

Dipl.-Ing. Thorsten Albers

Messung und Analyse morphologischer Änderungen von Ästuarwatten

Untersuchungen im Neufelder Watt in der Elbmündung



Messung und Analyse morphologischer Änderungen von Ästuarwatten

Untersuchungen im Neufelder Watt in der Elbmündung

von Thorsten Albers

Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg-Harburg

Hamburger Wasserbau-Schriften, Band 15

Herausgegeben vom Prof. Dr. Ing. Peter Fröhle

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Dateien sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Impressum

TuTech Verlag
TuTech Innovation GmbH
Harburger Schloßstr. 6-12
21079 Hamburg
Tel: +49 40 76629-0
Fax: +49 40 76629-6559
www.tutechverlag.de

Nachdruck, Vervielfältigung, Speicherung oder Übertragung in elektronische, optische, chemische oder mechanische Datenhaltungs- oder -verwertungssysteme sind auch auszugsweise – ohne ausdrückliche schriftliche Genehmigung von TuTech Innovation GmbH verboten.

Die Verwendung von Informationen aus den Hamburger Wasserbauschriften zum Zweck der gewerblichen Informationsvermittlung ist nicht zulässig.

Alle Rechte vorbehalten.
© TuTech Innovation GmbH



© 2012 Prof. Dr.-Ing. Peter Fröhle, Institut für Wasserbau, Technische Universität Hamburg-Harburg
Umschlaggestaltung: Kerstin Schürmann, www.formlabor.de
Verlag: TuTech Verlag

ISSN 1612-8699
ISBN 978-3-941492-43-1
urn:nbn:de:gbv:830-tubdok-11481

Vorwort

Liebe Leserinnen und Leser.

Seit dem 01.03.2012 leite ich als Nachfolger von Herrn Professor Pasche das Institut für Wasserbau der Technischen Universität Hamburg-Harburg. Die von Professor Pasche seinerzeit ins Leben gerufenen Hamburger Wasserbau-Schriften will ich gerne weiterführen, einerseits als Plattform für die Veröffentlichung von Dissertationen, die im Institut entstehen und andererseits, um die Arbeiten im Institut und die Aktivitäten des Instituts zu dokumentieren.

Die in dieser 15. Hamburger Wasserbau-Schrift veröffentlichte Arbeit ist die Dissertationsschrift von Herrn Dr.-Ing. Thorsten Albers. In seiner Arbeit setzt sich Herr Albers mit morphologischen Veränderungen in Ästuarwatten auseinander; ein Thema welches einerseits alt aber andererseits auch heute noch wichtig ist und welches im Zusammenhang mit dem Klimawandel und steigendem Meeresspiegel auch zukünftig aktuell bleiben wird.

Untersuchungen zur Morphologie und zu morphologischen Veränderungen von Wattgebieten wurden seit vielen Jahren durchgeführt. Hier seien beispielhaft das Vorhaben „Sandbewegung im deutschen Küstenraum“ (DFG) und eine Vielzahl von Vorhaben zu Wateinzugsgebieten und zur Wattenstabilität, die zum Teil durch das KFKI (Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen) unterstützt wurden, genannt. Als wesentliches Ergebnis dieser Vorhaben wurde in den letzten Jahrzehnten ein grundsätzliches Verständnis der hydrodynamischen und morphologischen Prozesse im Watt erarbeitet und beschrieben. Vielfach blieben hierbei Fragen zu den Prozessen im Watt im Wesentlichen deshalb unbeantwortet, weil Messdaten aus dem Feld zur Hydrodynamik, zur Sedimentologie oder zu Sedimentkonzentrationen aus dem Feld als Grundlage für die Bewertung fehlten.

Hier setzt Herr Albers an und legt den Schwerpunkt seiner Arbeit auf zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Messungen zur Hydrodynamik, zu den Sedimenten sowie zur Morphodynamik in Wattgebieten. Die umfangreichen Arbeiten im Feld wurden von Herrn Albers geplant, koordiniert und durchgeführt. Daneben hat Herr Albers auch die Analyse und Bewertung der aufgezeichneten Daten konzipiert und mit großer Gründlichkeit durchgeführt. Fokusfläche für die Messungen war das Neufelder Watt in der Elbmündung. Für die Arbeit wurden die für den Sedimenttransport und resultierend für die morphodynamischen Änderungen bestimmenden Einflussgrößen unter Einschluss der standortabhängigen geologischen Parameter kontinuierlich aufgezeichnet und analysiert.

Durch die Ergebnisse der Feldmessungen wurden morphologische Veränderungen auf den relevanten Zeitskalen vom einzelnen Tidezyklus über vergleichsweise kurze Extremereignisse bis hin zu saisonalen und jährlichen Schwankungen erfasst, ausgewertet und im Zusammenhang mit großräumigen und langfristigen morphologischen Veränderung auf der Fokusfläche im Neufelder Watt bewertet. So hat Herr Albers beispielsweise die besondere Relevanz sogenannter erhöhter Tiden auf die Menge des transportierten Sediments und resultierend auf die morphologische Entwicklung von Wattgebieten nachgewiesen. Während der vergleichsweise häufig vorkommenden erhöhten Tiden steigt die Sedimentkonzentration und der Sedimenttransport deutlich an, daher haben diese gegenüber mittleren Tiden aber auch gegenüber kurzzeitigen und eher seltenen Extremereignissen langfristig einen besonders großen Einfluss auf die morphologische Entwicklung von Wattgebieten.

Mit seiner Arbeit hat Herr Albers das Wissen über die Prozesse im Zusammenhang mit morphologischen Entwicklungen von Wattgebieten erweitert und eine sehr gute Grundlage für zukünftige praktische und theoretische Untersuchungsprogramme gelegt. Die Arbeit enthält eine Fülle von Detailinformationen über die hydrologischen und sedimentologischen Verhältnisse im Fokusgebiet Neufelder Watt.

Mein besonderer Dank gilt an dieser Stelle Frau Dr. Nicole von Lieberman, die während Ihrer Zeit als Professorin für Küstenzonenmanagement am Institut für Wasserbau an der TUHH diese Arbeit angeregt und auch nach ihrem Wechsel zur Hamburg Port Authority weiterhin betreut hat. Sie hat einen erheblichen Anteil am Projekt und am Gelingen der Untersuchungen.

Peter Fröhle

Leiter des Instituts für Wasserbau

**Messung und Analyse morphologischer Änderungen
von Ästuarwatten –
Untersuchungen im Neufelder Watt in der Elbmündung**

Vom Promotionsausschuss der
Technischen Universität Hamburg-Harburg
zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)

genehmigte Dissertation

von Thorsten Albers
aus Aurich

2012

Aufzählung der Gutachter:

1. Dr.-Ing. Nicole von Lieberman
2. Prof. Dr.-Ing. Wilfried Schneider
3. Prof. Dr.-Ing. Sören Kohlhasse
4. Dr. habil. Gabriele Gönnert

Tag der mündlichen Prüfung: 24.02.2012

Abstract

Wattflächen in den Mündungsgebieten von Ästuaren sind durch eine intensive Morphodynamik gekennzeichnet. Um wasserbauliche Maßnahmen in ihrer Konsequenz für die Morphologie, z.B. auf der Grundlage numerischer Modelle, sicher bewerten zu können, ist ein verbessertes Prozessverständnis der Morphodynamik von Wattflächen unabdingbar. Im Rahmen umfangreicher und hochauflösender Messungen wurden im Neufelder Watt in der Elbmündung Wasserstände, Seegang, Strömungsparameter und Konzentrationen suspendierter Sedimente aufgezeichnet. In regelmäßigen Abständen sowie nach Extremereignissen wurden zudem die Bathymetrie des Untersuchungsgebietes mit einem Fächerecholot aufgenommen und morphologische Veränderungen dokumentiert. Durch die Analyse der Zeitreihen der Messungen in der Natur konnten Prozesse des Sedimenttransportes auf Wattflächen beschrieben und auslösende Einflüsse morphologischer Veränderungen identifiziert werden. Die gewonnenen Erkenntnisse leisten einen Beitrag zur Schließung der Lücke zwischen theoretischen Betrachtungen bzw. Laboruntersuchungen und den Prozessen des Sedimenttransportes auf Wattflächen in der Natur. Sie können dazu beitragen, die Beschreibung der Morphodynamik und damit auch die Vorhersagbarkeit morphologischer Entwicklungen von Wattgebieten zu verbessern.

Tidal flat areas are affected by strong morphodynamics. To evaluate different engineering measures and their effects, e.g. by means of numerical models, an improved knowledge of morphodynamic processes in Wadden Sea areas is required. In an investigation area in the mouth of the estuary Elbe waves, current parameters and suspended sediment concentrations were recorded continuously and in a high resolution. To observe the consequences of the morphodynamic processes, the bathymetry was determined with a multi-beam echo sounder in frequent intervals and after extreme events. Derived from the field data processes of sediment transport could be described and triggers of morphologic changes could be identified. The results help to close the gap between theoretical approaches and processes of sediment transport on tidal flats in nature. They can add to an improved description of morphodynamics and therefore to an improved predictability of the morphologic development of tidal flat areas.

Inhalt

Abstract	III
Abbildungsverzeichnis	VIII
Tabellenverzeichnis	XIII
Verzeichnis der wichtigsten Symbole	XV
1 Einführung	19
2 Stand der Forschung zur Morphodynamik von Wattflächen	23
3 Zielsetzung der Arbeit	31
4 Sedimenttransport auf Wattflächen	35
4.1 Bewegungsbeginn von Sedimenten	37
4.2 Sohlformen	42
4.3 Geschiebetransport	44
4.4 Suspensionsbeginn von Sedimenten	48
4.5 Transport von Schwebstoffen	50
4.5.1 Sedimenttransport in Suspension	50
4.5.2 Konzentrationsprofile	51
4.5.3 Sinkgeschwindigkeit	53
4.5.4 Schwebstofftransportraten	58
4.6 Abschätzung der Gesamtfracht	60
5 Wattflächen der Elbmündung	65
5.1 Geologische Entwicklung der deutschen Nordseeküste	65
5.1.1 Pleistozäne Entwicklung	65
5.1.2 Holozäne Entwicklung	66
5.1.3 Entwicklung im Bereich der Unter- und Außenelbe	67
5.2 Geologie von Wattflächen	69
5.2.1 Bildung amphibischer Flächen im tidebeeinflussten Küstenraum	69
5.2.2 Zonierung von Wattbereichen	71

5.2.3	Sedimentinventar	72
5.2.4	Struktur von Wattflächen	75
5.3	Tidedynamik der Elbmündung	77
5.4	Wahl des Untersuchungsgebietes	81
5.4.1	Allgemeine Anforderungen	81
5.4.2	Beschreibung der Wattflächen in der Elbmündung	83
5.4.3	Fokusfläche Neufelder Watt	83
5.5	Morphologische Entwicklung des Neufelder Watts in den vergangenen Jahrzehnten	84
5.5.1	Entstehung des Neufelder Sandes	84
5.5.2	Auswertung von Volumenbilanzen	85
6	Messprogramm und Durchführung	93
6.1	Ausgewählte Messtechnik und Durchführung	93
6.1.1	Ortsfeste Messungen	93
6.1.2	Messungen der Bathymetrie	114
6.1.3	Ergänzende Untersuchungen	119
6.2	Auswahl der Messpositionen	121
7	Ergebnisse der durchgeführten Messungen	125
7.1	Sedimentinventar	126
7.1.1	Korngrößenverteilung	127
7.1.2	Sedimentdichte, Lagerungsdichte und weitere Größen	129
7.1.3	Bewegungsbeginn und Suspensionsbeginn aus Laboruntersuchungen	131
7.2	Hydrologische Randbedingungen des Untersuchungsgebietes	133
7.2.1	Wasserstände	133
7.2.2	Strömungen	137
7.2.3	Wind	149
7.2.4	Seegang	150
7.3	Bathymetrische Veränderungen	154
7.3.1	Auswertung der Peildaten	155
7.3.2	Ergebnisse der Peilungen	157
7.3.3	Kurzperiodische Änderungen	163
7.3.4	Langperiodische Änderungen	166
7.3.5	Einfluss von Extremereignissen	169
7.4	Messungen der Konzentrationen suspendierter Sedimente	171
7.4.1	Datenauswertung	171
7.4.2	Konzentrationsprofile	172

7.4.3	Tiefengemittelte Sedimentkonzentrationen	174
7.5	Sedimenttransportraten	177
8	Ableitung von Prozessen des Sedimenttransportes	183
<hr/>		
8.1	Residuärer Sedimenttransport	183
8.2	Einfluss von Temperatur und Salzgehalt auf die Sedimentkonzentration	186
8.3	Einfluss von Wind auf die Sedimentkonzentration	189
8.4	Einfluss von Strömung auf die Sedimentkonzentration	191
8.5	Einfluss von Seegang auf die Sedimentkonzentration	194
9	Anwendungsmöglichkeiten	197
<hr/>		
9.1	Hinweise zur Verwendung von Berechnungsansätzen	198
9.2	Bewertung von Berechnungsansätzen	199
9.3	Wanderung von Prielen	210
10	Diskussion der Ergebnisse	213
11	Zusammenfassung und Ausblick	225
	Schrifttum	229
	Anhang	241
<hr/>		
A	Karte der deutschen Nordseeküste	241
B	Auswertung der Volumenbilanzen	242
C	Übersicht über die Messpositionen	249
D	Residuärer Sedimenttransport	251
E	Sedimenttransportraten	252
F	Einfluss von Temperatur	254
G	Einfluss von Salzgehalt	255
H	Tiefengemittelte Sedimentkonzentrationen	256
I	Einfluss von Seegang auf die Sedimentkonzentration	257
J	Transportgleichungen	259
K	Bewertung von Berechnungsansätzen	263

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Teilprozesse des Sedimenttransportes sowie Profile der Strömungsgeschwindigkeit, der Sedimentkonzentration und der Bodendichte über die Tiefe (nach SOULSBY, 1997)	35
Abbildung 2: Kritische Schubspannung nach Shields	39
Abbildung 3: Kritische Strömungsgeschwindigkeiten nach Zanke (1977, in ZANKE, 1982)	40
Abbildung 4: Beginn der Sedimentbewegung unter Wellen nach Komar & Miller (1975, in VAN RIJN, 1993)	41
Abbildung 5: Riffelbildung in der Versuchsrinne bei einer Strömungsgeschwindigkeit von 0,25 m/s	43
Abbildung 6: Sedimenttransportkapazität nach Meyer-Peter & Müller, Bagnold und van Rijn in Abhängigkeit von der effektiven Sohlschubspannung ($d_{50} = 0,1$ mm, $d_{90} = 0,2$ mm, Wassertiefe $h = 3$ m).....	48
Abbildung 7: Bereiche unterschiedlicher Transportarten am Beispiel von Sand in Wasser von 20 °C	50
Abbildung 8: Konzentrationsprofile nach Rouse für $h/z_0 = 100.000$	52
Abbildung 9: Sinkgeschwindigkeiten nach Stokes, Oseen und Dietrich (Corey Shape Faktor 1,0; Powers Rundheitsbeiwert 6)	56
Abbildung 10: Einfluss der Sedimentkonzentration auf die Sinkgeschwindigkeit	57
Abbildung 11: Schwebstofftransportkapazität nach Bagnold und van Rijn in Abhängigkeit von der effektiven Sohlschubspannung ($d_{50} = 0,1$ mm, $d_{90} = 0,2$ mm, Wassertiefe $h = 3$ m).....	59
Abbildung 12: Gesamttransport nach Engelund & Hansen, Ackers & White, Bagnold und van Rijn ...	62
Abbildung 13: Luftaufnahme des Elbe Ästuars (Image Editing, Copyrights: Brockmann Consult, Common Wadden Sea Secretariat (c) 2003)	69
Abbildung 14: Modellvorstellung zum Sedimenteintrag in ein Wateinzugsgebiet (nach DIECKMANN, 1985)	70
Abbildung 15: Zonierung der Wattbereiche (VON LIEBERMAN ET AL., 1998)	71
Abbildung 16: Senkrechte Sedimentabfolge eines Watts im mesotidalen Bereich (REINECK, 1982)....	74
Abbildung 17: Elemente im Bereich des inneren Wattenmeeres (nach: KOHLUS, 1998)	76
Abbildung 18: Tidekennwerte des Wasserstandes nach DIN 4049 (NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN, 1979) dargestellt am Beispiel von über einen Monat gemittelten Messwerten des Pegels Osteriff	79
Abbildung 19: Tidekennwerte der Strömungsgeschwindigkeit nach DIN 4049 (NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN, 1979) dargestellt am Beispiel von über einen Monat gemittelten Messwerten der Dauermessstation Neufelder Sand (LZ2)	79

Abbildung 20: Orthophoto der Elbmündung aus dem Jahr 2002 (Aufnahme LKN Husum)	83
Abbildung 21: Strömungsverläufe in der Elbmündung 1920 (a), 1957 (b), 1981 (c) und 1990 (d)	85
Abbildung 22: Einteilung des Untersuchungsgebietes zur Auswertung von Volumenbilanzen	87
Abbildung 23: Umsatzhöhen in Sektor I; Klassenmittelwerte und die entsprechende Funktion $h_u = f(a)$ mit dem Grenzwert h_{ua}	89
Abbildung 24: Bilanzhöhen in Sektor I; rot umrandet die letzten drei Kartenvergleiche	90
Abbildung 25: Bilanzraten in Sektor I; rot umrandet die letzten drei Kartenvergleiche	91
Abbildung 26: Ausschnitt der Seekarte der Elbmündung vom 1965.....	92
Abbildung 27: Verdeutlichung des Doppler-Effektes; ortsfester Wellenbeobachter (oben) und sich bewegender Wellenbeobachter (unten) (nach GORDON, 1996).....	94
Abbildung 28: Zweimalige Dopplerverschiebung durch Reflexion (nach SIMPSON, 2001).....	95
Abbildung 29: Zuordnung zu einer Tiefenzelle aufgrund der unterschiedlich langen Laufzeit des reflektierten Impulses (nach SIMPSON, 2001)	96
Abbildung 30: Mögliche Schallwandler-Konfigurationen von ADCP-Geräten (DEWEY & STRINGER, 2005)	96
Abbildung 31: Fehlergeschwindigkeit von Strömungsmessungen (nach GORDON, 1996).....	97
Abbildung 32: Definition der Nummerierung der Schallwandler, der Peilung (φ_1), des Nickwinkels (φ_2), des Rollwinkels (φ_3) und des Neigungswinkels der Wandler (θ) für ein Standard „Workhorse“ ADCP mit Janus-Konfiguration (DEWEY & STRINGER, 2005) ...	98
Abbildung 33: Veränderung der Lage der Tiefenzellen bei vorhandenem Pitch- oder Rollwinkel (nach SIMPSON, 2001)	99
Abbildung 34: Haupt- und Nebenkeulen eines Schallwandlers und Auswirkungen auf den messbaren Bereich (nach SIMPSON, 2001).....	100
Abbildung 35: Installation der ADCP-Geräte und Drucksonden	104
Abbildung 36: Prinzipien optischer und akustischer Schwebstoffmessungen (nach VAN RIJN, 2007)	105
Abbildung 37: Installation des Trübungsmessgerätes ASM-IVS im Untersuchungsgebiet	107
Abbildung 38: Ergebnisse der Kalibrierung der Sensoren 1, 50, 75 und 90 eines ASM inkl. der berechneten Kalibrierfunktionen	108
Abbildung 39: Vergleich der Ergebnisse der Trübungssonde ASM und der Schwebstoffproben.....	109
Abbildung 40: Maximaler dynamischer Druckanteil unter Seegang als Funktion der Wellenperiode und der Wassertiefe (Wellenhöhe = 0,5 m, Installation der Sensoren am Wattboden).....	111
Abbildung 41: Druckübertragungsfunktion (Wassertiefe = 3 m; Installation der Sensoren am Wattboden)	112
Abbildung 42: Prinzip der Messung der Bathymetrie mit einem Fächerecholot	115
Abbildung 43: Schallgeschwindigkeit in Wasser bei veränderlichen Temperaturen und Salzgehalten ($z = 0$ m).....	116

Abbildung 44: Messboot „Nekton“ des Instituts für Wasserbau	117
Abbildung 45: Versuchsaufbau im Strömungskanal	120
Abbildung 46: Linien gleicher Höhen im Neufelder Watt (Daten: Beweissicherung Tideelbe, Laserscannerbefliegung 2007)	122
Abbildung 47: Übersicht über die Messpositionen im Untersuchungsgebiet	123
Abbildung 48: Übersicht über die Messzeiten (MBES = Fächerecholotmessung, ADCP = Strömungsmessung, ASM = Messung der Sedimentkonzentration, WIDL = Wasserstand- bzw. Seegangsmessung)	125
Abbildung 49: Übersicht über die Entnahmestellen der Sedimentproben	126
Abbildung 50: Korngrößenverteilungen der Sedimentproben 1.1, 2.2, 2.6, 3.3 und MQ2	128
Abbildung 51: Ableitung des Bewegungs- und Suspensionsbeginns aus den Laboruntersuchungen	132
Abbildung 52: Häufigkeitsverteilung der Tidehochwasserstände im Neufelder Watt im Untersuchungszeitraum 29.06.2006 bis 08.09.2009	135
Abbildung 53: Exemplarischer Geländeschnitt durch das Untersuchungsgebiet mit der Höhenlage verschiedener Messpositionen und Tidewasserstände	135
Abbildung 54: Linien gleicher Trockenfalldauer im Untersuchungsgebiet	136
Abbildung 55: Wasserstanddifferenzen in der Neufelder Rinne	136
Abbildung 56: Mittlere Tidewasserstände und Strömungsparameter an den Messpositionen 11, 12 und 13 (v_1 = maximale Flutstromgeschwindigkeit, v_2 = Sattelpunkt der Flutstromgeschwindigkeit, v_3 = maximale Ebbestromgeschwindigkeit)	139
Abbildung 57: Mittlere Tidewasserstände und Strömungsparameter an den Messpositionen 93 und 94 (v_1 = maximale Flutstromgeschwindigkeit, v_2 = Sattelpunkt der Flutstromgeschwindigkeit, v_3 = maximale Ebbestromgeschwindigkeit)	142
Abbildung 58: Mittlere Tidewasserstände und Strömungsparameter an den Messpositionen 8 und 15 (v_1 = maximale Flutstromgeschwindigkeit, v_2 = maximale Ebbestromgeschwindigkeit)	144
Abbildung 59: Mittlere Tidewasserstände und Strömungsparameter an den Messpositionen 1, 2, 3 und 3 (2008)	146
Abbildung 60: Mittlere Tidewasserstände und Strömungsparameter an den Messpositionen 91 und 92	148
Abbildung 61: Windstatistik der Station Cuxhaven (Daten: Deutscher Wetterdienst)	149
Abbildung 62: Seegangsparameter, Windverhältnisse und Wasserstände an Position 13 vom 04.- 06.10.2008	150
Abbildung 63: Verteilung relativer Häufigkeiten aller gemessenen signifikanten Wellenhöhen (oben) sowie der größten signifikanten Wellenhöhen jeder einzelnen Tide (unten) an verschiedenen Messpositionen	152

Abbildung 64: Gemessene signifikante Wellenhöhen in Abhängigkeit von der mittleren Windgeschwindigkeit an Position 13. Beispiele für die Windrichtungsklassen $75^\circ \leq \theta_{\text{Wind}} < 105^\circ$ und $215^\circ \leq \theta_{\text{Wind}} < 245^\circ$	153
Abbildung 65: Verteilung der an Position 13 gemessenen Wellenhöhen bei verschiedenen Windgeschwindigkeiten über die Windrichtung	154
Abbildung 66: Ergebnis der Fächerecholotmessung vom 27.07.2009 mit Lage der Profile; Höhenangaben in m NN	158
Abbildung 67: Veränderungen des Profils an der Einfahrt zur Neufelder Rinne.....	165
Abbildung 68: Veränderung der Lage der Einfahrt und daraus abgeleitete Verlagerungsraten	166
Abbildung 69: Veränderungen des Profils im Hauptteil der Neufelder Rinne	167
Abbildung 70: Veränderungen der Achse des Hauptteils der Neufelder Rinne und daraus abgeleitete Verlagerungsraten.....	168
Abbildung 71: Veränderungen des Längsschnittes der Neufelder Rinne (vgl. Abbildung 66)	170
Abbildung 72: Veränderung der Profile der Sedimentkonzentrationen über eine Tide an Position 8	173
Abbildung 73: Exemplarische Darstellung des zeitlichen Verlaufes der Sedimentkonzentrationen über zwei Tiden an Position 13.....	173
Abbildung 74: Charakteristische Verläufe der Sedimentkonzentrationen über eine Tide an den Messpositionen 11, 12 und 13.....	174
Abbildung 75: Charakteristische Verläufe der Sedimentkonzentrationen über eine Tide an den Messpositionen 8 und 15.....	176
Abbildung 76: Charakteristische Verläufe der Sedimentkonzentrationen über eine Tide an den Messpositionen 2 und 3 (2008)	177
Abbildung 77: Charakteristische Sedimenttransportraten an den Messpositionen 11, 12 und 13	178
Abbildung 78: Charakteristische Sedimenttransportraten an den Messpositionen 8 und 15	179
Abbildung 79: Charakteristische Sedimenttransportraten an den Messpositionen 2 und 3 (2008)	179
Abbildung 80: Tidegemittelte Sedimenttransportraten und Windparameter an den Positionen 11, 12 und 13 über den gesamten Untersuchungszeitraum.....	181
Abbildung 81: Verteilung des Sedimenttransportes im Untersuchungsgebiet.....	184
Abbildung 82: Schwebstoffkonzentration in Abhängigkeit von der Wassertemperatur.....	188
Abbildung 83: Veränderungen der Sedimentkonzentrationen mit der Windstärke; Mittelwerte (durchgezogene Linien), Maximal- und Minimalwerte (gestrichelte Linien) aller Messungen für verschiedene Windstärken an Position 13; Unterteilung nach Wind aus westlichen und östlichen Richtungen	190
Abbildung 84: Darstellung des Einflusses der Strömungsgeschwindigkeit auf die Sedimentkonzentration an Messposition 13.....	193
Abbildung 85: Darstellung des Einflusses der Strömungsgeschwindigkeit auf die Sedimentkonzentration an Messposition 15.....	193

Abbildung 86: Darstellung des Einflusses der Strömungsgeschwindigkeit auf die Sedimentkonzentration an Messposition 3 (2008)	194
Abbildung 87: Einfluss von Strömungsgeschwindigkeit und Orbitalgeschwindigkeit auf die Sedimentkonzentrationen an Position 13	195
Abbildung 88: Einfluss von Strömungsgeschwindigkeit und Orbitalgeschwindigkeit auf die Sedimentkonzentrationen an Position 15	196
Abbildung 89: Einfluss von Strömungsgeschwindigkeit und Orbitalgeschwindigkeit auf die Sedimentkonzentrationen an Position 3 (2008).....	196
Abbildung 90: Vergleich der gemessenen Sedimenttransportrate und der nach Engelund-Hansen und Bagnold berechneten Sedimenttransportrate für eine mittlere Tide an Position 13	201
Abbildung 91: Vergleich der gemessenen Sedimenttransportrate und der nach Ackers & White, Bailard & Inman, Watanabe und van Rijn berechneten Sedimenttransportrate für eine mittlere Tide an Position 13	203
Abbildung 92: Vergleich der gemessenen Sedimenttransportrate und der nach Bailard & Inman, Watanabe und van Rijn berechneten Sedimenttransportrate für eine erhöhte Tide an Position 13	204
Abbildung 93: Vergleich der gemessenen und der nach Bailard & Inman, Watanabe und van Rijn berechneten Sedimenttransportrate für eine mittlere Tide und eine erhöhte Tide an Position 15	205
Abbildung 94: Vergleich der gemessenen und der nach Bailard & Inman, Watanabe und van Rijn berechneten Sedimenttransportrate für eine mittlere Tide und eine erhöhte Tide an Position 3 (2008).....	205
Abbildung 95: Vergleich der gemessenen und der nach Bailard & Inman berechneten Sedimenttransportraten für Einzelmessungen bei Tiden verschiedener Scheitelwasserstände für die Positionen 13, 3 (2008) und 15	206

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Parametrisierung der Shieldskurve	38
Tabelle 2: Vergleich von berechneten und gemessenen Sedimenttransportraten nach VAN RIJN (1993); Anteil der berechneten Werte im Bereich Faktor 2 der Messwerte	63
Tabelle 3: Vergleich von berechneten und gemessenen Sedimenttransportraten bei starker Strömung sowie Wellen und Strömung nach CAMENEN & LARROUDÉ (2003); Anteil der berechneten Werte im Bereich Faktor 2 der Messwerte	64
Tabelle 4: Formeln zur Berechnung des Gesamttransportes mit Erscheinungsjahr und Quelle	64
Tabelle 5: Geologische Zeittafel (nach VEENSTRA, 1977 und HOFFMANN, 1992)	66
Tabelle 6: Klassifizierung der Korngrößen nach EN ISO 14688, Teil 1	75
Tabelle 7: Kennzeichnung der Sedimenttypen (nach DIECKMANN, 1985 und PFEIFFER, 1996).....	75
Tabelle 8: Tidekennwerte des Pegels Osteriff und der Dauermessstation Neufelder Sand; Datenherkunft: Beweissicherung Tideelbe (http://www.portal-tideelbe.de); Datenzeitraum: 01.01.1989 bis 30.08.2006.....	81
Tabelle 9: Koordinaten (Gauß-Krüger) und Höhenlage der Messpositionen.....	124
Tabelle 10: Korngrößenverteilungen der Sedimentproben	127
Tabelle 11: Benennung der Bodenarten nach EN ISO 14688-1 (NORMENAUSSCHUSS BAUWESEN, 2003)	128
Tabelle 12: Organischer Anteil und Dichteigenschaften der Sedimentproben	129
Tabelle 13: Bezeichnung der Lagerungsdichte nach GRABE (2001)	130
Tabelle 14: Tidekennwerte an den Pegeln Otterndorf und Osteriff sowie der Messungen im Neufelder Watt.....	133
Tabelle 15: Charakteristische Strömungsgeschwindigkeiten [mm/s] an den Messpositionen 11, 12 und 13	140
Tabelle 16: Charakteristische Strömungsgeschwindigkeiten [mm/s] an den Messpositionen 93 und 94	142
Tabelle 17: Charakteristische Strömungsgeschwindigkeiten [mm/s] an den Messpositionen 8 und 15	144
Tabelle 18: Charakteristische Strömungsgeschwindigkeiten [mm/s] an den Messpositionen 1, 2, 3 und 3 (2008).....	146
Tabelle 19: Charakteristische Strömungsgeschwindigkeiten [mm/s] an den Messpositionen 91 und 92	148
Tabelle 20: Verwendete Filtereinstellungen für die Auswertung der Fächerecholotdaten.....	157
Tabelle 21: Darstellung der Peilerggebnisse von 8 Peilungen zwischen Juni 2006 und September 2009; Höhenangaben in m NN	160
Tabelle 22: Darstellung der Höhendifferenzen zwischen verschiedenen Peilungen; Höhenangaben in m	161

Tabelle 23: Darstellung der -1,50 m NN Isobathen verschiedener Peilungen	162
Tabelle 24: Zusammenfassung der Genauigkeit der betrachteten Sedimenttransportformeln (A&W = Ackers & White, 1973; B&I = Bailard & Inman, 1981/84; Wa = Watanabe, 1992; vR = van Rijn, 1993; E&H = Engelund & Hansen, 1967); Aufteilung nach Messpositionen, mittleren Tiden (MT) und erhöhten Tiden (ET)	207

Verzeichnis der wichtigsten Symbole

Symbol	Bedeutung	Einheit
a	Wellenamplitude	[m]
CSF	Corey-Formfaktor	[-]
C	Chézy-Koeffizient	[m ^{1/2} /s]
c_A	Adhäsionskoeffizient	[-]
c	Schwebstoffkonzentration	[m ³ /m ³]
c	Schallgeschwindigkeit in Wasser	[m/s]
c_0	Referenzkonzentration in der Höhe z_0 über der Sohle	[m ³ /m ³]
d_0	Durchmesser der Orbitalbahnen von Wellen an der Sohle	[m]
d_{35}, d_{50}, d_{90}	Durchmesser der Sedimentkörner bei 35 %, 50 %, 90 % Siebdurchgang	[m]
D_*	Dimensionsloser Teilchendurchmesser	[-]
e_b	Effizienzfaktor des Geschiebes	[-]
e_s	Effizienzfaktor der Schwebstoffe	[-]
h	Wassertiefe	[m]
H	Wellenhöhe	[m]
K_t	Turbulente Diffusivität	[m ² /s]
k_S	Äquivalente Rauigkeitshöhe der Sohle	[m]
k	Wellenzahl	[-]
l_a, l_b, l_c	Längen der längsten Achse a, der kürzesten Achse b und der mittellangen Achse c eines Sedimentpartikels	[m]
L	Wellenlänge	[m]
n, m, K	Koeffizienten zur Berechnung des Gesamttransportes nach Ackers & White	[-]
P	Powers-Rundwert	[-]
p	Druck	[N/m ²]
p	Transportanteil einer Kornlage nach Engelund & Fredsoe	[-]
q_B	Geschiebetransportrate je m Sohlbreite	[m ³ /m·s]
q_s	Schwebstofftransportrate je m Sohlbreite	[m ³ /m·s]
q_t	Gesamttransportrate je m Sohlbreite	[m ³ /m·s]
R_1, R_2, R_3	Parameter zur Berechnung der dimensionslosen Sinkgeschwindigkeit nach Dietrich	[-]
r	Verhältnis von berechneten zu gemessenen Werten	[-]
Sc	Turbulente Schmidt-Zahl	[-]
T	Wellenperiode	[s]

Symbol	Bedeutung	Einheit
T	Dimensionsloser Schubspannungsparameter	[-]
t	Zeitkomponente	[s]
u, v, w	Raumkomponenten der Strömungsgeschwindigkeit	[m/s]
\bar{u}	Tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit in Richtung der Geschwindigkeitskomponente	[m/s]
u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit	[m/s]
$u_{*,c,s}$	Kritische Schubspannungsgeschwindigkeit für den Suspensionsbeginn	[m/s]
\bar{u}_c	Tiefengemittelte kritische Strömungsgeschwindigkeit	[m/s]
\vec{u}_c	Vektor der Bewegungsgeschwindigkeit von Schwebstoffen	[m/s]
u_B	Maximale Orbitalgeschwindigkeit an der Sohle	[m/s]
v_S	Bewegungsgeschwindigkeit der Sohlschicht nach Du Boys	[m/s]
w_S	Sinkgeschwindigkeit der Sedimentpartikel	[m/s]
$w_{S,m}$	Sinkgeschwindigkeit eines Sedimentpartikels in einer Suspension	[m/s]
w_*	Dimensionslose Sinkgeschwindigkeit	[-]
x, y	Koordinaten in horizontaler Richtung	[m]
Y	Partikel-Mobilitätsparameter nach Ackers & White	[-]
Y_c	Kritischer Partikel-Mobilitätsparameter nach Ackers & White	[-]
z	Koordinate in vertikaler Richtung	[m]
z_0	Höhe der Referenzkonzentration c_0 über der Sohle	[m]
Z	Suspensionszahl	[-]
Griechische Symbole		
α, β	Parameter zur Berechnung der Geschiebetransportrate nach van Rijn	[-]
γ	Koeffizient zur Bestimmung der Sinkgeschwindigkeit eines Partikels in einer Suspension nach Richardson & Zaki	[-]
β_B	Sohlneigung	[-]
Δ_r	Riffelhöhe	[m]
Δz	Sohlschichtdicke nach Du Boys	[m]
γ_r	Präsenzfaktor für Riffel	[-]
γ	Wichte eines Fluids	[N/m ³]
η	aktuelle Wasserspiegelauslenkung	[m]
ω	Kreisfrequenz	[1/s]
$\rho' = (s - 1)$	relative Dichte = $(\rho_s - \rho)/\rho$	[-]
ρ_s	Sedimentdichte	[kg/m ³]
ρ	Dichte des Fluids	[kg/m ³]

Symbol	Bedeutung	Einheit
ν	Kinematische Viskosität des Wassers, bei 20 °C = $1,2 \times 10^{-6}$	[m ² /s]
ν_t	Turbulente Viskosität = Wirbelviskosität	[m ² /s]
θ	Dimensionsloser Mobilitätsparameter	[-]
θ_c	Kritischer Mobilitätsparameter (Shieldparameter)	[-]
λ_r	Riffellänge	[m]
μ	Vorfaktor für die Sohlschubspannung	[-]
τ_c	Kritische Sohlschubspannung	[N/m ²]
τ_B	Sohlschubspannung	[N/m ²]
τ'_B	Effektive Sohlschubspannung	[N/m ²]
$\tan\phi$	Dynamischer Reibungskoeffizient	[-]
Konstanten		
g	Erdbeschleunigung = 9,81	[m/s ²]
κ	Von Karman-Konstante = 0,41	[-]
Indices		
A	Adhäsion	
AW	Ackers & White	
b, B	Sohle, Geschiebe	
c	Kritisch, Grenz-	
EH	Engelund & Hansen	
r	Riffel	
s, S	Schwebstoff, Suspension	
t	Turbulent, gesamt	
*	Dimensionslos	

1 Einführung

Die Flächen des Wattenmeeres der südlichen Nordsee erstrecken sich zwischen Den Helder in den Niederlanden und Blåvandshuk in Dänemark entlang der Küsten der Deutschen Bucht über eine gesamte Länge von etwa 450 Kilometer bei einer mittleren Breite von 7 bis 10 Kilometern. Damit stellen sie das größte zusammenhängende Wattgebiet der Erde dar. Das regelmäßig auf- und zurücklaufende Wasser schneidet ein weitverzweigtes System aus Baljen, Prielen und Rinnen in den zu Zeiten des Tideniedrigwassers trockenfallenden Wattboden. Gekennzeichnet durch eine hohe biologische Produktivität, eine große Artenvielfalt sowie eine ausgeprägte natürliche Dynamik ist das Wattenmeer ein einzigartiges und schützenswertes Ökosystem.

Seit seiner Entstehung vor etwa 6.000 Jahren führten sinkende und steigende Meeresspiegel, sich verändernder Tidehub, Sturmfluten, sich ändernde Einträge aus Flüssen und aus der Nordsee sowie viele weitere Faktoren zu einer ständigen Umformung des Wattenmeeres. Auch Eingriffe des Menschen durch Eindeichungen und Entwässerung, durch Fischerei, Seeverkehrswirtschaft sowie durch Schaffung von Erholungs- und Freizeitflächen prägten das heutige Bild des Watts maßgebend. Insgesamt beeinflussten die natürlichen Veränderungen und anthropogenen Eingriffe die ökologische aber auch die morphologische Entwicklung, wobei sich einzelne Faktoren teilweise wechselseitig verstärkten, teils kompensierend aufeinander wirkten (GÄTJE & REISE, 1998).

Die Vielzahl der auf das Wattenmeer einwirkenden Kräfte erklärt, dass Voraussagen zur künftigen Entwicklung nicht einfach, eindeutig und sicher sein können, sondern vielmehr komplex und in Form von Szenarien bleiben müssen. Hinzu kommt, dass sich noch kein klarer Lösungsweg zum insbesondere in den vergangenen Dekaden entstandenen Nutzungskonflikt im Küstenraum ergeben hat. Das menschliche Verhalten zum Schutz und zur Nutzung des Naturraumes Wattenmeer wird sich in Zukunft vermutlich weiterhin ändern und ist dabei im Idealfall vorgezeichnet durch ein integriertes Küstenzonenmanagement (BMU, 2006).

Unklar sind Folgen der globalen Klimaänderung, die in den kommenden Jahrzehnten den Meeresspiegel steigen und die Intensität von Sturmfluten zumindest in Teilen der Nordsee zunehmen lassen könnten (WOTH ET AL., 2006, IPCC, 2007, ROCKEL & WOTH, 2007). Morphodynamische Vorgänge mit Sedimentations- und Erosionsprozessen können

sich parallel zu veränderten Strömungs- und Transportverhältnissen im Küstengebiet aus dem geschilderten Gesamtzusammenhang ebenfalls ändern.

Der natürlichen Dynamik des Wattenmeeres muss immer dann Einhalt geboten werden, wenn die Nutzbarkeit der Seeschiffahrtswege oder die Funktion des Küstenschutzes eingeschränkt wird. Insbesondere in den Mündungsgebieten der Ästuar unterliegen die Wattflächen trotz einzelner, das Fahrwasser stabilisierender Wasserbaumaßnahmen starken morphologischen Veränderungen. Im Fall der Elbe erfordern diese natürlichen Umlagerungen ständig beachtliche Unterhaltungs- und Stabilisierungsmaßnahmen und stellen die für die Unterhaltung der Wasserstraße und der Häfen Verantwortlichen immer wieder vor Probleme (FREITAG et al., 2007). Zur Wahrung der Zukunftschancen der wichtigen Seeverkehrswirtschaft in Norddeutschland besteht die gesellschaftliche Vorgabe, durch den Erhalt bzw. den Ausbau der vorhandenen Fahrwasser unter Berücksichtigung der Entwicklung in der Seeverkehrswirtschaft die freie Zufahrt zu den internationalen Seehäfen an der deutschen Küste zu garantieren. Dabei zwingen jüngere Entwicklungen in der Sedimentdynamik in den Tideflüssen, in Deutschland insbesondere in der Elbe, die Anpassungen der Fahrrinnen in ein ganzheitliches Sediment- bzw. Ästuarmanagementkonzept einzubetten (HPA & WSV, 2008; BREUER, 2010).

Um die sich aus natürlichen und anthropogenen Veränderungen ableitenden Risiken besser abschätzen sowie die Wirkung notwendiger Anpassungen und Maßnahmen beurteilen zu können, bedient man sich heute mehrdimensionaler mathematischer Modelle (MAYERLE & ZIELKE, 2005, PLÜB & Heyer, 2007). Trotz großer Erfolge in der Zuverlässigkeit und physikalischen Fundiertheit dieser Modelle bestehen weiterhin Unsicherheiten in der Prognose morphodynamischer Veränderungen. Dies gilt im Besonderen für Wattgebiete, wie sie in den Mündungsbereichen der Ästuar vorkommen. Hier wirken auf komplexe Weise zahlreiche physikalische und biogene Prozesse zusammen, die bislang noch keineswegs zufriedenstellend verstanden und in ihrem Wirkungsgefüge richtig erkannt wurden. Vor dem Hintergrund geplanter Fahrrinnenanpassungen (PROJEKTBURO FAHRRINNENANPASSUNG, 2007) gewinnen mit modernen Messverfahren durchgeführte morphodynamische Untersuchungen zur Erweiterung des Erkenntnisstandes über das Wirkungsgefüge von Wattgebieten an Relevanz.

Die vorliegende Arbeit setzt hier an und soll auf der Basis umfassender Messungen in der Natur das Prozessverständnis der Morphodynamik von Wattflächen verbessern. Die Untersuchung soll eine Grundlage für die verbesserte mathematische Modellierung morphodynamischer Prozesse im Wattenmeer bereitstellen.

Es liegen zurzeit keine hochauflösenden Untersuchungen bezüglich der Hydro- und Morphodynamik von Wattgebieten in Ästuararmündungen vor. Aktuelle Studien zur Morphodynamik

von Wattflächen unter dem Einsatz moderner Messverfahren beziehen sich auf Tidebecken und tiefe Wattrinnen (z.B. POERBANDONO & MAYERLE, 2005) oder auf höher gelegene Gebiete des Supralitorals mit dem Schwerpunkt auf biogenen Effekten (z.B. ANDERSEN & PEJRUP, 2001). Ein Vergleich verschiedener Untersuchungen zeigt deutlich die Unterschiede zwischen diesen Gebieten und die Schwierigkeiten in der Übertragbarkeit der Ergebnisse. In den 1970er und 1980er Jahren fanden umfangreiche Feldstudien auf offenen Wattflächen der Elbmündung statt (z.B. GÖHREN, 1974a/b), deren Resultate aber aufgrund anderer Messtechniken und lückenhafter Zeitreihen bzw. fehlender Daten zu Sedimentkonzentrationen nicht ausreichen, um offene Fragen zur Morphodynamik von Wattflächen zu beantworten.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden auf einer Fokusfläche in der Elbmündung langjährige Felduntersuchungen durchgeführt (vgl. ALBERS & VON LIEBERMAN, 2010). Dabei wurden morphologische Veränderungen auf unterschiedlichen Zeitskalen, angefangen von Umlagerungen während eines Tidezyklus bis hin zu saisonalen und jährlichen Schwankungen, dokumentiert und ausgewertet und in den Gesamtkontext der Veränderung der Fokusfläche in den vergangenen Dekaden eingeordnet. Sämtliche den Sedimenttransport und damit die Morphodynamik bestimmenden Einflussgrößen wurden kontinuierlich aufgezeichnet und analysiert, wobei auch standortabhängige geologische Parameter berücksichtigt wurden. Der Zusammenhang zu dokumentierten morphologischen Veränderungen wurde hergestellt, wobei insbesondere die Bedeutung auslösender Momente – wie Extremereignisse aber auch langanhaltende mittlere Tideverhältnisse – analysiert wurde.

Eine Prozessanalyse der Fokusfläche liefert neben auf diesen Naturraum bezogenen Erkenntnissen über kurz- und mittelfristige Umlagerungsprozesse auch Antworten auf wichtige allgemeine Fragestellungen der Morphodynamik von Wattflächen. Ein Vergleich der gemessenen Werte mit den Ergebnissen bestehender Berechnungsansätze zeigt Unsicherheiten in den Sedimenttransportmodellen auf. Die aus den Messungen in der Natur gewonnene Datenbasis sowie die daraus abgeleiteten Erkenntnisse liefern die Grundlage für Verbesserungsansätze der Beschreibung morphodynamischer Prozesse auf Wattflächen.

Eine Implementierung der Ergebnisse dieser Arbeit in bestehende Modellsysteme, die hier jedoch nicht weiter behandelt wird, sowie eine spätere Verifizierung der Modelle anhand weiterer Feldstudien ermöglicht fundiertere Aussagen über die morphologische Entwicklung von Wattflächen. Ein holistisches Ästuarmanagement sollte sich angesichts der bleibenden Unsicherheiten jedoch nicht ausschließlich auf numerische Modelle begründen, sondern immer alle verfügbaren Informationen – im Idealfall aktuelle problemorientierte Felduntersuchungen in Verbindung mit Daten der letzten Jahrzehnte – berücksichtigen.

2 Stand der Forschung zur Morphodynamik von Wattflächen

Das Wattenmeer der südlichen Nordsee kann als größtes zusammenhängendes Wattgebiet der Welt in verschiedene Bereiche unterteilt werden. Je nach Lage der Wattflächen werden Rückseitenwatten, die sich hinter Düneninseln befinden, zur See offene Watten, die lediglich im Schutz von Außensänden liegen, und Ästuarwatten, die sich in den Mündungsgebieten der Tideflüsse befinden, unterschieden. Der jeweils dominierende Sedimenttyp ermöglicht eine Unterteilung in Sandwatt, Mischwatt und Schlickwatt, wobei die Lage des Wattgebietes in der Regel einen bestimmten Sedimenttyp nach sich zieht (REINECK, 1982). Eine Übersicht über die weltweite Verteilung von intertidalen Bereichen in Abhängigkeit von Tidehub, Tide regime und Seegangsbelastung ist in EISMA (1998) zu finden. Bei der Bewertung der Ergebnisse veröffentlichter Studien zur Morphodynamik von Wattflächen müssen also stets die geographischen und geologischen Besonderheiten des jeweiligen Untersuchungsgebietes beachtet sowie die Übertragbarkeit auf andere Gebiete geprüft werden.

Die Darstellung des aktuellen Standes der Forschung zu diesem Thema folgt daher einer geographischen Unterteilung und konzentriert sich zunächst in chronologischer Reihenfolge der Untersuchungen auf die Flächen des Wattenmeeres an den Küsten Deutschlands. Im Anschluss daran werden vergleichbare Untersuchungen auf Wattflächen der Niederlande sowie Dänemarks und danach anderer Regionen der Welt berücksichtigt.

Des Weiteren muss eine prozesstechnische Unterscheidung der bestehenden Arbeiten erfolgen, die in ihrer zeitlichen und räumlichen Auflösung stark variieren. So reichen wissenschaftliche Betrachtungen von der Untersuchung von Prozessen des Sedimenttransportes über einzelne Tiden bis hin zur Analyse morphologischer Veränderungen über mehrere Jahrzehnte. Gleichmaßen unterscheiden sich die räumlichen Skalen, wobei sich mit größer werdendem Untersuchungsgebiet in der Regel die räumliche und die zeitliche Auflösung reduzieren.

In den 1960er und 1970er Jahren wurden umfangreiche Untersuchungen auf den Wattflächen der Elbmündung als planerische Vorarbeiten für einen Tiefwasser- und Industriehafen bei Scharhörn¹ vorgenommen (LAUCHT & GÖHREN, 1967; SIEFERT, 1971; GÖHREN, 1975; HUNDT ET AL., 1977). Zur Bemessung und zur Abschätzung der Folgen des Baus, der u.a.

¹ Zur Verdeutlichung der Lage der in Kapitel 2 erwähnten Projektgebiete dient die Karte im Anhang A

einen Verbindungsdamm entlang der Wattwasserscheide von Cuxhaven nach Scharhörn vorsah, erfolgten auf den dazwischen liegenden Wattflächen umfangreiche Messungen der Strömung, des Seegangs, der Wasserstände und vorkommenden Sedimente. Darüber hinaus wurden die morphologischen Umformungen in der Außenelbe und den südlich angrenzenden Watt- und Flachwasserbereichen sowie das Stabilitätsverhalten von Wateinzugsgebieten auf Grundlage vorhandener Karten und Luftaufnahmen untersucht (GÖHREN, 1970; RENGER, 1974). Die Seegangsverhältnisse auf Wattflächen im Elbmündungsgebiet und die Veränderungen der Wellenkennwerte beim Einlaufen in die Flachwasserbereiche wurden von GÖHREN (1971) beschrieben. Des Weiteren wurden die Strömungsverhältnisse im Neuwerker Watt an 236 zum Teil ortsfesten Stationen über eine Dauer von durchschnittlich 14 Tagen beobachtet (GÖHREN, 1969; GÖHREN, 1974b). Ähnliche Untersuchungen zu Strömungen in ausgedehnten Flachwasserbereichen vor Amrum, Süderoogsand, Eiderstedt, Trischen und Knechtsand sind in GÖHREN (1974a) zusammengefasst.

In den Jahren 1977 bis 1981 thematisierten verschiedene Forschungsvorhaben des „Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen“ (KFKI) die Schlickbildung auf Wattflächen. REINECK & SIEFERT (1980) untersuchten im Sahlenburger und Neuwerker Watt die Zusammensetzung der Oberflächensedimente. Entlang zweier Profile von etwa 2 km Länge wurden im zeitlichen Abstand von ca. 14 Tagen an verschiedenen Entnahmestellen der Schluff- und Tongehalt ermittelt. In der Nähe der Profile wurden Strömungs- und Windparameter sowie Seegang und Wasserstände aufgezeichnet und die Veränderungen in der Zusammensetzung der Oberflächensedimente mit bestimmten Windlagen korreliert.

Ein weiteres Untersuchungsgebiet zur Analyse der Schlicksedimentation war die Dithmarscher Bucht (FIGGE, 1984). Neben der Bestandaufnahme der vorhandenen Wattsedimente, der Untersuchung der geomorphologischen Veränderungen sowie der Ermittlung der tidodynamischen und meteorologischen Randbedingungen auf der Basis vorhandener Datensätze wurde erstmals die Fernerkundung als Hilfsmittel in der Wattforschung eingesetzt (WIELAND, 1984). Im Rahmen der Untersuchungen in der Dithmarscher Bucht spielten Feldmessungen nur eine untergeordnete Rolle.

1978 wurde im KFKI die Projektgruppe „Morphologische Analysen Nordseeküste“ (MORAN) gebildet, die eine Untersuchung von Veränderungen im deutschen Nordsee-Küstenvorfeld über verschiedene Zeiträume vornahm. Auf der Basis vorhandener bathymetrischer Datensätze wurden für verschiedene Testfelder Parameter zur mathematischen Beschreibung der Höhenänderungen über verschiedene Vergleichszeiträume bestimmt. In der Pilotstudie wurden das geschützte Rückseitenwatt Norderneys, das zur Nordsee offene Knechtsandwatt sowie das durch kleinere Bänke geschützte Watt der Meldorfer Bucht untersucht (SIEFERT, 1983). In den Folgejahren wurden weitere Flächen hinzugezogen, wobei eine Unterschei-

dung in brandungsfreies Watt, Watt mit Prielen, Brandungswatt und Randwatt erfolgte (SIEFERT, 1987; SCHÜLLER & HOFSTEDE, 1992). Nach dem MORAN-Verfahren leiten sich für die Teilgebiete Umsatz- und Bilanzhöhen ab, die die morphologische Aktivität beschreiben. In späteren Arbeiten wurde das Verfahren auf Teilgebieten des Eider- und Elbeästuars angewendet (HOFSTEDE, 1991, GÖNNERT, 1995).

Bis zu Beginn der 1970er Jahre waren Suspensionsmessungen nur durch Messungen mit manueller Gerätebedienung von Schiffen oder Plattformen aus möglich, deren zeitliche Auflösungen aber gering waren. Im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Programms „Sandbewegung im deutschen Küstenraum“ wurde ein automatisches Schwebstoff-Dauermessgerät für den Einsatz im Wattenmeer entwickelt (GÖHREN, 1973). Bei dem Verfahren wurden über die Dauer von fünf Minuten Proben von 20 Liter Volumen in einer Höhe von 0,30 m über der Wattsohle in einen Behälter gepumpt, in dem sich die in der Wasserprobe enthaltenen Schwebstoffe absetzen konnten. Nach 55 Minuten wurde der Suspensionsanteil photographisch ermittelt. Die Geräte und die Energieversorgung wurden auf Messplattformen im Watt installiert. Erste gemessene Zeitreihen wiesen jedoch noch erhebliche Datenlücken auf. DÜCKER (1982) unternahm zum ersten Mal umfangreiche Untersuchungen zu Suspensionsgehalten in Wattgebieten und führte im Rahmen eines Messprogramms im Watt von Scharhörn parallel zu Schwebstoffmessungen Strömungs-, Seegangs- und Windmessungen durch. Fokus der Arbeit war der Einfluss des Windes auf die Veränderungen der Suspensionskonzentrationen auf dem Watt unter besonderer Berücksichtigung des Seegangs. Brandungsbeaufschlagte Watten zeigten sich dabei als wesentliches Entstehungsgebiet von Suspensionen, die dann mittels der Tideströmung versetzt wurden. Bis zum Einsetzen der Brandung stieg die Konzentration linear mit der Windgeschwindigkeit, danach überproportional mit der dritten Potenz der Windgeschwindigkeit.

In der Mitte der 1980er Jahre wurden zum ersten Mal aussagekräftige Ergebnisse über die numerische Modellierung von Strömungen und Sedimenttransport in Wattgebieten veröffentlicht. Diese Untersuchungen umfassten im Wesentlichen die tieferen Wattströme im südlichen nordfriesischen Wattenmeer, wobei das Sedimenttransportmodell auf vereinfachten empirischen Ansätzen beruhte (HEYER ET AL., 1986).

Im deutsch-niederländischen Forschungsvorhaben „Wadden Sea morphological development due to the acceleration of relative sea-level-rise“ (WADE) wurden aus einer Untersuchung von Tidebecken u.a. an der ostfriesischen Küste sowie der Dithmarscher Bucht morphodynamische Gleichgewichtsbedingungen abgeleitet. Aus den hydrologischen und morphologischen Randbedingungen eines Wateinzugsgebietes erfolgte eine Parametrisierung der morphologischen Strukturen, die die hydrodynamisch-morphologische Wechselwir-

kung beschreibt. Diese empirisch-funktionellen Zusammenhänge wurden anhand von Naturdaten überprüft (SCHRÖDER, 1994). Die Gleichgewichtsbedingungen sind ein Indikator für das mittelfristige morphodynamische Verhalten der untersuchten Gebiete. Ihr Prognosewert ist jedoch insofern begrenzt, als dass sie keine Aussage ermöglichen, wann eine Wiederherstellung des Gleichgewichts bei veränderten Randbedingungen, wie einem Anstieg des Meeresspiegels, erfolgt ist und welche Zwischenzustände dabei eintreten können (NIEMEYER ET AL., 1995, NIEMEYER, 2000).

Das übergeordnete Ziel des KFKI-Projektes „Predictions of Medium-Scale Morphodynamics“ (PROMORPH) lag darin, prozessorientierte Modellsysteme zur Simulation der mittelskaligen Morphodynamik im Küstengebiet zu entwickeln, zu kalibrieren, zu validieren und anzuwenden und dabei Feldmessungen in numerische Simulationen zu integrieren. Arbeitsgebiet war die zentrale Dithmarscher Bucht zwischen Elbe- und Eiderästuar. Die Messungen fanden dabei hauptsächlich in Querschnitten der Wattströme Piep, Norderpiep und Süderpiep mit Wassertiefen bis zu 20 m statt. Ergänzt wurden diese Zeitreihen durch mehrere ortfesten Stationen verteilt in flacheren Abschnitten des Untersuchungsgebietes. Es zeigte sich, dass die während der verschiedenen Messkampagnen erhobenen Daten erheblich zur Verbesserung der Modellergebnisse beigetragen haben. Insbesondere bei den bodennahen Prozessen der Sedimentdynamik sowie bei der Morphodynamik der trockenfallenden Wattflächen blieben jedoch weiterhin Wissenslücken bestehen (MAYERLE & ZIELKE, 2005).

Das KFKI-Projekt BELAWATT („Die hydrodynamische Belastung von Wattgebieten“) untersuchte den Einfluss der Hydrodynamik auf den Sedimenttransport im Untersuchungsgebiet Hörnummer Tidebecken. Als Plattformen für Langzeit-Beobachtungen hydrodynamischer Größen dienten ein im Watt fixierter Messpfahl, ein am Boden installiertes Strömungsmessgerät, eine Boje zur Seegangsmessung sowie ein Wellenmess-Radar an Land. Die Hydrodynamik-Zeitreihe von November 1999 bis Oktober 2001 war die Basis für die weiteren Arbeiten, in deren Rahmen mittels eines numerischen Modells die Sohlschubspannungen im Untersuchungsgebiet berechnet wurden. Eine hydrodynamische Belastungs-Kenngröße, die das Sedimentregime im Hörnummer Tidebecken beschreibt und deren Suche eines der Ziele des Projektes war, konnte in BELAWATT jedoch nicht ausfindig gemacht werden (EPPEL ET AL., 2006).

Nach der Einführung von Fächerecholotpeilungen zur bathymetrischen Vermessung und von luftfahrzeuggestützten Laserscanneraufnahmen zur topographischen Erfassung von Flächen des Wattenmeeres, erhöhte sich die räumliche Dichte der aufgezeichneten Daten enorm. Insbesondere durch die Befliegungsdaten konnten dabei zudem größere Gebiete erfasst werden. Im Zuge der Beweissicherung der Fahrrinnenanpassung der Elbe sind beispielswei-

se regelmäßige Laserscannerbefliegungen der Wattgebiete entlang des Ästuars sowie in der Mündung auferlegt, so dass sich die zeitliche Auflösung der Datensätze ebenfalls erhöht. Jüngere Arbeiten im Themenbereich der Morphodynamik von Wattflächen setzen den Schwerpunkt dementsprechend auf die Verarbeitung großer digitaler Datensätze (DOROW & MILBRADT, 2008; BRZANK ET AL., 2009).

Im Rahmen des ebenfalls durch das KFKI geförderten Projektes „Identifikation morphologischer Tendenzen und Geschwindigkeiten im Küstennahbereich (ImTG)“ werden neue numerische Auswerteverfahren auf vorhandene Vermessungsdaten der letzten Jahre angewendet, um so einen Erkenntniszugewinn zu den großräumigen morphodynamischen Gestaltungsvorgängen an der deutschen Nord- und Ostseeküste zu erhalten (DOROW & MILBRADT, 2008). In diesem Projekt werden Verfahren zur Identifikation und Bewertung von morphologischen Geschwindigkeiten und Tendenzen auf der Basis von bathymetrischen Vermessungsdaten entwickelt und implementiert. Der Unterschied zu ähnlichen, früheren Projekten ergibt sich aus der Auswertung räumlich höher auflösender Datensätze. Ein Projektgebiet erstreckt sich über die im Elbemündungstrichter nördlich der Fahrrinne gelegenen Wattflächen bis zur Höhe der Wattwasserscheide Friedrichskoog-Trischen. Die Ergebnisse des laufenden Projektes sollen später dazu verwendet werden, datenbasierte Prognoseverfahren zu entwickeln und Validierungsdaten für prozessbasierte morphodynamische Simulationsmodelle bereitzustellen.

BRZANK ET AL. (2009) beschreiben einen neuen Arbeitsablauf zur Erstellung von hochgenauen digitalen Geländemodellen (DGM) aus luftfahrzeuggestützten Laserscannerdaten für Wattgebiete. Durch die Klassifikation von Wasserpunkten sowie die Strukturlinienextraktion, wird die Erfassung von Priel- und Rinnensystemen möglich, die zum Zeitpunkt der Aufnahmen Wasser führen. In diesen Bereichen können die Höheninformationen dann durch Peildaten ergänzt werden. Durch einen Vergleich mehrerer so berechneter digitaler Geländemodelle können morphologische Veränderungen im Wattenmeer ermittelt werden.

BARTHOLOMÄ ET AL. (2009) untersuchten den Transport suspendierter Sedimente im Wattenmeer auf der Basis von Messungen im Seegat westlich von Spiekeroog. Die Messungen wurden dabei von einem Pfahl am östlichen Rand der Otzumer Balje aus durchgeführt. Von den Sedimentbilanzen im Querschnitt dieses Seegats auf Höhe des Messpfahls wurde auf saisonale Schwankungen der Konzentrationen suspendierter Sedimente sowie den Einfluss von Extremereignissen geschlossen. So wurde die unter normalen Bedingungen für Seegaten typische Ebbdominanz während zweier aufgezeichneter Sturmereignisse neutralisiert bzw. sogar umgekehrt. Die am Messpfahl aufgezeichneten Daten wurden zudem zur Kali-

brierung und Validierung numerischer Modelle, die den Schwebstofftransport im ostfriesischen Wattenmeer untersuchen, eingesetzt (LETTMANN ET AL., 2008).

Dadurch, dass ein großer Teil der Niederlande unter dem Meeresspiegel liegt, kommt der morphologischen Entwicklung und dem Sedimenthaushalt im Küstenvorfeld eine besondere Bedeutung zu. Die Hydrographie und die Morphodynamik des Wattenmeeres sind seit vielen Jahren fester Bestandteil der Forschung im Küsteningenieurwesen in den Niederlanden. Eine allgemeine Beschreibung der Hydrographie des Wattenmeeres, die neben den niederländischen auch deutsche und dänische Wattflächen umfasst, lieferte POSTMA (1982). Zentraler Bestandteil sind dabei die Seegaten, die eine wichtige Rolle bei dem Sandaustausch zwischen der holländischen Küste und dem Wattenmeer spielen. Eine umfangreiche Studie zur Entwicklung, zum Verhalten sowie zu den physikalischen Prozessen von Seegaten wurde von ELIAS (2006) am Beispiel des Seegats von Texel angefertigt. Dabei werden sowohl die langfristige Entwicklung vom 16. Jahrhundert bis heute als auch detaillierte Analysen hydrodynamischer und morphodynamischer Prozesse über kürzere Zeitskalen beschrieben und dabei historisches Karten- und Datenmaterial, numerische Modelle sowie die Ergebnisse umfangreicher Feldmessungen berücksichtigt.

Eine allgemeine Beschreibung der Dynamik von Küstensystemen, die zahlreiche Beispiele aus dem niederländischen Küstengebiet enthält, ist in DRONKERS (2005) zu finden.

In Veröffentlichungen sind Messungen auf niederländischen Wattflächen nur selten zentrales Thema. So beschreiben z.B. DYER ET AL. (2000) eine Messkampagne über wenige Tiden auf Schlickwattflächen des Dollarts, in der Strömungsparameter und Schwebstoffkonzentrationen in verschiedenen Höhen aufgezeichnet wurden. Es wurde festgestellt, dass die Ebbestromdominanz des Sedimenttransportes im untersuchten Bereich bei höheren Windgeschwindigkeiten zunahm. In windreichen Perioden führt lokale Erosion im Allgemeinen zu einem seewärts gerichteten Transport. In ruhigen Perioden ist der Nettotransport dabei wegen der Ablagerungs- und Aufnahmeverzögerung der Sedimente landwärts gerichtet (RIDDERINKHOF, 2000). Da der Ebbestrom bei ruhigen Windbedingungen nicht in der Lage ist, alle kurz zuvor abgelagerten Sedimente zu resuspendieren und zu transportieren, findet selbst im ebbestromdominierten Dollart während dieser Phasen Sedimentation statt (DYER ET AL., 2000).

HAAS & EISMA (1993) sowie RIDDERINKHOF ET AL. (2000) beschreiben, dass Sturmfluten die Konzentrationen suspendierter Sedimente und den seewärtigen Transport im Ems-Dollart-Ästuar ansteigen lassen. Für die langfristige Sedimentbilanz sind Veränderungen des Sedimentangebotes eine wichtige Einflussgröße. Alle Untersuchungen im Ems-Dollart-Bereich

zeigen, dass Erosion, Transport und Deposition von vielen veränderlichen Parametern abhängen.

Weiterer Bestandteil vieler aktueller Untersuchungen im niederländischen Raum sind die Verteilung von erodierten Sedimenten in den Tidebecken und die Transportbilanzen durch die Seegaten (z.B. VAN DE WAAL, 2007; VAN GEER, 2007; CHU, 2009). Ziel ist dabei, Prognosen über die mittel- bis langfristige Entwicklung des niederländischen Wattenmeeres geben zu können.

Auch in aktuellen Studien zum dänischen Wattenmeer wird die Entwicklung von Tidebecken und Seegaten auf der Basis vorhandener Daten und numerischer Modelle auf größeren räumlichen Maßstäben untersucht (BARTHOLDY, 2006). Räumlich und zeitlich detaillierter sind Untersuchungen zum Transport suspendierter Sedimente auf intertidalen Flächen sowie zu damit einhergehenden Höhenänderungen der betrachteten Gebiete z.B. im Schlickwatt des Tidebeckens des Lister Tiefs. ANDERSEN & PEJRUP (2001) stellten fest, dass Sturmereignisse mit größeren Wellen Sedimente erodieren, in Schwebe halten und letztlich seawärts transportieren. CHRISTIANSEN ET AL. (2006) fanden heraus, dass die Asymmetrie der Tideströmung, die durch Windgeschwindigkeiten zwischen 4 m/s und 12 m/s verursacht wird, den resultierenden Sedimenttransport auf einer Wattfläche bestimmt. Viele der Studien im dänischen Wattenmeer, insbesondere im Rückseitenwatt von Rømø, legen ihren Schwerpunkt allerdings auf biogene Aspekte (ANDERSEN & PEJRUP, 2001; ANDERSEN & PEJRUP, 2002).

Auf einer intertidalen Fläche in der zentralen San Francisco Bucht untersuchten TALKE & STACEY (2008) den Transport suspendierter Sedimente unter dem Einfluss von Wellen, Wind, Tide und Oberwasserabfluss. Im Rahmen einer viertägigen Messkampagne wurden während eines durch eine Kaltfront verursachten Starkwindereignisses Strömungsgeschwindigkeiten, bodennahe Sedimentkonzentrationen und Salzgehalte aufgezeichnet. Der Transport suspendierter Sedimente wurde dabei im Allgemeinen durch die Tide und die dadurch induzierten Strömungsgeschwindigkeiten kontrolliert. Bei normalen Wetterverhältnissen ergab sich der Sedimenttransport aus der Asymmetrie der Sedimentkonzentration über einen Tidezyklus. Während des Starkwindereignisses war der Transport durch erhöhte tidegemittelte Sedimentkonzentrationen und Strömungsgeschwindigkeiten dominiert.

Auf einer intertidalen Fläche in der Whitford Bucht in Neuseeland wurde von GREEN & COCO (2007) die seegangsdominierte Sedimentdynamik auf der Basis mehrtägiger Messungen untersucht. Dabei waren nicht ausschließlich die durch den Seegang induzierten Belastungen für das Sedimentregime verantwortlich, vielmehr konnten verschiedene Zonen ausgemacht werden, in denen Erosion oder Deposition überwogen. Insbesondere in den Berei-

chen, in denen Deposition vorgefunden wurde, beeinflussten Mangroven das Verhalten der Sedimente.

Die Morphodynamik von Wattflächen in Asien unterliegt starken saisonalen Schwankungen. So verursachen Monsunwinde eine deutliche jahreszeitliche Variabilität des Seegangs und der Strömungen, die in zahlreichen Arbeiten diskutiert wird (z.B. YANG ET AL., 2005; CHANG & FLEMMING, 2006). Eine detailliertere Untersuchung von Sohlformen und bodennahem Sandtransport auf der Basis von Messungen in der Natur wurde z.B. von JO & LEE (2008) auf einer Wattfläche an der Westküste Koreas vorgenommen. Während einer 17-tägigen Messkampagne wurden dabei Strömungsparameter sowie die Veränderungen der Sohlformen aufgezeichnet. Veröffentlichungen zu Langzeitmessungen auf diesen Wattflächen sind nicht bekannt.

Erste Ergebnisse einer Studie auf einer zur See offenen Schlickwattfläche an der Südküste Vietnams sind in ALBERS ET AL. (2010a) beschrieben.

3 Zielsetzung der Arbeit

In Kapitel 2 wird die thematische Veränderung der Forschungsschwerpunkte zur Morphodynamik von Wattflächen in den vergangenen Jahrzehnten sichtbar. Motiviert durch ein Hafenbauprojekt wurden von Mitte der 1960er Jahre bis Anfang der 1980er Jahre umfangreiche Messungen an wechselnden Positionen im Watt zwischen Cuxhaven und Scharhörn durchgeführt. Dabei wurden zunächst die großräumigen Strömungs- und Seegangsverhältnisse ermittelt. Aus messtechnischen Gründen wurden erst ab Ende der 1970er Jahre Zeitreihen von Konzentrationen suspendierter Sedimente aufgezeichnet.

Nach Abschluss dieser Projekte standen die Analyse langfristiger Entwicklungen von Wattflächen sowie daraus abgeleitete Prognosen zukünftiger Veränderungen auf der Basis großräumiger bathymetrischer und topographischer Datensätze im Vordergrund. Dieses Interesse ist bis heute erhalten geblieben. Der Schwerpunkt liegt jedoch seit einigen Jahren auf der digitalen Verarbeitung der durch neue Verfahren in der räumlichen Auflösung erheblich verbesserten Daten.

Nach Etablierung numerischer Modelle wurde die Morphodynamik von Wattflächen ab Mitte der 1990er Jahre hauptsächlich anhand von Computersimulationen studiert. Untersuchungsgebiete waren dabei stets große Tidebecken. Messungen in der Natur erfolgten in kurzen Messkampagnen im Bereich der Seegaten zur Erstellung von Randbedingungen für die Modelle, sowie zu deren Kalibrierung und Verifizierung.

Im Allgemeinen ist die räumliche Auflösung der numerischen Modelle zu gering, um morphodynamische Prozesse auf einzelnen Teilflächen der Untersuchungsgebiete detailliert zu betrachten und in Abhängigkeit verschiedener Randbedingungen zu analysieren. Zudem variiert die Qualität der in den Modellen implementierten Sedimenttransportansätze bei verschiedenen Randbedingungen (BAYRAM ET AL., 2001; DAVIES ET AL., 2002; CAMENEN & LARROUDÉ, 2003). Es kommen letztlich die Ansätze zur Anwendung, die über das gesamte Modellgebiet gesehen zu den besten Ergebnissen führen (WINTER ET AL., 2005). Nicht zuletzt wegen der geringen räumlichen und zeitlichen Auflösung der Daten, die zur Kalibrierung und Verifizierung herangezogen werden können, sind Aussagen zur morphologischen Veränderung von kleineren Teilflächen des Wattenmeeres nicht möglich. Des Weiteren behandeln die beschriebenen Studien abgeschlossene Tidebecken. Eine Übertragbarkeit auf zur See offene Wattflächen oder Ästuarwatten ist fraglich.

Sowohl in der Erfassung der bathymetrischen Strukturen des Wattenmeeres als auch in der Verarbeitung dieser Daten sind in den letzten Jahren Fortschritte erzielt worden. In einigen der beschriebenen Forschungsvorhaben decken die Projektgebiete die in dieser Untersuchung behandelten Flächen im Mündungsgebiet der Elbe ab (DOROW & MILBRADT, 2008). Aufgrund der geringen zeitlichen Auflösung der vorliegenden bathymetrischen Datensätze können jedoch lediglich Aussagen über morphologische Veränderungen auf größeren Zeitskalen gemacht werden. So werden Laserscannerbefliegungen etwa alle zwei bis vier Jahre durchgeführt. Veränderungen, die langsam ablaufen, können durch Verfahren der Fernerkundung somit erfasst werden. Als Beispiele hierfür sind die Verlagerung des Klotzenloches oder der Medemrinne zu nennen. Zwischen den einzelnen Aufnahmen stattfindende morphologische Veränderungen können nur teilweise oder gar nicht erfasst werden. So können keine Aussagen zum Einfluss verschiedener Wetterlagen oder Ereignisse auf die Bathymetrie des Wattenmeeres bzw. zur reversiblen Verlagerung kleinerer Wattströme und Prielsysteme gemacht werden.

Am ehesten sind die frühen Untersuchungen auf der Basis von Messungen in der Natur dazu geeignet, die morphodynamischen Prozesse auf Wattflächen zu analysieren. Aus messtechnischen Gründen ist die zeitliche Auflösung der Daten jedoch gering. Messungen der Konzentrationen suspendierter Sedimente bei gleichzeitiger Aufzeichnung anderer relevanter Parameter fanden nur über kurze Zeiträume und lokal begrenzt statt. Eine Aussage darüber, welche Auswirkungen der Sedimenttransport letztlich auf die Wattstrukturen hat, ist wegen fehlender bathymetrischer Daten nicht möglich.

Gleiches gilt für die Untersuchungen von DYER ET AL. (2000), RIDDERINKHOF ET AL. (2000), ANDERSEN & PEJRUP (2001), CHRISTIANSEN ET AL. (2006) oder TALKE & STACEY (2008), die Aussagen über dominierende Mechanismen des Sedimenttransportes auf Wattflächen sowie den Einfluss von starken Winden oder Stürmen auf der Basis kurzer Messkampagnen treffen.

Numerische Simulationen oder langzeitliche Auswertungen von Höheninformationen von Wattgebieten können zufriedenstellende Ergebnisse zur großräumigen Morphodynamik dieser Flächen liefern. Defizite bestehen jedoch beim Kenntnisstand zu morphodynamischen Prozessen auf kleineren Raum- und Zeitskalen. Eine Verbesserung der Beschreibung dieser Prozesse auf der Basis längerer Zeitreihen hochauflösender Messungen in der Natur kann die Qualität der numerischen Modelle erhöhen. Durch Aussagen zur Rolle von Ästuarwatten als Quelle oder Senke für Sedimente sowie zu Einflüssen, die die Morphodynamik von Wattgebieten temporär verstärken, kann das Sedimentmanagement in Tideflüssen angepasst werden.

Aus dem Wunsch, einen Beitrag zur Schließung dieser Wissenslücken zu leisten und das Verständnis morphodynamischer Prozesse auf Wattflächen zu verbessern, leiten sich die Ziele dieser Arbeit ab:

- Zusammenfassung der wichtigsten Prozesse des Sedimenttransportes auf Wattflächen.
- Beschreibung der geologischen und morphologischen Eigenschaften des ausgewählten Untersuchungsgebietes einschließlich einer Betrachtung der Langzeitentwicklung.
- Hochauflösende Langzeitmessungen von Konzentrationen suspendierter Sedimente, Strömungsparametern, Seegang und Wasserständen auf der gewählten Ästuarwattfläche.
- Regelmäßige Peilungen im Untersuchungsgebiet.
- Auswertung der aufgezeichneten morphologischen Veränderungen über den Untersuchungszeitraum einschließlich verallgemeinernder Aussagen zur Veränderung von Wattstrukturen unter verschiedenen Randbedingungen.
- Analyse der aufgezeichneten Daten hinsichtlich der Sedimenttransportprozesse im Wattenmeer unter dem Einfluss verschiedener Randbedingungen.
- Identifizierung von Einflüssen, die auf Wattflächen eine erhöhte Schwebstoffdynamik induzieren und eine beschleunigte Morphodynamik hervorrufen.
- Bewertung der Qualität bestehender Ansätze zur Berechnung von Sedimenttransportraten auf Wattflächen einschließlich Verwendungshinweise zur Optimierung numerischer Modelle.
- Aussagen zur Optimierung zukünftiger Messprogramme im Wattenmeer hinsichtlich der zeitlichen und räumlichen Auflösung basierend auf der Betrachtung der Langzeitentwicklung und der Messungen in der Natur.

4 Sedimenttransport auf Wattflächen

Fragestellungen des Sedimenttransportes im Küstenbereich sind auch heute nach vielen Jahren der Forschung noch nicht vollständig beantwortet. Besonderheiten ergeben sich hier durch dreidimensionale, instationäre und ungleichförmige Strömungsvorgänge, die zusätzlich durch Seegang beeinflusst werden. Komplexe Wechselwirkungen zwischen Strömungs- und Seegangseinflüssen und der Oberfläche des Wattbodens inklusive der dort vorhandenen biogenen Effekte erschweren eine eindeutige Beschreibung.

In tidebeeinflussten Bereichen ist der Transport von Sedimenten neben Gezeiten- und Seegangskräften auch von Sedimentation und Ablagerung, von Festigung und Konsolidierung des Bodens sowie von Resuspension und im Falle von kohäsiven Sedimenten von Flockenbildung abhängig (Abbildung 1). Diese Faktoren werden von biologischen und chemischen Prozessen, meteorologischen Randbedingungen sowie im Falle von Ästuaren vom Oberwasserabfluss beeinflusst (Jl, 2008).

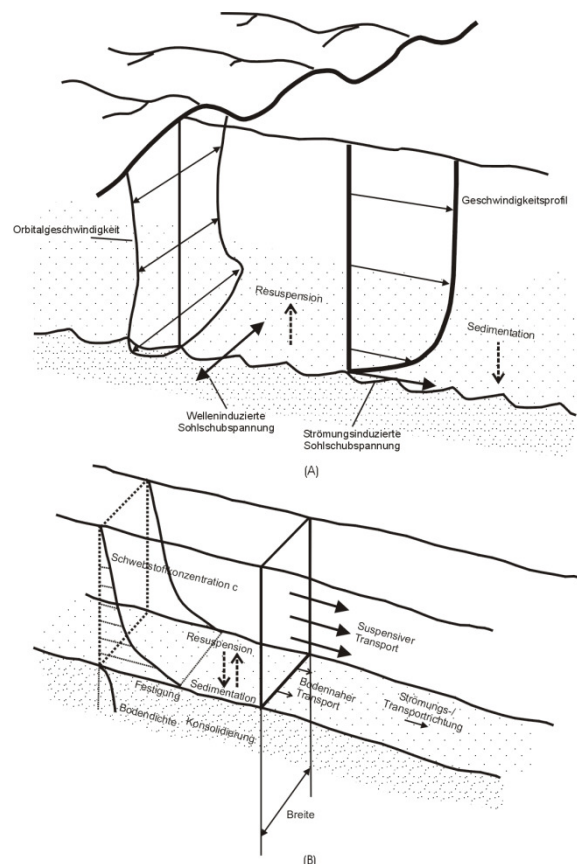


Abbildung 1: Teilprozesse des Sedimenttransportes sowie Profile der Strömungsgeschwindigkeit, der Sedimentkonzentration und der Bodendichte über die Tiefe (nach SOULSBY, 1997)

Um Sedimenttransport in Gewässern zu induzieren, muss eine bestimmte Belastungsgrenze in Form einer Sohlschubspannung überschritten sein. Diese wird auch als kritischer Zustand bezeichnet und stellt eine zentrale Fragestellung für den Sedimenttransport dar. Kritische Zustände sind durch

- den Beginn der sohlnahen Bewegung und
- den Beginn der Aufwirbelung

bestimmt (ZANKE, 1982).

Beim Sedimenttransport kann zwischen zwei verschiedenen Bewegungsarten differenziert werden, zwischen denen der Übergang fließend ist (VAN RIJN, 2005):

- Geschiebetransport: Sedimente bewegen sich in direkter Bodennähe. Sobald die Sohlschubspannung einen kritischen Wert übersteigt, werden die Sedimente rollend oder in Sprüngen transportiert (Saltation) und behalten dabei Bodenkontakt oder lösen sich nur kurzfristig vom Boden. Sehr große Sedimente (größer als Kies) werden rollend, Sandteilchen in Sprüngen transportiert, wobei eine Schicht mit der Dicke von etwa zehn Teilchendurchmessern daran beteiligt ist.
- Transport in Suspension: Sedimente befinden sich fast ausschließlich in der Wassersäule. Suspensiver Transport ist umso wahrscheinlicher, je kleiner das Verhältnis von Sinkgeschwindigkeit zu Schubspannungsgeschwindigkeit ist.

Feinkörnige Sedimente können sowohl als Geschiebe als auch in Suspension transportiert werden, wobei jedoch der Suspensionstransport überwiegt (ZANKE, 1982).

Sohlformen wie Riffel und Dünen weisen auf eine häufige bzw. dauerhafte Überschreitung des kritischen Zustands hin. In einigen Bereichen an der Küste wird diese Schwelle nur während extremer Ereignisse wie Sturmfluten überschritten und es kommt dann zu plötzlichen Änderungen der Bathymetrie. Reichen die Belastungen an der Sohle nicht aus, um Sedimente in Bewegung zu setzen, können sich Schwebstoffe absetzen, was über längere Zeiträume zu einer Verlandung bzw. Verschlickung der betreffenden Gebiete führt.

Ziel einer mathematischen Beschreibung der Prozesse des Sedimenttransportes ist die Berechnung der Gesamtsedimentfracht. Dabei können beide Teiltransportarten separat berechnet und zum Gesamttransport addiert oder direkt der Gesamttransport über eine allgemeine Beziehung ermittelt werden.

Eine universelle Sedimenttransportformel, die für alle denkbaren Belastungsfälle Gültigkeit besitzt, gibt es aufgrund der Vielzahl der einfließenden und interagierenden Parameter nicht. Vielmehr sind einige mathematische Beschreibungen für spezielle Untersuchungsgebiete

und Randbedingungen passender als andere. Demnach ist ein umfangreicher Vergleich von Berechnungsergebnissen und gemessenen Daten erforderlich, um festzustellen, ob eine Formel korrekte Ergebnisse für die relevanten Belastungsfälle liefert (CAMENEN & LARROUDÉ, 2003).

4.1 Bewegungsbeginn von Sedimenten

Der Bewegungsbeginn von Sedimenten tritt ein, sobald die auf ein einzelnes Partikel wirkenden Kräfte des umgebenden Fluids die haltenden Kräfte, die sich aus der Gewichtskraft des Partikels und den Reibungskräften der Partikel untereinander ergeben, überwiegen. Kohäsive Kräfte sind relevant, wenn der Boden einen nennenswerten Anteil an Schluff- und Tonpartikeln enthält.

Der kritische Zustand, bei dem Sedimentbewegung beginnt, kann grundsätzlich auf zwei verschiedene Weisen beschrieben werden:

- auf Grundlage einer Strömungsgeschwindigkeit oder
- auf Basis der Schubspannung oder Schubspannungsgeschwindigkeit

Eine bis heute sehr häufig genutzte Grundlage für Untersuchungen zum Bewegungsbeginn von Sedimenten geht auf Experimente von Shields aus dem Jahr 1936 zurück. In einer neigbaren hölzernen Rinne mit 80 cm breitem Rechteckquerschnitt wurden verschiedene Schwerspatsorten und Braunkohle untersucht. Zur Untersuchung weiterer Schwerspatsorten und von Bernsteinproben wurde eine 40 cm breite neigbare Glasrinne verwendet (SHIELDS, 1936).

Der Shieldsparameter θ_c beschreibt die auf den Durchmesser bezogene relative Stabilität des Einzelkorns im Gefüge und stellt eine allgemeine Bedingung für den Bewegungsbeginn von Sedimenten dar.

$$\theta = \frac{\tau_B}{(\rho_s - \rho)gd} \geq \theta_c \quad (1)$$

θ = Dimensionsloser Mobilitätsparameter [-]

τ_B = Sohlschubspannung [N/m²]

ρ_s = Sedimentdichte [kg/m³]

ρ = Dichte des Fluids [kg/m³]

g = Erdbeschleunigung [m/s²]

d = Korndurchmesser [m]

Der Shieldsparameter wurde empirisch vielfach untersucht (z.B. VOLLMERS & PERNECKER, 1967; GRASS, 1970; BONNEFILLE, 1963 in ZANKE, 1982) und ist im Wesentlichen vom dimensionslosen Teilchendurchmesser D_* abhängig.

$$D_* = \left(\frac{(\rho_s - \rho) g}{\rho v^2} \right)^{1/3} d \quad (2)$$

ν = Kinematische Viskosität [m²/s]

Die Parametrisierung der Shieldskurve erfolgt nach Tabelle 1 (VAN RIJN, 1993).

Tabelle 1: Parametrisierung der Shieldskurve

$\theta_c = 0,24D_*^{-1}$	für	$1 \leq D_* \leq 4$
$\theta_c = 0,14D_*^{-0,64}$	für	$4 \leq D_* \leq 10$
$\theta_c = 0,04D_*^{-0,1}$	für	$10 \leq D_* \leq 20$
$\theta_c = 0,013D_*^{0,29}$	für	$20 \leq D_* \leq 150$
$\theta_c = 0,055$	für	$D_* \geq 150$

Abbildung 2 zeigt die nach Shields berechnete, für den Bewegungsbeginn erforderliche Schubspannung für Feinsand bis Grobsand, also für die Sedimente, die hauptsächlich auf den zu untersuchenden Wattflächen vorkommen. Die Knicke und Sprünge im Graphen zeigen, dass die Parametrisierung nicht stetig ist. Der Abbildung kann entnommen werden, dass für feinere Sedimente als Feinsand eine Mindestschubspannung von 0,154 N/m² erforderlich ist. Für kleinere Partikel nimmt somit der Shieldsparameter zu. Diese festere Bindung sehr feiner Sedimente kommt durch kohäsive Kräfte zustande, die elektrodynamischen, chemischen oder physikalischen Ursprungs sein können. Für den Bewegungsbeginn nichtkohäsiver Sedimente sind ihre Dichte sowie der Korndurchmesser maßgebend.

Einige Ansätze zum Bewegungsbeginn geben auch direkt die kritische Strömungsgeschwindigkeit an. Diese Untersuchungen sind in der Regel empirischer Natur. In vielen praktischen Fällen ist die Berechnung der kritischen Geschwindigkeit zur Abschätzung des kritischen Zustandes der Sohle anwendbar, wobei aber die Ergebnisse oftmals nur als Orientierungswerte anzusehen sind.

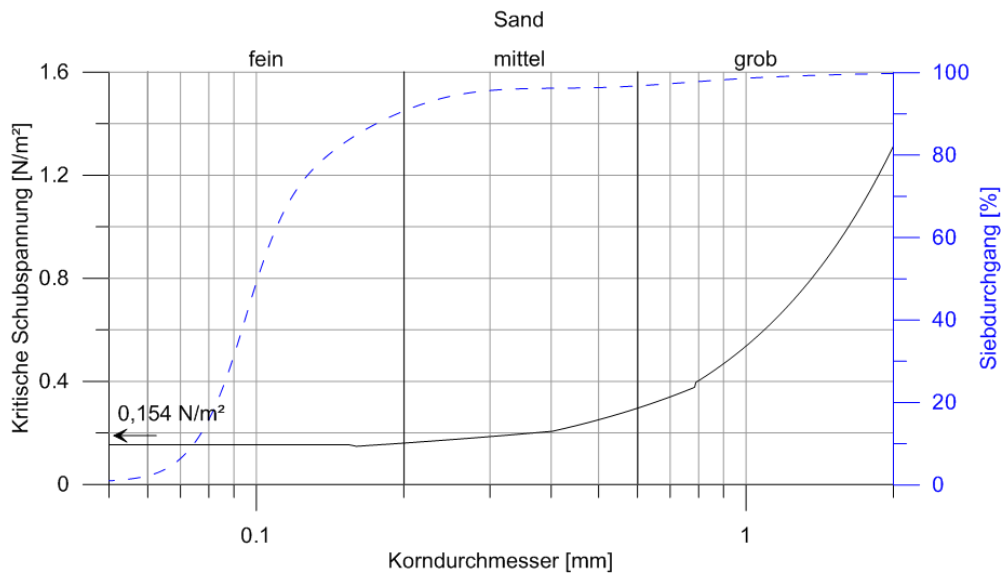


Abbildung 2: Kritische Schubspannung nach Shields

Nach ZANKE (1982) kann die über die Wassertiefe gemittelte kritische Geschwindigkeit \bar{u}_c nach folgender Gleichung 3 berechnet werden:

$$\bar{u}_c = 2,8 \cdot (\rho' g d)^{1/2} + 14,7 \frac{v}{d} \cdot c_A \quad (3)$$

$\rho' = (\rho_s - \rho) / \rho =$ Relative Dichte [-]

$c_A =$ Adhäsions-Koeffizient [-]

Darin stellt c_A den Einfluss der Adhäsion² dar. Adhäsion tritt bei Sedimenten der Flachlandflüsse auf, da diese auch bei größeren mittleren Partikeldurchmessern einen Teil sehr feinen Materials enthalten und somit die Wirkung von Bindekräften zwischen den Sedimentkörnern bereits früher einsetzt als bei entsprechenden Einkornsedimenten. Für natürliche Sande ist $c_A \cong 1$.

Gleichung 3 stellt dabei eine gute Annäherung an die Hjulström-Kurve dar, die bis heute eine der bekanntesten Darstellungen dieser Art ist und sich auf viele Messungen anderer Autoren stützt (ZANKE, 1982).

² Die Bestandteile eines Sandes (an der deutschen Nordseeküste hauptsächlich Quarz) können einen Wasserfilm in der Stärke einiger Moleküle an ihrer Oberfläche binden. An den Kontaktstellen benachbarter Partikel wirkt dabei eine Grenzflächenspannung, durch die sich die Körner gegenseitig anziehen. Auf die Randkörner an der Oberfläche der Sohle wirkt so eine haltende Kraft in Richtung auf die Sohle (ZANKE, 1982).

In Abbildung 3 ist die kritische Strömungsgeschwindigkeit nach Zanke graphisch dargestellt. Die in blauer Farbe eingezeichnete Sieblinie aus dem Untersuchungsgebiet Neufelder Watt kennzeichnet eine typische Korngrößenverteilung eines Sandwatts.

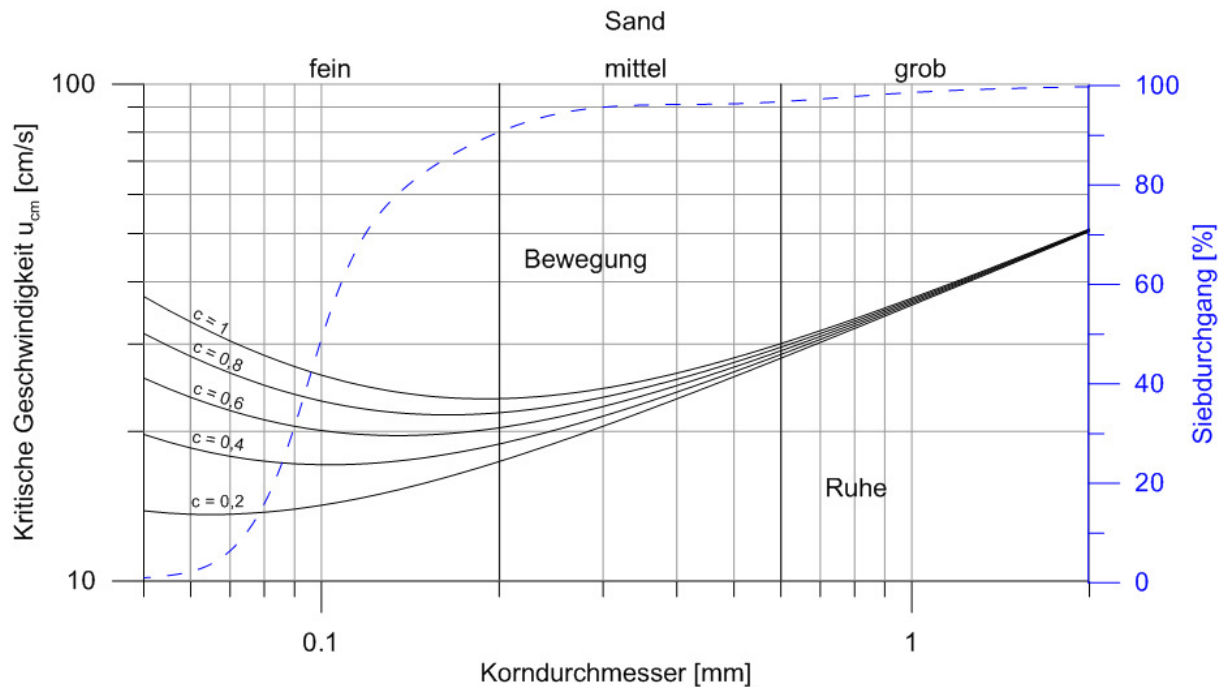


Abbildung 3: Kritische Strömungsgeschwindigkeiten nach Zanke (1977, in ZANKE, 1982)

Unter Wellenbewegungen treten an der Sohle durch die oszillierenden instationären Strömungen Trägheitskräfte auf, die beim Bewegungsbeginn zusätzlich beachtet werden müssen (RAUDKIVI, 1982). Zur Bestimmung des Transportbeginns unter Seegangseinfluss entwickelten Komar & Miller (1975, in VAN RIJN, 1993) einen empirischen Ansatz zur Bestimmung der kritischen Orbitalgeschwindigkeit auf der Basis von Daten anderer Autoren. Die Gleichungen

$$\frac{u_B^2}{\rho'gd} = 0,21 \left(\frac{d_0}{d}\right)^{1/2} \quad \text{für } d < 0,5 \text{ mm} \quad (4)$$

und

$$\frac{u_B^2}{\rho'gd} = 1,45 \left(\frac{d_0}{d}\right)^{1/4} \quad \text{für } d \geq 0,5 \text{ mm} \quad (5)$$

u_B = Maximale Orbitalgeschwindigkeit [m/s]

d_0 = Durchmesser der Orbitalbahnen von Wellen an der Sohle [m]

sind in Abbildung 4 graphisch dargestellt. Die maximale Orbitalgeschwindigkeit und der Durchmesser der Orbitalbahnen an der Sohle werden beide nach der linearen Wellentheorie berechnet. Abbildung 4 zeigt die sohlnahen kritischen Orbitalgeschwindigkeiten als eine

Funktion des Sedimentkorndurchmessers und der Wellenperiode T . Mit zunehmender Wellenperiode steigt auch die kritische Orbitalgeschwindigkeit. Auf den zu untersuchenden Wattflächen treten in der Regel Wellenperioden zwischen 1 s und 5 s auf, in seltenen Fällen Wellenperioden bis zu 10 s.

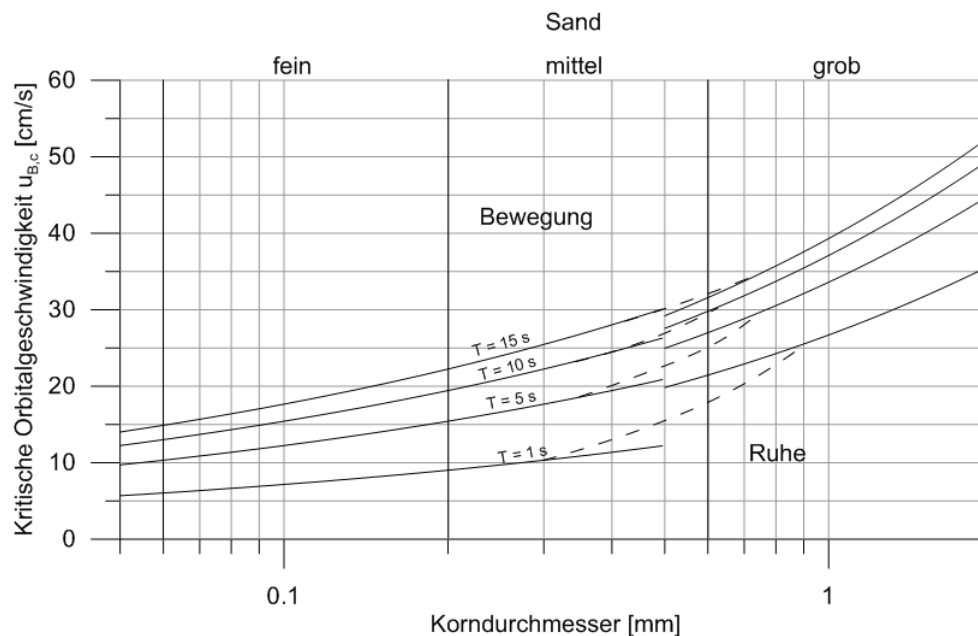


Abbildung 4: Beginn der Sedimentbewegung unter Wellen nach Komar & Miller (1975, in VAN RIJN, 1993)

Das Ausdrücken von Porenwasser aus der anstehenden Gewässersohle bei stetiger Sedimentation mit der einhergehenden Verdichtung und Setzung des Bodens wird als Konsolidierungsprozess bezeichnet. Die Konsolidierung bewirkt eine Zunahme der Dichte des Sediments mit zunehmender Sohlentiefe (vgl. Abbildung 1). Dabei nimmt der Widerstand der Sohle gegen Erosionsbeanspruchung zu und die für den Bewegungsbeginn kritische Strömungsgeschwindigkeit erhöht sich. Somit ist Kenntnis über den Konsolidierungsgrad des Bodens für die Berechnung des Sedimenttransportes von Bedeutung. Die Verdichtung des Bodens unter konstant bleibender Beanspruchung wird mit der Zeit immer langsamer. Der Prozess der Konsolidierung ist abgeschlossen, wenn das Korngerüst die Last vollständig trägt und der Porenwasserüberdruck zu einem hydrostatischen Druck geworden ist. Eine Einteilung des Konsolidierungsprozesses in verschiedene Phasen nahmen MIGNIOT ET AL. (1981) vor. In der 1. Konsolidierungsphase kommt es zur Auflösung der Flockenstruktur und zum Aufbau des Porenwasserdrucks, der in der folgenden 2. Konsolidierungsphase durch das Entweichen des Porenwassers abgebaut wird. Die Sedimente verdichten sich und die Erosionsstabilität nimmt zu. Die 3. Konsolidierungsphase setzt ein, wenn durch weitere Sedimentation die Auflast erhöht wird und eine zusätzliche Verdichtung stattfindet.

Die Konsolidierung ist neben der Auflast von der Durchlässigkeit des Bodens abhängig, da sie die Geschwindigkeit bestimmt, mit der das Porenwasser entweicht. Die Phaseneinteilung nach MIGNIOT ET AL. (1981) ist nur für kohäsive Sedimente gültig, da Sande eine hohe Durchlässigkeit haben und das Porenwasser daher unmittelbar nach der Lastaufbringung entweicht.

Der Einfluss von biogener Aktivität von Wattböden auf den Bewegungsbeginn von Sedimenten wurde u.a. von MANZENRIEDER (1983) untersucht. Er zeigte, dass bei Vorhandensein von Lebewesen, wie sie auch im Wattenmeer vorkommen, die kritische Strömungsgeschwindigkeit durch deren sedimentstabilisierende Schleimausscheidungen um einen Faktor bis zu 8,7 erhöht sein kann.

4.2 Sohlformen

Wird der Bewegungsbeginn von Sedimenten überschritten, können sich Sohlformen ausbilden. ZANKE (1982) unterscheidet dabei Riffel (Kleinformen) und Dünen bzw. Strombänke (Großformen).

Die Dimensionen von Riffeln hängen im Wesentlichen von der Korngröße und weniger von der Wassertiefe ab. Länge und Höhe sind klein im Vergleich zur Wassertiefe. Riffel haben etwa bis zum Dreifachen ihrer Höhe einen Einfluss auf das Strömungsfeld, die Wasseroberfläche bleibt ungestört (vgl. FÜHRBÖTER, 1967).

Bei den Großformen von Sohlformen wirkt sich die Störung der Strömung dagegen bis zur Wasseroberfläche hin aus. Die Länge der Großformen erreicht ein Vielfaches der Wassertiefe. Unterhalb eines Korndurchmessers von 0,2 mm können keine Großformen existieren (ZANKE, 1982).

Bei Korndurchmessern im Bereich von Wattsedimenten unterscheidet VAN RIJN (1993) je nach Transportregime die Ausbildung von Mini-Riffeln und Mega-Riffeln. Mega-Riffel besitzen eine Länge in der Größenordnung der Wassertiefe. Mini-Riffel sind deutlich kürzer und werden von Wunderlich (in REINECK, 1982) als im Wattenmeer durch Seegang und Strömung entstehende Kleinriffel mit einer Länge von weniger als 0,6 m bezeichnet.

Wird die kritische Strömungsgeschwindigkeit des Bewegungsbeginns von Sedimenten um 10 % bis 20 % überschritten, entwickeln sich nach VAN RIJN (1993) Miniriffel, deren Dimensionen nach Yalin (in VAN RIJN, 1993)

$$\Delta_r = 50 \text{ bis } 200 d_{50} \quad (6)$$

$$\lambda_r = 500 \text{ bis } 1000 d_{50} \quad (7)$$

betragen, wobei Δ_r die Höhe des Riffels und λ_r die Länge des Riffels bedeuten. Für einen Korndurchmesser von 0,10 mm ergibt dies Riffelhöhen von 0,005 m bis zu 0,02 m und Längen von 0,05 m bis 0,10 m. Diese Werte decken sich sowohl mit Beobachtungen im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt als auch mit Ergebnissen von Versuchen in einer Strömungsrinne, die mit Sedimenten aus dem Untersuchungsgebiet durchgeführt wurden (vgl. Abbildung 5).

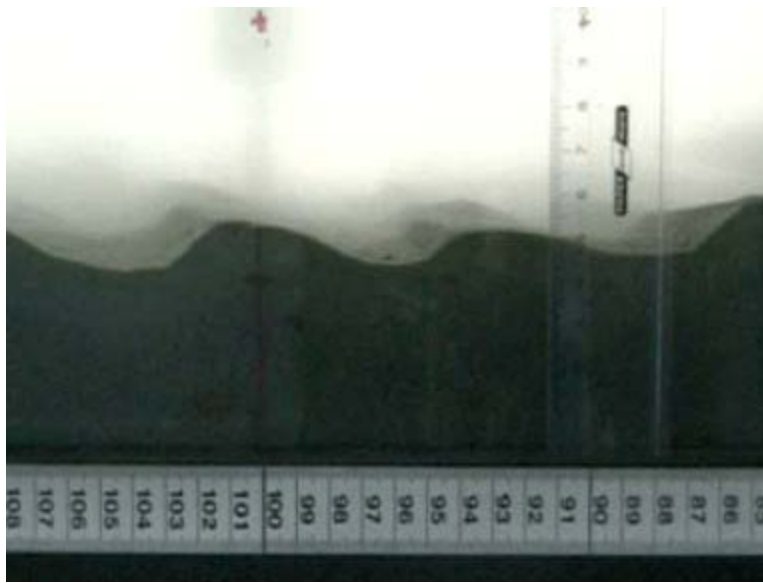


Abbildung 5: Riffelbildung in der Versuchsrinne bei einer Strömungsgeschwindigkeit von 0,25 m/s

Die Form bzw. Symmetrie sowie die Ausrichtung der Riffel hängt im Wesentlichen davon ab, ob sie hauptsächlich durch Wellen oder Strömung induziert wurden (VAN RIJN, 1993).

Das Vorhandensein von Riffeln kann den Fließwiderstand verändern. Für die Berechnung des Fließwiderstandes von Sohlformen steht eine Vielzahl von Formeln und Methoden zur Verfügung (PLÖGER, 2007). VAN RIJN (z.B. 1993) bildet den Fließwiderstand allgemein über die äquivalente Kornrauheit ab. Er nimmt dabei an, dass die äquivalenten Kornrauheiten einzelner Einflussfaktoren beliebig addiert werden können. Bei der Präsenz von Riffeln bedeutet dies:

$$k_S = k'_S + k''_{S,r} \quad (8)$$

k_S = Äquivalente Sandrauheit gesamt [m]

k'_S = Äquivalente Sandrauheit Kornrauheit [m]

$k''_{S,r}$ = Äquivalente Sandrauheit Riffel [m]

Die Rauheit der Sohlform Riffel gibt VAN RIJN (1993) wie folgt an:

$$k''_{S,r} = 20 \cdot \gamma_r \cdot \Delta_r \cdot \left(\frac{\Delta_r}{\lambda_r}\right) \quad (9)$$

γ_r = "Präsenzfaktor" (= 1 für Riffel ohne Dünen, = 0,7 für Riffel auf Dünen) [-]

Die Präsenz von Riffeln im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt ist zeitlich und räumlich variabel. Auch die Dimensionen und Ausrichtung können von Tide zu Tide verschieden sein.

4.3 Geschiebetransport

Der Beginn der Sedimentbewegung kann durch die Shieldskurve (vgl. Abbildung 2) beschrieben werden. Die kleinsten Sedimentpartikel beginnen sich ab einer Sohlschubspannung von ca. 0,15 N/m² zu bewegen. Grobsandkörner mit dem Durchmesser von 1 mm erst bei 0,5 N/m². Zur Quantifizierung der Sedimenttransportkapazität, das heißt, des transportierten Sedimentvolumens pro Zeiteinheit und Breite, gab es eine große Anzahl von Untersuchungen, die auf verschiedenen Ansätzen basieren.

Eine der frühesten Berechnungsformeln stammt von Du Boys (1879, in ZANKE, 1982). Er geht davon aus, dass sich einzelne Sedimentschichten der Sohle bei angreifender Sohlschubspannung fließend bewegen, wobei sich mit zunehmender Sohlschubspannung mehr Schichten bewegen. Die Bewegungsgeschwindigkeit der Schichten mit der Dicke $\Delta z \cong d$ nimmt von der Sohle nach unten pro Schicht um den Betrag v_s ab. Die Transportkapazität berechnet sich dann aus der Summe der Produkte von Schichtdicken und Bewegungsgeschwindigkeiten der Schichten nach der nach Du Boys benannten Transportformel:

$$q_B = \frac{dv_s}{2\tau_c^2} \tau_B (\tau_B - \tau_c) \quad (10)$$

q_B = Geschiebetransportrate [m³/m·s]

v_s = Bewegungsgeschwindigkeit der Sohlschichten [m/s]

τ_c = Kritische Sohlschubspannung [N/m²]

Die Transportformel von Meyer-Peter & Müller aus dem Jahr 1948 (u.a. in VAN RIJN, 1993) ist das Ergebnis von 139 Einzelversuchen zur Abhängigkeit des Geschiebetransports vom Durchfluss und Wasserspiegelgefälle und basiert somit auf einem anderen Ansatz. Die entsprechende Transportformel

$$q_B = 8 \frac{1}{\rho^{1/2}(\rho_s - \rho)g} (\tau_B - \tau_c)^{3/2} \quad (11)$$

geht von einem Bewegungsbeginn bei einem konstanten Shieldsparameter $\theta_c = 0,47$ aus, was einen linearen Anstieg der kritischen Schubspannung mit dem Korndurchmesser bedeu-

tet. Um die Energieverluste zu berücksichtigen, die in den engen Versuchsrinnen größer sind als in natürlichen Gerinnen, schlägt van Rijn einen Vorfaktor μ für die Sohlschubspannung vor (VAN RIJN, 1993):

$$\mu = \frac{\ln(12h/k_S)}{\ln(12h/d_{90})} \quad (12)$$

h = Wassertiefe [m]

k_S = Äquivalente Rauigkeitshöhe der Sohle [m]

d_{90} = Korndurchmesser, für den 90 % Gewichtsanteil eines Gemisches geringere Durchmesser haben [m]

Die Transportformel nach Meyer-Peter & Müller wird somit zu:

$$q_B = 8 \frac{1}{\rho^{1/2}(\rho_S - \rho)g} (\mu\tau_B - \tau_C)^{3/2} \quad (13)$$

Die von Meyer-Peter & Müller entwickelte Transportformel gilt aufgrund des Charakters der zu Grunde liegenden Versuche insbesondere für Korndurchmesser über 1 mm.

Eine grundlegend andere Modellvorstellung zum Geschiebetransport entwickelte H.A. Einstein im Jahr 1950. Dabei findet ein Transport einzelner Partikel durch Sprünge statt, die durch kurzfristige turbulente Fluktuationen ausgelöst werden, bei denen die angreifende Liftkraft die Gewichtskraft der Partikel übersteigt. Aus dem Zeitanteil dieses Zustands leitete Einstein die Erosionswahrscheinlichkeit ab. Die sich im Sprung befindenden Partikel bilden die sogenannte Transportschicht. Die Länge der Einzelsprünge sowie die Sprungdauer ergibt sich aus der sich in der Transportschicht befindlichen Kornfraktion und der Sinkgeschwindigkeit der Partikel (ZANKE, 1982). Unbekannte Relationen schließt Einstein durch die Berücksichtigung veröffentlichter experimenteller Untersuchungen aus (u.a. Meyer-Peter und Müller) und leitet eine entsprechende Transportformel ab (MALCHEREK, 2006):

$$q_B = 2,15 \sqrt{\frac{\rho_S - \rho}{\rho}} g d^3 e^{-\frac{0,391}{\theta}} \text{ für } \theta < 0,49 \quad (14)$$

1966 versuchte Bagnold, seine ursprünglich für den äolischen Transport entwickelten Ansätze zu verallgemeinern und auf den Geschiebetransport in Wasser zu übertragen. Das Konzept beruht dabei auf der Übertragung kinetischer Bewegungsenergie aus der Wassersäule an die Sohle. Nach Umrechnung der für den Geschiebetransport zur Verfügung stehenden kinetischen Energie in innere Spannungen nach der Coulombschen Formel sowie der Berücksichtigung der Sohlneigung und der bewegten Sedimentschichtdicke ergibt sich die Transportformel nach Bagnold (in VAN RIJN, 1993):

$$q_B = \frac{e_b \tau_B \bar{u}}{(\rho_S - \rho) g \cos \beta_B (\tan \phi - \tan \beta_B)} \quad (15)$$

e_b = Effizienzfaktor des Geschiebes [-]

\bar{u} = Tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit [m/s]

$\tan \phi$ = Dynamischer Reibungskoeffizient [-]

β_B = Sohlneigung [-]

In Formel 15 ist e_b der sogenannte Effizienzfaktor, dessen Wert zwischen 0,1 und 0,2 liegt. Als dynamischer Reibungskoeffizient wird $\tan \phi$ bezeichnet, dessen Wert in etwa 0,6 beträgt (VAN RIJN, 1993). Verwendet man die Formel nach Nikuradse zur Berechnung der Sohl-schubspannung aus der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeit, ergibt sich folgende Darstellung (MALCHEREK, 2006):

$$q_B = \frac{e_b \ln \frac{12h}{k_S}}{\kappa} \frac{1}{\cos \beta_B (\tan \phi - \tan \beta_B)} \frac{\tau_B^{3/2}}{\sqrt{\rho(\rho_S - \rho)g}} \quad (16)$$

$\kappa = 0,41$ = von Karman-Konstante; für Reinwasser und ebene Sohle [-]

Bagnold nimmt an, dass immer kinetische Strömungsenergie auf die Sohle übertragen wird. Die Formel zur Berechnung der Transportkapazität nach Bagnold weist somit keinen Schwellenwert für den Bewegungsbeginn auf. Dies ist in der Natur nicht der Fall. Zudem beinhaltet die Formel eine Abhängigkeit von der Wassertiefe.

Engelund & Fredsoe entwickelten im Jahr 1976 ihre Transportformel durch einen Vergleich des Bewegungsbeginns nach der Coulombschen Beziehung für die innere Reibung mit den empirischen Werten nach Shields. Bei der Annahme des Transportes einer Kornschicht mit dem Volumen eines einzelnen Partikels von $\pi d^3/6$ ergibt sich für Sand die Transportformel

$$q_B = 9,3 \frac{\pi}{6} dp \frac{1}{\sqrt{\rho}} (\sqrt{\tau_B} - 0,7\sqrt{\tau_c}) \quad (17)$$

$$p = \left(1 + \left(\frac{0,51\pi/6}{\theta - \theta_c} \right)^4 \right)^{-1/4} = \text{Anteil einer Kornlage, der transportiert wird [-]}$$

Nach dieser Formel beginnen kleine Körner zwar, sich früher zu bewegen, bei höheren Schubspannungen liegen für größere Körner jedoch weitaus höhere Transportraten vor. Dies widerspricht empirischen Ergebnissen. Daher sollte diese Formel trotz eines nicht falschen Ansatzes nicht für die Berechnung des Geschiebetransportes verwendet werden (MALCHEREK, 2006).

Auch van Rijn (1984, in VAN RIJN, 1993) geht davon aus, dass Geschiebetransport im Wesentlichen in Form von Sprüngen stattfindet. Die Transportkapazität berechnet sich demnach aus dem Produkt der mittleren Horizontalgeschwindigkeit, die bei den Sprüngen vorherrscht, der mittleren Sprunghöhe sowie dem Volumenanteil der springenden Körner. Nach einer Untersuchung verschiedener experimenteller Arbeiten auf empirische Zusammenhänge entwickelte van Rijn folgende Formel:

$$q_B = \alpha \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho}} g d_{50}^3 D_*^{-0,3} T^\beta \quad (18)$$

mit:

$$T = \frac{\tau'_B - \tau_c}{\tau_c} = \frac{\theta - \theta_c}{\theta_c} \quad [-]$$

τ'_B = Effektive Bodenschubspannung [N/m²]

d_{50} = Mittlerer Korndurchmesser [m]

T ist der dimensionslose Sohlschubspannungsparameter. Für den Bereich $T \leq 3$ werden die Parameter $\alpha = 0,053$ und $\beta = 2,1$ verwendet, für den Bereich $T > 3$ die Parameter $\alpha = 0,1$ und $\beta = 1,5$ (VAN RIJN, 1993).

Im Vergleich zu der Formel von Meyer-Peter & Müller liefert van Rijn um bis zu Faktor 5 bis 10 geringere Transportkapazitäten. Die Fallunterscheidung führt zu einem Knick in der Transportkapazität, bei deren Ableitung nach der Schubspannung dann eine Unstetigkeit entsteht (MALCHEREK, 2006). Malcherek empfiehlt daher, den Fall $T > 3$ auf den gesamten Wertebereich auszudehnen.

Abbildung 6 zeigt die Sedimenttransportkapazität berechnet nach den Ansätzen von Meyer-Peter & Müller (1948), der Adaption durch einen Vorfaktor μ nach van Rijn (1993) sowie nach Bagnold (1966) und van Rijn (1984) in Abhängigkeit von der effektiven Sohlschubspannung im Vergleich. Nach Einführung des Vorfaktors μ reduziert sich die Transportkapazität nach Meyer-Peter & Müller und stimmt gut mit den berechneten Werten nach Bagnold überein. Der Ansatz nach van Rijn liefert eine für hohe effektive Sohlschubspannungen um den Faktor 5 geringere Transportkapazität.

Grundsätzlich empfiehlt sich die Verwendung von Schwellenwertformeln, da diese den Prozessen in der Natur am ehesten entsprechen. Ist in der Natur ein Transportbeginn weit unterhalb des Schwellenwertes festzustellen, müssen zusätzliche Belastungen, wie See-gang, beim Bewegun-gsbeginn berücksichtigt werden (MALCHEREK, 2006).

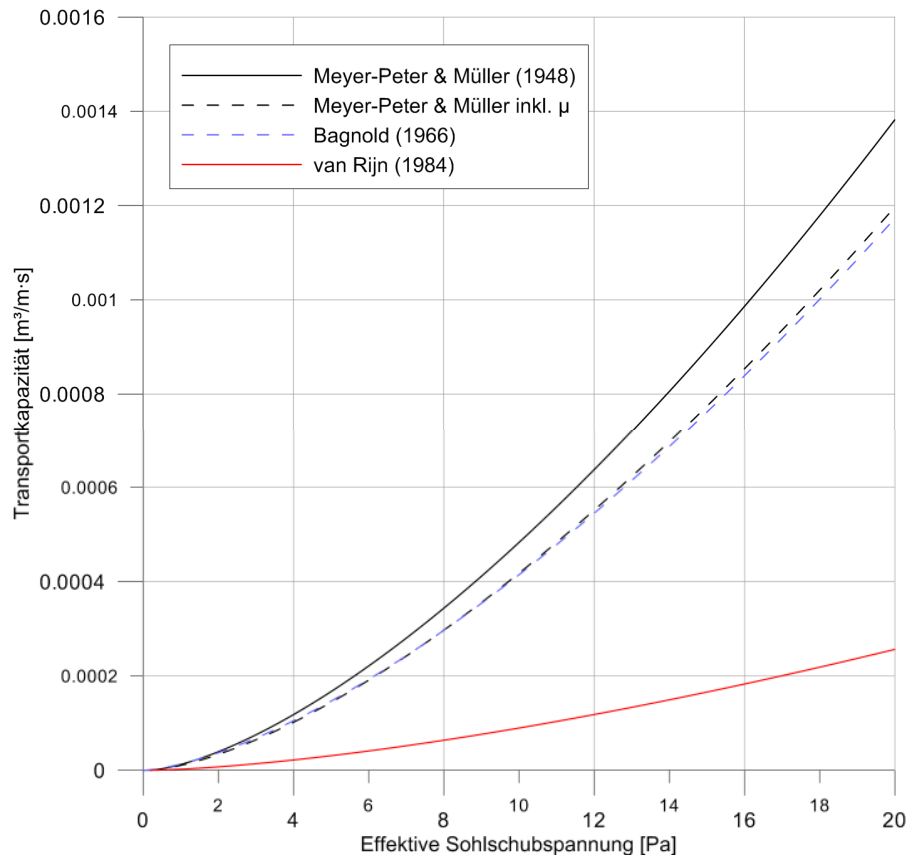


Abbildung 6: Sedimenttransportkapazität nach Meyer-Peter & Müller, Bagnold und van Rijn in Abhängigkeit von der effektiven Sohlschubspannung ($d_{50} = 0,1$ mm, $d_{90} = 0,2$ mm, Wassertiefe $h = 3$ m)

4.4 Suspensionsbeginn von Sedimenten

Bei ansteigenden Sohlschubspannungen bzw. Sohlschubspannungsgeschwindigkeiten bewegen sich die Partikel durch mehr oder weniger gleichmäßige Sprünge. Erreicht die Schubspannungsgeschwindigkeit Werte im Bereich der Sinkgeschwindigkeit der Partikel, können die Sedimentpartikel in Suspension gehen (VAN RIJN, 1993).

Bagnold postulierte 1965, dass Sedimentpartikel nur in Suspension bleiben, wenn die Sohlschubspannungsgeschwindigkeit die Sinkgeschwindigkeit übersteigt (VAN RIJN, 1993). Damit ergibt sich das Kriterium für den Suspensionsbeginn durch:

$$\frac{u_{*,c,S}}{w_S} = 1 \quad (19)$$

$u_{*,c,S}$ = Kritische Sohlschubspannungsgeschwindigkeit für den Suspensionsbeginn [m/s]

w_S = Sinkgeschwindigkeit der Sedimentpartikel [m/s]

Eine Beschreibung dieses Kriteriums kann durch den kritischen Mobilitätsparameter (Shields-Parameter) $\theta_{c,S}$ erfolgen:

$$\theta_{c,S} = \frac{(u_{*,c,S})^2}{\rho' g d_{50}} = \frac{(w_S)^2}{\rho' g d_{50}} \quad (20)$$

wobei:

$$\rho' = \frac{\rho_S - \rho}{\rho} = \text{relative Dichte [-]}$$

Bei einer Übertragung des Gedankenmodells von Bagnold auf das Fluid Luft ergäbe sich für einen Strandsand mit einem mittleren Korndurchmesser von 0,25 mm mit einer Sinkgeschwindigkeit von 2 m/s eine kritische Sohlschubspannungsgeschwindigkeit von 30 m/s. In einer Höhe von 1 m über dem Strand entspräche dies einer Windgeschwindigkeit von etwa 800 m/s. Dieses Ergebnis zeigt, dass der Ansatz von Bagnold für den Suspensionsbeginn deutlich zu hohe Werte liefert (ZANKE, 1982).

Engelund leitete 1965 aus einer Stabilitätsanalyse ab, dass Sedimente vielmehr bereits in Suspension transportiert werden können, wenn eine kritische Geschwindigkeit $u_{*,c,S}$ mit

$$u_{*,c,S} \cong 0,25 w_S \quad (21)$$

überschritten wird (VAN RIJN, 1993). Experimentelle Untersuchungen von Zanke (1976, in ZANKE, 1982) und von Delft Hydraulics (1982, in VAN RIJN, 1993) bestätigten den Aufbau der Gleichung von Engelund, korrigierten jedoch den Vorfaktor:

$$u_{*,c,S} \cong 0,4 w_S \quad (22)$$

Van Rijn schlägt vor, das Kriterium von Bagnold als eine Grenze anzusehen, ab der die Entwicklung eines Konzentrationsprofils beginnt (VAN RIJN, 1993). Die Untersuchungen von Zanke und Delft Hydraulics stellen eine Zwischenstufe dar, bei der lokal Sedimentpartikel von der Sohle in Suspension gebracht werden.

Abbildung 7 zeigt die kritischen Mobilitätsparameter des Suspensionsbeginns nach den Ansätzen von Bagnold, Zanke und Engelund sowie des Bewegungsbeginns nach Shields.

Die Berechnung der Sinkgeschwindigkeit erfolgt nach der von ZANKE (1982) angegebenen Gleichung für Einzelkörner natürlicher Sande:

$$w_S = \frac{11\nu}{d} \left(\sqrt{1 + 0,01D_*^3} - 1 \right) \quad (23)$$

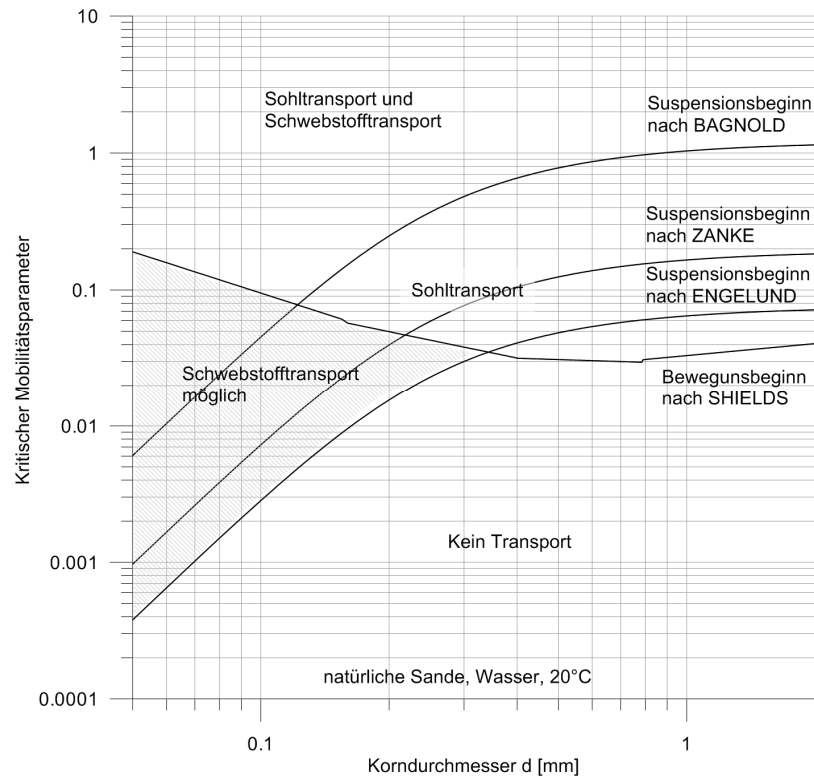


Abbildung 7: Bereiche unterschiedlicher Transportarten am Beispiel von Sand in Wasser von 20 °C

Oberhalb des kritischen Mobilitätsparameters von Shields findet sohlnaher Sedimenttransport statt. Wird auch der kritische Mobilitätsparameter nach den Ansätzen von Bagnold, Zanke bzw. Engelund überschritten, findet zusätzlich Schwebstofftransport statt. Die Entwicklung vom Suspensionsbeginn einzelner Partikel bis zur Entstehung eines Konzentrationsprofils findet zwischen den Ansätzen von Engelund und Bagnold statt.

Für kleinere Korngrößen ist Transport in Suspension schon möglich, wenn die Sohle sich noch in Ruhe befindet. Feine Sedimente werden nicht zuletzt aus diesem Grund vorwiegend in Suspension transportiert.

4.5 Transport von Schwebstoffen

4.5.1 Sedimenttransport in Suspension

Der Sedimenttransport in Suspension ist durch drei Teilprozesse bestimmt (MALCHEREK, 2006):

1. Sediment wird advektiv mit der Strömung transportiert.
2. Die größere Dichte der Sedimente als die des Wassers führt zu einem fortwährenden Absinken der Sedimentpartikel.
3. Diffusion führt zu einem räumlichen Ausgleich der Sedimentkonzentrationen.

In der Schweben befindliche Sedimente besitzen eine eigene Bewegungsgeschwindigkeit \vec{u}_c , die sich von der des umgebenden Wassers $(u, v, w)^t$ durch die vertikale Sinkgeschwindigkeit w_s unterscheidet:

$$\vec{u}_c = \begin{pmatrix} u \\ v \\ w + w_s \end{pmatrix} \quad (24)$$

Bei Betrachtung der ein- und ausströmenden Flüsse (Schwebstoffkonzentration, Bewegungsgeschwindigkeit) auf einem quaderförmigen Kontrollvolumen und bei Berücksichtigung der diffusiven Flüsse auf den Berandungsflächen, ergibt sich die Schwebstofftransportgleichung, die in nichtkonservativer Form ausgeschrieben wie folgt lautet:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \underbrace{u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + w \frac{\partial c}{\partial z}}_{\text{Advektion}} + \underbrace{\frac{\partial w_s c}{\partial z}}_{\text{Sinken}} = \underbrace{K \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + K \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + K \frac{\partial^2 c}{\partial z^2}}_{\text{Diffusion}} \quad (25)$$

Diese Gleichung kann erst dann gelöst werden, wenn das Geschwindigkeitsfeld der Strömung bekannt ist (MALCHEREK, 2006).

4.5.2 Konzentrationsprofile

Die Verteilung der Schwebstoffkonzentration über die Wassersäule wird häufig durch das Rouse-Profil beschrieben. Es wird durch folgende Gleichung abgebildet (VAN RIJN, 1993):

$$c(z) = c_0 \left(\frac{h-z}{z} \frac{z_0}{h-z_0} \right)^{-\frac{w_s S c}{\kappa u_*}} = c_0 \left(\frac{h-z}{z} \frac{z_0}{h-z_0} \right)^Z \quad (26)$$

wobei:

c = Schwebstoffkonzentration [m^3/m^3]

c_0 = Referenzkonzentration [m^3/m^3] in der Höhe z_0 über der Sohle

z = Vertikale Koordinate [m]

u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s]

Z = Suspensionszahl [-]

Die turbulente Schmidtzahl

$$Sc = \frac{\nu_t}{K_t} \cong 1 \quad (27)$$

gibt das Verhältnis von turbulenter Viskosität ν_t zu turbulenter Diffusivität K_t an. Für sehr kleine Partikel liegt sie in der Nähe von Eins (MALCHEREK, 2006).

Die Sinkgeschwindigkeit in Gleichung 26 ist nach Konvention negativ. Die positive Zahl Z bezeichnet man auch als Suspensionszahl. Durch eine hohe Diffusivität in den mittleren Bereichen der Wassersäule ist die Schwebstoffkonzentration dort relativ durchmischert. Vom Boden ausgehend fällt die Konzentration des Rouse-Profiles schon in den ersten zehn Prozent der Wassersäule auf diesen Durchmischungswert, um dann in den letzten fünf Prozent der Wassersäule auf Null abzufallen (Abbildung 8).

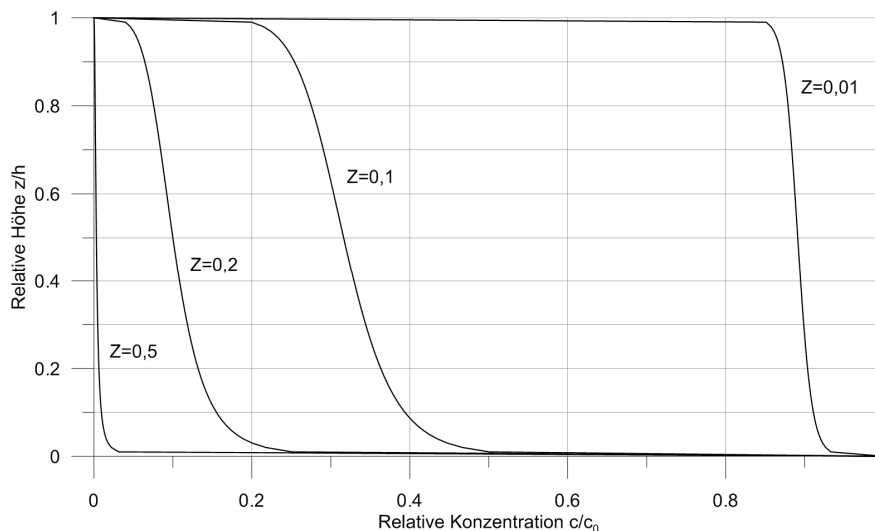


Abbildung 8: Konzentrationsprofile nach Rouse für $h/z_0 = 100.000$

Nach seiner Veröffentlichung im Jahr 1938 wurden insbesondere die Referenzhöhe z_0 und die dort vorhandene Referenzkonzentration c_0 des Rouse-Profiles fortlaufend Bestandteil experimenteller Untersuchungen (VAN RIJN, 1993).

Die Referenzkonzentration c_0 ist die Konzentration in der Höhe z_0 , bei der in Abhängigkeit von der Sinkgeschwindigkeit und der turbulenten Diffusivität kein Nettoaustausch mit dem Boden mehr stattfindet. Sie ist von der sedimentologischen Beschaffenheit des Bodens sowie hydrodynamischen Größen und dabei insbesondere von der Bodenschubspannung abhängig (MALCHEREK, 2006).

Zur rechnerischen Bestimmung der Referenzkonzentration existieren einige empirische und semiempirische Ansätze, von denen zwei an dieser Stelle kurz vorgestellt werden.

Smith und McLean (1977 in VAN RIJN, 1993) nennen die Formel

$$c_0 = 0,004c_{max} \frac{T}{1+0,004T} \quad (28)$$

mit der maximalen Sedimentdichte bei dichtester Packung $c_{max} = 0,65\rho_s$ und

$$T = \frac{\tau'_B - \tau_c}{\tau_c} = \frac{\theta - \theta_c}{\theta_c} \quad (29)$$

Die Referenzhöhe nehmen sie bei

$$z_0 = 3d_{90} + 26,3(\theta - \theta_c)d_{50} \quad (30)$$

an.

Eine experimentelle Bestimmung der sohnnahen Sedimentdichte nahm van Rijn (1984 in VAN RIJN, 1993) vor:

$$c_0 = 0,18c_{max} \frac{T}{D_*} \quad (31)$$

D_* ist der dimensionslose Korndurchmesser nach Gleichung 2. Die Referenzhöhe liegt nach van Rijn bei:

$$z_0 = 0,3d_{50}D_*^{0,7}T^{0,5} \quad (32)$$

Weitere Ansätze von Einstein (1950) sowie Engelund & Fredsoe (1976) sind in VAN RIJN (1997) zu finden.

4.5.3 Sinkgeschwindigkeit

Die Sinkgeschwindigkeit ist eine Verhaltenseigenschaft eines Sedimentpartikels. Die stationäre Endsinkgeschwindigkeit eines kugelförmigen Sedimentkorns liegt vor, wenn der Strömungswiderstand der Kugel gleich dem um den Auftrieb verringerten Gewicht der Kugel ist. Sie ist vom Durchmesser der Kugel, von deren Dichte und deren Widerstandsbeiwert abhängig. Der Widerstandsbeiwert ist eine Funktion der Reynoldszahl Re und des Formfaktors C_D . Im Stokesschen Bereich ($Re < 1$) gilt folgender Ansatz zur Berechnung der Sinkgeschwindigkeit w_s eines kugelförmigen, laminar umströmten Partikels (VAN RIJN, 1993):

$$w_s = \frac{g}{18\nu} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} d^2 \quad (33)$$

Nach dieser Formel ist die Sinkgeschwindigkeit eines Sedimentpartikels maßgeblich durch seinen Durchmesser und seine Dichte bestimmt. Der Gültigkeitsbereich der Stokesschen Formel ist auf den Korndurchmesser

$$d < \left(\frac{9\nu^2}{g} \frac{\rho}{\rho_s - \rho} \right)^{1/3} \quad (34)$$

beschränkt, wodurch bei einer Korndichte von 2650 kg/m³ alle Sedimentkörner mit einem größeren Durchmesser als 0,08 mm herausfallen (MALCHEREK, 2006).

Einen verbesserten Ansatz zur Berechnung der Sinkgeschwindigkeit lieferte Oseen durch ein verändertes Widerstandsgesetz mit folgender impliziten Gleichung (MALCHEREK, 2006):

$$w_s = \sqrt{\frac{1}{18} \frac{w_s d^2}{\left(\nu + \frac{3}{16} w_s d\right)} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g} \quad (35)$$

Als Startwert bietet sich die Sinkgeschwindigkeit nach Stokes an.

Für Korndurchmesser bis etwa 0,1 mm liefern die Ansätze nach Stokes und Oseen nahezu die gleichen Sinkgeschwindigkeiten. Für größere Korndurchmesser endet der Anwendungsbereich nach Stokes und die Gleichung nach Oseen liefert bessere Ergebnisse (vgl. Abbildung 9).

Sowohl der Stokessche als auch der Oseensche Ansatz gehen von sphärisch geformten Partikeln aus. Natürliche Sedimente haben jedoch Kornformen, die stets mehr oder weniger von der Form einer Kugel abweichen. Dietrich entwickelte einen empirischen Ansatz für nahezu beliebig geformte Partikel (MALCHEREK, 2006):

$$w_s = \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g \nu w_* \right)^{1/3} \quad (36)$$

wobei die dimensionslose Sinkgeschwindigkeit w_* durch

$$w_* = R_2 R_3 10^{R_1} \quad (37)$$

berechnet wird. Der Parameter R_1 berücksichtigt den Korndurchmesser und die Korndichte, die in Form des dimensionslosen Korndurchmessers in die Gleichung eingehen:

$$R_1 = -3,76715 + 5,78832 \log D_* - 0,88335 (\log D_*)^2 - 0,15525 (\log D_*)^3 + 0,04536 (\log D_*)^4 \quad (38)$$

Der Parameter R_2 berücksichtigt, dass nur kugelförmige Körper durch einen einzigen Durchmesser bestimmt sind, die meisten Partikel jedoch eine Achse besitzen, auf der der Durchmesser maximal wird. Senkrecht dazu gibt es zwei Achsen, auf denen der Durchmesser minimal wird bzw. ein mittlerer Durchmesser besteht.

$$R_2 = 1 - \frac{1 - CSF}{0,85} \quad (39)$$

Der Corey-Formfaktor CSF vergleicht die Längen der längsten und der kürzesten Achse mit der mittellangen Achse:

$$CSF = \frac{l_c}{\sqrt{l_a l_b}} \quad (40)$$

l_a, l_b, l_c = Längen der längsten Achse a, der kürzesten Achse b und der mittellangen Achse c eines Sedimentpartikels

Die meisten natürlichen Sedimente haben einen Formfaktor von etwa 0,7 und sind somit eher diskussförmig.

Der Parameter R_3 berücksichtigt die Kantigkeit eines Sedimentpartikels, d.h. z.B. im Falle eines Partikels mit $CSF = 1$ die Abweichung von der Kugelgestalt.

$$R_3 = \left[0,65 - \left(\frac{CSF}{2,83} \tanh(3 \log D_* - 4,6) \right) \right]^{1+(3,5-P)/2,5} \quad (41)$$

In dieser Formel ist P der Powers Rundheitswert. Für sehr kantiges Material nimmt er einen Wert zwischen 2 und 3 an. Durch Transport von Sedimenten werden diese durch den Prozess der Abrasion abgerundet und der Rundheitswert erhöht sich bis zum Wert $P = 6$ bei sphärischen Körpern. Soll die Sinkgeschwindigkeit nach Dietrich berechnet werden, müssen neben der Dichte und dem Durchmesser auch der Formfaktor und der Rundheitsbeiwert bekannt sein (MALCHEREK, 2006).

Auch die berechneten Sinkgeschwindigkeiten nach dem Ansatz von Dietrich sind in Abbildung 9 dargestellt. Bei Korngrößen von weniger als 0,2 mm gleichen sie den Sinkgeschwindigkeiten nach dem Ansatz von Oseen, bei größeren Korndurchmessern liegen sie zwischen den Ansätzen von Stokes und Oseen.

Auf den zu untersuchenden Wattflächen haben 80 % bis 90 % der Sedimente einen größeren Durchmesser als 0,08 mm. Somit ist von der Berechnung der Sinkgeschwindigkeit nach dem Ansatz von Stokes Abstand zu nehmen. Erst ab Korngrößen von 0,3 mm ergeben sich zwischen den Ansätzen von Oseen und Dietrich größere Abweichungen von mehr als 0,5 cm/s. Bei den meisten Korngrößenverteilungen des Untersuchungsgebietes liegen weniger als 5 % der Körner in diesem Bereich. Demnach können beide Ansätze zur Anwendung kommen. Sollen auch größere Körner berücksichtigt werden, empfiehlt sich der Ansatz nach Dietrich unter Verwendung der Abbildung 9 zu Grunde liegenden Annahmen (Corey Shape Faktor 1,0; Powers Rundheitsbeiwert 6), die für die Sande der zu untersuchenden Wattflächen zutreffend sind.

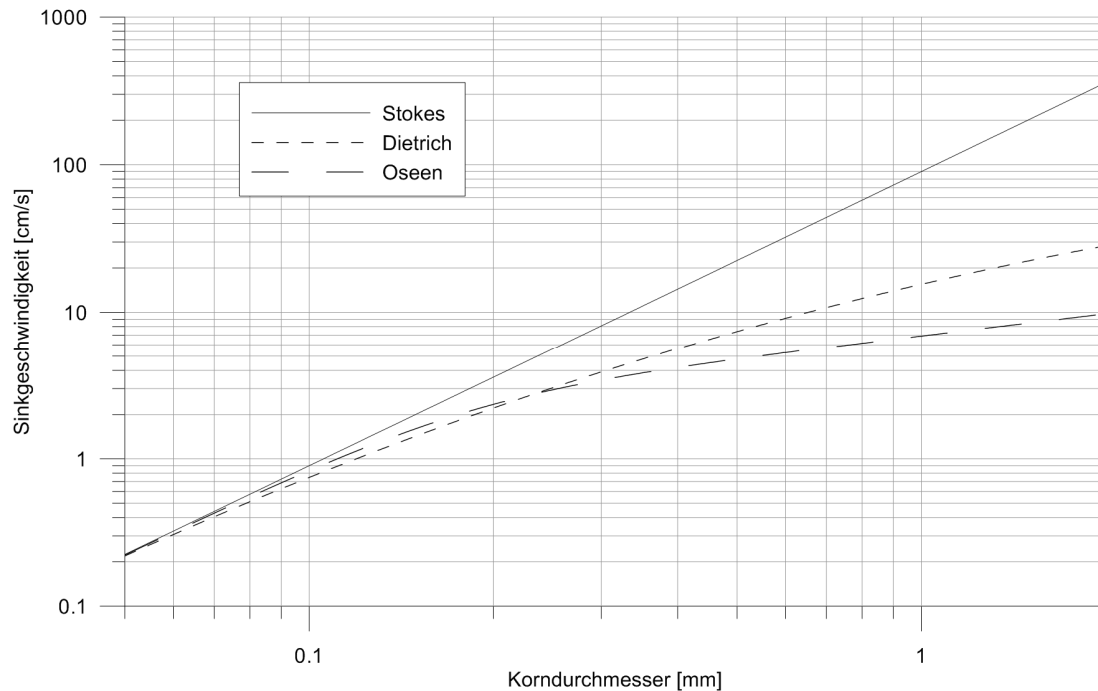


Abbildung 9: Sinkgeschwindigkeiten nach Stokes, Oseen und Dietrich (Corey Shape Faktor 1,0; Powers Rundheitsbeiwert 6)

Die vorgestellten Ansätze gehen jeweils von sinkenden Einzelkörnern aus. In der Natur fallen Sedimentpartikel jedoch häufig in Korngruppen, wobei ein Impulsaustausch zwischen den Teilchen möglich ist. Die wirkliche Sinkgeschwindigkeit eines Einzelkorn in einer Gruppe kann dann vom theoretischen Wert abweichen. Die Sinkgeschwindigkeit einer Suspensionswolke höherer Konzentration steigt an, wenn sie so dicht wird, dass das Wasser zwischen den Partikeln in der Wolke nicht mehr frei fließen kann. Sie verhält sich dann wie ein im Vergleich zu den Einzelkörnern größerer Körper, der allerdings eine geringere Dichte als das Einzelkorn aufweist. Dieser Effekt überwiegt jedoch nicht den scheinbar größeren Durchmesser, so dass die Wolke schneller sinken kann als die Einzelkörner (ZANKE, 1982).

Bei großen Konzentrationen (ab etwa 1 g/l) stellt sich eine Reduktion der Sinkgeschwindigkeit ein, da rückströmendes Fluid das Absinken nachfolgender Partikel behindert (MALCHEREK, 2006). Dieser Effekt ist als behindertes Absinken bekannt. Nach Richardson und Zaki (1954 in VAN RIJN, 1993) kann die Sinkgeschwindigkeit in einer Fluid-Sediment-Suspension durch folgende Gleichung beschrieben werden:

$$w_{S,m} = (1 - c)^{\gamma} w_S \quad (42)$$

wobei:

$w_{S,m}$ = Sinkgeschwindigkeit eines Partikels in einer Suspension [m/s]

w_S = Sinkgeschwindigkeit eines Partikels in einem klaren Fluid

c = volumetrische Sedimentkonzentration [-]

γ = Koeffizient [-]

Der Koeffizient γ variiert von 2,3 bis 4,6 und liegt für Sedimentpartikel mit einem Korndurchmesser im Bereich zwischen 0,05 mm und 0,5 mm etwa bei $\gamma = 4$.

Experimentelle Untersuchungen von Oliver (1961 in VAN RIJN, 1993) und McNow-Lin (1952 in VAN RIJN, 1993) zeigten, dass Gleichung 42 zu hohe Sinkgeschwindigkeiten $w_{S,m}$ für kleine Konzentrationen berechnet. Die Formel von Oliver (in VAN RIJN, 1993) ergibt gute Übereinstimmungen mit den experimentellen Ergebnissen über den gesamten Bereich der betrachteten Konzentrationen und liefert geringere Sinkgeschwindigkeiten als der Ansatz von Richardson & Zaki (Abbildung 10):

$$w_{S,m} = (1 - 2,15c)(1 - 0,75c^{0,33})w_S \quad (43)$$

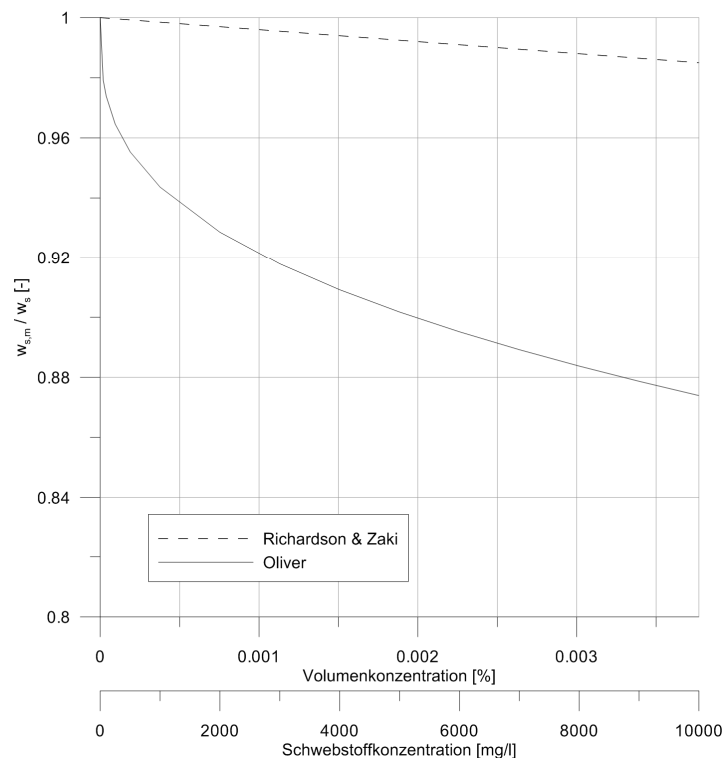


Abbildung 10: Einfluss der Sedimentkonzentration auf die Sinkgeschwindigkeit

Kohäsive Partikel, die sich in Suspension befinden, können sich aufgrund der anziehend wirkenden Van-der-Waals-Kräfte, die entstehen, wenn sich die elektromagnetischen Felder sich annähernder Partikeln überlagern, zu Flocken zusammenschließen (SPINGAT, 1997). Die Eigenschaften der Flocken unterscheiden sich deutlich von denen des Einzelpartikels. So ist die Sinkgeschwindigkeit der Flocken um ein vielfaches höher als die des einzelnen

Sedimentkorns (KLÜNDER, 1988). Flocken enthalten sowohl mineralische als auch organische Bestandteile, sodass ihre exakte Sinkgeschwindigkeit derzeit nur experimentell ermittelt werden kann (KAPPENBERG & FANGER, 2007).

Bei geringen Turbulenzen kommt es zur Ausbildung von Flocken mit niedriger Sinkgeschwindigkeit, die zerfallen, sobald eine kritische Schubspannung erreicht ist. Im Gegensatz dazu werden bei starken Turbulenzen kompakte Flocken mit hoher Sinkgeschwindigkeit gebildet (SPINGAT, 1997).

ANDERSEN & PEJRUP (2002) ermittelten in einer Feldstudie einen Zusammenhang der Sinkgeschwindigkeit kohäsiver Sedimente mit dem Vorhandensein der Wattschnecke *hydrobia ulvae*, deren Ausscheidungen sich an die Sedimenten anlagern und so deren physikalische Eigenschaften verändern können. Gleichzeitig dienen den Wattschnecken aber Algenarten als Nahrung, die ansonsten zur Stabilisierung beitragen würden. Es besteht also ein äußerst komplexes Wirkungsgefüge zwischen biogenen Einflüssen, die zudem lokalen und saisonalen Schwankungen unterworfen sind.

4.5.4 Schwebstofftransportraten

Zur Abschätzung des Schwebstofftransportes werden an dieser Stelle die Ansätze von Bagnold (1966) und van Rijn (1984) vorgestellt.

Die Methode von Bagnold basiert auf einer Energiebilanz, die die Schwebstofffracht zur vom Fluid verrichteten Arbeit in Relation setzt (VAN RIJN, 1993). Die Transportrate kann nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$q_s = \frac{e_s(1-e_b)\tau_b\bar{u}}{(\rho_s-\rho)g(w_s/\bar{u})} \quad (44)$$

wobei:

q_s = Volumetrischer Schwebstofftransport [$\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{s}$]

w_s = Sinkgeschwindigkeit der Sedimentpartikel [m/s]

\bar{u} = Tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit [m/s]

τ_b = Bodenschubspannung [N/m^2]

ρ_s = Sedimentdichte [kg/m^3]

ρ = Dichte des Fluids [kg/m^3]

g = Erdbeschleunigung [m/s^2]

e_b = Effizienzfaktor des Geschiebes (= 0,1 - 0,2)

e_s = Effizienzfaktor der Schwebstoffe (= 0,01 - 0,02)

Kachel und Sternberg (1971) zeigten, dass die Effizienzfaktoren e_b und e_s nicht konstant sind, sondern in Relation zur Bodenschubspannung und zum Korndurchmesser stehen. Daher sind die Ergebnisse der Berechnungen nach dem Konzept von Bagnold stets zu hinterfragen (VAN RIJN, 1993).

Einen vereinfachten Ansatz zur Berechnung des Schwebstofftransportes lieferte van Rijn 1984 für einen Gültigkeitsbereich von 1 bis 20 m Wassertiefe, Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 0,5 und 2,5 m/s und Korndurchmesser zwischen 0,1 mm und 2 mm:

$$q_s = \left[0,012 \left(\frac{\bar{u} - \bar{u}_c}{((s-1)gd_{50})^{0,5}} \right)^{2,4} \left(\frac{d_{50}}{h} \right) \left(\frac{1}{D_*} \right)^{0,6} \right] \bar{u}h \quad (45)$$

wobei:

q_s = Volumetrischer Schwebstofftransport [$\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{s}$]

\bar{u}_c = Kritische tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit nach Shields [m/s]

\bar{u} = Tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit [m/s]

h = Wassertiefe [m]

Van Rijn empfiehlt, Gleichung 45 lediglich zur Abschätzung des Schwebstofftransportes zu verwenden (VAN RIJN, 1993).

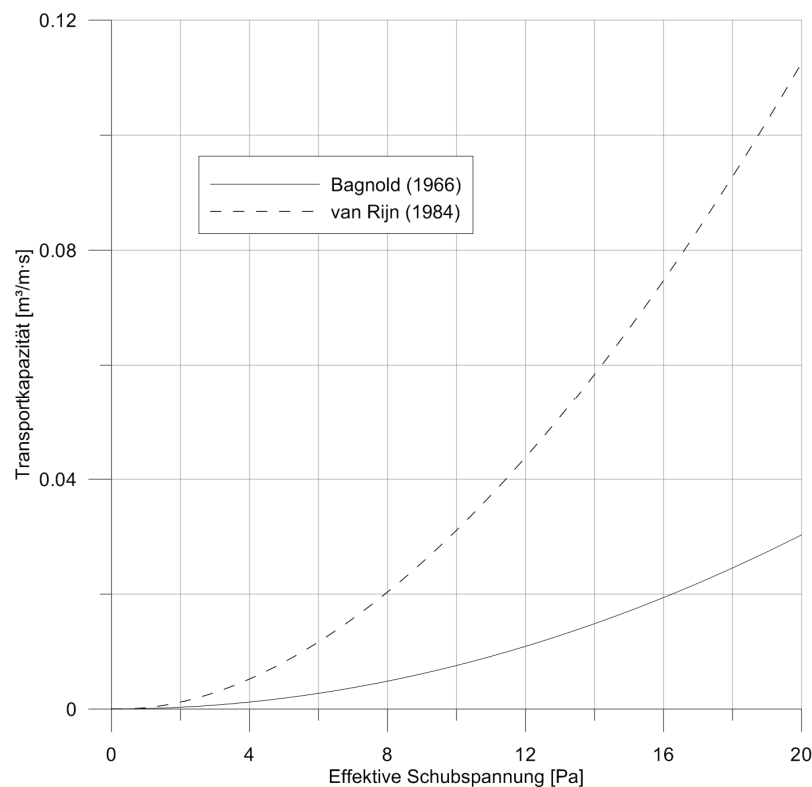


Abbildung 11: Schwebstofftransportkapazität nach Bagnold und van Rijn in Abhängigkeit von der effektiven Sohlschubspannung ($d_{50} = 0,1$ mm, $d_{90} = 0,2$ mm, Wassertiefe $h = 3$ m)

Abbildung 11 zeigt die Schwebstofftransportkapazität berechnet nach den Ansätzen von Bagnold und van Rijn. Gleichung 45 nach van Rijn liefert insbesondere für höhere effektive Schubspannungen eine um bis zu einen Faktor 3,5 größere Transportkapazität.

Weitere Ansätze zur Berechnung der Schwebstofftransportkapazität nach Einstein (1950), Bijker (1971) und ein detaillierterer Ansatz von van Rijn (1984) sind in VAN RIJN (1993) zu finden. RAUDKIVI (1982) führt zudem den Ansatz von Brooks (1956) auf.

4.6 Abschätzung der Gesamtfracht

Die Gesamttransportkapazität q_t setzt sich aus den Teiltransportarten Geschiebetransport und Schwebstofftransport zusammen.

$$q_t = q_B + q_s \quad (46)$$

Es gibt Ansätze, die den Gesamttransport auf Basis der beiden Teiltransporte berechnen. Andere Ansätze ermitteln den Gesamttransport über allgemeine Beziehungen.

Die Addition der einzeln berechneten Anteile von Geschiebetransport und Transport in Suspension machen sich unter anderem Einstein (1950, in VAN RIJN, 1993), Bagnold (1966 in VAN RIJN, 1993), Bijker (1971 in VAN RIJN, 1993), Zanke (1982, in ZANKE, 1982) und van Rijn (1984 in VAN RIJN, 1993) zu Nutze. Wird die Transportkapazität je Transportart unabhängig voneinander bestimmt, ist jedoch zwingend darauf zu achten, dass den Ansätzen die gleichen Annahmen zu Grunde liegen (ATV-DVWK, 2003).

Die am häufigsten angewandten Gesamttransportgleichungen stammen von Englund & Hansen (1967, in VAN RIJN, 1993) und Ackers & White (1973, in VAN RIJN, 1993).

Die Beziehung von Ackers & White basiert auf der Annahme, dass grobe Sedimente als Geschiebe in Sohlnähe mit einer Transportrate bewegt werden, die von der effektiven Schubspannung am Einzelkorn abhängt. Die feinen Sedimente bewegen sich infolge von Turbulenzen in Suspension, wobei die Transportrate von der Sohlschubspannung abhängt. In Gleichung 47 sind empirische Parameter enthalten, die Ackers & White aus der Analyse von 925 Datensätzen aus Labor- und Feldversuchen bestimmt haben (BAYRAM, 2001).

$$q_{t,AW} = K\bar{u}d_{35} \left(\frac{\bar{u}}{u_*}\right)^n \left(\frac{Y-Y_c}{Y_c}\right)^m \quad (47)$$

wobei:

$q_{t,AW}$ = Gesamttransport nach Ackers & White [$\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{s}$]

\bar{u} = Tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit [m/s]

u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s]

Y = Partikel-Mobilitätsparameter [-]

Y_c = Kritischer Partikel-Mobilitätsparameter [-]

n, m, K = Koeffizienten [-]

ν = Kinematische Viskosität [m²/s]

d_{35} = Repräsentativer Korndurchmesser des Sohlmaterials [m]

$$Y = \left(\frac{u_*^n}{((s-1)gd_{35})^{0,5}} \right) \left(\frac{\bar{u}}{5,66 \log \left(\frac{10h}{d_{35}} \right)} \right)^{1-n} \quad [-]$$

$$D_* = d_{35} \left(\frac{(s-1)g}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad [-]$$

$$K = 10^{-3,53+2,86 \log(D_*) - (\log D_*)^2} \quad \text{für } 1 < D_* < 60 \quad [-]$$

$$n = 1 - 0,56 \log(D_*) \quad \text{für } 1 < D_* < 60 \quad [-]$$

$$m = \frac{9,66}{D_*} + 1,34 \quad \text{für } 1 < D_* < 60 \quad [-]$$

$$Y_c = \frac{0,23}{D_*^{0,5}} + 0,14 \quad \text{für } 1 < D_* < 60 \quad [-]$$

$$K = 0,025; n = 0; m = 1,5; Y_c = 0,17 \quad \text{für } D_* \geq 60 \quad [-]$$

Die Koeffizienten K und m wurden später durch HR Wallingford (1990, in VAN RIJN, 1993) angepasst. Diese Anpassung war erforderlich, da die durch die ursprüngliche Formel berechneten Transportraten insbesondere für feine Sedimente mit einem mittleren Korndurchmesser von $d_{50} < 0,2 \text{ mm}$ zu groß waren.

$$K = 10^{-3,46+2,79 \log(D_*) - 0,98(\log D_*)} \quad \text{für } 1 < D_* < 60 \quad [-]$$

$$K = 0,025 \quad \text{für } D_* \geq 60 \quad [-]$$

$$m = \frac{6,83}{D_*} + 1,67 \quad \text{für } 1 < D_* < 60 \quad [-]$$

$$m = 1,78 \quad \text{für } D_* \geq 60 \quad [-]$$

Die Methode nach Engelund & Hansen basiert auf dem Konzept einer Energiebilanz, wobei die Arbeit (pro Zeiteinheit und Breite) betrachtet wird, die erforderlich ist, um die Sedimentfracht über eine Höhe, die der Höhe der Sohlformen zu heben und die das Fluid benötigt, um die Partikel über eine Länge zu transportieren, die der Länge der Sohlformen entspricht. Der Ansatz berücksichtigt jedoch nicht die Sohlschubspannung und vernachlässigt daher den Bewegungsbeginn der Sedimente. Die Gleichung nach Engelund & Hansen zur Abschätzung des Gesamttransportes lautet:

$$q_{t,EH} = \frac{0,05 \bar{u}^5}{(s-1)^2 g^{0,5} d_{50} C^3} \quad (48)$$

wobei:

$q_{t,EH}$ = Gesamttransport nach Engelund & Hansen [$\text{m}^3/\text{m}\cdot\text{s}$]

\bar{u} = Tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit [m/s]

$C = 18 \cdot \log\left(\frac{12h}{k_s}\right)$ Chézy-Koeffizient [$\text{m}^{1/2}/\text{s}$]

d_{50} = Mittlerer Korndurchmesser [m]

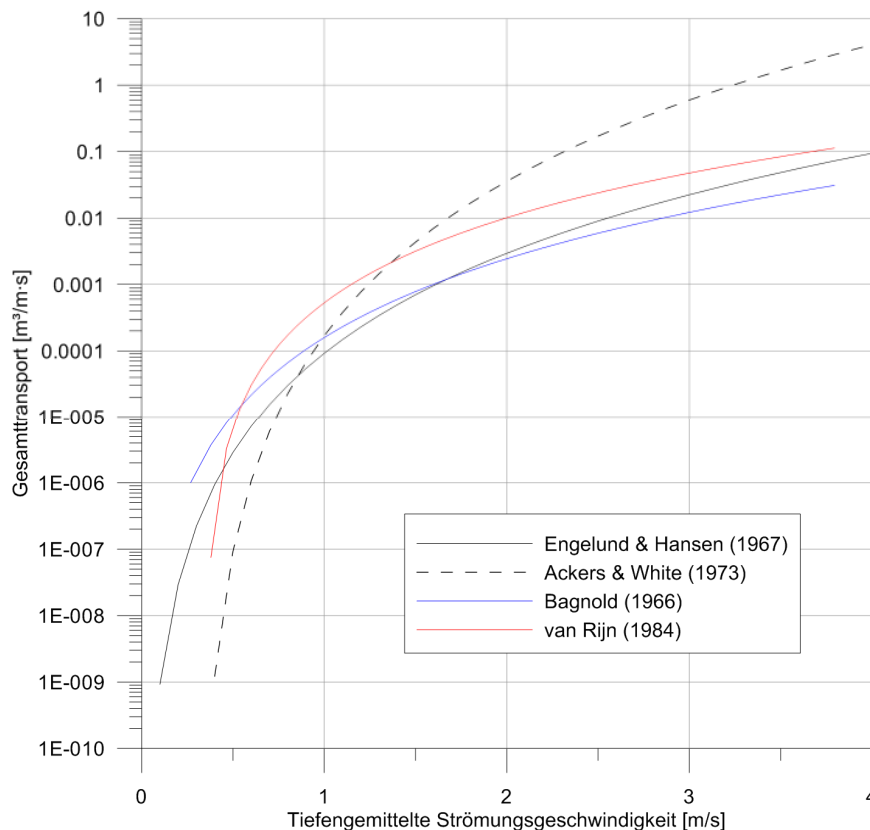


Abbildung 12: Gesamttransport nach Engelund & Hansen, Ackers & White, Bagnold und van Rijn

In Abbildung 12 sind die berechneten Gesamttransportraten nach den Ansätzen von Engelund & Hansen sowie Ackers & White dargestellt. Die hohen Transportraten im Bereich geringer Strömungsgeschwindigkeiten nach Engelund & Hansen resultiert daraus, dass in diesem Ansatz der Bewegungsbeginn der Sedimente vernachlässigt wird. Bei höheren Strömungsgeschwindigkeiten liefert der Ansatz nach Ackers & White höhere Transportraten. Zum Vergleich sind zusätzlich Gesamttransportraten dargestellt, die sich zusammengesetzt aus Teiltransportraten nach Bagnold und van Rijn berechnen.

In VAN RIJN (1993) sind Vergleiche von berechneten Transportraten nach verschiedenen Ansätzen mit Datensätzen aus Labor- und Felduntersuchungen aufgeführt. Van Rijn (1984), Voogt et al. (1989) und White et al. (1973) verglichen mit Hilfe der Methoden von Engelund & Hansen (1967), Ackers & White (1973), Yang (1973), van Rijn (1984), Einstein (1950) sowie

Bagnold (1950) berechnete Sedimenttransportraten mit Datensätzen aus Laborrinnen, Flüssen und Ästuaren. Van Rijn gibt dabei das Verhältnis r von berechneten zu gemessenen Werten an und stellt zusammenfassend den Anteil von r -Werten dar, der im Bereich $0,5 \leq r \leq 2$ liegt. Die Anteile schwanken zwischen 22 % und 89 %, weisen also teilweise große Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Werten auf. Am besten sind die Berechnungsansätze dabei allgemein auf Datensätze aus Versuchsgerrinnen anwendbar (Tabelle 2).

Tabelle 2: Vergleich von berechneten und gemessenen Sedimenttransportraten nach VAN RIJN (1993); Anteil der berechneten Werte im Bereich Faktor 2 der Messwerte

Vergleich Methode	Van Rijn (1984)			White et al. (1973)
	Versuchsrinne (297 Datensätze)	Fluss (486 Datensätze)	Ästuar (120 Datensätze)	Labor- und Feldmessungen (1260 Datensätze)
Einstein (1950)	---	---	---	46 %
Bagnold (1966)	---	---	---	22 %
Engelund & Hansen (1967)	68 %	64 %	33 %	63 %
Ackers & White (1973)	68 %	63 %	26 %	68 %
Yang (1973)	89 %	39 %	---	---
Van Rijn (1984)	76 %	76 %	89 %	---

Neben Ackers & White und Engelund & Hansen gibt es eine große Anzahl weiterer Formeln zur Berechnung der Gesamttransportkapazität, von denen einige in Tabelle 4 aufgeführt sind. In sechs Formeln (z.B. Ackers & White, 1979 und Bijker, 1979) wird Seegang durch eine Modifikation der Strömungsgeschwindigkeit bzw. der Sohlschubspannung berücksichtigt. CAMENEN & LARROUDÉ (2003) verglichen analog zu dem Vorgehen von van Rijn und White et al. weitere berechnete und gemessene Sedimenttransportraten (Tabelle 3). Dabei wurden Sedimenttransportformeln untersucht, die auch den Einfluss von Seegang berücksichtigen. Verglichen wurden die Ergebnisse mit Daten aus Messungen in der Natur sowie mit Daten aus Versuchsrinnen. Da die größten morphologischen Veränderungen zu Phasen hoher hydrodynamischer Belastungen zu erwarten seien, wurden in dem Vergleich starke Strömungen sowie Kombinationen aus Wellen und Strömung untersucht.

Bei der Untersuchung von starken Strömungen liegen zwischen 60 % und 84 % der berechneten Werte im Bereich Faktor 2 um die Messwerte und damit im Bereich der Ergebnisse der Vergleiche von van Rijn und White et al. Bei dem Vergleich von berechneten und gemessenen Transportraten unter Wellen- und Strömungsbelastung sind die Übereinstimmungen deutlich geringer und liegen zwischen 18 % und 48 %.

Im Allgemeinen stimmen die Berechnungsergebnisse verschiedener Autoren gut mit den von ihnen verwendeten experimentellen Daten überein. Werden diese Sedimenttransportformeln

auf andere Belastungsfälle angewandt, weichen Berechnungsergebnisse und gemessene Transportraten zum Teil deutlich voneinander ab.

Tabelle 3: Vergleich von berechneten und gemessenen Sedimenttransportraten bei starker Strömung sowie Wellen und Strömung nach CAMENEN & LARROUDÉ (2003); Anteil der berechneten Werte im Bereich Faktor 2 der Messwerte

Vergleich Methode	CAMENEN & LARROUDÉ (2003)	
	Starke Strömung	Wellen und Strömung
Bijker (1968)	66 %	18 %
Bailard (1981)	82 %	35 %
Van Rijn (1989)	70 %	45 %
Dibajnia & Watanabe (1992)	84 %	48 %
Ribberink (1998)	60 %	45 %

Tabelle 4: Formeln zur Berechnung des Gesamttransportes mit Erscheinungsjahr und Quelle

Verfasser	Erscheinungsjahr	Quelle
Ackers & White	1973	VAN RIJN (1993)
Ackers & White	1973	BAYRAM ET AL. (2001)
Ackers & White (an Seegang angepasst)	1979	VAN DE GRAAFF & VAN OVEREEM (1979)
Bagnold	1966	Van RIJN (1993)
Bailard (an Seegang angepasst)	1981	CAMENEN & LARROUDÉ (2003)
Bailard & Inman	1981/84	BAYRAM ET AL. (2001)
Bijker	1978	Van RIJN (1993)
Bijker (an Seegang angepasst)	1979	VAN DE GRAAFF & VAN OVEREEM (1979)
Brownlie	1981	BROWNLIE (1982)
Dibajnia & Watanabe (an Seegang angepasst)	1992	CAMENEN & LARROUDÉ (2003)
Engelund & Hansen	1967	VAN RIJN (1993)
Graf	1968	BROWNLIE (1982)
Laursen	1958	BROWNLIE (1982)
Ribberink (an Seegang angepasst)	1998	CAMENEN & LARROUDÉ (2003)
Rottner	1959	BROWNLIE (1982)
Shen & Hung	1971	BROWNLIE (1982)
Van Rijn	1984	VAN RIJN (1993)
Van Rijn (an Seegang angepasst)	1989	CAMENEN & LARROUDÉ (2003)
Van Rijn	1993	BAYRAM ET AL. (2001)
Van Rijn (E&H)	1967	ATV-DVWK (2003)
Watanabe	1992	BAYRAM ET AL. (2001)
Wilson (MP&M)	1987	HUGHES ET AL. (1997)
Yang	1973	VAN RIJN (1993)
Zanke	1982	ZANKE (1982)

5 Wattflächen der Elbmündung

Die heutige Deutsche Bucht lässt sich erdgeschichtlich weit zurückverfolgen. Erste Zeugnisse wurden bereits am Ende des Paläozoikums vor 250 Mio. Jahren gefunden. Seither prägten kalt- und warmzeitbedingte Regressionen und Transgressionen das morphologische und geologische Erscheinungsbild der deutschen Nordseeküste (HOFFMANN, 1992). Im Vergleich zu morphologischen Prozessen, die auf geologischen Zeitskalen ablaufen, ist die gegenwärtige Phase als verhältnismäßig beständig anzusehen. Grund hierfür ist unter anderem der in den vergangenen 1.000 Jahren stetig gewachsene anthropogene Einfluss durch den Küstenschutz (KRAMER, 1989). Verheerende Sturmfluten konnte diese Entwicklung nur vorübergehend aufhalten. Dennoch unterlagen insbesondere die vor den Deichen liegenden Flächen des Wattenmeeres auch in den jüngsten Jahrhunderten und Dekaden noch intensiven Veränderungen, die durch hydrologische Randbedingungen und deren Änderungen beeinflusst waren.

5.1 Geologische Entwicklung der deutschen Nordseeküste

5.1.1 Pleistozäne Entwicklung

Die Gestalt des heutigen Nordseebeckens wurde maßgeblich durch die Eiszeiten des Pleistozäns bestimmt, in denen die Gletscher der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit von Skandinavien nach Mitteleuropa vorstießen. Die Elster- und Saale-Vereisung hinterließen im Bereich der Nordsee End- und Grundmoränen sowie Schmelzwassersande (vgl. Tabelle 5).

In der interglazialen Holstein- bzw. Eem-Warmzeit führten abtauende Gletscher zu einer Überflutung des Nordseebeckens. Die Moränen wurden zum Teil abgetragen und die Landschaft wurde eingeebnet. Zwar erreichten die Gletscher der folgenden Weichselvereisung das Nordseebecken nicht mehr, dennoch hatten die während des einsetzenden Holozäns nach Westen ablaufenden Schmelzwasser großen Anteil an der weiteren Ausformung der Landschaft. Von Südosten her zog sich das Elburstromtal durch den Hamburger Raum an der Dithmarscher Küste und südlich an Helgoland vorbei nach Nordwesten (HOFFMANN, 1992).

Diese letzte große Transgression begann nach dem Höhepunkt der Weichsel-Eiszeit vor etwa 20.000 Jahren, als der Meeresspiegel etwa 100 bis 120 m niedriger lag als heute und die Nordsee weitestgehend trocken lag.

Tabelle 5: Geologische Zeittafel (nach VEENSTRA, 1977 und HOFFMANN, 1992)

Formation	Abteilung	Zeit	Nordseegeschichte	Alter in Jahren
Quartär	Holozän	Subatlantikum	Düнкirchen-Transgression	0
		Subboreal	Calais-Transgression	2.800
		Atlantikum		5.000
		Boreal	Meeresspiegel erreicht heutiges Küstenniveau	7.500
		Präboreal	Meeresspiegel ca. 46 m tiefer als heute	9.000
	Pleistozän	Weichsel-Vereisung	Meeresspiegel ca. 100-120 m tiefer als heute; maximale Ausbreitung des Eises	10.000
		Eem-Interglazial	Meeresspiegelmaximum ca. 5 m niedriger als heute	90.000
		Saalevereisung	Gletscher bis in das Nordseebecken vorgedrungen	100.000
		Holstein-Interglazial	Meer dringt bis in heutigen Küstenbereiche vor	380.000
		Elstervereisung	Gletscher dringen bis in das Nordseebecken vor	420.000
				600.000

5.1.2 Holozäne Entwicklung

Zu Beginn des Holozäns vor etwa 10.000 Jahren war etwa die Hälfte der Landeismassen der Weichsel-Vereisung abgeschmolzen und der Meeresspiegel lag etwa 65 m unter dem heutigen. Der Küstenverlauf befand sich nördlich der Doggerbank. Die folgenden Transgressionsphasen führten zu den heutigen Verhältnissen im Küstenraum. Für das frühe Holozän wurden verschiedene Meeresspiegelkurven veröffentlicht, die aus zum Teil unterschiedlicher Interpretation der vorhandenen Datengrundlage hervorgingen. Alle Kurven stimmen jedoch darin überein, dass der Meeresspiegel im frühen Holozän bis mindestens 7.000 BP³ mit etwa 2 m/Jh. sehr schnell anstieg. Bei dieser Transgression wirkten mehrere Faktoren zusammen (STREIF, 1978):

- Ein weltweiter eustatischer Anstieg des Meeresspiegels durch das klimabedingte Abschmelzen der kontinentalen Eismassen,
- isostatische Ausgleichsbewegungen der Erdkruste als Folge der Entlastung durch das Abschmelzen des Eises,
- eine seit mindestens 300 Mio. Jahren zu beobachtende Senkung der Erdkruste im Bereich der Nordsee,

³ Before Present = vor Heute

- Setzung der Sedimente in örtlich sehr unterschiedlichem Maße und
- Tideerscheinungen mit ihren örtlich und zeitlich wechselnden Tidekurven.

Vor ca. 5.000 Jahren waren sowohl die nordamerikanische als auch die skandinavische Eiskappe vollständig verschwunden, was gleichbedeutend mit dem Ende des glazialeustatischen Meeresspiegelanstiegs war. Zu diesem Zeitpunkt lag der Meeresspiegel bei einem Niveau um NN -7 m und stieg in der Folge durchschnittlich um 14 cm/Jh. an, was vor allem auf isostatische und tektonische Bewegungen zurückzuführen ist.

Eine allgemeine Annahme ist, dass der Meeresspiegelanstieg spätestens seit dem Abklingen des glazialeustatischen Anstiegs signifikanten Fluktuationen unterlag. In der Deutschen Bucht verursachten regressive Tendenzen bei einem Meeresspiegel von etwa NN -5 m zwischen 4.500 und 4.000 BP die Bildung des sogenannten „Mittleren Torfs“. Die anschließende etwa 700 Jahre andauernde transgressive Phase wurde wiederum von einer Regression abgelöst, die für die Entstehung des „Oberen Torfs“ verantwortlich war. Diese relative Senkung ca. 700 v. Chr. markiert den Beginn der ersten Siedlungsperiode in den nordwestdeutschen Marschgebieten (HOFSTEDE, 1991). Kurz vor Chr. Geburt erreichte der Meeresspiegel eine Höhe, die in etwa der heutigen entsprechen haben dürfte. Es schloss sich eine regressive Phase an, die erst vor 1.000 Jahren von einer merklichen Transgression abgelöst wurde (EPPEL ET AL., 2006). Zu dieser Zeit begannen die im Küstenraum siedelnden Menschen, das Land teilweise zu bedeichen, zu entwässern und zu kultivieren (AHREND, 2006). Weite Teile der Küsten wurden somit der natürlichen Entwicklung entzogen und nur noch im Falle schwerer und sehr schwerer Sturmfluten morphologisch verändert.

5.1.3 Entwicklung im Bereich der Unter- und Außenelbe

Das untere Elbtal entstand bereits im Pleistozän als Urstromtal abfließender Schmelzwasser. Die abtauenden Eismassen der Weichsel-Kaltzeit flossen aus Mecklenburg, Pommern, Brandenburg und Polen durch dieses im Mittel 10 km breite Tal in die Nordsee. Dabei wurde es bei Cuxhaven bis NN -20 m mit Kies und Schottern aufgefüllt.

Parallel zu dieser Entwicklung stieg der Meeresspiegel an. Bei Erreichen des Gebietes der Elbmündung verschob sich die Gezeitengrenze stromaufwärts und die eiszeitlichen Sedimente wurden von jüngeren überdeckt. Dabei überlagerten marine Sedimente große Areale von Sümpfen, Wäldern und Mooren, was heute anhand horizontaler und vertikaler Schichtung nachvollzogen werden kann. Heutzutage liegt die Unterelbe oberhalb pleistozäner Sand- und holozäner Sedimentablagerungen des Flusses. Eiszeitliche Relikte treten immer wieder in Form von Findlingen zu Tage.

In den vergangenen zwei Jahrtausenden, in denen der Meeresspiegel im Vergleich zu vorangegangenen Phasen kaum noch anstieg, begann die Hauptrinne der Elbe, stark zu mäandrieren. In die älteren Ablagerungen schnitten sich neue Rinnen ein, die in der Folge jedoch auch wieder verlandeten (HOFFMANN, 1992). In dieser Ära nahmen die anthropogen beeinflussten Veränderungen stark zu. Im Laufe der Eisenzeit stieg der Bedarf an Bau- und Nutzholz sehr stark an, was zu einer massiven Abholzung entlang der Ufer des Mittel- und Unterlaufes der Elbe führte. Die Sedimentfracht des Flusses stieg rapide und schon bald waren die Ufer der Unterelbe von einer Sedimentschicht bedeckt. Das Geländeniveau ergab sich dabei aus dem Sedimentangebot und der Häufigkeit von Überflutungen bzw. Sturmfluten. Diese Zusammenhänge führten zum typischen Bild der heutigen Marschlandschaft. Der Verlauf der Elbe veränderte sich im Laufe der Zeit häufig und in unterschiedlichem Maße, was sich zum einen in einem veränderten Uferverlauf, zum anderen in einer Verlegung der Hauptrinne in den Grenzen der bestehenden Ufer äußerte. Veränderungen an den Ufern ergaben sich langsam und kontinuierlich als Folge von Erosion und Sedimentation oder abrupt als Landabbrüche verursacht durch starken Wellen- und Strömungsangriff.

Abbildung 13 zeigt eine Luftaufnahme des Tideelbe aus dem Jahr 2003. Zwischen Brunsbüttel und Cuxhaven weitet sich das Elbeästuar in der jetzigen Zeit deutlich auf, wobei die tiefe Hauptrinne dicht entlang des südlichen Ufers verläuft. Nördlich schließen sich weit ausgedehnte Wattflächen an, die Teil des Nationalparks „Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer“ sind. Seewärts von Cuxhaven sind die seitlichen Grenzen der Außenelbe nur bei Tideniedrigwasser zu erkennen. Im Süden werden sie durch die Wattflächen von Duhnen, Neuwerk und Scharhörn gebildet, im Norden bestehen sie aus einer Kette von Außensänden. Dreißig Jahre zuvor waren diese Sandbänke noch miteinander verbunden, seit Beginn der 1990er Jahre können jedoch fortschreitende Erosion am Großen Vogelsand und Sandverluste im westlichen Bereich des Gelbsandes beobachtet werden. Dies führte dazu, dass heute eine klare nördliche Abgrenzung der Außenelbe nicht mehr existiert. Das Flussbett der Elbe, das sich in die flache Küstenzone schneidet, besteht hauptsächlich aus Mittel- und Grobsanden. An besonders tiefen Stellen können aber auch alluviale Schlickschichten hervortreten (BÖHLICH & STROTMANN, 2008).



Abbildung 13: Luftaufnahme des Elbe Ästuars (Image Editing, Copyrights: Brockmann Consult, Common Wadden Sea Secretariat (c) 2003)

5.2 Geologie von Wattflächen

5.2.1 Bildung amphibischer Flächen im tidebeeinflussten Küstenraum

Die Wattflächen der südlichen Nordseeküste gelten als weltweit einzigartig. Die Gründe hierfür werden deutlich, wenn die Merkmale betrachtet werden, die für die Bildung amphibischer Flächen im tidebeeinflussten Küstenraum erfüllt sein müssen (VEENSTRA, 1977):

1. Zufuhr von Feinmaterial aus dem Meer
2. Tidehub in der Größenordnung mehrerer Meter
3. Inseln als Schutz gegen die Brandungswirkung des Meeres
4. Allmählich abfallender Meeresboden
5. Gemäßigtes Klima mit entsprechender Flora und Fauna
6. Relativer Meeresspiegelanstieg
7. Flüsse mit Trichtermündungen
8. Flaches Hinterland

Ohne ausreichende Zufuhr von Sedimenten können sich keine Watt- und Vorlandflächen bilden. Um feines Material bis weit ins Wattenmeer zu transportieren, müssen entsprechende Strömungsgeschwindigkeiten vorherrschen, die nur durch einen Tidehub induziert werden können. Fehlen Inseln oder Außensände als Barriersystem gegen einlaufenden Seegang, werden sedimentierte Schichten schnell wieder erodiert. Bei einem steil abfallenden Küstenprofil würden sich die transportierten Sedimente endgültig in tieferem Wasser absetzen. Das

Klima beeinflusst die existierende Pflanzen- und Tierwelt maßgeblich. So siedeln sich etwa im tropischen Klima Mangroven an, die das Erscheinungsbild der Küstenform entsprechend verändern. Nur ein relativer Meeresspiegelanstieg kann gewährleisten, dass dem Küstenraum immer wieder genügend Sediment zur Verfügung gestellt wird. Große Ästuarie beeinflussen durch Oberwasserzufluss die Vegetation in den Mündungsbereichen erheblich. Zudem liefern sie großen Mengen an feinen Sedimenten.

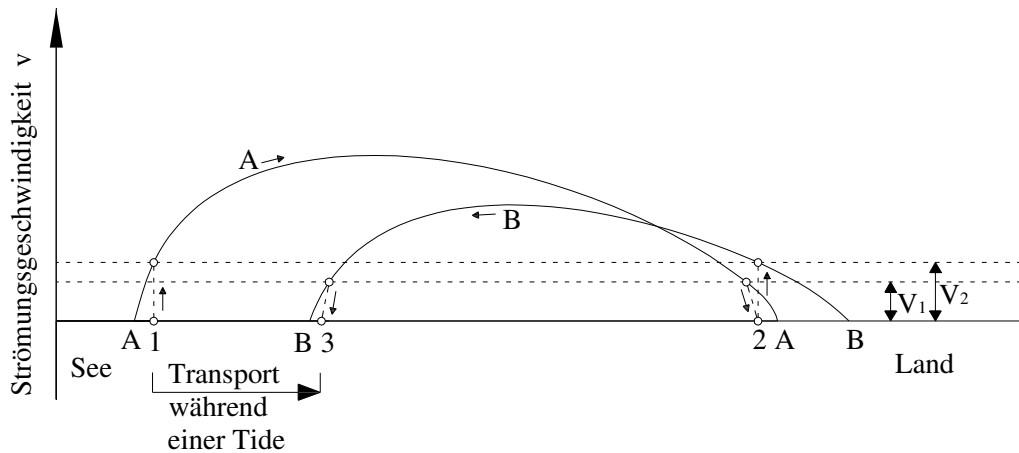


Abbildung 14: Modellvorstellung zum Sedimenteintrag in ein Wattenzugsgebiet (nach DIECKMANN, 1985)

Eine einfache Modellvorstellung zum Sedimenteintrag aus dem Meer in die Wattflächen fasst DIECKMANN (1985) auf der Basis von Überlegungen von van Straaten & Kühnen sowie Postma zusammen (Abbildung 14). Dabei wird der durch die Tideströmung bedingte Weg eines Schwebstoffteilchens während eines Tidezyklus betrachtet. Das Schwebstoffteilchen befindet sich bei Punkt 1, bis es bei einer kritischen Strömungsgeschwindigkeit v_2 in der beginnenden Flutphase in Suspension gebracht wird und in Richtung Küste transportiert wird. Bei Unterschreiten der Strömungsgeschwindigkeit v_1 gegen Ende der Flutphase sinkt das Teilchen am Punkt 2 zu Boden. Während der anschließenden Ebbe wird das Teilchen bei Erreichen der Strömungsgeschwindigkeit v_2 wieder suspendiert, seewärts transportiert und dann bei Punkt 3 abgelagert. Die Distanz zwischen den Punkten 1 und 3 ergibt den landwärtigen Transport des Partikels während einer Tide an. Die Kurven A und B basieren auf der vereinfachenden Annahme, dass die Strömungsgeschwindigkeiten an jedem Ort sinusförmig sind und während jeder Tidephase von See nach Land linear abnehmen. Diese Modellvorstellung verdeutlicht zwei Effekte: Zum einen eine Ablagerungsverzögerung, die daraus entsteht, dass ein Schwebstoffteilchen nicht vertikal sedimentiert, wenn die für seinen Korndurchmesser kritische Geschwindigkeit unterschritten wird, sondern eine bestimmte Strecke weiter von der Strömung getragen wird, bis es den Grund erreicht. Zum anderen existiert eine Aufnahmeverzögerung, die aus einer Differenz der kritischen Strömungsge-

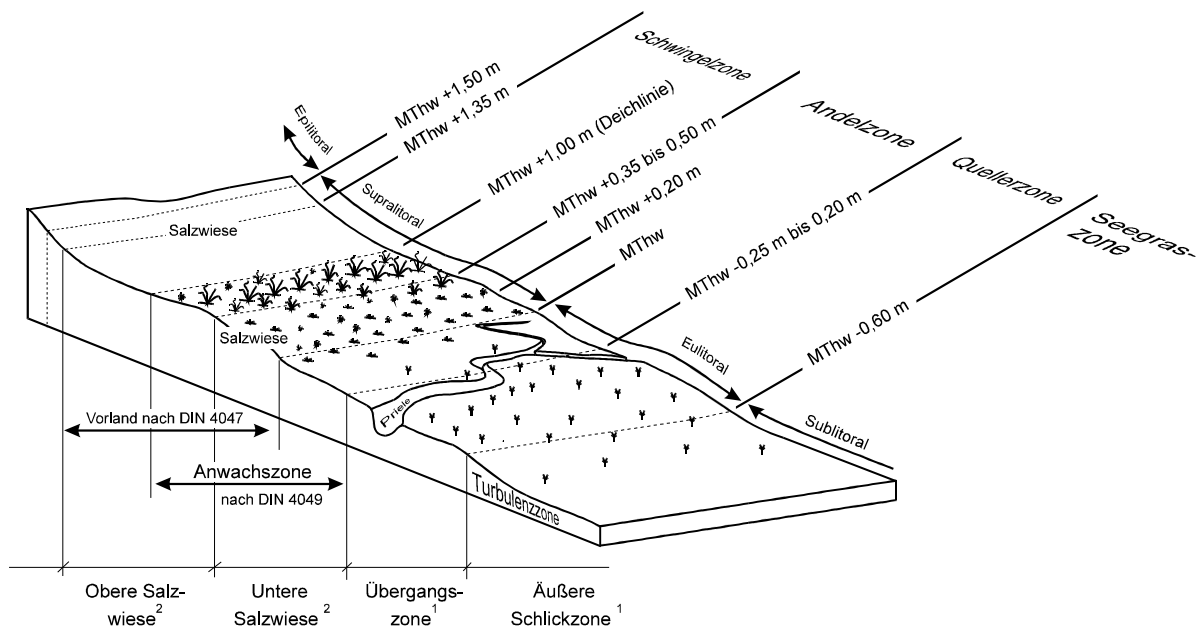
schwindigkeiten zur Aufnahme von Sedimenten (v_2) und der kritischen Strömungsgeschwindigkeiten zur Ablagerung von Sedimenten (v_1) resultiert. Je kleiner der Korndurchmesser ist, desto größer ist die Differenz zwischen den beiden Geschwindigkeiten.

5.2.2 Zonierung von Wattbereichen

Das als Wattenmeer bezeichnete Gebiet setzt sich aus den drei Teillebensräumen

- Watt,
- Inseln mit Strand und Dünen sowie
- Salzwiesen bzw. Vorland

zusammen, die aufgrund ihrer Besonderheiten jeweils spezielle Funktionen des gesamten Ökosystems Wattenmeer wahrnehmen (VON LIEBERMAN, 1999). Die Tide ist dabei die Haupteinflussgröße im Wattenmeer. Daher ist es sinnvoll, eine hydrologische sowie ökologische Zonierung auf die Tidewasserstände zu beziehen. Aufgrund der geringen Geländeneigung im Watt können bereits kleine Höhenänderungen von großer Bedeutung sein und große Flächen umschließen. Verwendet man das natürliche Bezugssystem der Tidewasserstände, ergibt sich aus geologischer und ökologischer Sicht eine klare Gliederung (Abbildung 15).



1) Bezeichnung z.B. nach Kroeze et al., 1992

2) Bezeichnung z.B. nach Wilkens et al., 1983

Abbildung 15: Zonierung der Wattbereiche (VON LIEBERMAN ET AL., 1998)

Der als Sublitoral bezeichnete untere Wattbereich umfasst die Gebiete unterhalb des Mittleren Tideniedrigwasserstandes (MTnw). Dazu gehören z.B. Priele und Wattströme sowie den Inseln seeseitig vorgelagerte, sandige Flachwassergebiete. Das Sublitoral ist dementsprechend auch bei mittleren Tideniedrigwasserständen noch mit Wasser bedeckt. Prinzipiell sind die ökologischen Randbedingungen der letztgenannten Gebiete eher mit denen der offenen Nordsee zu vergleichen (VON LIEBERMAN, 1999).

Das Eulitoral, der mittlere Wattbereich zwischen dem Mittleren Tideniedrigwasser und dem Mittleren Tidehochwasser (MThw), fällt bei mittleren Tidebedingungen zweimal täglich trocken. Die Grenzen zum Sublitoral sowie zum oberen Wattbereich sind fließend, da das Eulitoral sowohl von Prielen durchzogen als auch gegen die Queller-Region und die Salzwiesen nicht klar abgegrenzt ist.

Teile der Verlandungszone (Anwachszone) und Bereiche der Salzwiesen werden dem oberen Wattbereich (Supralitoral) zugeordnet. Diese Flächen sind durch Akkumulationsvorgänge infolge reduzierter Strömungsgeschwindigkeiten über die Linie des mittleren Hochwassers (bis etwa MThw +1,50 m) hinausgewachsen und werden nur noch unregelmäßig überflutet.

Das Epilitoral beginnt bei etwa +1,50 m oberhalb des MThw und wird nur während Sturmfluten überflutet. Dieser höchste Wattbereich ist jedoch durch das salzhaltige Grundwasser immer noch maritimen Einflüssen unterworfen (VON LIEBERMAN, 1999).

Des Weiteren kann man drei Watttypen ihrer Lage zur See entsprechend unterscheiden:

- Offene Watten liegen im Schutz von Strandwällen oder Außensänden. Ihr Unterwasserprofil fällt sehr flach ab und verhindert so Abbrüche bei schwerem Seegang.
- Ästuar- und Buchtenwatten sind im Ästuarbereich oder in Meeresbuchten zu finden. Sie können in der Brackwasserzone liegen, in sehr seltenen Fällen gibt es Süßwasserratten.
- Rückseitenwatten liegen hinter den Düneninseln der Nordsee.

Alle drei Typen sowie Mischformen im Mündungsgebiet von Ästuaren sind in der Deutschen Bucht zu finden. Eine Gemeinsamkeit besteht darin, dass alle seegangsgeschützt liegen (REINECK, 1982).

5.2.3 Sedimentinventar

Trotz vieler Gemeinsamkeiten ist die Entwicklung verschiedener Wattgebiete nicht einheitlich verlaufen. Dies liegt zum einen am unterschiedlichen geologischen Aufbau, zum anderen an der ungleichen Ausrichtung zur Hauptwind-, Wellen- und Strömungsrichtung. Die großräumi-

ge morphodynamische Entwicklung der Rückseitenwatten der ostfriesischen Inseln verlief bis auf einzelne Meereseinbrüche während der Sturmfluten im Mittelalter vergleichsweise ruhig, während die Watten vor der schleswig-holsteinischen Westküste tiefgreifenden Veränderungen durch schwere Sturmfluten unterworfen waren. Eine zusammenfassende Beschreibung dieser Entwicklung ist in DIECKMANN (1985) zu finden.

Nach geologischen Gesichtspunkten müssen die Wattbereiche Niedersachsens und Schleswig-Holsteins südlich von Eiderstedt von den Bereichen nördlich von Eiderstedt unterschieden werden. Dort finden sich bereits 1 m unter der Geländeoberkante Teile aus altem Festlandboden. Im Gegensatz dazu erreichen Marschen und Wattböden im übrigen Gebiet Mächtigkeiten von bis zu 30 m, aufgeschüttet aus Nordsee-Sedimenten innerhalb der vergangenen 7.000 Jahre. STREIF (1990) postulierte hierfür den „Bulldozer-Effekt“, das heißt, einen Sedimenttransport von der Nordsee zur Küste durch die Kraft der Wellen.

Die Sonderstellung der nordfriesischen Küste entstand durch einen lokalen Gletscher-Vorstoß in der Saale-Eiszeit im Gebiet der nordfriesischen Geestkerninseln Sylt, Amrum und Föhr, die einen großen Geestrücken bildeten. Die Endmoränen-Landschaft aus der Saale-Eiszeit wurde später in der Zeit von Meeresspiegel-Hochständen – im Eem-Interglazial sowie in der jetzigen Zeit – durch die Nordsee umgestaltet. Das heutige Erscheinungsbild des Wattenmeeres wurde maßgeblich durch den letzten Meeresspiegelanstieg in den vergangenen 1.000 Jahren aber auch durch sehr schwere Sturmfluten geprägt. Insbesondere die Gestalt der Geestkerne wurde hierdurch signifikant verändert (EPPEL et al., 2006).

Die Mächtigkeiten der Bodenhorizonte mariner holozäner Sedimente sind in der offenen Nordsee gering, wachsen jedoch im Küstenraum stark an. Im Bereich der Düneninseln sowie der Ästuarie erreichen sie Schichtdicken von bis zu 30 m. Entlang der gesamten südlichen Nordseeküste erstreckt sich ein Barriersystem, das im deutschen Küstenraum aus Inseln und Sandbänken besteht. An die Kette der ostfriesischen Inseln schließen sich zwischen Jade und Elbe hochliegende Sandbänke an. Beide Elemente haben dabei eine ähnliche Entwicklung durchlaufen und bestehen vorwiegend aus sandigen Sedimenten, die auf einem präholozänen Relief auflagern. Der relative Meeresspiegelanstieg im Verlaufe des Holozäns in Verbindung mit einem landwärts gerichteten Sandtransport führte zu einem transgressiven Übergreifen marin litoraler Fazies über terrestrische Ablagerungen und zu Moorbildungen. Moorbildung kann dabei auf zwischenzeitliche Meeresspiegelsenkungen hinweisen, aber auch bei einem Meeresspiegelanstieg zustande kommen, wenn die Moorbildungsrate höher ist als die zeitlich entsprechende Meeresspiegelanstiegsrate. Die Wattgebiete und Marschen bilden eine Übergangszone, in der sich Wattsedimente mit limnischen Absätzen und Torfen verzahnen. Die marine Transgression des Holozäns stieß zunächst in die Fluss-

täler und Rinnen von Ems, Weser und Elbe vor und führte einerseits zu kontinuierlichen Übergängen von semiterrestrisch-limnischen Fazies zum brackisch-marinen Milieu. Andererseits traten aber auch erhebliche Erosions-, Umlagerungs- und Re-Sedimentationsvorgänge auf. Mit weiterem Vordringen der Nordsee breitete sich der marine Einfluss auch über die tiefliegenden Regionen flächenhaft aus. Im seewärtigen Bereich kam es dabei zur Ablagerung feinsandig-schluffiger, meist kalkreicher Wattsedimente, landwärts folgten tonige, überwiegend kalkfreie Sedimente mit hohen organischen Anteilen. Je nach Höhenlage und Exposition des Ablagerungsgebietes zur See hin variieren die Zeitpunkte beginnender mariner Sedimentation (STREIF, 1978; vgl. Abbildung 16).

Geologisch gesehen gehören die Wattsedimente zum Subatlantikum (vgl. Tabelle 5). Sedimentologisch bestehen sie aus marinen klastischen Lockersedimenten mit organischen sowie organogenen Beimengungen. Der anorganische Anteil setzt sich aus Sand, Schluff und Ton zusammen. Kies spielt eine ungeordnete Rolle. Zum organischen Anteil zählen organische Substanzen und Karbonate. Der organogene Anteil besteht aus Torfen und Mudden, Pilzgeflechten (Mikroflora), Mollusken, Würmern und Krebsen (Makrofauna), Foraminiferen und Diatomeen (Mikrofauna) sowie aus Stoffwechselprodukten von Organismen (PFEIFFER, 1996).

Die Ausprägung des heutigen Wattenmeeres entspricht einem der Küste vorgelagerten Schwemmlandkeil. Die Sedimentschichtung eines idealisierten Watts im mesotidalen Bereich ist in Abbildung 16 dargestellt.

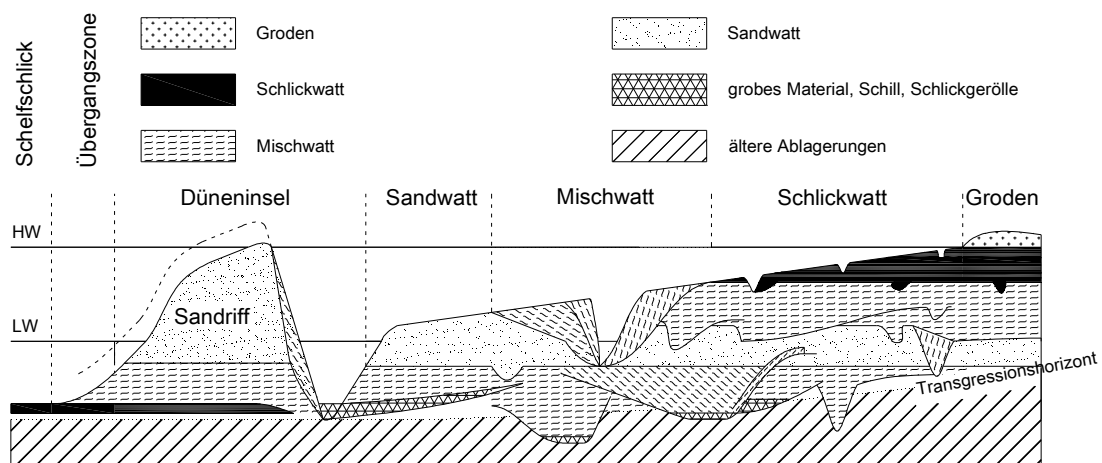


Abbildung 16: Senkrechte Sedimentabfolge eines Watts im mesotidalen Bereich (REINECK, 1982)

Wattsedimente fallen in die Korngrößenklassifizierung nach EN ISO 14688, Teil 1 (NORMENAUSSCHUSS BAUWESEN, 2003) und demnach in die Korngrößenbereiche Sand, Schluff und Ton (Tabelle 6).

Tabelle 6: Klassifizierung der Korngrößen nach EN ISO 14688, Teil 1

Korngröße in mm	Bezeichnung
2 bis 0,063	Sand
0,063 bis 0,002	Schluff
< 0,002	Ton

Der Anteil der Kornfraktionen bestimmt den Sedimenttyp. Verschiedene Sedimenttypen unterscheiden sich durch die Mischungsverhältnisse der einzelnen Komponenten. Bezeichnend für den Sedimenttyp ist der Gehalt an Schluff und Ton (Bestandteile < 0,063 mm; vgl. Tabelle 7).

Tabelle 7: Kennzeichnung der Sedimenttypen (nach DIECKMANN, 1985 und PFEIFFER, 1996)

Sedimenttyp	Anteil der Kornfraktion < 0,063 mm [%]
Sandwatt	< 10
Mischwatt	10 bis 50
Schlickwatt	> 50

Die bodenmechanischen Eigenschaften von Wattsedimenten sind des Weiteren abhängig vom Wassergehalt sowie von der Lagerungsdichte des Bodens. Selbst gleiche Sedimenttypen bewegen sich innerhalb großer Bandbreiten. Im Allgemeinen sind Sandwatten aber trittfest und entsprechend dicht gelagert, wogegen Schlickwatt flüssig-breilig und kohäsiv ist. Wie in Kapitel 5.2.2 beschrieben, ergibt sich eine Verteilung der Wattsedimente in Abhängigkeit von der Wassertiefe, den Strömungen und dem Seegang. Nach EHLERS (1988) können Wattsedimente durch eine Dominanz von Feinsand mit Unteranteilen von Mittelsand charakterisiert werden. Größere Fraktionen treten nur in übertieften Seegaten oder Prielströmen auf, die bis auf die pleistozäne Schicht erodiert sind. Auf Sandwatten liegt der Feinkornanteil in der Regel bei etwa 1 %.

5.2.4 Struktur von Wattflächen

Seeseitig geht das Wattenmeer in das Küstenvorfeld, die Flachsee der Deutschen Bucht mit Wassertiefen mit bis zu 20 m bei Helgoland über. Inseln, Außensände, Seegaten und Watt-

strommündungen markieren den Übergang von der Flachsee zum Wattenmeer. Das Erscheinungsbild der Außenküste des Wattenmeeres wird maßgeblich durch die Bathymetrie, die Morphologie sowie die Seegangsbedingungen bestimmt.

Während der post-pleistozänen Calais-Transgression bildete sich ein aus Außensänden und Inseln bestehendes Küstenbarrieresystem (LÜDERS & LUCK, 1976). Diese Barriere wird durch große Tidedurchlässe unterbrochen, die als Wattströme bezeichnet werden (NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN, 1979). Diese Hauptwasserläufe im Watt gehen von Flüssen aus oder sind Hauptentwässerungsrinnen großer Tidebecken. Ihr Verlauf ist vom Basisrelief beeinflusst und folgt präglazialen Flusstälern (z.B. Lister Tief) oder Schmelzwasserrinnen der letzten Eiszeit (KOHLUS, 1998). Inseln oder Außensände verengen die Auslässe häufig so stark, dass die dadurch induzierten hohen Strömungsgeschwindigkeiten tiefe Rinnen hervorrufen. Seeseitig weitet sich der Querschnitt zu einem Ebbdelta auf, in dem sich transportierter Sand zu Bänken oder Barren ablagert. Dabei kann es zur Ausbildung mehrerer Rinnen kommen, die unterschiedlich stark von Ebbe und Flut genutzt werden. Dieser Bereich ist starken morphologischen Veränderungen unterworfen. Der hohe Sedimenttransport in den Wattströmen zeigt sich in instabilen Großriffeln im Bodenbereich. Diese Riffelfelder werden seeseitig vorwiegend vom Ebbestrom und landseitig vom Flutstrom (EHLERS, 1988) geprägt.

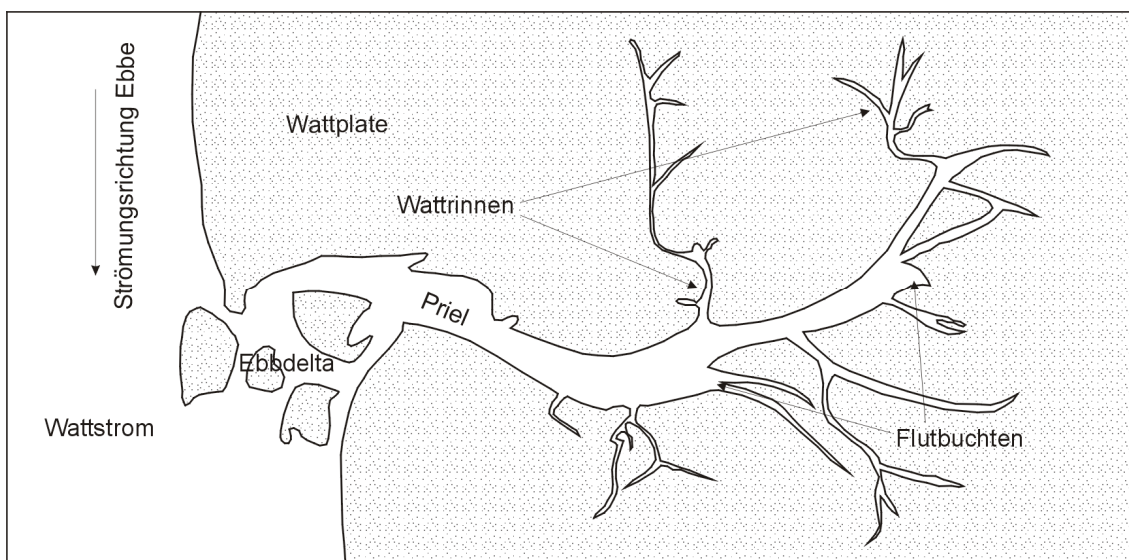


Abbildung 17: Elemente im Bereich des inneren Wattenmeeres (nach: KOHLUS, 1998)

Auch die Platen im inneren Wattenmeer sind wiederum von Entwässerungsrinnen, den Priel, durchzogen (Abbildung 17). Diese führen den Wattströmen bei Ebbe das Wasser der Platen zu. An den Mündungen der Priele in die Wattströme bilden sich wiederum häufig kleinere Ebbestromdeltas aus. Je kleiner das Abflusssystem ist, desto stärker ist der Einfluss

des Ebbestromes auf dessen Form und Verlauf. Priele entstehen durch Rinnenerosion, wenn Wasser während der Ebbe dem hydraulischen Gradienten folgt und beim Abfluss Sediment transportiert. Bei Flut fließt das von See vordringende Wasser zunächst in den Prielbetten, um dann bei höheren Wasserständen auszufern und die Wattflächen zu überströmen (LÜDERS & LUCK, 1976). Wasser von den Platen wird den Prielen über so genannte Wattrinnen zugeführt (NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN, 1988). Diese fallen bei Tideniedrigwasser trocken, wogegen die Priele auch zu diesem Zeitpunkt noch Wasser führen. Je kleiner das Prielsystem ist, desto mehr neigt es zur Mäandrierung und – bei Vorhandensein feiner und schlickiger Sedimente – zur Ausbildung steiler Ufer. Die Priele und Wattrinnen mäandrieren in Fließrichtung des ablaufenden Wassers. An den Gleithängen und an den Rändern gerader Abschnitte kommt es zur seitlichen Anlagerung, wobei die Ablagerungen teilweise vom Rinnenwasser herantransportiert werden, bei höheren Wasserständen auch seitlich hinein gespült werden (REINECK, 1982). Des Weiteren existieren auf Wattplatten Senken, in denen auch zur Tideniedrigwasserzeit Wasser stehen bleibt, da eine Schwelle oder die zu kurze Ebbezeit einen vollständigen Abfluss verhindern (KOHLUS, 1998). Die Prieldichte auf Sandwatt-, Mischwatt- und Schlickwattflächen variiert sehr stark. Sandwattflächen weisen relativ wenige, nur leicht verzweigte Prielsysteme auf, wogegen Schlickwattflächen über ein dichtes Netz aus Prielen und Wattrinnen entwässert werden. Im Sandwatt sind die Priele kurz und gerade, im Schlickwatt stark mäandrierend und weit verzweigt (EHLERS, 1988).

5.3 Tidedynamik der Elbmündung

Die Gestalt der Wattflächen der Nordseeküste wird maßgeblich durch die Tidedynamik bestimmt. In Ästuaren bzw. in deren Mündungsgebieten unterscheidet sich diese deutlich vom Tidegeschehen in der Nordsee. So liegen die Kenterpunkte der Strömungsgeschwindigkeit in den Ästuaren der deutschen Nordseeküste nahe an den Extremwerten des Wasserstandes. Ursache dieses im Vergleich zu den freien Ozeanen atypischen Verhaltens ist die Reflexion der Tidewelle (vgl. HENSEN, 1958).

Als Hauptkennwerte des Wasserstandes sind zunächst die Extremwasserstände Tidehochwasser (Thw) und Tideniedrigwasser (Tnw) zu nennen, deren Differenz man als Tidehub (Thb) bezeichnet. Das arithmetische Mittel von Tidehochwasser und Tideniedrigwasser nennt man Tidehalbwasser. Als Tidemittelwasser (Tmw) wird das Integralmittel der Tidekurve bezeichnet. In Abbildung 18 ist dieses durch die Auftragung als waagerechte Linie dargestellt, die die Tidekurve in zwei Flächen gleichen Inhalts teilt.

Der Tidehub ist eine direkte Größe zur Beschreibung der energetischen Prozesse in einem Ästuar. Grundsätzlich nimmt die Tideenergie von See kommend in das Ästuar hinein ab,

wobei als die wesentlichen energiedissipierenden Prozesse dabei die Sohlschubspannung und die innere Reibung zu nennen sind. Die Tidewelle dringt soweit in ein natürliches Ästuar ein, bis ihre Energie vollständig abgebaut ist. Die Position, an der kein Tidehub mehr zu verzeichnen ist, wird als Tidegrenze bezeichnet.

Die Trichterform eines Ästuars kann zu einer Bündelung der Tideenergie führen, wodurch es zu einer Zunahme des Tidehubs in das Ästuar hinein kommen kann. In einem natürlichen, breiten Flusstal hat das Ästuar ausreichend Raum, um zu mäandrieren. Dadurch wird bereits ein erheblicher Teil der einschwingenden Tideenergie dissipiert. Durch eine Einengung des Fließquerschnittes, etwa durch Eindeichung, erhöht sich die in ein Ästuar eindringende Tideenergie. Des Weiteren kann es durch die Reflexion der Tidewelle an abrupten Querschnittverengungen oder an einem Wehr zu einer Zunahme des Tidehubs kommen (HENSEN, 1958; WITTMER, 1958).

Der Tidehub ist eine maßgebende Größe bei der Klassifizierung von Küstengewässern. Man bezeichnet Gewässer mit einem Tidehub

- kleiner als 2 m als mikrotidal
- zwischen 2 m und 4 m als mesotidal und
- größer als 4 m als makrotidal.

Eine charakteristische Größe im Verlauf der Strömungsgeschwindigkeit sind die Eintrittszeiten ihrer Nullpunkte (Abbildung 19). Als Ebbestromkenterpunkt wird dabei das zeitliche Ende der seewärts gerichteten Strömung bezeichnet, als Flutstromkenterpunkt das zeitliche Ende der stromaufwärts gerichteten Strömung. Stauwasser werden die Phasen genannt, in denen die Strömungsgeschwindigkeiten sehr gering sind. Die Bundesanstalt für Wasserbau bezieht die Stauwasserdauern, die die zeitlichen Ausdehnungen dieser Phasen beschreiben, auf Geschwindigkeiten unter 10 cm/s. Die Zeit von der Ebbestrom- zur Flutstromkenterung wird als Flutstromdauer, die Zeit von der Flutstrom- zur Ebbestromkenterung als Ebbestromdauer bezeichnet (MALCHEREK, 2010).

Im Vergleich zu den Extremwerten der Strömungsgeschwindigkeit (maximale Flutstrom- bzw. Ebbestromgeschwindigkeit) unterscheidet man die mittleren Flutstrom- und Ebbestromgeschwindigkeiten, die die jeweiligen Integralmittel über die Flutstrom- bzw. Ebbestromdauer bezeichnen. Der Kenterpunktabstand Ebbe (Flut) ist die Differenz zwischen dem Eintreten des Tideniedrigwassers (Tidehochwassers) und dem Ebbestromkenterpunkt (Flutstromkenterpunkt). Dieser Werte kann als Maß für die Reflexionseigenschaft des Ästuars bzw. für die Dämpfung der reflektierten Tidewelle genommen werden.

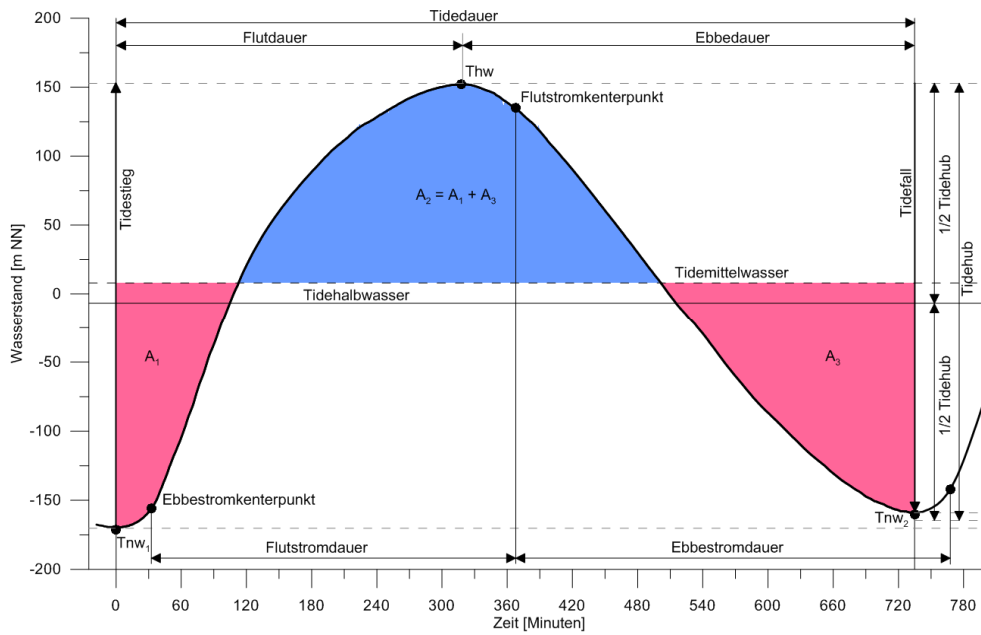


Abbildung 18: Tidekennwerte des Wasserstandes nach DIN 4049 (NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN, 1979) dargestellt am Beispiel von über einen Monat gemittelten Messwerten des Pegels Osteriff

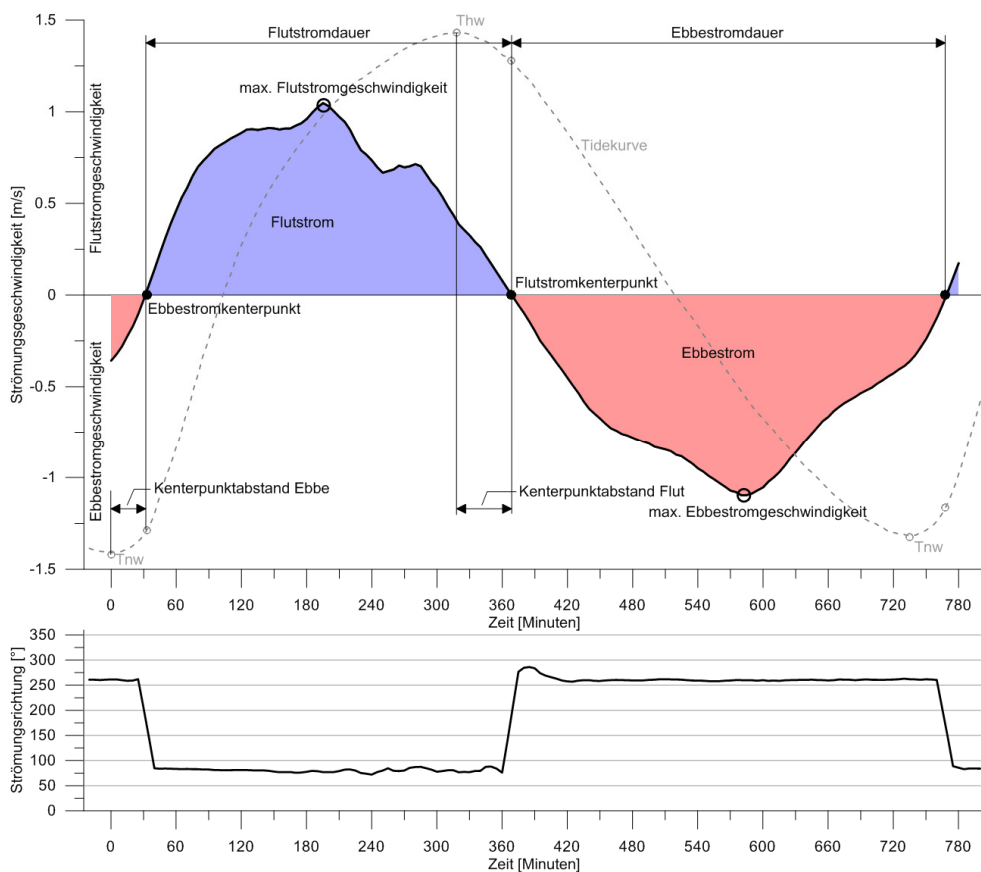


Abbildung 19: Tidekennwerte der Strömungsgeschwindigkeit nach DIN 4049 (NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN, 1979) dargestellt am Beispiel von über einen Monat gemittelten Messwerten der Dauermessstation Neufelder Sand (LZ2)

Während in freien Ozeanen die Kenterpunkte auf der Tidemittelwasserlinie liegen, verschieben sie sich an stromaufwärts liegenden Betrachtungsorten in die Richtung der Scheitelpunkte. Die Maxima der Strömungsgeschwindigkeiten hingegen verschieben sich in die Richtung des Tidemittelwassers. Beträgt der Kenterpunktabstand an einem Ort Null, dann ist die reflektierte Welle so groß wie die einlaufende Welle. Liegt der Kenterpunktabstand bei etwa 3 Stunden, dann ist keine reflektierte Welle vorhanden, diese also vollständig gedämpft (MALCHEREK, 2010).

Die Tideelbe wurde durch anthropogene Eingriffe seit Jahrhunderten stark verändert. Im Gegensatz zu einem natürlichen Ästuar, in dem die Gewässersohle gleichmäßig zur Tidegrenze hin ansteigt, weist die Elbe durch den Ausbau der Fahrrinne Bereiche mit unterschiedlichen Sohlagen auf. Zwischen Wedel und Otterndorf wurde ein Sockel in einer Höhe von -15,80 m NN belassen, wobei die allgemeine Ausbautiefe der Fahrrinne bei einer Tiefe von -16,70 m NN liegt. Im Hamburger Raum nimmt die Tiefe zunächst auf -11,40 m NN ab, bevor dann ab den Elbrücken die Gewässersohle dann nur noch bei ca. -6,40 m NN liegt. An diesen beiden Stufen in der Gewässersohle findet eine teilweise Reflexion der einlaufenden Tidewelle statt. Weitere erhebliche Veränderungen der Tidedynamik der Elbe ergaben sich durch die Errichtung des Wehres Geesthacht, das 1960 in Betrieb genommen wurde. Durch diese künstliche Tidegrenze veränderten sich die Reflexionseigenschaften der Elbe signifikant. Im Sturmflutfall wird das Wehr gelegt, so dass die Tide dann weiter vordringen kann (FICKERT & STROTMANN, 2007).

Je nach Betrachtungsort im Ästuar variieren die genannten Tidekennwerte. Zeitliche Variationen an festen Orten ergeben sich dabei im Wesentlichen aus den astronomischen und meteorologischen Randbedingungen und werden nach DIN 4049 (NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN, 1979) durch weitere Kennwerte erfasst.

Tabelle 8 zeigt wichtige Tidekennwerte, die sich für den Pegel Osteriff bzw. für die Dauermeßstation Neufelder Sand (vgl. Abbildung 20) ergeben.

Gemäß der oben genannten Definition befindet sich die Elbmündung im mesotidalen Bereich. Die Tide in der Elbe ist halbtägig mit einer mittleren Dauer von 12 Stunden und 25 Minuten. Eine Verformung der in das Ästuar einlaufenden Tidewelle tritt bereits durch eine Teilreflexion in der Deutschen Bucht auf. Tabelle 8 zeigt, dass die Flutdauer am Pegel Osteriff kürzer ist als die Ebbedauer, wodurch die Steilheit der Tidewelle beim Einlaufen ins Ästuar aufgrund der schnelleren Fortschrittsgeschwindigkeit des Wellenberges im Vergleich zum Wellental weiter zunimmt. Die mittlere Flutstromgeschwindigkeit sowie die mittlere maximale Flutstromgeschwindigkeit sind größer als die mittlere Ebbestromgeschwindigkeit bzw. die mittlere maximale Ebbestromgeschwindigkeit. Der Kenterpunktabstand im unter-

suchten Bereich wird mangels paralleler Messungen von Wasserstand und Strömung am gleichen Ort aus Wasserständen des Pegels Osteriff und Strömungsmessungen der Dauermessstation Neufelder Sand (LZ2) abgeschätzt. Der mittlere Kenterpunktabstand Ebbe liegt bei etwa 50 Minuten, der mittlere Kenterpunktabstand Flut bei etwa 80 Minuten.

Tabelle 8: Tidekennwerte des Pegels Osteriff und der Dauermessstation Neufelder Sand; Datenherkunft: Beweis-sicherung Tideelbe (<http://www.portal-tideelbe.de>); Datenzeitraum: 01.01.1989 bis 30.08.2006

Tidekennwerte	Osteriff	Dauermessstation Neufelder Sand
MThw [m NN]	1,47	-
MTnw [m NN]	-1,34	-
Mittlerer Tidehub [m]	2,81	-
Mittlere Ebbedauer [Min.]	419	-
Mittlere Flutdauer [Min.]	326	-
Mittlere Tidedauer [Min.]	745	-
Mittlere Flutstromgeschwindigkeit [cm/s]	-	82,5
Mittlere max. Flutstromgeschwindigkeit [cm/s]	-	143,5
Mittlere Ebbstromgeschwindigkeit [cm/s]	-	65,7
Mittlere max. Ebbstromgeschwindigkeit [cm/s]	-	107,7
Mittlerer Kenterpunktabstand Ebbe [Min.]	47,4	
Mittlerer Kenterpunktabstand Flut [Min.]	81,6	

Im unteren Teil der Abbildung 19 sind die konstante Ausrichtung des Ebbe- bzw. Flutstroms sowie die Kenterung des Stroms deutlich zu erkennen. Die Richtung folgt dabei dem Verlauf der Elbe in diesem Bereich. Ein derart klarer Verlauf der Strömungsrichtung ist auf den Wattflächen nicht zu erwarten.

5.4 Wahl des Untersuchungsgebietes

In den vorangegangenen Kapiteln wurden die Motivation und die Notwendigkeit von hydrologischen Messungen auf Wattflächen erläutert. Für die Morphodynamik relevante Einflussfaktoren sowie Defizite im Prozessverständnis wurden dargelegt. Die Wahl des Untersuchungsgebietes muss so ausfallen, dass mit Hilfe der Messungen eine Datenbasis geschaffen werden kann, die es erlaubt, eine möglichst breite Wissenslücke zu schließen.

5.4.1 Allgemeine Anforderungen

Um die formulierte wissenschaftliche Fragestellung beantworten, aber auch, um die Messungen überhaupt in erforderlichem Maße durchführen zu können, muss das Untersuchungsgebiet bestimmten Anforderungen genügen.

Die Untersuchungen in der Natur sollen auf Wattflächen des Eulitorals unternommen werden. Diese sind morphodynamisch auch auf kleineren Raum- und Zeitskalen aktiv und haben dabei einen wesentlichen Einfluss auf supralitorale und sublitorale Flächen, sind von Letzteren sogar teilweise in Form von Prielen durchzogen. Supralitorale Wattflächen sind der

Morphodynamik weitestgehend entzogen. Sublitorale Flächen sind nicht geeignet, Antworten auf morphodynamische Fragestellungen von Wattflächen zu geben, da sie von ihren Eigenschaften her dem Küstenvorfeld zuzuordnen sind.

Die Frage nach der Rolle eulitoralener Wattflächen als Sedimentquelle oder -senke ist bislang nicht ausreichend beantwortet. Es bestehen Defizite im Kenntnisstand über treibende Kräfte und auslösende Einflüsse, die zu größeren morphologischen Veränderungen führen können. Welchen Einfluss haben Sturm- und Kantenfluten? Was bewirken lang anhaltende Ostwindwetterlagen mit dadurch verursachten geringen Tidewasserständen? Wie interagieren Wattflächen mit Prielen und Wattströmen?

Hochauflösende Messungen in der Natur zur Beantwortung dieser Fragen gab es bislang nicht. Durchgeführte Messprogramme beschränkten sich auf Untersuchungen in tiefen Wattströmen, in denen die morphodynamischen Einflussfaktoren eine andere Gewichtung haben. Untersuchungen im Labor haben ebenfalls einen Rinnencharakter und sind stark durch die Abmessungen der Versuchsanlagen beeinträchtigt. Flächenhafte Elemente des Wattenmeeres wurden bislang nicht detailliert untersucht.

Ein besonders großer Einfluss von Flächen des Eulitorals auf das Sublitoral besteht bei Ästuarwatten, insbesondere dann, wenn sie im Mündungsbereich der Ästuarare an das Fahrwasser einer Schifffahrtsstraße grenzen. Dabei sind den Wattflächen oftmals nur noch Außensände vorgelagert, so dass man von einem Mischtyp zwischen Ästuarwatten und offenen Watten sprechen muss.

Der Projekthintergrund dieser Arbeit liegt unter anderem im Interesse der Hamburg Port Authority, das Sediment- und Ästuarmanagement der Elbe zu verbessern. Dabei sollten Fragen zur kurz- und mittelfristigen Morphodynamik von Wattflächen und zu verschiedenen die Schwebstoffdynamik beeinflussenden Faktoren untersucht werden. Die Ergebnisse können bei der Projektierung einer möglichen subaquatischen Deponierung von Baggergut im Wattbereich helfen. Aus diesem Grund sollte das Untersuchungsgebiet in der Elbmündung liegen.

Neben allen wissenschaftlichen Gesichtspunkten muss die praktische Umsetzung des Messprogramms im Untersuchungsgebiet möglich sein. Dabei wirken vor allem logistische und infrastrukturelle Faktoren limitierend. Die Messungen sollten möglichst kontinuierlich und ganzjährig durchgeführt werden, was Wartungsintervalle von sechs bis zehn Wochen voraussetzt. Um dies gewährleisten zu können, musste der Einsatz von institutseigener Ausrüstung möglich sein, wobei allem voran die nautischen Eigenschaften des vorhandenen Messbootes beachtet werden mussten.

5.4.2 Beschreibung der Wattflächen in der Elbmündung

Abbildung 20 zeigt ein Orthophoto der Elbmündung von Brunsbüttel bis Cuxhaven bzw. bis zum Duhner Watt aus dem Jahr 2002, in dem die morphologischen Strukturen der Wattflächen gut erkennbar sind. Das Fahrwasser der Elbe verläuft dicht entlang des südlichen Ufers. Auf der Höhe von Otterndorf ist nördlich der Fahrrinne der Medemgrund als bedeutende Untiefe erkennbar. Nördlich davon schließt sich die Medemrinne an. In diesem Bereich besteht eine starke Rinnendynamik, die langfristigen Trends und Zyklen unterliegt. Im Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer⁴ trennt das Klotzenloch den Medemsand von den Nordergründen und reicht weit in Richtung des Neufelder Watts nach Osten.

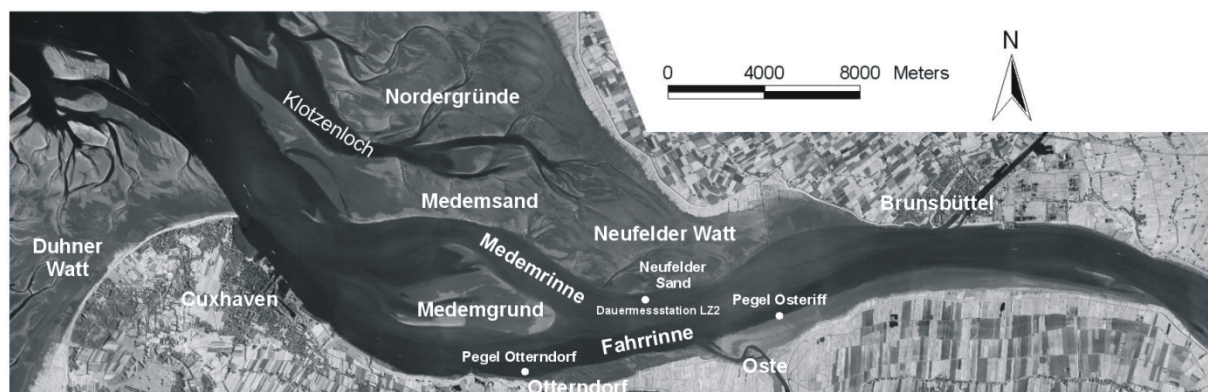


Abbildung 20: Orthophoto der Elbmündung aus dem Jahr 2002 (Aufnahme LKN Husum)

5.4.3 Fokusfläche Neufelder Watt

Unter Berücksichtigung aller im Kapitel 5.4.1 aufgezählten Faktoren wurde das Neufelder Watt als Fokusfläche ausgewählt.

Hierbei handelt es sich um eine eulitorale Wattfläche mit sublitoralen Elementen. Der Wattkomplex stellt ein abgeschlossenes Wateinzugsgebiet dar und wird durch eine Wathöhenscheide von den Nordergründen bzw. von den Ausläufern des Klotzenloches getrennt. Das Neufelder Watt zählt zu den Ästuarwatten, weist durch seine Lage zum Hauptstrom und zum

⁴ Der Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer reicht von der deutsch-dänischen Seegrenze im Norden bis hin zur Elbmündung im Süden. Im nördlichen Bereich (bis etwa Amrum) verläuft die Nationalparkgrenze an der Zwölfmeilenlinie, südlich davon etwa auf der Dreimeilenlinie. Der Nationalpark ist in zwei Schutzzonen aufgeteilt: Zone I umfasst etwa ein Drittel und ist prinzipiell für die Öffentlichkeit geschlossen bzw. schließt sogar jegliche menschliche Nutzung aus („Nullnutzungszone“). Zone II, in der eine nachhaltige Nutzung ermöglicht wird, bildet eine so genannte „Pufferzone“ um die Zone I herum. Während Nutzungen wie Baden, Segeln oder traditionelle Krabbenfischerei weiterhin möglich sind, sollen internationale Industrie- und Stellnetzfisherei, Jet-Skis, Schiffsgeschwindigkeiten über zwölf Knoten, Aktivitäten des Militärs und Ressourcenausbeutung (Sand, Kies, Gas oder Öl) verhindert werden.

Küstenvorfeld aber auch Eigenschaften offener Wattflächen auf. Der Gesamtkomplex Neufelder Watt wird durch die Neufelder Rinne in den Bereich des Neufelder Sandes und des Neufelder Watts geteilt. Vor der Mündung der Neufelder Rinne liegt eine potentielle Unterwasserablagerungsfläche, was die Bedeutung des Untersuchungsgebietes für das Ästuarmanagement der Elbe verdeutlicht. Die gesamte Fläche ist dem Sandwatt zuzuordnen, wobei der Neufelder Sand exponierter liegt und trittfest ist. Das Neufelder Watt liegt höher und ist stellenweise weicher. Mit der Neufelder Rinne liegt ein ausgeprägter Priel im Untersuchungsgebiet, in den zudem mehrere Wattrinnen münden. Es sind somit verschiedene strukturelle Elemente von Wattflächen im Untersuchungsgebiet zu finden.

Wichtig ist zudem die Erreichbarkeit des Gebietes mit dem Messboot des Instituts für Wasserbau der Technischen Universität Hamburg-Harburg. Vom Sportboothafen Otterndorf aus lässt sich das Neufelder Watt nach Querung der Fahrrinne in nördliche Richtung erreichen, wobei sich das Gebiet gerade bei niedrigeren Wasserständen im Schutze des Medemgrundes, des Medemsandes sowie der Wattflächen der Nordergründe befindet. Bei Tidehochwasser sind die Wassertiefen zudem groß genug, um die Bathymetrie mit einem Fächer-echolot aufzeichnen zu können.

Das Neufelder Watt unterlag in den vergangenen Dekaden starken morphodynamischen und morphologischen Veränderungen. Zum Verständnis der Entstehung der heutigen Wattstrukturen wird diese Entwicklung im folgenden Kapitel erläutert.

5.5 Morphologische Entwicklung des Neufelder Watts in den vergangenen Jahrzehnten

5.5.1 Entstehung des Neufelder Sandes

Der Neufelder Sand entstand in der Zeit nach 1920, als sich südlich des Neufelder Watts zunächst eine Barre herausbildete. Der Ebbestrom verlief zu dieser Zeit entlang des Nordufers der Elbe bis Neufelderkoog und orientierte sich dann am südlichen Rand des Neufelder Watts. Während die Erosion der Neufelder Rinne voranschritt und diese sich als Ebbrinne immer tiefer in das Neufelder Watt grub, setzte sich die Entwicklung des Neufelder Sandes weiter fort. Abbildung 21 zeigt die Strömungsverläufe von Ebbe und Flut aus den Jahren 1920, 1957, 1981 und 1990⁵.

Bis etwa zum Jahr 1960 wuchs der Neufelder Sand zu einer Wattfläche des Eulitorals an. In den Folgejahren wurde an seiner Südflanke durch den Bau des Leitdamms „Hermannshof“ in

⁵ THUMM, S. (2003): Temporale Analyse der morphodynamischen Veränderungen im Tidebereich der Elbe. Studienarbeit, TU Hamburg-Harburg, Institut für Wasserbau, unveröffentlicht

die Entwicklung dieses Wattgebietes eingegriffen (vgl. Abbildung 26). Der Leitdamm lenkte den Ebbestrom vom Neufelder Watt und der Neufelder Rinne hin zur Haupttrinne ab, was eine zunehmende Sedimentation der Flächen des Neufelder Sandes sowie der Neufelder Rinne nach sich zog. In der Folge des Baus stabilisierte sich zudem die Wattkante im unmittelbaren Umfeld des Leitdamms. Der Neufelder Sand wurde durch den Leitdamm vor den Angriffen des Ebbestroms und damit vor einem Durchstich geschützt.

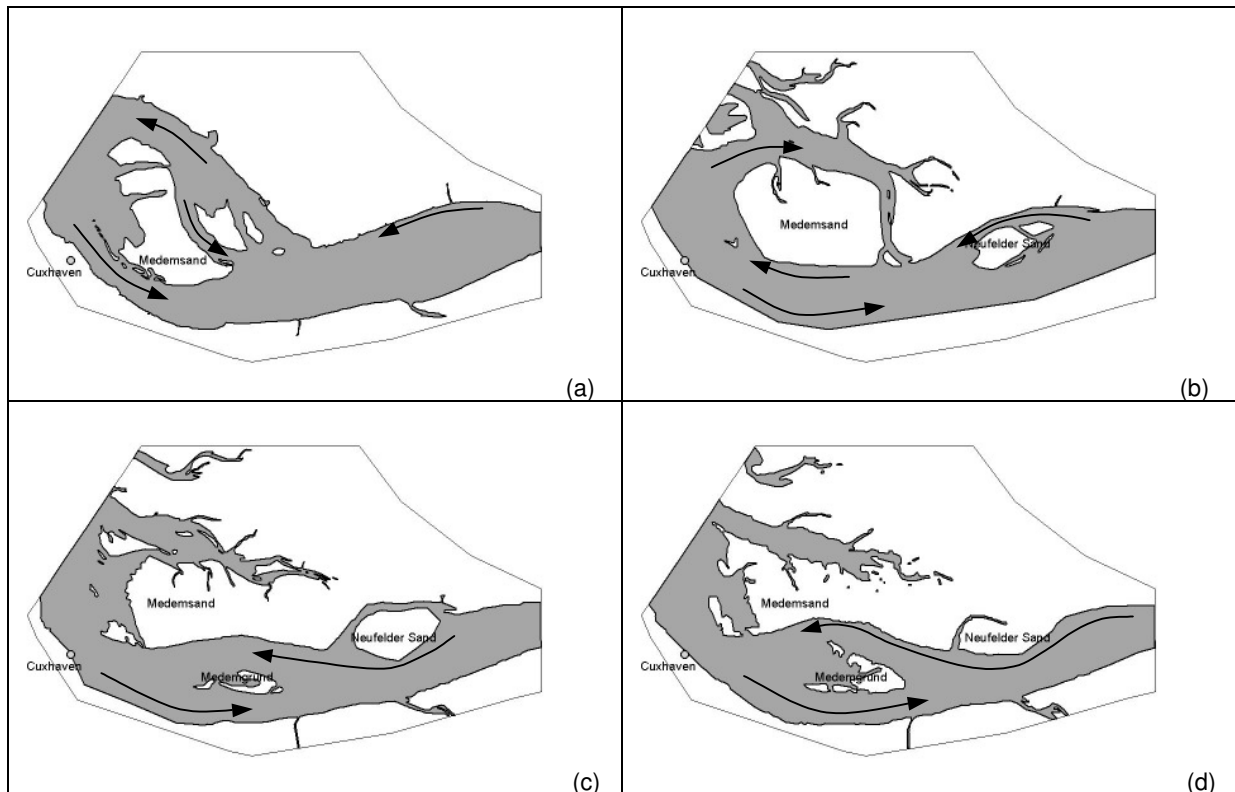


Abbildung 21: Strömungsverläufe in der Elbmündung 1920 (a), 1957 (b), 1981 (c) und 1990 (d)

Heute ist die Neufelder Rinne ein Priel mit einem mittleren Sohlverlauf bei etwa NN -2 bis -2,5 m. Dennoch ist sie für den Gesamtkomplex des Neufelder Watts und des Neufelder Sandes von großer Bedeutung, da sie der dominierende Priel in diesem Gebiet und somit für die Be- und vor allem Entwässerung des Wattkomplexes maßgeblich ist.

5.5.2 Auswertung von Volumenbilanzen

Die Projektgruppe „Morphologische Analysen Nordseeküste (MORAN)“, die 1978 im Rahmen des „Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI)“ eingerichtet wurde, untersuchte topographische Änderungen und Materialbilanzen im Küstenvorfeld der deutschen Nordseeküste durch Vergleiche verschiedener Messungen (SIEFERT, 1983; SIEFERT, 1987). In der Folge kam das Verfahren in weiteren Studien zur Anwendung (HOFSTEDÉ,

1991; GÖNNERT, 1995). In der vorliegenden Arbeit wurde das Verfahren verfeinert und an die örtlichen Gegebenheiten angepasst.

Zur Untersuchung der morphologischen Veränderungen des Untersuchungsgebietes auf Raum- und Zeitskalen in der Größenordnung von Jahren und Jahrzehnten liegen vergleichsweise viele historische sowie aktuelle Daten vor. Diese generieren sich aus digitalisierten Wattgrundkarten, topografischen Karten und in den letzten Jahren aus Laserscannerbefliegungen. Aus ihnen wurde zunächst ein rein visueller Vergleich der vorliegenden Karten erstellt, um etwa die Verlagerung von Wattströmen und die Entstehung von Sandbänken und Barren zu erkennen. Durch Subtraktion der Höhendaten von Punkten gleicher räumlicher Lage wurden Höhendifferenzendarstellungen erstellt, aus denen Erosions- oder Sedimentationstendenzen über den jeweiligen Vergleichszeitraum ersichtlich werden. Um alle vorliegenden Höheninformationen berücksichtigen und die Veränderungen quantifizieren zu können, wurden die Höhenänderungen weiter analysiert. Dabei wurden jeweils nur begrenzte Flächen betrachtet, die morphologisch weitestgehend zu einer Einheit gehören (z.B. Priele, höher gelegene Wattflächen und Flächen an der Wattkante). Des Weiteren ist zu beachten, dass nicht alle vorhandenen Aufnahmen jeweils das gesamte Untersuchungsgebiet abdecken.

Zur weiteren Auswertung der Daten wurde das Untersuchungsgebiet in sieben Quadrate mit jeweils einem Kilometer Seitenlänge eingeteilt (vgl. Abbildung 22). Die Lage der Sektoren wurde so ausgewählt, dass für sie jeweils möglichst viele Höhendaten zur Verfügung standen. Sie gehören morphologisch zum Neufelder Sand (Sektor II bis IV), zum höher gelegenen Neufelder Watt (Sektor VI bis VIII) oder zur Neufelder Rinne (Sektor I), die zunächst als Wattstrom ausgeprägt war und sich dann zu einem Priel zurückbildete. Durch die morphologischen Veränderungen der untersuchten Flächen war eine eindeutige Zuordnung jedoch nicht immer möglich.

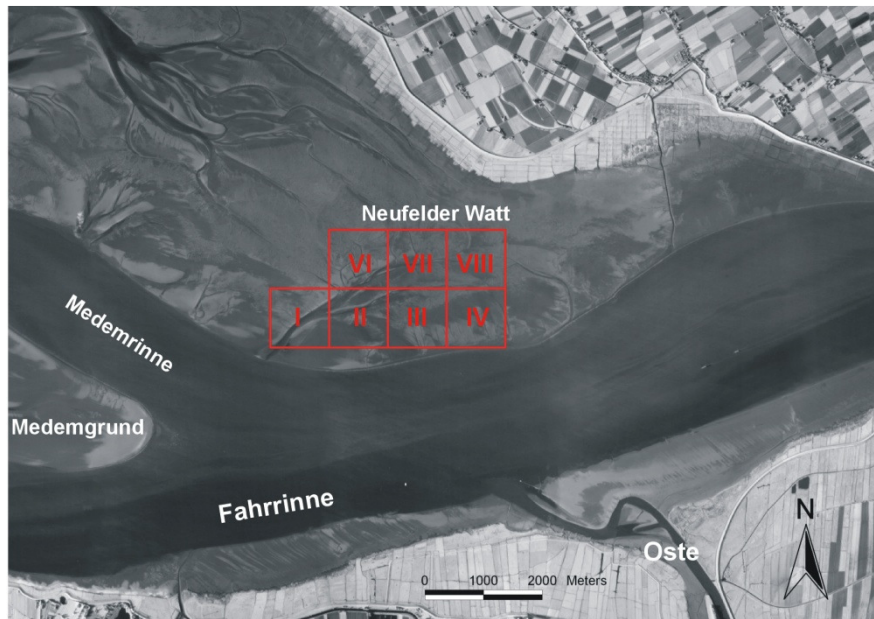


Abbildung 22: Einteilung des Untersuchungsgebietes zur Auswertung von Volumenbilanzen

Aus den vorliegenden Höheninformationen wurden Raster mit Zellen von 25 Meter Kantenlänge erstellt. Für jede dieser Zellen wurde ein mittlerer Höhenwert berechnet. Durch einen Vergleich der Karten verschiedener Jahre konnten die Änderungen der Höhenwerte der einzelnen Zellen innerhalb des betrachteten Quadrates bestimmt und die Gesamtvolumina erodierten Materials ($V_{\text{Ero.}}$) und sedimentierten Materials ($V_{\text{Sed.}}$) sowie die Größe der Flächen, auf denen Erosion bzw. Sedimentation stattfand, berechnet werden. Anhand einer Auswertung der Höhendifferenzen lassen sich zwei Kennwerte für die morphologische Aktivität des Gebietes ermitteln: die mittlere Höhenänderung als Differenzwert (mittlere Bilanzhöhe h_b) und die mittlere Höhenänderung als Absolutwert (mittlere Umsatzhöhe h_u) von Sedimentation und Erosion aller Zellen. Da allerdings die zwischenzeitlich abgelaufenen Umlagerungen nicht erfasst werden, liegt der tatsächliche Materialumsatz vermutlich deutlich über dem der Datenauswertung. Das Ausmaß dieser Abweichungen nimmt mit der Länge des Vergleichszeitraumes zu.

Für die mittlere Bilanzhöhe

$$h_b = (|V_{\text{Sed.}}| - |V_{\text{Ero.}}|) / A_{\text{Ges.}} \quad (49)$$

gilt allgemein $0 \leq |h_b| \leq h_u$, wobei

$$h_u = (|V_{\text{Sed.}}| + |V_{\text{Ero.}}|) / A_{\text{Ges.}} \quad (50)$$

Im Rahmen des MORAN-Projektes (SIEFERT, 1983) wurde geprüft, ob die Änderung der topografischen Höhe h über die Zeit t für eine Wattfläche durch eine entsprechende mathe-

matische Funktion $h = F(t)$ formuliert werden können. Diese Formel muss folgende Voraussetzungen erfüllen:

1. Für eine Fläche beginnt die Höhenänderung h im Ursprung und läuft mit der Zeit asymptotisch auf einen Höchstwert h_{\max} zu. Die maximalen Höhenunterschiede im Wattgebiet der inneren Deutschen Bucht liegen um 20 m. Die maximalen Höhenänderungen werden normalerweise weit darunter bleiben.
2. Der asymptotische Grenzwert wird, je nach Energiespektrum (Art und Beschaffenheit der Scherbeanspruchung) und nach Art und Beschaffenheit des Sedimentes (Scherfestigkeit), unterschiedlich groß sein.
3. Auch der Zeitraum a bis zum Erreichen des Wertes h_{\max} wird, je nach Energiespektrum, unterschiedlich groß sein. Je schneller h_{\max} erreicht ist, desto stärker überwiegen die kurzfristigen die langfristigen morphologischen Veränderungen, bzw. desto größer ist die morphologische Varianz.
4. Die mittlere Höhenänderung pro Jahr ist eine Funktion der Zeit, d.h. der Anzahl Jahre a des Vergleichszeitraumes. Je länger der Vergleichszeitraum wird, desto kleiner muss die darüber gemittelte jährliche Höhenänderung werden. Sonst wäre es auch unmöglich, zu einem asymptotischen Höchstwert h_{\max} zu gelangen.
5. Wenn eine Analyse von Daten aus unterschiedlichen Zeiträumen durchgeführt wird, müssen eventuelle Änderungen des Energiespektrums berücksichtigt werden.

Die Arbeiten im Rahmen des MORAN-Projektes (SIEFERT, 1987) haben gezeigt, dass die Umsatzhöhe h_u über den Vergleichszeitraum a als Sättigungsfunktion

$$h_u = h_{ua} \left(1 - e^{-a/a_0}\right) \quad (51)$$

bestimmt werden kann. Hierbei gibt a als einzige Variable einen Betrachtungszeitraum (den Zeitraum zwischen zwei topografischen Aufnahmen) an, nicht aber die fortlaufende Zeit. Die asymptotische Umsatzhöhe h_{ua} ist ein (theoretisch erst für sehr große a erreichbarer) mittlerer Höchstwert für h_u ; a_0 steht für den Zeitraum, in dem h_{ua} bei gleichmäßiger, linearer Veränderung der Morphologie erreicht werden würde. Die Steigung im Ursprung beträgt h_{ua}/a_0 und entspricht somit der Umsatzrate (vgl. Abbildung 23).

Es wurde versucht, für die Sektoren im Neufelder Watt eine Sättigungskurve zu berechnen. Für den Bereich des ersten Sektors liegen beispielsweise 18 topografische Aufnahmen aus den Jahren 1954 bis 2004 vor. Es sind somit insgesamt 153 Kartenvergleiche mit einem Vergleichszeitraum von $a = 1$ Jahr (z.B. 1983/1984), $a = 2$ Jahre (z.B. 1977/1979) bis zu $a = 50$ Jahren (1954/2004) möglich. Es können also 153 Umsatzwerte, die jedes Mal den Mittel-

wert aus den Daten der Gesamtfläche des Sektors darstellen, zur Auswertung herangezogen werden. Die Umsatzwerte werden in einem Diagramm gegen den Vergleichszeitraum a aufgetragen. Durch die so entstandene Punktwolke wird versucht, die Funktion $h_u = f(a)$ zu berechnen. In Abbildung 23 ist zu sehen, dass für Sektor I noch kein asymptotischer Grenzwert erreicht wurde, dieser Zustand tendenziell jedoch kurz bevorsteht. Um eine Funktion der oben beschriebenen Art zu bestimmen, wurden die Mittelwerte der Umsatzhöhen von Klassen mit der Breite von fünf Jahren gebildet. Durch eine Variation der Parameter a_0 und h_{ua} wurde die beste Approximation dieser Datenpunkte durch eine Funktion der Form $h_u = f(a)$ bestimmt. Der Grenzwert wird dabei in etwa ab dem Vergleichszeitraum $a = 55$ Jahre erreicht. Da die letzten berücksichtigten Daten aus dem Jahr 2004 stammen, bedeutet dies, dass sich das Gebiet heute in einem stabilen Zustand befindet.

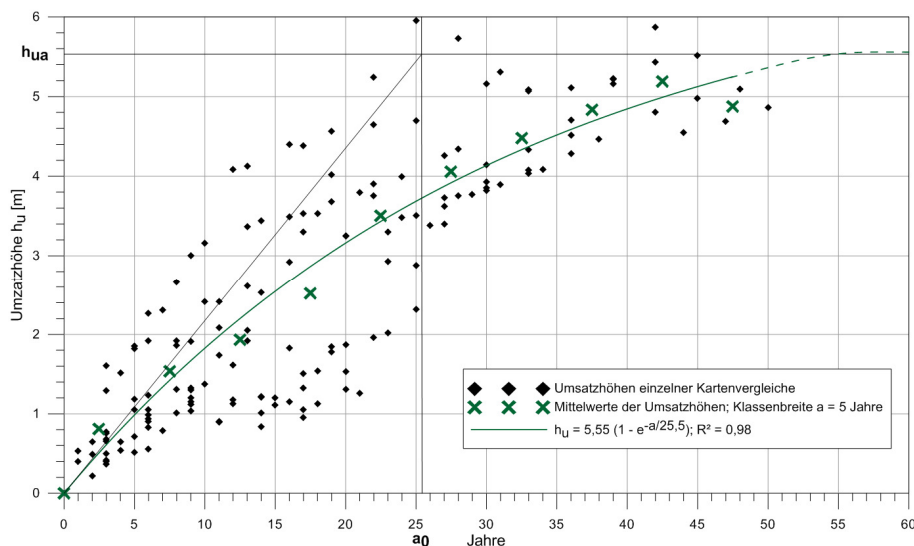


Abbildung 23: Umsatzhöhen in Sektor I; Klassenmittelwerte und die entsprechende Funktion $h_u = f(a)$ mit dem Grenzwert h_{ua}

Es lässt sich nur dann eine Sättigungsfunktion berechnen, wenn die Bilanzhöhe h_b bei Zunahme des Vergleichszeitraumes a gegen Null geht oder sich auf ein bestimmtes Niveau einpendelt. Wenn h_b auch bei größer werdenden Vergleichszeiträumen (im Verhältnis zu h_u) wächst, deutet dies auf eine säkulare Hebung (während des Vergleichszeitraumes) hin bzw. wird Voraussetzung 1 (s.o.) nicht mehr erfüllt. Bei der Darstellung der Bilanzhöhen über die Vergleichszeiträume (Abbildung 24) zeigt sich, dass lediglich bei neun der 153 Kartenvergleiche für den gewählten Sektor im Untersuchungsgebiet über alle Zellen gemittelt Erosion auftrat. In allen übrigen Fällen fand Sedimentation statt: Der Neufelder Sand wuchs im untersuchten Bereich über den Betrachtungszeitraum stetig in die Höhe und die Neufelder Rinne verlandete kontinuierlich. Dabei ergeben sich die größten Bilanzhöhen natürlich bei den längsten Vergleichszeiträumen.

Um nähere Informationen über die morphologische Änderungsrate des Gebietes zu erhalten, wurden die Bilanzhöhen gleichverteilt über die Dauer des zugehörigen Vergleichszeitraumes berechnet und dann wiederum gegenüber dem Vergleichszeitraum aufgetragen (Abbildung 25). Je größer dabei der Vergleichszeitraum ist, desto mehr pendelt sich die Änderung der Bilanzhöhe bei einem bestimmten Wert ein (hier: 0,14 m pro Jahr). Nach Erreichen des Zeitraumes a_0 weichen die Bilanzraten nur noch geringfügig von diesem Wert ab. Dies bedeutet, dass langfristig ein Wachstum der untersuchten Fläche im Neufelder Sand um 0,14 m pro Jahr stattfand. Diese Änderungsrate hatte über den untersuchten Zeitraum nur eine schwach abnehmende Tendenz. Über kurze Vergleichszeiträume hingegen können auf der Untersuchungsfläche jedoch auch wesentlich größere oder kleinere (bzw. negative) Änderungsraten auftreten. Aus dieser Art der Darstellung können ebenfalls Vergleichszeiträume erkannt werden, in denen sehr große Umlagerungen stattfanden (z.B. 1974/1971) oder Datensätze isoliert werden, bei denen die Genauigkeit der Daten in Frage gestellt werden muss (z.B. Sektor II; 1984/1983; siehe Anhang B). Weichen die Höhenpunkte einer Messung stark von den zeitlich benachbarten ab, muss dieser Datensatz aus der Analyse entfernt werden. Ein Vergleich der letzten drei vorhandenen Aufnahmen aus den Jahren 2004, 2002 und 1999 zeigt, dass die Volumenänderungen in den letzten Jahren sehr gering waren (rot umrandete Punkte in Abbildung 24 und Abbildung 25). Dies spricht dafür, dass der Höhenzuwachs des Untersuchungsgebietes heute im Wesentlichen abgeschlossen ist.

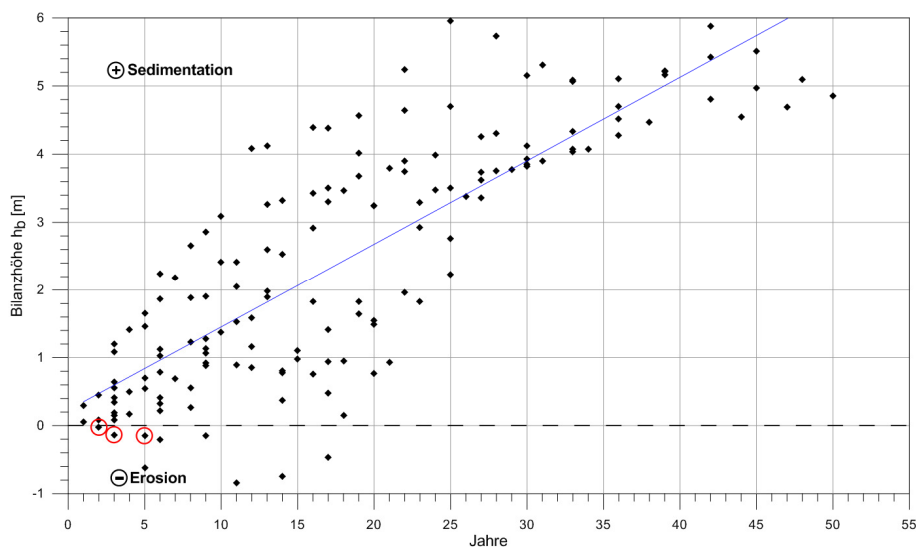


Abbildung 24: Bilanzhöhen in Sektor I; rot umrandet die letzten drei Kartenvergleiche

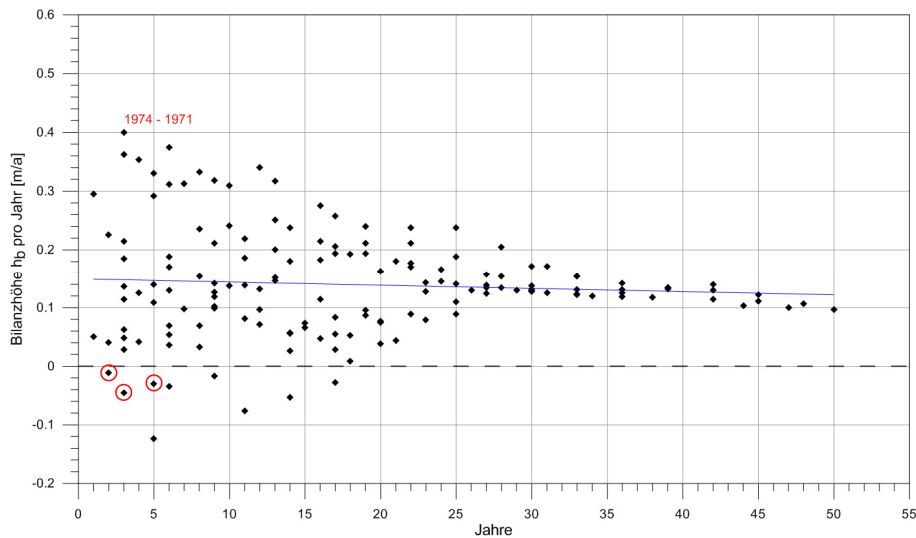


Abbildung 25: Bilanzraten in Sektor I; rot umrandet die letzten drei Kartenvergleiche

Für die übrigen sechs Sektoren wurde eine analoge Auswertung durchgeführt. Die Ergebnisse sind detailliert im Anhang B dargestellt. In der Tendenz zum deutlichen Anwachs der Flächen ohne im untersuchten Zeitraum einen erkennbaren Grenzwert erreicht zu haben, gleichen sich alle Sektoren, variieren allerdings in der Amplitude der Umsatz- und Bilanzhöhe. Zum besseren Verständnis dieser Ergebnisse ist in Abbildung 26 die Seekarte des Jahres 1965 den betrachteten Sektoren hinterlegt. Man erkennt deutlich die Auflandung des Neufelder Sandes und die Verlandung der Neufelder Rinne, die im Untersuchungsgebiet die deutlichste Änderung darstellt. Die Sektoren III und IV liegen komplett auf dem Neufelder Sand, die Sektoren II und VI zum größten Teil auf dem Neufelder Sand bzw. Neufelder Watt. Letztere sind aber auf einem Teilbereich durch die Veränderung der Rinne insbesondere in den frühen Datensätzen beeinflusst. Die Sektoren I, VII und VIII sind zu großen Teilen durch die Veränderungen der Rinne gekennzeichnet. Die Quadrate III und IV weisen die geringsten Bilanzhöhen auf, auch die Bilanzraten liegen mit 0,02 m/a bis 0,05 m/a unter den Werten der anderer Sektoren. Konstante Bilanzraten werden schon bei relativ kleinen Betrachtungszeiträumen erreicht, und es existieren mehr Vergleichszeiträume mit negativen Bilanzen, das heißt, einem zwischenzeitlichen Materialverlust. Die Sektoren II und VI weisen größere Bilanzhöhen und Bilanzraten auf. Erst bei längeren Vergleichszeiträumen wird ein konstanter Wert erreicht. In den Sektoren I, VII und VIII können durch die Veränderungen der Rinne große Bilanzhöhen nachgewiesen werden. Konstante Bilanzraten werden erst bei großen Vergleichszeiträumen erreicht. Die Datenlücke im Sektor VIII ist durch fehlende geeignete Höheninformationen auf dem Gebiet dieses Sektors in den 1960er Jahren und 1970er Jahren zu erklären.

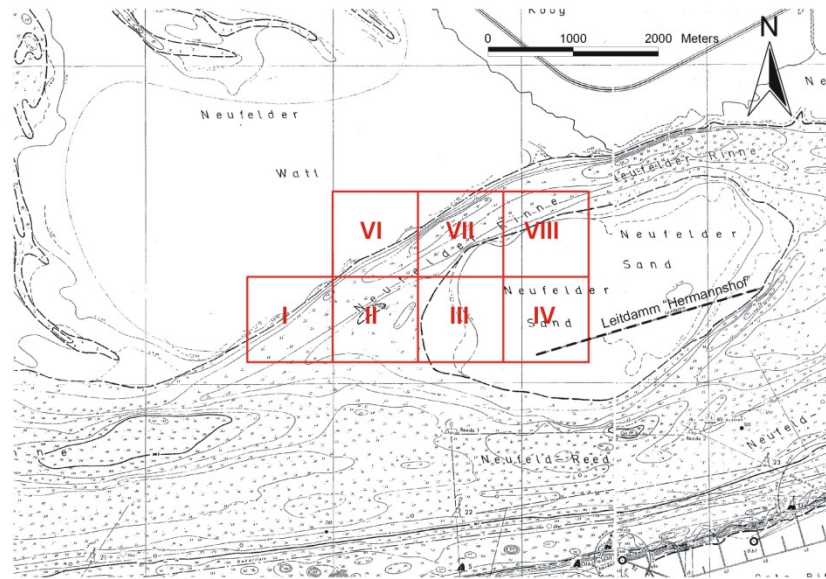


Abbildung 26: Ausschnitt der Seekarte der Elbmündung vom 1965

Insgesamt findet auf allen betrachteten Teilgebieten ein Höhenzuwachs statt. Besonders stark wird diese Entwicklung durch die Verlandung der Neufelder Rinne in den vergangenen Dekaden geprägt. Aber auch untersuchte Flächen des Neufelder Sandes unterliegen einem Volumenzuwachs. Über kürzere oder längere Vergleichszeiträume werden dabei konstante Bilanzraten erreicht.

Die beschriebenen Entwicklungen der untersuchten Gebiete sind immer vor dem Hintergrund des anthropogenen Eingriffs in Form des Baus des Leitdammes „Hermannshof“ zu sehen. Ohne den Bau hätte das Untersuchungsgebiet wahrscheinlich eine andere Entwicklung genommen. Die getroffenen Aussagen gelten nur für die untersuchten Gebiete. Eine Übertragbarkeit auf andere Wattflächen in der Elbmündung ist nicht ohne Weiteres möglich, da die morphologische Entwicklung maßgeblich von der Lage der untersuchten Flächen abhängt. Flächen, die nördlich der Neufelder Rinne auf dem hohen Watt liegen, sollten bereits eine geringere Umsatzhöhe besitzen und über mittelfristige Vergleichszeiträume einen Grenzwert erreichen, da sie bedingt durch eine höhere Lage einer weniger starken Morphodynamik unterliegen. Für quantifizierte Aussagen fehlen in diesem Bereich aber die erforderlichen Datensätze.

Unter der Voraussetzung, dass sich das Watt in der Deutschen Bucht mindestens seit etwa 800 Jahren insgesamt in einem dynamischen Gleichgewicht befindet, wird man bei genügend großem Vergleichszeitraum a immer einen Punkt finden, an dem sich ein neues dynamisches Gleichgewicht auf dem betrachteten Gebiet (begrenzten Ausmaßes) einstellt (HOFSTEDÉ, 1991).

6 Messprogramm und Durchführung

Zur Beantwortung der oben genannten morphodynamischen Fragestellungen im ausgewählten Untersuchungsgebiet sind hochauflösende, kontinuierliche Messungen erforderlich. Ziel ist es, möglichst viele für die Morphodynamik relevante Systemzustände inklusive Extremereignissen aufzuzeichnen. Aus diesem Grund müssen die eingesetzten Messgeräte über längere Zeiträume autark funktionieren und wartungsarm sein. Die Installation muss größten Belastungen wie Stürmen und Sturmfluten standhalten, dabei gleichzeitig aber leicht und flexibel sein. Durch eine geeignete Auswahl der Messtechnik können die wichtigsten Parameter Strömung und Seegang sowie die Sedimentkonzentrationen in der gewünschten Genauigkeit und Auflösung an verschiedenen ortsfesten Positionen aufgezeichnet werden. Die Auswirkungen dieser Einflussgrößen auf die Bathymetrie werden regelmäßig mit Hilfe von hochauflösenden Peilungen ermittelt. Ergänzend erfolgen Untersuchungen des Sedimentes. Die Messpositionen sind so auszuwählen, dass aus den punktuellen Informationen der ortsfesten Messungen auf räumliche Prozesse geschlossen werden kann.

6.1 Ausgewählte Messtechnik und Durchführung

6.1.1 Ortsfeste Messungen

6.1.1.1 Strömungsmessungen

Zur Aufzeichnung der Strömungsparameter wurden *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) verwendet. Diese Geräte nutzen den Doppler-Effekt, das heißt das Prinzip der Frequenzverschiebung von Schallwellen an bewegten Objekten, um die Geschwindigkeit und Bewegungsrichtung der bewegten Objekte in den drei Raumrichtungen über die Wassertiefe zu ermitteln. ADCP-Geräte senden akustische Signale einer hohen Frequenz aus, die von Schwebstoffen im Wasser reflektiert werden. Die Bewegungen der Partikel erzeugen eine Frequenzveränderung der Schallwellen. In Abhängigkeit der Laufzeit zwischen dem Aussenden und der Rückkehr der Signale kann die Strömungsrichtung und Strömungsgeschwindigkeit in verschiedenen Tiefenhorizonten der Wassersäule berechnet werden. Durch die Unterteilung der Vertikalen in diskrete Tiefenzellen ergibt sich eine Messung von dreidimensionalen Strömungsgeschwindigkeiten über die Tiefe in einer sehr hohen Auflösung. Das Geschwindigkeitsprofil ist dabei in gleichmäßige Tiefenzellen eingeteilt, für die jeweils eine gemittelte Geschwindigkeit bestimmt wird.

Das Messprinzip von ADCP-Geräten basiert auf dem Doppler-Effekt. Die Gesetzmäßigkeit der Frequenzverschiebung zwischen sich bewegenden Objekten wurde vom österreichischen Physiker Christian Johann Doppler (1803-1853) hergeleitet. Er veröffentlichte diesen Zusammenhang im Jahr 1842 in Prag in der Abhandlung „Über das farbige Licht der Doppelsterne und einiger anderer Gestirne des Himmels“.

Schallwellen sind vergleichbar mit Flachwasserwellen (GORDON, 1996). Auf dieser Grundlage wird in Abbildung 27 die Dopplerverschiebung verdeutlicht:

Der sich bewegende Beobachter sieht in der gleichen Zeitspanne mehr Wellen als der ruhende Beobachter. Für den sich bewegenden Beobachter erscheint also die Frequenz höher. Allgemein gilt: Bewegen sich Quelle und Empfänger aufeinander zu, kommt es zu einer Frequenzerhöhung beziehungsweise Verringerung der Wellenlänge, die auch als Aufstauchung der sich ausbreitenden Wellenlänge bezeichnet wird. Bewegen sich die Objekte voneinander weg, so reduziert sich die Frequenz, beziehungsweise wird die Wellenlänge größer. Die Schwingung dehnt sich.

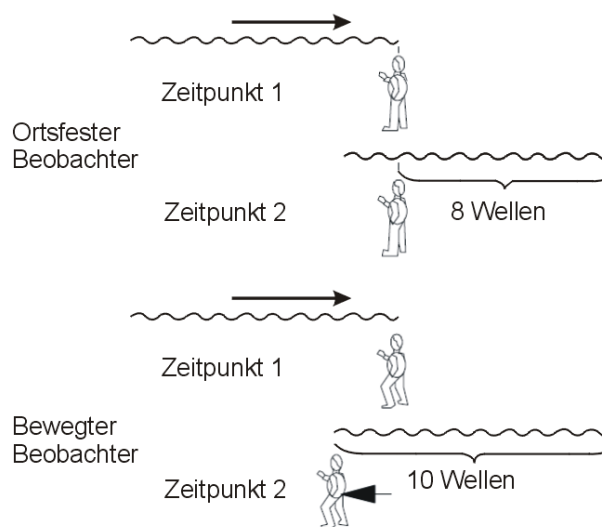


Abbildung 27: Verdeutlichung des Doppler-Effektes; ortsfester Wellenbeobachter (oben) und sich bewegender Wellenbeobachter (unten) (nach GORDON, 1996)

Ist die exakte Frequenz des ausgesendeten Signals bekannt und kann die empfangene Frequenz ermittelt werden, kann die Dopplerfrequenzverschiebung anhand von Gleichung 52 in Abhängigkeit von der relativen Geschwindigkeit von Quelle und Empfänger berechnet werden:

$$F_D = F_S \left(\frac{V}{C} \right) \quad (52)$$

wobei:

F_D = Dopplerfrequenzverschiebung [Hz]

F_S = Sendefrequenz einer ortsfesten Quelle [Hz]

V = Relative Geschwindigkeit zwischen Schallquelle und Empfänger [m/s]

C = Schallgeschwindigkeit [m/s]

Bei der Messung werden vom ADCP Ultraschallimpulse mit bekannter Frequenz (je nach Gerätetyp z.B. 600 oder 1.200 kHz) ausgesendet, von Partikeln im Wasser reflektiert und von den Ultraschallwandlern wieder empfangen. Durch die Reflexion werden die Teilchen zu Schallquellen, die einen Teil der Doppler-verschobenen Schallwellen zurück zum ADCP werfen. Der Schall wird also ein erstes Mal verschoben, wenn die Partikel im Wasser ihn erfassen und ein zweites Mal, wenn die Schallwandler das reflektierte Schallecho aufnehmen (Abbildung 28).

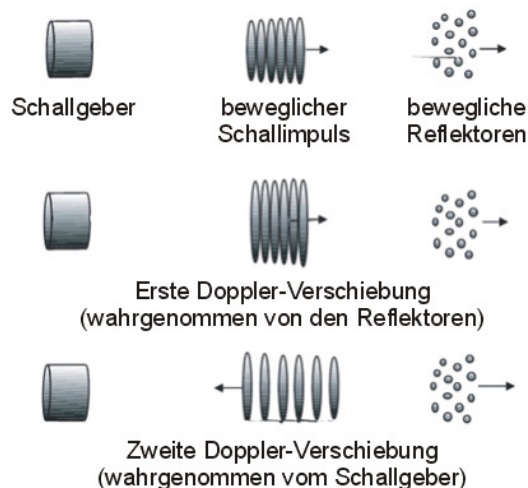


Abbildung 28: Zweimalige Dopplerverschiebung durch Reflexion (nach SIMPSON, 2001)

Durch die zweite Frequenzverschiebung wird Gleichung 52 zu

$$F_D = 2F_S \left(\frac{V}{C} \right) \quad (53)$$

Nur radiale Bewegungen, bei denen sich die Distanz zwischen Sender und Empfänger verändert, verursachen eine Dopplerverschiebung. Mathematisch bedeutet dies, dass die Dopplerfrequenzverschiebung aus der Geschwindigkeitskomponente in Richtung der Verbindungslinie zwischen Schallquelle und Empfänger resultiert.

$$F_D = 2F_S \left(\frac{V}{C} \right) \cos(\theta) \quad (54)$$

θ = Winkel zwischen dem Vektor der Relativgeschwindigkeit und der Verbindungslinie zwischen Schallquelle und rückstreuenden Partikeln

Die aus der Frequenzverschiebung berechnete Strömungsgeschwindigkeit lässt sich aus der Laufzeit des reflektierten Impulses einer bestimmten Tiefenzelle zuordnen (Abbildung 29).

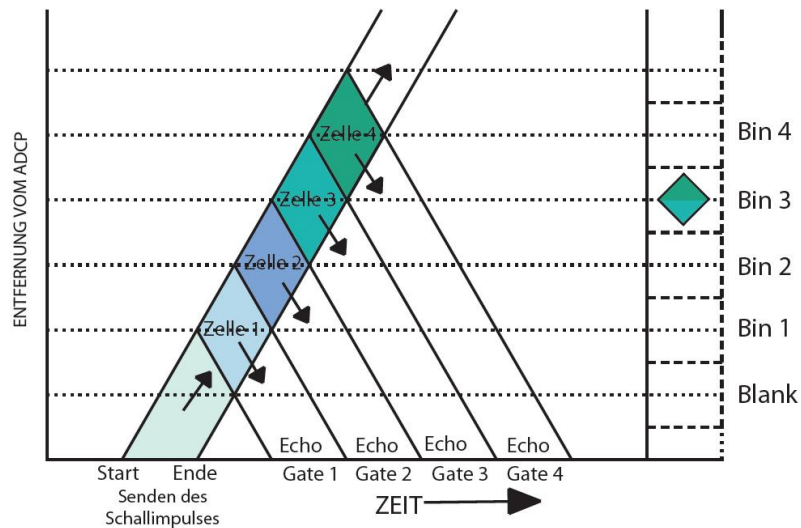


Abbildung 29: Zuordnung zu einer Tiefenzelle aufgrund der unterschiedlich langen Laufzeit des reflektierten Impulses (nach SIMPSON, 2001)

ADCP-Geräte erfassen die Strömungsgeschwindigkeit im Bereich von Streukegeln (*Beams*), die sich von den Schallwandlern (*Transducer*) unter einem gerätespezifischen Strahlwinkel in der Wassersäule kegelartig ausbreiten. Zwischen den Streukegeln werden die Messwerte interpoliert, wobei vorausgesetzt wird, dass sich die Strömung innerhalb der von den Schallwandlern eingeschlossenen Fläche nicht signifikant ändert.

Verschiedene Gerätetypen unterscheiden sich in der Anzahl der Schallwandler und deren Anordnung (Abbildung 30).

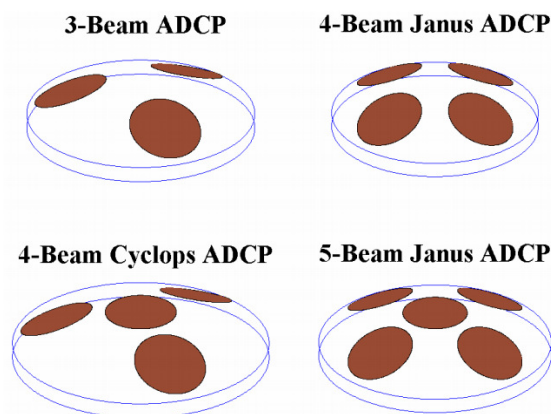


Abbildung 30: Mögliche Schallwandler-Konfigurationen von ADCP-Geräten (DEWEY & STRINGER, 2005)

Um die drei Strömungsrichtungen u (in West-Ost-Richtung), v (Süd-Nord-Richtung) und w (vertikal), die für die drei Raumrichtungen stehen, aus den Messungen ableiten zu können, müssen mindestens drei Schallwandler vorhanden sein (GORDON, 1996). Konfigurationen mit einer höheren Anzahl von Schallwandlern können weitere Informationen liefern, die eine höhere Genauigkeit, Qualität und Zuverlässigkeit der gemessenen Strömungsparameter gegenüber einem Gerät mit drei Wandlern ermöglichen (DEWEY & STRINGER, 2005). Zusätzlich können Sonden mit vier oder fünf Schallwandlern, die in der Janus Konfiguration ausgerichtet sind, beispielsweise die Fehlergeschwindigkeit (*Error Velocity*) berechnen. Die Fehlergeschwindigkeit ist der Unterschied zwischen den gemessenen Geschwindigkeiten der einzelnen Schallwandler. Sie erlaubt die Bewertung der Annahme der horizontalen Homogenität. Abbildung 31 verdeutlicht dies an zwei verschiedenen Situationen: In der ersten ist die Strömungsgeschwindigkeit aller vier Schallstrahlen identisch. In der zweiten Situation ist die gemessene Geschwindigkeit eines Schallstrahls anders. Dies führt zu einer größeren Fehlergeschwindigkeit als in der ersten Situation.

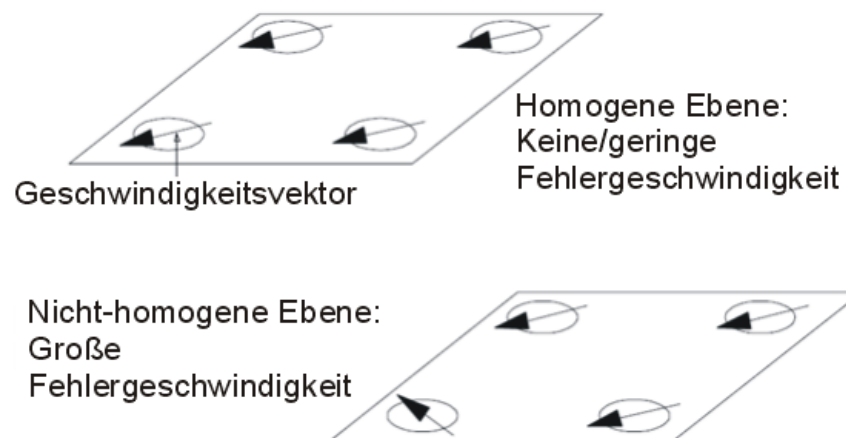


Abbildung 31: Fehlergeschwindigkeit von Strömungsmessungen (nach GORDON, 1996)

Die am häufigsten vorkommende ADCP-Richtstrahlgeometrie ist die der Janus-Konfiguration. Die Janus-Konfiguration ist nach dem zur ursprünglichen römischen Mythologie gehörigen Gott Janus benannt, der in Abbildungen mit einem Doppelgesicht dargestellt wird und somit gleichzeitig vorwärts als auch rückwärts blicken kann. Bei vier Leitstrahlen ergeben dabei zwei sich gegenüberstehende Schallgeber jeweils ein Strahlenpaar und berechnen eine Horizontalkomponente sowie die Vertikalgeschwindigkeit. Das andere Strahlenpaar ermittelt die dazu orthogonale Horizontalkomponente sowie die Vertikalkomponente. Wie beschrieben wird die Dopplerfrequenzverschiebung nur entlang der Achse eines Schallpegels aufgelöst.

Abbildung 32 zeigt die Definition der verschiedenen Winkel (Neigungswinkel der Schallwandler $\theta = 20^\circ$, Peilung φ_1 , Nickwinkel φ_2 , Rollwinkel φ_3) und die Nummerierung der Schallwandler für ein Standard ADCP mit einer Janus-Konfiguration.

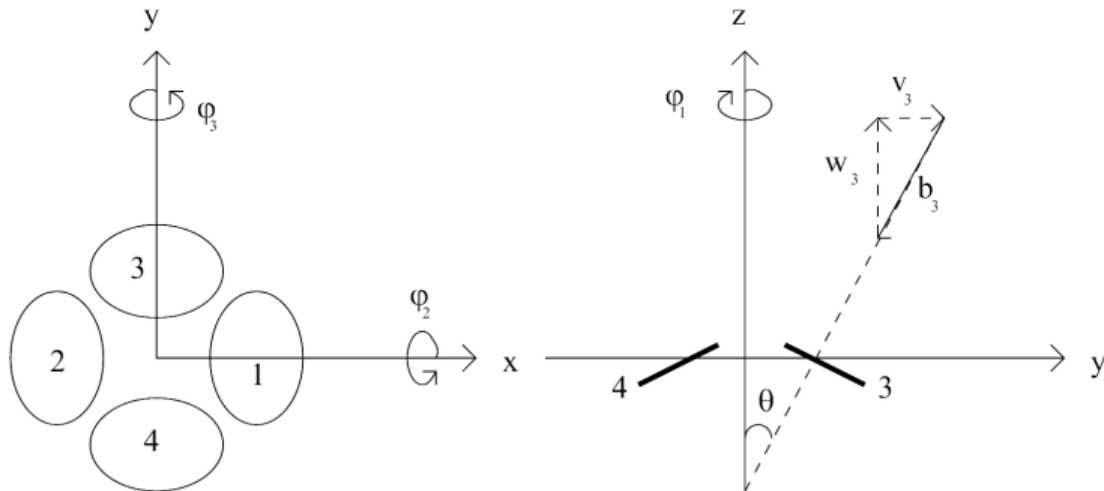


Abbildung 32: Definition der Nummerierung der Schallwandler, der Peilung (φ_1), des Nickwinkels (φ_2), des Rollwinkels (φ_3) und des Neigungswinkels der Wandler (θ) für ein Standard „Workhorse“ ADCP mit Janus-Konfiguration (DEWEY & STRINGER, 2005)

Ebenfalls in Abbildung 32 dargestellt ist die von Wandler 3 (b_3) gemessene Dopplergeschwindigkeit und die zugehörige Zerlegung in eine horizontale Geschwindigkeit v_3 und eine vertikale Geschwindigkeit w_3 . Ohne Korrekturen für die Peilung, den Nick- oder Rollwinkel ergeben sich die von den Schallwandlern aufgezeichneten Geschwindigkeiten für eine Janus-Konfiguration mit 4 Schallwandlern zu:

$$b_1 = -u_1 \sin \theta - w_1 \cos \theta \quad (55)$$

$$b_2 = u_2 \sin \theta - w_2 \cos \theta \quad (56)$$

$$b_3 = -v_3 \sin \theta - w_3 \cos \theta \quad (57)$$

$$b_4 = v_4 \sin \theta - w_4 \cos \theta \quad (58)$$

Jeder einzelne Schallwandler löst somit zwei orthogonale Geschwindigkeitskomponenten auf. Die von den Wandlern 1 und 2 gemessenen horizontalen Komponenten u_1 und u_2 repräsentieren beide die „gleiche“ horizontale Geschwindigkeitskomponente u . Alle vier Schallwandler lösen jeweils die Vertikalgeschwindigkeit w auf. Ist die Strömung homogen

(räumlich gleichförmig), gibt es keine räumlichen Abweichungen in der Strömung zwischen den einzelnen Schallkegeln. Demnach folgt:

$$u_{12} = (b_2 - b_1)/2 = ([u_2 + u_1]\sin\theta + [w_1 - w_2]\cos\theta)/2 \quad (59)$$

$$v_{34} = (b_4 - b_3)/2 = ([v_3 + v_4]\sin\theta + [w_3 - w_4]\cos\theta)/2 \quad (60)$$

$$w_{12} = -(b_1 + b_2)/2 = ([w_1 + w_2]\cos\theta + [u_1 - u_2]\sin\theta)/2 \quad (61)$$

$$w_{34} = -(b_3 + b_4)/2 = ([w_3 + w_4]\cos\theta + [v_3 - v_4]\sin\theta)/2 \quad (62)$$

wobei die primären Strömungsgeschwindigkeiten durch $u = u_{12}$, $v = v_{34}$ und $w = (w_{12} + w_{34})/2$ gegeben sind. Die Annahme, dass $u_1 = u_2$ und $v_3 = v_4$ sowie $w_1 = w_2$ und $w_3 = w_4$ ist, setzt dabei eine Homogenität der Strömung voraus. In turbulenter Strömung trifft dies nur bedingt zu (DEWEY & STRINGER, 2005).

Korrekturen für das Nicken (*Pitch*) und Rollen (*Roll*) oder die Peilung (*Heading*) werden bei nicht geographisch oder lotrecht orientierten Geräten wichtig. Auch für ein an einem fahrenden Schiff installiertes Gerät, kann es durch die Pitch- und Roll-Bewegung zu unterschiedlich belegten Tiefenzellen in der gleichen Höhe kommen (Abbildung 33). Im Falle von vorhandenen Pitch- oder Rollwinkeln müssen die Tiefenzellen korrigiert werden. Horizontale Strömungsgeschwindigkeiten sind eine Funktion des Cosinus des Pitch- bzw. Rollwinkels und somit für Winkel kleiner als 5° nicht signifikant. Eine genaue Bestimmung der Vertikalgeschwindigkeiten kann aber bereits durch kleine Winkel signifikant beeinflusst werden. ADCP sind in der Regel mit eingebautem Inklinometer und einem Kompass ausgestattet, die entsprechende Korrekturparameter bereitstellen (SIMPSON, 2001).

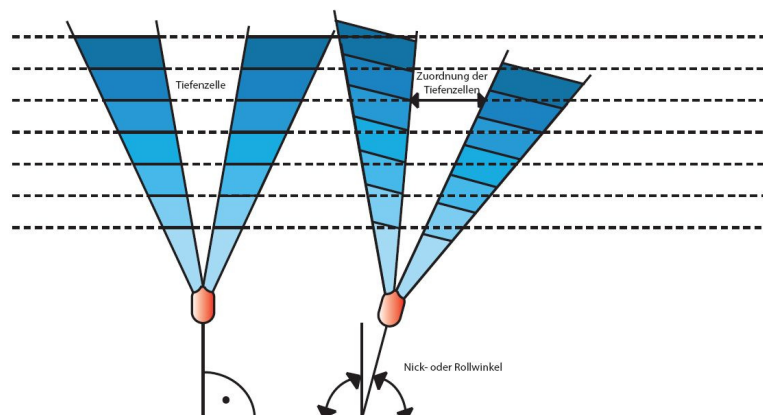


Abbildung 33: Veränderung der Lage der Tiefenzellen bei vorhandenem Pitch- oder Rollwinkel (nach SIMPSON, 2001)

Weiterhin haben die einzelnen Schallwandler am oberen und unteren Ende des ausgesendeten Schallkegels jeweils einen Randbereich, den sie messtechnisch nicht erfassen können. Ein Bereich befindet sich direkt an den Schallwandlern. Nach dem Aussenden eines akustischen Impulses vergeht eine kurze Zeit, bis der Schallwandler und die angeschlossene Elektronik als Empfänger des reflektierten akustischen Signals genutzt werden können. Das keramische Material des Wandlers ist dabei mit einem Miniatur-Gong zu vergleichen, dessen Eigenschwingung des ausgesandten 1.200 kHz Impulses (*Ping*) abklingen muss, bevor der Wandler als Empfänger genutzt werden kann. Diese sehr kleine Schwingung dauert etwa 170 Mikrosekunden, in denen das akustische Signal ca. 0,30 m transportiert wird, wenn man eine Schallgeschwindigkeit von 1.500 m/s annimmt. Dieser Bereich wird als „Blanking“ bezeichnet (Abbildung 34). Demnach hängt die Lage der ersten messbaren Tiefenzelle von verschiedenen Faktoren ab:

- Blanking
- Schallgeschwindigkeit
- Operationeller Modus des Gerätes
- Zellgröße
- Frequenz des Schallimpulses
- Winkel der Schallwandler

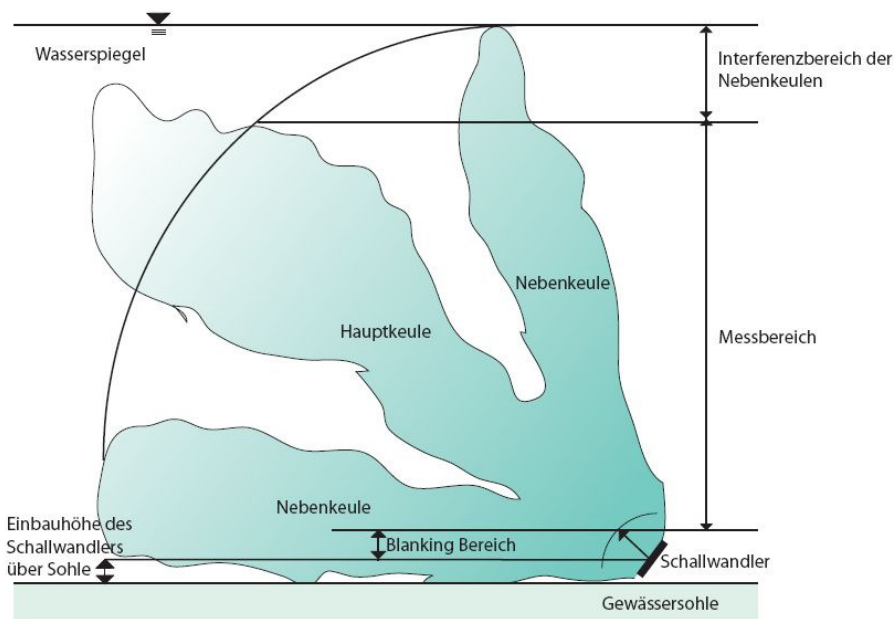


Abbildung 34: Haupt- und Nebenkeulen eines Schallwandlers und Auswirkungen auf den messbaren Bereich
(nach SIMPSON, 2001)

Aufgrund der Geometrie der akustischen Strahlenkeule und der nicht vertikalen Orientierung der Schallwandler entsteht der zweite Randbereich. Die meisten Schallwandler auf dem derzeitigen Stand der Technik verursachen störende Nebenkeulen, die im Winkel von 30° oder 40° von der Hauptkeule ausgehen. Dabei entstehen Interferenzen mit der Hauptkeule, wenn das akustische Signal der Nebenkeule bei aufwärts gerichteten Geräten vor dem Signal der Hauptkeule auf die Wasseroberfläche trifft und reflektiert wird (Abbildung 34). Bei einem ADCP-Gerät mit einer Frequenz von 1.200 kHz beträgt der Verlust des Messbereiches etwa 6 % bei einem Neigungswinkel der Schallwandler von 20° (SIMPSON, 2001).

Die Reichweite eines ADCP ist von zahlreichen Faktoren, die sich aus dem eingesetzten Gerät und den örtlichen Randbedingungen ergeben, abhängig. Viele dieser Faktoren beeinflussen sich gegenseitig, so dass die folgenden Aussagen als „Faustregeln“ zu werten sind (RD INSTRUMENTS, 2005a):

- je niedriger die Frequenz, desto größer die Reichweite
- je größer die Tiefenzellen, desto größer die Reichweite
- operationeller Modus: Jedes Gerät besitzt verschiedene Betriebsmodi, die jeweils verschiedene Reichweiten haben
- je enger die Bandbreite, desto größer die Reichweite
- je größer die Konzentration von Reflektoren, desto größer die Reichweite
- je kälter das Wasser, desto größer die Reichweite
- je geringer der Salzgehalt des Wassers, desto größer die Reichweite

Die Intensität des reflektierten Echos (*relative backscatter*) wird vom Empfänger als “Received Signal Strength Indicator“ (RSSI) aufgezeichnet (DEINES, 1999). Sie ist abhängig von:

- Energie und Länge des ausgesandten akustischen Signals
- Reflektierende Eigenschaften der im Wasser vorhandenen Partikel
- Anzahl der reflektierenden Partikel
- Absorption des Signals im Wasser

Bei einer geringen Echointensität sinkt das Verhältnis von ausgesendetem Signal zu elektronischem Rauschen. Dies verursacht geringere Genauigkeiten der Messungen. Dieser Effekt steigt mit zunehmender Entfernung zum Gerät an. Auch zu geringe oder zu hohe Sedimentkonzentrationen (durch Absorption) verringern die Echointensität.

ADCP-Geräte können sowohl ortsfest, beispielsweise an einer Boje, einem Offshore-Bauwerk oder am Meeresboden befestigt, als auch vom bewegten Boot aus eingesetzt werden. Je nach Einsatzgebiet und gewünschten Datensätzen gibt es unterschiedliche Installationen und Gerätetypen. Bei der ortsfesten Installation kann die zeitliche Strömungsentwicklung in einem vertikalen Messzylinder aufgezeichnet werden, wohingegen bei der Montage an einem sich bewegendem Objekt das räumliche Geschwindigkeitsprofil längs des Schiffskurses bestimmt werden kann. Sofern die Gewässersohle in Reichweite der Schallsignale liegt und das reflektierte Signal eindeutig ist, das heißt, dass keine bewegte Sohle durch hohen Geschiebetransport vorliegt, wird auch die Sohlhöhe durch ein so genanntes „*Bottom Track Signal*“ vom Gerät aufgezeichnet. Hierbei wird ein akustisches Signal von der Sohle reflektiert, das im Vergleich zu den anderen Signalen, die durch die im Wasser befindlichen Partikel hervorgerufen werden, deutlich stärker ist, da der Boden eine viel höhere Reflexion aufweist. Mit Hilfe dieses Signals ist es auch möglich, die Geschwindigkeit des Schiffes zu bestimmen. Des Weiteren kann bei diesen Messungen, die gleichzeitig den Querschnitt des Gewässers aufnehmen, auf Basis vektorieller Verknüpfungen der Geschwindigkeitsmessungen der integrierte Durchfluss berechnet werden (MORGENSCHWEIS, 2002).

Horizontal installierte ADCP-Geräte können das Geschwindigkeitsprofil in der horizontalen Ebene aufnehmen.

Weitere Anwendungsgebiete von ADCP-Geräten sind die Erfassung der veränderlichen Wellenhöhen und die Bestimmung der Sedimentkonzentrationen in der Wassersäule. Die Berechnung der Wellenhöhe erfolgt über ein ortsfest am Boden befestigtes Gerät. Anhand dreier Messparameter (Variation der Oberfläche, Orbitalströmungen und Wasserdruck) können Aussagen über die veränderlichen Wellenhöhen getroffen werden. Eine Abschätzung der Schwebstoffkonzentration kann dem Prinzip der akustischen Rückstreuung folgend über eine Auswertung des Intensitätssignals vorgenommen werden.

Im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt kamen drei ADCP-Geräte des Typs „*Workhorse Sentinel*“ der Firma Teledyne RD Instruments mit einer Frequenz von 1.200 kHz zum Einsatz. Durch diese hohe Messfrequenz und zusätzliche Programm-Modi zur räumlich und zeitlich hoch auflösenden Datenerfassung, sind diese Geräte insbesondere für flache Küstengewässer und Wattgebiete sehr gut geeignet.

Das Workhorse Sentinel besitzt vier Schallwandler mit einem Neigungswinkel von 20° in der Janus-Konfiguration. Es arbeitet autark mit einem in das Gehäuse integrierten Batterie-Pack, bestehend aus 28 D-Zellen, das fabrikseitig entmagnetisiert ist. Nach jedem Batteriewechsel muss der interne Kompass des Gerätes kalibriert werden. Je nach Konfiguration des Gerätes

variiert die Lebensdauer der Batterie. In der hier beschriebenen Konfiguration beträgt die maximale Messzeit etwa 50 Tage. Dieser Wert kann in Abhängigkeit von der Temperatur stark schwanken. Die aufgezeichneten Daten werden auf eine PC-Speicherkarte geschrieben. Die verwendeten Karten mit einer Größe von 128 Megabyte sind geeignet, die Daten einer maximalen Messzeit aufzuzeichnen.

Als zusätzliche Sensoren besitzt das Gerät ein Inklinometer sowie ein Thermometer. Das ADCP berechnet automatisch die Schallgeschwindigkeit auf der Basis der gemessenen Temperatur und einer angenommenen Salinität und berücksichtigt dies in der Berechnung der Strömungsgeschwindigkeit. Der Wert des Salzgehaltes wird für die entsprechende Jahreszeit auf Grundlage langjähriger Zeitreihen für die Elbmündung geschätzt. Aufgrund der geringen Wassertiefen ist der durch diese Schätzung bedingte Fehler jedoch gering. Ergeben sich während der Messung durch Einzelereignisse wie extreme Oberwasserabflüsse stark von der Schätzung abweichende Salzkonzentrationen, kann dies in der nachträglichen Bearbeitung der Rohdaten berücksichtigt werden.

Die gewählte Auflösung der Tiefenzellen beträgt 5 cm. Bei einer maximalen Anzahl von 99 Tiefenzellen ergibt sich eine Reichweite von etwa 5 m. Dieser Wert bedeutet für das Untersuchungsgebiet Neufelder Watt eine hinreichend genaue räumliche Auflösung, wobei auch eventuelle Sturmfluten bis zu Wasserständen von etwa 2,50 m über dem Mittleren Tidehochwasser noch in den Messbereich fallen. Der Blanking-Bereich beträgt 0,30 m. Bei den Messungen im Neufelder Watt werden 50 Einzelmessungen (*Pings*) gleich verteilt über einen Zeitraum von fünf Minuten jeweils zu einem Ensemble zusammengefasst. Die drei zur Verfügung stehenden Geräte verfügen über die Zusatzoption der Hochfrequenzmessung speziell für Flachwassergebiete. Als operationeller Modus wird *Mode 12* gewählt, der im Gegensatz zu den Standardoptionen des Gerätes eine höhere Auflösung (bis zu 1 cm Tiefenzellen) bietet und dabei *Sub-Pings* verwendet, um die Standardabweichung der Messung zu verbessern. *Mode 12* ist speziell für den Einsatz in Flachwasser mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten vorgesehen und damit insbesondere für den Einsatz in Wattrinnen und Prielen sehr gut geeignet. Das Rauschen der gemessenen Daten kann in *Mode 12* durch eine hohe Pingrate reduziert werden. Da die Peilung des Gerätes während jeder Sequenz (bestehend aus mehreren *Sub-Pings*) nur einmal bestimmt wird, muss die Peilung stabil sein, was für den Einsatz von am Wattboden montierten, nach oben orientierten Geräten der Fall ist. In der gewählten Konfiguration besteht jeder einzelne *Ping* aus 6 *Sub-Pings*, die mit einem Intervall von 0,04 Sekunden ausgesendet werden. Dadurch wird eine Standardabweichung der Messungen von 2,57 cm/s erreicht. Die Genauigkeit der Messung

der Strömungsgeschwindigkeit liegt unter Beachtung aller genannten Einflüsse bei $\pm 0,3$ cm/s, die der Strömungsrichtung bei $\pm 2^\circ$.

Die Geräte wurden im Untersuchungsgebiet in einem mit Pflugscharankern abgespannten Edelstahlrahmen am Wattboden montiert (Abbildung 35).



Abbildung 35: Installation der ADCP-Geräte und Drucksonden

6.1.1.2 Messungen der Sedimentkonzentrationen

Die direkte Bestimmung der Sedimentkonzentrationen im Wasser über mechanische Verfahren anhand von Probenahmen und anschließender Auswertung im Labor ist sehr aufwendig und ermöglicht lediglich räumlich und zeitlich punktuelle Messungen. Optische und akustische Methoden hingegen erlauben kontinuierliche und kontaktlose Messungen von Schwebstoffkonzentrationen. Obwohl sie dabei auf unterschiedlichen physikalischen Phänomenen beruhen, sind beide Methoden vergleichbar. Allgemein können sie in drei verschiedene Prinzipien klassifiziert werden (Abbildung 36): 1) Transmission, 2) Streuung und 3) kombinierte Verfahren.

Bei Messungen nach dem hier verwendeten Streuungsverfahren sind der Sender und der Empfänger in einem Winkel relativ zueinander angeordnet. Der Empfänger registriert einen Teil der ausgesendeten Strahlung, die von den Sedimentpartikeln im Messvolumen gestreut wird. Das Verhältnis zwischen dem Signal des Empfängers (I_S) und der Sedimentkonzentration (c) wird durch Gleichung 63 beschrieben (VAN RIJN, 2007):

$$I_S = k_3 \cdot c \cdot e^{-k_2 c} \quad (63)$$

mit:

k_2 = Kalibrierungskonstante in Abhängigkeit der Partikeleigenschaften (Größe, Form), der ausgesendeten Wellenlänge und der Laufzeit,

k_3 = Kalibrierungskonstante in Abhängigkeit der Sensoreigenschaften, Fluid- und Partikeleigenschaften (Größe, Form), der ausgesendeten Wellenlänge und der Laufzeit.

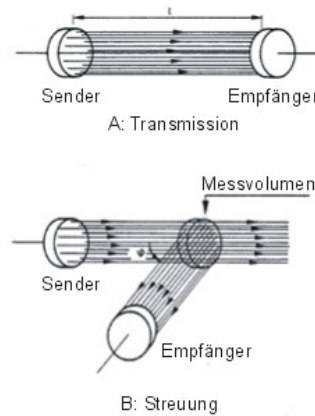


Abbildung 36: Prinzipien optischer und akustischer Schwebstoffmessungen (nach VAN RIJN, 2007)

Ein wichtiger Nachteil bei der Anwendung des Streuungsverfahrens ist der starke nicht-lineare Zusammenhang zwischen dem Signal des Empfängers und der Sedimentkonzentration bei sehr großen Sedimentkonzentrationen (VAN RIJN, 2007).

Für alle Messprinzipien sind in-situ Kalibrierungen erforderlich, um die Konstanten bestimmen zu können. Eine regelmäßige Wiederholung bzw. Überprüfung der Kalibrierung muss erfolgen, um die Veränderlichkeit der Konstanten in Abhängigkeit von Temperatur- und Salinitätsschwankungen abschätzen zu können. In der Praxis können optische (und akustische) Methoden zur Bestimmung der Sedimentkonzentration nur in Verbindung mit mechanischen Probenahmen eingesetzt werden. Dabei sind größere Ungenauigkeiten insbesondere bei optischen Verfahren in der Regel auf unzureichende Kalibrierungen zurückzuführen (KIRBY ET AL, 1981 in VAN RIJN, 2007).

Das optische Messverfahren ist am besten für Schluffpartikel ($> 50 \mu\text{m}$) geeignet. Laboruntersuchungen mit optischen Sensoren haben gezeigt, dass die Zugabe von Sandpartikeln mit einer Konzentration gleich der Schluffkonzentration das Signal des Empfängers um etwa 10 % erhöht (DER KINDEREN, 1982 in VAN RIJN, 2007). Die höchsten mit optischen Sensoren messbaren Konzentrationen liegen bei etwa 25.000 mg/l (KIRBY ET AL, 1981 in VAN RIJN, 2007).

Trotz aller Herausforderungen hinsichtlich der Kalibrierung bietet der Einsatz optischer Messverfahren zur Bestimmung der Schwebstoffkonzentration im Rahmen von Messungen in der Natur viele Vorteile gegenüber mechanischen und akustischen Verfahren. So können

mit Hilfe des Einsatzes moderner Speichermedien und leistungsstarker Akkus über längere Zeiträume kontinuierlich und automatisch Messungen vorgenommen werden. Bei entsprechender Anordnung der Sensoren kann zudem die Verteilung der Schwebstoffkonzentration über die Wassertiefe ermittelt werden. Vorausgesetzt, die Messfrequenz des eingesetzten Gerätes ist hoch genug, können auch kurzzeitige Änderungen aufgezeichnet werden.

Optische Rückstreuungssensoren – in englischer Sprache *Optical Backscatter Sensors (OBS Sensors)* – bestimmen die Konzentration suspendierter Sedimente in der Wassersäule mit Hilfe eines indirekten optischen Trübungsmessverfahrens. Trübung bezeichnet dabei keine physikalische Größe, sondern eine optische Erscheinungsform. Sie wird durch das Vorhandensein von Partikeln in einer Flüssigkeit induziert, wobei eine Streuung von Licht an den Schwebstoffteilchen entsteht. Dieser Prozess wird auch als Tyndall-Effekt bezeichnet. Ausgesendetes Infrarotlicht wird an suspendierten Partikeln gestreut und ein Teil davon wieder vom OBS empfangen. Das empfangene Signal hängt von der Größe, Zusammensetzung und der Form der suspendierten Partikel ab. Dementsprechend muss jeder einzelne Sensor für jedes Untersuchungsgebiet eigens kalibriert werden.

Im Neufelder Watt kam die Trübungssonde ASM-IVS der Firma ARGUS Environmental Instruments zum Einsatz (Abbildung 37). Sie verwendet Backscatter-Lasersensoren, die im infraroten Bereich mit einer Wellenlänge von 850 nm operieren. Das ASM-IVS verfügt über 96 OBS-Sensoren, die in einem Edelstahlrohr mit einem Abstand von 10 mm eingegossen sind. Jeder Sensor besteht aus einem Infrarot Laser Sender und einem Empfänger. Das maximale Messvolumen beträgt 10 cm³. Das tatsächliche Messvolumen ist abhängig von der Dichte der Suspension. Je nach Sedimentkonzentration der Suspension variiert die Reichweite der Sensoren zwischen 0 und 100 mm. Optische Filter und die gewählte Wellenlänge des Senders verhindern Interferenzen mit anderen Lichtquellen, wie z.B. dem Tageslicht. Dies ermöglicht den Einsatz in tidebeeinflussten Gebieten, die regelmäßig trockenfallen (ARGUS GESELLSCHAFT FÜR UMWELTMESSTECHNIK, 2010).

Die Steuerung und Verarbeitung der Signale erfolgt im Kopf des Gerätes. Hier sind neben einem Mikroprozessor der Datenspeicher, die Energieversorgung sowie zusätzliche Sensoren wie Inklinometer, Drucksensor und Thermometer untergebracht. Je nach eingestellter Messfrequenz kann das Gerät so über mehrere Wochen autark Daten aufzeichnen.

Mit Hilfe des ASM-IVS ist eine Bestimmung der Sedimentkonzentrationen über ein Profil von 0,96 m möglich. Die Installation des Gerätes erfolgt mit Hilfe von 1,0 bis 1,5 m langen Ansatzstücken, die in den Wattboden eingespült bzw. eingepresst werden. Durch eine Schraubverbindung wird das ASM mit der Verlängerung verbunden. Des Weiteren wird das Gerät über ein Drahtseil mit einem Pflugscharanker gesichert, an dem ein Schwimmkörper

zur Markierung der Messposition befestigt wird. Die Installation wurde stets so vorgenommen, dass der unterste Sensor mit der Wattoberkante abschloss.

Die Wahl der Messfrequenz ist ein Kompromiss aus einer möglichst hohen zeitlichen Auflösung der Messungen und einer möglichst langen Messdauer. Im Laufe der Messungen wurden auch Daten mit einer Frequenz von einer Sekunde aufgezeichnet, um über eine kurze Dauer beispielsweise den Effekt von einzelnen Wellen zu untersuchen. Über die längste Zeit der Untersuchungen wurden jedoch Messwerte in einem Intervall von fünf Minuten aufgezeichnet. Dabei wurden jeweils zehn einzelne Messungen mit einem Abstand von einer Sekunde vorgenommen und in einem Ensemble (Mittelwert) zusammengefasst und abgespeichert. Alle 96 Sensoren des Gerätes werden jeweils simultan aktiviert.

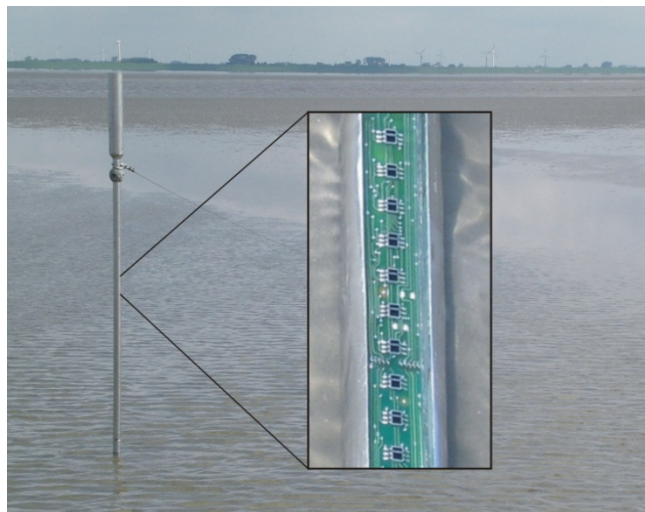


Abbildung 37: Installation des Trübungsmessgerätes ASM-IVS im Untersuchungsgebiet

Um das elektronische Signal des Empfängers in Sedimentkonzentrationen umrechnen zu können, wurde das ASM vor dem Beginn der Messungen im Labor des Herstellers kalibriert. Dazu wurden Proben der obersten 2 bis 3 cm des anstehenden Wattbodens des späteren Untersuchungsgebietes genommen und vor Beginn der Kalibrierung zunächst grob gefiltert. Während der Kalibrierung wurden in einem vertikal durchströmten Tank in aufsteigender Reihenfolge zehn verschiedene, den gewünschten Messbereich abdeckende homogene Konzentrationen eingestellt. Bei jeder Konzentration wurden 20 bis 30 Messungen vorgenommen, bevor die Messung unterbrochen und die nächst größere Konzentration eingestellt wurde. Nach diesem Verfahren wurde für jeden einzelnen der 96 Sensoren eine Kalibrierfunktion mit zehn Stützstellen im Messbereich berechnet. Abbildung 38 zeigt Ergebnisse der Kalibrierung eines ASM. Es sind exemplarisch vier verschiedene Sensoren dargestellt. Deren bauteilbedingte Unterschiede äußern sich in unterschiedlichen empfangenen Signalen bei gleicher Sedimentkonzentration. Die zehn Messpunkte sowie die Messung bei klarem

Wasser werden durch eine Spline-Funktion interpoliert. Während der Messungen in der Natur wird dann aus dem Empfängersignal jedes einzelnen Sensors die vorhandene Sedimentkonzentration berechnet. Zur Überprüfung der erstellten Kalibrierung werden im Anschluss unbekannte Schwebstoffkonzentrationen im Tank hergestellt und gemessene Werte des ASM mit der durch Analyse der Proben aus dem Tank ermittelten Konzentrationen verglichen. Nach Angaben des Herstellers wird durch dieses Kalibrierungsverfahren im Labor eine Genauigkeit von $\pm 10\%$ erreicht. Dieser Wert wurde durch die beschriebene Überprüfung der Kalibrierung bestätigt. Die Kalibrierung der Geräte im Labor wurde für jedes Gerät im Laufe der Untersuchung wiederholt.

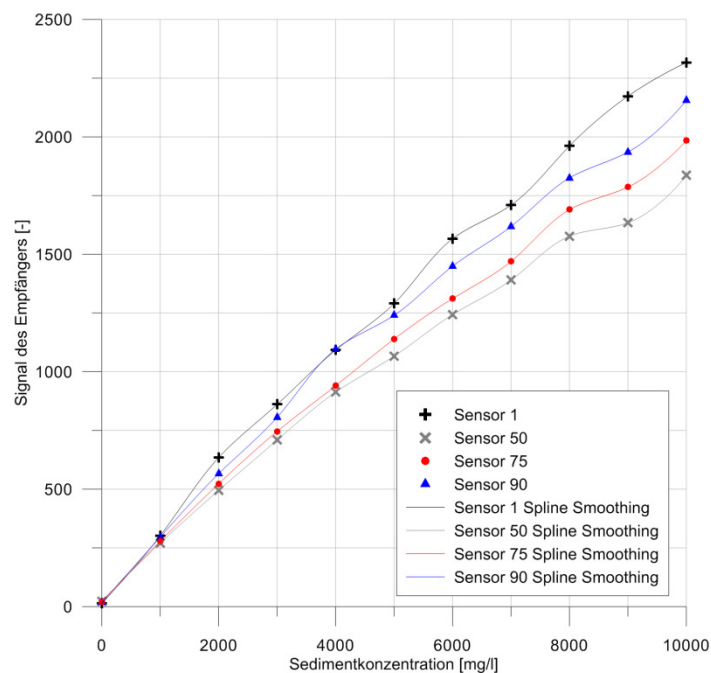


Abbildung 38: Ergebnisse der Kalibrierung der Sensoren 1, 50, 75 und 90 eines ASM inkl. der berechneten Kalibrierfunktionen

Die im Labor durchgeführte Kalibrierung muss im Rahmen der Messungen in der Natur in regelmäßigen Abständen überprüft werden. Schwankungen der Temperatur oder der Salinität im Untersuchungsgebiet können die optischen Eigenschaften der Suspension verändern und so zu verfälschten Ergebnissen führen. Bei Messfahrten und Wartungsarbeiten im Untersuchungsgebiet wurden im Laufe der Untersuchung stichprobenartig zeitlich und räumlich definierte Schwebstoffproben unmittelbar vor den Sensoren entnommen, im Labor gemäß DIN 38409, Teil 1 (NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN, 1987) analysiert und mit den Messwerten verglichen. Eine exakte räumliche Zuordnung einer Probe zu einem einzelnen Sensor ist dabei nicht möglich, da der Probennehmer einen Durchmesser von 50 mm besitzt und damit fünf Sensoren abdeckt. Daher wurde der Wert der Schwebstoffprobe mit dem

Mittelwert der fünf Sensoren verglichen. Ebenso entstehen Abweichungen dadurch, dass die Proben nicht exakt zum Zeitpunkt der Messung des ASM entnommen werden können, da so die Messungen beeinflusst würden. Dementsprechend wurden die Schwebstoffproben, der zeitlich nächstliegenden Messung zugeordnet. Abbildung 39 zeigt einen Vergleich der mittels Schwebstoffproben ermittelten Sedimentkonzentrationen mit den gemessenen Werten des ASM. Die Proben wurden zu unterschiedlichen Zeiten an verschiedenen ASM-Geräten und in variierenden Höhen entnommen. Insgesamt zeigte sich dabei eine gute Genauigkeit von $\pm 20\%$, die mit den Herstellerangaben zur Genauigkeit des Messverfahrens im Feld übereinstimmt.

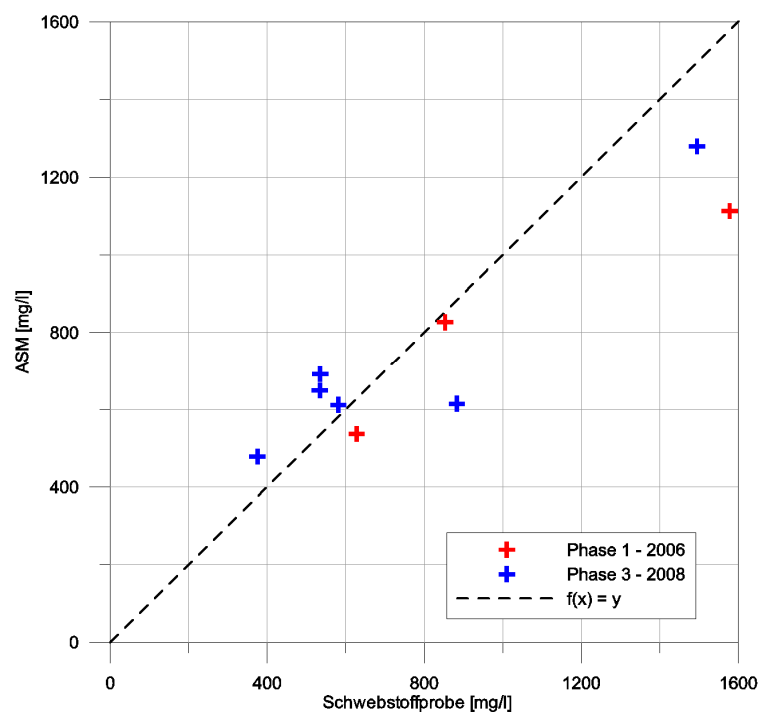


Abbildung 39: Vergleich der Ergebnisse der Trübungssonde ASM und der Schwebstoffproben

6.1.1.3 Seegangsmessungen

Seegangsmessungen liefern Informationen über die Auslenkung der Wasseroberfläche. Es werden direkte (z.B. Wellenpegel, Druckmessungen, Beschleunigungsmessungen) und indirekte Messverfahren (z.B. Radarmessungen, Echolotmessungen) unterschieden. Je nach Untersuchungsgebiet und Randbedingungen kommen dabei verschiedene Messgeräte zur Anwendung. Vergleichsweise häufig werden Druckmessdosen eingesetzt, die im Vergleich zu anderen Verfahren kostengünstig und relativ flexibel einsetzbar sind, jedoch aufgrund des angewendeten Messprinzips Fehler beinhalten können, die bekannt sein müssen.

Druckmessdosen messen nicht die Bewegung der Wasseroberfläche selbst, sondern erfassen die durch die Auslenkung des Wasserspiegels hervorgerufene Druckänderung an einem

Ort über die Zeit. Diese resultiert aus der aktuellen Wasserspiegelauslenkung, der Wellenlänge, der Wassertiefe und der Einbautiefe des Sensors.

Die Druckänderung p unter einer fortschreitenden Schwerewelle setzt sich aus einem hydrostatischen und einem dynamischen Druckanteil zusammen und lässt sich nach der linearen Wellentheorie berechnen aus (EAK, 2002):

$$p = \gamma \cdot \left[\eta \cdot \frac{\cosh[k(d+z)]}{\cosh(kd)} - z \right] \quad (64)$$

wobei:

p = Druck [Pa]

γ = Wichte des Seewassers, abhängig von Wassertemperatur und Salzgehalt [N/m^3]

η = $a \cdot \sin(kx - \omega t)$; aktuelle Wasserspiegelauslenkung [m]

a = $H/2$; Wellenamplitude [m]

H = Wellenhöhe [m]

L = Wellenlänge [m]

T = Wellenperiode [s]

$k = 2 \cdot \pi/L$; Wellenzahl [-]

$\omega = 2 \cdot \pi/T$; Kreisfrequenz [1/s]

x = Ortskoordinate [m]

t = Zeitkoordinate [s]

d = Wassertiefe [m]

z = Einbautiefe [m]

Der Quotient

$$\frac{\cosh[k(d+z)]}{\cosh(kd)} = R \quad (65)$$

wird als Druckreaktionsfaktor bezeichnet, so dass

$$p = \underbrace{\gamma \cdot R \cdot a \cdot \sin(kx - \omega t)}_{\text{Welleneinfluss}} - \underbrace{\gamma \cdot z}_{\text{hydrostatischer Anteil}} \quad (66)$$

Bei der Auswertung des aufgezeichneten Seegangs muss der hydrostatische Druckanteil vom Gesamtdruck subtrahiert werden, da zur Auswertung nur der aus den Wellen resultierende hydrodynamische Druck benötigt wird. Nach der linearen Wellentheorie findet die Teilchenbewegung unter Wellen auf Orbitalbahnen statt, die unter Tiefwasserbedingungen

($d/L > 0,5$) Kreisbahnen entsprechen. Der Durchmesser der Kreise nimmt mit der Tiefe exponentiell ab. Im Flachwasser bzw. im Übergangsbereich bewegen sich die Teilchen auf Ellipsen, deren horizontale Achse mit der Tiefe abnimmt. Dementsprechend nimmt der dynamische Druckanteil mit der Tiefe ab. Für Wellen mit kürzeren Perioden und somit auch geringeren Wellenlängen ist die Abnahme des Drucks vergleichsweise größer als für langperiodische Wellen. Der dynamische Druckanteil kurzperiodischer Wellen geht bei größeren Wassertiefen am Boden gegen Null.

Durch diesen Zusammenhang ergeben sich die Grenzen der Anwendung von Druckmessdosen zur Aufzeichnung von Seegang. In Abbildung 40 ist der maximale dynamische Druckanteil aus Seegang unter dem Wellenkamm als Funktion der Wellenperiode und der Wassertiefe dargestellt. Es wird dabei davon ausgegangen, dass der Drucksensor, wie in der Praxis üblich, an der Wattsohle installiert wird. Die angenommene Wellenhöhe beträgt 0,5 m. Damit entspricht das Beispiel in der Abbildung Bedingungen aus dem Untersuchungsgebiet. Für Wellen mit einer Periode von weniger als 2 Sekunden wird der dynamische Druckanteil am Boden ab Wassertiefen von 4 m sehr gering. Die blaue Ebene beschreibt einen Druck von 200 Pa. Dies entspricht der Auflösung handelsüblicher Drucksensoren und zeigt, dass kurze Wellen bei größeren Wasserständen messtechnisch mit Druckmessdosen nicht mehr aufgelöst werden können bzw. dass der Fehler auch bei längeren Wellen in der Größenordnung $\pm 10\%$ liegen kann.

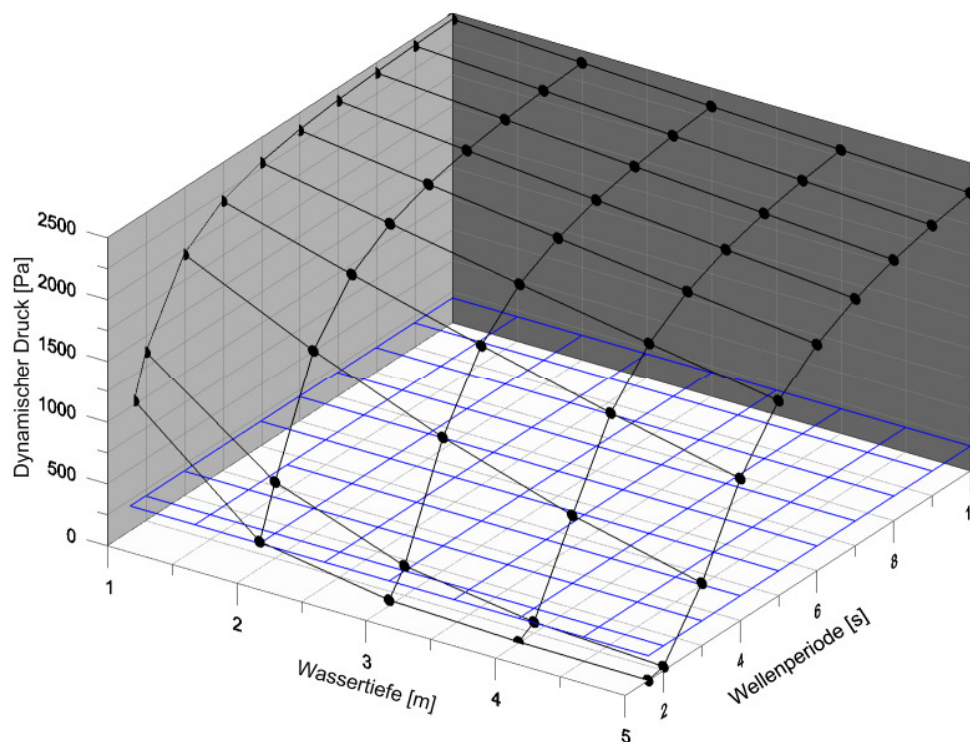


Abbildung 40: Maximaler dynamischer Druckanteil unter Seegang als Funktion der Wellenperiode und der Wassertiefe (Wellenhöhe = 0,5 m, Installation der Sensoren am Wattboden); nach FRÖHLE (2000)

Erfolgt die Auswertung der Seegangsmessungen im Frequenzbereich, wird die gemessene Druckzeitreihe nach der Fourier-Transformation mit einer Druckübertragungsfunktion (Abbildung 41, abgeleitet aus Gleichung 65) dividiert, um das Amplitudenspektrum zu erhalten. Die Druckübertragungsfunktion wird ab einer Grenze, die von der Wassertiefe abhängig ist, sehr klein, wodurch bei Division auch kleinste Anteile im Druckspektrum, die aus der Messgenauigkeit oder elektronischem Rauschen resultieren können, stark hochgerechnet werden. Die Übertragung des Druckspektrums ist bei der Auswertung im Frequenzbereich demnach auf eine Maximalfrequenz zu begrenzen (FRÖHLE, 2000).

Die Druckmessdosen werden an der Wattsohle montiert. Demnach ergeben sich im Untersuchungsgebiet Wassertiefen von 1,50 m bis 2,00 m bei Positionen auf dem Watt bei Mittlerem Tidehochwasser bzw. Wassertiefen von 3,00 m in der Neufelder Rinne. Bei mittleren Tidebedingungen können somit ausgehend von Abbildung 40 Wellen ab einer Periode von 2 s gut aufgelöst werden. Geringere Wellenhöhen verursachen geringere Druckänderungen. Dabei muss jedoch beachtet werden, dass die Tidewasserstände nur zum Zeitpunkt des Tidehochwassers die oben genannten Wassertiefen erreichen. Bei größeren Wasserständen (z.B. bei Sturmfluten) treten in der Regel auch höhere und längere Wellen auf, so dass der Seegang trotz allem über die Druckänderung aufgezeichnet werden kann. Druckmessdosen sind demnach trotz aller generellen Einschränkungen für den Einsatz im Wattenmeer geeignet. Bei der Auswertung im Frequenzbereich muss jedoch auf die Filterung hoher Frequenzen geachtet werden.

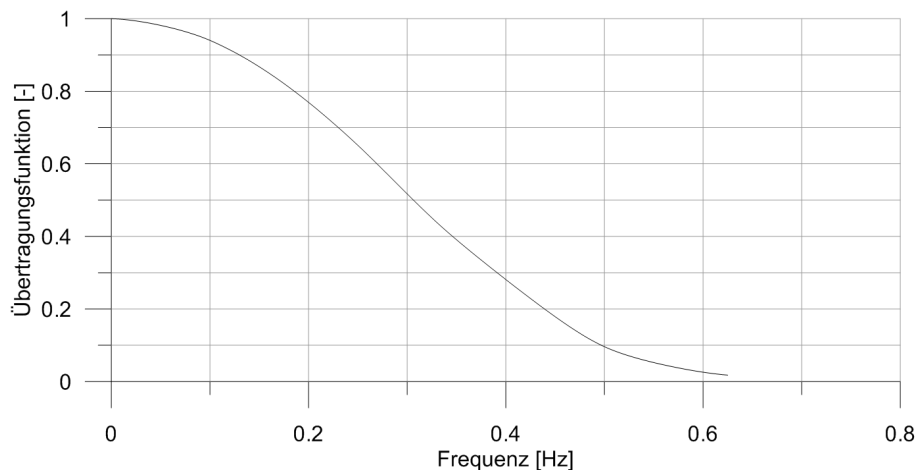


Abbildung 41: Druckübertragungsfunktion (Wassertiefe = 3 m; Installation der Sensoren am Wattboden)

Für die Seegangsmessungen im Untersuchungsgebiet Neufelder Watt wurde das Messverfahren mit Druckmessdosen ausgewählt. Aufgrund der vorhandenen Randbedingungen und unter Beachtung der möglichen Unsicherheiten wurde dies als geeignet erachtet.

Bei einer Installation der Druckmessdosen am Wattboden ist selbst bei einer Sturmflut unter Beachtung der größten zu erwartenden Wellenhöhen nicht mit Wasserständen von mehr als 10 m zu rechnen. Demnach beträgt der erforderliche Messbereich der Sensoren rund 200 kPa.

Aus den im Seegang vorhandenen Schwingungsperioden (1 s bis 30 s) kann eine Digitalisierungsrate (Messfrequenz der Sensoren) im Bereich von 1 Hz bis 10 Hz abgeleitet werden (FRÖHLE, 2000).

Bei einer relativen Genauigkeit des Drucksensors von $\pm 0,1$ % vom Endwert beträgt die absolute Genauigkeit des Sensors ± 200 Pa. Die daraus entstehenden Fehler und Abweichungen sind oben beschrieben.

Im Neufelder Watt wurden Seegangsmessungen mit Druckmessdosen durchgeführt, die an den Gerätehalterungen der ADCP-Geräte am Wattboden installiert wurden (Abbildung 35). Dabei kamen zwei verschiedene Gerätetypen zum Einsatz: der Wasserpegeldatenlogger P-Log 521-MMC des Herstellers Driesen + Kern GmbH sowie eine am Institut für Wasserbau der TUHH konstruierte Druckmessdose (WIDL = Winkelbauer-Datenlogger). Beide Pegellogger funktionieren autark; sie beziehen ihre Energie aus Akkus und schreiben die aufgezeichneten Daten jeweils auf eine Multimedia Speicherkarte.

Der Wasserpegeldatenlogger P-Log521-MMC verfügt über eine maximale Messfrequenz von 10 Hz und einen Messbereich von 0 bis 400 kPa bei einer relativen Genauigkeit von 0,05 % vom Messbereich. Dies ergibt eine absolute Genauigkeit von ± 200 Pa. Bei einer Abtastrate von 10 Hz (5 Hz) reichte die Akkuleistung für eine Messdauer von ca. 4 (8) Tagen. Bei Akkus in einem nicht optimalen Ladezustand verringerte sich die Messdauer zum Teil erheblich.

Da möglichst kontinuierlich Seegangsdaten aufgezeichnet werden sollten und die Wartungsintervalle möglichst lang und an die übrigen Messgeräte angepasst sein sollten, wurde am Institut für Wasserbau eine Druckmessdose konstruiert, die durch optimierten Energieverbrauch eine entsprechend lange Messdauer ermöglicht. Als Drucksensor wurde dabei ein SenSym 19C030PA des Herstellers SensorTechnics verwendet. Dieser verfügt über einen Messbereich von 0 - 30 psi (0 - 206,8 kPa) bei einer relativen Genauigkeit von 0,1 % vom Messbereich. Dies ergibt eine absolute Genauigkeit von rund ± 200 Pa. Die gewählte Messfrequenz beträgt 10 Hz. Im Neufelder Watt betrug die größtmögliche Messdauer rund 9 Wochen.

6.1.2 Messungen der Bathymetrie

Seit Beginn des 20. Jahrhunderts werden Echolote zur Tiefenbestimmung in Wasser verwendet (ULRICK, 1983). Dabei kommt das Prinzip der Laufzeitermittlung einer Schallwelle zwischen Sender, Gewässersohle und Empfänger zur Anwendung, wobei sich die Wassertiefe wie folgt berechnet:

$$z = d_s + C \cdot \frac{TWT}{2} \quad (67)$$

mit:

z = Wassertiefe [m]

d_s = Tauchtiefe des Echolotschwingers [m]

C = Schallgeschwindigkeit in Wasser [m/s]

TWT = Laufzeit des Schallimpulses [s]

In Gebieten mit veränderlichen Wasserständen (z.B. Tidegebiet) muss der aktuelle Pegelstand berücksichtigt und alle Tiefenangaben müssen auf ein bestimmtes Niveau bezogen werden, wenn die gemessenen Tiefen aufgezeichnet und weiter verwendet werden sollen.

Auch Seegang induziert Schiffbewegungen, die die gemessene Wassertiefe kurzzeitig um bis zu einige Dezimeter verändern kann. Diese Bewegungen müssen bei der Berechnung der Wassertiefe berücksichtigt werden.

Fächerecholote sind eine Weiterentwicklung von Einstrahlloten. Dabei wird unter verschiedenen Winkeln vom Schwinger ein Schallimpuls ausgesendet und die zurücklaufenden Signale aus verschiedenen Richtungen empfangen. Um den empfangenen Signalen nicht nur die exakte Tiefe, sondern auch eine Position zuweisen zu können, muss beim Fächerecholot zusätzlich der Einfallwinkel des zurückkommenden Signals bekannt sein. Somit kann mit einem Fächerecholot nicht nur an einem Punkt die Tiefe bestimmt werden, sondern auf einer Linie orthogonal zum Kurs des Schiffes (Abbildung 42). Die Breite dieses „Fächers“ hängt im Wesentlichen von der Wassertiefe ab.

Die Randstrahlen des Fächerecholotes treffen in einem flacheren Winkel auf die im Wasser vorhandenen horizontalen Temperatur- oder Salzschichtungen als die Strahlen im Zentrum der Wandler. An diesen Sprungschichten kommt es zu Beugungseffekten, durch die die geradlinige Ausbreitung der Schallstrahlen verändert wird. Dieser Effekt nimmt mit Abnahme des Winkels zwischen Schallstrahl und Sprungschicht zu. Um diese Refraktionseinflüsse korrigieren zu können, ist es erforderlich, das Profil der Schallgeschwindigkeit über die gesamte Wassersäule zu kennen. Dementsprechend wird das Schallprofil vor bzw. während der Messungen mittels einer Schallsonde aufgezeichnet.

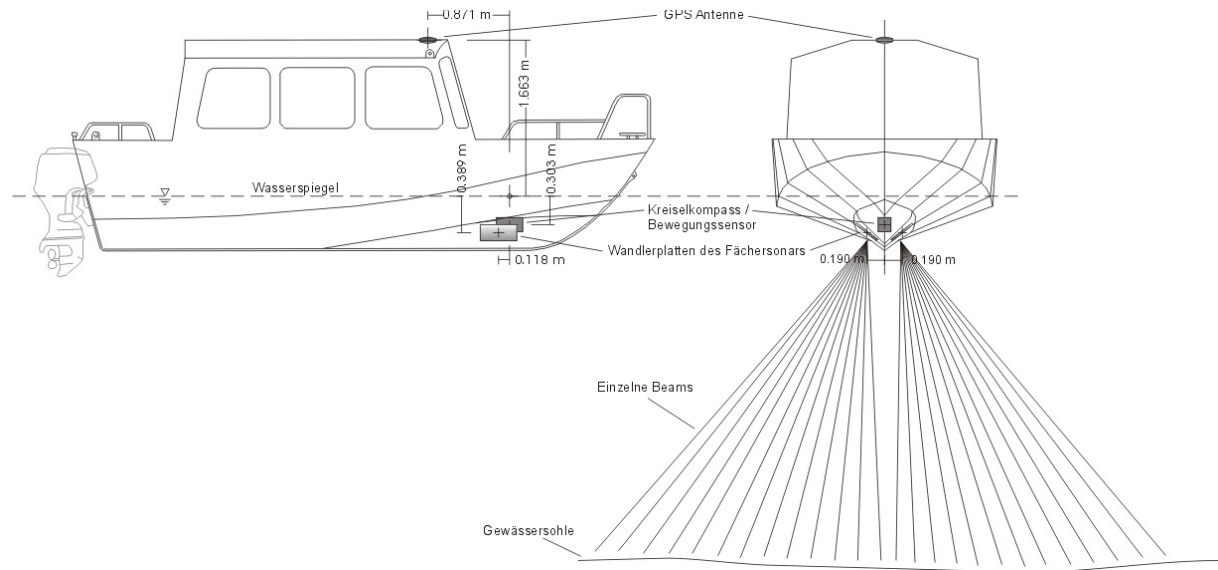


Abbildung 42: Prinzip der Messung der Bathymetrie mit einem Fächerecholot

Die Schallsonde misst die jeweilige Wassertiefe, die Temperatur sowie die Leitfähigkeit, über die der Salzgehalt ermittelt wird. Aus diesen drei Parametern kann dann die Schallgeschwindigkeit berechnet werden, die eine ansteigende Funktion von Temperatur, Salzgehalt und Druck ist. MEDWIN (1975) formulierte eine auch heute noch allgemein verwendete Approximation zur Bestimmung der Schallgeschwindigkeit:

$$C = 1449,2 + 4,6T + 0,055T^2 + 0,00029T^3 + (1,34 - 0,010T)(S - 35) + 0,016z \quad (68)$$

wobei:

C = Schallgeschwindigkeit [m/s]

T = Temperatur [°C]

S = Salinität [ppt]

z = Wassertiefe [m]

Diese Gleichung besitzt Gültigkeit für $0 \leq T \leq 35 \text{ °C}$, $0 \leq S \leq 40 \text{ ppt}$ und $0 \leq z \leq 1.000 \text{ m}$. Die Schallgeschwindigkeit nimmt um 1,6 m/s pro 100 m Tiefe zu. In flachem Wasser ist der Einfluss der Wassertiefe gering. Den größten Einfluss auf die Schallgeschwindigkeit besitzt die Temperatur (JENSEN, 2008). Bei einem Salzgehalt von 20 ppt steigt die Schallgeschwindigkeit von 1451 m/s bei einer Temperatur von 5 °C auf 1504 m/s bei einer Temperatur von 20 °C (Abbildung 43).

Die Bathymetrie im Untersuchungsgebiet wird mittels eines Fächerecholotes aufgezeichnet. Das gesamte System besteht dabei aus zwei Fächerecholotschwingern, einem Differential Global Positioning System (DGPS), einem Bewegungssensor und einem Kreisellkompass.

Das DGPS ordnet den gemessenen Tiefen eine genaue Position zu und ermöglicht die Zuordnung auf ein Bezugsniveau. Der Bewegungssensor und der Kreiselkompass korrigieren die Schiffsbewegungen.

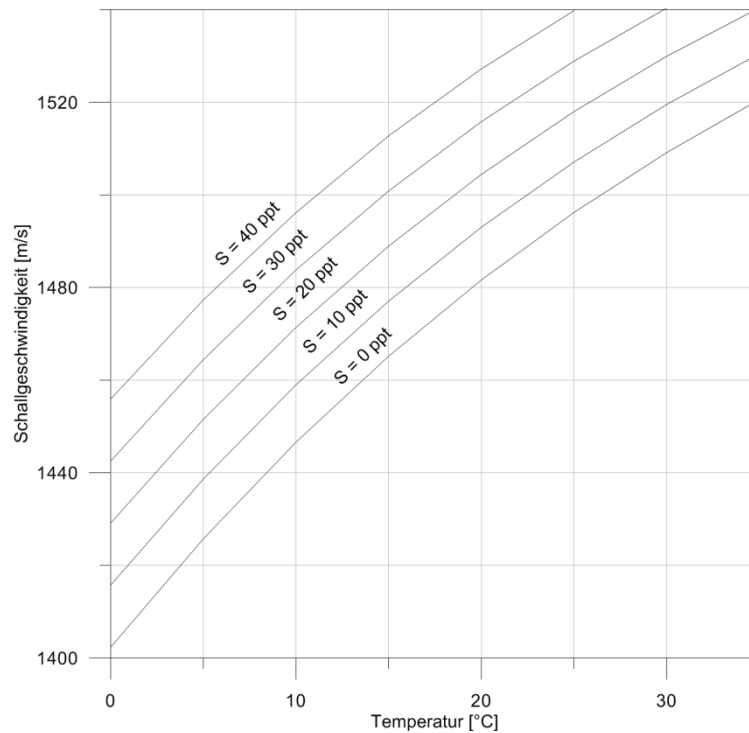


Abbildung 43: Schallgeschwindigkeit in Wasser bei veränderlichen Temperaturen und Salzgehalten ($z = 0$ m)

Das Messboot „Nekton“ des Instituts für Wasserbau (Abbildung 44) ist mit einer mindestens erforderlichen Wassertiefe von ca. 60 cm für den Einsatz im Wattenmeer sehr gut geeignet. Zur flächigen Aufnahme der Gewässersohle ist die Nekton mit dem *Multibeam*-Echolot (Fächerecholot) Sea-Beam 1185 der Firma L-3 Communications ELAC Nautic GmbH ausgestattet. Die Messfrequenz von 180 kHz erlaubt speziell den Einsatz in flachen Gewässern, kann aber bis zu einer Tiefe von 300 m verwendet werden. Das Fächerecholot gehört zu der Gruppe der *Beamformer*. Bei diesem Bautyp werden maximal 126 Einzelstrahlen ausgesendet. Damit kann ein Öffnungswinkel von 153° abgedeckt werden, was eine Breite des Fächers auf der Gewässersohle von dem etwa achtfachen der Wassertiefe bedeutet. Im Flachwasser wird die ohnehin schon geringe Fächerbreite jedoch weiter eingeschränkt, da die Randstrahlen häufig Fehlmessungen aufweisen. Das Fächerecholot besteht aus zwei Wandlerplatten, die fest im Schiffsrumpf der Nekton integriert sind (Abbildung 42) und einer Sonar-Prozessor-Einheit, die in Form eines 19 Zoll Einschubs in die Kabine eingebaut ist. Die Besonderheit des SeaBeam 1185 besteht darin, dass der Bewegungssensor direkt mit der Sonar-Prozessor-Einheit verbunden ist. Diese korrigiert die Ausrichtung der einzelnen

Beams in Echtzeit, so dass die Messdaten bereits roll- und pitchbereinigt an den Messcomputer weitergeleitet werden.



Abbildung 44: Messboot „Nekton“ des Instituts für Wasserbau

Zur genauen Verortung der Fächerecholotmessungen wird das GPS-System SR530 (Zweifrequenz-Echtzeit-Empfänger) der Firma Leica verwendet. Eine feste Basisstation an Land (*Base*) liefert die notwendigen Korrekturdaten an den an Bord des Messbootes befindlichen GPS-Empfänger (*Rover*). Diese DGPS-Technik ermöglicht eine absolute Genauigkeit der Messwerte von wenigen Zentimetern (ca. 3 bis 5 cm) in Lage und Höhe. Die Position wird in Echtzeit mit einer Aktualisierungsrate von 10 Hz bestimmt (PLÖGER, 2007).

Aufgrund von Wellen aber auch Kursänderungen ist ein Messboot ein sich ständig in alle drei Raumachsen bewegendes und drehendes System. Insbesondere bei der Messung der Wassertiefe durch Echolote muss der genaue Winkel des *Beams* zur Vertikalen bekannt sein, da die Lauflänge des Schallsignals zur Sohle gemessen wird. Die Messfehler aufgrund dieser Schiffsbewegungen übersteigen ohne Bewegungskompensation in der Regel den Positionsfehler des DGPS sowie fehlerhafte Schallgeschwindigkeitsmessungen um ein Vielfaches. Aus diesem Grund sind sowohl an den Bewegungssensor als auch an den Kreiselkompass höchste Genauigkeitsanforderungen zu stellen. An Bord der Nekton wird der kombinierte Bewegungssensor und Kreiselkompass Octans III der Firma IXSEA verwendet. Es handelt sich dabei um einen hochgenauen optischen Kreiselkompass.

Die Schallgeschwindigkeit in Wasser wird maßgeblich durch den Salzgehalt und die Wassertemperatur bestimmt. An Bord der Nekton wird für die Ermittlung des Schallprofils, das als Korrekturparameter in die Multibeam-Messung eingeht, die CTD-Sonde 48M der Firma Sea & Sun verwendet. Bei diesem Verfahren werden die physikalischen Parameter des Wassers

gemessen und dann die Schallgeschwindigkeit über bekannte Funktionen errechnet. Der Vorteil einer solchen Vorgehensweise liegt darin begründet, dass die physikalischen (Temperatur) und chemischen (Salinität) Eigenschaften des Wassers mit einer sehr hohen Genauigkeit gemessen werden können. Die CTD-Sonde wird an einem Seil mit einer beliebigen Sinkgeschwindigkeit zur Sohle abgelassen. Die Auswertesoftware nimmt online die Messdaten auf und berechnet die Schallgeschwindigkeit über die Tiefe.

Die Schallwandlerplatten des Fächerecholotes besitzen durch den Einbau bedingte Winkelabweichungen von den Normalachsen des Basis-Koordinatensystems. Analog zu Kapitel 6.1.1.1 sind auch an dieser Stelle der Roll-Winkel (Drehung um die x-Achse in Hauptfahrtrichtung), der Pitch-Winkel (Nicken um die y-Achse quer zur Hauptfahrtrichtung) und der Yaw-Winkel (horizontales Drehen um die z-Achse) zu nennen. Vor Beginn der Messungen wurden dynamische Tests zur Kalibrierung des Fächerecholotsystems zur Bestimmung und Korrektur dieser Winkel durchgeführt. Die Kalibrierung wurde von PLÖGER (2007) beschrieben. Da das Echolotsystem an Bord der Nekton fest installiert ist, verändern sich die ermittelten Kalibrierparameter nicht. Dennoch wurden die dynamischen Tests zur Kontrolle in der Mitte des Messzeitraumes wiederholt. Dabei wurden gleiche Resultate erzielt.

Die International Hydrographic Organization (IHO) definiert in den „IHO Standards for hydrographic surveys“ Mindestanforderungen für die Genauigkeit von hydrographischen Messungen (IHO, 2008). Das oben beschriebene Multibeam-Echolotsystem erfüllt den strengsten IHO Standard Special Order, übersteigt dabei die vorgegebene Genauigkeit sogar deutlich.

Eine exakte Größe für den Fehler des Gesamtsystems anzugeben, ist durch die Vielzahl der involvierten Einzelkomponenten (Schwinger, Prozessor, Bewegungssensor, Kreiselkompass, GPS, Schallgeschwindigkeit) mit ihren jeweils eigenen Fehlern nicht möglich. Der maßgebliche Anteil am Gesamtfehler setzt sich aus der GPS-Ortung und der Schallgeschwindigkeit zusammen. Eine regelmäßige Messung der Schallgeschwindigkeitsprofile kann den Fehler somit reduzieren. Bei einer ungünstigen Addition aller nicht-statistischen Fehler kann bei Wassertiefen von bis zu fünf Metern mit einer Messgenauigkeit von 7 bis 10 cm gerechnet werden.

Als weitere maßgebliche Fehlerquelle ist die Vertikalbeschleunigung (*Heave*) des Messbootes zu nennen, da diese vom Bewegungssensor nur mit einer Genauigkeit von etwa 5 cm oder 5 % (größerer Wert relevant) gemessen werden kann (PLÖGER, 2007). Dies verdeutlicht, dass Messungen der Bathymetrie im Untersuchungsgebiet bei stärkerem Seegang nicht nur aus Gründen der Sicherheit, sondern auch der Messgenauigkeit zu vermeiden sind.

6.1.3 Ergänzende Untersuchungen

Ergänzend zu den im Kapitel 6.1.1 beschriebenen ortsfesten Messungen wurden Untersuchungen im Labor zum Bewegungsbeginn der Wattsedimente vorgenommen. Zudem sollten dabei Systemzustände mit geringen Wasserständen überprüft werden, die in der Natur aufgrund des Blanking-Bereiches der ADCP nicht erfasst werden konnten.

Zum Einsatz kam hier der modulare Strömungskanal der Firma Gunt im Labor des Instituts für Wasserbau. Dieser Strömungskanal mit manuell regelbarem Zulauf verfügt über eine Breite von 30,90 cm, eine Tiefe von 47,50 cm sowie eine Länge von 500 cm. Die Wasserversorgung erfolgt aus zwei Wasserbassins mit je 1,5 m³ Süßwasser.

Zur Aufzeichnung der Sedimentkonzentrationen während der Versuche wurde wie auch in der Natur die optische Trübungssonde ASM-IV der Firma Argus verwendet, deren Messprinzip in Kapitel 6.1.1.2 beschrieben ist. In den Laborversuchen wurde jedoch eine kürzere Variante mit nur 80 Sensoren eingesetzt. Des Weiteren wurde eine eigens konstruierte OBS-Sonde des Instituts für Wasserbau mit zwei Sensoren verwendet (WOBS = Winkelbauer OBS).

Die Strömungsgeschwindigkeiten wurden mittels eines zweidimensionalen Laser-Doppler-Anemometers (LDA) der Firma Dantec Dynamics gemessen. Die Laser-Doppler-Anemometrie ist eine berührungslose optische Messtechnik zur Bestimmung von Komponenten einer Strömungsgeschwindigkeit in einem Punkt einer Fluidströmung. Voraussetzung ist das Vorhandensein suspendierter Mikropartikel in dem Fluid. Ein Strahlenteiler teilt einen Laserstrahl in zwei einzelne Strahlen unterschiedlicher Intensität. Im Messpunkt werden diese Strahlen zum Schnitt gebracht, wodurch ein Interferenzstreifenmuster entsteht. Die den Messpunkt durchlaufenden, suspendierten Mikropartikel reflektieren die Laserstrahlen als Streuwellen, welche von einem Detektor erfasst werden. Das Messsignal ist – analog zum Prinzip eines ADCP – die nach dem Doppler-Effekt Resultierende der additiven Überlagerung der frequenzverschobenen Streuwellen. Die Frequenz dieser Resultierenden ist proportional zur Geschwindigkeitskomponente der Mikropartikel.

Mit der Kontrolle durch ein Tachymeter (Gerät, zur Bestimmung von Horizontalrichtungen, Vertikalwinkeln und Schrägstrecken zum Zielpunkt) wurde der Strömungskanal in eine waagerechte Position gebracht und fixiert. In den Strömungskanal wurden zwei aus Plexiglas bestehende, seitliche Begrenzungen des Sedimentbettes mit einer Höhe von je 5 cm im Abstand von 225 cm auf der Sohle des Strömungskanals montiert. Der vorderen Begrenzung in Strömungsrichtung vorgelagert waren zwei 50 cm lange, ebenfalls 5 cm hohe Plexiglaschalen mit Kiesfüllung als Vorlaufbereich zum eigentlichen Testfeld. Vor diesen Plexiglaschalen wurde in einer Höhe von 5 cm ein glattes Vorlaufbett aus Plastik mit 55 cm Länge

befestigt. An das Vorlaufbett schloss eine Zulauframpe aus Plastik mit einer Steigung von 1/4 an. Alle Kanaleinbauten waren mit Schrauben an der Kanalsole befestigt und füllten die Breite des Kanalquerschnitts vollständig aus. Das durch die seitlichen Begrenzungen entstehende Sedimentbett wurde mit Sedimentmaterial aus dem Untersuchungsgebiet bis 5 cm Höhe gefüllt. Am Ende des Strömungskanals wurde das zur Steuerung nötige Nadelwehr mit der entsprechenden Nadelanzahl installiert. Der zu untersuchende Abschnitt des Sedimentbettes von 100 cm Länge befand sich zwischen Kanalzentimeter 65 und 165 (Abbildung 45).

Die OBS-Sensoren wurden zwischen Kanalzentimeter 100 und 180 an der Kanalwand in waagerechter Position 3 cm über dem Sedimentbett angebracht, so dass die ersten 15 Sensoren noch vor dem zu untersuchenden Abschnitt lagen. Die übrigen 65 Sensoren lagen mit jeweils 1 cm Abstand direkt auf den ersten 65 cm des zu untersuchenden Abschnitts. Die einzelnen OBS-Sensoren wurden bei 100 cm des zu untersuchenden Abschnittes senkrecht an der Kanalwand befestigt. Der untere Sensor befand sich dabei 3 cm über Sediment in Verlängerung der OBS-Achse. Der obere Sensor befand sich 6 cm über Sediment. Eine Digitalkamera wurde bei Kanalzentimeter 0 in Höhe von 45 cm zur Draufsicht installiert. Zwei Videokameras wurden auf Stativen seitlich des Kanals bei Kanalzentimeter 75 und 155 positioniert und fixiert. Beide Kameras hatten ein Sichtfenster von 10 × 10 cm. Das LDA wurde bei Kanalzentimeter 205 in einer Höhe von 15,6 cm in Position gebracht. Der Messpunkt des LDA lag somit 8 cm über der Kanalsole. Der Versuchsaufbau ist in Abbildung 45 schematisch dargestellt, wobei die Fließrichtung von links nach rechts ist.

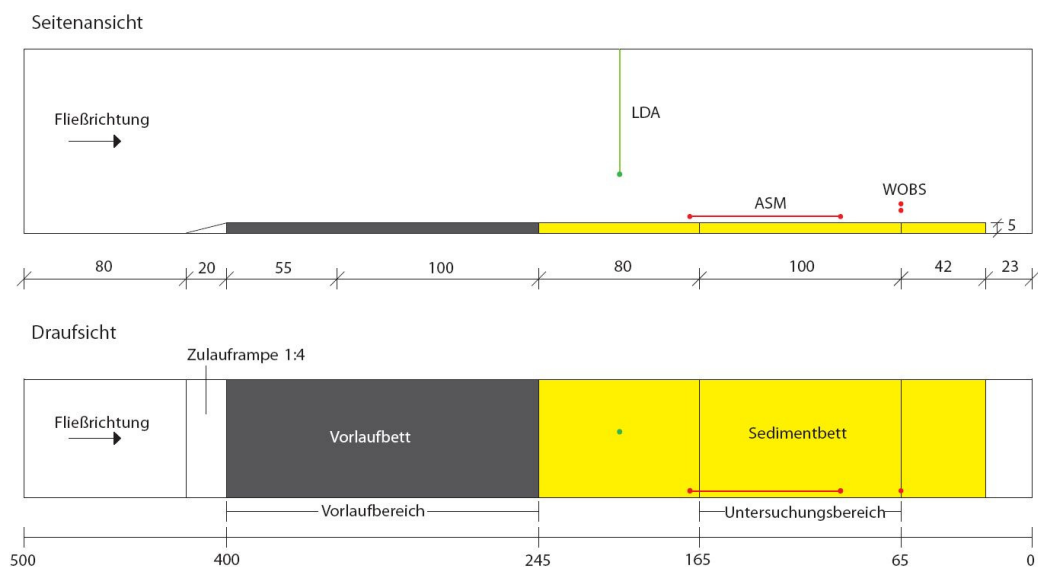


Abbildung 45: Versuchsaufbau im Strömungskanal

Auf Basis von Voruntersuchungen wurden sechs Testserien festgesetzt. Eine Testserie behandelte jeweils eine bestimmte Strömungsgeschwindigkeit. Die Serien bestanden aus vier Durchläufen mit unterschiedlichen Wasserständen. Durch die Nadelanzahl im Wehr wurde die Strömungsgeschwindigkeit über die Serie konstant gehalten. Durch Erhöhung der Pumpendrehzahl wurde der Wasserstand erhöht und jeweils über einen Durchlauf konstant gehalten. Ziel dieser Testserien war es, die Reaktion des Sedimentes auf Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich von 0,05 m/s bis 0,3 m/s und auf Wasserstände zwischen 5 cm und 20 cm über dem Sediment festzuhalten.

Über diese ergänzenden Untersuchungen und die zuvor beschriebenen Messungen hinaus wurden zum Aufbau eines Sedimentkatasters im Untersuchungsgebiet zudem zahlreiche Bodenproben entnommen, die geotechnisch ausgewertet wurden.

6.2 Auswahl der Messpositionen

Das Untersuchungsgebiet wurde nach den in Kapitel 5.4.1 genannten allgemeinen Anforderungen ausgewählt. Es besteht aus verschiedenen Elementen des Wattenmeeres, die alle in die Untersuchung Eingang finden sollten: 1) höher und geschützter gelegene Wattflächen nordwestlich der Neufelder Rinne, 2) exponiert gelegene Wattflächen südlich der Neufelder Rinne und 3) die Neufelder Rinne, die insbesondere die Entwässerung des Untersuchungsgebietes dominiert.

Für die Messungen in der Natur standen ausreichend Geräte zur Verfügung, um insgesamt drei Messstationen parallel zu betreiben. Die Wahl der Messpositionen musste so erfolgen, dass mit diesen drei Stationen möglichst flächenhafte Informationen über das gesamte Untersuchungsgebiet erhalten werden konnten. Zudem waren logistische Anforderungen zu beachten, da möglichst alle Geräte während eines Tideniedrigwassers gewartet werden sollten.

Vor Beginn der Messungen wurden zwischen Oktober 2005 und Juni 2006 umfangreiche Voruntersuchungen in Form von ersten Peilungen und Ortsbegehungen sowie der Sichtung vorhandenen Daten- und Kartenmaterials durchgeführt.

Zur Verdeutlichung der Bathymetrie im Untersuchungsgebiet zeigt Abbildung 46 die Linien gleicher Höhen basierend auf den Daten einer Laserscannerbefliegung im Zuge der Beweissicherung der Elbe aus dem Jahr 2007. An der Wattkante nehmen die Geländehöhen über eine kurze Distanz von -1,5 m NN und tiefer auf +0,00 m NN zu – die Isobathen liegen eng beieinander. Bis zum Deich im Norden nehmen die Geländehöhen dann kontinuierlich auf über +1,50 m NN zu. Von Nordwesten her ragen Ausläufer des Klotzenloches mit Gelände-

höhen von -1,00 m NN und tiefer bis in das Neufelder Watt hinein. Verschiedene Rinnen und Priele führen von der Wattkante in Richtung Norden, die größte Ausdehnung erreicht dabei die Neufelder Rinne mit Geländehöhen von -1,50 m NN und tiefer. Die 0,00 m NN-Linie der Neufelder Rinne trifft auf dem Neufelder Sand auf die entsprechende Höhenlinie des östlich benachbarten Prielsystems. Zu Tidewasserständen um 0,00 m NN herum bildet der Neufelder Sand so eine durch die Neufelder Rinne vom übrigen Neufelder Watt getrennte Sandbank.

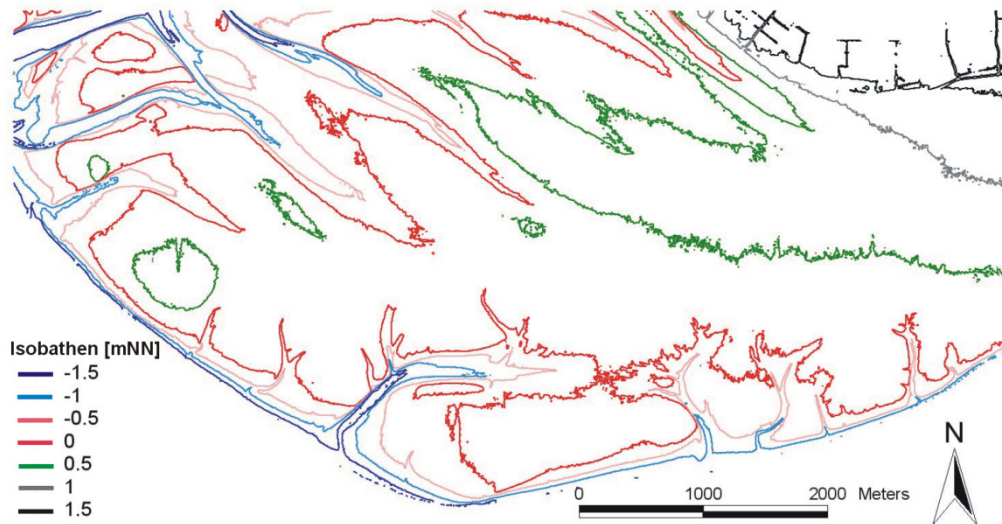


Abbildung 46: Linien gleicher Höhen im Neufelder Watt (Daten: Beweissicherung Tideelbe, Laserscannerbefliegung 2007)

Für den Beginn der Messungen im Sommer des Jahres 2006 wurde zunächst ein Messquerschnitt innerhalb der Neufelder Rinne ausgewählt, in dem in Prielmitte sowie an beiden Prielböschungen Messgeräte installiert wurden (Abbildung 47, Positionen 1 bis 3). Dabei wurden nach dem in Kapitel 6.1.1 beschriebenen Verfahren an jeder ortsfesten Messposition Wasserstände, Strömungsparameter, Sedimentkonzentrationen und Seegang hochauflösend sowie kontinuierlich aufgezeichnet. Diese Messungen in einem Querschnitt boten den Vorteil, dass die Positionen räumlich eng beisammen lagen und somit von der Ankerposition des Messbootes im bei Tideniedrigwasser geschützt liegenden Priel schnell erreichbar waren. Dies stellte sich insbesondere zu Beginn der Untersuchungen in der Natur als großer Vorteil heraus, da eine Optimierung der Geräteinstallation sowie der Gerätwartung leicht umzusetzen war. Mit Hilfe dieser Messungen konnten die Aufgaben der Neufelder Rinne und die Dominanz des Ebbestroms in der Rinne herausgearbeitet werden. Es wurden genug Daten gesammelt, um zukünftig von einer einzelnen Messposition im Messquerschnitt die gewünschten Aussagen ableiten zu können.

In der folgenden Projektphase im Jahr 2007 wurden alle drei Messpositionen zunächst auf höher gelegene Flächen des Neufelder Watts nordwestlich der Neufelder Rinne verlegt (Abbildung 47, Positionen 11 bis 13). Auch diese Positionen lagen wenig exponiert und sind für einen längeren Zeitraum um Tideniedrigwasser herum zu erreichen. Es zeigte sich, dass alle aufgezeichneten Parameter aufgrund der räumlichen Distanz und der damit verbundenen leicht unterschiedlichen Höhenlagen etwas zeitversetzt waren, jedoch ansonsten nahezu identisch verliefen. Auch auf den Flächen nordwestlich der Neufelder Rinne ist es somit möglich, aus einer punktuellen Messposition flächenhafte Informationen abzuleiten.

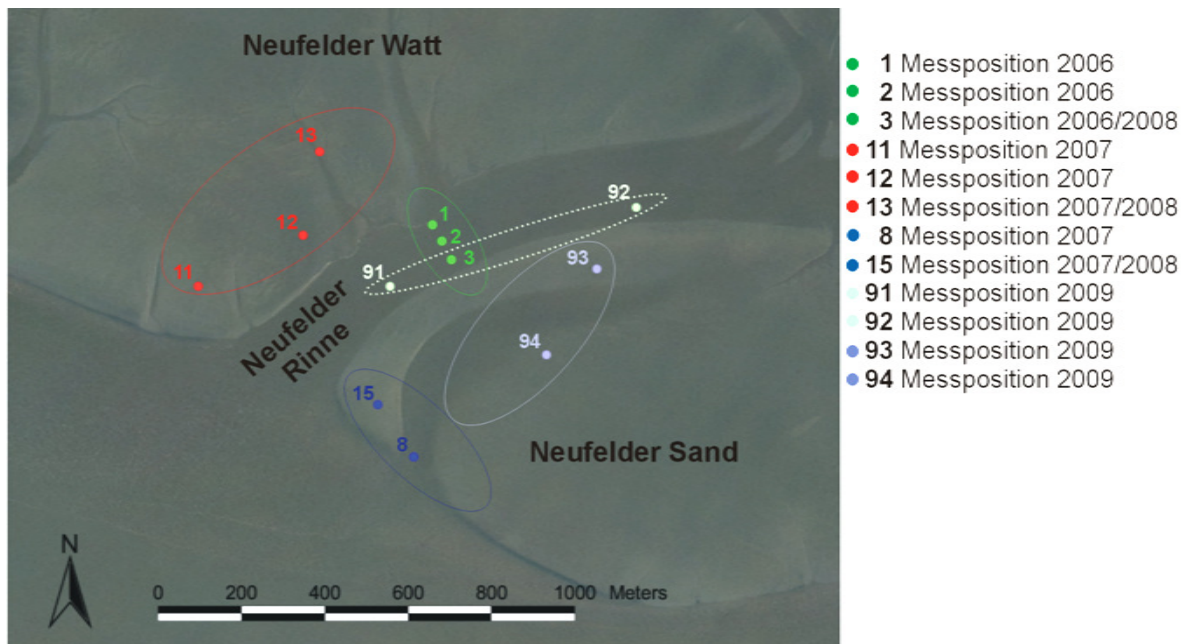


Abbildung 47: Übersicht über die Messpositionen im Untersuchungsgebiet

Nachdem die Installationen und die Gerätwartung weitestgehend optimiert waren, wurden im weiteren Verlauf des Jahres 2007 Messgeräte in der Nähe der Wattkante des Neufelder Sandes südlich der Neufelder Rinne installiert (Positionen 8 und 15). Trotz kürzerer möglicher Wartungszeiten und höherer Wellenbelastung konnten die Messungen auch hier erfolgreich durchgeführt werden.

Aus den bis dahin gewonnenen Erkenntnissen wurde im Jahr 2008 dann jeweils eine für ein Teilgebiet (Neufelder Watt – Position 13, Neufelder Rinne – Position 3, Neufelder Sand – Position 15) charakteristische Messposition ausgewählt und durchgängig betrieben.

Im Jahr 2009 wurden zusätzlich höher gelegene Flächen auf dem Neufelder Sand untersucht (Positionen 93 und 94). Des Weiteren wurden zwei Messstationen im Verlauf der Neufelder Rinne (Positionen 91 und 92) installiert, um unter anderem den Sedimentzufluss über den von Norden in die Neufelder Rinne einmündenden Priel abzuschätzen.

Tabelle 9 gibt die Koordinaten und die Höhenlagen der Messpositionen an. Angegeben sind dabei die Lage des Strömungsmessgerätes sowie die Höhe der Wattoberkante. Die Messungen der Sedimentkonzentrationen wurden in unmittelbarer Nähe zum ADCP, aber außerhalb des Einflussbereiches der Schallstrahlen vorgenommen.

Tabelle 9: Koordinaten (Gauß-Krüger) und Höhenlage der Messpositionen

Position	Rechtswert	Hochwert	Höhe [m NN]
1	3.495.020	5.971.038	-1,35
2	3.495.042	5.970.997	-1,91
3	3.495.065	5.970.953	-1,04
8	3.494.975	5.970.480	-0,42
11	3.494.458	5.970.889	0,12
12	3.494.710	5.971.010	0,25
13	3.494.749	5.971.212	0,23
15	3.494.888	5.970.605	-0,66
91	3.494.918	5.970.888	-0,70
92	3.495.508	5.971.079	-0,84
93	3.495.414	5.970.930	0,10
94	3.495.293	5.970.725	0,07

Zur Dokumentation morphologischer Veränderungen wurden regelmäßig Fächerecholotmessungen durchgeführt. Aufgrund der geringen Wassertiefen auf den Wattflächen folgten die Peilungen jeweils dem Verlauf der Neufelder Rinne (ungefähr -0,5 m NN-Isobathe). Durch dieses Vorgehen war es möglich, die Verlagerung in diesem Bereich sowie auf den angrenzenden Wattflächen aufzuzeichnen.

Um den nachstehenden Ausführungen in Bezug auf die Lage der Messpositionen besser folgen zu können, ist im Anhang C eine Klappkarte des Untersuchungsgebietes zu finden.