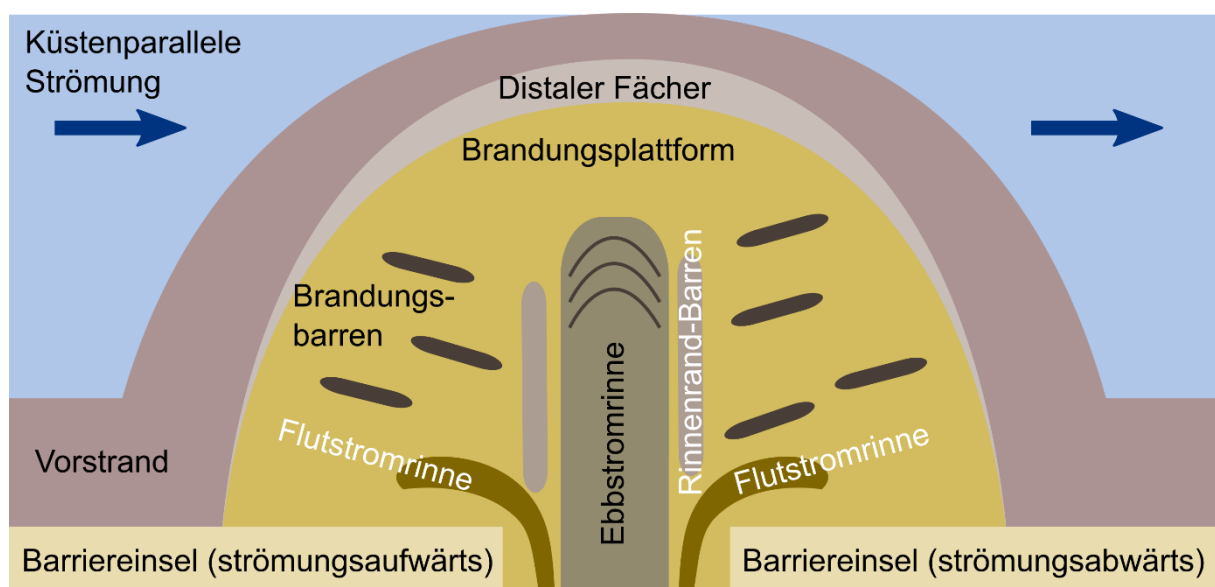


Abbildung 2.3: Schematischer Aufbau eines Ebbgezeitendeltas nach Hayes (1980) und FitzGerald (1982).

Die Trennung in Ebb- und Flutstromrinnen kommt dadurch zustande, dass das Wasser bei Ebbe durch die deswegen so bezeichnete Ebbstromrinne(n) aus dem Rückseitenbecken abläuft und trägheitsbedingt auch bei Flut noch einige Zeit weiter seewärts fließt (Hayes, 1980). Durch den geringeren hydraulischen Widerstand fließt das Flutwasser daher bevorzugt durch seitlich liegende Flutstromrinnen landwärts (Hayes, 1980). Die Bildung des Ebbzeitendeltas selbst geschieht durch die Vergrößerung des Fließquerschnitts nach dem Durchtritt der Wassermassen durch das Seegatt in das offene Meer, wodurch die Strömung verlangsamt wird und so eine geringere Transportkapazität für Sediment hat (Kana et al., 1999). Die maximale Ausdehnung des Ebbzeitendeltas wird über den Punkt bestimmt, an dem die Wellenenergie von seewärts und die Ebbströmung von landwärts ein Gleichgewicht erreicht (Kana et al., 1999). Ebbzeitendeltas mit größerem angeschlossenen Tideprisma sind daher üblicherweise größer und weiter seewärts ausgedehnt (Hayes, 1980; FitzGerald et al., 2007).

Parallel zu den Inseln findet bei schräg eintreffenden Wellen und gerichteter residueller Tideströmung ein küstenparalleler Sedimenttransport statt (FitzGerald et al., 1984; Kana et al., 1999; Feddersen et al., 2016), der zunächst an den Seegatten unterbrochen ist. Der Transport von Sediment über diese Unterbrechungen hinaus von der strömungsaufwärts zur strömungsabwärts gelegenen Insel (*bypassing*) (FitzGerald, 1982) findet über zwei übergeordnete Prozesse statt.

Zum einen können sich die oben bereits genannten Sandbarren auf den Brandungsplattformen unter Welleneinfluss bilden (Kana et al., 1999; Ridderinkhof et al., 2016). Dies geschieht einerseits strömungsaufwärts mit einer anschließenden Migration über den distalen Teil des Ebbzeitendeltas auf die Seite strömungsabwärts (FitzGerald, 1982; FitzGerald et al., 2001; Ridderinkhof et al., 2016; Beck & Wang, 2019), siehe Abbildung 2.4. Andererseits kann Sediment bei Flut in das Rückseitenbecken eingetragen werden und bei Ebbe durch residuelle Strömungen bedingt durch Seegang und hydraulische Effekte direkt auf der strömungsabwärts gelegenen Region der Brandungsplattform abgelagert werden (FitzGerald et al., 1984; Elias & van der Spek, 2017; Beck & Wang, 2019).

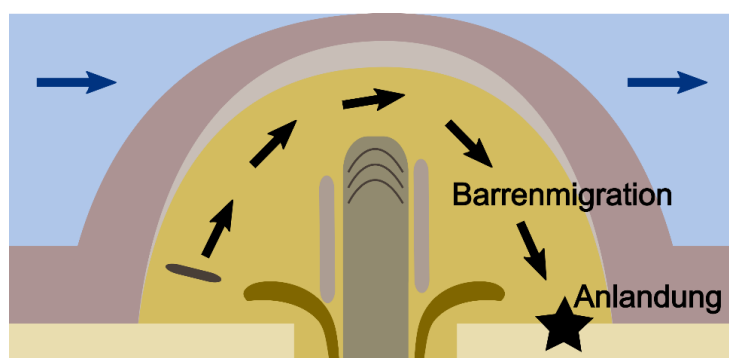


Abbildung 2.4: Transport von Sediment über Barrenmigration nach FitzGerald (1982). Symbole siehe Abbildung 2.3.

Beim zweiten übergeordneten Transportprozess migrieren die Ebbstromrinnen mit ihren deutlich größeren rinnenparallelen Barren strömungsabwärts und werden, wenn ihre hydraulische Effektivität graduell oder katastrophal in einem Sturmereignis zu gering wird, analog zu einem mäandrierenden Fluss zu einem Altarm und entweder durch Sedimentation und Migration von Sandbarren verfüllt oder zu neuen Flutstromrinnen, während sich eine neue effektivere Rinne weiter strömungsaufwärts ausbildet (FitzGerald, 1982; Oost & de Boer, 1994; Kana et al., 1999; FitzGerald et al., 2001; Elias & van der Spek, 2006), siehe Abbildung 2.5. Die verbliebenen großen Sandbarren stehen nun strömungsabwärts zur Verfügung (FitzGerald et al., 2001). Je distaler dieser Durchbruch (*breaching*) stattfindet, desto geringer sind die bewegten Sedimentmengen (FitzGerald & Pendleton, 2002).

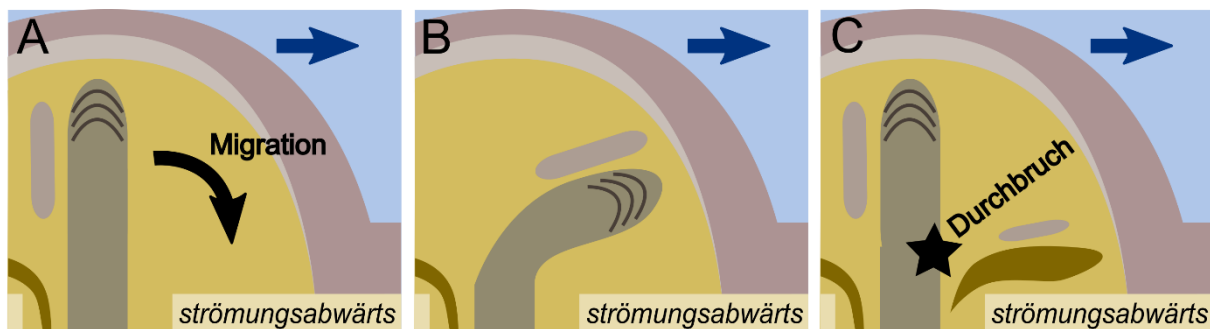


Abbildung 2.5: Transport von Sediment über Rinnenmigration nach FitzGerald (1982). (A) Durch hydrodynamische Effekte beginnt die Verlagerung der Rinne. (B) Die Rinne erreicht ihre maximale Ablenkung. (C) Die verlagerte Rinne hat soweit an hydraulischer Effektivität verloren, dass eine neue Rinne durchbricht. Symbole siehe Abbildung 2.3.

Über weiteren Welleneinfluss und unterstützt durch Stürme sowie Springtiden migrieren die über beide Prozesse bewegten Sandbarren in Richtung der strömungsabwärts gelegenen Insel und verschmelzen schließlich mit dem Strand (Hayes, 1979; FitzGerald, 1982; Oost & de Boer, 1994; Kana et al., 1999; Elias & van der Spek, 2017). Der Ort der Anlandung auf der strömungsabwärts gelegenen Insel ist abhängig von dem Grad der asymmetrischen Überlappung des Deltas vor den Inseln, der Orientierung der aktiven Ebbstromrinnen sowie der Rate des küstenparallelen übergeordneten Transports (FitzGerald, 1982; FitzGerald et al., 1984). Die mit Durchbrüchen assoziierten Vorgänge transportieren größere Sedimentmengen als die kontinuierliche Migration über den distalen Teil des Ebbzeitendeltas, finden aber nur episodisch statt (FitzGerald, 1982; Kana et al., 1999). Die Frequenz und erreichten Volumina sind direkt von dem Querschnitt und Migrationsverhalten des Seegatts abhängig, wobei instabile Seegatten häufiger zu größeren Durchbruchereignissen führen (FitzGerald, 1982; Kana et al., 1999).

2.3 Holozäne Küstenbildung in der Deutschen Bucht

Die gesamte Nordseeküste ist von halbtägigen Gezeiten beeinflusst, wobei der Tidehub ortsvariabel über die Distanz zum nächsten amphidromischen Punkt der Nordsee gesteuert wird (Jacob & Stanev, 2017). Dies ist der Punkt, um den die Tidewelle herumläuft. Der Tidehub ist nach Modellberechnungen von Hagen et al. (2020) nach Tabelle 2.1 in Ostfriesland mit etwa 2 bis 3 m mesotidal, in Nordfriesland niedrig mesotidal und in den inneren Ästuaren mit mehr als 3,5 m makrotidal, siehe Abbildung 2.6A. Auf der Nordhalbkugel verläuft die Tidewelle durch den Corioliseffekt entgegen des Uhrzeigersinns um den amphidromischen Punkt, was wie in Abbildung 2.6B dargestellt, zu einer Ausbreitungsrichtung der Tidewelle bei Ostfriesland von West nach Ost und Nordfriesland Süd nach Nord führt. Nach Daten der Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, bereitgestellt von der Bundesanstalt für Gewässerkunde, ist die mittlere Windrichtung (und damit der Seegang) an der deutschen Nordseeküste westlich.

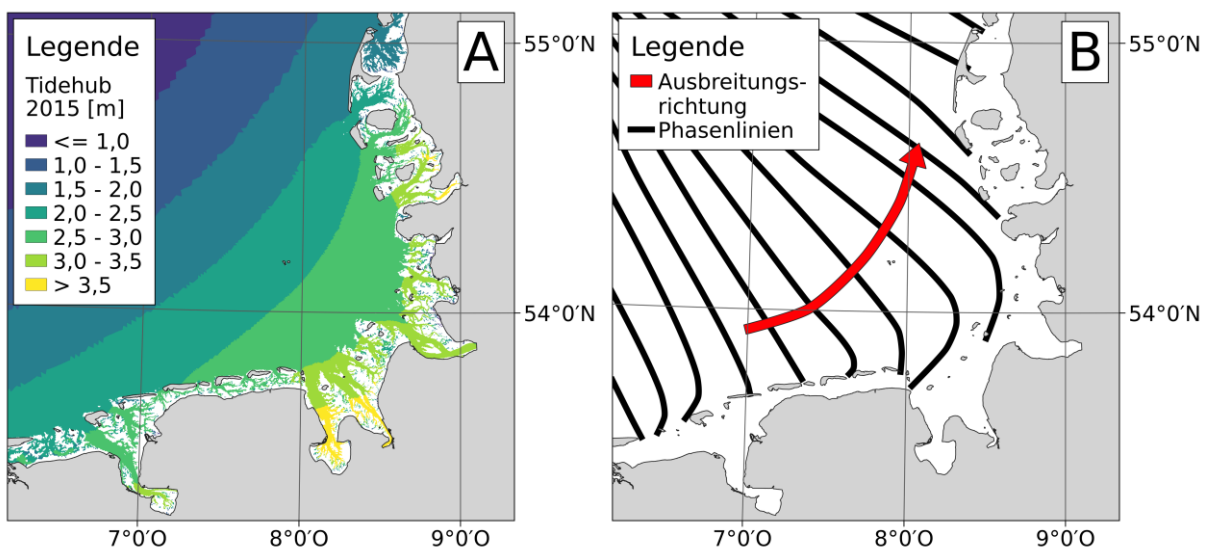


Abbildung 2.6: Tideeigenschaften in der Nordsee. (A) Tidehub 2015 nach Hagen et al. (2020), (B) Ausbreitungsrichtung der Tidewelle in der Nordsee adaptiert von Hagen et al. (2020). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

2.3.1 Ästuare

Wie in Kapitel 2.2.1 dargestellt, bilden sich offene Ästuarsysteme oft dort aus, wo bereits Anlagen in der Paläotopographie vorhanden sind und der Tidehub etwa makrotidal einzustufen ist. Für die Entwicklung der Nordseeküste war das bereits genannte Elbeurstromtal daher ein zentraler Steuerungsfaktor (Streif, 2004). Zu Beginn des Holozäns lag es, wie auch die gesamte heutige Deutsche Bucht, durch den niedrigen Meeresspiegel trocken und war von einem Schmelzwasser-Flusssystem geprägt (Konradi, 2000; Papenmeier & Hass, 2020;

Özmaral et al., 2022). Auch aus dem Bereich Jade-Weser und Schleswig-Holstein werden Schmelzwasserabflüsse durch das Elbeurstromtal vermutet (Figge, 1980). Mit dem Anstieg des Meeresspiegels änderten sich die Bedingungen dort rasch. Während vor etwa 10.500 Jahren das Elbeurstromtal auf Höhe der Doggerbank noch ein Ästuar und Wattflächen aufgewiesen hat (Konradi, 2000; Papenmeier & Hass, 2020; Özmaral et al., 2022) drang das Meer vor etwa 9.500 Jahren bereits bis Helgoland vor und hat somit den vorher periodisch terrestrisch geprägten Bereich vollständig überflutet (Behre, 2007; Papenmeier & Hass, 2020). Der weitere Anstieg des Meeresspiegels im Holozän flutete durch ihre Morphologie zuerst die Ästuar (Streif & Köster, 1978). Die Erosion und damit weitere Vertiefung dieser Flusssysteme wird mit ansteigendem Meeresspiegel durch immer größer werdende gezeitenbewegte Wasservolumina verstärkt (Oost et al., 2012), die rezent bis auf makrotidale Beträge ansteigen (siehe Abbildung 2.6A), wodurch sich die finale Form der heutigen Ästuar ausgeprägt hat. Durch die Um- und Ablagerung von marinen Sanden haben sich schließlich die heutigen zur See hin überwiegend offenen Wattflächen in den Ästuar gebildet (Hoffmann, 2004). Prägnante Buchten wie der Dollart an der Ems und der Jadebusen sind erst sehr spät durch Sturmfluten im Mittelalter entstanden (Behre, 2004; Freund et al., 2004).

2.3.2 Ostfriesische Inseln

Zu Beginn des Holozäns war der Meeresspiegelanstieg im Bereich Ostfrieslands sehr hoch, wobei die Aggradationsrate von verfügbaren Sedimenten zu gering war, um intertidale Sedimentkörper zu bilden (Oost et al., 2012). Vor etwa 8000 Jahren verlangsamte sich dieser Anstieg und war vor etwa 5000 Jahren gering genug, dass sich teilweise trockenfallende Sandbänke auf einer sanft geneigten pleistozänen Oberfläche mit lokalen Erhöhungen unter Wellen- und Tideeinfluss zwischen Paläoflüssen bilden konnten (Flemming & Davis Jr, 1994; Oost & de Boer, 1994; Oost et al., 2012; Hayes & FitzGerald, 2013; Vos & Knol, 2015; McBride et al., 2022). Bei Niedrigwasser konnten so äolische Sedimente eingetragen werden, die sich, auch durch Bewuchs (de M. Luna et al., 2011), zu Dünen ausgebildet haben und die Sandbänke schließlich zu permanenten Inseln anwachsen ließen (McBride et al., 2022). Durch den vorherrschenden Wasserstand relativ zur damaligen Topographie lagen die Barriereinseln ursprünglich mehrere Kilometer seeseitig der heutigen Position und sind seither durch den Anstieg des Meeresspiegels, vergleiche Kapitel 2.2.2, landwärts zu ihrer heutigen Position migriert (Oost et al., 2012).

Im heutigen mesotidalen, gemischt wellen- und tidedominierten Regime weisen die ostfriesischen Ebbzeitendeltas und Rückseitenwattflächen auf, siehe Abbildung 2.7A. Durch Seegang und den Verlauf der Tidewelle entsteht eine küstenparallele Strömung von West nach Ost (FitzGerald et al., 1984), die eine leichte Asymmetrie der Deltas in östliche Richtung verursacht, siehe Abbildung 2.7B. Flutzeitendeltas hingegen sind in den ostfriesischen

Rückseitenbecken in den vorliegenden bathymetrischen Modellen, siehe Kapitel 6.2.4.3, nicht erkennbar. Die Auswertung dieser bathymetrischen Daten über mehrere Jahrzehnte offenbart zudem, dass die Haupt-Ebbstromrinnen der Ebbzeitendeltas überwiegend Richtung Osten migrieren, was längerfristig zu Rinnendurchbrüchen und damit dem Transport größerer Sedimenteinheiten strömungsabwärts führen kann.

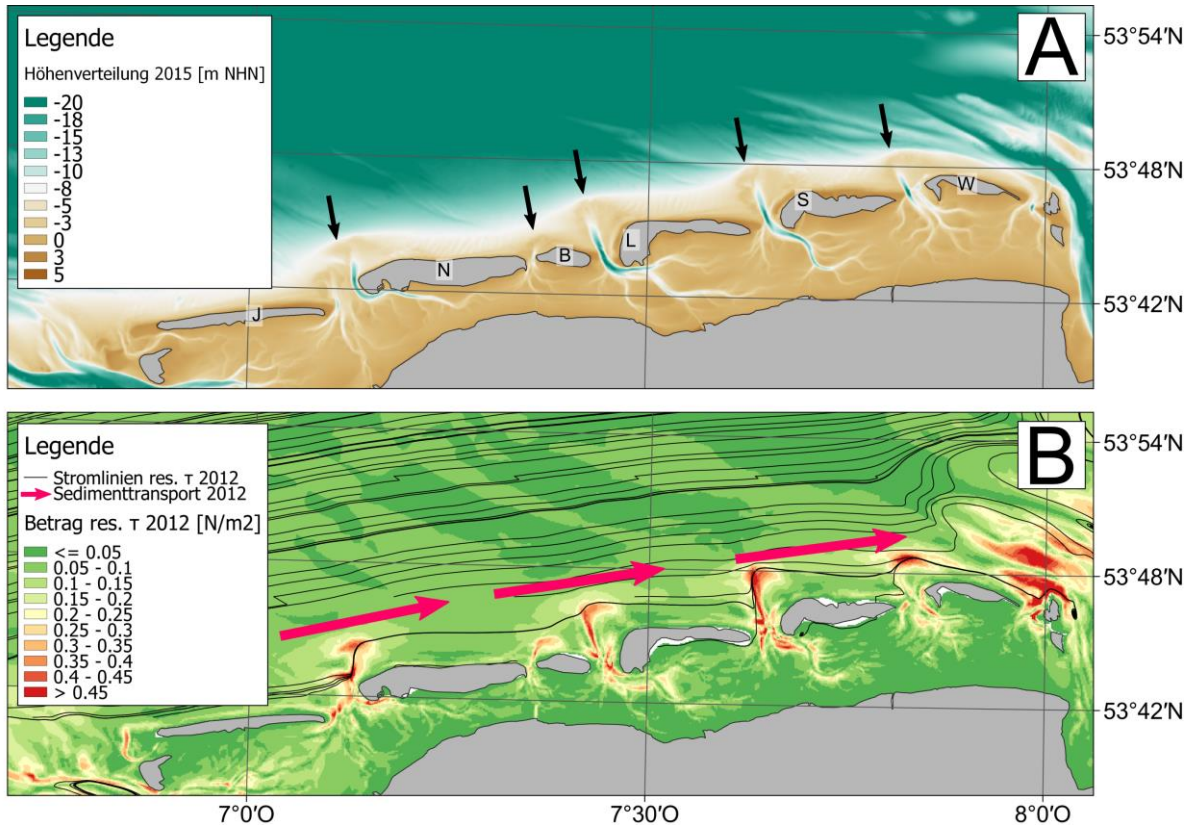


Abbildung 2.7: Übersicht über die bathymetrischen Eigenschaften und Sedimenttransportpfade Ostfrieslands. (A) Lage der Barriereinseln [J]uist, [N]orderney, [B]altrum, [L]angeoog, [S]piekeroog und [W]angeroog mit per schwarzem Pfeil markierten Ebbzeitendeltas. (B) Aus Marina abgeleitete Stromlinien und Beträge der resultierenden Bodenschubspannungen für das Jahr 2012 und übergeordnete Sedimenttransportpfade (Sievers et al., 2022). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

Wie in Kapitel 2.2.2.2 beschrieben ist das Paläorelief ein entscheidender Steuerungsfaktor zur Stabilität der Seegatten. An der ostfriesischen Küste haben sich das Norderneyer Seegatt (zwischen Juist und Norderney), die Wichter Ee (zwischen Norderney und Baltrum) und die Accumer Ee (zwischen Baltrum und Langeoog) in pleistozänen Rinnenstrukturen ausgebildet, während die Otzumer Balje (zwischen Langeoog und Spiekeroog) und die Harle (zwischen Spiekeroog und Wangeroog) keine solchen Anlagen aufweisen (Sindowski, 1973). Während die Otzumer Balje und die Harle ihre Geometrie in den letzten Jahrhunderten daher mit einer Verringerung des Querschnitts beziehungsweise Migration gen Osten deutlich geändert haben, sind das Norderneyer Seegatt und die Accumer Ee durch ihre zugrundeliegende Anlage im Pleistozän deutlich stabiler (Homeier & Luck, 1969). Die Wichter Ee hingegen ist wie die Harle in jüngster Vergangenheit Richtung Osten migriert (Homeier & Luck, 1969).

Die Auswertung vorliegender Oberflächensedimentproben (siehe Kapitel 4.2) zeigt, dass im ostfriesischen Rückseitenwatt wie in Kapitel 2.2.2.1 in der Theorie erläutert eine Tendenz zur Verfeinerung von etwa 0,2 mm Mediankorndurchmesser (grober Feinsand, siehe Tabelle 5.1) nahe der Barriereinseln und Tiderinnen auf 0,1 mm (feiner Feinsand, s.o.), in Extremfällen bis auf 0,05 mm (Grobschluff, s.o.), in Richtung Land vorliegt. In den Ebbstromrinnen in den Seegatten liegen Sedimentproben bis zu 0,7 mm Korndurchmesser (Grobsand, s.o.) vor, während die Ebbgezeitendeltas um 0,3 mm (Mittelsand, s.o.) liegen.

Dies deckt sich mit den Beobachtungen von beispielsweise Flemming & Ziegler (1995), Chang et al. (2006) und Bartholomä & Flemming (2007).

2.3.3 Nordfriesische Inseln

Die Bildungsbedingungen der nordfriesischen Inseln im Holozän unterschieden sich deutlich von ihren ostfriesischen Pendanten. Zunächst war das zugrundeliegende Paläorelief deutlich steiler und die Sedimentverfügbarkeit deutlich geringer (Oost et al., 2012). Pleistozäne Moränenablagerungen der Saale, Schmelzwassersande der Weichsel sowie glazitektonische Komplexe bildeten ein sehr heterogenes Relief mit lokalen Erhöhungen (Burschil et al., 2012; Oost et al., 2012), um die sich unter einem langsameren lokalen relativen Meeresspiegelanstieg als in Ostfriesland in einem Regime mit deutlich geringerem Tidehub als im ostfriesischen Raum Sedimente vor etwa 6500 Jahren angelagert und Nehrungen gebildet haben (Oost et al., 2012). Solche mit Sediment umgebenen Geestkerne sind heute in den Barriereinseln Sylt und Amrum sowie dem Nordfriesischen Außensand Süderoogsand anzutreffen (Ahrendt, 2006). Gemeinsam mit dem Japsand und Norderoogsand stellen diese die Schutzfunktion für das ausgeprägte Rückseitenwatt, siehe Abbildung 2.8A.

Im niedrig mesotidalen Nordfriesland sind wie in Ostfriesland Ebbgezeitendeltas, jedoch keine Flutgezeitendeltas in den bathymetrischen Daten (siehe Kapitel 6.2.4.3) zu finden. Die Anordnung der Ebbgezeitendeltas ist wegen der versetzten Inseln etwas komplexer als in Ostfriesland. Sie befinden sich vor dem Seegatt Lister Tief (zwischen Rømø und Sylt), Hörnumtief (zwischen Sylt und Amrum), Aue (zwischen Amrum und Japsand), Hooger Loch (Ebbstromdelta auf dem Delta vor Aue zwischen Japsand und Norderoogsand), Rummelloch-West (zwischen Norderoogsand und Süderoogsand) sowie Norderhever-Heverstrom (zwischen Süderoogsand und Eiderstedt). Der rückseitige Bereich wurde vor allem durch Sturmfluten im Mittelalter geprägt, die Teile der heutigen Halligen überfluteten und so von ihrem ursprünglichen Festlandanschluss abgeschnitten haben (Hadler et al., 2018).

In Nordfriesland ist die Energie durch Welleneintrag wegen des geringeren Tidehubs deutlich dominanter, weswegen auch bei einer übergeordneten Ausbreitungsrichtung der Tidewelle von Süd nach Nord der küstenparallele Transport überwiegend durch den Seegang bestimmt

wird (Sievers et al., 2022). Abhängig vom Auftreffwinkel der Wellen entstehen resultierende Transporte, die etwa bei Westerland getrennt nach Nord beziehungsweise Süd laufen, siehe Abbildung 2.8B. Entsprechend dieser übergeordneten Sedimenttransportpfade sind auch längerfristige Migrationstrends der Ebbstromrinnen in bathymetrischen Zeitreihen (siehe Kapitel 6.2.4.3) zu erkennen.

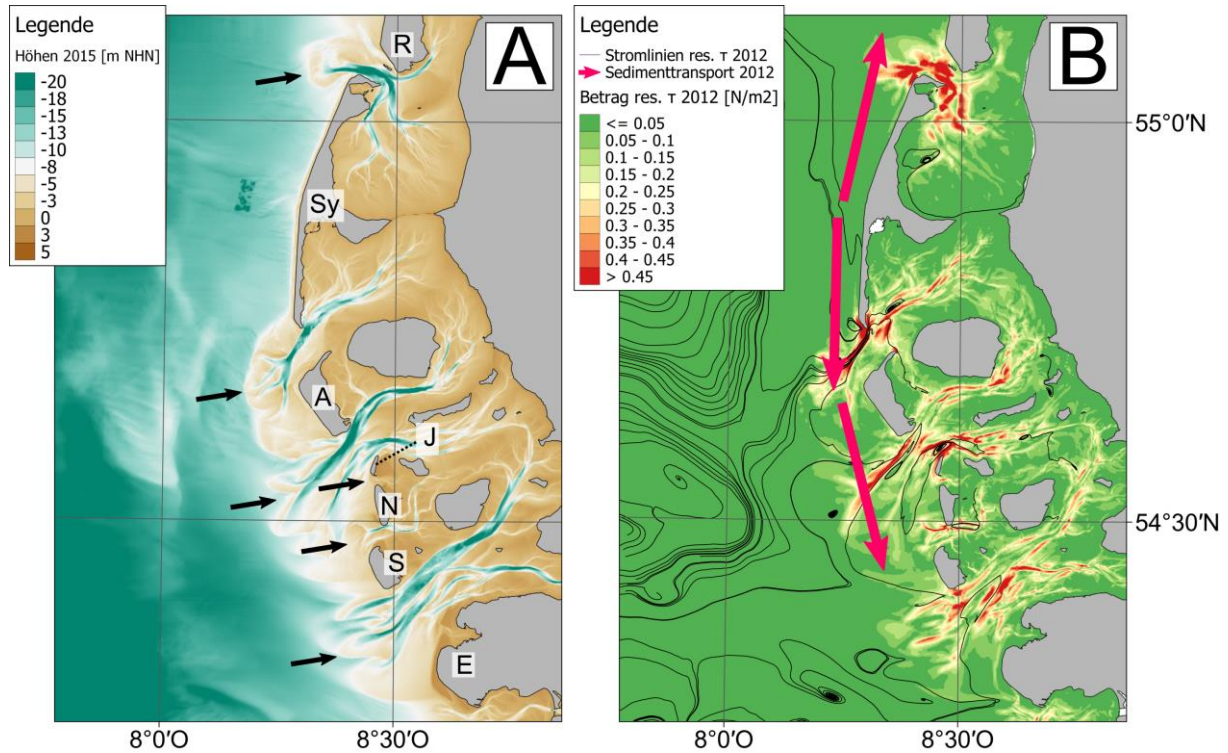


Abbildung 2.8: Übersicht über die bathymetrischen Eigenschaften und Sedimenttransportpfade Nordfrieslands. (A) Lage der Barriereinseln beziehungsweise Außensände [R]ømø, [Sy]lt, [A]mrum, [J]apsand, [N]orderoogsand, [S]üderoogsand und der Landzunge [E]iderstedts mit per schwarzem Pfeil markierten Ebbgezeitendeltas. (B) Aus Marina abgeleitete Stromlinien und Beträge der resultierenden Bodenschubspannungen für das Jahr 2012 und übergeordnete Sedimenttransportpfade (Sievers et al., 2022). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

Die Auswertung vorliegender Oberflächensedimentproben (siehe Kapitel 4.2) zeigt, dass im nordfriesischen Rückseitenwatt wie in Kapitel 2.2.2.1 in der Theorie erläutert eine Tendenz zur Verfeinerung von etwa 0,3 mm Mediankorndurchmesser (Mittelsand, siehe Tabelle 5.1) nahe der Barriereinseln und Tiderinnen regelmäßig bis unter 0,01 mm (Mittelschluff, s.o.) in Richtung Land vorliegt. In den Ebbstromrinnen in den Seegatten liegen Sedimentproben zwischen 0,5 bis 2 mm Korndurchmesser (Mittelsand bis Grobsand, s.o.) vor, wobei besonders im Bereich Lister Tief und Hörnumtief hohe Korngrößen bis zu Kiesen angetroffen werden können. Auf den Ebbgezeitendeltas liegt eine mittlere Kornverteilung um 0,3 bis 0,4 mm vor (Mittelsand, s.o.).

Dies deckt sich mit Modellergebnissen des Projektes AufMod (Heyer & Schrottke, 2015).

3 Zielsetzung der Arbeit

3.1 Notwendigkeit eines neuen datenbasierten Modellsystems

Es ist nachvollziehbar, dass aus dieser geologischen Historie und rezenten hohen Dynamik ein komplexer, auch sedimentologischer, Aufbau des Gewässergrundes resultiert. Heute verwendete prozessbasierte morphodynamische Modelle berücksichtigen diesen üblicherweise über vordefinierte Schichten, die mit sedimentologischen Informationen gefüllt werden und die simulierte morphologische Entwicklung, beispielsweise über ihre Erosionsresistenz, entscheidend steuern (Merkel & Kopmann, 2012; Bleyel & Kopmann, 2018). Die Berechnung sedimentologischer Änderungen erfolgt hierbei in vordefinierten Klassen (Malcherek, 2003; Lesser et al., 2004; Merkel & Kopmann, 2014).

In der Verwendung von echt gemessenen Naturdaten sowohl als Basisdaten zur Belegung der Schichten als auch als Validierungsdaten zur Bewertung der Ergebnisse besteht derzeit jedoch ein Defizit. Durch die sehr heterogene und zum Teil spärliche, punktuelle Datenbasis, gerade im Kontext sedimentologischer Informationen (siehe Abbildung 3.1), ist mit üblichen räumlich-zeitlichen Interpolationsverfahren wie mit denen des Funktionalen Bodenmodells (Milbradt, 2012) keine ausreichend kontinuierliche Grundlage an nicht-diskretisierten Basisdaten zu schaffen. Diese ist jedoch notwendig, um eine möglichst allgemeinverwendbare interoperable Datengrundlage zu generieren, die unabhängig vom spezifisch verwendeten numerisch-prozessbasierten Modellsystem mit unterschiedlichsten Anforderungen an die Datenbasis in beliebigen Format- und Strukturvorgaben exportiert werden kann.

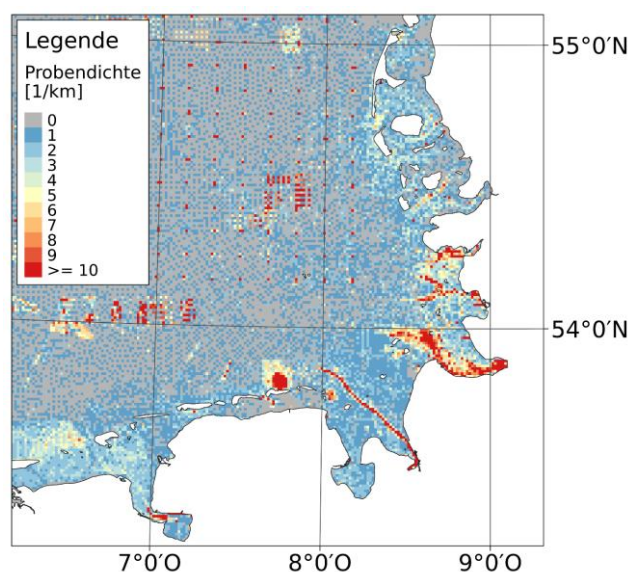


Abbildung 3.1: Mittlere Probedichte pro 1 km-Rasterzelle ohne Berücksichtigung des Datums der Probennahme. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Im Verlauf dieser Ausarbeitung soll daher ein primär datenbasiertes Modellsystem entstehen, das unter der Verwendung von prozessorientierten Ansätzen eine eben solche kontinuierliche und nicht-diskretisierte Datenbasis von bathymetrischen und sedimentologischen Informationen in zeitvarianter Betrachtungsweise schaffen kann. Als Vernetzung und Erweiterung von datenbasierten bathymetrischen (Milbradt et al., 2005; Milbradt, 2012) und prozessbasierten sedimentologischen (Milbradt, 2020) Modellansätzen wird so ein Küstenevolutionsmodell entwickelt werden, das neben der Schaffung einer zeitvarianten, nicht-diskretisierten und kontinuierlichen bathymetrischen und sedimentologischen Datenbasis für prozessbasierte Modelle auch selbst die küstengeologisch fokussierte Auswertung seiner Komponenten erlauben soll. Diese sollen es zusätzlich ermöglichen auf für klassische geologische Analysen kurzen, im spezifisch küstengeologischen Modellierungsumfeld jedoch sehr langen Zeitskalen in Verbindung von zeitlich eingehängten und sedimentologisch-bathymetrisch verknüpften Modellierungsergebnissen neuartige Produkte zu generieren, die die Grundlage für bis dato nicht mögliche Auswertungen bilden werden.

3.2 Definition von zentralen Fragestellungen

Um den Erfolg der Entwicklung und Anwendung des Küstenevolutionsmodells zielorientiert als Unterstützungsapparat für bestehende numerische prozessbasierte morphodynamische Modellsysteme aus freier Wirtschaft und der öffentlichen Verwaltung sowie als Grundlage für eigenständige Auswertungen und Analysen beurteilen zu können, werden im Folgenden zentrale Fragestellungen definiert, die in dieser Ausarbeitung zu beantworten sind.

3.2.1 Zeitvariante Oberflächensimulation

Kann ein Küstenevolutionsmodell entwickelt werden, dass über die neuartige Verbindung von daten- und prozessbasierten Konzepten und eigenen Weiterentwicklungen eine Simulation zur zeitvarianten Rekonstruktion der küstennahen geomorphologischen Eigenschaften und sedimentologischen Zusammensetzung der Gewässerbodenoberfläche zulässt?

3.2.2 Zeitvariante Simulation des Gewässergrundaufbaus

Kann aus der angestrebten zeitvarianten Rekonstruktion der Gewässerbodenoberfläche und weiterer sedimentologischer Basisdaten wie Bohrkernen ein ebenfalls zeitvarianter Gewässergrundaufbau samt sedimentologischer Zusammensetzung approximiert werden?

3.2.3 Verwendung vollständiger Summenlinien

Inwieweit ist es möglich, die Simulation von sedimentologischen Informationen entgegen bestehender prozessbasierter Herangehensweisen nicht in Form einzelner definierter Klassen oder charakteristischen Parameter, sondern zur optimalen Anwendbarkeit mit der gesamten funktionalen kontinuierlichen Summenlinie durchzuführen?

3.2.4 Ableitbarkeit von Daten für prozessbasierte Modelle

Können aus dieser kontinuierlichen Betrachtungsweise sedimentologischer Informationen und der zeitvarianten Simulation von Gewässerbodenoberfläche und Gewässergrund Basis- und Validierungsdaten für bestehende numerische prozessbasierte Modelle in geeigneter Art erzeugt werden, um das Defizit der Berücksichtigung von Naturdaten zu beheben?

3.2.5 Erweiterte Analysemöglichkeiten der Küstengeologie

Können aus dem Küstenevolutionsmodell Erkenntnisse oder Produkte gewonnen werden, die über die reine Verwendung als Basis- und Validierungsdaten für prozessbasierte Modellsysteme hinausgehen und zum weiteren Verständnis komplexer morphodynamischer Systeme an der deutschen Nordseeküste beitragen beziehungsweise neuartige weitergehende Analysen ermöglichen?

3.3 Festlegung des Modellraums

Um das Küstenevolutionsmodell zu entwickeln und die zuvor genannten Fragestellungen beantworten zu können, muss ein Modellraum gewählt werden, der sowohl groß und damit variabel genug ist, gleichzeitig aber auch ausreichend Basisdaten verschiedenster Arten beinhaltet. Deshalb wurde als Modellraum die deutsche Nordseeküste mit ihrer komplexen geologischen Entwicklung gewählt.

Um möglichst viel der Variabilität der küstennahen Deutschen Bucht einzufangen, wird das Gebiet daher wie in Abbildung 3.2 definiert. Es enthält die hochdynamischen tidebeeinflussten Rinnensysteme der Ästuar, einen Teil des weltweit größten zusammenhängenden Wattsystems und die Umgebung der dem Festland vorgelagerten Barriereinseln. Die von dem Küstenevolutionsmodell abgedeckte Fläche beträgt etwa 10.000 km² und reicht von den Deichlinien und Teilen der Ästuar bis etwa zur -15 m Tiefenlinie seeseitig der Inseln, wobei hierbei sichergestellt ist, dass auch das Küstenvorfeld der Barriereinseln vollständig im Modell abgedeckt ist. Die Begrenzung ist als Kompromiss aus größtmöglicher Modellfläche in

Relation zu erwartbaren und modellierbaren kurzzeitigen morphologischen Änderungen sowie der Abdeckung dieser durch zur Verfügung stehende Daten zu sehen.

Unter Berücksichtigung der bathymetrischen und sedimentologischen Datenbasis (siehe Kapitel 4), besonders der räumlichen und zeitlichen Auflösung, wird der Fokus des Küstenevolutionsmodells auf großräumige morphodynamische Prozesse wie die Verlagerung von Tiderinnen und Prielen gelegt. Eine Simulation von Rippel- und Dünenbildung und -migration ist hier wegen ihrer geringen Ausdehnung und schnellen Dynamik nicht abbildbar.

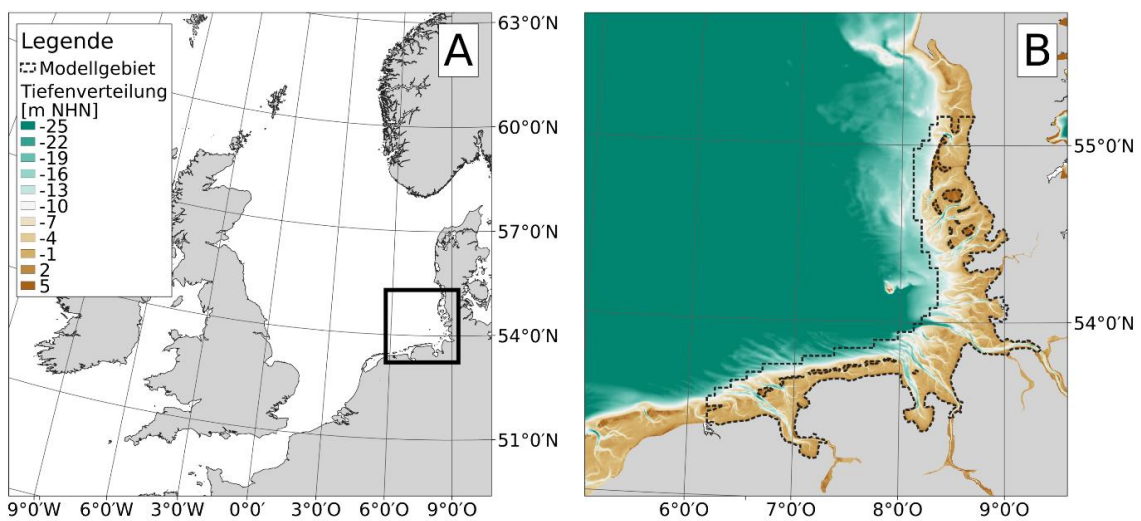


Abbildung 3.2: Definition des Modellgebiets. (A) Lage markiert innerhalb der Nordsee, (B) Darstellung des Modellgebiets im Küstennahbereich der Deutschen Bucht. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

4 Datenbasis zur Modellierung der Nordseeküste

Um die in der Einleitung beschriebenen Herausforderungen an Küstenschutz, Wissenschaft und maritime Wirtschaft lösen zu können, werden Naturdaten erhoben. In diesem Kapitel werden Datenerhebungsverfahren für bathymetrische Informationen, also die Höhe der vermessenen Oberfläche, sowie sedimentologische Eigenschaften, also die Kornverteilung und physikalische Parameter, vorgestellt. Abschließend wird eine Einordnung zur Verlässlichkeit beziehungsweise Ungenauigkeit von Messdaten verschiedener Arten gegeben.

4.1 Gewässerbodenhöhe und -morphologie

In den folgenden Unterkapiteln wird die Erfassung bathymetrischer Daten beschrieben. Es gibt eine Vielzahl von Aufnahmeverfahren, von denen die für diese Arbeit wichtigsten kurz beschrieben werden. Die für diese Arbeit zur Verfügung stehende Datenlage wird dargestellt sowie die Bedeutung zeitvarianter Betrachtung bathymetrischer Datensätze erläutert.

4.1.1 Erfassung bathymetrischer Informationen

Das in dieser Arbeit zu entwickelnde Küstenevolutionsmodell legt seinen Fokus auf die Modellierung des Küstennahbereichs der deutschen Nordsee. Hier finden vor allem Echolote und fernerkundliche Verfahren Anwendung, deren Datensätze den Hauptteil der hier betrachteten Datenbasis liefern. Von diesen wird im Folgenden der Stand der Technik beschrieben, auch um später eine Einordnung für die zu erwartende Genauigkeit zu ermöglichen.

4.1.1.1 Echolote: Einfach- und Mehrfachschringer

Erste akustische Verfahren zur Messung der Gewässerbodenhöhe wurden bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts – wenn auch erfolglos – erprobt, bei dem die Laufzeit eines Schallsignals von Aussendung über Reflektion am Meeresboden bis Rückkehr zum Sender händisch gemessen wurde (Hoffmann-Wieck et al., 2018). Mit der Kenntnis der mittleren Schallgeschwindigkeit im Wasser ist diese Zweiwegelaufzeit (*two way traveltime*, TWT) in eine Wassertiefe umrechenbar (Calder, 2003; Stewart, 2008), siehe Abbildung 4.1A. Ein funktionstüchtiges Verfahren hierzu wurde 1912 entwickelt und im darauffolgenden Jahr als "Echolot" patentiert (Pinl, 2006; Hoffmann-Wieck et al., 2018). Das Echolot findet noch heute

regelmäßig Anwendung sowohl für die direkte Navigation, wie auch für die Vermessung der Meeresbodenoberfläche und zur Fahrrinnensicherung (Stewart, 2008). In Messkampagnen werden so linienhafte Wassertiefeninformationen erzeugt (siehe Abbildung 4.1B), die analog zur händischen Tiefenlotung über Kenntnis von Ort und Höhe des Empfängers beziehungsweise Zeit der Messung in NHN-bezogene Gewässerbodenhöhen umgerechnet werden können. Seit 1964 können entgegen der bisher verwendeten Einzelschwinger mehrere Signale gleichzeitig in Fächerform ausgesandt werden, die nicht nur eine einzelne Linie, sondern eine größere Fläche hochdicht vermessen können (Glenn, 1970; Calder & Mayer, 2003; Hellequin et al., 2003; Theberge & Cherkis, 2013). Diese Mehrfachschwinger finden heute im deutschen Küsten- und Binnenbereich zur Sicherung der Schiffbarkeit vor allem in besonders relevanten Bereichen wie Fahrinnen und Hafenbecken und -einfahrten Anwendung (Bundesanstalt für Wasserbau, 2007), siehe Abbildung 4.1C. Global werden sie jedoch auch für die großflächige Aufnahme des Meeresbodens verwendet (Janowski et al., 2018). Über die Frequenz ist in beiden Verfahren einerseits die absorptionsbedingt maximal abbildbare Tiefe – je höher desto geringer – und vertikale sowie laterale Auflösung steuerbar (Stewart, 2008; Koop et al., 2020; Oktavia & Pratomo, 2021). Andererseits beeinflusst sie maßgeblich, ob bei einer Messung der feste Gewässergrund oder aber die Oberfläche der aufliegenden Schlammschicht erfasst wird (Hamilton, 1972; Fonseca et al., 2002). Gerade im Bereich der Mehrfachschwinger-Echolote sind in neuerer Zeit durch eine hohe Frequenzspannbreite und multispektrale Signale zusätzliche Parameter zu Oberflächeneigenschaften des Gewässerbodens sowie Habitaten ableitbar geworden (Roberts et al., 2005; Janowski et al., 2018; Brown et al., 2019; Trzcinska et al., 2020).

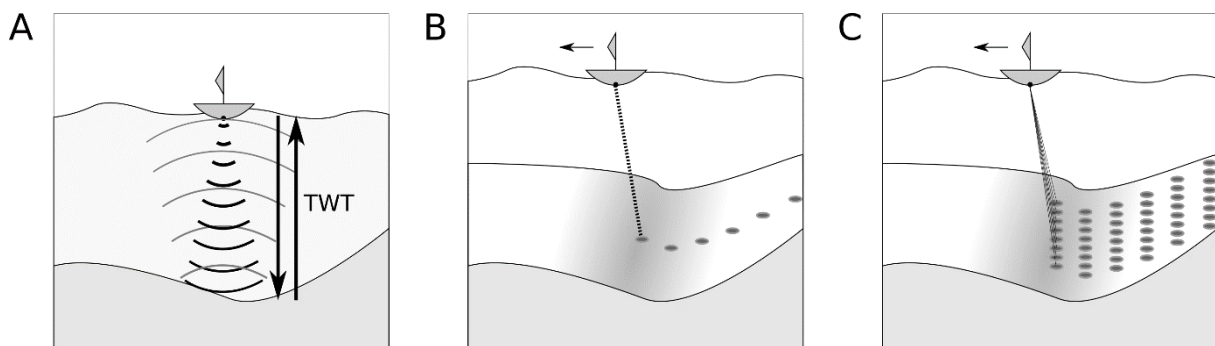


Abbildung 4.1: Prinzipskizze zur Erläuterung schiffsgestützter bathymetrischer Messverfahren mittels Echolots. (A) Grundprinzip der Messung über Auswertung der Zweiwegelaufzeit, (B) Umsetzung als Einzelschwingersystem, (C) Umsetzung als Mehrfachschwinger- beziehungsweise Fächerlotsystem.

4.1.1.2 Luftgestützte LiDAR-Verfahren

Light Detection And Ranging (LiDAR) folgt einem Messprinzip analog des Echolots, allerdings werden anstelle von akustischen Signalen elektromagnetische Wellen als Laser-Pulse ausgesandt, reflektiert und die Laufzeit registriert (Jaboyedoff et al., 2012), siehe Abbildung 4.2A. Aus der Laufzeit bei bekannter Signal-Geschwindigkeit ist wiederum die Entfernung von

Sensor zu Messpunkt und über Kenntnis der Position des Sensors die absolute Lage des Messpunktes ermittelbar (Jaboyedoff et al., 2012). Dieses System wird zur Erhebung topographischer Daten seit den frühen 1980ern angewendet (Krabill et al., 1984), wobei in jüngerer Vergangenheit LiDAR-Geräte nicht nur an Flugzeugen und Helikoptern (Jaboyedoff et al., 2012; Zhou et al., 2021) sondern auch an Drohnen (Imbach, 2018; Li et al., 2019) angebracht werden. Diese Vermessungsart wird daher auch als *Airborne Laser Scanning* (ALS) bezeichnet. Üblicherweise werden wie im Mehrfachschringer-Echolot mehrere Signale gleichzeitig fächer- beziehungsweise schwadenförmig ausgesandt, um großflächig Höheninformationen zu gewinnen, siehe Abbildung 4.2B. Die resultierende Punktdichte pro Quadratmeter ist primär über die Flughöhe gesteuert. Je höher die Flughöhe, desto größer die vermessene Fläche, aber desto geringer die Punktdichte. Übliche Punktdichten liegen im niedrigen bis mittleren zweistelligen Bereich für hochfliegende Flugzeuge und Helikopter (Jaboyedoff et al., 2012; Richter et al., 2021; Zhou et al., 2021) und 100 bis zu 2000 Punkten pro Quadratmeter für niedriger fliegende Drohnen (Imbach, 2018; Li et al., 2019). Aktuelle Systeme analysieren hierbei mehrere Rückstreusignale aus einem einzelnen ausgesandten Puls, wodurch Messpunkte für beispielsweise sowohl Vegetation als auch den Boden gleichzeitig erzeugt und klassifiziert werden können (Jaboyedoff et al., 2012; Bangen et al., 2014), siehe Abbildung 4.2C. Neben der für diese Arbeit relevanten Geländehöhe können so auch beispielsweise Vegetationshöhen ermittelt werden (Li et al., 2019; Moe et al., 2020). Bei einer geeigneten Frequenz (also der Farbe) des Lasers ist es möglich, eine gewisse Tiefe in die Wassersäule einzudringen und so auch die Gewässerbodenoberfläche zu vermessen, wobei die zu erreichende Tiefe primär von Trübung und Turbulenz des Wassers abhängt (Kogut & Slowik, 2021; Richter et al., 2021). Zusammen mit Mehrfachschringer-Echolot-Daten können so unter guten Bedingungen nahtlose Digitale Geländemodelle erzeugt werden.

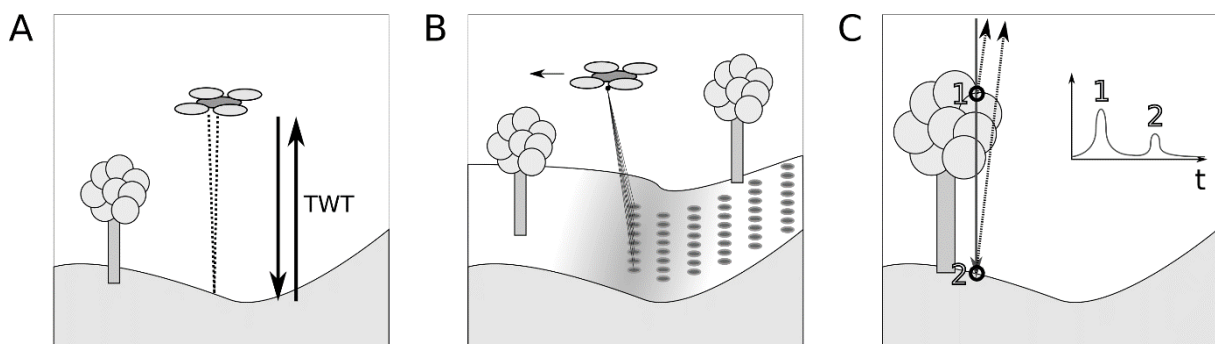


Abbildung 4.2: Prinzipskizze zur Erläuterung luftgestützter topographischer Messverfahren mittels LiDAR. (A) Grundprinzip der Messung über Auswertung der Zweiwegelauzeit, (B) Umsetzung als fächerförmige streifenhafte Messungen, (C) Analyse des gesamten reflektierten Wellenspektrums zur Ableitung vertiefter aufgeschlüsselter Informationen.

4.1.1.3 Satelliten-Altimetrie

Analog zum ALS und Echolot wird bei der Satelliten-Altimetrie über Radarinterferometrie zunächst die Höhe des Satelliten über der Erdoberfläche und über eine GPS-gestützte Positionseinhängung schließlich die Höhe der Oberfläche in einem absoluten Referenzsystem bestimmt (Stewart, 2008; Huber et al., 2021). Zu diesem Zweck eingesetzte Altimetrie wird seit Ende der 1970er Jahre durchgeführt und wird laufend mit neuen Kampagnen und Systemen verbessert (Stewart, 2008). In der Regel werden solche Daten in zu Digitalen Geländemodellen prozessierter Form veröffentlicht, wobei aktuellste Modelle räumliche Auflösungen von bis zu 5 bis 12 m erreichen können, frei zugängliche Digitale Geländemodelle jedoch eher in der Größenordnung von 30 m Auflösung zu verorten sind (Purinton & Bookhagen, 2017; Backes & Teferle, 2020; Huber et al., 2021). Neben dem offensichtlichen Wert flächendeckender mittel- bis hochaufgelöster und frei zugänglicher Geländemodelle, gerade in schwer zugänglichen Gebieten (Taveneau et al., 2021), wird Satelliten-Altimetrie verwendet, um aus der Vermessung der Meeresoberfläche die Form der Meeresbodenoberfläche abzuschätzen, die die Wassersäule gravitativ beeinflusst (Stewart, 2008). Zusammen mit *Ground-Truthing* Verfahren über lokale Schiffsdaten ist es so möglich sehr großflächige Vermessungen der Ozeane durchzuführen, die zum Teil Höhengenaugigkeiten von 100 m erreichen können (Stewart, 2008).

4.1.2 Datenlage

Die bathymetrische und topographische Datenbasis wird für diese Arbeit durch die bathymetrische Basisdatenbank des Funktionalen Bodenmodells (Milbradt, 2012; Milbradt et al., 2015) gebildet. Diese wird fortlaufend erweitert und enthält Stand 2022 etwa 130.000 Datensätze (siehe Abbildung 4.3) mit etwa 146 Milliarden einzelnen Vermessungspunkten, größtenteils seit etwa Mitte des 20. Jahrhunderts. Es wird hauptsächlich die Nordsee mit Fokus auf die Deutsche Bucht und deren Ästuare abgedeckt, sekundär sind auch Daten der Ostsee und des britischen Festlands bis hin über den Ärmelkanal und die irische sowie keltische See in den Atlantik enthalten.

Der Großteil der vorliegenden Vermessungen stammt von Bundes- und Landesbehörden für Fragestellungen der maritimen Wirtschaft und zum Küstenschutz, die diese im Rahmen ihrer gesetzlichen Aufgaben regelmäßig, zum Teil monatlich, erheben.

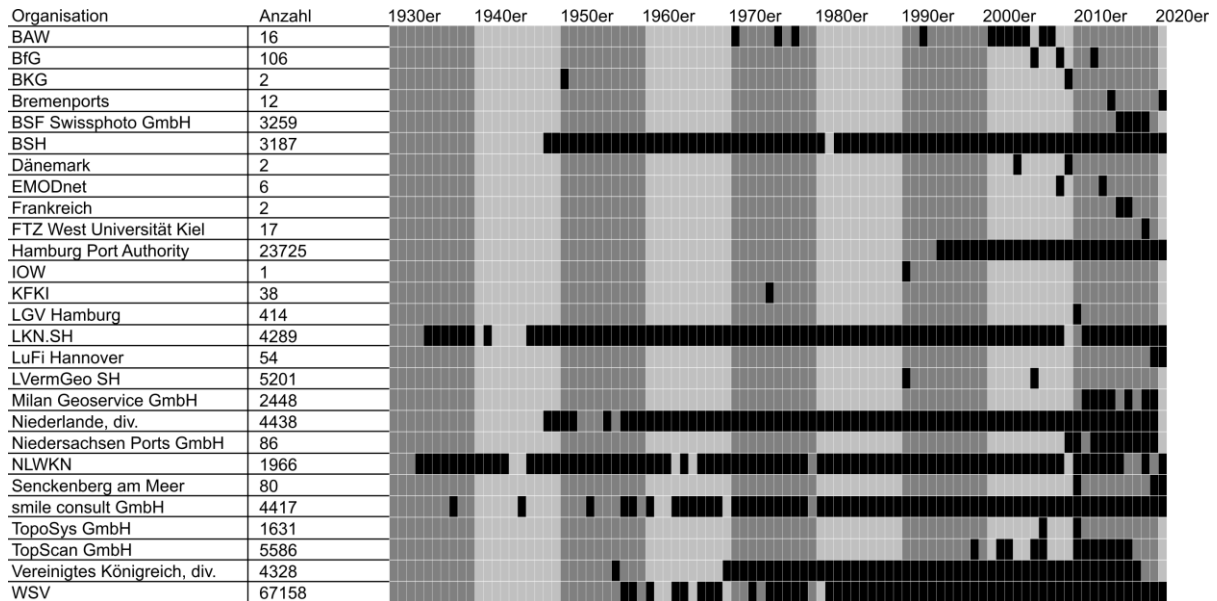


Abbildung 4.3: Übersicht über Datenbasis bathymetrischer Vermessungen aus dem Funktionalen Bodenmodell, die dem Küstenevolutionsmodell vorliegen. Darstellung von Daten ab 1930. Jedes Kästchen entspricht einem Jahr, wobei die Graustufung der Unterscheidung der Dekaden gilt und Jahre mit mindestens einem zeitlich geschnittenen Datensatz schwarz segmentiert sind.

Zur einfacheren Verarbeitung werden aus solchen bathymetrischen Basisdaten häufig gerasterte Digitale Geländemodelle erzeugt, die im Funktionalen Bodenmodell unter Verwendung räumlich-zeitlicher Interpolationsverfahren (siehe Kapitel 5.5) abgeleitet werden.

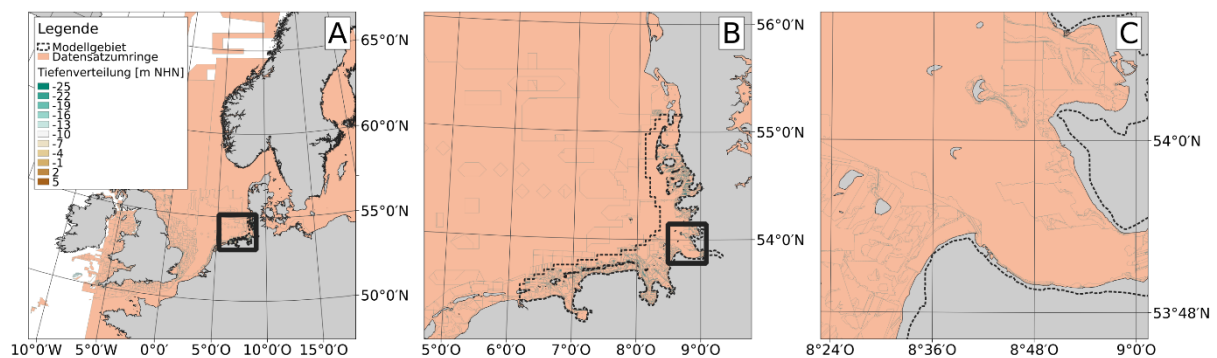


Abbildung 4.4: Übersicht über räumliche Verteilung der Datenbasis bathymetrischer Vermessungen. (A) Einordnung in das Gesamtgebiet, (B) Darstellung im Küstennahbereich der Deutschen Bucht, (C) Fokussierung auf Datendichte im Elbeästuar. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Abbildung 4.4 stellt den Ausschnitt der Umringe, also Begrenzung der räumlichen Ausdehnungen, der bathymetrischen Vermessungen mit den Ästuaren “bis zum ersten Knick” dar, eine übliche Definition der Festlandsgrenze. Gerade im Bereich der Ästuare und der Wattgebiete ist die hohe Datendichte und vollständige -abdeckung erkennbar. Jede bathymetrische Vermessung enthält neben den Lage- und Höheninformationen selbst wesentliche Metadaten (siehe Kapitel 4.4.1).

4.1.3 Bedeutung zeitvarianter Bathymetrie und Topographie

Die Erdoberfläche ist nicht statisch, Geländehöhen verändern sich fortlaufend. Gerade der Meeresboden der deutschen Nordseeküste ist durch die starken Gezeiten- und Seegangseinflüsse so aktiv, dass bei Vermessungsdaten zwingend der Messzeitpunkt mitberücksichtigt werden muss. Innerhalb weniger Wochen, Monate oder Jahre kann sich die Gewässerbodenoberfläche derart ändern, dass ein "alter" Vermessungsdatensatz keine Gültigkeit mehr besitzt.

Abbildung 4.5 zeigt dies beispielhaft an zwei Digitalen Geländemodellen (Sievers et al., 2020a) für einen Ausschnitt der Medemrinne in der Elbe für 2014 und 2015. Im Schnitt quer zum Rinnensystem sind hier bereits innerhalb von einem Jahr Differenzen von drei Metern erkennbar.

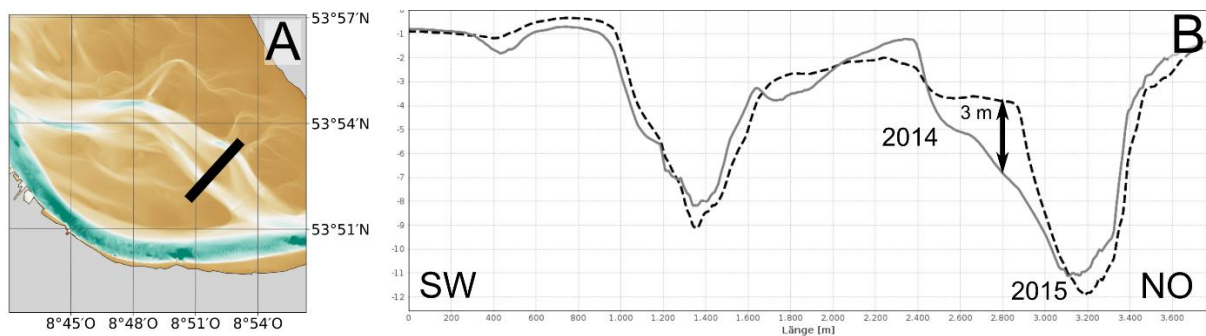


Abbildung 4.5: Darlegung der hohen morphodynamischen Aktivität des Elbeästuars. (A) Position des Profilschnitts, Legende siehe Abbildung 4.4. (B) Profilschnitt mit Höhe des Gewässergrunds 2014 und 2015. Innerhalb eines Jahres sind Höhenänderungen bis zu 3 m erkennbar. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

4.2 Gewässerbodenoberflächenzusammensetzung

In den folgenden Unterkapiteln wird die Erfassung von Daten zur Untersuchung der oberflächensedimentologischen Zusammensetzung des Gewässergrunds beschrieben. Neben der klassischen Beprobung durch Greifer wird auch die quasi fernerkundliche Ableitung von sedimentologischen Verteilungen aus Sonardaten erläutert. Überblickend wird die Datenlage dargestellt sowie die Bedeutung der zeitlich eingeordneten Betrachtung von sedimentologischen Vermessungen dargelegt.

4.2.1 Erfassung oberflächensedimentologischer Informationen

Die Oberflächensedimentologie eines Gewässergrundes wird in der Regel über Greifer (siehe Abbildung 4.6A) erfasst, die in verschiedenen Ausführungen üblicherweise quadratische oder rechteckige Geometrien mit Kantenlängen zwischen 12 und 25 cm aufweisen, wobei vor allem Gewicht und Schließmechanismus über die Eignung eines speziellen Greifers für bestimmte

Korngrößenfraktionen bestimmen (Furutani & Rudd, 1980; Lewis et al., 1982; Cavanagh et al., 1994; Alves & Strixino, 2003; Bae et al., 2019). Diese Greifer werden an Winden von Schiffen, Brücken oder in neuerer Zeit auch unbemannten Wasserfahrzeugen herabgelassen und dringen entweder durch ihr Eigengewicht, durch zusätzliche Gewichte beschwert oder externe Krafteinwirkung in die Gewässerbodenoberfläche ein und werden geschlossen (Lewis et al., 1982; Cavanagh et al., 1994; Bae et al., 2019). Die für diese Arbeit primäre Auswertung der Korngrößenverteilung der Sedimentproben findet nach Gewinnung der Probe entweder als Fingerprobe oder als Siebung beziehungsweise Laser-Analyse statt, siehe auch Kapitel 5.6.

Neben eher kostspieligen und kleinräumigen Untersuchungen mit Greifern ist auch eine großflächige non-destruktive Analyse der Gewässerbodenoberfläche mit dem sogenannten Seitensichtsonar möglich. Hierbei handelt es sich um ein hydroakustisches Verfahren, welches seitlich Signale in ca. 50 – 120 m breiten Streifen aussendet, dessen Rückstreuintensität auf die Oberflächenrauheit und damit unter Umständen auf die Sedimentzusammensetzung schließen lässt (Hamill et al., 2018; Lubis et al., 2018; Feldens et al., 2019; Mendoza & Schwarzer, 2019), siehe Abbildung 4.6B. Ergebnis dieser Untersuchungen sind üblicherweise gerasterte 2D-Mosaik mit räumlichen Auflösungen bis 10 cm, die die Intensität oder einen daraus abgeleiteten Parameter als Grauwerte darstellen (Lubis et al., 2018; Michel et al., 2021). In neuerer Zeit befinden sich Verfahren in Entwicklung oder Anwendung, die versuchen (teil-)automatisiert Klassifizierungen von Untersuchungsgebiete in Homogenbereiche von beispielsweise schlammigen, sandigen und kiesigen Bereichen durchzuführen (Hamill et al., 2018). Bereichsweise werden Klassifizierungen über *Ground-Truthing*-Ansätze, also das in Relation zu klassischen Greiferproben setzen von Intensitäten und Formen, unterstützt (Gardner et al., 1991). Dies wird jedoch dadurch erschwert, dass zentral unter dem Sensor keine Daten erfasst werden können und die Intensitätsverteilung winkelbedingt über das Gebiet variiert (Reimers, 2008; Lehfeldt et al., 2014; Schwarzer et al., 2019; Capperucci et al., 2020).

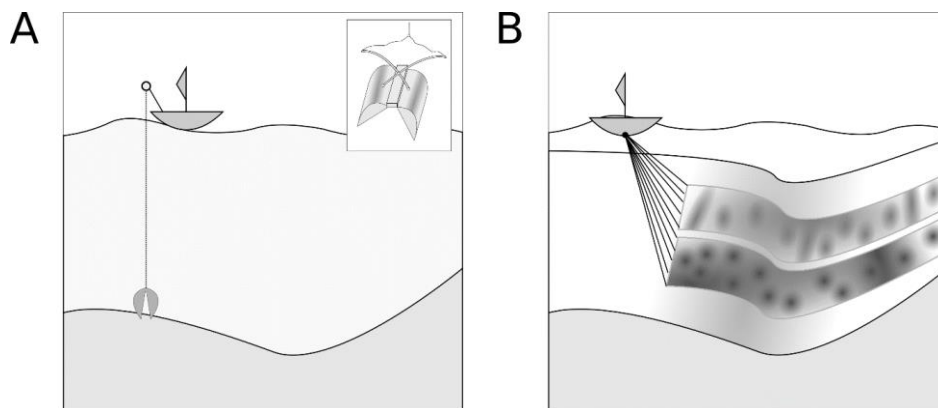


Abbildung 4.6: Prinzipskizze zur Erläuterung schiffsgestützter oberflächensedimentologischer Messverfahren. (A) Klassische Greiferprobe, die destruktiv den Gewässerboden beprobt, um Material für weitere sedimentologische Analysen zu gewinnen, (B) Erfassung der Oberflächenstruktur des Gewässerbodens über Seitensicht-Sonar, um aus der Form und Rauheit non-destruktiv Ableitungen über die sedimentologischen Eigenschaften treffen zu können.

4.2.2 Datenlage

Die oberflächensedimentologische Datenbasis wird für diese Arbeit durch die oberflächensedimentologische Basisdatenbank des Funktionalen Bodenmodells (Milbradt et al., 2015) gebildet. Sie ist über viele Jahre von der smile consult GmbH in unterschiedlichen Forschungsprojekten zusammengetragen worden und umfasst Stand 2022 etwa 97.000 Oberflächensedimentproben (siehe Abbildung 4.7), größtenteils seit etwa den 1960er Jahren.

Organisation	Anzahl	1930er	1940er	1950er	1960er	1970er	1980er	1990er	2000er	2010er	2020er
AWI	4369										
BAW	48										
BSH	34799										
Belgien, div.	3324										
BfG	4957										
CAU Kiel	1176										
Dänemark	214										
Dänemark, div.	214										
FZK Büsum	683										
GPDN	1349										
HPA	3434										
Helmholtz-Zentrum Hereon	1594										
IOW	7725										
Niederlande, div.	3199										
Senckenberg am Meer	1167										
Univ. Hamburg	866										
Vereinigtes Königreich, div.	258										
WSV	956										

Abbildung 4.7: Übersicht über Datenbasis oberflächensedimentologischer Beprobungen, die dem Küstenevolutionsmodell vorliegen. Darstellung von Daten ab 1930. Jedes Kästchen entspricht einem Jahr, wobei die Graustufung der Unterscheidung der Dekaden gilt und Jahre mit mindestens einem zeitlich geschnittenen Datensatz schwarz segmentiert sind.

Seitensichtsonar-Daten sind hier nicht in ausreichend großer räumlich-zeitlicher Abdeckung verfügbar, um sinnvoll in Modellsysteme eingebunden zu werden. Analog zu den bathymetrischen Vermessungen werden auch bei den Oberflächensedimentproben primär die Deutsche Bucht und allgemein europäische Küstenlinien der Nordsee, sowie sekundär die Ostsee und die nordseewärtige Seite Großbritanniens abgedeckt, siehe Abbildung 4.8. Üblicherweise werden oberflächensedimentologische Proben im Rahmen von Forschung und Überwachung von Wattentwicklung und Habitaten von Bundes- und Landes-, sowie Forschungseinrichtungen und Universitäten erhoben.

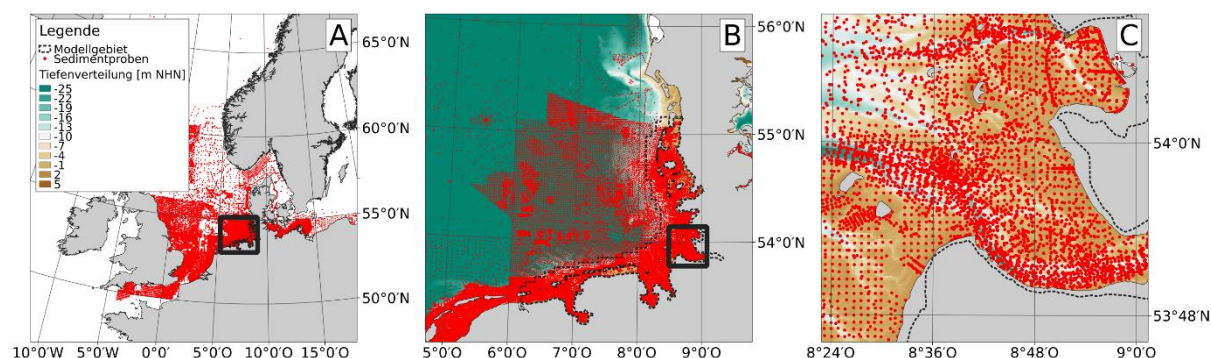


Abbildung 4.8: Übersicht über räumliche Verteilung der Datenbasis oberflächensedimentologischer Beprobungen. (A) Einordnung in das Gesamtgebiet, (B) Darstellung im Küstennahbereich der Deutschen Bucht, (C) Fokussierung auf Datendichte im Elbeästuar. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

Auch hier erfolgt die Darstellung der Übersichtlichkeit halber „bis zum ersten Knick“, weitere Proben finden sich jedoch bis weit in die Ästuarie hinein. Jede Sedimentprobe enthält neben den Lage- und Höheninformationen sowie der kontinuierlichen Sedimentverteilung in Form einer Summenlinie (siehe Kapitel 5.6) wie andere Datensätze im Funktionalen Bodenmodell auch wesentliche Metadaten (siehe Kapitel 4.4.1).

4.2.3 Bedeutung zeitvarianter Oberflächensedimentologie

Mit der Änderung der Form der Gewässerbodenoberfläche wird sich auch die Sedimentzusammensetzung ändern. Wenn ein langsam gewachsener Wattkörper durch eine schnell migrierende Tiderinne erodiert wird, ist anzunehmen, dass eine Probe des Wattkörpers an der Stelle der heutigen Tiderinne keine Gültigkeit mehr hat. Abbildung 4.9 zeigt, wie im Bereich der Außenweser einige Proben aus den 1960er Jahren an Orten liegen, an denen der Morphologische Raum – also die Spannweite der Gewässerbodenhöhen (siehe Kapitel 7.1) – im Zeitraum von 1960 bis 2020 bis zu 10 m und mehr betragen hat. Gerade unter Berücksichtigung der häufig fehlenden Protokollierung der Höhe des Probennahmepunktes (und damit der Lage der Gewässerbodenoberfläche), können diese in jetziger Form für aktuelle Zeiträume nicht mehr als gültig angesehen werden.

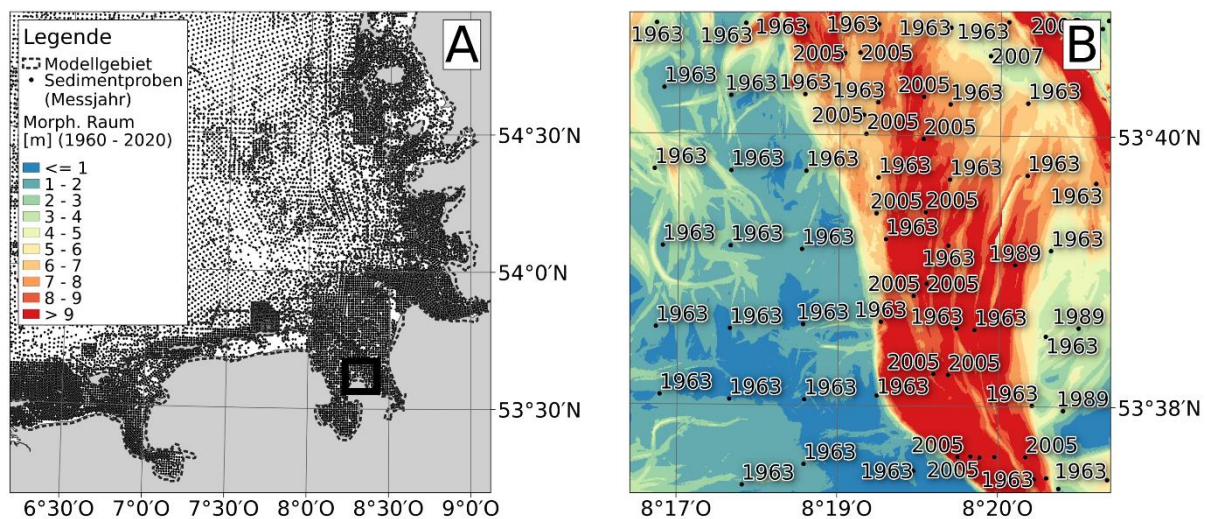


Abbildung 4.9: Variabilität der Aufnahmezeitpunkte von räumlich dichten Oberflächensedimentproben im morphodynamisch hochaktiven Regionen. (A) Übersicht über Lage der Fokusregion, (B) Darstellung der Probennahme-Jahre vor dem Morphologischen Raum, der die Aktivität des Gebietes repräsentiert. Sedimentproben von 1963 wurden in Regionen erhoben, in dem Höhenänderungen seitdem zu Differenzen im Betrag von 10 m und mehr geführt haben. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

4.3 Struktur und sedimentologische Zusammensetzung des Gewässergrunds

In den folgenden Unterkapiteln wird die Erfassung von Daten zur Untersuchung des Gewässergrundaufbaus beschrieben. Hierbei liegt der Fokus auf der direkten Beprobung durch Sedimentbohrkerne sowie die non-destruktive Ableitung profilhafter Informationen über seismische Untersuchungen. Überblickend wird die Datenlage dargestellt sowie die Bedeutung der zeitlich eingeordneten Betrachtung von Daten zur Ableitung des Gewässergrundaufbaus dargelegt.

4.3.1 Erfassung des Gewässerbodenaufbaus

Greiferproben wie im vorigen Kapitel erfassen im Regelfall die obersten Zentimeter des Gewässerbodens. Der Aufbau des Gewässerbodens hingegen wird oft in Sedimentbohrkernen erfasst, die Proben des Gewässerbodenaufbaus ungestört über mehrere Meter Tiefe erheben können (Somerfield et al., 2005), siehe Abbildung 4.10A. Im Lockersediment begannen diese Aufnahmen mit fallenden Kernbohrern, die durch die gravitative Beschleunigung ausreichend Energie erhalten haben, um in den Gewässergrund einzudringen (Cavanagh et al., 1994; Yokoyama & Ueda, 1997). Wegen der dadurch auftretenden Störung der Gewässerbodenoberfläche und potentiell der Probe durch Turbulenzen vor dem Probennehmer wurden diese Vorgehensweisen von rein durch Auflast aus der Ruhe betriebenen Kernbohrern ersetzt (Lewis et al., 1982; Cavanagh et al., 1994; Yokoyama & Ueda, 1997). Analog zu den Greifern für Oberflächensedimentproben ist die Eignung für verschiedene zu beprobende Substrate auch hier von den Eigenschaften des Probennahmegeräts abhängig, bei Bohrkernen allen voran der Durchmesser der Röhre – üblicherweise beträgt dieser steigend mit dem Korndurchmesser des Substrats einige Zentimeter – sowie gegebenenfalls einem Schließmechanismus, der das Herausrutschen des Materials verhindert (Nakao, 1979; Somerfield et al., 2005). Je nach Länge des Kerns wird dieser nach der Extraktion entweder im Ganzen oder Teilstücken untersucht, wobei die Probe gravitativ oder durch Kolbendruck und gegebenenfalls gefroren aus dem Mantel extrahiert und anschließend unter Notation ihrer Tiefe im Bohrkern untersucht wird (Yokoyama & Ueda, 1997; Somerfield et al., 2005). Die für diese Arbeit primäre Auswertung der Korngrößenverteilung der Sedimentproben findet nach Gewinnung der Probe schichtbezogen entweder als Fingerprobe oder als Siebung beziehungsweise Laser-Analyse statt, wobei gerade ältere Bohrkern mit subjektiveren und nicht unbedingt wiederholgenauen Verfahren verarbeitet wurden.

Analog zum Seitensichtsonar kann auch der Gewässerbodenaufbau non-destruktiv analysiert werden. Üblicherweise als *Subbottom*-Profiler, *Chirp*-Sonar oder Flachseismik bezeichnet, handelt es sich vom Grundprinzip her um ein seismisches – also akustisches – Verfahren

(Gutowski et al., 2002). Hierbei wird ein Signalpuls ausgesandt, der frequenzabhängig durch mehrere hundert Meter Wassersäule einige zehner Meter in den Gewässergrund eindringen kann und hier Strukturen in einigen Zenti- oder wenigen Dezimeter vertikaler Auflösung darstellen kann (Gutowski et al., 2002; Wunderlich & Müller, 2003). Die Dämpfung des Signals ist ähnlich wie beim Echolot höher mit höherer Frequenz und bedingt dadurch eine geringere Eindringtiefe, gleichzeitig steigt mit höherer Frequenz jedoch auch die Auflösung (Wunderlich & Müller, 2003; Saleh & Rabah, 2016; Li et al., 2021). Dargestellt werden stets dichteabhängige Impedanzkontraste, wodurch bei ausreichend hoher Differenz Schichtübergänge in der Analyse des reflektierten Signals darstellbar sind (Wunderlich & Müller, 2003; Saleh & Rabah, 2016), siehe Abbildung 4.10B, wobei auch hier wie z.B. bei dem LiDAR-Verfahren die Laufzeit in Entfernung vom Empfänger und daraufhin in absolute Höhen/Tiefen prozessiert werden kann. Entgegen der Geschwindigkeitsprofile in der Wassersäule für die Höhenvermessung der Gewässerbodenoberfläche sind die Schallgeschwindigkeiten im Sediment schwieriger zu messen. Es ist möglich zusätzlich mit Bohrkernen ein *Ground-Truthing* vorzunehmen, um einerseits eine Höheneinhängung und -skalierung sowie andererseits eine Korrelation zwischen Eigenschaften des reflektierten Signals und der Sedimentzusammensetzung herstellen zu können (Saleh & Rabah, 2016), wobei dies mit – im Vergleich zur reinen seismischen Aufnahme an sich – relativ hohem Aufwand verbunden ist. Oft sind daher seismische Daten anzutreffen, die keine absoluten Tiefenangaben, sondern nur relative Laufzeitinformationen beinhalten.

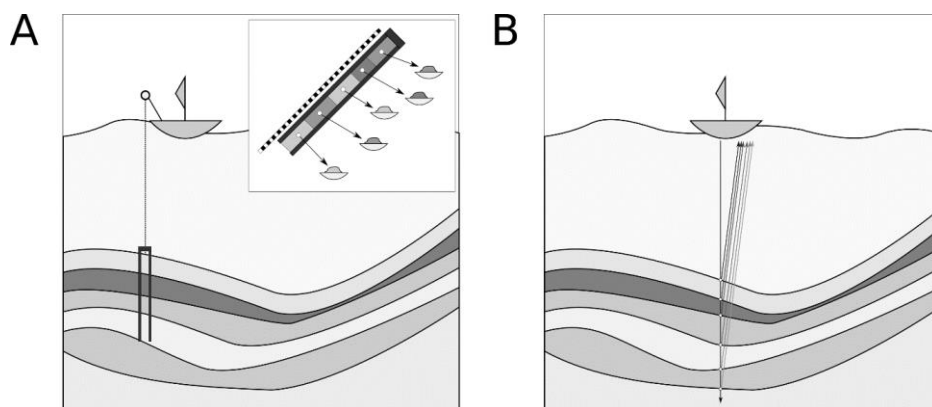


Abbildung 4.10: Prinzipskizze zur Erläuterung schiffsgestützter Messverfahren zur Ermittlung des Gewässergrundaufbaus. (A) Klassischer Bohrkern, der destruktiv den Gewässerboden beprobt, um Material für weitere sedimentologische Analysen zu gewinnen, (B) Erfassung der Struktur des Gewässergrunds über seismische Verfahren um non-destruktiv Ableitungen über die sedimentologischen Eigenschaften über die Tiefe treffen zu können.

4.3.2 Datenlage

Die Datenbasis der Sedimentbohrkerne wird durch die stratigraphische Basisdatenbank des Funktionalen Bodenmodells gebildet. Die Daten sind überwiegend von der smile consult GmbH im Rahmen des Projektes SMMS (Sievers et al., 2022) zusammengetragen worden und umfassen Stand 2022 etwa 506.000 Sedimentbohrkerne (siehe Abbildung 4.11) unterschiedlichster Länge und Schichtzahl, von denen jedoch nur etwa 60.000 in der Nordsee liegen. Sedimentbohrkerne sind im Internet über beispielsweise die Bohrpunktkarte Deutschland (<https://boreholemap.bgr.de/>, letzter Zugriff 08.04.2022) verfügbar, in denen Bundes- und Landesinstitute ihre im Rahmen von Planungen oder Exploration erhobenen Daten gesammelt bereitstellen. Flachseismiken oder ähnliche Verfahren wurden im Rahmen dieser Arbeit nur prototypisch lesbar gemacht und evaluiert, siehe auch Kapitel 7.3. Während das Potential zur Verwendung als Zwangsflächen in der Interpolation enorm ist (siehe Kapitel 5.10.2), sind diese nicht in ausreichendem Umfang und räumlicher Nähe zueinander frei verfügbar, um nutzbar zu sein. Die südliche Nordsee vor den Niederlanden sowie die deutsche Ausschließliche Wirtschaftszone sind relativ gut mit Bohrkernen abgedeckt, während auf den Wattflächen und in den Ästuarmündungen vergleichsweise wenig Daten vorliegen, siehe Abbildung 4.11. Auch hier erfolgt die Darstellung der Übersichtlichkeit halber „bis zum ersten Knick“. Jeder Sedimentbohrkern enthält eine höheneingehängte Abfolge kontinuierlicher Sedimentverteilungen, üblicherweise in Form einer textuellen Beschreibung.

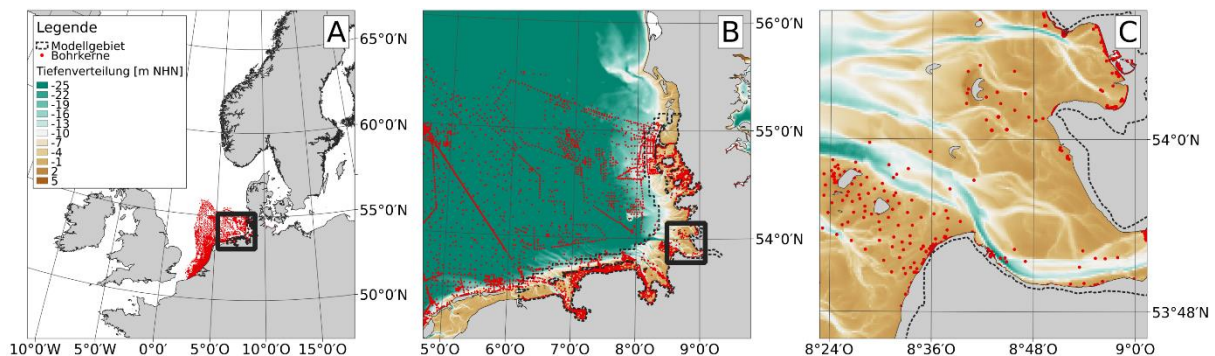


Abbildung 4.11: Übersicht über räumliche Verteilung der Datenbasis an Sedimentbohrkernen. (A) Einordnung in das Gesamtgebiet, (B) Darstellung im Küstennahbereich der Deutschen Bucht, (C) Fokussierung auf Datendichte im Elbeästuar. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

Abbildung 4.12 offenbart zwei Besonderheiten der Bohrkern im Vergleich zu anderen Datentypen. Einerseits ist eine nicht unwesentliche Anzahl von Bohrkernen nur ohne Angabe des Vermessungsdatums verfügbar. Dies trifft bei fast allen Herkunftsorganisationen mit Anteilen bis zu 5% auf und ist – sofern nicht bohrkernspezifische Berichte vorliegen oder bereitgestellt werden – nicht behebbar. Andererseits ist die Messdichte, gerade bei den Landesdiensten, sehr hoch. Wie in der vorigen Abbildung 4.11 ersichtlich ist, ist die Hauptmenge der deutschen Daten jedoch nur sehr küstennah oder sogar nur auf dem Land

zu finden. Das Watt selbst wird nicht flächendeckend beprobt. Des Weiteren sind Informationen zur Gewässerbodenhöhe zum Teil nicht mit protokolliert, gerade wenn die Lageinformation von Bohrkernen aus Kartenblättern stammt. Dies ist scheinbar vor allem bei umfangreicheren Vermessungen üblich, was eine weitere Verwendung deutlich erschwert.

Organisation	Anzahl	1930er	1940er	1950er	1960er	1970er	1980er	1990er	2000er	2010er	2020er
BSH	6064 (529)										
Belgien, div.	1470										
BFG	190										
GDfB	42901 (5)										
GLA-HH	130836 (5004)										
LBEG	230521 (26)										
LLUR	67753 (3656)										
Niederlande, div.	26364 (413)										
WSV	364 (57)										

Abbildung 4.12: Übersicht über Datenbasis an Sedimentbohrkernen, die dem Küstenevolutionsmodell vorliegen. Darstellung von Daten ab 1930, Anzahl in Klammern beschreibt die Anzahl der Bohrkern aus der Gesamtmenge, die kein Messdatum aufweisen. Jedes Kästchen entspricht einem Jahr, wobei die Graustufung der Unterscheidung der Dekaden gilt und Jahre mit mindestens einem zeitlich geschnittenen Datensatz schwarz segmentiert sind.

Zudem wird die eigentliche Anzahl einzigartiger Bohrkern insgesamt geringer sein als die angegebenen Zahlen. Gerade in deutschen Datenbeständen wird zwar eine Prüfung auf Identität der Metadaten vor Aufnahme eines Bohrkerns in den Bestand durchgeführt, aber keine inhaltliche. Dies kann bedeuten, dass ein identischer Bohrkern mit leicht unterschiedlichen Koordinaten (durch Transformation), unterschiedlichem Datum (Aufnahmedatum vs. Interpretationsdatum vs. Importdatum – mit potentiell Dekaden Differenzen) oder unterschiedlicher Herkunftsbezeichnung (Lang- oder Kurzform der Organisation oder Organisation vs. beauftragte Firma) mehrfach vorliegt. Ohne eine manuelle Prüfung jedes einzelnen Bohrkerns beim Import mit dem dazugehörigen Berichtskennblatt wird dies nicht erkannt werden können. Da dies zum Teil zudem mit unterschiedlichen (manuellen) Rundungs- und Interpretationsverfahren bezüglich Koordinaten inklusive Einhänghöhe sowie Endteufe und textuellen Beschreibungen verbunden ist, ist eine nachträgliche automatisierte Identifikation von redundanten Informationen a) technisch nahezu unmöglich und b) inhaltlich nicht abschließend möglich, da im Zweifelsfall stets ein menschlicher Betrachter analysieren muss, welche von mehreren „Varianten“ eines Bohrkerns die originäre ist.

4.3.3 Bedeutung zeitvarianter Bohrkern

Grundsätzlich gilt auch bei Bohrkernen, dass diese wie alle anderen Naturvermessungsdaten zeitbezogen betrachtet werden müssen. Da aber eine nicht unwesentliche Anzahl an Bohrkernen ein fehlerhaftes oder nicht gesichertes Datum (Stichwort „Importdatum“) oder unbekanntes Lage- oder Höheninformationen aufweisen, ist es nicht zu verantworten diese in demselben Umfang zu verwenden, wie bathymetrische oder oberflächensedimentologische Informationen. Eine zeitinvariante Betrachtung von Bohrkernen mit einigen Einschränkungen hingegen ist jedoch möglich und wird im weiteren Teil dieser Arbeit dargestellt, siehe Kapitel 6.3.

4.4 Hydrologische und hydrodynamische Verhältnisse

In den folgenden Unterkapiteln wird die Erfassung hydrologischer und hydrodynamischer Daten beschrieben. Hierbei ist im Rahmen dieser Arbeit sowohl die direkte Vermessung als auch die Ableitung flächenhafter Erkenntnisse aus numerischen Modellierungen relevant. Überblickend wird die Datenlage dargestellt sowie die Bedeutung der zeitlich eingeordneten Betrachtung hydrologischer und hydrodynamischer Daten dargelegt.

4.4.1 Erfassung hydrologischer und hydrodynamischer Daten

Direkte Erhebungen hydrodynamischer Verhältnisse erfolgen üblicherweise punktuell und räumlich stark isoliert über stationäre Pegel oder manuelle Messungen. An Pegeln werden über Dekaden in hoher zeitlicher Auflösung, im Tidebereich bis zu minütlich, Informationen wie Wasserstand oder Durchflussmengen und -geschwindigkeit sowie physikalische Informationen wie die Wassertemperatur erfasst. Aus diesen Informationen werden über geeignete Verfahren Tidekennwerte wie beispielsweise das mittlere Tideniedrigwasser (MTnw) und das mittlere Tidehochwasser (MThw) sowie der als Betrag der Differenz resultierende Tidehub ermittelt.

Flächige Informationen zum Tidehub können aus diesen punktuellen Datenerhebungsstellen zunächst nicht abgeleitet werden, auch wenn die Dichte der Messstationen mit etwa 60 an der deutschen Nordseeküste relativ hoch ist. Hydrodynamische Kennwerte sind jedoch gerade in der Modellierung von einer solchen hochdynamischen Küstenregionen mit Tiderinnen und Wattkörpern relevant. Unter Berücksichtigung von bathymetrischen Modellen und geeigneten Randbedingungen können spezialisierte numerische Modellsysteme diese hydrodynamischen Kennwerte wie Tidehub und Bodenschubspannungen flächig errechnen und für weitergehende Analysen bereitstellen (Milbradt, 2020; Hagen et al., 2021), vergleiche Abbildung 2.6A.

4.4.2 Datenlage

In dieser Arbeit kommen sowohl direkt vermessene als auch abgeleitete Daten zu den hydrologischen und hydrodynamischen Verhältnissen an der deutschen Nordseeküste zur Anwendung. Verwendete Pegeldata beschränken sich für die Modellierung der Küstenevolution wie sie hier entwickelt, vorgestellt und angewendet wird bedingt durch die gewählten Anwendungsszenarien und deren zeitlicher Abdeckung (siehe Kapitel 7.1 und 7.2) auf die Pegel Cuxhaven-Steubenhöft und Eidersperrwerk-Außenpegel. Daten zu Bodenschubspannungen für die spätere Verwendung in den Modellansätzen entstammen primär dem Projekt EasyGSH-DB (Hagen et al., 2020). Diese decken den Zeitraum 1996 bis

2015 in jährlich integrierten Zeitschritten ab und wurden im Rahmen des Projektes SMMS durch neue Berechnungen und Extrapolation bis 2020 erweitert (Sievers et al., 2022). Zusätzlich wurden in SMMS mit dem Modellsystem Marina Bodenschubspannungen für 1950, 1960, 1970, 1980 und 1990 ermittelt (Sievers et al., 2022). Unter Anwendung von geeigneten Interpolationsverfahren (vergleiche Kapitel 5.4) ist so eine vollständige Abdeckung mit hydrodynamischen Informationen seit 1950 zu erreichen.

Organisation	Anzahl	1930er	1940er	1950er	1960er	1970er	1980er	1990er	2000er	2010er	2020er
WSV, Pegel, Cuxhaven	1										
WSV, Pegel, Eidersperrwerk	1										
Sievers et al., 2022 / Modell	5										
Hagen et al., 2020 / Modell	20										

Abbildung 4.13: Übersicht über Datenbasis hydrodynamischer Basisinformationen und Modelle, die dem Küstenevolutionsmodell vorliegen. Darstellung von Daten ab 1930. Jedes Kästchen entspricht einem Jahr, wobei die Graustufung der Unterscheidung der Dekaden gilt und Jahre mit mindestens einem zeitlich geschnittenen Datensatz schwarz segmentiert sind. Die erweiterten Modelle nach EasyGSH-DB wurden bedingt durch ihre Erzeugungslogik Hagen et al. (2020) zugeordnet.

4.4.3 Bedeutung zeitvarianter Betrachtung von Hydrodynamik

Bereits die Tatsache, dass die Erhebung hydrodynamischer und hydrologischer Informationen an Pegeln in bis zu minütlicher Auflösung erfolgt, zeigt die hohe Relevanz einer zeitlichen Einordnung dieser Daten. Als mesotidales Regime sind an der Nordseeküste Schwankungen der Wasserstände von mehreren Metern innerhalb weniger Stunden zu erwarten.

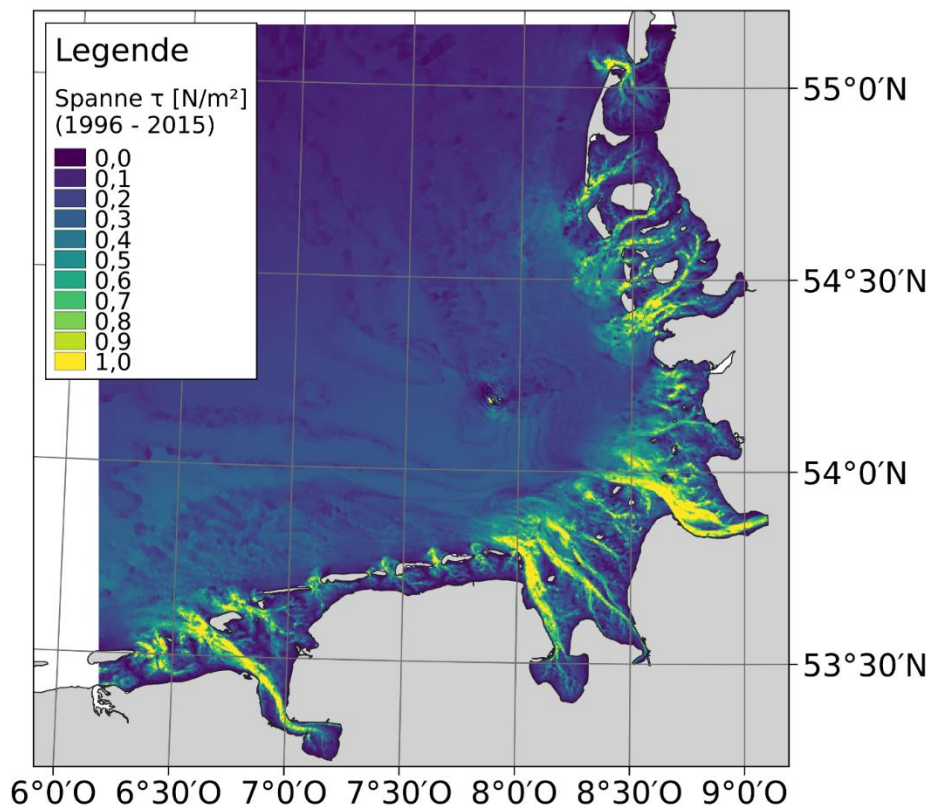


Abbildung 4.14: Spanne der modellierten Bodenschubspannungen 1996 bis 2015, Basismodelle aus Hagen, et al. (2020). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Auch die Ableitung von flächigen Kennwerten wie der hier verwendeten Bodenschubspannung ist nicht ohne ihre hier jährliche Einhängung verwendbar. Da eine direkte Kopplung an die bathymetrischen und morphologischen Eigenschaften der Gewässerbodenoberfläche besteht, muss beispielsweise die Bodenschubspannung genau wie die Bathymetrie unbedingt in zeitlicher Einordnung betrachtet werden. Durch das Wandern von Rinnen, die Höhenänderung von Wattflächen und nicht zuletzt anthropogene Eingriffen wird selbst auf vergleichsweise kurzen Zeitskalen von zwei Dekaden bereits eine hohe Variabilität der Bodenschubspannung in Abbildung 4.14 ersichtlich.

4.5 Wesentliche Metadaten von Naturmessdaten

Naturdaten und Messdaten werden idealerweise von zusätzlichen Informationen beschrieben. Diese werden als Metadaten bezeichnet. Anwendungsspezifisch variieren die einem Datensatz angefügten Informationen. Sie umfassen aber im hydrographischen und sedimentologischen Arbeitsumfeld üblicherweise zumindest die folgenden für die Modellierung essentiellen Punkte, die im deutschsprachigen Raum durch zum Beispiel NOKIS (Lehfeldt et al., 2014) homogenisiert archiviert und nach DIN EN ISO 19115 (Deutsches Institut für Normung, 2005) standardisiert sind.

- Datensatzerheber / Kontaktinformationen
- Datensatzart / Messverfahren, ggf. weitere Spezifikationen zu Instrument
- Zeitlicher Aussage- / Gültigkeitsbereich
- Räumlicher Aussage- / Gültigkeitsbereich
- Höhen- und Lagereferenzsystem
- Höhen- und Lagegenauigkeit (selten belegt)
- Zweck der Messung

Das Vorhandensein von Metainformationen und die Qualität der Eintragungen, beispielsweise das Messdatum, sind ein entscheidender Einflussfaktor für die weitere Verwendbarkeit der Messdaten, wie gerade am Beispiel der Bohrkerne deutlich wird.

4.6 Unsicherheiten in Messdaten

4.6.1 Einfluss durch Positionsbestimmung

Gegenüber ersten Ansätzen zur Positionsbestimmung in Lage und Höhe über beispielsweise Sextanten wurde die Präzision zunächst über Funksignale und später über globale satellitengestützte Navigationssysteme – *global navigation satellite system*, GNSS, zum Beispiel GPS der USA, das europäische Galileo-System, das russische GLONASS oder das chinesische BDS – stark erhöht (Pinl, 2006). Analog zu den Funksignalen wird im GNSS über die Laufzeitanalyse von Signalen mehrerer Satelliten zum zu positionierenden (mobilen) Empfänger eine genaue Position des Empfängers relativ zu den Satelliten bestimmt. Deren Position in Bezug zu ihrem internen Referenzsystem wiederum ist über die ihre Umlaufbahn bestimmenden Parameter aus dem Zeitpunkt der Positionierungsabfrage errechenbar. So wird eine genaue absolute Positionsbestimmung des Empfängers im Referenzsystem des GNSS möglich.

Durch primär atmosphärische Einflüsse auf die Laufzeit des ausgesandten Signals sowie Einschränkungen aus militärischen Interessen erreicht ein satellitengestütztes Positionierungssystem mit kommerziell frei verfügbaren Empfängern unter Idealbedingungen Lagegenauigkeiten von 4 bis 10 m und Höhengenaugigkeiten von etwa 15 m (Barratt et al., 2000; Gao, 2001; Piedallu & Gégout, 2005; Wing et al., 2005; Arnold & Zandbergen, 2011; Ma et al., 2020). Durch die geringeren Laufzeitunterschiede bei einer Änderung um den gleichen Betrag der Höhe im Vergleich zur Lage (Abbildung 4.15) sind Höhenbestimmungen über satellitengestützte Systeme in der Regel etwas ungenauer als zugehörige Lagegenauigkeiten.

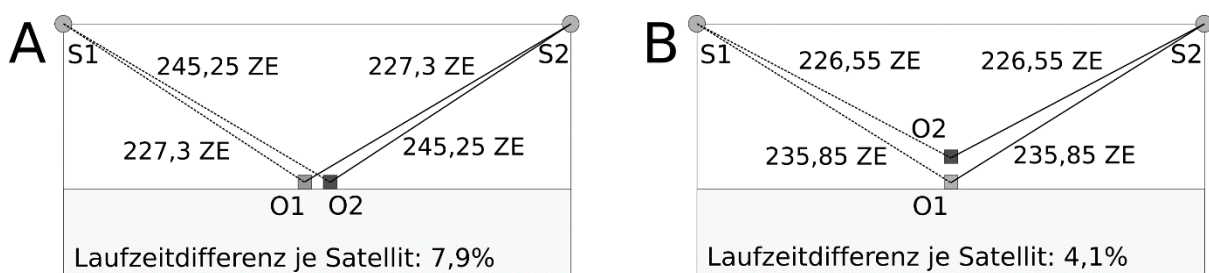


Abbildung 4.15: Graphische Erläuterung, weshalb luft- und satellitengestützte Messverfahren über mehrere Sender stets eine schlechtere Höhen- als Lagegenauigkeit haben am Beispiel zweier beispielhaften Objekte O1 und O2, deren Entfernung von den Sendern S1 und S2 aus in Zeiteinheiten ZE gemessen wird. Die Position wird aus der Laufzeitdifferenz von mehreren Sendern ermittelt. (A) Höhere Laufzeitdifferenz bei horizontaler Lageverschiebung. (B) Geringere Laufzeitdifferenz bei vertikaler Lageverschiebung. Je geringer die Laufzeitdifferenz, desto anfälliger für Störeinflüsse und desto ungenauer ist die Messung.

Der primäre Fehlereintrag aus atmosphärischen Bedingungen sowie militärisch motivierte Einschränkungen sind mittels einer nachträglichen Fehlerkorrektur über eine oder mehrere statische Referenzstationen zu verringern, so beispielsweise beim dGPS (*differential GPS*) (Arnold & Zandbergen, 2011). Solche statischen Referenzstationen erreichen durch eine sehr lange Exposition von bis zu mehreren Stunden durch die sich selbst ausgleichenden zufälligen Fehler durch die Atmosphäre und in neuerer Zeit mittels der Kombination mehrerer GNS-Systeme unter optimalen Bedingungen von Satellitenkonfiguration und Oberflächenbeschaffenheit Genauigkeiten von bis zu 15 bis 20 mm horizontal und 35 bis 40 mm vertikal (Nickitopoulou et al., 2006; Arnold & Zandbergen, 2011; Xiong & Han, 2020). Fehlerkorrekturen mithilfe des zusätzlichen Signals der Referenzstation führen zu Genauigkeiten im mobilen Empfänger von bis zu 0,3 m horizontal und 0,5 m vertikal, wobei der Fehler bei steigender Entfernung zur Referenzstation zunimmt (Barratt et al., 2000; Monteiro et al., 2005; Zhong et al., 2018). Dies ist vor allem bei Seevermessungen zu beachten, wo Schiffe zum Teil zehner bis hunderter Kilometer von der Referenzstation an Land entfernt sind. In Flugzeugen und auf Schiffen kommen zum Herausrechnen von kleineren Bewegungen des Sensors zusätzlich inertielle Navigationssysteme (INS) zum Einsatz, womit mit nahen Referenzstationen unter Idealbedingungen Lagegenauigkeiten und Höhengenaugigkeiten des Sensors bis zu 3 cm beziehungsweise bis zu 4 cm erreicht werden können (Favey et al., 1999; Jaboyedoff et al., 2012; Pirotti et al., 2013; Hamill et al., 2018; Imbach, 2018; Torresan et al., 2018; Li et al., 2019).

4.6.2 Einfluss durch Messverfahren

Neben der reinen Unsicherheit durch die Positionsbestimmung ergeben sich je nach Messverfahren auch sekundäre Unsicherheiten, die dem Vorgehen zur Ermittlung der Wassertiefe beziehungsweise Geländehöhe selbst geschuldet sind.

Echolote, beispielsweise, weisen technisch bedingt eine Mindestabweichung von 0,5 bis 1% auf (Marks & Smith, 2008; Stewart, 2008; Maleika, 2012; Trzcinska et al., 2020). Zusätzlich entstehen Fehler durch die Messung der Signallaufzeit selbst (Calder, 2003). Echolote rechnen eben diese Zweiwegelaufzeiten in Wassertiefen um, indem eine Referenzschallgeschwindigkeit im Wasser herangezogen wird. Diese ist stark abhängig von der Wassertemperatur, wobei ein Abfall um 1 °C bereits eine Verringerung der Schallgeschwindigkeit von 4,5 m/s bedingt (Mackenzie, 1981; Stewart, 2008). In der äußeren Deutschen Bucht herrscht bei einer Wassertiefe von 30 m eine saisonal variable Temperaturdifferenz von Wasseroberfläche zu Gewässerbodengrund von etwa 3 °C (Klein et al., 2020), wodurch, wenn dies nicht in den Abschätzungen der Schallgeschwindigkeit berücksichtigt wird, eine Höhenabweichung von über 10 cm auftreten kann.

Luftgestützte LiDAR-Systeme selbst weisen meist ursächlich durch oder in Kombination mit dem Einfluss der Positionsbestimmung sowohl Lage- als auch Höhegenauigkeiten von etwa 3 bis 15 cm auf, wobei die Unsicherheiten mit der Flughöhe steigen (Manetti & Steinmann, 2007; Jaboyedoff et al., 2012; Mulsow et al., 2020; Dey et al., 2021; Zhou et al., 2021). Hier wird der Einfluss von Wetterbedingungen, gerade Thermik oder Wassergehalt in der Atmosphäre durch Regen oder Nebel und vor allem deren Variation über die Luftsäule, auf die Laserreflektion und Wellenform an Relevanz gewinnen (Jaboyedoff et al., 2012). *Airborne Laserscanning*, das bedingt durch den Laser Wasser durchdringen kann und dadurch die Gewässerbodenoberfläche erfassen kann, weist in solchen Bereichen eine etwas geringere Genauigkeit aufgrund der Brechung bei unbekannter Zusammensetzung und Turbulenz des Wassers auf und wird üblicherweise mit 0,2 bis 0,75 m horizontal und 0,15 m vertikal angegeben (Richter et al., 2021; Kogut & Slowik, 2021).

In sedimentologischen Untersuchungen, sowohl bei Oberflächengreifern als auch bei Bohrkernen, kann es bei zu schneller Absenkung des Probennehmers zu Turbulenzen in der Wassersäule kommen, die zu einer Verfälschung der Sedimentverteilung führen können (Lewis et al., 1982; Cavanagh et al., 1994). Gerade bei Bohrkernen feiner Sedimente ist zudem leicht eine Störung der Probe und des Schichtaufbaus durch sekundäre Kompaktion während des Probenahmeprozesses und ein „Verschmieren“ der Probe durch Reibung an der Kernwand möglich (Blomqvist, 1991). Wenn eine Auswertung von Archivdaten durchgeführt wird ist solch ein Einfluss in der Regel nicht mehr nachvollziehbar und kann zu unplausiblen Informationen im Gesamtdatensatz führen. Auch darf im Zusammenhang vor allem sedimentologischer Probenahmen der Zweck der Datenerhebung nicht außer Acht gelassen werden. Dieser ist jedoch selten in den Metadaten einer Probe hinterlegt, sodass beispielsweise eine oberflächensedimentologische Beprobung von ausschließlich Schlammputzen im Sand- oder Mischwatt für biologische Untersuchungen potentiell übermäßig feine Sedimentverteilung für den Bereich darstellt. Auch ist bei Sedimentbohrkernen zu beobachten, dass gerade Bohrungen mit tiefer Endteufe im Regelfall keine hohe Auflösung der Schichten oder Schichtbeschreibungen aufweisen. Dies kann im Einzelfall dazu führen, dass ein flacher Bohrkern zur sedimentologischen Untersuchung mit einer hohen Differenzierung an Schichten über wenige Meter eine große Spannbreite von Kornfraktionen von Schluff zu Sand samt Unterklassen mit diversen Haupt- und Nebenkompnenten aufweist, eine Probe zur Erdölexploration jedoch über 100 m als *Bulk Sample* analysiert als einzige Schicht „Sand“ aufweist. Auch diese Information ist im Regelfall nicht in Metadaten enthalten, lässt sich aber ggf. sekundär über optische Analysen des Bohrkerns ableiten. Gerade in der Analyse von Sedimentzusammensetzungen nach Kapitel 5.6.2.1 ist der Einfluss der zwar genormten aber letztendlich subjektiven Bestimmung von Korngrößen oder Textur nicht auszuschließen.

4.6.3 Einfluss durch Untergrundbeschaffenheit

Der Untergrund hat einen potentiell starken Einfluss auf die Genauigkeit eines Messwertes. Einerseits spielt hier wie bereits in Kapitel 4.4.1 beschrieben die Zielsetzung der Vermessung eine Rolle, also ob beispielsweise eine Oberfläche einer Schlammschicht oder eine darunterliegende feste Gewässergrundsohle vermessen werden soll. Nicht immer liegt diese Information für einen Vermessungsdatensatz vor, sodass zwei sehr nah aneinander gemessene Datensätze potentiell für den Zeitraum sehr große Höhenunterschiede aufweisen können. Andererseits kann vor allem bei ALS-Daten dichte undurchdringbare Vegetation (Jaboyedoff et al., 2012) auf der eigentlich zu vermessenden Oberfläche zu scheinbaren Differenzen führen, gerade wenn zwei Befliegungen aus unterschiedlichen Jahreszeiten zueinander in Beziehung gesetzt werden. Beide Faktoren können durchaus Differenzen im Dezimeter-Bereich bedingen, was zwingend in möglichen morphologischen Analysen berücksichtigt werden muss. Nicht zu vernachlässigen sind ebenso bei ALS-Vermessungen die Auftreff-/Reflexionswinkel des Signales durch die Oberflächenform sowie zusätzliche Streuung durch Oberflächenstruktur, welche die recht hohe grundsätzliche Genauigkeit einer LiDAR-Vermessung verringern können (Jaboyedoff et al., 2012).

4.6.4 Interaktion von Lage- und Höhenfehlern an steilen Gradienten

Auch wenn die Lagegenauigkeit eines Empfängersystems und damit Messpunktes relativ hoch sein kann, darf der Einfluss eines wenn auch kleinen Lagefehlers auf die Höhengenaugkeit nicht unterschätzt werden. Gerade bathymetrische Vermessungen an steilen Gradienten, zum Beispiel Rinnenränder, sind sehr anfällig für solche sekundären Fehlerquellen. Typische Prallhänge von Tiderinnen in der Deutschen Bucht können über eine Distanz von 100 m durchaus bis zu 15 m Höhenänderung aufweisen. Daraus ergibt sich schon bei einer Unsicherheit in der Lage entlang des steilsten Anstiegs von 50 cm eine sekundäre Höhenungenauigkeit von 7,5 cm.

4.6.5 Fazit zu Unsicherheiten

Selbst die höchstgenauen luftgestützten LiDAR-Messungen mit Positionsbestimmung über dGPS und zusätzliche Korrektur durch INS können Unsicherheiten sowohl in Lage als auch Höhe von bis zu 15 cm aufweisen. Daher wird dieser Wert im Rahmen dieser Arbeit als maximal erreichbare Positionsgenauigkeit eines Punktes der Gewässerbodenoberfläche definiert. Zusätzlich wird im Rahmen dieser Arbeit bei Seevermessungen unabhängig von der tatsächlichen Vermessungsart sowie Methodik der Positionsbestimmung davon ausgegangen, dass jegliche Unsicherheit mit steigender Wassertiefe zunimmt.

5 Methodische Hintergründe und grundlegende Ansätze

5.1 Verwendete Software und Konzeptualisierung des Küstenevolutionsmodells

In dieser Arbeit soll ein Multikomponenten-Hindcast-Simulationsmodell des deutschen Küstennahbereichs der Nordsee entstehen, genannt Küstenevolutionsmodell. Dies soll alle zur Verfügung stehenden Datentypen und Analyseverfahren vereinen und über Bathymetrie, Oberflächensedimentologie sowie Gewässergrundaufbau und -sedimentologie und deren zeitlicher Veränderung ein holistisches Multikomponenten-Modell darstellen. Hiermit sollen umfangreiche und hochvariable Anforderungen aus Wirtschaft und Wissenschaft zu Fragestellungen im Küstennahbereich besser lösbar gemacht werden.

Zur Realisierung dessen wird das Küstenevolutionsmodell an das Funktionale Bodenmodell der smile consult GmbH (Milbradt et al., 2015) angekoppelt. Das Funktionale Bodenmodell ermöglicht die räumlich-zeitliche Interpolation und Approximation von hochaufgelösten Digitalen Geländemodellen über eine sehr große Datenbasis in einer Datenbankstruktur, siehe die folgenden Kapitel 5.2 bis 5.5. In die in Java 17 (Stand Juni 2022) programmierte Klassenbibliothek des Funktionalen Bodenmodells werden in dieser Arbeit neu entwickelte Komponenten zur Analyse und Auswertung von sedimentologischen Informationen und Wandlung textueller Beschreibungen von Korngrößenverteilungen in funktionale Summenlinien und umgekehrt integriert, siehe die folgenden Kapitel 5.6 bis 5.9. Hieraus ergibt sich ein neu entwickelter Grundlagen-Werkzeugkasten, mit dem sedimentologische Informationen interpoliert und approximiert, sowie Ergebnisse mittels einer Adaption des Brier-Skill-Scores quantitativ bewertet werden können, siehe die folgenden Kapitel 5.10 und 5.11. Hiermit werden die Grundlagen für die spätere Entwicklung von datenbasierten und prozessorientierten Modellierungsvorschriften im Küstenevolutionsmodell geschaffen, siehe Kapitel 6.

5.2 Räume und Metrik

5.2.1 Linearer Raum

Ein Raum, also eine Menge nichtidentischer Elemente, wird als linearer Raum bezeichnet, wenn mit denen in ihm befindlichen Elementen die mathematischen Rechenoperationen Addition und skalare Multiplikation durchgeführt werden können. Mittels dieser beiden Operationen lässt sich über die Linearkombination jedes Element zwischen zwei vorgegebenen Elementen bestimmen, siehe Formel 5.1.

Formel 5.1

$$p_n = p_1 * \lambda_1 + p_2 * \lambda_2$$

Hierbei ergibt sich das Element p_n aus der skalaren Multiplikation des Koeffizienten λ_1 mit dem Element p_1 addiert mit der skalaren Multiplikation des λ_2 und dem Element p_2 . Im einfachsten Fall handelt es sich um eine Verbindungsgerade, bei der $\lambda_2 = 1 - \lambda_1$ gilt.

Hiermit ist die Grundlage für das Konzept der Interpolation, siehe weitere Ausführungen in Kapitel 5.3, geschaffen. Diese ermöglicht es, aus einer Menge punktueller Informationen, nämlich einzelnen Messpunkten, an jeder Stelle innerhalb des linearen Raums der Vermessung eine Information abzuleiten. Diese Eigenschaft wird im Rahmen der Erarbeitung eines Modells zur datenbasierten Simulation der Küstenevolution eine zentrale Rolle spielen.

5.2.2 Metrischer Raum

Zum quantitativen Vergleich von berechneten und gemessenen Informationen (Kapitel 5.11) sowie zur Durchführung von Interpolations- und Approximationsverfahren (beispielsweise Kapitel 5.4.1) kann es nötig sein, eine Differenz zwischen zwei Objekten bestimmen zu können. Ein Raum – also eine Menge solcher Objekte beziehungsweise Elemente – wird als metrischer Raum bezeichnet, wenn diese ermittelte Differenz (dann Abstand genannt) zwischen beiden Elementen, $d(A, B)$ immer positiv (Formel 5.2) und symmetrisch (Formel 5.3) ist sowie wenn die Dreiecksungleichung (Formel 5.4) gilt. Diese besagt, dass der direkte Abstand zwischen zwei Elementen immer kleiner oder gleich der Summe der Abstände über ein drittes Element sein muss.

Formel 5.2

$$d(A, B) \geq 0$$

Formel 5.3

$$d(A, B) = d(B, A)$$

Formel 5.4

$$d(A, B) \leq d(A, C) + d(C, B)$$

5.2.2.1 Isotrope und anisotrope Metriken

Die Definition einer Metrik erfordert nur die zuvor genannten Eigenschaften. Im alltäglichen Leben sind solche Metriken üblicherweise isotrop, das heißt dass der Abstand unabhängig von der Betrachtungsrichtung bestimmt wird. Isotrope Metriken werden in der Regel in Verbindung mit kartesischen Koordinatensystemen verwendet. Eine solche Isotropie ist jedoch nicht zwingend erforderlich. Metriken können auch beispielsweise an einem Vektor ausgerichtet werden, in dessen Richtung Abstände gestaucht oder gestreckt werden, sie werden dann als anisotrop bezeichnet. Diese Eigenschaft ist besonders in Kapitel 6.2.4 und 6.2.5 in Verwendung. Abbildung 5.1 stellt ein solches anisotropes Verhalten beispielhaft graphisch dar. Die Symmetriebedingung der Metrik bleibt hierbei erfüllt.

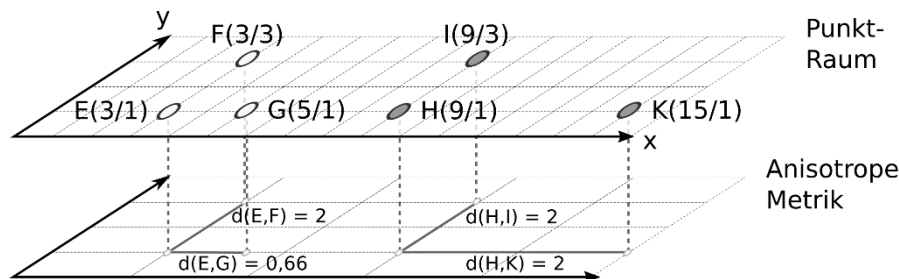


Abbildung 5.1: Verdeutlichung der Eigenschaften eines planaren kartesischen Punktraums mit zugrundeliegender anisotroper Metrik.

5.3 Klassifikation von Interpolations- und Approximationsverfahren

Aufgrund messtechnischer Einschränkungen lassen sich stetige Parameterverteilungen in der Regel nur punktuell messen. Um aus diesen das Kontinuum der Parameterverteilung zu rekonstruieren werden Interpolations- und Approximationsverfahren verwendet. Hierbei wird zwischen zwei übergeordneten Ansätzen unterschieden.

Wenn beispielsweise aufgrund von Messunsicherheiten und -fehlern (vergleiche Kapitel 4.6) keine exakte Wiedergabe einzelner Werte gefordert wird, werden Approximationsverfahren genutzt. Diese nähern einzelne Werte an und können sie zwar exakt wiedergeben, müssen es aber nicht. Hierbei können Einschränkungen getroffen werden, wie eine maximale Abweichung des approximierten Wertes vom gemessenen Wert um den Betrag des Messfehlers des Messverfahrens. Ein solches Ausgleichskontinuum wird häufig bei der erhaltungstreuen Übertragung hochaufgelöster Daten auf gröbere Abbildungen (wie LiDAR-Daten auf Berechnungsgitter numerischer Modelle) verwendet.

Soll die verwendete Funktion zur stetigen Abbildung die Messwerte genau wiedergeben, wird ein Interpolationsverfahren als Sonderform der Approximation verwendet.

Die in dieser Arbeit herangezogenen Interpolations- und Approximationsverfahren basieren auf dem Rieszschen Darstellungssatz indem die Koeffizienten der Linearkombination, vergleiche Formel 5.1, als Ansatzfunktionen dargestellt werden. Aus der Summierung der (Daten-)Werte v_{p^i} eines linearen Raums multipliziert mit seiner zugehörigen beispielsweise positionsabhängigen Ansatzfunktionen $\varphi_{p^i}(\vec{x})$ wird der interpolierte oder approximierte Wert $v(\vec{x})$ ermittelt, siehe Formel 5.5.

$$v(\vec{x}) = \sum_{i=0}^n \varphi_{p^i}(\vec{x}) * v_{p^i} \quad \text{Formel 5.5}$$

Wie zuvor bereits genannt, wird eine Funktion nur dann als Interpolationsfunktion bezeichnet, wenn die Eingangsinformationen exakt wiedergegeben werden. Die folgenden Bedingungen geben diese Definition genauer wieder. Eine Funktion gilt nur dann als Interpolationsfunktion, wenn alle folgenden Eigenschaften erfüllt sind, ansonsten ist sie eine Approximation.

- Die Ansatzfunktion zu einer Stützstelle p^i soll an der Position von p^i „1“ sein.
- Die Ansatzfunktion zu einer Stützstelle p^i soll an jeder Position von p^k mit $i \neq k$ „0“ sein.

In den folgenden Kapiteln werden die in dem Zusammenhang dieser Arbeit wichtigsten Ansätze zur Interpolation und Approximation wo möglich sowohl für den eindimensionalen Fall für die Interpolation oder Approximation einer kontinuierlichen eindimensionalen Funktion aus Stützstellen, wie später für Summenlinien verwendet, sowie für den zweidimensionalen Fall für die Interpolation oder Approximation eines kontinuierlichen Modells aus bathymetrischen Messpunkten vorgestellt.

5.4 Übersicht der wichtigsten Approximationen und Interpolationen

Eine Interpolation oder Approximation kann generell in einem beliebig-dimensionalem Werte- und Definitionsbereich durchgeführt werden, wobei der Abstand zwischen zwei Stützstellen nicht zwangsläufig als geographischer Abstand aufgefasst werden muss, sondern auch aus beispielsweise einer zeitlichen Distanz ermittelt werden kann. Eine Interpolation im Raum und in der Zeit ist so identisch durchzuführen, lediglich die Ansatzfunktion in der Linearkombination ist anzupassen.

5.4.1 Allgemeine netzfreie Ansätze

Eine netzfreie Approximation oder Interpolation bedeutet für den zweidimensionalen Fall, dass keine Nachbarschaftsbeziehungen über die Zuweisung von Punkten in Elementstrukturen gegeben sein müssen; hier reichen einfachste Abstandsbestimmungen über eine Metrik aus. Die drei häufigsten und in dem Zusammenhang dieser Arbeit relevantesten netzfreien Interpolationsansätze sind die Nächste-Nachbar-Interpolation, die Inverse-Distanz-beziehungsweise Shepard-Interpolation und die Voronoi-Approximation, welche im Folgenden zusammengefasst vorgestellt werden.

5.4.1.1 Nächster-Nachbar-Interpolation

Die Nächster-Nachbar-Interpolation ist die einfachste Interpolationsfunktion. Die Ansatzfunktionen sind nicht stetig und entweder 0 oder 1, wobei der Wert 1 an einer Ansatzfunktion zu einer Stützstelle dann erreicht wird, wenn die zu interpolierende Stelle näher an dieser Stützstelle als an allen anderen liegt. Abbildung 5.2 stellt dies für den ein- und zweidimensionalen Fall dar. Bei ungleichmäßiger Verteilung der Messpunkte führt dies dazu, dass die Breiten dieser so gebildeten „Klassen“ unterschiedlich weit vom Messpunkt entfernt sein können. Besonders deutlich wird dies in Abbildung 5.2A im vierten Messpunkt, dessen „Wirkungsbereich“ stark asymmetrisch wird.

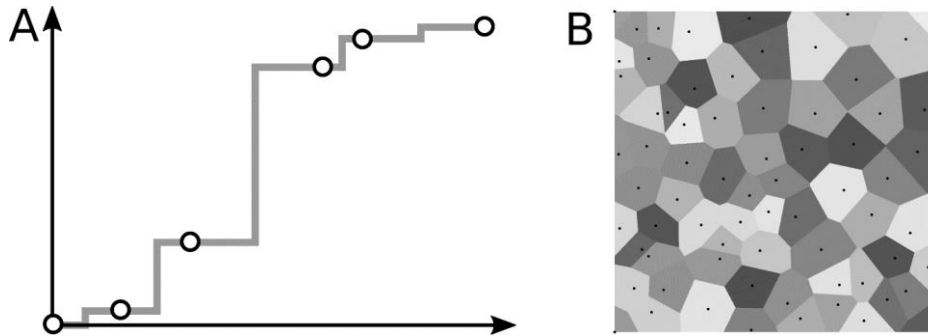


Abbildung 5.2: Konzept der Nächster-Nachbar-Interpolation. (A) Anhand einer eindimensionalen Funktion, (B) anhand einer zweidimensionalen Funktion, die Funktionswerte sind über die Graustufen dargestellt.

5.4.1.2 Inverse-Distanz-Interpolation

Im netzfreien Zusammenhang ist ebenfalls die Inverse-Distanz-Interpolation oder in Erweiterung nach Shepard (1968) oft auch Shepard-Interpolation häufig anzutreffen. In dieser wird die Ansatzfunktion $\varphi_{p^i}(\vec{x})$ für jede Stützstelle p^i definiert nach Formel 5.6, als Wichtung nach dem Verhältnis der inversen Distanz zwischen der zu interpolierenden Position \vec{x} und Stützstelle p^i zu der Summe der inversen Distanzen aller Stützstellen p^k zu Position \vec{x} .

$$\varphi_{p^i}(\vec{x}) = \frac{1}{d(p^i, \vec{x})} * \left(\sum_{k=0}^n \frac{1}{d(p^k, \vec{x})} \right)^{-1} \quad \text{Formel 5.6}$$

Shepard (1968) hat die Ansatzfunktionen erweitert, indem wie in Formel 5.7 dargestellt der Exponent μ hinzugefügt wurde.

$$\varphi_{p^i}(\vec{x}) = \frac{1}{d(p^i, \vec{x})^\mu} * \left(\sum_{k=0}^n \frac{1}{d(p^k, \vec{x})^\mu} \right)^{-1} \quad \text{Formel 5.7}$$

Hierdurch kann die Interpolationsfunktion zwischen Messstellen beeinflusst werden, wie vor allem in Abbildung 5.3A deutlich wird. Die reguläre Inverse Distanz Interpolation entspricht einem μ von 1. Im Grundsatz handelt es sich hierbei um eine globale Interpolationsmethode, durch eine Vorgabe von einer maximalen Distanz können Formel 5.6 beziehungsweise Formel

5.7 jedoch auch anwendungsfallspezifisch als lokaler Interpolationsansatz verwendet werden. Ebenso kann durch eine Erhöhung des Exponenten μ eine Lokalität erzwungen werden, bei einem größer werdenden Exponenten werden sich die resultierenden Werte immer mehr der Nächster-Nachbar-Interpolation ($\mu = \infty$) annähern.

In Abbildung 5.3A wird ein Nachteil sämtlicher globaler Interpolationsmethoden deutlich. Wenn der Einfluss aus der in diesem Fall räumlichen Distanz auf die Ansatzfunktionen zu gering gewählt wird, also $\mu = 1$ gegen $\mu = 5$, so werden unplausible interpolierte Werte zwischen den Messpunkten entstehen. Dies muss mit geeigneten vorgegebenen Regeln, beispielsweise maximaler Distanz, verhindert werden. Im Gegensatz zur Nächster-Nachbar-Interpolation jedoch werden scharfe Grenzen zwischen Bereichen vermieden, wie besonders in Abbildung 5.3B deutlich wird.

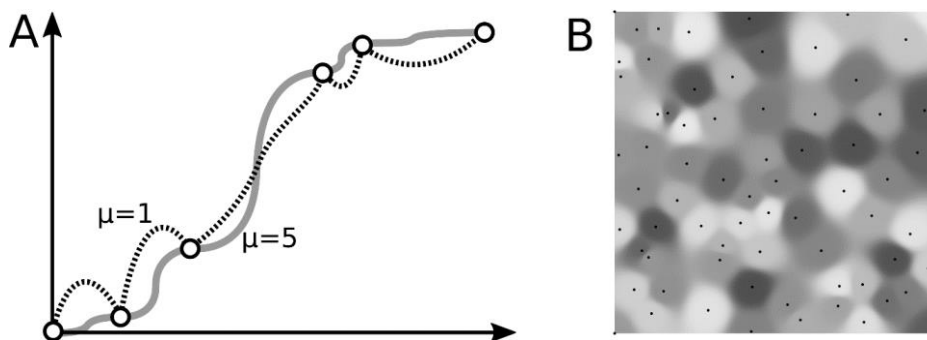


Abbildung 5.3: Konzept der globalen Shepard-Interpolation. (A) Anhand einer eindimensionalen Funktion mit den Exponenten $\mu = 1$ und $\mu = 5$, (B) anhand einer zweidimensionalen Funktion mit dem Exponenten $\mu = 5$, die Funktionswerte sind über die Graustufen dargestellt.

5.4.1.3 Einbindung anisotroper Metriken in Interpolations- und Approximationsverfahren

Der Unterschied zwischen isotropen und anisotropen Interpolationsansätzen liegt in der Abstandsberechnung, vergleiche Kapitel 5.2.2.1. Bei isotropen Interpolationsverfahren erfolgt die Abstandsberechnung richtungsunabhängig, während eine anisotrope Vorgehensweise im Falle einer Interpolation von Messpunkten zusätzliche Informationen über richtungsabhängige Veränderungen der Ansatzfunktionen beziehungsweise im Falle der Inversen-Distanz- oder Shepard-Interpolation der Verringerung oder Vergrößerung der Distanzen beinhaltet. Abbildung 5.4 stellt die globale Shepard-Interpolation einer zweidimensionalen Funktion sowohl mit isotroper als auch anisotroper Metrik dar.

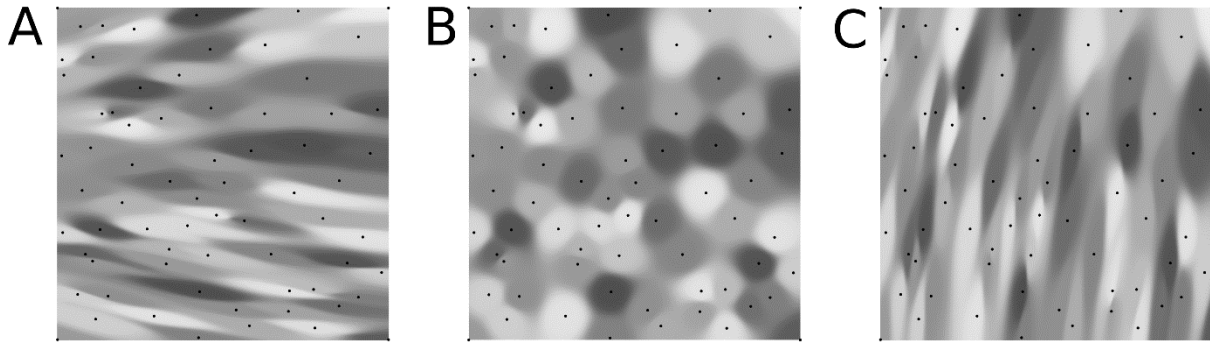


Abbildung 5.4: Globale Shepard-Interpolation einer zweidimensionalen Funktion mit Exponent $\mu = 5$ auf Basis einer jeweils identischen Punktmenge, (A) anisotrope Metrik mit Verstärkung in horizontale Richtung, (B) isotrope Metrik, (C) anisotrope Metrik mit Verstärkung in vertikale Richtung. Die Funktionswerte sind über die Graustufen dargestellt.

5.4.2 Allgemeine netzgestützte Ansätze

In netzfreien Interpolationsverfahren wird die Nachbarschaft zwischen Messpunkten implizit über die Entfernung gegeben. Eine explizite Vorgabe beispielsweise in Form eines Gitternetzes oder eines Rasters erfolgt bei netzgestützten Interpolationsverfahren. Über die Vorgabe der Nachbarschaft wird in der Regel ein geeignetes Interpolationsverfahren impliziert, bei Dreieckselementen beispielsweise die lineare Interpolation, bei Viereckselementen in einem Raster üblicherweise die bilineare Interpolation.

5.4.2.1 Interpolation auf Rastern

Raster sind besonders einfach und effizient in Speicherung und Datenzugriff und werden daher oft im Zusammenhang bathymetrischer Daten und vor allem Digitaler Geländemodelle verwendet. Im Raster entstehen zwischen den abgebildeten Punkten Viereckselemente, in denen bilinear interpoliert wird. Hierbei wird zunächst zwischen jeweils zwei Stützstellen in beispielsweise x -Richtung zur gewünschten x -Koordinate linear interpoliert und zwischen diesen abgeleiteten Werten daraufhin in y -Richtung zur gewünschten xy -Position interpoliert, siehe Abbildung 5.5A. So entsteht im Viereckselement eine optisch glatte Fläche, die gerade für Digitale Geländemodelle zur Darstellung und für Auswertungen bevorzugt wird, siehe Abbildung 5.5B.

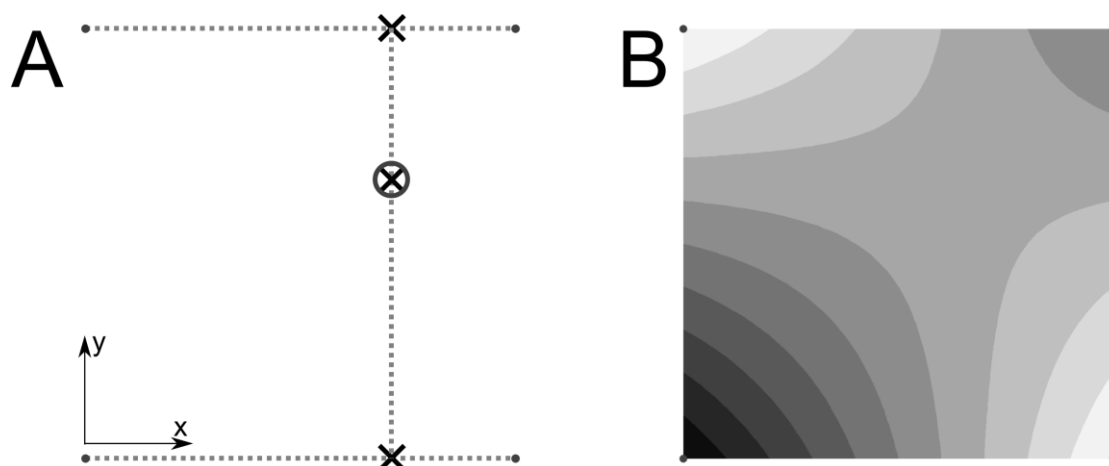


Abbildung 5.5: Vorgehen und Ergebnis der bilinearen Interpolation in einem Viereckselement. (A) Interpolation in x -Richtung zwischen zwei Punktepaaren zur Zielstelle in x , daraufhin Interpolation zwischen beiden Werten in y -Richtung zur xy -Position. (B) Veranschaulichung des Ergebnisses der bilinearen Interpolation in flächiger Darstellung, die Funktionswerte sind über die Graustufen dargestellt.

5.4.2.2 Interpolation auf Dreieckszerlegung

Dreiecksnetze sind für die Diskretisierung komplexer Gegebenheiten wesentlich flexibler als Rasterungen und bieten darüber hinaus den Vorteil, dass übliche bathymetrische oder topographische Vermessungen nicht in einem festen Raster gemessen werden (können). Zur Erzeugung eines Dreiecksnetzes (auch „Triangulierung“) werden die zugrundeliegenden Messpunkte durch Kanten so miteinander verbunden, dass überschneidungsfreie Dreieckselemente entstehen, siehe Abbildung 5.6A. Automatische Verfahren zur Erzeugung von Dreieckszerlegungen basieren in der Regel auf dem sogenannten Delaunay-Kriterium, bei dem innerhalb eines Umkreises eines Dreiecks – also dem Kreis durch alle drei Punkte des betrachteten Dreiecks – keine Punkte eines anderen Dreiecks liegen dürfen, siehe Abbildung 5.6B.

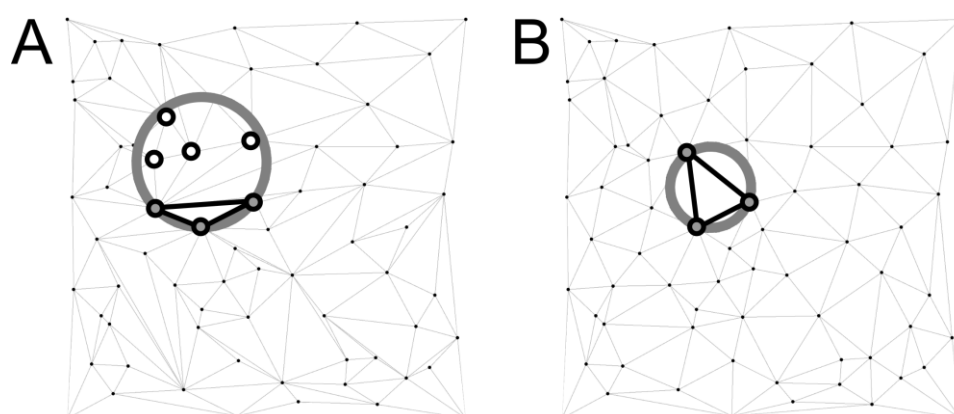


Abbildung 5.6: Darstellung der Punkte eines Elements (grau ausgefüllt), Elementkanten (schwarz durchgängig) und Elementumkreis (grau) für zwei Fälle einer triangulierten Punktmenge. (A) Nicht erfülltes Delaunay-Kriterium, da innerhalb des Umkreises weitere Messpunkte liegen (weiß ausgefüllt). (B) Erfülltes Delaunay-Kriterium, da innerhalb des Umkreises keine weiteren Messpunkte liegen.

Unabhängig von der Erfüllung des Delaunay-Kriteriums kann im Dreieckselement recht einfach interpoliert werden. Hierbei werden jeweils zwischen zwei Punkten des Dreiecks und dem zu interpolierenden Punkt Teildreiecke gebildet, deren Flächenverhältnisse zur Gesamtfläche jeweils den Wert der Ansatzfunktion des dritten Punktes bilden, siehe Abbildung 5.7.

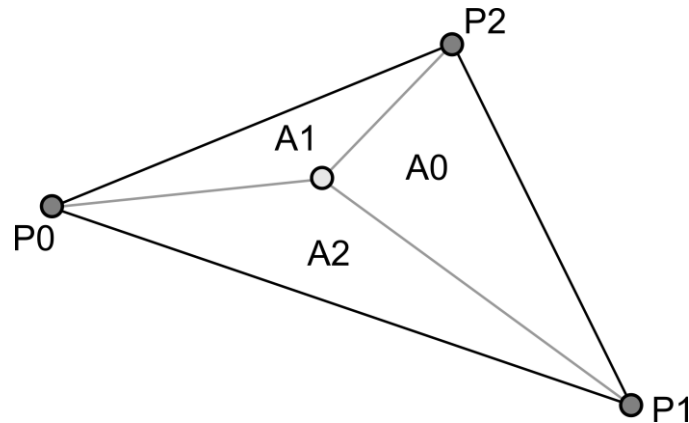


Abbildung 5.7: Lineare Interpolation in einem Dreieckselement durch Bildung von Teilflächen und Zuordnung zu gegenüberliegenden Punkten.

Hierdurch wird erreicht, dass auf den Eckpunkten des Dreiecks selbst der Wert des Punktes wiedergegeben wird, auf den Kanten zwischen zwei Punkten nur zwischen diesen interpoliert wird, vergleiche Abbildung 5.8A, und in der flächigen Ansicht eine sprungfreie Repräsentation der Daten gegeben ist, siehe Abbildung 5.8B.

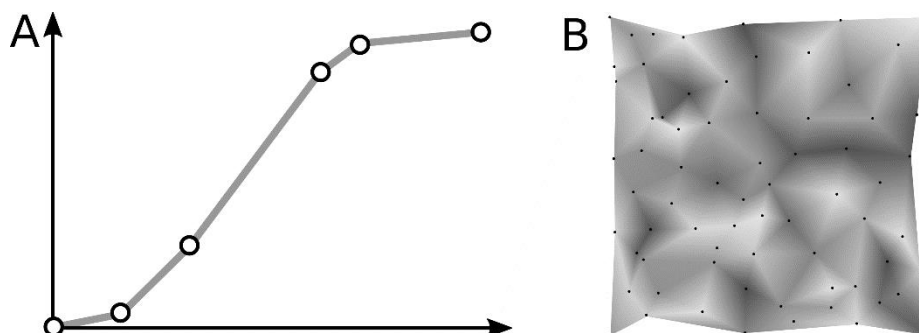


Abbildung 5.8: Konzept der linearen Interpolation. (A) Anhand einer eindimensionalen Funktion, (B) anhand einer zweidimensionalen Funktion unter Zuhilfenahme einer Delaunay-Triangulierung, die Funktionswerte sind über die Graustufen dargestellt.

Bei netzgestützten Ansätzen, vor allem der linearen Delaunay-Triangulierung, ist die den Kriterien der Vermaschungsmethode folgende Dreiecksausrichtung nicht zwangsläufig optimal orientiert, um die durch die zugrundeliegende Punktmenge abgebildete Situation plausibel wiederzugeben. Dies wird beispielsweise deutlich im Falle bathymetrischer linienhafter

Vermessungen. Abbildung 5.9A zeigt einen solchen Fall, indem eine Struktur diagonal zu den Messpunktzeilen der bathymetrischen Vermessung verläuft. Netzgestützte Interpolationsansätze können durch zusätzliche Informationen zu einer Vorzugsrichtung der Dreieckskantenrichtung und damit der Interpolation „gezwungen“ werden. Solche Zwangskanten werden in der Anwendung der Modellierung bathymetrischer Datensätze im Regelfall durch Strukturpolygone vorgegeben, die an den Messpunkten selbst gefangen werden, siehe Abbildung 5.9B. Hierdurch werden keine ursprünglichen Informationen der Messpunktmenge selbst verändert. Abbildung 5.9C zeigt die durch dieses Vorgehen nach erzwungener Umlage der Dreieckskanten neu erzeugte Vermaschung mit einer deutlich plausibleren Abbildung der vermutlich zugrundeliegenden Gewässerbodenoberfläche.

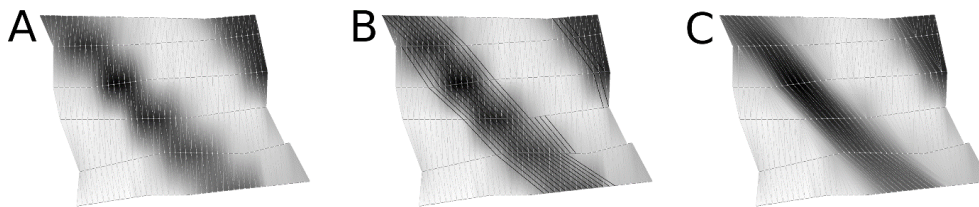


Abbildung 5.9: Optimierung der linearen Interpolation über Zwangsstrukturen am Beispiel von peillinienhaften Messpunkten. (A) Delaunay-trianguliert, (B) mit eingefügten Strukturlinien, (C) mit an Strukturlinien erzwungenen Dreieckskanten der zentralen Struktur. Die Funktionswerte sind über die Graustufen dargestellt.

5.4.3 Voronoi-Approximation

Eine im Zusammenhang dieser Arbeit besonders relevante Approximation ist eine Integral-Approximation über die Voronoi-Regionen. Bei der Voronoi-Approximation wird nicht von einer Approximationsfunktion auf Basis des Rieszischen Darstellungssatzes ausgegangen, sondern von einer solchen, die selber wieder durch Stützstellen beschrieben wird, wie dies bei der Übertragung von hochaufgelösten Informationen auf einen integralen Repräsentanten Anwendung findet. Hierbei wird auf Basis der Position der Stützstellen der Approximationsfunktion der Punktraum in Regionen zerlegt, in denen jeder Punkt, der in sie hineinfällt, näher am Zentrum der Region liegt als an jedem anderen Punkt. Die Voronoi-Regionen, auch Thiessen-Polygone oder Dirichlet-Zerlegung genannt, verhalten sich dual zur Delaunay-Triangulierung (siehe Kapitel 5.4.2.2), und zwar so, dass die Eckpunkte der Voronoi-Regionen gleichzeitig die Umkreismittelpunkte der Dreiecke einer Delaunay-triangulierten Punktmenge sind (siehe Abbildung 5.10).

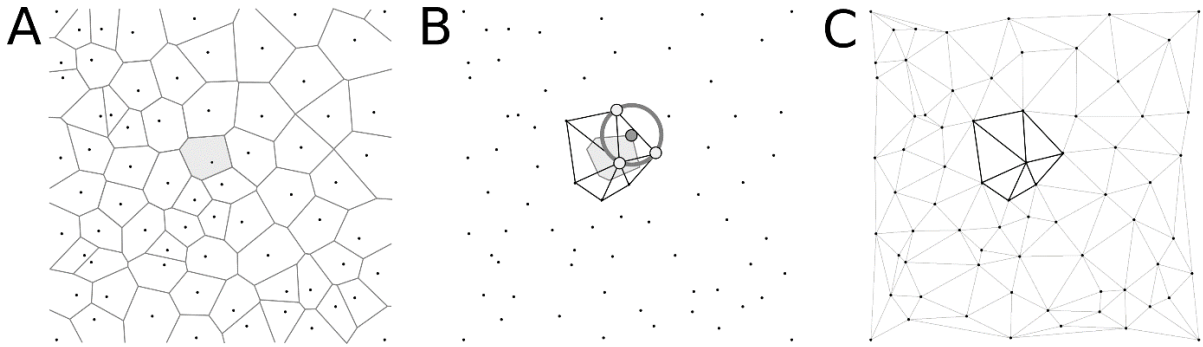


Abbildung 5.10: Zusammenhang zwischen Voronoi-Regionen und Delaunay-Triangulierung. (A) Punktmenge mit dargestellten Voronoi-Regionen, (C) Punktmenge mit dargestellter Delaunay-Triangulierung, (B) Eckpunkt der Voronoi-Region ist der Mittelpunkt des Umkreises um ein Dreieckselement mit erfülltem Delaunay-Kriterium.

Besondere Relevanz erhält die Voronoi-Approximation bei der Übertragung von hochaufgelösten Informationen auf einen integralen Repräsentanten, wie es beispielsweise in hydrodynamisch-numerischen Modellierungsverfahren Anwendung findet. Oftmals werden die Informationen hier nicht in ihrer Ursprungsform verwendet, sondern auf ein vermaschtes Gitternetz übertragen, das die Information für einen bestimmten Bereich in integraler Form – die Voronoi-Region des Stützpunktes des Gitternetzes – darstellt, siehe hierzu Abbildung 5.11. Hier sei noch einmal der klare Unterschied zwischen einer Interpolation und einer Approximation hervorgehoben. Eine Interpolation trifft die Werte der Stützstellen jeweils genau, eine Approximation muss dies nicht tun. Sie kann jedoch, wie in diesem Fall, innerhalb einer bestimmten (hier Voronoi-)Region „erhaltungstreu“ sein, was heißt, dass die innerhalb der Region integrierten Werte durch die Stützstelle der Approximationsfunktion repräsentiert werden.

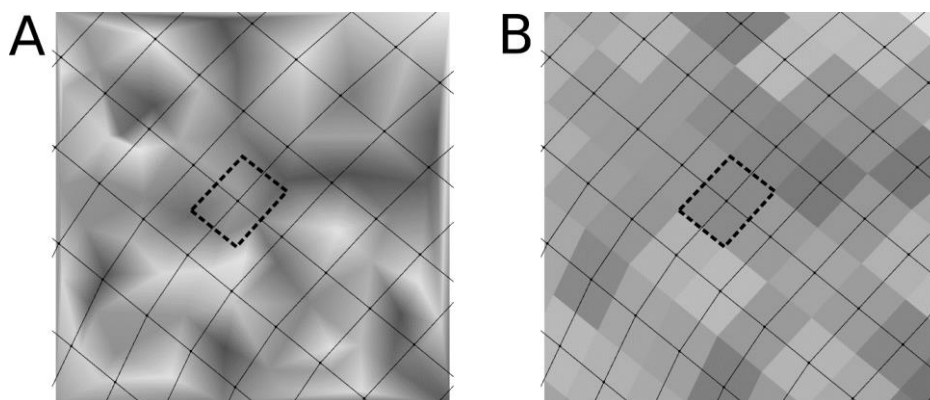


Abbildung 5.11: Ausgangsdaten und Ergebnis der Übertragung von höher-aufgelösten Basisdaten auf ein geringer-aufgelöstes Gitter über Voronoi-Approximation. (A) Ausgangsdaten in triangulierter Form mit darüber gezeichnetem Modellgitter sowie der Darstellung einer Voronoi-Zelle. (B) Über Voronoi-Approximation auf ein Gitter übertragene Ausgangsinformationen.

5.4.4 Interpolation komplexer Elemente

Können Objekte addiert und mit Skalaren multipliziert werden, kann zwischen diesen interpoliert werden. Hierbei ist es unerheblich, ob es sich um einen einfachen Vermessungspunkt einer bathymetrischen Erhebung oder beispielsweise eine eindimensionale Funktion einer Summenlinie handelt. Für den Fall einer eindimensionalen Funktion kann die gesamte Funktion selbst als zu interpolierende Eigenschaft gewählt werden. Die Art der zugrundeliegenden Funktion, also ob sie selbst wieder eine Interpolationsfunktion ist oder auf einer analytischen Beschreibung basiert, spielt dabei keine Rolle. Die Interpolation erfolgt analog als Linearkombination der Interpolation oder Approximation anderer Daten. Für den Fall der einfachen Interpolation zwischen zwei Funktionen lässt sich dies als Formel 5.8 darstellen.

$$h(x) = \varphi_{f(x)} * f(x) + \varphi_{g(x)} * g(x)$$

Formel 5.8

Abbildung 5.12 zeigt dies am Beispiel zweier Funktionen, wobei die Interpolation mit $\varphi_{f(x)} = \varphi_{g(x)} = 0,5$ auch als mittlere Funktion beider Eingangswerte aufgefasst werden kann.

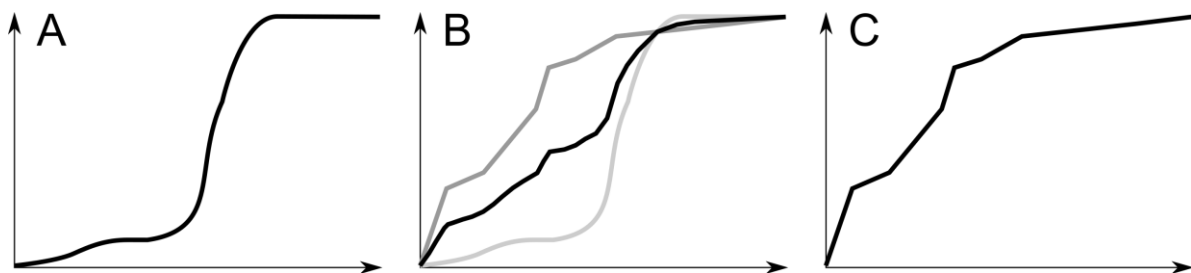


Abbildung 5.12: Darstellung der Interpolation zwischen zwei Summenlinien. (A, C) Ausgangssummenlinien unterschiedlicher Interpolationsverfahren, (B) interpolierte Funktion, die unabhängig von der Diskretisierung der Eingangsdaten ableitbar ist.

Auch nach der Interpolation bleiben wesentliche Eigenschaften der Funktionen erhalten. So wird eine Funktion, die wie in Abbildung 5.12 beispielsweise aus zwei monoton steigenden Funktionen erzeugt wurde, stets selbst monoton steigend bleiben.

5.4.5 Veranschaulichung der Interpolationseigenschaft

Alle Interpolationsverfahren werden vereint durch eine Eigenschaft, die nie vergessen werden darf: Alle Werte zwischen den Messpunkten sind „frei erfunden“. Während die Ermittlung dieser Werte, sei es im ein-, zwei- oder n -dimensionalen Raum, festen reproduzierbaren Regeln folgt, sind die einzigen „echten“ Werte an den Stützstellen selbst zu finden. Abbildung 5.13 veranschaulicht dies für den eindimensionalen Fall. Hier wird deutlich, dass die Stützstellen zwar alle die gleichen Funktionswerte aufweisen, durch die Variation der interpolierten Werte (Abbildung 5.13A) die graphisch bestimmten Differenzen der Werte zwischen den Stützstellen aber sehr hoch werden können (Abbildung 5.13B). Hierbei ist zu beachten, dass der in Abbildung 5.13B ausgesparte Bereich in der Mitte durch die Treppenfunktion der Nächster-Nachbar-Interpolation bedingt eine hohe interne Differenz verursachen würde und nicht als Differenz der Interpolationsfunktionen untereinander angesehen werden kann. Bei der quantitativen Bestimmung der Eignung einer Interpolationsfunktion im Zusammenhang mit einem spezifischen Modellzweck, siehe auch Kapitel 5.11, ist diese Eigenschaft stets zu berücksichtigen.

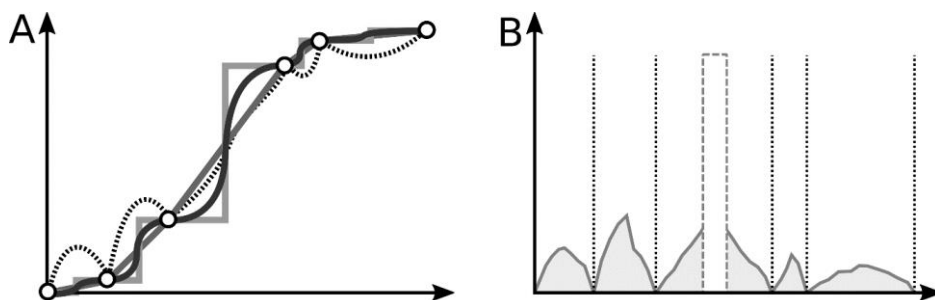


Abbildung 5.13: Vergleich verschiedener Interpolationsverfahren auf derselben Punktmenge. (A) Darstellung aller in diesem Hauptkapitel vorgestellten Interpolationsverfahren. (B) Spanne zwischen dem höchsten und niedrigsten Wert der Interpolationsfunktionen. Je näher an der Stützstelle, desto geringer die Differenzen. Der zentral ausgesparte Bereich würde hohe Differenzen durch die Treppenfunktion der Nächsten-Nachbar-Interpolation in sich bedingen und so das Gesamtbild verzerren.

5.5 Räumlich-zeitliche Interpolation

Die räumlich-zeitliche Interpolation von bathymetrischen Basisdaten erlaubt die Erzeugung zeitvarianter Digitaler Geländemodelle und schafft die Möglichkeit, zu Zeitpunkten Höheninformationen abzuleiten, an denen keine Messung stattgefunden hat. Grundsätzlich handelt es sich hierbei um eine Kombination aus zunächst räumlicher Interpolation innerhalb aller verwendeter Datensätze und daraufhin zeitlicher Interpolation zwischen diesen (Milbradt et al., 2005; Milbradt et al., 2015). Jedem bathymetrischen Datensatz kann dabei im Funktionalen Bodenmodell, einem datenbasierten Hindcast-Simulationsmodell, eine individuelle Interpolation- oder Approximationsfunktion zugewiesen werden, sodass jeder

Datensatz optimiert verarbeitet werden kann. Für die zeitliche Interpolation werden aktuell im Funktionalen Bodenmodell die jeweils zwei zeitlich nächsten Datensätze vor und nach dem Zielzeitpunkt ermittelt und daraufhin über ihre zeitlichen Abstände interpoliert. Dadurch ergibt sich auch bei lückenhafter Abdeckung eines Gebietes die Möglichkeit, zwischen den jeweils ältesten und jüngsten Datensätzen kontinuierliche Informationen wie ein Digitales Geländemodell abzuleiten, siehe Abbildung 5.14.

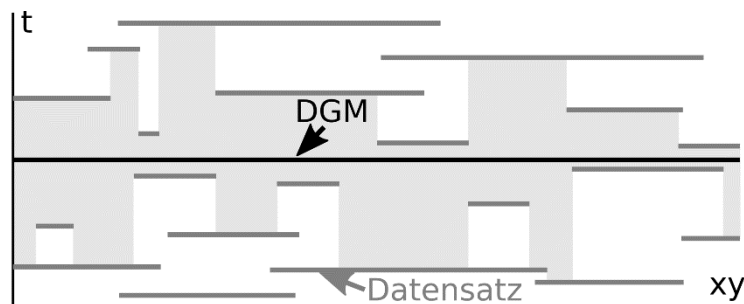


Abbildung 5.14: Kombination räumlicher und zeitlicher Interpolationsverfahren zur räumlich-zeitlichen Interpolation.

Je enger die Datensätze dabei gemessen werden, desto eher liegt das erzeugte zeitlich eingehängte Digitale Geländemodell entsprechend an der zu dem Zeitpunkt wirklichen Tiefenverteilung.

Bei einer zeitlichen Interpolation zwischen zwei bathymetrischen Vermessungen wird im Zusammenhang dieser Arbeit in der Regel die lineare Interpolation verwendet. Diese bietet den Vorteil, dass sie eine der schnellsten Vorgehensweisen und bei hoher Datendichte ausreichend genau ist. Der Vollständigkeit halber sei hier jedoch angemerkt, dass gerade im Zusammenhang vergleichsweise selten aufgenommener Bereiche gegebenenfalls eine höherwertige (polynomiale) Interpolation beispielsweise über einen Spline bessere Ergebnisse liefern könnte, wie im Funktionalen Bodenmodell evaluiert wurde.

5.6 Parameter zur Beschreibung der Eigenschaften einer Sedimentprobe

Das in dieser Arbeit zu entwickelnde Küstenevolutionsmodell soll bathymetrische und sedimentologische Informationen und Ansätze vernetzen. Die Grundlagen der Interpolation und Approximation insgesamt sowie der Anwendung dieser auf bathymetrische Informationen wurde in den vorigen Kapiteln dargestellt. Um weitergehend auch sedimentologische Daten einbinden zu können, wird in den folgenden Kapiteln zunächst dargestellt, mit welchen skalaren, textuellen und komplexen Parametern eine Sedimentprobe überhaupt beschrieben werden kann, wie damit gearbeitet wird, was daraus ableitbar ist und schließlich wie diese interpoliert werden können.

5.6.1 Skalare Beschreibungsformen einer Sedimentprobe

5.6.1.1 Porosität

Die Porosität ist der Anteil des Volumens von Hohlräumen am Gesamtvolumen einer Probe (Engelhardt, 1960; Rodrigues & Lemos de Sousa, 2002), wobei zwischen totaler und effektiver Porosität unterschieden wird. Die totale Porosität ist das Volumen von nicht durch Feststoffe beanspruchtem Raum, der in einer Probe real vorhanden ist, die effektive Porosität die, die aus einer durchgängigen, durchfließbaren Verbindung von Poren exklusive chemisch oder physikalisch fest an die Feststoffe gebundener Fluide besteht (Engelhardt, 1960; Worthington, 1998; Aimrun et al., 2004; Petrich et al., 2006). Während beide Porositätsbetrachtungen im Falle von Festgestein deutliche Unterschiede aufweisen können, sind sie im Lockersediment quasi identisch (Engelhardt, 1960) und eine Unterscheidung beider Werte im Regelfall selten notwendig. Der Betrag der Porosität ist abhängig von der Zusammensetzung des Sediments. Ein reiner Sand hat über unterschiedlich dichte Kugelpackungen bei gleichgroßen Körnern eine theoretische Spannweite von 26% bis 94.4% Porenanteil (Engelhardt, 1960), welche jedoch durch das Zusammenspiel aus den für die Porosität gegensätzlich wirkenden Einflüssen von Schwerkraft und Reibung sowohl unter Labor- wie auch Realbedingungen in Bereiche von 35% bis 45% eingeschränkt wird (Engelhardt, 1960; Füchtbauer & Reineck, 1963). Reine Tone haben hingegen deutlich höhere Porositäten, gemessene Werte liegen unter bestimmten Realbedingungen bei bis zu 83% (Engelhardt, 1960; Füchtbauer & Reineck, 1963). Dies ist darin begründet, dass im Gegensatz zu im Allgemeinen kugelförmigen Sanden Tone plättchenförmig ausgeprägt sind, wodurch die Oberfläche der Partikel relativ zu ihrem Volumen und daher die Kapazität Wasser zu speichern erhöht ist (Trask, 1931; Hamilton, 1959; Engelhardt, 1960).

Während eine grobe Abschätzung des Porenanteils allein auf Basis der Kornform möglich ist, sind genauere Angaben durch das Füllverhalten kleinerer Sedimentkörner im Porenraum größerer Körner anspruchsvoller, da diese die Gesamtporosität verringern (Kamann et al., 2007; Zimmer et al., 2007; Zhang et al., 2010; Urumović & Urumović Sr., 2016; Park & Santamarina, 2017). Diese Mischungsspezifische Variabilität kann daher gemeinhin an die Sortierung (siehe auch Kapitel 5.8.3) gekoppelt werden, siehe exemplarisch Abbildung 5.15, in der bei gleicher Ausgangsmatrix durch die Zugabe feineren Materials die Porenräume gefüllt und dadurch die Porosität verringert wird.

Die Porosität eines Sediments kann nach der Ablagerung durch sekundäre Prozesse beeinflusst werden. Druckbedingt kann eine teilweise Lösung des Sedimentmaterials stattfinden, wodurch ein Zement im Porenzwischenraum gebildet wird und folglich die Porosität sinkt (Engelhardt, 1960; Folk, 1980; Wilson & McBride, 1988). In den in dieser Arbeit fokussierten holozänen Sedimenten sind hierdurch durch die geringe Tiefe diesbezüglich

jedoch keinen nennenswerten Änderungen der Porosität zu erwarten. Demgegenüber steht die mechanische Konsolidierung durch Auflast (siehe auch Kapitel 5.6.1.3) und die biogene Füllung des Porenraums. Da biogene Einflüsse auf den Porenraum jedoch höchst selten in geeigneter Form in Sedimentproben erfasst werden und daher im Zusammenhang dieser Arbeit keine Auswertung stattfinden kann, wird hier keine nähere Erläuterung stattfinden.

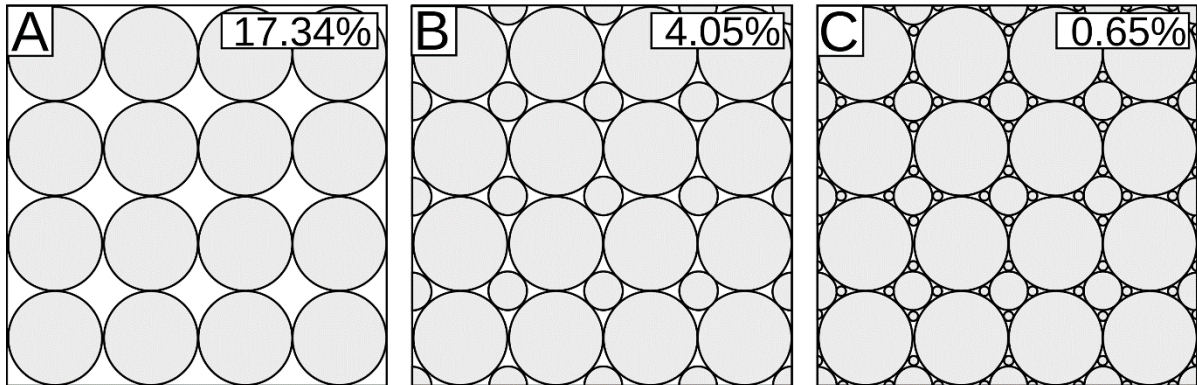


Abbildung 5.15: Darstellung einer stilisierten Sortierung und damit einhergehender graphisch bestimmter Porosität. (A) Gute Sortierung, hohe Porosität, (B) mittlere Sortierung, geringere Porosität, (C) schlechte Sortierung, sehr geringe Porosität.

Um die Porosität eines Sedimentes zu bestimmen muss eine möglichst ungestörte Probe entnommen werden, so zum Beispiel durch einen Stechzylinder mit ausreichend großem Durchmesser oder mittels Kastengreifer (Füchtbauer & Reineck, 1963; Foti et al., 2002; Curry et al., 2004). Die Bestimmung des Porenvolumens erfolgt daraufhin beispielsweise über die Messung des Gewichtes der trockenen und der flüssigkeitsgetränkten Probe, die Differenz der Gewichte ist das Gewicht der Flüssigkeit, woraus bei bekanntem Probenvolumen das Flüssigkeitsvolumen, also das Volumen und damit der Anteil des Porenraums bestimmt werden kann (Engelhardt, 1960; Chauhan et al., 2015).

Die tatsächliche laboranalytische Bestimmung der Porosität benötigt bei der Probennahme einen höheren Aufwand als die reguläre Sedimententnahme und wird daher nur zu spezifischen Anlässen durchgeführt. Es gibt daher Ansätze die Initial-Porosität bei Ablagerung des Sediments nur über die Analyse der Kornsummenkurve beziehungsweise kornsummenkurvenspezifischer Parameter (siehe Kapitel 5.8), allen voran der Mediankorndurchmesser d_{50} , zu ermitteln. Diese Ansätze existieren seit den 1960er Jahren und werden regelmäßig unter Verwendung verschiedener Herangehensweisen neu ermittelt, so zum Beispiel Formel 5.9 (Komura, 1963) und Formel 5.10 (Wu & Wang, 2006), die die Initialporosität n_i auf Basis des Mediankorndurchmessers d_{50} abschätzen.

$$n_i = 0,245 + \frac{0,0864}{(0,1 * d_{50})^{0,21}} \quad \text{Formel 5.9}$$

$$n_i = 0,13 + \frac{0,21}{(d_{50} + 0,002)^{0,21}} \quad \text{Formel 5.10}$$

Über die Auswertung einer Reihe bekannter Porositäten und dazugehöriger Mediankorndurchmesser hat sich zudem Formel 5.11 (Wilson et al., 2018) etabliert, die durch ein logistisches Fitting eine bestmögliche Annäherung der errechneten an die gemessenen Werte erreichen.

$$n_i = 10^{-0,435 + 0,366 * \left(\frac{1}{1 + e^{\left(\frac{-\log_{10}(d_{50}) + 1,227}{-0,27} \right)}} \right)} \quad \text{Formel 5.11}$$

Wie bereits beschrieben unterliegt die Porosität vor allem dem Einfluss der Sortierung (siehe Kapitel 5.8.3). Mit der Sortierung und der Wurzel der Sinkgeschwindigkeit $w_c(d_{50})$ (Wu & Wang, 2006) können Initialporositäten n_i mittels eines Anpassungsfaktors modifiziert werden, sodass realitätsnähere Abschätzungen der Porosität n erwartet werden können, siehe Formel 5.12 (Sievers et al., 2021). Hierbei wird die Sortierung σ mit einem Wert von 0 (sehr gut sortiert) bis unendlich (sehr schlecht sortiert) repräsentiert.

$$n = n_i * \frac{1}{(1 + \sigma * \sqrt{w_c(d_{50})})} \quad \text{Formel 5.12}$$

Im Zusammenhang dieser Arbeit errechnete Werte für Porositätsangaben erfolgen mittels der Formel 5.12.

5.6.1.2 Wassergehalt

Der prozentuale Wassergehalt als wichtige Eigenschaft einer Sedimentprobe (Emery & Dietz, 1941; Avinmelech et al., 2001) kann von mehreren Faktoren abhängig sein, so zum Beispiel von dem Anteil an Ton in der Gesamtprobe, der mit der Porosität zusammenhängenden Trockendichte sowie von dem Anteil organischen Materials an der Gesamtprobe (Hamilton, 1959; Menounos, 1997; Abraham et al., 1999; Avinmelech et al., 2001). Der Anteil organischen Materials ist besonders relevant, da Wasser gut in dessen Zellstruktur gespeichert werden kann (Menounos, 1997). In Lockersedimenten können Wassergehalte abhängig von den oben genannten Faktoren stark variieren. So sind Fluss- und Seesedimente bekannt, die Werte zwischen etwa 20% und 80% aufweisen (Håkanson, 1984; Menounos, 1997; Abraham et al., 1999). Unterhalb der Gewässerbodenoberfläche nimmt der Wassergehalt im Regelfall in Abhängigkeit von den Korngrößen des Sediments mit der Tiefe ab, da durch eigengewichtsbedingte Konsolidierungsvorgänge (siehe Kapitel 5.6.1.3) das Wasser in tieferen Regionen ausgepresst wird (Emery & Dietz, 1941; Hamilton, 1959; Imai, 1981; Menounos, 1997).

Der Wassergehalt einer Probe wird bestimmt über die Trocknung bei 105°C in einem Ofen und den Vergleich der fluidfreien Trockenmasse und der Masse der Probe im ursprünglichen Zustand, wobei Ergebnisse stark salzhaltiger Proben aus marinen Umfeldern nachträglich korrigiert werden müssen (Imai, 1981; Menounos, 1997; Chauhan et al., 2015).

In der Praxis ist oftmals nicht eindeutig, ob bei einer Sedimentprobe in der Tat die Porosität oder der Wassergehalt gemessen wird. Für ein Sediment, das vollständig und dauerhaft im subaquatischen Milieu zu liegen kommt und nicht stark kohäsiv – also tonig oder schluffig – ist, wird daher der Wassergehalt oftmals direkt als Wert für die Porosität verwendet.

5.6.1.3 Grad der Konsolidierung

Konsolidierung selbst beschreibt den natürlichen Prozess, bei dem durch die Auflast des Eigengewichtes der Sedimente die Porosität verringert wird (Hamilton, 1959; Boulton & Dobbie, 1993; Andrews, 2006; Lo et al., 2014; Roskoden et al., 2020). Dieser Prozess beginnt direkt ab dem Zeitpunkt der Ablagerung von Material (Imai, 1981). Die Konsolidierung verläuft mehrphasig und kann nach Hamilton (1959) wie folgt zusammengefasst werden: Zunächst wird das freie Porenwasser durch gravitative Kräfte der Sedimentmasse ausgepresst und das Material wird zusammengedrückt, das eventuell an die Körner adsorbierte Wasser bleibt zunächst wenig beeinflusst. Mit zunehmendem Druck unter den Körnern wandert das an die Körner adsorbierte Wasser in den freien Porenraum, wo es anschließend ebenfalls ausgepresst wird. Bei noch weiter erhöhten Auflastdrücken, die aber in freien Sedimentmassen im Küstennahbereich nicht erreicht werden, können mechanische

Deformation, Drucklösung und anschließend Rekristallisierung und Zementbildung weitere Porositätsverringern hervorrufen. Wie aus diesem theoretischen Ablauf leicht erkennbar ist, ist die Konsolidierung tiefenabhängig, da durch weiter zunehmende Tiefen höhere Auflasten zu erwarten sind (Imai, 1981). Neben der Tiefe selbst sind die Materialeigenschaften, vor allem Plastizität und Menge des adsorbierten Wassers, bestimmt über die Kornzusammensetzung selbst, für die Geschwindigkeit und den Betrag der Konsolidierung entscheidend (Hamilton, 1959; Imai, 1981; Sanford, 2008; Grasso et al., 2015). Während Sande eher zu Beginn des Prozesses eine schnelle Konsolidierung durch Verlagerung der Körner selbst aufweisen und im späteren Verlauf eine verlangsamte Rate besitzen, sind die Änderungen im Ton eher langanhaltend (Hamilton, 1959). Dies ist darin begründet, dass Tone einerseits eine höhere Plastizität als Sande (Imai, 1981) und andererseits höhere Mengen an adsorbiertem Wasser aufweisen können (Hamilton, 1959), wodurch die Konsolidierung in der oben beschriebenen zweiten Phase länger andauern kann. Ein weiterer Einflussfaktor ist die Wassertiefe selbst. Eine höhere Wassertiefe erhöht den hydrostatischen Gegendruck, den das Porenwasser in frei durchfließbaren Verbindungen wirken lässt, welche zunächst den Druck des Eigengewichts des Sediments abfängt und so eine initiale Konsolidierung verlangsamt (Hamilton, 1959). Die fortschreitende Konsolidierung hat, durch die Verringerung des Volumens durch Auspressen des Porenwassers, eine Subsidenz der Sedimentoberfläche zur Folge (Sanford, 2008; Lo et al., 2014; Roskoden et al., 2020), welche in Betrag und Geschwindigkeit sowohl in Laborexperimenten (Roskoden et al., 2020), als auch in numerischen Modellierungen untersucht werden kann (Grasso et al., 2015).

Der Grad der Konsolidierung, also in welchem Ausmaß ein Sediment bereits komprimiert wurde, ist ein wichtiger Einflussfaktor für die Erodierbarkeit des Materials (Lo et al., 2014; Grasso et al., 2015) und für diese Arbeit daher hochinteressant. Wenn die Porosität bekannt oder errechnet ist kann ein Grad der Konsolidierung abgeschätzt werden. Da bei einem ideal gerundeten Einkornmaterial in minimaler Kugelpackung eine minimale Porosität von etwa 26% auftreten kann (Engelhardt, 1960) wird im Rahmen dieser Arbeit unter Berücksichtigung der Verringerung durch die Sortierung σ sowie der Sinkgeschwindigkeit $w_c(d_{50})$ eine minimal erreichbare Porosität einer Kornverteilung abgeschätzt und in Verhältnis zu der tatsächlich gemessenen oder aktuell berechneten Porosität n gesetzt, siehe Formel 5.13. Eine unendlich schlecht sortierte Probe, also eine Probe in der jeder Porenzwischenraum durch kleinere Körner gefüllt werden kann, hätte hiernach eine theoretische Minimalporosität von 0%. Je näher die tatsächliche gemessene oder berechnete Porosität an die minimal erreichbare Porosität heran wandert, desto mehr nähert sich der Grad der Konsolidierung $K(n, \sigma) = 1$ an.

$$K(n, \sigma) = \frac{0,26 * (1 + \sigma * \sqrt{w_c(d_{50})})^{-1}}{n}$$

Formel 5.13

5.6.1.4 Weitere skalare Parameter

Gerade für die Erosionsbeständigkeit eines Sedimentes sind weitere Eigenschaften wie beispielsweise Karbonatgehalt oder organischer Anteil hochrelevant. In der dieser Arbeit vorliegenden Datenbasis sind diese jedoch sehr selten mit aufgenommen und anders als die Porosität nicht aus den Korngrößenverteilungen abschätzbar. Daher kann keine sinnvolle weitere Verarbeitung dieser Eigenschaften stattfinden.

5.6.2 Textuelle Beschreibungsformen einer Sedimentprobe

5.6.2.1 Kornverteilung aus Schätzung

Die Korngrößenverteilung eines Bodens stellt die Masseanteile einzelner Korngrößenfraktionen in einer Sedimentprobe dar, für die in Deutschland gültige Einteilung siehe Tabelle 5.1. Während im Rahmen von Laboruntersuchungen Sedimentproben in der Regel z.B. durch Siebung analysiert werden, kann dies in einer geologischen Kartierung mangels Ausrüstung und Durchführbarkeit im Gelände nicht geschehen. Im Gelände muss daher eine Schätzung durchgeführt werden. Das Vorgehen hierzu ist in Deutschland genormt in aktuellster vorliegender Fassung nach EN ISO 14688-1 (Deutsches Institut für Normung, 2018).

Tabelle 5.1: Übersicht über in Deutschland gültige Korngrößenfraktionen mit Bezeichnung und Größenintervall (Deutsches Institut für Normung, 1987; 2018)

Benennung		Kurzzeichen		Korngrößen [mm]	
Kategorie	Unterkategorie	DIN 4022	EN ISO 14688	Untergrenze	Obergrenze
Blöcke	-	Y	Bo	630	-
Steine	-	X	Co	63	200
Kies		G	Gr	2	63
	Grobkies	gG	gGr	20	63
	Mittelkies	mG	mGr	6,3	20
Sand	Feinkies	fG	fGr	2	6,3
		S	Sa	0,063	2
	Grobsand	gS	cSa	0,63	2
	Mittelsand	mS	mSa	0,2	0,63
Schluff	Feinsand	fS	fSa	0,063	0,2
		U	Si	0,002	0,063
	Grobschluff	gU	gSi	0,02	0,063
Ton	Mittelschluff	mU	mSi	0,0063	0,02
	Feinschluff	fU	fSi	0,002	0,0063
		T	Cl	-	0,002

Die Schätzung wird im Gelände in der Regel in Form einer textuellen Beschreibung festgehalten. In Deutschland wird hier primär der SEP3 Standard verwendet, vergleiche Naumann et al. (2014), welche die in Tabelle 5.1 dargestellten Kürzel nach DIN 4022 mit

qualitativen Quantifikatoren von 1 (sehr wenig) bis 5 (sehr viel) und weiteren schichtbeschreibenden Adjektiven nach dem Symbolschlüssel Geologie (Preuss et al., 1991) in einer geklammerten Darstellung nach ihrer relativen Menge als Haupt- und Nebenbestandteile beinhaltet, siehe auch Kapitel 5.9.2.

5.6.2.2 Weitere textuelle Parameter

Üblicherweise werden auch weitere Eigenschaften einer Sedimentprobe textuell beschrieben, allen voran hier die Farbe und die Steifigkeit beziehungsweise Konsistenz. Während die Farbe indirekt Aufschluss über beispielsweise organische Anteile oder Karbonatgehalte geben kann, ist eine direkte Verwendung im Rahmen dieser Arbeit nicht zielführend. Die Konsistenz hingegen könnte analog zu beispielsweise organischem Anteil oder Karbonatgehalt zusätzliche Informationen zur Erosionsresistenz liefern, wäre demnach also ein potentieller Einflussfaktor für das zu entwickelnde Modell. Jedoch sind Informationen hierzu noch seltener in der Datenbasis zu finden als organischer Anteil selbst. Daher kann auch dieser Parameter nicht weiter berücksichtigt werden.

5.6.3 Komplexe Beschreibungsformen einer Sedimentprobe

Unter Laborbedingungen ist es möglich, die Sedimentverteilung durch verschiedene Messansätze relativ genau zu bestimmen. Hierbei können die Anteile bestimmter vordefinierter Klassengrenzen bestimmt und zum Beispiel in einem Histogramm dargestellt werden, siehe hierzu auch Kapitel 5.7. Während verschiedene Ansätze der Darstellung einer Kornverteilung möglich sind, namentlich Korngröße zu Kornzahl, Oberfläche, Volumen und Gewicht (Walger, 1965), ist heutzutage vor allem in Deutschland eine Darstellung von Korngröße zu Gewicht nach DIN 18123-1 (Deutsches Institut für Normung, 2011) üblich. Je nach Anwendungsfall kommt jedoch auch eine Darstellung über das Volumen zur Anwendung (Fisher et al., 2017). Eine Korngrößenbestimmung mariner Sedimente setzt zunächst eine Entsalzung und Entfernung organischen Materials voraus, wodurch Verfälschungen der Analyseergebnisse vermindert werden können (Füchtbauer & Reineck, 1963; Gee & Or, 2002; Fisher et al., 2017). Zwei der häufigsten Herangehensweisen zur Bestimmung einer Korngrößenverteilung werden im Folgenden beschrieben.

Bei der Bestimmung des gesamten Kornspektrums bis in tonige und schluffige Klassengrößen (vgl. Tabelle 5.1) wird eine zweigeteilte Arbeitsabfolge durchgeführt: Sandige und gröbere Fraktionen eines Lockersediments werden über eine Abfolge von feiner werdenden Sieben getrennt und ihre Masse gemessen, während über Analysen von Sinkgeschwindigkeiten des Feinmaterials $< 63 \mu\text{m}$ unter Zuhilfenahme hydrodynamischer Gleichungen dessen Korngrößen und daraus die Masseanteile errechnet werden können (Folk, 1980; Diplas &

Sutherland, 1988; Beuselinck et al., 1998; Blair & McPherson, 1999; Flemming, 2007; Deutsches Institut für Normung, 2011; Fisher et al., 2017). Diese Vorgehensweise ist sowohl national wie international seit geraumer Zeit akzeptiert und in Anwendung. Es kann erforderlich sein, dass bereits vor der Siebung eine Trennung der Probe in Fein- und Grobmaterial nötig ist, da die Siebe sonst blockiert werden könnten (Folk, 1980; Deutsches Institut für Normung, 2011). Für den Siebvorgang selbst wird das Korn als perfekte Kugel angesehen, was selten der Realität entspricht. Daher werden die Korngrößen aus Siebanalysen im Regelfall auch als Äquivalentdurchmesser bezeichnet, der je nach Kornform nicht mit dem kleinsten bzw. größten Durchmesser eines länglichen Kornes übereinstimmen muss (Guy, 1969; Braithwaite, 1973; Eshel et al., 2004; Flemming, 2007). Die genaue Form des Kornes kann im Siebarbeitsschritt zu Abweichungen führen, da ein Korn je nach Lage auf dem Sieb bei einer sehr ungleichmäßigen Geometrie entweder durch die Maschen des Siebes fallen kann und der geringeren Korngröße zugeordnet wird oder zurückgehalten wird; je länger der Siebvorgang durchgeführt wird, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit, dass ein Korn in eine Orientierung fällt, die ein Passieren des Siebes ermöglicht (Eshel et al., 2004). Daher resultieren aus Analysen mit dieser Methode keine absolut reproduzierbaren Werte. Auch die Analyse der Sinkgeschwindigkeiten ist fehleranfällig, da unter anderem die gerade bei Tonen vorliegende Plättchenform das Sinkverhalten beeinflusst und so den anscheinlichen Anteil von Ton erhöhen und somit die Mediankorngröße verringern kann (Guy, 1969; Folk, 1980; Eshel et al., 2004; Fisher et al., 2017).

Seit den 1980er und 1990er Jahren wird die Kornverteilung einer Probe im Ton-, Schluff- und Sandbereich zunehmend auch über Laser-Diffraktion untersucht (Loizeau et al., 1994; Konert & Vandenberghe, 1997; Eshel et al., 2004; Blott & Pye, 2006). Dieses Vorgehen bietet den Vorteil, dass sowohl die benötigte Probenmenge als auch die Dauer der Untersuchung einer Einzelprobe – und damit die Kosten für die Arbeitszeit – deutlich reduziert wird, da keine langwierigen und vergleichsweise fehleranfälligen Sinkgeschwindigkeitsanalysen durchgeführt werden müssen (Eshel et al., 2004; Blott & Pye, 2006). Es kann nötig sein, das Sediment vorher von organischem Material und Karbonaten zu befreien (Fisher et al., 2017), um die Messergebnisse nicht zu verfälschen. Die Probe wird zur Untersuchung in einer Lösung, oftmals deionisiertes Wasser, vor einen Laserstrahl gepumpt und in teilweise mehreren Abfolgen von Signalen untersucht (Loizeau et al., 1994; Konert & Vandenberghe, 1997; Storti & Balsamo, 2010; Miller & Schaetzl, 2012; Fisher et al., 2017). Der Beugungswinkel des Laserstrahls ist hierbei invers-proportional zum Korndurchmesser, wodurch dieser errechnet werden kann, während über die Intensität des gebeugten Lasersignals die Anzahl der Körner eines bestimmten Durchmessers ermittelt werden kann (Loizeau et al., 1994; Konert & Vandenberghe, 1997; Eshel et al., 2004; Blott & Pye, 2006). Analog zum Sieben ist auch hier die Kornform entscheidend, da verschiedene Orientierungen des Kornes zu verschiedenen Beugungseffekten führen und so die Korngrößen im Schnitt und

im Vergleich zur Siebung überschätzt werden können (Loizeau et al., 1994; Konert & Vandenberghe, 1997; Eshel et al., 2004; Blott & Pye, 2006; McCave & Hall, 2006; Fisher et al., 2017).

5.7 Mathematische Repräsentation von Korngrößenverteilungen

Das Ergebnis einer Messung einer Korngrößenverteilung ist zunächst stets eine Reihe von Angaben von Masse- oder Volumenanteilen der Gesamtprobe innerhalb einer der durch die verwendete Methodik zur Bestimmung der Verteilung vorgegebenen Klassifizierung. In Deutschland ist diese Klassifizierung durch DIN EN ISO 18123-1 und 14688-1 (2011; 2018) genormt und an Tabelle 5.1 orientiert. Durch die vorklassifizierte Datenerhebung ist das initiale Ergebnis ein Histogramm, siehe Abbildung 5.16. Durch die Normung wird einerseits eine Vergleichbarkeit unter verschiedenen Auswertungen geschaffen, andererseits wird eine Überzeichnung von Ausreißern durch zu geringe (Walger, 1965; Geyh, 1971; Wasserman, 2013) oder eine starke Glättung durch zu große (Wasserman, 2013) Intervallbreiten verhindert. Dies ist besonders bei der Verwendung unterschiedlicher Messmethodiken zu berücksichtigen, beispielsweise über Laserdiffraktion mit einer um ein vielfaches höheren möglichen Klassenzahl.

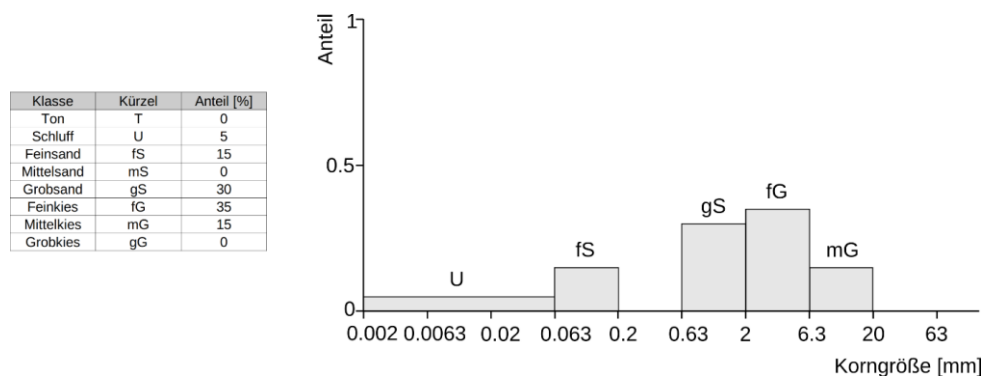


Abbildung 5.16: Darstellung einer beispielhaften Kornverteilung mit Klassengrenzen und -kürzeln nach üblichen und gültigen Standards (Deutsches Institut für Normung, 1987; 2018) und daraus erzeugtes Histogramm.

Gerade bei der Verarbeitung von sedimentologischen Daten aus unterschiedlichen Ländern, Anwendungsbereichen oder Epochen ist daher nicht davon auszugehen, dass stets die gleiche Diskretisierung der Korngrößenverteilung vorliegt. Für statistische Auswertungen mehrerer Sedimentverteilungen ist es daher imperativ, mit der Summenlinie eine unabhängig von der Aufnahmeart und Diskretisierung vergleichbare Darstellungsform zu wählen. Hierzu werden die aufsummierten Anteile der Einzelklassen mit einer geeigneten Interpolationsmethodik (siehe Kapitel 5.4) an den jeweiligen Intervallobergrenzen zu einer

mathematischen Funktion verbunden (Abbildung 5.17). Die Wahl der Interpolationsfunktion zur Verbindung der einzelnen Datenpunkte ist hierbei abhängig von den Anforderungen an die Repräsentation. Aus einer stückweise linearen Summenlinie, wie im Beispiel dargestellt, ist über eine stückweise Ableitung wieder das zugrundeliegende Histogramm ermittelbar. Über eine Spline-Interpolation hingegen ist eine Kurve erreichbar, die ohne Sprünge stetig ableitbar ist. Dies ermöglicht beispielsweise die sekundäre Erzeugung einer Häufigkeitsverteilung nach Walger (1965), reduziert Sonderfallbehandlungen in funktionsanalytischen Auswertungen und vermittelt die vermutlich realitätsnähere normalverteilte Distribution an Sedimentmengen innerhalb einer Klassengrenze.

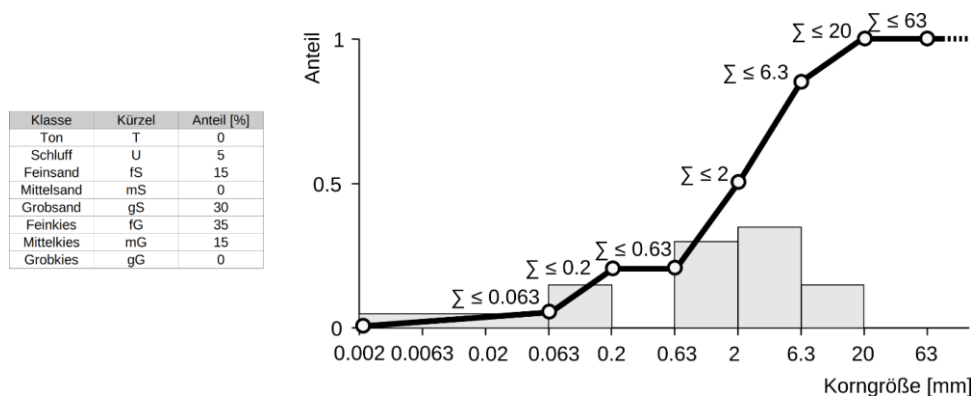


Abbildung 5.17: Ermittlung der Stützstellen einer Summenlinie durch Aufsummierung der Klassenanteile aus einem Histogramm und lineare Interpolation zwischen diesen.

Unter Berücksichtigung von Unschärfen in jeglichen physischen Messverfahren, im Bereich von Korngrößenverteilungen besonders unter den Stichworten Kornform, Äquivalenzdurchmesser und Messdauer, sind niemals „wahre“ gemessene Ergebnisse in beispielsweise einer Siebung zu erwarten. Unter Einsatz von künstlicher Intelligenz oder approximativen Verfahren mit Ausgleichskurven werden daher in einigen Anwendungsszenarien „unscharfe“ Summenlinien aus einer Messung erzeugt (Berthold et al., 2018). Im Rahmen dieser Arbeit wird diese Unschärfe im Hinblick auf die integrale ausstehende Betrachtungsweise jedoch hingenommen.

5.7.1 Metrische und ϕ -skalierte Darstellung eines Korndurchmessers

Die Korngrößen werden sowohl international als auch national neben der metrischen Form auch in ϕ -Grad dargestellt, welche nach Krumbein (1936; 1938) nach Formel 5.14 beziehungsweise Formel 5.15 umgerechnet werden, wobei ϕ und d die entsprechenden Korngrößen in ϕ -Grad beziehungsweise mm sind.

$$\phi = -\log_2(d)$$

Formel 5.14

$$d = 2^{-\phi}$$

Formel 5.15

Korngrößen in ϕ -Grad sind nötig, um nach wegweisenden Veröffentlichungen zur statistischen Analyse von Kornverteilungen von beispielsweise Folk (1980) entsprechende skalare Eigenschaften errechnen zu können. Im Rahmen dieser Arbeit werden Korngrößenverteilungen als Summenlinien sowohl metrisch als auch in ϕ -Grad verwendet, wobei für Darstellungszwecke üblicherweise die metrische Form genutzt wird und Berechnungen der Einfachheit halber auf der ϕ -skalierten Variante durchgeführt werden. Bei dieser reicht der Definitionsbereich von „minus bis plus unendlich“, während der Definitionsbereich auf der metrischen Skala von „größer als 0“ bis „plus unendlich“ reicht, was zu Sonderfallbehandlungen in den Implementierungen führen würde.

In dieser Arbeit werden Summenlinien zwar in ϕ -Skalierung hinterlegt, aber entgegen internationaler Arbeiten, zum Beispiel Folk (1980), sind die Werte dennoch von fein nach grob aufsummiert. Dies ist darin begründet, dass die Bestimmung der Kornverteilung in Deutschland nach gültigem Standard (Deutsches Institut für Normung, 2018) in metrischer Skalierung und die Aufsummierung der Werte zur Erzeugung der Summenlinie von fein nach grob zu erfolgen hat. Daraus folgt, dass bei einer ϕ -skalierten Darstellung von negativ (grob) nach positiv (fein) der Funktionswert „1“ im negativen Unendlichen auftritt und sie insgesamt monoton fallend bis zu einem Funktionswert von „0“ im positiven Unendlichen ist, siehe Abbildung 5.18. International findet sich bei einer derart orientierten x-Achse zum Teil ein monoton steigender Verlauf der Summenlinie.

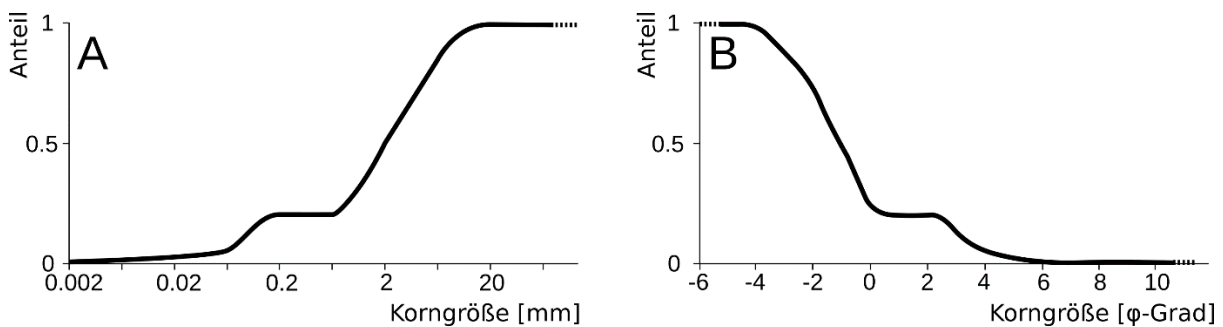


Abbildung 5.18: Zwei übliche Darstellungen einer Summenlinie. (A) Metrisch auf logarithmischer Achse, (B) in ϕ -Grad auf linearer Achse.

5.8 Aus Summenlinien ableitbare Parameter und Eigenschaften

Summenlinien dienen in der Entwicklung des Küstenevolutionsmodells der nichtdiskretisierten Datenhaltung, sie sollen alle Eingangsinformationen in vollem Umfang enthalten. Aus dieser kontinuierlichen Darstellungsform sedimentologischer Informationen ergeben sich diverse Möglichkeiten die Eingangsdaten wieder zu extrahieren sowie auch neue Kenngrößen und Parameter abzuleiten. So ist beispielsweise die Erzeugung von Basis- und Validierungsdaten für externe beispielsweise numerische prozessbasierte Simulationsmodelle möglich, ohne dass auf bestimmte Klassifikationsstrukturen ausgelegte Diskretisierungen sedimentologischer Daten und deren Berechnungen Einschränkungen hervorrufen.

5.8.1 Anteils-Korndurchmesser

Eine der wohl als am Wichtigsten anzusehenden Eigenschaft der Summenlinie ist die Möglichkeit, zu beliebigen Anteilen der Kornverteilung den entsprechenden Durchmesser ermitteln zu können. Graphisch ist das Vorgehen analog zur Ermittlung eines aufsummierten Anteils bei bekanntem Durchmesser. Während zur Ermittlung des aufsummierten Anteils zunächst eine vertikale Hilfslinie von der bekannten Koordinate – dem Äquivalentdurchmesser – konstruiert wird, und folgend daraus der an der Ordinatenachse ablesbare Funktionswert den Anteil darstellt, wird bei umgekehrtem Vorgehen eine horizontale Linie von der Ordinatenachse an bekanntem Funktionswert – dem aufsummierten Anteil – zur Summenlinie konstruiert. Der an dieser Stelle ablesbare Wert der Koordinatenachse stellt den Korndurchmesser zu dem initialen Anteil dar, siehe Abbildung 5.19. Mathematisch werden solche d_x - oder ϕ_x -Werte über eine Nullstellenberechnung der um den Zielanteilswert herabgesetzten Summenlinie errechnet. Besonders der Mediankorndurchmesser d_{50} ist interessant, da sich durch ihn mit einem einfachen Skalar eine einfach vergleichbare und leicht kartographisch darstellbare Größe zur Einordnung einer Sedimentverteilung ergibt. Durch die Monotonie der Summenlinie ist überwiegend eine Eindeutigkeit in beide Richtungen der Ermittlung von Werten gegeben.

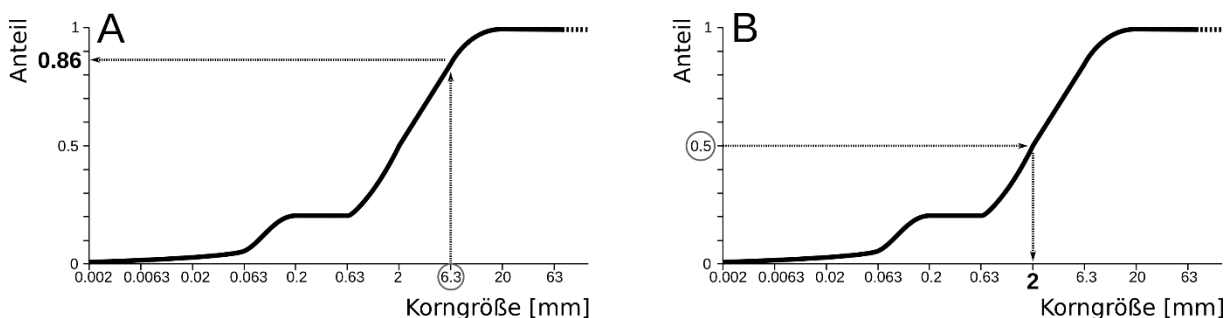


Abbildung 5.19: Ermittlung von Korndurchmesser und korrespondierenden Anteilen und umgekehrt aus einer Summenlinie. (A) Bestimmung des Anteils zu einer gegebenen Korngröße, (B) Bestimmung der Korngröße für einen gegebenen Anteil.

5.8.2 Intervalldarstellung des d_x aufgrund von Plateaus in der Summenlinie

Die Korndurchmesserbestimmung, vor allem für den d_{50} , stößt jedoch auf Schwierigkeiten, wenn es sich um Summenlinien handelt, die eine beispielsweise gerade Anzahl Kornfraktionen in bestimmter Anordnung mit leeren Fraktionen dazwischen repräsentieren. Als Beispiel dient eine Kornverteilung, die zu gleichen Anteilen aus Feinsand und Grobsand nach Tabelle 5.1 besteht. In Abbildung 5.20 wird bereits rein optisch deutlich, dass hier der Mediankorndurchmesser d_{50} wegen des entstehenden Plateaus in der Mittelsandfraktion keinen eindeutigen Äquivalentdurchmesser repräsentiert, sondern durch ein Intervall dargestellt werden muss. In bestimmten Anwendungen, beispielsweise einer Kartendarstellung des Mediankorndurchmessers oder in der Berechnung der Schiefe (siehe Kapitel 5.8.4), muss diese unter Umständen vorkommende Unzulänglichkeit der skalaren Ausdrucksweise berücksichtigt werden. In der automatisierten Auswertung der Summenlinien ist dies einfach zu prüfen, indem nach regulärem Vorgehen der d_x bestimmt wird und anschließend geprüft wird, ob mit einer geringen Verschiebung des ermittelten Korndurchmessers nach rechts und nach links ebenfalls Anteile von den initial gesuchten x % auftreten. Wenn dies der Fall ist, handelt es sich um ein Plateau. Ab hier kann analog zum Vorgehen der eigentlichen d_x -Bestimmung ein iterativer Prozess verwendet werden, um mit ausreichend geringem Fehler die Unter- und Obergrenze des Intervalls bestimmen und in folgenden Schritten berücksichtigen zu können.

Während in Siebungen insgesamt kaum Plateaus zu erwarten sind, da dies eine außerordentlich gut sortierte Sedimentzusammensetzung mit explizitem Fehlen einer im Gesamtspektrum liegenden Kornfraktion bedingen würde, sind solche Plateaus im Allgemeinen häufig bei der Auswertung einer textuellen Beschreibung aus Schätzungen nach Kapitel 5.9.2 anzutreffen. Dies liegt darin begründet, dass hier das subjektive Fehlen einer Klasse nach gültigem Standard wie bereits genannt explizit miterfasst werden muss (Deutsches Institut für Normung, 2011).

Da der Mediankorndurchmesser, sowohl metrisch als auch in ϕ -Grad, für Parameter wie zum Beispiel die Schiefe notwendig zur Berechnung sind, muss entsprechend vor der Berechnung eine geeignete Methodik zur Überprüfung und Verarbeitung von Plateaus angewendet werden.

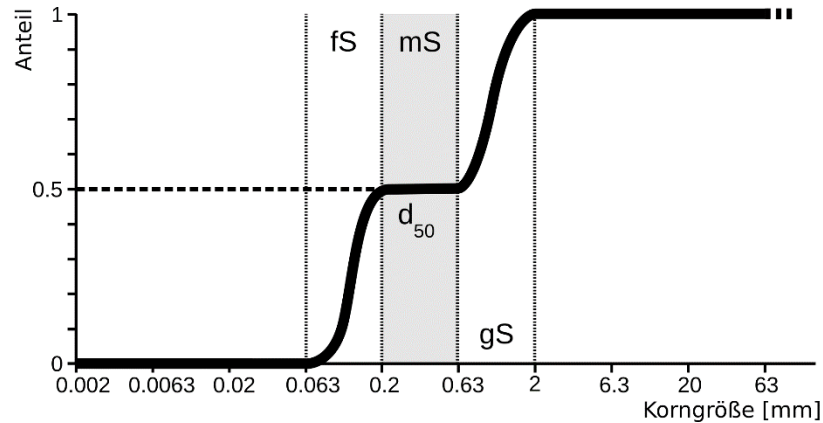


Abbildung 5.20: Beispielhafte Darstellung eines Plateaus des 50%-Summenanteils. Eine Summenlinie, die zu gleichen Teilen aus Feinsand (fs) und Grobsand (gS) nach Tabelle 5.1 besteht, erzeugt über die leere Mittelsand-Fraktion (mS) ein Intervall des d_{50} von 0,2 mm bis 0,63 mm.

5.8.3 Sortierung

Die Sortierung einer Probe repräsentiert die Standardabweichung, also die „Streuung“ um den Median, der Funktion und lässt Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu und Strömungsverhältnisse zu (Folk, 1980; Blott & Pye, 2006; Nichol & Kench, 2008). Sie hängt direkt von der Korngrößenverteilung ab, wobei eine schlechte Sortierung aus einem sehr breiten Kornspektrum und eine gute Sortierung aus einem sehr schmalen Kornspektrum resultiert (Folk, 1980; Alsharhan & El-Sammak, 2004).

Neben der Wiedergabe der Ablagerungsbedingungen lassen sich auch Zusammenhänge zwischen der hydraulischen Durchlässigkeit und der Sortierung erkennen (Lopez et al., 2020). Der Einfluss der Sortierung auf die Porosität einer Sedimentverteilung ist in Kapitel 5.6.1.1 beschrieben. Sie wird aus der ϕ -skalierten Summenlinie modifiziert nach Folk (1980) nach Formel 5.16 berechnet, wobei die Werte von $\sigma = 0$ bei einem Einkornmaterial bis unendlich reichen. Eine Übersicht der Interpretationen der Ergebnisse findet sich in Tabelle 5.2.

$$\sigma = -\frac{\phi_{84} + \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

Formel 5.16

Tabelle 5.2: Einschätzung der Sortierung einer Kornverteilung nach Formel 5.16, modifiziert nach Folk (1980).

Bedeutung	Wert
sehr gut sortiert	< 0,35
gut sortiert	0,35 – 0,5
moderat gut sortiert	0,5 – 0,7
moderat sortiert	0,7 – 1,0
schlecht sortiert	1,0 – 2,0
sehr schlecht sortiert	2,0 – 4,0
extrem schlecht sortiert	> 4,0

In der Darstellung einer Summenlinie ist die Sortierung auch als Steilheit der Funktion zu interpretieren. Abbildung 5.21 vergleicht exemplarisch Summenlinien mit einer Sortierung von 0,4, 1 und 4 und einem Mediankorndurchmesser von 2 mm. Die Summenlinien wurden nach Kapitel 5.9.1 erzeugt unter Vorgabe der Sortierung und des Mediankorndurchmessers. In dem gegebenen Beispiel C ist die Sortierung so schlecht und damit die Spannweite des Kornspektrums derart hoch, dass die Summenlinie nicht in dem in diesem Kapitel üblichen Bereich von 0,002 bis 64 mm dargestellt werden kann.

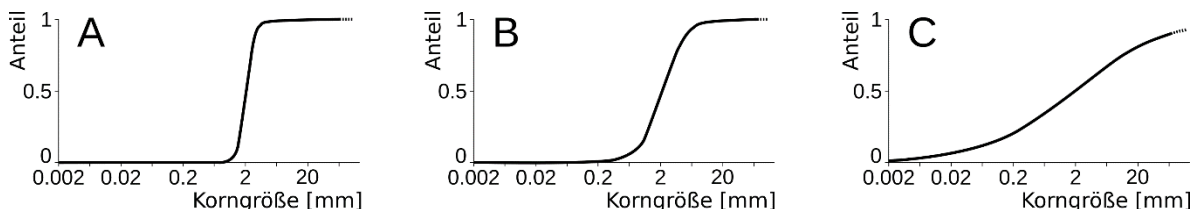


Abbildung 5.21: Graphische Veranschaulichung der Eigenschaft „Sortierung“ σ . (A) $\sigma = 0,4$, (B), $\sigma = 1$, (C) $\sigma = 4$. Bestimmung der Sortierung modifiziert nach Folk (1980) mit Mediankorndurchmesser $d_{50} = 2 \text{ mm}$ und Schiefe $Sk = 0$.

5.8.4 Schiefe

Die Schiefe Sk einer Probe ist ein Ausdruck der Symmetrie der Häufigkeitsverteilung und quantifiziert, wie nah die Kornverteilung einer Probe der logarithmischen Gauß-Normalverteilung ist (Folk, 1980). Der Wert der Schiefe kann Hinweise geben auf die Herkunftsgeschichte einer Sedimentprobe, da stark von der Normalverteilung abweichende bis hin zu multimodalen Proben in der Regel aus mehreren Quellen stammen und komplexere Herkunftsgeschichten haben, was sich in der Verteilung als starke Asymmetrie auszeichnet (Folk, 1980). Die Schiefe wird aus der ϕ -skalierten Summenlinie nach Folk (1980) nach Formel 5.17 berechnet, wobei $Sk = 0$ absolute Symmetrie, $Sk < 0$ Asymmetrie in Richtung des groben

Endes der Kornverteilung und $Sk > 0$ Asymmetrie in Richtung des feinen Endes der Kornverteilung bedeuten.

$$Sk = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2 * \phi_{50}}{2 * (\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2 * \phi_{50}}{2 * (\phi_{95} - \phi_5)} \quad \text{Formel 5.17}$$

Abbildung 5.22 vergleicht exemplarisch Summenlinien mit einer konstanten Sortierung von $\sigma = 1$, einem Mediakorndurchmesser $d_{50} = 2 \text{ mm}$ und Schiefen Sk von -1, 0 und 1. Erkennbar ist, dass in der Summenlinie A mit negativer Schiefe ein deutlich größerer Bereich der Korngrößen im groben Bereich liegt und in Summenlinie C entsprechend mit positiver Schiefe ein deutlich größerer Anteil im feinen Bereich liegt. Durch die Division der einzelnen Komponenten in Formel 5.17 ist eine Umkehrung des Vorzeichens wie in Kapitel 5.8.3 nicht nötig. Eine Schiefe stark ungleich null kann beispielsweise bei einer Kornverteilung erzeugt werden, die zu 50% aus einer einzelnen Kornfraktion besteht und zu 50 % gleichverteilt aus mehreren Fraktionen, die alle entweder gröber (Abbildung 5.22A) oder feiner als die Hauptfraktion (Abbildung 5.22C) sind.

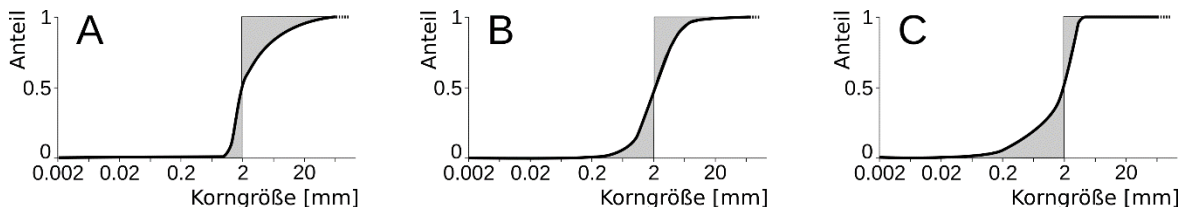


Abbildung 5.22: Graphische Veranschaulichung der Eigenschaft „Schiefe“ Sk . (A) $Sk = -1$, (B), $Sk = 0$, (C) $Sk = 1$. Bestimmung der Schiefe nach Folk (1980) mit Mediakorndurchmesser $d_{50} = 2 \text{ mm}$ und Sortierung $\sigma = 1$.

5.9 Erzeugen von Summenlinien aus variablen Eingangsdaten

5.9.1 Skalare Parameter

Gerade im Zusammenhang von Oberflächensedimentproben, die von ausländischen geologischen Diensten zur Verfügung gestellt werden, liegen nicht immer Histogramm-Auswertungen der Korngrößenverteilungen vor. Es kommt vor, dass lediglich der Mediakorndurchmesser d_{50} beziehungsweise ϕ_{50} vorgehalten wird. Um solche Daten auszuwerten und im Zusammenhang mit potentiell vorliegenden Informationen zur Sortierung σ_I und der Schiefe Sk_I optimierter auswertbar zu machen wurde die grundlegende Ausarbeitung einer Formel nach Tauber (1997) erweitert, wie in Formel 5.18 dargestellt

(Sievers et al., 2021). Sie erzeugt eine Funktion logistischen Verhaltens in ϕ , die zusätzlich über sekundäre Übersteuerung um fest vorgegebene Grenzwerte, beispielsweise den d_{min} und den d_{max} erweitert werden kann.

$$f(\phi) = 1 - \frac{1}{(1 + e^{-1.7 \cdot (\phi - \phi_{50}) \cdot (\sigma - Sk \cdot \tanh(\phi - \phi_{50}))^{-1}})}$$

Formel 5.18

Für nicht vorliegende Werte der Sortierung oder Schiefe können für die Sortierung $\sigma = 1$ und die Schiefe $Sk = 0$ angenommen werden, da so keine Veränderungen des vom Mediankorndurchmesser ϕ_{50} abhängigen ursprünglichen Funktionsverlaufs nach Tauber (1997) auftreten. Diese korrespondieren mit einer durchschnittlichen Sortierung und einer symmetrischen Funktion ohne Trend in eine Richtung.

5.9.2 Textuelle Beschreibungen

Bei der Untersuchung und Darstellung von Sedimentverteilung gibt es drei besonders hervorzuhebende Beschreibungsformatierungen: Beschreibungen nach Figge (1981), nach Folk (1954; 1974) und im SEP3-Format. Figge und Folk haben einen insgesamt eher engen Anwendungsbereich, da der Fokus primär auf der Darstellung von Sandfraktionen im Verhältnis zueinander und zu feineren oder gröbereren Kornklassen liegt. Das SEP3-Format, entwickelt ursprünglich als Datenbankschnittstelle für Bohrgutbeschreibungen, bietet hingegen die Möglichkeit mit gleichbleibend hoher Auflösung alle nach DIN EN ISO 14688 gültigen Kornklassen vom Ton bis zu Blöcken (siehe Tabelle 5.1) in einer Beschreibung einer Kornverteilung adäquat darzustellen.

Solche textuellen Beschreibungen sind neben der reinen skalaren Repräsentation von sedimentologischen Parametern oftmals die einzige andere oder überhaupt einzige vorliegende Darstellungsform von Kornverteilungen, gerade bei der sekundären Auswertung von nicht selbst aufgenommenen Proben. Dies bezieht sich sowohl auf Basisdaten, also Sedimentbohrkerne oder Oberflächensedimentproben aus großflächigen geologischen Kartierungen, als auch auf Produktdaten, also beispielsweise Kartendarstellungen. Um solche Beschreibungen für automatisierte Analysen und allgemein Berechnungen nutzbar zu machen, muss eine Transformation zurück in Histogramme beziehungsweise Summenlinien stattfinden. Grundsätzlich ist ein analoges Vorgehen sowohl für Figge-, Folk- als auch SEP3-formatierte Beschreibungen anwendbar. Durch die geringe Relevanz der ersten beiden

Strukturen im Rahmen dieser Arbeit wird hier jedoch nur explizit die Wandlung von SEP3-Beschreibungen in Summenlinien dargestellt.

Hierzu sind besonders die Arbeiten von Voss (1982) und darauf aufbauend Naumann et al. (2014) sowie Fuchs (2010) hervorzuheben. Alle unterteilen, analog zu DIN 18123-1 (Deutsches Institut für Normung, 2011), eine Kornverteilung in Haupt- und Nebengemengekomponenten auf. Die Unzulänglichkeit in Bezug auf diese Arbeit in dem Ansatz von Fuchs ist, dass die nach seinem Algorithmus fehlende Berücksichtigung von schichtbeschreibenden Adjektiven nach dem Symbolschlüssel Geologie (Preuss et al., 1991), beispielsweise „nach oben zunehmend“, zu deutlichen Abweichungen in den Kornsummenkurven führen kann. Solche zusätzlichen Informationen, die die Anteile einer Komponente verringern können, sind regelmäßig in real aufgenommenen Proben vorhanden und Fuchs würde solche Komponenten deutlich überschätzen. Die Verarbeitung dieser ist in der durch Naumann et al. (2014) erweiterten Methodik von Voss (1982) möglich.

Sie wird von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe verwendet, um in der Bohrpunktkarte Deutschland zusätzlich zu den textuellen Beschreibungen auch die Summenanteile der Probenfraktionen darstellen zu können. Die durch Naumann et al. (2014) optimierte Vorgehensweise von Voss (1982) wird im Folgenden an einer beispielhaften Beschreibung eines „schwach mittelsandigen (*ms2*), vereinzelt feinkiesigen (*fg(voe)*), sehr stark schluffigen (*u5*) Fein- (*fS*) und Grobsandes (*gS*)“, siehe auch Abbildung 5.23, durchgeführt.

Im ersten Schritt wird identifiziert, welches die Haupt- und Nebengemengekomponenten der Proben sind. Dies erfolgt bei der idealtypischen SEP3-formatierten Beschreibung über die Klammerung und Groß- beziehungsweise Kleinschreibung der Einzelkomponenten (Naumann et al., 2014). Die Hauptkomponenten sollten großgeschrieben, zusammengefasst in Klammern und am Anfang der Beschreibung stehen. Die in der Realität oft vorkommende unzureichende Einhaltung dieses Standards muss durch geeignete algorithmische Methodiken abgefangen werden.

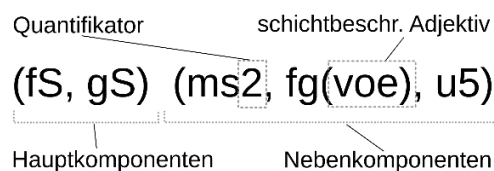


Abbildung 5.23: SEP3 Beschreibung nach DIN 4022 und Symbolschlüssel Geologie (Preuss et al., 1991).

Im zweiten Schritt werden die relevanten Informationen zu den Nebengemengekomponenten identifiziert. Hierbei handelt es sich um die „Quantifikatoren“, ein Zahlenwert von 1 (sehr wenig) bis 5 (sehr viel) der die relative Häufigkeit angibt, und schichtbeschreibende Adjektive, die den

Anteil der Nebenkompente in der Regel verringern. Der Symbolschlüssel Geologie (Preuss et al., 1991) gibt Übersicht über mögliche schichtbeschreibende Adjektive sowie deren Kürzel. Wenn kein Quantifikator aufgeführt ist, erfolgt die Einstufung nach Preuss et al. (1991) als „mittel“, also 3.

Im dritten Schritt werden die Anteile der Nebenkompenten ($N\%$) zunächst über die von Voss (1982) entwickelte Formel 5.19 bestimmt, wobei neben dem Zahlenwert des Quantifikators Q die Anzahl der Hauptkomponenten AH und Nebenkompenten AN zur Skalierung des Wertes verwendet werden.

$$N\% = \frac{100}{AH * 1,2 + AN} * \frac{Q}{5} \quad \text{Formel 5.19}$$

Im vierten Schritt werden zur Berücksichtigung der schichtbeschreibenden Adjektive die Anteile aller Nebenkompenten mit einem solchen Adjektiv mit einem empirisch ermittelten Wert multipliziert, der im Allgemeinen adjektivabhängig zwischen 0,05 und 0,25 liegt (Naumann et al., 2014).

Im fünften und letzten Schritt wird der nicht durch Nebenkompenten belegte Anteil an der Gesamtkornverteilung gleichverteilt der Anzahl der Hauptkomponenten AH zugewiesen, wie in nach Naumann et al. (2014) modifizierter Formel 5.20 dargestellt ist, wobei der Anteil der einzelnen Hauptkomponenten durch $H\%$ repräsentiert ist.

$$H\% = \frac{100 - \sum N\%}{AH} \quad \text{Formel 5.20}$$

Über diese Vorgehensweise wird ein Histogramm erzeugt, dass wie in Kapitel 5.7 beschrieben in eine Summenlinie überführt werden kann.

5.9.3 Ableitung textueller Beschreibungen aus einer Summenlinie

Zum Zwecke der Prüfung der Qualität der Wandlung von Beschreibung zu Summenkurven, gerade bei komplexeren textuellen Darstellungen, sowie zur Erzeugung von Klassifikationen für integrale Analysen, Kartendarstellungen oder als Steuerungsfaktor zur Bildung von Homogenbereichen in der Ableitung von Basisdaten für numerische Modelle (siehe Kapitel 6.4) ist es sinnvoll, eine Summenlinie in eine textuelle Beschreibung transformieren zu können.

Grundlegend ist dasselbe Verständnis für die Struktur der gewünschten Beschreibung wie bei der Wandlung von Beschreibung in Summenlinie erforderlich, sei es nach Figge (1981), Folk

(1954; 1974) oder SEP3. Für die Erzeugung einer Beschreibung im SEP3-Format aus einer Summenlinie wird das folgend beschriebene Vorgehen durchgeführt. Grundsätzlich lässt sich dies für alle textuellen Beschreibungsstrukturen durchführen, deren Klassifikationsparameter bekannt sind.

1. Zunächst werden die Anteile aller Kornfraktionen aus Tabelle 5.1 nach Kapitel bestimmt. Das „*Level of Detail*“, also die Auflösung in nur Hauptgruppen (bspw. „Sand“) oder auch Untergruppen (bspw. „Feinsand“, „Mittelsand“, „Grobsand“), wird hier gewählt. Zur Anteilsbestimmung wird jeweils die Differenz zwischen dem Funktionswert der Summenlinie an der Intervallober- und Untergrenze der jeweiligen Kornfraktion bestimmt.
2. Daraufhin werden die Fraktionen mit einem Anteil größer als null absteigend sortiert und es wird eine Vorunterteilung in Haupt- und Nebenkomponten durchgeführt. Es gibt immer mindestens eine Hauptkomponente. Alle in der sortierten Liste folgenden Fraktionen werden ebenfalls zu Hauptkomponenten, wenn ihr Anteil um höchstens 5% geringer ist, als der der ersten Hauptkomponente. Hierdurch können bei einer kompletten Gleichverteilung aller Fraktionen beliebig viele Hauptkomponenten entstehen.
3. Allen übrigen Fraktionen, wenn noch vorhanden, werden Quantifikatoren auf Basis der Umstellung von Formel 5.19 zugewiesen, wobei auf die nächste Ganzzahl auf beziehungsweise abgerundet wird. Ein errechneter Quantifikator von 0,49 würde so auf 0 gerundet werden. Die betreffende Kornfraktion entfällt in der Erzeugung der Beschreibung. Schichtbeschreibende Adjektive werden nicht mit abgeleitet, siehe auch spätere Erläuterungen in diesem Kapitel.
4. Wenn einer Nebenkomponten ein Quantifikator nach Rundung größer als 5 zugewiesen wird, wird diese zu einer Hauptkomponente umklassifiziert. Die Berechnung der Quantifikatoren für die übrigen Nebenkomponten erfolgt wegen der geänderten Zahl Haupt- und Nebenkomponten erneut. Dieser Schritt wird solange iterativ wiederholt, bis keine Änderungen mehr an der Komponentenkonfiguration durchgeführt werden müssen.
5. Nun können die Kornfraktionen entsprechend ihrer Kürzel unter Einhaltung der Groß- und Kleinschreibungsstruktur und eventuell vorhandener Quantifikatoren in eine Beschreibung zusammengefügt werden.

Bei einem hypothetischen Vorhandensein von allen in Tabelle 5.1 aufgeführten Kornfraktionen liegt der absolute prozentuale Anteil unter dem eine Kornfraktion als Nebenkomponekte ignoriert wird, basierend auf Formel 5.19, zwischen 0,69 % und 0,8 %. Bei nur zwei Fraktionen insgesamt – und damit einer Haupt- und einer Nebenkomponekte – steigt der Grenzwert bis auf etwa 4,55 %.

Während es prinzipiell möglich wäre auch schichtbeschreibende Adjektive wieder zu generieren, wird davon aus zwei Gründen abgesehen. Zum einen ist keine Eindeutigkeit in der Zuordnung gegeben. Das heißt es könnte zwar ein Prozentwert abgeleitet werden, den das zu ermittelnde Adjektiv haben muss um die gegebene Summenlinie wieder zu erzeugen, aber es gibt stets mehrere Adjektive, die den gleichen Prozentwert haben. Es kann nicht eindeutig bestimmt werden, welches das „richtige“ ist. Zum anderen implizieren schichtbeschreibende Adjektive eine geologische Gegebenheit, die rein aus einer Summenlinie nicht abgeleitet werden kann. Es wäre grob fahrlässig bestimmte Zustände damit vorzutäuschen, die Auswirkungen auf die folgende Interpretation eines anderen Bearbeitenden haben könnten. Im Zusammenhang mit dem vorigen Punkt könnte durch die Uneindeutigkeit der Zuordnung beispielsweise sowohl „nach oben hin gröber“, als auch „nach oben hin feiner“ abgeleitet werden, da beide die Nebenkomponekte um den gleichen Betrag verringern. Die folgende Ermittlung der beispielsweise Paläoströmungsverhältnisse würde sich dadurch jedoch massiv unterscheiden.

Die Umklassifizierung führt dazu, dass die Hauptkomponenten potentiell durch stark unterschiedliche Anteile vertreten werden. Während dies bei der Rückwandlung einer Summenlinie aus einer vorherigen korrekten Beschreibung keine Auswirkungen hat – hier würde keine Rundung stattfinden müssen – kann dies gerade bei der Erzeugung von Beschreibungen aus Summenlinien anderer Herkunft Einfluss auf die Qualität der Beschreibung haben. Eine Rückwandlung dieser Beschreibung würde eine Gleichverteilung aller Hauptkomponenten verursachen und so zu einer Abweichung von der ursprünglichen Summenlinie führen können.

5.10 Interpolation und Approximation sedimentologischer Basisdaten

5.10.1 Oberflächensedimentproben

Neben bathymetrischen Vermessungsdaten können auch oberflächensedimentologische Proben zu einem kontinuierlichen Datensatz interpoliert oder approximiert werden. Das Vorgehen hierzu ist identisch mit der Interpolation von Höhenvermessungsinformationen, lediglich der zu interpolierende Wert ist nun statt eines einfachen Skalars eine komplexe

Funktion, die der Summenlinie. So können auch aus punktuell vorliegenden Daten Informationen an nicht beprobten Orten abgeleitet werden, siehe auch Milbradt et al. (2015).

5.10.2 Sedimentbohrkerne

Grundsätzlich ist das Vorgehen zur Interpolation oder Approximation von Bohrkerne analog zu allen anderen regulären räumlichen Ansätzen. Über geeignete Ansatzfunktionen an den Bohrkerne wird an der zu interpolierenden Stelle ein neuer Bohrkern erzeugt. Im Gegensatz zur Ableitung von Höhenwerten oder Oberflächensedimentproben ist hier jedoch nicht nur eine simple Menge skalarer oder funktionaler Größen zu interpolieren, sondern eine höhenabhängige Abfolge dieser. Während oberflächensedimentologische Proben an nur einer Stelle, eben der Oberfläche, eine Sedimentverteilung archivieren, kann ein Bohrkern in einer vertikalen Abfolge eine Vielzahl von Sedimentverteilungen widerspiegeln. Im Regelfall erfolgt diese Strukturierung in intervallsweisen Formen, denen mit festgelegten Ober- und Untergrenzen eine Sedimentverteilung als textuelle Beschreibung zugewiesen wird.

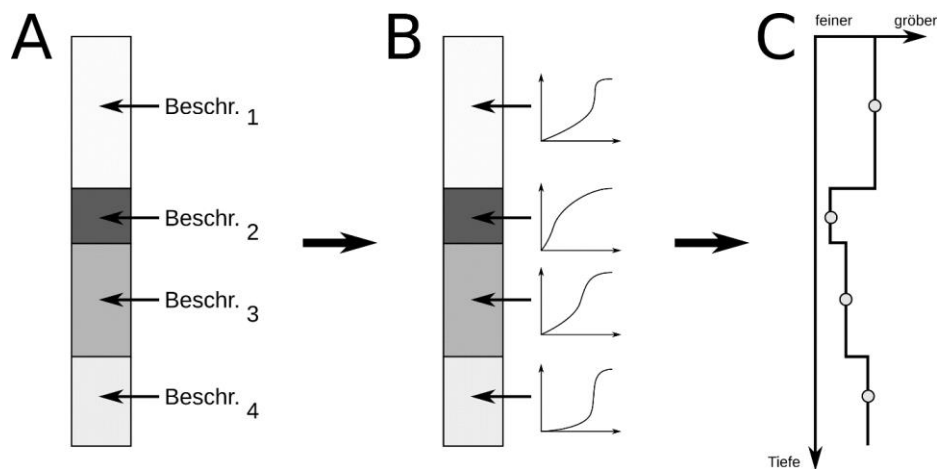


Abbildung 5.24: Umwandlung eines "Archivbohrkerns" in einen funktionalen Bohrkern. (A) Aufbereitung des textuell beschriebenen Bohrkerne, (B) Wandlung der textuellen Beschreibungen in Summenlinien nach Kapitel 5.9.2, (C) funktionale Darstellung des Bohrkerne als Funktion von Summenlinien über die Tiefe, repräsentiert durch eine qualitative „Grob-Fein“-Einstufung.

Diese textuellen Beschreibungen werden daher zunächst nach Kapitel 5.9.2 in kontinuierliche Summenlinien überführt. Da Bohrkerne höchstens im zufälligen Ausnahmefall die gleiche Schichtzahl und jeweiligen Intervallsgrenzen aufweisen, ist es nötig diese rigide Struktur zugunsten einer interpolierbaren funktionalen Darstellung aufzulösen. Es entsteht so eine örtlich und zeitlich eingehängte Funktion von Summenlinien in die Tiefe, siehe Abbildung 5.24.

Hierbei sind bohrkernindividuell beliebige Interpolationsverfahren möglich, siehe auch Kapitel 5.4, die sich auf Basis der Interpretation von Schichtgrenzen als scharfe oder unscharfe Werte

oder der Interpretation über Mittelwerte verändern können, siehe fünf beispielhafte Ansätze in Abbildung 5.25.

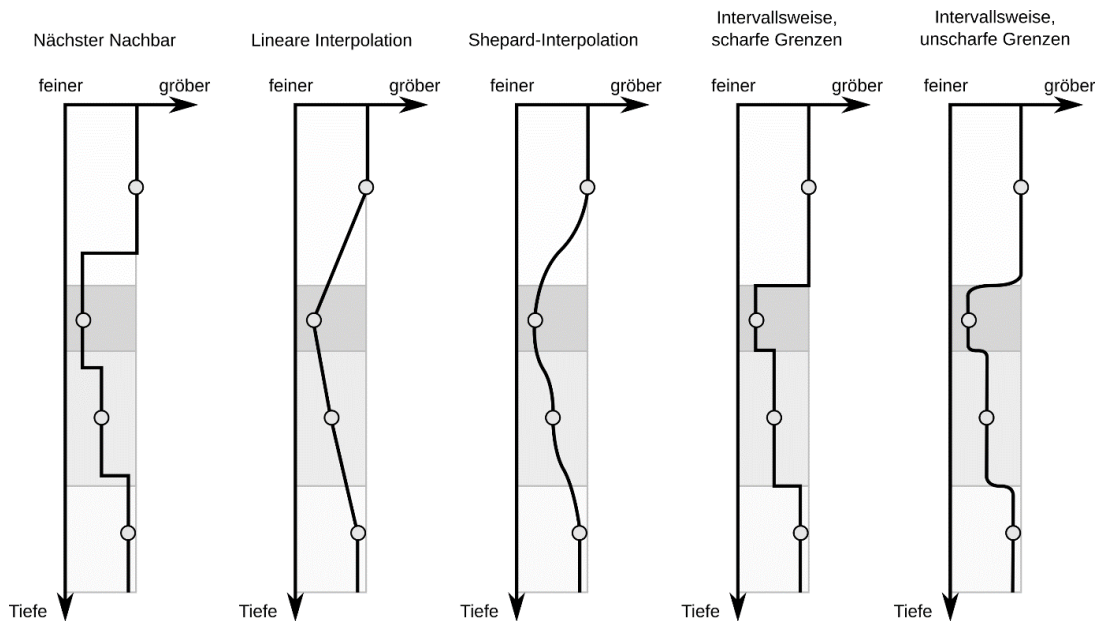


Abbildung 5.25: Verschiedene Interpolationsverfahren zur Erzeugung des funktionalen Bohrkerns im Vergleich.

Sinnvollerweise müssen die Schichtgrenzen jedoch in irgendeiner Weise mitgeführt werden, wodurch die ersten drei Ansätze, nämlich Nächster Nachbar, lineare Interpolation und Shepard auf Basis der Schichtmittelpunkte, zur Repräsentation von Bohrkernen kritisch zu betrachten sind. Nur ein intervallsweise konstanter Ansatz ermöglicht es, Schichtmächtigkeiten und -lagen innerhalb des Bohrkerns adäquat wiederzugeben. Im Rahmen dieser Arbeit wird daher eine intervallsweise konstante Interpolation über die Tiefe verwendet. Unschärfe Übergänge würden potentiell zu realitätsnäheren Schichtgrenzen führen können, hierzu fehlen in der Regel jedoch Informationen in den Bohrkernen, die eine Mächtigkeit dieses Unschärfereiches definieren könnten. Gerade an erosiven Schichtübergängen wird dieser tendenziell klein sein, bei sedimentativen Übergängen eher größer. Aus der reinen textuellen Beschreibung der Kornzusammensetzungen der einzelnen Schichten werden solche Prozesse jedoch nur seltenst ableitbar sein. Daher wird für die mathematische Beschreibung des gemessenen Bohrkerns in dieser Arbeit die Variante mit scharfen Grenzen, wie dargestellt in Abbildung 5.25, verwendet.

5.10.2.1 Horizontale Interpolation

Zwischen so aufbereiteten Bohrkernen kann nun sehr einfach interpoliert werden. Es wird lediglich an allen beteiligten Bohrkernen die Sedimentverteilung in Form der Summenlinie an der geforderten Höhe abgeleitet und über die abstandsgewichteten Ansatzfunktionen eine interpolierte Sedimentverteilung gebildet, siehe Abbildung 5.26 am Beispiel zweier Bohrkern

mit linearer Interpolation zwischen den Kernen. Das Verfahren ist so jedoch auch auf beliebig viele Bohrkern mit einer beliebigen Interpolations- oder auch Approximationsfunktion sowohl zwischen den Kernen als auch innerhalb der Kerne selbst (vergleiche Abbildung 5.25) anwendbar.

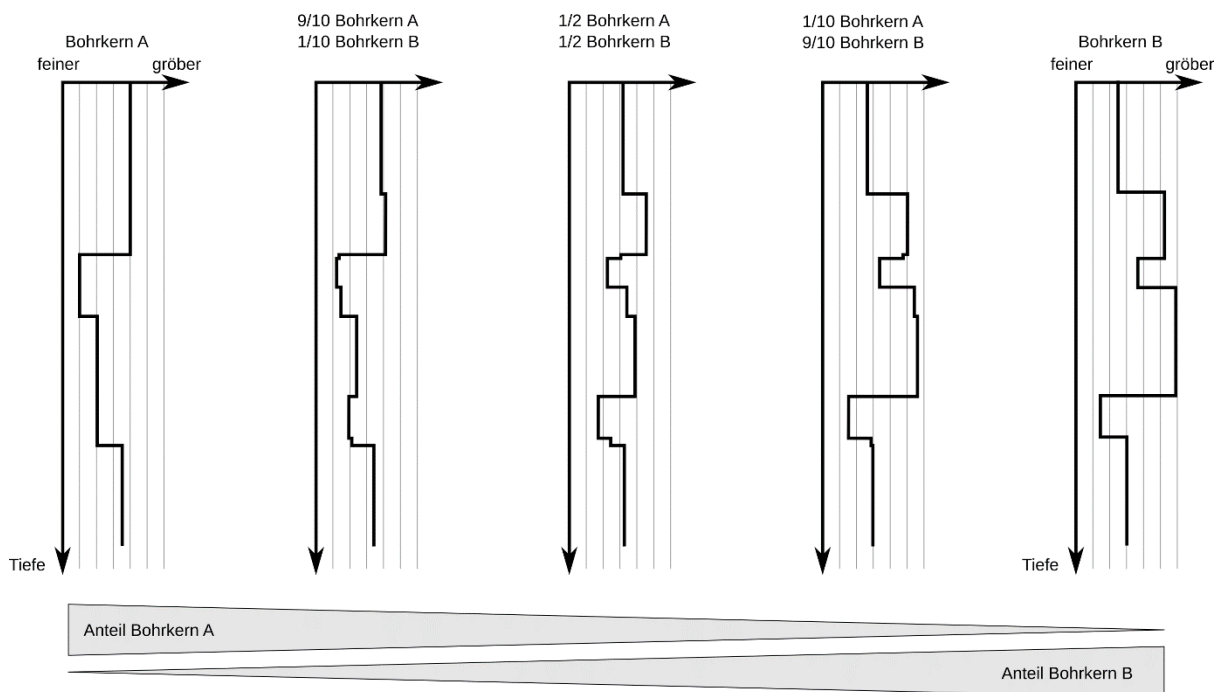


Abbildung 5.26: Beispielhafte lineare, horizontale Interpolation zwischen zwei Bohrkernen.

5.10.2.2 Interpolation entlang von Zwangsflächen

Die horizontale Interpolation ist allerdings höchstens als erster Ansatz sinnvoll. Außer in Teilgebieten von Wattkörpern wird eine perfekt horizontale Schichtung, sei sie auch nur virtuell, nicht realitätsähnlich genug sein. Wie in Kapitel 5.4.2.2 dargestellt kann eine Interpolation auch an Zwangsstrukturen durchgeführt werden. In dem dort dargestellten Beispiel handelte es sich um eine zweidimensionale lineare Interpolation entlang von linienhaften Zwangskanten. Für diese Überlegung werden digitale Zwangsflächen generiert, die einen dreidimensionalen Schichtenverlauf im Gewässergrund simulieren sollen und entlang derer die Interpolation durchgeführt wird. Die Interpolation der Bohrkern funktioniert hierbei im Grundsatz wie bereits beschrieben, lediglich die Höhenposition der zu interpolierenden Sedimentinformation in den jeweils verwendeten Bohrkernen wird nun über die Zwangsflächen bestimmt. Abbildung 5.27 zeigt dies am Beispiel einer Interpolation zwischen zwei Bohrkernen, bei denen konkave Zwangsflächen angenommen werden. Hierbei findet eine Obergrenze Anwendung, oberhalb derer keine Informationen interpoliert werden. Damit ist beispielsweise eine Gewässerbodenoberfläche abbildbar.

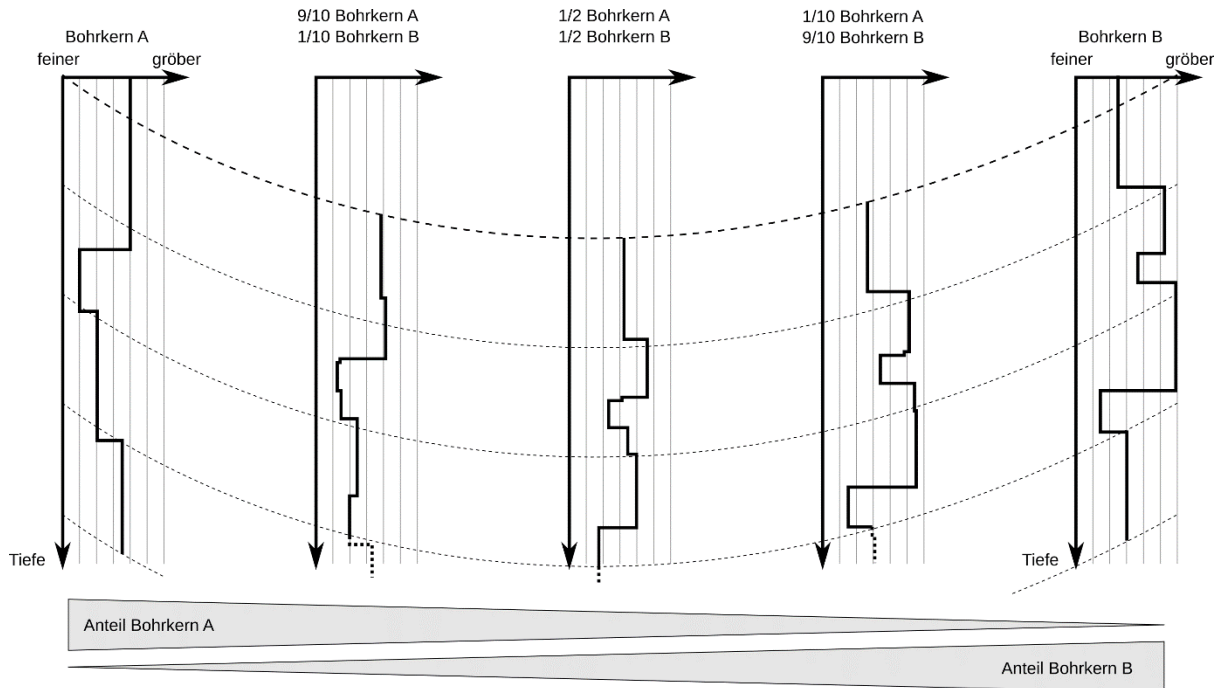


Abbildung 5.27: Beispielhafte lineare Interpolation entlang von konkaven Zwangsflächen mit fester Obergrenze zwischen zwei Bohrkernen.

5.11 Quantitative Bestimmung der Güte einer approximierten Information

In Kapitel 4.6 wurde bereits beschrieben, inwieweit die Messungen von Naturdaten Unschärfen enthalten. Selbst aus den genauesten Naturvermessungen können darüber hinaus schlechte Abbildungen in Modellen entstehen, wenn die verwendeten Approximations- oder Interpolationsverfahren ungeeignet sind, vergleiche auch Kapitel 5.4.5. Eine quantitative Bestimmung der Abbildungsqualität zur unabhängigen Bewertung des Modells ist also unerlässlich. Hierzu hat sich der Brier-Skill-Score etabliert, der sich unter anderem in der Auswertung von morphodynamischen Modellen und als klassisches Beispiel der Genauigkeit von Wettervorhersagen etabliert hat (Ferro, 2007; Roulston, 2007; Bosboom et al., 2014). Zur Errechnung des Brier-Skill-Scores wird das arithmetische Mittel der quadratischen Differenzen der Modellergebnisse m_i zum jeweils zugeordneten Element r_i des Referenzdatensatzes durch die Varianz der Referenzdaten untereinander dividiert und von 1 subtrahiert, siehe Formel 5.21. Die quadratische Differenz zwischen Modellwert und Referenz kann hierbei auch als Quadrat des Abstandes bezeichnet werden. So wird eine quantitative Aussage getroffen, wie viel besser oder schlechter die Modellierung im Vergleich zur internen Variabilität des Referenzdatensatzes ist. Hierbei ist zu beachten, dass die Wahl der Referenzdaten durch eine gegebenenfalls örtliche oder zeitliche Filterung den Brier-Skill-Score maßgeblich beeinflusst und dieser überhaupt nur bei einer Grundvarianz innerhalb einer ausreichend großen Referenzdatenbasis zu ermitteln ist.

$$BSS = 1 - \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (m_i - r_i)^2}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\bar{r} - r_i)^2} \quad \text{Formel 5.21}$$

Die genaue Bewertung des skalaren Brier-Skill-Scores ist fallabhängig und reicht in absteigender Qualität von 1 bis $-\infty$. Im Rahmen von morphologischen Analysen werden nach van Rijn et al. (2003) üblicherweise Einschätzungen nach Tabelle 5.3 getroffen.

Tabelle 5.3: Bewertung des Brier-Skill-Scores für morphodynamische Modelle nach van Rijn et al. (2003).

Wert	Bewertung
0,8 bis 1	Sehr gut
0,6 bis 0,8	Gut
0,3 bis 0,6	Mittel
0 bis 0,3	Schlecht
kleiner 0	Sehr schlecht

5.11.1 Bestimmung des Brier-Skill-Scores für Gewässerbodenhöhen

Grundsätzlich ist für eine erfolgreiche Bestimmung des Brier-Skill-Scores die Bestimmung des Abstandes der Werteeigenschaft des Modell- und des Referenzobjektes sowie zwischen den einzelnen Referenzobjekten selbst nötig. Im Falle der Modellierung der Gewässerbodenhöhe handelt es sich hierbei schlicht um die Differenz der Geländehöhe des Modells an der Stelle des Messpunktes der Referenzvermessung und des Messpunktes selbst. Die restliche Berechnung ist trivial und wird hier nicht weiter ausgeführt.

5.11.2 Bestimmung des Brier-Skill-Scores für Oberflächensedimente

Die Bestimmung des Brier-Skill-Scores für Oberflächensedimente erfordert die Ermittlung des Abstandes zwischen einer Modell-Summenlinie und einer gemessenen Summenlinie. Nach Kapitel 5.9.2 und 5.9.3 ist es möglich (quasi-)bijektiv zwischen Summenlinien und textuellen Beschreibungen zu transformieren. So wäre ein initialer Ansatz der, dass aus den beiden zu vergleichenden Summenlinien jeweils eine eben solche textuelle Repräsentation erzeugt wird und diese verglichen werden, siehe Abbildung 5.28. Eine Prüfung auf absolute Identität zweier Beschreibungen ist trivial, eine quantitative Beurteilung wie identisch oder unterschiedlich sie sind ist jedoch deutlich aufwändiger.

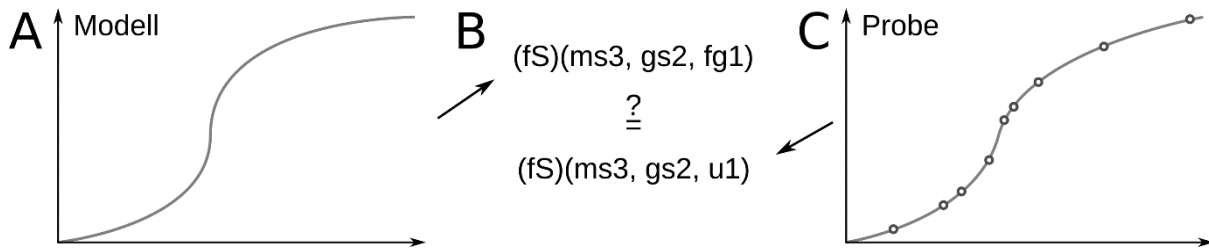


Abbildung 5.28: Vergleich textueller Beschreibungen zur Differenzenbildung zweier Summenlinien. (A) Zu untersuchende Modellsummenlinie, (B) abgeleitete Parameter zur Differenzenermittlung, (C) Referenzsummenlinie der Sedimentprobe.

Wie auch für die Bestimmung für die Gewässerbodenhöhe ist es also zielführender, direkt skalare Werte zum Vergleich heranzuziehen. Im Zusammenhang mit den Korngrößenverteilungen von Oberflächensedimentproben bieten sich hierzu die in Kapitel 5.8 genannten Informationen an, namentlich der Mediankorndurchmesser d_{50} , die Sortierung σ und die Schiefe Sk . Wie in Abbildung 5.29 ersichtlich ist so eine Ansammlung skalarer Wertepaare zur Differenzenbildung erhältlich, deren Werte in diesem Beispiel als drei Koordinaten eines Differenzenvektors aufgefasst werden können, von dem die Länge als Betrag bestimmbar ist. So ist ein erster Ansatz zur Ermittlung einer skalaren Differenz zwischen Summenlinien geschaffen.

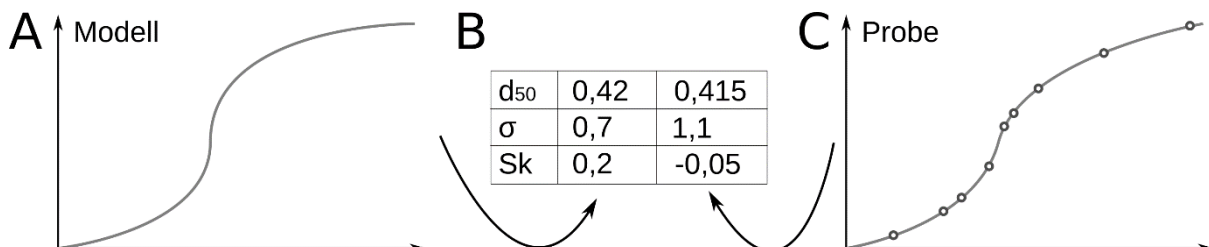


Abbildung 5.29: Vergleich skalarer sedimentologischer Parameter zur Differenzenbildung zweier Summenlinien. (A) Zu untersuchende Modellsummenlinie, (B) abgeleitete Parameter zur Differenzenermittlung, (C) Referenzsummenlinie der Sedimentprobe.

Durch die Wahl der skalaren sedimentologischen Parameter, die zum Vergleich herangezogen werden, ist der Wert jedoch stark beeinflussbar. Schon zur Ableitung der Sortierung aus einer Summenlinie gibt es verschiedenste Ansätze, wodurch demselben Vergleichspaar von Summenlinien verschiedene Differenzen zugeordnet werden können. Allerdings stößt dieses Vorgehen auch bei stets identischen Parameterableitungen an seine Grenzen, wie Abbildung 5.30 zeigt. Die in dieser Arbeit verwendeten weitverbreiteten Ansätze zur Ermittlung von Sortierung, Schiefe und Mediankorndurchmesser erfordern effektiv nur die Gleichheit von fünf Funktionswerten um den Summenlinien eine Differenz von null zu bescheinigen. Diese Funktionswerte können zudem vollkommen unabhängig von den eigentlich vermessenen

Korngrößen durch rein interpolierte Informationen „zwischen den Sieben“ zustande kommen. Ausschließlich interpolierte Informationen sind wiederum abhängig von der herangezogenen Interpolations- oder Approximationsfunktion, siehe Kapitel 5.4.5, und so von vornherein eher ungeeignet.

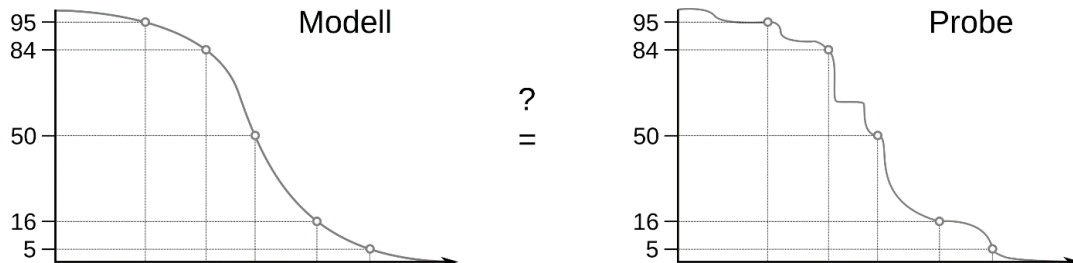


Abbildung 5.30: Uneignung des Vergleichs von skalaren sedimentologischen Parametern zur Differenzenbildung zweier Summenlinien durch geringe Anzahl tatsächlich vergleichener Funktionswerte für sedimentologische Parameter. Nur die markierten Stützstellen der Funktionen werden für die Bestimmung von Sortierung, Schiefe und Mediankorndurchmesser benötigt und sind für beide Funktionen identisch.

Um die Abhängigkeit von der Interpolationsfunktion in der Summenlinie zu eliminieren ist es möglich, ein ähnliches Vorgehen zu wählen, das hingegen auf den Stützstellen der jeweiligen gemessenen Summenlinie basiert, siehe Abbildung 5.31. Auch hier wäre wieder ein n -dimensionaler Differenzvektor erzeugbar, dessen Länge die skalare Differenz zwischen den beiden Summenlinien darstellen würde. Dieses Vorgehen macht von jeglicher sekundären Interpretation der Summenlinie der Vermessung unabhängig. Es ist allerdings fraglich, inwieweit die Differenzen von verschiedenen gemessenen Sedimentverteilungen mit den jeweiligen Modellinformationen untereinander vergleichbar sind. Gerade im Hinblick auf die Zahl der gemessenen Korngrößenintervalle und das „*Level of Detail*“, also ob Unterfraktionen oder nur Hauptfraktionen gemessen wurden, sowie die relative Verortung der gemessenen Intervalle im Zusammenhang mit dem Verwendungszweck der Probe im eher feinen, eher groben oder gesamten Kornspektrum lässt zweifeln, ob dieses Vorgehen zielführend ist.

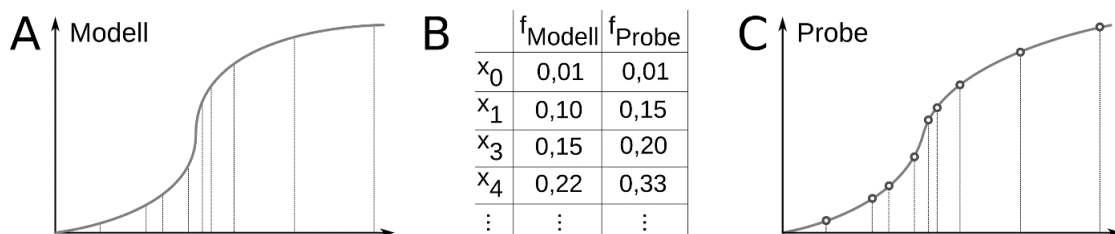


Abbildung 5.31: Vergleich von Funktionswerten an vermessenen Stützstellen zur Differenzenbildung zweier Summenlinien. (A) Zu untersuchende Modellsummenlinie, (B) abgeleitete Parameter zur Differenzenermittlung, (C) Referenzsummenlinie der Sedimentprobe.

Die genannten Ansätze liefern alle nötigen Anforderungen an die ideale Methodik zur Differenzenbildung zwischen zwei Summenlinien. Es müssen skalare Informationen betrachtet werden, die weder rein auf interpolierten noch rein auf gemessenen Informationen beruht. Es sollte die vollständige Summenlinie ohne jegliche Diskretisierung betrachtet werden.

Die Lösung liegt in der Fläche zwischen beiden Summenlinien, siehe Abbildung 5.32. Es wird hierzu eine Differenzenfunktion von beiden Summenlinien gebildet, deren Fläche anschließend ermittelt werden kann.

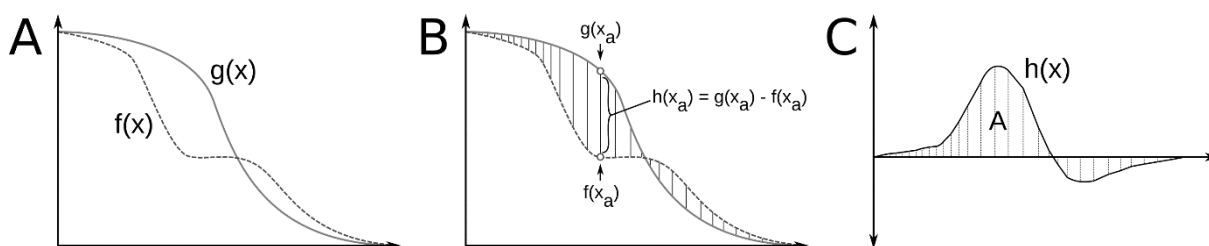


Abbildung 5.32: Ermittlung der Fläche der Differenz zwischen zwei Funktionen zur Differenzenbildung zweier Summenlinien. (A) Darstellung der beiden betrachteten Funktionen. (B) Darstellung der graphischen Ableitung der Funktionswerte der Differenzenfunktion. (C) Darstellung der Differenzenfunktion und ihrer vorzeichenbehafteten Fläche.

Die Flächenberechnung erfolgt hierbei über die Bildung des Integrals der Differenzenfunktion, die zur Verhinderung der Aufhebung von Flächen positiver und negativer Teilintegrale zunächst quadriert wird. Wird hieraus wieder die Quadratwurzel gezogen ergibt sich die sogenannte L2-Metrik. Die Differenz zwischen Summenlinien nach diesem Vorgehen ist so also auch als metrische Distanz zu bezeichnen und ergibt sich nach Formel 5.22.

$$d(g(\Phi), f(\Phi)) = \sqrt{\int (g(\Phi) - f(\Phi))^2 d\Phi} \quad \text{Formel 5.22}$$

Mithilfe dieser Distanz und der Möglichkeit der Interpolation zwischen Summenlinien nach Kapitel 5.10.1 (und damit einer Mittelwertbildung über alle gemessenen Summenlinien) lässt sich nach Formel 5.23 der generische Brier-Skill-Score einer modellierten oberflächensedimentologischen Fläche mit den Summenlinien $m_i(\Phi)$ zu den Referenzsummenlinien $r_i(\Phi)$ bilden.

$$BSS = 1 - \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d(m_i(\Phi), r_i(\Phi))^2}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d(\bar{r}(\Phi), r_i(\Phi))^2} \quad \text{Formel 5.23}$$

5.11.3 Bestimmung des Brier-Skill-Scores für Sedimentbohrkerne

Im Rahmen dieser Arbeit werden Sedimentbohrkerne als tiefenabhängige Funktionen von Summenlinien angesehen, siehe Kapitel 5.10.2. Die Interpretation von Bohrkernen als „Funktion von Funktionen“ über die Tiefe ermöglicht vom Grundprinzip her einen ähnlichen Ansatz zur Differenzen- beziehungsweise sedimentologischen Distanzbestimmung wie für Oberflächensedimentproben und eröffnet damit die Möglichkeit, dass auch für die Abbildungsqualität von Bohrkernen in einem Interpolationsmodell ein Brier-Skill-Score ermittelt werden kann. Dazu wird zunächst ein „mittlerer“ Bohrkern $\bar{B}(z)$ erzeugt, indem aus allen herangezogenen Bohrkernen die Summenlinien an ihren entsprechenden Höhen gemittelt werden, wobei aus den einzelnen Eingangsgrößen nur dort Daten in den mittleren Bohrkern einfließen, wo Informationen vorliegen. Dies geschieht von der höchsten Einhänghöhe bis zur tiefsten Endteufe aller verwendeten Bohrkern, siehe Abbildung 5.33A. Zur Bestimmung der Distanz zwischen zwei Bohrkernen wird an jeder Tiefe die Distanz der jeweiligen Summenlinien ermittelt und in eine „Distanzenfunktion“ überführt. Diese wird abschließend integriert, siehe Formel 5.24, und ergibt so einen Skalar der Distanz zwischen zwei Kernen.

Formel 5.24

$$d(B_A(z), B_B(z)) = \sqrt{\int (B_A(z) - B_B(z))^2 dz}$$

Auch zur Bildung der sedimentologischen Distanz zwischen Bohrkernen wird jeweils nur das überlappende Tiefenintervall verwendet, siehe Abbildung 5.33.

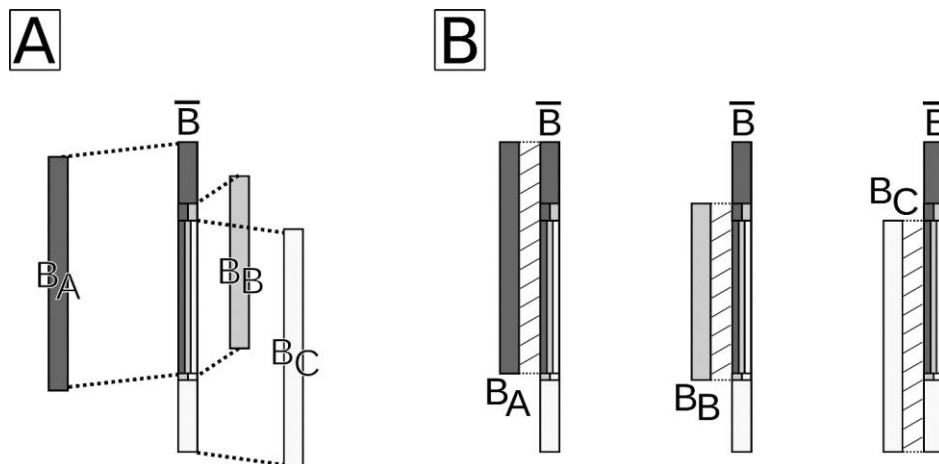


Abbildung 5.33: Vorgehen zur Bestimmung des Brier-Skill-Scores an unterschiedlich langen und hohen Bohrkernen. (A) Der gemittelte Bohrkern wird als „ein-hüllende“ Abbildung aller verwendeten Kerne erzeugt, der von dem höchsten Einhängpunkt bis zur tiefsten Endteufe reicht. Innerhalb des Überlappungsbereichs werden die vorhandenen Kerninformationen abstandsgewichtet gemittelt. (B) Die spezifische Distanz von Einzelbohrkernen zum gemittelten Bohrkern wird nur im Überlappungsbereich gebildet.

Die beispielsweise in dem Modell interpolierten Bohrkerne $M_i(z)$ werden anschließend mit dem an dieser Stelle jeweils verorteten Referenzbohrkern $R_i(z)$ für den überlappenden Abschnitt verglichen, wodurch sich für die Bohrkerne der Brier-Skill-Score nach Formel 5.25 ergibt.

$$BSS = 1 - \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d(M_i(z), R_i(z))^2}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d(\bar{R}(z), R_i(z))^2} \quad \text{Formel 5.25}$$

6 Komponenten zur Modellierung der Küstenevolution

In Kapitel 5 wurden die methodischen Hintergründe und neu entwickelten beziehungsweise zu entwickelnden Ansätze erläutert, die die Basis des Küstenevolutionsmodells bilden. Diese werden im Folgenden in einer tiefgreifenden Kopplung mit dem Funktionalen Bodenmodell (Milbradt et al., 2015) vereint, um eine datenbasierte Simulation zu ermöglichen, die die in Kapitel 3.2 definierten Anforderungen erfüllt. Das in dieser Arbeit vorgestellte Küstenevolutionsmodell kann so als Multikomponenten-Erweiterung des Funktionalen Bodenmodells gesehen werden.

6.1 Zeitvariante Modellierung der Höhe des Gewässerbodens

Der Ausgangspunkt des Küstenevolutionsmodells liegt wie genannt im Funktionalen Bodenmodell (Milbradt et al., 2015). Hierbei können aus einer der umfangreichsten Datenbasen zur deutschen Nordseeküste über verschiedenste Interpolations- und Approximationsansätze zeitvariante Höhenwerte abgeleitet und daraus konsistente und flächendeckende Höhenmodelle erzeugt werden. Grundlegend bei der Auswertung dieser Höheninformationen ist dabei die Identifizierbarkeit von Erosions- und Sedimentationsereignissen, siehe auch Kapitel 6.2.2. Wenn die Höhe der Gewässerbodenoberfläche an einem Ort unter der eines vorigen Zeitpunktes liegt, hat eine Erosion stattgefunden und umgekehrt eine Sedimentation, wenn sie darüber liegt (siehe Abbildung 6.1).

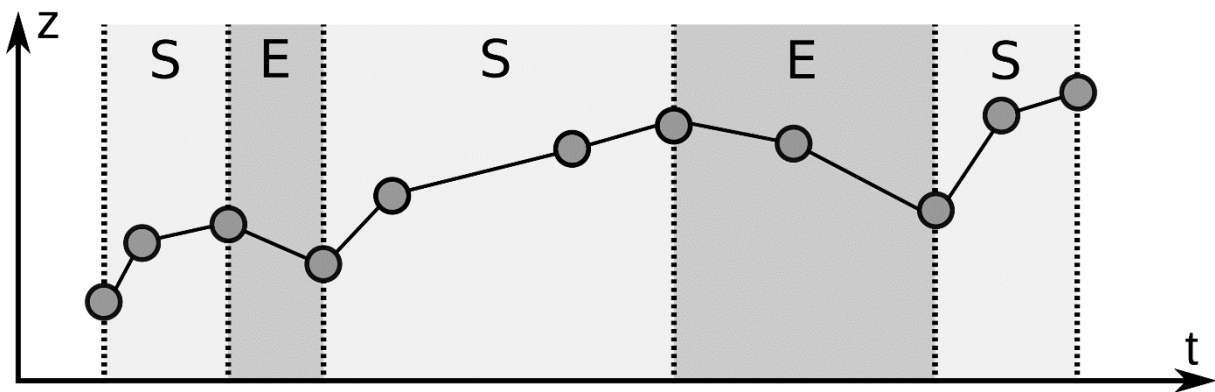


Abbildung 6.1: Definition von Sedimentations- (S) und Erosionsintervallen (E) über relative Höhenänderungen zwischen Vermessungsdatensätzen.

Durch das Funktionale Bodenmodell ist diese Auswertung an jedem Punkt im Betrachtungsraum des Küstenevolutionsmodells möglich. So kann also ortsvariant ermittelt werden, wann, wie lange und mit welchem Betrag Erosion oder Sedimentation stattgefunden hat, wie schnell Rinnen wandern, wie stabil ein Wattkörper ist und vieles mehr.

Aus der Höhe des Gewässerbodens ist ein für hydro-morphodynamische Modelle hochrelevanter Faktor ableitbar: die Formrauheit. Diese ist abhängig von Strukturen auf der Gewässerbodenoberfläche selbst, beispielsweise Dünen, und beeinflusst in welchem Maße Strömungsenergie durch Turbulenz in Bodenschubspannung umgesetzt werden kann (Tonnon et al., 2007; van Rijn et al., 2007).

6.2 Zeitvariante Modellierung der Oberflächensedimentologie

Nicht nur die Formrauheit ist für die Beeinflussung der Hydrodynamik entscheidend, auch die Kornrauheit muss berücksichtigt werden. Diese wird über die Korngrößenverteilung an einem Ort gesteuert, wobei gröbere Körner wie Sande und Kiese eine größere Kornrauheit verursachen als flache von feinkörnigen Schlickens geprägte Flächen (Noordam et al., 2005; Groom et al., 2018). Ebenso wie die Lage und Strukturen der Gewässerbodenoberfläche muss also zwangsläufig auch die Oberflächensedimentologie im Küstenevolutionsmodell mitmodelliert werden. Es ist jedoch nicht ausreichend, schlicht alle vorhandenen Oberflächensedimentproben räumlich zu interpolieren. Abbildung 4.9 zeigte bereits, dass auch sehr alte Proben in sehr hochaktiven Regionen liegen. Es kann nicht davon ausgegangen werden, dass solche Proben für beliebige Zeitpunkte abweichend von ihren eigentlichen Aufnahmezeiten herangezogen werden können. Eine zeitliche Varianz der oberflächensedimentologischen Komponente ist also unabdingbar.

Auch eine Interpolation von Oberflächensedimentproben aus einer bestimmten Zeitspanne ist, zumindest für eine umfassende räumliche Ausdehnung wie für das Küstenevolutionsmodell, nicht zielführend. Zwar würde so die zeitliche Komponente stärker in den Vordergrund gerückt, die Zahl und Verteilung der zur Verfügung stehenden oberflächensedimentologischen Proben ist jedoch bei weitem nicht ausreichend, um flächendeckende Aussagen treffen zu können. Gerade in aktuellen Jahren, siehe Abbildung 6.2 und Abbildung 6.3, ist die Datenlage zum Teil sehr gering.

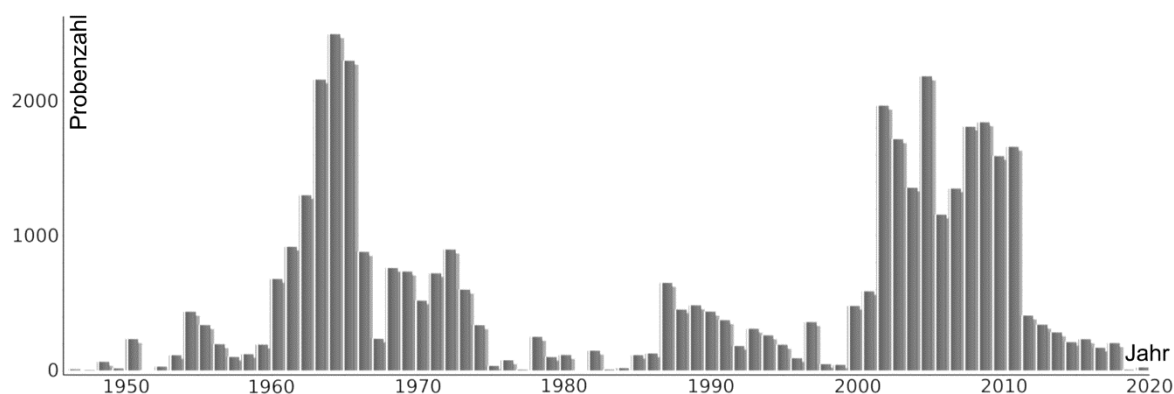


Abbildung 6.2: Zeitliche Verteilung von etwa 22.000 Oberflächensedimentproben im deutschen Nordseeküstenbereich.

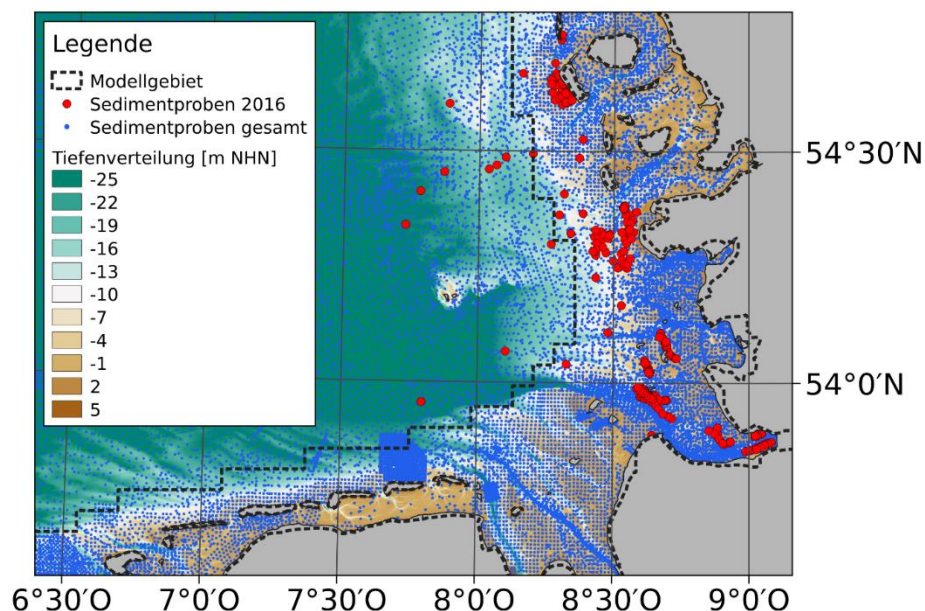


Abbildung 6.3: Darstellung der Verteilung aller Sedimentproben im zentralen Teil des Modellgebiets mit Hervorhebung von Proben aus dem Jahr 2016. Die sehr geringe Abdeckung zeigt auf, dass die zeitlich fixe Beschränkung der Proben aufgehoben werden muss, um wahre zeitvariante Analysen durchführen zu können. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

Es ergibt sich daraus die Notwendigkeit, dass auch oberflächensedimentologische Informationen nicht nur räumlich, sondern analog zu den bathymetrischen Daten auch in der Zeit interpoliert oder approximiert werden müssen. Eine einfache zeitlich lineare Interpolation beispielsweise ist datenlagenbedingt jedoch nicht möglich, da hierzu zwei (quasi-)lagegleiche aber zu verschiedenen Zeitpunkten aufgenommene Proben benötigt würden. Diese Bedingung wird jedoch nur von etwa fünf Prozent aller Proben erfüllt. Selbst diese decken primär einen nur sehr engen begrenzten Zeitraum ab, der weit von den 71 Jahren der

bathymetrischen Komponente abweicht. Aus diesem Grund muss eine Möglichkeit geschaffen werden, Korngrößenverteilungen von Oberflächensedimentproben nicht nur zeitlich interpolieren, sondern auch extrapolieren zu können.

6.2.1 Parametrisierung einer Summenlinie

Im prozessbasierten Simulationsmodell Marina (Milbradt, 2020) werden Summenlinien in skalaren Werten parametrisiert. Dieses Konzept wird auf das Küstenevolutionsmodell übertragen. Dies bietet den Vorteil, dass die Informationen zur Kornverteilung unabhängig von ihrer ursprünglichen Aufnahmeart und Diskretisierung homogenisiert vorliegen. Hierdurch wird die Generalisierung bestehender, erweiterter und entwickelter Extrapolationsvorschriften erleichtert. Nach Formel 5.18 werden unimodale Summenlinien über eine durch drei Skalare gesteuerte Log-Normal-Verteilung erzeugt.

Diese sind der Mediankorndurchmesser ϕ_{50} , die Sortierung σ und die Schiefe Sk . Da etwa 97% der etwa 22.000 vorliegenden Oberflächensedimentproben unimodale und etwa log-normal-verteilte Korngrößenverteilungen aufweisen ist davon auszugehen, dass mittels dieser drei Parameter auch der dem Küstenevolutionsmodell vorliegende Datenbestand gut repräsentiert werden kann. Tatsächlich zeigt eine Quantifizierung über den Brier-Skill-Score, siehe Kapitel 5.11.2, dass bereits nur die Verwendung des Mediankorndurchmessers mit Standardsortierungen und -schiefen eine nahezu ideale Repräsentation des Datenbestandes ergibt. Das Hinzunehmen weiterer Skalare erhöht diese weiter.

- Nur ϕ_{50} : Brier-Skill-Score = 0,9835
- Nur ϕ_{50} und σ : Brier-Skill-Score = 0,9971
- ϕ_{50} , σ und Sk : Brier-Skill-Score = 0,9991

Bei einem Optimum des Brier-Skill-Scores von „1“ zeigen diese Vergleiche, dass eine Parametrisierung für die Extrapolation der Summenlinien zur Verwendung im Modell uneingeschränkt geeignet ist.

6.2.1.1 Zeitliche Veränderlichkeit der Parameter

Bei einer Veränderung der Höhe der Gewässerbodenoberfläche, also Sedimentation oder Erosion, wird sich die Korngrößenverteilung an der Oberfläche ändern. In der Natur ist eine relative Vergrößerung einer Sedimentverteilung durch erosive Prozesse bekannt (Miao et al., 2016; Hu et al., 2018; Yang et al., 2018) und ist ebenso in etablierten Sedimenttransportmodellen als Grundannahme akzeptiert (McLaren & Bowles, 1985). Dieses

Verhalten lässt sich aus dem empirisch erzeugten Hjulström-Diagramm (Hjulström, 1935) ableiten, siehe Abbildung 6.4, in dem im nicht-kohäsiven Bereich ab einem Äquivalentdurchmesser eines Kornes ab etwa 0,1 mm ein nahezu linearer proportionaler Zusammenhang zwischen wachsender Korngröße und für die Erosion benötigte Strömungsgeschwindigkeit zu erkennen ist. Das bedeutet, dass bei einer graduellen Erosion zunächst eher feines Material „ausgewaschen“ wird, da hierzu am wenigsten Energie nötig ist. Im Mittel vergrößert sich eine Sedimentverteilung hierdurch. Umgekehrt muss eine Sedimentation, zunächst ohne externe Einflüsse und Transportprozesse zu berücksichtigen, zu einer relativen Verfeinerung führen, wenn die Energie der sedimentierenden Strömung nicht zur Erosion des vorhandenen Materials ausreicht. Dies impliziert für den nicht-kohäsiven Bereich nach Hjulström (1935) einen größeren Äquivalentdurchmesser als das sedimentierende Material und dadurch eine Verschiebung der Kornverteilung Richtung fein. Dies ist im Rahmen dieser Arbeit unter dem Stichwort „Grundlagenforschung“ zunächst eine Vereinfachung, da durch den Transportbereich bei gleicher Strömungsgeschwindigkeit in einem gewissen Fenster gröbere Sedimente abgelagert als in der Gewässerbodenoberfläche erodiert werden können und so zu einer kleinskaligen Vergrößerung führen. Bedingt lässt sich die oben getroffene Herleitung auf den kohäsiven Bereich übertragen, da hier das Einzelkorn zwar höhere Energien zur Erosion benötigt, diese aber oftmals eben nicht als Einzelkorn, sondern als geflockte Akkumulate vorliegen, die in ihrem Verhalten Körnern mit größerem Durchmesser nahekommen (Guibai & Gregory, 1991; Chang et al., 2006b).

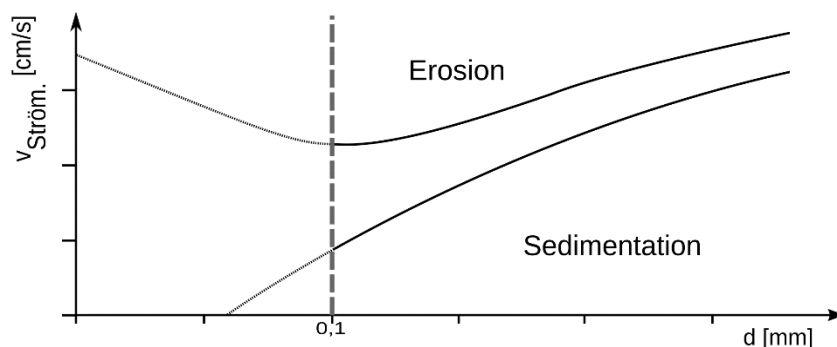


Abbildung 6.4: Diagramm modifiziert nach Hjulström (1935) mit Markierung der Grenze zwischen linear proportionalem und nicht proportionalem Verhalten.

Ein zentraler skalarer Parameter, der sich hierdurch ändern muss, ist der Mediankorndurchmesser. Durch seine Zeitvarianz wird dieser im Folgenden als $d_{50}(t)$ notiert, hierzu mehr in den folgenden Kapiteln. Dessen Änderung kann sich im Rahmen der oberflächensedimentologischen Komponente des Küstenevolutionsmodells nur in der

Spannweite der lokal verfügbaren Sedimente vollziehen. Diese Grenzwerte, das kleinste verfügbare Korn d_{min} und das größte verfügbare Korn d_{max} , sind ortsvariant im Modellgebiet der Deutschen Bucht hauptsächlich durch großräumige Sedimenttransportprozesse durch die gesamte südliche Nordsee gesteuert, die auf einem Zeitraum von wenigen Dekaden – wie hier modelliert – nicht nennenswert variieren. Die Grenzwerte d_{min} und d_{max} werden folglich als zeitinvariante Parameter angesehen. Eine Veränderung des Mediankorndurchmessers muss daher zwangsläufig eine Veränderung der Summenlinie und ihrer weiteren Parameter bedingen, so ersichtlich in Abbildung 6.5 für die Sortierung in vereinfachter Beschriftung. Diese ist praktisch etwa als Kehrwert der Steigung am d_{50} anzusehen. Daher ist es nachvollziehbar, dass eine Verschiebung des Medians in eine Richtung bei festen Grenzen zu einer Änderung der Steigung und damit Sortierung führen muss.

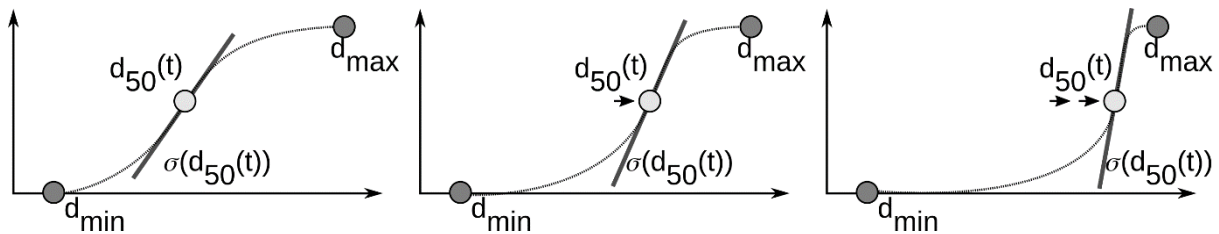


Abbildung 6.5: Änderung der Sortierung σ bei Verschiebung des Mediankorndurchmessers mit gleichbleibenden Grenzwerten.

Auf Basis der Ausgangssortierung σ_0 , des Mediankorndurchmessers $d_{50}(t)$ und der Grenzen d_{min} und d_{max} ist diese $d_{50}(t)$ -abhängige Sortierung nach Formel 6.1 modifiziert nach Milbradt (2020) heuristisch bestimmbar.

$$\sigma(d_{50}(t), \sigma_0, d_{min}, d_{max}) = \sigma_0 * \left(1 - \frac{d_{50}(t)}{d_{max}}\right) * \left(1 - \frac{d_{min}}{d_{50}(t)}\right) \quad \text{Formel 6.1}$$

Ganz analog ist dies auch für die Schiefe nach Formel 6.2 modifiziert nach Milbradt (2020) durchführbar.

$$Sk(d_{50}(t), d_{min}, d_{max}) = \frac{d_{max} + d_{min} - 2 * d_{50}}{2 * (d_{max} - d_{min})} \quad \text{Formel 6.2}$$

Eine Veränderung der Kornverteilung wird auch eine Veränderung der Oberflächenporosität des Gewässergrundes bedingen müssen. Einerseits graphisch erkennbar an der Prinzipskizze in Abbildung 6.6 und andererseits ableitbar aus der zeitvariant-gemachten Formel 6.3.

$$n(d_{50}(t), \sigma(d_{50}(t))) = n_{wilson}(d_{50}(t)) * \frac{1}{1 + \sigma(d_{50}(t)) * \sqrt{w_c(d_{50}(t))}} \quad \text{Formel 6.3}$$

Die Porosität ist in der Interpretation im Küstenevolutionsmodell abhängig von Mediankorndurchmesser und Sortierung und wenn diese zeitvariant eingesetzt werden, wird auch die Porosität zwangsläufig implizit zeitvariant werden.

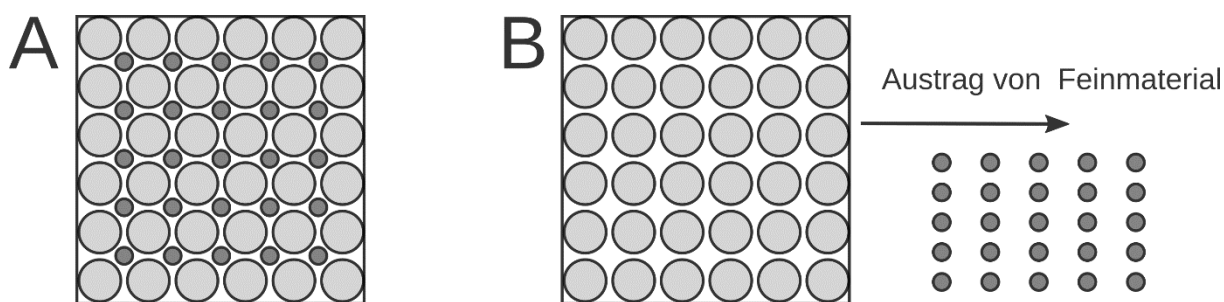


Abbildung 6.6: Konzeptskizze zur Erosionsabhängigkeit der Sortierung. (A) „Schlecht“ sortiertes Zweikornmaterial. (B) Erosion trägt eine Kornfraktion aus, es bleibt die zweite Fraktion üblich, die Sortierung verbessert sich so, gleichzeitig erhöht sich die Porosität.

6.2.2 Entwicklung der Differentialgleichung

Die Veränderung der Summenlinie über die Zeit wird wie in den vorigen Kapiteln beschrieben durch die Veränderung von skalaren Parametern gesteuert. Diese führen zurück auf einen zentralen Wert, den Mediankorndurchmesser $d_{50}(t)$. Dessen Änderung wird im Rahmen des Küstenevolutionsmodells über die gewöhnliche Differentialgleichung $\frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t}$, in Teilen modifiziert nach Milbradt (2020), quantifiziert.

6.2.2.1 Morphologische und bathymetrische Einflussfaktoren

Das Funktionale Bodenmodell bietet eine enorme bathymetrische Datenbasis, die das Modellgebiet über viele Dekaden vollständig abdeckt. Als erster Einflussfaktor zur Quantifizierung der Änderungsrate des $d_{50}(t)$ wird diese Datenbasis daher genutzt und die Änderung der Gewässerbodenhöhe an der Stelle der zu extrapolierenden

Oberflächensedimentprobe herangezogen. Eine Verringerung der Höhe zwischen betrachteten Zeitpunkten bedeutet, dass im Mittel eine Erosion stattgefunden haben muss, eine Vergrößerung der Höhe bedeutet, dass im Mittel eine Sedimentation stattgefunden haben muss, wobei die jeweiligen Absolutbeträge ebenso bekannt sind. Zusammen mit den vorigen Annahmen des Zusammenhangs zwischen Höhenänderung und Änderung der Korngrößenverteilung lässt sich der erste Faktor in der Differentialgleichung $\frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t}$ also aus der Höhenänderung der Gewässerbodenoberfläche an der Stelle der zu extrapolierenden Probe aufstellen, siehe Formel 6.4 nach Milbradt (2020). Hierbei führt, bei einer Betrachtung in Höhen, eine Erosion als Höhenänderung mit negativem Vorzeichen zu einer positiven Änderung des d_{50} und damit zu einer Vergrößerung, analog eine Sedimentation zu einer Verfeinerung. Je stärker die Höhenänderung, desto stärker die Änderung des Mediankorndurchmessers.

$$\frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t} = - \frac{\partial z_b(t)}{\partial t} \quad \text{Formel 6.4}$$

Da die Änderung des Mediankorndurchmessers nur an der Stelle der Sedimentprobe ermittelt werden kann, wird auch nur die Änderung der Höhe an der Stelle der Sedimentprobe berücksichtigt. Das bedeutet, dass jede Höhenänderung als vollständig vertikal angesehen werden muss. In der Realität wird dies aber selten der Fall sein. Gerade an Rinnenrändern ist die scheinbare vertikale Komponente im Sedimentwachstum sehr hoch. Sie nimmt mit steigendem Gradienten zu, siehe Abbildung 6.7.

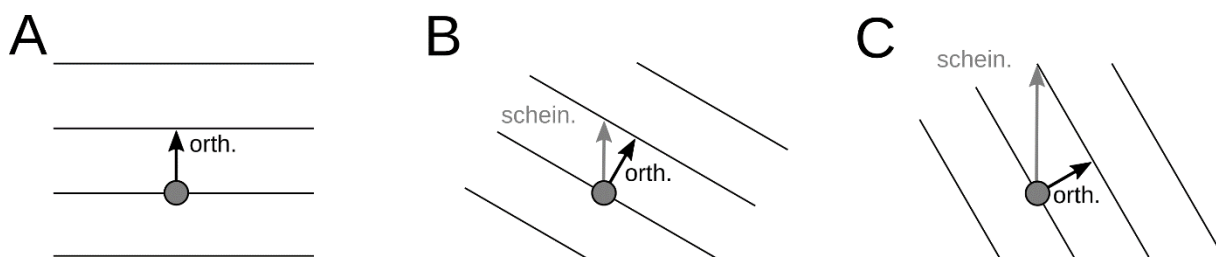


Abbildung 6.7: Überschätzung der scheinbaren vertikalen Höhenänderung durch Zunahme des Gradienten und dadurch des Winkels der orthogonalen Wachstumsrichtung. (A) 0%, (B) 22%, (C) 104%.

Dadurch wird der Einfluss der Änderung der Gewässerbodenhöhe auf die mittlere Änderung des Korndurchmessers an der Stelle der Probe in Formel 6.4 mit zunehmendem Gradienten überschätzt und muss verringert werden. Der zeitabhängige Betrag des Gradienten $\|\nabla z_b(t)\|$, dem Betrag des Tangens des Steigungswinkels, wird daher als Dividend eingefügt, siehe Formel 6.5 modifiziert nach Milbradt (2020). Je höher der Gradient, desto mehr wird der Einfluss der Höhenänderung dadurch verringert.

$$\frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t} = -\frac{\partial z_b(t)}{\partial t} * \frac{1}{1 + \|\nabla z_b(t)\|} \quad \text{Formel 6.5}$$

Zu diesem Zeitpunkt basiert die Formel rein auf bathymetrischen Informationen. Sie ist also für Unsicherheiten in diesen sehr sensibel. Bei den in heutigen Zeiten verwendeten Aufnahmeverfahren werden Gewässerbodenhöhen im Regelfall über Laufzeitanalysen von beispielsweise akustischen Wellen bestimmt, welche stark abhängig sind von beispielsweise der Wassertemperatur, siehe hierzu auch Kapitel 4.6.2. Da diese Einflussfaktoren nicht überall stets mit vermessen werden können und zudem auch in der Wassersäule variieren können, ist zu berücksichtigen, dass wie beschrieben mit steigender Wassertiefe die Unsicherheit in der eigentlichen Höhenbestimmung des Gewässerbodens zunimmt. Formel 6.6 stellt daher den tiefenabhängigen Unsicherheitsfaktor $\lambda(z_b(t))$ dar, der in seinem Gültigkeitsbereich unterhalb von 1 m NHN mit zunehmender Tiefe zu einem kleineren Skalar im Ergebnis führt.

$$\lambda(z_b(t)) = \frac{1}{\max(1, \sqrt{|z_b(t)|})} \quad \text{Formel 6.6}$$

Dieser Faktor wird als Multiplikator in Formel 6.5 eingefügt, sodass der Einfluss der Tiefenänderung auf die Änderung des $d_{50}(t)$ nun nicht nur mit steigendem Gradienten, sondern auch mit steigender Wassertiefe sinkt. So ergibt sich Formel 6.7 erweitert nach Milbradt (2020).

$$\frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t} = -\frac{\partial z_b(t)}{\partial t} * \frac{\lambda(z_b(t))}{1 + \|\nabla z_b(t)\|} \quad \text{Formel 6.7}$$

6.2.2.2 Sedimentologische Einflussfaktoren

Neben den Einflüssen der Gewässerbodenmorphologie und -tiefe sind die eigentlichen Eigenschaften der Sedimentverteilung natürlich hochrelevant um die Änderungsrate des Mediankorndurchmessers abzuschätzen.

Die Porosität einer Sedimentmenge gibt Auskunft darüber, welcher Anteil des Sedimentvolumens durch Porenwasser, beziehungsweise Porenraum im Allgemeinen, gebildet wird. Dies bedeutet, dass eine Höhenänderung gleichen Betrags von einer Sedimentmenge höherer Porosität weniger eigentliches Sediment beeinflusst als von einer Sedimentmenge mit einer geringeren Porosität. So wird weniger Sediment ein- oder ausgetragen und kann auf Basis der aufgestellten Hypothesen zu weniger Änderung in der Sedimentverteilung führen. Daher wird der Anteil des eigentlichen Sediments als $(1 - n(t))$, wobei $n(t)$ die verkürzte Schreibweise von Formel 6.3 darstellt, als weiterer Multiplikator hinzugefügt, sodass sich Formel 6.8 erweitert nach Milbradt (2020) ergibt. Analog zum Gradienten wird so mit steigender Porosität die Änderungsrate des $d_{50}(t)$ verringert.

$$\frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t} = -\frac{\partial z_b(t)}{\partial t} * \frac{\lambda(z_b(t))}{1 + \|\nabla z_b(t)\|} * (1 - n(t)) \quad \text{Formel 6.8}$$

Das Potential der Änderung auf Basis des an der Stelle vorliegenden Sediments wird über die Kombination aus $d_{50}(t)$ und σ_0 erreicht, die als Faktoren über Multiplikation hinzugefügt werden, siehe Formel 6.9 erweitert nach Milbradt (2020). Die zeitinvariante initiale Sortierung σ_0 an der Stelle steuert durch die Breite des in der Umgebung verfügbaren Kornspektrums wie schnell die Änderung stattfinden kann und ist ein zentraler Steuerfaktor der Differentialgleichung. Bei beispielsweise einem Einkornmaterial ($\sigma_0 = 0$) wird die vorliegende Kornverteilung so ohne externe Einflüsse niemals eine Änderung, wie eine Vergrößerung durch Erosion, erfahren können. Der $d_{50}(t)$ wird zum einen als zu verändernder Parameter der Differentialgleichung selbst wie auch als Indikator für kohäsive Prozesse verwendet. Eine Sedimentverteilung mit einem sehr kleinen $d_{50}(t)$ wird so langsamer verändert werden können als eine gröbere Verteilung, wodurch die Kornbindungseigenschaften schluffiger und toniger Sedimente abgebildet werden.

$$\frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t} = -\frac{\partial z_b(t)}{\partial t} * \frac{\lambda(z_b(t))}{1 + \|\nabla z_b(t)\|} * (1 - n(t)) * d_{50}(t) * \sigma_0 \quad \text{Formel 6.9}$$

In der nun entwickelten Formel zur Abschätzung der Änderung des Mediankorndurchmessers sind zahlreiche Faktoren enthalten, die die Änderungsrate selbst beeinflussen. In dieser Form ist eine unbegrenzte Änderung möglich. Um dies zu verhindern werden logistische

Grenzbedingungen eingeführt, die jeweils für Erosion und Sedimentation spezifische Ansätze enthalten, siehe Formel 6.10 modifiziert nach Milbradt (2020), wobei der Inhalt der Formel 6.9 darstellungshalber folgend als $\Delta d_{50}(t)$ notiert wird.

$$\frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t} = \Delta d_{50}(t) * \begin{cases} B_{sed}, & \text{bei } \frac{\partial z_b(t)}{\partial t} > 0 \\ B_{ero}, & \text{bei } \frac{\partial z_b(t)}{\partial t} \leq 0 \end{cases} \quad \text{Formel 6.10}$$

Da Erosion in dem hier vorgestellten Ansatz zu einer Vergrößerung führt, muss der Grenzwert zur Erosion entsprechend in metrischer Betrachtungsweise eine Obergrenze für den $d_{50}(t)$ stellen. Dies wird durch eine zunächst simple logistische Komponente erreicht, in der der Quotient aus dem zeitvarianten $d_{50}(t)$ und der approximierten maximal verfügbaren Korngröße d_{max} gebildet wird. Wird dieser Quotient von „1“ subtrahiert führt dies dazu, dass der Faktor der Grenzbedingung sich „0“ annähert, je näher der $d_{50}(t)$ an den d_{max} wandert, siehe Formel 6.11 nach Milbradt (2020). Da die Grenzbedingungen als multiplizierende Faktoren verwendet werden, führt ein Wert von „0“ dazu, dass keine Änderung mehr stattfinden kann.

$$B_{ero} = 1 - \frac{d_{50}(t)}{d_{max}} \quad \text{Formel 6.11}$$

Durch den datenbasierten Ansatz dieser Modellierung ist die Höhenänderung für einen gegebenen Zeitraum bereits bekannt. Allerdings muss die Differentialgleichung zur Extrapolation auch Strömungsverhältnisse berücksichtigen können. Eine bekannte Höhenänderung in einem bekannten Zeitraum muss bei sehr intensiven Strömungen zu ebenso intensiven erosiven Prozessen und damit im Zusammenhang dieser Modellierung zu stärkeren Vergrößerungen als eine sehr schwache Strömung führen. Daher wird der zuvor genannte logistische Quotient um die in einem min-Operator gekapselte Bodenschubspannung $\tau_b(t)$ erweitert, siehe Formel 6.12 nach Milbradt (2020). Diese Bodenschubspannung ist von „0“ an aufsteigend und wird aus einem bestehenden räumlich-zeitlichen Modell aus den zur Verfügung stehenden Daten, siehe Kapitel 4.4, an der Stelle der Sedimentprobe zum Zeitpunkt der bathymetrischen Vermessung interpoliert. Der zusätzliche min-Operator dient der Sicherstellung, dass auch bei sehr geringen Bodenschubspannungen

eine Vergrößerung durch Erosion erfolgen kann. Durch die derartige Verknüpfung mit der logistischen Grenzbedingung wird der verlangsamende Einfluss dieser auf die Änderungsrate mit steigender Bodenschubspannung verringert. Dies bedeutet, dass die modellierte Sedimentverteilung sich bei starken Bodenschubspannungen schneller ändern kann. Der Grenzwert wird aber dennoch nie überschritten.

$$B_{ero} = \left(1 - \frac{d_{50}(t)}{d_{max}}\right) * \min(1, \tau_b(t))$$

Formel 6.12

Bei der Sedimentation wird eine Grenzbedingung verwendet, die eine Untergrenze bildet. Analog zur Erosion bildet eine logistische Funktion die Basis, siehe Formel 6.13 nach Milbradt (2020). Je weiter der Mediankorndurchmesser an die Grenzbedingung wandert, desto langsamer findet die Änderung statt, bis sie an der Grenze zum Stillstand kommt.

$$B_{sed} = \left(1 - \frac{d_{min}}{d_{50}(t)}\right)$$

Formel 6.13

Ebenso wie bei der Erosion wird auch bei der Sedimentation die Bodenschubspannung eine Rolle spielen. Je höher die Bodenschubspannung ist, desto geringer soll die Möglichkeit zur Verfeinerung im Vergleich zu einem stillen Wasserkörper werden, da dort der feinere Anteil des transportierten Kornspektrums eher weitertransportiert als abgelagert wird. Damit soll der zunächst unberücksichtigt gelassene Transportteil aus Hjulströms (1935) Beobachtungen und Überlegungen simuliert werden, siehe Formel 6.14 nach Milbradt (2020).

$$B_{sed} = \left(1 - \frac{d_{min}}{d_{50}(t)}\right) * \frac{1}{1 + \tau_b(t)}$$

Formel 6.14

Im jetzigen Modellstand ist es datenbasisbedingt nur unzureichend möglich, externe Sedimenteinträge zu berücksichtigen. Lokal wurden erste Ansätze evaluiert, die Variationen der Abflussmengen an Binnenpegeln in Verbindung mit einem stärkeren seeseitigen (feineren) oder oberwasserseitigen (gröberen) mittleren Transport gesetzt haben. Während dieses

Verfahren prototypisch und lokal zwar vielversprechend erscheint, ist eine globale Anwendung bedingt durch die hohe Variabilität der Pegelkonfigurationen und Verfügbarkeit der dazugehörigen Daten in ausreichender Menge und zeitlicher Auflösung zunächst nicht umsetzbar.

Um solch externe Einflussfaktoren stattdessen soweit möglich zu simulieren, werden sekundäre Quellterme in Form von Summanden an die Differentialgleichung angefügt. Diese Quellterme Q_{sed} und Q_{ero} ermöglichen es, die ermittelten Mediankorndurchmesser zu jedem Zeitpunkt parallel zur Extrapolation zu validieren und wenn nötig zu modifizieren, siehe Formel 6.15. So sind auch potentielle Sedimenteinträge über andere Faktoren implizit zu berücksichtigen.

$$\frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t} = \Delta d_{50}(t) * \left\{ \begin{matrix} B_{sed} \\ B_{ero} \end{matrix} \right\} + \left\{ \begin{matrix} Q_{sed} \\ Q_{ero} \end{matrix} \right\} \quad \text{Formel 6.15}$$

Mittels eines solchen Quellterms ist es möglich die für die Sedimentation angenommene Hypothese der allgemeinen Verfeinerung weiter zu spezifizieren. Während in einem abgeschlossenen Idealsystem die Modellhypothese, dass eine Sedimentation hydrodynamisch bedingt nur zu einer Verfeinerung führen kann, für einen Teil des Kornspektrums unter bestimmten Voraussetzungen noch trägt, ist dies spätestens im Naturfall deutlich komplexer einzustufen. Um die so ermittelten Mediankorndurchmesser zu validieren, wird aus einer Bodenschubspannung zunächst ein invers gebildeter kritischer Korndurchmesser $d_{50}^T(t)$ abgeleitet. Dies ist der Korndurchmesser, der bei der gegebenen Bodenschubspannung auf Basis der Formel von beispielsweise Shields (1936) gerade auf der Grenze zur Mobilisierung liegt. Unter weiterer Zuhilfenahme der Initialsortierung σ_0 mit gleicher Argumentation wie zuvor ist hiermit eine valide lokale Sedimentinformation ableitbar. So kann aus der Differenz $d_{50}^T(t) - d_{50}(t)$ ermittelt werden, ob und wenn ja wieviel das hier entwickelte Sedimentmodell die resultierende Korngröße bei der Sedimentation unterschätzt. Vor allem im sehr feinen, kohäsiven, nicht linearen Bereich des Hjulström-Diagramms unter 0,1 mm Korndurchmesser bietet dies eine deutlich plausiblere Darstellung der Sedimentverteilung. Um diese Plausibilisierung nur durchzuführen, wenn überhaupt Bodenschubspannungen vorliegen und die Differenz tatsächlich auf eine Unterschätzung hinweist, wird der Quellterm Q_{sed} samt einer logistischen Obergrenze als Formel 6.16 dargestellt. Die Obergrenze stellt sicher, dass die aus der Bodenschubspannung abgeleitete Differenz der Korngrößen nicht dazu führt, dass die resultierende Korngrößenverteilung im Mediankorndurchmesser über den tatsächlichen maximalen Korndurchmesser ansteigt.

Formel 6.16

$$Q_{sed} = \sigma_0 * \tau_b(t) * \max(0, d_{50}^r(t) - d_{50}(t)) * \left(1 - \frac{d_{50}(t)}{d_{max}}\right)$$

Ebenso lässt sich ein Quellterm für die Erosion, Q_{ero} , aufbauen. Jedoch hat sich auch nach intensiver lokaler Fallstudie und Modellgütembewertung zum jetzigen Zeitpunkt nicht die Notwendigkeit ergeben im Falle der Erosion weitere Anpassungen an der Änderungsrate vorzunehmen. Daher ergibt sich Q_{ero} zum jetzigen Zeitpunkt unabhängig von externen Einflüssen stets als $Q_{ero} = 0$.

6.2.3 Lösung der Differentialgleichung zur Herleitung einer zeitvarianten Summenlinie

Das Lösen der finalisierten gewöhnlichen Differentialgleichung aus Formel 6.15 als Anfangswertproblem in Verbindung mit den sekundär abgeleiteten zeitvarianten Parametern der Sortierung und Schiefe führt zu einer zeitvarianten Summenlinie. Zur Lösung von Anfangswertproblemen gewöhnlicher Differentialgleichungen gibt es eine Vielzahl numerischer Integrationsverfahren, wobei das einfachste das explizite Euler-Verfahren ist. Dazu wird mit Δt zeitschrittweise die Änderung des Mediankorndurchmessers bestimmt, wobei positive und negative Zeitschritte (in Zukunft beziehungsweise Vergangenheit) sowie positive und negative Änderungen des Mediankorndurchmessers (Vergrößerung beziehungsweise Verfeinerung) möglich sind. So ist der $d_{50}(t + \Delta t)$ ermittelbar, siehe Formel 6.17, wobei die Zeitschritte sowohl fixe als auch variable Längen haben können. Diese Zeitschritte und die in ihnen geänderten Parameter werden primär aus den an der Stelle der zu extrapolierenden Oberflächensedimentprobe vorliegenden bathymetrischen Vermessungen und deren Aufnahmezeitpunkten bestimmt.

Formel 6.17

$$d_{50}(t + \Delta t) = d_{50}(t) + \Delta t * \frac{\partial d_{50}(t)}{\partial t}$$

Um also aus der zeitschrittweisen Ermittlung des Mediankorndurchmessers einen tatsächlichen absoluten $d_{50}(t)$ für einen bestimmten Zeitpunkt zu erhalten, wird von einem Anfangswert aus – dem gemessenen Mediankorndurchmesser aus der Probe zu ihrem Messzeitpunkt – hin über alle Zeitschritte aus der bathymetrischen Zeitreihe die obige Formel gelöst, um so schrittweise einen Mediankorndurchmesser zu entwickeln, siehe Abbildung 6.8. Hierbei ist es unerheblich, ob die Änderung von der Probe aus in Zukunft oder Vergangenheit

durchgeführt wird. Nach der Änderung des Mediankorndurchmessers und den daraus abgeleiteten sekundären Änderungen der Sortierung und Schiefe mit gleichbleibenden Grenzen ergibt sich durch die Formel 5.18 wieder eine vollständige Summenlinie.

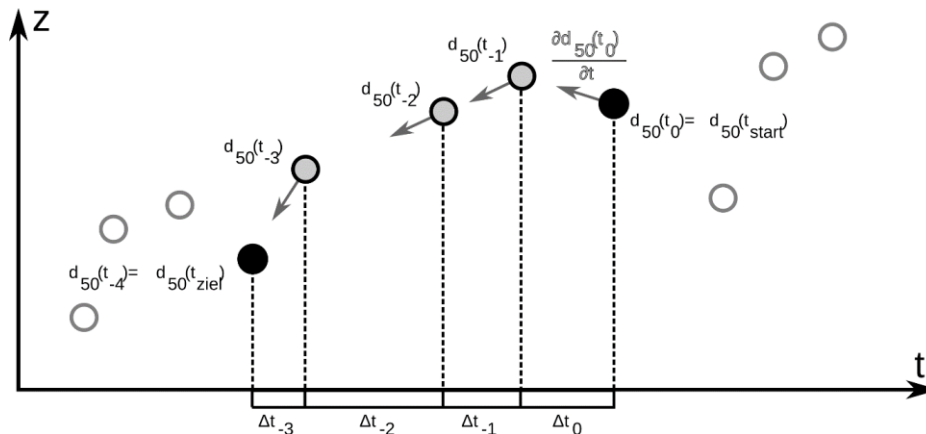


Abbildung 6.8: Graphische Darstellung der numerischen Approximation zur Lösung der Differentialgleichung. Der Wert des nächsten Zeitschritts wird über den aktuellen Wert und die aktuelle Änderungsrate bestimmt. In diesem Beispiel findet die Extrapolation in die Vergangenheit über variable Zeitschrittlängen statt.

Es ist nicht zu erwarten, dass sowohl der Startzeitpunkt als auch der Zielzeitpunkt stets auf einen vorhandenen bathymetrischen Datensatz fallen. Während am Startzeitpunkt die initiale Gewässerbodenhöhe gegebenenfalls noch aus den Informationen der Probennahme ermittelbar ist, ist spätestens der umgebende Gradient, der für die Differentialgleichung benötigt wird, nicht verfügbar, wenn nicht zeitgleich zur Probennahme auch eine flächige bathymetrische Vermessung durchgeführt wurde. Daher wird in solchen Fällen ein lokales Digitales Geländemodell mit nur einigen Metern Ausdehnung räumlich-zeitlich für den Startzeitpunkt aus dem Funktionalen Bodenmodell interpoliert. Auf diesem können alle benötigten Parameter abgeleitet werden. Ebenso kann dieses Verfahren sicherstellen, dass alle Informationen zur Ermittlung der Änderungsrate zum Zielzeitpunkt vorhanden sind, indem auch dort, wenn nötig, ein stark lokalisierendes Geländemodell temporär erzeugt wird.

Während mit der hier beschriebenen Vorgehensweise die Sedimentation zunächst, abgesehen von hydrodynamischen Verhältnissen, vergleichsweise isoliert simuliert wird, bedeutet eine Erosion stets das Einschneiden in bereits vorhandenes Material. Um die hierbei erwartbare Durchmischung mit dem Untergrund darstellbar zu machen, werden die in der Lösung der Differentialgleichung bereits berechneten, vorherigen Zeitschritte herangezogen. Diese repräsentieren die Struktur und Sedimentzusammensetzung des Gewässergrundes, siehe hierzu auch Kapitel 6.3. Die Erosion wird hierbei zunächst frei nach dem bereits beschriebenen Vorgehen auf Basis der Zeitschrittlänge, Höhenänderung und weiteren Parameter ermittelt. Anschließend wird die so abgeleitete Summenlinie anteilig der geschnittenen Mächtigkeiten der vorherigen zeitlichen Schichten mit deren

sedimentologischen Eigenschaften gewichtet gemittelt, also „gemischt“. So wird sichergestellt, dass die im Untergrund befindliche Korngrößenverteilung stets einen geeigneten Einfluss auf die nach der Erosion an der Oberfläche befindlichen Summenlinie und ihre Sedimentparameter hat.

6.2.4 Probenunabhängige ortsvariable Extrapolation

Die zeitliche Extrapolation der Sedimentverteilung der Oberflächensedimentproben über die vorgestellte gewöhnliche Differentialgleichung erlaubt die Nutzung aller Proben unabhängig von ihrem Aufnahmezeitpunkt für jeden beliebigen Modellzeitpunkt innerhalb der abgedeckten Zeitspanne der bathymetrischen Datenbasis. Allerdings ist auch diese Aufhebung aller zeitlichen Einschränkungen nicht ausreichend, um den postulierten Modellspruch einer vollständigen räumlichen Abdeckung der deutschen Nordseeküste zu erfüllen. Dies liegt in der räumlichen Verteilung der Proben bedingt. Abbildung 6.9 zeigt einen Ausschnitt des niedersächsischen Wattenmeers zwischen Langeoog, Spiekeroog und Wangerooge und der Küste, wo in einer Fläche von 235 km² weniger als 50 Proben vorliegen. Dies entspricht einer Probendichte von einer Probe pro 4,9 km² im Vergleich zur mittleren Probendichte von einer Probe pro 0,5 km² im Bereich der deutschen Nordseeküste. In einem so stark durch morphologisch aktive Tiderinnen geprägten Bereich ist diese Probenverteilung nicht ausreichend. In dem bis hierhin vorgestellten Stand des zeitvarianten Sedimentmodells könnte nur an den Probenpositionen eine Extrapolation durchgeführt werden.

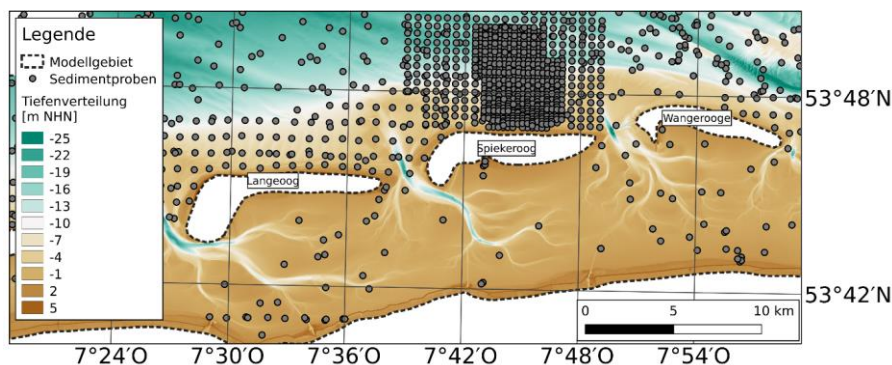


Abbildung 6.9: Sehr geringe Probendichte in morphologisch hochaktivem Bereich in Ausschnitt des niedersächsischen Wattenmeers. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

Grundsätzlich ist die Extrapolation der Summenlinie als Anfangswertproblem ortsunabhängig in dem Sinne, dass die Lagekoordinaten keine Rolle spielen. Wenn es möglich wäre, Startwerte auch für Orte zu bestimmen, wo keine Sedimentprobe als Ausgangspunkt liegt, dann könnte auch dort eine Extrapolation durchgeführt werden. Wenn diese Startwerte, basierend auf den echt gemessenen Werten, an jedem beliebigen Ort innerhalb des

Modellgebietes vorliegen würden, dann könnte so eine räumlich kontinuierliche Modellierbarkeit erreicht und damit eine zentrale Anforderung an das Modell erfüllt werden, siehe dazu die Konzeptskizze in Abbildung 6.10.

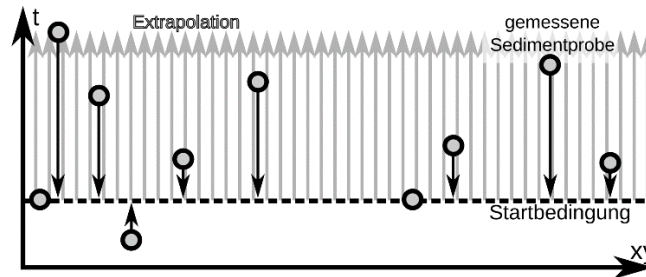


Abbildung 6.10: Konzeptskizze zur ortsunabhängigen Extrapolation, hier in 2D, durch die flächendeckende Kenntnis der Startbedingung.

Eine Analyse der in Formel 6.15 verwendeten Komponenten zeigt in Tabelle 6.1 welche dieser Parameter für eine solche räumlich kontinuierliche Startbedingung noch bestimmt werden müssen oder bereits vorliegen beziehungsweise sekundär abgeleitet werden können.

Es offenbart sich, dass von den elf Komponenten bereits vier aus auxiliären Modellen und drei aus anderen Parametern ableitbar sind. So müssen nur noch vier überhaupt ermittelt werden. Von diesen vier werden drei darüber hinaus als zeitinvariant angesehen, $d_{min}(x, y)$, $d_{max}(x, y)$ und $\sigma_0(x, y)$, vergleiche Kapitel 6.2.1.1, wodurch die Bestimmung dieser vereinfacht wird. Das Vorgehen hierzu wird in Kapitel 6.2.4.2 dargestellt. Die letzte Komponente, der zeitvariante $d_{50}(x, y, t)$, wird zu einem gewählten Startzeitpunkt, von dem aus extrapoliert werden soll, erzeugt. Das Vorgehen hierzu wird in Kapitel 6.2.4.1 dargestellt.

Tabelle 6.1: Übersicht über Herkunft der für die Extrapolation nötigen Parameter.

Parameter	Bedeutung	Herkunft
$d_{min}(x, y)$	Kleinste verfügbare Korngröße	Ausstehend (nur an Proben)
$d_{max}(x, y)$	Größte verfügbare Korngröße	Ausstehend (nur an Proben)
$d_{50}(x, y, t)$	Zeitvarianter Mediankorndurchmesser	Ausstehend (nur an Proben)
$z_b(x, y, t)$	Zeitvariante bathymetrische Höhe	Aus FBM
$\tau_b(x, y, t)$	Zeitvariante Bodenschubspannung	Aus Marina2D
$\ \nabla z_b(x, y, t)\ $	Zeitvarianter Bodengradient	Aus FBM
$\lambda(z_b(x, y, t))$	Zeitvarianter Tiefenunschärfefaktor	Aus FBM
$\sigma_0(x, y)$	Initialsortierung	Ausstehend (nur an Proben)
$\sigma(x, y, t)$	Zeitvariante Sortierung	Sekundär ableitbar
$n(x, y, t)$	Zeitvariante Porosität	Sekundär ableitbar
$d_{50}^T(x, y, t)$	Kritisch stabiler zeitvarianter Korndurchmesser aus Bodenschubspannung	Sekundär ableitbar

6.2.4.1 Erzeugung zeitvarianter Startbedingungen

Der $d_{50}(x, y, t)$ als Kern der Extrapolation der Sedimentverteilung ist die wichtigste Startbedingung. Um zum Startzeitpunkt des Modells eine kontinuierliche Verteilung zu erzeugen, werden zunächst alle vorhandenen Proben im Modellraum zu diesem Zeitpunkt (rück-)extrapoliert. Diese Proben zum Zeitpunkt t_0 werden darauffolgend mit einer geeigneten räumlichen Interpolationsmethodik zunächst vereinfacht verbunden. Beispielsweise bietet sich hier eine strukturliniengestützte lineare Interpolation an, die Inselränder und Küstenlinien berücksichtigen kann, oder eine Inverse-Distanz-Interpolation, die über Analysen der Bodenschubspannungen zu t_0 anisotrope Interpolationsradien einbinden kann (Kapitel 5.4.1.2 und 5.4.1.3). Da durch die gewählte räumliche Interpolationsmethodik trotz aller Erweiterungsmöglichkeiten keine validen beispielsweise Rinnen-Mediankorndurchmesser aus umgebenden Wattflächen-Sedimentproben gewonnen werden können, wird das interpolierte Ergebnis des $d_{50}(x, y, t_0)$ mithilfe von Bodenschubspannungsmodellen für den gewählten Startzeitpunkt nachträglich validiert, vergleiche die Erläuterung zum sedimentären Quellterm in Formel 6.16. Auch wenn durch die Probenlokationen keine Informationen in Rinnen vorliegen wird so dennoch über die in dieser Rinne herrschende Bodenschubspannung ein $d_{50}(x, y, t_0)$ abschätzbar. Über lokale gewichtete Mittelungen wird so manuell eine optisch plausible Startbedingung erzeugt.

6.2.4.2 Erzeugung zeitinvarianter Startbedingungen

Die weiteren benötigten Startbedingungen der Korngrenzen und initialen Sortierung sind zeitunabhängig. Diese werden also nicht wie der $d_{50}(x, y, t_0)$ (rück-)extrapoliert. Stattdessen wird zunächst die Gesamtheit aller d_{min} , d_{max} und σ_0 aus den etwa 22.000 Proben extrahiert. In zunächst globaler probenunabhängiger Betrachtung ergeben sich so bis zu 10^{13} Kombinationen der realen Parameter d_{min} , d_{max} und σ_0 aus den verschiedenen Proben. Um die „beste“ Kombination für die Modellierung der Küstenevolution zu identifizieren, wird auf Basis der zuvor erstellten $d_{50}(x, y, t_0)$ -Verteilung an der Stelle einer jeden originalen Sedimentprobe eine Extrapolation auf der zur Verwendung im Modell vorgesehenen bathymetrischen Zeitreihe hin zu dem Zeitpunkt der Aufnahme der originalen Sedimentprobe durchgeführt. Die Güte der Abbildung der gemessenen Summenlinie durch die modellierte Summenlinie (vergleiche Kapitel 5.11.2) wird als Bewertungskriterium der Eignung der Parameterkombination genutzt. Die beste Kombination wird nach der Auswertung aller Proben im sedimentologischen Modell verwendet. Dies kann bei einem großen gleichartigen Gebiet sowohl global als auch regional variabel angewendet werden.

Durch die Anzahl der Proben sowie die für jede Probe auszuwertende Zahl der Parameterkombinationen ergeben sich in globaler Betrachtungsweise insgesamt $22 \cdot 10^{17}$ mehrschrittige Extrapolationsvorgänge die durchgeführt und auf ihre Eignung hin bewertet werden müssen. Offensichtlich ist dies kein Prozess, der manuell durchführbar ist. Die Kalibrierung erfolgt daher automatisiert mittels eines einfachen genetischen Algorithmus.

6.2.4.3 Modellgittergeometrie und Diskretisierung

Mit den so erzeugten räumlich kontinuierlichen Startbedingungen ist es nun möglich Berechnungen auf einem beliebigen Modellgitter durchzuführen. Bei geeigneter Auflösung und Geometrie können so auch Bereiche, die wenig oder in ungünstiger Lage beprobt sind, sinnvoll dargestellt werden, vergleiche Abbildung 6.11.

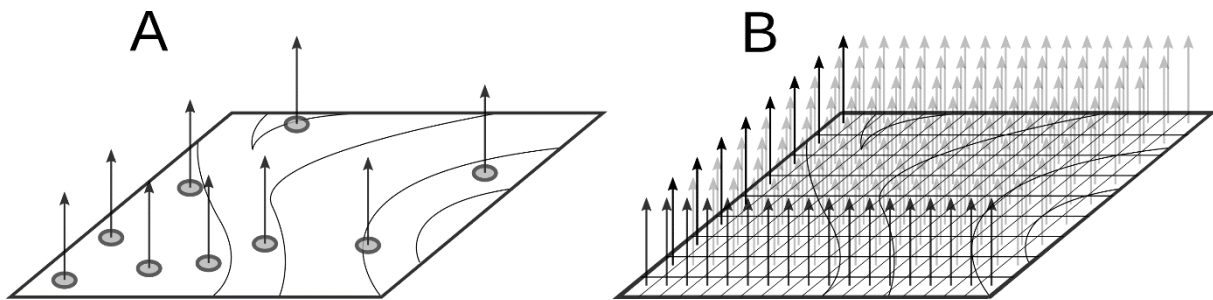


Abbildung 6.11: Vergleich von räumlich isolierter Extrapolation und Berechnung auf einem fixen Modellgitter in einer Konzeptskizze mit einem Pseudo-Höhenmodell. Rinnenstrukturen sind durch geschwungene Linien angedeutet. (A) Ungünstige Probenverteilungen verhindern eine ausreichende Abbildungsgenauigkeit der komplexen Bathymetrie. (B) Eine hochaufgelöste Modelldiskretisierung auf einem Gitter ermöglicht die Abbildung einer beliebigen Bathymetrie unabhängig von der ursprünglichen örtlichen Probenverteilung.

Da die Extrapolation nun nicht mehr nur an Probenpositionen durchgeführt wird ist es notwendig, flächendeckend bathymetrische Informationen zur Nutzung zur Verfügung zu haben. Hierzu wurden unter Zuhilfenahme des Funktionalen Bodenmodells 5x5km gekachelte Raster in 10x10m räumlicher Auflösung zum 01.07. für die Jahre 1950 bis 2020 räumlich-zeitlich interpoliert. Über das gesamte Modellgebiet von etwa 10.000 km² ergeben sich dadurch etwa 125,5 Millionen Rechenknoten für jeden der 71 abbildbaren Zeitschritte, wobei die ersten zehn Jahre aufgrund der Datenlage für Auswertungen höchstens eingeschränkt geeignet sind. Aufgrund der räumlichen und zeitlichen Modellgröße und -auflösung muss die Entwicklungsgleichung in Formel 6.15 für die deutsche Nordseeküste knapp 9 Milliarden Mal gelöst werden.

6.2.5 Assimilation von real gemessenen Summenlinien

Die in Formel 6.15 aufgestellte gewöhnliche Differentialgleichung hat aufgrund der logistischen Terme bezüglich der Grenzen der Kornverteilung in der Nähe dieser Grenzwerte einen stark nichtlinearen Charakter. Die Lösung der gewöhnlichen Differentialgleichung führt deswegen zeitlich-richtungsabhängig zu unterschiedlichen Trajektorien. Um im Ergebnis eine Interpolation sicherzustellen, das heißt eine exakte Wiedergabe der Eingangsdaten, ist die Assimilation dieser in den Verlauf der Extrapolation notwendig. Diese Datenassimilation geschieht derart, dass wenn eine Oberflächensedimentprobe auf einer räumlichen und zeitlichen Stützstelle zu liegen kommt, ihre Summenlinie die Summenlinie des Modells sowie die daraus abgeleiteten Parameter überschreibt. Die Wahrscheinlichkeit, dass die Rasterung und zeitschrittweise Entwicklung des Küstenevolutionsmodells eine Sedimentprobe jedoch genau an ihrem Aufnahmeort und Erhebungszeitpunkt trifft ist als sehr gering einzuschätzen. Eine Probe muss in gewisser Entfernung von den Stützstellen noch einen Einfluss auf die Modellsummenlinie haben, jedoch muss dieser auch mit zunehmendem räumlichem und zeitlichem Abstand abnehmen. Dieses Verhalten wird über räumlich-zeitliche Ähnlichkeitsbereiche umgesetzt, die im Folgenden vorgestellt werden.

6.2.5.1 Räumliche Ähnlichkeitsbereiche

Grundsätzlich wird im Rahmen des Küstenevolutionsmodelles davon ausgegangen, dass eine erhobene Oberflächensedimentprobe repräsentativ für einen gewissen Bereich des Gewässerbodens ist und nicht nur punktuell eine Sonderfallbetrachtung darstellt. Unter dieser Annahme wird weiterhin davon ausgegangen, dass die beprobte Sedimentzusammensetzung mit der Morphologie der Gewässerbodenoberfläche des oben genannten Bereiches korreliert. Diese Eigenschaften umfassen beispielsweise die Höhenlage, den Gradienten und die Variabilität der Höhenwerte in beispielsweise Dünenfeldern. Die Sedimentprobe wird in Regionen in denen diese Eigenschaften sehr homogen sind also auch Gültigkeit besitzen dürfen. Solche Regionen können beispielsweise zusammenhängende Wattflächen, Rinnenränder oder Rinnentäler umfassen.

Um solche räumlichen Ähnlichkeitsbereiche zu definieren, werden von der Position der betrachteten Oberflächensedimentprobe aus in alle Richtungen eine tiefenabhängige Anzahl an unendlich langen „Analysestrahlen“ ausgesendet, siehe Abbildung 6.12A.

Auf diese Strahlen werden aus dem Funktionalen Bodenmodell hochaufgelöste Höhenwerte interpoliert, womit die oben genannten morphologischen Eigenschaften der Gewässerbodenoberfläche untersucht werden. Strahlweise wird der jeweilige Punkt bestimmt, an dem die Änderung dieser Eigenschaften, also beispielsweise eine starke Änderung des Gradienten oder eine zu große Höhendifferenz zum Ausgangspunkt, so groß ist, dass definiert

wird, dass die Probe hiernach nicht mehr gelten darf, siehe Abbildung 6.12B. Dieser Punkt ist für diesen Analysestrahl der Grenzpunkt des räumlichen Ähnlichkeitsbereiches. Da die Unschärfe in Vermessungsdaten mit steigender Wassertiefe zunimmt und so sowohl innerhalb als auch zwischen Datensätzen potentiell unplausible scheinbare Sprünge des Gewässerbodenaufretren können, wird dieses Abbruchkriterium mit steigender Wassertiefe „weicher“ gestaltet. Das bedeutet, dass höhere Änderungen der Varianzen toleriert werden als in einem höhergelegenen Gebiet. Hierdurch werden in der Regel größere Homogenbereiche gebildet, was insbesondere im Tiefwasser seeseitig der Barriereinseln auftritt.

Nachdem für jeden dieser Analysestrahlen der jeweilige Grenzpunkt ermittelt wurde, werden diese zu einer sternförmigen Hülle verbunden, welche den äußeren Rand des Ähnlichkeitsbeziehungsweise Einflussbereiches bildet, siehe Abbildung 6.12C.

Von der Oberflächensedimentprobe aus zur Umrandung des Bereiches wird nun durch eine geeignete Funktion der Einflussfaktor zum Einprägen („1“ an der Probe bis zu „0“ auf der Grenze) ermittelbar gemacht, siehe Abbildung 6.12D. Dieses Verhalten ist als ortsabhängige Ansatzfunktion zur Interpolation beziehungsweise gewichteten Datenassimilation zu verstehen. Hierdurch ist für jeden Punkt innerhalb des Einflussbereiches in kontinuierlicher Form ein sprunghafter Faktor ableitbar. Im Rahmen dieser Arbeit findet als Funktion zur entfernungsabhängigen Bestimmung des Faktors eine einfache Gauß-Kurve Anwendung.

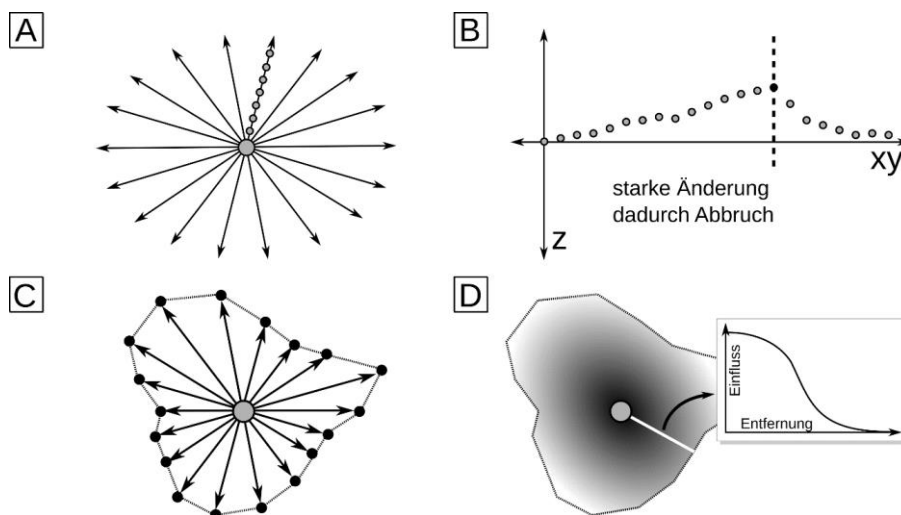


Abbildung 6.12: Vorgehen zur Erzeugung räumlicher Einflussbereiche. (A) Erzeugen hochaufgelöster Analysestrahlen, (B) Auswertung unter anderem der Varianzen zur Ermittlung des Grenzpunktes, (C) Verbinden der Grenzpunkte zu Hüllpolygon, (D) Anwendung einer Einflussfunktion.

Das bis zu diesem Punkt beschriebene Vorgehen berücksichtigt keine hydrodynamischen Einflussfaktoren. Auf einer planaren Fläche ohne und mit Strömungen würden unplausiblerweise jeweils die gleichen, kreisförmigen Einflussbereiche generiert werden. Daher werden die Hüllen im Nachgang auf Basis von Betrag und Richtung mittlerer Bodenschubspannungen für den entsprechenden Zeitpunkt, siehe hierzu auch Datenbasis Kapitel 4.4, mit steigender Bodenschubspannung quer zur Strömungsrichtung zunehmend gestaucht. Die hypothetische planare Fläche ohne jegliche Wasserbewegung wird so noch immer einen kreisförmigen räumlichen Einflussbereich erzeugen, die Variante mit konstanter Strömung wird nun eine elliptische Form orientiert an der Strömungsrichtung hervorrufen.

Für alle etwa 22.000 Oberflächensedimentproben im Modellgebiet wurde dieses zweischrittige Vorgehen durchgeführt, sodass wie in Abbildung 6.13 ersichtlich nahezu das gesamte Gebiet zu irgendeinem Zeitpunkt unter dem Einfluss einer Sedimentprobe stand. In der Detailansicht ist ebenfalls erkennbar, wie die aktuelleren Umringe der Einflussbereiche der aktuellen Morphologie der Medemrinne folgen.

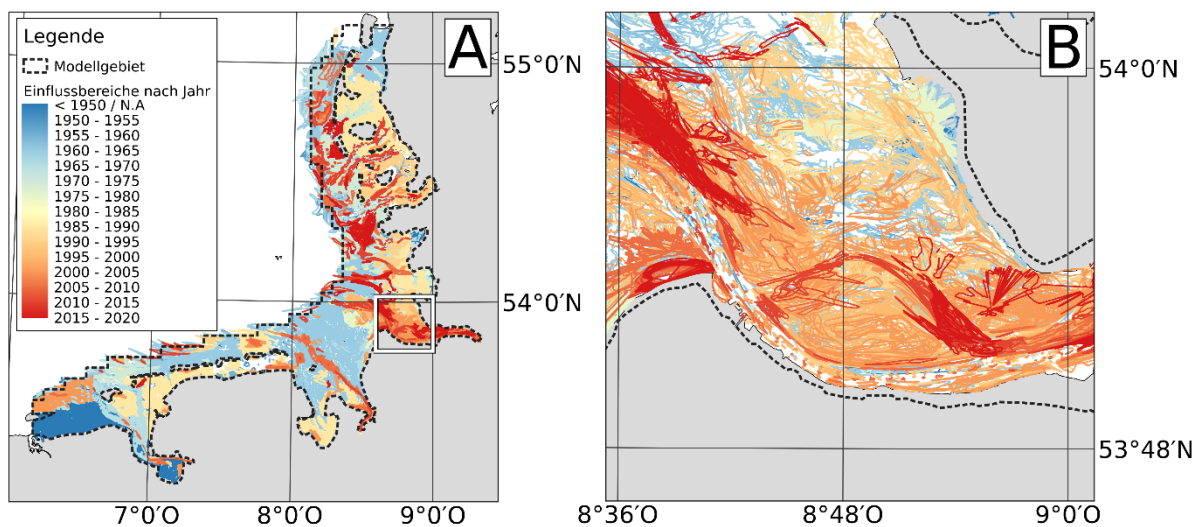


Abbildung 6.13: Darstellung der im Rahmen dieser Arbeit verwendeten polygonalen Ähnlichkeitsbereiche für die Deutsche Bucht und Fokus auf die Medemrinne. (A) Gesamtdarstellung der Verteilung im Gesamtmodellgebiet und (B) Fokus auf den morphodynamisch hochaktiven Bereich der Medemrinne. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

6.2.5.2 Zeitliche Ähnlichkeitsbereiche

Analog zu räumlichen Einflussbereichen findet das Erzeugen zeitlicher Einflussbereiche ebenfalls auf einem Strahl statt, allerdings in zeitlicher und nicht in örtlicher Ausdehnung. Auf dieser Zeitreihe werden in Zukunft und Vergangenheit auf der gesamten bathymetrischen Datenbasis des Funktionalen Bodenmodells räumlich Höhenwerte in den jeweiligen bathymetrischen Datensätzen interpoliert und analysiert. Die Auswertung dieser Zeitreihe

erfolgt hier ebenfalls auf Basis der Analyse der Änderung der Höhenlage des Gewässerbodens, siehe Abbildung 6.14.

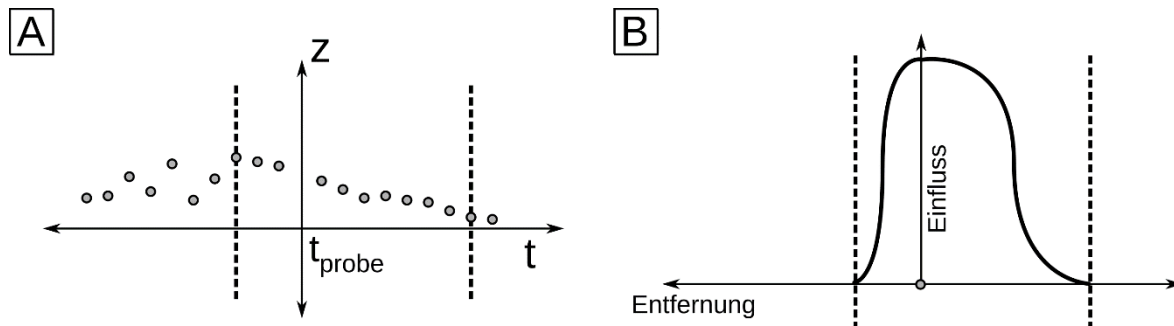


Abbildung 6.14: Vorgehen zur Erzeugung zeitlicher Einflussbereiche. (A) Analyse der Varianzen zur Ermittlung der Grenzpunkte, (B) Anwendung der Einflussfunktion(en).

Damit liegt in Zukunft und Vergangenheit vom Zeitpunkt der Probe aus jeweils ein Zeitpunkt vor, der analog zum bathymetrischen Äquivalent den Grenzpunkt des Einflussbereichs bildet und mit einer geeigneten Funktion ebenfalls einen Faktor zwischen 1 zum Zeitpunkt der Probe und 0 am Grenzpunkt produziert. Mit diesem Vorgehen kann erreicht werden, dass Sedimentproben auf einem langsam und stetig wachsenden Watt länger wirken können, als eine Probe, die an einem stark aktiven Rinnenrand liegt. Die eigentliche Funktion, die den Einflussfaktor als Skalar zurückgibt kann auch hier beliebig ausgetauscht werden, solange sie die im Regelfall asymmetrische Form durch unterschiedliche lange Wirkungsbereiche in Zukunft und Vergangenheit verarbeiten kann. Im Rahmen dieser Arbeit findet als Funktion zur Bestimmung des Faktors auch für die zeitlichen Ähnlichkeitsbereiche eine einfache Gauß-Kurve Anwendung.

6.2.5.3 Vorgehen zur Assimilation mittels räumlich-zeitlicher Ähnlichkeitsbereiche

Beide Einflussbereiche werden in einen einzelnen räumlich-zeitlichen Einflussbereich kombiniert, in dem zu jedem Zeitpunkt an jedem Ort zunächst zwei separate Faktoren vorliegen. Dies geschieht beispielsweise über eine Multiplikation beider Werte. Dies führt zu einem Gesamteinflussfaktor, der in Abhängigkeit vom räumlichen Abstand zum Ort der Probe und zeitlichen Abstand zum Zeitpunkt der Probe Aufschluss darüber gibt, wie stark eine Oberflächensedimentprobe an einer bestimmten Stelle wirken darf. Durch die Multiplikation zweier Werte zwischen null und eins ergibt sich in räumlich-zeitlicher Betrachtung insgesamt eine parabelartige Ausprägung, siehe Abbildung 6.15.

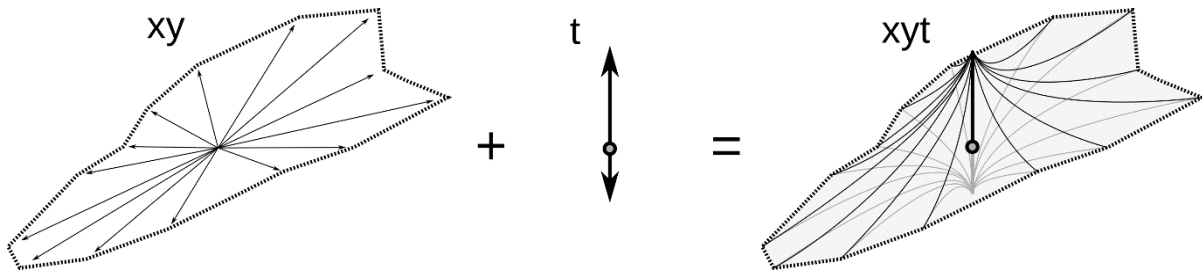


Abbildung 6.15: Kombination des räumlichen und zeitlichen Einflussbereichs zur Erzeugung des räumlich-zeitlichen Einflussbereichs.

Im Prozess der Extrapolation auf dem Modellgitter wird nun für jeden Rasterpunkt in jedem Zeitschritt geprüft, ob er in mindestens einen dieser Einflussbereiche fällt. Ist dies der Fall werden die auf Basis der Startbedingungen extrapolierten sedimentologischen Parametern mit denen der Probe über den abgeleiteten Faktor an die Modellstützstelle assimiliert. Hierbei wird die vollständige Summenlinie in φ -Vierteil diskretisierter Form mit einer Spannweite von -10 bis 10 (analog etwa Blöcke bis Ton nach EN ISO 14688) in das Modell geschrieben. Aus dieser werden wiederum die zur weiteren Lösung der gewöhnlichen Differentialgleichung nötigen Parameter abgeleitet. Dadurch wird sichergestellt, dass eine Modellstützstelle, die räumlich-zeitlich exakt auf einer Oberflächensedimentprobe liegt, die Summenlinie und damit sedimentologischen Parameter der Probe exakt wiedergibt.

Unter Berücksichtigung der hohen Abdeckung des Modellgebietes mit Ähnlichkeitsbereichen, vergleiche Abbildung 6.13, ist zu vermuten, dass es dazu kommen kann, dass Modellstützstellen in mehreren Einflussbereichen liegen. Dies wurde im aktiven Modellbetrieb bestätigt. In diesem Fall wird aus den räumlich-zeitlichen Einflussfaktoren aller „getroffenen“ Proben die jeweiligen individuellen Einflussfaktoren ermittelt, die wiederum über eine räumlich-zeitlich gewichtete inverse Shepard-Interpolation in einen einzelnen skalaren Faktor vereinigt werden. Mittels der gleichen Shepard-Interpolation wird ebenso eine einzelne gewichtet gemittelte Summenlinie erzeugt. Zusammen werden beide nach obig beschriebenem Vorgehen in das Modell assimiliert, wobei auch bei diesem Vorgehen sichergestellt ist, dass eine Kornverteilung einer Oberflächensedimentprobe an ihrem Ort und Zeitpunkt im Modell exakt wiedergegeben werden, auch wenn andere Einflussbereiche diese überlagern.

6.3 Zeitvariante Modellierung des Gewässergrundaufbaus

Neben der Oberflächensedimentologie zur Bestimmung von beispielsweise Rauheit ist der Aufbau des Gewässergrundes mit eine der entscheidendsten Komponenten in der hydro-morphodynamischen Modellierung. Solche Modelle kommen oftmals zum Einsatz, um Verlagerungen von Rinnen oder das Verhalten von Gewässern nach Fahrrinnenanpassungen

zu untersuchen. Hierbei wird Erosion einen großen Anteil haben. Ob, wie schnell oder wie lange an einem Ort erodiert werden kann, kann aber nicht nur durch die Oberflächensedimentologie bestimmt sein, da diese – naturgemäß – nach einem Erosionsereignis nicht mehr vorhanden ist. Es ist also unerlässlich auch für einen beliebigen Zeitpunkt den sedimentologischen Aufbau des Untergrundes zu kennen.

Der grundlegende Aufbau des Gewässergrunds inklusiver seiner sedimentologischen Zusammensetzung ist direkt aus den vorigen Komponenten des Modells ableitbar. Es ist für den gesamten Modellzeitraum im gesamten Küstengebiet bekannt, wann, wo und wie viel Erosion oder Sedimentation stattgefunden hat. Daraus ist, wie auch schon in der oberflächensedimentologischen Komponente genutzt, eine Abfolge der Erosions- und Sedimentationsphasen an einem Ort, siehe auch Abbildung 6.1, ableitbar. Wird diese Analyse iterativ von ältestem Zeitschritt zum jüngsten Zeitschritt durchgeführt, kann das Küstenevolutionsmodell einen prinzipiellen Gewässergrundaufbau wie in Abbildung 6.16 simulieren. Hierbei ist schon erkennbar, dass dieser Zustand keineswegs statisch ist. Ein ermittelter Gewässergrundaufbau zu den verschiedenen Zeitpunkten wird bei jeglicher Veränderung der Höhenlage der Gewässerbodenoberfläche, sei es Sedimentation oder Erosion, zu einer relativen Änderung des Gewässergrundaufbaus von der jeweils aktuellen Oberfläche aus nach unten betrachtet erzeugen.

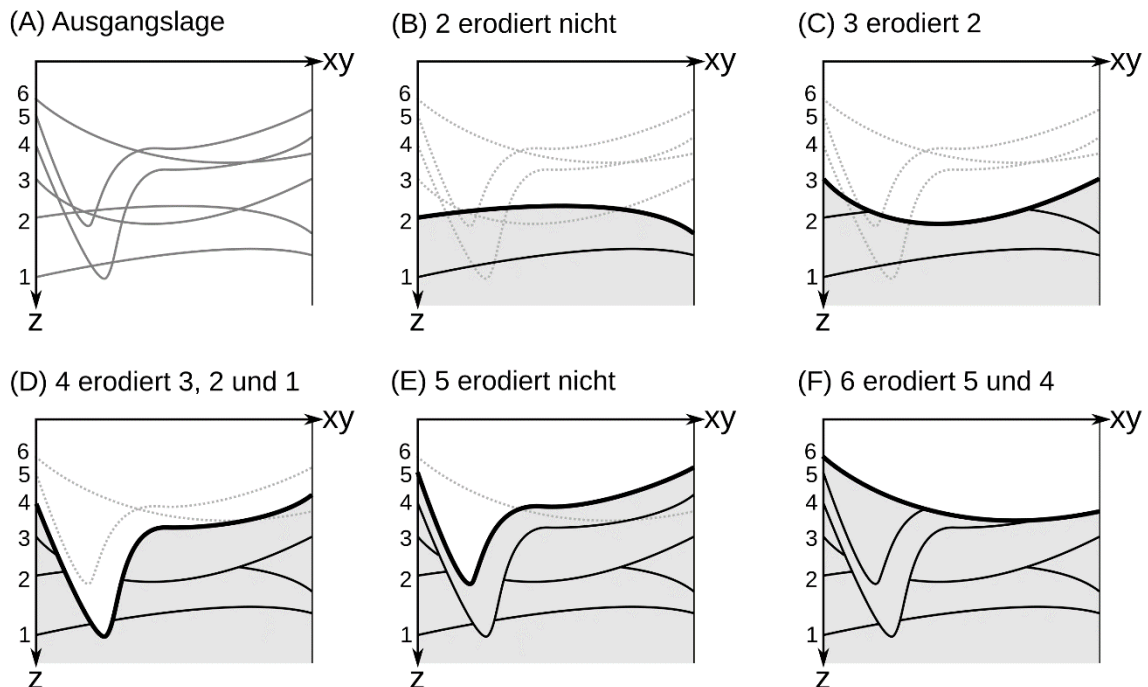


Abbildung 6.16: Erzeugung des strukturellen Aufbaus des Gewässergrundes in 2D-Prinzipskizze für einen bestimmten Endzeitpunkt. (A) Ausgangszustand mit unabhängiger Darstellung der zeitvarianten Schichten, aufsteigend durchnummeriert nach ihrem Referenzzeitpunkt. (B) Es findet keine Erosion der Schicht 1 durch Schicht 2 statt. (C) Schicht 3 erodiert Schicht 2 teilweise, erreicht Schicht 1 jedoch nicht. (D) Schicht 4 erodiert alle vorliegenden Schichten teilweise. (E) Es findet keine Erosion der bisherigen Schichten statt. (F) Schicht 6 erodiert die Schichten 5 und 4 teilweise.

Dieses Vorgehen kann limitiert durch seine Methodik jedoch nur einen Aufbau in einer räumlichen Ausdehnung zwischen dem höchsten und tiefsten Wert am jeweiligen Ort der dem Küstenevolutionsmodell vorliegenden Bathymetrien liefern. Um die Voraussetzung einer Abbildung des morphologisch aktiven, beziehungsweise aktivierbaren, Raums bis zur holozänen Basis zu erfüllen, werden Sedimentbohrkerne herangezogen. Durch die oft nur sehr grobe sedimentologische Analyse und mangelhafte zeitliche Einordnung im Vergleich zu höherqualitativen Oberflächensedimentproben sind Bohrkerne nur sekundär und zeitinvariant verwendbar.

Wie in Kapitel 5.10.2 beschrieben, ist es möglich zwischen Bohrkerne zu interpolieren, um ein räumlich kontinuierliches Modell zu erhalten. Hierzu werden zunächst zwischen dem Digitalen Geländemodell der holozänen Basis und einem geglätteten Mittelwert aller in der oberflächensedimentologischen Komponente verwendeten bathymetrischen Modelle in regelmäßigen relativen Abständen, also bei 10%, 20%, 30% und so weiter der Höhe zwischen Unter- und Obergrenze, Zwangsflächen räumlich-zeitlich interpoliert. Anhand dieser werden die Bohrkerne interpoliert. Um ein Gesamtmodell dieser beiden Teilkomponenten zu erhalten, werden die auf diesen Zwangsflächen interpolierten Bohrkerne wie Zeitschritte im iterativen Prozess der Abbildung 6.16 verwendet, wobei diesen stets ein Datum älter als dem ältesten Digitalen Geländemodell der oberflächensedimentologischen Komponente zugewiesen wird. So wird erreicht, dass diese höher qualitative Komponente das niedriger qualitative zeitinvariante Teilmodell „überprägt“, wodurch wie in Abbildung 6.17 dargestellt ein Gesamtmodell mit dem Gültigkeitsdatum des jüngsten Zeitpunktes der oberflächensedimentologischen Komponente entsteht. Diese zeitvariante Gesamtansicht wird im Folgenden als *Snapshot* des Küstenevolutionsmodells bezeichnet. Ein solcher Snapshot, welcher anwendungsbezogen auch lediglich aus der oberflächensedimentologischen Komponente abgeleitet werden kann, ist stets zu einem bestimmten Datum gültig.

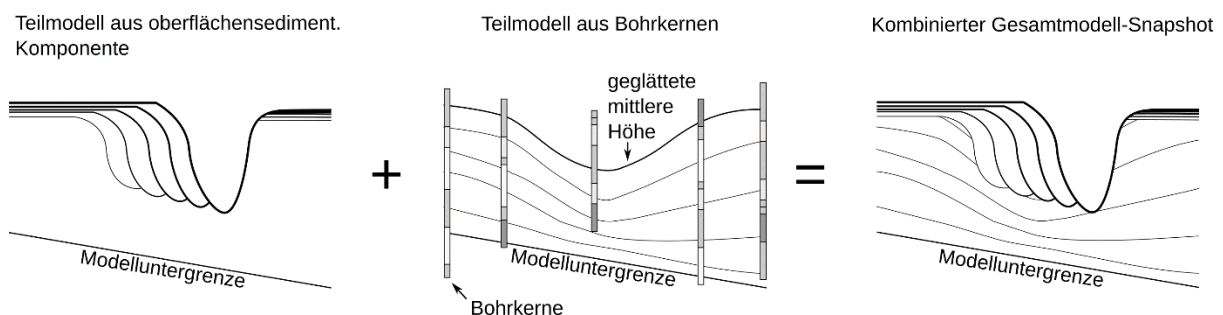


Abbildung 6.17: Kombination der oberflächensedimentologischen Modellierung und der zwangsflächengesteuerten Bohrkerneinterpolation zur Ableitung eines Küstenevolutionsmodells-Snapshots.

6.3.1 Simulation von Porositätsänderung durch Kompaktion

Wie in Kapitel 5.6.1.3 beschrieben unterliegen überlagerte Sedimente einer Kompaktion, das heißt in Abhängigkeit von der Dauer der Überlagerung und der Auflast des auflagernden Materials wird die Porosität verringert. Dies ist von hoher Relevanz für die Erosionsresistenz der sedimentologischen Eingangsdaten für prozessbasierte Modelle sowie die von diesen implementierten Berechnungsvorschriften durch die Verwendung der Bodenevolutionsgleichung nach Exner (1925). Diese Kompaktion kann auf den zeitschrittweisen Prozess des Aufbaus eines Küstenevolutionsmodell-Snapshots angewendet werden. In Rahmen dieser Betrachtung bedeutet dies, dass eine bereits bestehende „Schicht“ – hier im zeitlichen und nicht geologischen Sinne – von allen zeitlich darauffolgenden im Allgemeinen kompaktiert werden muss, wobei sich bei einer reinen Sedimentation über einen Zeitraum die Auflast auf eine bestehende Schicht und damit die Kompaktion durch die Zunahme der Schichten sukzessive erhöhen muss.

Mit Fortschreiten auf der Zeitachse soll so auf eine solche zeitliche Schicht k zunächst für die Dauer des Zeitschrittes Δt_{k+1} die Auflast der folgenden Schicht m_{k+1} wirken, daraufhin für die Dauer des Zeitschrittes Δt_{k+2} die gemeinsame Auflast aus m_{k+1} und m_{k+2} , sofern keine Erosion stattfindet, und so weiter, siehe Abbildung 6.18. Dieser Prozess wird für jeden Zeitschritt für alle zeitlichen Schichten von alt nach jung durchgeführt. Bei einer Erosion werden alle vollständig erodierten Schichten unberücksichtigt gelassen und die „angeschnittene“ Schicht entsprechend der Höhenverhältnisse der ursprünglichen zur erodierten Höhe mit der erodierenden Schicht gewichtet gemittelt. Diese Mittelung wird folgend vereinfacht für die Dauer des erodierenden Zeitschritts als Auflast verwendet und gegebenenfalls mit noch vorhandenen älteren Schichten aufsummiert.

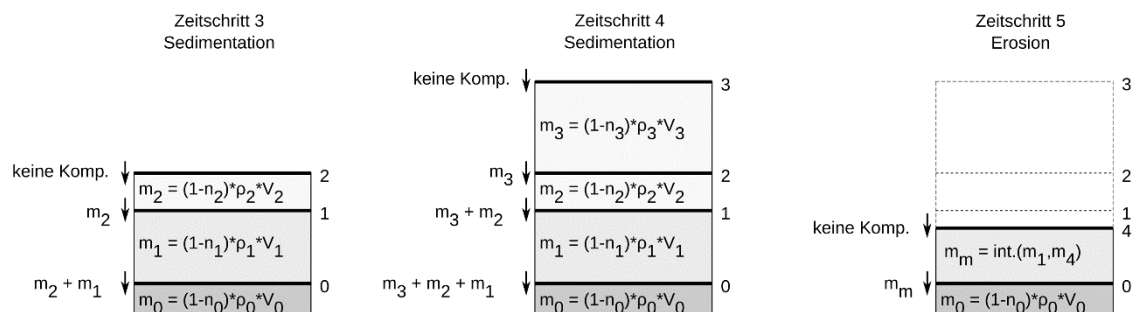


Abbildung 6.18: Prinzipskizze der iterativen Kompaktion, mit zunächst reiner Sedimentation in den Zeitschritten 3 und 4, wobei die Schichten 0 und 1 sukzessive weiter kompaktiert werden. In Zeitschritt 5 erodiert die Schicht 4 die alten bestehenden Schichten 3 und 2 vollständig und bildet mit der ehemaligen Schicht 1 eine neue gemittelte Schicht mit eigenen Auflastparametern.

Da die Realvolumenberechnung von dreidimensionalen Sedimentkörpern einen vergleichsweise hohen Rechenaufwand hat, wird als Vereinfachung die Auflast pro Referenz-Quadratmeter direkt aus den Teilporositäten, -schichtmächtigkeiten und -dichten ermittelt. Wie in Abbildung 6.18 dargestellt wird dieser Druck in Abhängigkeit des betrachteten Zeitpunktes und der Tiefe variabel sein und wird daher als $P(z, t)$ notiert. Dieser zeit- und tiefenabhängige Druck muss direkte Auswirkungen auf die Konsolidierung und damit die Porosität des vorliegenden Materials haben. Um diese zeit- und tiefenabhängige Änderung zu quantifizieren wird Formel 6.18 herangezogen. In dieser wird aus der spezifischen Durchlässigkeit $\kappa(d_{50}, n)$ nach Bear (1988) sowie der Sinkgeschwindigkeit $w_c(d_{50})$ nach Wu & Wang (2006) als materialspezifische Parameter, dem oben genannten Druck $P(z, t)$ und dem Grad der Konsolidierung $K(n, \sigma)$ nach Formel 5.13 als logistischer Grenzwert eine Porositätsverringerng pro Zeiteinheit der Auflast ermittelt.

$$\frac{\partial n(z, n, d_{50}, \sigma)}{\partial t} = -\kappa(d_{50}, n) * w_c(d_{50}) * P(z, t) * (1 - K(n, \sigma))$$

Formel 6.18

Durch die spezifische Durchlässigkeit, siehe Formel 6.19 (Bear, 1988) und Formel 6.20 mit der Erdbeschleunigung g und der Viskosität des Wassers ν vereinfacht als Konstante, in Kombination mit der durch den Mediankorndurchmesser bestimmten Sinkgeschwindigkeit wird bestimmt, wie schnell die Verringerung der Porosität stattfinden kann. Dies liegt in der Annahme begründet, dass ein Material mit einer hohen Durchlässigkeit und durch hohe Korngröße großer Sinkgeschwindigkeit einen freien, einfach zu durchfließenden Porenraum hat, aus dem Porenwasser schnell ausgepresst werden kann. Je geringer die Durchlässigkeit und Sinkgeschwindigkeit, desto enger ist der Porenraum und desto eher wird das Porenwasser an den Körnern anhaften. So wird die Kompaktionsgeschwindigkeit verringert.

$$k_f = \frac{n^3}{180 * (1 - n)^2} * d_{50}^2$$

Formel 6.19

$$\kappa = k_f * \frac{\nu}{g}$$

Formel 6.20

6.4 Extraktion von sedimentologischen Informationen für numerische Simulationsmodelle

Ein so zu einem bestimmten Zeitpunkt erstelltes Gesamtmodell-Snapshot ist nun nach der simulierten Erosion und Kompaktion als Ausgangsdatensatz für die Ableitung von Eingangs- und Validierungsdaten von morphodynamisch-numerischen Simulationsmodellen verwendbar.

Hierzu werden an festgelegten Positionen, beispielsweise über Knoten eines vorgegebenen Gitternetzes, zunächst vertikale Begrenzer in Form unendlicher Strahlen nach unten hin erzeugt (Abbildung 6.19A). An diesen werden dreidimensionale Voronoi-Regionen gebildet, beispielsweise in festen Tiefendiskretisierungsschritten, in denen eine erhaltungstreue Integration von Summenlinien stattfindet (Abbildung 6.19B). Zur Verringerung der Datenmenge ist es gegebenenfalls sinnvoll, die so erzeugten Volumenkörper in ihrer Tiefenabfolge nach diversen Kriterien zusammenzufassen (Abbildung 6.19C). Dies kann beispielsweise entweder auf Basis eines Ähnlichkeitsschwellwerts mittels der Distanz zwischen den Summenlinien, vergleiche Kapitel 5.11, oder der Identität abgeleiteter textueller Beschreibungen verschiedenster *Levels of Detail* der vorliegenden Summenlinien geschehen, vergleiche Kapitel 5.9.3.

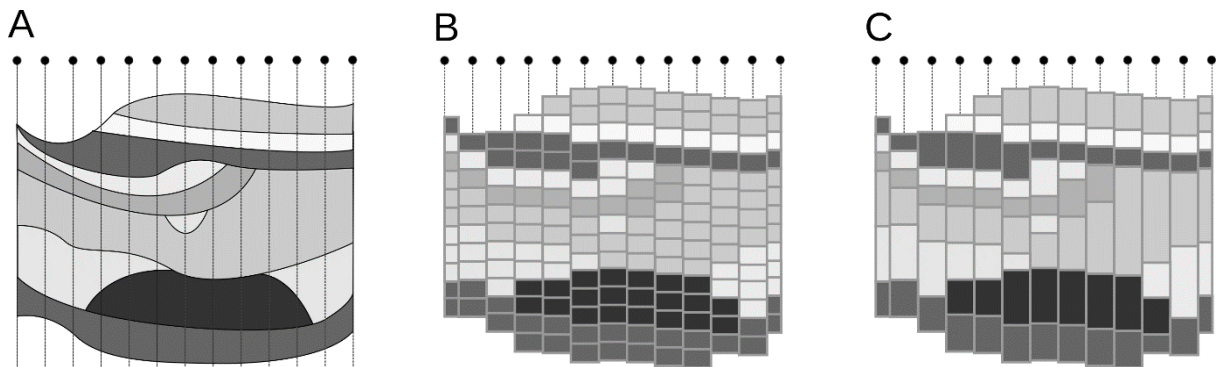


Abbildung 6.19: Vorgehen zur Ableitung von Basis- und Validierungsdaten für morphodynamisch-numerische Modelle mit einer tiefenvariablen Pseudo-Kornverteilung symbolisiert durch Graustufen. (A) Definition der Zieltopologie auf dem Snapshot des Küstenevolutionsmodells. (B) Bildung dreidimensionaler Voronoi-Regionen und erhaltungstreue Integration der sedimentologischen Eigenschaften innerhalb dieser. (C) Zusammenfassen in Homogenregionen zur Datenmengenreduktion.

6.5 Praktisches Vorgehen zur Bestimmung der Modellgüte

Ein noch so komplexes Modell ist wertlos, wenn nicht in geeigneter Weise die Abbildungsgenauigkeit- oder Güte zu Basis- oder Referenzdaten bestimmt werden kann, vor allem wenn es sich wie hier um ein interpolierendes Modell handelt. In Kapitel 5.11.2 und 5.11.3 wurde bereits erläutert, wie die Güte der Abbildung einer modellierten Sedimentverteilung zu einer Referenzverteilung bestimmt wird. Dieses Konzept lässt sich sogleich auf das räumlich-zeitlich variante Küstenevolutionsmodell anwenden. Hierzu wird für

jede gemessene Sedimentinformation örtlich und zeitlich eine Summenlinie aus dem Modell interpoliert. Diese Summenlinien werden wie bekannt verglichen, sowohl mit den Oberflächensedimentproben als auch mit den geschnittenen Bohrkernen, siehe Kapitel 5.11. Aus einer globalen oder auch regionalisierten Betrachtungsweise dieses Ansatzes lässt sich ein Gesamtscore bestimmen. Auch weitere statistische Analysen, beispielsweise in Hinblick auf maximale Abweichungen, sind so möglich um gezielt Fehlerquellen zu identifizieren und zu verarbeiten.

7 Exemplarische Auswertungen des Küstenevolutionsmodells

7.1 Lage der Gewässerbodenoberfläche der deutschen Nordseeküste

Die Lage der Gewässerbodenoberfläche und deren Änderung ist für zahlreiche Belange und Interessen der maritimen Wirtschaft sowie des Küstenschutzes von essentieller Bedeutung, wie in der Einleitung ausgeführt wurde. Wie bereits in Kapitel 6.2.4.3 beschrieben werden für die Modellierung des Küstenraums im Rahmen dieser Arbeit jährliche bathymetrische Höhenmodelle ab 1960 herangezogen und deren morphologische Änderungen in die zeitliche Extrapolation von sedimentologischen Eigenschaften eingebunden. Doch auch schon ohne diese weitere Verknüpfung liefert die Auswertung der bathymetrischen Komponente selbst wertvolle Informationen.

Zunächst ist über einfachste statistische Analysen die Varianz der Geländehöhen über den Gesamtmodellzeitraum ortsvariant ermittelbar, siehe Abbildung 7.1. Die Varianz ermöglicht einen Überblick über morphologisch eher aktive oder inaktive Bereiche. Wie in der Abbildung dargestellt sind – wie zu erwarten – die morphologisch aktiveren Bereiche vor allem im Bereich von Ästuarmündungen und Seegatten zwischen den Barriereinseln und Halligen verortet, während die Wattflächen niedrigere Varianzen aufweisen.

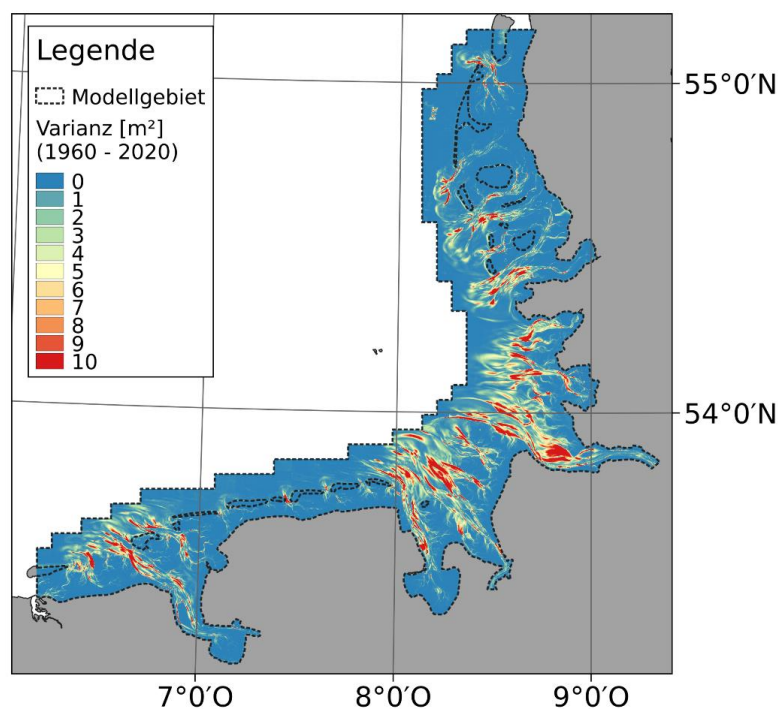


Abbildung 7.1: Varianz der Höhe des Gewässerbodens der deutschen Nordseeküste von 1960 bis 2020. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Während die Varianz oder die daraus abgeleitete Standardabweichung zwar Skalare zur morphologischen Aktivität eines Ortes liefern und so quantitative Vergleiche ermöglichen, sind diese im Bereich von Küstenschutz und maritimer Wirtschaft nur schlecht interpretierbar. Öfter findet in diesem Zusammenhang die Spanne zwischen höchster und niedrigster Geländehöhe in einem Zeitraum Verwendung, der Morphologische Raum, siehe Abbildung 7.2 und Formel 7.1 (Milbradt, 2011).

Formel 7.1

$$MR(x, y) = \max(z_i(x, y)) - \min(z_i(x, y))$$

Aus der Spanne der Höhenwerte ist klar und leicht verständlich abzulesen, in welchem Betrag eine Höhenänderung an einer spezifischen Stelle über den betrachteten Zeitraum aufgetreten ist. Sofern diese Analyse über einen ausreichend langen Zeitraum durchgeführt wurde, ist diese für weitere Anwendungszwecke geeignet. Im Rahmen von beispielsweise Trassenplanungen kann der Morphologische Raum als Sicherheitstiefe von der aktuellen Bathymetrie subtrahiert werden um eine ortsvariable Mindestverlegetiefe zu ermitteln, die Kabel gegen natürliche Sedimentumlagerungen und anthropogene Beeinflussung sichert (Allan, 1998; Zhang et al., 2018).

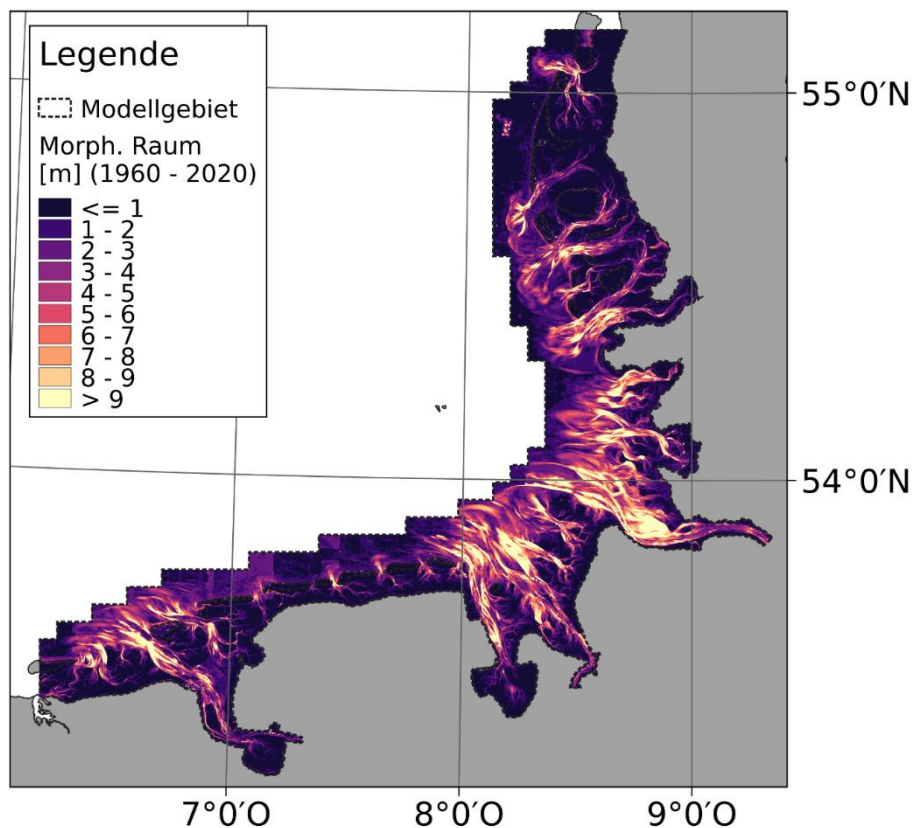


Abbildung 7.2: Morphologischer Raum der deutschen Nordseeküste von 1960 bis 2020. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Zunächst sagt der Morphologische Raum jedoch nichts über das ortsspezifische Veränderungsverhalten des Gewässerbodens im Verlauf der Zeit aus, sondern liefert nur absolute Betrachtungen von Start bis Ende. Es ist so nicht bekannt, ob eine Spanne an Höhenwerten von beispielsweise fünf Metern innerhalb eines Jahres durch ein katastrophales Event oder eine graduelle gleichmäßige Änderung über mehrere Jahre zustande gekommen ist. Der Morphologische Drive ermittelt als erweiterte Auswertungsmethodik daher nicht die Spanne von absoluten Höhenwerten über die Zeit, sondern die Spanne von jährlichen Änderungsraten über die Zeit, siehe Abbildung 7.3 und Formel 7.2 (Milbradt, 2011).

$$MD(x, y) = \max\left(\frac{\partial z(x, y)}{\partial t}\right) - \min\left(\frac{\partial z(x, y)}{\partial t}\right)$$

Formel 7.2

Eine niedrige Spanne zwischen Änderungsraten bedeutet, dass jede in diesem Fall jährliche Änderung zwischen den Geländehöhen etwa gleich groß war, bis hin zum Extremum eines Drives von null, welcher auf absolut konstante Änderungsraten hinweist. Auf der anderen Seite zeigen hohe Werte des Morphologischen Drives Bereiche auf, in denen die Änderungsraten stark variieren und die Gesamtänderung gegebenenfalls durch wenige aber dafür starke Sedimentations- oder Erosionsereignisse verursacht wurde.

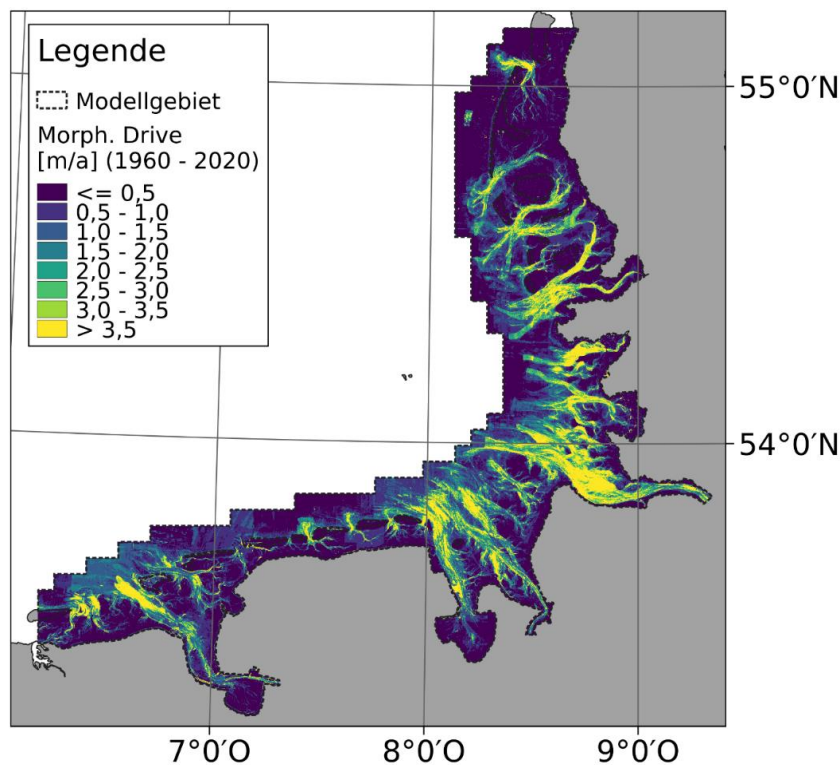


Abbildung 7.3: Morphologischer Drive der deutschen Nordseeküste von 1960 bis 2020. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Durch die im Zusammenhang der Entwicklung des Küstennahbereichs sehr lange abgedeckte Zeitspanne werden auch Analysen von sehr langfristigen Prozessen möglich, so zum Beispiel die Analyse der Wattflächen. Die mittlere Höhe der Watten spielt in Verbindung mit ihrer Fläche eine entscheidende Rolle im Küsten- und spezifischer im Deichschutz. Je höher die Meeresbodenoberfläche im Vergleich zum Meeresspiegel ist, desto geringer ist die Wassertiefe. Je geringer die Wassertiefe ist, desto mehr wird von seewärts eingetragene Wellenenergie abgedämpft und steht so nicht mehr im gleichen Ausmaß für küstennahe Erosionsprozesse zur Verfügung (Erchinger et al., 1996; Zielke, 2005). Diese Wathöhe wird beispielhaft aus dem Küstenevolutionsmodell für das Jahr 2019 innerhalb von Wateinzugsgebieten bestimmt, siehe Abbildung 7.4A. Das Wathöhenintervall wird hierbei modellraumweit zur Vergleichbarkeit als -2 m bis 2 m NHN definiert. Es ist ersichtlich, dass die Verteilung der mittleren Wathöhen in Abbildung 7.4B sich wie durch beispielsweise Dieckmann et al. (1987) beschrieben an der Verteilung des Tidehubs (siehe Abbildung 2.6A) orientieren. Je höher der Tidehub, desto höher die Sedimentationszone.

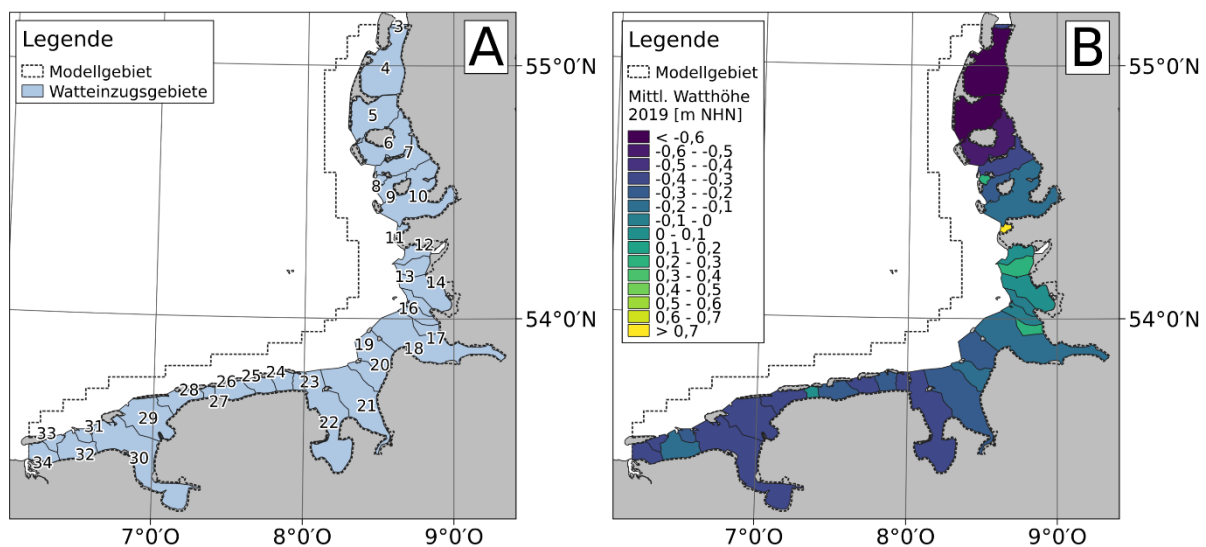


Abbildung 7.4: Definition der Einzugsgebiete zur ortsvarianten Ableitung und Analyse von Wattparametern und deren Änderungen. (A) Nummerierung der Gebiete in Referenz zu Tabelle 7.1, (B) mittlere Wathöhe zum Zeitpunkt 2019 in m NHN. Wateinzugsgebiete modifiziert nach Baptist et al. (2019). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Da die Wathöhe und vor allem der Meeresspiegel klimawandelbedingt jedoch keine zeitinvarianten, fixen Größen sind, ist es essentiell, nicht nur den aktuellen Zustand, sondern auch die Änderungsraten zu kennen. Tabelle 7.1 stellt die einzugsgebietsspezifischen Wathöhen und -flächen sowie deren Änderungsraten gebündelt dar. Zur besseren Vergleichbarkeit zwischen verschiedenen großen Gebieten ist die Flächenänderungsrate in Prozent pro Jahr angegeben.

Tabelle 7.1: Einzugsgebietsspezifische Wathöhen und -flächen sowie deren Änderungsraten zum Stand 2020.

ID	Bezeichnung	Höhe [m NHN]	Höhe Rate [cm/a]	Fläche [km ²]	Fläche Rate [%/a]
3	Jyvre Dyb	-0,39	-0,52	10,1	-0,003
4	Lister Tief	-0,75	-0,15	289,3	0,015
5	Hörnum Tief	-0,68	-0,36	199,9	-0,103
6	Norderaue	-0,55	-0,09	164,9	0,051
7	Süderau	-0,35	0,22	102,1	-0,006
8	Hoogeloch	0,22	0,10	14,4	-0,011
9	Rummeloch West	-0,25	0,18	66,5	-0,001
10	Norderhever- Heverstrom	-0,15	0,08	266,0	-0,083
11	Tümlauer Bucht	0,76	-0,11	12,9	0,006
12	Eidermündung	0,01	-0,16	50,4	0,316
13	Wesselburener Loch	0,25	0,51	76,5	0,089
14	Piep / Meldorfer Bucht	0,05	0,72	134,5	0,129
15	Flackstrom	0,00	-0,20	41,3	-0,026
16	Neufahrwasser	-0,07	-0,11	60,2	0,057
17	Schatzkammer	0,29	-0,33	42,6	-0,178
18	Elbe	-0,16	-0,05	215,5	0,410
19	Westertill / Nordertill	-0,28	-0,36	145,1	0,405
20	Robinbalje	-0,17	-0,29	86,7	0,036
21	Weser	-0,27	-0,19	248,6	0,046
22	Jade / Jadebusen	-0,31	-0,22	240,5	0,029
23	Blaue Balje	-0,31	0,10	35,2	0,017
24	Harle	-0,26	0,27	54,1	0,007
25	Otzumer Balje	-0,32	0,10	62,2	-0,013
26	Accumer Ee	-0,22	0,20	80,0	0,046
27	Wichter Ee	0,07	0,10	22,8	0,007
28	Norderneyer Seegat	-0,39	0,08	93,3	0,036
29	Osterems	-0,35	0,06	223,3	0,007
30	Eems-Dollard	-0,34	0,10	334,6	0,226
31	Schild	-0,24	-0,19	31,7	0,041
32	Lauwers	-0,14	0,16	116,3	0,193
33	Eilanderbalg	-0,36	-0,13	32,9	0,009
34	Zoutkamperlaag	-0,34	-0,68	71,0	-0,209

Die Änderungsraten sind flächig in Abbildung 7.5 und Abbildung 7.6 dargestellt. Die Änderungsraten selbst wurden als aktuelle Steigung eines 10-jährigen symmetrischen gleitenden Mittels durch die Zeitreihen der Höhen- und Flächenwerte bestimmt, siehe Abbildung 7.7 und Abbildung 7.8. Diese Vorgehensweise ist vorteilhaft, da so mit einer guten Ausreißerresistenz auch längerfristige Trends ermittelbar sind.

Auffällig hierbei ist vor allem eine stark gruppierte jüngst auftretende Abnahme der mittleren Watthöhen im Bereich der Jade-, Weser- und Elbeästuare nach einer relativen konstanten Wachstumsphase. Die Umschlagspunkte hier liegen bei etwa 2012, was mit einer Änderung der Tideparameter korreliert. Nach frei verfügbaren Daten der Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes fallen die 5- und 95-Prozent-Quantilshöhen der jährlichen Wasserstandsganglinien bis zu diesem Datum für den Pegel Cuxhaven Steubenhöft jeweils in etwa parallelem Verlauf. Ab 2012 steigen diese wieder mit abnehmender Spanne, etwa analog zu einem verringerten Tidehub, was nach Dieckmann et al. (1987) die abnehmende Watthöhe bedingt. Gleiches gilt für den nördlichsten Bereich um Sylt, in welchem seit etwa 2008 fallende Watthöhen zu erkennen sind, die ebenfalls durch eine Trendwende der Quantilshöhen mit gleichzeitiger Spannenverringern im schleswig-holsteinischen Landespegel Messpfahl-Westerland erkennbar sind. Die Flächen im definierten Watthöhenintervall hingegen wachsen überwiegend, was wohl am Ehesten mit einer Verschiebung variabler Höhenwerte in ein fixes Höhenintervall von wie oben genannt -2 bis 2 m NHN sowie einer Neigungsänderung von Rinnenrändern zu erklären ist. Bedingt durch die Zeitpunkte der Änderungen wird dieser Effekt vermutlich nicht vom Nodaltidezyklus abhängen. Gegebenenfalls sind hier übergeordnete Effekte der Meeresspiegeländerungen als Einflussfaktor anzusehen.

Leider fehlen digitalisierte Daten zur Entwicklung der Tideparameter und Pegelganglinien für einen Großteil des älteren Modellzeitraums. Wären diese vorhanden, könnten zuvor ausgeführte Beziehungsanalysen zwischen Watthöhen- und Wasserstandsentwicklungen entsprechend über noch längere Zeiträume ausgewertet werden und böten so die Möglichkeit, auch innerhalb der Trendlinie der Wachstumsraten Muster zu erkennen und in Korrelation zu Tideparametern zu setzen. Die Aussagekraft von Flächenauswertungen in den Randbereichen des Modellgebiets ist bedingt durch eine geringere Datenlage zweifelhaft, wie vor allem an der äußersten westlichen Grenze zu den Niederlanden in beiden Auswertungen deutlich wird.

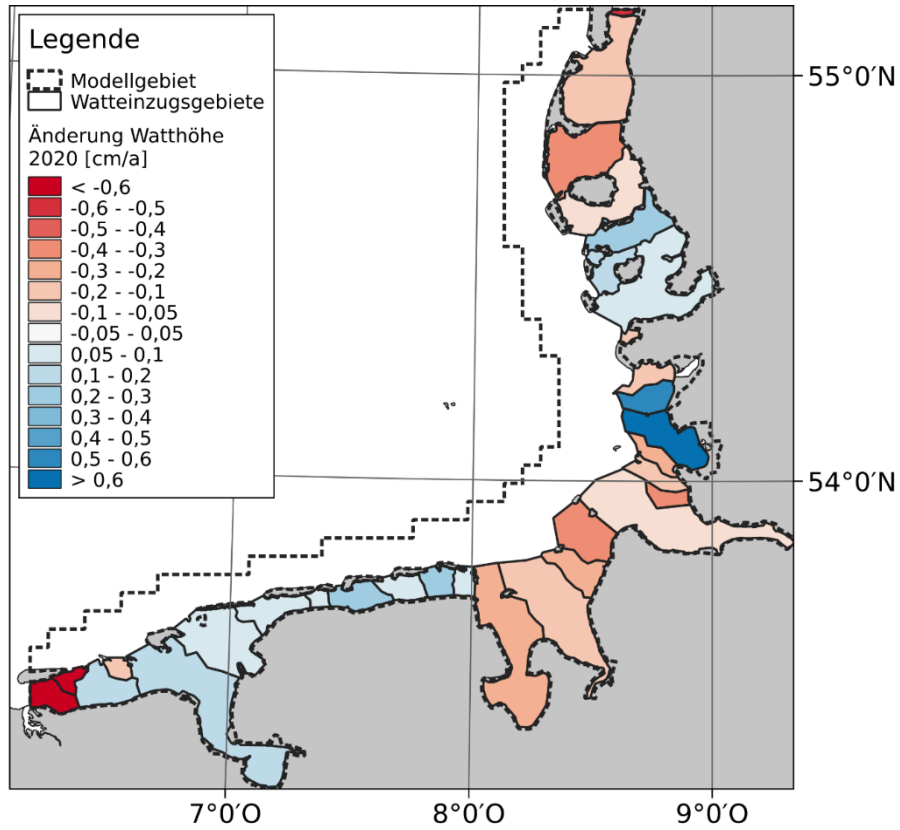


Abbildung 7.5: Watt Höhenänderungsraten in Watteinzugsgebieten, Stand 2020. Watteinzugsgebiete modifiziert nach Baptist et al. (2019). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

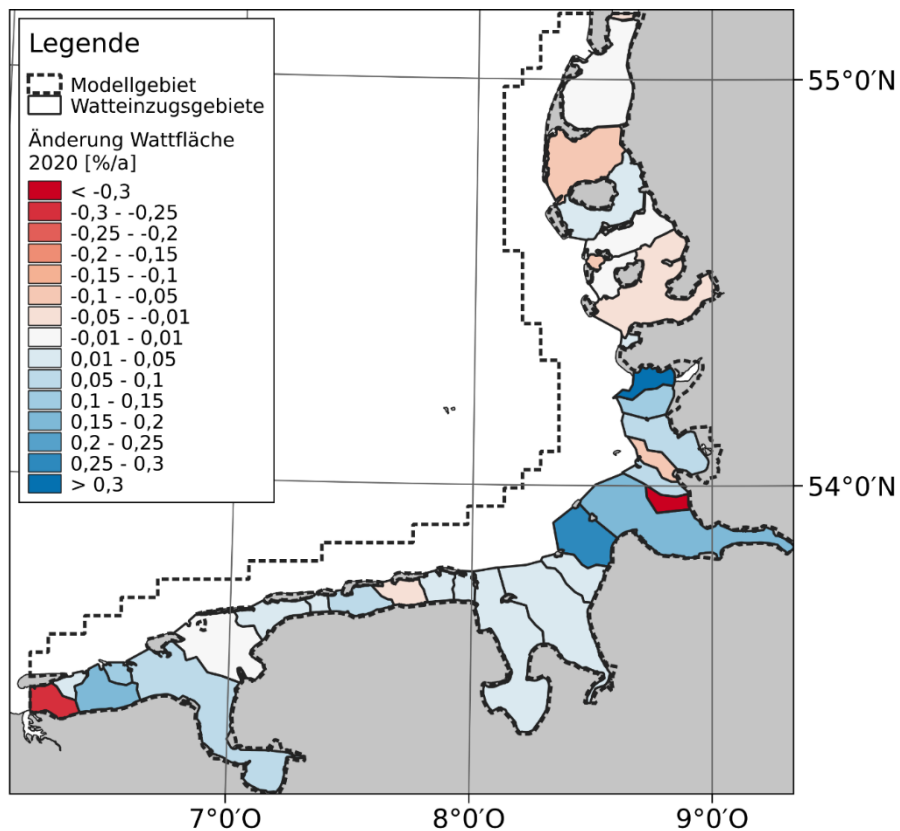


Abbildung 7.6: Wattflächenänderungsraten in Watteinzugsgebieten, Stand 2020. Watteinzugsgebiete modifiziert nach Baptist et al. (2019). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

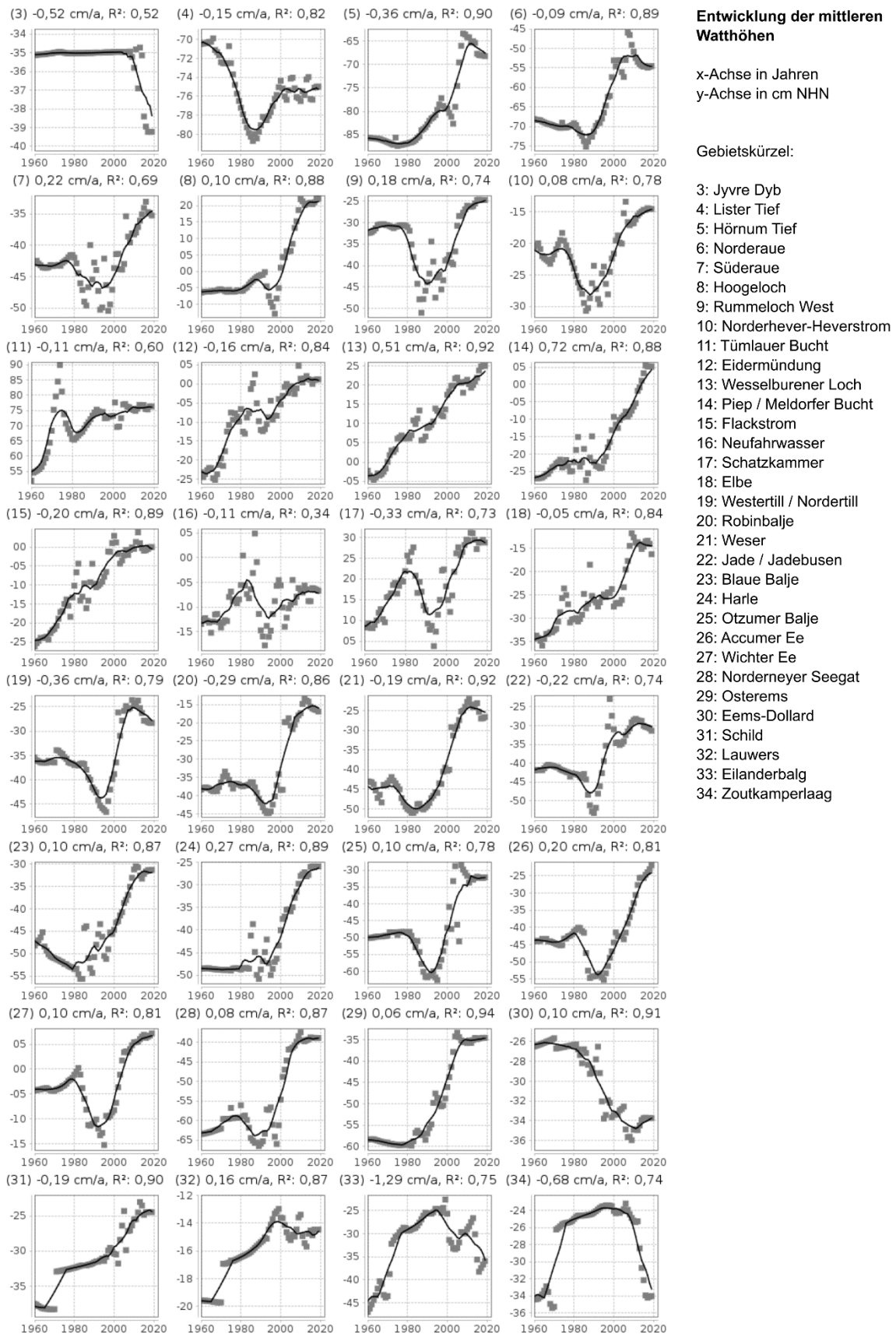
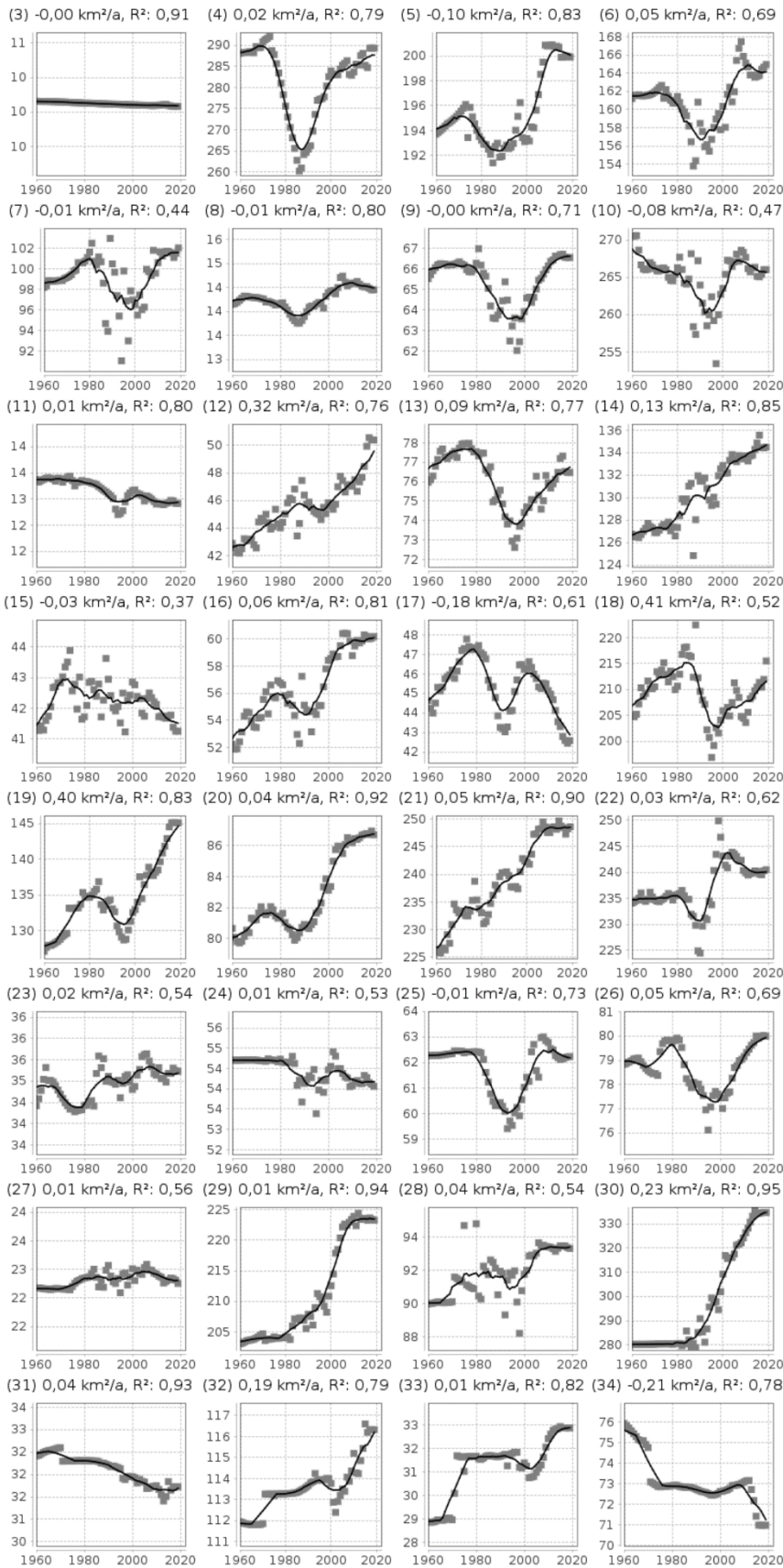


Abbildung 7.7: Entwicklung der mittleren Watthöhen in fix definierten Gebieten zwischen -2 und 2 m NHN.



Entwicklung der Wattflächen

x-Achse in Jahren
y-Achse in km²

Gebietskürzel:

- 3: Jyvre Dyb
- 4: Lister Tief
- 5: Hörnum Tief
- 6: Norderaue
- 7: Süderaue
- 8: Hoogeloch
- 9: Rummeloch West
- 10: Norderhever-Heverstrom
- 11: Tümlauer Bucht
- 12: Eidermündung
- 13: Wesselburener Loch
- 14: Piep / Meldorfer Bucht
- 15: Flackstrom
- 16: Neufahwasser
- 17: Schatzkammer
- 18: Elbe
- 19: Westertill / Nordertill
- 20: Robinbalje
- 21: Weser
- 22: Jade / Jadebusen
- 23: Blaue Balje
- 24: Harle
- 25: Otzumer Balje
- 26: Accumer Ee
- 27: Wichter Ee
- 28: Nordermeyer Seegat
- 29: Osterems
- 30: Eems-Dollard
- 31: Schild
- 32: Lauwers
- 33: Eilanderbalg
- 34: Zoutkamperlaag

Abbildung 7.8: Entwicklung der Wattflächen in fix definierten Gebieten zwischen -2 und 2 m NHN.

7.2 Oberflächensedimentologie der Außeneider

Die Eider war stets starker anthropogener Beeinflussung unterworfen. Im Zuge wiederholter Flutschutzmaßnahmen bis in die späten 1930er Jahre wurden der Flusslauf verändert und Sperrwerke gebaut, wodurch sich wegen der geänderten Ebb- und Flutstromverhältnisse die Aggradation von Feinsediment in der Tideeider erhöht hat (Wieland, 1999; Bednarczyk et al., 2008). Um dem entgegenzuwirken wurde ab Ende der 1960er Jahre das Eidersperrwerk errichtet und hat ab Betriebsbeginn 1973 durch eine Steuerung des Flutstroms in die Tideeider den Eintrag von Feinsediment von See aus verringert (Knieß, 1976; Wieland, 1999; Bednarczyk et al., 2008; Nuber & Siebenborn, 2019). Als Konsequenz aus den geänderten Strömungsverhältnissen migrierte die damalige Hauptrinne im Außeneiderbereich, die Nordrinne, nordwärts Richtung Land, weswegen zu Deichschutzmaßnahmen 1979 ein Sanddamm quer über die Nordrinne errichtet und ein Durchstich zur Südrinne hin vorgenommen wurde (Bednarczyk et al., 2008). Die Nordrinne ist als Konsequenz daraus wie gewünscht versandet und heute morphologisch vergleichsweise inaktiv, der Großteil des Wasservolumens bewegt sich über den Tideverlauf durch die Südrinne (Bednarczyk et al., 2008). Regelmäßig werden Instandhaltungsmaßnahmen im gesamten Eiderästuar durchgeführt, so auch 1993/1994 im Rahmen einer Sperrwerkssanierung mit gleichzeitiger Anpassung des Sperrwerkbetriebs. Diese wurde durchgeführt, um der ab 1992 wieder zunehmenden Versandung des Gebietes durch die veränderte Rinnenmorphologie zu begegnen, wobei aus der Flutdrosselung eine erhöhte Aggradation von Feinmaterial in der Außeneider aufgetreten ist (Wieland, 1999; Bednarczyk et al., 2008). Das sedimentierte Material im Watthöhenintervall der Außeneider ist nach Naturbeobachtungen überwiegend Feinsand mit bis zu 30% Schluff (Knieß, 1976), wobei der Schluffanteil seewärts abnimmt (Ricklefs, 1998).

Diese oberflächensedimentologischen Entwicklungen, Eigenschaften und Zusammenhänge werden im folgenden Kapitel mithilfe des Küstenevolutionsmodells in der Region der Außeneider, gebildet aus den Teilgebieten „Eidermündung“ und „Wesselburener Loch“ (Baptist et al., 2019) mit einer Gesamtfläche von gut 163 km², siehe Abbildung 7.9, nachvollzogen und weiter ausgearbeitet.

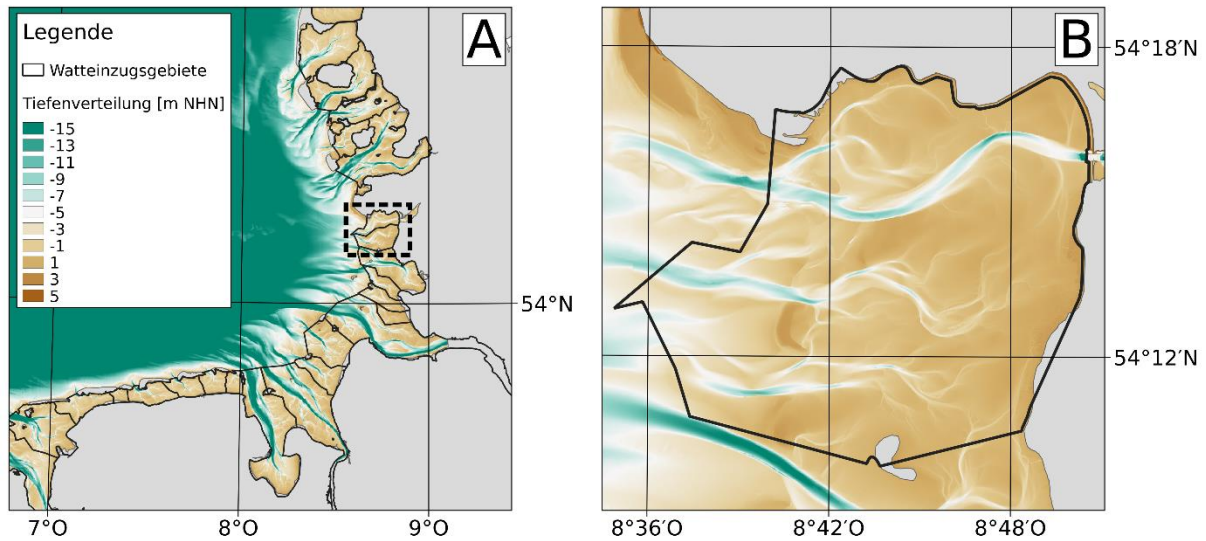


Abbildung 7.9: Definition der Fokusregion zur Auswertung der oberflächensedimentologischen Simulationskomponente des Küstenevolutionsmodells. (A) Regionale Einordnung mit Markierung der Fokusregion. (B) Darstellung der Ausdehnung der zusammengefassten Teilgebiete. Wateinzugsgebiete nach Baptist et al. (2019). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

Im Bereich der Außeneider liegen insgesamt 699 Oberflächensedimentproben seit 1950 vor, wobei die Modellergebnisse im weiteren Verlauf dieses Kapitel bedingt durch die Abdeckung der bathymetrischen Daten ab 1960 ausgewertet werden. Zur Beurteilung der Güte der oberflächensedimentologischen Informationen des Küstenevolutionsmodells wurde zunächst eine Quantifizierung als generalisierter Brier-Skill-Score, siehe Kapitel 5.11, durchgeführt. Die Auswertung erfolgte sowohl klassisch zeitunabhängig, als auch dekadewise separiert. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7.2 dargestellt. Mit einem maximalen Brier-Skill-Score von 1 sind insgesamt nach van Rijn et al. (2003) überwiegend als „sehr gut“ einzustufende Werte erreicht worden mit teilweisem Abfallen in „mittel“ und „gut“ in den jüngsten beiden Dekaden, in denen methodisch bedingt die geringe Anzahl Referenzproben zu schlechteren Werten führt. Der zeitunabhängige Brier-Skill-Score ist als „sehr gut“ zu klassifizieren.

Tabelle 7.2: Quantifizierung der Modellgüte mit Brier-Skill-Score dekadewise und über den gesamten Modellzeitraum.

Zeitintervall	Anzahl Proben	Brier-Skill-Score
1950er	222	0.995
1960er	155	0.930
1970er	192	0.949
1980er	50	0.967
1990er	60	0.940
2000er	4	0.610
2010er	16	0.512
1950 - 2020	699	0.963

Knieß (1976) hat wie zuvor beschrieben festgestellt, dass die Wattkörper der Außeneider Anfang der 1970er hauptsächlich durch Feinsand mit bis zu 30 % Feinsediment $< 64 \mu\text{m}$ gebildet sein sollen. Um die Ergebnisse des Küstenevolutionsmodells hiergegen zu testen, wurden im fest definierten Wattbereich von -1,5 bis 1,5 m NHN (angelehnt an die langjährigen Tideniedrig- und Hochwasserwerte im Gebiet, vergleiche Abbildung 7.15) in jährlicher Schrittweite von 1970 bis 1975 die Feinsedimentanteile mit genannter Größe bestimmt. Die Anteile liegen im Mittel zwischen 13% und 17%, wobei zwischen 82% und 89% der Fläche einen Feinsedimentanteil geringer als 30% aufweisen, siehe Abbildung 7.10.

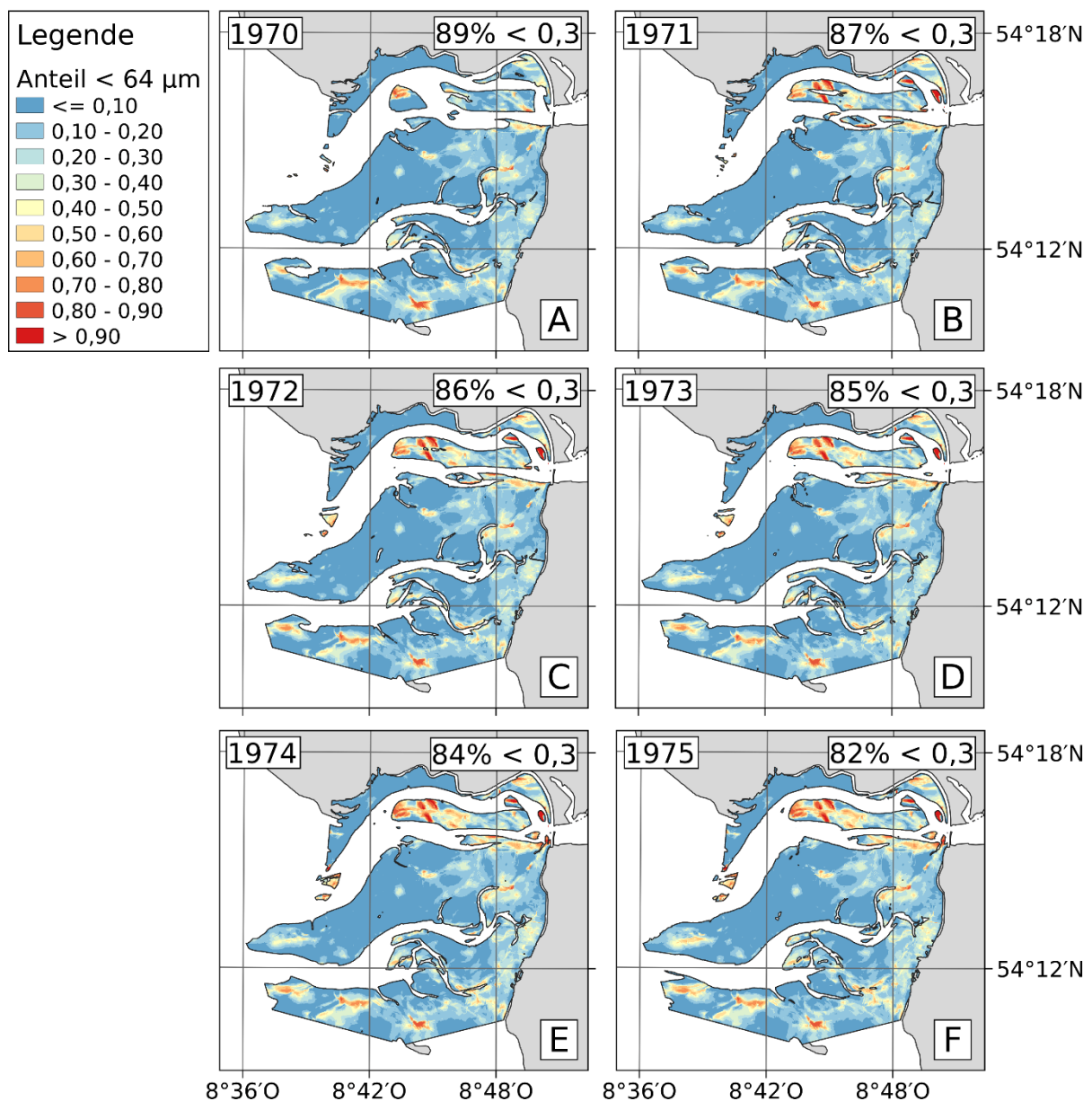


Abbildung 7.10: Räumliche Verteilung des Feinsedimentanteils $< 64 \mu\text{m}$ im Küstenevolutionsmodell und prozentualer Flächenanteil mit maximal 30% Feinsedimentanteil $< 64 \mu\text{m}$ in dem jeweils gültigen Wattbereich von -1,5 bis 1,5 m NHN des Jahres. (A) 1970, (B) 1971, (C) 1972, (D) 1973, (E) 1974, (F) 1975. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Um die räumliche Variabilität des Feinsedimentanteils in Abhängigkeit von der Distanz zur Küste nach Ricklefs (1998) im Küstenevolutionsmodell wiederfinden zu können, wurden zunächst manuell drei Zonen definiert, die das Außeneiderästuar in „Küstennah“, „Mittelzone“ und „Seeseitig“ unterteilen, siehe Abbildung 7.11. Innerhalb dieser Zonen wurde für den obig definierten Watthöhenhorizont ab 1960 der mittlere jährliche Sedimentanteil $< 64 \mu\text{m}$ bestimmt und in der genannten Abbildung dargestellt. Klar zu erkennen ist, dass der mittlere Feinanteil a) zur Seeseite hin geringer wird, wobei der Effekt besonders stark zwischen „Küstennah“ und „Mittelzone“ erkennbar ist, und b) über die Zeit zunimmt.

Die auf spärlichen räumlich isolierten Oberflächensedimentprobenahmen basierte abgeleitete seeseitige Abnahme des mittleren Feinanteils nach Ricklefs (1998) wird ebenso wie die Beobachtung von Knieß (1976) im flächenhaften Küstenevolutionsmodell abgebildet.

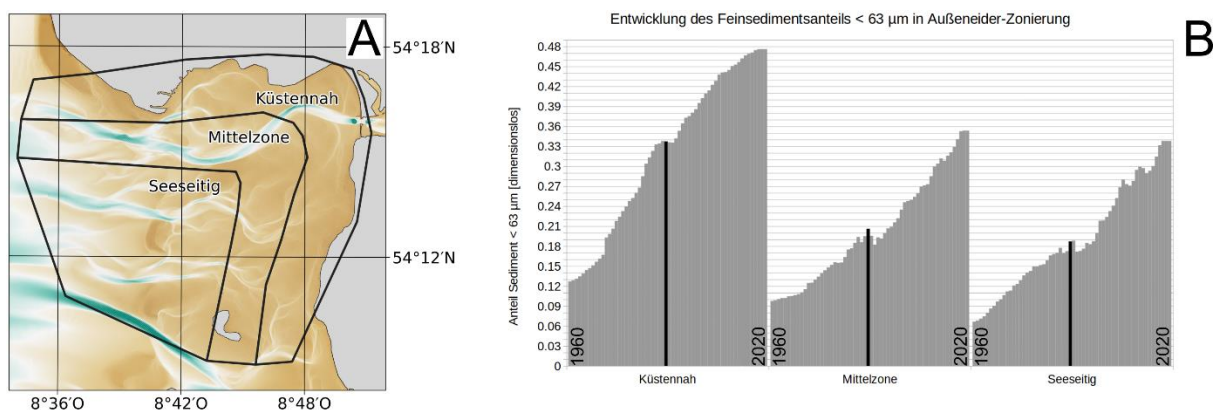


Abbildung 7.11: Auswertung des küstendistanzabhängigen mittleren Feinsedimentanteils $< 63 \mu\text{m}$. (A) Manuell definierte Zonen zur integralen Analyse des Feinsedimentanteils. Legende siehe Abbildung 7.9. (B) Zeitvariante und Zonen-integrierte Entwicklung des Feinsedimentanteils von 1960 bis 2020. Zentral schwarz markierte Säulen stellen den durch Ricklefs (1998) Erstbeobachtungszeitpunkt des distanzabhängigen Trends um Ende der 1980er dar. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

In der zeitlichen Entwicklung des Feinsedimentanteils sind einige Sprünge erkennbar. Das Küstenevolutionsmodell bietet die Möglichkeit, diese näher zu identifizieren und in Verbindung zu gegebenenfalls externen Einflüssen zu setzen, sowie weitere Zusammenhänge herzustellen. Abbildung 7.12 stellt die Entwicklung des Feinanteils im bekannten Watthöhenintervall im gesamten Außengebiet seit 1960 dar. Im Rückblick auf die Historie des Eidergebietes lassen sich wichtige Events auch in der Entwicklung der oberflächensedimentologischen Zusammensetzung des Wattkörpers wiederfinden. Wie auch durch Naturbeobachtungen bestätigt, führten die Inbetriebnahme des Eidersperrwerks und die Abdämmung der Nordrinne mittels Sanddamm und dem Durchstich zur Südrinne zu einer kurzzeitigen Beschleunigung der Verfeinerung. Die in der Einführung in das Gebiet genannte zunehmende Versandung der Außeneider bis etwa 1992/1993 ist als Stagnation und sogar

Abnahme des Feinsedimentanteils zu erkennen, wobei nach der Sanierung des Eidersperrwerks mit angepasstem Betrieb etwa 1993 die in der Natur beobachtete Ablagerung von Feinmaterial wieder zu einer Zunahme des Feinsedimentes im Küstenevolutionsmodell führt.

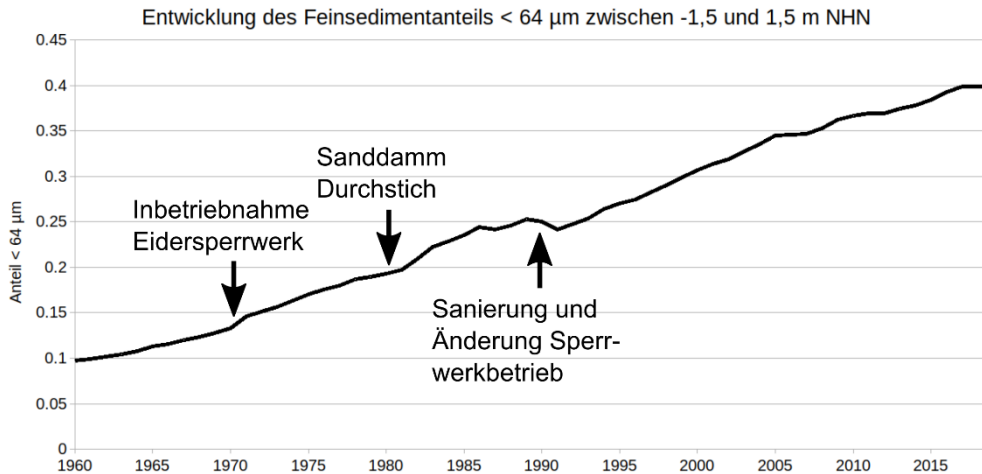


Abbildung 7.12: Entwicklung des mittleren Feinsedimentanteils im Höhenhorizont von -1,5 bis 1,5 m NHN ("Watt") im Bereich der Außeneider, extrahiert aus dem Küstenevolutionsmodell.

Solche Eingriffe in die Tidedynamik werden jedoch nicht ohne Folge für die Außeneider sein. Abbildung 7.13 setzt zur Untersuchung dieser vermuteten Konsequenzen die mittlere Watthöhe und den ständigen Fließquerschnitt, hier genannt „Prielquerschnittsfläche“, in Verbindung. Diese Fläche wurde quer zu den Hauptrinnen des Fokusgebietes zwischen der zeitvarianten Gewässerbodenoberfläche und dem zeitvarianten mittleren Tideniedrigwasser gebildet. Während die Wattfläche tendenziell relativ konstant steigt, ist ab 1996 ein Abfall der Prielquerschnittsfläche zu erkennen. Interessanterweise sind in der Entwicklung der Feinsedimente in Abbildung 7.12 jedoch keine Auswirkungen erkennbar.

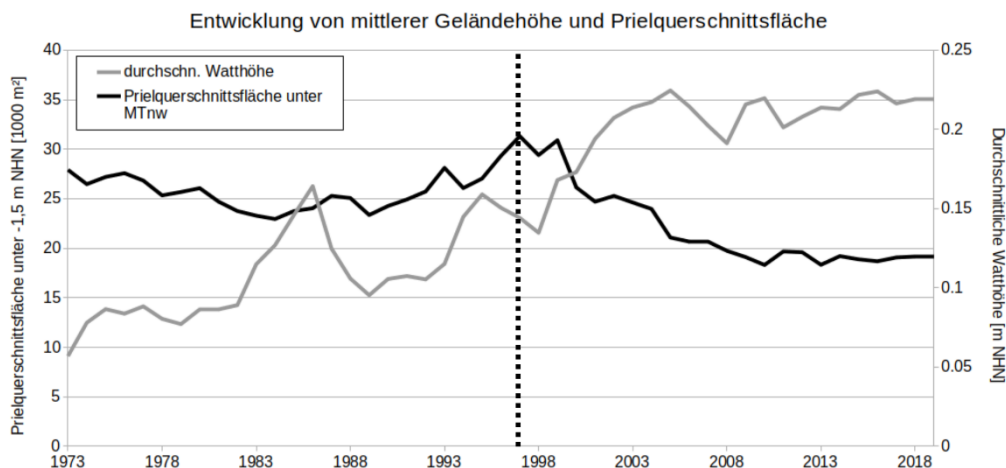


Abbildung 7.13: Entwicklung der mittleren Geländehöhe und der Prielquerschnittsfläche von Gewässergrund bis MTnw des jeweiligen Jahres, extrahiert aus dem Küstenevolutionsmodell. Daten zum Wasserstand erhoben von der WSV und bereitgestellt durch BfG.

Die Ursache für das Ausbleiben dieser Entwicklung ist in einer Veränderung des Verhältnisses von Flut- zu Ebbdauern zu finden. Abbildung 7.14 zeigt, dass hier ebenfalls um 1996 eine deutliche Trendumkehr stattgefunden hat, hin zu einer länger werdenden Flut. Der Zeitpunkt fällt mit dem Durchschreiten eines Extremums der Nodaltide zusammen, die in einem Zyklus von etwa 18,6 Jahre durch die Ausrichtung der Mondumlaufbahn große Einflüsse auf die übergeordnete Tidedynamik der gesamten Erde nimmt (Osafune & Yasuda, 2010; Haigh et al., 2011; Woodworth, 2012). Durch die länger werdende Flut ist zu erwarten, dass trotz geringerem Fließquerschnitt mehr Material in Suspension in das Wattsystem eingetragen werden kann, mehr Zeit hat auszusedimentieren und gleichzeitig durch kürzeren Ebbstrom weniger Material wieder erodiert werden kann. Es ist zu vermuten, dass diese Verschiebung der Symmetrie die Abnahme des Fließquerschnittes ausgleicht und so insgesamt kaum ein direkter Einfluss auf die Entwicklung der Sedimentologie erkennbar ist.

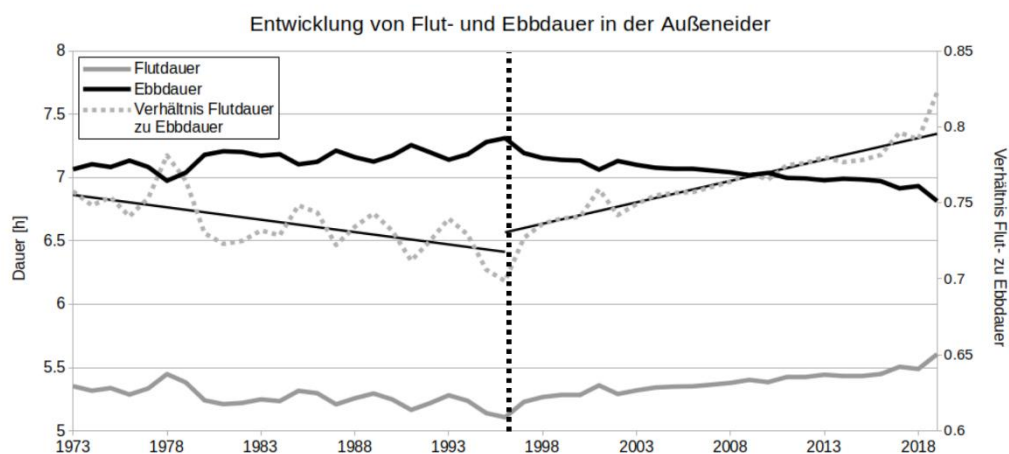


Abbildung 7.14: Entwicklung von Flut- und Ebbdauern in der Außeneider. Daten zum Wasserstand erhoben von der WSV und bereitgestellt durch BfG.

Für einen insgesamt vergleichsweise geringen Einfluss durch einen vermutlichen Ausgleich der morphologischen und hydrologischen Änderungen spricht auch die Analyse des Tidehubs, siehe Abbildung 7.15. Dieser, bereinigt um das Wattwachstum, hat sich um 1996 zwar ebenfalls verändert, allerdings ist der Betrag dieser Änderung deutlich geringer und es findet kein Richtungsumschlag statt. Die oben genannte These wird hierdurch weiter gestützt.

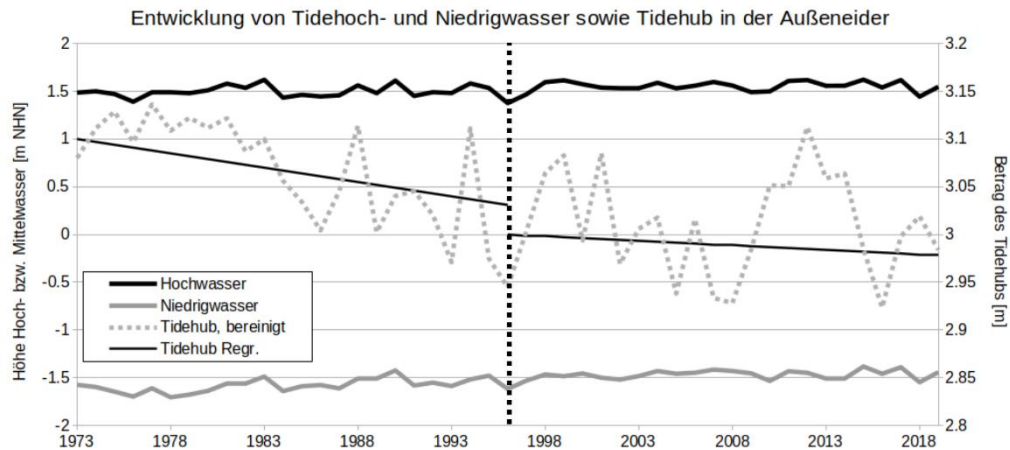


Abbildung 7.15: Entwicklung von Tidehoch- und Niedrigwasser sowie Tidehub in der Außeneider. Daten zum Wasserstand erhoben von der WSV und bereitgestellt durch die BfG.

Neben diesen an bekannte Naturbeobachtungen gekoppelte Betrachtungen ermöglicht das Küstenevolutionsmodell umfangreiche statistische Analysen, die so bisher nicht in diesem Ausmaß flächig möglich waren. Analog zur Gewässerbodenhöhe über die Zeit werden auf den folgenden Seiten beispielhaft einige statistische Auswertungen der Eigenschaften und Entwicklungen der zeitvarianten Oberflächensedimentologie des Außeneidergebiets durchgeführt und mit der Historie des Gebiets in Verbindung gesetzt.

Es ist jedoch nicht sinnvoll, lediglich einige isolierte skalare Parameter zu einer umfassenden vergleichenden Studie so komplexer Basisdaten wie Summenlinien heranzuziehen. Beispielsweise kann eine Reihe analysierter Korngrößenverteilung eine hohe Variabilität des Medienkorndurchmessers aber identische Sortierungen aufweisen, oder andersherum konstante Mediane aber dafür stark unterschiedliche Sortierungen. Um hier nicht aufwändige gemeinsame Betrachtungen entwickeln zu müssen, werden Analysen der Vollständigkeit halber direkt auf den zeit- und ortsvarianten Summenlinien der oberflächensedimentologischen Komponente des Küstenevolutionsmodells durchgeführt. Eine erste Auswertung könnte eine ortsvariante, über die Zeit gemittelte Summenlinie sein. Dies erfolgt nach Kapitel 5.4.3 und wird in Abbildung 7.16 und Abbildung 7.17 über die aus der gemittelten Summenlinie abgeleiteten ortsvarianten Mediankorndurchmessern $d_{50}(x, y)$ und Sortierungen $\sigma(x, y)$ dargestellt.

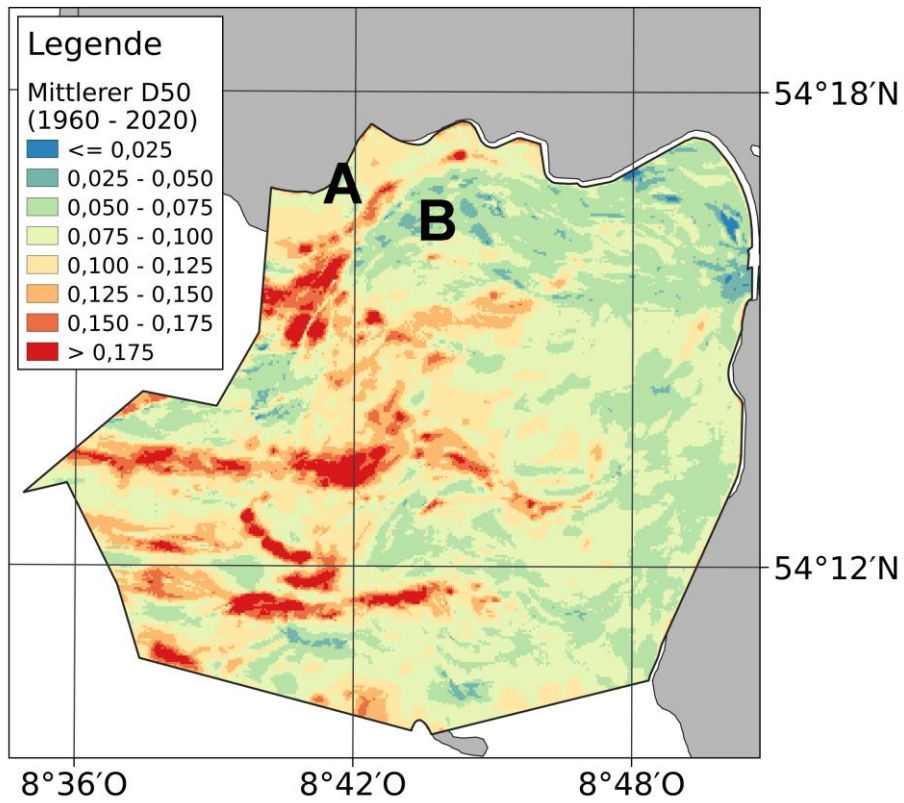


Abbildung 7.16: Flächige Darstellung des ortsvarianten mittleren Mediankorndurchmessers über einen Zeitraum von 1960 bis 2020 für die Fokusregion der Außeneider mit besonders groben (A) und feinen (B) Bereichen, siehe auch folgender Text. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

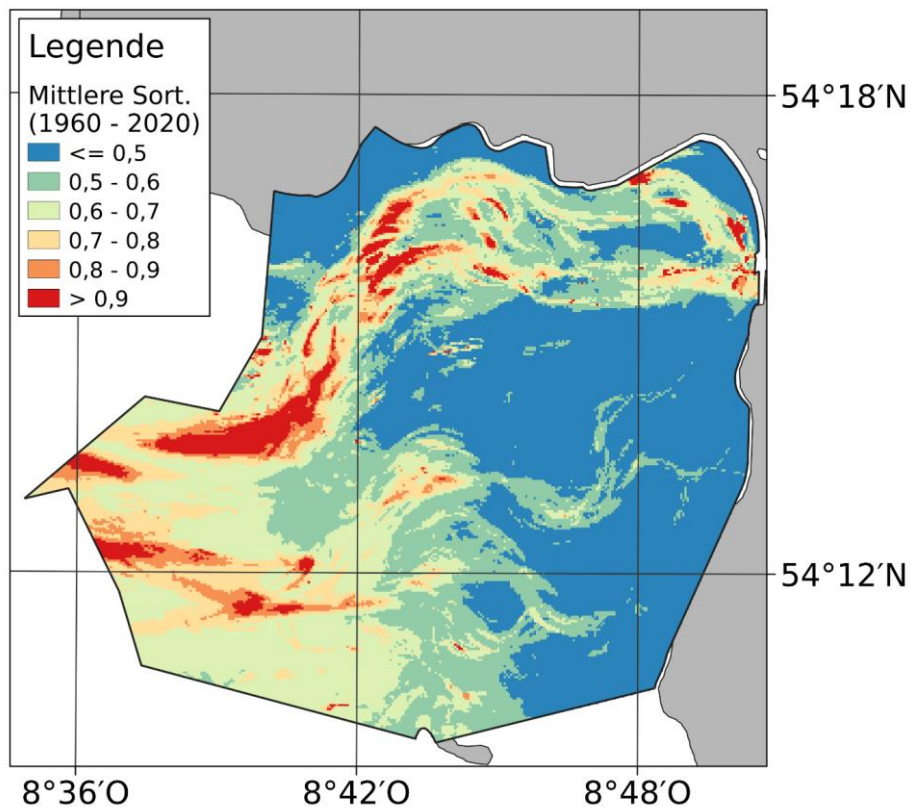


Abbildung 7.17: Flächige Darstellung der ortsvarianten mittleren Sortierung über einen Zeitraum von 1960 bis 2020 für die Fokusregion der Außeneider. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Der $d_{50}(x, y)$ aus der gemittelten Summenlinie zeigt hierbei an den Markierungen besonders auf, wie durch die sehr intensive Migration der Nordrinne im ehemaligen Erosionsbereich insgesamt ein größerer Mediankorndurchmesser vorherrscht (Markierung A), während der schnell aufsedimentierende Bereich am gegenüberliegenden Rinnenrand mit zu den feinsten Regionen in der Außeneider zählt (Markierung B). Bereiche mit einer hohen Sortierung der mittleren Summenlinie zeigen Umgebungen auf, die über die Zeit einer starken Schwankungsbreite der Summenlinie mit einer hohen Anzahl verschiedener Sedimentfraktionen unterworfen waren. Dies betrifft primär die Rinnen und den stark durch Seegang beeinflussten äußeren Bereich. Die Wattflächen als vergleichsweise stabile Körper im hier betrachteten Zeitraum von wenigen Dekaden sind im Mittel besser sortiert und zeigen so ein relativ ruhiges Ablagerungsregime an.

Um dies zu quantifizieren, ist es analog zum Morphologischen Raum im Küstenevolutionsmodell ebenso möglich, die Spanne zwischen den eigentlichen Summenlinien zu bestimmen. Der so bezeichnete Sedimentologische Raum wird über die Distanz d , siehe Kapitel 5.11.2 und Formel 7.3, zwischen den einhüllenden virtuellen Summenlinien gebildet, die jeweils die kleinsten, $\min(F_n(\phi)(x, y))$, aller verfügbaren und die größten, $\max(F_n(\phi)(x, y))$, aller verfügbaren Werte für jede Korngröße darstellen, siehe konzeptuell Abbildung 7.18.

Formel 7.3

$$SR(x, y) = d(\max(F_n(\phi)(x, y)), \min(F_n(\phi)(x, y)))$$

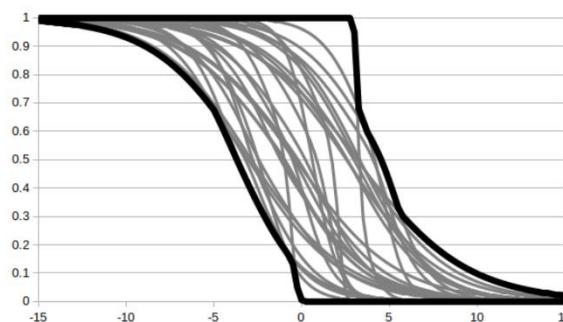


Abbildung 7.18: Konzeptzeichnung zur Ableitung des Sedimentologischen Raums. Aus allen betrachteten Summenlinien werden die zwei einhüllenden virtuellen Funktionen gebildet. Zwischen diesen wird der Sedimentologische Raum als Distanz abgeleitet.

Abbildung 7.19 stellt diesen Sedimentologischen Raum für den Außeneiderbereich über einen Zeitraum von 1960 bis 2020 dar. Dieser zeigt nachvollziehbarer Weise auf, dass in den Gebieten der Nord- und Südrinne bis zum Eidersperrwerk sowie den weiter südlich gelegenen

Tiderinnen eine hohe Variabilität der Summenlinien über die Zeit vorliegt. Ebenso wie die Vermutung aus der Sortierung aus Abbildung 7.17 nahelegt, wird auch im Sedimentologischen Raum den Wattkörpern eine vergleichsweise geringe Veränderlichkeit über 60 Jahre ausgewiesen.

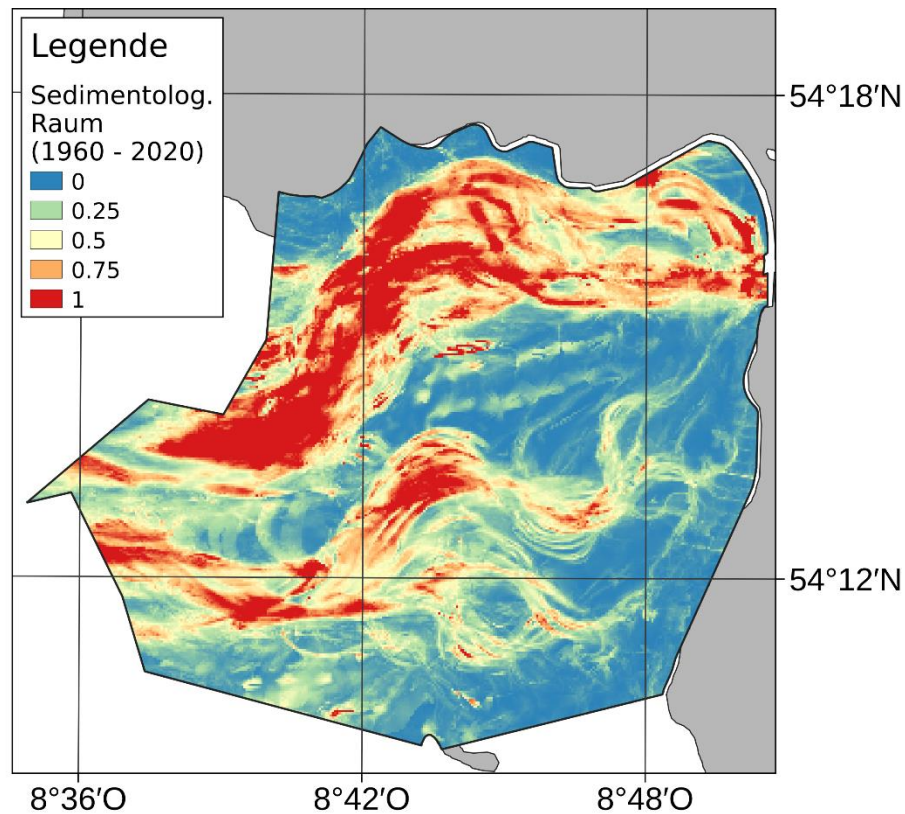


Abbildung 7.19: Flächige Darstellung des ortsvarianten Sedimentologischen Raums über einen Zeitraum von 1960 bis 2020 für die Fokusregion der Außeneider. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Analog zu dem Morphologischen sagt auch der Sedimentologische Raum nichts über die Änderungsgeschwindigkeiten aus. Nur die absolute Spanne ist ersichtlich. Daher ist es auch hier von Vorteil, den ortsvariablen Sedimentologischen Drive $SD(x, y)$, siehe Formel 7.4, zu analysieren.

$$SD(x, y) = \max\left(\frac{\partial F(\phi)(x, y)}{\partial t}\right) - \min\left(\frac{\partial F(\phi)(x, y)}{\partial t}\right)$$

Formel 7.4

Ebenso wie sein bathymetrisches Äquivalent zeigt der Sedimentologische Drive über die Spanne der Änderungsraten $\partial F(\phi)(x, y) * \partial t^{-1}$ auf, ob diese Änderungen der Summenlinien graduell in kleinen Beträgen oder kurzfristig, wenn nicht katastrophal, mit großen Beträgen erfolgt sind. Hierbei wird die Änderungsrate über Distanz der Summenlinien ermittelt und ergibt

einen einheitenlosen skalaren Wert. Abbildung 7.20 zeigt die flächige Verteilung des Sedimentologischen Drives über den Zeitraum von 1960 bis 2020. Hieraus ist abzuleiten, dass die in dem Sedimentologischen Raum dargestellte Änderung der beiden großen Rinnengruppen im Norden und Zentrum beziehungsweise Süden des Gebiets mit ähnlichen Totalbeträgen in unterschiedlichen Intensitäten abgelaufen sein muss. Während der Sedimentologische Drive im Norden des Gebiets eher hoch ist und so auf sprunghafte Änderungen hindeutet, sind die Änderungen im Zentral- und Südbereich im Drive geringer und somit in ihren Veränderungsraten konstanter.

Dies passt zu der Kenntnis wiederholter anthropogener Eingriffe zur Steuerung der Rinnenmigrationsdynamik, vor allem der Nordrinne. Abdämmungen, Durchstiche und Sperrwerkseinflüsse werden vergleichsweise kurzfristige Einflüsse hoher Beträge auf das Gebiet haben, wie dies auch schon in Abbildung 7.12 in der Entwicklung des mittleren Feinsedimentanteils erkennbar ist.

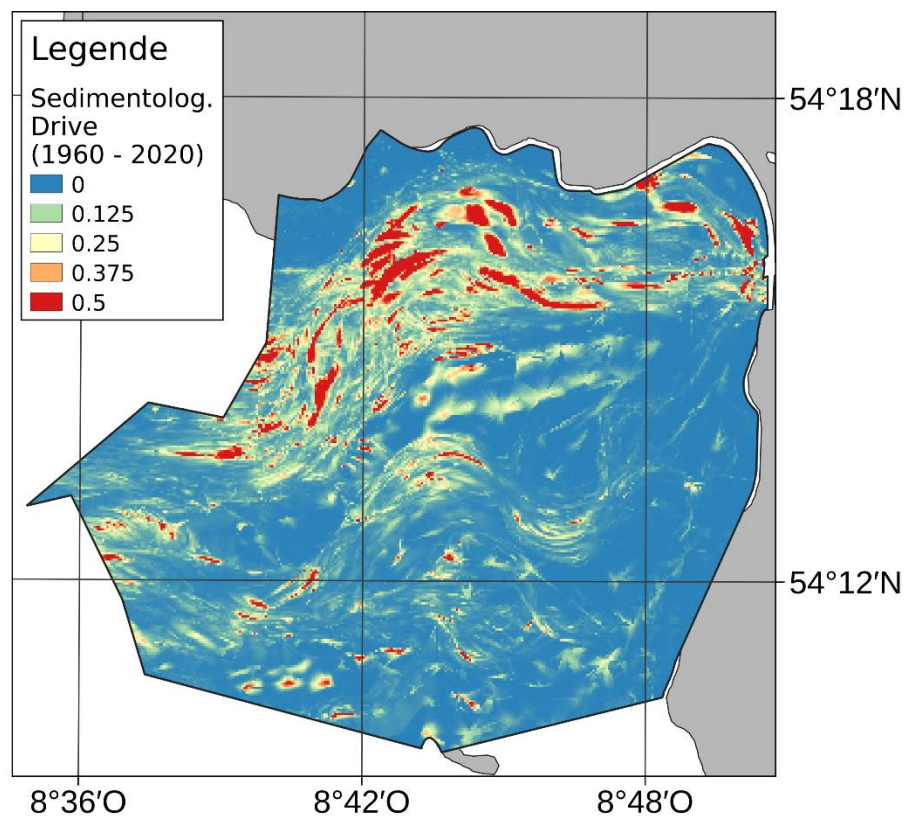


Abbildung 7.20: Flächige Darstellung des ortsvarianten Sedimentologischen Drives über einen Zeitraum von 1960 bis 2020 für die Fokusregion der Außeneider. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Um weiter eingrenzen zu können, wann die im Sedimentologischen Drive erkennbaren sprunghaften Entwicklungen der Korngrößenverteilung stattgefunden haben, wird in Abbildung 7.21 zunächst die jährliche Änderung der mittleren Summenlinie des Gebiets dargestellt. Sehr große Variationen zwischen zwei Zeitpunkten führen zu hohen Werten für den Sedimentologischen Drive. In der Abbildung stechen hier beispielsweise die Jahre 1972 und

1989 heraus, wobei die Differenzen vorwärts blickend erstellt wurden. Ein hoher Wert 1972 deutet also auf eine starke Änderung im darauffolgenden Jahr hin.

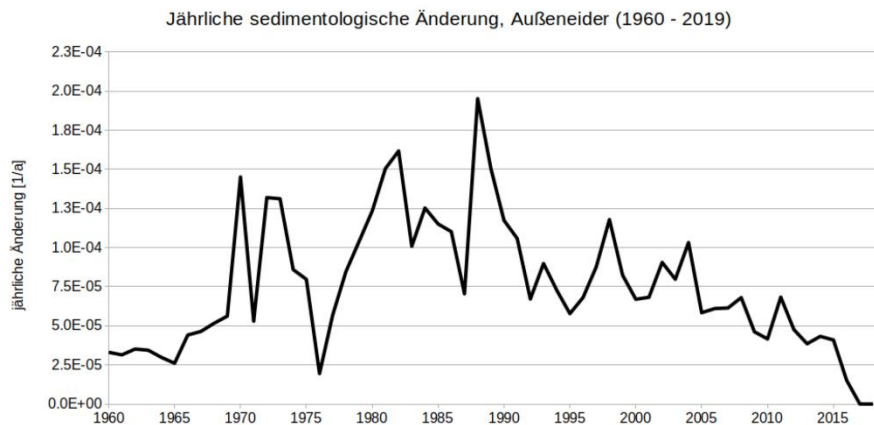


Abbildung 7.21: Jährliche sedimentologische Änderung über einen Zeitraum von 1960 bis 2020, als Distanz zwischen den Summenlinien.

1973 wurde das Eidersperrwerk in Betrieb genommen, 1990 ist als Konsequenz aus der Veränderung der Tide- und Sedimentationsdynamik zu sehen, die letztlich mit der Sanierung des Eidersperrwerks zu angepassten Regulierungsvorschriften des Sperrwerkbetriebs geführt hat. Zunächst ist also bekannt, dass es in diesen Jahren zu starken kurzfristigen Änderungen der mittleren Summenlinie gekommen ist. Noch ist keine Aussage über eine eventuelle regionale Fokussierung möglich. Hierzu wird die „Oberflächen-Anomalie“ nach Pearson et al. (2022) konzeptuell herangezogen. Diese beschreibt die Abweichung der ortsvarianten Höhe der Gewässerbodenoberfläche eines Zeitpunktes vom Mittelwert. Analog ist dies auch auf die Abweichung, also Distanz, der ortsvarianten Summenlinie eines Zeitpunktes $F(\phi)(x, y, t)$ in Bezug auf die mittlere Summenlinie dieses Ortes über die Zeit $\bar{F}(\phi)(x, y)$ übertragbar, siehe Formel 7.5.

Formel 7.5

$$SAn(x, y, t) = d(\bar{F}(\phi)(x, y), F(\phi)(x, y, t))$$

Diese Sedimentologische Anomalie $SAn(x, y, t)$ ist für die beiden oben genannten Zeitpunkte in Abbildung 7.22 und Abbildung 7.23 dargestellt. Hier wird klar, dass die starken Änderungen wie erwartet vor allem in den Rinnen stattgefunden haben. Während die Inbetriebnahme des Eidersperrwerkes zunächst direkten Einfluss auf die Korngrößenverteilungen der Rinnen im gesamten Gebiet hatte, hat die morphologische (und damit sedimentologische) Entwicklung, die der Sanierung und Betriebsanpassungen und in den 1990ern vorausgingen, primär in der zu dem Zeitpunkt dominanten Südrinne stattgefunden.

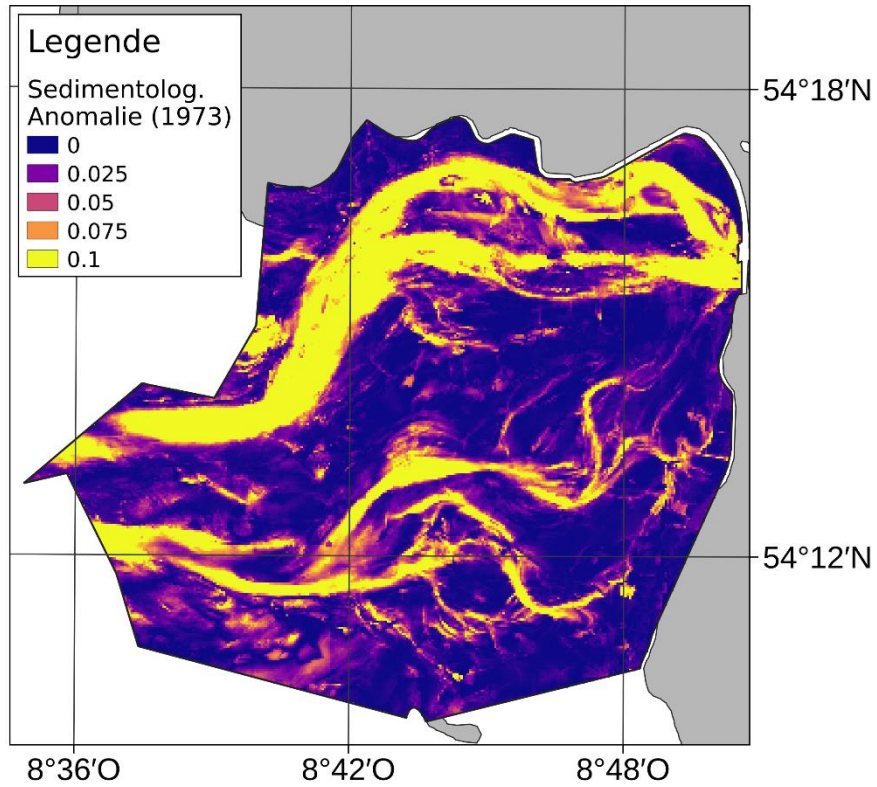


Abbildung 7.22: Flächige Darstellung der ortsvarianten Sedimentologischen Anomalie von 1973 in Referenz zu einer über einen Zeitraum von 1960 bis 2020 ortsvariant gemittelten Summenlinie für die Fokusregion der Außeneider. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

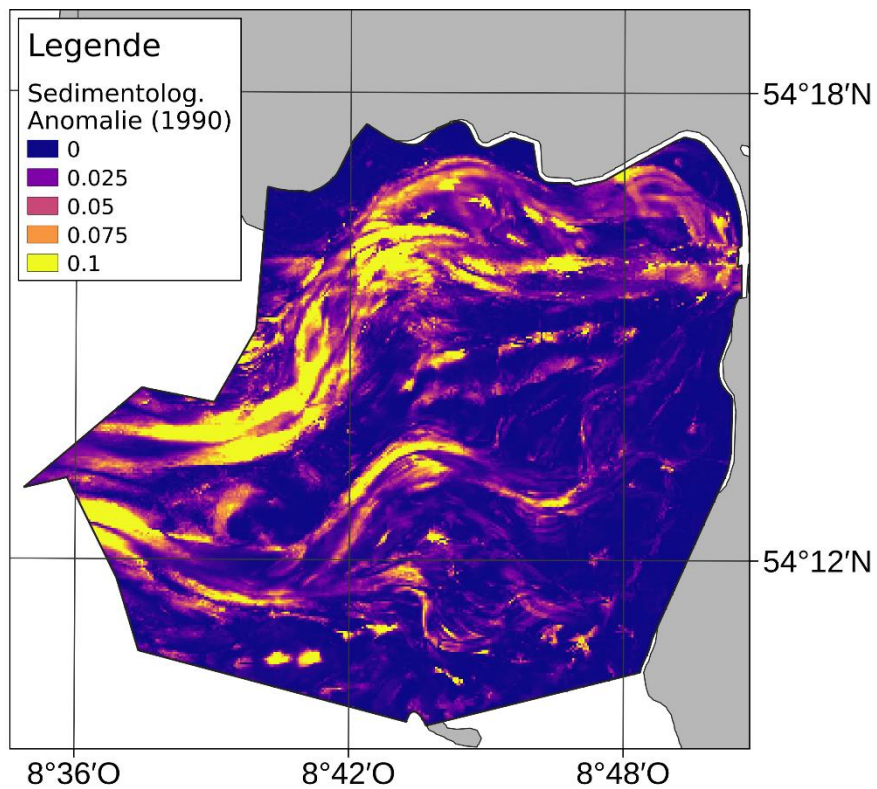


Abbildung 7.23: Flächige Darstellung der ortsvarianten Sedimentologischen Anomalie von 1990 in Referenz zu einer über einen Zeitraum von 1960 bis 2020 ortsvariant gemittelten Summenlinie für die Fokusregion der Außeneider. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

7.3 Gewässergrundaufbau der Außenelbe

Das Außenelbeästuar ist eins der geomorphologisch höchstaktiven Gebiete der deutschen Nordseeküste. Vor allem die Migration der Medemrinne verursacht Umlagerung und Sedimentation von mehreren Metern pro Jahr in der Vertikalen. Um die Abbildungsqualitäten des in dieser Arbeit vorgestellten Küstenevolutionsmodells auch für solch hochaktiven Bereiche beurteilen zu können, wurden zwei reflexionsseismische Profile mit vertikalen Auflösungen von etwa 2,5 m aus dem Sommer 2007 herangezogen (projektbezogen bereitgestellt von der Hamburg Port Authority). Das Profil 11 verläuft von Nord nach Süd über die Medemrinne bis hin zum Rand der Fahrrinne der Elbe, das Profil 9 verläuft von West nach Ost nördlich der Medemrinne, siehe Abbildung 7.24.

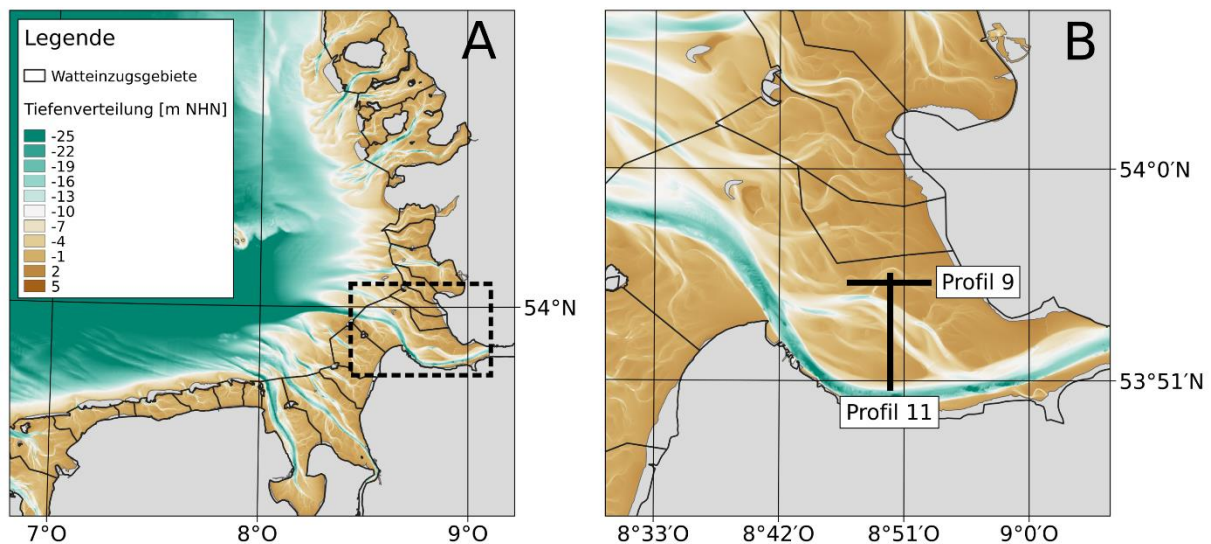


Abbildung 7.24: Definition der Fokusregion zur Auswertung der Gewässergrund-Simulationskomponente des Küstenevolutionsmodells. (A) Regionale Einordnung mit Markierung der Fokusregion. (B) Darstellung der Lage der flachseismischen Profile zur Referenz. Wateinzugsgebiete nach Baptist et al. (2019). Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur. Bathymetrisches Hintergrundmodell im Rahmen dieser Arbeit erzeugt.

Die seismischen Profile sind in ihrer gesamten Ausdehnung in Abbildung 7.25A und Abbildung 7.26A dargestellt, die jeweils in Abbildung 7.25B und Abbildung 7.26B für einen markanten Beispielausschnitt im Detail dargestellt sind. Für diese Detailausschnitte wurde eine qualitative Interpretation der Reflektoren in Abbildung 7.25C und Abbildung 7.26C durchgeführt. Schließlich ist in Abbildung 7.25D und Abbildung 7.26D für denselben Schnitt ein Auszug aus dem Snapshot der oberflächensedimentologischen Komponente des Küstenevolutionsmodells zum 01.07.2007 dargestellt, die zusätzlich mit Informationen zur Bildungszeit belegt sind.

Profil 9

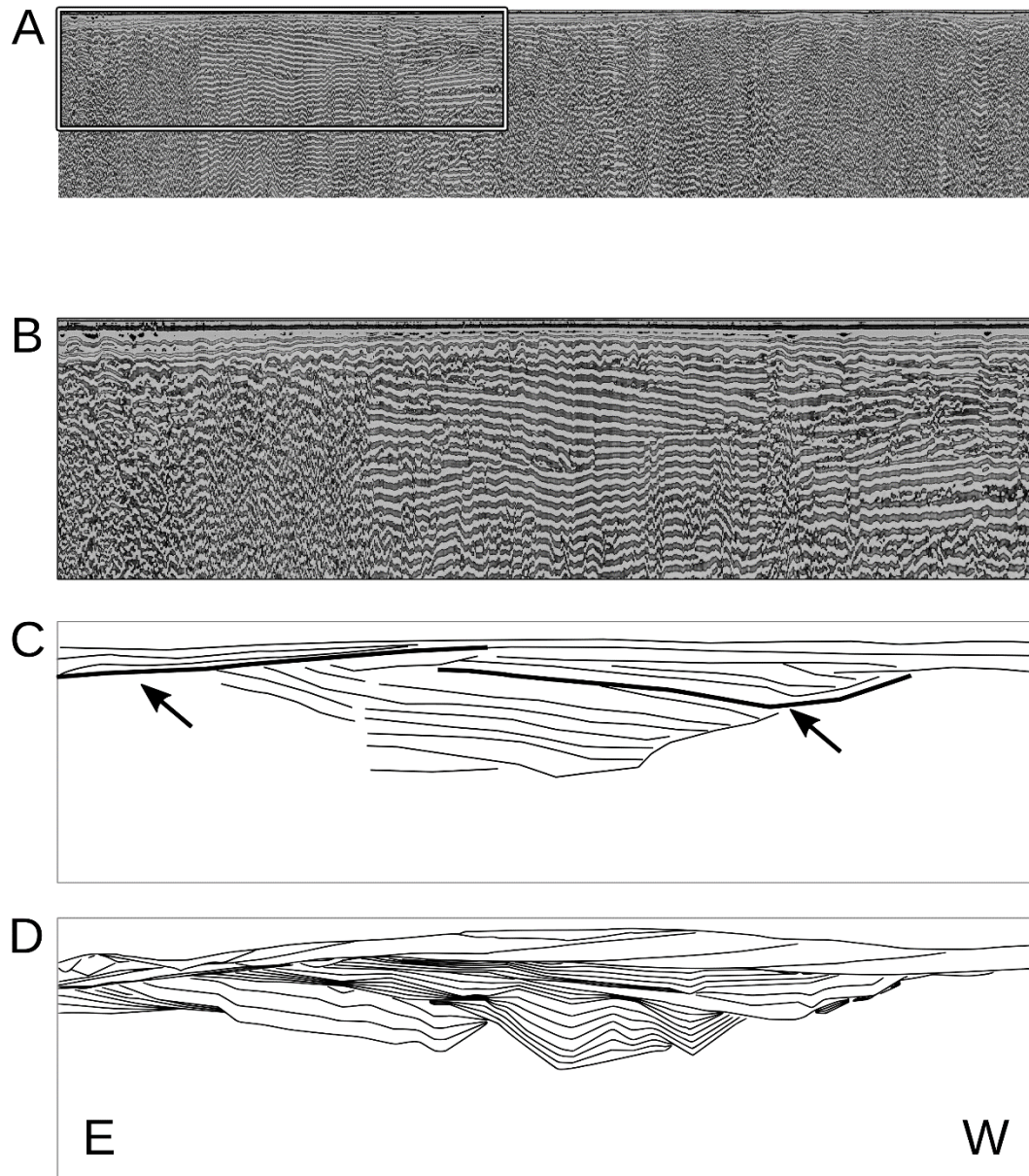


Abbildung 7.25: Abgleich der Ergebnisse des Küstenevolutionsmodells mit dem flachseismischen Referenzprofil „Profil 9“, siehe zur Lage Abbildung 7.24B. (A) Gesamtprofil, (B) Detailausschnitt, (C) interpretierte seismische Reflektoren mit markierten signifikanten Erosionsereignissen, (D) Schnitt durch einen Küstenevolutionsmodell-Snapshot zum gleichen Gültigkeitszeitpunkt an gleicher Position.

Profil 11

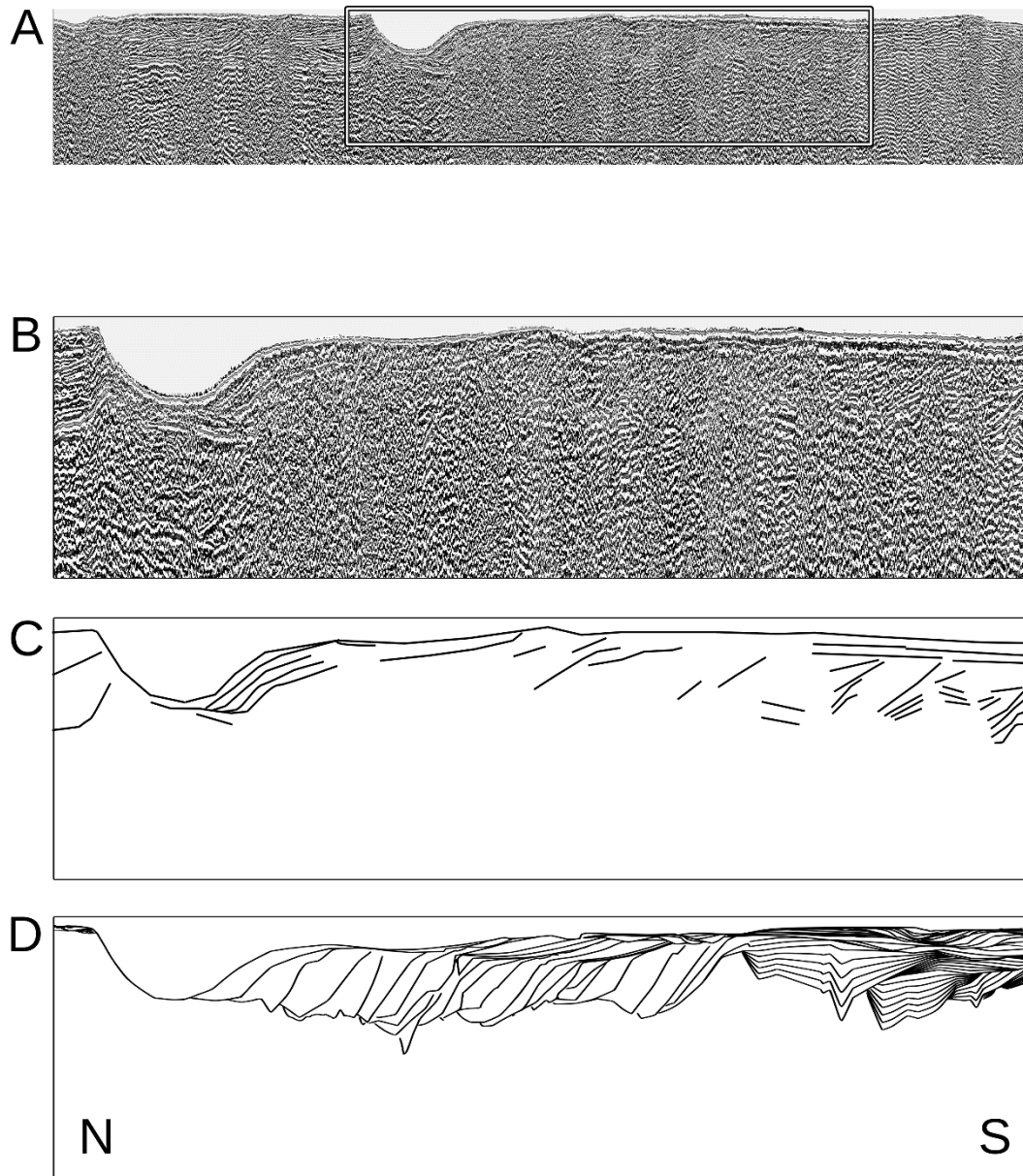


Abbildung 7.26: Abgleich der Ergebnisse des Küstenevolutionsmodells mit dem flachseismischen Referenzprofil „Profil 11“, siehe zur Lage Abbildung 7.24B. (A) Gesamtprofil, (B) Detailausschnitt, (C) interpretierte seismische Reflektoren, (D) Schnitt durch einen Küstenevolutionsmodell-Snapshot zum gleichen Gültigkeitszeitpunkt an gleicher Position.

Zur grundlegenden Validierung des Küstenevolutionsmodells werden zunächst die interpretierten Reflektoren in Abbildung 7.25C und Abbildung 7.26C mit dem Ausschnitt aus dem Küstenevolutionsmodell in Abbildung 7.25D und Abbildung 7.26D verglichen. In beiden Profilen zeigt sich eine hohe Übereinstimmung der interpretierten seismischen Reflektoren und des Modell-Snapshots. In Profil 9 sind zwei erosive Reflektoren gekennzeichnet (Abbildung 7.25C), die in gleicher Geometrie auch im Küstenevolutionsmodell vorhanden sind (Abbildung 7.25D). Durch die überwiegend nordwärts gerichtete Migration der Medemrinne sind in Profil

11 zwar keine so deutlichen erosiven Flächen erkennbar wie in Profil 9, dennoch stimmt die Struktur im Bereich des südlichen Rinnenrands überein.

Durch die zeitliche Belegung der oberflächensedimentologischen Stützflächen im Küstenevolutionsmodell ist eine weitergehende Auswertung wie in Abbildung 7.27 dargestellt möglich. Die zuvor genannten Erosionsflächen aus Profil 9 (Abbildung 7.25C) können hier so nicht nur binär als existent oder nicht existent eingestuft, sondern auch zeitlich definiert werden. So lässt sich aus dem Küstenevolutionsmodell non-destruktiv und ohne weitere Messverfahren ableiten, dass die ältere der beiden markierten Erosionen 1974 und die jüngere 2001 stattgefunden haben müssen. Hieraus lässt sich ein enormer Nutzen des Küstenevolutionsmodell für Analysen in beispielsweise geschützten Habitaten ableiten, in denen seismische Messungen oder gegebenenfalls sogar destruktive Verfahren wie die Erfassung von Bohrkernen aus Naturschutzgründen nicht durchführbar sind.

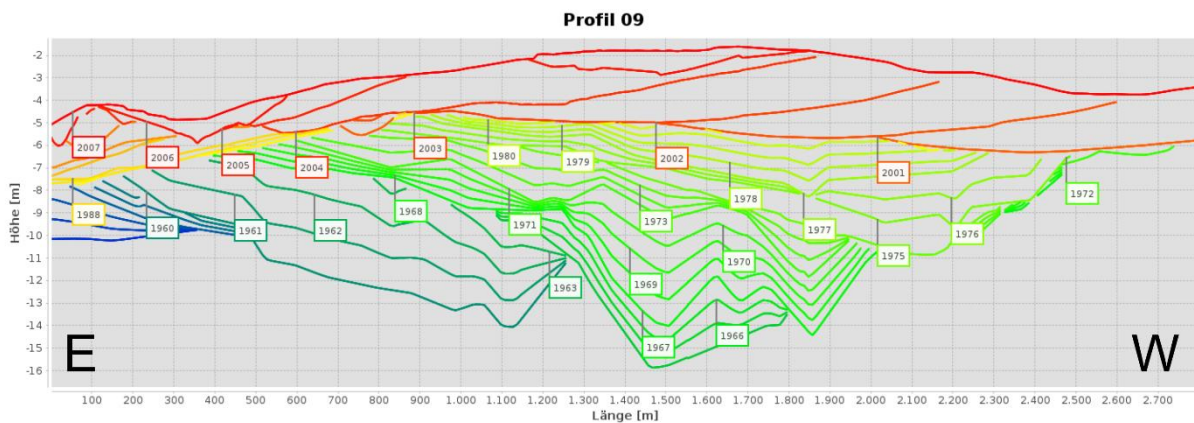


Abbildung 7.27: Mit Altersinformationen versehener 2D-Ausschnitt aus dem Küstenevolutionsmodell, in dem die erosiven Flächen aus Abbildung 7.25 Profil 9 C auf 1974 und 2001 datiert werden können.

Die grundsätzliche Übereinstimmung des Küstenevolutionsmodells mit den seismischen Profilen deutet darauf hin, dass auch ohne externe Validierung mit Bohrkernen oder Seismiken vom Grundsatz her plausible Aussagen über die Struktur des Gewässerbodens möglich sind. Daraus lässt sich ableiten, dass natürlich auch Aussagen für Zeitpunkte getroffen werden können, in denen beispielsweise keine seismischen Vermessungen vorliegen. Dies ist in Abbildung 7.28A für das Profil 11 dargestellt, in dem für den nördlichen Teil des Ausschnitts der Snapshot nun nicht für 2007, sondern für 2019 erzeugt wurde. Hier ist über eine graphische Bestimmung orthogonal zu den steilsten Gradienten jeder Zeitschicht eine jährliche Sedimentationsrate längs des Schnittes approximiert.

In dieser Auswertung ist einerseits bis zum Durchbruch der Medemrinne zum Klotzenloch 2008 eine scheinbare Schwingung der Migrationsrate auf dem Profil durch Anschnitteffekte erkennbar, die bereits in anderen Untersuchungen bestätigt wurde (Bundesanstalt für Gewässerkunde, 2008; Chu et al., 2013; Weilbeer et al., 2021). Weiterhin ist ab dem

Durchbruch der Medemrinne in Schnittrichtung eine zunehmende Abflachung des Rinnenrandes mit einer veränderten Dynamik der Rinnenmigration erkennbar. Seit 2019 wird im Bereich der Medemrinne zudem das Strömungsregime über einen Querverbau anthropogen gesteuert (Weilbeer et al., 2021), sodass hier von nachhaltiger Änderung der Migrations- und Akkretionsraten der Region auszugehen ist.

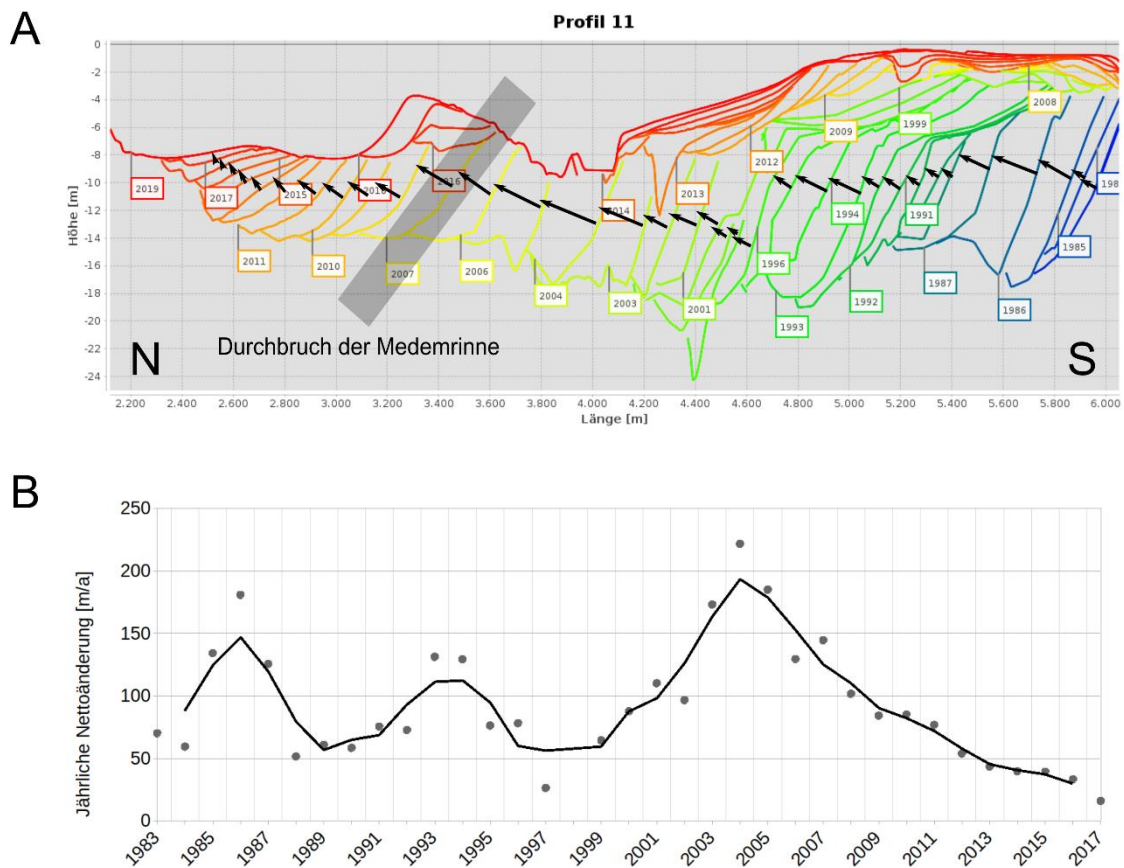


Abbildung 7.28: Analyse der Migration des Medemrinnen-Systems und deren Änderung über die Zeit. (A) Nach Ablagerungszeitpunkt eingefärbter Schnitt durch einen Küstenevolutionsmodell-Snapshot mit orthogonal zum graphisch bestimmten repräsentativen Gradienten eingezeichneten Anlandungsvektoren. (B) Sich aus den Anlandungsvektoren ergebende jährliche Migrationsraten mit einer Gleitenden-Mittel-Approximation zur einfacheren Analyse.

Neben der rein zweidimensionalen Auswertung auf einem Schnitt sind mit geeigneten Methoden auch dreidimensionale Analysen möglich – das Küstenevolutionsmodell erlaubt eine solche Sicht für jeden beliebigen Zeitpunkt im Modellraum. Abbildung 7.29 zeigt eine einfache Ansicht, ohne Erweiterung um Bohrkerne, anhand dreier Zustände für einen Box-Slice im Raum der oben gezeigten Schnitte, umgesetzt durch das freie Programm ParaView 5.6.0. Bereits bei einer grundlegenden optischen Analyse wird die Komplexität des Gebietes deutlich. Auf volumetrische Auswertungen und komplexere analytische Ermittlungen von Wanderungsrichtungen und -geschwindigkeiten wird an dieser Stelle verzichtet, wären jedoch auf Basis der verwendeten und erzeugten Datengrundlage möglich.

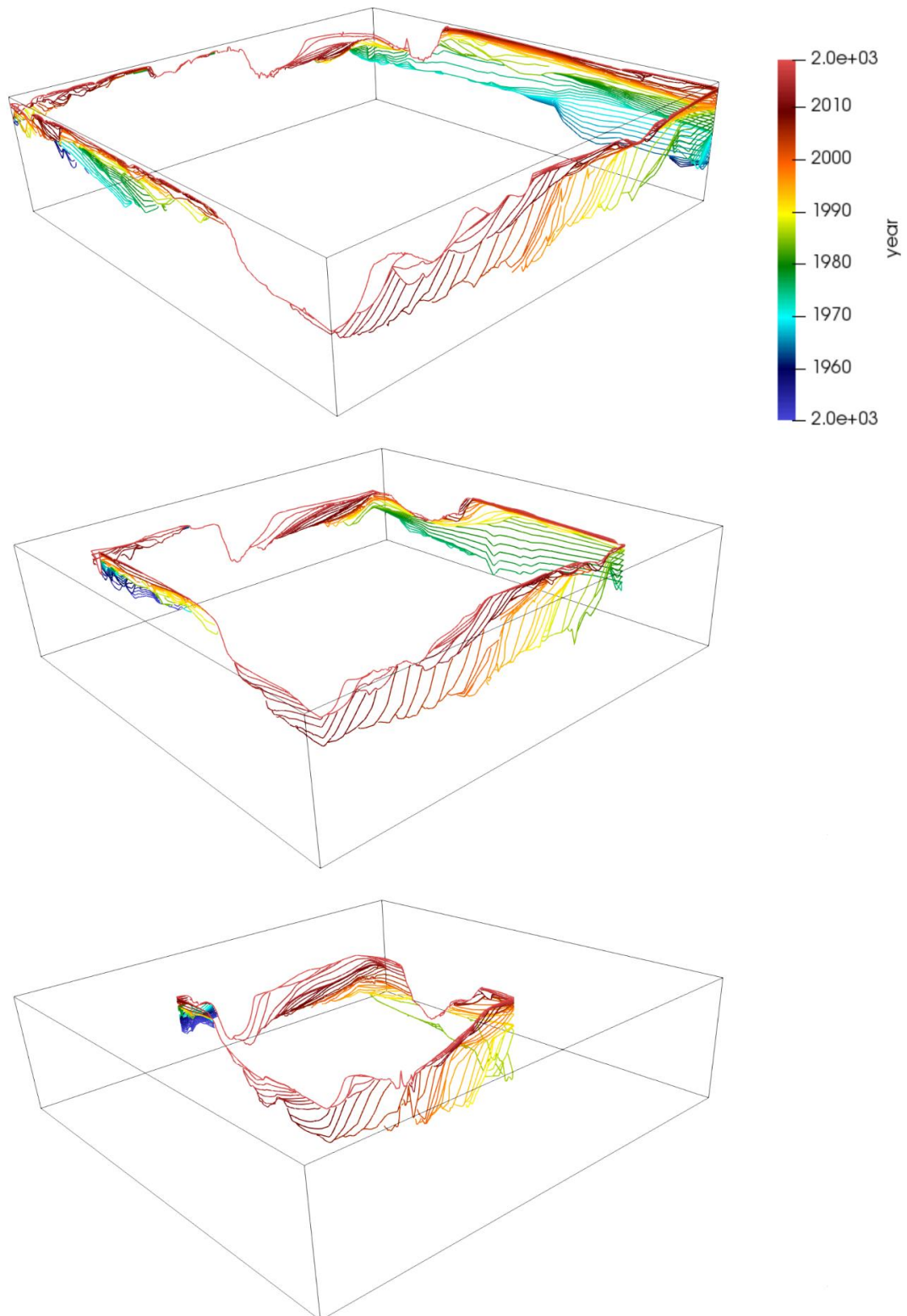


Abbildung 7.29: Dreidimensionaler Box-Slice in der Außenelbe in drei verschiedenen Stufen im oberen Abschnitt des Küstenevolutionsmodells eingefärbt nach dem Ablagerungszeitpunkt.

Abbildung 7.29 zeigt, dass das Ablagerungsalter nicht nur auf einem zweidimensionalen Schnitt, sondern auch im dreidimensionalen Raum in der Tiefe aus dem Küstenevolutionsmodell extrahiert werden kann. Hierzu wird an jeder beliebigen Tiefe die nächstältere beziehungsweise nächsttiefere Stützstelle des Modells herangezogen und als ältestmöglicher Ablagerungszeitpunkt definiert. Bezogen auf eine Referenzoberfläche lässt sich so flächenhaft eine tiefenabhängige Darstellung generieren, in der das spätestmögliche Ablagerungsalter aufgetragen ist, siehe Abbildung 7.30. Bemerkenswert ist, dass selbst vier Meter unter der Gewässerbodenoberfläche von 2019 noch Sedimente zu finden sind, die maximal zehn Jahre früher dort abgelagert wurden. Ein Blick in die Auswertungen zeigt, dass es sich in der Tat um Sedimente von 2016 und 2017 handelt, die vier Meter unter der Oberfläche von 2019 anzutreffen sind. Aus dieser Auswertungsoption könnten weitere Analysen abgeleitet werden, beispielsweise eine Kontaminationsgefahrenkarte. Wenn bekannt wird, dass im Oberlauf der Elbe beispielsweise 1990 ein Gefahrstoff ausgetreten ist, kann mithilfe des Küstenevolutionsmodells ermittelt werden, wo im Ästuar in welcher Tiefe der Gefahrstoff potentiell anzutreffen ist. So könnten Beprobungstiefen und gegebenenfalls Baggermengen bereits vor der eigentlichen Ausfahrt geplant werden, um Schutz- und Instandsetzungsmaßnahmen möglichst effektiv durchführen zu können.

Mehrmals ist im Zusammenhang mit dem Gewässerbodenaufbau eine Referenzfläche beziehungsweise ein Referenzzeitpunkt genannt worden, sowohl in den Schnitten als auch in den Kartendarstellungen. Dies liegt darin begründet, dass jede Auswertung des Küstenevolutionsmodells, auch die des Untergrundes, zeitvariant betrachtet werden muss. Dies wurde bereits im Umfeld der Abbildung 6.16 kurz angerissen. Das Wandern der Medemrinne verdeutlicht, dass an einer Position der Gewässerbodenaufbau vor und nach einem solchen Ereignis massive Unterschiede aufweisen muss. So muss auch eine jede Analyse den jeweils passenden Snapshot zum richtigen Zeitpunkt verwenden. In Abbildung 7.30 ist durch ein Kreuz eine repräsentative Position gewählt, an der eine solche zeitvariante Analyse des Gewässerbodenaufbaus durchgeführt wurde, siehe Abbildung 7.31.

Effektiv handelt es sich hierbei um eine zweidimensionale Zeitreihe, wobei gleichzeitig die Gewässerbodenhöhe in Bezug auf 0 m NHN über die Höhe sowie eine weitere Eigenschaft über den Farbwert abgetragen ist. Hieraus ist zunächst eine Abfolge von Sedimentations- und Erosionsereignissen feststellbar (welche gegebenenfalls mit den vorigen Beobachtungen dieses Kapitels korreliert), deren Abstände über den Verlauf der 2D-Zeitreihe von anfänglich elf auf zuletzt sechs Jahre kürzer werden. An jedem der Umschläge von Erosion auf Sedimentation, also 1997, 2007 und 2013, wird offensichtlich, dass an der Umschlagshöhe ein zeitlicher Sprung im Ablagerungsalter auftritt. Hier liegen also im kurzen Höhenintervall deutlich neuere auf deutlich älteren Sedimenten.

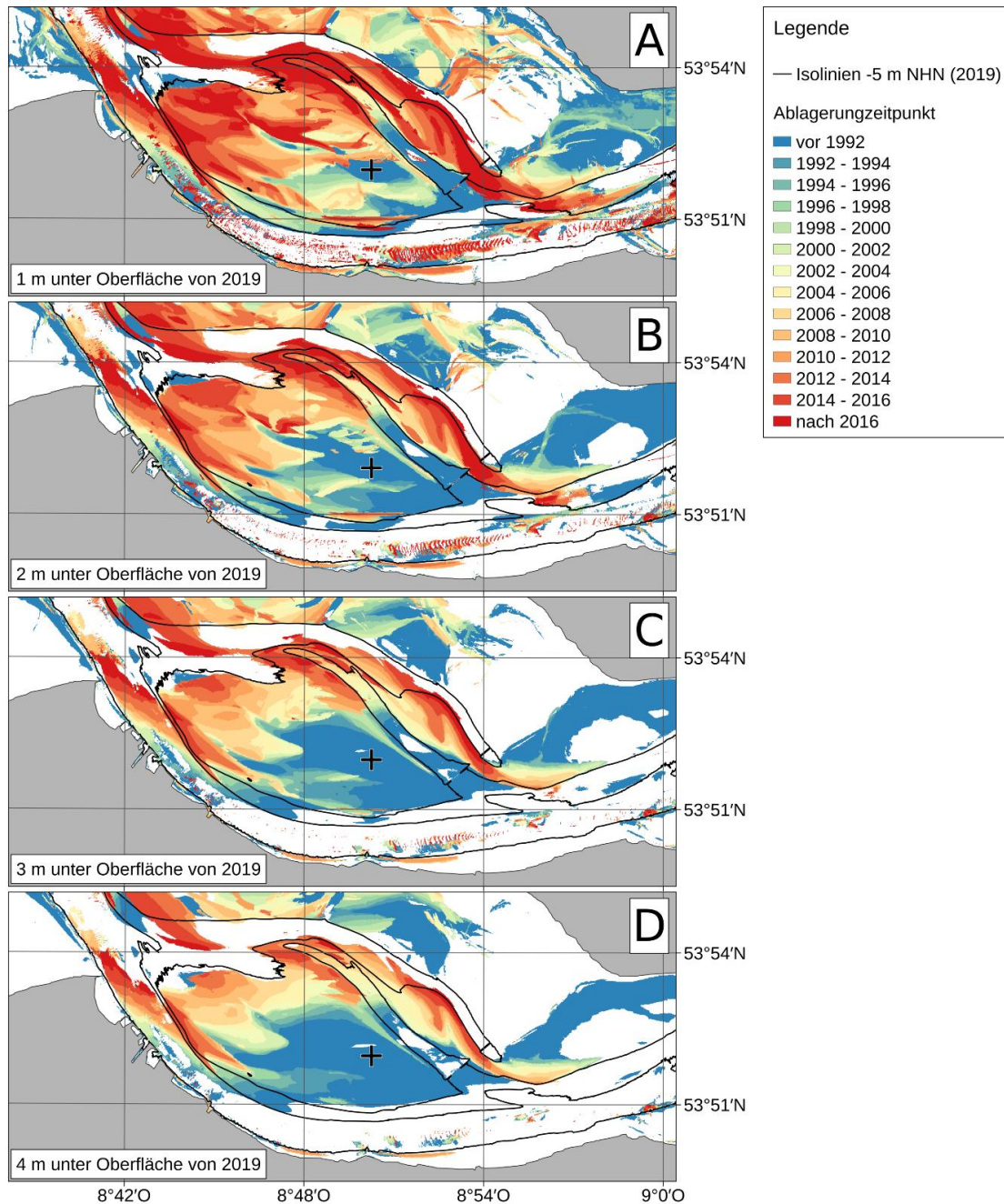


Abbildung 7.30: Flächendarstellung des ortsvarianten Ablagerungszeitpunktes von Sediment in definierten Tiefenhorizonten im Bereich der Medemrinne. Markierte Position in Referenz zur Abbildung 7.31. (A) 1 m unter der Referenzoberfläche von 2019, (B) 2 m unter der Referenzoberfläche von 2019, (C) 3 m unter der Referenzoberfläche von 2019, (D) 4 m unter der Referenzoberfläche von 2019. Küstenlinie bereitgestellt von der Europäischen Umweltagentur.

Dies zeigt sich ebenso in der Auswertung zweier sedimentologischer Parameter, dem Mediankorndurchmesser d_{50} sowie der Porosität. In dem morphologisch aktiven Höhenabschnitt sind im Median deutlich feinere Sedimente anzutreffen als im darunterliegenden, bis 2011 relativ ungestörten, älteren Material. Die Porosität, abgeleitet aus dem Küstenevolutionsmodell unter Annahme einer Kompaktion des Materials nach Kapitel 6.3.1, zeigt hier ebenso wie der Mediankorndurchmesser eine Zeitabhängigkeit, die primär

durch die Erosions- und Sedimentationsprozesse sowie die zuvor genannte Kompaktion gesteuert ist.

Insgesamt ist an dieser Abbildung klar zu erkennen, dass eine Ableitung eines Gewässergrundaufbaus für jegliche Anwendungen, vor allem aber für die Verwendung als Basisdaten eines numerischen Modells (siehe Kapitel 6.4) sowie auch für weitergehende küstengeologische Auswertungen, immer für den Zeitpunkt geschehen muss, für den damit Erkenntnisse gewonnen werden sollen. Die oberen Meter des Gewässergrundes können, wie hier gezeigt, über die Zeit sehr stark variieren, sodass eine zeitunabhängige Verwendung eines solchen Datensatzes als grob fahrlässig zu werten ist und alle daraus abgeleiteten Informationen kritisch betrachtet werden müssen.

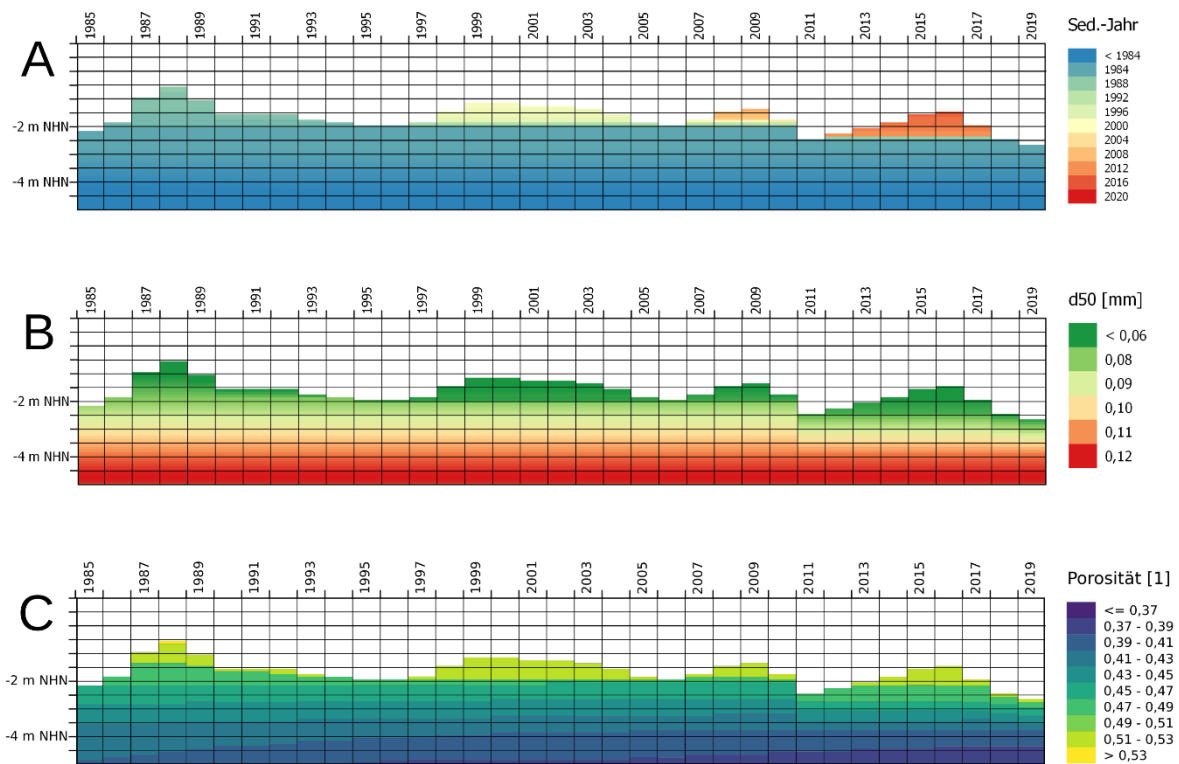


Abbildung 7.31: Darstellung spezifischer Eigenschaften des Gewässergrundaufbaus und deren Änderungen über die Zeit an der in Abbildung 7.30 markierten Position. (A) Ablagerungszeitpunkt, (B) Mediankorndurchmesser, (C) Porosität.

8 Diskussion und zusammenfassende Bewertung des Modellkonzeptes

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Multikomponenten-Ansatz zur datenbasierten Hindcast-Simulation der Küstenevolution geschaffen. In diesem Kapitel werden die einzelnen Komponenten und deren Auswertungen an Fokusgebieten sowie im Gesamtbild diskutiert und bewertet. Zur weitergehenden Einordnung der Eignung des Modells für weitergehende Analysen werden die über diese Arbeit gewonnenen neuen Methodiken Ansätze und Erkenntnisse für küstengeologische Auswertungen sowie aktuelle Grenzen der Anwendbarkeit und zukünftige Erweiterungen vorgestellt. Insgesamt lässt sich feststellen, dass die zu Beginn dieser Arbeit definierten Fragestellungen allesamt zufriedenstellend beziehungsweise positiv beantwortet werden können.

Das Küstenevolutionsmodell ist mit seinen generalisierten mathematischen Vorschriften grundsätzlich in der Lage, bei geeigneter Datenbasis unabhängig von dem Modellgebiet die Struktur und Sedimentologie von Gewässerbodenoberfläche und -grund zu simulieren. Es wäre erfreulich, diese Ansätze auch auf weitere (Barriere-)Küstensysteme zu übertragen und mit den Ergebnissen dortiger daten- und prozessbasierter Modellierungsansätze zu vergleichen.

Wie in dem folgenden Kapitel dargestellt wird, ist ein Vergleich des Gesamtansatzes zu anderen Modellsystemen – sowohl in der Deutschen Bucht wie auch international – jedoch sowieso nicht zielführend, da das hier entwickelte Küstenevolutionsmodell in seiner Komplexität derzeit kein (internationales) Äquivalent hat. Daher werden eine Einzelbewertung und Diskussion der drei in dieser Arbeit vorgestellten Komponenten des Modells vorgenommen.

8.1 Diskussion der einzelnen Modellkomponenten

8.1.1 Modellierung der Bathymetrie

Die Modellierung der Gewässerbodenoberfläche in konsistenten flächenhaften Verteilungen ist ein vom Grundsatz her etabliertes Konzept. Die zeitvariante Betrachtung der Höhe des Gewässerbodens und der Beziehung der zeitlichen Zustände zueinander geht in der deutschsprachigen Küstengeologie mindestens auf Anfang der 2000er Jahre zurück (Milbradt et al., 2005). Die zeitliche Einordnung von morphologischen Eigenschaften wird gerade im küstengeologischen Umfeld im Zusammenhang mit rezenten Entwicklungen zwangsläufig

immer mehr zum Standardverfahren, gerade in der weiteren Verwendung zur numerischen, prozessbasierten Modellierung (Benninghoff & Winter, 2019; Stanev et al., 2019; Wachler et al., 2020; Dreier & Fröhle, 2021; Martin et al., 2022).

Bisherige Auswertungen sind bedingt durch die zugrundeliegende Datenbasis zeitlich üblicherweise auf die Ausdehnungen der Projekte AufMod (Heyer & Schrottke, 2015) und EasyGSH-DB (Sievers et al., 2021) beschränkt und können für die Deutsche Küste so maximal 1982 bis 2016 abdecken, siehe beispielsweise Benninghoff & Winter (2019), die eine Auswertung der Entwicklung der mittleren Höhe des Wattenmeers durchgeführt haben. Über einen Zeitraum von 18 Jahren wurde dort eine mittlere Höhenänderung des Wattkörpers über eine gemittelte Betrachtung einzelner Änderungsraten abgeleitet. Demgegenüber steht die in dieser Arbeit durchgeführte Analyse, die für den von Benninghoff & Winter (2019) gewählten Zeitraum in vergleichbaren Referenzgebieten zwar jeweils ähnliche mittlere Trends zeigt, aber darüber hinaus verdeutlicht, dass die Wachstumsrate sich überwiegend seit etwa 2000 bis 2010 stark verlangsamt haben. In jüngster Zeit zeigt sich gebietsweise sogar eine Verringerung der mittleren Höhen der Wattfläche. Es wird klar, dass eine einfache Betrachtung mittlerer Änderungsraten ohne den zeitlichen Verlauf zu berücksichtigen in so komplexen Gebieten wie der deutschen Nordseeküste nicht ausreichend ist.

Durch den langen Auswertungszeitraum, der durch die für das Küstenevolutionsmodell geschaffene Datenbasis möglich wird, sind erstmals auch morphologische Veränderungen quantifizierbar gemacht worden, die in Auswertungen über eine kürzere Zeitspanne (Winter, 2011; Kösters & Winter, 2014; Sievers et al., 2021) gerade für morphologisch hochaktive Gebiete nicht erfassbar waren.

8.1.2 Modellierung der Oberflächensedimentologie

Ansätze zur räumlichen Interpolation und Approximation der Korngrößenverteilungen sind grundsätzlich ebenfalls bereits in der wissenschaftlichen Community akzeptiert: So wird in datenbasierter Herangehensweise, üblicherweise über geostatistische Herangehensweisen wie Kriging, über Parametrisierungen der Summenlinie in einige Skalare, beispielsweise Sortierung und Mediankorndurchmesser oder Feinsedimentanteil, eine Möglichkeit geschaffen, räumlich isolierte Informationen flächen- oder auch volumenhaft kontinuierlich betrachten zu können (Gruijters et al., 2005; Potter et al., 2006; Bockelmann et al., 2018). Implizit können flächige Sedimentverteilungen über Sedimenttrendanalysen abgeleitet werden, die über einen prozessorientierten Ansatz Transportpfade auf einer Oberfläche ermitteln und so Informationen zwischen einzelnen Sedimentproben ableiten, die realistischere Informationen liefern können als einfache räumliche Interpolationen (McLaren, 1981; McLaren & Bowles, 1985; Pradhan, 2022). Die räumliche Interpolation voller

Summenlinien unter Berücksichtigung von resultierenden Bodenschubspannungen auf prozessbasierten Modellsystemen wurde erst im Projekt AufMod entwickelt und angewendet, um flächige Informationen von kontinuierlichen Korngrößenverteilungen zu erreichen (Milbradt et al., 2015).

Die zeitliche Interpolation zwischen sedimentologischen Informationen wäre grundsätzlich ebenso möglich wie die der bathymetrischen Daten, scheitert aber wie in Kapitel 6.2 dargestellt an der Datenbasis. Gerade unter Berücksichtigung der saisonalen Variabilität der Sedimentologie im hochaktiven Küstenbereich (Herrling & Winter, 2018) ist die notwendige zeitliche Beprobungsdichte für eine Interpolation nicht erreichbar. Die zeitliche Entwicklung von Korngrößenverteilungen wird daher üblicherweise in prozessbasierten Modellen numerisch approximiert, wobei in der Regel vordefinierte Sedimentklassen oder einzelne skalare Parameter betrachtet werden (Malcherek, 2003; Lesser et al., 2004; Merkel & Kopmann, 2014; Beckers et al., 2020). Die Wahl von fixen skalaren Parametern oder diskretisierten Darstellungsweisen kann abhängig von der zugrundeliegenden Sedimentverteilung jedoch uneindeutig oder sogar irreführend sein, hier sei das Plateau des Mediankorndurchmessers genannt.

Die nach Marina (Milbradt, 2020) modifizierte Fähigkeit des in dieser Arbeit entwickelten und vorgestellten Küstenevolutionsmodells eine vollständige Summenlinie unter Berücksichtigung bathymetrischer und hydrodynamischer Eigenschaften in einer vom Grundsatz her datenbasierten Herangehensweise flächenhaft zu extrapolieren ist daher sehr klar vorteilhaft. Ohne Einschränkungen durch eine vorgegebene Diskretisierung sind so Begrenzungen bezüglich der Verwendbarkeit und Allgemeingültigkeit auf ein Minimum reduziert. Das in dieser Arbeit gewählte Vorgehen zur flächendeckenden datenbasierten Extrapolation ist im Rahmen des aktuellen Forschungsstandes jedoch leider noch nicht bewertbar, da es schlicht keine vergleichbaren Ansätze gibt.

8.1.3 Modellierung des Gewässergrundaufbaus

Die durchgeführte Ableitung des Gewässergrundaufbaus ist aufgrund der Vielzahl der bathymetrischen Modelle möglich. Der Ansatz der Simulation des Untergrundes über das in Beziehung setzen der bathymetrischen Modelle und Erosionsanalysen ist sowohl in prozessbasierten (Stolper et al., 2005; Bitencourt et al., 2020) als auch datenbasierten (Vendettuoli et al., 2019; Straub et al., 2020; Elias et al., 2022; Pearson et al., 2022) Auswertungen zu finden. Hier ist jedoch durch die deutlich geringere Datenbasis üblicherweise entweder die zeitliche Abdeckung oder Auflösung geringer als im Küstenevolutionsmodell. Viel wichtiger jedoch ist, dass das Küstenevolutionsmodell diese Analysen erstmals automatisiert über einen sehr großen Modellraum in guter räumlicher sowie zeitlicher Auflösung und

Stützpunktdichte dreidimensional darstellen kann. Übliche Analysen, wie in den zuvor genannten Arbeiten, finden sonst auf 2D-Profilen statt. Nur im Dreidimensionalen unter Berücksichtigung der zeitlichen Komponente sind auch die komplexesten Prozesse nachzuvollziehen, wenn sonst die Interpretation der Profile in Beziehung zueinander die einzige Möglichkeit bildet. Diese Auswertung ist im Küstenevolutionsmodell zudem erstmals direkt mit einer räumlich-zeitlichen Modellierung der sedimentologischen Eigenschaften verknüpft, die in prozessbasierten Modellierungsansätzen berücksichtigt werden können (Sievers et al., 2022). Durch die Kopplung mit der Sedimentologie können darüber hinaus in datenbasierten Verfahren beispielsweise nicht nur absolute Umlagerungsvolumina ermittelt werden, sondern diese zeitvariant auch mit einer mittleren Sedimentzusammensetzung in Verbindung gebracht werden.

8.2 Neue Methodiken und Erkenntnisse

Im Folgenden werden entwickelte Methodiken und wesentliche Erkenntnisgewinne auf Basis der ausgewerteten Fokusgebiete vorgestellt, die einerseits in ihrer Anwendung die Optimierung bestehender prozessbasierter Modelle erlauben und andererseits bereits in sich einen Beitrag zum besseren Prozessverständnis eines so komplexen Systems wie der deutschen Nordseeküste leisten.

- Mit dem in dieser Arbeit entwickelten Küstenevolutionsmodell konnte durch die Vereinigung von bis dato getrennten Modellierungsansätzen und Erweiterungen ihrer mathematischen Vorschriften erstmals eine flächenhafte Kopplung sedimentologischer Extrapolation an die bathymetrische Entwicklung durchgeführt werden. Die Simulation der oberflächensedimentologischen Komponente findet unter einer stetigen Kalibrierung durch und Assimilation von real gemessenen Basisdaten statt.
- Die eingebundenen und erweiterten Entwicklungsvorschriften zur sedimentologischen Verteilung konnten hierbei erfolgreich auf stetige Summenlinien übertragen werden, sodass im Simulationsprozess keine fix definierte Klassifizierung in Korngrößenintervalle durchgeführt werden muss. Daher ist es möglich, mit nur einer durchgeführten Modellierung verschiedenste prozessbasierte Modelle und Modelldurchläufe mit Basis- und Validierungsdaten zu bestücken.
- Die zuvor genannte Assimilation von Basisdaten, namentlich Oberflächensedimentproben, findet unter Verwendung eines eigens entwickelten zeitlichen und räumlichen Ähnlichkeitsbereiches statt. Durch diesen wird es möglich, sedimentologische Informationen nicht nur an ihrem Aufnahmepunkt in die Modellierung mit einzubeziehen, sondern auch in gewisser räumlicher und zeitlicher Entfernung. Hierzu wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Algorithmus entwickelt, der

ausgehend von der Sedimentprobe eine Grenze bestimmt, bis wohin die bathymetrischen Eigenschaften ähnlich genug sind, um annehmen zu können, dass die Korngrößenverteilung der Probe auch bis dort gelten darf. Sowohl für räumliche als auch zeitliche Abstände erlaubt es der Algorithmus, beliebige Zugehörigkeitsfunktionen für die entfernungsabhängige Abnahme der Ähnlichkeit zu verwenden.

- Zur Optimierung der Eignung für prozessbasierte morphodynamische Modelle gerade unter Berücksichtigung der Erosionsstabilität und bedingt durch die Verwendung der Bodenevolutionsgleichung nach Exner (1925) in deren Berechnungsvorschriften ist in dem Küstenevolutionsmodell eine neu entwickelte Entwicklungsgleichung eingebunden, die eine Kompaktion des Sedimentes über die Änderung der Porosität auf Basis der Überlagerungsdauer und -mächtigkeit ermittelt. In für das Küstenevolutionsmodell typischer zeitvarianter Interpretation wird die Auflast zeitschrittgenau unter Einbeziehung erodierender und sedimentierender Sedimentmengen abgeleitet.
- Die Verknüpfung der Komponenten des Küstenevolutionsmodells erlaubt es, den Gewässergrundaufbau zu einem beliebigen Zeitpunkt hochaufgelöst und dreidimensional darzustellen. In Validierung mit beispielsweise flachseismischen Daten ist es durch diese möglich, non-destruktiv und zeitvariant Analysen zu Erosionsereignissen sowie deren Ausmaß unter zusätzlicher Einbeziehung von sedimentologischen Informationen durchzuführen. Durch die zeitvariante Komponente zum Gewässergrundaufbau ist es durch das Küstenevolutionsmodell möglich, die Struktur und Sedimentologie des Gewässergrunds darzustellen und auswertbar zu machen, selbst wenn der gesamte Sedimentkörper danach durch ein Erosionsereignis abgetragen wurde. Dies ermöglicht die Auswertung komplexerer Prozesse, die bisher in all ihren Dimensionen nicht erfassbar waren.
- Das Küstenevolutionsmodell ist, sowohl räumlich als auch zeitlich, in seinem abgedeckten Gesamtumfang sowie der Auflösung vom Grundsatz her nicht begrenzt. Übliche prozessbasierte Ansätze modellieren rechenzeitbedingt entweder kleine Ausdehnungen mit einer hohen Auflösung oder sehr großflächige Systeme oder sehr lange Zeiträume, dafür aber in geringeren Auflösungen. Das in dieser Arbeit entwickelte Modellsystem ist in der Lage, abhängig von der vorbereiteten Datenbasis, her einen beliebig langen Zeitraum in beliebig hoher zeitlicher Auflösung auf beliebig feinen Stützstellen zu simulieren. Durch die datenbasierte Herangehensweise und daher nur implizit zu berücksichtigende Interaktion von Stützstellen zueinander steht die nötige Rechenzeit lediglich in einem linearen Verhältnis zur Ausdehnung und Auflösung. Am Beispiel der hier gewählten Modellparameter (Kapitel 6.2.4.3) sind

hierdurch entgegen üblicher prozessbasierter Ansätze lediglich einige Tage und nicht Monate für die Simulation nötig.

- Zur Verwendung der Oberflächensedimentproben in ihren Ähnlichkeitsbereichen sowie der Sedimentbohrkerne wurden generalisierte Interpolations- und Approximationsverfahren auf diese ein- und zweidimensionalen Korngrößenverteilungsfunktionen übertragen, deren Wiedergabegüte mittels einer generalisierten Herangehensweise nach dem Brier-Skill-Score quantifizierbar gemacht werden konnte. Hierbei ist besonders die Interpretation von Sedimentbohrkernen als „Funktion von Funktionen“, also Summenlinien über die Tiefe, essentiell.
- Weiterhin ermöglicht bereits rein die zeitvariante oberflächensedimentologische Betrachtung Zusammenhänge auch von zeitlich längeren Prozessen und Entwicklungen zu verstehen. So konnte der Einfluss anthropogener Eingriffe unter Berücksichtigung der Entwicklung von Tideparametern in Verbindung mit morphologischen Veränderungen auf sedimentologische Trends abgeleitet werden. Es ist davon auszugehen, dass aus dieser Interpretation vergangener Zusammenhänge Schlüsse auf künftige Auswirkungen von größer angelegten Bauprojekten und Eindeichungen getroffen werden können.
- Solche Auswertungen werden durch die Übertragung von statistischen Analyseverfahren aus dem Umfeld klassischer mathematischer und bathymetrischer Untersuchungen auf Entwicklungen und Eigenschaften von Sedimentverteilungen unterstützt. Durch die Repräsentation der Korngrößenverteilung als vollständige Summenlinie und neue Berechnungsvorschriften ist so beispielsweise statt Morphologischer Räume, Anomalien und Drive-Betrachtungen auch die flächige Erzeugung eines Sedimentologischen Raums, Anomalie-Skalars oder Drives möglich.

8.3 Grenzen der Anwendbarkeit

Die Entwicklung und Implementierung des Küstenevolutionsmodells bewegen sich im Umfeld der Grundlagenforschung. Während die derzeitigen Ansätze zwar durch den kontinuierlichen Abgleich mit Naturdaten und der Übereinstimmung einzelner Aspekte mit anderen Forschenden als grundsätzlich plausibel angesehen werden können, ist das Modell als datenbasiertes Hindcast-Simulationsmodell nur so gut wie die zugrundeliegende Datenbasis es zulässt. Durch die Höhenänderungen als primärer Steuerungsfaktor in den sedimentologischen Extrapolationsvorschriften zur Simulation der Oberflächensedimentologie ist die Aussagefähigkeit und Validität des Modellansatzes auf solche Bereiche und Zeiträume beschränkt, in denen flächendeckend räumlich sowie zeitlich ausreichend aufgelöste und abdeckende Vermessungsdatensätze vorliegen. Durch den direkten Zugriff auf das

Funktionale Bodenmodell kann somit der Küstennahbereich der Deutschen Bucht ab etwa Mitte des 21. Jahrhunderts dargestellt werden, jedoch können beispielsweise niederländische oder dänische Regionen des trilateralen Wattenmeers derzeit mangels Datenbasis nicht abgebildet werden.

Während die datenbasierte Herangehensweise des Küstenevolutionsmodell grundsätzlich beliebige zeitliche Auflösungen erlaubt, ist es vor allem in älteren Jahren oder in Regionen mit einer mangelhaften Datenbasis nicht sinnvoll, eine geringere Zeitschrittweite als ein Jahr zu wählen. Nur wenn flächenhaft bathymetrische Änderungen in den grundlegenden Digitalen Geländemodellen erkennbar sind, ist eine sinnvolle Simulation mit den in dieser Arbeit entwickelten Methoden möglich. Hier sind prozessbasierte Modelle klar im Vorteil, die auch von nur einem bathymetrischen Ausgangszustand aus über die Berücksichtigung von leichter erhebbaren Informationen wie beispielsweise Wasserständen oder Winddaten Aussagen über die bathymetrische und sedimentologische Entwicklung eines Gebiets treffen können. Gleiches gilt für räumliche Auflösungen. Bei zu gering aufgelösten Basisdaten ist eine geringere Rasterweise der Modellstützstellen am Ende nicht zuträglich für bessere Ergebnisse.

Wie jedes Modell hat auch das Küstenevolutionsmodell einen Anwendungszweck. Im Laufe der Entwicklung und Ausarbeitung hat sich ergeben, dass anstelle der ursprünglich geplanten weitergehenden Verwendung von Sedimentbohrkernen qualitätsbedingt der Fokus auf die oberflächensedimentologische Komponente gelegt werden musste. Während hierdurch zwar viel kurzfristigere Analysen und Auswertungen möglich wurden, sind hier – wie zuvor bereits angesprochen – nur Informationen für die morphologisch aktive beziehungsweise aktivierbare Sedimentmächtigkeit möglich. Diese wird hier effektiv durch die Spanne zwischen der minimal und maximal gemessenen Tiefe seit Aufzeichnungsbeginn dargestellt und zeigt, in welchem Umfang Umlagerungsprozesse möglich sind. Aus den Sedimentbohrkernen lässt sich mit den hier entwickelten Interpolationsvorschriften zwar eine sedimentologische Information ableiten, dies auch unter den gegebenen Umständen sehr gut, aber beispielsweise zeitliche Informationen wie aus der oberflächensedimentologischen Komponente sind nicht ermittelbar.

8.4 Evaluation der zentralen Fragestellungen

In Kapitel 3.2 wurden fünf zentrale Fragen an das Küstenevolutionsmodell gestellt. Abschließend sollen diese in diesem Unterkapitel zusammenfassend beantwortet werden.

8.4.1 Zeitvariante Oberflächensimulation

Die Kopplung datenbasierter und prozessbasierter Ansätze aus dem Funktionalen Bodenmodell und Marina ist für eine weite räumliche und zeitliche Modellspanne in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung gelungen. Bei geeigneter Datenlage sind auch kleinskaligere Prozesse, wie die Morphodynamik kleinerer Priele, in der Entwicklung der oberflächensedimentologischen Verteilung zeitvariant abbildbar.

8.4.2 Zeitvariante Simulation des Gewässergrundaufbaus

Neben der zeitvarianten Oberflächensedimentologie kann das Küstenevolutionsmodell den Aufbau und die tiefenabhängige Sedimentverteilung zeitvariant simulieren und gegebenenfalls mit Sedimentbohrkernen auffüllen. Hierdurch sind auch in Tiefen, in denen die aktuelle bathymetrische Datenbasis nicht ausreicht, Daten für prozessbasierte Modellsysteme zu erhalten.

8.4.3 Verwendung vollständiger Summenlinien

Die zeitliche Interpolation über die beschriebene Entwicklungsgleichung in Verbindung mit den Approximatoren für Sortierung und Schiefe und unter Berücksichtigung der Datenassimilation gemessener Sedimentproben ermöglicht es, die flächige Simulation der Sedimentverteilung in vollen Summenlinien durchzuführen.

8.4.4 Ableitbarkeit von Daten für prozessbasierte Modelle

Die umfangreich erzeugte zeitvariante sedimentologische Datenbasis bietet den Ausgangspunkt, um mit erhaltungstreuen Übertragungsmechanismen für beliebige Modellgittergeometrien prozessbasierter Systeme sedimentologische und bathymetrische Informationen sowohl der Oberfläche als auch über die Tiefe für spezifische Modellgebiete und Zeitpunkte zu extrahieren.

8.4.5 Erweiterte Analysemöglichkeiten der Küstengeologie

Die holistische Betrachtungsweise der entwickelten Komponenten des Küstenevolutionsmodells konnte mit Naturbeobachtungen verschiedenster Ausprägung validiert werden und hat darüber hinaus neue Auswertungen ermöglicht, die bisher nicht erkannte Trends und anthropogene Eingriffe darlegen und quantifizierbar machen.

9 Ausblick

9.1 Optimierung der Modellierungsvorschriften

Während in dem Küstenevolutionsmodell bereits erste hydrodynamische Steuergrößen der Entwicklungsgeschwindigkeit in Form von Bodenschubspannungen implementiert sind, fehlt ein übergeordnetes Konzept zur Berücksichtigung solcher Daten. Dies ist primär darin begründet, dass hierfür beispielsweise Windfelder oder Wellenmodelle benötigt werden, die in der zeitlichen und räumlichen Auflösung und dem Umfang, wie das Küstenevolutionsmodell ihn fordert, nicht frei verfügbar sind. Erste Ansätze zur Berücksichtigung der Energie des Wellenbrechens wurden über Daten aus Marina (Privatkorrespondenz Peter Milbradt) implementiert, diese haben aber noch nicht den Stand einer festen Position im Küstenevolutionsmodell erreicht. Einerseits wäre hierüber eine erweiterte zeitschrittinterne Steuerung der Entwicklungsgeschwindigkeit mit einem weiteren Quellterm wie bereits bei der Bodenschubspannung möglich und wünschenswert, andererseits böten mehr hydrodynamische Einflussfaktoren potentiell die Grundlage für erweiterte Diffusionsansätze, um der flächenhaften Verteilung weiter Gebühr zu tragen.

Gleiches gilt für den externen Eintrag von Sediment. Derzeit gibt es keine Möglichkeit, flächendeckend und ab Mitte des 21. Jahrhunderts Sedimenteinträge (auch nur approximiert über Durchflussmengen) der großen Binnenflüsse homogen aufbereitet zu beschaffen. Die fortschreitende Digitalisierung von Pegelinformationen könnte hier in Zukunft mehr Optionen zur Berücksichtigung solcher Daten bieten und so gerade im Zusammenhang mit den Quelltermen der Differentialgleichung noch plausiblere Ergebnisse liefern. Analog zum Konzept zur Stauchung der Ähnlichkeitsbereiche von oberflächensedimentologischen Proben könnte die Bodenschubspannung hier jedoch dazu genutzt werden, um – wenn schon kein wahrer Sedimenttransport beziehungsweise -eintrag abgebildet werden kann – eine orientierte Diffusion der modellierten Korngrößenverteilungen durchzuführen und so eine Art Sedimenttransport beziehungsweise -eintrag zumindest qualitativ zu simulieren.

Eine simulierte Verringerung der Porosität muss in der Praxis auch Auswirkungen auf die Höhe des Gewässerbodens haben. Da gerade im tiefen Untergrund von keiner nennenswerten Umlagerung von Sediment auszugehen ist und im Umfeld mobiler Sande der Küste noch keine großen Kornformveränderungen zu erwarten sind, ist das Volumen der Gesamtsedimentsäule, und damit die Höhe über einem individuellen Punkt, primär von dem Porenraum gesteuert. Mit der Validierung an empirisch erhobenen Daten könnte eine solche weitere Komponente in das Küstenevolutionsmodell integriert werden.

Erosive Prozesse finden im Modellansatz unter einer mächtigkeitsabhängigen Durchmischung der Sedimenteigenschaften des erodierenden zeitlichen Horizontes mit vorigen, vorgehaltenen Zeitschritten der oberflächensedimentologischen Komponente des Küstenevolutionsmodells statt. Erosionsereignisse mit sehr hohen abgetragenen Mächtigkeiten oder auch leichtere Höhenänderungen in einer Region, die vorher nur von leichter Sedimentation geprägt war, können dazu führen, dass dieser Durchmischungssimulation keine Daten des Gewässergrundes zur Verfügung stehen. Für zukünftige Implementierungen des Küstenevolutionsmodells könnte es daher einen Mehrwert bringen, die aus den Sedimentbohrkernen gewonnene 3D-räumliche Information als *Fallback*-Mechanismus in hierarchischer Hinterlagerung der oberflächensedimentologischen Zeitschichten zu nutzen, sodass – wenn diese (noch) nicht vorhanden sind – stets eine Sedimentverteilung zur Einmischung vorgehalten werden kann.

Die Modellvorstellung der relativen Vergröberung bei Erosion und Verfeinerung bei Sedimentation lässt im Rahmen dieser Arbeit als Grundlagenforschung den Transportbereich in der Hjulström-Beziehung (Hjulström, 1935) außer Acht. Hier sind in einem gewissen Korngrößen- beziehungsweise Strömungsgeschwindigkeitsfenster Abweichungen der realen relativen Veränderung der Korngröße zur modellierten zu erwarten. In zukünftigen Implementierungen könnte es zielführend sein, bei Vorhandensein von zeit- und ortsvarianten Modellen der Strömungsgeschwindigkeiten, diese Abweichungen zu quantifizieren und über einen Quellterm besser zu kompensieren als es derzeit mit der nach Shields erzeugten Ausgleichskornverteilung möglich ist.

Das derzeitige Küstenevolutionsmodell ist auf ausgewählte physikalische Prozesse fokussiert. Eine Kopplung mit weiteren Einflussfaktoren, wie Muschelpopulationen auf die Entwicklung der Sedimentverteilung aus biologischen Modellen, brächte potentiell einen Mehrwert der Plausibilität des Küstenevolutionsmodells.

9.2 Erweiterung um neue Datentypen

Mit neuen Ansätzen zur Ermittlung oberflächensedimentologischer Informationen, beispielsweise flächendeckend konsistenten Seitensichtsonaren oder neueren Ansätzen der Fernerkundung, sind potentiell größere Mengen an oberflächensedimentologischen Daten zu beschaffen, die auch zur weiteren Validierung der Ansätze zu verwenden wären. Gerade die Aufbereitung von Seitensichtsonaren rückt in den Fokus vertiefter Ansätze künstlicher Intelligenz, sodass hier – gerade unter Berücksichtigung der immer steigenden technischen Ressourcen – möglicherweise bald eine neue große und wertvolle Datengrundlage zu erhalten ist.

9.3 Verwendung in Forschung und Entwicklung

Die prototypische Einbindung der Modellergebnisse des Küstenevolutionsmodells findet bereits als Basisdaten in numerischen Simulationen von entsprechenden Behörden Anwendung (Sievers et al., 2022). Auch in anderen datenbasierten Modellansätzen, beispielsweise der Modellierung von Muschelflächen (Rubel et al., 2020) finden die Daten – hier vor allem die der oberflächensedimentologischen Komponente – Verwendung. Es ist zu erwarten, dass mit zunehmender Verbreitung des Konzeptes des Küstenevolutionsmodells weitere Kopplungen mit externen Systemen stattfinden werden und so zu gegenseitigen Optimierungen führen werden.

Die in dieser Arbeit erzeugten bathymetrisch-sedimentologischen Modellzeitschritte und Snapshots sowie einige grundlegende Auswertungen werden zum Abschluss des KFKI-geförderten Forschungsprojektes „Stratigraphische Modellkomponenten zur Verbesserung von hochaufgelösten und regionalisierten morphodynamischen Simulationsmodellen“ (SMMS) in jährlicher Auflösung von 1960 bis 2020 (für Snapshots 10-jährlich von 1990 bis 2020) frei verfügbar zum Download bereitgestellt, um einerseits die Ergebnisse des Küstenevolutionsmodells im Stile des „Crowdsourcings“ überprüfbar zu machen und andererseits auch für im Rahmen dieser Arbeit nicht angeschnittene Forschungsfelder eine umfangreiche Datenbasis bereitzustellen.

Im Rahmen des BMDV-geförderten Forschungsprojektes „Digitaler hydromorphologischer Zwilling des trilateralen Wattenmeeres“ (TrilaWatt) soll durch internationale Kooperationen mit dänischen und niederländischen Partnern unter anderem die bathymetrische Datenbasis des Funktionalen Bodenmodells soweit verbessert werden, dass das Küstenevolutionsmodell im gesamten trilateralen Bereich übergangsfrei betrieben werden kann.

Literaturverzeichnis

- Abanades, J., Flor-Blanco, G., Flor, G. & Iglesias, G. (2018). Dual wave farms for energy production and coastal protection. *Ocean & Coastal Management*, 160, S. 18-29.
- Abraham, J., Allen, P. M., Dunbar, J. A. & Dworking, S. I. (1999). Sediment type distribution in reservoirs: sediment source versus morphometry. *Environmental Geology*, 38(2), S. 101-110.
- Ahrendt, K. (2006). Ein Beitrag zur holozänen Entwicklung Nordfrieslands. *Die Küste*, 71, S. 1-32.
- Aimrun, W., Amin, M. S. & Eltaib, S. M. (2004). Effective porosity of paddy soils as an estimation of its saturated hydraulic conductivity. *Geoderma*, 121(3-4), S. 197-203.
- Alappat, L., Vink, A., Tsukamoto, S. & Frechen, M. (2010). Establishing the Late Pleistocene–Holocene sedimentation boundary in the southern North Sea using OSL dating of shallow continental shelf sediments. *Proceedings of the Geologists' Association*, 121(1), S. 43-54.
- Allan, P. G. (1998). Selecting appropriate cable burial depths a methodology. *A Methodology IBC conference on Submarine Communication. The Future of Network Infrastructure, France*, S. 1-12.
- Alsharhan, A. S. & El-Sammak, A. A. (2004). Grain-size analysis and characterization of sedimentary environments of the United Arab Emirates coastal area. *Journal of Coastal Research*, 20(2 (202)), S. 464-477.
- Alves, R. G. & Strixino, G. (2003). The sampling of benthic macroinvertebrates using two different methods: Waiting trays and an Ekman collector. *Acta Limnologica Brasiliensia*, 15(3), S. 1-6.
- Andrews, B. N. (2006). Sediment Consolidation and Archaeological Site Formation. *Geoarchaeology: An International Journal*, 21(5), S. 461-478.
- Arfai, J., Franke, D., Lutz, R., Reinhardt, L., Kley, J. & Gaedicke, C. (2018). Rapid quaternary subsidence in the northwestern German North Sea. *Scientific Reports*, 8(1), S. 1-12.
- Arnold, L. L. & Zandbergen, P. A. (2011). Positional accuracy of the wide area augmentation system in consumer-grade GPS units. *Computers & Geosciences*, 37(7), S. 883-892.
- Avinmelech, Y., G., R., Meijer, L. E. & Kochba, M. (2001). Water content, organic carbon and dry bulk density in flooded sediments. *Aquacultural Engineering*, 25(1), S. 25-33.
- Backes, D. J. & Teferle, F. N. (2020). Multiscale integration of high-resolution spaceborne and drone-based imagery for a high-accuracy digital elevation model over Tristan da Cunha. *Frontiers in Earth Science*, S. 319.
- Bae, J. H., Luo, S., Kannan, S. S., Singh, Y., Lee, B., Voyles, R. M., Postigo-Malaga, M., Zenteno, E. G., Aguilar, L. P. & M, B.-C. (2019). Development of an unmanned surface vehicle for remote sediment sampling with a van veen grab sampler. *OCEANS 2019 MTS/IEEE SEATTLE*, S. 1-7.
- Bangen, S. G., Wheaton, J. M., Bouwes, N., Bouwes, B. & Jordan, C. (2014). A methodological intercomparison of topographic survey techniques for characterizing wadeable streams and rivers. *Geomorphology*, 2016, S. 343-361. doi:10.1016/j.geomorph.2013.10.010

-
- Baptist, M. J., Van Der Wal, J. T., Folmer, E. O., Gräwe, U. & Elschot, K. (2019). An ecotope map of the trilateral Wadden Sea. *Journal of Sea Research*, 152, S. 101761.
- Barratt, G., Gaffney, V., Goodchild, H. & Wilkes, S. (2000). Survey at Wroxeter using carrier phase, differential GPS surveying techniques. *Archaeological Prospection*, 7(2), S. 133-143.
- Bartholomä, A. & Flemming, B. (2007). Progressive grain-size sorting along an intertidal energy gradient. *Sedimentary Geology*, 202(3), S. 464-472.
- Bear, J. (1988). *Dynamics of Fluid in Porous Media*. American Elsevier Publishing Company, Inc.: New York.
- Beck, T. & Wang, P. (2019). Morphodynamics of barrier-inlet systems in the context of regional sediment management, with case studies from west-central Florida, USA. *Ocean & Coastal Management*, 177, S. 31-51.
- Beckers, F., Heredia, A., Noack, M., Nowak, W., Wieprecht, S. & Oladyshkin, S. (2020). Bayesian calibration and validation of a large-scale and time-demanding sediment transport model. *Water Resources Research*, 56(7), S. e2019WR026966.
- Bednarczyk, K., Schaller, D. & Vierfuss, U. (2008). The Eider Estuary. *Die Küste*, 74, S. 307-316.
- Behre, K. E. (2004). Coastal development, sea-level change and settlement history during the later Holocene in the Clay District of Lower Saxony (Niedersachsen), northern Germany. *Quaternary International*, 112(1), S. 37-53.
- Behre, K. E. (2007). A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea. *Boreas*, 36(1), S. 82-102.
- Bendixen, C., Lamb, R. M., Huuse, M., Boldreel, L. O., Jensen, J. B. & Clausen, O. R. (2018). Evidence for a grounded ice sheet in the central North Sea during the early Middle Pleistocene Donian Glaciation. *Journal of the Geological Society*, 175(2), S. 291-307.
- Benninghoff, M. & Winter, C. (2019). Recent morphologic evolution of the German Wadden Sea. *Scientific reports*, 9(1), S. 1-9. doi:<https://doi.org/10.1038/s41598-019-45683-1>
- Berthold, T., Milbradt, P. & Berkahn, V. (2018). Valid approximation of spatially distributed grain size distributions—A priori information encoded to a feedforward network. *Computers & Geosciences*, 113, S. 23-32.
- Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G. & Froyen, L. (1998). Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *Catena*, 32(3-4), S. 193-208.
- Billeaud, I., Tessier, B. & Lesueur, P. (2009). Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology*, 37(11), S. 1031-1034.
- Bitencourt, V. J., Dillenburg, S. R., Manzolli, R. P. & Barboza, E. G. (2020). Control factors in the evolution of Holocene coastal barriers in Southern Brazil. *Geomorphology*, 360, S. 107180.
- Blair, T. C. & McPherson, J. G. (1999). Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69(1), S. 6-19.

-
- Bleyel, B. & Kopmann, R. (2018). Influence of the layer model on a 2D sediment transport model: Hirano-Ribberink versus C-VSM. *Proceedings of the XXVth TELEMAC-MASCARET User Conference, 9th to 11th October 2018, Norwich*, S. 61-66.
- Blomqvist, S. (1991). Quantitative sampling of soft-bottom sediments: problems and solutions. *Marine Ecology Progress Series*, 72(3), S. 295-304.
- Blott, S. J. & Pye, K. (2006). Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape. *Sedimentology*, 53(3), S. 671-685.
- Bockelmann, F. D., Puls, W., Kleeberg, U., Müller, D. & Emeis, K. C. (2018). Mapping mud content and median grain-size of North Sea sediments—A geostatistical approach. *Marine geology*, 397, S. 60-71.
- Bosboom, J., Reniers, A. J. & Luijendijk, A. P. (2014). On the perception of morphodynamic model skill. *Coastal Engineering*, 94, S. 112-125.
- Boulton, G. S. & Dobbie, K. E. (1993). Consolidation of sediments by glaciers: relations between sediment geotechnics, soft-bed glacier dynamics and subglacial groundwater flow. *Journal of Glaciology*, 39(131), S. 26-44.
- Braithwaite, C. J. (1973). Settling behaviour related to sieve analysis of skeletal sands. *Sedimentology*, 20(2), S. 251-262.
- Brenner, O., Moore, L. & Murray, A. (2015). The complex influences of back-barrier deposition, substrate slope and underlying stratigraphy in barrier island response to sea-level rise: Insights from the Virginia Barrier Islands, Mid-Atlantic Bight, USA. *Geomorphology*, 246, S. 334-350.
- Brown, C. J., Beaudoin, J., Brissette, M. & Gazzola, V. (2019). Multispectral multibeam echosounder backscatter as a tool for improved seafloor characterization. *Geosciences*, 9(3), S. 126.
- Bundesanstalt für Gewässerkunde. (2008). *WSV-Sedimentmanagement Tideelbe - Strategien und Potenziale - eine Systemstudie*. Koblenz: Bundesanstalt für Gewässerkunde.
- Bundesanstalt für Wasserbau. (2007). *Tätigkeitsbericht der Bundesanstalt für Wasserbau*. Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau.
- Burschil, T., Scheer, W., Kirsch, R. & Wiederhold, H. (2012). Hydrogeological characterisation of a glacially affected barrier island--the North Frisian Island of Föhr. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 9(4).
- Calder, B. R. & Mayer, L. A. (2003). Automatic processing of high-rate, high-density multibeam echosounder data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(6), S. 1-22.
- Calder, B. R. (2003). Automatic Statistical Processing of Multibeam Echosounder Data. *International Hydrographic Review*, S. 980.
- Cameron, T. D., Stoker, M. S. & Long, D. (1987). The history of Quaternary sedimentation in the UK sector of the North Sea Basin. *Journal of the Geological Society*, 144(1), S. 43-58.
- Capperucci, R. M., Kubicki, A., Holler, P. & Bartholomä, A. (2020). Sidescan sonar meets airborne and satellite remote sensing: challenges of a multi-device seafloor classification in extreme shallow water intertidal environments. *Geo-Marine Letters*, 40(2), S. 117-133.

-
- Cavanagh, N., Swain, L. G., Nordin, R. N. & Pommen, L. W. (1994). *Lake and Stream Bottom: Sediment Sampling Manual*. Victoria, Kanada: British Columbia Ministry of Environment, Lands and Parks, Water Quality Branch.
- Chang, T., Bartholomä, A. & Flemming, B. (2006b). Seasonal dynamics of fine-grained sediments in a back-barrier tidal basin of the German Wadden Sea (Southern North Sea). *Journal of Coastal Research*, 22(2), S. 328-338.
- Chang, T., Flemming, B.W., Tilch, E. & Bartholomä, A. (2006). Late Holocene stratigraphic evolution of a back-barrier tidal basin in the East Frisian Wadden Sea, southern North Sea: transgressive deposition and its preservation potential. *Facies*, 52(3), S. 329-340.
- Chauhan, T., Rasmussen, T. L. & Noormets, R. (2015). Palaeoceanography of the Barents Sea continental margin, north of Nordaustlandet, Svalbard, during the last 74 ka. *Boreas*, 45(1), S. 76-99.
- Chu, K., Winter, C., Hebbeln, D. & Schulz, M. (2013). Improvement of morphodynamic modeling of tidal channel migration by nudging. *Coastal Engineering*, 77, S. 1-13.
- Cohen, K. M., Gibbard, P. L. & Weerts, H. J. (2014). North Sea palaeogeographical reconstructions for the last 1 Ma. *Netherlands Journal of Geosciences*, 93(1-2), S. 7-29.
- Cohen, K. M., Westley, K., Erkens, G., Hijma, M. P. & Weerts, H. J. (2017). The North Sea. In N. Flemming, J. Harff, D. Moura, A. Burgess & G. Bailey, *Submerged Landscapes of the European Continental Shelf: Quaternary Palaeoenvironments* (S. 147-186). John Wiley & Sons, Inc.
- Cotterill, C. J., Phillips, E., James, L., Forsberg, C. F., Tjelta, T. I., Carter, G. & Dove, D. (2017). The evolution of the Dogger Bank, North Sea: a complex history of terrestrial, glacial and marine environmental change. *Quaternary Science Reviews*, 171, S. 136-153.
- Curry, C. W., Bennet, R. H., Hulbert, M. H., Curry, K. J. & Faas, R. W. (2004). Comparative Study of Sand Porosity and a Technique for Determining Porosity of Undisturbed Marine Sediment. *Marine Georesources and Geotechnology*, 22(4), S. 231-252.
- de M. Luna, M., Parteli, E., Durán, O. & Herrmann, H. (2011). Model for the genesis of coastal dune fields with vegetation. *Geomorphology*, 129(3-4), S. 215-224.
- Desjardins, P., Buatois, L. & Mangano, M. (2012). Tidal flats and subtidal sand bodies. *Developments in Sedimentology*, 64, S. 529-561.
- Deutsches Institut für Normung. (1987). *DIN 4022:1987-09, Baugrund und Grundwasser – Benennen und Beschreiben von Boden und Fels, Teil 1*. Deutsches Institut für Normung.
- Deutsches Institut für Normung. (2005). *DIN EN ISO 19115: Geoinformation - Metadaten - Teil 1: Grundsätze*. Deutsches Institut für Normung.
- Deutsches Institut für Normung. (2011). *DIN 18123-1:2011-04, Baugrund, Untersuchung von Bodenproben – Bestimmung der Korngrößenverteilung*. Deutsches Institut für Normung.
- Deutsches Institut für Normung. (2018). *DIN EN ISO 14688-1:2018-05, Geotechnische Erkundung und Untersuchung — Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden — Teil 1: Benennung und Beschreibung*. Deutsches Institut für Normung.

-
- Dey, E. K., Tarsha Kurdi, F., Awrangjeb, M. & Stantic, B. (2021). Effective selection of variable point neighbourhood for feature point extraction from aerial building point cloud data. *Remote Sensing*, 13(8), S. 1520.
- Dieckmann, R., Osterthun, M. & Partenscky, H. W. (1987). Influence of water-level elevation and tidal range on the sedimentation in a German tidal flat area. *Progress in Oceanography*, 18(1-4), S. 151-166.
- Diplas, P. & Sutherland, A. J. (1988). Sampling techniques for gravel sized sediments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(5), S. 484-501.
- Dreier, N. & Fröhle, P. (2021). Prä-operationelle Vorhersage von Seegang und Wellenaufwurf an Seedeichen in der deutschen Bucht. *Die Küste*, S. 51-77.
- Ehlers, J. & Wingfield, R. (1991). The extension of the late Weichselian/late Devensian ice sheets in the North Sea basin. *Journal of Quaternary Science*, 6(4), S. 313-326.
- Ehlers, J. (1990). Reconstructing the dynamics of the north-west European Pleistocene ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 9(1), S. 71-83.
- Ehlers, J., Grube, A., Stephan, H. J. & Wansa, S. (2011). Pleistocene glaciations of North Germany - new results. *Developments in Quaternary Sciences*, 15, S. 149-162.
- Elias, E. & van der Spek, A. (2006). Long-term morphodynamic evolution of Texel Inlet and its ebb-tidal delta (The Netherlands). *Marine Geology*, 225(1-4), S. 5-21.
- Elias, E. & van der Spek, A. (2017). Dynamic preservation of Texel Inlet, the Netherlands: understanding the interaction of an ebb-tidal delta with its adjacent coast. *Netherlands Journal of Geosciences*, 96(4), S. 293-317.
- Elias, E., Pearson, S. G., van der Spek, A. & Pluis, S. (2022). Understanding meso-scale processes at a mixed-energy tidal inlet: Ameland Inlet, the Netherlands—Implications for coastal maintenance. *Ocean & Coastal Management*, 222, S. 106125.
- Emery, K. O. & Dietz, R. S. (1941). Gravity Coring Instrument and Mechanics of Sediment Coring. *Bulletin of the Geological Society of America*, 52(10), S. 1685-1714.
- Engelhardt, W. v. (1960). *Der Porenraum der Sedimente*. Berlin: Springer-Verlag.
- Erchinger, H. F., Coldewey, H. G. & Meyer, C. (1996). Interdisziplinäre Erforschung des Deichvorlandes im Forschungsvorhaben-Erosionsfestigkeit von Hellern. *Die Küste*, 58, S. 1-45.
- Eshel, G., Levy, G. J., Mingelgrin, Z. & Singer, M. J. (2004). Critical evaluation of the use of laser diffraction for particle-size distribution analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 68(3), S. 736-743.
- Exner, F. (1925). *Über die Wechselwirkung zwischen Wasser und Geschiebe in Flüssen*. Wien: Hölder-Pichler-Tempsky.
- Favey, E., Geiger, A., Gudmundsson, G. H. & Wehr, A. (1999). Evaluating the potential of an airborne laser-scanning system for measuring volume changes of glaciers. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(4), S. 555-561.
- Fedderson, F., Olabarrieta, M., Guza, R., Winters, D., Raubenheimer, B. & Elgar, S. (2016). Observations and modeling of a tidal inlet dye tracer plume. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(10), S. 7819-7844.
- Feldens, P., Darr, A., Feldens, A. & Tauber, F. (2019). Detection of boulders in side scan sonar mosaics by a neural network. *Geosciences*, 9(4), S. 159.

-
- Ferro, C. A. (2007). Comparing probabilistic forecasting systems with the Brier score. *Weather and Forecasting*, 22(5), S. 1076-1088.
- Field, M. & Duane, D. (1976). Post-Pleistocene history of the United States inner continental shelf: significance to origin of barrier islands. *Geological Society of America Bulletin*, 87(5), S. 691-702.
- Figge, K. (1980). Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee). *E&G Quaternary Science Journal*, 30(1), S. 203-212.
- Figge, K. (1981). *Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht (Blatt: 2900, Maßstab: 1:250.000)*. Hamburg: Deutsches Hydrographisches Institut.
- Fisher, J. & Stauble, D. (1977). Impact of Hurricane Belle on Assateague Island washover. *Geology*, 5(12), S. 765-768.
- Fisher, P., Aumann, C., Chia, K., O'Halloran, N. & Chandra, S. (2017). Adequacy of laser diffraction for soil particle size analysis. *PloS one*, 12(5), S. e0176510.
- FitzGerald, D. & Nummedal, D. (1983). Response characteristics of an ebb-dominated tidal inlet channel. *Journal of Sedimentary Research*, 53(3), S. 833-845.
- FitzGerald, D. & Pendleton, E. (2002). Inlet formation and evolution of the sediment bypassing system: New Inlet, Cape Cod, Massachusetts. *Journal of Coastal Research*, 36 (10036), S. 290-299.
- FitzGerald, D. (1982). Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. *Coastal Engineering Proceedings*, 18, S. 1094-1118.
- FitzGerald, D. (1996). Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. *Journal of Coastal Research*, 23, S. 47-71.
- FitzGerald, D. (2015). Geologic controls on tidal inlets. *Journal of Shore and Beach*, 83, S. 59-64.
- FitzGerald, D., Fenster, M., Argow, B. & Buynevich, I. (2008). Coastal impacts due to sea-level rise. *Annual review of earth and planetary sciences*, 36(1), S. 601-647.
- FitzGerald, D., Hein, C., Hughes, Z., Kulp, M., Georgiou, I. & Miner, M. (2018). Runaway barrier island transgression concept: Global case studies. In L. Moore & A. Murray, *Barrier dynamics and response to changing climate* (S. 3-56). Cham.: Springer.
- FitzGerald, D., Kraus, N. & Hands, E. (2001). *Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets*. Vicksburg, USA: US. Army Engineer Research and Development Center.
- FitzGerald, D., Kulp, M., Hughes, Z., Georgiou, I., Miner, M., Penland, S. & Howes, N. (2007). Impacts of rising sea level to backbarrier wetlands, tidal inlets, and barrier islands: Barataria Coast, Louisiana. *Proceedings of coastal sediments*, 7, S. 1179-1192.
- FitzGerald, D., Penland, S. & Nummedal, D. (1984). Control of barrier island shape by inlet sediment bypassing: East Frisian Islands, West Germany. *Marine Geology*, 60(1-4), S. 355-376.
- Flemming, B. & Davis Jr, R. A. (1994). Holocene evolution, morphodynamics and sedimentology of the Spiekeroog barrier island system(southern North Sea). *Senckenbergiana maritima. Frankfurt/Main*, 24(1), S. 117-155.
- Flemming, B. & Nyandwi, N. (1994). Land reclamation as a cause of fine-grained sediment depletion in backbarrier tidal flats (southern North Sea). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 28(3), S. 299-307.

-
- Flemming, B. & Ziegler, K. (1995). High-resolution grain size distribution patterns and textural trends in the backbarrier environment of Spiekeroog Island (Southern North Sea). *Senckenbergiana maritima*, 26(1), S. 1-24.
- Flemming, B. (2007). The influence of grain-size analysis methods and sediment mixing on curve shapes and textural parameters: implications for sediment trend analysis. *Sedimentary Geology*, 202(3), S. 425-435.
- Folk, R. L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62, S. 344-359.
- Folk, R. L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: Hemphill Publishing Company.
- Folk, R. L. (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: Hemphill Publishing Company.
- Fonseca, L., Mayer, L., Orange, D. & Driscoll, N. (2002). The high-frequency backscattering angular response of gassy sediments: Model/data comparison from the Eel River Margin, California. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 111(6), S. 2621-2631.
- Foti, C., Lai, C. G. & Lancellotta, R. (2002). Porosity of fluid-saturated porous media from measured seismic wave velocities. *Géotechnique*, 52(5), S. 359-373.
- Freund, H., Gerdes, G., Streif, H., Dellwig, O. & Watermann, F. (2004). The indicative meaning of diatoms, pollen and botanical macro fossils for the reconstruction of palaeoenvironments and sea-level fluctuations along the coast of Lower Saxony; Germany. *Quaternary International*, 112(1), S. 71-87.
- Fuchs, S. (2010). Deterministische kf-Wert-Schätzung nach petrographischer Bohrgutansprache. *Grundwasser*, 15(3), S. 177-189.
- Füchtbauer, H. & Reineck, H. E. (1963). Porosität und Verdichtung rezenter, mariner Sedimente. *Sedimentology*, 2(4), S. 294-306.
- Furutani, A. & Rudd, J. W. (1980). Measurement of mercury methylation in lake water and sediment samples. *Applied and environmental microbiology*, 40(4), S. 770-776.
- Gao, J. (2001). Non-Differential GPS as an Alternative Source of Planimetric Control for Rectifying Satellite Imagery. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 67(1), S. 49-55.
- Gardner, J. V., Field, M. E., Lee, H., Edwards, B. E., Masson, D. G., Kenyon, N. & Kidd, R. B. (1991). Ground-truthing 6.5-kHz side scan sonographs: What are we really imaging? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B4), S. 5955-5974.
- Gee, G. W. & Or, D. (2002). Particle-size analysis. In J. H. Dane & G. C. Topp, *Methods of soil analysis* (Bde. Part 4 physical methods, 5, S. 255-293). Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America, Inc.
- Geyh, M. A. (1971). Statistische Auswertung von ¹⁴C-Daten archäologischer Proben. *Nachrichten aus Niedersachsens Urgeschichte*, 40, S. 199-208.
- Gibbard, P. L. & Clark, C. D. (2011). Pleistocene glaciation limits in Great Britain. In J. Ehlers, P. L. Gibbard & P. D. Hughes, *Developments in Quaternary Sciences* (S. 75-93). Elsevier.
- Gibbard, P. L. & Lewin, J. (2016). Filling the North Sea Basin: Cenozoic sediment sources and river styles. *Geologica Belgica*, 19/3-4, S. 201-217.

-
- Gibbard, P. L. (1988). The history of the great northwest European rivers during the past three million years. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*, 318(1191), S. 559-602.
- Glenn, M. F. (1970). *Introducing An Operational Multi-Beam Array Sonar*. John C. Stennis Space Center, USA: U.S. Naval Oceanographic Office.
- Gomes, V., Freitas, P. & Asp, N. (2013). Dynamics and seasonality of the middle sector of a macrotidal estuary. *Journal of Coastal Research*, 65 (10065), S. 1140-1145.
- Graham, A. G., Lonergan, L. & Stoker, M. S. (2007). Evidence for Late Pleistocene ice stream activity in the Witch Ground Basin, central North Sea, from 3D seismic reflection data. *Quaternary Science Reviews*, 26(5-6), S. 627-643.
- Graham, A. G., Stoker, M. S., Lonergan, L., Bradwell, T. & Stewart, M. A. (2011). The Pleistocene glaciations of the North Sea basin. In J. Ehlers, P. L. Gibbard & P. L. Hughes, *Developments in Quaternary Sciences* (S. 261-278). Elsevier.
- Grasso, P., Le Hir, P. & Bassoullet, P. (2015). Numerical modelling of mixed-sediment consolidation. *Ocean Dynamics*, 65(4), S. 607-616.
- Groom, J., Bertin, S. & Friedrich, H. (2018). Assessing intra-bar variations in grain roughness using close-range photogrammetry. *Journal of Sedimentary Research*, 88(5), S. 555-567.
- Grujters, S. H., Maljers, D. & Veldkamp, J. G. (2005). 3D interpolation of grain size distributions in the upper 5 m of the channel bed of three lower Rhine distributaries. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(4-5), S. 303-316.
- Guibai, L. & Gregory, J. (1991). Flocculation and sedimentation of high-turbidity waters. *Water research*, 25(9), S. 1137-1143.
- Gutowski, M., Bull, J., Henstock, T., Dix, J., Hogarth, P., Leighton, T. & White, P. (2002). Chirp sub-bottom profiler source signature design and field testing. *Marine Geophysical Researches*, 23(5), S. 481-492.
- Guy, H. P. (1969). Laboratory Theory and Methods for Sediment Analysis. In H. P. Guy, *Book 5, Laboratory Analysis*. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Hadler, H., Vött, A., Newig, J., Emde, K., Finkler, C., Fischer, P. & Willershäuser, T. (2018). Geoarchaeological evidence of marshland destruction in the area of Rungholt, present-day Wadden Sea around Hallig Südfall (North Frisia, Germany), by the Grote Mandrenke in 1362 AD. *Quaternary International*, 473, S. 37-54.
- Hagen, R., Plüß, A., Freund, J., Ihde, R., Kösters, F., Schrage, N., Dreier, N., Nehlsen, E. & Fröhle, P. (2020). *EasyGSH-DB: Themengebiet - Hydrodynamik*. Bundesanstalt für Wasserbau.
- Hagen, R., Plüß, A., Ihde, R., Freund, J., Dreier, N., Nehlsen, E., Schrage, N., Fröhle, P. & Kösters, F. (2021). An integrated marine data collection for the German Bight—Part 2: Tides, salinity, and waves (1996–2015). *Earth System Science Data*, 13(6), S. 2573-2594.
- Hagen, R., Winter, C. & Kösters, F. (2022). Changes in tidal asymmetry in the German Wadden Sea. *Ocean Dynamics*, S. 1-16.
- Haigh, I. D., Eliot, M. & Pattiaratchi, C. (2011). Global influences of the 18.61 year nodal cycle and 8.85 year cycle of lunar perigee on high tidal levels. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C6), S. 1-16.

-
- Håkanson, L. (1984). Sediment Sampling in Different Aquatic Environments: Statistical Aspects. *Water Resources Research*, 20(1), S. 41-46.
- Hamill, D., Buscombe, D. & Wheaton, J. M. (2018). Alluvial substrate mapping by automated texture segmentation of recreational-grade side scan sonar imagery. *PloS one*, 13(3), S. e0194373.
- Hamilton, E. L. (1959). Thickness and consolidation of deep-sea sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70(11), S. 1399-1424.
- Hamilton, E. L. (1972). Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophysics*, 37(4), S. 620-646.
- Hayes, M. & FitzGerald, D. (2013). Origin, evolution, and classification of tidal inlets. *Journal of Coastal Research*, 69 (10069), S. 14-33.
- Hayes, M. (1979). Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In Leatherman & S.P., *Barrier Islands* (S. 1-27). New York, USA: Academic Press.
- Hayes, M. (1980). General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary geology*, 26(1-3), S. 139-156.
- Hayes, M. (1991). Geomorphology and sedimentation patterns of tidal inlets: a review. *Coastal Sediments*, S. 1343-1355.
- Head, M. J. (2019). Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions. *Quaternary International*, 500, S. 32-51.
- Hellequin, L., Boucher, J. M. & Lurton, X. (2003). Processing of high-frequency multibeam echo sounder data for seafloor characterization. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 28(1), S. 78-89.
- Herrling, G. & Winter, C. (2018). Tidal inlet sediment bypassing at mixed-energy barrier islands. *Coastal Engineering*, 140, S. 342-354.
- Herrling, G., Becker, M., Lefebvre, A., Zorndt, A., Krämer, K. & Winter, C. (2021). The effect of asymmetric dune roughness on tidal asymmetry in the Weser estuary. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(11), S. 2211-2228.
- Herrling, G., Elsebach, J. & Ritzmann, A. (2018). Untersuchung der Veränderungen des Tideregimes in den Ästuaren von Ems-Dollart und Unterweser mittels mathematischer Modellierung. *Die Küste*, 86, S. 381-397.
- Heyer, H. & Schrottke, K. (2015). Einführung, Aufgabenstellung und Bearbeitungsstruktur im KFKI-Projekt. *Die Küste*, 83 *AufMod*, S. 1-18.
- Hijma, M. P., Cohen, K. M., Roebroeks, W., Westerhoff, W. E. & Busschers, F. S. (2012). Pleistocene Rhine–Thames landscapes: geological background for hominin occupation of the southern North Sea region. *Journal of Quaternary Science*, 27(1), S. 17-39.
- Hjulström, F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river fyris. *Geological Institute Upsalsa*, 25, S. 221-527.
- Hoffmann, D. (2004). Holocene landscape development in the marshes of the West Coast of Schleswig-Holstein, Germany. *Quaternary International*, 112(1), S. 29-36.
- Hoffmann-Wieck, G., Weinrebe, W., Klauke, I., Lehmhaus, F. W., Schimmler, J. & Kersten, C. (2018). *Echolot-Die Tiefe hören, 4.000 Jahre Tiefenmessung im Ozean: die Entwicklung des Echolots und seine Bedeutung für das Verständnis des Systems Erde*. Kiel: GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel.

-
- Homeier, J. & Luck, G. (1969). *Das Historische Kartenwerk 1:50,000 der Niedersächsischen Wasserwirtschaftsverwaltung*. Göttingen.
- Hosier, P. & Cleary, W. (1977). Cyclic geomorphic patterns of washover on a barrier island in southeastern North Carolina. *Environmental Geology*, 2(1), S. 23-31.
- Houser, C., Hapke, C. & Hamilton, S. (2008). Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, 100(3-4), S. 223-240.
- Houser, C., Wernette, P., Rentschlar, E., Jones, H., Hammond, B. & Trimble, S. (2015). Post-storm beach and dune recovery: Implications for barrier island resilience. *Geomorphology*, 234, S. 54-63.
- Hu, W., Scaringi, G., Xu, Q. & Huang, R. (2018). Internal erosion controls failure and runoff of loose granular deposits: evidence from flume tests and implications for postseismic slope healing. *Geophysical Research Letters*, 45(11), S. 5518-5527.
- Huber, M., Osterkamp, N., Marschalk, U., Tubbesing, R., Wendleder, A., Wessel, B. & Roth, A. (2021). Shaping the Global High-Resolution TanDEM-X Digital Elevation Mode. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 14, S. 7198-7212.
- Imai, G. (1981). Experimental studies on sedimentation mechanism and sediment formation of clay materials. *Soils and Foundations*, 21(1), S. 7-20.
- Imbach, B. (2018). *Airborne Laser Scanning with UAVs*. Schweiz: Aeroscout GmbH.
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M. H., Loye, A., Metzger, R. & Pedrazzini, A. (2012). Use of LIDAR in landslide investigations. *Natural Hazards*, 61(1), S. 5-28.
- Jacob, B. & Stanev, E. (2017). Interactions between wind and tidally induced currents in coastal and shelf basins. *Ocean Dynamics*, 67(10), S. 1263-1281.
- Jacob, B. & Stanev, E. (2021). Understanding the impact of bathymetric changes in the German Bight on coastal hydrodynamics: One step toward realistic morphodynamic modeling. *Frontiers in Marine Science*, 8, S. 576.
- Janowski, L., Trzcinska, K., Tegowski, J., Kruss, A., Rucinska-Zjadacz, M. & Pocwiardowski, P. (2018). Nearshore benthic habitat mapping based on multi-frequency, multibeam echosounder data using a combined object-based approach: A case study from the Rowy site in the southern Baltic sea. *Remote Sensing*, 10(12), S. 1983.
- Kamann, P. J., Ritzi, R. W., Dominic, D. F. & Conrad, C. M. (2007). Porosity and Permeability in Sediment Mixtures. *Ground Water*, 45(4), S. 429-438.
- Kana, T., Hayter, E. & Work, P. (1999). Mesoscale sediment transport at southeastern US tidal inlets: conceptual model applicable to mixed energy settings. *Journal of Coastal Research*, (15)2, S. 303-313.
- Ketchum, B. & Rawn, A. (1951). The flushing of tidal estuaries. *Sewage and Industrial Wastes*, S. 198-209.
- Khojasteh, D., Chen, S., Felder, S., Heimhuber, V. & Glamore, W. (2021). Estuarine tidal range dynamics under rising sea levels. *PloS one*, 16(9), S. e0257538.
- Klein, H., Latarius, K. & Köllner, M. (2020). *Temperaturschichtung und Wärmehalt 2020*. Hamburg: Bundesanstalt für Seeschifffahrt und Hydrographie.
- Knieß, H. G. (1976). Eiderdamm-Wiederauffüllung von Baggerlöchern im Watt. *Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau*, 40, S. 9-22.

-
- Kogut, T. & Slowik, A. (2021). Classification of Airborne Laser Bathymetry Data Using Artificial Neural Networks. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 14, S. 1959-1966.
- Komar, P. (1996). Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of sediments. *Journal of Coastal Research*, 23, S. 23-45.
- Komura, S. (1963). Discussion of "Sediment transportation mechanics: introduction and properties of sediment". *Journal of the Hydraulics Division*, 89(HY1), S. 263-266.
- Konert, M. & Vandenberghe, J. E. (1997). Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*, 44(3), S. 523-535.
- Konradi, P. B. (2000). Biostratigraphy and environment of the Holocene marine transgression in the Heligoland Channel, North Sea. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 47, S. 71-79.
- Koop, L., van der Reijden, K. J., Mestdagh, S., Ysebaert, T., Govers, L. L., Olf, H., Herman, P. M., Snellen, M. & Simons, D. G. (2020). Measuring Centimeter-Scale Sand Ripples Using Multibeam Echosounder Backscatter Data from the Brown Bank Area of the Dutch Continental Shelf. *Geosciences*, 10(12), S. 495.
- Kösters, F. & Winter, C. (2014). Exploring German Bight coastal morphodynamics based on modelled bed shear stress. *Geo-Marine Letters*, 34(1), S. 21-36.
- Krabill, W. B., Collins, J. G., Link, L. E., Swift, R. N. & Butler, M. L. (1984). Airborne Laser Topographic Mapping Results. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 50(6), S. 685-694.
- Krumbein, W. C. (1936). Application of logarithmic moments to size-frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 6(1), S. 35-47.
- Krumbein, W. C. (1938). Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve. *Journal of Sediment Petrology*, 8, S. 84-90.
- Krzyszowski, D., Krzywicka, A., Wachecka-Kotkowska, L. & Sroka, W. (2019). The Middle Pleistocene glaciolacustrine environment of an ice-dammed mountain valley, Sudeten Mountains, Poland. *Boreas*, 48(4), S. 966-987.
- Lamb, R. M., Huuse, M. & Stewart, M. (2017). Early Quaternary sedimentary processes and palaeoenvironments in the central North Sea. *Journal of Quaternary Science*, 32(2), S. 127-144.
- Lambeck, K., Purcell, A., Funder, S., Kjær, K., Larsen, E. & Möller, P. (2006). Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling. *Boreas*, 35(3), S. 539-575.
- Lang, J., Alho, P., Kasvi, E., Goseberg, N. & Winsemann, J. (2019). Impact of Middle Pleistocene (Saalian) glacial lake-outburst floods on the meltwater-drainage pathways in northern central Europe: Insights from 2D numerical flood simulation. *Quaternary Science Reviews*, 209, S. 82-99.
- Lang, J., Lauer, T. & Winsemann, J. (2018). New age constraints for the Saalian glaciation in northern central Europe: Implications for the extent of ice sheets and related proglacial lake systems. *Quaternary Science Reviews*, 180, S. 240-259.
- Lefebvre, A., Herrling, G., Becker, M., Zorndt, A., Krämer, K. & Winter, C. (2022). Morphology of estuarine bedforms, Weser Estuary, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(1), S. 242-256.

-
- Lehfeldt, R., Reimers, H.-C. & Kohlus, J. (2014). NOKIS-Nord-und Ostseeküsten Informationssystem. *Die Küste*, 82 MDI-DE, S. 155-194.
- Lentz, E., Hapke, C., Stockdon, H. & Hehre, R. (2013). Improving understanding of near-term barrier island evolution through multi-decadal assessment of morphologic change. *Marine Geology*, 337, S. 125-139.
- Lesser, G. R., Roelvink, J. V., van Kester, J. T. & Stelling, G. S. (2004). Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coastal engineering*, 51(8-9), S. 883-915.
- Lewis, P. A., Mason Jr, W. T. & Weber, C. I. (1982). Evaluation of Three Bottom Grab Samplers for Collecting river Benthos. *Ohio Journal of Science*, 82(3), S. 107.
- Li, J., Yang, B., Cong, Y., Cao, L., Fu, X. & Dong, Z. (2019). 3D Forest Mapping Using A Low-Cost UAV Laser Scanning System: Investigation and Comparison. *Remote Sensing*, 11, S. 717. doi:10.3390/rs11060717
- Li, M., Tao, Q., Hou, G. & Zhai, J. (2021). A Novel Sub-Bottom Profiler Seabed Sediment Classification Method Based on BPNN With Biot-Stoll Model and Attenuation-Based Model. *IEEE Access*, 9, S. 53379-53391.
- Lo, E. L., Bentley Sr., S. J. & Xu, K. (2014). Experimental study of cohesive sediment consolidation and resuspension identifies approaches for coastal restoration: Lake Lery, Louisiana. *Geo-Marine Letters*, 34(6), S. 499-509.
- Loizeau, J. L., Arbouille, D., Santiago, S. & Vernet, J. P. (1994). Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology*, 41(2), S. 353-361.
- Long, D., Laban, C., Streif, H., Cameron, T. D. & Schüttenhelm, R. T. (1988). The sedimentary record of climatic variation in the southern North Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*, 318(1191), S. 523-537.
- Lopez, O. M., Hegy, M. C. & Missimer, T. M. (2020). Statistical comparisons of grain size characteristics, hydraulic conductivity, and porosity of barchan desert dunes to coastal dunes. *Aeolian Research*, 43, S. 100576.
- Lubis, M. Z., Anurogo, W., Kausarian, H., Choanji, T., Antoni, S. & Pujiyati, S. (2018). Discrete EquiSpaced Unshaded Line Array method for target identification using side scan sonar imagery. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 176(1), S. 012025.
- Ma, X., Yu, K., He, X., Montillet, J. P. & Li, Q. (2020). Positioning performance comparison between GPS and BDS with data recorded at four MGEX stations. *IEEE Access*, 8, S. 147422-147438.
- Mackenzie, K. V. (1981). Discussion of sea water sound-speed determinations. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 70(3), S. 801-806.
- Malcherek, A. (2003). Vom Sohlevolutions-zum vollständigen Morphologiemodell: Eine Road Map zur SediMorph-Entwicklung. *Beschreibung und Analyse der Ästuardynamik in den Seeschiffahrtsstrassen*, 86, S. 113-115.
- Maleika, W. (2012). Development of a method for the estimation of multibeam echosounder measurement accuracy. *Przegład Elektrotechniczny*, 2, S. 4.

-
- Manetti, L. & Steinmann, G. (2007). 3DeMoN ROBOVEC-integration of a new measuring instrument in an existing generic remote monitoring platform. *7th FMGM 2007: Field Measurements in Geomechanics*, S. 1-12.
- Marks, K. M. & Smith, W. H. (2008). An uncertainty model for deep ocean single beam and multibeam echo sounder data. *Marine Geophysical Researches*, 29(4), S. 239-250.
- Martin, A. C., Gommenginger, C. P., Jacob, B. & Staneva, J. (2022). First multi-year assessment of Sentinel-1 radial velocity products using HF radar currents in a coastal environment. *Remote Sensing of Environment*, 268, S. 112758.
- McBride, R., Anderson, J., Buynevich, I., Byrnes, M., Cleary, W., Fenster, M., FitzGerald, D., Hapkes, C., Harris, M., Hein, C., Johnson, C., Klein, A., Liu, B., de Menezes, J., Mulhern, J., Oliver, T., Pejrup, M., Riggs, S., Robers, H., Rodriguez, A., Seminack, C., Short, A., Stone, G., Tamura, T., Wallace, D. & Wang, P. (2022). Morphodynamics of Modern and Ancient Barrier Systems: An Updated and Expanded Synthesis. In J. Shroder, *Treatise on Geomorphology, Second Edition* (S. 289-417). San Diego, USA: Academic Press.
- McCave, I. N. & Hall, I. R. (2006). Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(10), S. 1-37.
- McLaren, P. & Bowles, D. (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Research*, 55(4), S. 457-470.
- McLaren, P. (1981). An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Research*, 51(2), S. 611-624.
- Mendoza, G. A. & Schwarzer, K. (2019). Seabed features in Mecklenburg Bight based on Side-Scan Sonar Imagery. *Marine and River Dune Dynamics – MARID VI*. Bremen.
- Menounos, B. (1997). The water content of lake sediments and its relationship to other physical parameters: an alpine case study. *The Holocene*, 7(2), S. 207-212.
- Merkel, U. & Kopmann, R. (2012). Continuous Vertical Grain Sorting for TELEMAC & SISYPHE. *Proceedings of the XIXth TELEMAC-MASCARET User Conference 2012, 18 to 19 October 2012, St Hugh's College, Oxford*, S. 9-17.
- Merkel, U. & Kopmann, R. (2014). A continuous vertical grain sorting model for Telemac & Sisyphé. *Aquananotechnology: Global Prospects*, S. 457.
- Miao, A., Chu, Z. & Li, Y. (2016). Three Gorges Dam controls sediment coarsening of the mud patch on the inner East China Sea shelf. *Journal of Ocean University of China*, 15(3), S. 414-422.
- Michel, G., Le Bot, S., Lesourd, S. & Lafite, R. (2021). Morpho-sedimentological and dynamic patterns in a ria type estuary: the Belon estuary (South Brittany, France). *Journal of Maps*, 17(2), S. 389-400.
- Milbradt, P. (2011). KoDiBa, ImTG-Analyse morphodynamischer Veränderungen auf der Basis zeitvarianter digitaler Bathymetrien. *Die Küste*, (78), S. 33-57.
- Milbradt, P. (2012). Analysis of the Morphodynamics of the German North Seas Coast on the Basis of a Functional Seabed Model. *Proceedings of the 10th International Conference on Hydrosience and Engineering*, S. 4-7.
- Milbradt, P. (2020). *Simulationsmodell Marina Handbuch Version 2.12*. Hannover: smile consult GmbH.

-
- Milbradt, P., Sellerhoff, F. & Krönert, N. (2005). *Abschlussbericht KoDiBa - Entwicklung und Implementierung von Methoden zur Aufbereitung konsistenter digitaler Bathymetr.* Hannover: smile consult GmbH.
- Milbradt, P., Valerius, J. & Zeiler, M. (2015). Das funktionale Bodenmodell: Aufbereitung einer konsistenten Datenbasis für die Morphologie und Sedimentologie. *Die Küste*, 83, S. 19-38.
- Miller, B. A. & Schaetzl, R. J. (2012). Precision of soil particle size analysis using laser diffractometry. *Soil Science Society of America Journal*, 76(5), S. 1719-1727.
- Moe, K. T., Furuya, N. & Hiroshima, T. (2020). Comparing individual tree height information derived from field surveys, LiDAR and UAV-DAP for high-value timber species in Northern Japan. *Forests*, 11(2), S. 223.
- Monteiro, L. S., Moore, T. & Hill, C. (2005). Analysis of GPS and DGPS performance at sea. *Proceedings of the 61st Annual Meeting of The Institute of Navigation*, S. 783-794.
- Montoya, L., Sciaudone, E., Mitasova, H. & Overton, M. (2018). Observation and modeling of the evolution of an ephemeral storm-induced inlet: Pea Island Breach, North Carolina, USA. *Continental Shelf Research*, 156, S. 55-69.
- Morton, R., Gonzalez, J., Lopez, G. & Correa, I. D. (2000). Frequent non-storm washover of barrier islands, Pacific coast of Colombia. *Journal of Coastal Research*, 16(1), S. 82-87.
- Mulhern, J., Johnson, C. & Martin, J. (2017). Is barrier island morphology a function of tidal and wave regime? *Marine Geology*, 387, S. 74-84.
- Mulsow, C., Mandlbürger, G. & Maas, H. G. (2020). Comparison of subaquatic digital elevation models from airborne laser scanning and imagery. *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*, 5(2).
- Nakao, S. (1979). *IX. Bottom Sediments*. Tsukuba, Japan: Geological Survey of Japan.
- Naumann, M., Waldeck, A., Poßin, W., Schwarz, C. & Fritz, J. (2014). Ableitung von Korngrößenverteilungen aus textbasierten petrografischen Bohrgutbeschreibungen. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 165 (2), S. 275-28.
- Nichol, S. L. & Kench, P. S. (2008). Sedimentology and preservation potential of carbonate sand sheets deposited by the December 2004 Indian Ocean tsunami: South Baa Atoll, Maldives. *Sedimentology*, 55(5), S. 1173-1187.
- Nikitopoulou, A., Protopsalti, K. & Stiros, S. (2006). Monitoring dynamic and quasi-static deformations of large flexible engineering structures with GPS: Accuracy, limitations and promises. *Engineering Structures*, 28(10), S. 1471-1482.
- Noordam, D., Van der Klis, H., Blom, A. & Hulscher, S. J. (2005). Uncertainties concerning roughness modelling in flume experiments. *Proceedings ISSH, International Symposium on Stochastic Hydraulics*, S. 117-119.
- Nuber, T. & Siebenborn, G. (2019). Geohydraulic Aspects for the Overhaul of the Flood Barrier "Eidersperrwerk" in Germany. In N. Goseberg & T. Schlurmann, *Coastal Structures 2019* (S. 686-691). Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau.
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Hafliðason, H. & Bryn, P. (2005). The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2), S. 71-84.

-
- Nývlt, D., Engel, Z. & Tyráček, J. (2011). Pleistocene glaciations of Czechia. In J. Ehlers, P. L. Gibbard & P. D. Hughes, *Developments in Quaternary Sciences* (S. 37-46). Elsevier.
- Oertel, G. (1985). The barrier island system. *Marine Geology*, 63(1-4), S. 1-18.
- Oktavia, R. N. & Pratomo, D. G. (April 2021). Analysis of angular resolution and range resolution on multibeam echosounder R2 Sonic 2020 in Port of Tanjung Perak (Surabaya). *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 731(1), S. 012032.
- Oost, A. P. & de Boer, P. L. (1994). Sedimentology and development of barrier islands, ebb-tidal deltas, inlets and backbarrier areas of the Dutch Wadden Sea. *Senckenbergiana maritima*, 24(1), S. 65-115.
- Oost, A. P., Hoekstra, P., Wiersma, A., Flemming, B., Lammerts, E. J., Pejrup, M., Hofstede, J., van der Valk, B., Kiden, P., Bartholdy, J., van der Berg, M. W., Vos, P. C., de Vries, S. & Wang, Z. B. (2012). Barrier island management: Lessons from the past and directions for the future. *Ocean & coastal management*, 68, S. 18-38.
- Osafune, S. & Yasuda, I. (2010). Bidecadal variability in the Bering Sea and the relation with 18.6 year period nodal tidal cycle. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C2), S. 1-11.
- Ottesen, D., Batchelor, C. L., Dowdeswell, J. A. & Løseth, H. (2018). Morphology and pattern of Quaternary sedimentation in the North Sea Basin (52–62 N). *Marine and Petroleum Geology*, 98, S. 836-859.
- Ottesen, D., Stewart, M., Brønner, M. & Batchelor, C. L. (2020). Tunnel valleys of the central and northern North Sea (56° N to 62° N): Distribution and characteristics. *Marine Geology*, 425, S. 106199.
- Otvos, E. (1981). Barrier island formation through nearshore aggradation—stratigraphic and field evidence. *Marine Geology*, 43(3-4), S. 195-243.
- Overeem, I., Weltje, G. J., Bishop-Kay, C. & Kroonenberg, S. B. (2002). The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin: a climate signal in sediment supply? *Basin Research*, 13(3), S. 293-312.
- Özmaral, A., Abegunrin, A., Keil, H., Hepp, D., Schwenk, T., Lantzsch, H., Mörz, T. & Spiess, V. (2022). The Elbe Palaeovalley: Evolution from an ice-marginal valley to a sedimentary trap (SE North Sea). *Quaternary Science Reviews*, 282, S. 107453.
- Papenmeier, S. & Hass, H. C. (2020). Revisiting the Paleo Elbe Valley: Reconstruction of the Holocene, Sedimentary Development on Basis of High-Resolution Grain Size Data and Shallow Seismics. *Geosciences*, 10(12), S. 505.
- Park, J. & Santamarina, J. C. (2017). Revised Soil Classification System for Coarse-Fine Mixtures. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 143(8), S. 0401703-91-04017039-13.
- Patrino, S., Scisciani, V., Helland-Hansen, W., D'Intino, N., Reid, W. & Pellegrini, C. (2020). Upslope-climbing shelf-edge clinoforms and the stepwise evolution of the northern European glaciation (lower Pleistocene Eridanos Delta system, UK North Sea): When sediment supply overwhelms accommodation. *Basin Research*, 32, S. 224-239.
- Pearson, S. G., Elias, E. P., van Prooijen, B. C., van der Vegt, H., van der Spek, A. J. & Wang, Z. B. (2022). A novel approach to mapping ebb-tidal delta morphodynamics and stratigraphy. *Geomorphology*, 405, S. 108185.

-
- Penland, S., Suter, J. & Boyd, R. (1985). Barrier island arcs along abandoned Mississippi River deltas. *Marine Geology*, 63(1-4), S. 197-233.
- Petrich, C., Langhorne, P. J. & Sun, Z. F. (2006). Modelling the interrelationships between permeability, effective porosity and total porosity in sea ice. *Cold Regions Science and Technology*, 44(2), S. 131-144.
- Piedallu, C. & Gégout, J. C. (2005). Effects of forest environment and survey protocol on GPS accuracy. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 71(9), S. 1071-1078.
- Pinl, H. (2006). *Navigationstechnik für deutsche Handelsschiffe: 1918-1939*. Bremen: Deutsches Schifffahrtsmuseum.
- Pirotti, F., Guarnieri, A. & Vettore, A. (2013). State of the art of ground and aerial laser scanning technologies for high-resolution topography of the earth surface. *European Journal of Remote Sensing*, 46(1), S. 66-78.
- Potter, A., Southby, C. & Heap, A. (2006). *Sedimentology and Geomorphology of the South West Planning Region of Australia: A Spatial Analysis*. Canberra: Geoscience Australia.
- Pradhan, U. M. (2022). Beach and nearshore sediment textural characteristics of a monsoonal wave-dominated micro-tidal, human perturbed environment, Central East Coast of India. *Arabian Journal of Geosciences*, 15(7), S. 1-15.
- Preuss, H., Vinken, R. & Voss, H.-H. (1991). *Symbolschlüssel Geologie – Symbole für die Dokumentation und automatische Datenverarbeitung geologischer Feld- und Aufschlußdaten*. Hannover: Niedersächs. Landesamt Bodenforsch. u. Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe.
- Purinton, B. & Bookhagen, B. (2017). Validation of digital elevation models (DEMs) and comparison of geomorphic metrics on the southern Central Andean Plateau. *Earth Surface Dynamics*, 5(2), S. 211-237.
- Rea, B. R., Newton, A. M., Lamb, R. M., Harding, R., Bigg, G. R., Rose, P., Spagnolo, M., Huuse, M., Cater, J. M., Archer, S., Buckley, F., Halliyeva, M., Huuse, J., Cornwell, D. G., Brocklehurst, S. H. & Howell, J. A. (2018). Extensive marine-terminating ice sheets in Europe from 2.5 million years ago. *Science Advances*, 4(6), S. eaar8327.
- Rehm, P. & Rachor, E. (2007). Benthic macrofauna communities of the submersed Pleistocene Elbe valley in the southern North Sea. *Helgoland Marine Research*, 61(2), S. 127-134.
- Reimers, H.-C. (2008). Vom Messwert zur Sedimentkarte. *GIS-Anwendertreffen Küste 03./04.11.2008*. Landesamt für Natur und Umwelt.
- Richter, K., Mader, D., Westfeld, P. & Maas, H.-G. (2021). Refined Geometric Modeling of Laser Pulse Propagation in Airborne LiDAR Bathymetry. *PFG*, 89, S. 121-137. doi:10.1007/s41064-021-00146-z
- Ricklefs, K. (1998). Das Mündungsgebiet der Eider. In L. f.-H. Umweltbundesamt, *Umweltatlas Wattenmeer* (S. 162-163).
- Ridderinkhof, W., De Swart, H., Van der Vegt, M. & Hoekstra, P. (2016). Modeling the growth and migration of sandy shoals on ebb-tidal deltas. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(7), S. 1351-1372.
- Rijsdijk, K. F., Kroon, I. C., Meijer, T., Passchier, S., van Dijk, T. A., Bunnik, F. P. & Janse, A. C. (2013). Reconstructing Quaternary Rhine–Meuse dynamics in the southern North

-
- Sea: architecture, seismo-lithofacies associations and malacological biozonation. *Journal of Quaternary Science*, 28(5), S. 453-466.
- Rinterknecht, V., Braucher, R., Böse, M., Bourlès, D. & Mercier, J. L. (2012). Late Quaternary ice sheet extents in northeastern Germany inferred from surface exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 44, S. 89-95.
- Roberts, D. H., Evans, D. J., Callard, S. L., Clark, C. D., Bateman, M. D., Medialdea, A., Dove, D., Cotterill, C. J., Saher, M., Ó Cofaigh, C., Chiverrell, S. G., Moreton, S. G., Fabel, D. & Bradwell, T. (2018). Ice marginal dynamics of the last British-Irish Ice Sheet in the southern North Sea: Ice limits, timing and the influence of the Dogger Bank. *Quaternary Science Reviews*, 198, S. 181-207.
- Roberts, J. M., Brown, C. J., Long, D. & Bates, C. R. (2005). Acoustic mapping using a multibeam echosounder reveals cold-water coral reefs and surrounding habitats. *Coral Reefs*, 24(4), S. 654-669.
- Rodrigues, C. F. & Lemos de Sousa, M. J. (2002). The measurement of coal porosity with different gases. *International Journal of Coal Geology*, 48(3-4), S. 245-251.
- Rodriguez, A., Theuerkauf, E., Ridge, J., VanDusen, B. & Fegley, S. (2020). Long-term washover fan accretion on a transgressive barrier island challenges the assumption that paleotempestites represent individual tropical cyclones. *Scientific reports*, 10(1), S. 1-10.
- Roelvink, J. A. (2006). Coastal morphodynamic evolution techniques. *Coastal engineering*, 53(2-3), S. 277-287.
- Roskoden, R. R., Bryan, K. R., Schreiber, I. & Kopf, A. (2020). Rapid transition of sediment consolidation across an expanding mangrove fringe in the Firth of Thames New Zealand. *Geo-Marine Letters*, 40, S. 295-308.
- Roskosch, J., Winsemann, J., Polom, U., Brandes, C., Tsukamoto, S., Weitkamp, A., Bartholomäus, W. A., Henningsen, D. & Frechen, M. (2015). Luminescence dating of ice-marginal deposits in northern Germany: evidence for repeated glaciations during the Middle Pleistocene (MIS 12 to MIS 6). *Boreas*, 44(1), S. 103-126.
- Roulston, M. S. (2007). Performance targets and the Brier score. *Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, 14(2), S. 185-194.
- Rubel, M., Ricklefs, K., Milbradt, P. & Sievers, J. (2020). A model approach to estimate the potential for mussel beds in a Wadden Sea area of the German North Sea coast. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, S. 3574.
doi:<https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-3574>
- Ruckelshaus, M., Guannel, G., Arkema, K., Verutes, G., Griffin, R., Guerry, A., Silver, J., Faries, J., Brenner, J. & Rosenthal, A. (2016). Evaluating the benefits of green infrastructure for coastal areas: location, location, location. *Coastal Management*, 44(5), S. 504-516.
- Saleh, M. & Rabah, M. (2016). Seabed sub-bottom sediment classification using parametric sub-bottom profiler. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 5(1), S. 87-95.
- Sanford, L. P. (2008). Modeling a dynamically varying mixed sediment bed with erosion, deposition, bioturbation, consolidation, and armoring. *Computers & Geosciences*, 34(10), S. 1263-1283.

-
- Schwarzer, K., Ricklefs, K., Lohrberg, A. & Valerius, J. (2019). Die geologische Entwicklung von Nord-und Ostsee. *Die Küste*, 87, S. 343-376.
- Sejrup, H. P., Clark, C. D. & Hjelstuen, B. O. (2016). Rapid ice sheet retreat triggered by ice stream debuitressing: evidence from the North Sea. *Geology*, 44(5), S. 355-358.
- Shepard, D. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*, S. 517-524.
- Shields, A. (1936). Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitteilungen der Preußischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin*, 26, S. 1-26.
- Sievers, J., Milbradt, P., Ihde, R., Valerius, J., R., H. & Plüß, A. (2021). An integrated marine data collection for the German Bight–Part 1: Subaqueous geomorphology and surface sedimentology. *Earth System Science Data*, 13(8), S. 4053-4065.
- Sievers, J., Milbradt, P., Plüß, A., Wobbe, A., Rubel, M., Müller-Navarra, K. & Kolb, P. (2022). *Abschlussbericht SMMS: Stratigraphische Modellkomponenten zur Verbesserung von hochaufgelösten und regionalisierten morphodynamischen Simulationsmodellen - 2019 bis 2022*. Hannover: smile consult GmbH.
- Sievers, J., Rubel, M. & Milbradt, P. (2020a). EasyGSH-DB: Themengebiet - Geomorphologie. Bundesanstalt für Wasserbau. doi:<https://doi.org/10.48437/02.2020.K2.7000.0001>
- Sindowski, K. (1973). Das ostfriesische Küstengebiet. *Sammlung geologischer Führer*, S. 103.
- Smith, G. H., Nicholas, A. P., Best, J. L., Bull, J. M., Dixon, S. J., Goodbred, S., Sarker, M. H. & Vardy, M. E. (2019). The sedimentology of river confluences. *Sedimentology*, 66(2), S. 391-407.
- Somerfield, P. J., Warwick, R. M. & Moens, T. (2005). Meiofauna techniques. *Methods for the study of marine benthos*, 3, S. 229-272.
- Stanev, E. V., Jacob, B. & Pein, J. (2019). German Bight estuaries: An inter-comparison on the basis of numerical modeling. *Continental Shelf Research*, 174, S. 48-65.
- Stewart, R. H. (2008). *Introduction To Physical Oceanography*. College Station, USA: Texas A&M University.
- Stock, M., Zucchi, H., Bergmann, H. & Hinrichs, K. (1995). *Watt - Lebensraum zwischen Land und Meer*. Boyens Medien: Heide.
- Stolper, D., List, J. H. & Thieler, E. R. (2005). Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behaviour model (GEOMBEST). *Marine Geology*, 218(1-4), S. 17-36.
- Storti, F. & Balsamo, F. (2010). Particle size distributions by laser diffraction: sensitivity of granular matter strength to analytical operating procedures. *Solid Earth*, 1(1), S. 25.
- Straub, K. M., Duller, R. A., Foreman, B. Z. & Hajek, E. A. (2020). Buffered, incomplete, and shredded: The challenges of reading an imperfect stratigraphic record. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(3), S. e2019JF005079.
- Streif, H. & Köster, R. (1978). Zur Geologie der deutschen Nordseeküste. *Die Küste*, 32, S. 30-49.

-
- Streif, H. (2004). Sedimentary record of Pleistocene and Holocene marine inundations along the North Sea coast of Lower Saxony, Germany. *Quaternary International*, 112(1), S. 3-28.
- Tauber, F. (1997). Treating grain-size data as continuous functions. *Proceedings of IAMG*, 97, S. 169-174.
- Taveneau, A., Almar, R., Bergsma, E. W., Sy, B. A., Ndour, A., Sadio, M. & Garlan, T. (2021). Observing and predicting coastal erosion at the Langue de Barbarie sand spit around Saint Louis (Senegal, West Africa) through satellite-derived digital elevation model and shoreline. *Remote Sensing*, 13(13), S. 2454.
- Theberge, A. E. & Cherkis, N. Z. (2013). A note on fifty years of multi-beam. *Hydro International*, 22.
- Thierens, M., Pirlet, H., Colin, C., Latruwe, K., Vanhaecke, F., Lee, J. R., Stuut, J.-B., Titschak, J., Huvenne, V. A., Dorschel, B., Wheller, A. J. & Henriët, J.-P. (2012). Ice-rafting from the British–Irish ice sheet since the earliest Pleistocene (2.6 million years ago): implications for long-term mid-latitude ice-sheet growth in the North Atlantic region. *Quaternary Science Reviews*, 44, S. 229-240.
- Thöle, H., Gaedicke, C., Kuhlmann, G. & Reinhardt, L. (2014). Late Cenozoic sedimentary evolution of the German North Sea—A seismic stratigraphic approach. *Newsletters on Stratigraphy*, S. 299-329.
- Tonnon, P. K., van Rijn, L. C. & Walstra, D. J. (2007). The morphodynamic modelling of tidal sand waves on the shoreface. *Coastal Engineerin*, 54(4), S. 279-296.
- Torresan, C., Berton, A., Carotenuto, F., Chiavetta, U., Miglietta, F., Zaldej, A. & Gioli, B. (2018). Development and performance assessment of a low-cost UAV laser scanner system (LasUAV). *Remote Sensing*, 10(7), S. 1094.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Gibbard, P. L., Eynaud, F., Giraudeau, J., Turon, J. L., Cremer, M., Cortijo, E., Maritnez, P. & Rossignol, L. (2009). A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic Margin. *Quaternary Science Reviews*, 28(25-26), S. 2974-2981.
- Trask, P. D. (1931). Compaction of sediments. *AAPG Bulletin*, 15(3), S. 271-276.
- Trzcinska, K., Janowski, L., Nowak, J., Rucinska-Zjadacz, M., Kruss, A., Schneider von Deimling, J., Pocwiardowski, J. & Tegowski, J. (2020). Spectral features of dual-frequency multibeam echosounder data for benthic habitat mapping. *Marine Geology*, 427, S. 106239.
- Tweedley, J., Warwick, R. & Potter, I. (2016). The contrasting ecology of temperate macrotidal and microtidal estuaries. *Oceanography and Marine Biology*, S. 81-180.
- Urumović, K. & Urumović Sr., K. (2016). The referential grain size and effective porosity in the Kozeny–Carman model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(5), S. 1669-1680.
- Van der Wegen, M. & Roelvink, J. A. (2012). Reproduction of estuarine bathymetry by means of a process-based model: Western Scheldt case study, the Netherlands. *Geomorphology*, 179, S. 152-167.
- van Rijn, L. C., Walstra, D. J. & van Ormondt, M. (2007). Unified view of sediment transport by currents and waves. IV: Application of morphodynamic model. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(7), S. 776-793.

-
- van Rijn, L. C., Walstra, D. J., Grasmeijer, B., Sutherland, J., Pan, S. & Sierra, J. P. (2003). The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. *Coastal Engineering*, 47(3), S. 295-327.
- Vaughan-Hirsch, D. P. & Phillips, E. R. (2017). Mid-Pleistocene thin-skinned glaciotectonic thrusting of the Aberdeen Ground Formation, Central Graben region, central North Sea. *Journal of Quaternary Science*, 32(2), S. 196-212.
- Vendettuoli, D., Clare, M. A., Hughes Clarke, J. E., Vellinga, A., Hizzet, J., Hage, S., Cartigny, M. J., Talling, P. J., Waltham, D., Hubbard, S. M., Stacey, C. & Lintern, D. G. (2019). Daily bathymetric surveys document how stratigraphy is built and its extreme incompleteness in submarine channels. *Earth and Planetary Science Letters*, 515, S. 231-247.
- Vink, A., Steffen, H., Reinhardt, L. & Kaufmann, G. (2007). Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). *Quaternary Science Reviews*, 26(25-28), S. 3249-3275.
- Vos, P. & Knol, E. (2015). Holocene landscape reconstruction of the Wadden Sea area between Marsdiep and Weser: explanation of the coastal evolution and visualisation of the landscape development of the northern Netherlands and Nds. in five palaeogeogr. maps from 500 BC to present. *Netherlands Journal of Geosciences*, 94(2), S. 157-183.
- Voss, H.-H. (1982). *Unterlagen über Material und Methoden zur Vereinheitlichung der Korngrößenansprache bei der geologischen und bodenkundlichen Landesaufnahme. Archivber. Nr. 010930*. Unveröffentlicht: Niedersächsisches Landesamt Bodenforschung.
- Wachler, B., Seiffert, R., Rasquin, C. & Kösters, F. (2020). Tidal response to sea level rise and bathymetric changes in the German Wadden Sea. *Ocean Dynamics*, 70(8), S. 1033-1052.
- Walger, E. (1965). Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen. *Geologische Rundschau*, 54(2), S. 976-1002.
- Walton, T. & Adams, W. (1976). Capacity of inlet outer bars to store sand. *Coastal Engineering Proceedings*, 15, S. 1919-1937.
- Wang, Z., Vroom, J., van Prooijen, B., Labeur, R. & Stive, M. (2013). Movement of tidal watersheds in the Wadden Sea and its consequences on the morphological development. *International Journal of Sediment Research*, 28(2), S. 162-171.
- Wasserman, L. (2013). *All of statistics: a concise course in statistical inference*. New York: Springer Science & Business Media.
- Weilbeer, H. & Fricke, B. (2020). *Verbesserung der Validität und der Prognosefähigkeit des morphodynamischen Verfahrens SediMorph*. Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau.
- Weilbeer, H., Winterscheid, A., Strotmann, T., Entelmann, I., Shaikh, S. & Vaessen, B. (2021). Analyse der hydrologischen und morphologischen Entwicklung in der Tideelbe für den Zeitraum von 2013 bis 2018. *Die Küste*.
- Wieland, P. (1999). Entwicklungen in der Eider nach ihrer mündungsnahen Abdämmung. *Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft*, 52, S. 208-226.

-
- Wilson, J. C. & McBride, E. F. (1988). Compaction and Porosity Evolution of Pliocene Sandstones, Ventura Basin, California. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72(6), S. 664-681.
- Wilson, R. J., Speirs, D. C., Sabatino, A. & Heath, M. R. (2018). A synthetic map of the north-west European Shelf sedimentary environment for applications in marine science. *Earth System Science Data*, 10, S. 109-130.
- Wing, M. G., Eklund, A. & Kellogg, L. D. (2005). Consumer-grade global positioning system (GPS) accuracy and reliability. *Journal of forestry*, 103(4), S. 169-173.
- Winsemann, J. & Lang, J. (2020). Flooding northern Germany: impacts and magnitudes of Middle Pleistocene glacial lake-outburst floods. In J. Herget & A. Fontana, *Palaeohydrology. Geography of the Physical Environment* (S. 29-47). Springer.
- Winsemann, J., Alho, P., Laamanen, L., Goseberg, N., Lang, J. & Klostermann, J. (2016). Flow dynamics, sedimentation and erosion of glacial lake outburst floods along the Middle Pleistocene Scandinavian Ice Sheet (northern central Europe). *Boreas*, 45(2), S. 260-283.
- Winsemann, J., Koopmann, H., Tanner, D. C., Lutz, R., Lang, J., Brandes, C. & Gaedicke, C. (2020). Seismic interpretation and structural restoration of the Heligoland glaciotectonic thrust-fault complex: Implications for multiple deformation during (pre-) Elsterian to Warthian ice advances into the southern North Sea Basin. *Quaternary Science Reviews*, 227, S. 106068.
- Winter, C. (2011). Macro scale morphodynamics of the German North Sea coast. *Journal of Coastal Research*, S. 706-710.
- Woodworth, P. L. (2012). A note on the nodal tide in sea level records. *Journal of Coastal Research*, 28(2), S. 316-323.
- Worthington, P. F. (1998). Conjunctive interpretation of core and log data through association of the effective and total porosity models. In P. K. Harvey & M. A. Lovell, *Core-Log Integration* (Bde. Special Publications, 136(1), S. 213-223). London: Geological Society.
- Wu, W. & Wang, S. S. (2006). Formulas for Sediment Porosity and Settling Velocity. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(8), S. 858-862.
- Wunderlich, J. & Müller, S. (2003). High-resolution sub-bottom profiling using parametric acoustics. *International Ocean Systems*, 7(4), S. 6-11.
- Xiong, J. & Han, F. (2020). Positioning performance analysis on combined GPS/BDS precise point positioning. *Geodesy and Geodynamics*, 11(1), S. 78-83.
- Yang, H. F., Yang, S. L., Meng, Y., Xu, K. H., Luo, X. X., Wu, C. S. & Shi, B. W. (2018). Recent coarsening of sediments on the southern Yangtze subaqueous delta front: a response to river damming. *Continental Shelf Research*, 155, S. 45-51.
- Yokoyama, H. & Ueda, H. (1997). A simple corer set inside an Ekman grab to sample intact sediments with the overlying water. *Benthos Research*, 52(2), S. 119-122.
- Zhang, Z., Ding, Z., Dong, Y., Yuan, Z., Tao, H. & Wang, J. (2018). The Study of Burial Depth and Risk Assessment of Submarine Power Cable. *4th International Conference on Green Materials and Environmental Engineering*, S. 1-18.
- Zhang, Z., Ward, A. L. & Keller, J. M. (2010). Determining the Porosity and Saturated Hydraulic Conductivity of Binary Mixtures. *Vadose Zone Journal*, 10(1), S. 313-321.

- Zhong, L., Cheng, L. & Li, S. (2018). Method of Anomaly Measurement of GPS Elevation in Sea Area. *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*, 466(1), S. 012033.
- Zhou, Y., Huang, R., Jiang, T., Dong, Z. & Yang, B. (2021). Highway alignments extraction and 3D modeling from airborne laser scanning point clouds. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, 102, S. 102429.
- Zielke, W. (2005). Küstenmorphodynamik – Aspekte der Modellbildung. *Jahrbuch 2005 der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft*, S. 2.
- Zimmer, M. A., Prasad, M., Mavko, G. & Nur, A. (2007). Seismic velocities of unconsolidated sands: Part 2 - Influence of sorting- and compaction-induced porosity variation. *Geophysics*, 72(1), S. E15-E25.

Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 2.1: VEREISUNGSGESCHICHTE DER SÜDLICHEN NORDSEE IM PLEISTOZÄN MIT DARSTELLUNG DER MIT EIS (HELLBLAU) UND WASSER (DUNKELBLAU) BEDECKTEN FLÄCHEN DER DEUTSCHEN BUCHT BEZIEHUNGSWEISE AUSDEHNUNGEN DER EISRÄNDER. (A) PRÄ-ELSTER, (B) ELSTER (CA. 500.000 JAHRE VOR HEUTE), (C) SAALE (CA. 160.000 JAHRE VOR HEUTE), (D) WEICHSEL IM LETZTEN GLAZIALEN MAXIMUM MIT EISSTAUSEE (ETWA 21.000 JAHRE VOR HEUTE). EISRANDGRENZEN MODIFIZIERT NACH LONG ET AL. (1988), EHLERS ET AL. (2011), HUGHES ET AL. (2016), SEJRUP ET AL. (2016) UND WINSEMANN ET AL. (2020). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	4
ABBILDUNG 2.2: SCHEMATISCHE ARCHITEKTUR EINER BARRIEREKÜSTE NACH OERTEL (1985).	6
ABBILDUNG 2.3: SCHEMATISCHER AUFBAU EINES EBBGEZEITENDELTAS NACH HAYES (1980) UND FITZGERALD (1982).	10
ABBILDUNG 2.4: TRANSPORT VON SEDIMENT ÜBER BARRENMIGRATION NACH FITZGERALD (1982). SYMBOLE SIEHE ABBILDUNG 2.3.	11
ABBILDUNG 2.5: TRANSPORT VON SEDIMENT ÜBER RINNENMIGRATION NACH FITZGERALD (1982). (A) DURCH HYDRODYNAMISCHE EFFEKTE BEGINNT DIE VERLAGERUNG DER RINNE. (B) DIE RINNE ERREICHT IHRE MAXIMALE ABLENKUNG. (C) DIE VERLAGERTE RINNE HAT SOWEIT AN HYDRAULISCHER EFFEKTIVITÄT VERLOREN, DASS EINE NEUE RINNE DURCHBRICHT. SYMBOLE SIEHE ABBILDUNG 2.3.	12
ABBILDUNG 2.6: TIDEEIGENSCHAFTEN IN DER NORDSEE. (A) TIDEHUB 2015 NACH HAGEN ET AL. (2020), (B) AUSBREITUNGSRICHTUNG DER TIDEWELLE IN DER NORDSEE ADAPTIERT VON HAGEN ET AL. (2020). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	13
ABBILDUNG 2.7: ÜBERSICHT ÜBER DIE BATHYMETRISCHEN EIGENSCHAFTEN UND SEDIMENTTRANSPORTPFADE OSTFRIESLANDS. (A) LAGE DER BARRIEREINSELN [J]UIST, [N]ORDERNEY, [B]ALTRUM, [L]ANGEBOG, [S]PIEKEROOG UND [W]ANGEROOG MIT PER SCHWARZEM PFEIL MARKIERTEN EBBGEZEITENDELTAS. (B) AUS MARINA ABGELEITETE STROMLINIEN UND BETRÄGE DER RESULTIERENDEN BODENSCHUBSPANNUNGEN FÜR DAS JAHR 2012 UND ÜBERGEORDNETE SEDIMENTTRANSPORTPFADE (SIEVERS ET AL., 2022). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.	15
ABBILDUNG 2.8: ÜBERSICHT ÜBER DIE BATHYMETRISCHEN EIGENSCHAFTEN UND SEDIMENTTRANSPORTPFADE NORDFRIESLANDS. (A) LAGE DER BARRIEREINSELN BEZIEHUNGSWEISE AUBENSÄNDE [R]ØMØ, [S]YLT, [A]MRUM, [J]APSAND, [N]ORDEROOGSAND, [S]ÜDEROOGSAND UND DER LANDZUNGE [E]IDERSTEDTS MIT PER SCHWARZEM PFEIL MARKIERTEN EBBGEZEITENDELTAS. (B) AUS MARINA ABGELEITETE STROMLINIEN UND BETRÄGE DER RESULTIERENDEN BODENSCHUBSPANNUNGEN FÜR DAS JAHR 2012 UND ÜBERGEORDNETE SEDIMENTTRANSPORTPFADE (SIEVERS ET AL., 2022). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.	17
ABBILDUNG 3.1: MITTLERE PROBENDICHTE PRO 1 KM-RASTERZELLE OHNE BERÜCKSICHTIGUNG DES DATUMS DER PROBENNAHME. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	18
ABBILDUNG 3.2: DEFINITION DES MODELLGEBIETS. (A) LAGE MARKIERT INNERHALB DER NORDSEE, (B) DARSTELLUNG DES MODELLGEBIETS IM KÜSTENNAHBEREICH DER DEUTSCHEN BUCHT. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.	21
ABBILDUNG 4.1: PRINZIPIALKIZZE ZUR ERLÄUTERUNG SCHIFFSGESTÜTZTER BATHYMETRISCHER MESSVERFAHREN MITTELS ECHOLOTS. (A) GRUNDPRINZIP DER MESSUNG ÜBER AUSWERTUNG DER ZWEIWEGELAUFEIT, (B) UMSETZUNG ALS EINFACHSCHWINGERSYSTEM, (C) UMSETZUNG ALS MEHRFACHSCHWINGER- BEZIEHUNGSWEISE FÄCHERLOTSYSTEM.	23
ABBILDUNG 4.2: PRINZIPIALKIZZE ZUR ERLÄUTERUNG LUFTGESTÜTZTER TOPOGRAPHISCHER MESSVERFAHREN MITTELS LIDAR. (A) GRUNDPRINZIP DER MESSUNG ÜBER AUSWERTUNG DER ZWEIWEGELAUFEIT, (B) UMSETZUNG ALS FÄCHERFÖRMIGE STREIFENHAFTEN MESSUNGEN, (C) ANALYSE DES GESAMTEN REFLEKTIERTEN WELLENSPEKTRUMS ZUR ABLEITUNG VERTIEFTER AUFGESCHLÜSSELTER INFORMATIONEN.	24
ABBILDUNG 4.3: ÜBERSICHT ÜBER DATENBASIS BATHYMETRISCHER VERMESSUNGEN AUS DEM FUNKTIONALEN BODENMODELL, DIE DEM KÜSTENEVOLUTIONSMODELL VORLIEGEN. DARSTELLUNG VON DATEN AB 1930. JEDES KÄSTCHEN ENTSpricht EINEM JAHR, WOBEI DIE GRAUSTUFUNG DER UNTERSCHIEDUNG DER DEKADEN GILT UND JAHRE MIT MINDESTENS EINEM ZEITLICH GESCHNITTENEN DATENSATZ SCHWARZ SEGMENTIERT SIND.	26
ABBILDUNG 4.4: ÜBERSICHT ÜBER RÄUMLICHE VERTEILUNG DER DATENBASIS BATHYMETRISCHER VERMESSUNGEN. (A) EINORDNUNG IN DAS GESAMTGEBIET, (B) DARSTELLUNG IM KÜSTENNAHBEREICH DER DEUTSCHEN BUCHT, (C) FOKUSSIERUNG AUF DATENDICHTE IM ELBEÄSTUAR. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	26
ABBILDUNG 4.5: DARLEGUNG DER HOHEN MORPHODYNAMISCHEN AKTIVITÄT DES ELBEÄSTUARS. (A) POSITION DES PROFILSCHNITTS, LEGENDE SIEHE ABBILDUNG 4.4. (B) PROFILSCHNITT MIT HÖHE DES GEWÄSSERGRUNDS 2014 UND 2015. INNERHALB EINES JAHRES SIND HÖHENÄNDERUNGEN BIS ZU 3 M ERKENNBAR. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.	27

ABBILDUNG 4.6: PRINZIPIKIZZE ZUR ERLÄUTERUNG SCHIFFSGESTÜTZTER OBERFLÄCHENSEDIMENTOLOGISCHER MESSVERFAHREN. (A) KLASSISCHE GREIFERPROBE, DIE DESTRUKTIV DEN GEWÄSSERBODEN BEPROBT, UM MATERIAL FÜR WEITERE SEDIMENTOLOGISCHE ANALYSEN ZU GEWINNEN, (B) ERFASSUNG DER OBERFLÄCHENSTRUKTUR DES GEWÄSSERBODENS ÜBER SEITENSICHT-SONAR, UM AUS DER FORM UND RAUHEIT NON-DESTRUKTIV ABLEITUNGEN ÜBER DIE SEDIMENTOLOGISCHEN EIGENSCHAFTEN TREFFEN ZU KÖNNEN.	28
ABBILDUNG 4.7: ÜBERSICHT ÜBER DATENBASIS OBERFLÄCHENSEDIMENTOLOGISCHER BEPROBUNGEN, DIE DEM KÜSTENEVOLUTIONSMODELL VORLIEGEN. DARSTELLUNG VON DATEN AB 1930. JEDES KÄSTCHEN ENTSPRICHT EINEM JAHR, WOBEI DIE GRAUSTUFUNG DER UNTERSCHIEDUNG DER DEKADEN GILT UND JAHRE MIT MINDESTENS EINEM ZEITLICH GESCHNITTENEN DATENSATZ SCHWARZ SEGMENTIERT SIND.....	29
ABBILDUNG 4.8: ÜBERSICHT ÜBER RÄUMLICHE VERTEILUNG DER DATENBASIS OBERFLÄCHENSEDIMENTOLOGISCHER BEPROBUNGEN. (A) EINORDNUNG IN DAS GESAMTGEBIET, (B) DARSTELLUNG IM KÜSTENNAHBEBEREICH DER DEUTSCHEN BUCHT, (C) FOKUSSIERUNG AUF DATENDICHTE IM ELBEÄSTUAR. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.....	29
ABBILDUNG 4.9: VARIABILITÄT DER AUFNAHMEZEITPUNKTE VON RÄUMLICH DICHTEN OBERFLÄCHENSEDIMENTPROBEN IM MORPHODYNAMISCH HOCHAKTIVEN REGIONEN. (A) ÜBERSICHT ÜBER LAGE DER FOKUSREGION, (B) DARSTELLUNG DER PROBENNAHME-JAHRE VOR DEM MORPHOLOGISCHEN RAUM, DER DIE AKTIVITÄT DES GEBIETES REPRÄSENTIERT. SEDIMENTPROBEN VON 1963 WURDEN IN REGIONEN ERHOBEN, IN DEM HÖHENÄNDERUNGEN SEITDEM ZU DIFFERENZEN IM BETRAG VON 10 M UND MEHR GEFÜHRT HABEN. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. 30	30
ABBILDUNG 4.10: PRINZIPIKIZZE ZUR ERLÄUTERUNG SCHIFFSGESTÜTZTER MESSVERFAHREN ZUR ERMITTLUNG DES GEWÄSSERGRUNDAUFBAUS. (A) KLASSISCHER BOHRKERN, DER DESTRUKTIV DEN GEWÄSSERBODEN BEPROBT, UM MATERIAL FÜR WEITERE SEDIMENTOLOGISCHE ANALYSEN ZU GEWINNEN, (B) ERFASSUNG DER STRUKTUR DES GEWÄSSERGRUNDS ÜBER SEISMISCHE VERFAHREN UM NON-DESTRUKTIV ABLEITUNGEN ÜBER DIE SEDIMENTOLOGISCHEN EIGENSCHAFTEN ÜBER DIE TIEFE TREFFEN ZU KÖNNEN.	32
ABBILDUNG 4.11: ÜBERSICHT ÜBER RÄUMLICHE VERTEILUNG DER DATENBASIS AN SEDIMENTBOHRKERNEN. (A) EINORDNUNG IN DAS GESAMTGEBIET, (B) DARSTELLUNG IM KÜSTENNAHBEBEREICH DER DEUTSCHEN BUCHT, (C) FOKUSSIERUNG AUF DATENDICHTE IM ELBEÄSTUAR. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.....	33
ABBILDUNG 4.12: ÜBERSICHT ÜBER DATENBASIS AN SEDIMENTBOHRKERNEN, DIE DEM KÜSTENEVOLUTIONSMODELL VORLIEGEN. DARSTELLUNG VON DATEN AB 1930, ANZAHL IN KLAMMERN BESCHREIBT DIE ANZAHL DER BOHRKERNE AUS DER GESAMTMENGE, DIE KEIN MESSDATUM AUFWEISEN. JEDES KÄSTCHEN ENTSPRICHT EINEM JAHR, WOBEI DIE GRAUSTUFUNG DER UNTERSCHIEDUNG DER DEKADEN GILT UND JAHRE MIT MINDESTENS EINEM ZEITLICH GESCHNITTENEN DATENSATZ SCHWARZ SEGMENTIERT SIND.	34
ABBILDUNG 4.13: ÜBERSICHT ÜBER DATENBASIS HYDRODYNAMISCHER BASISINFORMATIONEN UND MODELLE, DIE DEM KÜSTENEVOLUTIONSMODELL VORLIEGEN. DARSTELLUNG VON DATEN AB 1930. JEDES KÄSTCHEN ENTSPRICHT EINEM JAHR, WOBEI DIE GRAUSTUFUNG DER UNTERSCHIEDUNG DER DEKADEN GILT UND JAHRE MIT MINDESTENS EINEM ZEITLICH GESCHNITTENEN DATENSATZ SCHWARZ SEGMENTIERT SIND. DIE ERWEITERTEN MODELLE NACH EASYGSH-DB WURDEN BEDINGT DURCH IHRE ERZEUGUNGSLOGIK HAGEN ET AL. (2020) ZUGEORNET.	36
ABBILDUNG 4.14: SPANNE DER MODELLIERTEN BODENSCHUBSPANNUNGEN 1996 BIS 2015, BASISMODELLE AUS HAGEN, ET AL. (2020). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	36
ABBILDUNG 4.15: GRAPHISCHE ERLÄUTERUNG, WESHALB LUFT- UND SATELLITENGESTÜTZTE MESSVERFAHREN ÜBER MEHRERE SENDER STETS EINE SCHLECHTERE HÖHEN- ALS LAGEGENAUIGKEIT HABEN AM BEISPIEL ZWEIER BEISPIELHAFTEN OBJEKTE O1 UND O2, DEREN ENTFERNUNG VON DEN SENDERN S1 UND S2 AUS IN ZEITEINHEITEN ZE GEMESSEN WIRD. DIE POSITION WIRD AUS DER LAUFZEITDIFFERENZ VON MEHREREN SENDERN ERMITTELT. (A) HÖHERE LAUFZEITDIFFERENZ BEI HORIZONTALER LAGEVERSCHIEBUNG. (B) GERINGERE LAUFZEITDIFFERENZ BEI VERTIKALER LAGEVERSCHIEBUNG. JE GERINGER DIE LAUFZEITDIFFERENZ, DESTO ANFÄLLIGER FÜR STÖREINFLÜSSE UND DESTO UNGENAUER IST DIE MESSUNG.	38
ABBILDUNG 5.1: VERDEUTLICHUNG DER EIGENSCHAFTEN EINES PLANAREN KARTESISCHEN PUNKTRAUMS MIT ZUGRUNDELIEGENDER ANISOTROPER METRIK.....	44
ABBILDUNG 5.2: KONZEPT DER NÄCHSTER-NACHBAR-INTERPOLATION. (A) ANHAND EINER EINDIMENSIONALEN FUNKTION, (B) ANHAND EINER ZWEIDIMENSIONALEN FUNKTION, DIE FUNKTIONSWERTE SIND ÜBER DIE GRAUSTUFEN DARGESTELLT.....	47
ABBILDUNG 5.3: KONZEPT DER GLOBALEN SHEPARD-INTERPOLATION. (A) ANHAND EINER EINDIMENSIONALEN FUNKTION MIT DEN EXPONENTEN $\mu = 1$ UND $\mu = 5$, (B) ANHAND EINER ZWEIDIMENSIONALEN FUNKTION MIT DEM EXPONENTEN $\mu = 5$, DIE FUNKTIONSWERTE SIND ÜBER DIE GRAUSTUFEN DARGESTELLT.....	48
ABBILDUNG 5.4: ZUSAMMENHANG ZWISCHEN VORONOI-REGIONEN UND DELAUNAY-TRIANGULIERUNG. (A) PUNKTMENGE MIT DARGESTELLTEN VORONOI-REGIONEN, (C) PUNKTMENGE MIT DARGESTELLTER DELAUNAY-TRIANGULIERUNG, (B) ECKPUNKT DER VORONOI-REGION IST DER MITTELPUNKT DES UMKREISES UM EIN DREIECKSELEMENT MIT ERFÜLLTEM DELAUNAY-KRITERIUM.....	53

ABBILDUNG 5.5: AUSGANGSDATEN UND ERGEBNIS DER ÜBERTRAGUNG VON HÖHER-AUFGELÖSTEN BASISDATEN AUF EIN GERINGER-AUFGELÖSTES GITTER ÜBER VORONOI-APPROXIMATION. (A) AUSGANGSDATEN IN TRIANGULIERTER FORM MIT DARÜBER GEZEICHNETEM MODELLGITTER SOWIE DER DARSTELLUNG EINER VORONOI-ZELLE. (B) ÜBER VORONOI-APPROXIMATION AUF EIN GITTER ÜBERTRAGENE AUSGANGSINFORMATIONEN.	53
ABBILDUNG 5.6: GLOBALE SHEPARD-INTERPOLATION EINER ZWEIDIMENSIONALEN FUNKTION MIT EXPONENT $\mu = 5$ AUF BASIS EINER JEWEILS IDENTISCHEN PUNKTMENGE, (A) ANISOTROPE METRIK MIT VERSTÄRKUNG IN HORIZONTALER RICHTUNG, (B) ISOTROPE METRIK, (C) ANISOTROPE METRIK MIT VERSTÄRKUNG IN VERTIKALE RICHTUNG. DIE FUNKTIONSWERTE SIND ÜBER DIE GRAUSTUFEN DARGESTELLT.	49
ABBILDUNG 5.7: VORGEHEN UND ERGEBNIS DER BILINEAREN INTERPOLATION IN EINEM VIERECKSELEMENT. (A) INTERPOLATION IN X-RICHTUNG ZWISCHEN ZWEI PUNKTEPAAREN ZUR ZIELSTELLE IN x , DARAUFGHIN INTERPOLATION ZWISCHEN BEIDEN WERTEN IN y -RICHTUNG ZUR xy -POSITION. (B) VERANSCHAULICHUNG DES ERGEBNISSES DER BILINEAREN INTERPOLATION IN FLÄCHIGER DARSTELLUNG, DIE FUNKTIONSWERTE SIND ÜBER DIE GRAUSTUFEN DARGESTELLT.	50
ABBILDUNG 5.8: DARSTELLUNG DER PUNKTE EINES ELEMENTS (GRAU AUSGEFÜLLT), ELEMENTKANTEN (SCHWARZ DURCHGÄNGIG) UND ELEMENTUMKREIS (GRAU) FÜR ZWEI FÄLLE EINER TRIANGULIERTEN PUNKTMENGE. (A) NICHT ERFÜLLTES DELAUNAY-KRITERIUM, DA INNERHALB DES UMKREISES WEITERE MESSPUNKTE LIEGEN (WEIß AUSGEFÜLLT). (B) ERFÜLLTES DELAUNAY-KRITERIUM, DA INNERHALB DES UMKREISES KEINE WEITEREN MESSPUNKTE LIEGEN.	50
ABBILDUNG 5.9: LINEARE INTERPOLATION IN EINEM DREIECKSELEMENT DURCH BILDUNG VON TEILFLÄCHEN UND ZUORDNUNG ZU GEGENÜBERLIEGENDEN PUNKTEN.	51
ABBILDUNG 5.10: KONZEPT DER LINEAREN INTERPOLATION. (A) ANHAND EINER EINDIMENSIONALEN FUNKTION, (B) ANHAND EINER ZWEIDIMENSIONALEN FUNKTION UNTER ZUHILFENAHME EINER DELAUNAY-TRIANGULIERUNG, DIE FUNKTIONSWERTE SIND ÜBER DIE GRAUSTUFEN DARGESTELLT.	51
ABBILDUNG 5.11: OPTIMIERUNG DER LINEAREN INTERPOLATION ÜBER ZWANGSSTRUKTUREN AM BEISPIEL VON PEILLINIENHAFTEN MESSPUNKTEN. (A) DELAUNAY-TRIANGULIERT, (B) MIT EINGEFÜGTEN STRUKTURLINIEN, (C) MIT AN STRUKTURLINIEN ERZWUNGENEN DREIECKSKANTEN DER ZENTRALEN STRUKTUR. DIE FUNKTIONSWERTE SIND ÜBER DIE GRAUSTUFEN DARGESTELLT.	52
ABBILDUNG 5.12: DARSTELLUNG DER INTERPOLATION ZWISCHEN ZWEI SUMMENLINIEN. (A, C) AUSGANGSSUMMENLINIEN UNTERSCHIEDLICHER INTERPOLATIONSVERFAHREN, (B) INTERPOLIERTE FUNKTION, DIE UNABHÄNGIG VON DER DISKRETISIERUNG DER EINGANGSDATEN ABLEITBAR IST.	54
ABBILDUNG 5.13: VERGLEICH VERSCHIEDENER INTERPOLATIONSVERFAHREN AUF DERSELBEN PUNKTMENGE. (A) DARSTELLUNG ALLER IN DIESEM HAUPTKAPITEL VORGESTELLTEN INTERPOLATIONSVERFAHREN. (B) SPANNE ZWISCHEN DEM HÖCHSTEN UND NIEDRIGSTEN WERT DER INTERPOLATIONSFUNKTIONEN. JE NÄHER AN DER STÜTZSTELLE, DESTO GERINGER DIE DIFFERENZEN. DER ZENTRAL AUSGESPARTE BEREICH WÜRDEN HOHE DIFFERENZEN DURCH DIE TREPPENFORM DER NÄCHSTEN-NACHBAR-INTERPOLATION IN SICH BEDINGEN UND SO DAS GESAMTBILD VERZERREN.	55
ABBILDUNG 5.14: KOMBINATION RÄUMLICHER UND ZEITLICHER INTERPOLATIONSVERFAHREN ZUR RÄUMLICH-ZEITLICHEN INTERPOLATION.	56
ABBILDUNG 5.15: DARSTELLUNG EINER STILISIERTEN SORTIERUNG UND DAMIT EINHERGEHENDER GRAPHISCH BESTIMMTER POROSITÄT. (A) GUTE SORTIERUNG, HOHE POROSITÄT, (B) MITTLERE SORTIERUNG, GERINGERE POROSITÄT, (C) SCHLECHTE SORTIERUNG, SEHR GERINGE POROSITÄT.	58
ABBILDUNG 5.16: DARSTELLUNG EINER BEISPIELHAFTEN KORNVERTeilUNG MIT KLASSENGRENZEN UND -KÜRZELN NACH ÜBLICHEN UND GÜLTIGEN STANDARDS (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG, 1987; 2018) UND DARAUS ERZEUGTES HISTOGRAMM.	65
ABBILDUNG 5.17: ERMITTLUNG DER STÜTZSTELLEN EINER SUMMENLINIE DURCH AUFSUMMIERUNG DER KLASSENANTEILE AUS EINEM HISTOGRAMM UND LINEARE INTERPOLATION ZWISCHEN DIESEN.	66
ABBILDUNG 5.18: ZWEI ÜBLICHE DARSTELLUNGEN EINER SUMMENLINIE. (A) METRISCH AUF LOGARITHMISCHER ACHSE, (B) IN ϕ -GRAD AUF LINEARER ACHSE.	67
ABBILDUNG 5.19: ERMITTLUNG VON KORNDURCHMESSER UND KORRESPONDIEREN ANTEILEN UND UMGEKEHRT AUS EINER SUMMENLINIE. (A) BESTIMMUNG DES ANTEILS ZU EINER GEGEBENEN KORNGRÖßE, (B) BESTIMMUNG DER KORNGRÖßE FÜR EINEN GEGEBENEN ANTEIL.	68
ABBILDUNG 5.20: BEISPIELHAFT DARSTELLUNG EINES PLATEAUS DES 50%-SUMMENANTEILS. EINE SUMMENLINIE, DIE ZU GLEICHEN TEILEN AUS FEINSAND (FS) UND GROBSAND (GS) NACH TABELLE 5.1 BESTEHT, ERZEUGT ÜBER DIE LEERE MITTELSAND-FRAKTION (MS) EIN INTERVALL DES D_{50} VON 0,2 MM BIS 0,63 MM.	70
ABBILDUNG 5.21: GRAPHISCHE VERANSCHAULICHUNG DER EIGENSCHAFT „SORTIERUNG“ σ . (A) $\sigma = 0,4$, (B), $\sigma = 1$, (C) $\sigma = 4$. BESTIMMUNG DER SORTIERUNG MODIFIZIERT NACH FOLK (1980) MIT MEDIANKORNDURCHMESSER $D_{50} = 2 \text{ mm}$ UND SCHIEFE $Sk = 0$	71
ABBILDUNG 5.22: GRAPHISCHE VERANSCHAULICHUNG DER EIGENSCHAFT „SCHIEFE“ Sk . (A) $Sk = -1$, (B), $Sk = 0$, (C) $Sk = 1$. BESTIMMUNG DER SCHIEFE NACH FOLK (1980) MIT MEDIANKORNDURCHMESSER $D_{50} = 2 \text{ mm}$ UND SORTIERUNG $\sigma = 1$	72

ABBILDUNG 5.23: SEP3 BESCHREIBUNG NACH DIN 4022 UND SYMBOLSCHLÜSSEL GEOLOGIE (PREUSS ET AL., 1991).	74
ABBILDUNG 5.24: UMWANDLUNG EINES "ARCHIVBOHRKERNS" IN EINEN FUNKTIONALEN BOHRKERN. (A) AUFBEREITUNG DES TEXTUELL BESCHRIEBENEN BOHRKERNS, (B) WANDLUNG DER TEXTUELLEN BESCHREIBUNGEN IN SUMMENLINIEN NACH KAPITEL 5.9.2, (C) FUNKTIONALE DARSTELLUNG DES BOHRKERNS ALS FUNKTION VON SUMMENLINIEN ÜBER DIE TIEFE, REPRÄSENTIERT DURCH EINE QUALITATIVE „GROB-FEIN“-EINSTUFUNG.....	78
ABBILDUNG 5.25: VERSCHIEDENE INTERPOLATIONSVERFAHREN ZUR ERZEUGUNG DES FUNKTIONALEN BOHRKERNS IM VERGLEICH. .	79
ABBILDUNG 5.26: BEISPIELHAFT LINEARE, HORIZONTALE INTERPOLATION ZWISCHEN ZWEI BOHRKERNEN.	80
ABBILDUNG 5.27: BEISPIELHAFT LINEARE INTERPOLATION ENTLANG VON KONKAVEN ZWANGSFLÄCHEN MIT FESTER OBERGRENZE ZWISCHEN ZWEI BOHRKERNEN.	81
ABBILDUNG 5.28: VERGLEICH TEXTUELLER BESCHREIBUNGEN ZUR DIFFERENZENBILDUNG ZWEIER SUMMENLINIEN. (A) ZU UNTERSUCHENDE MODELLSUMMENLINIE, (B) ABGELEITETE PARAMETER ZUR DIFFERENZENERMITTLUNG, (C) REFERENZSUMMENLINIE DER SEDIMENTPROBE.....	83
ABBILDUNG 5.29: VERGLEICH SKALARER SEDIMENTOLOGISCHER PARAMETER ZUR DIFFERENZENBILDUNG ZWEIER SUMMENLINIEN. (A) ZU UNTERSUCHENDE MODELLSUMMENLINIE, (B) ABGELEITETE PARAMETER ZUR DIFFERENZENERMITTLUNG, (C) REFERENZSUMMENLINIE DER SEDIMENTPROBE.....	83
ABBILDUNG 5.30: UNEIGNUNG DES VERGLEICHS VON SKALAREN SEDIMENTOLOGISCHEN PARAMETERN ZUR DIFFERENZENBILDUNG ZWEIER SUMMENLINIEN DURCH GERINGE ANZAHL TATSÄCHLICH VERGLICHENER FUNKTIONSWERTE FÜR SEDIMENTOLOGISCHE PARAMETER. NUR DIE MARKIERTEN STÜTZSTELLEN DER FUNKTIONEN WERDEN FÜR DIE BESTIMMUNG VON SORTIERUNG, SCHIEFE UND MEDIANKORNDURCHMESSER BENÖTIGT UND SIND FÜR BEIDE FUNKTIONEN IDENTISCH.	84
ABBILDUNG 5.31: VERGLEICH VON FUNKTIONSWERTEN AN VERMESSENEN STÜTZSTELLEN ZUR DIFFERENZENBILDUNG ZWEIER SUMMENLINIEN. (A) ZU UNTERSUCHENDE MODELLSUMMENLINIE, (B) ABGELEITETE PARAMETER ZUR DIFFERENZENERMITTLUNG, (C) REFERENZSUMMENLINIE DER SEDIMENTPROBE.	84
ABBILDUNG 5.32: ERMITTLUNG DER FLÄCHE DER DIFFERENZ ZWISCHEN ZWEI FUNKTIONEN ZUR DIFFERENZENBILDUNG ZWEIER SUMMENLINIEN. (A) DARSTELLUNG DER BEIDEN BETRACHTETEN FUNKTIONEN. (B) DARSTELLUNG DER GRAPHISCHEN ABLEITUNG DER FUNKTIONSWERTE DER DIFFERENZENFUNKTION. (C) DARSTELLUNG DER DIFFERENZENFUNKTION UND IHRER VORZEICHENBEHAFTETEN FLÄCHE.	85
ABBILDUNG 5.33: VORGEHEN ZUR BESTIMMUNG DES BRIER-SKILL-SCORES AN UNTERSCHIEDLICH LANGEN UND HOHEN BOHRKERNEN. (A) DER GEMITTELTE BOHRKERN WIRD ALS „EINHÜLLENDE“ ABBILDUNG ALLER VERWENDETEN KERNE ERZEUGT, DER VON DEM HÖCHSTEN EINHÄNGPUNKT BIS ZUR TIEFSTEN ENDTEUFE REICHT. INNERHALB DES ÜBERLAPPUNGSBEREICHS WERDEN DIE VORHANDENEN KERNINFORMATIONEN ABSTANDSGEWICHTET GEMITTELT. (B) DIE SPEZIFISCHE DISTANZ VON EINZELBOHRKERNEN ZUM GEMITTELTEN BOHRKERN WIRD NUR IM ÜBERLAPPUNGSBEREICH GEBILDET.....	86
ABBILDUNG 6.1: DEFINITION VON SEDIMENTATIONS- (S) UND EROSIONSINTERVALLEN (E) ÜBER RELATIVE HÖHENÄNDERUNGEN ZWISCHEN VERMESSUNGSDATENSÄTZEN.	88
ABBILDUNG 6.2: ZEITLICHE VERTEILUNG VON ETWA 22.000 OBERFLÄCHENSEDIMENTPROBEN IM DEUTSCHEN NORDSEEKÜSTENBEREICH.	90
ABBILDUNG 6.3: DARSTELLUNG DER VERTEILUNG ALLER SEDIMENTPROBEN IM ZENTRALEN TEIL DES MODELLGEBIETS MIT HERVORHEBUNG VON PROBEN AUS DEM JAHR 2016. DIE SEHR GERINGE ABDECKUNG ZEIGT AUF, DASS DIE ZEITLICH FIXE BESCHRÄNKUNG DER PROBEN AUFGEHOBEWEN WERDEN MUSS, UM WAHRE ZEITVARIANTE ANALYSEN DURCHFÜHREN ZU KÖNNEN. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.....	90
ABBILDUNG 6.4: DIAGRAMM MODIFIZIERT NACH HJULSTRÖM (1935) MIT MARKIERUNG DER GRENZE ZWISCHEN LINEAR PROPORTIONALEM UND NICHT PROPORTIONALEM VERHALTEN.	92
ABBILDUNG 6.5: ÄNDERUNG DER SORTIERUNG Σ BEI VERSCHIEBUNG DES MEDIANKORNDURCHMESSERS MIT GLEICHBLEIBENDEN GRENZWERTEN.	93
ABBILDUNG 6.6: KONZEPTSKIZZE ZUR EROSIONSABHÄNGIGKEIT DER SORTIERUNG. (A) „SCHLECHT“ SORTIERTES ZWEIKORNMATERIAL. (B) EROSION TRÄGT EINE KORNFRAKTION AUS, ES BLEIBT DIE ZWEITE FRAKTION ÜBLICH, DIE SORTIERUNG VERBESSERT SICH SO, GLEICHZEITIG ERHÖHT SICH DIE POROSITÄT.	94
ABBILDUNG 6.7: ÜBERSCHÄTZUNG DER SCHEINBAREN VERTIKALEN HÖHENÄNDERUNG DURCH ZUNAHME DES GRADIENTEN UND DADURCH DES WINKELS DER ORTHOGONALEN WACHSTUMSRICHTUNG. (A) 0%, (B) 22%, (C) 104%.	95
ABBILDUNG 6.8: GRAPHISCHE DARSTELLUNG DER NUMERISCHEN APPROXIMATION ZUR LÖSUNG DER DIFFERENTIALGLEICHUNG. DER WERT DES NÄCHSTEN ZEITSCHRITTS WIRD ÜBER DEN AKTUELLEN WERT UND DIE AKTUELLE ÄNDERUNGSRATE BESTIMMT. IN DIESEM BEISPIEL FINDET DIE EXTRAPOLATION IN DIE VERGANGENHEIT ÜBER VARIABLE ZEITSCHRITTLÄNGEN STATT.....	102
ABBILDUNG 6.9: SEHR GERINGE PROBENDICHTE IN MORPHOLOGISCH HOCHAKTIVEM BEREICH IN AUSSCHNITT DES NIEDERSÄCHSISCHEN WATTENMEERS. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.....	103
ABBILDUNG 6.10: KONZEPTSKIZZE ZUR ORTSUNABHÄNGIGEN EXTRAPOLATION, HIER IN 2D, DURCH DIE FLÄCHENDECKENDE KENNTNIS DER STARTBEDINGUNG.	104

ABBILDUNG 6.11: VERGLEICH VON RÄUMLICH ISOLIERTER EXTRAPOLATION UND BERECHNUNG AUF EINEM FIXEN MODELLGITTER IN EINER KONZEPTSKIZZE MIT EINEM PSEUDO-HÖHENMODELL. RINNENSTRUKTUREN SIND DURCH GESCHWUNGENE LINIEN ANGEDEUTET. (A) UNGÜNSTIGE PROBEVERTEILUNGEN VERHINDERN EINE AUSREICHENDE ABBILDUNGSGENAUIGKEIT DER KOMPLEXEN BATHYMETRIE. (B) EINE HOCHAUFGEÖSSTE MODELDDISKRETISIERUNG AUF EINEM GITTER ERMÖGLICHT DIE ABBILDUNG EINER BELIEBIGEN BATHYMETRIE UNABHÄNGIG VON DER URSPRÜNGLICHEN ÖRTLICHEN PROBEVERTEILUNG....	106
ABBILDUNG 6.12: VORGEHEN ZUR ERZEUGUNG RÄUMLICHER EINFLUSSBEREICHE. (A) ERZEUGEN HOCHAUFGEÖSSTER ANALYSESTRAHLEN, (B) AUSWERTUNG UNTER ANDEREM DER VARIANZEN ZUR ERMITTLUNG DES GRENZPUNKTES, (C) VERBINDEN DER GRENZPUNKTE ZU HÜLLPOLYGON, (D) ANWENDUNG EINER EINFLUSSFUNKTION.	108
ABBILDUNG 6.13: DARSTELLUNG DER IM RAHMEN DIESER ARBEIT VERWENDETEN POLYGONALEN ÄHNLICHKEITSBEREICHE FÜR DIE DEUTSCHE BUCHT UND FOKUS AUF DIE MEDEM Rinne. (A) GESAMTDARSTELLUNG DER VERTEILUNG IM GESAMTMODELLGEBIET UND (B) FOKUS AUF DEN MORPHODYNAMISCH HOCHAKTIVEN BEREICH DER MEDEM Rinne. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	109
ABBILDUNG 6.14: VORGEHEN ZUR ERZEUGUNG ZEITLICHER EINFLUSSBEREICHE. (A) ANALYSE DER VARIANZEN ZUR ERMITTLUNG DER GRENZPUNKTE, (B) ANWENDUNG DER EINFLUSSFUNKTION(EN).	110
ABBILDUNG 6.15: KOMBINATION DES RÄUMLICHEN UND ZEITLICHEN EINFLUSSBEREICHS ZUR ERZEUGUNG DES RÄUMLICH-ZEITLICHEN EINFLUSSBEREICHS.	111
ABBILDUNG 6.16: ERZEUGUNG DES STRUKTURELLEN AUFBAUS DES GEWÄSSERGRUNDES IN 2D-PRINZIPIKIZZE FÜR EINEN BESTIMMTEN ENDZEITPUNKT. (A) AUSGANGSZUSTAND MIT UNABHÄNGIGER DARSTELLUNG DER ZEITVARIANTEN SCHICHTEN, AUFSTIEGEND DURCHNUMMERIERT NACH IHREM REFERENZZEITPUNKT. (B) ES FINDET KEINE EROSION DER SCHICHT 1 DURCH SCHICHT 2 STATT. (C) SCHICHT 3 ERODIERT SCHICHT 2 TEILWEISE, ERREICHT SCHICHT 1 JEDOCH NICHT. (D) SCHICHT 4 ERODIERT ALLE VORLIEGENDEN SCHICHTEN TEILWEISE. (E) ES FINDET KEINE EROSION DER BISHERIGEN SCHICHTEN STATT. (F) SCHICHT 6 ERODIERT DIE SCHICHTEN 5 UND 4 TEILWEISE.	112
ABBILDUNG 6.17: KOMBINATION DER OBERFLÄCHENSEDIMENTOLOGISCHEN MODELLIERUNG UND DER ZWANGSFLÄCHENGESTEUERTEN BOHRKERNINTERPOLATION ZUR ABLEITUNG EINES KÜSTENEVOLUTIONSMODELLS-SNAPSHOTS.	113
ABBILDUNG 6.18: PRINZIPIKIZZE DER ITERATIVEN KOMPAKTION, MIT ZUNÄCHST REINER SEDIMENTATION IN DEN ZEITSCHRITTEN 3 UND 4, WOBEI DIE SCHICHTEN 0 UND 1 SUKZESSIVE WEITER KOMPAKTIERT WERDEN. IN ZEITSCHRITT 5 ERODIERT DIE SCHICHT 4 DIE ALTEN BESTEHENDEN SCHICHTEN 3 UND 2 VOLLSTÄNDIG UND BILDET MIT DER EHEMALIGEN SCHICHT 1 EINE NEUE GEMITTELTE SCHICHT MIT EIGENEN AUFLASTPARAMETERN.	114
ABBILDUNG 6.19: VORGEHEN ZUR ABLEITUNG VON BASIS- UND VALIDIERUNGSDATEN FÜR MORPHODYNAMISCH-NUMERISCHE MODELLE MIT EINER TIEFENVARIABLEN PSEUDO-KORNVERTEILUNG SYMBOLISIERT DURCH GRAUSTUFEN. (A) DEFINITION DER ZIELTOPOLOGIE AUF DEM SNAPSHOT DES KÜSTENEVOLUTIONSMODELLS. (B) BILDUNG DREIDIMENSIONALER VORONOI-REGIONEN UND ERHALTUNGSTREUE INTEGRATION DER SEDIMENTOLOGISCHEN EIGENSCHAFTEN INNERHALB DIESER. (C) ZUSAMMENFASSEN IN HOMOGENREGIONEN ZUR DATENMENGENREDUKTION.	116
ABBILDUNG 7.1: VARIANZ DER HÖHE DES GEWÄSSERBODENS DER DEUTSCHEN NORDSEEKÜSTE VON 1960 BIS 2020. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	118
ABBILDUNG 7.2: MORPHOLOGISCHER RAUM DER DEUTSCHEN NORDSEEKÜSTE VON 1960 BIS 2020. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	119
ABBILDUNG 7.3: MORPHOLOGISCHER DRIVE DER DEUTSCHEN NORDSEEKÜSTE VON 1960 BIS 2020. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	120
ABBILDUNG 7.4: DEFINITION DER EINZUGSGEBIETE ZUR ORTSVARIANTEN ABLEITUNG UND ANALYSE VON WATTPARAMETERN UND DEREN ÄNDERUNGEN. (A) NUMMERIERUNG DER GEBIETE IN REFERENZ ZU TABELLE 7.1, (B) MITTLERE WATTHÖHE ZUM ZEITPUNKT 2019 IN M NHN. WATTEINZUGSGEBIETE MODIFIZIERT NACH BAPTIST ET AL. (2019). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	121
ABBILDUNG 7.5: WATTHÖHENÄNDERUNGSRATEN IN WATTEINZUGSGEBIETEN, STAND 2020. WATTEINZUGSGEBIETE MODIFIZIERT NACH BAPTIST ET AL. (2019). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	124
ABBILDUNG 7.6: WATTFLÄCHENÄNDERUNGSRATEN IN WATTEINZUGSGEBIETEN, STAND 2020. WATTEINZUGSGEBIETE MODIFIZIERT NACH BAPTIST ET AL. (2019). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	124
ABBILDUNG 7.7: ENTWICKLUNG DER MITTLEREN WATTHÖHEN IN FIX DEFINIERTEN GEBIETEN ZWISCHEN -2 UND 2 M NHN.	125
ABBILDUNG 7.8: ENTWICKLUNG DER WATTFLÄCHEN IN FIX DEFINIERTEN GEBIETEN ZWISCHEN -2 UND 2 M NHN.	126
ABBILDUNG 7.9: DEFINITION DER FOKUSREGION ZUR AUSWERTUNG DER OBERFLÄCHENSEDIMENTOLOGISCHEN SIMULATIONS-KOMPONENTE DES KÜSTENEVOLUTIONSMODELLS. (A) REGIONALE EINORDNUNG MIT MARKIERUNG DER FOKUSREGION. (B) DARSTELLUNG DER AUSDEHNUNG DER ZUSAMMENGEFASSTEN TEILGEBIETE. WATTEINZUGSGEBIETE NACH BAPTIST ET AL. (2019). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.	128
ABBILDUNG 7.10: RÄUMLICHE VERTEILUNG DES FEINSEDIMENTANTEILS < 64 µM IM KÜSTENEVOLUTIONSMODELL UND PROZENTUALER FLÄCHENANTEIL MIT MAXIMAL 30% FEINSEDIMENTANTEIL < 64 µM IN DEM JEWEILS GÜLTIGEN WATTBEREICH	

VON -1,5 BIS 1,5 M NHN DES JAHRES. (A) 1970, (B) 1971, (C) 1972, (D) 1973, (E) 1974, (F) 1975. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	129
ABBILDUNG 7.11: AUSWERTUNG DES KÜSTENDISTANZABHÄNGIGEN MITTLEREN FEINSEDIMENTANTEILS < 63 µM. (A) MANUELL DEFINIERTE ZONEN ZUR INTEGRALEN ANALYSE DES FEINSEDIMENTANTEILS. LEGENDE SIEHE ABBILDUNG 7.9. (B) ZEITVARIANTE UND ZONEN-INTEGRIERTE ENTWICKLUNG DES FEINSEDIMENTANTEILS VON 1960 BIS 2020. ZENTRAL SCHWARZ MARKIERTE SÄULEN STELLEN DEN DURCH RICKLEFS (1998) ERSTBEOBACHTUNGSZEITPUNKT DES DISTANZABHÄNGIGEN TRENDS UM ENDE DER 1980ER DAR. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.	130
ABBILDUNG 7.12: ENTWICKLUNG DES MITTLEREN FEINSEDIMENTANTEILS IM HÖHENHORIZONT VON -1,5 BIS 1,5 M NHN ("WATT") IM BEREICH DER AUßENEIDER, EXTRAHIERT AUS DEM KÜSTENEVOLUTIONSMODELL.	131
ABBILDUNG 7.13: ENTWICKLUNG DER MITTLEREN GELÄNDEHÖHE UND DER PRIELQUERSCHNITTSFLÄCHE VON GEWÄSSERGRUND BIS MTNW DES JEWEILIGEN JAHRES, EXTRAHIERT AUS DEM KÜSTENEVOLUTIONSMODELL. DATEN ZUM WASSERSTAND ERHOBEN VON DER WSV UND BEREITGESTELLT DURCH BFG.	131
ABBILDUNG 7.14: ENTWICKLUNG VON FLUT- UND EBBDAUER IN DER AUßENEIDER. DATEN ZUM WASSERSTAND ERHOBEN VON DER WSV UND BEREITGESTELLT DURCH BFG.	132
ABBILDUNG 7.15: ENTWICKLUNG VON TIDEHOCH- UND NIEDRIGWASSER SOWIE TIDEHUB IN DER AUßENEIDER. DATEN ZUM WASSERSTAND ERHOBEN VON DER WSV UND BEREITGESTELLT DURCH DIE BFG.	133
ABBILDUNG 7.16: FLÄCHIGE DARSTELLUNG DES ORTSVARIANTEN MITTLEREN MEDIANKORNDURCHMESSERS ÜBER EINEN ZEITRAUM VON 1960 BIS 2020 FÜR DIE FOKUSREGION DER AUßENEIDER MIT BESONDERS GROBEN (A) UND FEINEN (B) BEREICHEN, SIEHE AUCH FOLGENDER TEXT. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	134
ABBILDUNG 7.17: FLÄCHIGE DARSTELLUNG DER ORTSVARIANTEN MITTLEREN SORTIERUNG ÜBER EINEN ZEITRAUM VON 1960 BIS 2020 FÜR DIE FOKUSREGION DER AUßENEIDER. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	134
ABBILDUNG 7.18: KONZEPTZEICHNUNG ZUR ABLEITUNG DES SEDIMENTOLOGISCHEN RAUMS. AUS ALLEN BETRACHTETEN SUMMENLINIEN WERDEN DIE ZWEI EINHÜLLENDE VIRTUELLEN FUNKTIONEN GEBILDET. ZWISCHEN DIESEN WIRD DER SEDIMENTOLOGISCHE RAUM ALS DISTANZ ABGELEITET.	135
ABBILDUNG 7.19: FLÄCHIGE DARSTELLUNG DES ORTSVARIANTEN SEDIMENTOLOGISCHEN RAUMS ÜBER EINEN ZEITRAUM VON 1960 BIS 2020 FÜR DIE FOKUSREGION DER AUßENEIDER. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	136
ABBILDUNG 7.20: FLÄCHIGE DARSTELLUNG DES ORTSVARIANTEN SEDIMENTOLOGISCHEN DRIVES ÜBER EINEN ZEITRAUM VON 1960 BIS 2020 FÜR DIE FOKUSREGION DER AUßENEIDER. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	137
ABBILDUNG 7.21: JÄHRLICHE SEDIMENTOLOGISCHE ÄNDERUNG ÜBER EINEN ZEITRAUM VON 1960 BIS 2020, ALS DISTANZ ZWISCHEN DEN SUMMENLINIEN.	138
ABBILDUNG 7.22: FLÄCHIGE DARSTELLUNG DER ORTSVARIANTEN SEDIMENTOLOGISCHEN ANOMALIE VON 1973 IN REFERENZ ZU EINER ÜBER EINEN ZEITRAUM VON 1960 BIS 2020 ORTSVARIANT GEMITTELTE SUMMENLINIE FÜR DIE FOKUSREGION DER AUßENEIDER. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	139
ABBILDUNG 7.23: FLÄCHIGE DARSTELLUNG DER ORTSVARIANTEN SEDIMENTOLOGISCHEN ANOMALIE VON 1990 IN REFERENZ ZU EINER ÜBER EINEN ZEITRAUM VON 1960 BIS 2020 ORTSVARIANT GEMITTELTE SUMMENLINIE FÜR DIE FOKUSREGION DER AUßENEIDER. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	139
ABBILDUNG 7.24: DEFINITION DER FOKUSREGION ZUR AUSWERTUNG DER GEWÄSSERGRUND-SIMULATIONS-KOMPONENTE DES KÜSTENEVOLUTIONSMODELLS. (A) REGIONALE EINORDNUNG MIT MARKIERUNG DER FOKUSREGION. (B) DARSTELLUNG DER LAGE DER FLACHSEISMISCHEN PROFILE ZUR REFERENZ. WATTEINZUGSGEBIETE NACH BAPTIST ET AL. (2019). KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR. BATHYMETRISCHES HINTERGRUNDMODELL IM RAHMEN DIESER ARBEIT ERZEUGT.	140
ABBILDUNG 7.25: ABGLEICH DER ERGEBNISSE DES KÜSTENEVOLUTIONSMODELLS MIT DEM FLACHSEISMISCHEN REFERENZPROFIL „PROFIL 9“, SIEHE ZUR LAGE ABBILDUNG 7.24B. (A) GESAMTPROFIL, (B) DETAILAUSSCHNITT, (C) INTERPRETIERTE SEISMISCHE REFLEKTOREN MIT MARKIERTEN SIGNIFIKANTEN EROSIONSEREIGNISSEN, (D) SCHNITT DURCH EINEN KÜSTENEVOLUTIONSMODELL-SNAPSHOT ZUM GLEICHEN GÜLTIGKEITSPUNKT AN GLEICHER POSITION.	141
ABBILDUNG 7.26: ABGLEICH DER ERGEBNISSE DES KÜSTENEVOLUTIONSMODELLS MIT DEM FLACHSEISMISCHEN REFERENZPROFIL „PROFIL 11“, SIEHE ZUR LAGE ABBILDUNG 7.24B. (A) GESAMTPROFIL, (B) DETAILAUSSCHNITT, (C) INTERPRETIERTE SEISMISCHE REFLEKTOREN, (D) SCHNITT DURCH EINEN KÜSTENEVOLUTIONSMODELL-SNAPSHOT ZUM GLEICHEN GÜLTIGKEITSPUNKT AN GLEICHER POSITION.	142
ABBILDUNG 7.27: MIT ALTERSINFORMATIONEN VERSEHENER 2D-AUSSCHNITT AUS DEM KÜSTENEVOLUTIONSMODELL, IN DEM DIE EROSIVEN FLÄCHEN AUS ABBILDUNG 7.25 PROFIL 9 C AUF 1974 UND 2001 DATIERT WERDEN KÖNNEN.	143
ABBILDUNG 7.28: ANALYSE DER MIGRATION DES MEDEM-RINNEN-SYSTEMS UND DEREN ÄNDERUNG ÜBER DIE ZEIT. (A) NACH ABLAGERUNGSZEITPUNKT EINGEFÄRBTEN SCHNITT DURCH EINEN KÜSTENEVOLUTIONSMODELL-SNAPSHOT MIT ORTHOGONAL	

ZUM GRAPHISCH BESTIMMTEN REPRÄSENTATIVEN GRADIENTEN EINGEZEICHNETEN ANLANDUNGSVEKTOREN. (B) SICH AUS DEN ANLANDUNGSVEKTOREN ERGEBENDE JÄHRLICHE MIGRATIONS-RATEN MIT EINER GLEITENDEN-MITTEL-APPROXIMATION ZUR EINFACHEREN ANALYSE.....	144
ABBILDUNG 7.29: DREIDIMENSIONALER BOX-SLICE IN DER AUßENELBE IN DREI VERSCHIEDENEN STUFEN IM OBEREN ABSCHNITT DES KÜSTENEVOLUTIONSMODELLS EINGEFÄRBT NACH DEM ABLAGERUNGSZEITPUNKT.....	145
ABBILDUNG 7.30: FLÄCHENDARSTELLUNG DES ORTSVARIANTEN ABLAGERUNGSZEITPUNKTES VON SEDIMENT IN DEFINIERTEN TIEFENHORIZONTEN IM BEREICH DER MEDEM Rinne. MARKIERTE POSITION IN REFERENZ ZUR ABBILDUNG 7.31. (A) 1 M UNTER DER REFERENZ OBERFLÄCHE VON 2019, (B) 2 M UNTER DER REFERENZ OBERFLÄCHE VON 2019, (C) 3 M UNTER DER REFERENZ OBERFLÄCHE VON 2019, (D) 4 M UNTER DER REFERENZ OBERFLÄCHE VON 2019. KÜSTENLINIE BEREITGESTELLT VON DER EUROPÄISCHEN UMWELTAGENTUR.	147
ABBILDUNG 7.31: DARSTELLUNG SPEZIFISCHER EIGENSCHAFTEN DES GEWÄSSERGRUNDAUFBAUS UND DEREN ÄNDERUNGEN ÜBER DIE ZEIT AN DER IN ABBILDUNG 7.30 MARKIERTEN POSITION. (A) ABLAGERUNGSZEITPUNKT, (B) MEDIANKORNDURCHMESSER, (C) POROSITÄT.....	148

Tabellenverzeichnis

TABELLE 2.1: KLASSIFIKATION DES TIDEREGIMES ÜBER DEN TIDEHUB NACH HAYES (1979).	5
TABELLE 5.1: ÜBERSICHT ÜBER IN DEUTSCHLAND GÜLTIGE KORNGRÖßENFRAKTIONEN MIT BEZEICHNUNG UND GRÖßENINTERVALL (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG, 1987; 2018)	62
TABELLE 5.2: EINSCHÄTZUNG DER SORTIERUNG EINER KORNVERTeilUNG NACH FORMEL 5.16, MODIFIZIERT NACH FOLK (1980)....	71
TABELLE 5.3: BEWERTUNG DES BRIER-SKILL-SCORES FÜR MORPHODYNAMISCHE MODELLE NACH VAN RIJN ET AL. (2003).	82
TABELLE 6.1: ÜBERSICHT ÜBER HERKUNFT DER FÜR DIE EXTRAPOLATION NÖTIGEN PARAMETER.	104
TABELLE 7.1: EINZUGSGEBIETSSPEZIFISCHE WATTHÖHEN UND -FLÄCHEN SOWIE DEREN ÄNDERUNGSRATEN ZUM STAND 2020.	122
TABELLE 7.2: QUANTIFIZIERUNG DER MODELLGÜTE MIT BRIER-SKILL-SCORE DEKADENWEISE UND ÜBER DEN GESAMTEN MODELLZEITRAUM.	128

Lebenslauf

Julian Sievers

geboren am 06.04.1991

in Hannover

E-Mail: sievers@smileconsult.de

Bildungsweg

- 08/1997 – 07/2001* Martinusschule Bramsche, Grundschule
- 08/2001 – 07/2003* Orientierungsstufe Innenstadt, Bramsche bei Osnabrück
- 08/2003 – 06/2011* Greselius-Gymnasium Bramsche
- 06/2011* Abschluss: Abitur
-
- 10/2011 – 10/2014* Leibniz Universität Hannover, Bachelorstudiengang Geowissenschaften
- 10/2014* Abschluss: B. Sc. Geowissenschaften
-
- 11/2014 – 03/2017* Leibniz Universität Hannover, Masterstudiengang Geowissenschaften
- 03/2017* Abschluss: M. Sc. Geowissenschaften
-
- 05/2020 – heute* Leibniz Universität Hannover, Promotionsstudium Geowissenschaften

Berufsweg

- 07/2013 – 11/2016* Leibniz Universität Hannover: Studentische Hilfskraft
- 07/2017 – heute* smile consult GmbH, Hannover: Wissenschaftlicher Mitarbeiter

Liste Veröffentlichungen

2017

Lang, J., **Sievers, J.**, Loewer, M., Igel, J., & Winsemann, J. (2017, April). Deposits related to supercritical flows in glacial fluvial deltas and subaqueous ice-contact fans: Integrating facies analysis and ground-penetrating radar. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 3319).

Lang, J., **Sievers, J.**, Loewer, M., Igel, J., & Winsemann, J. (2017). 3D architecture of cyclic-step and antidune deposits in glacial subaqueous fan and delta settings: Integrating outcrop and ground-penetrating radar data. *Sedimentary Geology*, 362, 83-100.

2018

Winsemann, J., Lang, J., **Sievers, J.**, Loewer, M., & Igel, J. (2018, April). 3D architecture of cyclic-step and antidune deposits in ice-marginal deltas: Integrating outcrop and ground-penetrating radar data. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 6325).

2019

Sievers, J., Milbradt, P., & Rubel, M. (2019, November). SMMS DatabaseModel: Aufbereitung, Analyse und Bereitstellung geomorphologischer Datenbestände der Deutschen Bucht. [Poster] 24. KFKI-Seminar, Hamburg

2020

Sievers, J., Milbradt, P., & Rubel, M. (2020, Mai). Databased simulation and reconstruction of the near shore geomorphological structure and sediment composition of the German tidal flats. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 2566).

Rubel, M., Ricklefs, K., Milbradt, P., & **Sievers, J.** (2020, Mai). A model approach to estimate the potential for mussel beds in a Wadden Sea area of the German North Sea coast. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 2566).

Plüß, A., Hagen, R., Ihde, R., Freund, J., Kösters, F., Milbradt, P., **Sievers, J.**, Nehlsen, E., Schrage, N., Dreier, N., Fröhle, P., Ahlhorn, F., & Meyerdirks, J. (2020). Wissenschaftlicher Abschlussbericht zum mFUND-Projekt: EasyGSH-DB. Hamburg.

2021

Sievers, J., Milbradt, P., Ihde, R., Valerius, J., Hagen, R., & Plüß, A. (2021). An integrated marine data collection for the German Bight—Part 1: Subaqueous geomorphology and surface sedimentology (1996–2016). *Earth System Science Data*, 13(8), 4053-4065.

2022

Sievers, J., Milbradt, P., Plüß, A., Wobbe, A., Rubel, M., Müller-Navarra, K., & Kolb, P. (2022). Abschlussbericht SMMS: Stratigraphische Modellkomponenten zur Verbesserung von hochaufgelösten und regionalisierten morphodynamischen Simulationsmodellen - 2019 bis 2022. Hannover: smile consult GmbH.