

Die Küste, 57 (1995), 1-185

Die Küste

Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee

Archive for
Research and Technology on the North Sea and Baltic Coast



3950-A-2012-0000007

Heft 57 · Jahr 1995

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Die Küste

Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee

Archive for
Research and Technology on the North Sea and Baltic Coast

Heft 57 · Jahr 1995

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Druck- und Kommissionsverlag:
Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co. Heide i. Holst.

ISSN 0452-7739
ISBN 3-8042-0778-2

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

DEN ADEL, Hans, Drs., An der Mühle 5, 26548 Norderney; EITNER, VOLKER, Dr., Kreuznacher Str. 6, 14197 Berlin; ERCHINGER, HEIE F., Dipl.-Ing., Heinrich-Heine-Str. 23, 26506 Norden; FERK, ULRICH, Dipl.-Geogr., Dalmannstr. 1-3, 20457 Hamburg; GOLDENBOGEN, ROLAND, Dipl.-Ing., Lüttje Legde 11, 26548 Norderney; KAISER, RALF, Dipl.-Ing., Lüttje Legde 11, 26548 Norderney; KNAACK, HEIKO, Norddeicher Straße 201a, 26506 Norden; KUNZ, HANS, Dr.-Ing., Zuschlag 12, 26127 Oldenburg; LASSEN, HORST, Dipl.-Ing., Alte Rabenstr. 30, 20148 Hamburg; MARNITZ, ULLA, Michaelispassage 2, 20459 Hamburg; NIEMEYER, HANZ DIETER, Dipl.-Ing., Fledderweg 25, 26506 Norddeich; SCHRATZBERGER, MICHAELA, Dipl.-Biol., Zeiseweg 9, 22765 Hamburg; SCHROEDER, ERNST, Dipl.-Ing., Lüttje Legde 1, 26548 Norderney; THIEL, HJALMAR, Dr., Zeiseweg 9, 22765 Hamburg

Die Verfasser sind für den Inhalt der Aufsätze allein verantwortlich. Nachdruck aus dem Inhalt nur mit Genehmigung des Herausgebers gestattet: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, Geschäftsstelle, Hindenburgufer 247, 24106 Kiel.

Vorsitzender des Kuratoriums: Ministerialrat PROBST, Düsternbrooker Weg 104, 24105 Kiel

Geschäftsführer: Dr.-Ing. V. BARTHEL, Hindenburgufer 247, 24106 Kiel

Schriftleitung „Die Küste“: Dr.-Ing. V. Barthel, Hindenburgufer 247, 24106 Kiel

mit: Dr. Th. BORCHARDT, Landesamt für den Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer, Tönning

Dr. K. FIGGE, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg

Prof. Dr.-Ing. W. SIEFERT, Amt für Strom- und Hafenaufbau, Hamburg

Inhaltsverzeichnis

HEIE F. ERCHINGER UND HEIKO KNAACK Die Versuchsstrandaufspülung 1992 auf Norderney und Messungen zum äolischen Sandtransport	1
VOLKER EITNER Sedimentologische und morphologische Untersuchungen der ersten kombinierten Vorstrand- und Strandauffüllung im Bereich des Bühnen-Deckwerks-Systems von Norderney	25
MICHAELA SCHRATZBERGER UND HJALMAR THIEL Ökologische Auswirkungen von Sandvorspülungen auf die Strandfauna	47
HANZ DIETER NIEMEYER, ROLAND GOLDENBOGEN, ERNST SCHROEDER UND HANS KUNZ Untersuchungen zur Morphodynamik des Wattenmeeres im Forschungsvorhaben WADE	65
ULLA MARNITZ Über den Einfluß baulicher Veränderungen in der Elbe auf die Morphologie im Gebiet Hahnöfer Nebelbe / Mühlenberger Loch	95
HORST LASSEN Interpretation von Wasserstandsänderungen in der Deutschen Bucht auf der Basis der Ergebnisse eines KFKI-Projektes	121
ULRICH FERK Folgen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs für die Wattgebiete der nieder- sächsischen Nordseeküste	135
HANZ DIETER NIEMEYER, RALF KAISER UND HANS DEN ADEL Anwendung des mathematischen Seegangmodells HISWA auf Wattenmeer- bereiche	157

Die Versuchsstrandaufspülung 1992 auf Norderney und Messungen zum äolischen Sandtransport

VON HEIE F. ERCHINGER UND HEIKO KNAACK

Zusammenfassung

Die 1992 durchgeführte 7. Strandaufspülung am Westkopf der Insel Norderney wurde von dem KFKI-Forschungsvorhaben „Vorstrand- und Strandauffüllungen im Bereich von Bühnen-Deckwerks-Systemen“ wissenschaftlich begleitet. In dem Teilprojekt „Versuchsaufspülung – Entwicklung und Technik“ sollte die erstmals seeseitig in den Vorstrandbereich ausgedehnte Aufspülung hinsichtlich technischer und wirtschaftlicher Aspekte untersucht werden.

Die Auffüllung des Vorstrandes wurde am Nordweststrand durch den Einbau konzentrierter Sandmassen in Form von Sandhöften vorgenommen. Diese Bauausführung stellte eine wirtschaftlich günstige Variante dar und bereitete keine wesentlichen technischen Probleme. Die Umformung der Sandhöfte und die Verteilung des Sandes durch Seegangs- und Strömungskräfte vollzog sich unerwartet schnell innerhalb weniger Wochen. Eine wesentliche Verlängerung der Standzeit des aufgespülten Sandes und eine verbesserte Regeneration der oberen Strandbereiche konnten durch diese Aufspülung im Bereich des Vorstrandes jedoch nicht erreicht werden.

Zur Bestimmung des nicht vernachlässigbaren Volumens des äolischen Sandtransportes am Strand wurden entsprechende Messungen vorgenommen. Die Untersuchungen ergaben eine generelle Übereinstimmung zwischen den Messungen auf Norderney und vorhandenen theoretischen Herleitungen in der Literatur. Die große Streubreite der Ergebnisse verdeutlicht aber die noch vorhandenen Wissenslücken, die noch geschlossen werden müssen, bevor Berechnungen und Vorhersagen möglich sind, die über eine grobe Abschätzung der transportierten Sandmassen hinausgehen.

Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministers für Forschung und Technologie unter dem Förderkennzeichen MTK 0545 gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt bei den Autoren.

Summary

The 1992 seventh artificial beach nourishment at the western end of Norderney Island was scientifically investigated within the KFKI research project "Near Shore- and Beach Nourishment in the Vicinity of the Norderney Groyne Protection System". The goal of the sub-project "Experimental Nourishment – Development and Technical Aspects" was a technical and economical evaluation of new near shore nourishment techniques. The replenishment of the near shore region was started through the deposition of sand concentrated in the form of sand mounds. This technique was economically efficient and posed no significant technical problems. The reshaping of these mounds and their further distribution by wave – and flow – induced forces was unexpectedly quick and was completed within a few weeks. A significant extension of the beach retention time of the deposited sand or an improvement in the regeneration of the upper beach could, however, not be achieved.

Appropriate measurements were undertaken in order to determine the non-negligible volume of aeolian sand transport at the beach. The data showed general agreement with theoretical formulations found in literature. The large scatter in the results indicates, however, that certain basic knowledge has yet to be obtained before calculations and predictions can be made which extend beyond a rough estimate of the sand transport.

The research project MTK 0545, whose results are summarized in this paper, was funded by the German Federal Agency for Research and Technology (BMFT). The authors are solely responsible for the paper's content.

Inhalt

1. Einleitung	2
2. Durchführung der Strandaufspülung 1992	4
2.1 Planung der Aufspülung	4
2.2 Sandentnahme	5
2.3 Spülgerät und -leitung	5
2.4 Spülbetrieb	6
3. Strandentwicklung nach der Aufspülung 1992	6
3.1 Entwicklung am Weststrand zwischen den Bühnen D und A	6
3.2 Entwicklung am Nordweststrand zwischen den Bühnen A und L1	7
4. Vergleich der Strandentwicklung nach den Aufspülungen 1989 und 1992	10
5. Bewertung der Aufspülung 1992	13
6. Quantifizierung des äolischen Sandtransportes auf dem Strand	13
6.1 Einführung	13
6.2 Versuchsdurchführung	15
6.3 Ergebnisse der Messungen	16
6.3.1 Windgeschwindigkeit und Windrichtung	16
6.3.2 Äolischer Sandtransport	17
6.4 Vergleich der gemessenen mit berechneten Transportraten und kritische Betrachtung	19
7. Schriftenverzeichnis	22

1. Einleitung

Der Westkopf der Insel Norderney ist von der natürlichen Sandversorgung durch Platananlandungen aus dem Riffbogenbereich abgeschnitten und unterliegt einem anhaltenden Erosionsprozeß. Der Mensch versucht seit über 130 Jahren durch den Bau von Bühnen und Deckwerken den Abbruch des Westkopfes zu stoppen. In den Jahren 1951/52 wurde die Schutzkonzeption erweitert; nicht allein starre Bauwerke, sondern Schutzbauten und ein zusätzlich vorgespültes Sanddepot sollten den angreifenden Strömungs- und Brandungskräften entgegenwirken. Einschließlich 1992 sind seither insgesamt sieben Strandaufspülungen durchgeführt worden (Tab.1 und Abb.1). Zu den bisherigen Aufspülungen gibt es eine Vielzahl von Veröffentlichungen (z. B. KRAMER, 1958/59; ERCHINGER, 1986), und insbesondere die ebenfalls von einem KFKI-Forschungsvorhaben begleitete Versuchsaufspülung 1989 ist durch mehrere Veröffentlichungen gut dokumentiert (siehe „Die Küste“ Heft 54/1992).

Nach der Strandaufspülung vom Mai 1989 war im Frühjahr 1990 ein erheblicher Sandmassenverlust festgestellt worden. Die außergewöhnlich hohen Umlagerungsmengen wurden mit einer extremen Häufung von Sturm- und Orkanfluten in diesem Zeitabschnitt erklärt. Die erhoffte Regeneration des Strandes blieb jedoch aus, und der ungünstige Trend setzte sich fort. Im Frühjahr 1992 lag das Strandniveau so tief, daß eine weitere Strandaufspülung unumgänglich war, wollte man nicht das Risiko schwerer Schäden am Deckwerk eingehen.

Im Rahmen des interdisziplinären KFKI-Forschungsvorhabens „Vorstrand- und Strandauffüllungen im Bereich von Bühnen-Deckwerks-Systemen“ wurde vom Staatlichen Amt für Insel- und Küstenschutz (StAIK), Norden, das Teilprojekt „Versuchsaufspülung – Entwicklung und Technik“ bearbeitet. Es wurden Möglichkeiten einer Auffüllung des Vorstrandes hinsichtlich der technischen und wirtschaftlichen Aspekte untersucht. Des weiteren wurden, in Fortsetzung des vorherigen Projektes, Untersuchungen zur Frage des äolischen Sandtransportes am Strand durchgeführt. Diese Untersuchungen fanden teilweise in Zusammenarbeit mit dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, statt. Das

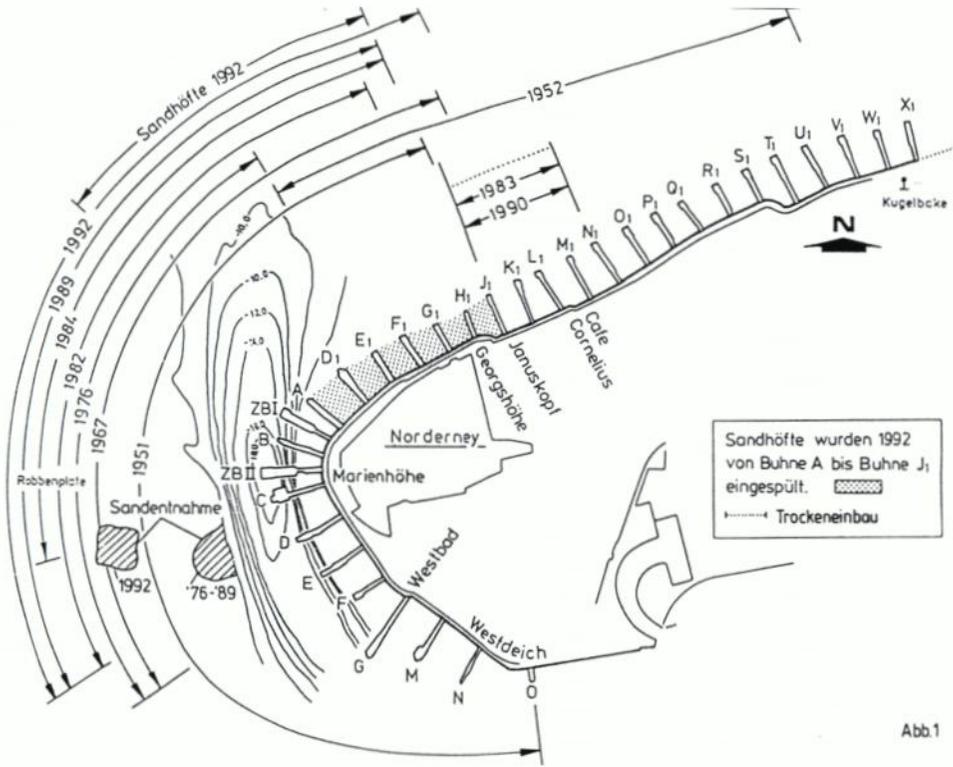


Abb.1

Abb. 1: Übersichtsplan der Aufpflstrecken und Sandentnahmen am Westkopf der Insel Norderney

Tab. 1: Hauptmerkmale der Strandauffüllungen 1951-1992

Jahr	Aufgespülte Länge (km)	Strandstrecke Buhnen	Einbaumenge (m ³)	Entnahmeort
1951/52	6,0	O-V1	1 250 000	südl. Inselwatt
1967	2,0	E-K1	240 000	vor Buhne G1
1976	1,1	E-E1	500 000	Robbenplate
1982	1,5	D-H1	470 000	Robbenplate
1984	1,7	C-J1	410 000	Robbenplate
1989	1,8	D-J1	450 000	Robbenplate
1992	2,1	D-L1	500 000	Robbenplate
Trockeneinbau				
1983	0,6	J1-N1	64 000	Strand östl.
1990	0,5	J1-N1	45 000	Weißer Düne
Wiederherstellung und Sicherung Schutzdüne östl. der Kugelbake				
1981	0,65		82 000	Strand östl.
1983	0,43		99 000	Weißer Düne
Gesamtmenge des eingebauten Sandes 4 110 000 m ³				

Projekt begann am 1. 1. 1992 und endete am 30. 6. 1994. Es schließt unmittelbar an das, ebenfalls vom BMFT finanzierte, KFKI-Forschungsvorhaben „Wechselwirkungen zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt“ an.

2. Durchführung der Strandaufspülung 1992

2.1 Planung der Aufspülung

In die Planungen für die Aufspülung 1992 und den Entwurf des Aufspülprofils wurden die Anregungen und Vorschläge der Projektgruppe des Forschungsvorhabens „Wechselwirkungen zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt“ einbezogen.

Der gesamte Aufspülbereich erstreckte sich von Buhne D bis hin zur Buhne L1 und wurde generell zweigeteilt. Im Bereich des Westkopfes von Buhne D bis Buhne A wurden die Bühnenfelder nach dem Vorbild der 1989er Aufspülung bis zur MTnw-Linie nach der modifizierten DEAN-Formel (KOTZBAUER, 1990; ERCHINGER U. TILLMANN, 1992) profiliert. Die steilen Unterwasserhänge am Seegat schlossen eine Auffüllung des Vorstrandes aus.

Am flacheren Nordweststrand sollte zusätzlich zur Strandgrundversorgung der Vorstrand in die Aufspülmaßnahme einbezogen werden, lediglich im Bereich des „Nordbades“ (Bühnenfelder J1-K1 und K1-L1) wurde der Vorstrand nicht aufgefüllt. Da eine großflächige Auffüllung im Unterwasserbereich zu den technisch und finanziell sehr aufwendigen Lösungen gehört, wurde nach alternativen Lösungsmöglichkeiten gesucht. Zur Ausführung kam eine Variante, die vorsah, die im Vorstrand erforderlichen Sandmengen in konzentrierter Form durch das Vortreiben großer Sandhöfte einzuspülen. Die wesentlichen Merkmale eines „Höftprofils“ zeigt die Abb. 2. Die Umformung der Sandhöfte in gleichmäßige Unterwasserhänge sollte durch Strömung und Brandung erfolgen. Die Höfte wurden in ihrer Breite und Länge an die Morphologie und an die gegebenen Strömungsverhältnisse angepaßt: Wegen des relativ steil abfallenden Unterwasserhanges wurden im Bühnenfeld A-D1 zwei kurze Sandhöfte eingebaut; in den Feldern D1-E1, E1-F1, F1-G1 und G1-H1 wurde jeweils in der Feldmitte ein großes Sandhöft aufgespült, während im Bühnenfeld H1-J1, wegen des zunehmenden, nach Osten gerichteten Längstransportes, das Sandhöft auf die westliche Dritte-lungsachse des Feldes verschoben wurde (Abb. 3).

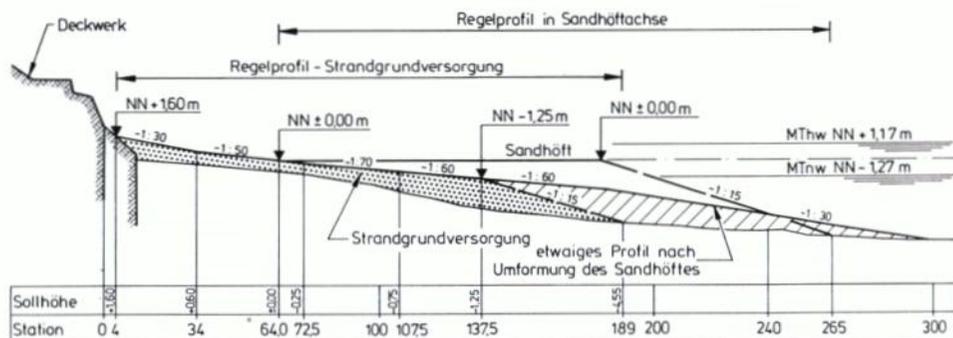


Abb. 2: Hauptmerkmale des Regelprofils eines Höftes

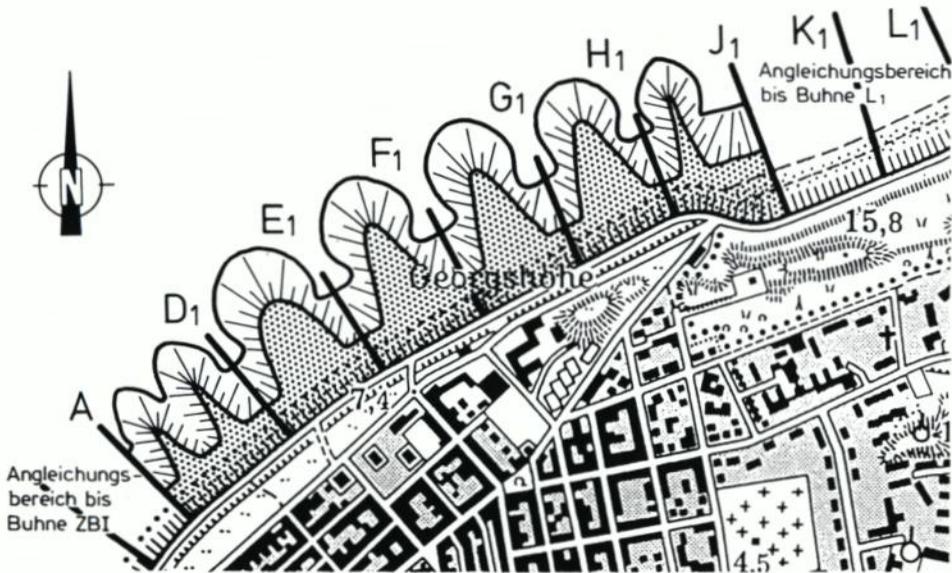


Abb. 3: Der Aufspülbereich 1992 mit den geplanten Sandhöften

2.2 Sandentnahme

Das Sandmaterial wurde wie auch bei den vorangegangenen Aufspülungen durch einen Saugbagger aus der Robbenplate entnommen. Eingehende Voruntersuchungen vom Oktober 1990 hatten ein Gebiet am westlichen Rand der Plate als vielversprechend ausgewiesen (Abb. 1); der dort gefundene Sand wies in gewissen Schichten mittlere Korndurchmesser von $d_{50} = 0,22$ bis $0,23$ mm auf. Wie auch bei der Aufspülung 1989 war der tatsächlich geförderte Sand jedoch feiner und hatte nach den Untersuchungen der Forschungsstelle Norderney einen mittleren d_{50} -Wert von $0,20$ mm.

2.3 Spülgerät und -leitung

Zum Heben und Fördern des Sandes wurde vom Auftragnehmer der Saugbagger „PIRAT IX“ eingesetzt. Mit einer Verdrängung von 440 m^3 , einem Tiefgang von 2 m , einer Arbeitstiefe von 16 m und einer Pumpenleistung von ca. 850 kW ist dieser Baggertyp zu den eher kleinen Geräten zu zählen. Die Saugleitung hatte einen Durchmesser von 550 mm , die Druckleitung einen Durchmesser von 500 mm . In 35 Tagen Spülbetrieb wurden $500\,000 \text{ m}^3$ Sand gefördert, dies entspricht einer Tagesleistung von ca. $14\,300 \text{ m}^3$. Bei einer Gesamtleitungslänge von 3150 m war die Pumpenleistung an der Obergrenze ihres Leistungsvermögens angelangt. Am östlichen Ende des Aufspülbereiches wurde der Druckabfall so groß, daß das übliche Sand-Wassergemisch (30% Sand) nicht mehr transportiert werden konnte.

Um den Sand vom Gewinnungs- zum Einbauort zu transportieren, mußte erstmals eine etwa 600 m lange Leitung auf der Plate bis zum Westhang des Seegats verlegt werden. Die Installation dieser Rohrleitung verlief problemlos, ihr Heben nach Abschluß der Baumaß-

nahme war jedoch mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden. Zum einen war das anfangs freiliegende Rohr stark eingesandet und zum anderen hatte der Bruch eines Gummisackes am Schluß der Spülarbeiten zu einer Teilfüllung des Rohres mit Sand geführt. Die Querung des Seegats erfolgte in bewährter Methode mittels eines Dükers. Sowohl das Ein- wie auch das Ausschwimmen dieses etwa 500 m langen Baugliedes verliefen problemlos.

Das Leitungssystem am Strand wurde entsprechend dem Baufortschritt verlängert. Von einer parallel am Deckwerksfuß installierten Leitung aus wurden über Abzweigstücke Querleitungen zur Beschickung der Bühnenleder verlegt. Um das Vorstrecken dieser Querleitungen auch während des laufenden Spülbetriebes zu ermöglichen, wurde hier ein Stecksystem erfolgreich eingesetzt.

2.4 Spülbetrieb

Die Spülarbeiten begannen am 4. 5. 1992 im Bühnenfeld D-C, dem Anlandungsbereich des Dükers, und wurden am 12. 6. 1992 beendet. Während der Bauzeit herrschten außergewöhnlich ruhige Witterungs- und Tideverhältnisse bei überwiegenden Ostwindlagen vor.

Es war in der Planung beabsichtigt, die Sandhöfte mit der Oberfläche ihres Kronenbereiches auf NN-Höhe vorzutreiben. In der praktischen Umsetzung zeigte sich allerdings, daß eine Höherlegung der Höftkronen um etwa einen Meter zu einer erheblich besseren Kontinuität des Spülbetriebes führte. Die Verringerung der Spülverluste wurde dadurch erreicht, daß am Kopf der Höfte nahezu ausschließlich bei auflaufendem Wasser gespült wurde. Durch diese Maßnahme stellten sich vor dem Kopf der Höfte, anstelle der erwarteten Böschungseigung von etwa 1:15, Neigungen von 1:8 bis 1:12 ein. Die Zeiten ablaufenden Wassers wurden zum Vorstrecken der Längs- und Querleitungen genutzt, oder die deckwerksnahe Basisauffüllung (Strandgrundversorgung) wurde eingespült. Trotz der ruhigen Wetterlage mit sehr häufigen Ostwindlagen vollzog sich die Umformung der eingespülten Höfte in einer nicht erwarteten Geschwindigkeit. Der Einsatz von Planierdraht beschränkte sich auf unwesentliche Korrekturarbeiten. Um die geplanten Einspülmengen nicht erheblich zu überschreiten, wurden die Höfte nicht in voller Länge ausgeführt. Die während des Spülvorganges einsetzende seitliche Verlagerung des Sandes führte bereits während der Höftaufspülung zu erheblichen Aufhöhungen der Höftseitenräume.

3. Strandentwicklung nach der Aufspülung 1992

3.1 Entwicklung am Weststrand zwischen den Bühnen D und A

Im Bereich des Westkopfes zwischen den Bühnen D und A wurde nur der obere Strandbereich entsprechend der Aufspülung 1989 nach der modifizierten DEAN-Formel aufgefüllt (ERCHINGER u. TILLMANN, 1992).

Dieser Strandabschnitt erwies sich in bezug auf die Massenverhältnisse als relativ stabil (Abb. 4). Oberhalb der MTnw-Linie (als MTnw wurde wegen der besseren Vergleichbarkeit mit dem vorherigen Projekt das Zehnjahresmittel 1976-1985 von NN-1,27 m gewählt) betragen die Massenverluste bis April 1994 etwa 20 %, zwischen MTnw und NN-4 m (als untere Begrenzung der Untersuchungen) hingegen nahmen die Massen mit zwischenzeitlichen Schwankungen leicht zu. Somit kam es hier bei geringen Veränderungen der Gesamtmasse zu einer Verlagerung des Sandes in die tieferen Strandabschnitte.

In dem sich südlich an den Aufspülbereich anschließenden Bühnenfeld E-D nahmen die

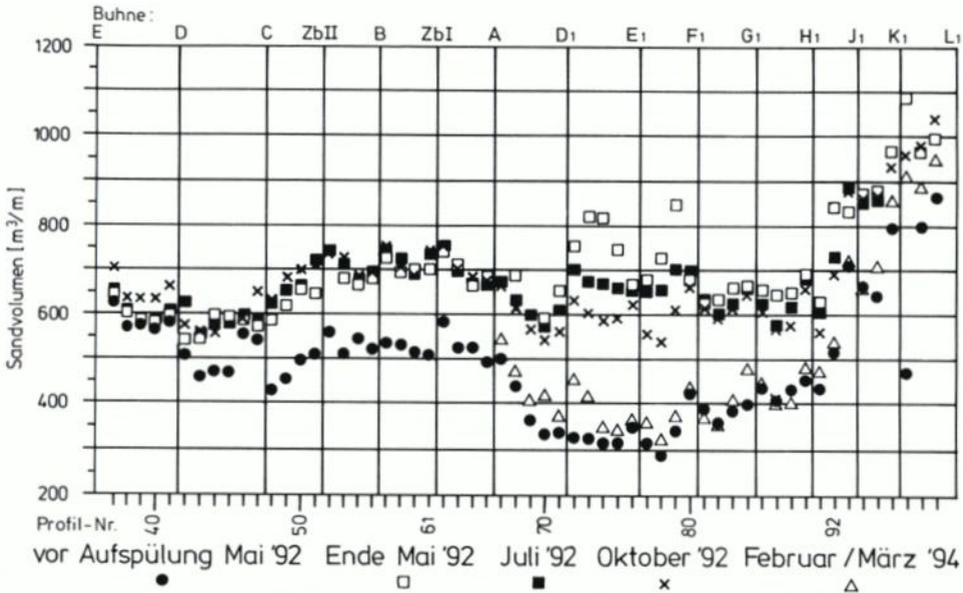


Abb. 4: Materialbilanz im Strandkeil oberhalb NN-4 m am Westkopf der Insel Norderney

Massen nach der Aufspülung bis zum Oktober 1992 deutlich zu. Verursacht wurde dies durch den Längstransport (NIEMEYER, 1986; KUNZ u. STEPHAN, 1992) von Material aus den angrenzenden Bühnenfeldern. Dieser Längstransport aus Richtung des von hohen Materialverlusten betroffenen Divergenzbereiches und die stärkere abschirmende Wirkung der sich nordwärts verlagernden Robbenplate dürften mit verantwortlich sein für die günstige Strand-situation unmittelbar am Westkopf der Insel.

3.2 Entwicklung am Nordweststrand zwischen den Bühnen A und L1

Am Nordweststrand wurden in sechs Bühnenfeldern Sandhöfte zur Auffüllung des Vorstrandes eingebaut. Schon während der Spülarbeiten wurde klar, daß die Höfte nach ihrem Einbau sehr schnell umgeformt wurden.

Im folgenden sei die Entwicklung am Beispiel des Bühnenfeldes E1-F1 dargestellt. Die Abb. 5 gibt die kurzfristigen Veränderungen des oberen Teiles des Sandhöftes innerhalb der ersten 14 Tage nach der Aufspülung wieder. Im gesamten Profilquerschnitt zwischen dem Deckwerk und der NN-4-m-Linie sind in diesem Bühnenfeld vom Ende der Spülarbeiten (25. Mai 1992) bis zur Peilung im August 1992 etwa 20 % des eingespülten Sandes verlorengegangen. Die Verluste bis zu diesem Zeitpunkt sind mit $-14\,000\text{ m}^3$ oberhalb MTnw ausschließlich im oberen Strandbereich aufgetreten, während es im Vorstrand zwischen MTnw und NN-4 m eine leichte Massenzunahme von 2500 m^3 gegeben hat (Tab. 2).

Ein Großteil des oberhalb der MTnw-Linie abgetragenen Sandes dürfte zunächst zur Auffüllung des Vorstrandes beigetragen haben und dann später u. a. in benachbarte Bühnenfelder verfrachtet worden sein. Solche hohen Anfangsverluste oberhalb MTnw charakterisie-

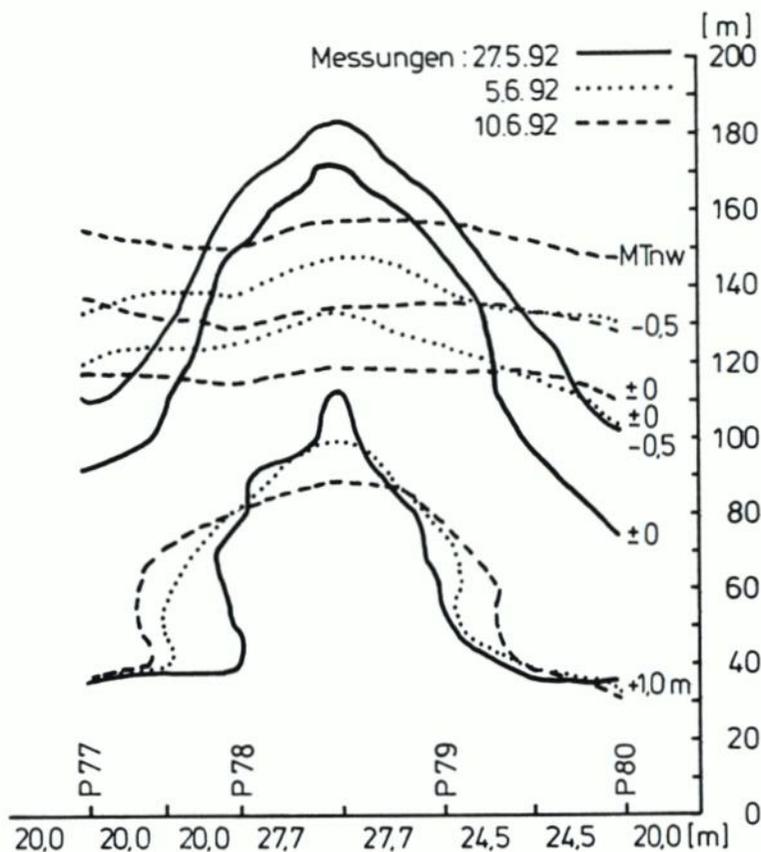


Abb. 5: Kurzfristige Umformung des Sandhöfetes im Bühnenfeld E1-F1

Tab. 2: Massenbilanz im Bühnenfeld E1-F1

Bühnenfeld E1-F1	oberhalb NN-1,27 m		NN-1,27 m bis -4 m		Verluste bezogen auf eingespülte Menge oberhalb NN-4 m
	Masse	Änderung gegen 25. 5. 92	Masse	Änderung gegen 25. 5. 92	
	(m ³)	(%)	(m ³)	(%)	(%)
4. 5. 92	8 500		48 000		
eingespült:	+39 900		+21 500		
25. 5. 92	48 400		69 500		
Juli 92	39 100	-19	74 600	+ 7	- 7
August 92	34 300	-29	72 000	+ 4	-19
Oktober 92	27 800	-43	71 000	+ 2	-31
Februar 93*	13 500	-72	53 800	-23	-82
Februar 94	10 900	-77	50 900	-27	-91

*) Die Massenberechnung erfolgte unter Einbeziehung aller Profile im Bühnenfeld mit Ausnahme der Werte vom Feb. 93, hier lag nur die Vermessung des Hauptprofils vor.

ren die Entwicklung in den Bühnenfeldern D1-E1 und E1-F1, während in den anderen Bühnenfeldern des Nordweststrandes diese Verluste nicht so deutlich ausfallen, und die Massenbilanzen bis zum Herbst relativ ausgeglichen sind.

Die weitere Entwicklung ist an Hand des Hauptprofils in der Abb. 6 dargestellt. Es ist bei der Graphik zu beachten, daß größere Massenverluste in dem Hauptprofil in den ersten Monaten nach der Aufspülung wegen der Verlagerung des Sandes in den Bereich zwischen Höft und Bühne nicht gleichbedeutend mit entsprechend großen Massenverlusten aus dem Bühnenfeld sind. Für die Zeit nach dem Ausgleich der Höfte gibt das Hauptprofil mit genügender Genauigkeit die Entwicklung im gesamten Bühnenfeld wieder (KUNZ U. STEPHAN, 1992).

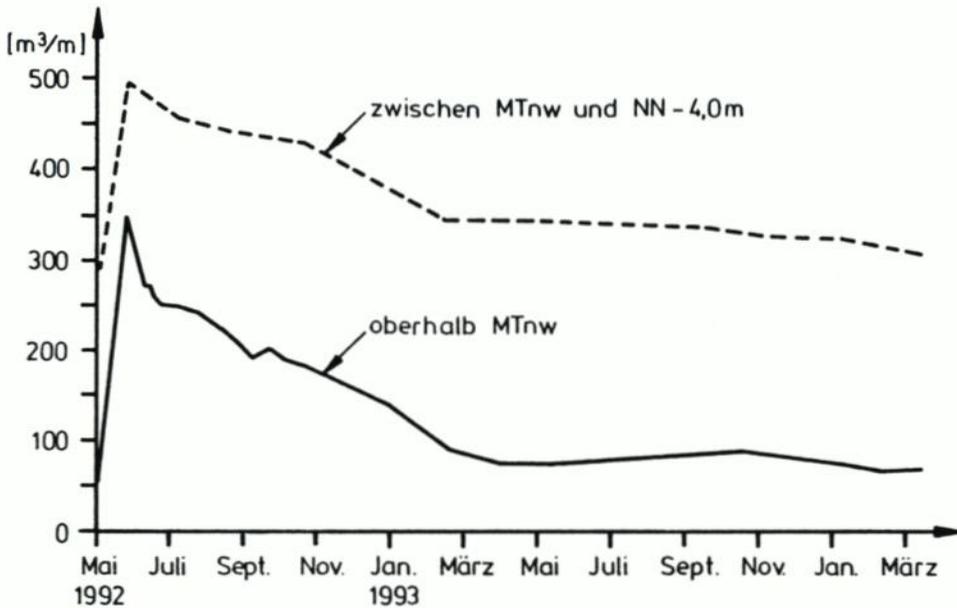


Abb. 6: Sandvolumenentwicklung im Profil 79, Bühnenfeld E1-F1

Im Verlauf des Winters 92/93 kam es in allen Bühnenfeldern des Nordweststrandes zu deutlichen Massenabnahmen; bis zur Tiefe von NN-4 m betrug die Verluste etwa $\frac{3}{4}$ des eingespülten Materials. Im Verlaufe des Jahres 1993 blieb die Strandsituation nahezu unverändert, zum Teil traten geringe Massenzunahmen auf. Im Winter 93/94 nahmen die Massen oberhalb MTnw insbesondere in Folge der schweren Sturmfluten Ende Januar 1994 noch einmal deutlich ab. Hiervon waren besonders die Bühnenfelder F1-G1 und G1-H1 betroffen, in denen das Strandniveau oberhalb MTnw unter das vor der Aufspülung sank. In den Feldern zwischen den Bühnen A und H1 nahmen die Massen [im Höhenbereich zwischen MTnw und NN -4 m] ebenfalls ab, während in den Bühnenfeldern H1-J1, J1-K1 und K1-L1 bis zum Frühjahr 1994 eine Massenzunahme festzustellen war, die mit einer Verflachung des Unterwasserhanges einherging.

Auf Grund des stark abgesunkenen Niveaus im oberen Strandbereich wurde am Nordweststrand eine neuerliche Aufspülung im Frühjahr 1994 nötig. Sie wurde zwischen den Bühnen A und O1 ausgeführt, wobei die Auffüllung im östlichen Teil ab Bühne L₁ der Verbesserung der Badestrandsituation diene und entsprechend finanziert wurde.

Die Neigungsentwicklung im unteren Strandbereich zwischen NN-2 m und NN-4 m ist in Abb. 7 ebenfalls exemplarisch für das Bühnenfeld E1-F1 dargestellt. Im Entwurf war von einer Neigung von etwa 1:15 vor dem Kopf der Sandhölfe ausgegangen worden. Bedingt durch das Spülen bei auflaufendem Wasser waren die tatsächlich erzielten Neigungen unmittelbar nach der Einspülung jedoch steiler und betrugen 1:8.

Wie die Graphik verdeutlicht, erfolgte die Abflachung der Hänge relativ langsam. Die vor der Aufspülung vorgefundenen Neigungen wurden erst nach über einem Jahr wieder erreicht mit einer sich fortsetzenden Tendenz zur weiteren Verflachung.

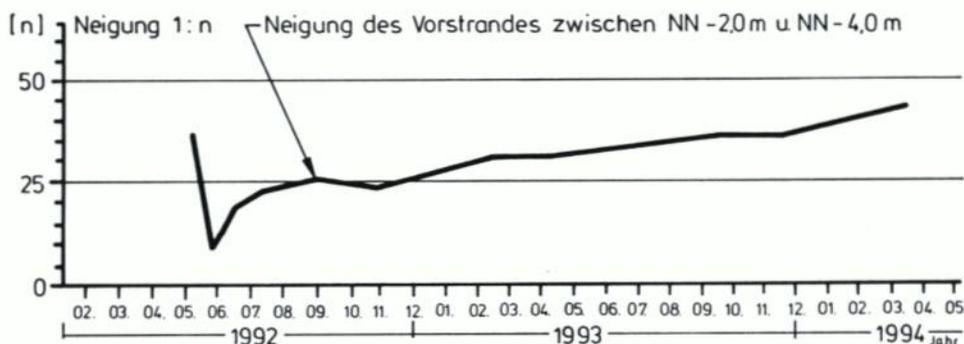


Abb. 7: Neigungsentwicklung im Profil 79, Bühnenfeld E1-F1

4. Vergleich der Strandentwicklung nach den Aufspülungen 1989 und 1992

Bei einem Vergleich der Entwicklung nach den Aufspülungen 1989 und 1992 ist zu berücksichtigen, daß sich die Faktoren, welche die Massenverluste verursachen, wie z. B. das Seegangsgeschehen, auf Grund anderer meteorologischer Bedingungen und Strukturveränderungen im Vorfeld des Strandes von Jahr zu Jahr unterscheiden können. Als Beispiel sind in Abb. 8 die Anzahl der jährlichen Sturmtiden seit 1950 sowie die Materialentwicklung im Profil 74 dargestellt.

Die Ausgangssituation nach den beiden Aufspülungen war am Weststrand annähernd gleich, während sich am Nordweststrand die Strandverhältnisse wegen der 1992 eingespülten Sandhölfe deutlich unterschieden. Die unterschiedliche Entwicklung ist in den Abb. 9 und 10 beispielhaft an den Profilen 54 (ZbII-B) und 79 (E1-F1) dargestellt.

Während sich die Strandsituation am Westkopf nach der 2er Aufspülung als relativ stabil erwies, traten nach der Aufspülung 1989 deutliche Verluste auf. Diese Sandabnahme erfolgte insbesondere im oberen Strandbereich, über MTnw nahm die Masse innerhalb eines Jahres um ca. 40 % ab (Mittelwert aller Profile). Nach 1992 betrug der Verlust in einem vergleichbaren Zeitraum nur etwa 15 %. Im unteren Strandbereich waren die Massenänderungen nach beiden Aufspülungen nur gering.

Am Nordweststrand traten nach beiden Aufspülungen hohe Verluste auf. Die Massenabnahmen oberhalb der MTnw-Linie waren ähnlich und betrugen ein Jahr nach den Aufspülungen jeweils etwa 60 % der im Mai 1989 bzw. Mai 1992 vorhandenen Sandmenge. Deutlich unterschieden sich die Entwicklungen hingegen im unteren Strandbereich. Während nach der

Materialbilanz Norderney Westkopf
 Profil 74 (Buhnenfeld D₁... E₁)

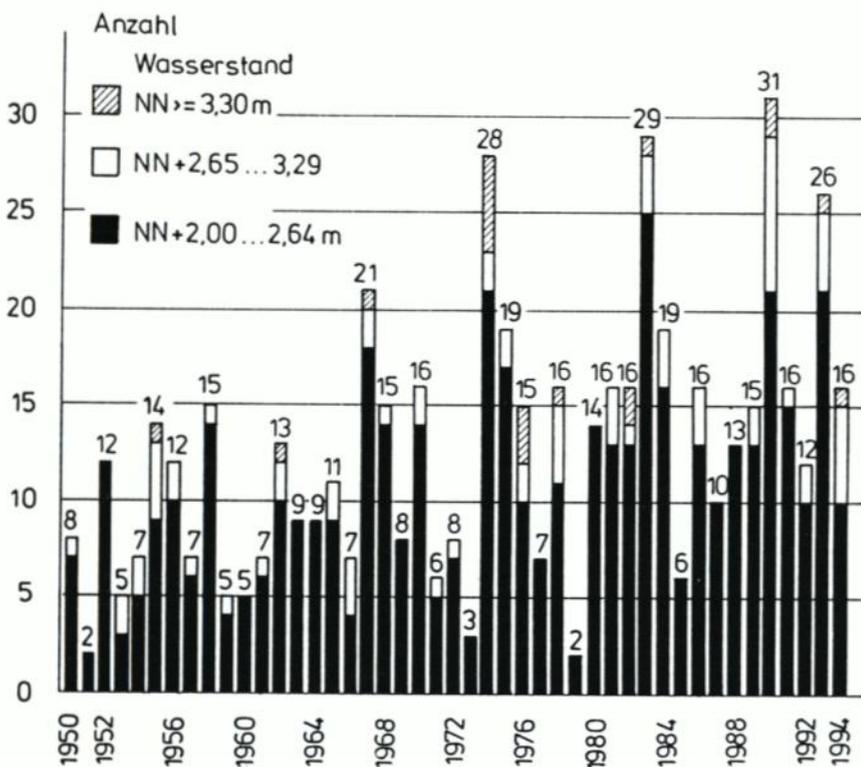
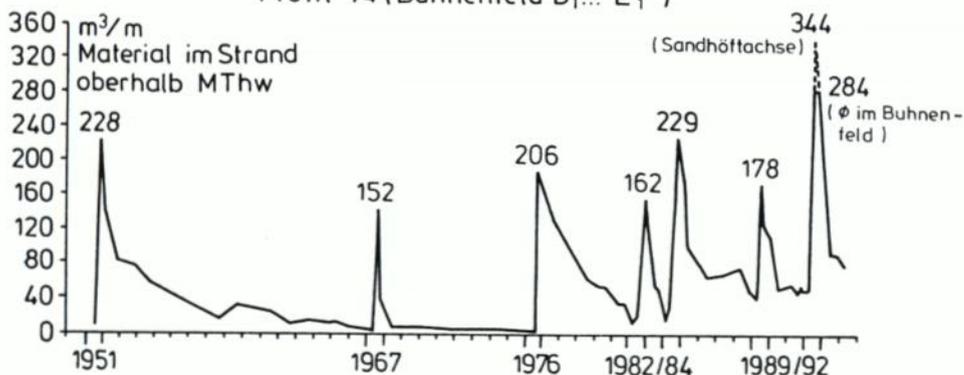


Abb. 8: Materialbilanz im Profil 74, Buhnenfeld D₁-E₁ und Anzahl der jährlichen Sturmzeiten

Aufspülung 1989 die Massen zwischen MTnw und NN-4 m nur um wenige Prozent abnahmen, verringerte sich die Sandmenge nach der 92er Aufspülung innerhalb eines Jahres um etwa 20%. Nach 1989 gingen die Verluste im oberen Strand mit einer Aufhöhung im Vorstrandbereich einher, diese Entwicklung blieb nach 1992 aus (Abb. 10). Am Nordwest-

strand waren somit die absoluten Verluste nach der 92er Aufspülung deutlich größer als nach der Aufspülung 1989, dies ist vermutlich zum Teil auf die weit vorgespülten Sandhöfte zurückzuführen.

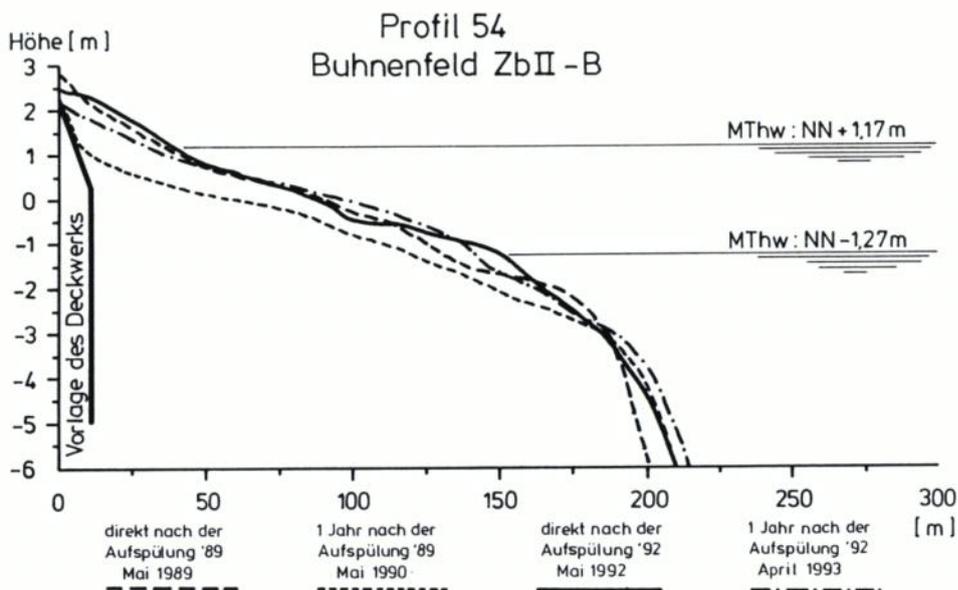


Abb. 9: Vergleich der Entwicklung des Profils 54, Buhnenfeld ZbII-B, nach den Aufspülungen 1989 und 1992

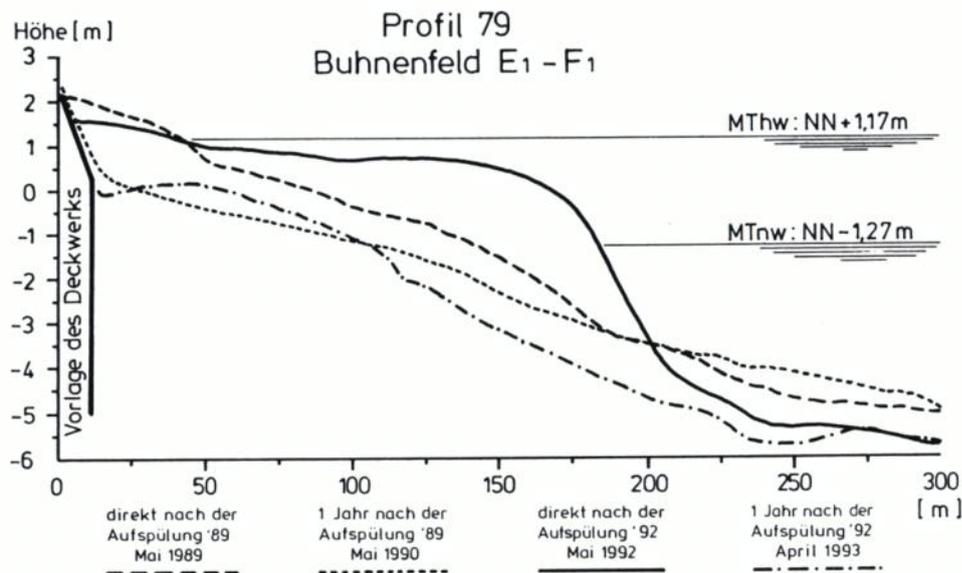


Abb. 10: Vergleich der Entwicklung des Profils 79, Buhnenfeld E₁-F₁, nach den Aufspülungen 1989 und 1992

Die größere Massenabnahme am Nordweststrand ist als Folge des Längstransportes möglicherweise einer der Gründe für die relativ günstige Situation am Weststrand mit den im Vergleich zu 1989 geringeren Verlusten. Ferner ist als Ursache hierfür ein geändertes Seegangsgeschehen auf Grund der starken morphologischen Umformungen des Seegats denkbar.

5. Bewertung der Aufspülung 1992

Das Einspülen von Sandhöften in der 1992 praktizierten Form stellt eine wirtschaftlich günstige Arbeitsweise der Vorstrandauffüllung dar und bereitet technisch keine Schwierigkeiten.

Bei der Beobachtung der Umformung der Sandhöfte innerhalb weniger Wochen war festzustellen, daß die dynamischen Seegang- und Strömungskräfte binnen kurzer Zeit ein Idealprofil formen. Es ist für zukünftige Aufspülungen davon auszugehen, daß mehr Gewicht auf die notwendigen Massen als auf eine geräteintensive und exakte Herstellung einer berechneten Profilform zu legen ist.

Die Anfangsverluste bis zum Herbst waren im Bereich der Sandhöfte groß, aber lagen, relativ zur unmittelbar nach der Aufspülung im Strandkeil vorhandenen Masse, nicht wesentlich höher als nach der Aufspülung 1989; absolut waren die Verluste allerdings der größeren eingebauten Sandmenge entsprechend deutlich höher. Zu einer Verringerung der Anfangsverluste haben die Sandhöfte somit nicht geführt, sie scheinen diesbezüglich eher einen ungünstigen Einfluß gehabt zu haben, sofern im Vergleich zu 1989 gleiche morphologische und hydrodynamische Verhältnisse vorgelegen haben. Eindeutige Unterschiede in der Wirksamkeit der drei verschiedenen Einbauformen konnten nicht festgestellt werden. Die Hoffnung, daß durch die Sandhöfte im Vorstrandbereich eine Art „Depotwirkung“ eintritt, hat sich nicht erfüllt. Der obere, letztlich für die Sicherheit des Deckwerkes entscheidende Strandbereich hat rasch an Höhe verloren, ohne daß zwischenzeitlich eine wesentliche Regeneration stattgefunden hat. Da der Einbau von Sandhöften keine eindeutigen Vorteile erbracht hat, wurde in der Aufspülung 1994 auf eine Vorstrandaufspülung verzichtet, das Sollprofil wurde vereinfacht in Anlehnung an das der Aufspülung 1989 und der Grundversorgung 1992 gewählt.

6. Quantifizierung des äolischen Sandtransportes auf dem Strand

6.1 Einführung

Die Bewegung von Bodenpartikeln durch Wind wird verursacht durch die auf sie übertragene Schubspannung, darzustellen als Schubspannungsgeschwindigkeit u_* . Das Windprofil über dem Boden läßt sich für stationäre und homogene Verhältnisse durch folgende vereinfachte dargestellte Beziehung beschreiben („Log+Linear-Gesetz“ von Monin/Obukhov [MONIN et al., 1967], zitiert nach BENESCH et al., 1978):

$$u(z) = u_*/k \cdot (\ln[z/z_0] - \mu[z])$$

- $u(z)$ = Windgeschwindigkeit in Abhängigkeit der Höhe
 u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit
 k = von Kármán-Konstante (= 0,4)
 z = Höhe

z_0 = Rauigkeitslänge

$\mu(z)$ = Stabilitätsfunktion zur Beschreibung der Geschwindigkeitsabweichung bei nicht neutraler thermischer Schichtung

Der Auswertung der auf Norderney durchgeführten Messungen wurde dieses Gesetz zugrunde gelegt mit der vereinfachenden Annahme, daß während der Messungen eine neutrale thermische Schichtung vorgelegen hat ($\mu(z) = 0$). Diese Annahme dürfte bei höheren Windgeschwindigkeiten und bedecktem Himmel annäherungsweise erfüllt sein.

Der Windkraft wirken am Boden Trägheits- und Kohäsionskräfte entgegen, so daß sich ein Sandkorn erst in Bewegung setzt, wenn die Schubspannung diesen Widerstand übersteigt, und somit eine für den Bewegungsbeginn kritische Schubspannungsgeschwindigkeit u_{sc} erreicht ist.

Der äolische Transport von Sedimentpartikeln kann in drei Transportarten unterteilt werden: Suspension, Springen und Kriechen (Zusammenfassung bei LYLES, 1988).

a) Suspension

Kleinste Bodenpartikel mit Durchmessern von zumeist $<0,1$ mm (CHEPIL, 1957; GILLETTE u. WALKER, 1977) können von turbulenten Windströmungen in große Höhen getragen und dort über weite, teilweise Kontinent übergreifende Strecken transportiert werden.

b) Springen

Durch diese auch als Saltation bezeichnete Bewegungsart wird beim äolischen Sandtransport die weitaus größte Masse umgelagert. Hierbei heben einzelne Körner vom Boden ab, werden in Windrichtung versetzt und kehren auf Grund der Erdanziehung und des Luftwiderstandes auf bestimmten Bahnen zum Boden zurück. Bei dem Aufprall springt das Sandkorn wieder hoch und/oder regt andere Körner zur Bewegung an. Die Sprünge können bis zu 120 cm hoch sein, liegen meist jedoch unter 30 cm Höhe (LYLES, 1988).

c) Kriechen

Größere Bodenpartikel mit Durchmessern von ca. 0,5 bis 1 mm, die zum Abheben zu schwer sind, werden durch das Auftreffen springender Körner in Bewegung gesetzt und auf der Bodenoberfläche weitergeschoben und gerollt. Bodenkriechen nimmt etwa 7–25 % der Gesamttransportmenge ein und führt unter entsprechenden Bedingungen zur Bildung von Rippeln (BAGNOLD, 1941).

Die drei genannten Transportarten treten zumeist nebeneinander auf, und die Übergänge sind fließend. Die in der jeweiligen Bewegungsart transportierten Massen sind von verschiedenen Faktoren, in erster Linie der herrschenden Windgeschwindigkeit und der Korngrößenverteilung, abhängig. Da feine Schluff- und Tonpartikel in den Strandsanden auf Norderney nur in sehr geringen Anteilen vorkommen, kann bei der Betrachtung der Transportvorgänge dort die Suspension vernachlässigt werden (SINDOWSKI, 1956), der wesentliche Transport findet dort also durch Saltation statt. Ein springendes Korn kann bei seinem Aufprall auf der Bodenoberfläche mehrere andere Körner in Bewegung setzen. Dadurch werden, einer Lawine gleich, immer mehr Körner in Windrichtung versetzt, bis sich ein für die Wind- und Bodenverhältnisse typischer Sättigungszustand des Transportes einstellt, d. h. daß dann gleichviele Körner vom Boden abheben wie zurückfallen. Die Anlaufstrecke, die benötigt wird, bis sich dieser Gleichgewichtstransport einstellt, steht im reziproken Verhältnis zur Erodierbarkeit des Bodens (CHEPIL, 1959). Somit stellt er sich bei dem relativ leicht zu bewegenden Sand eines Strandes schon nach wenigen Metern ein; SVASEK u. TERWINDT (1974) geben eine Strecke von 10 bis 20 m an.

Für die im Gleichgewichtszustand transportierte Masse Q gilt allgemein die Gleichung:

$$Q = f([\text{Bodeneigenschaften}]^a, [\text{Strömungsverhältnisse}]^b)$$

Der Exponent b wird meistens $b=3$ gesetzt, entsprechend dem allgemein anerkannten Verhältnis $Q \approx u_w^3$ (LYLES, 1988). Die wesentlichsten den Transport beeinflussenden Bodeneigenschaften sind: Oberflächenrauigkeit, Korngröße, Bodengefüge, Dichte, Feuchtigkeit etc.; die Strömungsverhältnisse werden durch die Schubspannungsgeschwindigkeit, Turbulenzparameter, Luftdichte und Temperatur bestimmt.

Im Rahmen der Untersuchungen zum äolischen Sandtransport auf Norderney war es nicht möglich, alle beeinflussenden Faktoren zu erfassen. Insbesondere wurde der Einfluß der Bodenfeuchtigkeit in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Wasser in den Kornzwischenräumen des Bodens erhöht die Kohäsion der Sandkörner und bedingt somit eine höhere kritische Schubspannungsgeschwindigkeit $u_{w,c}$, d.h. daß sich die Körner erst bei höheren Windgeschwindigkeiten in Bewegung setzen. Bereits kleine Zunahmen in der Feuchtigkeit erhöhen dabei stark die kritische Schubspannungsgeschwindigkeit (BISAL u. HSIEH, 1966). Beim Transport von Sand spielt auch die Form der Körner durch deren Einfluß auf die Aerodynamik eine Rolle. So zeigte SINDOWSKI (1956), daß mit zunehmender Rundung der Körner auch deren Sprunghöhe und Sprungweite zunimmt. Da die Sande auf Norderney im allgemeinen gut gerundet sind und eine relativ große Kugelähnlichkeit haben, wurde auf eine entsprechende Korrektur der gemessenen Korngrößen verzichtet.

6.2 Versuchsdurchführung

Die Untersuchungen zum äolischen Sandtransport fanden am Nordstrand der Insel Norderney in der Nähe des FKK-Strandes statt. Dieses Gelände wurde den Strandbereichen im Westen der Insel vorgezogen, da hier wegen der nur geringen Bebauung und der großen Breite des Strandes mit relativ geringen Störungen des Windfeldes zu rechnen war. Der genaue Standort in diesem Bereich wechselte zwischen den einzelnen Meßkampagnen.

Zur Bestimmung der Windverhältnisse auf dem Strand wurde eine Windmeßanlage der Firma A. THIES GmbH + Co. KG benutzt. Die Windgeschwindigkeit wurde mit Schalenanemometern (THIES 4.3712.10.001) in drei Höhen gemessen: 5 m, 2 m und 0,7 m über Grund. Außerdem wurde durch Windfahnen (THIES 4.3120.10.012) an drei Punkten auf einer Strandnormalen im Abstand von je 40 m die Windrichtung gemessen.

Zur Untersuchung der durch den Wind transportierten Sandmassen wurde neben einer vom StAIK konstruierten Sandfalle ein vom Alfred-Wegener-Institut entwickeltes Impaktor-Meßsystem eingesetzt.

Die vom StAIK ursprünglich gebaute Sandfalle war 2 m lang, 0,4 m breit und hatte eine Höhe von insgesamt 0,6 m. Sie wurde bis zur Hälfte in den Strand eingegraben, so daß die Eintrittsöffnung 0,4 m breit und 0,3 m hoch war. Durch einen im vorderen Teil der Falle erzeugten feinen Wassersprühnebel wurden die fliegenden Sandpartikel benetzt und zum Absinken gebracht. Sie fielen dann, wie auch die rollenden Sandkörner, in eine Schublade im unteren Teil der Falle. Nach dem Ende einer Meßperiode wurden die Schubladen aus der Falle gezogen und das Trockengewicht des eingefangenen Sandes bestimmt.

Zu Beginn des Jahres 1993 wurde die Falle um 50 cm verkürzt. Da die den Sprühnebel erzeugenden Düsen sehr störanfällig waren, wurden die Messungen 1993 ohne Sprühnebel durchgeführt. Es ergaben sich zufriedenstellende Ergebnisse, die sich gut in das Bild der Messungen aus 1991 und 1992 mit Sprühnebel einpaßten.

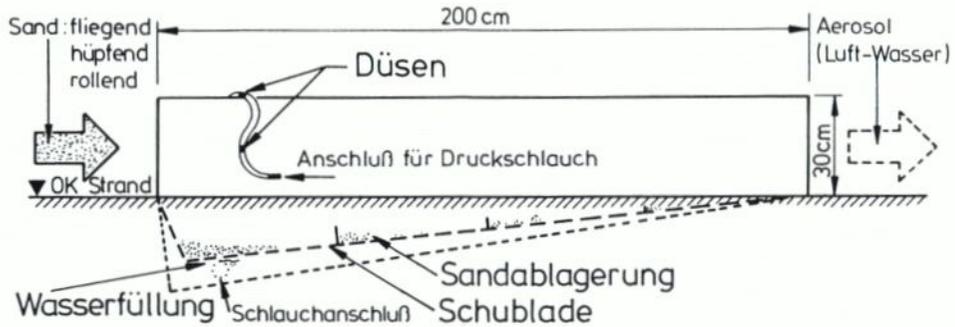


Abb. 11: Seitenansicht der Sandfalle des StAIK (vor dem Umbau)

Das am Alfred-Wegener-Institut entwickelte Impaktor-Meßsystem (Patentnummer P3818875.9) dient der Untersuchung der Feinstruktur von Schneedriften in Polargebieten. Es stand für die Messung des äolischen Sandtransportes vom 26. 5. bis 28. 5. 1993 und vom 6. 9. bis 30. 9. 1993 zur Verfügung. Die Messung des Partikeltransportes erfolgt über mehrere in verschiedenen Höhen montierte piezoelektrische Sensoren. Über ein entsprechendes Auswertungsverfahren der Meßdaten erhält man für jeden Sensor den Gesamtimpuls der auftreffenden Partikel pro Zeit und Fläche (WAMSER et al., 1993). Zur weiteren Umrechnung der Impulswerte in die transportierte Masse ist die Kenntnis der mittleren Transportgeschwindigkeit der Partikel notwendig. Diese wird annäherungsweise der Windgeschwindigkeit in der jeweiligen Sensorhöhe gleichgesetzt, die wiederum entsprechend dem logarithmischen Windprofil aus den gleichzeitig erfolgten Windmessungen ermittelt wird. Bei Division der von den Sensoren registrierten Gesamtimpulse durch die jeweilige Windgeschwindigkeit und Integration über die Höhe erhält man die pro Einheit Strandbreite und pro Zeit transportierte Sandmenge.

6.3 Ergebnisse der Messungen

6.3.1 Windgeschwindigkeit und Windrichtung

Es wurde versucht, aus den Windgeschwindigkeitsmessungen in den drei Höhen 5 m, 2 m und 0,7 m die aerodynamische Rauigkeitslänge z_0 zu bestimmen. Diese Berechnungen ergaben jedoch bei einer großen Schwankungsbreite unrealistisch kleine Rauigkeitslängen, in Extremfällen $> 1 \cdot 10^{-9}$ m. Durch eine allerdings nur kurzzeitige Parallelmessung mit einem Ultraschall-Anemometer-Thermometer durch das Alfred-Wegener-Institut konnte ermittelt werden, daß die Schalenanemometer zu hohe Geschwindigkeiten anzeigten (siehe auch WAMSER et al., 1993). Ein Defekt der Anlage konnte durch eine Untersuchung in einem Windkanal ausgeschlossen werden. Die vermutliche Ursache für die unkorrekte Anzeige ist der bei Schalenanemometern auftretende „Overspeeding-Fehler“ (z. B. KAGANOV u. YAGLOM, 1967), der auf einer mangelhaften Linearität der Drehung der Schalen auf Grund ihrer Massenträgheit und auf Turbulenzen im Windfeld beruht. Dieser Fehler in der Anzeige nimmt mit abnehmender Meßhöhe zu. Für die weitere Auswertung der Messungen des äolischen Sandtransportes wurde die in 5 m Höhe gemessene Windgeschwindigkeit, bei der der „Overspeeding-Fehler“ am geringsten ist, herangezogen. Nach den Vergleichsmessungen war die Anzeige dieses Schalenanemometers zur Zeit dieser Messungen um etwa 6 % zu hoch.

Als Rauheitslänge wurde der in der Literatur angegebene Wert von $z_0 = 0,001$ m zugrunde gelegt (SCHMIDT, 1988; KUNTZE et al., 1990; SCHMIDT u. PÄTSCH, 1992).

Da sich sowohl die Sandfalle des StAIK als auch das Impaktor-Meßsystem des AWI nicht automatisch in den Wind drehen, sondern zu Beginn der Messung in der vorherrschenden Windrichtung fixiert werden, sollte untersucht werden, wie stark die Windrichtung innerhalb der Meßintervalle variierte.

Während der einzelnen Zeiträume, in denen die StAIK-Sandfalle im Einsatz war, zeigte die Windrichtung an allen drei Meßpunkten im Mittel eine Schwankungsbreite von $8-9^\circ$, d. h. die Abweichungen von dem jeweiligen Mittelwert betragen ca. $+/-4^\circ$. Der aus diesen Windrichtungsschwankungen resultierende Fehler der StAIK-Falle, verursacht durch die Verkleinerung der senkrecht zum Wind stehenden Öffnungsflächen, beträgt nur wenige Prozent und ist somit zu vernachlässigen. Eventuell wird jedoch das Einfangen des Sandes bei schräg auf die Falle treffendem Wind durch Änderungen des Windfeldes vor der Fallenöffnung beeinflusst.

6.3.2 Äolischer Sandtransport

In den Jahren 1991 bis 1993 wurden mit der Sandfalle des StAIK insgesamt 26 auswertbare Messungen durchgeführt. Die jeweilige Meßdauer betrug durchschnittlich 45 Minuten, einige Versuche wurden bereits nach 15 Minuten, einer, bei geringem Sandtransport, erst nach 2,5 Stunden beendet.

Die ermittelten Transportraten lagen zwischen 0,04 und 162 $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{h})$ bei Windgeschwindigkeiten von etwa 5 bis 13 m/s in 5 m Höhe. Verschiedene Messungen bei annähernd gleichen Windgeschwindigkeiten zeigten große Differenzen zwischen den ermittelten Transportraten, insgesamt war jedoch eine deutliche Abhängigkeit der Transportrate von der Windgeschwindigkeit zu erkennen. Wird die direkte Abhängigkeit bestimmt, so berechnet sich die Ausgleichskurve zu:

$$Q = 5 \cdot 10^{-7} \cdot u_{5m}^{7,25} \text{ mit } R^2 = 0,801$$

Q: Transportrate in $\text{g}/(\text{m}\cdot\text{s})$

u_{5m} : Windgeschwindigkeit in 5 m Höhe in m/s

Im allgemeinen wird für den äolischen Gleichgewichtstransport ein Verhältnis von $Q \approx u^3$ angenommen. Diesem Verhältnis kommen die Messungen mit der StAIK-Falle recht nahe, wenn man berücksichtigt, daß der Sandtransport erst bei Überschreiten einer kritischen Windgeschwindigkeit einsetzt. Die Ausgleichskurve der Messungen lautet dann:

$$Q = 0,054 \cdot (u_{5m} - u_{c5m})^{3,18} \text{ mit } R^2 = 0,889$$

Q: Transportrate in $\text{g}/(\text{m}\cdot\text{s})$

u_{5m} : Windgeschwindigkeit in 5 m Höhe in m/s

u_{c5m} : für den Sandtransport kritische Windgeschwindigkeit, bezogen auf eine Höhe von 5 m, in m/s (Berechnung nach BAGNOLD, 1941; siehe Kapitel 6.4)

Die relativ große Streubreite der Meßergebnisse ist auf Schwankungen einiger den Sandtransport direkt oder indirekt beeinflussender Faktoren zurückzuführen, z. B. die aerodynamische Rauheitslänge, die Böigkeit des Windes und insbesondere die Feuchtigkeit der Strandoberfläche. Obwohl sich eine höhere Feuchtigkeit des Sandes hemmend auf den äolischen Sandtransport auswirkt (z. B. BISAL u. HSIEH, 1966; LOGIE, 1982), tritt bei entsprechend hohen Windgeschwindigkeiten auch bei Regen Sanddrift auf. So wurde die zweitgrößte mit

der Sandfalle bestimmte Transportrate von 142 kg/(m·h) während eines starken Regenschauers bei einer Windgeschwindigkeit von 12,2 m/s (5 m über Grund) gemessen.

Wie oben ausgeführt, wurden die Messungen 1993 mit einer verkürzten Falle und ohne den Sprühnebel in der Fallenöffnung durchgeführt. Bei hohen Windgeschwindigkeiten wurde beobachtet, daß ein geringer Teil des transportierten Sandes wieder hinten aus der Falle austrat. Tendenziell scheinen die Meßergebnisse ohne Sprühnebel jedoch eher etwas höher zu liegen als bei Einsatz der Falle mit Sprühnebel, der vermutlich doch eine leichte Stauwirkung verursacht. Insgesamt passen die Ergebnisse aber gut zusammen, und eine wesentliche Änderung der Effektivität der Falle konnte nicht beobachtet werden.

Die wesentlichen Ergebnisse der Messungen mit dem Impaktor-Meßgerät des AWI im Mai wurden in einem Arbeitsbericht des Alfred-Wegener-Instituts dargestellt (WAMSER et al., 1993). Die Ausgleichskurve für die Ergebnisse der September-Messungen des Impaktor-Meßsystems berechnet sich zu:

$$Q = 2 \cdot 10^{-7} \cdot u_{5m}^{8,32} \text{ mit } R^2 = 0,754 \text{ bzw.}$$

$$Q = 0,173 \cdot (u_{5m} - u_{c5m})^{3,34} \text{ mit } R^2 = 0,771$$

Somit besteht auch für diese Messungen bei Berücksichtigung der kritischen Windgeschwindigkeit eine annähernd kubische Abhängigkeit zwischen Transportrate und Windgeschwindigkeit, der Exponent ist jedoch etwas größer als bei den Messungen mit der Sandfalle. Die mit dem Impaktor-Meßgerät ermittelten Transportraten sind im allgemeinen um das 2- bis 3fache größer als die mit der Sandfalle gemessenen. Die Ursache für die unterschiedlichen Ergebnisse der beiden Meßmethoden ist unklar. Die Meßbedingungen waren nahezu gleich, einige Messungen wurden zeitgleich nur wenige Meter voneinander entfernt durchgeführt, so daß die Unterschiede systembedingt sein müssen. Mögliche Ursachen auf Seiten der Sandfalle wären eine Stauwirkung vor der Fallenöffnung und der in einzelnen Fällen beobachtete Austritt von Sand aus der hinteren Öffnung der Falle. Bei dem Impaktor-Meßgerät entsteht z. B. eine Ungenauigkeit bei der Berechnung der transportierten Masse aus den gemessenen Impulswerten durch die nur als erste Näherung anzusehende Gleichsetzung der Partikelgeschwindigkeit mit der mittleren Windgeschwindigkeit und deren mit Fehlern behafteten Berechnung aus der Windgeschwindigkeit in 5 m Höhe.

Durch den Aufbau des Impaktor-Meßsystems aus mehreren Sensoren in verschiedenen Höhen ist eine vertikale Aufgliederung des Sanddriftprofils möglich. Hierbei wird eine exponentielle Abnahme des Sandtransportes mit zunehmender Entfernung vom Boden deutlich. Es zeigte sich, daß bei mittleren Windgeschwindigkeiten über 95 % der transportierten Sandmasse zwischen dem Boden und 10 cm Höhe bewegt wird, dies entspricht den von SINDOWSKI (1956) auf Norderney gemachten Beobachtungen. Auch bei höheren Windgeschwindigkeiten findet der wesentliche Sandtransport in unmittelbarer Bodennähe statt. Aus der gemessenen exponentiellen Transportverteilung des Sandes folgt, daß die Öffnung der StAIK-Sandfalle mit 30 cm ausreichend hoch ist, um nahezu den gesamten in der Fallbreite transportierten Sand einzufangen.

Ein Teil der durch die Sandfalle gesammelten Sandproben wurde durch Trockensiebung auf ihre Korngrößenverteilung untersucht. Die Sortierung ist gut, die d_{50} -Werte liegen zwischen 0,18 und 0,23 mm mit einem Mittelwert von 0,21 mm. Fein- bis Mittelsande mit einem d_{50} in dieser Größenordnung sind in den oberen Strandbereichen auf Norderney weit verbreitet (z. B. KUNZ et al., 1992). Für die theoretischen Berechnungen des äolischen Sandtransportes wurde daher ein mittlerer Korndurchmesser von 0,21 mm zugrunde gelegt. Tendenziell weisen die mit der Sandfalle gesammelten Sandproben bei zunehmender Windge-

schwindigkeit größere d_{50} -Werte auf. Eine genauere Abhängigkeit läßt sich jedoch aus den wenigen vorliegenden Messungen nicht ableiten.

6.4 Vergleich der gemessenen mit berechneten Transportraten und kritische Betrachtung

Es gibt in der Literatur verschiedene, zumeist halbempirisch ermittelte Ansätze zur Berechnung des äolischen Gleichgewichtstransportes. Im folgenden sind beispielhaft drei Formeln sowie die Festlegung der für diese Berechnung erforderlichen Größen aufgeführt.

Berechnung nach OWEN, 1964:

$$Q = u_*^3 \cdot \frac{P_1}{g} \cdot \alpha \cdot (1 - \Phi)$$

$$\alpha = 0,25 + \frac{w_s}{3u_*} \quad w_s \text{ wurde nach ZANKE berechnet (siehe unten)}$$

$$\Phi = \frac{Fr_{cr} \cdot P_s \cdot g \cdot d}{P_1 \cdot u_*^2}$$

$$Fr_{cr} = 0,0064 \quad \text{kritische Froud-Zahl nach BAGNOLD, 1941}$$

Berechnung nach ZANKE, 1982:

$$Q_g = 0,02 \cdot \left(\frac{u_*^2 - u_{*c}^2}{w_s^2} \right)^{1,5} \cdot D_s^3 \cdot v_1 \cdot P_s$$

$$Q_s = 0,02 \cdot \left(\frac{(u_*^2 - u_{*c}^2) \cdot (u_*^2 - u_{*1}^2)}{w_s^4} \cdot D_s^4 \right)^{0,75} \cdot v_1 \cdot P_s$$

$$Q = Q_g + Q_s \quad (= \text{Geschiebetransport} + \text{Suspensionstransport})$$

$$u_{*c} = 0,1 \cdot (P' \cdot g \cdot d)^{0,5}; \quad \text{kritische Schubspannungsgeschwindigkeit (BAGNOLD, 1941)}$$

$$u_{*1} \approx 0,2 \cdot w_s \quad \text{kritische Schubspannungsgeschwindigkeit für Suspension}$$

$$w_s = \frac{11}{d} \cdot v_1 \cdot ((1 + 0,01 \cdot D_s^3)^{0,5} - 1) \quad \text{Sinkgeschwindigkeit}$$

$$D_s = \left(\frac{P' \cdot g}{v_1^2} \right)^{1/3} \cdot d \quad \text{sedimentologischer Korndurchmesser}$$

Berechnung nach SCHMIDT, 1988:

(Formulierung von BAGNOLD [1941], modifiziert nach LETTAU [1978] und SVASEK u. TERWINDT [1974])

$$Q = C \cdot \left(\frac{d}{D} \right)^{0,6} \cdot \left(\frac{P_1}{g} \right) \cdot u_*^3 \cdot \left(1 - \frac{u_{*c}}{u_*} \right)$$

$$u_{*c} = A \cdot (P' \cdot g \cdot d)^{0,5} \quad \text{kritische Schubspannungsgeschwindigkeit}$$

$$A = 0,1 \quad \text{konstant, wenn } d \geq 0,2 \text{ mm}$$

$$C = 1,7 \quad \text{abhängig von der Kornsortierung}$$

$$D = 0,00025 \text{ m} \quad \text{Bezugskorndurchmesser}$$

Festlegung der Variablen:

u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit
$d = 0,00021$ (m)	Korndurchmesser
$P_1 = 1,22$ (kg/m ³)	Dichte der Luft
$P_s = 2650$ (kg/m ³)	Dichte der Sandkörner (\approx Quarz)
$P' = \frac{P_s - P_1}{P_1}$	relative Dichte
$\nu_1 = 0,000015$ (m ² /s)	kinematische Viskosität der Luft
$g = 9,81$ (m/s ²)	Erdbeschleunigung

Bei Verwendung dieser Größen und Einheiten wird die Transportrate Q in der Einheit kg/(m·s) ermittelt. Für den Vergleich mit den Messungen erfolgte eine Umrechnung in kg/(m·h).

Als weitere Vergleichswerte wurden außerdem die Ergebnisse von Naturmessungen auf Scharhörn (GISZAS, 1970) herangezogen. Die Verhältnisse dort sind denen am Nordstrand von Norderney vergleichbar, insbesondere trifft dies auch auf die Korngröße des Sandes zu; der mittlere Korndurchmesser wird mit 0,2 mm angegeben. Bei den Untersuchungen im Gebiet um Scharhörn wurde die Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe gemessen, für die vergleichende Darstellung in Abb. 12 wurde sie gemäß dem logarithmischen Windprofil auf eine Höhe von 5 m umgerechnet. Ähnliches gilt für die theoretischen Berechnungen: Da in die Formeln nicht die von der Meßhöhe abhängige Windgeschwindigkeit, sondern die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* eingeht, wurde eine entsprechende Umrechnung vorgenommen.

Bei dem vorgenommenen Vergleich fällt auf, daß es zum einen eine relativ gute Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen der Sandfalle und den theoretischen Berechnungen gibt, zum anderen die mit dem Impaktor-Meßsystem ermittelten Transportraten und die Ergebnisse von GISZAS relativ dicht beisammen liegen (Abb. 12). Letztere weisen jedoch keine angenähert kubische Abhängigkeit der Transportrate von der Windgeschwindigkeit auf, der Exponent einer entsprechenden Ausgleichsrechnung ist deutlich kleiner als 3 (GISZAS, 1970).

Der Vergleich zwischen den Berechnungen und den Messungen wird zum einen durch die sich teilweise leicht unterscheidenden Definitionen (z. B. ZANKE, 1982), zum anderen durch die unsichere Festlegung einiger in die Berechnungen eingehender Größen in seiner Aussagekraft eingeschränkt. Die notwendige Umrechnung der Windgeschwindigkeit, die wegen der fehlenden Kenntnis der exakten Rauheitslänge und wegen der Abweichungen des Windprofils in Bodennähe von der „logarithmischen Idealform“ nur angenäherte Werte liefern kann, ist als ein weiterer kritischer Punkt solch eines Vergleiches anzusehen. GISZAS (1970) führt als wesentliche Ursachen für die Differenzen zwischen den Messungen auf Scharhörn und den Werten aus der Literatur die Verwendung unterschiedlicher Meßinstrumente und Unterschiede des transportierten Materials auf. Er weist insbesondere auch daraufhin, daß nach Untersuchungen von HORIKAWA u. CHEN (1960) die Wirksamkeit verschiedener Sandfallen eine mit der Windgeschwindigkeit veränderliche Größe ist. Diese Einschränkung gilt auch für die theoretischen Formeln, da sie zumeist halbempirisch ermittelt wurden.

Generell zeigen die Untersuchungen auf Norderney eine angenähert kubische Abhängigkeit zwischen der Windgeschwindigkeit und der durch den Wind transportierten Sandmenge auf. In der Größenordnung stimmen die gemessenen Transportraten bei einer breiten Streuung mit denen aus anderen Untersuchungen überein, so daß die in der Literatur vorhandenen theoretischen Transportformeln prinzipiell auch auf die Verhältnisse auf Norderney angewendet

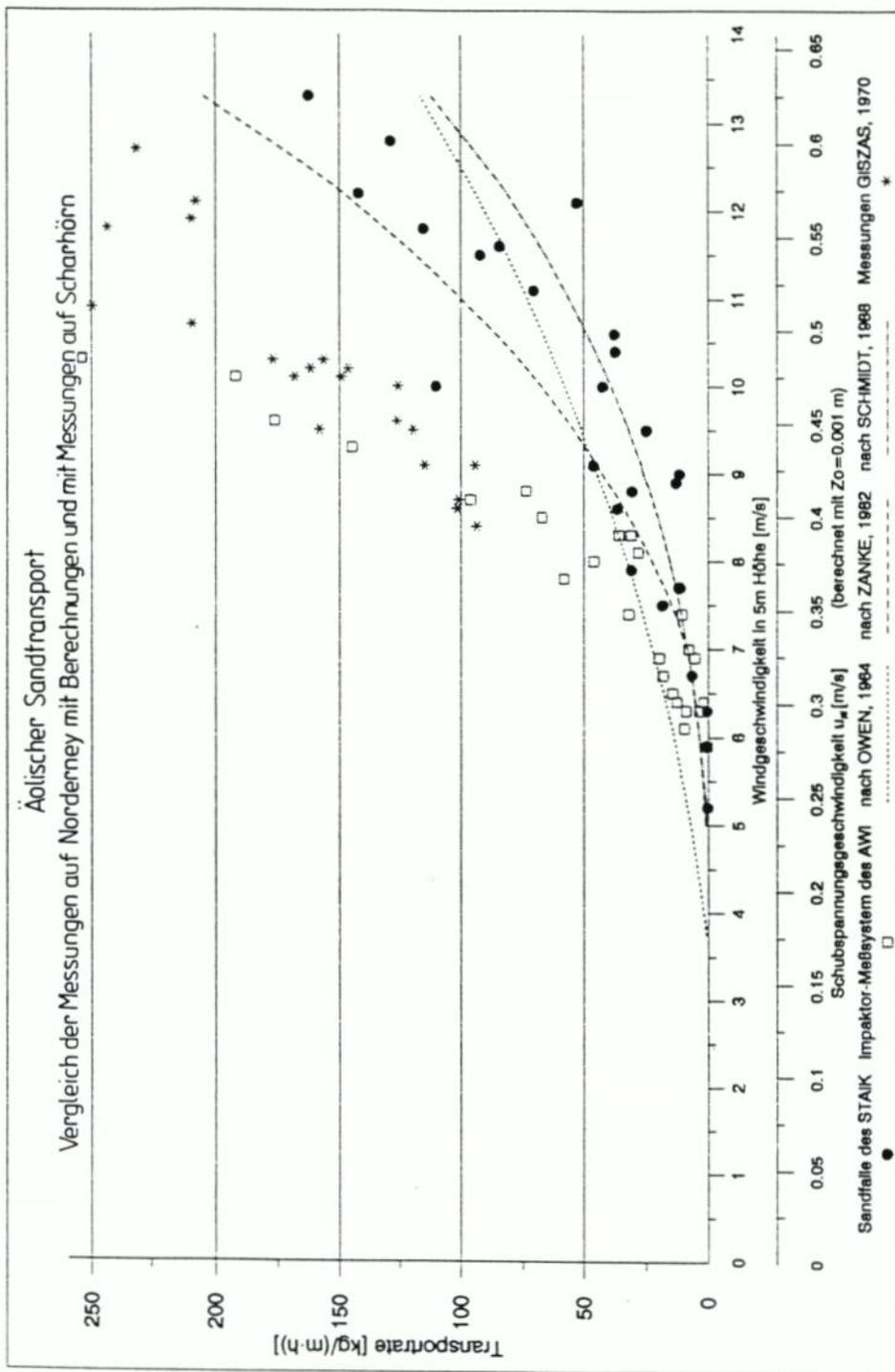


Abb. 12: Ergebnisse der Messungen des äolischen Sandtransports auf Norderney und Vergleich mit Messungen auf Scharhörn und verschiedenen Berechnungen

det werden können. Hierbei sind jedoch eine Vielzahl von Einschränkungen bezüglich der Genauigkeit und Aussagekraft solcher Berechnungen zu berücksichtigen. Problematisch bei der Bestimmung des äolischen Sandtransportes sind insbesondere die exakte Erfassung der tatsächlich auf die Bodenpartikel einwirkenden Windkraft und die Bestimmung des Einflusses der Bodenfeuchtigkeit.

7. Schriftenverzeichnis

- BAGNOLD, R. A.: The physics of blown sand and desert dunes. Methuen and Co., London, 1941
- BENESCH, W., DUENSING, G., JURKSCH, G. u. ZÖLLNER, R.: Die Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland im Hinblick auf die Nutzung der Windkraft. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 147, Selbstverlag des DWD, Offenbach am Main, 1978
- BISAL, F. u. HSIEH, J.: Influence of moisture on erodibility of soil by wind. Soil Sci., 102, 1966
- CHEPIL, W. S.: Sedimentary characteristics of duststorms: III. composition of suspended dust. Am J. Sci., 255, 1957
- CHEPIL, W. S.: Wind erodibility of farm fields. J. Soil Water Conserv., 14, 1959
- ERCHINGER, H. F.: Strandaufspülungen als aktiver Küstenschutz vor Schutzwerken und Dünen auf Norderney und Langeoog. Die Küste, H. 43, 1986
- ERCHINGER, H. F. u. TILLMANN, B.: Die versuchsorientierte Strandaufspülung Norderney 1989. Die Küste, H. 54, 1992
- ERCHINGER, H. F., COLDEWEY, H.-G. u. KNAACK, H.: Abschlußbericht zum KFKI-Forschungsvorhaben „Vorstrand- und Strandauffüllungen im Bereich von Bühnen-Deckwerks-Systemen. Teilprojekt: Versuchsaufspülung – Entwicklung und Technik“. Staatl. Amt für Insel- und Küstenschutz, Norden, 1994
- GILETTE, D. A. u. WALKER, T. R.: Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, high plains of West Texas. Soil Sci., 123, 1977
- GISZAS, H.: Beitrag zur Frage des Sandtransportes durch Wind-Messungen im Gebiet um Scharhörn (Elbe) – Hamburger Küstenforschung, H. 16, 1970
- HORIKAWA, K. u. SHEN, H. W.: Sand movement by wind action. Beach Erosion Board, Technical Memorandum 119, 1960
- KAGANOV, E. J. u. YAGLOM, A. M.: Errors in windspeed measurements by rotation anemometer. Boundary Layer Meteorol., 10, 1976
- KOTZBAUER, U.: Vorschlag zur Ermittlung von Strandaufspül-Profilen nach natürlichen Gleichgewichtsprofilen. Mitt. d. Leichtweiß-Inst. d. TU Braunschweig, H. 105/89, 1990
- KRAMER, J.: Die Strandaufspülung Norderney 1951–1952 und ein Plan zu ihrer Fortführung. Die Küste, Jg. 7, 1958/59
- KUNTZE, H., BEINHAEUER R. u. TETZLAFF, G.: Abschlußbericht des BMFT-Projektes „Quantifizierung der Bodenerosion durch Wind I“. Verbundprojekt des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Deutscher Wetterdienst – Quickborn, Universität Hannover – Inst. für Meteorologie und Klimatologie, Projekt-Nr.: 0339058 A, B, C, 1990
- KUNZ, H., EITNER, V., RAGUTZKI, G. u. WESTHOFF, T.: Sedimentologische Untersuchungen zu Wechselwirkungen zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt. Schlußbericht zum KFKI-Forschungsvorhaben „Wechselwirkungen zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt“ Teilvorhaben „Naturuntersuchungen – Sedimentologie“, Niedersächsisches Landesamt für Wasser und Abfall – Forsch.-Stelle Küste, Norderney, 1992
- KUNZ, H. u. STEPHAN, H.-J.: Ergebnisse morphologischer Untersuchungen zu den Strandaufspülungen auf Norderney. Die Küste, H. 54, 1992
- LETTAU, K. u. LETTAU, H.: Exploring the world driest climate. University of Wisconsin-Madison, 1978
- LOGIE, M.: Influence of roughness elements and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion (in: Dan H. Yaalon, Ed.: Aridic Soils and geomorphic Processes), Catena Supp. 1, Braunschweig, 1982
- LYLES, L.: Basic wind erosions processes. Agr. Ecosys. Env., 22/23, 1988
- MONIN, A. S. u. ZILITINKEVICH, S. S.: Planetary boundary layer and largescale atmospheric dynamics. Appendix V (37pp) of GARP, Report of the Stockholm Study Conference; ICSU-IUGG Committee on Atmospheric Sciences-WMO, 1967

- NIEMEYER, H. D.: Die Ausbreitung und Dämpfung des Seeganges im See- und Wattengebiet von Norderney. Jber. 1985, Forsch.-Stelle Küste, Bd. 37, Norderney, 1986
- OWEN, P. R.: Saltation of uniform grains in air. J. Fluid Mech. 20, 1964
- SCHMIDT, H.: Eine Abschätzung des äolischen Sandtransportes infolge einer hoch an das Deckwerk der Insel Norderney reichenden Sandvorspülung. Bericht für das KFKI-Forschungsvorhaben „Wechselwirkung zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt“ Teilprojekt „Naturmessungen-Meteorologie“, (unveröff.), Deutscher Wetterdienst – Seewetteramt, Hamburg, 1988
- SCHMIDT, H. u. PÄTSCH, J.: Meteorologische Messungen auf Norderney und Modellrechnungen. Abschlußbericht zum KFKI-Forschungsvorhaben „Wechselwirkung zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt“ Teilprojekt „Naturmessungen-Meteorologie“, Deutscher Wetterdienst – Seewetteramt, Hamburg, 1992
- SINDOWSKI, K.-H.: Korngrößen- und Kornform-Auslese beim Sandtransport durch Wind (nach Messungen auf Norderney). Geol. Jahrb., Bd. 71, 1956
- SVASEK, J. N. u. TERWINDT, J. H. J.: Measurements of sand transport by wind on a natural beach. Sedimentology, 21, 1974
- WAMSER, C., TÜG, H., LYKOSOV, V. u. TILLMANN, B.: Der Einsatz hochauflösender Meßsysteme zur Bestimmung äolischer Partikeltransporte. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Berichte aus dem Fachbereich Physik, Report 46, Bremerhaven, 1993
- ZANKE, U.: Grundlagen der Sedimentbewegung. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 1982

Sedimentologische und morphologische Untersuchungen der ersten kombinierten Vorstrand- und Strandauffüllung im Bereich des Bühnen-Deckwerks-Systems von Norderney

Von VOLKER EITNER

Zusammenfassung

Im Frühjahr 1992 wurde auf Norderney erstmals der Vorstrandbereich bei einer Strandauffüllung aufgefüllt. Hierbei wurde rund die Hälfte des Auffüllmaterials in den Bereich unterhalb der MTnw-Linie eingebracht. Die Auswirkungen dieser kombinierten Vorstrand- und Strandauffüllung im Bereich des Bühnen-Deckwerks-Systems des Norderneyer Westkopfes wurden hinsichtlich der Sedimentologie und morphologischen Entwicklung untersucht. Um einen Vergleich zu konventionellen Strandauffüllungen zu erreichen, wurden Daten der vorangegangenen Auffüllung von 1989 bei der Auswertung der Untersuchungsergebnisse mit einbezogen. Die verstärkte Auffüllung des Vorstrandbereiches erbrachte im Vergleich zu konventionellen Strandauffüllungsmaßnahmen aufgrund der erhöhten eingebrachten Gesamtmassen und der Lage des Auffüllkörpers in unmittelbarer Nähe zum Norderneyer Seegat (Rinnenrandlage) keine Verbesserung. Auch der vergleichsweise etwas größere mittlere Korndurchmesser des Aufspülmaterials brachte keine sichtbare Verbesserung mit sich, da diese geringen Korngrößenunterschiede im Vergleich zu den anderen wirksamen Einflußgrößen, wie z. B. Seegangsklima und Aufspülmenge, keine signifikante Rolle hinsichtlich der Verweildauer der Auffüllungen spielen. Des weiteren haben Laborversuche und Berechnungen gezeigt, daß die Korndichte den Transportbeginn weitaus stärker beeinflusst als die Korngröße.

Summary

The shoreface was filled for the first time on Norderney in spring 1992. 50 % of the fill material was placed below the mean tidal low water level. The effects of this combined beach and shoreface replenishment within the area of the groyne-revetment-structures of the western spit of Norderney on sediment distribution and morphology have been examined. Data sets of the 1989 beach replenishment were additionally used for the interpretation of the results in order to obtain a comparison with pure beach fills. The enhanced replenishment of the shoreface was not an improvement compared to conventional beach fill measures because of the higher amount of fill material and the placement close to the main channel of the tidal inlet (Norderneyer Seegat). Also, the slightly coarser fill material (d_{50} : 0.17 mm in 1989 and 0.20 mm in 1992) did not extend the fill longevity because these grain size differences are too small to have a significant effect on the longevity compared to other parameters such as wave climate or fill volume. Moreover, laboratory tests and calculations have shown that grain density has a stronger influence on sediment entrainment than grain size.

Inhalt

1. Einleitung	2
1.1 Lage des Untersuchungsgebietes	2
1.2 Hydrographische Randbedingungen	3
1.3 Sedimentologische Randbedingungen	4
1.4 Geomorphologische Randbedingungen	5
1.5 Strandauffüllungen	5
2. Untersuchungsverfahren	6

3. Ergebnisse	7
3.1 Sedimentverteilung	8
3.2 Sedimenteigenschaften	8
3.3 Morphologische Entwicklung	12
3.3.1 Strandquerprofil	12
3.3.2 Länge des Aufspülkörpers	14
3.3.3 Auffüllvolumen und Massenbilanzen	16
4. Schlußbetrachtungen	19
5. Danksagung	20
6. Schriftenverzeichnis	20

1. Einleitung

Der Strand und Vorstrand einer sandigen Küste stehen in einem sensitiven dynamischen Gleichgewicht von äußeren Einflüssen wie Wind, Tideströmungen und Seegang, der Oberflächenformen sowie der sedimentologischen Beschaffenheit. In der Vergangenheit wurde wiederholt in Form von Küstenschutz- und Stranderhaltungsmaßnahmen in diese natürliche Balance eingegriffen, um anhaltenden Strand- und Dünenabbrüchen im Bereich des Norderneyer Westkopfes zu begegnen. Diese Maßnahmen führten teilweise zu den angestrebten, aber oftmals auch zu unerwünschten Transport- und Sedimentationsverhältnissen.

Um den Inselbereich um die Stadt Norderney zu schützen, begann man bereits Mitte letzten Jahrhunderts mit der Anlage von Inseln Schutzwerken, die die Abbrüche verlangsamen, aber nicht gänzlich verhindern konnten. Künstliche Strandauffüllungen gewährleisteten seit den 50er Jahren die Standsicherheit der Bauwerke (Abb. 1).

In Umsetzung der aus dem vorangegangenen KFKI-Forschungsvorhaben „Wechselwirkungen zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt“ gewonnenen Erkenntnisse über die Transportverhältnisse im Bereich von Vorstrand und Strand (EITNER et al., 1992; ERCHINGER u. TILLMANN, 1992; KUNZ u. STEPHAN, 1992; NIEMEYER, 1992) wurde im Frühjahr 1992 erstmals ein Anteil von 50 % der Aufspülmenge in den Vorstrand verbracht.

Das Verfahren der Vorstrandaufspülungen steht auch im Einklang mit den strandmorphodynamischen Strandmodellen von WRIGHT u. SHORT (1984). Für ein Strandsystem lassen sich nach WRIGHT u. SHORT (1984) anhand von dreidimensionalen Zustandsmodellen verschiedene morphodynamische Entwicklungsstufen ableiten (Tab. 1). Ein dissipativer Strand zeichnet sich durch ein oder mehrere strandparallele Riffe aus. Reflektive Strände weisen hingegen einen flachgeneigten Strand auf. Zwischen diesen Endgliedern werden darüber hinaus noch vier weitere intermediäre Strandzustände unterschieden. Durch die Vorstrandaufspülung wird künstlich eine dissipative Strandmorphologie geschaffen, die einer weiteren Erosion entgegenwirken könnte.

Innerhalb des KFKI-Forschungsvorhabens „Vorstrand- und Strandauffüllungen im Bereich von Bühnen-Deckwerks-Systemen“ wurden die vorliegenden Untersuchungen als Teilprojekt „Sedimentologie und morphologische Entwicklung“ vom Niedersächsischen Landesamt für Ökologie – Forschungsstelle Küste – durchgeführt.

1.1 Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt am Westkopf der Insel Norderney und umfaßt den Vorstrand- und Strandbereich. Seewärts wird es durch die NN-5-m-Linie und inselwärts durch das künstliche Deckwerk begrenzt (Abb. 1).

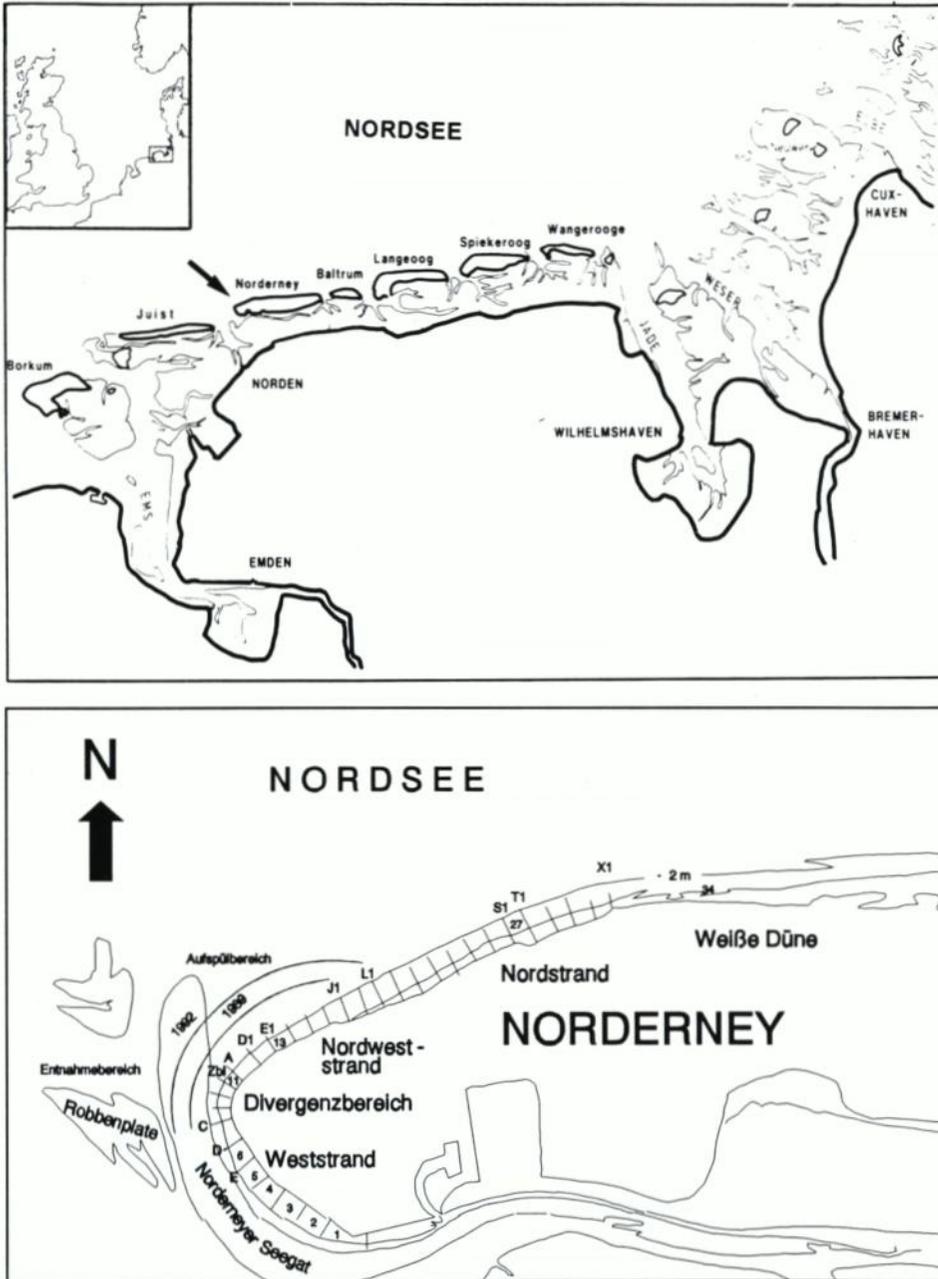


Abb. 1: Lageplan der Insel Norderney und des Untersuchungsgebietes

1.2 Hydrographische Randbedingungen

Die hydrodynamischen Verhältnisse unterliegen den Einflüssen des einschwingenden Seegangs und der Gezeiten. Der mittlere Tidenhub beträgt vor Norderney rund 2,4 m und

Tab. 1: Morphodynamische Strandzustände (nach WRIGHT u. SHORT, 1984), $B_s = H_b/W_s T$

Strandtyp	Morphologie	Abkürzung	B_s -Wert
Dissipative	one or more parallel bars	D	6
Intermediate	Longshore Bar-Trough	LBT	5
	Rhythmic Bar and Beach	RBB	4
	Transverse Bar and Rip	TBR	3
	Ridge and Runnel/ Low Tide Terrace	RR/ LTT	2
	Reflective	smoothly beach face	R

ist somit als mesotidal zu bezeichnen. Die Stärke der Tideströmungen hängt stark von der Lage des Strandabschnittes zum Norderneyer Seegat ab. Am Weststrand erreichen die mittleren Tidestromvektoren Geschwindigkeiten bis zu 30 cm/s und folgen in ihrer Richtung der jeweiligen Tidephase. Am Nordweststrand sind hingegen nur gleichgerichtete mittlere Tidestromvektoren mit Geschwindigkeiten von 0–5 cm/s zu verzeichnen (NIEMEYER, 1987).

Der Seegang im Vorfeld der ostfriesischen Inseln ist im wesentlichen durch den über der Nordsee wirksamen Wind geprägt (NIEMEYER, 1986). Bei Wind aus westlichen Richtungen spaltet sich der Seegang im Bereich des Norderneyer Westkopfes in zwei Systeme mit unterschiedlichen Wellenfortschrittsrichtungen: einerseits in südliche Richtungen und andererseits in nordöstliche Richtungen. Dieser Divergenzbereich befand sich über einen langen Zeitraum zwischen den Bühnen C und A (LUCK, 1970). Gegenwärtig scheint sich jedoch dieser Bereich nach Osten zu verlagern. Im Bereich zwischen den Bühnen D_1 und H_1 sind gegenwärtig die stärksten Strandhöhenabnahmen zu verzeichnen.

1.3 Sedimentologische Randbedingungen

Die Sedimentverteilungen entlang des Norderneyer Westkopfes sind feinkörnig und weisen einen hohen Sortierungsgrad auf (Abb. 2). Mit zunehmender Entfernung vom Seegat verringern sich die Tidestromeinflüsse des Norderneyer Seegats. Im Gegenzug verstärken sich die Seegangseinwirkungen, die eine Sedimentvergrößerung bewirken. Aufgrund des höheren Anteils von Schill und Schillbruch sind die Sedimente des Nordweststrandes weit aus größer und schlechter sortiert. Allgemein nimmt die Korngröße vom Vorstrand zur Hochwasserlinie zu. Die Sedimente des Nordstrandes sind vergleichsweise besser sortiert. Erst im Übergang zum Platananlandungsbereich in Höhe der Weißen Düne steigt die Korngröße wieder an, da aus dem Riffbogen gröberes Sediment in unregelmäßigen Abständen zugeführt wird (WESTHOFF, 1990; EITNER et al., 1992; EITNER, 1993; EITNER u. RAGUTZKI, 1994; EITNER, 1995a). Der mittlere Anstieg der mittleren Korngröße ist in der Regel mit einer Zunahme des Kalkgehaltes verbunden. Die größeren Siebfraktionen (< 0,71 mm) setzen sich größtenteils aus Muschelschill und Schillbruch zusammen. Allgemein steigt der Schwermineralgehalt vom Vorstrand zur Hochwasserlinie an. In strandparalleler Richtung ist ein Anstieg des Schwermineralanteiles vom Weststrand zum Nordweststrand zu erkennen. Im weiteren Verlauf des Strandes nimmt der Schwermineralanteil dann wieder leicht ab.

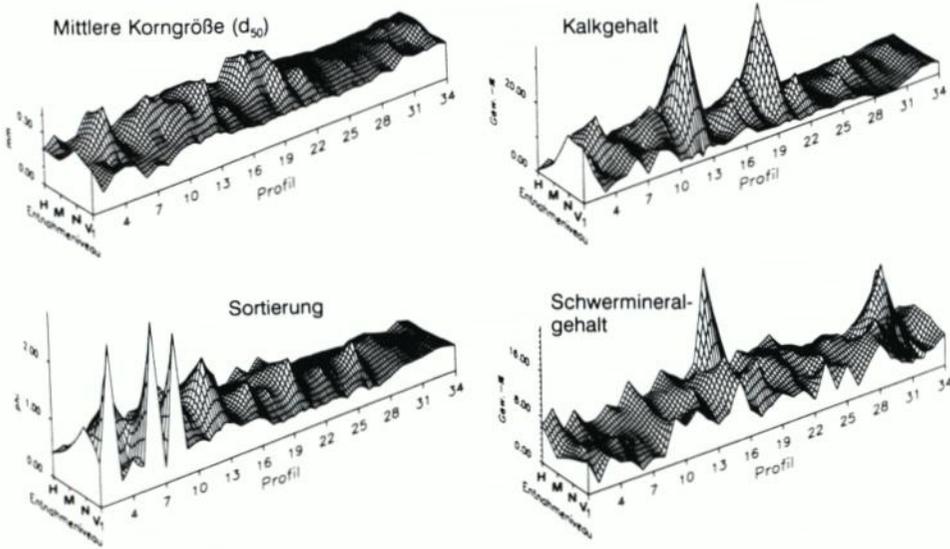


Abb. 2: Sedimentverteilung entlang des buhnenverbauten Strandes des Norderneyer Westkopfes

1.4 Geomorphologische Randbedingungen

Als ein Maß für die Charakterisierung der Strandmorphologie wird häufig die Strandneigung verwendet. STEPHAN (1988) ermittelte die durchschnittliche Strandneigung seit 1951/52 über die Zeit (Abb. 3). Danach sind die Neigungen um die NN-Linie mit 1:25 bis 1:35 für den Norderneyer Westkopf etwa gleichbleibend. Für den intertidalen Strand ergeben sich jedoch stark wechselnde Verhältnisse. Besonders steil sind die Strände im Divergenzbereich zwischen den Bühnen C und A. Beiderseits der Zwischenbühne (Zb) II treten Neigungen von 1:45 auf. Nach Osten und Südwesten werden die Strände mit Werten bis 1:75 flacher. Aufgrund des nahen Riffgats nimmt die Neigung südlich der Bühne N auf etwa 1:25 zu.

Der Norderneyer Strand ist nach der Klassifikation von Wright u. Short (1984) im wesentlichen als intermediär zu bezeichnen, wobei der westliche Teil der Insel einen stärker reflektiven und der östliche Teil einen dissipativeren Charakter aufweisen (EITNER, 1993 und 1995a).

1.5 Strandauffüllungen

Auf Norderney wurde bis einschließlich 1989 das Verfahren der unmittelbaren Strandaufspülung verwendet (Tab. 2). Bei der Auffüllung im Frühjahr 1992 spülte man erstmals nicht nur den Strand unmittelbar auf, sondern bildete im Vorstrandbereich einige Sandlager in buhnenartiger Form. Die Sandbühnen wandelten sich schnell in einen weniger vorspringenden flacheren Sandkörper um, der auch als Sandhöft bezeichnet wird (Abb. 4).

Die Auffüllung des Vorstrandbereiches ist eine relativ neue Technik, die jedoch bereits in Australien, Dänemark und den USA durchgeführt worden ist (BRUUN, 1988).

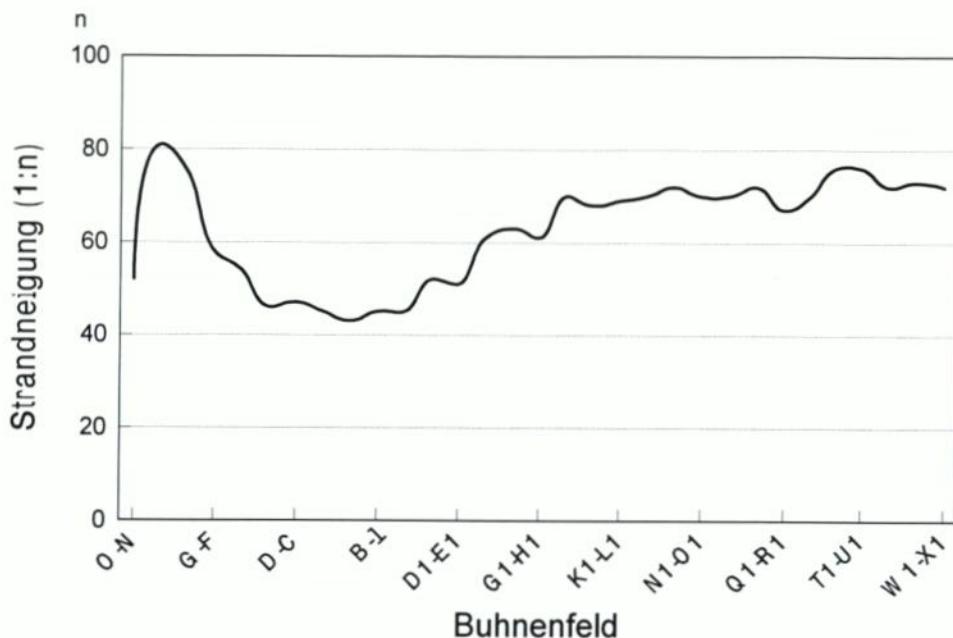


Abb. 3: Strandneigungen entlang des bühnenverbauten Strandes des Norderneyer Westkopfes

Tab. 2: Strandauffüllungen auf Norderney seit 1951/52 (* Kiesauffüllung, ** Trockeneinbau)

Jahr	Künstliche Strandauffüllungen auf Norderney 1951-1992			
	Menge (Mio. m ³)	d ₅₀ (mm)	Auffüllbereich zw. den Bühnen	Entnahme- Bereich
1951/52	1,245	0,10-0,13	O-v ₁	südl. Inselwatt
1961*	(7 200 t)	2,00-30,00	Zbl-B	allochtones Material
1964*	(10 000 t)	1,00-15,00	B-Zbl u. A-D ₁	allochtones Material
1967	0,240	0,15-0,30	E-K ₁	vor Bühne G1
1976	0,400	0,18-0,30	E-E ₁	Robbenplate
1982	0,470	0,17-0,25	C-H ₁	Robbenplate
1983**	0,064		J1-N ₁	E' Weiße Düne
1984	0,410	0,16-0,20	C-J ₁	Robbenplate
1989	0,447	0,15-0,20	D-J ₁	Robbenplate
1990**	0,045	0,15-0,22	J1-N ₁	E' Weiße Düne
1992	0,430	0,15-0,27	D-L ₁	Robbenplate

2. Untersuchungsverfahren

Um die Veränderungen der Sedimentverteilung zu kennzeichnen, wurde der Strand entlang von strandnormalen Profilen ausgewählter Bühnenfelder beprobt. Die Sedimentproben wurden mittels eines 5-cm-Stechzylinders entnommen. Die Entnahme erfolgte jeweils an der Niedrig-, Mittel- und Hochwasserlinie in monatlichen Abständen. Im Labor wurden die Sedimentproben entsalzt und folgende bodenphysikalischen Kennwerte bestimmt: die Korngrößenverteilung mittels Trockensiebung nach DIN 18123, der Kalkgehalt nach DIN 18129 und der Schwermineralgehalt der 0,106-0,125-mm-Kornfraktion mit dem Frantz-Magnetscheider (McANDREW, 1957).

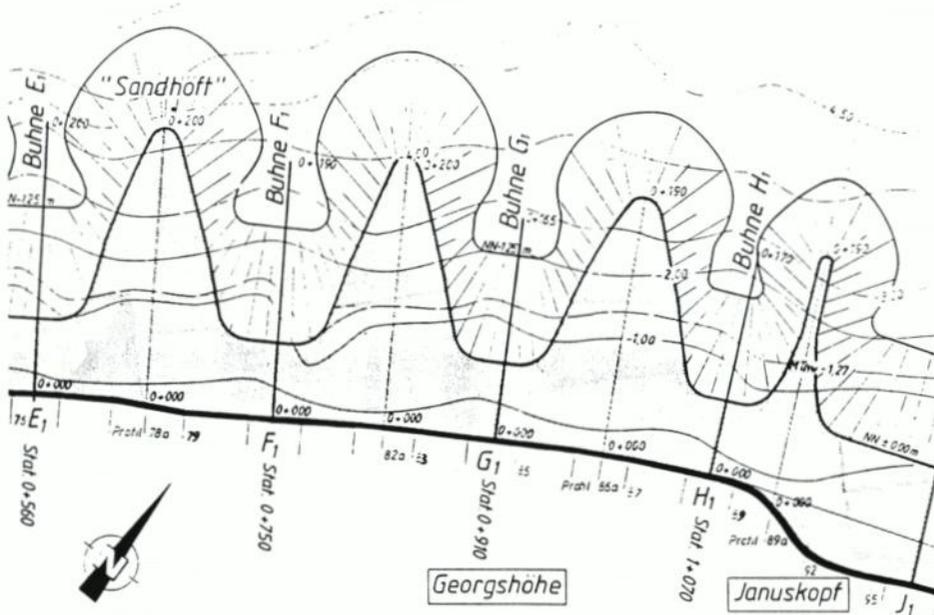


Abb. 4: Morphologische Gestaltung der Vorstrand- und Strandauffüllung (Quelle: Staatl. Amt für Insel- und Küstenschutz)

Auf Norderney sind senkrecht zur Strandlinie verlaufende Meßprofile eingerichtet worden, um das Verhalten, die Verformung und die Umlagerungen der vor den Deckwerken und dem ungeschützten Randdünenbereich gelegenen Inselstrände festzustellen. Die Vermessung des trockenen und nassen Strandes (oberhalb der MTnw-Linie) erweist sich als unproblematisch, da dieser Bereich bei Niedrigwasser nahezu unabhängig von den Seegangsverhältnissen zugänglich ist. Neben der Nivellierung von Meßprofilen, wie sie seit Anfang der 30er Jahre auf Norderney regelmäßig durchgeführt werden, haben sich auch flächenmäßige, tachymetrische Aufnahmen als weniger zeitaufwendige Alternative erwiesen. Diese bieten mit einer maximalen Abweichung von $\pm 1,5$ cm in der Höhe – im Vergleich zum Nivellement ca. $\pm 1,0$ cm – eine ausreichende Genauigkeit. Der Vorstrandbereich (unterhalb MTnw) wird bis etwa 1300 m seawärts der Bühnenstreichlinie von Schiffen mit Echolotung gepeilt. Dabei wird jedoch nicht die Genauigkeit der terrestrischen Vermessung erreicht, was oftmals zu Angleichungsschwierigkeiten im Übergangsbereich führt.

Die topographischen Profilaufnahmen bilden die Grundlage der Sandmassenbilanzierung für die Strände Norderneys. Die Sedimentbilanzen innerhalb der Bühnenfelder werden mit einem an der Forschungsstelle Küste entwickelten Programm „STEAS“ ermittelt und beruhen auf einer EDV-gestützten Berechnung von Teilflächen nach der Gauss'schen Flächenformel. Die Abweichung der Daten für die ermittelten volumetrischen Angaben bewegt sich zwischen $\pm 7,5\%$ (KUNZ u. STEPHAN, 1992).

3. Ergebnisse

Im folgenden sollen die Auswirkungen der Vorstrand- und Strandauffüllung auf die Sedimentverteilung und die morphologische Entwicklung am Beispiel des Hauptuntersu-

chungsgebietes, des Bühnenfeldes D_1-E_1 , beschrieben werden. Daten von der vorangegangenen Strandauffüllung 1989 werden zu Vergleichszwecken mit herangezogen.

3.1 Sedimentverteilung

Die beiden Strandauffüllungen, die 1989 und 1992 durchgeführt wurden, beeinflussen die Sedimentverteilung (s. a. EITNER et al., 1992; EITNER u. RAGUTZKI, 1994). Das im Vergleich zu den natürlichen Sedimenten feinere Aufspülmaterial (d_{50} : $0,17 \pm 0,04$ mm [1989] bzw. $0,20 \pm 0,05$ mm [1992], Abb. 5) zog jeweils eine Verfeinerung der Strandsedimente nach sich, die an den Entnahmeniveaus unterschiedlich stark ausgeprägt war (Abb. 6). Am deutlichsten sind die Veränderungen an der Hochwasserlinie. Hier stellte sich nach der Aufspülung von 1989 erst nach über einem Jahr die ursprüngliche Sedimentverteilung wieder ein. An der Niedrigwasserlinie hingegen wiesen die Sedimente bereits nach wenigen Monaten die gleiche Korngrößenverteilung auf wie vor der Aufspülung. Auch die durch künstliche Auffüllungen stark beeinflussten Strandsedimente sind saisonalen Veränderungen, die auf die jahreszeitlich unterschiedlichen Energieeinträge zurückzuführen sind, ausgesetzt (Abb. 7). So sind eine relative Vergrößerung, schlechtere Sortierung und ein höherer Schwermineralgehalt der Sedimente in den Wintermonaten mit stärkeren Energieeinträgen verknüpft. Allgemein weisen die Sedimente im Bereich der Niedrigwasserlinie eine schlechtere Sortierung auf als im Hochwasserbereich. Die Sedimente des Nordweststrandes sind überwiegend von einer positiven Schiefe gekennzeichnet, d. h. sie besitzen einen relativen Überschuss größerer Bestandteile (vorwiegend Schillmaterial). Ein eindeutiger jahreszeitlicher Trend ist nicht auszumachen.

3.2 Sedimenteigenschaften

In der Vergangenheit wurde versucht, den Einfluß der Korngröße auf die Verweildauer von Strandauffüllungen in Form von Modellrechnungen zu quantifizieren (z. B. KRUMBEIN u. JAMES, 1965; DEAN, 1974; JAMES, 1975; SWART, 1991). Diese Modelle lassen sich jedoch für die Norderneyer Verhältnisse nicht anwenden, oder die Ergebnisse sind mit Feldmessungen nicht zu verifizieren (EITNER, 1993).

Um den Einfluß der Korngröße in einer anderen Art und Weise näher bestimmen zu können, wurden die hydrodynamischen Eigenschaften von Sedimentproben des Norderneyer Strandes untersucht. Dazu wurde die Sinkgeschwindigkeit von Quarz- und Schwermineralen durch Laborversuche ermittelt. Zusätzlich wurde die kritische Schubspannung unter der Verwendung empirischer Formeln berechnet, die der Literatur entnommen wurden (KOMAR u. WANG, 1984). Die Sinkgeschwindigkeit spiegelt als charakteristischen Parameter das Ablagerungsverhalten von Sedimentpartikeln wieder und hängt im wesentlichen von der Korngröße, -form und -dichte ab (Abb. 8). Die kritische Schubspannung gibt den Widerstand der Sedimentkörner gegen den Transportbeginn wieder und hängt hauptsächlich von der Korndichte und nur in sehr geringem Maße von der Korngröße ab, wie dies der flache Verlauf der Kurven in Abb. 9 zeigt. Auch größere Körner weisen nur eine unwesentlich höhere kritische Schubspannung auf. Demnach beeinflusst die Korndichte den Transportbeginn stärker als die Korngröße. Schwerminerale besitzen eine wesentlich höhere kritische Schubspannung als Minerale mit einer geringeren Dichte, wie z. B. Quarzkörner, die eine identische Sinkgeschwindigkeit aufweisen. Schwerminerale reichern sich aufgrund dieser Eigenschaft im Verhältnis zu den Quarzkörnern an. Sedimentpartikel mit einer ähnl-

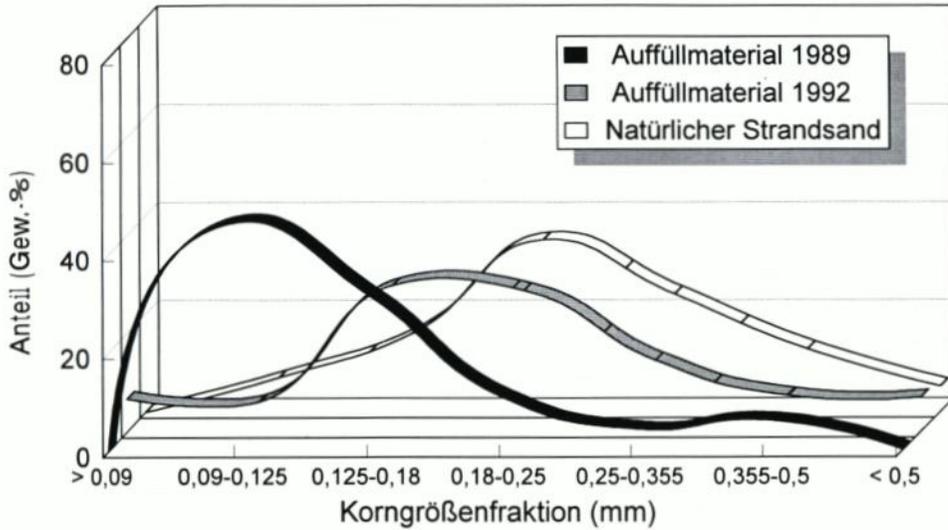


Abb. 5: Korngrößenverteilung des Aufspülmaterials und der natürlichen Strandsedimente im Aufspülbereich (Durchschnittswerte)

Buhnenfeld D₁ - E₁

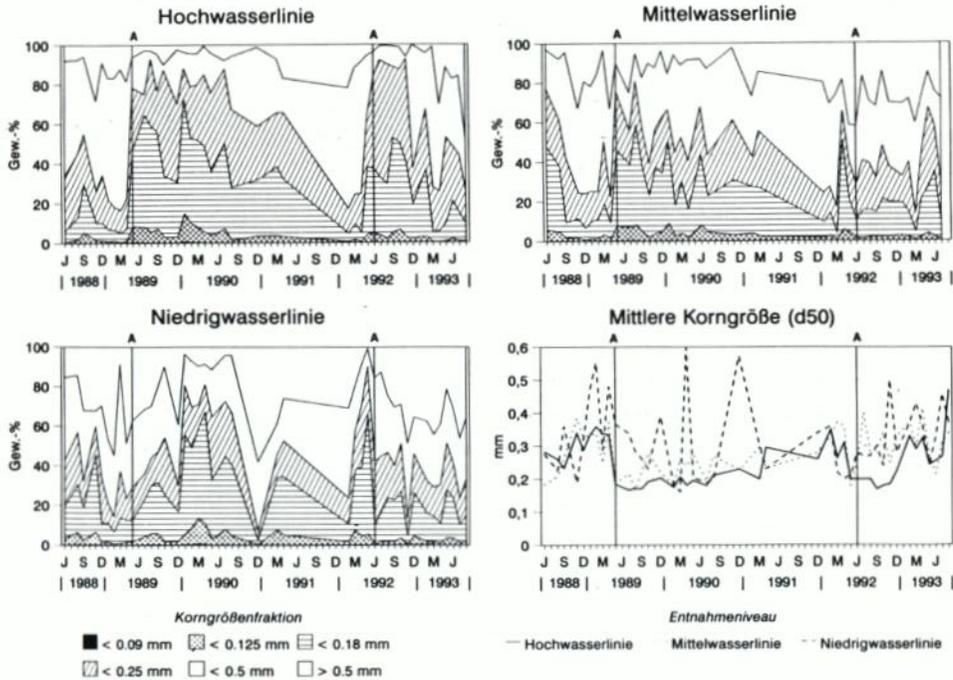


Abb. 6: Zeitliche Entwicklung der Korngrößenverteilung (in Gew.-%) im Bereich der Hoch-, Mittel- und Niedrigwasserlinie sowie des Medianwertes (in mm) im Buhnenfeld D₁-E₁

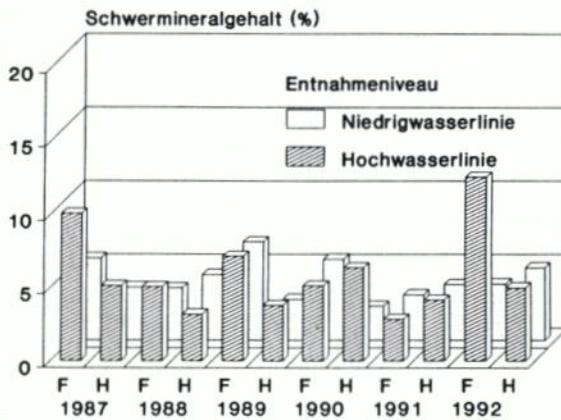
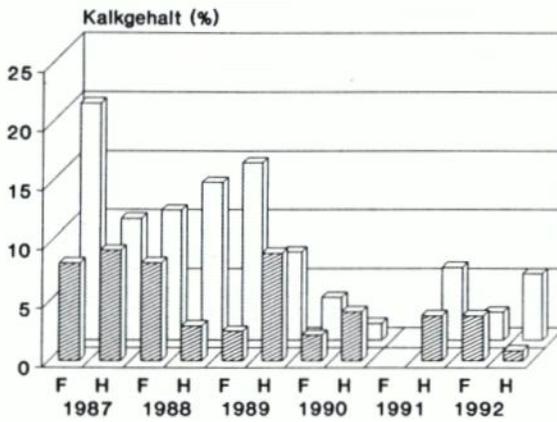
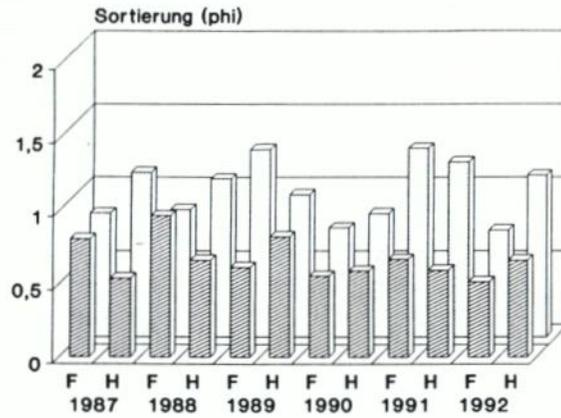


Abb. 7: Saisonale Entwicklung der Sortierung (in phi), des Kalkgehaltes (%) und des Schwermineralgehaltes (Gew.-%) im Bühnenfeld D₁-E₁

chen Sinkgeschwindigkeit lagern sich gemeinsam ab. Der geringe Korngrößenunterschied, der hierbei zwischen den Schwermineralen und den Quarzkörnern besteht und in Abb. 8 zu erkennen ist, läßt sich ebenfalls in den Sedimentproben nachvollziehen; so ist der prozentuale Schwermineralanteil in den feineren Siebfractionen höher als in den größeren Fractionen (EITNER, 1993 und 1995b, c). In Abb. 10 ist die kritische Schubspannung gegen die Sinkgeschwindigkeit aufgetragen. Es fällt auf, daß nur bei Mineralen gleicher Dichte eine Korrelation besteht.

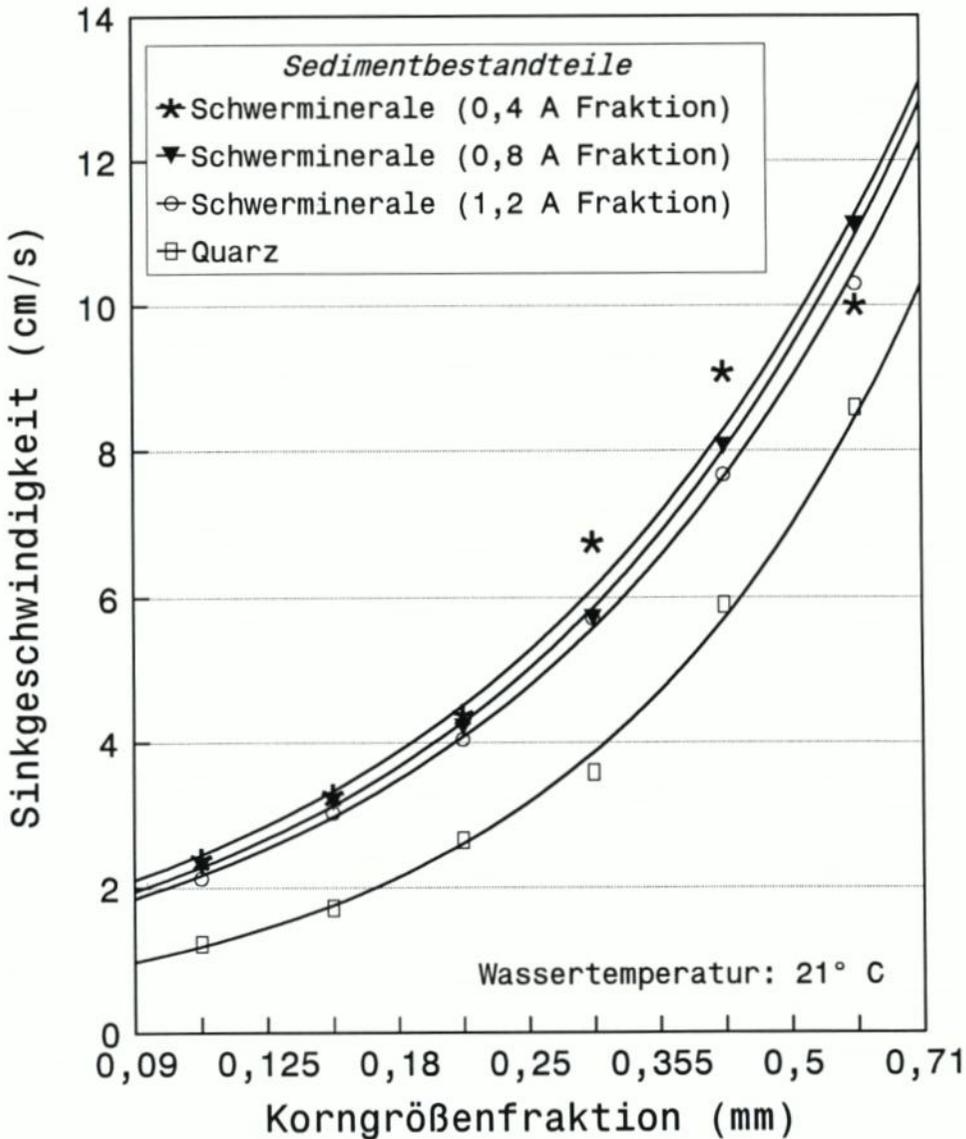


Abb. 8: Sinkgeschwindigkeit von Schwermineralen und Quarz in Abhängigkeit von der Korngröße

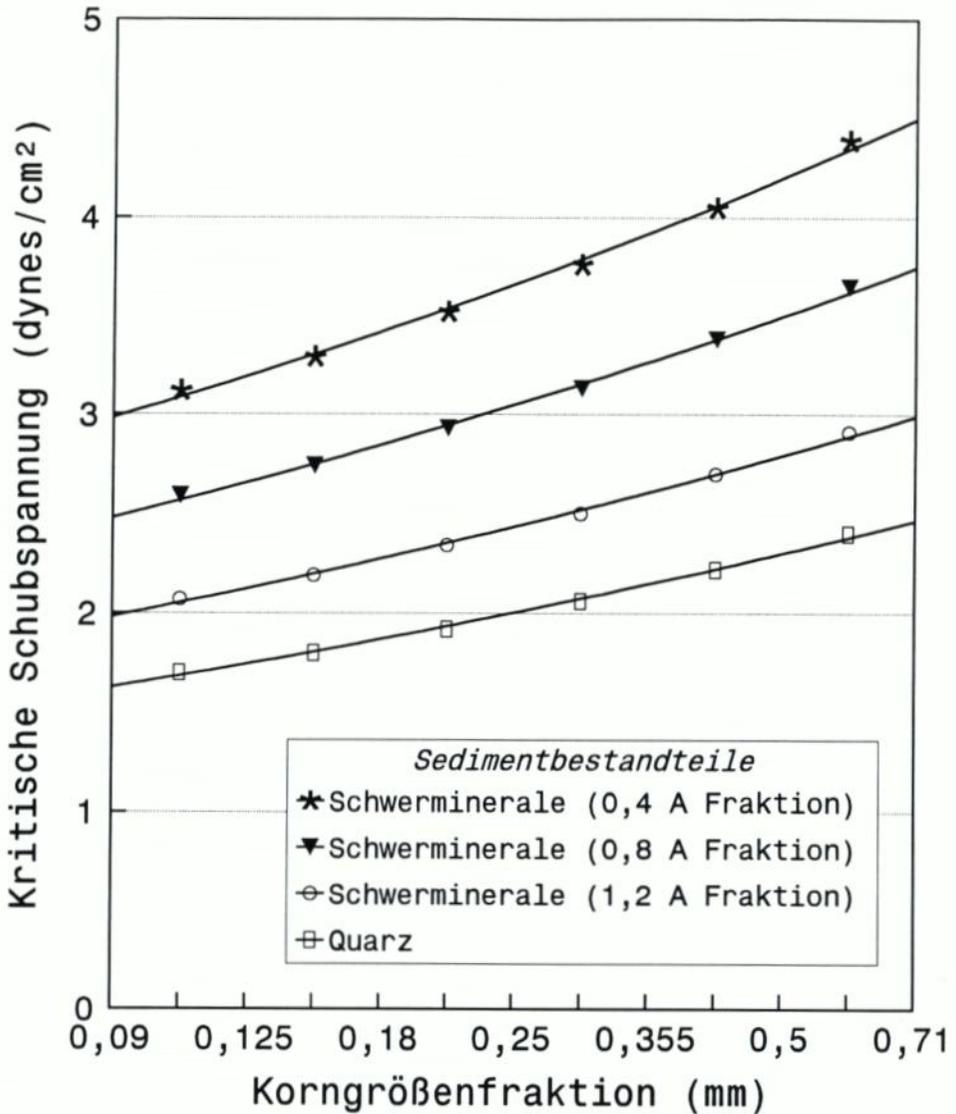


Abb. 9: Kritische Schubspannung von Schwermineralen und Quarz in Abhängigkeit von der Korngröße

3.3 Morphologische Entwicklung

3.3.1 Strandquerprofil

Strandprofile stehen im Gleichgewicht der einwirkenden Kräfte. DEAN (1983, 1991) entwickelte auf der Grundlage von empirischen Untersuchungen für die Profilentwicklung folgende Gleichung:

$$h(y) = Ax^{0,67}$$

$h(y)$ Strandhöhe in der Entfernung von x vom Profilnullpunkt

A Faktor, abhängig von der Korngröße

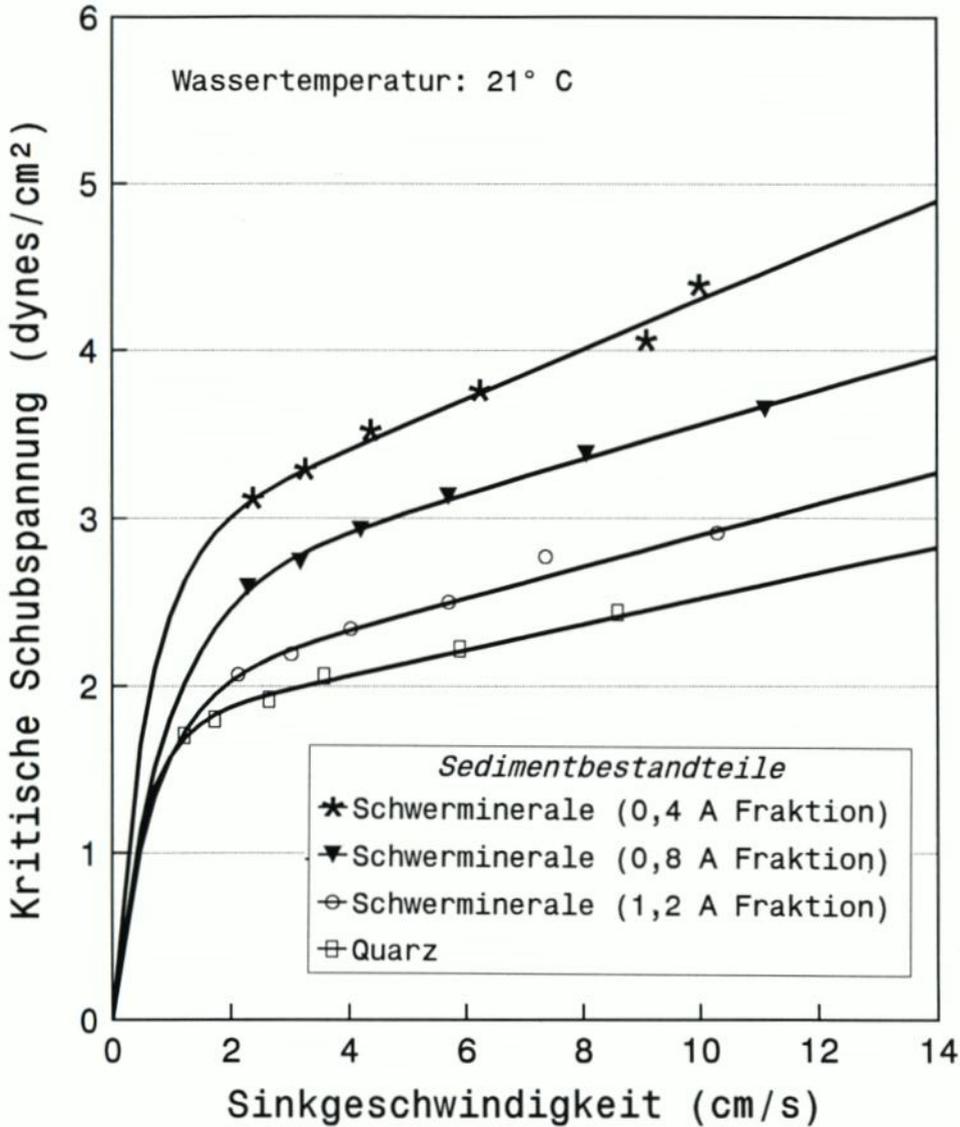


Abb. 10: Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der kritischen Schubspannung

Das Gleichgewichtsprofil kann nach DEAN (1983, 1991) ebenfalls für die Gestaltung von Strandauffüllungen angewandt werden. ERCHINGER u. TILLMANN (1992) modifizieren die Gleichung, um eine bessere Anpassung an die Norderneyer Verhältnisse zu erreichen:

$$h(y) = Ax^{0,67} + B$$

Die Ermittlung der Funktionswerte A und B beruht auf einer Ausgleichsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate (KOTZBAUER, 1990). Danach ergeben sich zum Beispiel für das Mittelprofil 79 im Bühnenfeld E₁-F₁ für A ein Wert von -0,097 und für B ein Wert von 1,15.

In der Vergangenheit wurde oftmals der wasserbedeckte Strandabschnitt, der Vorstrandbereich, bei der Betrachtung von Strandauffüllungen vernachlässigt. Unrealistische Strandprofile führten zu erheblichen Verlusten im intertidalen Strandbereich (HANSEN u. LILLYCROP, 1988). Daher ist bei der Gestaltung des Querprofils einer Strandauffüllung auch der sublitorale Bereich bzw. Vorstrand von Interesse. NIEMEYER (1992: 88) zieht folgende Schlüsse aus seinen hydrographischen Untersuchungen für ein verbessertes Aufspülprofil: „Es erscheint hinsichtlich der Dynamik der Transportvorgänge im Vorstrand- und Strandbereich sinnvoller, eine überwiegende Deposition der Auffüllmengen im Vorstrandbereich vorzunehmen als auf dem Strand. Hierdurch werden möglicherweise geringere Anfangsverluste und längere Verweilzeiten zu erreichen sein, da in der ersten Phase ein überwiegend landwärts gerichteter Sedimenttransport zu erwarten ist. Insbesondere gilt dies bei den für das Frühjahr und den Frühsommer, der üblichen Saison für die Ausführungen von Strandauffüllungen, wahrscheinlichen Wasserstands- und Seegangsverhältnissen. Darüber hinaus bedingt eine Deposition im Vorstrandbereich, daß die Auffüllmengen in wesentlich geringerem Maß seegangs- und brandungsinduzierten strandparallelen Längsströmungen und damit der Gefahr endgültiger Verfrachtung in andere Bereiche ausgesetzt sind.“ In Umsetzung dieser Erkenntnisse und weiterer Untersuchungsergebnisse des KFKI-Forschungsvorhabens „Wechselwirkungen zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt“ über die Transportvorgänge im Bereich von Vorstrand und Strand (EITNER et al., 1992; EITNER u. RAGUTZKI, 1994; ERCHINGER u. TILLMANN, 1992; KUNZ u. STEPHAN, 1992; NIEMEYER, 1992) wurde im Frühsommer 1992 der Vorstrand zusätzlich mit aufgefüllt.

In Abb. 11 sind beispielhaft für das Bühnenfeld D_1-E_1 die gemessenen Profile vor und nach den letzten beiden Auffüllungen von 1989 und 1992 dargestellt. Das sogenannte „Referenzprofil“ von 1950, d. h. das von Auffüllungen unbeeinflusste Profil, ist zur Verdeutlichung mit ausgewiesen.

Das Referenzprofil von 1950 zeigt, daß im Bühnenfeld D_1-E_1 vor der ersten Auffüllung nahezu der gesamte Strand unterhalb der Niedrigwasserlinie lag. Daher kann eigentlich nicht mehr von einem Strand gesprochen werden, sondern es muß vielmehr der Begriff Vorstrand verwendet werden. Seit Anfang der 50er Jahre hat die Strandhöhe durch die wiederholten Aufspülungen nachhaltig zugenommen. So lag der Strand vor den beiden Auffüllungen 1989 und 1992 deutlich oberhalb des Referenzprofils (maximal 2 m). Die Strandbreite betrug rund 50 m. Beide Auffüllungen resultierten in einer Erhöhung und Verbreiterung des Strandes. Durch die seeseitige Aufspülung einer Sandbühne in der Bühnenfeldmitte (Abb. 11) versuchte man erstmals, vermehrt Sand in Vorstrand einzubringen. Die Sandbühne formte sich in wenigen Wochen unter Sandverlusten und Massenverschiebungen innerhalb des Bühnenfeldes in ein Quasi-Gleichgewichtsprofil um, d. h. zur Zeit der Einzeltidenuntersuchung im August 1992 war dieser Zustand bereits erreicht und von der Sandbühne nichts mehr zu erkennen.

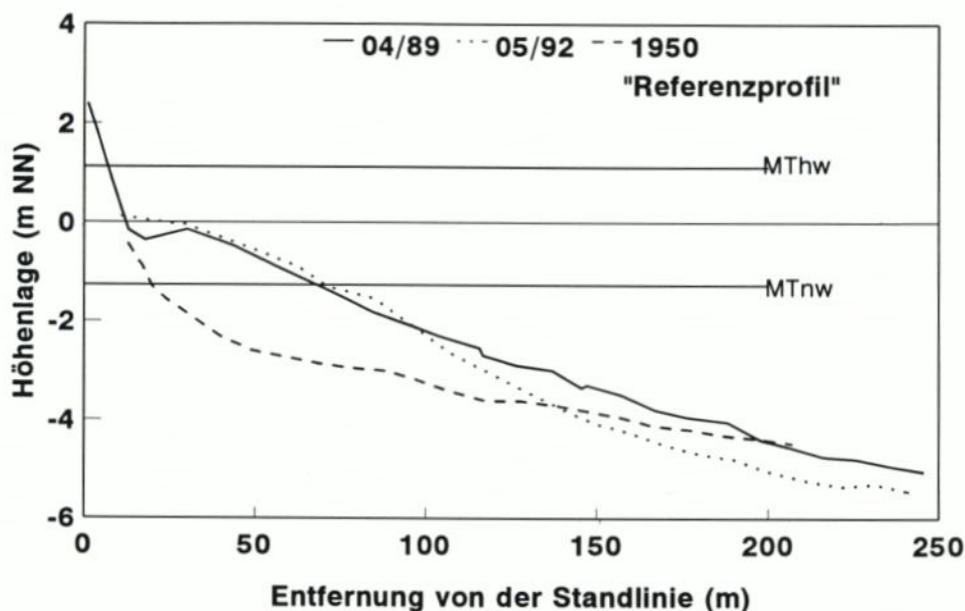
3.3.2 Länge des Aufspülkörpers

Neben der Gestaltung des Querprofils ist auch die Länge des Auffüllkörpers hinsichtlich der Verweildauer der zugeführten Sandmassen wichtig. So bestimmt DEAN (1983) die „Halbwertzeit“ t_{50}^1 eines Auffüllkörpers. Das Modell geht von der Annahme aus, daß die Gesamtheit der Verluste auf Küstenlängstransporte zurückzuführen ist:

$$t_{50} = 0,172 \left(\frac{l_2}{H_b^{2,5}} \right)$$

¹ t_{50} : Zeitraum, bis ein Verlust von 50 % des aufgespülten Materials eingetreten ist (in Jahren)

Bühnenfeld D1-E1 Vor den Strandauffüllungen



Nach den Strandauffüllungen

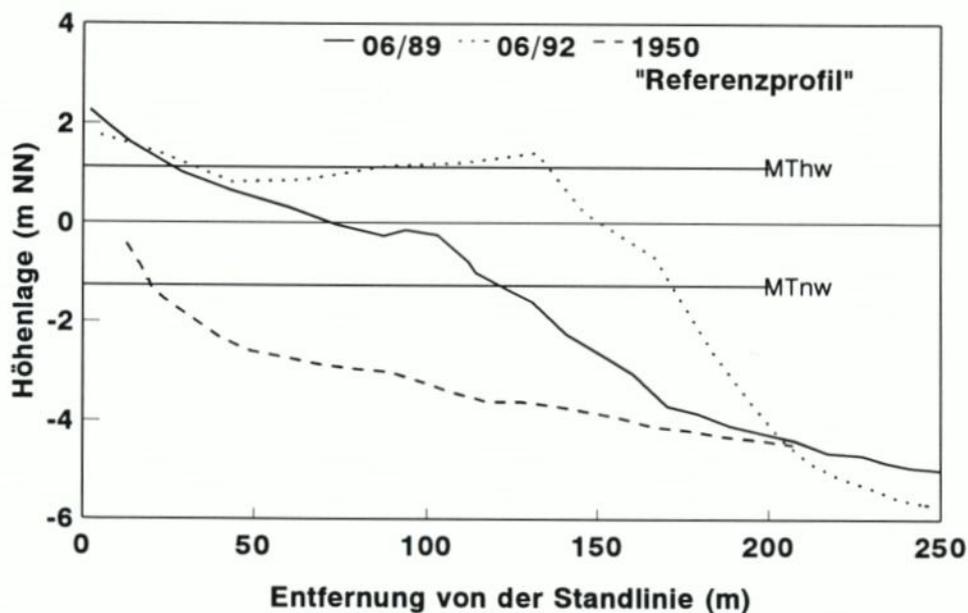


Abb. 11: Strandprofil im Bühnenfeld D₁-E₁ vor und nach den Aufspülungen 1989 und 1992

wobei

l Länge des Aufspülkörpers

H_b Brecherhöhe

Nach diesem Modell erhöht sich die Verweildauer, wenn die Wellenhöhe gering und der Auffüllbereich lang sind. Die über das Jahr gemittelte signifikante Wellenhöhe beträgt auf Norderney zwischen 0,7 und 1,0 m. Die Länge des Aufspülbereiches beträgt zwischen 1,5 und 2,0 km, abhängig davon, ob der Weststrand mit seinen abweichenden hydrodynamischen Randbedingungen miteinbezogen wird oder nicht. Danach ergibt sich eine theoretische „Halbwertzeit“ t_{50} von 0,4 bis 1,7 Jahren.

Weiterhin ist zu beachten, daß Sedimentverluste durch Längstransporte nicht gänzlich verloren sein müssen, sondern zum Teil benachbarte Strandbereiche mit Sand sekundär versorgen. Der Norderneyer Weststrand zum Beispiel profitiert von den Strandauffüllungen am Nordweststrand.

Auf der Grundlage eines Vergleiches der Volumen-Ganglinien des Divergenzbereiches (Buhnenfelder A-C) sowie der angrenzenden Strandabschnitte (A-V₁ und C-N) stellen KUNZ u. STEPHAN (1992) eine verstärkte sekundäre Sandversorgung der nordöstlich und südöstlich anschließenden Buhnenfelder aus dem Divergenzbereich fest. Der südöstliche Strandabschnitt ist überversorgt. Daher schlagen KUNZ u. STEPHAN (1992) vor, künftig eine verstärkte Auffüllung des Divergenzbereiches durchzuführen, um die sogenannte *feeder beach*-Funktion² dieser Buhnenfelder zu nutzen.

3.3.3 Auffüllvolumen und Massenbilanzen

Wie bereits an mehreren Stellen erwähnt worden ist, steht der Strand in einem dynamischen Gleichgewicht mit den einwirkenden Kräften. Ein Eingriff in Form von Strandauffüllungen stellt eine Störung dieses Gleichgewichts dar.

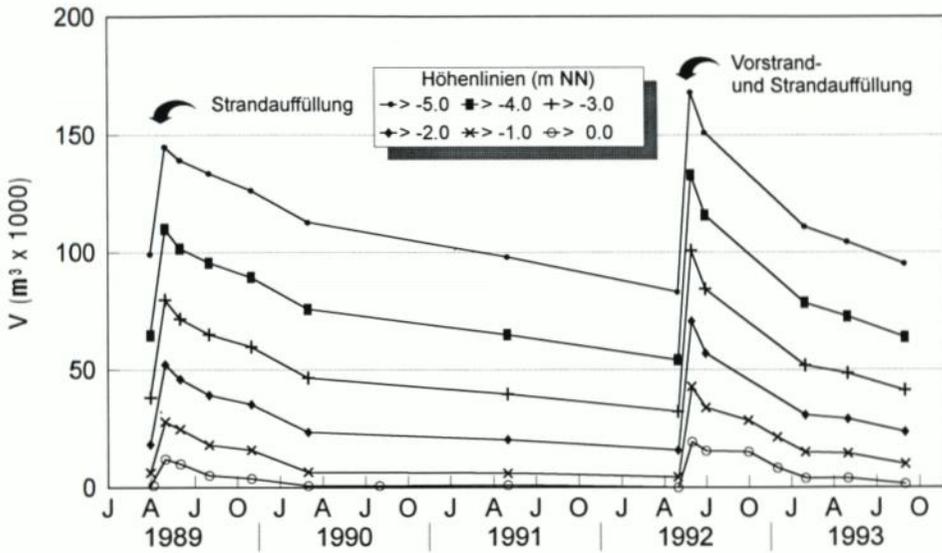
Daher spielt die Menge des aufgefüllten Materials in Bezug auf die Verweildauer des Auffüllkörpers eine entscheidende Rolle. Je mehr Material auf den Strand aufgebracht wird, desto stärker wird das dynamische Gleichgewicht beeinträchtigt.

Die zeitliche Veränderung des Sedimentvolumens wird am Beispiel des Hauptuntersuchungsgebietes (Buhnenfeld D₁-E₁) dargestellt (Abb. 12). Dabei läßt sich erkennen, daß die Volumenänderungen stark von der jeweiligen Bezugstiefe (Tiefenbegrenzung) abhängen; so unterscheiden sich die Halbwertzeit der einzelnen Bezugstiefen voneinander (Tab. 3). Abb. 12 stellt die zeitliche Entwicklung von Teilvolumen zwischen jeweils einen Meter auseinanderliegenden Bezugstiefen nach den Strandauffüllungen 1989 und 1992 dar. Dabei wird deutlich, daß sich anfänglich Sand aus den oberen Strandbereichen in tieferliegende Abschnitte, vorwiegend in den Vorstrand, verlagert hat. Die Verluste im intertidalen Strandbereich nehmen nach einem Jahr signifikant ab. Parallel zu dieser Entwicklung vermindert sich das Sedimentvolumen im Bereich des Vorstrandes ebenfalls.

Nach KUNZ u. STEPHAN (1992) lassen sich für die Beschreibung zeitlicher Volumenänderungen verschiedene Entwicklungsphasen unterscheiden: „Während der Phase A wird innerhalb relativ kurzer Zeit der Aufspülkörper von den Naturkräften so umgeformt, daß er nur noch wenig als „Störung“ wirkt“. Nach dieser Umformungsphase, in der der Aufspülkörper ein vorübergehendes „Quasi-Gleichgewicht“ erreicht, schließt sich eine Phase B an,

² *feeder beach*: aufgefüllter Strandabschnitt, der andere Strandabschnitte über einen resultierenden Längstransport mit Sand versorgt.

Sedimentvolumen oberhalb verschiedener Höhenlinien



Sedimentvolumen zwischen verschiedenen Höhenlinien

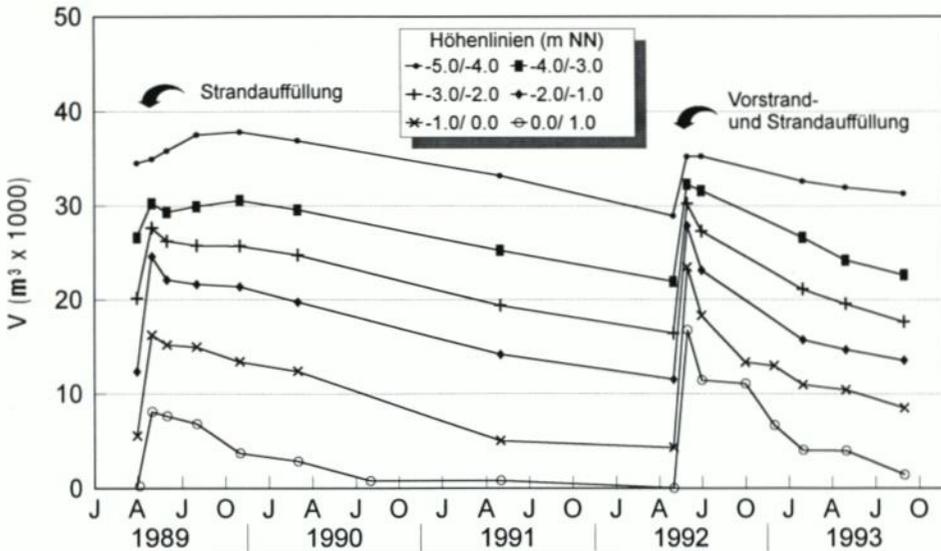


Abb. 12: Zeitliche Entwicklung der Sedimentvolumen im Bühnenfeld D₁-E₁

in der die zeitliche Volumenänderung durch eine Exponentialfunktion beschrieben werden kann.

Für das Gesamtvolumen kann eine Exponentialfunktion angewendet werden. Betrachtet man jedoch die Veränderungen zwischen den Bezugstiefen, so lassen sich insgesamt drei

Tab. 3: Änderung der Halbwertzeiten mit der Tiefenbegrenzung im Bühnenfeld D_1-E_1 (* Zum Zeitpunkt der Folge-Aufspülung 1992 waren erst weniger als 50 % der ursprünglichen Auffüllmenge abgetragen worden, so daß eine Bestimmung der Halbwertzeit nicht möglich ist; sie hätte jedoch mehr als 1000 Tage betragen)

Oberhalb der Bezugstiefe (in m NN)	Halbwertzeit (in Tagen)	Zwischen den Bezugstiefen (in m NN)	Halbwertzeit (in Tagen)
> -5,0	*	-5,0/-4,0	*
> -4,0	ca. 1000	-4,0/-3,0	*
> -3,0	ca. 780	-3,0/-2,0	*
> -1,0	ca. 500	-2,0/-1,0	ca. 900
> -5,0	ca. 250	-1,0/±0,0	ca. 250
> ±0,0	ca. 75	±0,0/±1,0	ca. 80
> ±1,0	ca. 50		

Phasen erkennen. Zwischen der ersten o. g. Phase A, die in der Regel weniger als vier Wochen umfaßt, und der o. g. Phase B läßt sich eine weitere Phase erkennen, in der Sediment aus dem intertidalen Strand in den Vorstrandbereich transportiert wird. In den oberen Abschnitten sind stärkere Abnahmen zu verzeichnen, die nicht gänzlich verloren sind, sondern vorübergehend für eine weitgehend ausgeglichene Sedimentbilanz im Vorstrand sorgen. Diese zweite Phase (zwischen den o. g. Phasen A und B) beträgt rund ein Jahr. Diese dritte Phase (o. g. Phase B) ist von Verlusten in allen Bereichen gekennzeichnet.

KUNZ (1991) sowie KUNZ u. STEPHAN (1992) formulieren eine stetige Exponentialfunktion, die nicht, wie sonst üblich, im Exponenten eine Konstante (z. B. FÜHRBÖTER et al., 1976), sondern eine von der Zeit abhängige Variable aufweist. Diese Abweichung führen KUNZ u. STEPHAN (1992: 42) auf einen „ursächlichen Zusammenhang (...) mit einer strandstabilisierenden Wirkung der Bühnen“ zurück.

Wenn ein bestimmter Volumenwert überschritten wird, verringert sich der strandstabilisierende Einfluß der Bühnen sehr schnell. KUNZ u. STEPHAN (1992) schlagen ein sogenanntes „Minimalprofil“ vor, das für die Sicherung der massiven Küstenschutzwerke gegen Sturmfluteinwirkungen notwendig ist.

Aber auch für Strände, bei denen die Volumenänderung durch eine Exponentialfunktion mit einer Konstante im Exponenten (d. h. konstanter Halbwertzeit) beschrieben werden kann, steigt die Verlustrate linear in den Minimalvolumen an (KUNZ u. STEPHAN, 1992).

Die Sturmflutkette im Januar 1993 führte zu ausgeprägten Strandhöhenabnahmen, wobei keine signifikanten Unterschiede im Strand- und Vorstrandbereich zu erkennen sind. Bereits 250 Tage nach der 92er Auffüllung lag das Sedimentvolumen im Bühnenfeld D_1-E_1 unterhalb des Wertes, der rund 750 Tage nach der Aufspülung vom Frühjahr 1989 ermittelt wurde (Abb. 12).

Die Vermutung, daß die Auffüllung des Vorstrandes die Verweildauer von Auffüllkörpern erhöhen würde, kann somit nicht bestätigt werden. Der aufgefüllte Sand wird nicht, wie zuvor postuliert wurde, bei Sturmfluten in den Vorstrand verbracht. Auch war der landwärtige Transport, der in den Sommermonaten aus dem Vorstrand heraus in den intertidalen Strand erfolgen sollte, nicht eingetreten. Diese hier beschriebenen morphodynamischen Vorgänge, die für natürliche Strände charakteristisch sind, können auch im Bereich von künstlichen Stränden beobachtet werden. Sie spielen jedoch nur eine sehr untergeordnete Rolle, so daß sie bei Massenbilanzierungen nicht registriert werden. Die sturmflutbedingten Verluste künstlicher Strände sind weitaus größer als die von natürlichen Stränden. Die Verluste von

Auffüllkörpern werden nicht wie bei natürlichen Stränden ruhigerer Wetter- und Seegangsbedingungen durch einen landwärtigen Sedimenttransport wieder ausgeglichen, da aufgespülte Strände nicht im Gleichgewicht stehen.

4. Schlußbetrachtungen

Bei der kombinierten Vorstrand- und Strandauffüllung war das Auffüllmaterial etwas größer als bei der vorangegangenen konventionellen Strandauffüllung. Ein direkter Vergleich ist aufgrund der abweichenden Profile der Auffüllkörper nicht möglich, jedoch kann eine Aussage über die Größenordnung des Korngrößeneinflusses hinsichtlich der Verweildauer getroffen werden. Dieser Einfluß ist im Vergleich zu den morphologischen Einflüssen sehr gering, da die Verluste trotz etwas größeren Aufspülmaterials bei der Vorstrand- und Strandauffüllung größer waren. Diese Feldbeobachtungen stimmen mit den Laboruntersuchungen und Berechnungen zur Sinkgeschwindigkeit und kritischen Schubspannung hinsichtlich des Einflusses der Korngröße überein. Die Korngröße wirkt sich in einem geringeren Maße auf den Erosionswiderstand der Strandsedimente aus als die Korndichte. Ein Aufspülmaterial mit einer höheren Korndichte würde die Verweildauer eines Aufspülkörpers wahrscheinlich erhöhen.

Die Idee, die Verweildauer durch eine Auffüllung des Vorstrandes zu verlängern, basiert auf Ergebnissen von Untersuchungen, die an von künstlichen Auffüllungen unbeeinflussten Stränden durchgeführt worden sind. Im Verlauf von Sturmfluten wird dort Sediment vom Strand in den Vorstrand transportiert. Das Sediment wird anschließend während ruhigerer Seegangsbedingungen wieder langsam auf den Strand hochgearbeitet. Dieser durch die Vorstrandauffüllung angestrebte Effekt trat jedoch nicht ein. Die Anfangsverluste waren nicht geringer als bei konventionellen Strandauffüllungen. Die Sedimente werden im Vorstrandbereich langfristig ebenso abgetragen wie auf den intertidalen Stränden. Es stellt sich somit die Frage, warum die Sedimente während der Sommermonate nicht in signifikantem Maße auf den Strand hochgearbeitet worden sind, bzw. warum die Sedimente aus dem Vorstrandbereich während Sturmfluten erodiert worden sind, obwohl dies eigentlich der Ablagerungsort unter Sturmflutbedingungen hätte sein sollen. Die Antwort ist im unterschiedlichen Verhalten von natürlichen und künstlichen Stränden zu sehen. Die sturmflutbedingten Verluste aufgefüllter Strände sind weitaus größer als die von natürlichen Stränden. Die Verluste von Auffüllkörpern werden nicht wie bei natürlichen Stränden bei ruhigeren Wetter- und Seegangsbedingungen durch einen landwärtigen Sedimenttransport wieder ausgeglichen, da aufgespülte Strände nicht im Gleichgewicht mit den aktiven Kräften stehen. Auch eine Arbeitsgruppe der Duke University (USA) stellt fest, daß sich künstliche Strände nicht wie natürliche Strände nach Sturmfluten wieder regenerieren und aufbauen, sondern auf dem Erosionsniveau verbleiben und sogar noch weiter erodiert werden (PILKEY u. CLAYTON, 1987, 1988; DIXON u. PILKEY, 1989, 1991; LEONARD et al., 1988, 1989, 1990a, b). Die auf Norderney gemachten Beobachtungen stimmen mit den amerikanischen überein. Dissipative Strandzustände lassen sich am Norderneyer Westkopf nicht künstlich durch Vorstrandauffüllungen über einen längeren Zeitraum erhalten.

Minimale Aufspülmengen, wie dies bereits KUNZ u. STEPHAN (1992) vorgeschlagen haben, können die relativen Verluste, besonders in der Anfangsphase, vermindern und vermögen somit die Verweildauer relativ zu verlängern. Eine kontinuierliche Aufspülung mit vergleichsweise geringen Mengen wäre daher zu empfehlen. Die Wirtschaftlichkeit eines solchen Verfahrens müßte jedoch zuvor ermittelt werden.

Die verstärkte Aufspülung im Divergenzbereich, um die sogenannte *feeder beach*-Funktion dieses Strandabschnittes für die benachbarten Bereiche zu nutzen, sollte jedoch nicht überschätzt werden, da entlang des Norderneyer Strandes der Quertransport gegenüber dem Längstransport dominiert, d. h. die Strandverluste sind vorwiegend dem Quertransport zuzuschreiben. Ein Teil des Sedimentes wird zwar über einen alternierenden Quertransport, der als ein Zick-Zack-Weg entlang des Strandes vereinfacht beschrieben werden kann, dem Strand anderenorts wieder zugeführt. Jedoch sind diese Mengen im Vergleich zu den Verlusten sicherlich als gering zu erachten, oder sie werden an Strandabschnitten abgelagert, wo sie für den Küstenschutz bedeutungslos sind.

Die vergleichsweise starken Verluste im Bereich des Norderneyer Westkopfes sind in Verbindung mit der Lage in unmittelbarer Nähe zur Rinne des Norderneyer Seegats zu sehen (Rinnenrandlage). Seeseitig der Bühnenstreichlinie scheinen im Vorstrandbereich hydrodynamische Bedingungen, insbesondere bei Sturmflutereignissen, zu herrschen, die stark vom Norderneyer Seegat mitgeprägt werden und zu ausgeprägten Sedimentverlusten führen. Die erwartete Ablagerung tritt somit nicht ein. Daher sollten künftig die Transport- und Umlagerungsvorgänge im Vorstrandbereich, auch seeseitig der Bühnenstreichlinie und insbesondere im Verlaufe von Sturmflutereignissen, stärker als bisher untersucht werden.

5. Danksagung

Ich danke dem Bundesminister für Forschung und Technologie für die Förderung des KFKI-Forschungsvorhabens „Vorstrand- und Strandauffüllungen im Bereich von Bühnen-Deckwerks-Systemen“ (MTK 0545 A9), in dessen Rahmen diese Untersuchungen durchgeführt worden sind. Besonders möchte ich mich bei Herrn R. TADDIGS für die außergewöhnliche Einsatzbereitschaft bei den Feld- und Laboruntersuchungen sowie bei der Datenauswertung bedanken. Des weiteren danke ich dem Obmann der Arbeitsgruppe zum o. g. KFKI-Forschungsvorhaben, Herrn Dr.-Ing. H. KUNZ und dem Leiter des Teilprojektes „Sedimentologie und morphologische Entwicklung“, Herrn Dipl.-Ing. G. RAGUTZKI, für die stete Diskussionsbereitschaft. Ferner gilt mein Dank den Kollegen der Forschungsstelle Küste, Norderney, die die Untersuchungen unterstützt haben.

6. Schriftenverzeichnis

- BRUUN, P.: Beach nourishment – improved economy through better profiling. The Dock and Harbour Authority, 1988
- DEAN, R. G.: Compatibility of borrow material for beach fills. Proc. 14th Int. Conf. Coastal Eng. (Copenhagen), New York, 1974
- DEAN, R. G.: Principles of beach nourishment. In Komar, P.D. (ed.), CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion, 1983
- DEAN, R. G.: Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. Journal of Coastal Research, 7, 1991
- DIXON, K. u. PILKEY, O. H.: Beach replenishment on the U.S. coast of the Gulf of Mexico. Proc. Coastal Zone '89, 1989
- DIXON, K. u. PILKEY, O. H.: Summary of beach replenishment on the U.S. Gulf of Mexico shoreline. Journal of Coastal Research, 7, 1989
- EITNER, V.: Sedimentdynamik im Strandbereich einer brandungsbeeinflussten, mesotidalen Barriere-Insel unter Berücksichtigung der Auswirkungen künstlicher Strandauffüllungen (Norderney, südliche Nordsee). Dissertation, Universität Münster, 1993
- EITNER, V.: Magnetic heavy mineral associations as sediment indicators on a beach of Norderney Island, southern North Sea. Senckenbergiana maritima, 1995a (im Druck)

- EITNER, V.: Sediment dynamics of a mesotidal, mixed-energy barrier island shore (Norderney, southern North Sea). *Sedimentology*, 1995b (im Druck)
- EITNER, V.: The Effects of sedimentary textures on beach longevity. *Journal of Coastal Research*, 11, 1995c (im Druck)
- EITNER, V. u. RAGUTZKI, G.: Effects of artificial beach nourishment on nearshore sediment distribution (Island of Norderney, southern North Sea). *Journal of Coastal Research*, 10, 1994
- EITNER, V., RAGUTZKI, G. u. WESTHOFF, T.: Sedimentologische Untersuchungen zu den Auswirkungen einer künstlichen Auffüllung des Norderneyer Strandes auf die Transport- und Umlagerungsvorgänge. *Die Küste*, H. 54, 1992
- ERCHINGER, H. E. u. TILLMANN, B.: Die versuchsorientierte Strandaufspülung Norderney 1989. *Die Küste*, H. 54, 1992
- HANSEN, M. u. LILLYCROP, W. J.: Evaluation of closure depth and its role estimating beach fill values. *Proc. Beach Preservation Technology '88*, S. 107-144, 1988
- JAMES, W. R.: Techniques in evaluating suitability of borrow material for beach nourishment. *CERC, US Army Eng. Waterw. Exp. Stat., TM 60*, 1975
- KOMAR, P. D. u. WANG, C.: Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. *J. Geol.*, 92, 1984
- KOTZBAUER, U.: Vorschlag zur Ermittlung von Strandaufspülprofilen nach natürlichen Gleichgewichtsprofilen. *Mitt. Leichtweiss Inst., TU Braunschweig*, 105, 1990
- KRUMBEIN, W. G. u. JAMES, W. R.: A lognormal size distribution model for estimating stability of beach fill material. *CERC US Army Eng. Waterw. Exp. Stat., TM 16*, 1965
- KUNZ, H.: Protection of the island of Norderney by beach nourishment, alongshore structures and groynes. *Proceedings, 3rd Int. Conference Coastal and Port Engineering in Developing Countries (COPEDEC) Mombasa (Kenya)*, 1991
- KUNZ, H. u. STEPHAN, H.-J.: Ergebnisse morphologischer Untersuchungen zu den Strandaufspülungen auf Norderney. *Die Küste*, H. 54, 1992
- LEONARD, L., PILKEY, O. H. u. CLAYTON, T.: An assessment of parameters critical to beach replenishment. In Tait, L.S. (ed.) *Florida Shore and Beach Proc.*, 1988
- LEONARD, L., CLAYTON, T., DIXON, K. L. u. PILKEY, O. H.: U.S. beach replenishment experience: a comparison of beach replenishments on the U.S. Atlantic, Pacific and Gulf coasts. *Proc. Coastal Zone 89*, 1989
- LEONARD, L., CLAYTON, T. u. PILKEY, O. H.: A comparison of beach replenishments on the U.S. Atlantic, Pacific and Gulf of Mexico coasts. *Journal of Coastal research*, Spec. Issue, 6, 1990a
- LEONARD, L., CLAYTON, T. u. PILKEY, O. H.: An analysis of beach design parameters on U.S. east coast barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 6, 1990b
- LUCK, G.: Die zweite Strandaufspülung von Norderney. *Jahresbericht 1968 der Forschungsstelle für Insel- und Küstenschutz*, 20, 1970
- MCANDREW, J.: Calibration of a Frantz Isodynamic Separator and its application to mineral separation. *Proc. I.M.M.*, 181, 1957
- NIEMEYER, H. D.: Ausbreitung und Dämpfung des Seegangs im See- und Wattengebiet von Norderney. *Jahresbericht 1985 der Forschungsstelle Küste*, H. 37, 1986
- NIEMEYER, H. D.: Tidestrommessungen in Bühnenfeldern. *Jahresbericht 1986 der Forschungsstelle Küste*, H. 38, 1987
- NIEMEYER, H. D.: Die ursächliche Deutung von Transportphänomenen als Gestaltungsgrundlage für Strandauffüllungen. *Die Küste*, H. 54, 1992
- PILKEY, O. H. u. CLAYTON, T.: Beach replenishment: The national solution?. *Proc. Coastal Zone '87*, 1987
- PILKEY, O. H. u. CLAYTON, T.: Summary of beach replenishment experiences on east coast barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 5, 1988
- STEPHAN, H.-J.: Fünf Strandaufspülungen auf Norderney. *Ergebnisse morphologischer Untersuchungen. Interner Bericht, Forschungsstelle Küste*, 1988, unveröff.
- SWART, D. H.: Beach nourishment and particle size effect. *Coast. Eng.*, 16, 1991
- WESTHOFF, T.: Untersuchungen zur Klärung von Transportvorgängen im Bereich sandiger Küsten am Beispiel Norderneys. *Dissertation, Universität Münster*, 1990
- WRIGHT, L. D. u. SHORT, A. D.: Morphodynamic variability of surf zones and beaches, a synthesis. *Marine Geology*, 56, 1984⁵

Ökologische Auswirkungen von Sandvorspülungen auf die Strandfauna

Von MICHAELA SCHRATZBERGER und HJALMAR THIEL

Zusammenfassung

Schutzmaßnahmen zur Erhaltung der nordfriesischen und ostfriesischen Inseln wurden seit 1952 teilweise durch Sandvorspülungen realisiert. Diese verändern den Lebensraum der Strand-Flachwasserfauna, und es stellt sich die Frage nach den Auswirkungen von Sandvorspülungen auf die Lebensgemeinschaften. Während die Reaktion von Makrofauna (> 1 mm) früher bereits untersucht worden war, lagen bisher keine Ergebnisse über Veränderungen in den Beständen der Meiofauna (> 1mm) vor.

Von Mai 1993 bis April 1994 wurden an einem ungestörten sowie einem frisch aufgespülten Strandabschnitt an der Westküste Sylts die Besiedlung der Flachwassergebiete durch Meiofauna untersucht, wobei der Einfluß der Sandvorspülung auf die Faunenzusammensetzung und die Muster der Wiederbesiedlung verfolgt wurde.

Summary

To maintain the Nordfriesischen and Ostfriesischen Islands, protection was partly realized in form of beach nourishment. These activities change the habitat of the beach and shallow water fauna and Man has to address the effects of beach nourishment on marine communities. The reaction of makrofauna (> 1 mm) had been investigated recently but not so that of the meiofauna (< 1mm).

Colonization of meiofauna was investigated from May 1993 to April 1994 in a natural and an area disturbed by beach nourishment at the west coast of the island of Sylt. The results provided evidence of the influence of beach nourishment on the community structure and on the patterns of re-colonization.

Inhalt

1. Einleitung	47
2. Untersuchungsgebiet	48
3. Material und Methoden	50
4. Ergebnisse	53
4.1 Sedimentzusammensetzung	53
4.2 Besiedlungsmuster	55
5. Diskussion	61
6. Schriftenverzeichnis	64

1. Einleitung

Als Folge der erhöhten Sturmfluthäufigkeiten nach 1950 wurde festgestellt, daß sich im Zeitraum zwischen 1952 und 1984 die mittlere jährliche Abbruchrate an allen Küstenabschnitten der Insel Sylt im Vergleich zum Zeitraum zwischen 1870 und 1952 nahezu verdoppelt hatte und durchschnittlich 1,5 m pro Jahr betrug (DETTE u. GÄRTNER, 1987).

Der Bau von Dünendeckwerken und Buhnen konnte die Tendenz der Strandentwicklung grundsätzlich nicht ändern. Um den natürlichen Sandverlust auszugleichen, wurde ab Mitte dieses Jahrhunderts auf vielen nord- und ostfriesischen Inseln zur Stranderhaltung durch Sandvorspülungen übergegangen. An den deutschen Küsten wurde dieses Verfahren 1951/52 am Westende der Insel Norderney erstmals ausgeführt (KRAMER, 1978).

Sandvorspülungen bedeuten, wie auch andere Küstenschutzmaßnahmen, Eingriffe in den Lebensraum mariner Flora und Fauna. Da die Wasserbewegungen im Vorstrandbereich das aufgeschüttete Sediment entlang der Küstenlinie transportieren und verteilen und somit die natürlichen Prozesse zu einem gewissen Grad reproduziert werden (CHARLIER u. DE MEYER, 1989), wird Vorspülung anderen Maßnahmen häufig vorgezogen.

Die Beschreibung der ökologischen Folgen von Sandvorspülungen erweist sich insbesondere wegen der Variabilität physikalischer Einflüsse als schwierig. Die Verteilung der Fauna kann zwar ganz allgemein mit der Natur des Substrats, der Tiefe, den Strömungen und dem Nahrungsvorkommen verknüpft werden, aber durch welche Faktorenkombinationen das Verteilungsmuster einer Lebensgemeinschaft von Fall zu Fall bedingt wird, kann meist nur unzureichend herausgearbeitet werden (WIESER, 1964).

Aussagen über die ökologischen Auswirkungen von Sandvorspülungen stützten sich bisher weitgehend auf die Dokumentation der Reaktion von Makrofauna (> 1 mm) (NELSON, 1993); allerdings sind diese größeren Tiere relativ selten. Die Auswirkungen von Sandvorspülungen auf die Meiofauna (< 1 mm) blieben bislang jedoch unberücksichtigt. Sie bietet die Vorteile größerer Häufigkeit und höherer Diversität. Diese lassen breitere Reaktionsspektren auf Störungen des Lebensraumes erwarten.

Von Mai 1993 bis April 1994 wurde an einem ungestörten sowie einem aufgespülten Strandabschnitt an der Westküste Sylts die Besiedlung der Flachwassergebiete durch Meiofauna untersucht, um die ökologischen Auswirkungen von Sandvorspülungen durch Veränderungen in deren Beständen zu erkennen.

2. Untersuchungsgebiet

Sylt, mit 93,5 km² die größte der nordfriesischen Inseln, besteht aus einer Dünenlandschaft auf einem Geestkern und ist durch eine Marschlandschaft im Osten charakterisiert. Ausführliche Beschreibungen der biologischen, chemischen und physikalischen Verhältnisse an den Küsten sind bei SCHMIDT (1968) zu finden.

Im Mai 1993 wurden an der Westküste vor List 0,84 Mio m³ Sediment auf einer Länge von 1,5 km vorgespült. Als Sandentnahmegebiet für diese Vorspülung diente der Salzsand. Er stellt eine nahe am Lister Tief gelegene flache Sandbank dar, welche zum Lister Tief nach Norden steil, nach Süden flach abfällt.

Das geförderte Sediment wurde durch das Entnahmeschiff in Strandnähe transportiert und durch eine mehrere 100 m lange Schwimmleitung zum Strand gepumpt. Am Strand war die flexible Kunststoffleitung in das Sediment eingegraben und mit einem Düker verbunden, welcher senkrecht zur Uferlinie lag. An den Düker wurden nacheinander in beiden Richtungen parallel zur Uferlinie feste Rohrteile angeschlossen, durch welche der Sand zunächst über eine bestimmte Strecke in nördlicher, anschließend in südlicher Richtung an den Strand gespült wurde. Der Strand wurde pro Tag auf einer Strecke von ca. 40–50 Metern vorgespült, wobei das Spülwasser in breiter Fahne senkrecht zur Rohrleitung ins Meer abließ (Abb. 1–3).

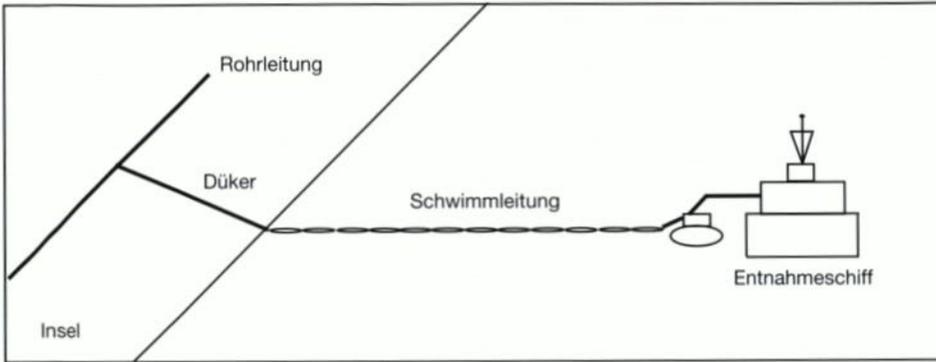


Abb. 1. Schematische Darstellung des Spülvorgangs



Abb. 2. Spülvorgang an einem Spülkörper



Abb. 3. Spülfeld eines Spülkörpers

3. Material und Methoden

Die Beprobungen im Bereich des Lister Spülkörpers fanden vor, während sowie in definierten Zeitabständen nach Beendigung des Spülprozesses statt. Diese wurden stets sowohl innerhalb (Stationen 2A–8A) als auch außerhalb (Vergleichsstation 1A) des beeinflussten Gebietes durchgeführt, um zu erarbeiten, welche Rolle jahreszeitliche Aspekte im Laufe des Wiederbesiedlungsprozesses spielen können. Von den 11 beprobten Stationen befand sich lediglich die Vergleichsstation 1A während der gesamten Untersuchung in einem von der Aufspülung völlig unbeeinflussten Gebiet (Abb. 4).

Die Probennahmen erfolgten mit Hilfe eines Stechrohrs (Innendurchmesser 5 cm) bei Niedrigwasser 3–7 Meter seewärts des Strandknicks (Abb. 5).

Pro Station wurden fünf Parallelproben über eine Sedimenttiefe von 0–10 cm entnommen. Diese Sedimentkerne wurden in zwei Tiefenhorizonte (0–5 cm und 5–10 cm) unterteilt und mit 4 % Formol fixiert.

Am 11. 6. 1993 und am 19. 4. 1994 wurde an der Station 5A neben der Sedimententnahme parallel zur Wasserlinie zusätzlich ein Profil senkrecht dazu gelegt, wobei der Strandknick die Null-Linie darstellte (Abb. 6 u. 7).

Die quantitative Extraktion der Meiofauna aus den fixierten Sedimentproben erfolgte durch 10minütige Elutriation. Die Konzentration der Organismen aus den Wasserproben geschah über die Filtration durch ein 42- μ m-Sieb. Anschließend wurden sie mit Bengalrosa angefärbt, unter dem Binokular ausgezählt und nach Großtaxa sortiert.

Für die Sedimentanalyse wurde das Verfahren der „Luftstrahlsiebung“ angewandt, welches auf der Erzeugung eines Vakuums zwischen dem Sieb und einer Saugvorrichtung beruht.

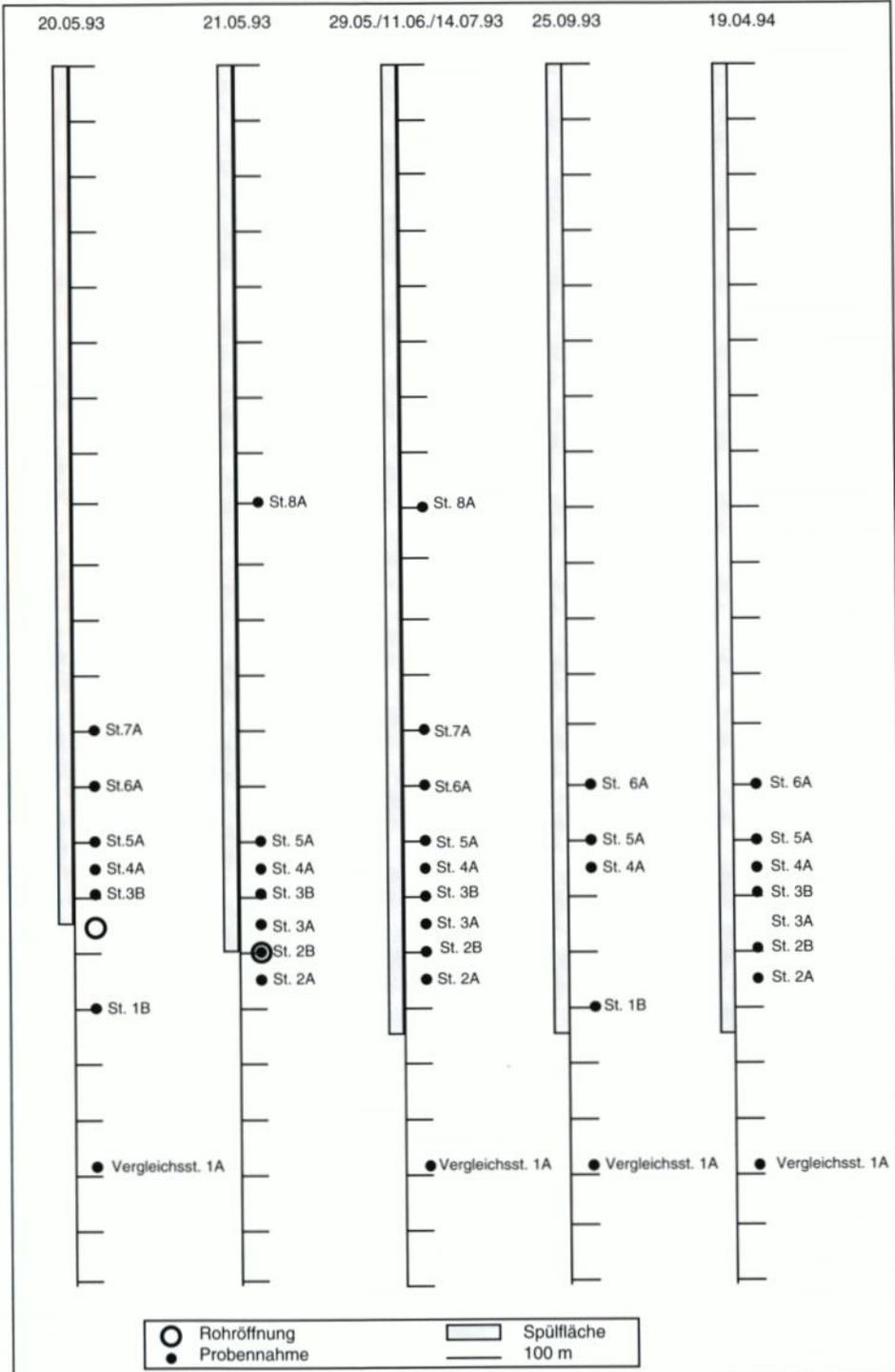


Abb. 4. Beprobungsschema im Bereich des Lister Spülkörpers

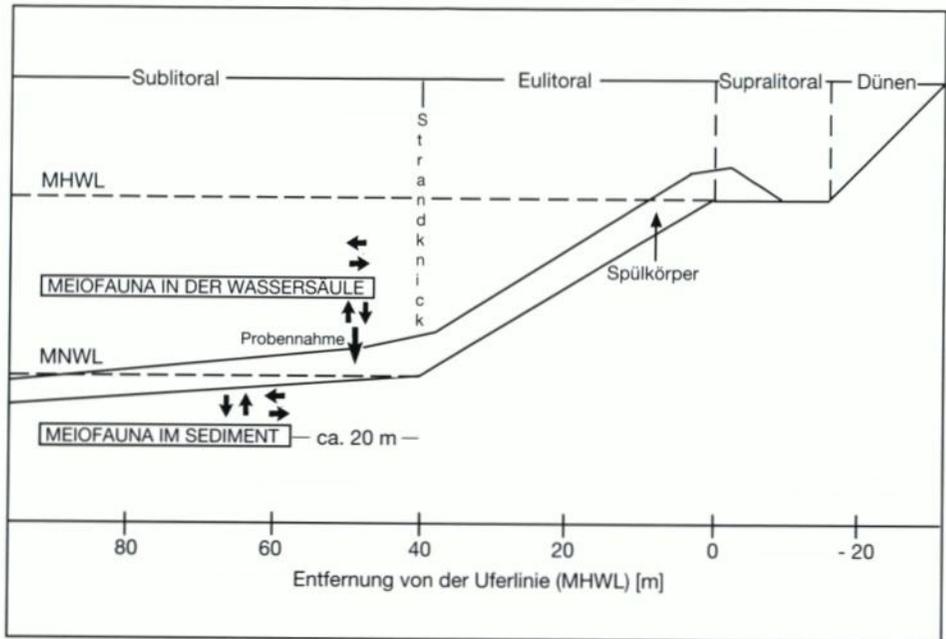


Abb. 5. Probennahmestelle und Ausdehnung des Spülkörpers

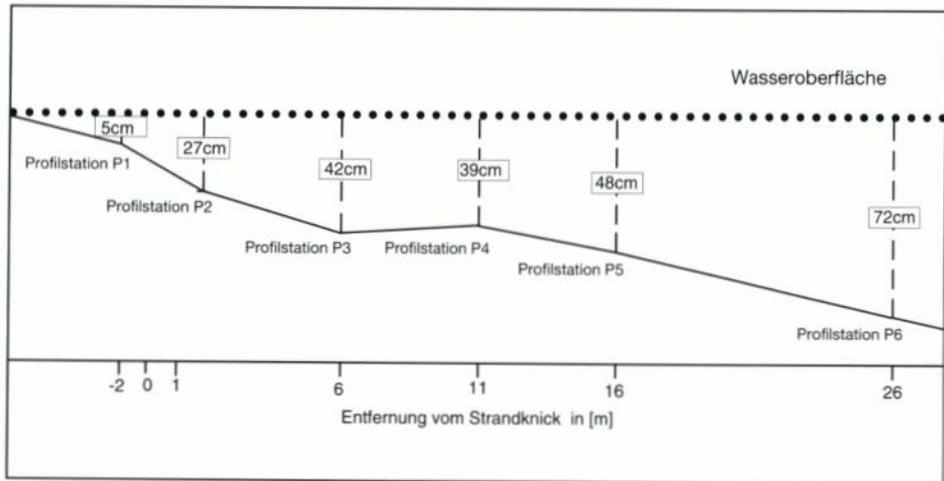


Abb. 6. Beprobungsschema des Profils an der Spülkörper-Station 5A des Lister Spülkörpers am 11. 6. 93

Die 48 Stunden bei 60 °C getrockneten Sedimente passieren dabei einen DIN-genormten Siebsatz, dessen Prüfsiebe in geometrischer Reihe beginnend bei einer Maschenweite von 45 µm in 0,5-phi-Intervallen bis zu einer Maschenweite von 4000 µm ansteigen. Für jedes Sieb betrug die Siebzeit mindestens drei Minuten und wurde je nach Sedimenteigenschaften auf 6 bzw. 9 Minuten erhöht.

Die Berechnung des Medians (Q 50) und des Sortierungskoeffizienten erfolgte auf der Basis der bei GIERE et al. (1988) und GRAY (1984) beschriebenen Formeln.

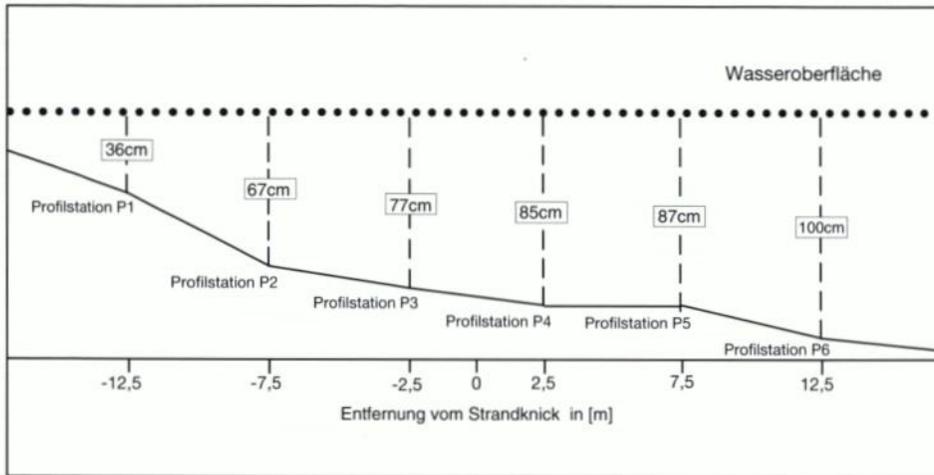


Abb. 7. Beprobungsschema des Profils an der Spülkörper-Station 5A des Lister Spülkörpers am 19. 4. 94

4. Ergebnisse

4.1 Sedimentzusammensetzung

Im räumlichen und zeitlichen Verlauf änderte sich die Sedimentzusammensetzung entlang des Spülkörpers kaum (Tab. 1).

Der Median lag in den oberflächlichen 10 cm des Sediments zwischen 0,22 und 0,49 mm. Der Sedimenthorizont zwischen 0 und 5 cm war im Gegensatz zum Horizont zwischen 5 und 10 cm durch einen geringeren Anteil an groben Sedimentbestandteilen gekennzeichnet.

Das Sediment an der unbeeinflussten Vergleichsstation 1A war besser sortiert als das an den aufgespülten Stationen.

Tab. 1. Korngrößenverteilung im Lister Untersuchungsgebiet am 21. 5., 29. 5., 14. 7. und 25. 9. 93 (* Mittelwert aus 3 Parallelen, ** keine Probennahme)

Station	1A	2A	2B	3A	3B	4A	5A	6A	7A	8A
21. 5. 93										
Median [mm]	**	0,27	0,33	0,32	0,35	0,29	0,28	**	**	0,36
Sort.koeff.	**	0,65	0,79	0,55	0,82	0,76	0,52	**	**	0,48
29. 5. 93										
Median [mm]	0,28*	0,22	0,27	0,31	0,33	0,33	0,29*	0,39	0,33	0,32
Sort.koeff.	0,49*	0,41	0,62	0,47	0,58	0,55	0,57*	0,61	0,58	0,48
14. 7. 93										
Median [mm]	0,27*	0,33	0,42	0,33	0,38	0,34	0,28*	0,52	0,39	0,40
Sort.koeff.	0,48*	0,45	0,61	0,53	0,56	0,45	0,53*	0,44	0,47	0,37
25. 9. 93										
Median [mm]	0,38*	**	**	**	**	0,25	0,30*	0,31	**	**
Sort.koeff.	0,60*	**	**	**	**	0,51	0,47*	0,49	**	**

Mit zunehmender Entfernung seawärts vom Strandknick waren am 11. 6. 1993 und am 19. 4. 1994 sowohl eine Verringerung des mittleren Korngrößendurchmessers als auch des Sortierungskoeffizienten verbunden (Abb. 8 u. 9).

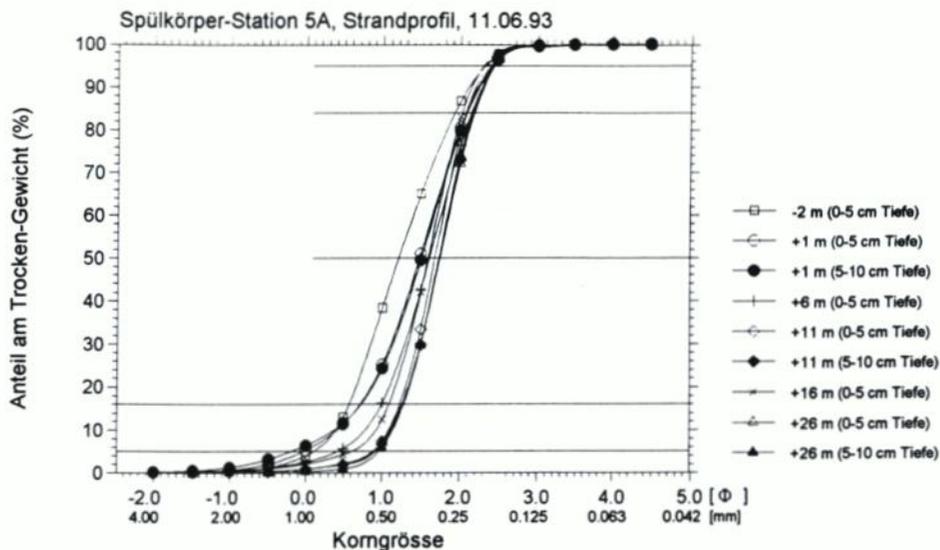


Abb. 8. Verteilung der Korngrößen im Sediment an den Profilstationen P1-P6 des Lister Spülkörpers am 11. 6. 93

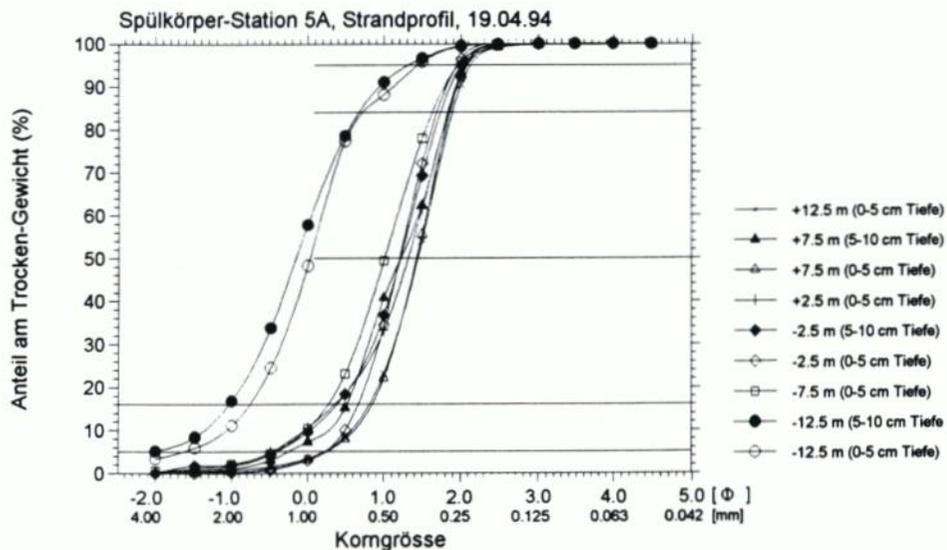


Abb. 9. Verteilung der Korngrößen im Sediment an den Profilstationen P1-P6 des Lister Spülkörpers am 19. 4. 94

4.2 Besiedlungsmuster

Die Gesamtindividuenzahlen in der oberen Sedimentschicht (0–5 cm) waren bis zum 19. 4. 1994, also bis 12 Monate nach Beendigung der Vorspülung, an der Vergleichsstation 1A höher als an den Stationen, die vor der Sandvorspülung lagen und von dieser beeinflusst wurden.

Von Beginn der Untersuchungsphase an stiegen die Gesamtindividuenzahlen an den aufgespülten Stationen zwar kontinuierlich an, erreichten jedoch bis zur letzten Beprobung nicht die Individuenzahlen der Station 1A (Abb. 10).

Der Hauptanteil der Meiofauna kam an allen Stationen in den oberen 5 cm des Sediments vor, und die Gesamtindividuenzahlen sowie die Individuenzahlen der einzelnen Tiergruppen stiegen mit zunehmender, seewärts gerichteter Entfernung vom Strandknick an (Abb. 11 bis 13).

Unabhängig von der systematischen Stellung wiesen verschiedene Tiergruppen Ähnlichkeiten in ihren Besiedlungsmustern auf (Abb. 14):

Ciliaten und Tardigraden erreichten saisonal hohe Individuenzahlen. Für die aufgespülten Stationen waren geringere Individuenzahlen charakteristisch als für die unbeeinflusste Vergleichsstation 1A.

Nematoden und Turbellarien kamen mit hohen, jedoch veränderlichen Individuenzahlen im Untersuchungsgebiet vor. Während der Spülprozeß andauerte, wurden an den aufgespülten Stationen an einigen Terminen höhere Individuenzahlen erreicht als im unbeeinflussten Vergleichsgebiet. Nach Beendigung der Störung überstiegen die Individuenzahlen an der Vergleichsstation zunächst jedoch die des aufgespülten Gebiets, sie gingen dann aber in zunehmend einheitlichere Werte entlang des gesamten Spülkörpers über.

Das Besiedlungsmuster der Gastrotrichen war durch schwankende Individuenzahlen charakterisiert. Die Gastrotrichen besiedelten das aufgespülte Gebiet stärker als die Vergleichsstation. In einem begrenzten Zeitraum während und kurz nach der Vorspülung (Ende Mai bis Juni 1993) waren die beeinflussten Stationen durch gleichmäßige Besiedlung charakterisiert. Im weiteren Verlauf der Beprobungen nahmen räumlich und zeitlich unregelmäßige Häufigkeitsschwankungen zu.

Die Individuenzahlen der Harpacticiden waren zunächst sehr gering, stiegen aber während des gesamten Untersuchungszeitraums an den aufgespülten Stationen an. Ein Jahr nach Beendigung der Vorspülung wurden an den beeinflussten Stationen aber immer noch geringere Individuenzahlen erreicht als im unbeeinflussten Vergleichsgebiet.

Mit Ausnahme der Harpacticiden wiesen alle Tiergruppen an den aufgespülten Stationen höhere prozentuale Anteile an den Gesamtindividuenzahlen auf als an der Vergleichsstation.

Für den Lister Spülkörper konnte entlang der küstenparallel gelegenen Stationen kein Zusammenhang zwischen den Sedimentparametern und den Häufigkeiten ausgewählter Tiergruppen nachgewiesen werden.

Lediglich in der Verteilung der Meiofauna senkrecht zur Wasserlinie waren nach unseren Daten geringfügige Abnahme des mittleren Korngrößendurchmessers mit zunehmender Entfernung seewärts vom Strandknick und Zunahme der Gesamtindividuenzahlen verknüpft.

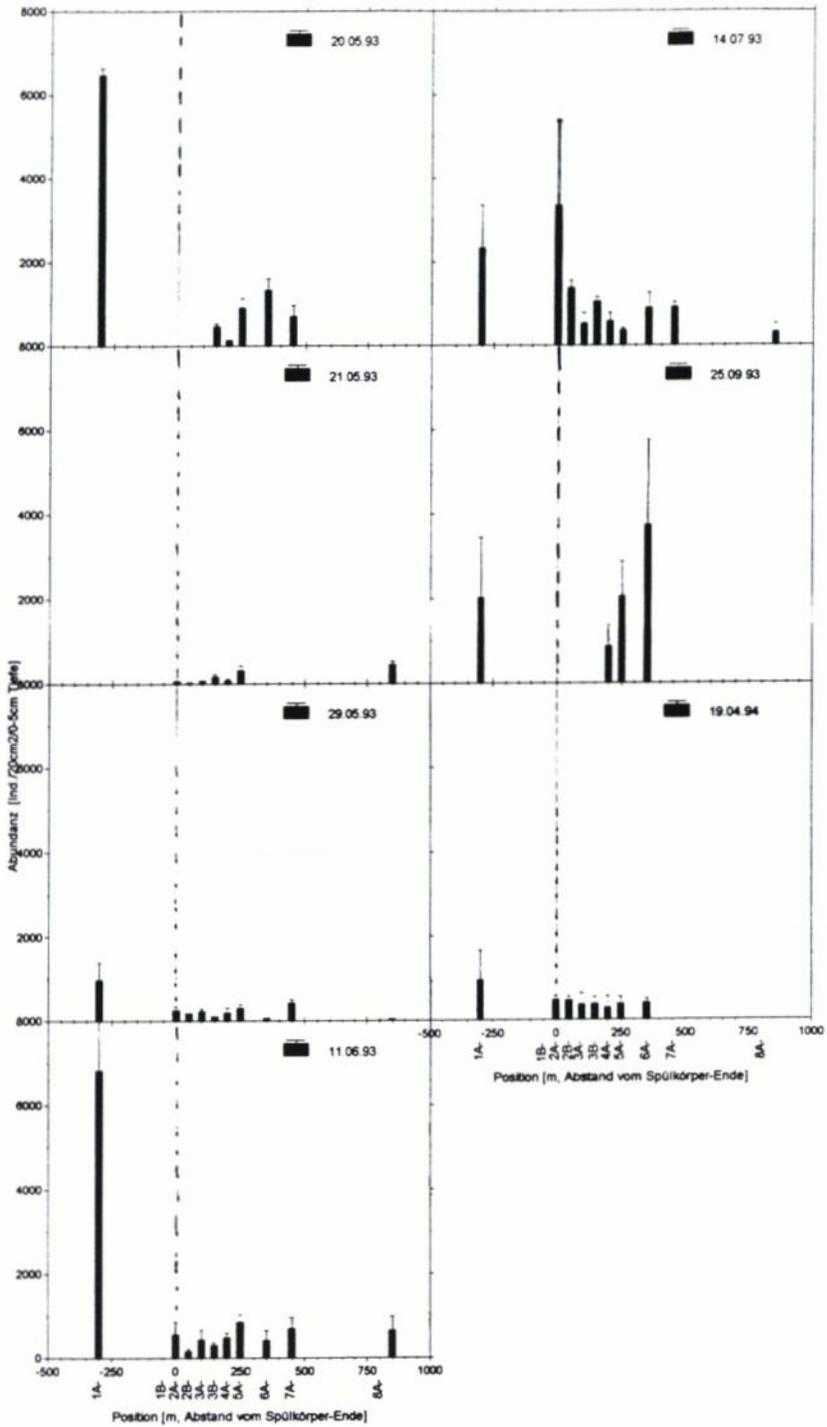


Abb. 10. Veränderungen der Gesamtindividuenzahlen vom 20. 5. 93 bis zum 19. 4. 94 an den Stationen 1A-8A

List93/94: Vergleichsstation 1A

List93/94: Spülkörper-Station 2A

List93/94: Spülkörper-Station 5A

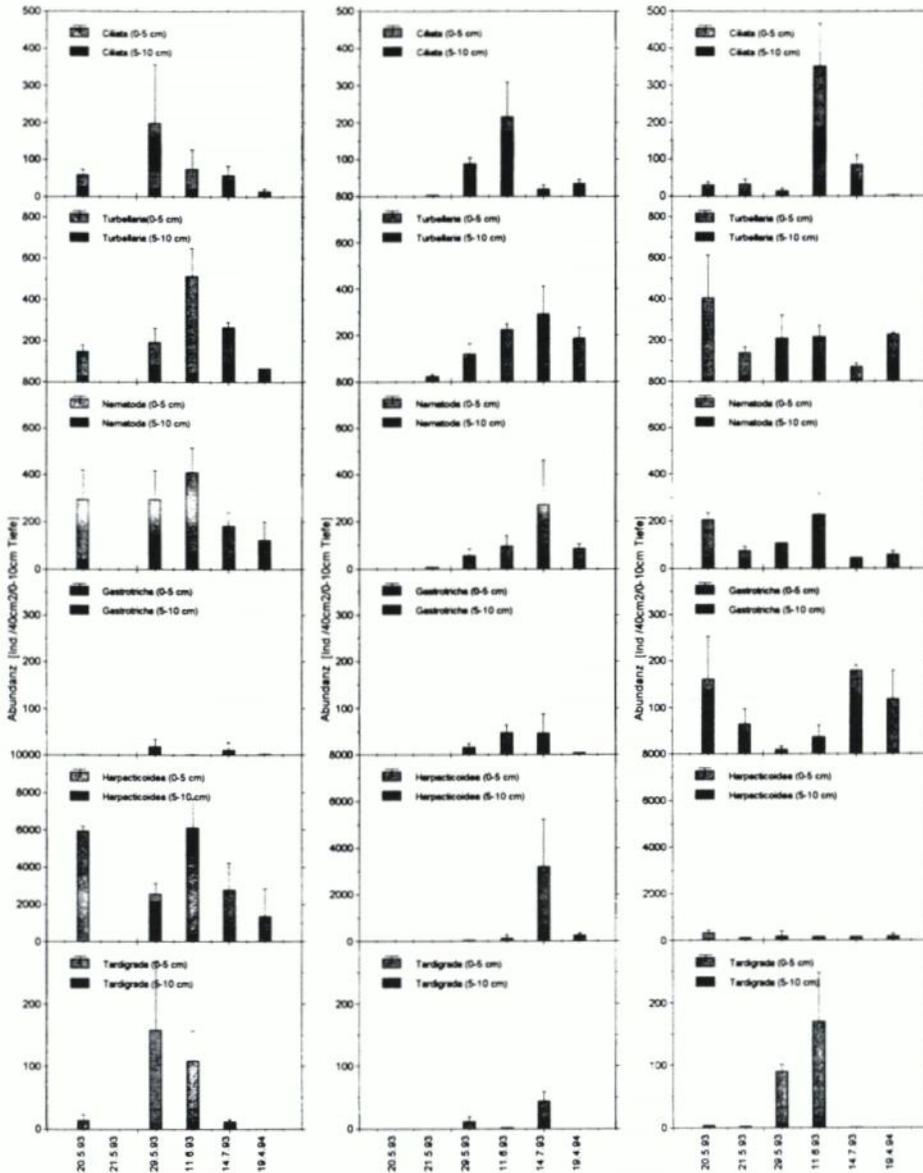


Abb. 11. Vertikalverteilung ausgewählter Taxa an der Vergleichsstation 1A und den Spülkörper-Stationen 2A und 5A des Lister Spülkörpers (Abundanzmaßstäbe nicht einheitlich)

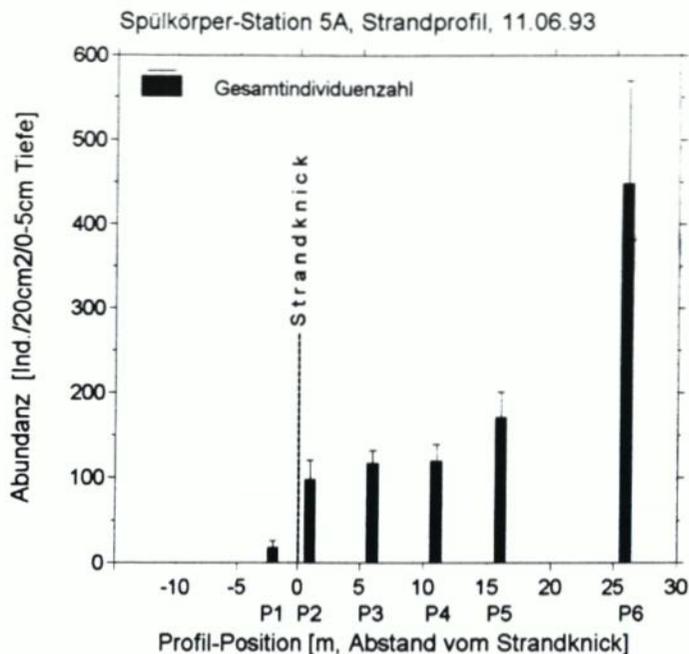


Abb. 12. Veränderung der Gesamtindividuenzahlen mit zunehmender, seewärts gerichteter Entfernung vom Strandknick an den Profilstationen P1-P6 des Lister Spülkörpers am 11. 6. 93

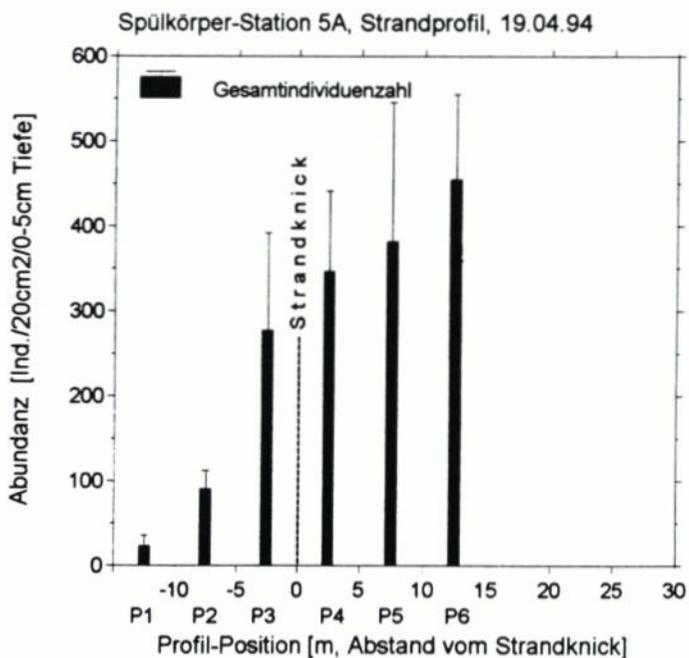


Abb. 13. Veränderung der Gesamtindividuenzahlen mit zunehmender, seewärts gerichteter Entfernung vom Strandknick an den Profilstationen P1-P6 des Lister Spülkörpers am 19. 4. 94

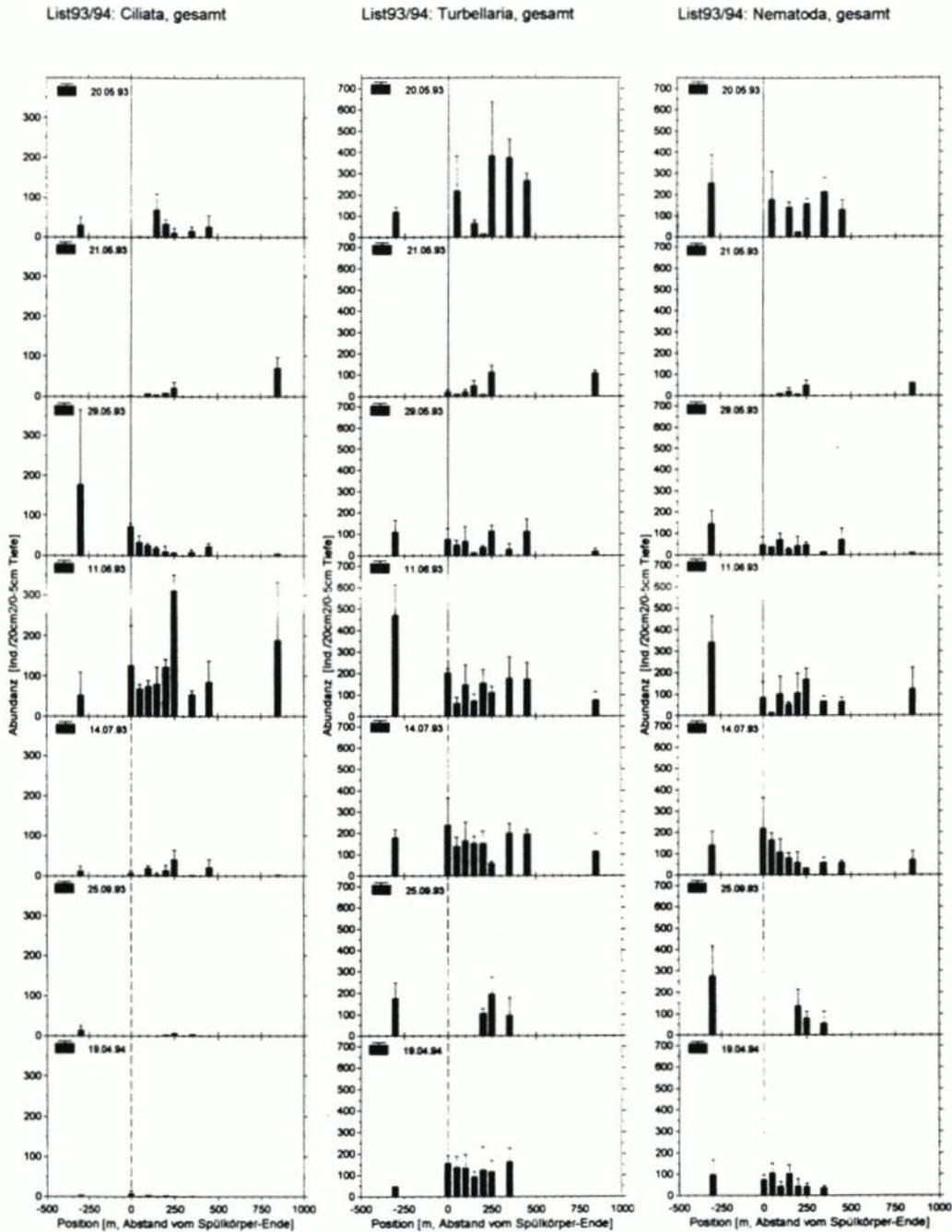


Abb. 14. Veränderungen der absoluten Abundanzen ausgewählter Tiergruppen entlang der Stationen 1A-8A des Lister Spülkörpers in Sedimenttiefen zwischen 0 und 5 cm (Abundanzmaßstäbe nicht einheitlich)

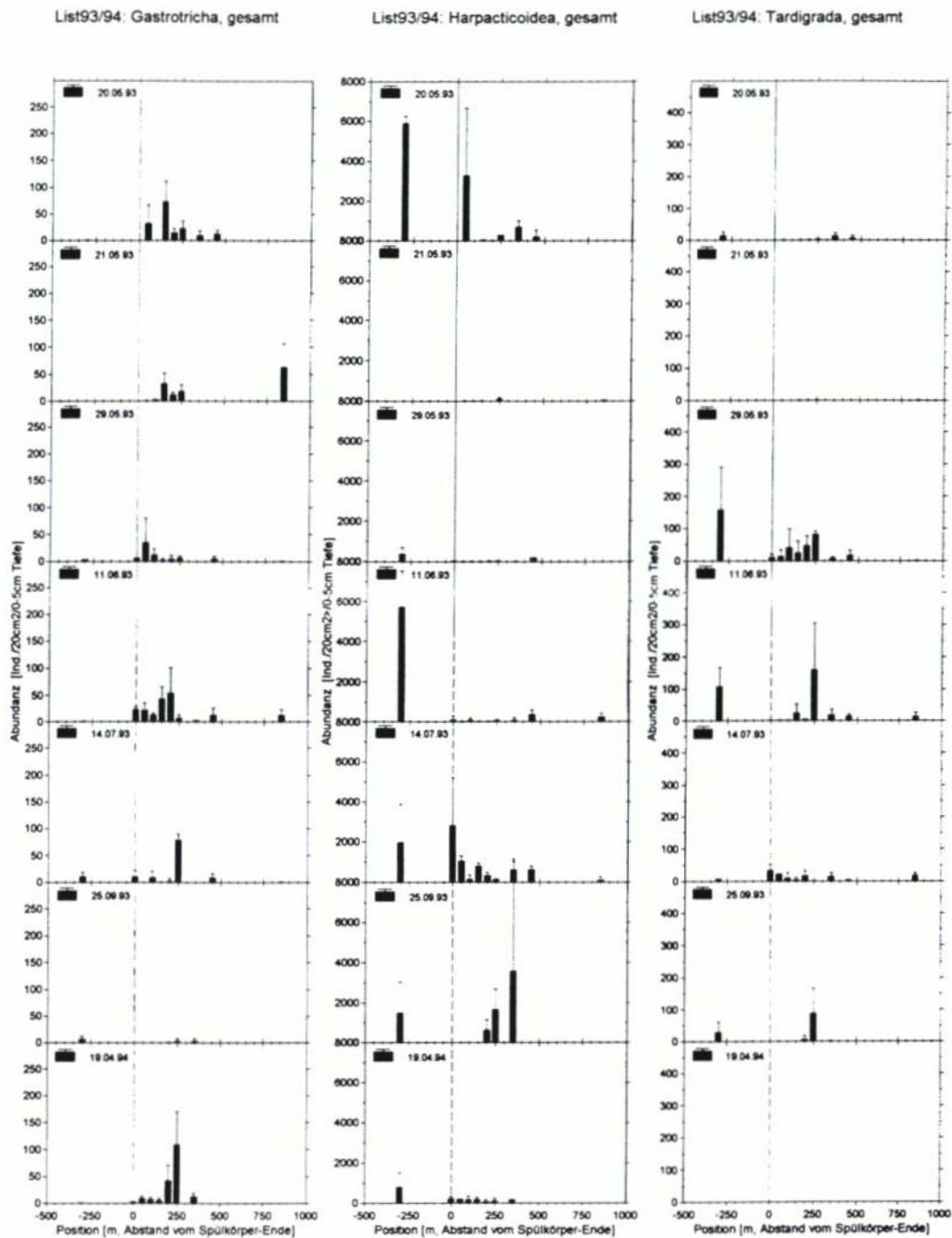


Abb. 14. (Fortsetzung)

5. Diskussion

Alle Umgestaltungen in dem natürlichen System der Strand- und Flachwasserregionen, die der Sicherung eines bestimmten Zustandes der Topographie dienen sollen, stellen gleichzeitig Eingriffe in den Lebensraum dar. Diese haben kurzfristige Auswirkungen durch die Maßnahmen der Ingenieure und langfristige durch die Änderungen der hydrographischen Bedingungen und der davon abhängigen Sedimentstrukturen. Unter den Gesichtspunkten von Arten- und Biotopschutz sind die Fragen nach Umfang und Dauerhaftigkeit der Änderungen berechtigt.

Die Beobachtungen, die während und nach einer Sandvorspülung auf Sylt gemacht werden konnten, belegen deutlich, daß die veränderte Region schnell wieder besiedelt wird, der Lebensraum für die Sandfauna und dessen Zusammensetzung aber langfristig verändert werden.

Aus dem Sandentnahmegebiet gelangten Korngrößen an den Strand, welche dort natürlicherweise nicht auftreten. Das vorgespülte Sediment war in seiner Zusammensetzung heterogener als das Sediment im unbeeinflussten Vergleichsgebiet. Infolge der ständigen Aufwirbelung des Sandes im Vorstrandbereich und der hohen Sedimenttransportraten war jedoch schon wenige Tage nach Beendigung der Vorspülung der Spülkörper hinsichtlich der Korngrößenverteilung nicht mehr vom unbeeinflussten Vergleichsgebiet zu unterscheiden. Der Spülprozeß verursachte starke Verwirbelungen des Sediments bis in Tiefen > 10 cm. Schwere Bestandteile des Spülsandes sedimentierten zuerst, während feinere Partikel länger in Suspension blieben und so transportiert wurden.

Bis zu einer Tiefe von 10 cm bestand weder während noch nach Beendigung der Vorspülung ein Zusammenhang zwischen den untersuchten Sedimentparametern und den Häufigkeiten der verschiedenen Tiergruppen. So bleibt es fraglich, ob die Verteilung der Meiofauna auf der Basis von Korngrößenverteilungen zu erklären ist.

CONRAD (1976) konnte zeigen, daß weniger der mittlere Korngrößendurchmesser als vielmehr die Angularität, d. h. die Winkeligkeit der Sandkörner bedeutend ist. Große Angularität bewirkt demnach eine größere Heterogenität des Lebensraums, welche v. a. in einer erhöhten Anzahl an Habitaten und einem erhöhten Schutz vor Erosion resultiert.

So mag die Frage nach der Sediment-Meiofauna-Korrelation zwei Antworten haben. Entweder reagieren die Individuen wirklich nicht auf das Korngrößengefüge, oder der Streß durch andere Umweltfaktoren überschattet diese (JANSSON, 1968). An Sandstränden wirkt v. a. die Wasserbewegung als Extremfaktor.

Die Meiofauna reagiert mit schneller Besiedlung des Spülkörpers auf die Störung des natürlichen Lebensraumes. Bereits nach einer Tide sind alle Tiergruppen – vermutlich in veränderter Artenzusammensetzung – im Spülkörper vorhanden. Die absoluten und relativen Häufigkeiten aller Tiergruppen im Spülkörper zeigen jedoch deutliche Unterschiede zum angrenzenden natürlichen Lebensraum.

Festzustellen ist, daß die Sandvorspülung keine Veränderung der vertikalen und horizontalen Verteilungen der Meiofauna bewirkt hat, wie sie für natürliche, ungestörte Lebensräume charakteristisch sind. Die intensive Vermischung von Sediment und Fauna beim Spülvorgang wird offensichtlich durch Wanderung der Fauna in kurzer Zeit in die Verteilungsmuster zurückgeführt, welche ungestörte Lebensräume kennzeichnen. Ein Einfluß der Sandvorspülungen auf die Faunenzusammensetzung und die Muster der Wiederbesiedlung durch Meiofauna ist jedoch deutlich nachgewiesen worden.

Innerhalb weniger Stunden nach Beendigung der Vorspülung stiegen die Häufigkeiten aller Tiergruppen zunächst deutlich an. Dabei kann es sich nur um Individuen gehandelt haben, welche mit der Tidenströmung in den wiederzubesiedelnden Lebensraum gelangten.

Untersuchungsergebnissen PALMERS (1984) zufolge muß Rekrutierung als ein mehrstufiger Prozeß betrachtet werden, der von folgenden Faktoren abhängt:

1. Verfügbarkeit von Besiedlern
2. Fähigkeit der Besiedler, den gestörten Lebensraum zu erreichen
3. Fähigkeit der Besiedler im neuen Lebensraum zu überleben.

Die Größe des zu besiedelnden Lebensraumes und die Entfernung von potentiellen Besiedlern hat zum einen Einfluß auf die spätere Artenzusammensetzung der Lebensgemeinschaft, zum anderen auf die Zeit, die benötigt wird, bis ein Siedler erstmals im neuen Lebensraum auftritt (COULL u. PALMER, 1984).

Für die Besiedlung des großen Gebietes eines Spülkörpers scheint die passive Einwanderung der Besiedler über die Wassersäule dominierend. Für Lebensräume, welche – wie der Lister Spülkörper – durch variable Faunenzusammensetzungen, fehlende Untergrundstrukturen (z. B. Makrofauna-Wohnröhren im Sediment) und starke Wasserbewegungen charakterisiert sind, muß die Wiederbesiedlung durch Meiofauna überwiegend als passiver Prozeß als Folge von Resuspension gedeutet werden (PALMER, 1984) (Abb. 15).

Die schnelle Besiedlung des Sylter Spülkörpers war nur infolge der starken Wasserbewegungen und den damit verbundenen hohen Faunentransportraten möglich. PALMER u. GUST (1985) konnten nachweisen, daß die Meiofauna den gleichen Erosions- und Suspensionsprozessen unterliegt wie das Sediment und mit diesem verdriftet wird. Dabei muß berücksichtigt werden, daß solche Tiere, die sich nicht an Sandkörner anheften können, einen geringeren Äquivalentdurchmesser besitzen als die ungebundenen Sandkörner und folglich leichter und weiter bei gegebenen Transportbedingungen verdriftet werden.

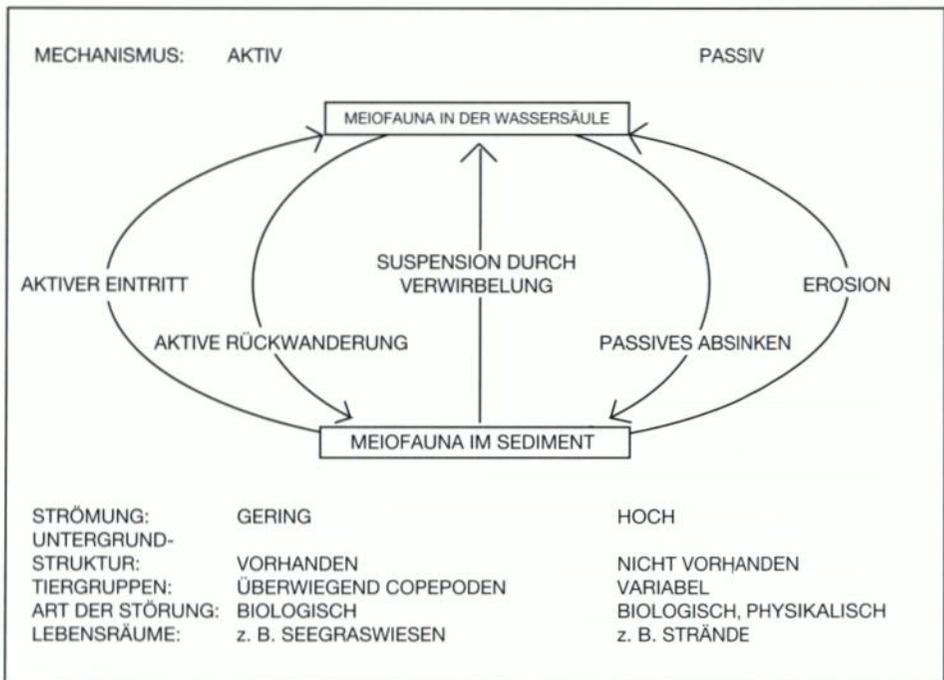


Abb. 15. Illustration der aktiven und passiven Mechanismen, welche den Eintritt von Meiofauna aus dem Sediment in die Wassersäule bewirken (verändert aus: PALMER, 1984)

Für den Lister Spülkörper konnte gezeigt werden, daß auf dem systematischen Niveau der Tiergruppe schon bald nach der Beendigung der Vorspülung keine deutlichen Unterschiede zwischen den Besiedlungsmustern des gestörten Gebiets und eines natürlichen Strandabschnitts bestehen. In welchem Maße und wie lange jedoch auf dem Niveau der Arten die Zusammensetzung durch die Vorspülung verändert wird, bleibt ungeklärt. Für anthropogene Effekte wird angenommen, daß sie Strukturen mariner Lebensgemeinschaften auf einem höheren taxonomischen Niveau beeinflussen als natürliche Umweltvariablen (z. B. Wassertiefe). So stellten WARWICK (1988) und HERMAN u. HEIP (1988) fest, daß zur Beschreibung von Faunenzusammensetzungen entlang von Verschmutzungsgradienten Artbestimmungen oft nicht erforderlich sind. Im Vergleich zu einem höheren taxonomischen Niveau sind oftmals keine zusätzlichen Aussagen möglich.

Der Versuch, die Auswirkungen anthropogener Eingriffe in den Lebensraum mariner Fauna durch Veränderungen benthischer Gemeinschaftsstrukturen zu verdeutlichen, führte bislang zu unterschiedlichen Ergebnissen. Für einen portugiesischen Küstenabschnitt konnte ein Einfluß von Verschmutzung auf Biomasse, Diversität und Anzahl der Taxa weder für die Makro- noch für die Meiofauna nachgewiesen werden (AUSTEN et al., 1989). SANDULLI u. DE NICOLA-GIUDICI (1989) dagegen konnten in einem Laborexperiment zeigen, daß die Häufigkeiten aller Meiofauna-Taxa proportional zum organischen Gehalt des Sedimentes abnehmen.

Im Rahmen dieser Studie wurde eine für jede Tiergruppe spezifische Antwort auf die Vorspülung festgestellt. Diese äußerte sich in charakteristischen Besiedlungsmustern, welche auf unterschiedliche Besiedlungsfähigkeiten der Arten in einem veränderten Lebensraum zurückgeführt werden können. Dabei erwiesen sich Arten mit kurzen Generationszeiten oder mehreren Fortpflanzungsperioden (r-Strategen) als erfolgreichere Besiedler (HOCKING u. OLLASON, 1981). Der untersuchte Lebensraum von Sylt ist in hohem Maße physikalisch durch Seegang, Strömungen und Sedimenttransport bestimmt, und die Anzahl der r-Strategen dürfte deswegen hoch sein.

Meiofauna an Hochenergie-Küsten ist aufgrund der variablen physikalischen, chemischen und biologischen Bedingungen, welchen sie ausgesetzt ist, resistenter gegenüber Störungen des Lebensraumes. Diese Gründe führten ALONGI et al. (1983) als Ursache der hohen Toleranz von estuarinem Meiobenthos gegenüber Umweltstress auf.

Durch Sandvorspülungen wird der Flachwasserbereich verändert. Infolge der Dynamik, welche vorgespülte Küstenabschnitte kennzeichnet und der Lebensstrategien der dort vorkommenden Meiofauna, beginnt eine Wiederbesiedlung des Spülkörpers zwar schon wenige Stunden nach Beendigung der Vorspülung, dennoch sind die ökologischen Auswirkungen dieser Stranderhaltungsmaßnahme auf die Sandlückenfauna auch noch ein Jahr nach Beendigung des Eingriffs nachzuweisen. So treten die Harpacticiden im Spülkörper mit deutlich geringeren Individuenzahlen auf als im ungestörten Vergleichsgebiet. Auch in anderen Studien erwiesen sich die Harpacticiden als die Tiergruppe, welche am sensibelsten auf Störungen der natürlichen Lebensbedingungen reagierte (SANDULLI u. DE NICOLA-GIUDICI, 1990).

Unter den Gesichtspunkten von Biotop- und Artenschutz stellt sich somit die Sandvorspülung an der Westküste Sylts als eine umweltverträgliche Maßnahme dar. Auch bei in Zukunft erforderlich werdenden Strand- und Dünensicherungen kann davon ausgegangen werden, daß die Maßnahmen nur relativ kleine Strandbereiche beeinflussen werden, während anschließende, weit größere Strecken ungestört bleiben und als Quelle für die Wiederbesiedler erhalten werden. Ein Transport der Fauna mit dem Küstenlängsstrom, der auch das Sediment entlang der Küsten versetzt, sowie die Tidenströmungen sorgen als natürliche, stets vorhandene Prozesse für die Wiederbesiedlung des Lebensraumes.

6. Schriftenverzeichnis

- ALONGI, D. M., D. F. BOESCH u. R. J. DIAZ: Colonization of Meiobenthos in Oil-Contaminated Subtidal Sands in the Lower Chesapeake Bay. *Marine Biology* 72: 325-335, 1983.
- AUSTEN, M. C., R. M. WARWICK u. M. C. ROSADO: Meiobenthic and Macrobenthic Community Structure Along a Putative Pollution Gradient in Southern Portugal. *Mar. Pollut. Bull.* 20: 398-405, 1989.
- CHARLIER, R. H. u. C. P. DE MEYER: Coastal Defense and Beach Renovation. *Ocean and Shoreline Management* 12: 525-543, 1989.
- CONRAD, J. E.: Sand Grain Angularity as a Factor Affecting Colonization by Marine Meiofauna. *Vie Milieu* 26(2): 181-198, 1976.
- COULL, B. C. u. M. PALMER: Field Experimentation in Meiofaunal Ecology. *Hydrobiologia* 118: 1-19, 1984.
- DETTE, H. H. u. J. GÄRTNER: Erfahrungen mit der Versuchssandvorspülung vor Hörnum im Jahre 1983. *Die Küste*, H. 45: 209-258, 1987.
- GIERE, O., A. ELEFTHERIOU u. D. J. MURISON: Abiotic Factors. In: R. P. Higgins u. H. Thiel (eds): *Introduction to the Study of Meiofauna*. Smithsonian Institution Press, Washington D. C., London, 488 pp., 1988.
- GRAY, J. S.: *Ökologie mariner Sedimente. Eine Einführung*. Springer Verlag, Berlin, 1984.
- HERMAN, P. M. J. u. C. HEIP: On the Use of Meiofauna in Ecological Monitoring: Who Needs Taxonomy? *Mar. Pollut. Bull.* 19: 665-668, 1988.
- HOCKIN, D. C. u. J. G. OLLASON: The Colonization of Artificially Isolated Volumes of Intertidal Estuarine Sand by Meiobenthic Copepods. *J. exp. mar. Biol. Ecol.* 53: 9-29, 1981.
- JANSSON, B.-O.: Quantitative and Experimental Studies of the Interstitial Fauna in Four Swedish Beaches. *Ophelia* 5: 1-71, 1968.
- KRAMER, J.: Küstenschutzwerke an der deutschen Nord- und Ostsee. *Die Küste*, H. 32: 124-139, 1978.
- NELSON, W. G.: Beach Restoration in the Southeastern US: Environmental Effects and Biological Monitoring. *Ocean and Coastal Management*. 19: 157-182, 1993.
- PALMER, M. A.: Dispersal of Marine Meiofauna: a Review and Conceptual Model Explaining Passive Transport and Active Emergence with Implications for Recruitment. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 48: 81-91, 1984.
- PALMER, M. A. u. G. GUST: Dispersal of Meiofauna in a Turbulent Tidal Creek. *J. mar. Res.* 43: 179-210, 1985.
- SANDULLI, R. u. M. DE NICOLA-GIUDICI: Effects of Organic Enrichment on Meiofauna: a Laboratory Study. *Mar. Pollut. Bull.* 20: 223-227, 1989.
- SANDULLI, R. u. M. DE NICOLA-GIUDICI: Pollution Effects on the Structure of Meiofaunal Communities in the Bay of Naples. *Mar. Pollut. Bull.* 21: 144-153, 1990.
- SCHMIDT, P.: Die quantitative Verteilung und Populationsdynamik des Mesopsammons am Gezeiten-Sandstrand der Nordseeinsel Sylt. I. Faktorengefüge und biologische Gliederung des Lebensraumes. *Int. Revue ges. Hydrobiol.* 53: 723-779, 1968.
- WARWICK, R.: The Level of Taxonomic Discrimination Required to Detect Pollution Effects on Marine Benthic Communities. *Mar. Pollut. Bull.* 19: 259-268, 1988.
- WIESER, W.: Biotopstruktur und Besiedlungsstruktur. *Helgoländer wiss. Meeresunters.* 10: 359-376, 1964.

Untersuchungen zur Morphodynamik des Wattenmeeres im Forschungsvorhaben WADE

Von

HANZ DIETER NIEMEYER, ROLAND GOLDENBOGEN, ERNST SCHROEDER
und HANS KUNZ

Zusammenfassung

Im deutsch-niederländischen Forschungsvorhaben „Wadden Sea morphological development due to an accelerated relative sea-level rise“ (WADE) ist die erste Phase abgeschlossen worden. Zielsetzung ist hierbei, mit einem weitgehend identischen methodischen Instrumentarium vorhandener und weiterzuentwickelnder empirisch-konzeptioneller morphodynamischer Modelle für ausgewählte Wattengebiete die hydrodynamisch-morphologischen Wechselwirkungsvorgänge und Folgewirkungen quantitativ abzuschätzen, die bei Eintreten eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs im Wattenmeer möglicherweise zu erwarten sein werden. Es wird untersucht, ob und bei welcher der – gegenwärtig über Szenarien eingeschätzten – Anstiegsraten das bisher diesen Naturraum prägende morphodynamische Gleichgewicht sich in einer Weise verändern würde, die für diesen selbst und damit auch für den Insel- und Küstenschutz im Wattenmeer schwerwiegendere Folgen mit sich bringen könnten als die direkten Effekte der Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs selbst. Es wird ein Überblick über Problemstellungen, über ausgewählte Untersuchungsgebiete und über methodische Grundlagen der Datenerhebungen für die Zwecke des Vorhabens gegeben. Zudem werden Beispiele für die bisher erarbeiteten Ergebnisse dargestellt und diskutiert. Sie beinhalten Analysen bestehender hydrodynamisch-morphologischer Gleichgewichtszustände, den für verschiedene Anstiegsraten des Meeresspiegels erforderlichen Sedimentimport in das Wattenmeer zum Erhalt des gegenwärtigen morphodynamischen Gleichgewichts, sowie Anwendungsergebnisse von empirisch-konzeptionellen morphodynamischen Modellen.

Summary

The first phase of the Dutch-German research project „Wadden Sea morphological development due to an accelerated relative sea-level rise“ (WADE) has been finished recently. Its intention is to estimate quantitatively the consequences for the interactions between hydrodynamics and morphology for chosen Wadden Sea areas by aid of utmost identical empirical-conceptual morphodynamical models. Investigations are particularly focussed at the question if the existing morphodynamical equilibrium will continue for a remarkable acceleration of relative sea-level rise which is of high importance for island and coastal protection in Wadden Sea areas. Changes of this equilibrium could incorporate enormous threats for the safety of these coastal areas. The article gives an overview on research subjects and associated problems, on methods used for data evaluation, parametrization and analysis. The basics of the existing morphodynamical equilibrium of Wadden Sea areas are described by the interaction of significant parameters which perform the basis for conceptual models. Furthermore the volume of sediment needed for the conservation of the morphodynamical equilibrium is quantified for different scenarios of possible sea-level rise. Finally results of first applications of empirical-conceptual morphodynamical modelling are presented.

Inhalt

1. Einführung und Problemstellung.....	66
2. Die Untersuchungsgebiete	67
3. Datenunterlagen.....	70
4. Hydrodynamisch-morphologische Gleichgewichtszustände	71
4.1 Ansätze	71
4.2 Fallbeispiele.....	72
5. Sedimentbedarf zum Erhalt des morphodynamischen Gleichgewichts	81
6. Anwendungsbeispiele empirischer und konzeptioneller Modelle	83
6.1 Linienmodell des Ebbdeltas	83
6.2 Konzeptionelles Tidebecken-Modell TIDYN.....	85
7. Zusammenfassung, Schlußfolgerungen und Ausblick	90
8. Danksagung	92
9. Schriftenverzeichnis.....	93

1. Einführung und Problemstellung

Das an der südlichen Nordseeküste von Den Helder bis Ribe sich erstreckende Wattenmeer ist ein Naturraum, der in den letzten Jahrhunderten wesentlich durch menschliches Einwirken mitgestaltet worden ist. Dies war unter anderem auch deshalb möglich, weil Watten und Salzwiesen dem Anstieg des Meeresspiegels in dynamischer Anpassung folgen konnten. Den Küstenbewohnern war es daher in den zurückliegenden Jahrhunderten möglich, auf das Steigen des Meeresspiegels und den damit im Zusammenhang stehenden Veränderungen der Sturmflutwasserstände im wesentlichen durch Erweiterungen und Anpassungen von Schutzwerken zu reagieren. Grundlegende Voraussetzung hierfür war, daß mit dem moderaten Anstieg des Meeresspiegels keine strukturellen Veränderungen des morphodynamischen Gleichgewichtes einhergingen. Im Wattenmeer hat seit Jahrhunderten eine dem Meeresspiegelanstieg folgende Sedimentation zu gleichbleibenden mittleren Wassertiefen geführt, so daß keine verstärkten dynamischen Belastungen von Küstenschutzwerken eintraten. Die Anpassung der Bauwerke an den Meeresspiegelanstieg hatte somit lediglich der daraus resultierenden erhöhten statischen Belastung Rechnung zu tragen.

In jüngerer Zeit sind wohl begründete Erkenntnisse darüber gewonnen worden, daß infolge anthropogener Einwirkungen globale Klimaänderungen mit einer deutlichen Zunahme der Durchschnittstemperaturen gerechnet werden muß, die wiederum zu Beschleunigungen des Meeresspiegelanstiegs führen können. Mit den zur Zeit verfügbaren Instrumenten ist allerdings eine zuverlässige Vorhersage der daraus folgenden Reaktion des Meeresspiegels noch nicht möglich. Daher sind zur Abschätzung möglicher Folgewirkungen Szenarien für – nach dem gegenwärtigen Erkenntnisstand – als möglich angesehene Größenordnungen des Meeresspiegelanstiegs angenommen worden (DE RONDE u. VOGEL, 1988; IPCC, 1990, 1992; RWS-DGW, 1991). Sie beinhalten Raten, für die der Erhalt des gegenwärtigen morphodynamischen Gleichgewichtes im Wattenmeer nicht als sicher vorausgesetzt werden darf.

Mit der – sich wahrscheinlich über Jahrhunderte erstreckenden – Neuausbildung eines veränderten morphodynamischen Gleichgewichtes wären grundsätzlich andere hydrodynamisch-morphologische Wechselwirkungen zwischen gestaltenden hydrodynamischen Randbedingungen und resultierender morphologischer Entwicklung verbunden. Insbesondere eine damit wahrscheinlich einhergehende Zunahme der Seegangbelastungen könnte zu weiterreichenden Gefährdungen der Sturmflutsicherheit von Inseln und Küsten führen, als die unmittelbare Wirkung des Meeresspiegelanstiegs selbst. Es stellt sich vor allem die Frage,

ob bei einem sich nachhaltig beschleunigenden Meeresspiegelanstieg eine für hinreichend starkes Höhenwachstum der Watten erforderliche Sedimentzufuhr erfolgen kann, und somit das gegebene morphodynamische Gleichgewicht erhalten bleibt.

Vor diesem Hintergrund wurde im Rahmen der Zusammenarbeit zwischen dem BUNDESMINISTERIUM FÜR FORSCHUNG UND TECHNOLOGIE und der Generaldirektion RIJKSWATERSTAAT des niederländischen MINISTERIE VAN VERKEER EN WATERSTAAT das deutsch-niederländische Forschungsvorhaben „Wadden Sea morphological development due to an accelerated relative sea-level rise“ (WADE) vereinbart, das bei methodischer Abstimmung vom RIJKSINSTITUUT VOOR KUST EN ZEE (vormals Dienst Getijdewateren) und der FORSCHUNGSSTELLE KÜSTE DES NIEDERSÄCHSISCHEN LANDESAMTES FÜR ÖKOLOGIE für den jeweiligen nationalen Bereich bearbeitet wird. Ziel des Vorhabens ist – gestützt auf vorhandene Erkenntnisse – ein Instrumentarium aufzubauen, das Abschätzungen künftiger morphologischer Entwicklungen im Wattenmeer unter veränderten hydrodynamischen Randbedingungen erlaubt, und dabei vor allem auch für die Zwischenstadien des Übergangs zwischen einem gewesenen und einem infolge veränderter hydrodynamischer Randbedingungen sich über langfristige Zeiträume neu einstellenden morphodynamischen Gleichgewicht anwendbar ist. Zu diesem Zweck wurden repräsentative Bereiche des Wattenmeeres in den Niederlanden und in Deutschland ausgewählt, auf deutscher Seite das Ostfriesische Wattenmeer und die Dithmarscher Bucht.

2. Die Untersuchungsgebiete

Das Untersuchungsgebiet Ostfriesisches Wattenmeer umfaßt von Borkum bis Wangerooge eine Fläche von etwa 800 km² mit den Einzugsgebieten von Osterems, Norderneyer Seegat, Wichter Ee, Accumer Ee, Otzumer Balje und Harle (Abb. 1). Das Untersuchungsgebiet Dithmarscher Bucht hat mit dem Wattenzugsgebiet der Piep einschließlich ihrer landgerichteten Prielzweige Wöhrdener Loch, Kronenloch, Sommerkoog und Neue-Schell-Legde eine Fläche von etwa 200 km² (Abb. 2). Für detailliertere Untersuchungen wurde zudem eine Gebietsdifferenzierung in Teileinzugsgebiete vorgenommen. Hierbei stellten sich in einigen Fällen Probleme in Bezug auf die Vergleichbarkeit von Daten aus unterschiedlichen Aufnahmejahren ein, wenn durch Verlagerung von Wattwasserscheiden Änderungen eintraten, die hinsichtlich der morphodynamischen Charakteristiken wesentlich waren. Insbesondere für das Einzugsgebiet der Osterems haben sich in der Nachbarschaft zum Emsästuar in einigen – hier durch ihre Kennziffern hervorgehobenen – Teileinzugsgebieten solche Veränderungen eingestellt (Abb. 1), sowie im Bereich der Leybucht, die bei Analysen teilweise besondere Beachtung erforderten. Für die Dithmarscher Bucht waren stärkere Veränderungen im Zuschnitt der Teileinzugsgebiete zwangsläufig nach den Teileindeichungen von 1972 und 1978 zu berücksichtigen (Abb. 2), woraus sich aber keine spezifischen Probleme bei der statistischen Analyse oder der konzeptionellen Modellierung ergaben.

Die Untersuchungsgebiete umfassen sowohl mesotidale inselgeschützte Wattenküsten als auch ästuarine Watten im meso-makrotidalen Grenzbereich. Der Bereich des mittleren Tidehubs liegt derzeit mit einer von Westen nach Osten steigenden Tendenz im Untersuchungsgebiet Ostfriesisches Wattenmeer im Bereich der Seegaten etwa zwischen 2,4 und 2,8 m; in der Dithmarscher Bucht beträgt er gegenwärtig etwa 3,3 m. Die Jahresmittel der signifikanten Wellenhöhen liegen im Seegebiet der Ostfriesischen Inseln und Küste zwischen 0,7 und 1,0 m (NIEMEYER, 1992) und werden für das Vorfeld der Dithmarscher Bucht nach NUMMEDAL u. FISCHER (1978) auf 1,1 m geschätzt. Nach der hydrodynamischen Klassifika-

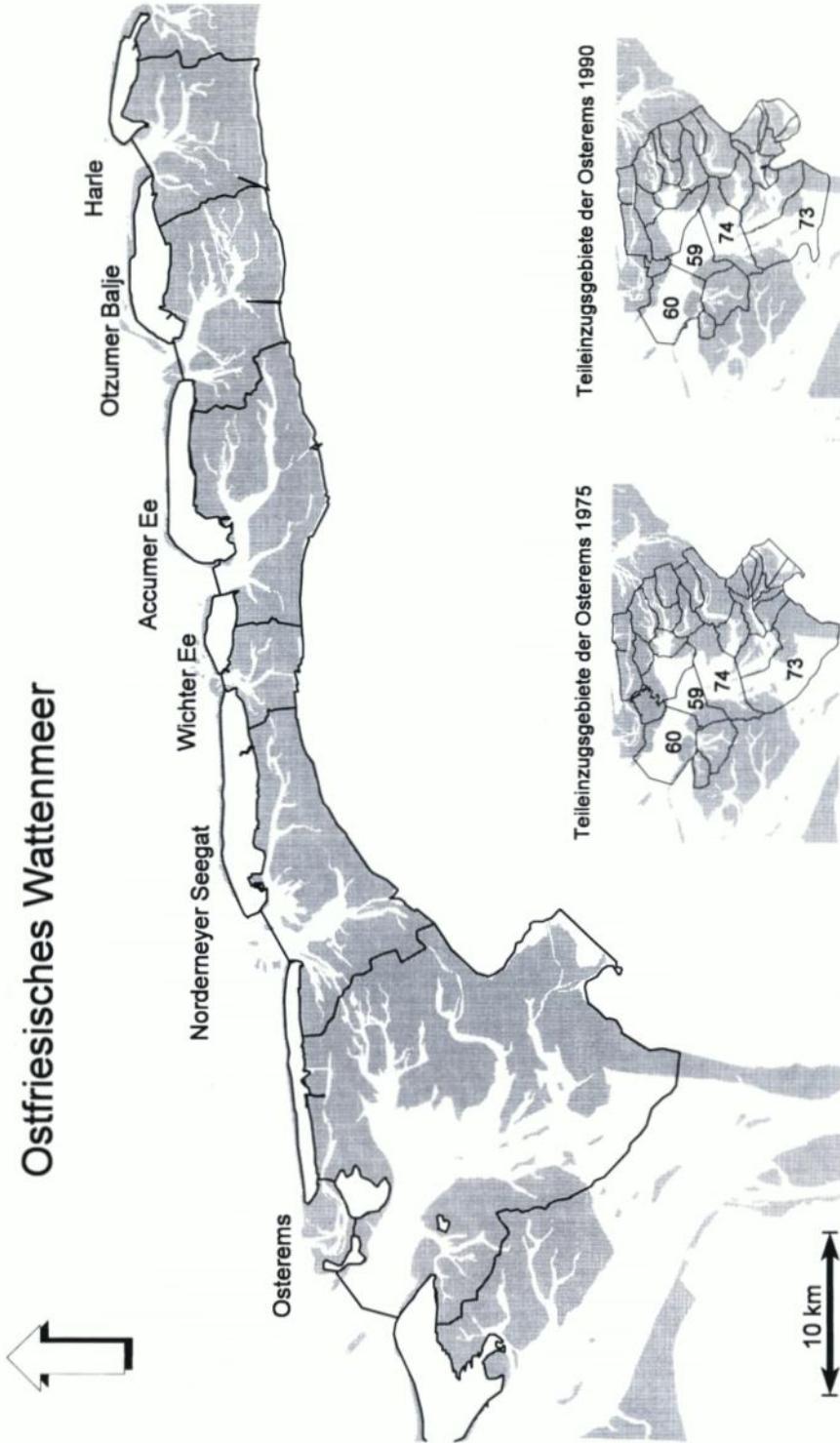
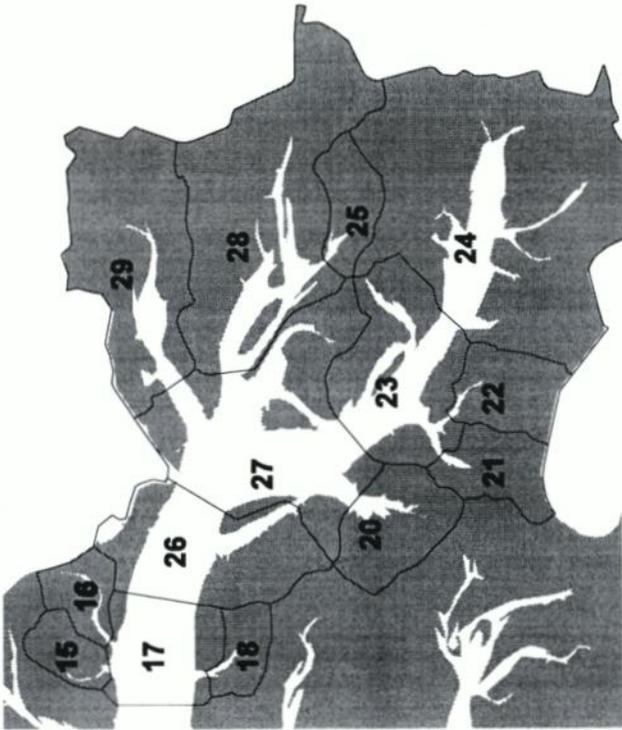


Abb. 1: Einzugsgebiete des Ostfriesischen Wattenmeeres 1975 und Veränderung von Teilinzugsgebietsgrenzen im Einzugsbereich der Osterems von 1975 bis 1990

Dithmarscher Bucht 1969



Dithmarscher Bucht 1979

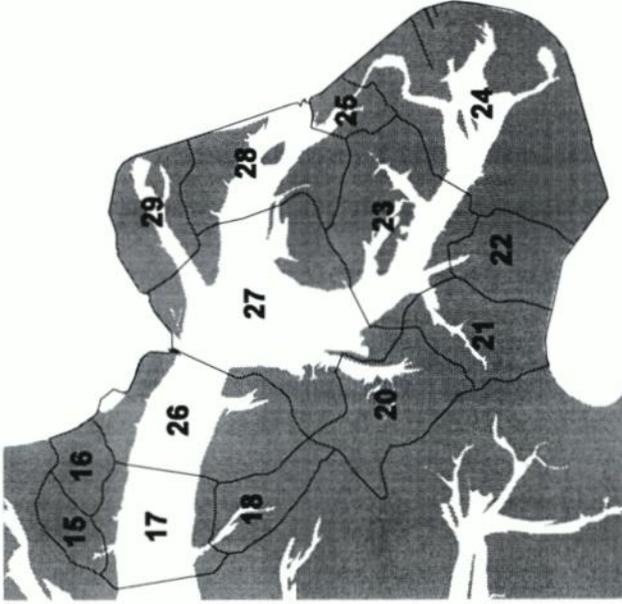


Abb. 2: Teileinzugsgebiete der Dithmarscher Bucht von 1969 und 1979 vor und nach den Teileindeichungen

tion von HAYES (1975) ist das Ostfriesische Wattenmeer als tide- und seegangsgeprägt mit überwiegender Tidewirkung einzuordnen (NIEMEYER, 1992). Die Dithmarscher Bucht ist nach diesem Kriterium hingegen als schwach tidedominierter Bereich einzustufen. Es bleibt anzumerken, daß die verfügbaren hydrodynamischen Klassifikationen (NIEMEYER, 1990) naturgemäß starke Pauschalierungen beinhalten und daher nur als Anhalt gesehen werden sollten und nicht als verbindliche Richtschnur.

3. Datenunterlagen

Die Erstellung der Datensätze für Analysen und Modellierungen erfolgt mit Hilfe von Parametrisierungen, die sich aus der Topographie der Untersuchungsgebiete und den regionalen Tidewasserständen als hydrographische Randbedingungen ergeben. Sie wurden für verschiedene Aufnahmejahrgänge und differenziert nach Wateinzugs- und -teileinzugsgebieten (WEG, TEG) als Grundlage phänomenologischer Analysen hydrodynamisch-morphologischer Wechselwirkungseffekte vorgenommen.

Die Datenbasis bilden kartierte Vermessungen in unterschiedlichen Aufnahmezeiträumen, die auf NN oder Gezeitengrundwerte bezogen sind. Ihre Erfassung erwies sich als besonders personalaufwendig; sie war aber für die weitergehenden Arbeiten unverzichtbar. Für die Datenverwaltung und -analyse hat sich die Anwendung eines geographischen Informationssystems (GIS) (Liebig, 1993) als außerordentlich effizient gezeigt.

Der morphologische Zustand des Ostfriesischen Wattenmeeres für den Zeitraum um 1960 liegt in den topographischen Wattkarten der Forschungsstelle Küste im Maßstab 1:25 000 vor. Für 1975 wurden die vom KFKI herausgegebenen Küstenkarten im gleichen Maßstab genutzt. Die Karten der Synopse 1990, die von der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nordwest (WSD NW) mit dem Konturlinienberechnungsprogramm TASH des Instituts für Kartographie der Universität Hannover erstellt worden sind, wurden in Form von ASCII-Dateien übernommen. Diese Karten sind an der Forschungsstelle Küste zum Teil durch eigene Arbeitskarten ergänzt worden. Vermessungen der Dithmarscher Bucht um 1942, 1956, 1969, 1973, 1976, 1979, 1982, 1985 und 1990 liegen als Wattgrundkarten des Amtes für Land- und Wasserwirtschaft Heide (ALW) im Maßstab 1:10 000 vor. Für alle diese Datensätze sind mit Hilfe des GIS folgende Parametrisierungen vorgenommen worden:

A_b [m ²]:	Gesamtfläche eines WEG oder TEG
A_c [m ²]:	Querschnitt einer Wattrinne an der seewärtigen Grenze eines WEG oder TEG
A_i [m ²]:	Gezeitenfläche eines WEG oder TEG zwischen MTnw und MThw
l_i [m NN]:	charakteristisches Wattniveau: Höhenlage, bei der die halbe Wattfläche überflutet ist
V_o [m ³]:	Sedimentvolumen eines Ebbdeltas nach WALTON & ADAMS (1976)
V_i [m ³]:	Sedimentvolumen im Gezeitenbereich eines WEG oder TEG
V_T [m ³]:	Mittleres Tidevolumen eines WEG oder TEG

Es wurde eine Reduktion der komplexen Gesamtstrukturen der Morphodynamik von Wattgebieten auf solche Parameter angestrebt, die trotz der Vernachlässigung vielfältiger anderer Einflußgrößen die mittelfristig prägenden Prozesse integral repräsentieren. Grundsatz für alle Parametrisierungen war deren präzise Definition im Sinne einer methodisch eindeutigen Reproduzierbarkeit. Dies war auch für die Vergleichbarkeit von Ergebnissen zwischen

dem niederländischen und deutschen Teilvorhaben unerlässlich. Die Wahl von Bezugsgrößen und -horizonten orientierte sich an der zu erfassenden Dynamik des Naturraumes, um auch die Übertragbarkeit von Ergebnissen auf Gebiete mit vergleichbaren morphodynamischen Strukturen zu gewährleisten. So wurden als Bezugshorizonte die mittleren Gezeitenwasserstände gewählt, wobei näherungsweise das MTmw dem NN-Horizont gleichgesetzt wurde. Die Parametrisierungen liegen somit in einheitlicher Form für eine Vielzahl von Watt- und Teileinzugsgebieten für verschiedene Zeiträume vor und bilden somit eine identische Grundlage für statistische Analysen.

4. Hydrodynamisch-morphologische Gleichgewichtszustände

4.1 Ansätze

In der Literatur sind hydrodynamisch-morphologische Gleichgewichtszustände in vielfältiger Form beschrieben worden (O'BRIEN, 1931, 1967; WALTHER, 1934, 1972; RODLOFF, 1970; WALTON u. ADAMS, 1976; RENGER, 1976; EYSINK, 1979, 1991; DIECKMANN, 1985; NIEMEYER, 1990, 1991). Diese Zusammenhänge haben nicht nur Wert als Analyseergebnisse, sondern sie lassen sich – bei Beachtung der physikalisch implizierten Grenzen – auch prognostisch in verschiedenartiger Weise nutzen: EYSINK (1991) hat auf dieser Grundlage den Sedimentbedarf der Westfriesischen Wateinzugsgebiete ermittelt, der zum Erhalt des morphodynamischen Gleichgewichts für die unterschiedlichen Anstiegsraten der Szenarien nach DE RONDE u. VOGEL (1988) erforderlich sein würde. Die Querschnittsentwicklung der Norderley wurde mit Hilfe derartiger Ansätze in Abhängigkeit von der zu erwartenden weiteren Verlandung der Leybucht quantitativ für die Zukunft abgeschätzt (NIEMEYER, 1991).

Zur Erfassung der hydrodynamisch-morphologischen Gleichgewichtszustände in den Untersuchungsgebieten wurden aufbauend auf verfügbaren Erkenntnissen aus der Literatur und eigenen Fortentwicklungen entsprechend der vorgenommenen Parametrisierungen Funktionsgleichungen als Grundlage für Regressionsanalysen der verfügbaren Datensätze aufgestellt:

$$A_c = f_1(A_b) \quad (1)$$

$$A_c = f_2(V_T) \quad (2)$$

$$A_b = f_3(V_T) \quad (3)$$

$$A_c = f_4(A_i) \quad (4)$$

$$A_i = f_5(V_T) \quad (5)$$

$$V_i = f_6(V_T) \quad (6)$$

$$V_i = f_7(A_i) \quad (7)$$

$$A_i = f_8(A_b) \quad (8)$$

$$l_i = f_9(A_b) \quad (9)$$

$$V_o = f_{10}(V_T) \quad (10)$$

Die Gleichungen beinhalten folgende Zusammenhänge: Die Mündungsquerschnitte des Hauptfluters stehen in einer engen funktionalen Abhängigkeit von der Größe der Gesamtfläche des WEG oder TEG, von dessen Volumen und dessen Gezeitenfläche (Gln. 1, 2, 4), die dann zwangsläufig auch eng miteinander korrelieren (Gln. 3, 5, 8). Gln. 1 u. 2 gehen bereits auf O'BRIEN (1931, 1969) und WALTHER (1934, 1972) zurück; die weiteren Kombinationen sind folgerichtige Erweiterungen, bei denen eine größere Parametervielzahl einbezo-

gen wird. Hierbei ist die funktionale Abhängigkeit der Gezeiten- von der Gesamteinzugsgebietsfläche hervorzuheben, auf die bereits RENGER (1974) und EYSINK (1991) hingewiesen haben. Ebenso stehen die Sedimentvolumen in der Gezeitenzone in funktionalem Zusammenhang mit Tidevolumen und Gezeitenflächen (Gln. 6, 7). Die Volumen der Ebbdeltas sind als Funktion des Tidevolumens von WALTON u. ADAMS (1976) für die Küsten der USA und von EYSINK u. BIEGEL (1992) für das Westfriesische Wattenmeer dargestellt worden, wobei WALTON u. ADAMS (1976) eine weitergehende Differenzierung nach der Exponiertheit zum Seegang vornahmen.

4.2 Fallbeispiele

Sind für ein Untersuchungsgebiet einem morphodynamischen Gleichgewicht zuzuordnende funktionale Zusammenhänge gefunden, können sie als Indikator von Störungen jeglicher Art herangezogen werden, wie beispielsweise für anthropogene Eingriffe in das Regime, deren Folgewirkungen sich mit ihrer Hilfe quantifizieren lassen. Für alle hier untersuchten Gebiete konnten mit Hilfe der verfügbaren Datensätze dynamische Gleichgewichtszustände zwischen den gestaltenden hydrodynamischen Randbedingungen und der resultierenden Morphologie festgestellt werden. Als dynamisches Gleichgewicht wird die Fähigkeit des Systems verstanden, auf Variationen wesentlicher Randbedingungen mit flexibler Anpassung zu reagieren, die bei partieller quantitativer Änderung von Systemparametern zur qualitativen Wiedererlangung des Gleichgewichtszustands führt, der denselben quantitativen Gesetzmäßigkeiten unterliegt wie der Ausgangszustand. Damit ist zumeist eine verzögerte Anpassung der Morphologie an veränderte hydrodynamische Randbedingungen verbunden.

Regressionsanalysen auf Grundlage der vorstehenden Funktionsgleichungen (1) bis (10) haben sowohl für die Untersuchungsgebiete des Ostfriesischen Wattenmeeres als auch für das Gebiet der Dithmarscher Bucht überwiegend straffe Zusammenhänge mit hoher statistischer Absicherung ergeben. Teilweise hierbei erkennbare Unterschiede waren durch die Wahl der Bezugshorizonte gegeben und konnten hierüber einer plausiblen Begründung zugeführt werden. Die funktionalen Zusammenhänge für morphodynamische Gleichgewichtszustände sind überwiegend linearer Natur; lediglich für die Funktionsgleichungen (6) und (8) bis (10) ergaben sich nichtlineare Beziehungen. Ein ausführlicher Überblick zu den bisher vorgenommenen statistischen Analysen ist – mit Ausnahme der methodisch gesondert erfolgten Aufarbeitung des historischen Kartenmaterials (NIEMEYER, 1993, 1995) – zusammenfassend in einem Bericht dargestellt worden (GOLDENBOGEN et al., 1994). Zu Einzelaspekten sind zudem gesondert Beiträge verfaßt worden (SCHROEDER, 1994; SCHROEDER et al., 1995). Aus diesen Gründen wird die Diskussion hier auf ausgewählte Beispiele begrenzt und der Diskussionsschwerpunkt auf die physikalisch-prozessualen Hintergründe verlagert.

– Rinnenquerschnitte und Tidevolumen

Die wohl meistzitierte empirische morphodynamische Beziehung ist der funktionale Zusammenhang zwischen dem Mündungsquerschnitt einer Rinne und dem Tidevolumen ihres Wattenzugsgebietes, der mit dem Namen O'BRIEN (1931, 1967) untrennbar verbunden ist. Für alle hier untersuchten Gebiete ergaben sich ebenfalls entsprechende gesetzmäßige Zusammenhänge, die sowohl räumlich als auch zeitlich von gleichbleibend hoher statistischer Qualität gekennzeichnet sind (Abb. 3 u. 4). Allerdings zeigen sich hinsichtlich des Koeffizienten sowohl zwischen den hier untersuchten Bereichen Ostfriesisches Wattenmeer und Dithmarscher Bucht graduelle Unterschiede als auch im Vergleich zur Formulierung von

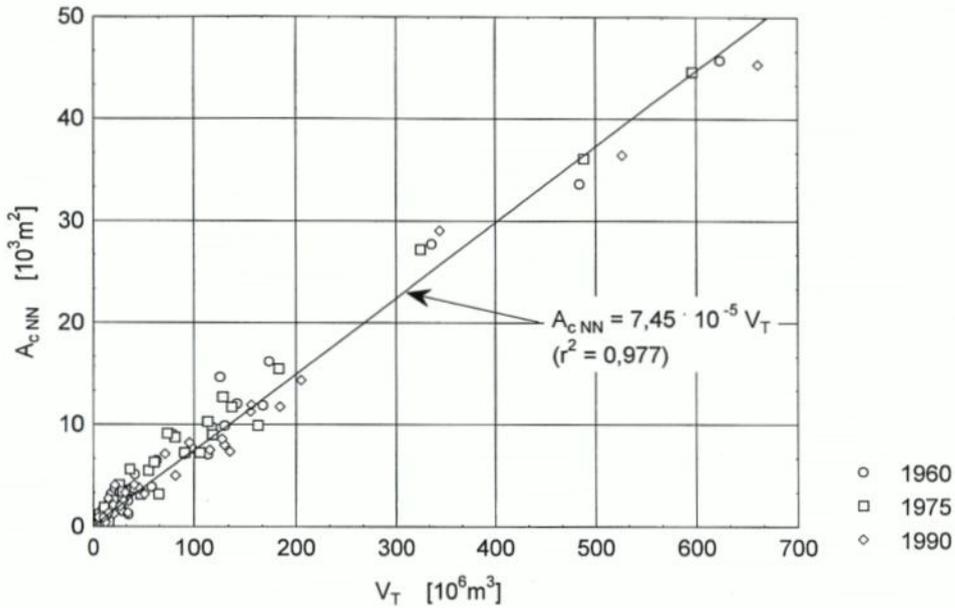


Abb. 3: Mündungsquerschnitt der Hauptrinne als Funktion des Tidevolumens des Einzugsgebietes (Ostfriesisches Wattenmeer)

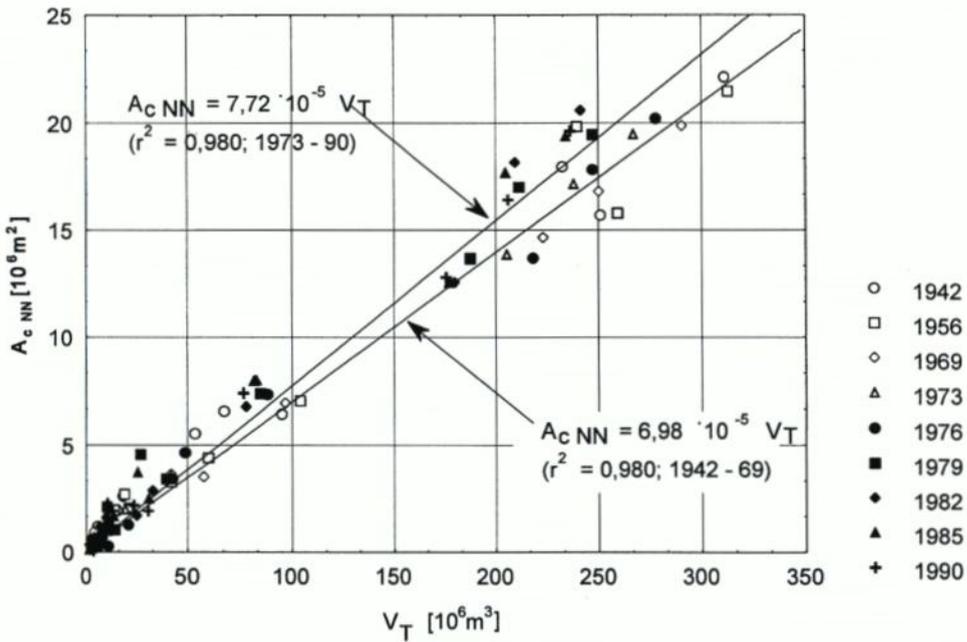


Abb. 4: Mündungsquerschnitt der Hauptrinne als Funktion des Tidevolumens des Einzugsgebietes (Dithmarscher Bucht); Anpassungsfunktionen für die Zeiträume vor und nach Beginn der Vordeichungen

O' BRIEN (1931, 1967). Der letztgenannte Unterschied beruht möglicherweise aber auf einem unterschiedlichen Bezugshorizont, der hier für die Querschnitte nach einer Empfehlung von GERRITSEN (1990) mit NN als Näherung für MTmw gewählt worden ist. Hiermit sind statistisch optimale Ergebnisse erzielt worden (GOLDENBOGEN et al., 1994). Von den drei hier untersuchten Bezugshorizonten ist dieser in Bezug auf die Tidephase mit den höchsten Fließgeschwindigkeiten assoziiert, was als plausible physikalische Erklärung der statistischen Analyseergebnisse angesehen werden kann.

Die stärkeren Streuungen für die Daten der Dithmarscher Bucht sind als Folge des noch nicht abgeschlossenen morphodynamischen Anpassungsprozesses anzusehen, der durch die Teileindeichungen bewirkt worden ist. Daher ist die Anpassungsfunktion hier – wie auch in anderen Anwendungsbeispielen – sowohl für die Daten der Vermessungszeiträume vor den Teileindeichungen als auch für den Zeitraum danach ermittelt worden (Abb. 4). Hierbei läßt sich auch quantitativ erkennen, inwieweit die Vordeichungen zu einer – sicherlich nur vorübergehenden – Störung des morphodynamischen Gleichgewichts in der Dithmarscher Bucht geführt haben, und daß bei der Wiedererlangung des morphodynamischen Gleichgewichts mit geringeren Rinnquerschnitten zu rechnen ist.

– Einzugsgebietsflächen und Tidevolumen

Die Einzugsgebietsflächen stehen bei Vorhandensein eines morphodynamischen Gleichgewichts in einem engen funktionalen Zusammenhang mit dem Tidevolumen, worauf insbesondere WALTHER (1972) für das Ost- und EYSINK (1979, 1991) für das Westfriesische Wattenmeer hingewiesen haben. EYSINK (1979) hat diesen Ansatz insbesondere zur Abschätzung der morphodynamischen Anpassung im Wattenmeer nach den Abdämmungen der Zuider- und Lauwerszee genutzt.

Die hier verwandten Datensätze für das Ostfriesische Wattenmeer zeigen ebenfalls einen räumlich und zeitlich stabilen funktionalen Zusammenhang von statistisch hoher Qualität (Abb. 5). Im Gegensatz zu den Untersuchungen von WALTHER (1972) und EYSINK (1979, 1991) konnte hier auch der Nachweis für die Teileinzugsgebiete geführt werden. Die Daten der Dithmarscher Bucht lassen hingegen deutlich die Störungen des morphodynamischen Gleichgewichts erkennen (Abb. 6). Während der Koeffizient der Regressionsgleichung für die Datensätze aus der Zeit vor den Teileindeichungen nahezu völlig mit dem für die Daten des Ostfriesischen Wattenmeeres übereinstimmt, weisen die Daten aus der Zeit nach den Teileindeichungen deutliche Abweichungen vom morphodynamischen Gleichgewichtszustand auf. Die Teileindeichungen haben demnach im Verhältnis zur Reduktion des Tidevolumens zu einer überproportionalen Abnahme der Einzugsgebietsflächen geführt. Es wird aber erkennbar, daß nach 1979 eine Entwicklung zu einer Wiederanpassung einsetzt, die insbesondere durch eine Verringerung des Tidevolumens gekennzeichnet ist. Hierbei überlagern sich zwei Vorgänge: zum einen erfolgt eine weitere – allerdings geringfügige – Abnahme der Einzugsgebietsflächen, die zum anderen von einer relativ stärkeren Verringerung des Tidevolumens begleitet wird.

Untersuchungen zur Langzeitstabilität dieser Beziehung für die Zeiträume seit 1650 im Bereich der Ostfriesischen Inseln und Küste haben allerdings ergeben, daß stärkere Variationen des Tidehubs zu einer quantitativen Änderung der dynamischen Gleichgewichtsbeziehung führen, so daß die Anwendung dieser Zusammenhänge auf Untersuchungen zu Langzeitprozessen wie den morphologischen Folgewirkungen eines beschleunigten relativen Meeresspiegelanstiegs nicht ohne ergänzende Betrachtungen der hydrodynamischen Randbedingungen vorgenommen werden sollten (NIEMEYER, 1993, 1995).

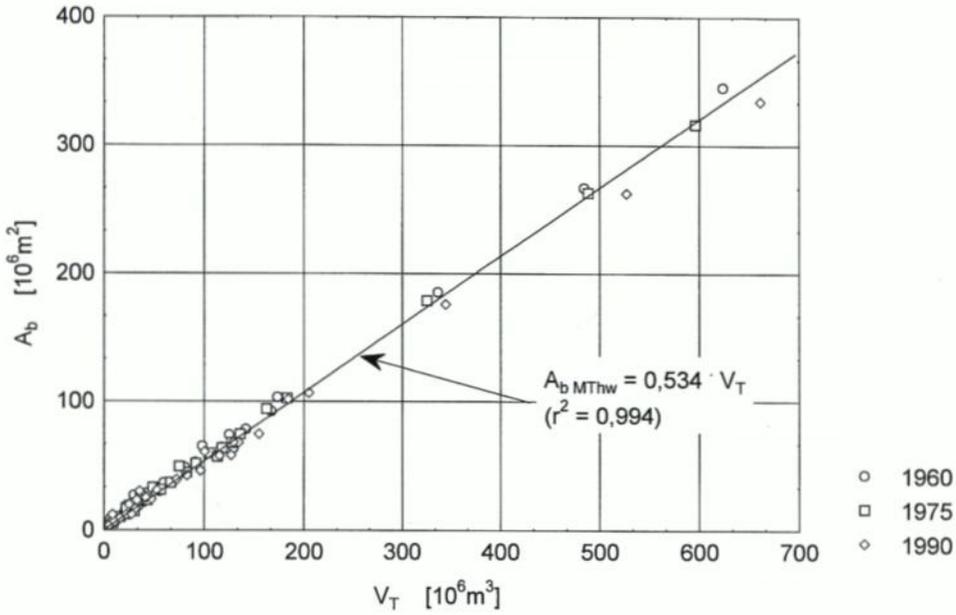


Abb. 5: Einzugsgebietsflächen in Abhängigkeit ihres Tidevolumens (Ostfriesisches Wattenmeer)

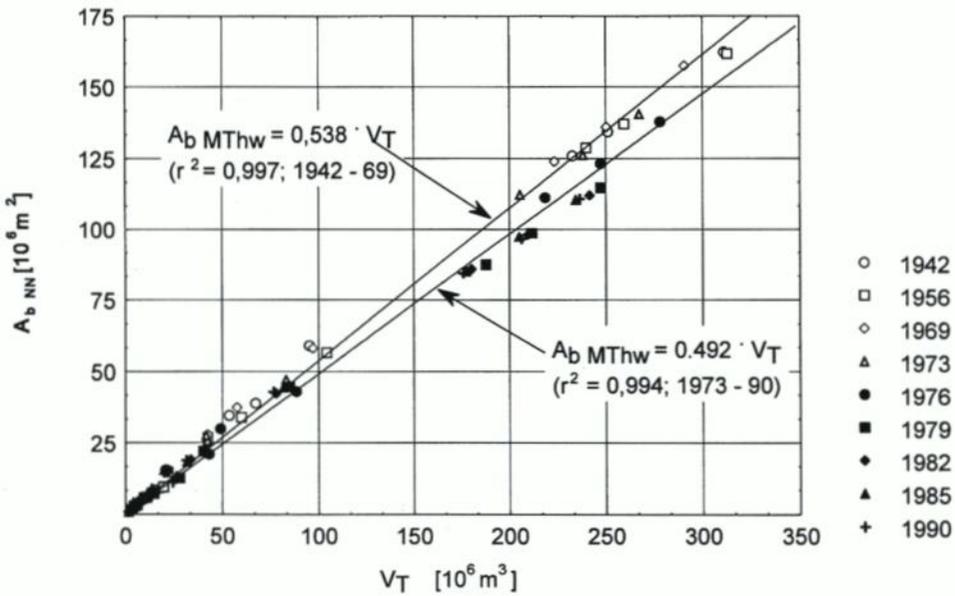


Abb. 6: Einzugsgebiete und Tidevolumen (Dithmarscher Bucht); Anpassungsfunktionen für die Zeiträume vor und nach Beginn der Vordeichungen

– Gezeiten- und Einzugsgebietsflächen sowie Tidevolumen

Die Größe der Gezeitenflächen wird im wesentlichen von der Größe des Gesamteinzugsgebietes bestimmt. RENGER (1974) und EYSINK (1991) haben für ihre Untersuchungsgebiete entsprechende funktionale Zusammenhänge mit unterschiedlichen Ansätzen dargestellt, bei denen die Daten allerdings ausgeprägte Abweichungen von den gewählten Funktionen aufweisen. Insbesondere gilt dies für den Ansatz von EYSINK (1991), der zudem noch den Nachteil hat, daß die Gezeitenfläche auf beiden Seiten der Gleichung steht und somit einen selbstkorrelierenden Effekt ausübt.

Die Daten für das Ostfriesische Wattenmeer weisen für einige Bereiche starke Streuungen auf. Diese können überwiegend auf Verschiebungen der Wattwasserscheiden des Teileinzugsgebietes 73 (Westerbalje) im Einzugsgebiet der Osterems zurückgeführt werden, die sich dann in den Daten der übergeordneten Teileinzugsgebiete und des Gesamteinzugsgebietes (Kennziffern 74, 59, 60; Abb. 1) fortpflanzen (Abb. 7). Eliminiert man die Daten des Teileinzugsgebietes 73, so zeigt sich für die Gesamtheit der Einzugs- und Teileinzugsgebiete ein straffer Zusammenhang, der durch geringe Streuungen um den Graphen der Funktion ausgewiesen wird (Abb. 8). Das Verhältnis von Gezeiten- zu Einzugsgebietsflächen ist für die Bereiche der Dithmarscher Bucht durch einen statistisch straffen Zusammenhang für die Daten der Vermessungen vor den Teileindeichungen gekennzeichnet, der sich danach naturgemäß etwas verändert hat (Abb. 9). Es zeigt sich, daß der hier gewählte einfache Ansatz zu statistisch erheblich besseren Ergebnissen führt, als sie RENGER (1974) oder EYSINK (1991) mit ihren Ansätzen erzielt haben.

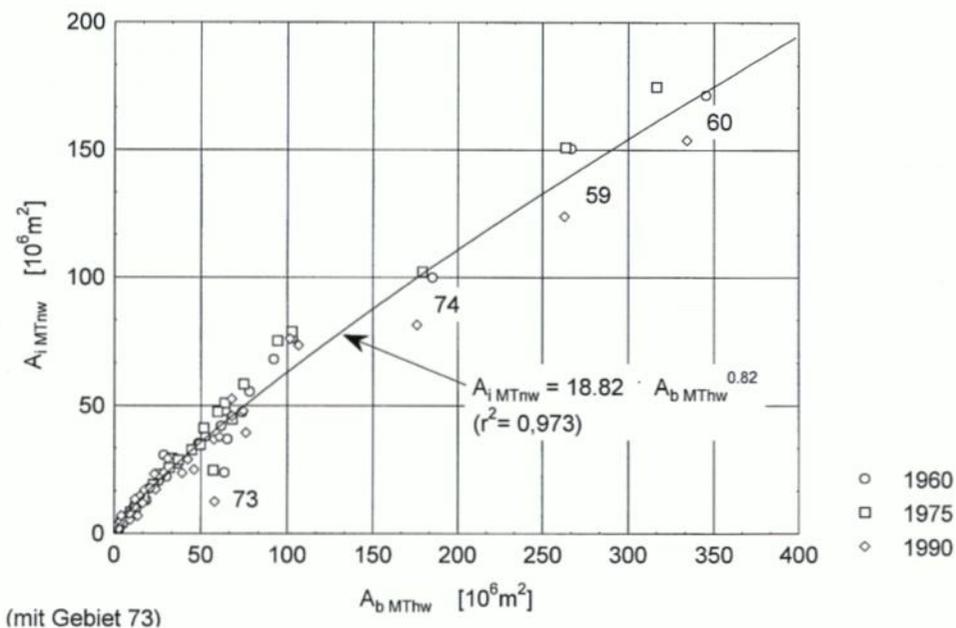


Abb. 7: Gezeitenflächen in Abhängigkeit von Einzugsgebietsflächen (Ostfriesisches Wattenmeer)
Anpassungsfunktion für die Datensätze ohne Einbeziehung des TEG 73

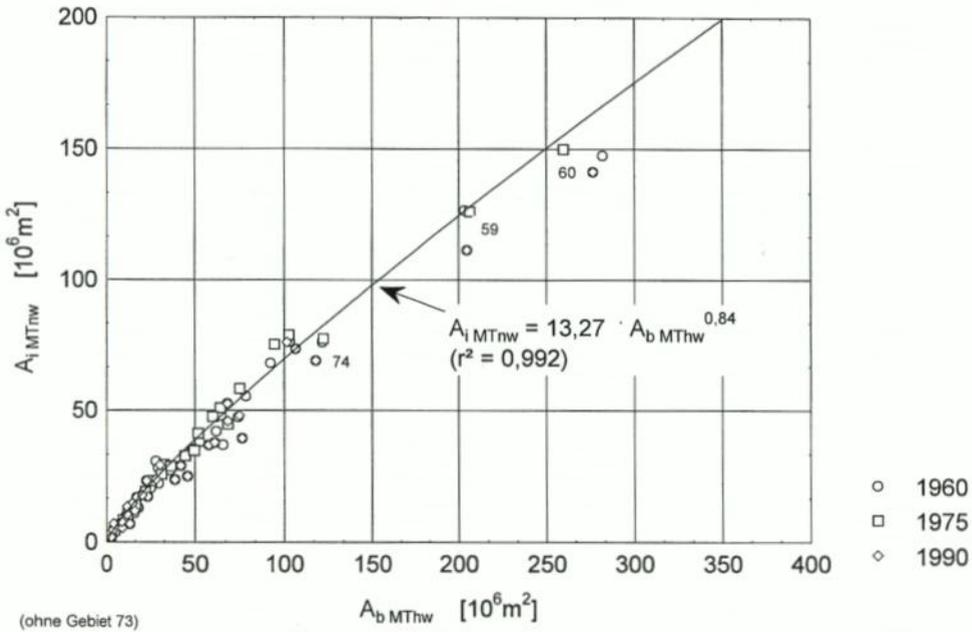


Abb. 8: Gezeitenflächen in Abhängigkeit von Einzugsgebietsflächen (Ostfriesisches Wattenmeer)

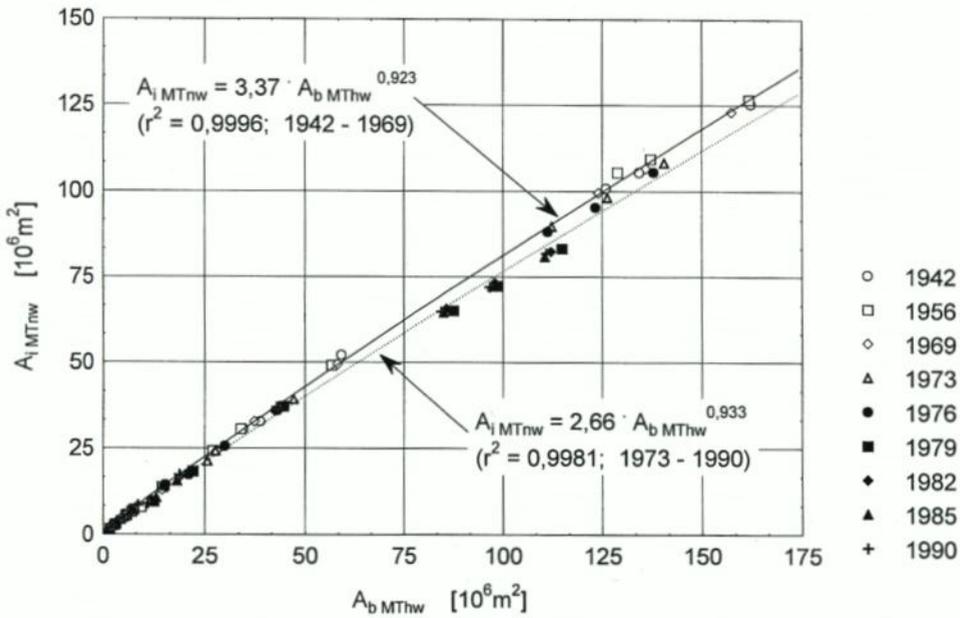


Abb. 9: Gezeitenflächen in Abhängigkeit von den Einzugsgebietsflächen (Dithmarscher Bucht); Anpassungsfunktionen für die Zeiträume vor und nach Beginn der Vordeichungen

Aus dem hier aufgezeigten engen statistischen Zusammenhang darf nicht der Fehlschluß gezogen werden, physikalisch hänge die Gezeitenfläche allein von der Größe der Gesamteinzugsgebietsfläche ab. Deren Anteil an der Einzugsgebietsfläche und ihre geometrische Struktur werden vielmehr vom Tidehub bestimmt, wie HAYES (1975, 1979) exemplarisch nachgewiesen hat. Dessen Einfluß ist in tendenzieller Übereinstimmung mit den Ergebnissen von HAYES (1975, 1979) an den Koeffizienten der Regressionsgleichungen erkennbar (Abb. 8 u. 9). Folgerichtig besteht ebenfalls ein enger statistischer Zusammenhang zwischen Gezeitenflächen und Tidevolumen, was hier für die Wateinzugs- und -teileinzugsgebiete des Ostfriesischen Wattenmeeres exemplarisch dargestellt wird (Abb. 10).

– Sedimentvolumen im Gezeitenbereich und Tidevolumen

Es ist naheliegend, daß das Sedimentvolumen im Gezeitenbereich, eine von WIELAND et al. (1987) eingeführte Parametrisierung, wesentlich von der Gezeitenfläche und dem Tidehub bestimmt wird. Als an beide Parameter gekoppelte Größe kann das Tidevolumen angesehen werden. Regressionsanalysen für die Datensätze des Ostfriesischen Wattenmeeres ergaben – ohne das TEG 73 – einen eindeutigen tendenziellen Zusammenhang, der allerdings durch starke Streuungen gekennzeichnet ist (Abb. 11). Für die Dithmarscher Bucht zeigt sich vor den Teileindeichungen ein engerer Zusammenhang (Abb. 12) mit höherer statistischer Qualität. Danach ist ein Anpassungsvorgang erkennbar, der in ähnlicher Weise abläuft, wie für den Zusammenhang von Einzugsgebietsflächen und Tidevolumen dargestellt wurde (Abb. 6).

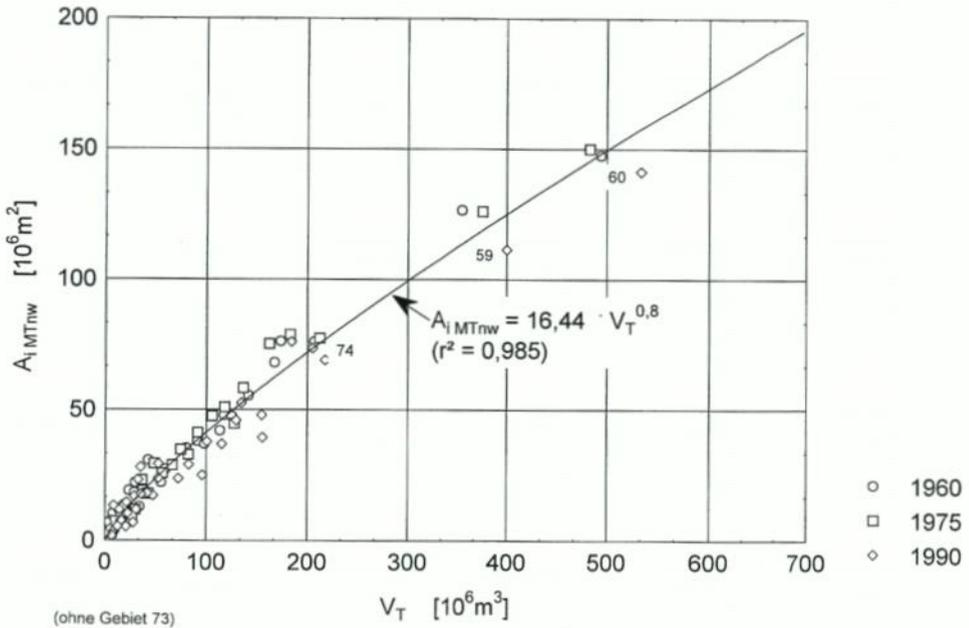


Abb. 10: Gezeitenflächen in Abhängigkeit vom Tidevolumen der Einzugsgebiete (Ostfriesisches Wattenmeer ohne TEG 73)

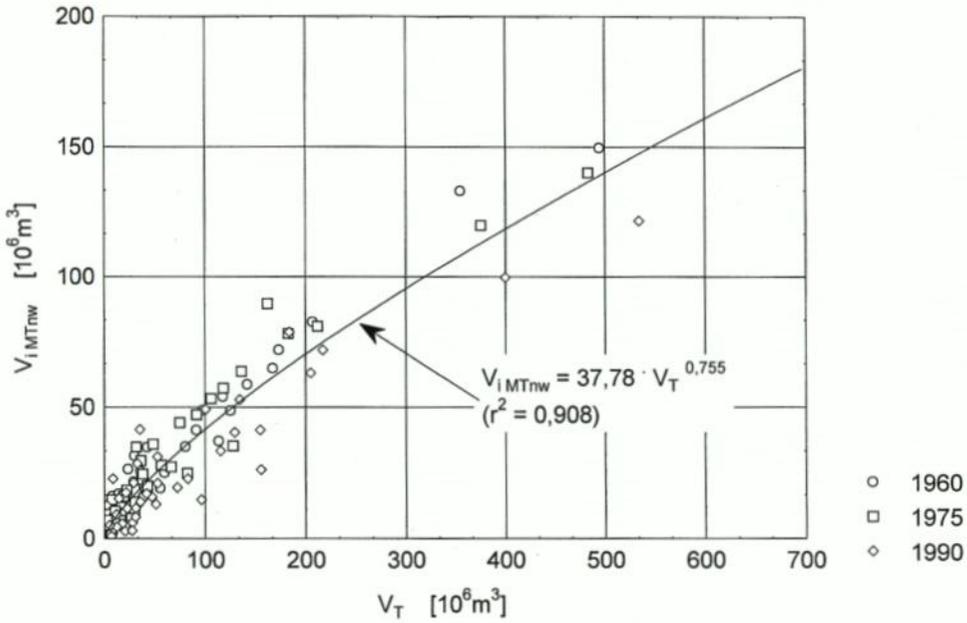


Abb. 11: Sedimentvolumen des Gezeitenbereichs als Funktion des Tidevolumens (Ostfriesisches Wattenmeer ohne TEG 73)

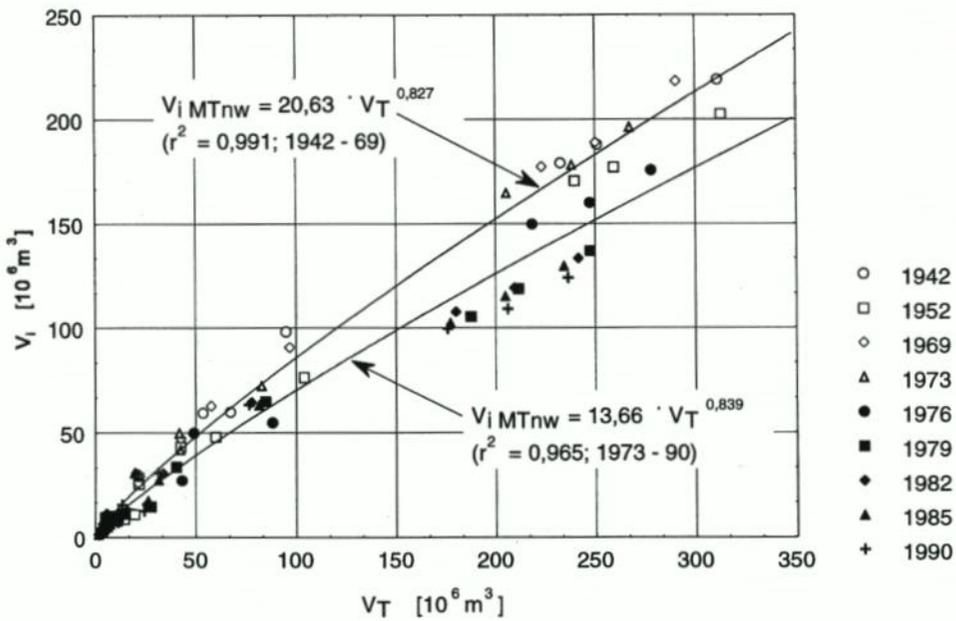


Abb. 12: Sedimentvolumen des Gezeitenbereichs als Funktion des Tidevolumens (Dithmarscher Bucht); Anpassungsfunktionen für die Zeiträume vor und nach den Eindeichungen

– Sedimentvolumen der Ebbdeltas und Tidevolumen

Für die Ebbdeltas der US-amerikanischen Küsten haben WALTON u. ADAMS (1976) – wie bereits erwähnt – den Zusammenhang des Ebbdelta-Sedimentvolumens V_0 mit dem Tidevolumen des zugehörigen Einzugsgebietes V_T funktional dargestellt und hinsichtlich der Exponiertheit in drei Klassen unterteilt. Die Daten streuen – insbesondere für moderat exponierte Bereiche – stark um die drei Ausgleichsgeraden der logarithmischen Funktionsdarstellung (Abb. 13). Angesichts der Streubreite der Daten erscheint die Differenzierung der funktionalen Zusammenhänge nicht als zwingend. Im Vergleich zu den Originaldaten weisen die von EYSINK u. BIEGEL (1992) für einige der Ebbdeltas des Westfriesischen Wattenmeeres ermittelten Daten erstaunlich geringe Streuungen gegenüber den drei Funktionsgeraden auf (Abb. 13). Allerdings ist auch für diese Daten keine Plausibilität hinsichtlich der Differenzierung von WALTON u. ADAMS (1976) zu erkennen. Vergleichbare Daten einiger Ebbdeltas des Ostfriesischen Wattenmeeres liegen hingegen weit außerhalb der von WALTON u. ADAMS (1976) vorgegebenen funktionalen Zusammenhänge; ein vergleichbarer funktionaler Zusammenhang ist aber mit geringerer Streubreite als bei den Originaldaten erkennbar. Sie liegen überwiegend außerhalb des Streubereichs der Originaldaten und zwar durchweg mit einheitlicher Tendenz, die nach der Differenzierung von WALTON u. ADAMS (1976) auf eine stärkere Exponiertheit als bei den Ebbdeltas der US-amerikanischen Küsten und des Westfriesischen Wattenmeeres hindeutet. Insbesondere hinsichtlich der letztgenannten Region sind derart gravierende Unterschiede nicht nachvollziehbar. Damit liegt der Schluß nahe, daß der von WALTON u. ADAMS (1976) ausgewiesene Zusammenhang zwischen dem Sedimentvolumen von Ebbdeltas und dem Tidevolumen des zugehörigen Einzugsgebietes

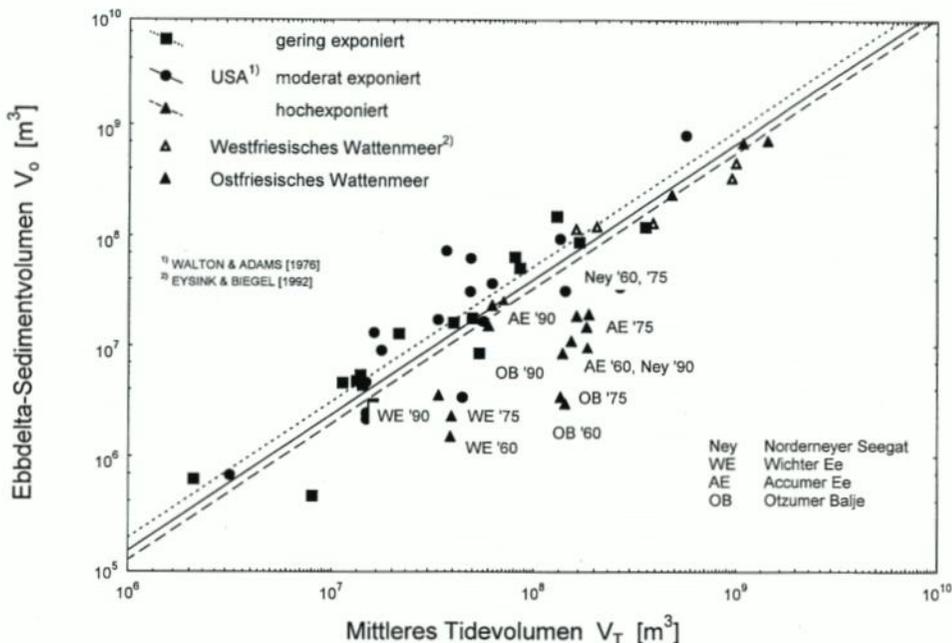


Abb. 13: Sedimentvolumen der Ebbdeltas von Seegaten in Abhängigkeit vom Tidevolumen der zugehörigen Einzugsgebiete (Küsten der USA, Westfriesisches und Ostfriesisches Wattenmeer)

qualitativ zutreffend, aber quantitativ nicht übertragbar ist. Die Differenzierung hinsichtlich der Exponiertheit erscheint nach Einbeziehung von Daten des West- und Ostfriesischen Wattenmeeres noch weniger plausibel als bei alleiniger Betrachtung der Originaldaten. Anzumerken ist weiterhin, daß die Quantifizierung der Sedimentvolumen von Ebbedeltas nach WALTON u. ADAMS (1976) zwar zu einer Objektivierung und Vergleichbarkeit führt; in der Anwendung haben sich aber in einigen Fällen nicht plausible Ergebnisse eingestellt, für die noch Erklärungen zu finden sind. Insofern ist den Vorbehalten von BRUUN (1978) beizupflichten.

5. Sedimentbedarf zum Erhalt des morphodynamischen Gleichgewichts

Das großskalige morphodynamische Gleichgewicht ist im Wattenmeer in den letzten Jahrhunderten erhalten geblieben, weil infolge einer hinreichenden Sedimentzufuhr die Watten in ihrer Höhenlage dem Anstieg des Meeresspiegels folgen konnten. So erklärt sich beispielsweise, daß die Tidevolumen als morphodynamische Gestaltungsfaktoren trotz des Meeresspiegelanstiegs für die Gesamtheit des Ostfriesischen Wattenmeeres seit 1650 keinen wesentlichen Zuwachs erfahren haben (NIEMEYER, 1993, 1995). Wie bereits ausgeführt, ist es für die künftige Entwicklung des Wattenmeeres sowohl im Hinblick auf den Insel- und Küstenschutz als auch hinsichtlich des Naturschutzes entscheidend, ob diese Grundvoraussetzungen für den Erhalt des bestehenden morphodynamischen Gleichgewichts auch dann noch gegeben bleiben, wenn der Anstieg des relativen Meeresspiegels sich erheblich beschleunigt. Mit dem gegenwärtig verfügbaren Instrumentarium läßt sich diese zentrale Frage noch nicht abschließend beantworten. Es ist aber möglich, unter Vorgabe von Szenarien für einen sich möglicherweise zukünftig beschleunigenden relativen Meeresspiegelanstieg (DE RONDE u. VOGEL, 1988; IPCC, 1990, 1992; RWS-DGW, 1991), den für einen Erhalt des morphodynamischen Gleichgewichts erforderlichen Sedimentbedarf der Tidebecken nach der Gleichung

$$V_{s,erf} = R_{SL} \cdot A_b \cdot M_{Thw} \quad (11)$$

abzuschätzen. Diese Beziehung geht von der vereinfachenden – und in dieser Form unzutreffenden – Annahme aus, daß die Anpassung der Morphologie an den Meeresspiegelanstieg gleichmäßig über das gesamte Einzugsgebiet verteilt unter Beibehaltung der Formen erfolgt. Es kann aber aufgrund der Entwicklung der letzten Jahrhunderte (HOMEIER, 1962; NIEMEYER, 1993, 1995) als geeignete erste Näherung zur Abschätzung des Sedimentbedarfs infolge eines angenommenen relativen Meeresspiegelanstiegs angesehen werden. Dieser Ansatz beinhaltet noch keine Aussagen zur Größe der Phasenverschiebung der morphologischen Anpassung gegenüber dem vorausseilenden Meeresspiegelanstieg. Es wurden für die Ermittlung des Sedimentbedarfs zum Erhalt des morphodynamischen Gleichgewichts nach den Szenarien von RWS-DGW (1991) folgende Anstiegsraten eines relativen Meeresspiegelanstiegs R_{SL} für den Zeitraum von 100 Jahren angenommen:

- a) $R_{SL} = 0,20$ m
- b) $R_{SL} = 0,60$ m
- c) $R_{SL} = 0,85$ m
- d) $R_{SL} = 1,00$ m.

Auf dieser Grundlage wurde nach Gl. (11) für die Szenarien a) bis d) der für den Erhalt des morphodynamischen Gleichgewichts erforderliche Sedimentbedarf ermittelt (Tab. 1, Abb. 14). Es kann nicht davon ausgegangen werden, daß die Leistungsfähigkeit des Küstenquertransportes in einem solchen Maße steigen wird, wie es bei wesentlich höheren Anstiegsraten des relativen Meeresspiegelanstiegs als den gegenwärtigen für den Erhalt des morphodynamischen Gleichgewichts erforderlich sein würde. Auf jeden Fall ist davon auszuge-

Tab. 1: Durchschnittlich pro Jahr erforderliche Sedimentvolumen $V_{s, \text{erf}}$ für den Erhalt des morphologischen Gleichgewichts unter Annahme verschiedener Szenarien des relativen Meeresspiegelanstiegs (Ostfriesisches Wattenmeer und Dithmarscher Bucht)

Einzugsgebiet	$V_{s, \text{erf}} [\cdot 10^6 \text{ m}^3 / \text{Jahr}]$			
	Meeresspiegelanstieg [m / Jahr]			
	0,002	0,006	0,0085	0,010
Osterems	0,708	2,125	3,010	3,541
Norderneyer Seegat	0,213	0,639	0,905	1,065
Wichter Ee	0,046	0,139	0,196	0,231
Accumer Ee	0,203	0,609	0,863	1,015
Otzumer Balje	0,149	0,447	0,633	0,745
Harle	0,136	0,407	0,576	0,678
Dithmarscher Bucht	0,221	0,663	0,939	1,105

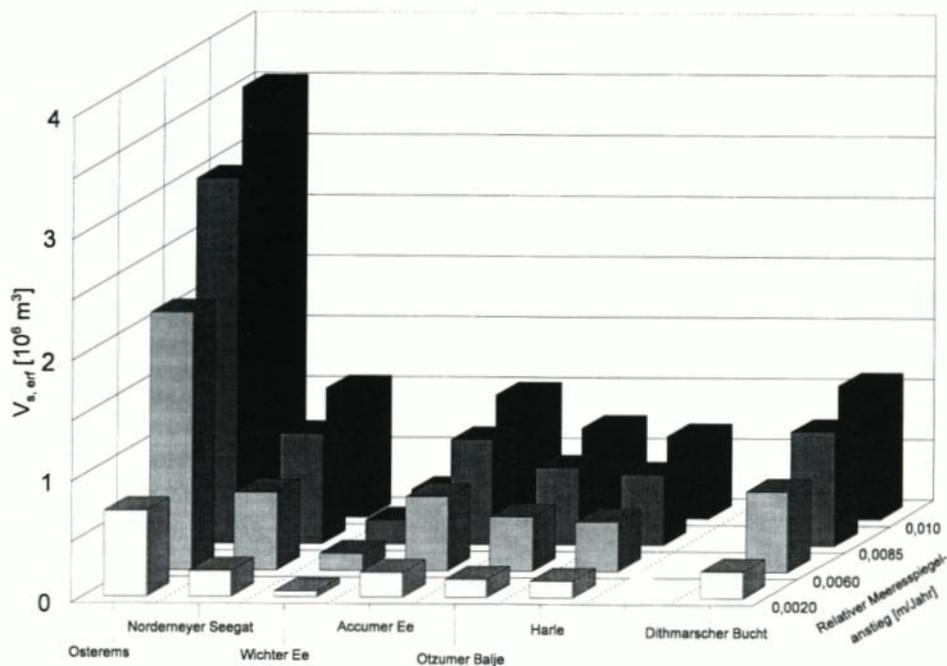


Abb. 14: Durchschnittlich pro Jahr erforderliche Sedimentvolumen $V_{s, \text{erf}}$ für den Erhalt des morphodynamischen Gleichgewichts unter Annahme verschiedener Szenarien des relativen Meeresspiegelanstiegs (Ostfriesisches Wattenmeer und Dithmarscher Bucht)

hen, daß mit einem erhöhten Sedimentbedarf eine größere Phasenverschiebung der morphologischen Anpassung gegenüber dem vorseilenden Meeresspiegelanstieg verbunden sein wird.

Allerdings ist nach den Eindeichungen der Zuider- und Lauwerszee in den Niederlanden festgestellt worden, daß der Küstenquertransport bei erhöhtem Sedimentbedarf zur Wiederherstellung des morphodynamischen Gleichgewichts höhere Importmengen in das Wattenmeer liefert als nach der gegenwärtigen Anstiegsrate des Meeresspiegels erforderlich wäre (STIVE u. EYSINK, 1989). Aus phänomenologischen Analysen für das Einzugsgebiet des Frieschen Zeegats hat sich ergeben, daß diese Erhöhung der Transportkapazitäten des Küstenquertransportes aus den Sedimentvolumen des Ebbdeltas gespeist wurde, das offenbar eine Pufferfunktion für den wechselnden Sedimentbedarf des Wattenmeeres ausübt und somit flexiblere Reaktionen ermöglicht (STIVE u. EYSINK, 1989; NIEMEYER, 1990).

6. Anwendungsbeispiele empirischer und konzeptioneller Modelle

6.1 Linienmodell des Ebbdeltas

DE VRIEND, BAKKER u. BILSE (1994) haben das Zweilinienmodell von BAKKER (1968) auf das Ebbdelta des Frieschen Zeegats angewandt und auf dieser Grundlage auch hypothetische Fälle untersucht. Im Rahmen der Kooperation wurde dieses Modell DELTA auch für Untersuchungen des deutschen Teilprojekts vor Veröffentlichung der Ergebnisse zur Verfügung gestellt. Das Modell beschränkt sich auf den Bereich oberhalb der NN - 5 m - Linie, die als Basis des Ebbdeltas angesehen wird. Bei der Anwendung des Modells wird vorausgesetzt, daß hier der seegangserzeugte Sedimenttransport vorherrscht. Dabei wird die Lage der Basis des Ebbdeltas als Verlängerung der entsprechenden Tiefenlinie auf dem Vorstrand der beiderseits des Seegats liegenden Inseln angesehen; ihre Lageänderungen werden über die Simulation der Materialtransporte gesteuert. Es erfolgt eine Unterscheidung in die drei Bereiche oberdriftig, Ebbdelta und unterdriftig. Als Hauptelemente des Ebbdeltas werden die Hauptebberinne, kleinere Flutrinnen und die Randlappen des Deltas berücksichtigt. In der Modellrechnung erfolgt eine Simulation von insgesamt 15 verschiedenen Sedimentströmen und deren Materialbilanz in sechs Knoten an den drei Knickpunkten der Vorstrandlinie, an den Endpunkten der Strandlinien auf den angrenzenden Inseln und an der Mündung des Seegats (Abb. 15).

Das Modell wurde in einem ersten Versuch auf das Ebbdelta des Norderneyer Seegats angewandt. Als Ausgangssituation wurde der Zustand von 1960 gewählt; die für das Betreiben von Linienmodellen erforderliche Küstenkonstante wurde in erster Näherung aus dem Bereich des westfriesischen Seegats Marsdiep (BAKKER et al., 1988) übernommen. Als Quertransportkonstante wird analog zum Vorgehen von DE VRIEND, BAKKER u. BILSE (1994) für das Friesche Zeegat der Wert $b = 0,5$ m/Jahr angesetzt. Die Ergebnisse der Modellrechnungen (Abb. 16) wurden mit den Daten für die Zustände von 1975 und 1990 verglichen (Tab. 2).

Die Ergebnisse lassen erkennen, daß mit Hilfe des Modells DELTA die Lage des Ebbdeltas in Bezug zu den angrenzenden Düneninseln realistisch reproduzierbar ist. Das Ergebnis ist insofern erstaunlich, da in diesem Bereich in dem Untersuchungszeitraum signifikante morphologische Veränderungen stattgefunden haben (LIEBIG, 1994). Es ist aber festzuhalten, daß die Vielfalt der Änderungen erheblich größer ist als die mit dem Modell

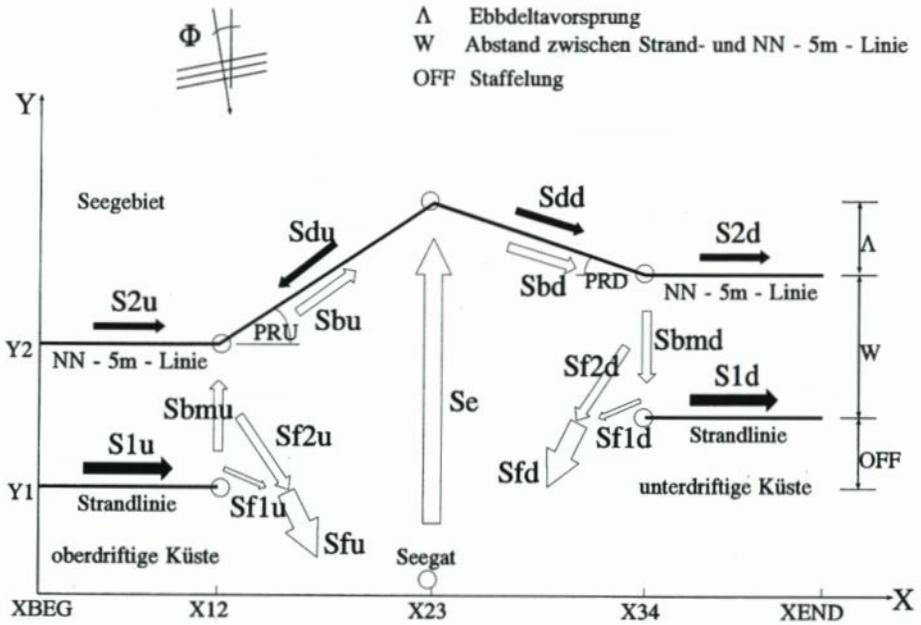


Abb. 15: Sedimentströme im Modell DELTA nach (BILSE, 1993 und GOLDENBOGEN et al., 1994)

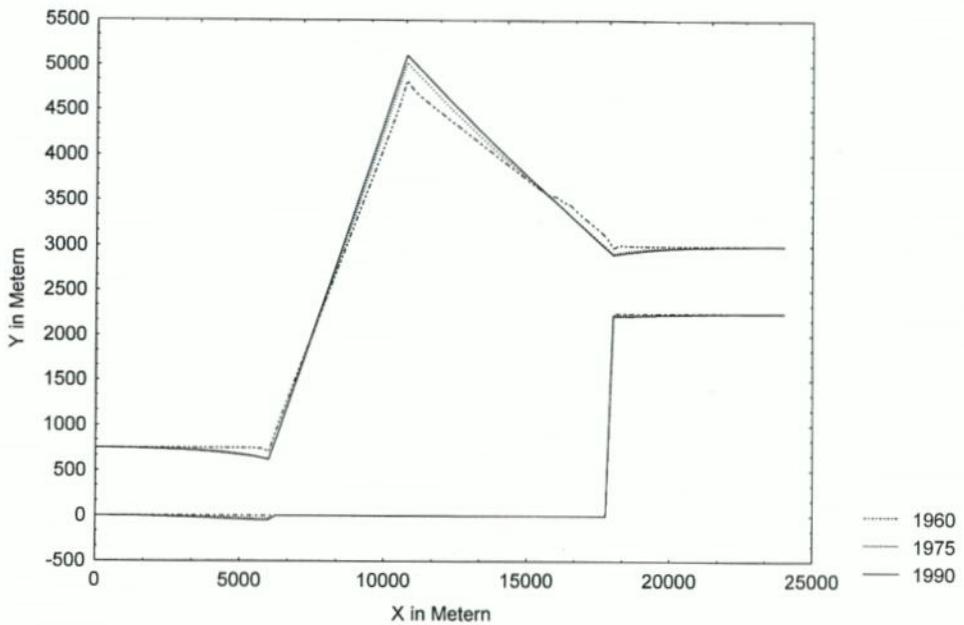


Abb. 16: Seewärtige Auslenkung des Ebbdeltas des Norderneyer Seegats (Ergebnisse des Modells DELTA) (GOLDENBOGEN et al., 1994)

Tab. 2: Seewärtige Auslenkung des Ebbdeltas; Vergleich der Rechnungen mit dem Modell DELTA und Naturdaten für das Norderneyer Seegat (GOLDENBOGEN et al., 1994)

Jahr	Δ gemessen [m]	Δ berechnet [m]
1960	1750	1750 (Anfangswert aus Messung)
1975	1900	1917
1990	2000	1979

DELTA reproduzierten Lageänderungen der Achsen des Ebbdeltas, was allein aus der vereinfachenden Strukturierung der Transportfaktoren und -prozesse erklärbar ist.

6.2 Konzeptionelles Tidebecken-Modell TIDYN

In den Niederlanden ist für die morphodynamische Modellierung von Tidebecken mit Rinnen und zugehörigen Wateinzugsgebieten das Modell TIDYN entwickelt worden (VAN DONGEREN u. DE VRIEND, 1994), das für die Arbeiten im deutschen Teilprojekt von WADE zur Verfügung gestellt worden ist. Hierauf aufbauend ist eine Fortentwicklung vorgenommen worden, die eine Optimierung der Randbedingungen zur Lösung der Bestimmungsgleichungen für die Transporte hinsichtlich der Datenanalysen für den jeweiligen regionalen Anwendungsbereich beinhaltet. Weiterhin wurde die Umkehr des Sedimentationsmechanismus entsprechend phänomenologischer Kenntnisse der Naturprozesse (NIEMEYER, 1991) implementiert und der Aufbau eines hierarchisch gegliederten Modells aus einer beliebigen Anzahl über Knoten gekoppelter Teilsysteme von Rinnen mit zugehörigen Einzugsgebieten ermöglicht. Hierdurch wurde die Anwendung auf Wattenbereiche mit Hierarchien von Rinnen und Teileinzugsgebieten möglich (GOLDENBOGEN et al., 1994; GOLDENBOGEN, 1994).

Als erster Testfall für das erweiterte Modell TIDYN wurde die Entwicklung der Dithmarscher Bucht für den Zeitraum von 1970 bis 1990 reproduziert (GOLDENBOGEN et al., 1994; GOLDENBOGEN, 1994), innerhalb dessen die beiden Teileindeichungen von 1972 und 1978 stattfanden. Ergänzend zu den bereits ausführlich erfolgten Darstellungen (GOLDENBOGEN et al. 1994; GOLDENBOGEN, 1994) sollen hier auf der Grundlage eines bisher nicht publizierten Berechnungsbeispiels aus dem Modellgebiet erkannte Schwachpunkte und eventuelle Verbesserungsmöglichkeiten diskutiert werden, um insbesondere die gegenwärtigen Anwendungsgrenzen des Modells aufzuzeigen.

Die Ergebnisse für den Knoten 9 (Abb. 17), der das Teileinzugsgebiet Speicherkoog repräsentiert, werden hierfür als Beispiele herangezogen (Abb. 18 u. 22). Bei dem hier gewählten Bereich eines deichnahen Teileinzugsgebietes, das zudem durch die Vordeichung verkleinert wurde, treten deutliche Schwierigkeiten bei der Reproduktion der Wathöhen auf, die durch erheblich stärkere Differenzen zwischen Modell- und Naturdaten gekennzeichnet sind (Abb. 18), als die für Knoten mit großflächigen Anteilen deichferner Watten (GOLDENBOGEN et al. 1994; GOLDENBOGEN, 1994). Die Reproduktion des Rinnenmündungsquerschnitts und der Gezeitenflächen ist hingegen auch für dieses Teiluntersuchungsgebiet als tendenziell zutreffend mit zufriedenstellender Übereinstimmung von Modell- und Naturdaten anzusehen. Die Diskrepanz in der Naturähnlichkeit bei der Reproduktion der verschiedenen modellierten Parameter gab Anlaß zur Ursachenforschung. Eine vorab ausgeführte Sensitivitätsanalyse der von VAN DONGEREN u. DE VRIEND (1994) übernommenen

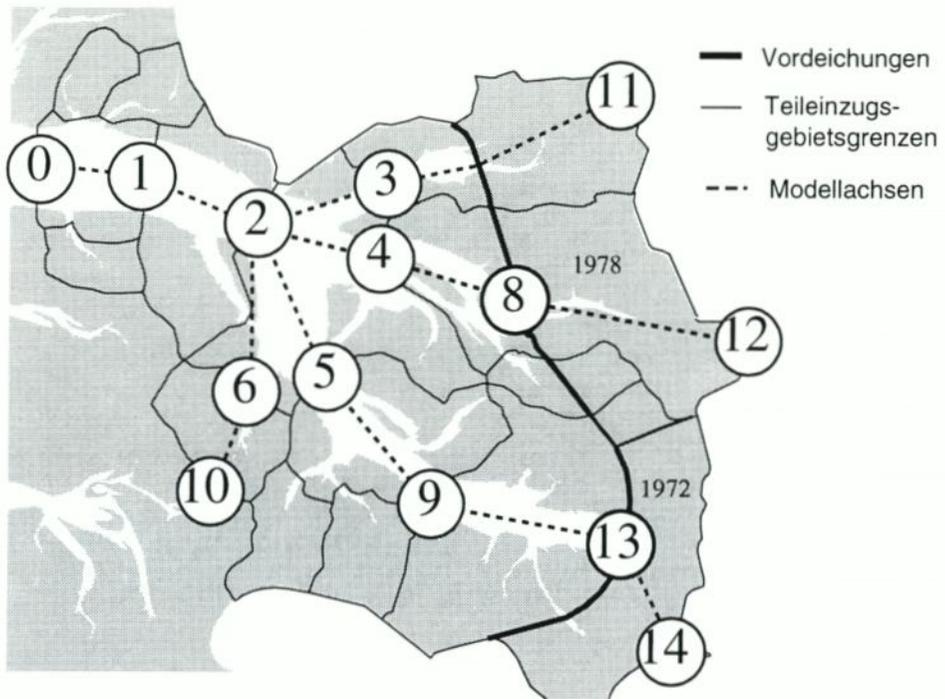


Abb. 17: Einteilung der Teileinzugsgebiete in der Dithmarscher Bucht in Modellkompartimente (Knoten 9)

Modellparameter und Zeitskalen machte deutlich, daß über deren Variation keine grundsätzliche Verbesserung der Naturähnlichkeit zu erreichen ist, wie am als repräsentativ anzusehenden Beispiel für die Zeitskala der morphologischen Rinnenanpassung deutlich wird (Abb. 19).

Eine wesentliche Ursache der relativ starken Abweichungen der Modellergebnisse von den Naturdaten für das charakteristische Wattniveau liegt sicherlich in dem im Modell enthaltenen Ansatz, der in kleineren Teileinzugsgebieten zwangsläufig ein erhebliches Versagensrisiko impliziert, da es nur dessen oberen Grenzwert (GOLDENBOGEN et al., 1994; SCHROEDER, 1994) berücksichtigt. Der im Modell hierüber berücksichtigte funktionale Zusammenhang mit der Einzugsgebietsfläche weist für die kleinsten Teileinzugsgebiete Variationen bis zu etwa 1,3 m für das Ostfriesische Wattenmeer und bis zu etwa 1,0 m für die Dithmarscher Bucht auf (GOLDENBOGEN et al., 1994; SCHROEDER, 1994). Insofern kann für die Reproduktion der Watthöhen im Modell nur eine verbesserte Naturähnlichkeit erwartet werden, wenn ein geeigneterer Ansatz zur Verfügung gestellt werden kann. Ein verbesserter Ansatz muß vor allem den Gestaltungsfaktor Seegang einbeziehen. In den Modellgleichungen findet als Ausgangsgröße nur das Tidevolumen mittelbar über die Einzugsgebietsfläche als prägende hydrodynamische Randbedingung Berücksichtigung. Der Seegang ist jedoch in den oberhalb des Meeresspiegels liegenden Wattbereichen morphologisch prägend (NIE-MEYER, 1983, 1991). Deren relativer Anteil ist in den kleineren, zumeist ufernah gelegenen Teileinzugsgebieten deutlich größer als in den größeren, seewärtiger gelegenen und auch als in den Gesamteinzugsgebieten, die wiederum primär tidegeprägt sind. In den Teileinzugsge-

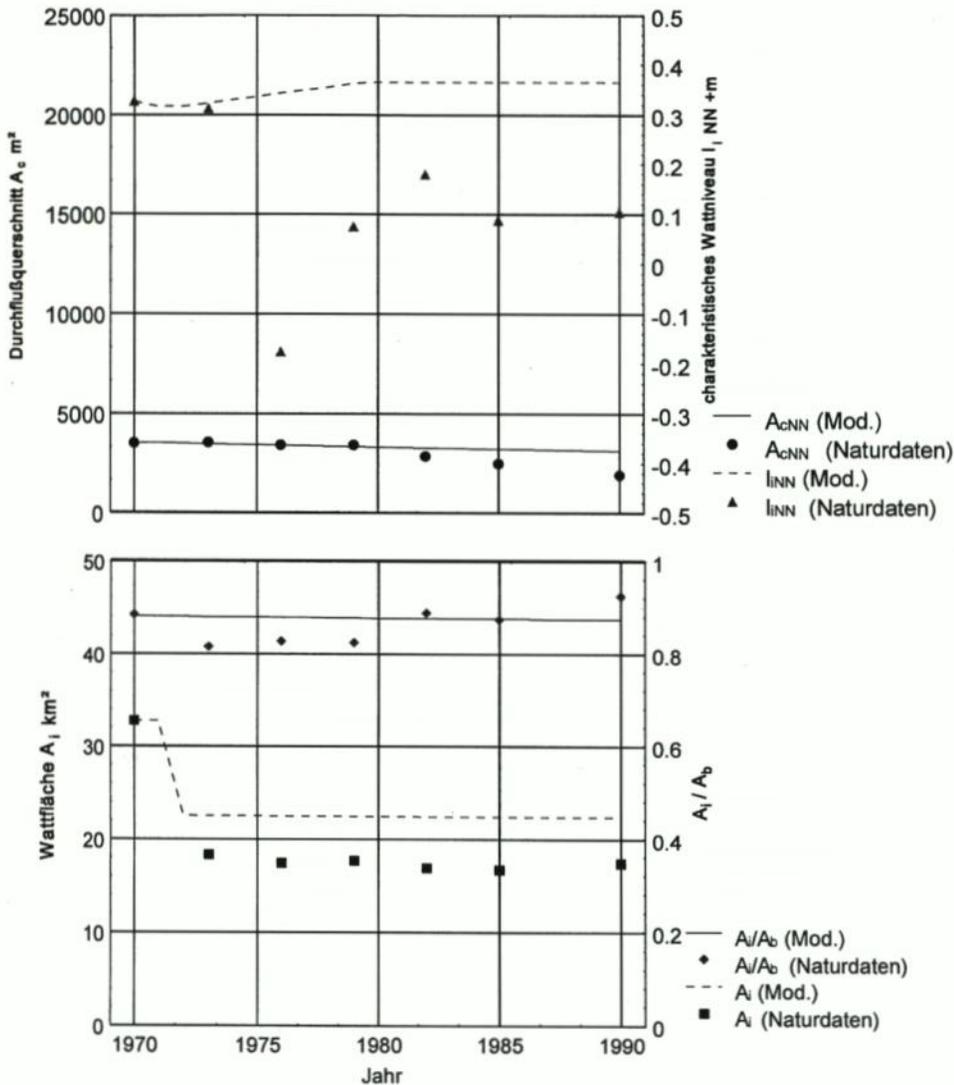


Abb. 18: Vergleich von Modellergebnissen und Meßdaten für die kennzeichnenden Parameter Mündungsquerschnitt, charakteristisches Wattniveau, Gezeitenfläche und Relation von Gezeiten- und Einzugsgebietsfläche für das Teileinzugsgebiet Speicherkoog (Knoten 9, Abb. 17) in der Dithmarscher Bucht (ohne Sedimenttransport von den Wattoberflächen zu den Rinnen)

bieten, deren Watthöhen stärker durch die Lage und Exponiertheit zum einschwingenden Seegang bestimmt werden, sind daher von einem allein die Tidedynamik berücksichtigenden Modell keine naturähnlichen Ergebnisse zu erwarten.

Ein Vergleich des oberen Grenzwertes mit den Naturdaten für die Teileinzugsgebiete Neue-Schell-Legde (Knoten 6), Sommerkoog (Knoten 5) und Speicherkoog (Knoten 9) (Abb. 2 u. 17) verdeutlicht dieses Defizit: Das charakteristische Wattniveau wird für das seewärts gelegene TEG Neue-Schell-Legde nicht nur am stärksten überschätzt, es wird auch relativ zu den anderen beiden Gebieten falsch eingeordnet (Abb. 20).

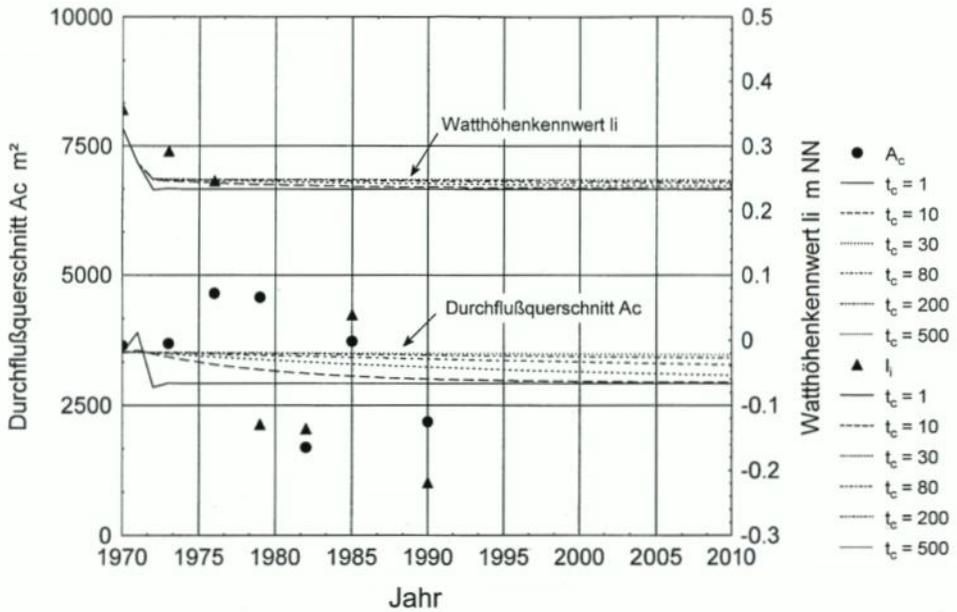


Abb. 19: Variation der Modellergebnisse für Mündungsquerschnitt und charakteristisches Wattniveau in Abhängigkeit von der morphologischen Zeitskala für den Rinnenquerschnitt für das Teileinzugsgebiet Speicherkoog (Knoten 9, Abb. 17) in der Dithmarscher Bucht (ohne Sedimenttransport von den Wattflächen zu den Rinnen)

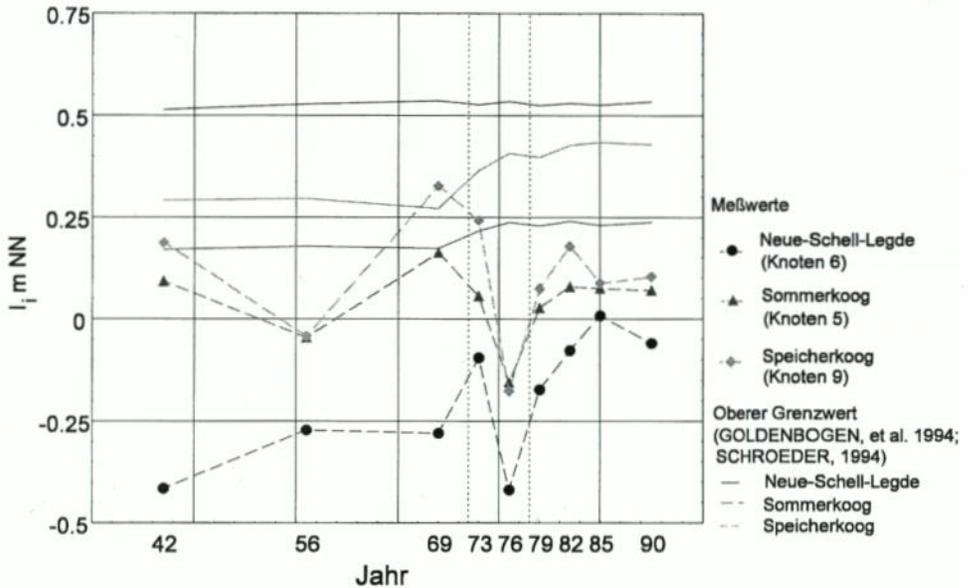


Abb. 20: Vergleich der Naturdaten des charakteristischen Wattniveaus mit dem oberen Grenzwert

Die Daten machen zudem ein weiteres wesentliches Defizit des Modellkonzepts hinsichtlich der naturähnlichen Reproduktion morphodynamischer Folgewirkungen von Reduktionen der Einzugsgebietsflächen – wie im gewählten Beispiel partieller Abdeichungen – deutlich: die im Modellmechanismus unzureichend berücksichtigte Pufferfunktion morphologischer Großformen (NIEMEYER, 1994). Während der angenommene Sedimentimport ohne weitere Differenzierung auch das durch Erosion von Ebbedeltaplaten und Düneninselstränden verfügbare Sedimentangebot (STIVE u. EYSINK, 1989; NIEMEYER, 1990) mittelbar impliziert, wird die vergleichbare Funktion der Watten (NIEMEYER, 1991) außer Acht gelassen. Nach den Teileindeichungen ist – beginnend in den deichnahen Bereichen (NIEMEYER, 1991) – mit einer schnellen Sedimentation der von ihnen nun eingepolderten Einzugsgebieten abgeschnittenen deichnahen Priele auszugehen. Der dafür erforderliche Sedimentbedarf wird zum Teil vorübergehend durch Erosion benachbarter Wattflächen gedeckt. Dieser Vorgang ist im Mechanismus des Modells TIDYN (VAN DONGEREN u. DE VRIEND, 1994) nicht implementiert, was als Ursache für die starken Abweichungen von Modell- und Naturdaten für das charakteristische Wattniveau mit hoher Wahrscheinlichkeit anzusehen ist (NIEMEYER, 1994).

Es ist daher für eine naturähnliche Modellierung der morphodynamischen Prozesse unumgänglich, das Grundmuster der Transportprozesse des Modells zu erweitern (Abb. 21), indem ergänzend eine Erosion der Wattoberflächen bei Sedimentbedarf im Rinnenquerschnitt vorgesehen wird (NIEMEYER, 1994): Zu Testzwecken wurde daher eine – von vornherein als unzureichend, aber als tendenziell weiterführend anzusehende – Erweiterung des Softwarepaketes TIDYN (Abb. 22; GOLDENBOGEN, 1995) zur Umsetzung dieser Idee vorgenommen. In diesem Ansatz wird die Erosion des Wattes und der daraus resultierende Sedimenttransport zur Rinne lediglich durch deren zusätzlichen Sedimentbedarf bestimmt, ohne daß Wechselwirkungseffekte in weiterem Umfang einbezogen werden. Die Ergebnisse auf dieser Grundlage weisen tendenzielle Verbesserungen (Abb. 23) gegenüber dem bisher-

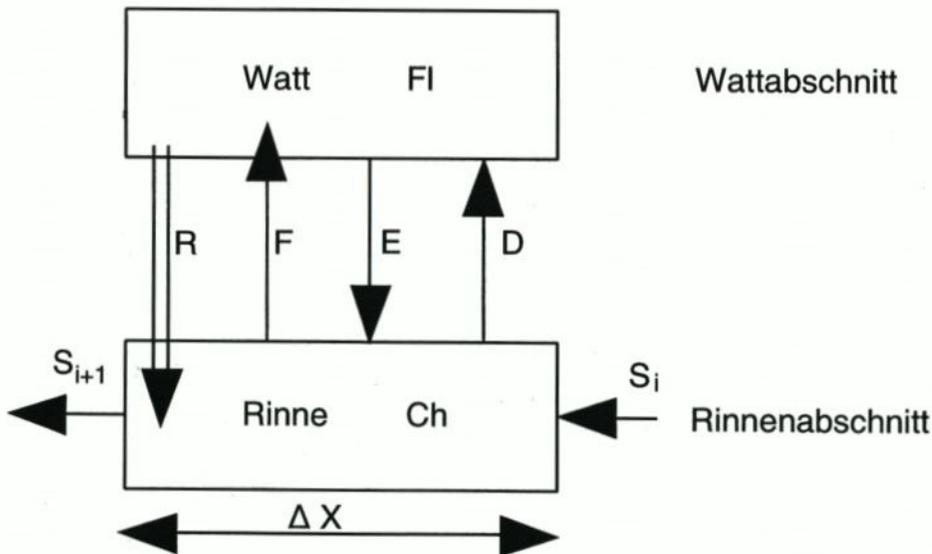


Abb. 21: Erweiterung der Transportprozesse im Modell TIDYN durch Sedimenttransport zur Rinne infolge Erosion der Wattoberfläche (NIEMEYER, 1994)

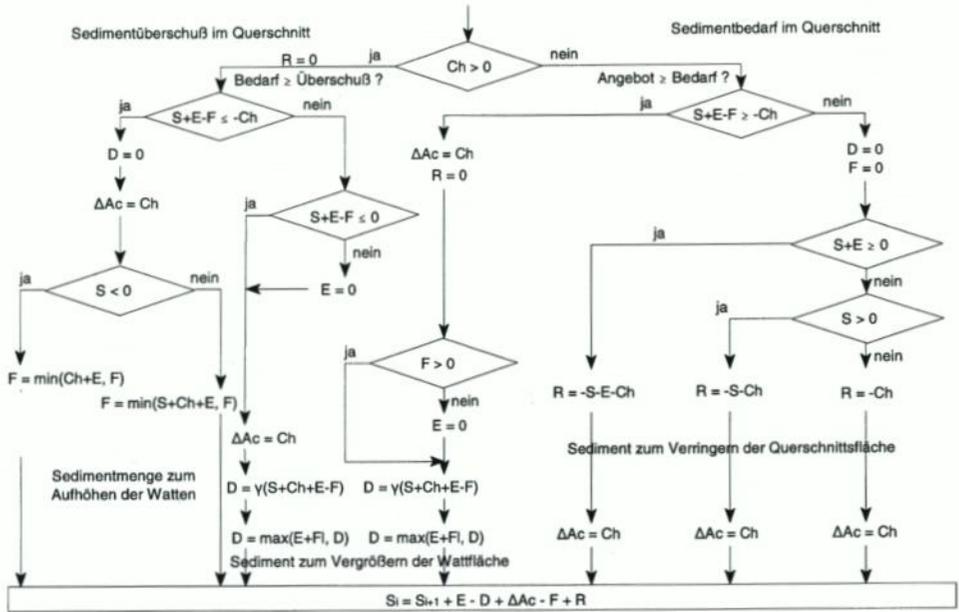


Abb. 22: Erweiterung der Software des Modells TIDYN zur Einbeziehung des Sedimenttransportes zur Rinne infolge Erosion der Wattoberfläche nach Abb. 21 – Programmablaufplan (Goldenbogen, 1995)

gen Ansatz (Abb. 18) auf. Insbesondere erfolgt eine Abnahme des Wattniveaus nach der Abdeichung und somit eine Ausschaltung der bisherigen monokausalen Zuordnung von Erhöhungen des Wattniveaus bei Verkleinerung der Einzugsgebietsfläche. Trotz dieses ersten erfolgreichen Umsetzens eines verbesserten Konzeptes (NIEMEYER, 1994) sind aber noch erhebliche Anstrengungen zu leisten, um derartige morphodynamische Vorgänge annähernd naturähnlich modellieren zu können.

7. Zusammenfassung, Schlußfolgerungen und Ausblick

In der ersten Phase des deutsch-niederländischen Forschungsvorhabens „Wadden Sea morphological development due to the acceleration of relative sea-level rise“ (WADE) sind im deutschen Teilprojekt sechs Wateinzugsgebiete im Ostfriesischen Wattenmeer und die Dithmarscher Bucht an der schleswig-holsteinischen Westküste exemplarisch untersucht worden. Zielsetzung der Arbeiten war und ist es, Grundlagen für empirische und konzeptionelle morphodynamische Modelle zu erstellen, mit deren Hilfe die morphodynamischen Reaktionen von Wattgebieten auf einen sich beschleunigenden relativen Meeresspiegelanstieg vorausschauend abgeschätzt werden können.

Als Grundlage für weitergehende Untersuchungen wurden morphodynamisch repräsentative Parametrisierungen für Wattgebiete vorgenommen; dabei ist zum einen Vorbildern aus der Literatur gefolgt worden und zum anderen sind bedarfsgemäß auch neuartige Kenngrößen definiert worden. Auf der Grundlage physikalisch plausibler Funktionsgleichungen dieser Parameter ist mit Hilfe von Regressionsanalysen deren funktionaler Zusammenhang

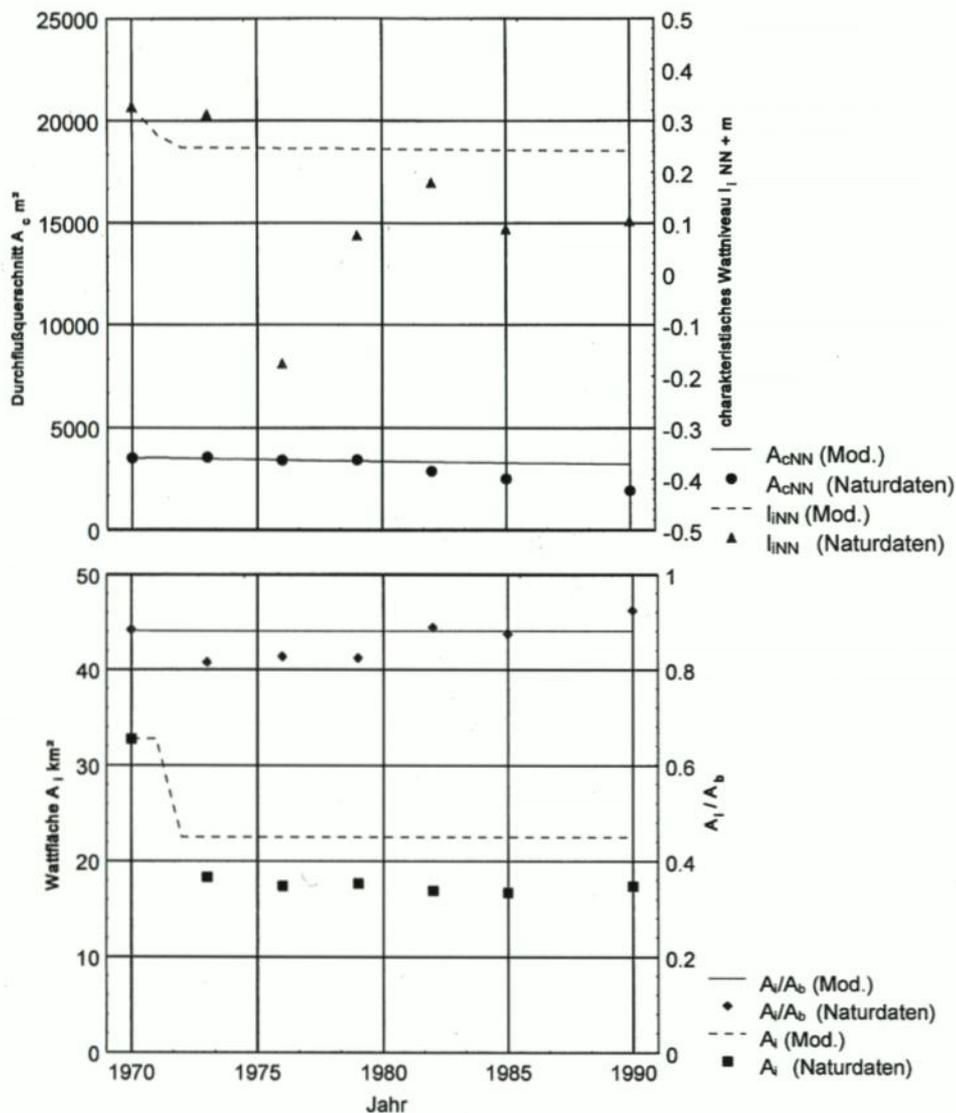


Abb. 23: Vergleich von Modellergebnissen und Meßdaten für die kennzeichnenden Parameter Mündungsquerschnitt, charakteristisches Wattniveau, Gezeitenfläche und Relation von Gezeiten- und Einzugsgebietsfläche für das Teileinzugsgebiet Speicherkooog (Knoten 9, Abb. 17) in der Dithmarscher Bucht mit Sedimenttransport von den Wattoberflächen zu den Rinnen

auf ihre statistische Qualität untersucht worden. Hierbei konnten wesentliche quantitative Zusammenhänge hinsichtlich morphodynamischer Gleichgewichtszustände in Wattengebieten mit regionaler und teilweise auch überregionaler Gültigkeit gewonnen werden. Am Fall der Dithmarscher Bucht konnten auf dieser Grundlage zudem die Auswirkungen der dort vorgenommenen beiden Teileindeichungen analysiert werden. Des weiteren wurde in einem ersten Ansatz für verschiedene Szenarien eines sich beschleunigenden relativen Meeres-

spiegelanstiegs der Sedimentbedarf ermittelt, der in den jeweiligen Untersuchungsgebieten für den Erhalt des bestehenden morphodynamischen Gleichgewichts erforderlich sein würde.

Die Ermittlung statistisch zuverlässiger und räumlich sowie zeitlich stabiler funktionaler Zusammenhänge für hydrodynamisch-morphologische Gleichgewichtszustände soll als Grundlage für die Fortentwicklung empirischer und konzeptioneller morphodynamischer Modelle dienen, die auch Übergangszustände zwischen Gleichgewichtszuständen quantitativ nachbilden können und somit als Prognoseinstrumente in Zeitskalen der Ingenieurplanung einsetzbar sind. Als erste Schritte in dieser Richtung ist zum einen das – in den Niederlanden entwickelte – Zweilinienmodell DELTA auf die Lageveränderungen des Ebbdeltas vom Norderneyer Seegat angewandt worden. Zum anderen wurde das – ebenfalls in den Niederlanden entwickelte – morphodynamische Tidebecken-Modell TIDYN für die Anwendung auf großräumige Wattgebiete unter Optimierung der Randbedingungen und qualitativer Anpassung von Transport-, Erosions- und Sedimentationsvorgängen an die Naturvorgänge fortentwickelt. Hierdurch konnten teilweise wesentliche Verbesserungen der Naturähnlichkeit erreicht werden, wie eine Anwendung neuerer Versionen des Modells zur Reproduktion der morphodynamischen Folgewirkungen von zwei Teileindeichungen in der Dithmarscher Bucht zeigt. Das Modell weist aber immer noch deutliche Grenzen hinsichtlich der Naturähnlichkeit auf, an deren Überwindung weiter zu arbeiten sein wird. Wesentliche Ursachen für diese Mängel wurden analysiert; hiermit ist eine brauchbare Grundlage für weitere Schritte in Richtung auf verbesserte Naturähnlichkeit dieses Modelltyps geschaffen worden.

Entscheidender Schritt für die morphodynamische Modellierung des Gesamttraumes Wattenmeer wird neben wesentlichen Verbesserungen von Modelltypen für Ebbdeltas einschließlich angrenzender Düneninselstrände wie DELTA einerseits und denen für Tidebecken wie TIDYN die Entwicklung eines Kopplungsmechanismus zwischen beiden sein. Insofern ist für die morphodynamische Modellierung von Gesamtsystemen des Wattenmeeres im Mittel- und Langfristmaßstab ergänzend zur Verfeinerung und Fortentwicklung verfügbarer empirischer oder konzeptioneller Modelle noch elementare Entwicklungsarbeit einschließlich der Formulierung prägender physikalischer Prozesse erforderlich.

8. Danksagung

Das deutsche Teilprojekt des Forschungsvorhabens WADE wird vom Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) begleitet und vom Bundesministerium für Forschung und Technologie gefördert. Es wird in der Forschungsstelle Küste des Niedersächsischen Landesamtes für Ökologie bearbeitet. Bei diesen Arbeiten hat es vielfältige Unterstützung von Fachkollegen aus dem eigenen Haus und aus anderen Institutionen des deutschen Küsteningenieurwesens, insbesondere vom ALW Heide und der WSD Nordwest, sowie von zahlreichen niederländischen Kollegen des Rijksinstituut voor Kust en Zee, des Waterloopkundig Laboratorium und der Universiteit Twente gegeben, ohne die das bisher Erreichte nicht möglich gewesen wäre. Insbesondere gilt dies für Prof. Dr. ir. H. de Vriend von der Universiteit Twente, der die Modelle DELTA und TIDYN in einer Form zur Verfügung stellte, die deren unmittelbare Nutzung ebenso erlaubte wie ihre Ergänzung.

9. Schriftenverzeichnis

- BAKKER, W. T.: A mathematical theorie about sand waves and its application on the Dutch isle of Vlieland. Eng. Departm. f. Coast. Res., Rijkswaterstraat, 1968.
- BAKKER, W. T., VAN DER KERK, C., DE VROEG, J. H.: Determination of coastal constants in mathematical line-models. 2nd European Workshop on Coast. Zon., Loutraki, 1988.
- BRUUN, P.: Stability of tidal inlets-theory and engineering. Developm. Geotech. Eng., Vol. 23, Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam, Oxford, New York, 1978.
- DIECKMANN, R.: Geomorphologie, Stabilitäts- und Langzeitverhalten von Wateinzugsgebieten der Deutschen Bucht. Mitt. Franzius-Institut d. Universität Hannover, H. 60, 1985.
- DE VRIEND, H. J., BAKKER, W. T. u. BILSE, D. P.: A morphological behaviour model for the outer delta of mixed-energy tidal inlets. Coast. Eng., Vol. 23, No. 3/4, 1994.
- DE RONDE, J. G. u. VOGEL, J. A.: Zeespiegelrijzing, hydro meteo scenario's. Ministerie van verkeer en waterstraat, Rijkswaterstaat: Kustverdediging na 1990. techn. rap. 6, Nota GWAO-88.015, Den Haag, 1988.
- EYSINK, W. D.: Morfologie van de Waddenzee. Waterloopk. Laborat. Rap. R 1336, 1979.
- EYSINK, W. D.: Morphologic response of tidal basins to changes. Proc. 22nd Int. Conf. Coast. Eng., Delft, Vol. 2, ASCE, New York, 1991.
- EYSINK, W. D. u. BIEGEL, E. J.: Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function. Delft Hydraulics, Rep. H 1300, 1992.
- GERRITSEN, F.: Morphological stability of inlets and channels of the Western Wadden Sea. Rijkswaterstraat, Dienst Getijdewateren, Rap. GWAO-90.019, Den Haag, 1990.
- GOLDENBOGEN, R.: Erste Ergebnisse empirischer Modellierung der Morphodynamik eines Wateinzugsgebietes am Beispiel der Dithmarscher Bucht. Die Küste, H. 56, 1994.
- GOLDENBOGEN, R.: Dokumentation zur Erweiterungen der Software des Modells TIDYN. NLÖ - Forschungsstelle Küste -, Dezern. Hydrographie d. Küstengebietes, 1995.
- GOLDENBOGEN, R.; SCHROEDER, E.; KUNZ, H. u. NIEMEYER, H. D.: Zwischenbericht zum Forschungsvorhaben WADE. NLÖ -Forschungsstelle Küste-, Schlußber. z. Phase I BMFT/KFKI-FV MTK 0508, Norderney, 1994.
- HAYES, M. O.: Morphology and sand accumulation in estuaries. in: L. E. Cronin: Estuarine Research, Vol. 2., Academic Press, New York, 1975.
- HAYES, M. O.: Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. in: S. P. Leatherman: Barrier islands, Academic Press, New York, 1979.
- HOMER, H.: Historisches Kartenwerk 1:50.000 der niedersächsischen Küste. Jber. 1961 Forsch.-Stelle f. Insel- u. Küstenschutz, Bd. 13, 1962.
- IPCC: Strategies for adaption to sea level rise. Intergovernmental Panel on Climate Change, Response Strategies Working Group, ed.: Dutch Ministry of Transport and Public Works, Rijkswaterstaat, Tidal Water Division, The Hague, 1990.
- IPCC: Strategies for adaption to sea level rise. Intergovernmental Panel on Climate Change, Response Strategies Working Group, ed.: Dutch Ministry of Transport and Public Works, Rijkswaterstraat, Tidal Water Division, The Hague, 1992.
- LIEBIG, W.: GIS-applications to Wadden Sea areas. Proc. Int. Coast. Congr. Kiel '92, 1993.
- LIEBIG, W.: GIS and the Wadden Sea. GIS - Europe, Vol. 3, No. 2, 1994.
- NIEMEYER, H. D.: Über den Seegang an einer inselgeschützten Wattküste. BMFT-Forschungsber. MF 203, 1983.
- NIEMEYER, H. D.: Morphodynamics of tidal inlets. CEEC (Civil Eng. Europ. Cours. Progr. o. Contin. Educat. 1990), Delft Univ. o. Techn. Intern. Intern. Civ. Eng., 1990.
- NIEMEYER, H. D.: Case study Ley Bay: an alternative to traditional enclosure. Proc. 3rd Conf. Coast. & Port Eng. Develop. Countr., Mombasa/Kenya, 1991.
- NIEMEYER, H. D.: Zur Systematik hydrodynamisch-morphologischer Wechselwirkungen im Einzugsbereich der Otzumer Balje. Ber. z. Ökosystemforsch. - Hydrographie - Nr. 5, UBA-Schlußber. Vorph. Teil F, NLWA - Forschungsstelle Küste -, Norderney, 1992.
- NIEMEYER, H. D.: Long-term morphodynamical behaviour of the East Frisian islands and coast. Conf. Large Scale Coastal Behavior '93, U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. 93-381, 1993.
- NIEMEYER, H. D.: Further development of a process-based morphodynamical model for tidal basins - box- and tree-model. Worksh. o. Tidal Inlet Modeling, US Army Corps o. Eng. Waterw. Exp. Stat. - Coast. Eng. Res. Cent. - Vicksburg/Ms., 1994.

- NIEMEYER, H. D.: Long-term morphodynamical development of the East Frisian islands and coast. Proc. 24th Int. Conf. o. Coast. Eng. Kobe/Japan, ASCE, New York, 1995.
- NUMMEDAL, D. u. FISCHER, I. A.: Process-response models for depositional shorelines. The German and the Georgia bights. Proc. 16th Int. Conf. Coast. Eng. Hamburg, ASCE, New York, 1978.
- O'BRIEN, M. P.: Estuary tidal prisms related to entrance areas. ASCE, Civ. Eng., Vol. 1, No. 8, 1931.
- O'BRIEN, M. P.: Equilibrium flow areas of tidal inlets on sandy coasts. Proc. 10th Conf. Coast. Eng., Ch. 39, ASCE, New York, 1967.
- PROJECTGROUP WADE: Effects of an increased sea level rise on geomorphology and ecological functioning of the Wadden Sea. Rijkswaterstraat, Dienst Getijdewateren/NLÖ-Forschungsstelle Küste, Authors: T. Louters, J. P. M. Mulder, H.D. Niemeier, E. Schroeder, R. Goldenbogen, E. J. Biegel, W. D. Eysink, Rep. GWA0-92.197X, Den Haag, 1992.
- RENGER, E.: Untersuchungen von Wateinzugsgebieten. Mitt. Franzius-Institut d. Univ. Hannover, H. 40, 1974.
- RENGER, E.: Quantitative Analyse der Morphologie von Wateinzugsgebieten und Tidebecken. Mitt. Franzius-Institut d. Univ. Hannover, H. 43, 1976.
- RODLOFF, W.: Über Wattwasserläufe. Mitt. Franzius-Institutes d. Universität Hannover, H. 34, 1970.
- RWS-DGW: Wassend waters. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Nota GWA0-90.026, Den Haag, 1991.
- SCHROEDER, E.: Parametrisierungen morphodynamischer Strukturen von Wateinzugsgebieten für empirisch-konzeptionelle Modellierungen. Die Küste, H. 56, 1994.
- SCHROEDER, E.; GOLDENBOGEN, R. u. KUNZ, H.: Parametrization for conceptual morphodynamic models of Wadden Sea areas. 24th Int. Conf. o. Coast. Eng. Kobe/Japan, ASCE, New York, 1995.
- STIVE, M. J. F. u. EYSINK, W. D.: Voorspelling ontwikkeling kustlijn 1990-2020, fase 3. Deelrap. 3.1: Dynamisch model van het Nederlandse kuststelsel. Waterloopk. Labor. Rap. H 825, 1989.
- VAN DONGEREN, A. R. u. DE VRIEND, H. J.: A model of morphological behaviour in tidal basins. Coast. Eng., Vol. 22, No. 3/4, 1994.
- WALTHER, F.: Die Gezeiten und Meeresströmungen im Norderneyer Seegat. Bautechn., H. 13, 1934.
- WALTHER, F.: Zusammenhänge zwischen der Größe der ostfriesischen Seegaten mit ihren Wattgebieten sowie mit Watten und Strömungen. Jber. 1971 Forsch.-Stelle f. Insel- u. Küstenschutz, Bd. 23, 1972.
- WALTON, T. L. u. ADAMS, W. D.: Capacity of inlet outer bars to store sand. Proc. 15th Int. Conf. Coast. Eng. Honolulu/Hawaii, Vol. II, ASCE, New York, 1976.
- WIELAND, P., THIES, E. u. BERGHEIM, V.: Bilanz hydrologischer und morphologischer Untersuchungen in der Dithmarscher Bucht. Büsser Gewässerkundl. Ber., H. 54, ALW Heide, Dez. Gewässer., Büsser, 1987.

Über den Einfluß baulicher Veränderungen in der Elbe auf die Morphologie im Gebiet Hahnöfer Nebelbe / Mühlenberger Loch

Von ULLA MARNITZ

Zusammenfassung

Es wird untersucht, inwiefern sich bauliche Veränderungen auf die Morphologie der Hahnöfer Nebelbe und des Mühlenberger Loches im Zeitraum 1950-90 ausgewirkt haben. Schwerpunktmäßig wird die Hahnöfer Nebelbe behandelt, da ihre morphologische Charakteristik bisher weitgehend unbekannt ist. Die morphologischen Untersuchungen wurden auf der Grundlage der „Morphologischen Analysen Nordseeküste“ (MORAN, SIEFERT 1987) durchgeführt. Diese Methode wurde in Anlehnung an SIEFERT u. LASSEN (1987) für den Seitenarm eines Tideflusses modifiziert.

Große Baumaßnahmen haben in ihrer Gesamtheit zu einer Änderung der morphologischen Entwicklung geführt, die bis heute nachwirkt. Im Zeitraum vor den großen Baumaßnahmen (1950-63) kam das Untersuchungsgebiet dem Gleichgewichtszustand am nächsten. Im Zeitraum der großen Baumaßnahmen (1964-77) änderte sich die morphologische Charakteristik. Die Absperrung der Alten Süderelbe und der Bau des Neßleiddammes verringerten die Durchströmung des Untersuchungsgebietes und führten außer in der westlichen Hahnöfer Nebelbe zu starker Sedimentation. Die Fahrwasservertiefungen bewirkten eine Strömungskonzentration in der Hauptelbe, und bei weiträumigen Aufspülungen wurde Material direkt in das Untersuchungsgebiet eingebracht, so daß sich die Sedimentationsraten stark erhöhten. Gleichzeitig wurde in der Hahnöfer Nebelbe der Durchflußquerschnitt durch die Aufspülungen verringert und mit der Vertiefung des Fahrwassers die Erosionsbasis der Nebenrinnen tiefergelegt, so daß rückschreitende Erosion in der westlichen Hahnöfer Nebelbe und in der äußeren Außeneste stattfindet. Nach Abschluß der großen Baumaßnahmen (1979-90) nähert sich das Untersuchungsgebiet wieder einem Gleichgewichtszustand an, ist aber weiter davon entfernt als vorher.

Die morphologischen Parameter a_0 und $a_{0,9}$ sind über den Gesamtzeitraum mit $a_0 \leq 0,5$ und $a_{0,9} \leq 1$ Jahr sehr niedrig, was auf einen kurzfristigen Wechsel der äußeren Einflüsse durch Baumaßnahmen schließen läßt. Die mittlere Umsatzhöhe \bar{h}_v hat fortschreitend abgenommen, was auf eine Verringerung der Morphodynamik hinweist, die sich in der Sedimentationstendenz äußert. Die Gesamtbilanz der Hahnöfer Nebelbe und des Mühlenberger Loches weist im Zeitraum 1950-90 einen Sedimentationsüberschuß von rd. 13 Mio. m³ aus. Da z. Zt. kein Gleichgewichtszustand besteht, muß weiterhin mit Sedimentation gerechnet werden. Nur in der westlichen Hahnöfer Nebelbe und in der äußeren Außeneste dürfte sich die rückschreitende Erosion fortsetzen.

Summary

It is explored how constructional changes are influencing the morphology of the Hahnöfer Nebelbe and the Mühlenberger Loch during the period of 1950-90. The Hahnöfer Nebelbe is mainly treated because its morphological characteristic has been for the most part unknown until now. The morphological studies are based on the „Morphologische Analysen Nordseeküste“ (MORAN, SIEFERT 1987). This method has been modified for an arm of a tidal river according to SIEFERT and LASSEN (1987).

Important constructions in total have caused a change of the morphological development which is continuing until today. During the period before the important constructions were made (1950-63) the studied area was nearly in a state of equilibrium. During the period of the important constructions (1964-77) the morphological characteristic was changing. The damming off the Alte Süderelbe and the construction of the Neßleiddamm were decreasing the flow through in the

studied area and are causing very much sedimentation except in the western Hahnöfer Nebelbe. The deepening of the navigation channel have been concentrating the current in the main Elbe and when material was directly filled in the studied area the rates of sedimentation were much increasing. At the same time the fills were reducing the cross-section of flow in the Hahnöfer Nebelbe and the erosion level was deepened by the deepening of the navigation channel so that retrogressive erosion has been taking place in the western Hahnöfer Nebelbe and the outer Außeneste. After the important constructions were completed (1979-90) the studied area is approaching a state of equilibrium again but it departs from it more than before.

The morphological parameters a_0 and $a_{0,9}$ are very low with $a_0 \leq 0,5$ and $a_{0,9} \leq 1$ year during the whole period which suggests a short-dated change of the external influences by constructions. The mean turnover height \bar{h}_u is continuously decreasing. This indicates a decreasing morphodynamics which is shown in the tendency of sedimentation. The total material balance of the Hahnöfer Nebelbe and the Mühlener Loch shows a sedimentation surplus of 13 million cubic metres during the period of 1950-90. Since there is no state of equilibrium at the moment further sedimentation must be expected. The retrogressive erosion should continue only in the western Hahnöfer Nebelbe and the outer Außeneste.

Inhalt

1. Problemstellung	96
2. Die Hahnöfer Nebelbe und das Mühlener Loch	97
3. Methodisches Vorgehen	99
3.1 Die MORAN-Funktion	99
3.2 Datengrundlage	100
3.3 Anwendung auf die Hahnöfer Nebelbe und das Mühlener Loch	102
4. Ergebnisse der morphologischen Analysen	102
4.1 Kontinuierliche Entwicklung der Umsatz- und Bilanzhöhen in dem Zeitraum von 1950 bis 1990 für $a = 1$ Jahr und für $a = 2$ Jahre	103
4.2 Sedimentations- und Erosionsbereiche in der Hahnöfer Nebelbe und im Mühlener Loch im Zeitraum von 1950 bis 1990	108
4.3 Morphologische Analysen für die Hahnöfer Nebelbe und das westliche Mühlener Loch unter Anwendung der MORAN-Funktion (Feld 1-4)	109
5. Diskussion der Ergebnisse	117
6. Schlußbetrachtung	119
7. Parameterverzeichnis	119
8. Schriftenverzeichnis	120

1. Problemstellung

Die Hahnöfer Nebelbe und das Mühlener Loch haben im Zuge der Diskussion über die Fahrrinnenanpassung der Unterelbe und die Wiederöffnung der Alten Süderelbe in den letzten Jahren immer wieder die Aufmerksamkeit auch der Öffentlichkeit auf sich gezogen. Die geplante Fahrrinnenanpassung würde zum einen die Attraktivität des Standortes Hamburger Hafen aus wirtschaftlicher Sicht erhalten, zum anderen möglicherweise ökologische, morphologische und hydrologische Veränderungen in der Hauptelbe selbst und in ihren Seitenbereichen, z. B. den Nebelben, nach sich ziehen. Bei der geplanten Wiederöffnung der Alten Süderelbe handelt es sich dagegen um eine Ausgleichsmaßnahme.

In den letzten Jahren ist im Mühlener Loch und in der Hahnöfer Nebelbe eine verstärkte Sedimentation beobachtet worden. Es muß damit gerechnet werden, daß das Watt

des Mühlenberger Lochs bis auf Vorlandhöhe anwächst und das Mühlenberger Loch verlandet. Außerdem stehen die Schlicksedimente des Mühlenberger Lochs im Verdacht, an der Verschlickung der Hafenbecken beteiligt zu sein und den Sauerstoffgehalt der Elbe bei Hamburg zu beeinflussen (NEHLS, GREISER u. HARMS, 1993).

Insofern sind die morphologischen Verhältnisse und Entwicklungen in diesem Gebiet sowohl in ökologischer als auch in ökonomischer Hinsicht von Interesse. Diese gegenwärtigen morphologischen Gegebenheiten und zukünftigen Entwicklungen müssen in Abhängigkeit von den zahlreichen gravierenden Baumaßnahmen und als deren Ergebnis betrachtet werden.

Es erscheint daher sinnvoll, erstens den derzeitigen Zustand des Untersuchungsgebietes und zweitens die Auswirkungen bereits erfolgter Baumaßnahmen zu ermitteln. Das Mühlenberger Loch wurde bereits in den Arbeiten von SIEFERT (1984) und FELSHART (1987) unter morphologischen Gesichtspunkten eingehend behandelt, während die morphologischen Verhältnisse in der Hahnöfer Nebelbe weitgehend unbekannt sind. Daher soll die morphologische Charakteristik der Hahnöfer Nebelbe, ausgedrückt in Umsatz und Bilanz, und der Einfluß baulicher Veränderungen auf die Morphologie in diesem Bereich herausgearbeitet werden. Zur Bewältigung dieser Aufgabe bot sich ein Vorgehen auf der Grundlage der „Morphologischen Analysen Nordseeküste“ (MORAN) an.

2. Die Hahnöfer Nebelbe und das Mühlenberger Loch

Die Hahnöfer Nebelbe ist etwa 8 km lang. Im Norden wird sie durch die ehemaligen Strominseln Hanskalsand, Neßsand und Schweinsand, die durch mehrfache Aufspülungen zum langgestreckten „Neßsand“ verbunden worden sind, vom Hauptstrom der Elbe als Nebelbe abgegrenzt (Abb. 1). Im Süden teilt wiederum die Insel Hahnöfer Sand die seit 1974 abgedämmte Borsteler Binnenelbe von der Hahnöfer Nebelbe ab. Von Westen nach Osten wird die Hahnöfer Nebelbe insgesamt kontinuierlich flacher.

Das Mühlenberger Loch schließt sich im Osten an die Hahnöfer Nebelbe an. Es handelt sich um ein Süßwasserwattgebiet, das im Norden durch das Fahrwasser begrenzt wird. Es ist etwa 3,5 km lang und bis zu 2,5 km breit. Es wird von der im Süden einmündenden Außeneste, die unterhalten werden muß, gequert. Im Südosten mündete bis 1962 die Alte Süderelbe, die nach der verheerenden Sturmflut abgesperrt wurde. Östlich der Außeneste ist das Mühlenberger Loch in einem ca. 700 bis zu 1200 m breiten Bereich über Kartennull (KN = NN -1,40 m) aufgeschlickt. Westlich der Außeneste ist dieser Bereich bis zu 400 m breit. Im Nordosten wird das Mühlenberger Loch durch den Neßleitdamm vom Fahrwasser abgedämmt.

Vor Beginn der Ausbaumaßnahmen im 19. Jh. war das Untersuchungsgebiet der westliche Teil des Hamburger Stromspaltungsgebietes. Ein nördlicher Flußarm, die „Elbe“, und ein südlicher, die „Alte Süder Elbe“, umflossen mehrere Inseln. Die heutige Hahnöfer Nebelbe war damals der westliche Teil der Alten Süderelbe und diente als Fahrwasser. Im Bereich des Mühlenberger Loches war noch keine Erweiterung erkennbar (SIEFERT, 1984, S. 3ff.).

Die Anforderungen der Schifffahrt machten Flußregulierungen und -vertiefungen notwendig. Weil das Gebiet zwischen Blankenese und Schulau durch Überbreite zur Versandung neigte, wurde die Elbe zusätzlich durch Niedrigwasserleitdämme in ein Haupt- und ein Nebenfahrwasser geteilt (KRAUSE, 1955, S. 54). Damit wurde die Alte Süderelbe zum Nebenfahrwasser und verkümmerte. 1939 entstand das Mühlenberger Loch, als das Gebiet vor

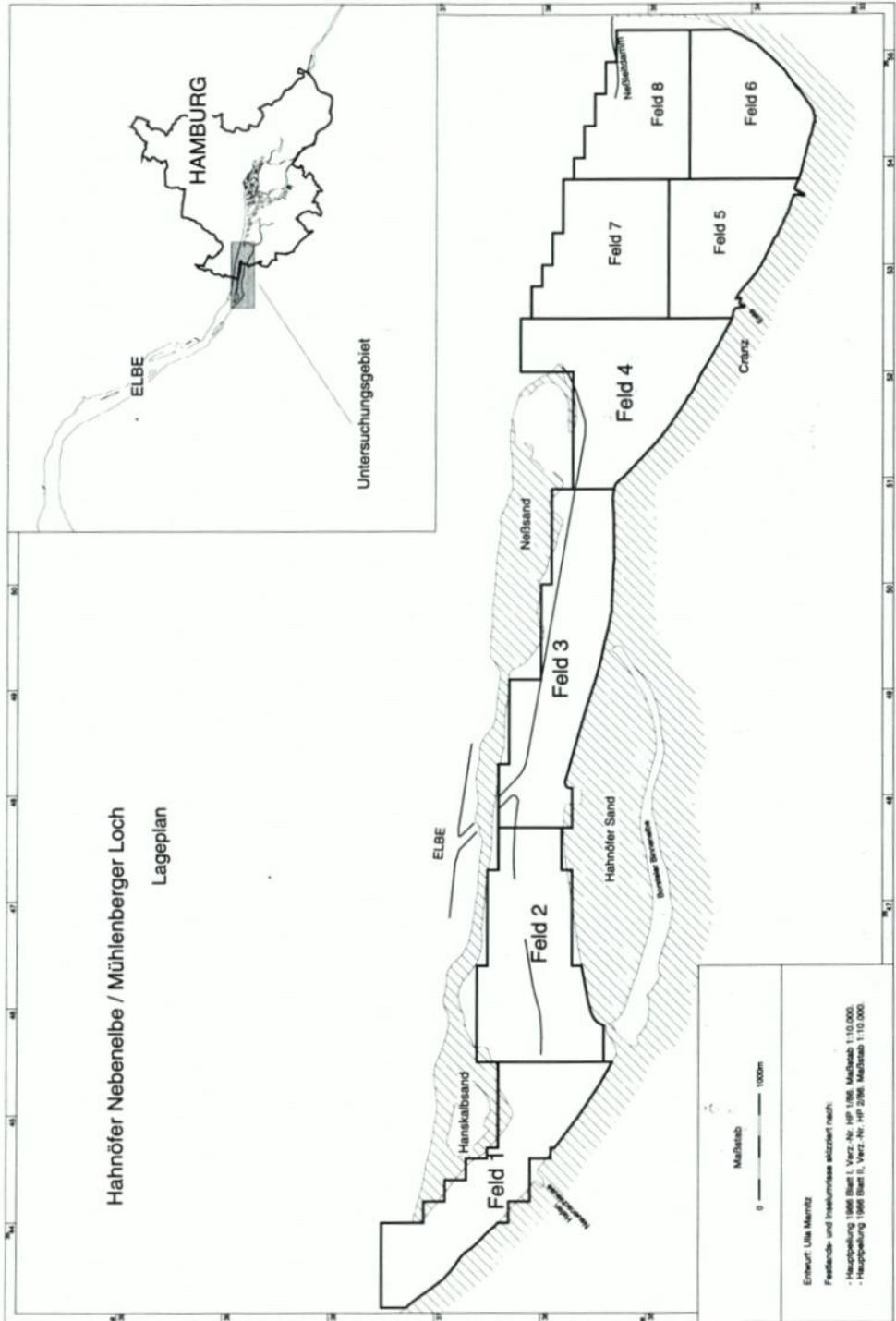


Abb. 1

dem Becken für Wasserflugzeuge bei MBB auf Finkenwerder als Start- und Landefläche großflächig tiefer gebaggert wurde.

Folgende Baumaßnahmen wurden im Bereich der Hahnöfer Nebelbe und des Mühlenberger Loches im Untersuchungszeitraum durchgeführt (nach SIEFERT, 1984, S. 6f. u. WASSER- UND SCHIFFFAHRTSDIREKTION NORD, 1993):

- | | |
|---------|---|
| 1946–65 | Ausbaggerung von Wracks aus dem Mühlenberger Loch |
| 1957–61 | Ausbau des Fahrwassers der Unterelbe auf 11 m KN:
1957 Baggerstrecke Wedel |
| 1959 | erstes Estesperwerk (rd. 1,2 km oberhalb der Mündung) |
| 1962 | nach der verheerenden Sturmflut im Februar 1962 Absperrung der Alten Süderelbe im Zuge des Deichneubaus |
| 1964–66 | Bau des neuen Hauptdeiches vor Cranz; im westlichen Mühlenberger Loch vor Cranz 300 000 m ³ Sand entnommen |
| 1964–69 | Ausbau des Fahrwassers der Unterelbe auf 12 m KN:
1967–68 Baggerstrecke Wedel;
Verbindungen Hanskalbsand–Neßsand und Neßsand–Schweinsand aufgespült |
| 1967 | zweites Estesperwerk (an der Mündung) |
| 1969–70 | Bau des Neßleitdamms |
| 1972–75 | Aufspülungen im ehemaligen Neßhafen: rd. 1,5 Mio. m ³ Mischboden in den Hafen und das Mühlenberger Loch |
| 1972–77 | Aufspülung der „Sichel“ am Ostende des heutigen Neßsandes |
| 1973 | 1,2 Mio. m ³ für den Deich auf Hahnöfer Sand aus der Hahnöfer Nebelbe entnommen |
| 1974 | Absperrung der Borsteler Binnenelbe bei Eindeichung des Hahnöfer Sandes |
| 1974–78 | Ausbau des Fahrwassers der Unterelbe auf 13,5 m KN:
1974–78 Spülfeld Hanskalbsand
1976–78 Baggerabschnitt 8
1977–78 Aufspülung Neßsand mit Querschnittseinengung |
| 1976 | 80 000 m ³ Schlack in das Mühlenberger Loch eingebracht |
| 1980 | Ufer der Hahnöfer Nebelbe ca. 20 m breit vorgespült |

Außerdem wurden Ausbau- und Unterhaltungsbaggerungen in der Außeneste vorgenommen und für verschiedene Bauzwecke Baggerlöcher ausgehoben, die z. T. wieder verfüllt wurden. Bis 1977 wurde in verschiedenen Jahren in der Hahnöfer Nebelbe im Rahmen der Fahrrinnenunterhaltung verklappt (insgesamt etwa 1,2 Mio. m³).

3. Methodisches Vorgehen

3.1 Die MORAN-Funktion

Die Entstehungsgeschichte des Projektes „Morphologische Analysen Nordseeküste“ (MORAN) und ihre Zielsetzung ist bei SIEFERT (1987) und bei HOFSTEDÉ (1991) beschrieben worden. Um Bilanzen und Umsätze zu quantifizieren, wird das betrachtete Gebiet in Anlehnung an das Gauß-Krüger-System in Teilflächen von 1 ha gerastert. Für jede Teilfläche wird ein mittlerer Tiefenwert bestimmt. Eine sog. „Kleine Einheit“ setzt sich aus 100

Teilflächen zusammen, ist also 1 km² groß. Über den Vergleich von zwei Kartenaufnahmen wird ein Tiefenänderungsplan erstellt, so daß man für eine Kleine Einheit 100 Tiefendifferenzen erhält. Diese werden summiert und dann durch ihre Anzahl geteilt. Man erhält als Wert die gemittelte Tiefenänderung einer Kleinen Einheit. Auf diese Weise wird jede Kartenaufnahme mit jeder Kartenaufnahme verglichen und jeweils ein Mittelwert der Tiefenänderung berechnet. Summiert man die Werte der Teilflächen, erhält man die gemittelte Bilanzhöhe h_u der Kleinen Einheit. Summiert man die Beträge der Teilflächen, erhält man die gemittelte Umsatzhöhe h_u einer Kleinen Einheit, und zwar als Nettowert über den Vergleichszeitraum a , so daß der tatsächliche stets größer als der erfaßbare Umsatz ist. Es ist also allenfalls ein Mindestumsatz als Kenngröße quantifizierbar.

Die im MORAN-Projekt entwickelte Methode geht davon aus, daß „die stochastischen Veränderungen in der Natur zu quasi periodischen und aperiodischen Veränderungen der Topographie [führen]“ (SIEFERT, 1987, S. 7). Der Gewässergrund eines definierten Gebietes befindet sich in ständiger Auf- und Abbewegung und Umgestaltung, sofern Strömung und/oder Seegang auf ihn einwirken, ohne daß zwangsläufig Materialgewinne oder -verluste die Folge sind. Andersherum ausgedrückt kann ein bestimmtes Gebiet eine Materialbilanz von null haben, und dennoch können dort beträchtliche Sedimentmassen umgesetzt werden. Ein Gebiet befindet sich im Gleichgewicht, wenn die Materialbilanz null ist. Wenn sich ein Gebiet im Gleichgewicht befindet, ist das Gebiet auch durch einen bestimmten mittleren Umsatz charakterisiert. Die Höhe der Umsatzwerte wird bei wachsendem Vergleichszeitraum langsamer ansteigen, bis die Umsatzwerte nicht mehr wachsen. „Es muß also mathematisch ein Übergang vom Ursprung zu einer horizontalen Asymptote formuliert werden, um die Entwicklung der Umsatzhöhen Kleiner Einheiten als Funktionen der Dauer eines Vergleichszeitraumes zu erfassen“ (SIEFERT, 1987, S. 11). Als Ansatz wurde eine Sättigungsfunktion (1) herangezogen:

$$(1) \quad h_u(a) = \bar{h}_u \cdot (1 - e^{-a/a_0})$$

Differenziert man diese Funktion an der Stelle $a = 0$, ergibt sich:

$$(2) \quad h_u'(a = 0) = \bar{h}_u / a_0$$

Diese Funktion (2) besagt, „daß bereits nach einem Zeitraum a_0 die Umsatzhöhe \bar{h}_u erreicht wäre, wenn der Umsatz linear mit der Länge des Betrachtungszeitraumes zunähme“ (SIEFERT, 1987, S. 11). In der MORAN-Funktion (1) steht a_0 für den Zeitraum, in dem \bar{h}_u bei gleichsinniger linearer Veränderung der Topographie erreicht würde. Die asymptotische Umsatzhöhe \bar{h}_u ist ein (theoretisch erst für sehr große a erreichbarer) mittlerer Höchstwert für h_u , der eine Aussage über die maximalen mittleren Höhenänderungen, die in einem Gebiet auftreten, erlaubt (HOFSTEDE, 1989, S. 200f.). Abb. 2 veranschaulicht den Verlauf der MORAN-Funktion und die „morphologischen Parameter“. Der Umsatz h_u wird als Funktion von a verstanden. Dabei ist a nicht die fortlaufende Zeit, sondern der Zeitraum zwischen zwei Kartenaufnahmen. Da die Kurve sich der Asymptote \bar{h}_u sehr langsam nähert, wurde zusätzlich der Parameter $a_{0,9}$ eingeführt, der den Zeitraum bezeichnet, in dem \bar{h}_u zu 90 % erreicht ist.

3.2 Datengrundlage

Zur Erstellung der Tiefenänderungspläne wurden die Peilungskarten des Wasser- und Schiffsamt Hamburg zwischen 1950 und 1990 herangezogen. Sie liegen in dem Zeit-

Sättigungsfunktion mit horizontaler Asymptote

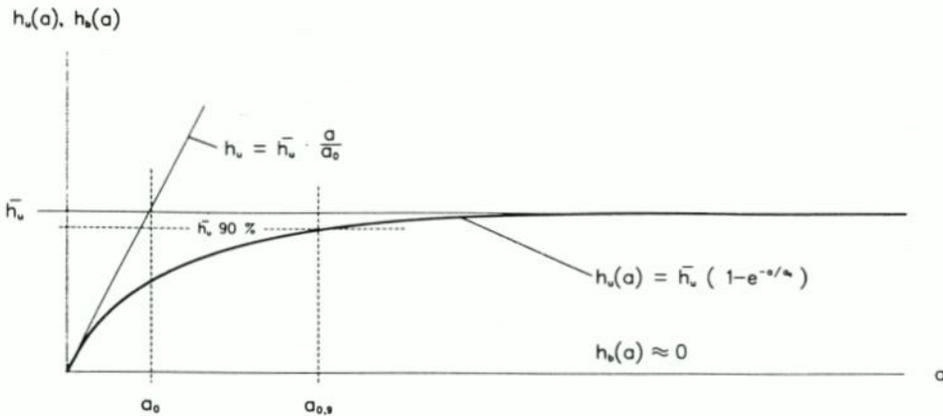
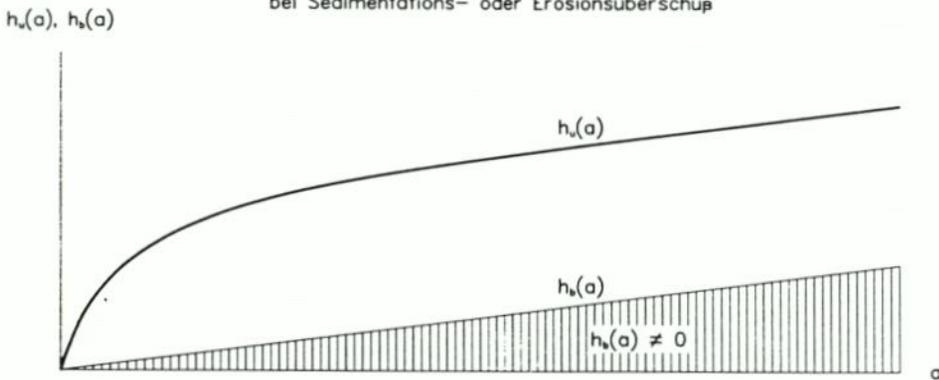
Sättigungsfunktion mit geneigter Asymptote
bei Sedimentations- oder Erosionsüberschub

Abb. 2. Sättigungsfunktion mit ausgeglichener ($h_b \approx 0$, oben) und nicht ausgeglichener ($h_b \neq 0$, unten) Bilanz nach SIEFERT (1987, S. 12) und SIEFERT u. LASSEN (1987, S. 62)

raum von 1950 bis 1990 für fast jedes Jahr vor. Die Peilungen werden in Haupt- (Maßstab 1:10 000) und Sonderpeilungen (Maßstäbe 1:6000, 1:5000 und 1:2000) unterschieden. Zur Berechnung der Tiefenänderungspläne wurden, sofern die Auswahl bestand, die Sonderpeilungen wegen ihrer größeren Genauigkeit vorgezogen. 38 Kartenjahrgänge konnten für die morphologischen Analysen verwendet werden, so daß 703 Tiefenänderungspläne berechnet werden konnten. Nach DAMMSCHNEIDER (1983, S. 6) ist bei der Lagegenauigkeit mit einer Fehlerquote von maximal 3 bis 5 m zu rechnen. Der Fehler bei den Tiefenmessungen liegt bei ± 1 dm. Bei den frühen Jahrgängen muß mit einer größeren Ungenauigkeit gerechnet werden. Die Qualität der Karten ist zudem abhängig vom jeweiligen Bearbeiter. Da bei der Berechnung der mittleren Umsatz- und Bilanzhöhe jeweils über Felder, die hier wegen der topographischen Verhältnisse anstelle der Kleinen Einheiten verwendet wurden, mit mehr als 100 Teilflächen gemittelt wurde, ist die Qualität des Datenmaterials für die gestellte Aufgabe als gut einzustufen.

3.3 Anwendung auf die Hahnöfer Nebelbe und das Mühlenberger Loch

Die MORAN-Methode wurde ursprünglich für das Küstenvorfeld der deutschen Nordseeküste entwickelt. In dieser Untersuchung geht es darum, diese Methode auf den Seitenarm eines Flusses anzuwenden, der zudem durch verschiedene bauliche Veränderungen „aus dem Gleichgewicht“ gebracht wurde. Es ist jedoch eine der Voraussetzungen für die Anwendbarkeit der MORAN-Funktion, daß sich das untersuchte Gebiet im Gleichgewicht befindet, also $\bar{h}_v = \text{const.}$ und $h_b = 0$ ist (SIEFERT, 1987, S. 12). Da bereits Beobachtungen gezeigt hatten, daß in der Hahnöfer Nebelbe und im Mühlenberger Loch Sedimentationstendenz herrscht, war anzunehmen, daß weder die Bilanz ausgeglichen noch \bar{h}_v konstant sein würde.

SIEFERT u. LASSEN (1987) haben die Methode für Wattgebiete mit säkularem Anstieg modifiziert, indem sie die Steigung der Asymptote berechneten und die Umsatzhöhen um diesen Wert korrigierten (Abb. 2). Obwohl in bezug auf die Hahnöfer Nebelbe nicht von einem säkularen Anstieg im Sinne von SIEFERT u. LASSEN (1987) gesprochen werden kann, läßt sich dieser Ansatz auf die Hahnöfer Nebelbe übertragen. Der Hauptunterschied besteht darin, daß es sich in der Hahnöfer Nebelbe nicht um langfristige Tendenzen, sondern um durch Baumaßnahmen kurzfristig hervorgerufene Störungen handelt, die eine ausgeglichene Bilanz verhindern.

Da es sich bei der Hahnöfer Nebelbe um einen langgestreckten künstlichen Flußarm handelt, ist es nicht möglich, das Gebiet in die Kleinen Einheiten, wie sie im Küstenvorfeld verwendet wurden, einzuteilen. Das Gebiet ist in Anlehnung an das Gauß-Krüger-System in die 1 ha großen Teilflächen gerastert und in vier Felder unterteilt worden (Abb. 1):

- Feld 1: die westliche Hahnöfer Nebelbe (Anzahl der Teilflächen: 187)
- Feld 2: die zentrale Hahnöfer Nebelbe (Anzahl der Teilflächen: 202)
- Feld 3: die östliche Hahnöfer Nebelbe (Anzahl der Teilflächen: 225)
- Feld 4: das westliche Mühlenberger Loch (Anzahl der Teilflächen: 240)

In vielen Peilungskarten sind nicht alle Bereiche der Nebelbe erfaßt worden, wovon besonders die Seitenbereiche betroffen sind. Deshalb konnten in den Feldern nicht immer alle Teilflächen mit einem Wert im Tiefenänderungsplan besetzt werden. Im Zweifelsfall wurde, angesichts der Menge der Tiefenänderungspläne, ein unzureichend mit Werten besetzter Plan nicht in die Auswertung einbezogen.

4. Ergebnisse der morphologischen Analysen

Um möglichst detaillierte Informationen aus dem umfangreichen Datenmaterial über das Untersuchungsgebiet zu gewinnen, wurden drei verschiedene Methoden der Datenaufbereitung verwendet, die jeweils verschiedene Aspekte der morphologischen Entwicklung herausstellen.

Zunächst soll ein Überblick über die Entwicklung der Felder im Zeitraum von 1950 bis 1990 und die unterschiedlichen Größenordnungen der Umsätze gegeben werden. Dafür eignet sich ein fortlaufender chronologischer Vergleich einzelner Jahre (1950-51, 1951-52 ...), so daß ein Verlauf erkennbar wird. Dies hat den Vorteil, daß bestimmte Ereignisse (z. B. Baumaßnahmen) durch die hohe zeitliche Auflösung sehr genau zugeordnet werden können. Der Nachteil besteht darin, daß einzelne Kartenvergleiche möglicherweise überbewertet werden, und sich eventuelle Fehler übermäßig niederschlagen.

Die zweite Methode beschränkt sich auf die kartographische Darstellung der Bilanzhöhen, die auf der Grundlage des Tiefenänderungsplanes mit dem Vergleichszeitraum 1950–90 erstellt wurden. Damit soll neben dem zeitlichen ein räumlicher Überblick gegeben werden. Dies hat den Vorteil, daß durch den längeren Vergleichszeitraum Fehler und Störungen relativiert werden. Ein weiterer Vorteil besteht darin, daß Sedimentations- und Erosionsgebiete in einen räumlichen Bezug gebracht werden können, da auch innerhalb der Felder eine differenzierte Darstellung möglich ist. Bei dieser Vorgehensweise können jeweils nur zwei Zustände miteinander verglichen werden. Daraus können kaum Entwicklungen abgeleitet und keine Hinweise auf die tatsächlich umgelagerten Materialmassen (Umsätze) gewonnen werden. Der Karte werden die Massenbilanzen über den Gesamtvergleichszeitraum 1950–90 beigelegt, die eine Quantifizierung von Sedimentation und Erosion in diesem Vergleichszeitraum ermöglichen. An dieser Stelle wird das Mühlenberger Loch in die Darstellung einbezogen.

Um zu möglichst weitreichenden Aussagen über die tatsächlich bewegten Materialmassen zu gelangen, wird drittens die MORAN-Methode angewendet. Diese weist gegenüber den anderen Verfahren den Vorteil auf, daß auf breiter Datengrundlage Aussagen über bestimmte morphologische Parameter getroffen werden können, die die Morphodynamik eines Gebietes beschreiben. Dabei fallen einzelne Fehler nicht so sehr ins Gewicht. Es ist möglich, anhand dieser Methode sog. „Mindestumsätze“ zu quantifizieren (Abschnitt 3.1). Zusätzlich können Aussagen darüber gemacht werden, ob sich das Gebiet in einem Gleichgewichtszustand befindet oder nicht. Dabei ist es wichtig, zu beachten, daß hier „Gleichgewichtszustand“ eine ausgeglichene Bilanz und die Annäherung der Umsatzhöhen an einen asymptotischen Grenzwert h_u bedeutet. Unter „Beruhigung“ soll dagegen ein Absinken dieses asymptotischen Grenzwertes (also Verringerung der Dynamik in einem Gebiet infolge von Eingriffen) verstanden werden, keinesfalls die Annäherung an den Gleichgewichtszustand! So kann beispielsweise ein Feld in einem Vergleichszeitraum verglichen mit dem vorhergehendem Zeitraum höhere Umsatzhöhen aufweisen, weil es aus dem Gleichgewicht geraten ist, und dennoch einer Beruhigung unterlegen sein.

Bei allen drei Methoden, am wenigsten bei der ersten, ist es äußerst kompliziert, auftretende Veränderungen der Morphodynamik bestimmten Baumaßnahmen zuzuordnen. Das gilt insbesondere für diejenigen Baumaßnahmen, die sich nicht nur lokal, sondern auch regional ausgewirkt haben, zumal sich einige Eingriffe zeitlich überlagern und längere Zeit nachwirken können. So wird z. B. die Absperrung der Alten Süderelbe noch Auswirkungen auf die Morphologie im Untersuchungsgebiet gehabt haben, als bereits der 12-m-Ausbau des Fahrwassers mit den damit verbundenen Aufspülungen stattfand. Es kann daher höchstens der Versuch unternommen werden, aufgrund der Lage der Felder und durch Vergleich der Felder untereinander, eine räumliche Differenzierung der Einflüsse der einzelnen Baumaßnahmen vorzunehmen und die wahrscheinlich ursächlichen Baumaßnahmen zu benennen.

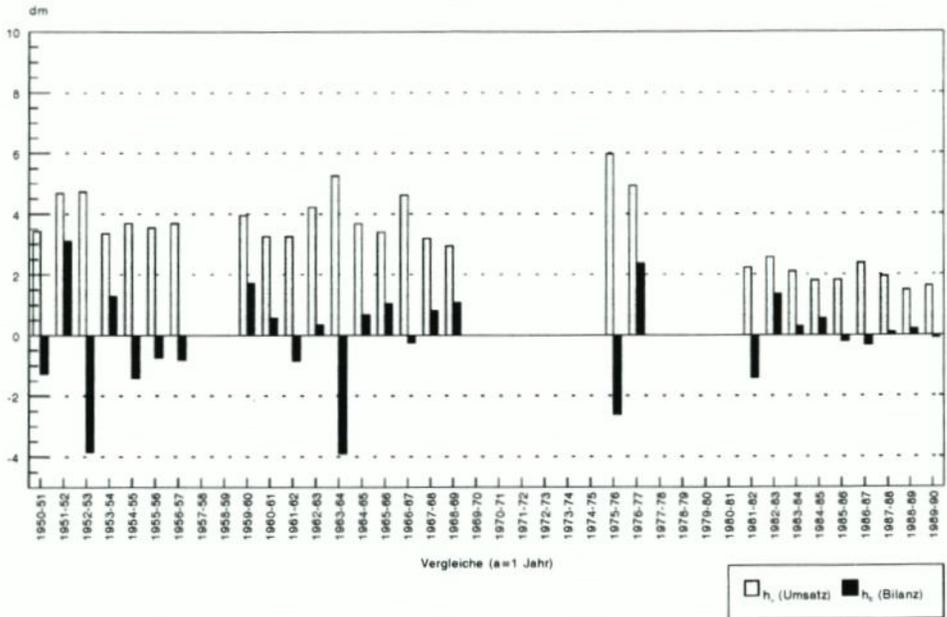
4.1 Kontinuierliche Entwicklung der Umsatz- und Bilanzhöhen in dem Zeitraum von 1950 bis 1990 für a = 1 Jahr und für a = 2 Jahre

Um die fortlaufende Entwicklung der Umsätze und Bilanzen seit 1950 nachzuzeichnen, sind jeweils Umsätze und Bilanzen für den Zeitraum von einem Jahr berechnet und in chronologischer Reihenfolge angeordnet worden. Dies ist die feinste Einteilung, die möglich und

Hahnöfer Nebelbe, Feld 4

Umsatz- und Bilanzhöhen

Vergleiche mit a=1



Hahnöfer Nebelbe, Feld 4

Umsatz- und Bilanzhöhen

Vergleiche mit a=2

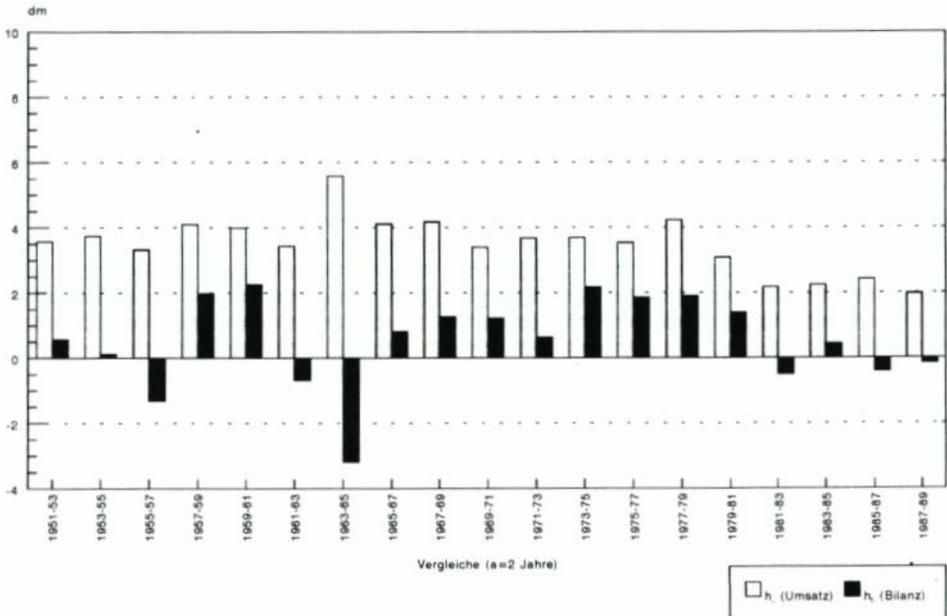
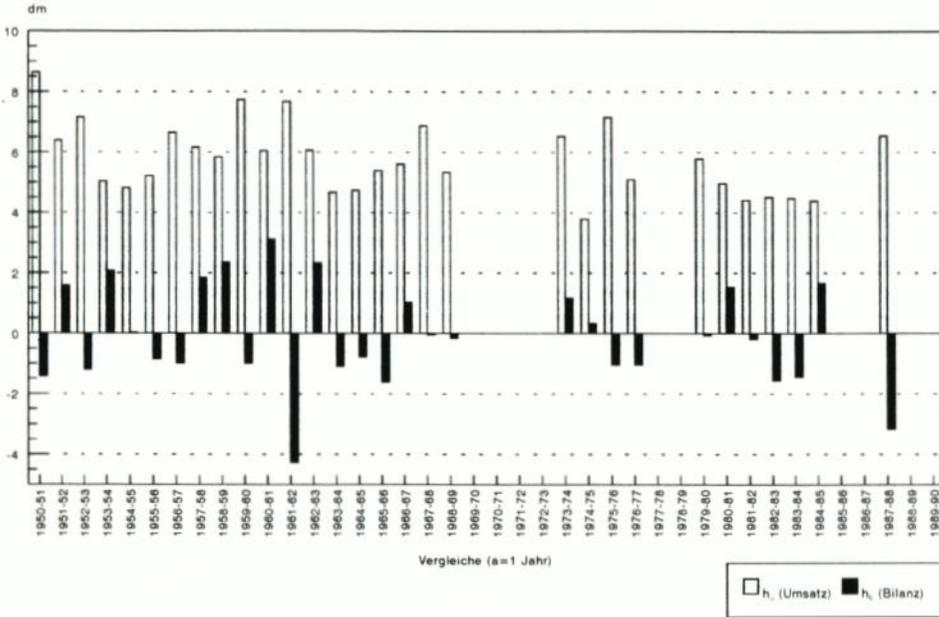


Abb. 3. Hahnöfer Nebelbe Feld 4, Umsatzhöhen h_u und Bilanzhöhen h_b jeweils berechnet für Kartenvergleiche mit den Vergleichszeiträumen $a = 1$ Jahr und $a = 2$ Jahre

Hahnöfer Nebeneibe, Feld 1
Umsatz- und Bilanzhöhen
Vergleiche mit a=1



Hahnöfer Nebeneibe, Feld 1
Umsatz- und Bilanzhöhen
Vergleiche mit a=2

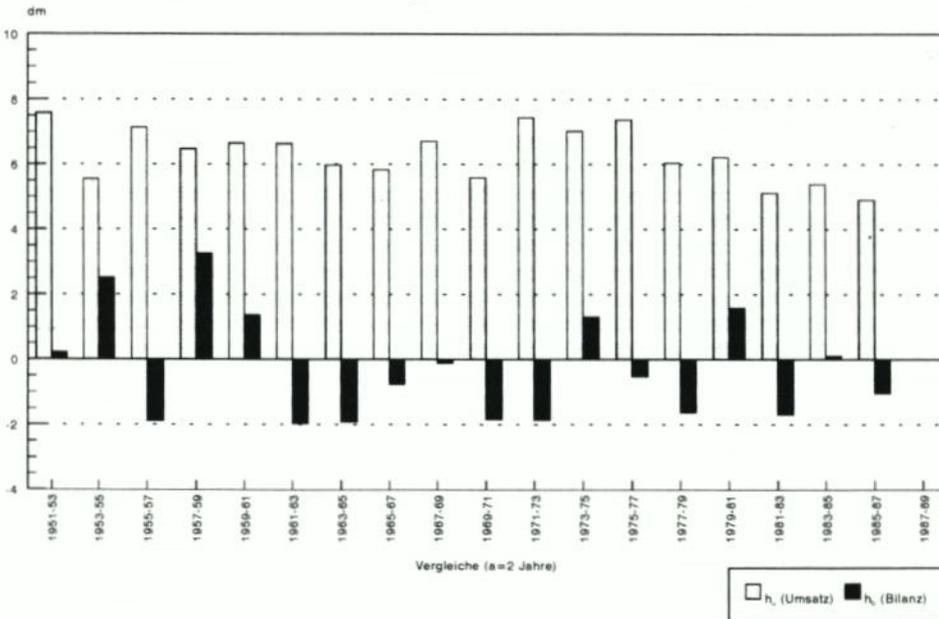


Abb. 4. Hahnöfer Nebeneibe Feld 1, Umsatzhöhen h_u und Bilanzhöhen h_b jeweils berechnet für Kartenvergleiche mit den Vergleichszeiträumen a = 1 Jahr und a = 2 Jahre

sinnvoll ist. Sie gibt die fortschreitende Entwicklung dieses Gebietes mit allen Einschnitten sehr genau wieder.

Da besonders in den 70er Jahren nicht für jedes Jahr Peilungskarten vorliegen, wird der zeitliche Verlauf zusätzlich für aufeinanderfolgende Kartenvergleiche mit dem Vergleichszeitraum $a = 2$ Jahre dargestellt. Diese gröbere Einteilung hat zusätzlich den Vorteil, daß die Extremwerte etwas abgemildert werden, und es zu einer etwas generalisierten und damit übersichtlicheren Darstellung kommt. Exemplarisch werden die „Außenfelder“ Feld 1 und Feld 4 betrachtet. Die Felder 2 und Feld 3 nehmen eine Mittelstellung ein.

Die Entwicklung in Feld 4 wird in Abb. 3 dargestellt. Die Umsatzhöhen h_u im Feld 4 liegen bis zum Vergleichszeitraum 1977–79 für $a = 2$ Jahre recht stabil bei 4 dm oder etwas darunter. Seit 1979 gehen sie um fast 50 % auf etwa 2 dm zurück. Im gesamten Betrachtungszeitraum überwiegt die Sedimentation. Dies gilt insbesondere für den Zeitraum von Mitte der 60er bis Ende der 70er Jahre. Dieses Feld ist demnach in diesem Zeitraum aus dem Gleichgewicht geraten. Der Umsatzspitzenwert 1963–64 mit hohem Erosionsanteil ist in einer Materialentnahme für den Hauptdeich vor Cranz von 300 000 m³ begründet. Seit 1979 tritt wieder eine Beruhigung in diesem Gebiet ein, und danach treten Sedimentation und Erosion mit etwa gleichen Beträgen wechselnd nebeneinander auf, was darauf hindeutet, daß eine Annäherung an den Gleichgewichtszustand stattfindet. Durch die geschlossene Darstellung für $a = 2$ Jahre in Abb. 3 lassen sich für das Feld 4 auch die Auswirkungen der Ausbaumaßnahmen, die z. T. mit Aufspülungen verbunden waren, gut nachvollziehen. So sind die Jahre 1957–61 (11-m-Fahrwasserausbau), 1964–69 (12-m-Fahrwasserausbau) unter Berücksichtigung des genannten Baggerloches und 1974–78 (13,5-m-Fahrwasserausbau) ausgeprägte Sedimentationszeiträume, denen jeweils deutliche Sedimentationsabnahme oder sogar Erosion nachfolgt.

Die Entwicklung in Feld 1 wird in Abb. 4 dargestellt. Die Umsatzhöhen h_u haben insgesamt ebenfalls abgenommen, so daß auch in diesem Feld offenbar eine Beruhigung eingetreten ist. Für den Vergleichszeitraum von $a = 1$ Jahr bewegen sich die Umsatzhöhen i. a. zwischen 5 und 7 dm. Für den Vergleichszeitraum $a = 2$ Jahre bewegen sich die Umsatzhöhen um die 6 dm. Hier zeichnet sich bereits ab, was in Abschnitt 4.3 bei den morphologischen Analysen mit Hilfe der MORAN-Funktion deutlich wird: Der asymptotische Grenzwert \bar{h}_u wird in der Hahnöfer Nebelbe schon innerhalb kürzester Zeit erreicht. Die Bilanzhöhen fluktuieren stark, Sedimentationsphasen wechseln mit Erosionsphasen. Bis 1963 überwiegt die Sedimentation. Der hohe Erosionswert 1961–62, der im Übergangsbereich der Hahnöfer Nebelbe zur Hauptelbe am augenscheinlichsten auftritt, spiegelt offenkundig den Einfluß der Sturmflut von 1962 wider. Seit 1964 überwiegt Erosion. Auch bei den Umsatzhöhen vollzieht sich 1963–64 ein Einschnitt, sie werden deutlich kleiner. Der erneute Anstieg der Umsatzhöhe 1967–68 könnte mit der Verengung des Durchflußquerschnittes infolge der Aufspülung der Verbindung Hanskalbsand–Neßsand zusammenhängen. Danach tritt bis 1973 verstärkt Erosion auf.

Insgesamt betrachtet sinken die Umsatzhöhen in der Hahnöfer Nebelbe von Westen nach Osten. Die Umsätze nehmen im Zeitraum 1950–90 in allen Feldern ab, was auf eine Abnahme der Morphodynamik in diesem Zeitraum deutet. Vernachlässigt man lokale Ereignisse, wie z. B. das Baggerloch von 1964 in Feld 4, tritt eine solche Beruhigung, die mit Sedimentationstendenz einhergeht, jeweils nach den Fahrwasserausbauten verstärkt auf. Nur Feld 1 weist eine ausgeprägte Erosionstendenz auf.

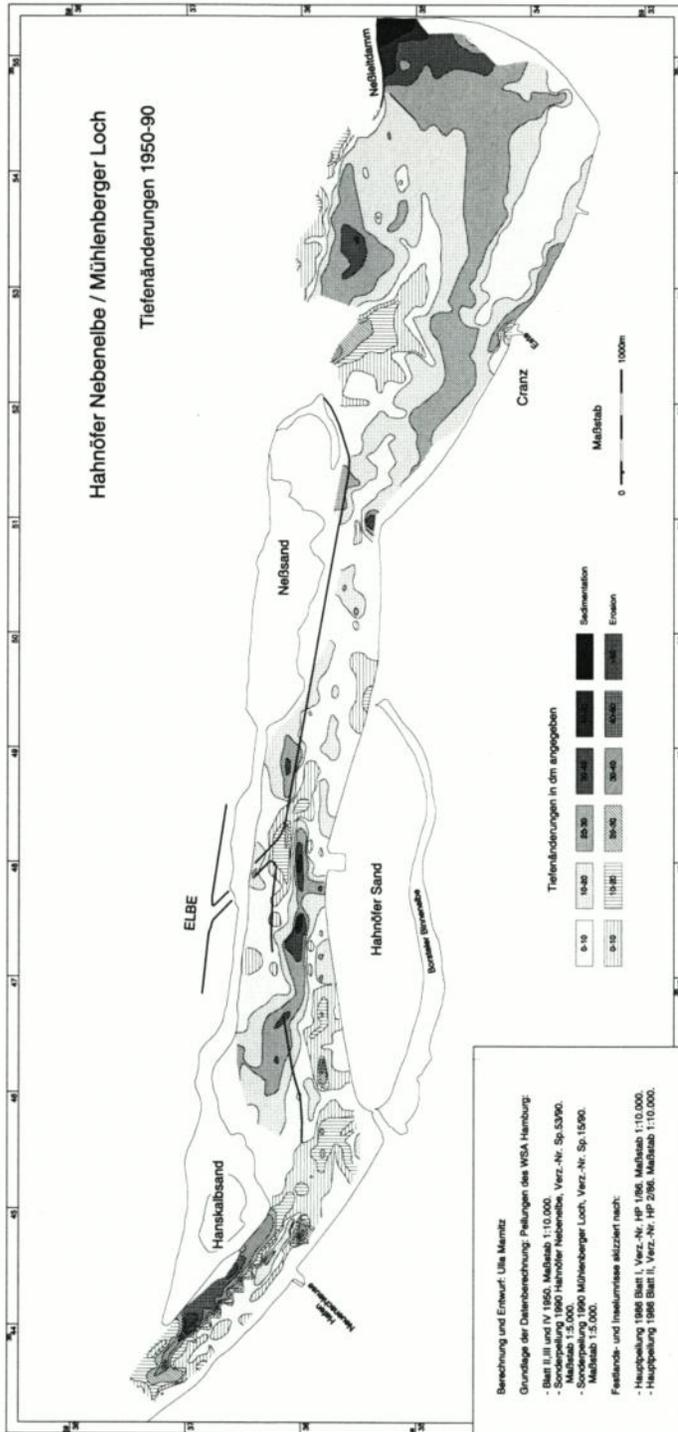


Abb. 5

4.2 Sedimentations- und Erosionsbereiche in der Hahnöfer Nebelbe und im Mühlenberger Loch im Zeitraum von 1950 bis 1990

Die Karte (Abb. 5) stellt die Nettosumme aller Sedimentationen und Erosionen innerhalb des Zeitraums von 1950 bis 1990 dar. Sie sagt nichts darüber aus, wann und unter welchen Umständen sedimentiert oder erodiert wurde, sondern sie dient dem räumlichen Gesamtüberblick. Die in der Karte offengelassenen Flächen sind nicht in beiden Jahrgängen durch Peilungen erfaßt. Ergänzend werden die Massenbilanzen für alle acht Felder für den Zeitraum von 1950 bis 1990 beigefügt (Tab. 1).

Die Karte beweist in erster Linie sehr deutlich, daß im Gesamtzeitraum überwiegend Sedimentation stattgefunden hat. Das Mühlenberger Loch fällt insgesamt als ausgeprägtes Sedimentationsgebiet ins Auge. Davon ist nur die Außeneste ausgenommen. Die höchsten Sedimentationswerte (bis über 6 m in vierzig Jahren) liegen im Strömungsschatten hinter dem Neßleitdamm. Großflächig macht sich die Absperrung der Alten Süderelbe bemerkbar, deren ehemaliges Durchflußgebiet Sedimentationshöhen zwischen 2 und 3 m aufweist (bei einer Wassertiefe von nur etwa 1 bis 2,5 m KN im Jahr 1950!). Der Bereich östlich der Este in Ufernähe, der schon 1950 ziemlich flach (Tiefen unter 1 m KN) war, ist vergleichsweise geringfügig aufsedimentiert. Dieses Gebiet, das einerseits durch den Neßleitdamm und andererseits durch die Absperrung der Alten Süderelbe fast nicht durchströmt wird (SIEFERT, 1984, S. 21ff.), ragt heute nahezu vollständig über KN auf und strebt der Verlandung zu. Ein weiteres Sedimentationsgebiet schließt sich fast direkt an das Fahrwasser der Hauptelbe an. An dieser Stelle ist seit 1970 (SIEFERT, 1984, S. 41) ein neuer Sand entstanden und bis 1990 stellenweise bis zu mehr als 1 m über KN aufgewachsen. Er macht sich als Sedimentationsinsel mit Werten bis zu 4 m bemerkbar.

Der östliche Teil der Hahnöfer Nebelbe ist durch leichte Sedimentation gekennzeichnet. Stellenweise tritt auch leichte Erosion auf. Das Sedimentationsgebiet vor dem Südwestufer des Neßsandés dürfte auf die geschützte Lage nach Aufspülung der Verbindung Hanskalbsand-Neßsand zurückzuführen sein. Der zentrale Teil der Hahnöfer Nebelbe erscheint dagegen eindeutig differenziert in Akkumulations- und Erosionsbereiche. Der Erosionsbereich an der Einmündung des ehemaligen Durchlasses zur Hauptelbe („Schlatermundsallee“) kann mit Berücksichtigung des benachbarten Sedimentationsbereiches als Rinnenverlagerung gedeutet werden. Der Erosionsbereich vor dem Ufer des westlichen Hahnöfer Sandes wurde 1973 durch eine Materialentnahme von 1,2 Mio. m³ für den Deichbau auf Hahnöfer Sand initiiert. Er ist offenbar nicht wieder vollständig zusedimentiert, weil eine Rinnenverlagerung in die Strommitte stattgefunden hat. Darauf deutet auch die leichte Sedimentation im Uferbereich hin. Dieses Erosionsgebiet steht heute vermutlich in Zusammenhang mit dem großen Erosionsbereich in der westlichen Hahnöfer Nebelbe. Daß die Materialumsätze in der Hahnöfer Nebelbe nicht ausreichen das Baggerloch zu verfüllen, erscheint unter Berücksichtigung der \bar{h}_u in Tab. 2 (Abschnitt 4.3) unwahrscheinlich. Südöstlich des Hanskalbsandes bis etwa zum Leitdamm sind nach großflächiger Aufspülung im Strömungsschatten Wattflächen über KN aufsedimentiert. Die westliche Hahnöfer Nebelbe ist dagegen erosionsdominiert. Die höchsten Erosionswerte (bis über 5 m) konzentrieren sich am Nordufer des Stroms am Hanskalbsand. Auch hier ist eine Rinnenverlagerung zu beobachten.

Das Sedimentvolumen wurde auf der Grundlage des Tiefenänderungsplanes 1950-90 für alle Felder der Hahnöfer Nebelbe und des Mühlenberger Loches berechnet. Die Zahl der in diesem Tiefenänderungsplan erfaßten Teilflächen (1 Teilfläche = 1 ha) wurde auf die Zahl

der tatsächlich existenten Teilflächen hochgerechnet. Für die erfaßten Teilflächen der Felder wurden folgende Werte berechnet (Tab. 1):

- Summe der Höhendifferenzen mit Maximum, Minimum und Standardabweichung (der y -Werte)
- Summe der Beträge der Höhendifferenzen, aufgeschlüsselt in Sedimentation und Erosion
- die mittlere Bilanzhöhe h_b
- die mittlere Umsatzhöhe h_u
- Gesamtbilanz 1950-90 (gerundet), hochgerechnet auf die tatsächliche Zahl der Teilflächen

Für die Hahnöfer Nebelbe einschließlich des westlichen Mühlenberger Loches ergibt sich ein Sedimentvolumen von rd. $3,86 \text{ m}^3$. Im restlichen Mühlenberger Loch wurden rechnerisch rd. $9,15 \text{ m}^3$ sedimentiert. Das ergibt im Gesamtgebiet einen Sedimentationsüberschuß von rd. 13 Mio. m^3 in vierzig Jahren.

Tabelle 1

	Feld 1	Feld 2	Feld 3	Feld 4	Feld 5	Feld 6	Feld 7	Feld 8	Einheit
Anzahl der Teilflächen	121	177	168	144	114	118	107	104	
Summe	-1160	1511	1021	1533	1532	2088	1541	2245	dm
Summe der Beträge	1780	2299	1625	1987	1532	2088	1817	2305	dm
Anteil Sedimentation	17,4	82,9	81,4	88,6	100	100	92,4	98,7	%
Anteil Erosion	82,6	17,1	18,6	11,4	0	0	7,6	1,3	%
Standardabweichung σ	18,8	14,3	11,5	12,3	7,1	8,3	11,9	12,5	dm
Maximum	56	46	46	35	27	39	40	64	dm
Minimum	-56	-68	-29	-34	2	2	-18	-18	dm
mittl. Bilanzhöhe h_b	-9,6	8,5	6,1	10,7	13,4	17,7	14,4	21,6	dm
mittl. Umsatzhöhe h_u	14,7	13	9,7	13,8	13,4	17,7	17	22,2	dm
tatsächliche Zahl der Teilflächen	187	202	225	240	140	152	146	115	
Gesamtbilanz 1950-90	-1,79	1,72	1,37	2,56	1,88	2,69	2,1	2,48	Mio. m^3

4.3 Morphologische Analysen für die Hahnöfer Nebelbe und das westliche Mühlenberger Loch unter Anwendung der MORAN-Funktion (Feld 1-4)

Nach Sichten des Datenmaterials (703 Tiefenänderungspläne) wurden zwei sprunghafte Änderungen der Umsatzhöhen in allen vier Feldern festgestellt: 1963-64 und 1977-79 (der Jahrgang 1978 existiert nicht). Daraus ergaben sich drei Zeitabschnitte unterschiedlicher morphologischer Charakteristik:

- die Zeit vor den großen Baumaßnahmen: 1950-63
- die Zeit der großen Baumaßnahmen: 1964-77
- die Zeit nach den Baumaßnahmen: 1979-90

Zu den „großen Baumaßnahmen“ gehören die Abdämmung der Alten Süderelbe, der 12-m-Fahrwasserausbau, der 13,5-m-Fahrwasserausbau, die Aufspülung des Neßsand und

die Eindeichung des Hahnöfer Sandes mit Absperrung der Borsteler Binnenelbe. Dabei wirkt sich die Absperrung der Alten Süderelbe in der Hahnöfer Nebanelbe offenbar erst nach 1963 aus. Der 11-m-Fahrwasserausbau kann wegen fehlender Peilungskarten nur ansatzweise erfaßt werden.

Es ist daher sinnvoll, für die morphologischen Analysen den Gesamtzeitraum 1950–90 in die drei zeitlichen Abschnitte aufzugliedern und von den 703 vorhandenen Tiefenänderungsplänen nur diejenigen auszuwählen, die in einen dieser Zeiträume fallen und sie nicht überschreiten. Damit können differenziertere Aussagen zur Morphodynamik gemacht werden, die sonst durch die Masse des Datenmaterials in einem breiten Spektrum von Umsatzhöhen verwischt würden.

Die Ergebnisse der morphologischen Analysen mit Hilfe der MORAN-Funktion sind in Tab. 2 zusammengefaßt.

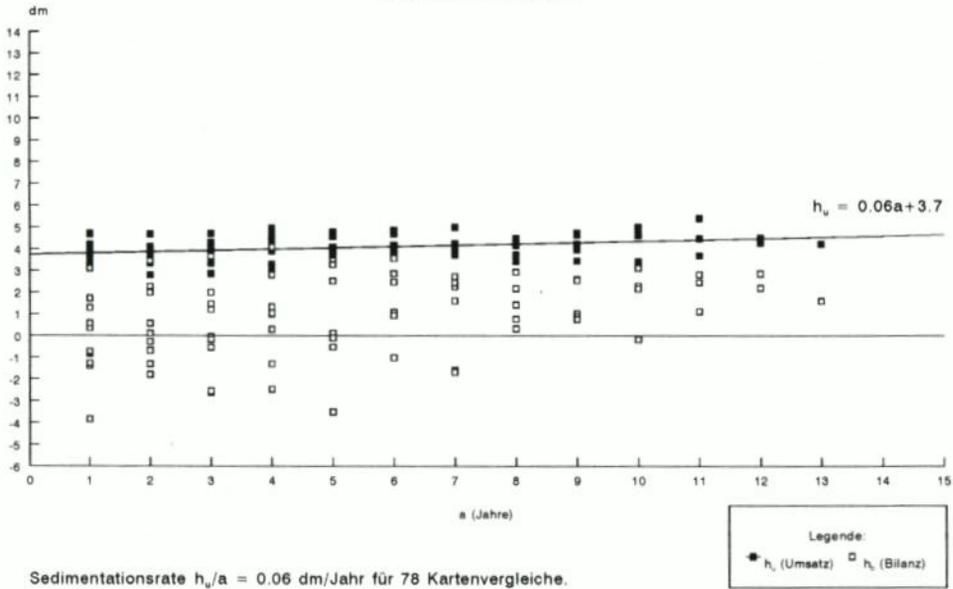
Tabelle 2

Feld	Zeitraum	\bar{h}_u	a_0	\bar{h}_u / a_0	$a_{0,9}$	h_u/a	σ	Sedimentationsrate
1	1950–63	6,3	0,2	31,5	0,5	0,2	1,2	$h_u = 0,2a + 6,3 \pm 1,2$
2	1950–63	4,4	0,2	22	0,5	0,3	0,7	$h_u = 0,3a + 4,4 \pm 0,7$
3	1950–63	5,6	0,2	28	0,5	0,1	0,8	$h_u = 0,1a + 5,6 \pm 0,8$
4	1950–63	3,7	0,2	18,7	0,5	0,06	0,5	$h_u = 0,06a + 3,7 \pm 0,5$
1	1964–77	5,7	0,4	14,1	1	0,5	0,9	$h_u = 0,5a + 5,7 \pm 0,9^{*)}$
2	1964–77	?	?	?	?	0,8	2,4	$h_u = 0,8a + 5 \pm 2,4$
3	1964–77	5,1	0,2	25,4	0,5	0,2	0,7	$h_u = 0,2a + 5,1 \pm 0,7$
4	1964–77	2,6	0,2	13	0,5	0,7	1,1	$h_u = 0,7a + 2,6 \pm 1,1$
1	1979–90	4,6	0,2	23,2	0,5	0,3	0,7	$h_u = 0,3a + 4,6 \pm 0,7^{*)}$
2	1979–90	2,9	0,4	7,2	1	0,4	0,6	$h_u = 0,4a + 2,9 \pm 0,6$
3	1979–90	2,9	0,2	14,6	0,5	0,3	0,6	$h_u = 0,3a + 2,9 \pm 0,6$
4	1979–90	1,9	0,4	4,7	1	0,2	0,4	$h_u = 0,2a + 1,9 \pm 0,4$
		(dm)	(Jahre)	(dm/Jahre)	(Jahre)	(dm/Jahre)	(dm)	^{*)} hier Erosionsrate

Abb. 6a–c veranschaulichen exemplarisch für die jeweiligen Zeiträume für Feld 4 und Feld 1 die mittleren Umsatzhöhen h_u , die mittleren Bilanzhöhen h_b und den errechneten Umsatztrend h_u/a , der sich als Sedimentations- bzw. Erosionsrate interpretieren läßt (Abschnitt 3.3). Es fällt auf, daß die Steigung des Umsatztrends im Zeitraum vor den großen Baumaßnahmen 1950–63 vergleichsweise niedrig ist. In Feld 4 besteht sogar nahezu ein Gleichgewichtszustand, Feld 1 weist ebenso wie Feld 2 und Feld 3 eine geringe Sedimentationsrate auf. Im Zeitraum der großen Baumaßnahmen 1964–77 ist die Steigung deutlich größer. In Feld 1 ist aus der Sedimentations- eine Erosionsrate geworden. Das gesamte Untersuchungsgebiet ist vollkommen aus dem Gleichgewicht geraten. Nach Abschluß der großen Baumaßnahmen 1979–90 ist die Steigung wieder kleiner geworden, hat aber noch nicht wieder den Zustand erreicht, der vor den gravierenden Eingriffen bestand. Demnach sind beide Felder weiter vom Gleichgewichtszustand entfernt als im ersten Betrachtungszeitraum.

Abb. 7a–c zeigen für die genannten Zeiträume die Umsatzhöhen h_u , nachdem sie um die Sedimentations- bzw. Erosionsrate h_u/a in Anlehnung an SIEFERT u. LASSEN (1987) korrigiert worden sind, und die dazugehörige MORAN-Funktion. Es wird deutlich, daß die korrigierten Umsatzhöhen, und damit der morphologische Parameter \bar{h}_u , abgenommen haben, und die Morphodynamik im Untersuchungszeitraum geringer geworden ist. Die morphologischen Parameter $a_{0,9}$ und a_0 sind insgesamt sehr niedrig ($a_{0,9} \leq 1$ Jahr und $a_0 \leq 0,5$ Jahr). Dies

Hahnöfer Nebelbe, Feld 4
Umsatz- und Bilanzhöhen 1950-63
über den Zeitraum a



Hahnöfer Nebelbe, Feld 1
Umsatz- und Bilanzhöhen 1950-63
über den Zeitraum a

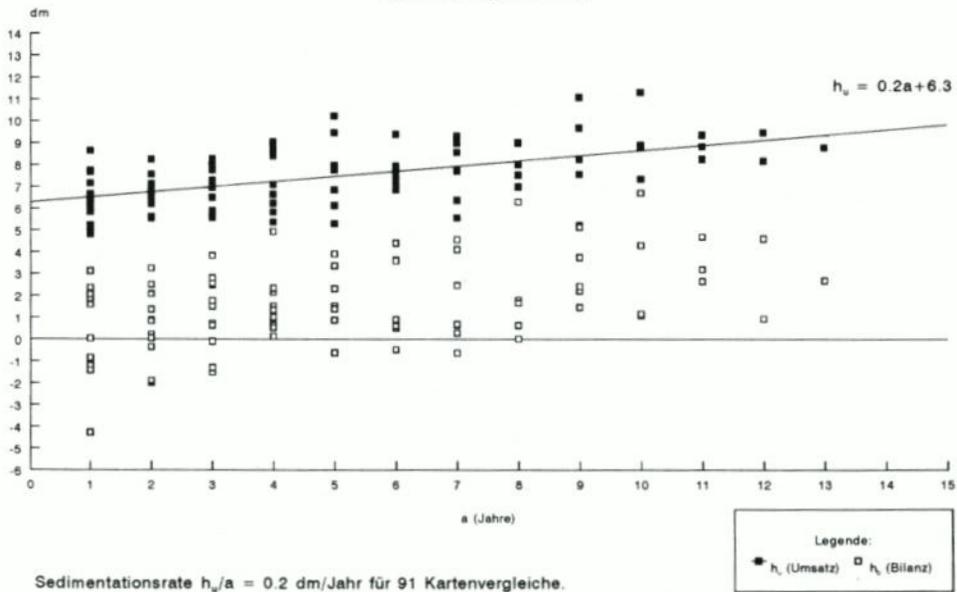
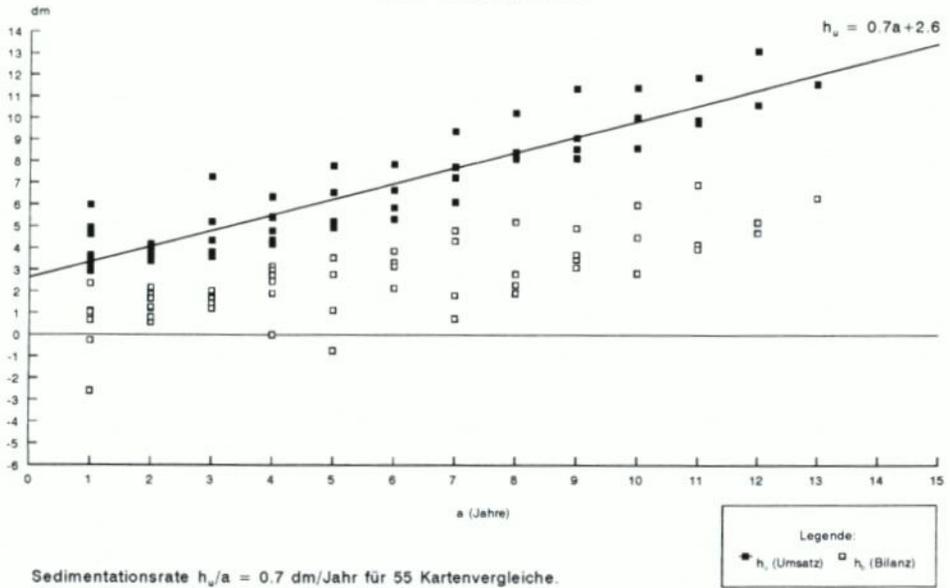


Abb. 6a

Hahnöfer Nebelbebe, Feld 4
Umsatz- und Bilanzhöhen 1964-77
über den Zeitraum a



Hahnöfer Nebelbebe, Feld 1
Umsatz- und Bilanzhöhen 1964-77
über den Zeitraum a

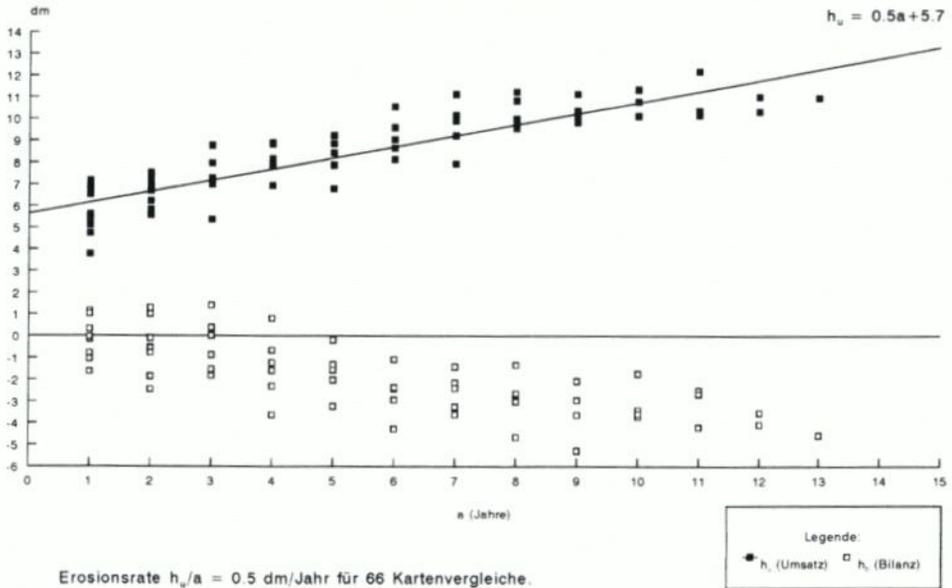
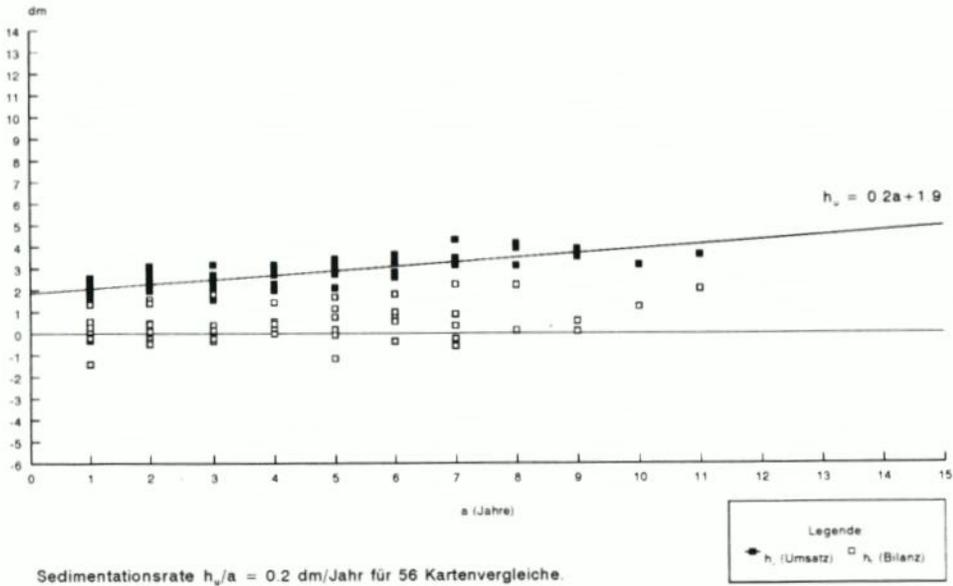


Abb. 6b

Hahnöfer Nebeneibe, Feld 4
Umsatz- und Bilanzhöhen 1979-90
über den Zeitraum a



Hahnöfer Nebeneibe, Feld 1
Umsatz- und Bilanzhöhen 1979-90
über den Zeitraum a

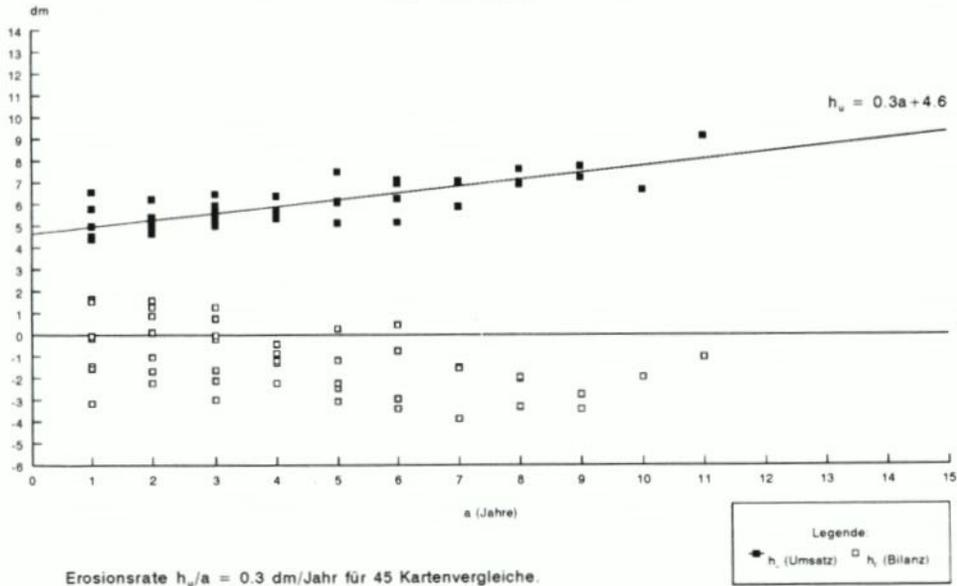
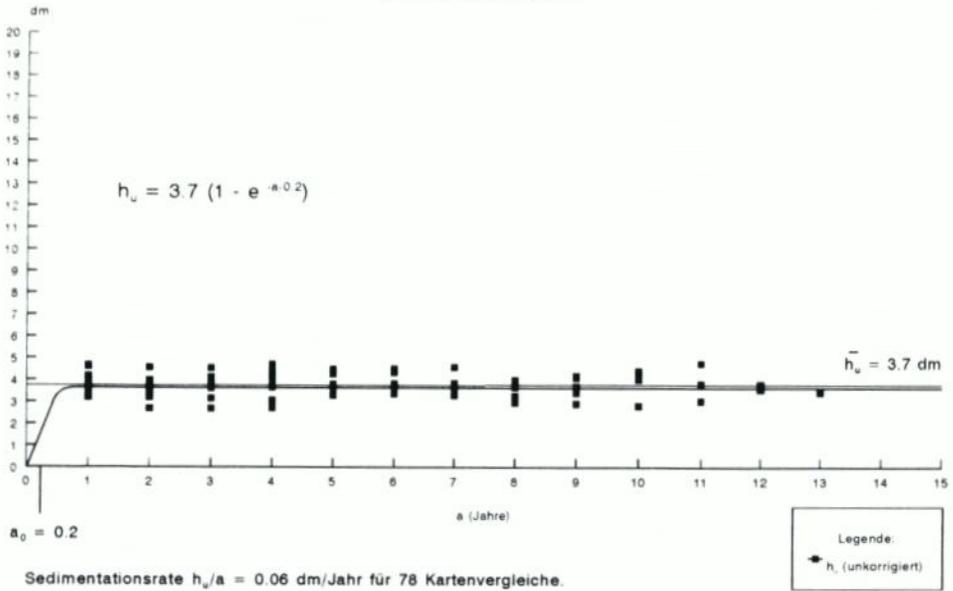


Abb. 6c

Hahnöfer Nebelbe, Feld 4
 Umsatzhöhen 1950-63
 über den Zeitraum a



Hahnöfer Nebelbe, Feld 1
 Korrigierte Umsatzhöhen 1950-63
 über den Zeitraum a

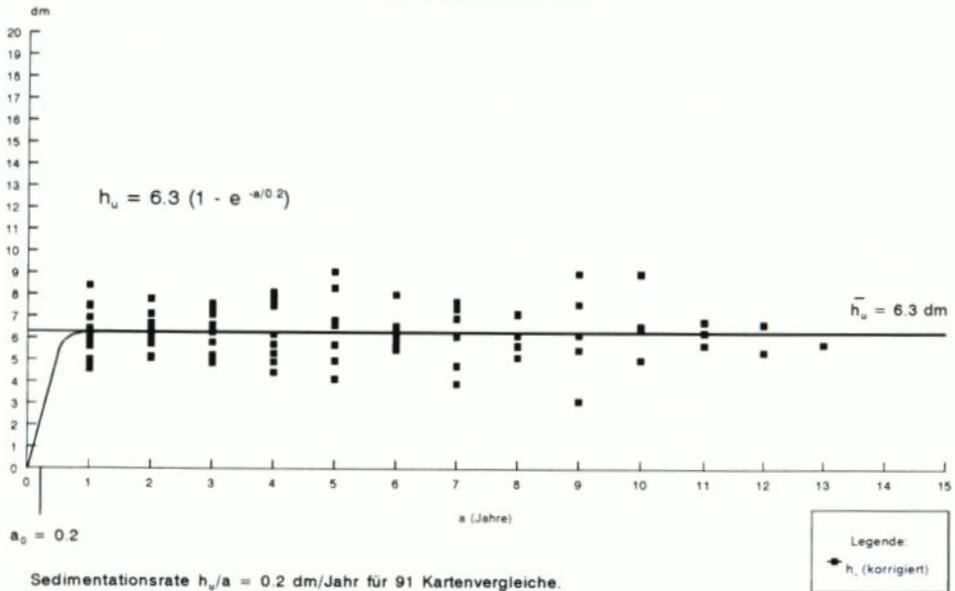
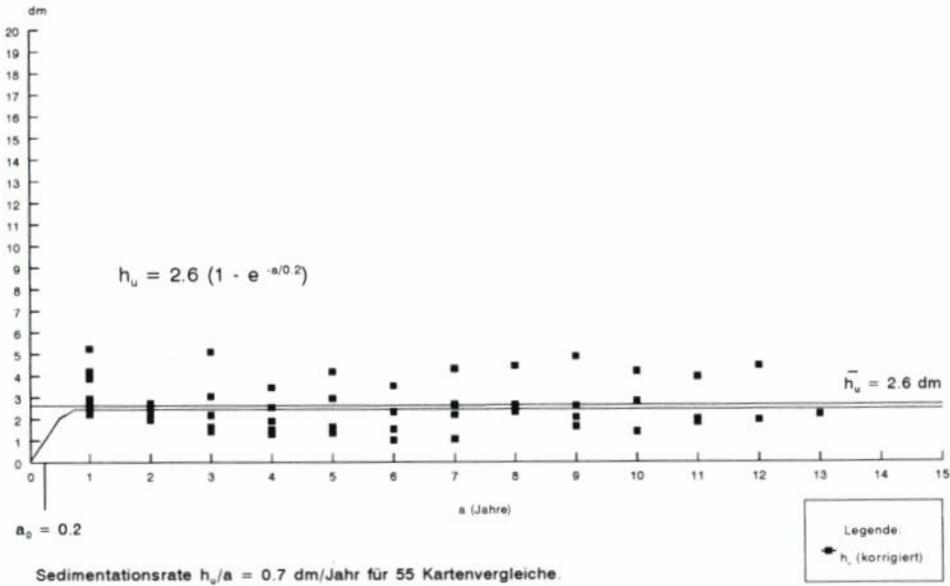


Abb. 7a

Hahnöfer Nebelbe, Feld 4
 Korrigierte Umsatzhöhen 1964-77
 über den Zeitraum a



Hahnöfer Nebelbe, Feld 1
 Korrigierte Umsatzhöhen 1964-77
 über den Zeitraum a

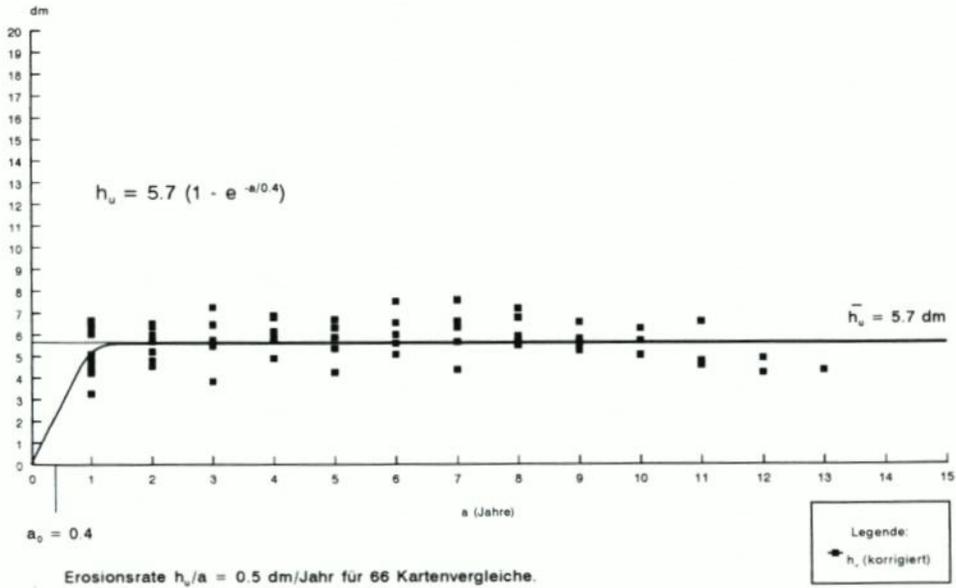
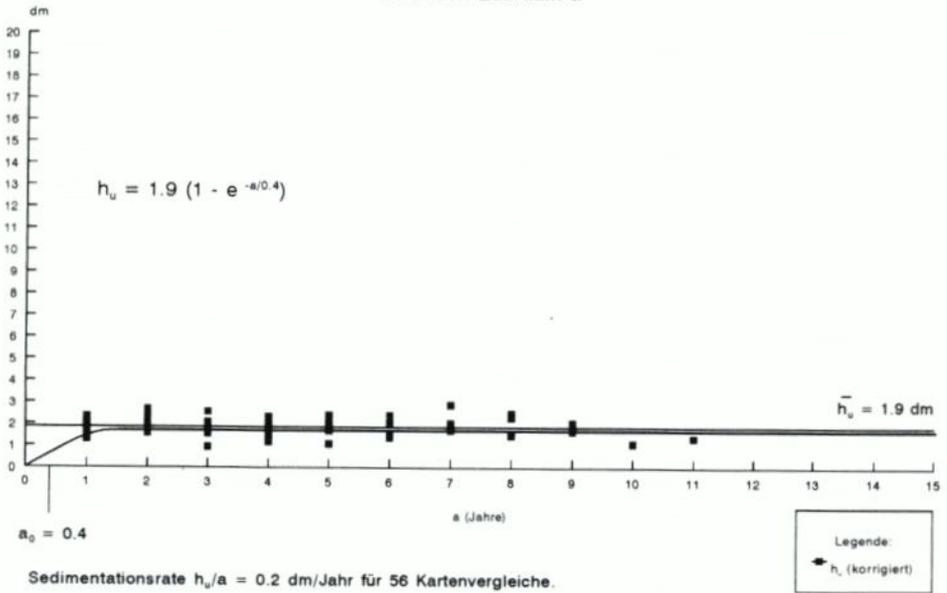


Abb. 7b

Hahnöfer Nebeneibe, Feld 4
 Korrigierte Umsatzhöhen 1979-90
 über den Zeitraum a



Hahnöfer Nebeneibe, Feld 1
 Korrigierte Umsatzhöhen 1979-90
 über den Zeitraum a

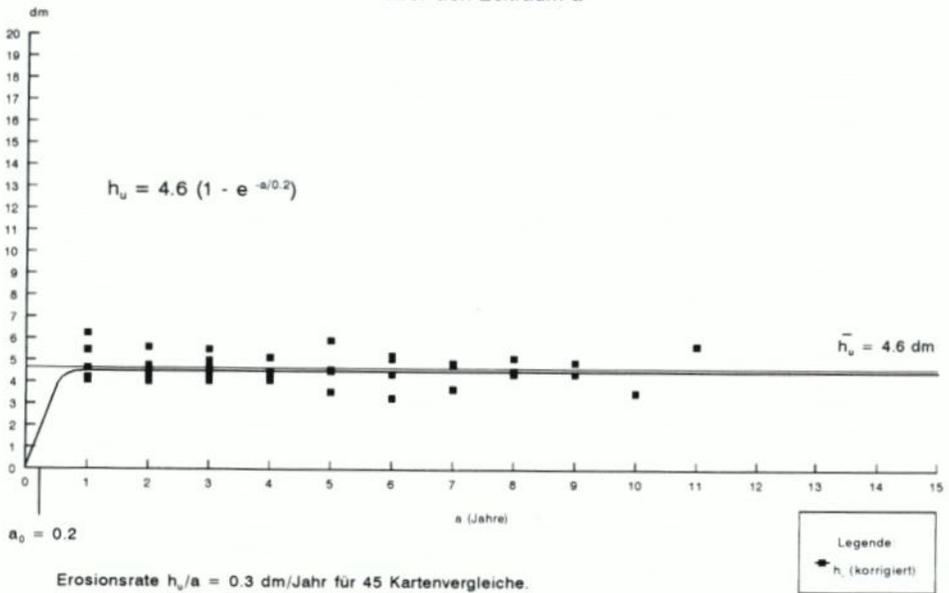


Abb. 7c

deutet darauf hin, daß das Untersuchungsgebiet in seinem morphologischen Verhalten durch kurzfristige Einwirkungen (anthropogene Eingriffe) bestimmt ist. Darin besteht der Hauptunterschied zu den Untersuchungen von SIEFERT (1987) im Küstenvorfeld, der eine Einordnung in die bei SIEFERT (1987, S. 33ff.) aufgestellten Charakteristiken nicht zuläßt.

5. Diskussion der Ergebnisse

Die morphologischen Analysen zeigen, daß im Untersuchungsgebiet überwiegend Sedimentation zu verzeichnen ist. Diese Sedimentation ist sowohl Ergebnis als auch Ursache einer Verringerung der Morphodynamik. Die Ursachen für die veränderte Morphodynamik liegen in zahlreichen und gravierenden anthropogenen Eingriffen. Darauf deuten auch die sehr geringen Werte für $a_{0,9}$ und a_0 hin, die anzeigen, daß das Untersuchungsgebiet in seinem morphologischen Verhalten durch kurzfristige Einwirkungen bestimmt ist.

Die Absperrung der Alten Süderelbe nach der Sturmflut 1962 entzog weite Teile des Mühlenberger Loches der Durchströmung, so daß die Morphodynamik geringer wurde, was vor allem im Mühlenberger Loch starke Sedimentation zur Folge hatte. Diese führte nun ihrerseits zu einer Verringerung der Morphodynamik, die wiederum Sedimentation zur Folge hat. Dieser Mechanismus reicht bis in die Hahnöfer Nebelbe hinein, nimmt aber nach Westen hin ab, was sich in den von Westen nach Osten kontinuierlich sinkenden \bar{h}_v widerspiegelt. Die Absperrung der Alten Süderelbe wirkt sich in der Hahnöfer Nebelbe und im westlichen Mühlenberger Loch erst nach 1963 aus. Im Mühlenberger Loch kommt der Bau des Neßleitdammes 1969/70 hinzu, der einen großen Teil des Mühlenberger Lochs von der Durchströmung abschneidet, so daß in seinem Strömungsschatten zusätzlich starke Sedimentation stattfindet. Wegen der starken Sedimentation muß die Außeneste künstlich offen gehalten werden und zieht sich als Erosionsband durch das Mühlenberger Loch.

Drei Fahrwasservertiefungen wurden im Untersuchungszeitraum durchgeführt, in deren Verlauf die ehemaligen Strominseln Hanskalbsand, Neßsand und Schweinsand verbunden und aufgespült worden sind. Diese Eingriffe wirkten sich in ganz unterschiedlicher Weise auf das Untersuchungsgebiet aus. Zum einen ist die Hahnöfer Nebelbe nur noch im Westen mit der Hauptelbe und deren „Energieangebot“ verbunden, so daß z. B. die Strömungskonzentration in der Hauptelbe möglicherweise zur Sedimentation in der Nebelbe führte. Zusätzlich wurde mit den Aufspülungen Material direkt eingebracht. Zum anderen engten die Aufspülungen den Durchflußquerschnitt ein, was wiederum erhöhte Morphodynamik mit Erosion zur Folge hat. Dies wird ein Grund für den Wechsel von Sedimentations- zu Erosionstendenz in der westlichen Hahnöfer Nebelbe sein. Schließlich dürfte durch die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis rückschreitende Erosion vom vertieften Fahrwasser eingetreten sein. Davon sind die westliche Hahnöfer Nebelbe und die äußere Außeneste betroffen.

Diese gravierenden Eingriffe führten zur Unterteilung des Untersuchungszeitraumes in drei Zeiträume unterschiedlicher morphologischer Entwicklung: die Zeit vor (1950–63), während (1964–77) und nach (1979–90) den großen Baumaßnahmen. Dabei muß berücksichtigt werden, daß sich die Absperrung der Alten Süderelbe erst nach 1963 im Mühlenberger Loch auswirkte, der 11m-Ausbau wegen fehlender Karten nur ansatzweise erfaßt werden kann und für 1978 keine Peilung vorliegt. Auch für das Mühlenberger Loch stellt SIEFERT (1984) eine deutliche Änderung der morphologischen Charakteristik durch anthropogene Einflüsse fest.

Im Zeitraum vor den großen Baumaßnahmen 1950–63 herrschte in der Hahnöfer Ne-

benelbe (Feld 1-3) und im westlichen Mühlenberger Loch (Feld 4) geringe Sedimentationstendenz, die in Richtung Osten abnimmt und im Feld 4 einem Gleichgewichtszustand nahekommt. Diese leichte Sedimentation ist zum Teil auf Verklappungen in der westlichen Hahnöfer Nebelbe, die bis 1977 in einigen Jahren im Rahmen der Unterhaltung stattfanden, zurückzuführen. Für den Sedimentationsüberschuß in der Gesamtbilanz 1950-90 der Hahnöfer Nebelbe sind diese Verklappungen allerdings nicht verantwortlich, weil etwa die gleiche Menge Sediment 1973 für den Deichbau auf Hahnöfer Sand entnommen wurde.

Im Zeitraum der großen Baumaßnahmen steigen die (unkorrigierten) Umsatzhöhen h_u außer in Feld 3, in dem nicht direkt eingegriffen wurde, beträchtlich, was auf erhöhter Sedimentation in Feld 2 und Feld 4 und dem Wechsel von Sedimentation zu hoher Erosion in Feld 1 beruht. Die erhöhte Sedimentationsrate in Feld 2 und Feld 4 geht z. T. auch auf das Zusedimentieren von Baggerlöchern zurück. Die lokale Wirkung des Baggerloches in Feld 2 ist sogar so groß, daß eine sinnvolle Bestimmung der MORAN-Parameter in diesem Zeitraum aufgrund hoher Wertestreueung nicht möglich ist. Die Hahnöfer Nebelbe und das westliche Mühlenberger Loch sind in diesem Zeitraum also „völlig aus dem Gleichgewicht“ geraten. Die Ursachen liegen in den bereits beschriebenen Eingriffen. Nach Korrektur der h_u um die Sedimentations- bzw. Erosionsrate zeigt sich, daß \bar{h}_u in allen Feldern abgesunken und somit eine Beruhigung der Morphodynamik eingetreten ist.

Nach 1978 sind weder in der Hahnöfer Nebelbe und im Mühlenberger Loch noch in der angrenzenden Hauptelbe größere Baumaßnahmen durchgeführt worden. Dadurch strebt das Untersuchungsgebiet wieder einem (neuen) Gleichgewichtszustand entgegen, der aber, wie die morphologischen Analysen zeigen, vorerst noch nicht erreicht ist. Dieses Streben auf einen neuen Gleichgewichtszustand zeigt sich in wieder gesunkenen h_u und damit einer geringeren Sedimentationsrate in Feld 2 und 4 und einer geringeren Erosionsrate in Feld 1. Nur in Feld 3 steigen die h_u offenbar als Spätfolge der Eingriffe in diesem nicht unmittelbar von Baumaßnahmen betroffenen Feld. Allerdings ist das Untersuchungsgebiet weiter vom Gleichgewichtszustand entfernt als vor den großen Baumaßnahmen. Es zeigt sich nach der Korrektur um die Sedimentations- bzw. Erosionsrate, daß \bar{h}_u in allen Feldern nochmals abgesunken ist, also eine weitere Verminderung der Morphodynamik stattgefunden hat. Im Vergleich zum Betrachtungszeitraum 1950-63 hat \bar{h}_u in der Hahnöfer Nebelbe und im westlichen Mühlenberger Loch im Schnitt um knapp 2 dm abgenommen, was mit einer um ein Drittel bis die Hälfte gesunkenen Morphodynamik gleichbedeutend ist. Da ein neuer, den veränderten Bedingungen (z. B. geringere Durchströmung durch die Absperrung der Alten Süderelbe) angepaßter Gleichgewichtszustand noch nicht erreicht ist, muß weiterhin mit Sedimentation in den Feldern 2-4 gerechnet werden. In Feld 1 wird die Erosionstendenz andauern, bis nach den Vertiefungen ein neues Gleichgewichtsgefälle erreicht ist.

Der beschriebene Einfluß der großen Baumaßnahmen auf die Morphodynamik ist im Mühlenberger Loch noch gravierender als in der Hahnöfer Nebelbe. Allerdings ist das Mühlenberger Loch stärker von lokalen Eingriffen (vor allem Baggerlöcher) gestört, die die allgemeine Entwicklung überdecken, so daß die für die Hahnöfer Nebelbe und das westliche Mühlenberger Loch gewählte Zeiteinteilung nur mit gewissen Abweichungen übernommen werden kann. \bar{h}_u ist im Mühlenberger Loch stärker abgesunken als in der Hahnöfer Nebelbe. Im Gegensatz zur Hahnöfer Nebelbe und zum westlichen Mühlenberger Loch ist die Sedimentationsrate nach Abschluß der großen Baumaßnahmen nicht kleiner geworden, sondern konstant geblieben oder sogar angestiegen. Im Mühlenberger Loch hat im Gegensatz zur Hahnöfer Nebelbe nach Absperrung der Alten Süderelbe und dem Bau des Neßleiddammes noch keine Annäherung an einen Gleichgewichtszustand stattgefunden, so daß damit gerechnet werden muß, daß es auf Vorlandhöhe anwächst.

6. Schlußbetrachtung

Es konnte gezeigt werden, daß sich die größeren Baumaßnahmen nachhaltig auf die Morphologie und die Morphodynamik der Hahnöfer Nebeneibe und des Mühlenberger Loches ausgewirkt haben. In ihrer Gesamtheit haben diese Baumaßnahmen zu einer fortschreitenden Abnahme der Morphodynamik im gesamten Gebiet geführt, so daß mit Ausnahme von Feld 1 und dem Bereich der äußeren Außeneste Sedimentationstendenz vorherrscht. Ein Gleichgewichtszustand ist z. Zt. nicht absehbar. Die Gesamtbilanz im Zeitraum 1950-90 weist für die Hahnöfer Nebeneibe und das Mühlenberger Loch einen Sedimentationsüberschuß von rd. 13 Mio. m³ auf.

Daß die z. T. hohen Sedimentations- bzw. Erosionsraten die eigentliche morphologische Charakteristik überlagern, führt zu dem vermeintlichen Widerspruch zwischen zunehmenden h_u bei zunehmenden Vergleichszeiträumen a und sinkenden h_u bei kleinen Vergleichszeiträumen ($a = 1$ Jahr oder $a = 2$ Jahre) in chronologischer Anordnung. Daher mußten die Umsatzhöhen bei der Berechnung der MORAN-Funktion um diese Werte korrigiert werden. Die sehr niedrigen a_0 -Werte zeigen den kurzfristigen Wechsel der äußeren Einflüsse an. Dies ist der Hauptunterschied zu den Untersuchungen von SIEFERT (1987) im Küstenvorfeld, das gar keiner oder einer säkularen (SIEFERT u. LASSEN, 1987) Änderung unterliegt. Am Beispiel der Hahnöfer Nebeneibe und dem westlichen Mühlenberger Loch konnte gezeigt werden, daß sich die MORAN-Methode für morphologische Analysen der Nebenrinnen und Watten eines Ästuars sehr gut eignet.

Es ist im Untersuchungsgebiet äußerst schwierig, die beschriebenen Veränderungen bestimmten Baumaßnahmen zuzuordnen, da sich die Eingriffe und deren potentielle Nachwirkungen größtenteils zeitlich überlagern. Es stellt sich die Frage, ob die anhaltende Sedimentationstendenz immer noch auf die Absperrung der Alten Süderelbe, den Bau des Neßleitdammes und die Aufspülungen im Zuge der Fahrwasservertiefungen oder auf Strömungskonzentration in der Fahrrinne durch die Vertiefungen zurückzuführen ist. Diese Frage gewinnt in Hinblick auf die geplante Wiederöffnung der Alten Süderelbe und den erneuten Ausbau der Fahrrinne an Bedeutung.

7. Parameterverzeichnis

a	(Jahr)	Vergleichszeitraum (Zeitdifferenz zwischen zwei topographischen Aufnahmen)
a_0	(Jahr)	Zeitraum, in dem \bar{h}_u bei gleichsinniger, linearer Veränderung der Topographie der Teilflächen eines Feldes erreicht würde
$a_{0,9}$	(Jahr)	Zeitraum, nach dem \bar{h}_u zu 90 % erreicht ist
h_b	(dm)	mittlere Bilanzhöhe einer Fläche
h_u	(dm)	mittlere Umsatzhöhe einer Fläche
\bar{h}_u	(dm)	asymptotischer Grenzwert von h_u
σ	(dm)	Standardabweichung (der y -Werte)

8. Schriftenverzeichnis

- DAMMSCHNEIDER, H.-J.: Morphodynamik, Materialbilanz und Tidewassermenge der Unterelbe. Berliner Geogr. Studien, Bd. 12, 1983.
- FELSHART, T.: Morphodynamische Veränderungen im Mühlenberger Loch, einer Bucht im Tidebereich der Elbe. Berliner Geogr. Studien, Bd. 25, 1987.
- HOFSTEDE, J.: Parameter zur Beschreibung eines Wattgebietes. Die Küste, H. 50, 1989, S. 197-212.
- HOFSTEDE, J.: Hydro- und Morphodynamik im Tidebereich der Deutschen Bucht. Berliner Geogr. Studien 31, Bd. 31, 1991.
- KRAUSE, M.: Die Elbe, Hamburgs Lebensader – Ihre Betreuung durch die Wasser- und Schifffahrtsdirektion Hamburg. Hamburg – Großstadt und Welthafen. Festschrift zum 30. Geographentag 1955 in Hamburg. Kiel, 1955, S. 50-59.
- MARNITZ, U.: Über den Einfluß baulicher Veränderungen in der Elbe auf die Morphologie im Gebiet Mühlenberger Loch / Hahnöfer Nebelbe. Examensarbeit am Institut für Geographie der Universität. Hamburg, 1991 (unveröff.).
- MARNITZ, U.: Anwendung der MORAN-Methode auf die Nebenrinnen und Watten eines Tideflusses zur Beurteilung ihrer morphologischen Entwicklung am Beispiel der Hahnöfer Nebelbe und des Mühlenberger Lochs im Zeitraum 1950-90. Berichte, Forsch.- u. Technologiezentrum Westküste d. Univ. Kiel, Nr. 6, Büsum, 1994, S. 45-60.
- NEHLS, N., GREISER, N. u. HARMS, H.: Forschungsvorhaben Mühlenberger Loch, Abschlußbericht September 1993. Universität Hamburg 1993, Inst. f. Allg. Botanik, Abt. Mikrobiologie. Im Auftrag und in Zusammenarbeit mit der Wirtschaftsbehörde / Amt Strom- u. Hafenbau und der Umweltbehörde / Amt für Umweltschutz, Gewässer- u. Bodenschutz.
- SIEFERT, W.: Hydrologische und morphologische Untersuchungen für das Mühlenberger Loch, die Außeneste und den Neßsand. Hamb. Küstenf., H. 43, 1984.
- SIEFERT, W.: Umsatz- und Bilanzanalysen für das Küstenvorfeld der Deutschen Bucht. Grundlagen und erste Auswertungen (Teil I der Ergebnisse eines KFKI-Projektes). Die Küste, H. 45, 1987, S. 1-47.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Zum säkularen Verhalten der mittleren Watthöhen an ausgewählten Beispielen. Die Küste, H. 45, 1987, S. 59-70.
- WASSER- UND SCHIFFFAHRTSDIREKTION NORD (Hrsg.): Zusammenstellung bedeutender Baumaßnahmen in der Tideelbe, Beitrag Nr. 6, Kiel, 1993.

Interpretation von Wasserstandsänderungen in der Deutschen Bucht auf der Basis der Ergebnisse eines KFKI-Projektes

Von HORST LASSEN

Zusammenfassung

Die vorgestellte Modellerweiterung zur Tidebetrachtung in der südöstlichen Nordsee soll die Bedeutung des Pegels Helgoland aufgrund der geographischen Lage in der Deutschen Bucht gegenüber den Küstenpegeln hervorheben, da hier im freien Meer im Gegensatz zum Küstenbereich eine große Zahl von Einflußfaktoren auf den Tideablauf fehlen. Eben diese besonderen örtlichen Einwirkungen auf die Gezeiten in der Küstenregion ermöglichen hier keinerlei eingehende Interpretationen oder Rückschlüsse auf künftige Entwicklungen des mittleren Meeresspiegels (MSL). Daher gehen weitere Überlegungen von der Maxime aus, die Entwicklung der Helgoländer Wasserstände denen der Küstenpegel gegenüberzustellen. Grundlage dieser Bearbeitungsstrategie sind die auf NN beschickten Helgoländer Wasserstände ($HN = NN + 26 \text{ cm}$) mit Ableitung jährlicher Meeresspiegelhöhen sowie die Bestimmung jährlicher Meeresspiegelhöhen für weitere Küstenpegel, um aus diesen säkulare Trendrichtungen des MSL mit einfach linearen Regressionen abzuleiten.

Die Analyse säkularer Schätzwerte zum MSL-Anstieg zeigt, daß der Helgoländer MSL-Trend mit Ausnahme des Außenweser-Bereiches teilweise um 30 % bis 50 % kleiner ist als in der Küstenregion. Eine weitere detaillierte Betrachtung zum MSL-Trend läßt erkennen, daß die Resultate von den zur Auswertung herangezogenen Ausgangsdaten MThw oder MSL signifikant beeinflusst werden. So liefern MSL-Regressionsfunktionen – erstellt auf MThw-Basis – einen wesentlich größeren MSL-Trend als jene auf MSL-Basis. Dies hat aufgrund des zuvor geschilderten Sachverhalts zur Folge, daß es schwierig wird, Größenordnungen vorliegender MSL-Prognosen, die auf MThw-Basis ermittelt sind, als repräsentativ anzusehen.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung	122
2. Mittlerer Meeresspiegel (MSL)	122
3. k-Faktor	124
4. Ergänzung fehlender Wasserstände	125
5. Pegel Helgoland	127
5.1 Helgoländer – PN (HN)	127
5.2 Helgoländer k-Faktor und MSL	128
5.3 Ergebnisse	128
6. Weitere Pegel	129
7. Interpretation	131
8. Danksagung	134
9. Schriftenverzeichnis	134

1. Einleitung und Problemstellung

Bei Wasserstandsvergleichen stößt man auf die Schwierigkeit, daß es keine Qualitätsmerkmale für gemessene Wasserstände gibt. Die erreichbare Genauigkeit ist eine Funktion zusätzlicher Parameter wie Dichte, Aufzeichnungsart, Registriergenauigkeit und Nivellementsausführung zur PN-Bestimmung sowie der PN-Fortführung. Es kann daher nicht immer von einer konstanten Meßgenauigkeit für Wasserstände über alle Epochen ausgegangen werden. Der herkömmliche Verfahrensablauf säkularer Gezeitenanalysen ist inflexibel. Es besteht große Abhängigkeit zwischen Art und Weise, wie Daten für die Berechnung aufbereitet werden, dem verwendeten Rechenprogramm und der Auslegung. Änderungen im Datenformat bringen unweigerlich differente Trendanalysen mit sich. Mit den steigenden Anforderungen an Feinstrukturen unterschiedlicher Wasserstandsentwicklungen im Bereich der südöstlichen Nordsee liegt der Gedanke nahe, den mittleren Meeresspiegel (MSL), abgeleitet aus mittleren Tiden, und den Pegel Helgoland als Meßstation der freien See in diese Betrachtungen einzubeziehen. Zur Demonstration der Tideentwicklung im Bereich der südöstlichen Nordsee ist der Pegel Helgoland als Bezugsstation für Wasserstände der Küstenpegel Cuxhaven, Wilhelmshaven, Norderney, Roter Sand/Alte Weser, Bremerhaven, Husum, Büsum, Dagebüll, Wittdün und List (Abb. 1) der geeigneteren Pegel, weil die Gezeiten hier nicht – wie im Küstenbereich – durch die Wirkung einer großen Zahl von Faktoren auf den Tideablauf – u. a. die Topographie des Küstenvorfeldes – überlagert werden.

2. Mittlerer Meeresspiegel (MSL)

Eine Definition des MSL gibt das Symposium für internationale Küstengeodäsie 1970. Danach ist die ruhende, d. h. die von allen astronomischen und meteorologischen Störungen befreite Meeresoberfläche angenähert (bis auf quasikonstante Effekte, etwa durch Strömungen) eine Niveaulfläche des Schwerkraftpotentials (Geoid) und wird als Referenzfläche für geodätische Höhen benutzt. Nach DIN 4049, 1. Teil, wird der Wasserstand der waagerechten Schwerlinie einer mittleren Tidekurve als Tide-Mittelwasserstand (MTmw) bezeichnet, wobei für mittleres Tide-Mittelwasser besser die internationale Bezeichnung „mittlerer Meeresspiegel“ (Mean Sea Level) verwendet werden sollte (Abb. 2).

Das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) bestimmt MSL aus Jahreswasserständen. Dazu werden stündliche Wasserstände des Jahres zusammengefaßt und hieraus ein repräsentatives MSL des betreffenden Pegelortes abgeleitet. Diese Methode erfordert eine geschlossene Aufzeichnungsreihe. Das Mittel entspricht den von periodischen – im wesentlichen die der M2- und S2-Gezeit – befreiten Wasserständen und damit dem MSL. Weitere Gezeitenkräfte haben auf die MSL-Höhe nur eine relativ kleine Wirkung und können daher vernachlässigt werden, zumal die Methoden zur Bestimmung dieser periodischen und zeitlichen Störungen im Gezeitenablauf teilweise recht mühsam und nicht genügend genau sind, um deren absolute Auswirkung zu erkennen bzw. abzuschätzen. Ohne Beseitigung dieser Abweichungen im Gezeitenablauf soll sich nach LAUKART (1981) eine Regressionsfunktion erst in größeren Zeitabschnitten stabilisieren (> 30 Jahre). Im Gegensatz zu dieser international üblichen MSL-Berechnungsmethode werden in diesem Bericht MSL-Höhen aus örtlichen mittleren Tidekurven ermittelt. Die grundlegenden Beziehungen zwischen diesen beiden Methoden zur MSL-Ableitung und die erreichbaren Genauigkeiten werden bei LASSEN (1989) und LASSEN, SIEFERT (1991) behandelt.

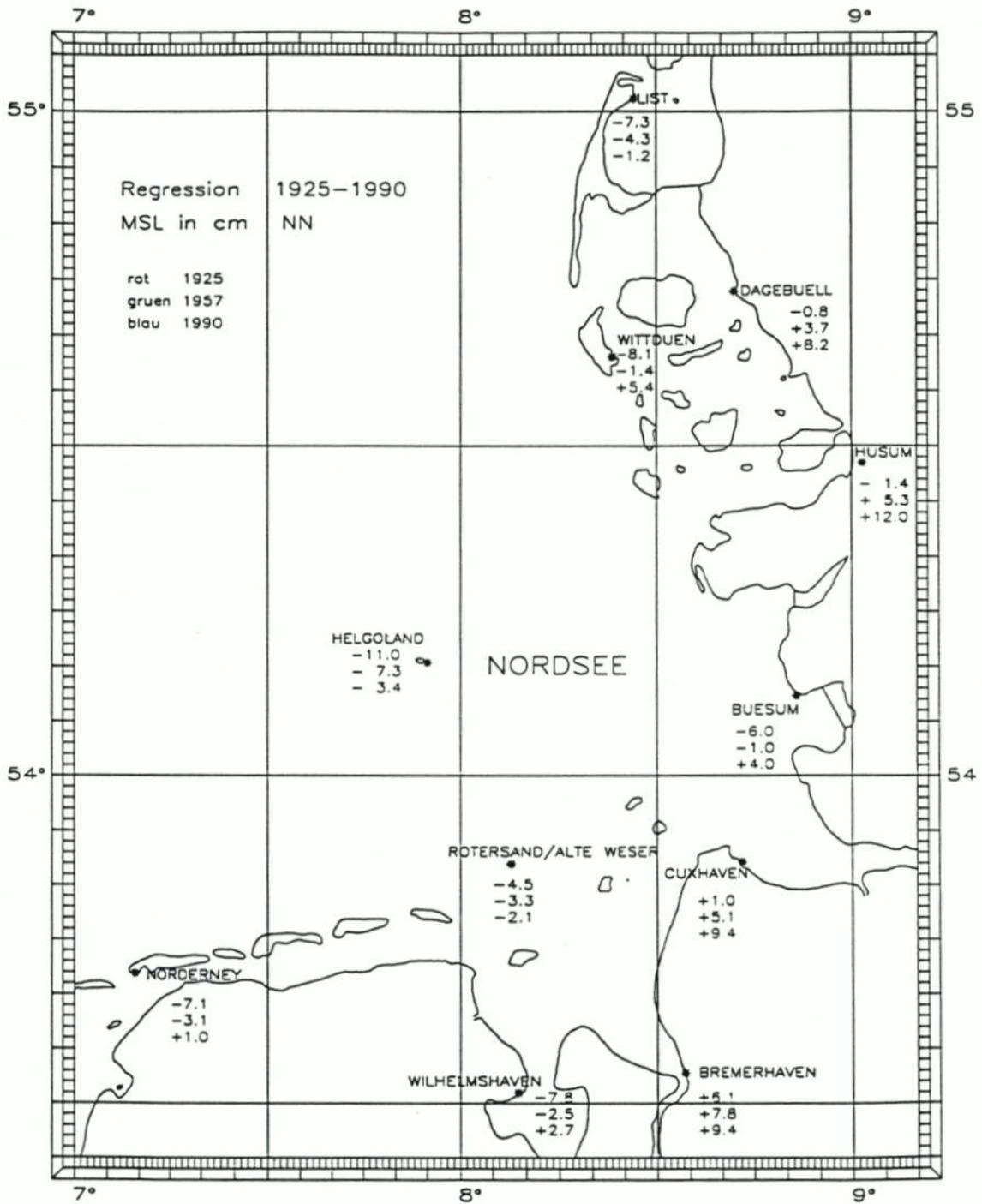
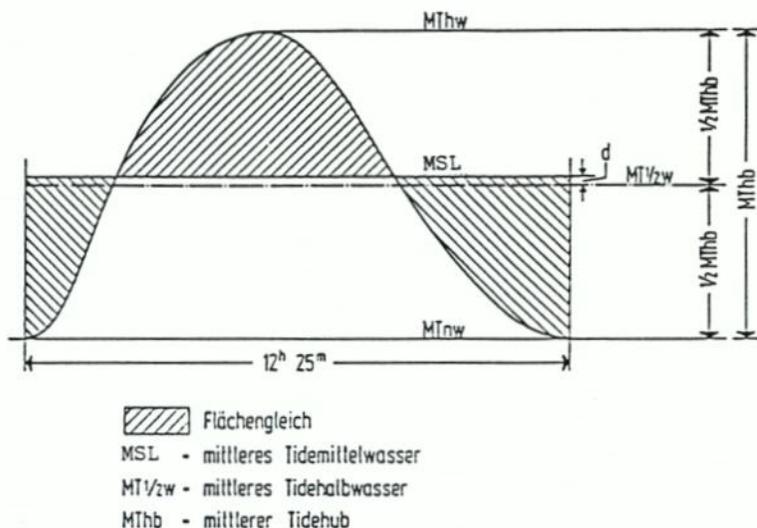


Abb. 1: Übersichtsplan mit Darstellung abgeleiteter MSL-Höhen 1925, 1957 und 1990 aus den linearen Regressionen



$$\Delta = \frac{\text{MSL} - \text{MT}_{1/2w}}{\text{MThb}} = \frac{d}{\text{MThb}};$$

$$d = \text{MThb} \cdot \Delta$$

$$k = \frac{\text{MThw} - \text{MSL}}{\text{MThb}};$$

$$\text{MSL} = \text{MThw} - \text{MThb} \cdot k$$

$$k = \frac{\text{MThw} - \text{MT}_{1/2w} - \Delta}{\text{MThb}};$$

$$k = 0,5 - \Delta$$

Abb. 2: Darstellung der Tidecharakteristik (schematisch)

3. k-Faktor

Der k-Faktor, das Maß für die Verschiebung des Tide-Halbwassers gegenüber MSL, ist eine weitergehende interessante Alternative bei Ableitung langfristiger Tideentwicklungen. Eingehende Untersuchungen haben gezeigt, daß k eine zeitlich nahezu konstante Größe ist. Jährliche Einzelwerte schwanken in einer sehr kleinen Bandbreite um den Mittelwert einer größeren Zeitreihe. Damit liegt der besondere Vorteil eines plausiblen k-Faktors darin, daß MSL ohne große Genauigkeitsverluste mit k abgeleitet werden kann (Abb. 2).

$$\text{MSL} = \text{MThw} - (k \times \text{MThb})$$

Mit den vorliegenden k-Faktoren der Pegel (Tab. 1) war es möglich, die entsprechenden jährlichen MSL-Höhen ab 1925, teilweise ab 1911 (Ausnahme Pegel Dagebüll), ohne zeitaufwendige Datenermittlung aus Pegelbögen und Konstruktionen von mittleren Tidekurven abzuleiten. Tab. 1 enthält für verschiedene Pegel mittlere k-Faktoren, ermittelt aus stündlichen Wasserstandsordinaten oder aus mittleren Tidekurven (s. Abschnitt 5.2 u. 6).

Tab. 1: k-Faktoren verschiedener Pegel

Pegel	k-Faktor
Helgoland	0,4784
Cuxhaven	0,4694
Wilhelmshaven	0,4599
Norderney	0,4853
L. T. Roter Sand	0,4855
L. T. Alte Weser	0,4784
Bremerhaven	0,4592
Husum	0,4393
Büsum	0,4702
Dagebüll	0,4288
Wittdün	0,4457
List	0,4460

4. Ergänzung fehlender Wasserstände (Lücken in Aufzeichnungen)

Detaillierte Betrachtungen zur statistisch fundierten Ermittlung der MSL-Entwicklung in der südöstlichen Nordsee erfordern für alle Pegel dieser Analyse gleichlautende Stichprobenumfänge gewässerkundlicher Jahreswerte (1925–1990). Um dies in der vorliegenden Untersuchung realisieren zu können, ist es erforderlich, fehlendes Datenmaterial in Pegelaufzeichnungen (Aufzeichnungslücken) über Bezugspegel nach statistischen Methoden abzuleiten. In diesem Fall liefert die multiple Regression die beste Schätzung für fehlende Jahreswerte, weil diese Methode eine funktionale Abhängigkeit zwischen der Zielgröße (Daten des Anschlußpegels) und den dazugehörigen Einflußgrößen (Daten mehrerer Bezugspegel) unterstellt. Das hier verwendete Auswerteprogramm paßt eine lineare Gleichung der Form

$$t = a + bx + cy + dz$$

an eine Datenmenge $[(x_i, y_i, z_i, t_i)]$ mit $i = 1, 2, \dots, n$ nach der Methode der kleinsten Quadrate an. Die Regressionskoeffizienten a, b, c und d werden durch die Lösung des Gleichungssystems geschätzt. Auf Grundlage multipler Regressionen werden fehlende Daten in gewässerkundlichen Zeitreihen der Pegel Helgoland (Tab. 2), Büsum (Tab. 3), Wittdün (Tab. 4) und List (Tab. 5) ergänzt.

Zur Verdeutlichung des Sachverhalts werden für Helgoland nach Auflösung des Ausgleichungsschemas Regressionsgleichungen zur Ableitung fehlender MSL- und MThw-Jahresmittel aufgrund des Analysezeitraumes 1925 bis 1990 angegeben.

Den Buchstaben t = Helgoland, w = Cuxhaven, x = Wilhelmshaven, y = Norderney, z = Büsum werden gewässerkundliche Jahresmittel zugeordnet.

Die Regressionsgleichung für MSL lautet:

$$t = -7.966 + 0.351w + 0.317x + 0.096y + 0.150z.$$

Die Regressionsgleichung für MThw lautet:

$$t = -13.332 + 0.037w + 0.282x + 0.347y + 0.167z.$$

Aus den Gleichungen läßt sich leicht ablesen, daß die Helgoländer MSL-Schätzung von dem Cuxhavener und Wilhelmshavener MSL sehr stark beeinflusst wird, während bei der

Tab. 2: Pegel Helgoland, errechnete Jahresmittel (Höhen in cm NN)

Jahr	MThw	MTnw	MSL	
1919	95	-130	-12,6	
1920	97	-130	-11,6	
1921	95	-127	-11,2	
1922	98	-132	-12,0	
1923	104	-126	- 6,0	
1924	101	-132	-10,4	MThw
1945	106	-124	- 4,0	106
1946	103	-126	- 6,6	103
1947	82	-139	-23,7	83
1948	102	-119	- 3,7	95
1949	102	-121	- 4,7	101
1950	100	-119	- 4,8	100
1951	94	-129	-12,7	94
1952	107	-123	- 3,0	105

nach Jensen
et al., 1992

MThw-Schätzung eine deutliche Abhängigkeit von dem Norderneyer und Wilhelmshavener MThw vorhanden ist.

Die Genauigkeit der Ergebnisse kann einmal nach dem Determinationskoeffizienten R^2 beurteilt werden, einem Gütemaß für die lineare Beziehung. Mit einem erreichten $R^2 > 0.9$ wird eine gute Übereinstimmung der Daten erlangt. Weitere Genauigkeitsabschätzungen können mit den Daten des Anschlußpegels vor und nach der Aufzeichnungslücke angestellt werden, weil sich diese auch mit den Gleichungen nachvollziehen lassen. Aus den Abweichungen zwischen den beobachteten und errechneten Daten, also verbleibende Restfehler, werden Standardabweichungen < 2 cm ermittelt. Damit dürfte die Genauigkeit der errechneten Daten nur unerheblich besser oder schlechter als die der beobachteten Daten sein. Ein anderes Modell zur statistisch mathematischen Schätzung fehlender Daten in Aufzeichnungsreihen verwenden JENSEN et al. (1992). Mit der sog. KFKI- μ -Verteilung werden für Helgoland die fehlenden MThw-Jahresmittel 1945 bis 1952 berechnet. Die Ergebnisse sind in Tab. 2 gesondert aufgeführt. Bis auf das Jahr 1948 führen die beiden Verfahren im Endergebnis auf das gleiche Resultat, obwohl sich die Auswertekonzepte sowie Datenbasen grundsätzlich unterscheiden. Die KFKI- μ -Verteilung beruht auf Daten des Leuchtturmes Roter Sand am Rande des Küstenvorfeldes. Das Auswertemodell basiert auf der funktionalen Abhängigkeit von Einzelwerten, die als Eingangsgrößen in die Auswertung eingehen und deren Ungenauigkeiten sich voll auf das Endergebnis auswirken. So liegt z. B. das MThw-Jahresmittel Roter Sand 1948 nicht im Trend der Küstenpegel, dies führt gegenüber der Mehrfachausgleichung zur Abweichung der Helgoländer MThw-Schätzung 1948. Es ist daher leicht einzusehen, daß Datenungenauigkeiten eines Pegels bei einer gemeinsamen Ausgleichung aller Basisdaten mehrerer Pegel nur einen geringen Einfluß auf das Endergebnis haben. Es erscheint daher weitaus sinnvoller bei Füllung größerer Datenlücken in Tide-Aufzeichnungsreihen die multiple Regression einzusetzen, weil sie einen gesicherten und vertieften Einblick in das großräumige Tidegeschehen der s. o. Nordsee erlaubt.

Nach Darlegung wesentlicher Merkmale zur Bestimmung fehlender Daten in Aufzeichnungsreihen mit Hilfe einer multiplen Regression am Beispiel Pegel Helgoland, werden diese für die Pegel Büsum, Wittdün und List nicht weiter diskutiert, da sie im wesentlichen denen der Helgoländer, auch in der Genauigkeit, in etwa ähnlich sind. Die errechneten Schätzwerte dieser Pegel enthalten Tab. 3 bis 5.

Tab. 3: Pegel Büsum, errechnete Jahresmittel (Höhen in cm NN)

Jahr	MTnw	Jahr	MTnw
1925	-168	1928	-174
1926	-168	1929	-176
1927	-166	1930	-170

Tab. 4: Pegel Wittdün, errechnete Jahresmittel (Höhen in cm NN)

Jahr	MThw	MTnw
1925	103	-132
1926	104	-132
1927	104	-130
1928	91	-137
1929	93	-140
1930	94	-137

Tab. 5: Pegel List, errechnete Jahresmittel (Höhen in cm NN)

Jahr	MThw	MTnw
1925	68	- 90
1926	70	- 89
1927	70	- 87
1928	58	- 96
1929	58	-100
1930	59	- 94

Hinweis:

Alle Wasserstände und deren Ergebnisse zu diesem Bericht beziehen sich auf die Äquivalenzfläche NN. Zwischen Helgoländer Null (HN) und NN besteht folgende Beziehung $HN = NN + 26 \text{ cm}$ (LASSEN, 1989). Die gewässerkundlichen Jahresmittel sind den Änderungen der mittleren Wasserstände an der Nordseeküste entnommen (JENSEN, 1984).

Für diesen Bericht sollen folgende Bezeichnungen gelten:

- r = Korrelationskoeffizient der Stichprobe
- \overline{MThw} = Mittelwert der Zeitreihe (cm NN bzw. cm)
- b = Regressionskoeffizient (Steigungsmaß)
- R^2 = Determinationskoeffizient

5. Pegel Helgoland

5.1 Helgoländer Pegel-Null (HN)

Ausführliche Hinweise zu verschiedenen HN-Bestimmungen gibt LOHRBERG (1987). Dieser Mitteilung ist auch die bemerkenswerte Feststellung zu entnehmen, daß die Wiederherstellung des Höhennetzes auf Helgoland nach 1945 durch vorgefundene Höhepunkte ge-

lungen ist. Damit ist für HN eine eindeutige örtliche Zuordnung von 1925 bis 1990 gegeben. Die damit verbundene Frage, ob HN über die Zeit als hinreichend konstant gelten kann, wird durch die ausgeglichenen Helgoländer MSL- und MThw-Jahresmittel der multiplen Regression bestätigt. Bei den Jahreswerten zeigen sich keine eindeutigen Sprungstellen zwischen den errechneten und beobachteten Jahreswerten. Auch die Vertikalbewegungen aufgrund der Hebungstendenzen des Salzstockes, auf dessen Oberfläche Helgoland liegt, sind sehr gering und dürften kaum Werte von 2 bis 4 cm/J. erreichen und haben daher wenig Einfluß auf HN (LASSEN u. LINKE, 1984).

Zu verbesserten Kenntnissen über die Abweichung HN zu NN kommen neuere Untersuchungen. Grundlage dieser Differenzbestimmungen sind MSL und GPS (Global Positioning System). Aus MSL-Ergebnissen 1975/79 und 1982/86 und deren Veränderungen im Küstenvorfeld mit weiteren Extrapolationen in die Nordsee ergibt sich ein Niveauunterschied NN/HN = 26 cm (LASSEN, 1989). In den letzten Jahren sind GPS-Messungen immer mehr in den Vordergrund der Verfahren zur Höhenbestimmung getreten. Im Sommer 1991 führte das Institut für Erdmessung der TU Hannover GPS-Messungen zur Ableitung der Höhendifferenz NN zu HN durch. Aus zehn Küstenpegeln berechnet sich diese Differenz im Mittel zu + 27 cm. Dieser Wert ist noch kritisch zu bewerten, jedoch spricht die geringe Streuung für die erreichte Qualität der GPS-Lösung und der Qualität des Geoids auf dem Festland (Bericht Institut f. Erdmessung, 1992).

Entschluß: Die Helgoländer Wasserstände werden um + 26 cm an NN angepaßt.

(Im Juni 1995 veröffentlichte Ergebnisse zum Höhenanschluß des Pegels Helgoland vom Institut für Erdmessung der Uni Hannover konnten für diese Untersuchung nicht mehr berücksichtigt werden).

5.2 Helgoländer k-Faktor und MSL

Die Ergebnisse der nach beiden Lösungsmethoden bestimmten MSL-Höhen und k-Faktoren – einmal Mittelbildung aus stündlichen Wasserständen oder aus mittleren Tidekurven – zeigen keine Widersprüche.

	Ableitung aus stdl. Wasserstandsordinaten (BSH) Mittel 1953–1986	Ableitung aus mittleren Tidekurven Mittel 1925, 1936 . . . 1986
MSL	-6,8 cm NN	-7,4 cm NN
K	0,47845	0,48040

5.3 Ergebnisse

Nach Beseitigung des Lückenproblems in der Aufzeichnungsreihe ist es erstmals möglich, die Tideentwicklung im Meeresbereich in zusammenhängenden Zeitabschnitten von 66 und 80 Jahren (1925 bis 1990 und 1911 bis 1990) vorzustellen. Der Trend einiger Tidebereiche ist in Tab. 6 angegeben:

Tab. 6: Pegel Helgoland, Mittelwerte und Regressionskoeffizienten

Tidebereich Steigungsmaß	Regressionsergebnisse der Zeitreihen	
	1925-1990	1911-1990
$\overline{\text{MThw}}$	103,0	102,0 cm NN
b	0,189	0,172
$\overline{\text{MTnw}}$	-127,9	-128,1 cm NN
b	0,023	0,024
$\overline{\text{MThb}}$	231,0	230,9 cm
b	0,166	0,148
$\overline{\text{MSL}}$	- 7,4	- 7,9 cm NN
b	0,117	0,106

Die Regressionskoeffizienten (b) 1925 bis 1990 unterschieden sich kaum von denen der Zeitreihe 1911 bis 1990. Die Säkularvariation MThw mit 19 cm/J. ist um ~55 % größer als die des MSL mit 12 cm/J. Beim MTnw ist nur ein geringer Anstieg zu verzeichnen.

Tab. 7 enthält die der Jahreszahl zuzuordnenden MSL-Höhen, die nach einfacher linearer Regression berechnet sind.

Tab. 7: Helgoländer MSL-Höhen in cm NN, () berechnete Höhen außerhalb des Analysenzeitraumes

Regression Zeitreihe	Jahr MSL-Höhe					
	1900	1911	1925	1957	1990	2000
1925-1990	(-15)	(-12,1)	-11,0	-7,3	-3,4	(-2,3)
1911-1990	(-15)	-12,1	-10,6	-7,2	-3,7	(-2,6)

Die Auswertung der langjährigen Helgoländer Wasserstandsaufzeichnungen präzisieren einen signifikanten säkularen Anstieg des Meeresniveaus in den den Berechnungen zugrundeliegenden Zeiträumen.

Der diesem Bericht zugrundeliegende Analysezeitraum 1925 bis 1990 beruht auf der Tatsache, daß für Helgoland etwa ab 1925 zuverlässige Wasserstandsdaten zur Verfügung stehen (ROHDE, 1982). Diese Basis ermöglicht zeitgleiche Gegenüberstellungen von MSL-Trendrichtungen in der südöstlichen Nordsee. Darüber hinaus errechnete Regressionsergebnisse verschiedener Zeiträume dienen als zusätzliche Information.

6. Weitere Pegel

Unter dem Begriff „weitere Pegel“ sind alle diejenigen Pegel zu verstehen, die außer Helgoland unter 1 genannt sind.

Der Rahmen dieses Überblicks zur MSL-Entwicklung in der südöstlichen Nordsee zwingt zur Beschränkung auf das Wesentliche. Aus diesem Grund wird die Betrachtung der MSL-Trendrichtungen der Ausgangspegel auf die numerischen Resultate der Tab. 8 begrenzt. Zum Verständnis sachlicher Zusammenhänge werden nachfolgend erwähnenswerte Infor-

mationen zum k-Faktor sowie zur Aufbereitung und Auswertung von Wasserständen für einige Pegel gegeben.

Die Ableitungen des Cuxhavener k-Faktors und MSL nach der Methode des BSH und nach der der mittleren Tidekurve differieren nur wenig.

	Ableitung aus stdl. Wasserstandsordinaten (BSH) Mittel 1953-1986	Ableitung aus mittleren Tidekurven Mittel 1866, 1907, 1916, 1926 ... 1986, 1987, 1988, 1991
MSL	+6,5 cm NN	+4,0 cm NN
k	0,46944	0,47117

Bei der mittleren Höhe des MSL ist eine gewisse Abweichung vorhanden, die damit zusammenhängt, daß die Mittelwerte aus unterschiedlichen Bestimmungszeiträumen hergeleitet sind. Diese wirken sich bei Berechnung der k-Faktoren nicht aus, wie die kleine k-Differenz zeigt. Sie bewirkt bei einem Thb von 3 m einen Unterschied in den MSL-Höhen von ~0,005 m, d. h. der Cuxhavener k-Faktor ist über die Zeit als konstant anzusehen. Für die Cuxhavener MSL-Ableitung ist der k-Faktor des BSH eingesetzt worden.

LAUKART (1981) vergleicht Lattenablesungen des Pegels Wilhelmshaven von 1878 bis 1917 mit der sog. Tide-Regelkurve und leitet aus den Resultaten das Tide-Mittelwasser (MSL) ab. Hieraus läßt sich ein mittlerer k-Faktor errechnen, der sich von dem aus mittleren Tidekurven 1925/26, 1935/36 ... 1986 ergebenden Faktor nicht signifikant unterscheidet. Die mit $k = 0,4599$ bestimmten jährlichen MSL-Höhen können damit als repräsentativ für den Zeitraum 1878 bis 1990 angesehen werden.

k 1878 bis 1917	= 0,4602
k mittl. Tidek.	= 0,4586
k Mittel	= 0,4599

Das zentrale Problem bei Herstellung einer kontinuierlichen Wasserstandsreihe von 1911 bis 1990 im Außenweser-Bereich für die Leuchttürme Roter Sand (RS) und Alte Weser (AW) - 1964 erfolgte die Umstellung des Pegelbetriebes von RS auf AW - liegt in PN-Unsicherheiten von RS, die in der schwierigen Höhenübertragung vom Festland zum exponiert gelegenen Standort RS sowie bei Messungen im Turm zu suchen sind. Einen weiteren Schritt zur Lösung des Problems „PN-Höhendifferenz RS/AW“ liefern MSL-Vergleiche zwischen beiden Pegelorten. Am Rande des Küstenvorfeldes zum Tiefwasserbereich der Nordsee wird der Einfluß der Topographie auf den örtlichen Tideablauf kleiner. Daher kann man von der Hypothese ausgehen, daß MSL RS und MSL AW bei einer Entfernung von etwa 3 km auf einer Ebene liegen. Aus den MSL-Relationen RS 1955/56, 1963/64 und AW 1976 und 1986 zu den gut dokumentierten zeitgleichen MSL-Höhen Helgoland und Cuxhaven wird eine PN-Abweichung AW minus RS von + 16 cm abgeleitet. Für diese Analyse wird PN RS um -16 cm korrigiert. So ist das Datenkollektiv RS bis 1964 nahezu an den NN-Horizont angeglichen. Aus den mittleren Tidekurven errechnet sich der k-Faktor wie folgt:

k Roter Sand, Mittelwert 1955/56 und 1964/65	= 0,4855 (0,481)*
k mittl. Tidek.	= 0,4784 (0,473)*

*nach Lorberg (1955 und 1980).

Die Ausgleichsgeraden der Tidebereiche zeigen in ihrem Verlauf keine Inhomogenitäten. Dies deutet darauf hin, daß die Anpassung der Wasserstände RS an AW annähernd verwirklicht ist.

In Bremerhaven sind die Wasserstände entlang der Weser an verschiedenen Orten aufgezeichnet worden. In der Annahme, daß sich dieser angesprochene Nachteil in der Wasserstandsregistrierung nicht nachteilig auf die Ergebnisse auswirkt, werden die jährlichen MSL-Höhen mit $k = 0,4592$ bestimmt.

k Mittel 1898, 1899 und 1900	= 0,4610 (ermittelt aus stdl. Wasserstandsordinaten)
k aus mittleren Tidekurven 1976 und 1986	= 0,4573
k Mittel	= 0,4592

Die MSL-Bestimmung der Pegel Norderney, Büsum, Husum, Wittdün, Dagebüll und List basieren auf k-Faktoren, die sich aus den betreffenden mittleren Tidekurven 1976 und 1986 ergeben. Weitere Berechnungen zusätzlicher k-Faktoren, verteilt über den Analysezeitraum, um die Werte 1976 und 1986 als identisch für den Analysezeitraum ansehen zu können, würden den Rahmen dieser Untersuchung überschreiten und sind daher unterblieben. Eine Genauigkeitsabschätzung von k, abgeleitet aus mittleren Tidekurven, kann daher nur am Pegel Wittdün demonstriert werden, in der Annahme, daß sie auch für die anderen Pegel zutrifft.

Pegel Wittdün	Jahr	k-Faktor
	1935/36	0,4421
	1955/56	0,4458
	1965/66	0,4453
	1976	0,4448
	1986	0,4500
	1992	0,4471
	1993	0,4449
	Mittel	0,4457

Die k-Faktoren geben einen pauschalen Einblick in die Stabilität dieses Wertes über den Analysezeitraum.

7. Interpretation

Die durchgeführten Datenaufbereitungen bis zur MSL-Bestimmung für die unter 1 genannten Pegel in den vorhergehenden Abschnitten erlaubt es entsprechend der Zielsetzung, die MSL-Entwicklung in der südöstlichen Nordsee zu betrachten. Vorliegende säkulare Trendnachweise der Meeresoberfläche beruhen im wesentlichen auf Verfolgung jährlicher MThw über eine vorgegebene Epoche. Es sind meist örtlich begrenzte und zu kurzfristige Untersuchungen, deren Ergebnisse oft allzu schnell verallgemeinert werden.

Aus den Untersuchungen geht hervor, daß eine augenfällige Abhängigkeit der Ergebnisse von aufzudeckenden Bewegungsvorgängen des MSL von der verwendeten Datenbasis vorhanden ist. Die Resultate der Tab. 8 offenbaren dies deutlich. Bei allen Pegeln unterscheidet sich der jeweilige MThw-Trend in einer nicht unerheblichen Bandbreite von dem zeitgleichen MSL-Trend. Daraus ist abzuleiten, daß eine erstellte MSL-Prognose auf

Tab. 8: Zusammenstellung säkularer Tideentwicklungen

Pegel	Zeitraum	Säkulare Entwicklungen in cm/J.			MSL
		MThw	MTnw	MThb	
Helgoland	1925-1990	18,9	2,3	16,6	11,7
	1911-1990	17,2	2,4	14,9	10,6
Cuxhaven	1925-1990	23,8	1,0	23,5	12,7
	1911-1990	23,6	3,6	18,8	14,9
	1860-1990				18,1
Wilhelmshaven	1925-1990	32,4	- 4,3	37,7	16,1
	1911-1990	30,8	- 2,7	33,4	17,6
	1873-1990				18,1
Norderney	1925-1990	13,9	11,3	2,6	12,5
	1911-1990	18,0	8,1	8,1	13,2
	1891-1990				18,4
Roter Sand/ Alte Weser	1925-1990	9,0	-10,7	20,4	3,7
	1911-1990	12,3	- 6,0	18,9	6,6
	1903-1990				5,0
Bremerhaven	1925-1990	31,0	-24,9	55,9	5,1
	1911-1990	24,9	-22,6	47,5	4,3
	1881-1990				8,8
Husum	1925-1990	36,1	1,3	35,0	20,7
	1911-1990	32,4	1,3	31,3	18,5
Büsum	1925-1990	24,1	5,9	18,4	15,8
Dagebüll	1936-1990	48,4	-32,9	81,1	13,8
Wittdün	1925-1990	41,6	- 3,6	46,5	20,8
List	1925-1990	25,4	- 9,5	34,9	9,3

MThw-Basis nicht denselben Erwartungswert liefert, wie eine, die sich auf MSL-Daten bezieht.

Dies war Veranlassung, die viel zu wenig bekannten MSL-Höhen von Helgoland und Cuxhaven des BSH in die Tidebetrachtungen einzubeziehen, teilweise zu ergänzen und durch weitere MSL-Bestimmungen für die unter 1 genannten Pegel zu vervollständigen.

Die mathematisch-statistische Verarbeitung vorliegender MSL-Daten ergibt ein unterschiedliches Spektrum von Regressionskoeffizienten im Untersuchungsbereich der südöstlichen Nordsee. So ist der Säkulartrend des MSL, abgeleitet aus den linearen Regressionen 1925 bis 1990, von Helgoland, Cuxhaven, Norderney und List mit 10 cm bis 13 cm etwa gleich. Für Wilhelmshaven, Büsum und Dagebüll betragen diese um 15 cm und erreichen bei Husum und Wittdün Größen von mehr als 20 cm. Ganz außer der Reihe liegen die Steigungen der MSL-Ausgleichsgeraden im Außenweser-Bereich. Für Bremerhaven und RS/AW beträgt der Trend nur bis zu 5 cm. Der MThw-Trend weicht zwischen diesen beiden Pegeln um etwa 70 % ab. Ebenso auffällig ist die anders geartete säkulare MTnw-Entwicklung zwischen dem Elbe- und Weserästuar. Während im Außenelbe-Bereich kaum ein MTnw-Trend feststellbar ist, er ist sogar fast gleich mit dem Helgoländer, wird für die Außenweser eine Absenkung des MTnw abgeleitet. Für den Küstenbereich zwischen Elbe und Weser werden auch höhere MSL-Höhen ausgewiesen. Sie steigen sowohl von der Jade wie auch von der

Dithmarscher Küste nach Bremerhaven und Cuxhaven um 6 cm bis 10 cm an (Abb. 1). Einer der Gründe hierfür könnten Dichteunterschiede im Mündungsbereich von Elbe und Weser gegenüber dem seewärtigen Bereich der südöstlichen Nordsee sein.

Damit bleiben noch eine Reihe von Fragen zur Erforschung eines signifikanten MSL-Anstiegs offen, die nur durch systematische und analytische Untersuchungen in einer großräumigen Gezeitenstruktur von der freien See über das Küstenvorfeld bis zur Küstenregion gelöst werden können. Die bislang für verschiedene Küstenorte nach einfach linearen MThw-Regressionen ermittelten säkularen MSL-Trends können wegen ihrer Begrenztheit in der Aussage nichts Entscheidendes zu einem großräumigen MSL-Trend beitragen. Ein realistischer Schätzwert zur Beurteilung des MSL-Anstiegs ist m. E. z. Z. der des Helgoländer-MSL mit 12 cm/J. aus dem vorliegenden Analysezeitraum.

Es muß aber auch darauf hingewiesen werden, daß die vorliegenden Analyseergebnisse auch vom Auswerteschema, der Datengenauigkeit und der Datenaufbereitung abhängig sind. Die Voraussetzung für einen gesicherten Rechengang zur Bestimmung einer großräumigen MSL-Struktur der südöstlichen Nordsee ist, daß die zu den Stichproben gehörenden Pegel-daten der Arbeitshypothese gleichgewichtig sind. Diese Annahme kann nur dann berechtigt sein, wenn die verwendeten unterschiedlichen Pegeltypen (wobei auf die Aufzeichnungsunsicherheiten der Luftdruckpegel hingewiesen wird), das PN (einheitlicher Niveaubezug, zeitgleicher Ursprung der Anschlußnivelements, Widersprüche im Haupthöhennetz der Landesaufnahme), die Pegelstandorte (Setzungstendenzen, Standortwechsel), die Auswertung der Pegelbögen, im Mündungsbereich der Flüsse der Abfluß des Oberwassers (Dichteschwankungen) und die Mittelbildung von Jahreswerten aus vollständigen gewässerkundlichen Tideaufzeichnungen als gleich angesehen werden können. Diese Klassifizierungsqualitäten treffen bei keinem der Pegel vollständig zu. Sie sind besonders bei älteren Tideergebnissen etwa vor 1936 zu beachten, wobei sich die PN-Fortführung wegen Inhomogenitäten im deutschen Haupthöhennetz (DHHN) als besonders kritisch herausstellen kann. Daher können die berechneten MSL-Höhen nur als gute Schätzwerte betrachtet werden, die aber keinen Einfluß auf festgestellte Bewegungstendenzen des MSL haben.

Die intensiven MSL-Untersuchungen beantworten auch die Frage nach einer großräumigen Überprüfung von Höhepunkten im DHHN entlang der deutschen Nordseeküste mit MSL. Wegen des unterschiedlichen MSL-Anstiegs vom Meeresbereich zur Küstenregion (LASSEN, 1980) und den nachgewiesenen wechselnden Wirkungsgraden der Meteorologie auf Wasserstände im Küstenbereich erscheint es nicht möglich, eine Überprüfung der Landeshöhepunkte mit MSL durchzuführen. Dagegen sind in lokalen Bereichen in einem gewissen Umkreis zu einem bestimmten Pegel NN- bzw. PN-Vergleiche zu weiteren Pegeln mit MSL durchführbar.

In dem vorliegenden Regressionsmodell zum MSL-Anstieg sind fehlende Jahreswerte mit der multiplen Regression nachträglich in die Datenreihe eingerechnet. Diese Methode beinhaltet die gemeinsame Ausgleichung von Datensätzen mehrerer Pegel zur Ableitung der Regressionsfunktion, mit deren Hilfe die fehlenden Jahresmittel abgeleitet werden. Die errechnete Information ist aufgrund der Rechenoperation mit Daten mehrerer Bezugspegel korreliert. Dies führt mit einer großräumigen Tidebetrachtung zu einer Steigerung der Zuverlässigkeit ermittelter Schätzwerte. Für alle durchgeführten multiplen Regressionen ist der Determinationskoeffizient $>0,9$ und demonstriert damit die Verlässlichkeit dieses statistischen Schätzverfahrens für die vorliegende Analyse.

8. Danksagung

Das fachliche Interesse an dieser Arbeit durch Herrn Dipl.-Oz. ANNUTSCH, BSH, und Herrn Prof. Dr.-Ing. SIEFERT, Strom und Hafенbau Hamburg, hat wesentlich zum Gelingen dieses Vorhabens beigetragen.

9. Schriftenverzeichnis

- GÖHREN, H.: Tidewasserstände und Windstau im Elbmündungsgebiet. Hamb. Küstenf., H. 3, 1968.
- JENSEN, J.: Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste. Mitt. des Leichtweiß-Instituts, H. 83, 1984.
- JENSEN, J., MÜGGE, H. E. u. SCHÖNFELD, W.: Analyse der Wasserstandsentwicklung und Tidedynamik in der Deutschen Bucht. Die Küste, H. 53, 1992.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee. Die Küste, H. 50, 1989.
- LASSEN, H. u. SIEFERT, W.: Mittlere Tidewasserstände in der südöstlichen Nordsee – Säkularer Trend und Verhältnisse um 1980. Die Küste, H. 52, 1991.
- LASSEN, H. u. SIEFERT, W.: Zur Windstauentwicklung in der südöstlichen Nordsee. Die Küste, H. 53, 1992.
- LAUKART, W.: Ermittlung langfristiger Wasserstandsänderungen aus Pegelregistrierungen. Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Univ. Hannover, Nr. 1044, 1981.
- LEONHARD, T.: Zur Berechnung von Höhenänderungen in Norddeutschland. Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Univ. Hannover, Nr. 152, 1988.
- LIETZ, U.: Zum Nullpunkt Pegel Roter Sand und Alte Weser, DGM 30, H. 213, 1986.
- LOHRBERG, W.: Pegel-Nullpunkt Helgoland, DGM 31, H. 4, 1987.
- LOHRBERG, W.: Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste, DGM 33, H. 5/6, 1989.
- ROHDE, H.: Zur Geschichte des Pegels Helgoland, DGM 26, H. 5, 1982.
- SIEFERT, W.: Zur Meßgenauigkeit der Pegelaufzeichnungen in der Außenelbe, Hamb. Küstenf., H. 13, 1970.
- Uni Hannover: Präziser Höhenanschluß des Pegels Helgoland. Zwischenbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben. Institut für Erdmessung, April 1992.
- WSA Bremerhaven: Interner Schriftverkehr zum Pegel Roter Sand und Alte Weser.

Folgen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs für die Wattgebiete der niedersächsischen Nordseeküste

Von ULRICH FERK

Zusammenfassung

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand der Klimaforschung ist aufgrund der wachsenden Konzentration klimawirksamer Spurengase in der Erdatmosphäre mit einem zusätzlichen „Treibhauseffekt“ zu rechnen, der bis zum Ende des nächsten Jahrhunderts eine Erhöhung der globalen Mitteltemperatur der unteren Atmosphäre um ca. 3 K gegenüber heute bewirken wird. Infolge dieser Erwärmung wird eine Beschleunigung des globalen Meeresspiegelanstiegs erwartet. Für die Ökologie und die Sicherheit der deutschen Nordseeküste ist von entscheidender Bedeutung, in welcher Weise die vorgelagerten Watten auf eine solche Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs „reagieren“ werden. Insbesondere interessiert die Frage, ob das zukünftige Höhenwachstum des Wattes – wie bisher – mit dem Anstieg des Meeres Schritt halten kann. Die morphometrische Untersuchung von acht Watteinzugsgebieten (Gesamtfläche gut 630 km²) der niedersächsischen Nordseeküste ergibt, daß der derzeit noch bestehende hydrologisch-morphologische Gleichgewichtszustand des Wattenmeersystems durch einen beschleunigten Anstieg des Meeresspiegels gestört werden wird, was zu morphologischen Veränderungen der Watten führen wird. So werden die einzelnen Watteinzugsgebiete aufgrund ihrer abweichenden Struktur zwar unterschiedlich auf eine Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs reagieren, grundsätzlich wird das Wachstum der Wathöhen aber nicht vollständig mit der beschleunigten Erhöhung des Meeresspiegels Schritt halten.

Summary

Based on current climate model results, growing atmospheric concentrations of greenhouse gases will result in an increase in global mean air temperature of about 3 K above the present value before the end of the next century. This additional warming of the lower atmosphere will lead to an acceleration in global mean sea level rise. It is of great importance for the safety and ecology of the low-lying German North Sea coast, how the tidal flats of the Wadden Sea will „react“ to such an acceleration in sea level rise. The main question to be answered is, whether the future rate of sedimentation of the tidal flat areas will still keep pace with the accelerated sea level rise. The morphometric analysis of eight tidal basins (total area: 630 km²) situated along the coast of Lower Saxony indicates, that there will be a change in the morphological development of the whole Wadden Sea system due to accelerated sea level rise. Although the morphological reaction to rising sea level will not be the same in every tidal basin, it is most likely, that the future amount of sedimentation will not be sufficient to compensate the rising sea level in the entire Wadden Sea of Lower Saxony.

Inhalt

1. Einleitung	136
2. Die anthropogene globale Klimaänderung	136
3. Das Problem des globalen Meeresspiegelanstiegs	138
4. Folgen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs für die Wattgebiete der niedersächsischen Nordseeküste	139
4.1 Das Untersuchungsgebiet	140

4.2 Der morphologische Gleichgewichtszustand der Watteinzugsgebiete	144
4.3 Beeinflussung des Gleichgewichtszustandes durch einen beschleunigten Meeresspiegelanstieg	146
4.4 Die morphologische Reaktion auf den gestörten Gleichgewichtszustand	147
4.5 Das Sedimentdefizit der Watteinzugsgebiete	149
5. Konsequenzen aus den ermittelten Ergebnissen	154
6. Schriftenverzeichnis	155

1. Einleitung

Es gibt nur wenige Umweltthemen, die in den letzten Jahren für derartig viel Diskussionsstoff gesorgt haben und die Öffentlichkeit so nachhaltig beschäftigt haben, wie der sogenannte „Treibhauseffekt“ und seine Folgen für das Leben auf der Erde. Als unmittelbare Folge der von Klimaforschern vorhergesagten Erwärmung der Erdatmosphäre wird in einer Vielzahl von Publikationen zumeist ein Ansteigen des globalen Meeresspiegels genannt. Obwohl das genaue Ausmaß der zukünftigen Klima- und Meeresspiegeländerungen bisher von niemandem vorhergesagt werden kann, sind Studien über mögliche weltweite Folgewirkungen von großer Wichtigkeit, um gegebenenfalls rechtzeitig auf unabwendbare Veränderungen der Umwelt reagieren zu können. Konkrete Aussagen über mögliche Folgen eines Anstiegs der Wasserstände für die deutschen Küsten sucht man bis heute allerdings nahezu vergeblich. Dies ist um so erstaunlicher, wenn man bedenkt, daß insbesondere die Nordseeküste von einer Landschaft geprägt ist, die aufgrund ihrer physisch-geographischen Beschaffenheit als außerordentlich gefährdet angesehen werden muß: dem Wattenmeer. Informationen über Konsequenzen eines Meeresspiegelanstiegs für das Wattenmeer sind daher sowohl vom Standpunkt des Natur- als auch des Küstenschutzes von großem Interesse. Zwei grundlegende Fragenkomplexe, die sich in diesem Zusammenhang ergeben und hier am Beispiel der niedersächsischen Wattenküste untersucht werden sollen, lauten:

- a) *Wie „reagiert“ das Wattenmeer auf einen Anstieg der Meeresspiegelhöhe? Wird das Höhenwachstum des Wattes mit dem Anstieg des Meeresspiegels Schritt halten können?*
- b) *Sind regionale Unterschiede in der morphologischen Entwicklung verschiedener Wattgebiete zu erwarten?*

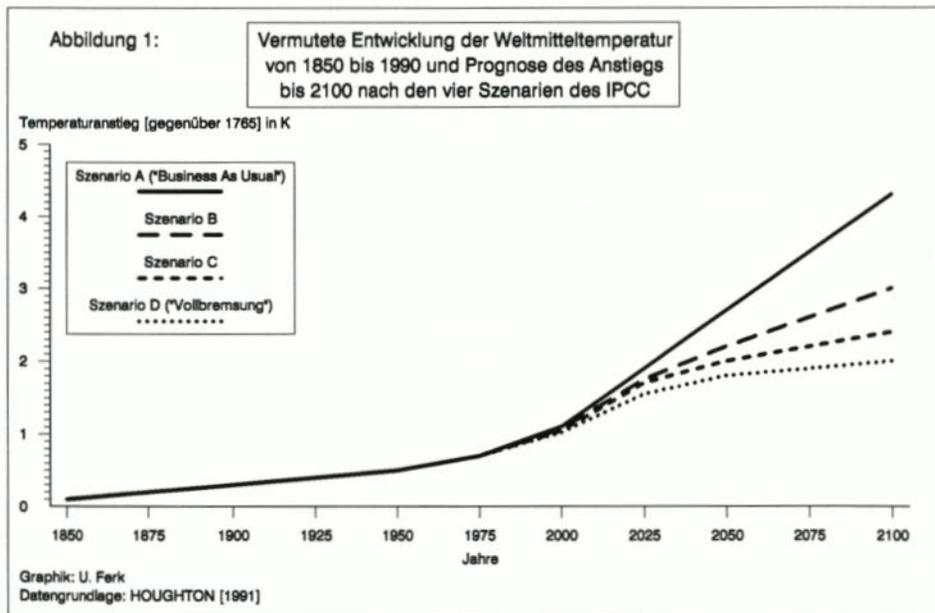
2. Die anthropogene globale Klimaänderung

Es besteht unter den Klimaforschern weitgehende Einigkeit darüber, daß die globale Mitteltemperatur der unteren Atmosphäre in den letzten 100 Jahren um einen Betrag von 0,3 bis 1 K angestiegen ist (HOUGHTON, 1991; SCHÖNWIESE, 1990). Auch wenn die natürliche Variabilität des Klimas keinen zweifelsfreien Beweis über den Zusammenhang zwischen den derzeit beobachteten Temperaturänderungen und den Spurenstoffkonzentrationen der jüngeren Vergangenheit zuläßt, steht diese Temperaturerhöhung auf jeden Fall im Einklang mit den Ergebnissen der Klimamodelle. Es ist somit sehr wahrscheinlich, daß zumindest ein Teil dieser Erwärmung bereits auf die „Treibhauswirkung“ anthropogen emittierter klimawirksamer Spurengase zurückzuführen ist (HOUGHTON, 1991).

Sich ein Bild von der zukünftigen Entwicklung der globalen Temperatur zu machen, ist ein schwieriges Unterfangen, da u. a. das Ausmaß der zukünftigen anthropogenen Spuren-

gasemissionen abgeschätzt werden muß. Alle Prognosen beruhen daher auf Szenarien, in denen verschiedene Möglichkeiten der zukünftigen weltweiten sozio-ökonomischen Entwicklung berücksichtigt werden. Die umfangreichsten Berechnungen hierzu stammen von einer Arbeitsgruppe des 1988 von der *World Meteorological Organization (WMO)* und des *United Nations Environment Programme (UNEP)* ins Leben gerufenen *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*.

Der IPCC unterscheidet zwischen vier verschiedenen Zukunftsszenarien. Im Szenario A wird davon ausgegangen, daß die Entwicklung der Weltwirtschaft im gegenwärtigen Ausmaß fortschreitet („*Business As Usual*“), während die Szenarien B und C mäßige bis deutliche Eingriffe in den globalen Spurengasausstoß vorsehen. Szenario D, von einigen Autoren treffend als „Vollbremsung“ charakterisiert, beinhaltet den sofortigen und massiven Rückgang des Ausstoßes aller klimawirksamen Spurenstoffe. In Abb. 1 sind die auf Grundlage dieser Spurengasszenarien zu erwartenden Temperaturänderungen bis zum Jahre 2100 dargestellt.



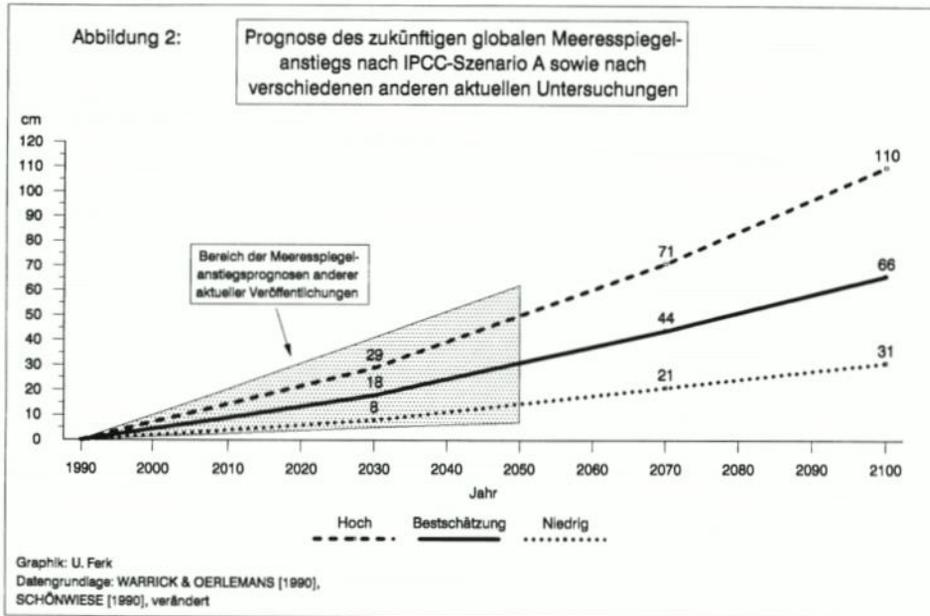
Die dargestellten Temperaturwerte entsprechen jeweils einer gemittelten „Bestschätzung“ für das jeweilige Szenario. Legt man beispielsweise für Szenario A die „hohe Schätzung“ zugrunde, wäre bis zum Jahr 2100 sogar mit einer Erhöhung der bodennahen Weltmitteltemperatur um 6,5 K zu rechnen. Solche Unsicherheiten deuten auf die Schwächen der Klimamodelle hin. Die Berücksichtigung des strömenden Ozeans, der diversen Rückkopplungsmechanismen des veränderten Klimas auf die natürlichen Quellen und Senken der einzelnen Spurenstoffe, aber auch die Modellierung des hydrologischen Kreislaufs bereiten nach wie vor große Schwierigkeiten (HOUGHTON, 1991; SCHÖNWIESE, 1990). Nach dem aktuellsten Stand des Wissens wird heute von einer globalen Temperaturerhöhung um rund 3 K in den nächsten 100 Jahren ausgegangen (DE RONDE, 1994).

3. Das Problem des globalen Meeresspiegelanstiegs

In den letzten Jahren wurden viele Versuche unternommen, die globale Entwicklung der Meeresspiegelhöhe während der letzten 100 Jahre anhand von Pegelbewertungen nachzuvollziehen. Fast alle von einer weiteren IPCC-Arbeitsgruppe analysierten Untersuchungen zu dieser Thematik zeigen eine Anstiegsrate zwischen 1 bis 2 mm pro Jahr, was also einem mittleren Anstieg von 10 bis 20 cm in 100 Jahren entspricht (WARRICK & OERLEMANS, 1990). Obwohl einige Fragezeichen hinsichtlich der exakten Bewertung der Erdkrustenbewegungen bestehen, gilt als derzeit allgemein akzeptierte Meinung, daß der globale Meeresspiegel seit Beginn der Wasserstandsbeobachtung tatsächlich um diesen Betrag angestiegen ist. Trotz einiger Hinweise gibt es bisher keine Beweise für eine Beschleunigung dieser Anstiegsrate in den letzten Jahrzehnten. Entsprechende Werte des Meeresspiegelanstiegs wurden anhand der MThw-Werte in den letzten Jahren auch für das niederländische, das südliche dänische und das deutsche Nordseeküstengebiet ermittelt (LASSEN, 1989). Ein gemäßigtes Ansteigen der Wasserstände ist für die Küsten der südlichen Nordsee ohnehin seit Jahrhunderten ein völlig normaler, längst bekannter und sogar grundlegender Prozeß, der die ausgewogenen Verhältnisse, die zum Erhalt von Küste, Inseln und Wattengebiet notwendig sind, erst herbeigeführt hat (LUCK, 1987). Bemerkenswert sind in diesem Zusammenhang allerdings die unterschiedlichen Entwicklungen von MThw und MTnw in den letzten Jahrzehnten. An vielen Küstenabschnitten der südlichen Nordsee ist eine Beschleunigung des MThw-Anstiegs und ein stagnierender oder eher absinkender Trend des MTnw mit entsprechend ansteigenden mittleren Tidenhöhen zu beobachten. Für diese Entwicklungen gibt es bisher nur erste Erklärungsansätze (FÜHRBÖTER, 1989; GRASSL, 1991).

In bezug auf den globalen Meeresspiegelanstieg gilt als gesichert, daß der größte Teil des bisherigen Anstiegs einerseits durch die thermische Ausdehnung der Warmwassersphäre des Ozeans und andererseits durch verstärktes Abschmelzen von Gebirgsgletschern hervorgerufen wurde. Dem grönländischen und dem antarktischen Inlandeis werden dagegen eine gewisse Stabilität bescheinigt. Auch in der näheren Zukunft werden die thermische Ausdehnung des Meerwassers sowie das Abschmelzen von Gebirgsgletschern und kleineren Eiskappen die wichtigsten Faktoren für den Anstieg des Meeres sein, während die großen festländischen Eisschilde weiterhin als relativ stabil angesehen werden (WARRICK & OERLEMANS, 1990). Das trifft insbesondere auf die Antarktis zu, der für die Zukunft sogar eine den Meeresspiegel absenkende Wirkung zugesprochen wird. Die aktuellen Prognosen zur zukünftigen Meeresniveaumentwicklung sind daher im Vergleich zu den älteren recht moderat geworden. In Abb. 2 werden die auf IPCC-Szenario A basierenden Schätzungen des Meeresspiegelanstiegs bis zum Jahr 2100 dargestellt.

Demzufolge ist bis zum Jahr 2100 mit einem Anstieg des Meeres von 31 bis 110 cm zu rechnen, wobei die beste Schätzung gut 60 cm beträgt. In diesem Bereich liegen auch eine Reihe weiterer Untersuchungen zum Meeresspiegelanstieg (vgl. SCHÖNWIESE, 1990; STEWART et al., 1990), was durch den schraffierten Bereich in Abb. 2 angedeutet wird. Der IPCC-Bestschätzung entspricht eine zukünftige Anstiegsrate des mittleren Meeresniveaus von rund 6 mm pro Jahr, was ungefähr einer Vervielfachung des aktuellen säkularen Trends gleichkäme. Nach neuesten Untersuchungen wird der globale Meeresspiegelanstieg eher ein noch geringeres Maß aufweisen. So weist z. B. DE RONDE (1994) darauf hin, daß aufgrund der Verbesserung der Computermodelle in den letzten Jahren sowohl die prognostizierten Temperatur- als auch die Meeresspiegelerhöhungen z. T. deutlich nach unten korrigiert werden mußten. Grundsätzlich muß aber ohnehin betont werden, daß sich derartige Angaben auf den global gemittelten Anstieg des Meeresspiegels beziehen. Aufgrund der Überlagerung mit



regionalen geologischen und klimatologischen Prozessen wird sich diese Entwicklung auf lokaler Ebene verstärkt, abgeschwächt oder auch, wie beispielsweise an den sich hebenden Küsten Skandinaviens, überhaupt nicht bemerkbar machen. Im folgenden soll sich in bezug auf diese Arbeit am „Richtwert“ des Meeresspiegelanstiegs von 60 cm bis zum Ende des nächsten Jahrhunderts orientiert werden, wie es auch für die niederländische Küste von DE RONDE (1994) praktiziert wird.

4. Folgen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs für die Wattgebiete der niedersächsischen Nordseeküste

Der vorhergesagte Wasserspiegelanstieg erscheint für das deutsche Nordseeküstengebiet zunächst einmal als wenig dramatisch, da zumindest die gesamte Festlandsküste mit Seedeichen und Schutzwerken ausgestattet ist, deren „Sicherheitsreserven“ einen Anstieg in der prognostizierten Größenordnung weitgehend problemlos auffangen würden. Da das Binnenland auf den ersten Blick nicht gefährdet sein wird, gilt es, das Augenmerk auf die zu erwartenden Prozesse vor der Deichlinie zu richten (KUNZ, 1991). Es besteht kein Zweifel darüber, daß die Vorländer sowie die Sandstrände und Dünengebiete der Außenküste bei einem beschleunigten Anstieg der Nordsee durch zunehmende Erosion deutlich stärker in Mitleidenschaft gezogen werden, und zwar unabhängig davon, ob im Zuge der Klimaänderung auch die Sturmfluthäufigkeit im Nordseeraum zunehmen wird. So führt nach HEKSTRA (1988) ein Meeresspiegelanstieg von 1 m an den sandigen Küsten von Belgien bis Dänemark zu einem Strandrückgang von 60 bis 80 m, wobei sich der Betrag bei Stränden mit sehr feinem Sand auch auf bis zu 200 m belaufen kann.

Die eigentliche Schlüsselrolle hinsichtlich der Auswirkungen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs kommt jedoch ohne Zweifel dem Wattenmeer zu. Neben seiner welt-

weit einzigartigen Bedeutung als Ökosystem hat das Watt auch eine große Wichtigkeit für den Küstenschutz, indem es – zusammen mit dem Vorland – bei Sturmfluten als natürlicher, großflächiger „Wellenbrecher“ für die zurückliegenden Deiche der Festlandsküste dient.

4.1. Das Untersuchungsgebiet

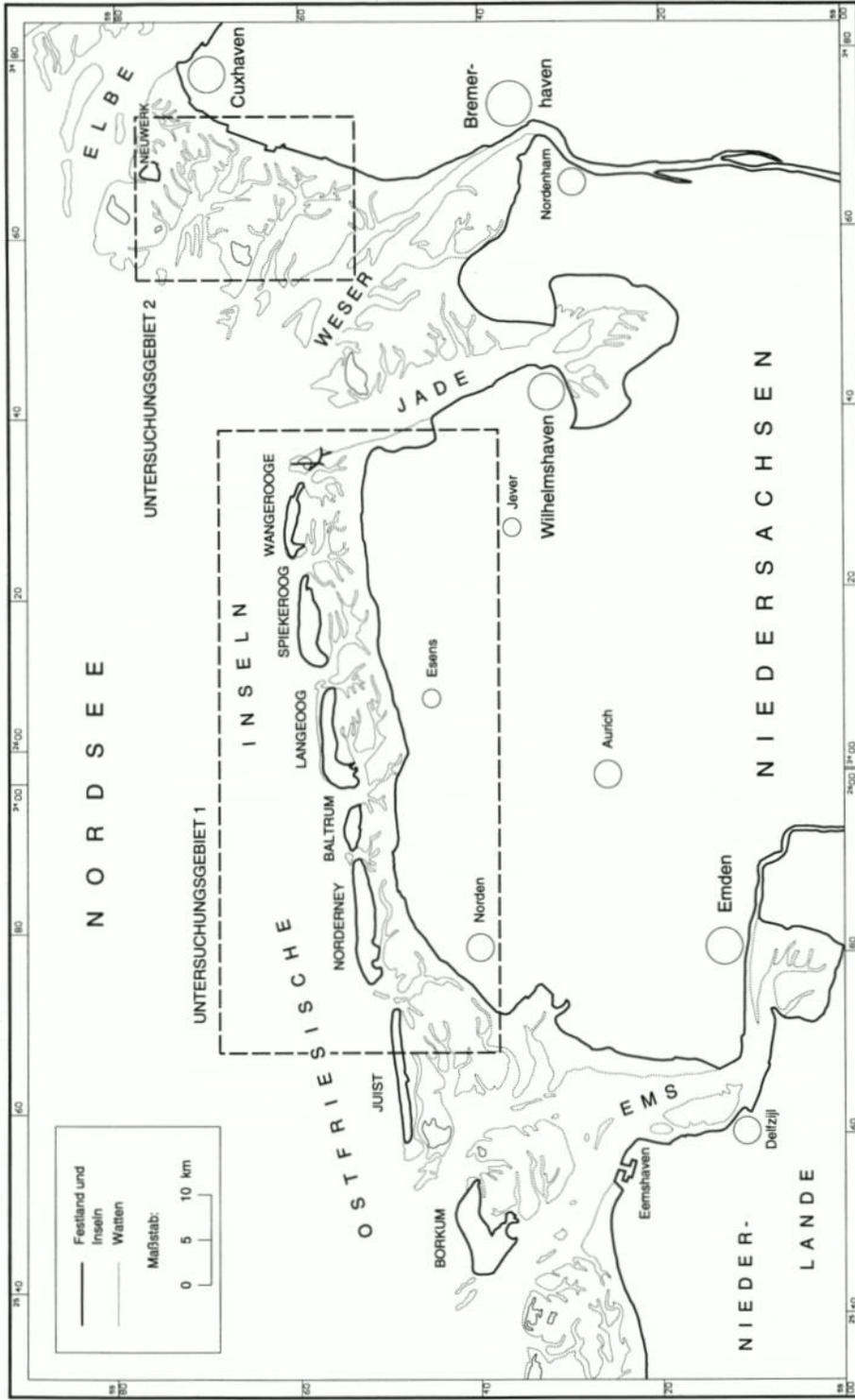
Das hier betrachtete Untersuchungsgebiet ist die niedersächsische Nordseeküste, wobei einige Gebiete aufgrund ihrer besonderen hydrologischen Verhältnisse allerdings ausgeklammert werden. Hierbei handelt es sich um die Buchten- und Ästuarwatten im Bereich von Ems, Jade, Weser und Elbe. Der Untersuchungsraum gliedert sich daher in zwei Teilbereiche auf, die in den Karten 1 bzw. 2a und 2b dargestellt sind. Das Untersuchungsgebiet 1 umfaßt den größten Teil der Wattgebiete südlich der Ostfriesischen Inseln, während das Untersuchungsgebiet 2 aus den offenen Watten zwischen der Elbe- und Wesermündung besteht. Die Watten des Untersuchungsgebietes 1 sind durch sechs Seegaten, die des Untersuchungsgebietes 2 nur durch zwei derartige Wattströme gekennzeichnet. In Anlehnung an die Flüsse des Festlandes läßt sich jedem Seegat ein Watteinzugsgebiet bzw. Tidebecken bestimmter Größe zuordnen. Während die Begrenzung dieser Watteinzugsgebiete am Festland oder an den Inseln die Linie des mittleren Tidehochwassers (= Uferlinie) darstellt, werden als die seitlichen Begrenzungen jeweils die topographischen Watthöhenscheiden aufgefaßt, die als die „Resultierenden“ der Wattwasserscheiden anzusehen sind. Als seewärtige Grenze der Tidebecken wird hier die kürzeste Verbindungslinie zwischen zwei benachbarten Inseln durch die Mündung des Seegats festgelegt. Die insgesamt gut 630 km² großen acht Watteinzugsgebiete sind mit ihren hydrologischen und morphometrischen Kennwerten in Tab. 1 aufgeführt¹.

Die Angabe von mittleren Wasserstandswerten für jedes Tidebecken ist etwas problematisch, da sich der Wasserspiegel eigentlich als geneigte Fläche präsentiert, die durch topographische Einflüsse auch noch eine zusätzliche Verformung erfährt. Trotzdem werden der Einfachheit halber für jedes Tidebecken die hydrologischen Daten von jeweils nur einem Pegel zugrunde gelegt, und zwar aus dem Gebiet der jeweiligen Seegatmündung. Da die Werte des MThw von der Außen- zur Innenküste hin ansteigen, die des MTnw jedoch absinken, ist davon auszugehen, daß – bezogen auf das gesamte Watteinzugsgebiet – die Werte für das MTnw etwas zu hoch und die für das MThw und damit auch für den mittleren Tidenhub jeweils etwas zu niedrig angesetzt sind (vgl. SIEFERT & LASSEN, 1985; LASSEN & SIEFERT, 1991).

Wie beschrieben, beziehen sich die in Tab. 1 angegebenen Größen der Watteinzugsgebiete auf die Fläche bis zur Uferlinie, also bis zur jeweiligen Mittelhochwasserlinie. Die Flächen bis zur Küstenlinie (Deich- bzw. Dünenfuß) sind zwischen 2,3 % (bei der Till) und 22,7 % (bei der Wichter Ee) größer, was auf die unterschiedlich hohen Anteile supralitoral Strand- bzw. Vorlandflächen der Watteinzugsgebiete hinweist. Aus Tab. 1 wird ersichtlich, daß sich die Watteinzugsgebiete nicht nur in ihrer Größe unterscheiden, sondern auch im Hinblick auf ihre morphologische Struktur. Der Anteil des Watts an der Gesamtfläche der Watteinzugsgebiete liegt zwar meist zwischen 75 und 83 %, aber es fällt auf, daß die drei größten Watteinzugsgebiete (Till, Robinsbalje und Norderneyer Seegat) vergleichsweise weniger Wattflächen haben, die Priele und Wattströme hier also einen verhältnismäßig großen Raum einnehmen. Andererseits weisen die kleinsten Watteinzugsgebiete, nämlich die der

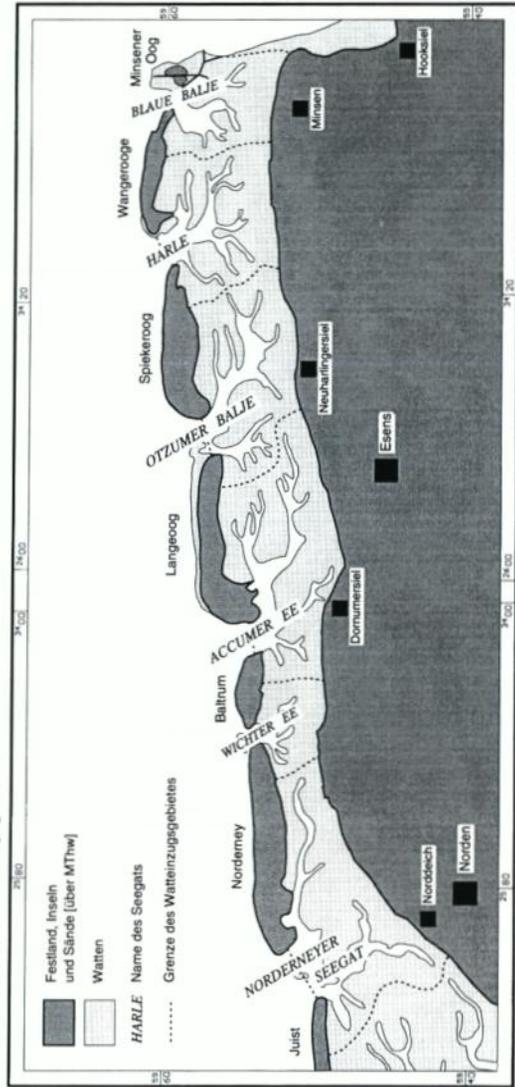
¹ Bis auf die Wasserstandsdaten wurden alle Werte mit Hilfe computerkartographischer Auswertungsverfahren aus der Deutschen Küstenkarte 1:25 000 (1. Ausgabe) ermittelt. Die dafür verwendeten Kartenblätter wurden in den Jahren 1974–1975 aufgenommen.

Karte 1: Lage der Untersuchungsgebiete

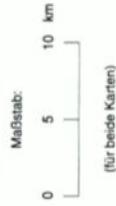
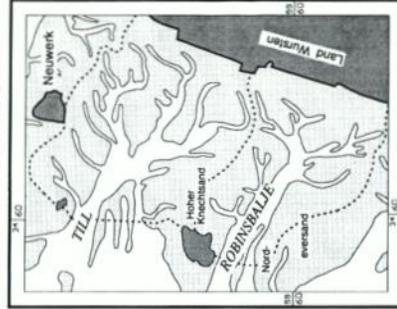


Kartengrundlage: Bezirkskarte Weser-Ems 1:200.000, Ausgabe 1987
Bearbeitung und Computerkartographie: U. Ferk

Karte 2a: Untersuchungsgebiet 1



Karte 2b: Untersuchungsgebiet 2



Kartengrundlage: Basiskarte Wasser-Ems 1:200.000, Ausg. 1987
Bearbeitung und Computerkartographie: U. Ferk

Tabelle 1: Hydrographische und morphographische Kennzeichen der acht Wattinzugsgebiete

Wattinzugsgebiet	MThw (1975-79)	MThw (1975-79)	MThb (1975-79)	MThw (1975-79)	Fläche (bis Uferlinie)	Anteil des Watts an Gesamtfläche	Tidewasservolumen (bei MThb)	Seegatquerschnitt (bei MThw)
Norderneyer Seegat	113	-131	244	-5	101,6	75,0	173	16.300
Wichter Ee	118	-130	248	-3	22,9	88,0	33	3.600
Accumer Ee	129	-138	267	-1	92,0	80,8	163	11.000
Ozumer Balje	126	-146	272	-6	74,3	81,0	131	11.400
Harle	134	-142	276	0	64,6	81,7	118	8.400
Blaue Balje	134	-156	290	-5	39,9	83,3	74	8.300
Robinsbalje	146	-172	318	-3	99,9	76,9	207	18.400
Till	143	-170	313	-4	136,6	76,1	279	29.400
	cm (NN)	cm (NN)	cm	cm (NN)	km ²	%	Mio. m ³	m ²

Quelle: Eigene Auswertungen sowie SIEFERT/LASSEN [1985]

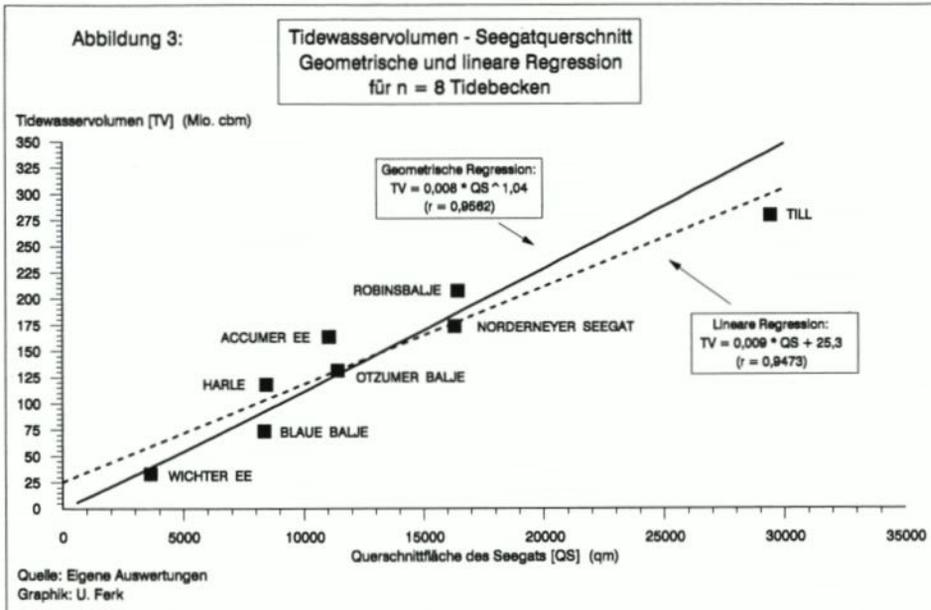
Wichter Ee und der Blauen Balje, mit 88 bzw. 83,3 % die weitaus größten Wattflächenanteile auf. Der Durchschnittswert der bei Niedrigwasser trockenfallenden Wattfläche aller acht untersuchten Watteinzugsgebiete beläuft sich auf 78,8 % und liegt damit höher als in anderen Küstenabschnitten. Nach KNOP (1961) liegt der Wattanteil im nordfriesischen Wattenmeer bei 68 %, was gut mit dem von JACOBSEN (1976) für das dänische Wattengebiet ermittelten Wert von 70 % übereinstimmt. Offenbar nehmen die Wattströme somit im dänischen und schleswig-holsteinischen Wattenmeer eine etwas größere Fläche ein als im niedersächsischen Teil. Es ist zu vermuten, daß hier die unterschiedliche Ausrichtung der Tidebecken zur Hauptwindrichtung und zur einlaufenden Tide eine gewisse Rolle spielt.

4.2. Der morphologische Gleichgewichtszustand der Watteinzugsgebiete

Von besonderer Bedeutung für die weiteren Ausführungen sind die letzten beiden Spalten der Tab. 1, nämlich die Daten der Tidewasservolumina² der Watteinzugsgebiete sowie die der Querschnittflächen der Seegaten. Nach MISDORP et al. (1990) werden die langfristigen morphologischen Vorgänge in Watteinzugsgebieten im wesentlichen vom Verhältnis zwischen diesen beiden Parametern gesteuert, die sich im ungestörten, natürlichen Zustand in einem „hydrologisch-morphologischen Gleichgewicht“ zueinander befinden. Unter „Gleichgewicht“ ist zu verstehen, daß es in jedem Watteinzugsgebiet ein festes Verhältnis gibt zwischen dem Querschnitt des Seegats und dem Gezeitenvolumen, das durch das Seegat in das Tidebecken einströmt. Wird dieses Gleichgewicht gestört, z. B. durch menschliche Eingriffe, werden im betroffenen Watteinzugsgebiet entsprechende Erosions- oder Sedimentationsvorgänge ausgelöst. Der Gleichgewichtszustand läßt sich in einem Streudiagramm durch eine Gleichgewichtslinie bzw. -kurve darstellen. Daß ein solches Gleichgewicht zwischen Durchflußquerschnitt und Tidewasservolumen tatsächlich besteht, wurde an verschiedenen Gezeitenküsten der Erde eindeutig nachgewiesen, z. B. für das niederländische Wattenmeer (MISDORP et al., 1990), für Teilbereiche des ostfriesischen Wattengebietes (WALTHER, 1972), für die Ästuarien der deutschen Nordseeküste (GIESE, 1971), aber auch für die der nordamerikanischen Küsten (BRUUN, 1978; NICHOLS & BIGGS, 1985). Für den deutschen Teil des Wattenmeeres sind in einer Reihe anderer Untersuchungen die gesetzmäßigen Abhängigkeiten zwischen einer Vielzahl ähnlicher morphologischer Kenngrößen bestimmt worden, wobei insbesondere die Arbeiten von RENGER und PARTENSKY (RENGER & PARTENSKY, 1975; RENGER, 1976; PARTENSKY, 1980) Erwähnung verdienen.

Der Zusammenhang zwischen Tidewasservolumen und Seegatquerschnitt, also der hier als maßgeblich angesehene Gleichgewichtszustand, wird von zwei mathematischen Regressionsfunktionen sinnvoll ausgedrückt, die sich sehr ähnlich sind und ungefähr gleich hohe Korrelationskoeffizienten liefern. Zum einen ist das die auch von RENGER und PARTENSKY ermittelte Potenzfunktion oder geometrische Funktion und zum anderen die u. a. von MISDORP et al. (1990) verwendete lineare Funktion. In der Abb. 3 wird zum Vergleich neben

² Beim Tidewasservolumen handelt es sich um diejenige Wassermenge, die während einer Tide durch das Seegat in das jeweilige Watteinzugsgebiet einströmt, vereinfacht gesagt also um den Rauminhalt eines Tidebeckens zwischen MTnw- und MThw-Niveau. Das Tidewasservolumen ist somit nicht identisch mit dem gesamten Fassungsvermögen eines Tidebeckens.



der geometrischen auch zusätzlich die lineare Regression berechnet, so daß zwei Gleichgewichtskurven bestimmt werden.

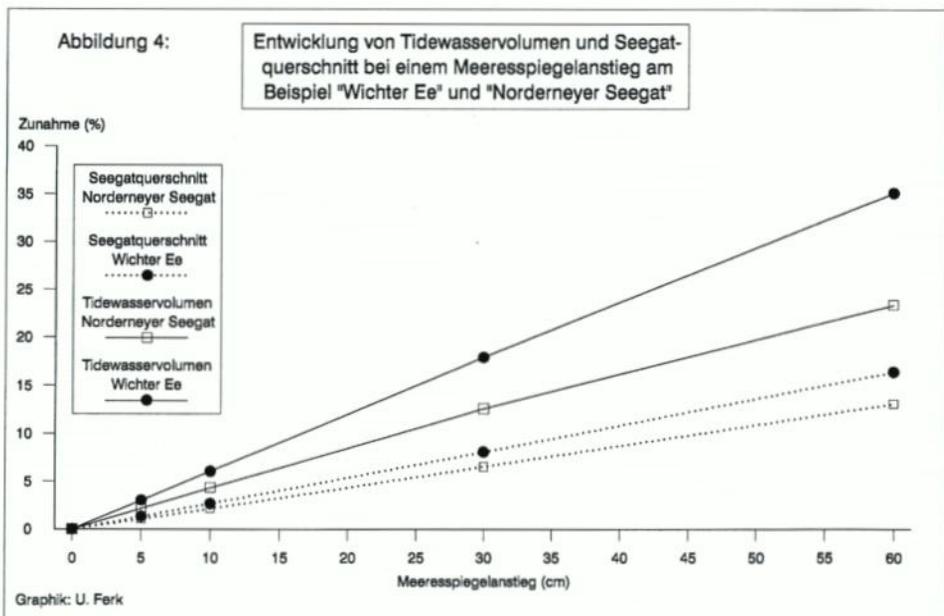
Das Bild der beiden Streudiagramme sowie die hohen Werte der Korrelationskoeffizienten von $r = 0,96$ für die geometrische und $r = 0,95$ für die lineare Regression demonstrieren deutlich die Abhängigkeit der Gleichgewichtsparameter voneinander. Faßt man allerdings nur die jeweiligen Anpassungskurven der Abb. 3 an sich als „Gleichgewichtszustand“ auf, so hätten – strenggenommen – alle oberhalb liegenden Tidebecken, z. B. Harle, Accumer Ee und Robinsbalje, ein im Verhältnis zum Seegatquerschnitt zu großes Tidewasservolumen, während es sich in den sich unterhalb der Kurven befindlichen Wateinzugsgebieten (z. B. Till und Blaue Balje) genau umgekehrt verhalten würde. Es ist jedoch nicht angebracht, diese kleinen Abweichungen von der Anpassungskurve als bestehende „Ungleichgewichte“ in den Wateinzugsgebieten zu interpretieren, da einige Vereinfachungen und Unwägbarkeiten das Bild zwangsläufig etwas beeinflussen. Als solche wären z. B. die mehr oder minder subjektive Abgrenzung der Wateinzugsgebiete oder die Festlegung der Wasserstandshöhen in den Tidebecken zu nennen, vor allem aber die Tatsache, daß Wateinzugsgebiete aufgrund des Wasseraustausches mit benachbarten Tidebecken durch Trift- und Restströmungen keine absolut abgeschlossenen Einheiten sind. Vor diesem Hintergrund läßt sich anhand von Abb. 3 feststellen, daß das für die Steuerung der langfristigen morphologischen Vorgänge maßgebliche Gleichgewicht zwischen Tidewasservolumen und Seegatquerschnitt in den Tidebecken des Untersuchungsgebietes tatsächlich besteht. Der Verlauf der Gleichgewichtskurve(n) stimmt im übrigen auch recht gut mit den von WALTHER (1972) und MISDORP et al. (1990) bestimmten Regressionsgeraden überein, obwohl letztere für weitaus größere Wateinzugsgebiete und in einem anderen Tidenhubbereich bestimmt wurde.

4.3. Beeinflussung des Gleichgewichtszustandes durch einen beschleunigten Meeresspiegelanstieg

Es ist eindeutig, daß sich durch einen Anstieg des Meeresspiegels sowohl die Querschnittflächen der Seegaten als auch die Tidewassermengen der Wateinzugsgebiete vergrößern werden, wodurch das morphologisch-hydrologische Gleichgewicht gestört wird. Dabei ist von entscheidender Bedeutung, in welcher Relation sich die Querschnittfläche im Vergleich zum Gezeitenvolumen verändert. Die Entwicklung dieses Verhältnisses ist wiederum zum großen Teil von den morphologischen Strukturen des jeweiligen Wateinzugsgebietes abhängig. So wird die Zunahme des Tidewasservolumens in einem Tidebecken mit eher geringen Wattflächen bei einem Ansteigen des Meeres verhältnismäßig schwächer sein als in einem Wateinzugsgebiet mit hohem Wattflächenanteil und umgekehrt. Bei einem Anstieg des Meeresspiegels sind somit zwei mögliche Fälle zu unterscheiden:

- Fall A: Die Zunahme des Tidewasservolumens ist im Verhältnis geringer als die Vergrößerung des Seegatquerschnitts.
- Fall B: Das Tidewasservolumen steigt im Verhältnis stärker an als die Querschnittfläche des Seegats.

Bevor darauf eingegangen wird, in welcher Weise die untersuchten Wateinzugsgebiete auf einen Meeresspiegelanstieg reagieren, ist auf einige vereinfachende Betrachtungen der morphologischen und hydrographischen Prozesse hinzuweisen, die im Hinblick auf die Durchführbarkeit der Berechnungen festgelegt werden (vgl. MISEDORP et al., 1990). Erstens wird angenommen, daß der Tidenhub in Zukunft konstant bleiben wird, d. h., daß die in Tab. 1 festgelegten Werte sich nicht ändern werden. Zweitens wird davon ausgegangen, daß die „Reaktion“ der morphologischen Verhältnisse auf die veränderten Tidewasservolumina und Seegatquerschnitte mit einer zeitlichen Verzögerung einsetzt. Eine erste Phase beinhaltet nur den Anstieg des Meeresspiegels mit den entsprechenden Vergrößerungen des Gezei-



tenvolumens und des Querschnittes der Seegaten, während die morphologische Reaktion auf die veränderten Ausgangsbedingungen erst in einer zweiten Periode eintritt. In der Natur werden diese Prozesse gleichzeitig nebeneinander ablaufen. Schließlich wird der Meeresspiegelanstieg hier grundsätzlich als deutliche und rasche Beschleunigung des gegenwärtigen Anstiegsgeschehens aufgefaßt, da ein langsames Ansteigen des Wasserspiegels seit langem ein ganz normaler Vorgang im Untersuchungsgebiet ist.

Wie sich das Tidewasservolumen und der Seegatquerschnitt bei einem Ansteigen der Wasserstände um maximal 60 cm ändern, wird in Abb. 4 am Beispiel der Tidebecken des Norderneyer Seegats und der benachbarten Wichter Ee gezeigt.

In beiden Fällen ist die Zunahme des Gezeitenvolumens relativ größer als die Zunahme des Seegatquerschnittes. Beide Watteinzugsgebiete entwickeln sich also gemäß Fall B. Darüber hinaus zeigt sich aber auch, daß die Veränderung der Gleichgewichtsparameter in den Tidebecken unterschiedlich stark ausfällt. So ist die relative Zunahme der Tidewassermenge im Watteinzugsgebiet der Wichter Ee weitaus größer als im Gezeitenbecken des Norderneyer Seegats. Mit anderen Worten: Die Watteinzugsgebiete entwickeln sich zwar tendenziell in die gleiche Richtung, jedoch in unterschiedlich starker Ausprägung.

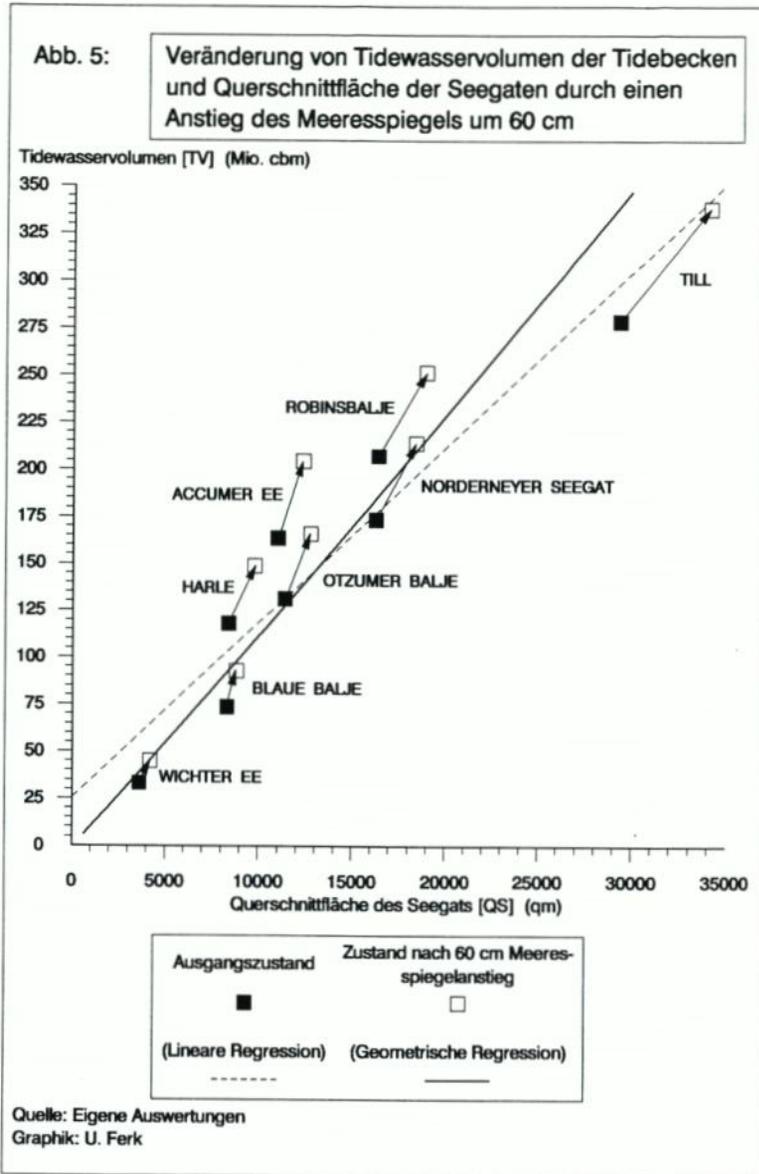
Die Entwicklung der Gleichgewichtsparameter aller acht Watteinzugsgebiete bei einem Meeresspiegelanstieg von 60 cm läßt sich mit Hilfe des Streudiagramms der Abb. 5 zum Ausdruck bringen. Aus dieser Darstellung lassen sich – in Verbindung mit den Ergebnissen einer Reihe genauerer Berechnungen – zwei ganz wesentliche Aussagen ableiten:

- Bei einem Anstieg des mittleren Meeresspiegels um 60 cm nimmt das Tidewasservolumen in allen untersuchten Watteinzugsgebieten relativ stärker zu als der Durchflußquerschnitt der Seegaten. In Abb. 5 wird dies durch die Richtung der Pfeile angezeigt.
- Das Ausmaß dieser Differenz ist in den Tidebecken unterschiedlich deutlich ausgeprägt, was in Abb. 5 durch den Anstiegswinkel der Pfeile symbolisiert wird. Überdurchschnittlich deutlich auf einen Meeresspiegelanstieg reagieren diejenigen Watteinzugsgebiete, die entweder einen sehr hohen Wattflächenanteil aufweisen, wie z. B. die Wichter Ee, und/oder deren Seegatmündungen durch massive Buhnenbauwerke eingengt sind, wie z. B. die Blaue Balje. Dementsprechend geraten die Watteinzugsgebiete, deren Seegatmündungen nicht durch Inseln oder gar Buhnen eingerahmt sind, wie Robinsbalje und Till, trotz nur geringfügig kleinerer Wattflächenanteile verhältnismäßig wenig aus dem oben definierten Gleichgewichtszustand³.

4.4. Die morphologische Reaktion auf den gestörten Gleichgewichtszustand

Die wichtigste Folgerung aus den im vorherigen Abschnitt beschriebenen Ergebnissen ist, daß bei einem beschleunigten Anstieg des Meeresspiegels infolge der überproportionalen Zunahme des Gezeitenvolumens in allen Watteinzugsgebieten die Querschnittflächen der Seegaten zu klein im Verhältnis zum vergrößerten Tidewasservolumen werden. Aus dieser grundlegenden Feststellung ergeben sich weitreichende Folgen:

³ Die geringen Abweichungen der Wertepaare von der Gleichgewichtslinie sind – wie vereinbart – nicht als bestehende „Ungleichgewichte“ der Watteinzugsgebiete anzusehen. Daher darf z. B. die Entwicklung des Watteinzugsgebietes der Till hier nicht als ein etwaiges „Erreichen des linearen Gleichgewichtszustandes“ mißverstanden werden.



- Aufgrund der „relativen Verengung“ des Durchflußquerschnittes ist eine Zunahme der Strömungsgeschwindigkeiten in den großen Tiderinnen zu erwarten.
- Konsequenterweise wird eine verstärkte Erosion der Seegaten und der größeren Baljen auftreten, die sich vertiefen und verbreitern werden. Infolgedessen kann es durch erhöhten Abbruch auch zu einer zunehmenden Gefährdung der West- und Ostenden der Barriere-Inseln kommen.
- Die Zunahme der Tideströmungen wird sich positiv auf die Sedimentation auf den Wattflächen auswirken. Die sich daraus ergebende Aufhöhung der Watten wird dazu

beitragen, daß das Tidewasservolumen wieder abnimmt, was – ebenso wie die Vertiefung der Wattströme – zum Erreichen eines neuen Gleichgewichtszustandes führen wird.

- Außerhalb der Wateinzugsgebiete ist u. a. zu erwarten, daß durch die veränderten Tideströmungsverhältnisse auch die Lage der Riffbögen beeinflusst wird, was Auswirkungen auf die Sandversorgung der Inselstrände haben könnte.

Je größer die Differenz zwischen Tidewasservolumen- und Seegatquerschnittzunahme wird, desto stärker wird auch die morphologische Reaktion des Systems ausfallen. Insofern ist gerade in den kleineren Tidebecken mit hohen Wattflächenanteilen – wie der Wichter Ee und der Blauen Balje – eine gesteigerte Morphodynamik zu erwarten, während die großen Einzugsgebiete, z. B. die der Robinsbalje und der Till, bis zum Erreichen des neuen Gleichgewichtszustandes eine vergleichsweise ruhige Entwicklung durchmachen werden.

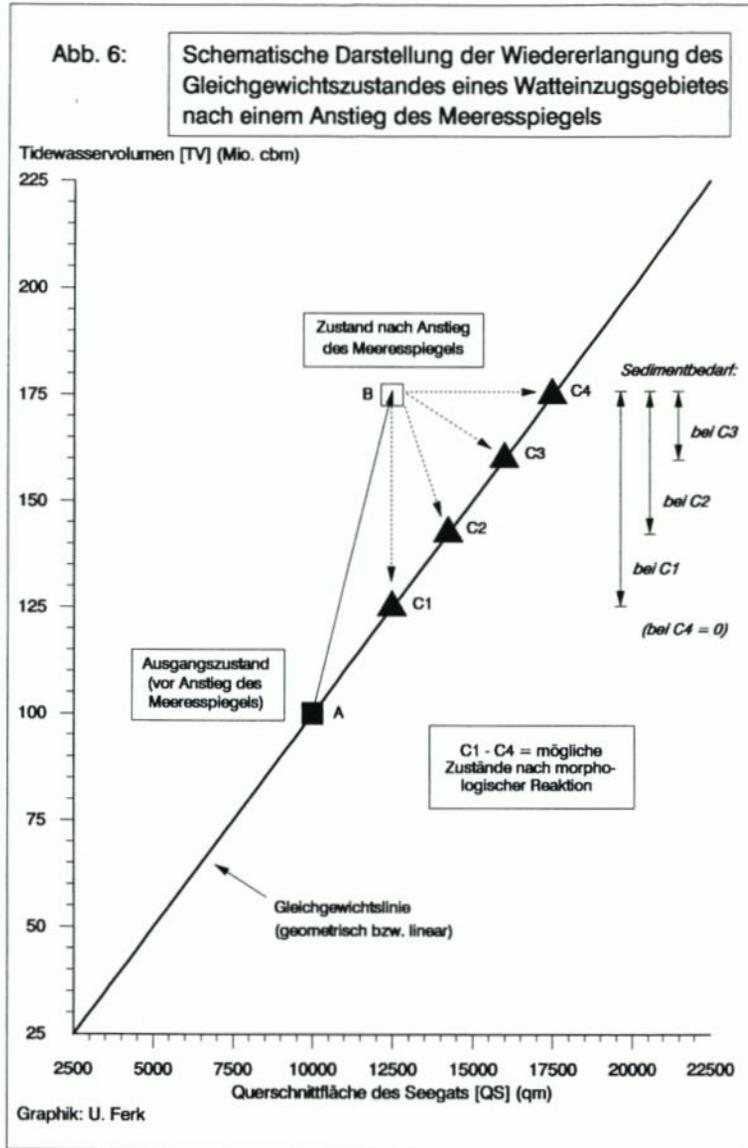
4.5. Das Sedimentdefizit der Wateinzugsgebiete

Das Prinzip der Entwicklung der untersuchten Wateinzugsgebiete bei einem Anstieg des Meeresspiegels läßt sich anhand des in Abb. 6 dargestellten Schemas rekapitulieren.

Die Entwicklung vom Ausgangspunkt „A“ zum Punkt „B“ symbolisiert die in allen Tidebecken zu verzeichnende überproportionale Zunahme der Tidewassermenge gegenüber dem Seegatquerschnitt (vgl. Abb. 5). Wie eingangs festgelegt wurde, setzt die morphologische Reaktion des Systems auf die veränderten Ausgangsbedingungen erst jetzt ein. Das bestehende Ungleichgewicht wird ausgeglichen, und zwar einerseits durch Erosion des Seegats und andererseits durch Sedimentation auf den Watten, durch welche das Tidewasservolumen abnimmt. Eine Schwierigkeit bei der Berechnung des Sedimentbedarfs der Wateinzugsgebiete ergibt sich aus dem Problem, vorherzusagen, auf welche Weise der Gleichgewichtszustand wiederhergestellt wird, da hierbei eine Vielzahl von hydrologischen und geologischen Einflußgrößen zu berücksichtigen sind. Die Punkte „C1“ bis „C4“ in der Abb. 6 stellen alternative Möglichkeiten der morphologischen Reaktion dar. Punkt „C1“ symbolisiert einen unrealistischen Extremfall, der dann eintritt, wenn die gesamte Wiederherstellung des Gleichgewichts durch die Sedimentation auf den Watten des Tidebeckens bewirkt wird, der Seegatquerschnitt sich also überhaupt nicht vergrößert. In diesem theoretischen Fall fällt das Sedimentdefizit, wie in der rechten Hälfte der Graphik dargestellt, natürlich am größten aus. Sollte – was ebenso unwahrscheinlich ist – das neue Gleichgewicht nur durch die Erosion des Seegats erlangt werden (Punkt „C4“), wäre der Sedimentbedarf gleich Null.

Da nicht vorhersagbar ist, in welchem Verhältnis sich die Ausweitung des Seegatquerschnitts zur Sedimentation auf den Wattflächen nach dem Anstieg des Meeres entwickeln wird, muß zur Quantifizierung des Sedimentbedarfs der einzelnen Wateinzugsgebiete vereinfachend festgelegt werden, daß die Wiedererlangung der Gleichgewichtszustände zu gleichen Teilen durch diese beiden Prozesse bewirkt wird. Zugrunde gelegt wird wiederum ein Meeresspiegelanstieg von 60 cm. Die Ergebnisse sind in der linken Hälfte der Tab. 2 zusammengefaßt.

Der auf das lineare Gleichgewicht bezogene Sedimentbedarf ist etwas größer als das Defizit gegenüber dem geometrischen Stabilitätszustand, was auf den höheren Korrelationskoeffizienten der geometrischen Regressionsfunktion zurückzuführen ist (vgl. Abb. 3). Aufgrund der Fülle von Unwägbarkeiten ist es allerdings angebracht, bei dieser Berechnung nicht mehr zwischen linearem und geometrischem Gleichgewicht zu unterscheiden, sondern im folgenden den gemittelten Sedimentbedarf zur Wiedererlangung des Gleichgewichtszu-



standes aus der mittleren Spalte der Tab. 2 heranzuziehen. Da diese Zahlen nicht besonders anschaulich sind, sind in der nächsten Spalte der Tab. 2 die benötigten absoluten Sedimentmengen im Verhältnis zur Größe der jeweiligen Watteinzugsgebiete angegeben.

Die Zahlen bestätigen die bisherigen Aussagen. Die relativ größten Sedimentdefizite treten in den kleineren Watteinzugsgebieten der ostfriesischen Küste auf, die sich aufgrund ihrer morphologischen Beschaffenheit bei einer Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs am stärksten vom Gleichgewichtszustand entfernen (vgl. Abb. 5). Andererseits benötigen die drei größten Watteinzugsgebiete verhältnismäßig geringe Mengen Sediment, um das Gleichgewicht wieder zu erlangen, wobei insbesondere das Einzugsgebiet der Till herausragt.

Tabelle 2: Abschätzung der in den Wattenzugsgebieten des Untersuchungsgebietes zur Wiedererlangung eines Gleichgewichtszustandes bzw. zum „Ausgleich“ des Meeresspiegelanstiegs benötigten Sedimentmengen nach einem Meeresspiegelanstieg von 60 cm

Wattenzugsgebiet	Sedimentbedarf gegenüber "geom. Gleichgewicht" (1)	Sedimentbedarf gegenüber "linearem Gleichgewicht" (2)	Aus (1) + (2) gemittelter Sedimentbedarf	Sedimentbedarf pro 1 km ² Fläche	Sedimentbedarf zum Ausgleich des Meeresspiegelanstiegs
Norderner See	7,8	10,4	9,1	0,09	61,0
Wichter See	2,5	3,1	2,8	0,12	13,7
Accumer See	12,9	14,4	13,7	0,15	55,2
Ozumer See	9,3	10,8	10,1	0,14	44,6
Harle	7,3	8,8	8,1	0,13	38,8
Blaue See	6,5	7,0	6,8	0,17	23,9
Robinssee	7,2	10,3	8,8	0,09	59,9
Till	1,1	7,5	4,3	0,03	82,0
Gesamt	54,6	72,3	63,7	-	379,1
	Mio. m ³	Mio. m ³	Mio. m ³	Mio. m ³ /km ²	Mio. m ³

Quelle: Eigene Auswertungen

Vor dem Hintergrund der bisherigen Ergebnisse lassen sich die acht untersuchten Wateinzugsgebiete aufgrund ihrer unterschiedlichen Reaktionen auf einen beschleunigten Meeresspiegelanstieg grob in drei Gruppen einteilen (siehe Karte 3):

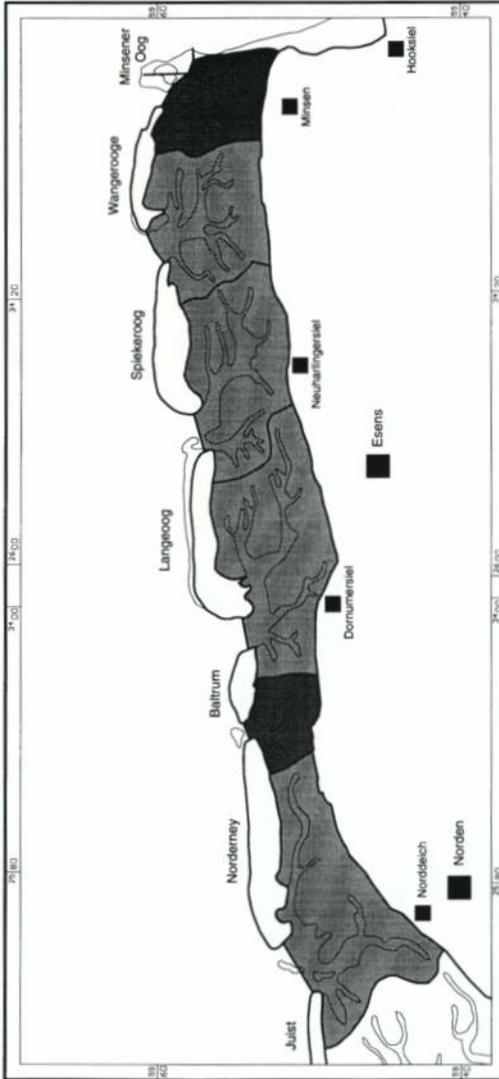
- Die erste Gruppe umfaßt die kleinen Wateinzugsgebiete der Wichter Ee und der Blauen Balje, in denen aufgrund des hohen Wattflächenanteils bei einer Beschleunigung des Wasserstandsanstiegs mit einer überdurchschnittlichen Erosion und Ausweitung der Hauptgezeitenrinnen und einer möglicherweise starken Sedimentation auf den Wattflächen gerechnet werden muß. Der Sedimentbedarf wird relativ hoch sein.
- Die zweite Gruppe stellt eine Zwischengruppe dar und beinhaltet jene Wateinzugsgebiete, in denen die Verhältnisse nicht so deutlich ausgeprägt sind wie in denen der ersten und der dritten Kategorie. Hierzu zählen die Einzugsgebiete des Norderneyer Seegats, der Accumer Ee, der Otzumer Balje und der Harle⁴.
- Die dritte Gruppe wird von den beiden Tidebecken des Untersuchungsgebietes 2 gebildet, nämlich denen der Robinsbalje und der Till. Diese Wattgebiete zeichnen sich durch eine ausgesprochen ruhige morphologische Reaktion auf den Meeresspiegelanstieg aus, d.h. die Seegaten werden sich nur relativ schwach vertiefen und die Watten nur wenig anwachsen, womit der Sedimentbedarf vergleichsweise gering ausfallen wird. Dies wird zur Folge haben, daß die Wattflächen durch Seegang gefährdet sein werden und damit einer flächenhaften Erosion unterliegen werden.

Anknüpfend an Tab. 2 ist im Hinblick auf den Sedimenthaushalt der Wateinzugsgebiete auf einen wichtigen Sachverhalt aufmerksam zu machen. Es ist scharf zu trennen zwischen dem Sedimentbedarf zur Wiedererlangung des *Gleichgewichtszustandes* und dem Sedimentbedarf zum „Ausgleich“ des Meeresspiegelanstiegs. Dieses wird in der letzten Spalte von Tab. 2 verdeutlicht. Berechnet man den zum kompletten „Mitwachsen“ der Watten benötigten Sedimentbedarf bei einer Erhöhung des Meeresniveaus um 60 cm, ergibt sich für alle acht Wateinzugsgebiete, die zusammen eine Gesamtfläche von 631,8 km² aufweisen, ein Betrag von $379,1 \times 10^6$ m³. Gemäß Tab. 2 wird der maßgebliche „mittlere“ Gleichgewichtszustand dagegen bereits bei einer Gesamtsedimentation von nur $63,7 \times 10^6$ m³ erreicht. Die zur erneuten Stabilisierung des Systems benötigten Sedimentmengen sind somit weitaus geringer als man eigentlich annehmen würde. Ein vollständiges „Mitwachsen“ der Watten um den Betrag der Meeresspiegelzunahme wird somit gar nicht eintreten, und zwar selbst dann nicht, wenn ausreichende Sedimentmengen zur Verfügung stehen würden. Es kann aus dieser Feststellung gefolgert werden, daß nach einem beschleunigten Anstieg der Nordsee die Wassertiefe über den Watten auf jeden Fall größer werden wird, da die Watten der Tidebecken nach dem Erreichen des Gleichgewichtszustandes nicht über eine bestimmte Höhe hinauswachsen werden. Der Stabilitätszustand der Wateinzugsgebiete wird also bei einer insgesamt größeren Wassertiefe erreicht werden. Vereinfachend könnte man daher auf die eingangs gestellte Schlüsselfrage „Kann das Wachstum des Watts mit der beschleunigten Erhöhung des Meeresspiegels Schritt halten?“ in etwa antworten: Vom Sedimentangebot her könnte es eventuell vollständig mitwachsen, aufgrund der hydrologisch-morphologischen Randbedingungen wird es das aber nicht tun.

⁴ Zwar könnten die Otzumer Balje und die Accumer Ee, gemessen an ihrem relativen Sedimentbedarf, auch in der ersten Gruppe aufgeführt werden, während die Harle aufgrund einer eher schwachen morphologischen Reaktion auch in die dritte Gruppe übernommen werden könnte. Bei einer Zusammenfassung aller Kriterien erscheint diese Einteilung dennoch als sinnvoll.

Karte 3: Auswirkungen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs auf die acht Wattenzugsgebiete des Untersuchungsgebietes

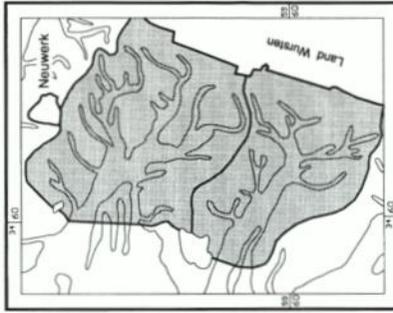
a) Untersuchungsgebiet 1



- I: lebhafte Morphodynamik (starke Seegatvertiefung, deutliche Sedimentation auf den Watten) / relativ hoher Sedimentbedarf
- II: durchschnittlich intensive Morphodynamik (Seegatvertiefung und Sedimentation auf den Watten) / mittlerer bis hoher Sedimentbedarf
- III: ruhige Morphodynamik (mäßige Seegatvertiefung, kaum Sedimentation auf den Watten) / relativ geringer Sedimentbedarf

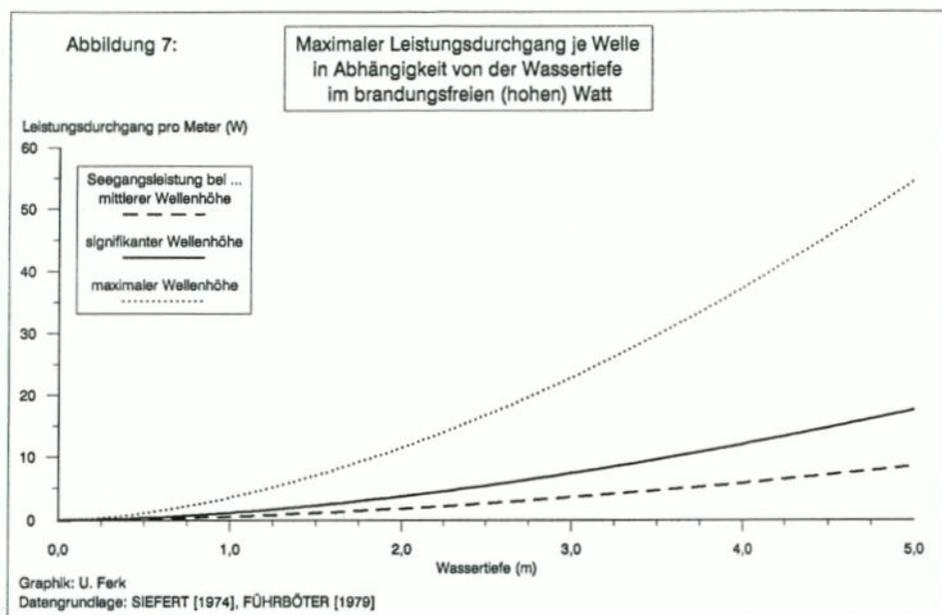
(Festland, Inseln und Sünde)

b) Untersuchungsgebiet 2



Maßstab:
0 5 10 km
(für beide Karten)

Kartengrundlage: Bezirkskarte Weser-Ems 1:200.000, Aug. 1967
Bearbeitung und Computerkartographie: U. Ferk



5. Konsequenzen aus den ermittelten Ergebnissen

Die Wasserhöhe über den Wattflächen wird bei Hochwasser also zunehmen und das Watt insgesamt für einen längeren Zeitraum mit Wasser bedeckt sein. Eine direkte Folge dieser Entwicklung ist die wachsende Belastung der Wattflächen durch Seegang, der einen „destruktiven“ Charakter hat und das Höhenwachstum des Wattes begrenzt.

Die Tiefe des Wassers über dem Watt ist – neben dem Wind – der ausschlaggebende Faktor für die Entwicklung des Seegangs, da der Einfluß der Wassertiefe auf die Wellenhöhen mit abnehmender Wassertiefe wächst (SIEFERT, 1974). In Flachwassergebieten wie dem Wattenmeer werden die maximal möglichen Wellenhöhen daher allein von der Wassertiefe begrenzt. Auf Grundlage der „linearen Wellentheorie“ läßt sich – in Verbindung mit den von SIEFERT (1974) gewonnenen Erkenntnissen über den Seegang in Wattgebieten sowie dem von FÜHRBÖTER (1979) ermittelten Ansatz zur Berechnung der Wellenenergie – somit die maximal mögliche „Wellenleistung“ in Abhängigkeit von der Wassertiefe auf dem Watt ermitteln. Dieser Sachverhalt ist in der Abb. 7 veranschaulicht. Diese Graphik verdeutlicht den überproportionalen Anstieg der Seegangsbelastung für das Watt bei einer Erhöhung der Wassertiefe. Angenommen, daß die Wassertiefe auf dem Watt bei Thw bei 1,50 m liegt, könnte bei einer Erhöhung um 50 cm auf 2 m (+ 33 %) die mögliche Wellenleistung um 63 % anwachsen. Eine unmittelbare Folge der größeren Wassertiefen und der daraus resultierenden Zunahme der Seegangsenegie im Wattenmeer ist daher die zunehmende Gefährdung der Wattes, die in Zukunft höchstwahrscheinlich verstärkten Erosionsprozessen ausgesetzt sein werden. Vergewärtigt man sich die Ergebnisse der vorherigen Abschnitte, wird dies insbesondere auf diejenigen Wattenzugsgebiete zutreffen, in denen die Sedimentation auf den Wattes aufgrund der schwachen morphologischen Reaktion auf den Meeresspiegelanstieg ohnehin gering ausfallen wird. Insofern ist damit zu rechnen, daß die Küstenschutzfunktion des Wattes

in Zukunft vor allem im Bereich der offenen Wattgebiete zwischen Elbe- und Wesermündung zurückgehen wird.

6. Schriftenverzeichnis

- BRUNN, P.: Stability of tidal Inlets. Theory and Engineering. Amsterdam, Oxford, New York 1978. (Developments in Geotechnical Engineering 23).
- DIECKMANN, R.: Geomorphologie, Stabilitäts- und Langzeitverhalten von Wateinzugsgebieten der Deutschen Bucht. In: Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover, Heft 60, S. 133-361, 1985.
- FERK, U.: Wirkung von Meeresspiegeländerungen auf Wateinzugsgebiete. (Unveröffentlichte Diplomarbeit im Fach Geographie, Universität Hamburg, Juli 1992).
- FÜHRBÖTER, A.: Über Verweilzeiten und Wellenenergien bei Sturmfluten. In: Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der TU Braunschweig, H. 65, S. 1-29, 1979.
- FÜHRBÖTER, A.: Changes of the Tidal Water Levels at the German North Sea Coast. In: Helgoländer Meeresuntersuchungen, Band 43, Nr. 3/4, S. 325-332, 1989.
- GIESE, E.: Fahrwasserumbildungen in der Unter- und Außenelbe. In: Die Wasserwirtschaft, Band 61, Heft 3, S. 65-72, 1971.
- GRASSL, H.: Sea Level Rise. Short Review. In: The common Future of the Wadden Sea. Technical Report. Hrsg. v. P. Prokosch, S. Mielke u. D.M. Fleet. Husum, 1991. S. 79-86.
- HEKSTRA, G. P.: Prospects of Sea Level Rise and its Policy Consequences. (Unveröffentlichter Bericht zum Workshop „Controlling and Adapting to Greenhouse Warming“ in Washington, Juni 1988).
- HOUGHTON, J. T.: Scientific Assessment of Climate Change: Summary of the IPCC Working Group I Report. In: Climate Change: Science, Impacts and Policy. Proceedings of the Second World Climate Conference. Hrsg. v. J. Jäger und H.L. Ferguson. Cambridge, 1991, S. 23-45.
- JACOBSEN, N. K.: Das dänische Wattengebiet. In: Wattenmeer. Ein Naturraum der Niederlande, Deutschlands und Dänemarks. Hrsg. v. Landelijke Vereniging tot Behoud van de Wadendzee/Vereniging tot Behoud van Natuurmonumenten in Nederland. Deutsche Übersetzung. Neumünster, 1976, S. 91-101.
- KNOP, F.: Untersuchungen über Gezeitenbewegung und morphologische Veränderungen im nordfriesischen Wattgebiet als Vorarbeiten für Dammbauten. Braunschweig, 1961.
- KUNZ, H.: Klimaänderungen, Meeresspiegelanstieg, Auswirkungen auf die niedersächsische Küste. In: Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover, Heft 72, 1991, S. 323-351.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee. In: Die Küste, H. 50, 1989, S. 65-95.
- LASSEN, H. u. SIEFERT, W.: Mittlere Tidewasserstände in der südöstlichen Nordsee - säkularer Trend und Verhältnisse um 1980 (Schlußbericht eines KFKI-Projektes). Die Küste, H. 52, 1991, S. 85-137.
- LUCK, G.: Folgen des Meeresspiegelanstieges für Küsten und Wattengebiete. In: Umweltvorhersage Nordsee. Belastungen, Gütesituation und Maßnahmen. Hrsg. v. Niedersächsischen Umweltministerium. Hannover, 1987, S. 317-323.
- MISDORP, R. et al.: Climate Change, Sea Level Rise and morphological Developments in the Dutch Wadden Sea, a marine Wetland. In: Expected Effects of climatic Change on marine coastal Ecosystems. Hrsg. v. J. J. Beukema, W. J. Wolff und J. J. W. M. Brouns. Dordrecht, 1990, S. 123-131. (Developments in Hydrobiology 57).
- NICHOLS, M. M. u. BIGGS, R. B.: Estuaries. In: Coastal Sedimentary Environments. Hrsg. v. R. A. Davis, Jr. New York, Berlin, Heidelberg, Tokio, 1985, S. 77-186.
- PARTENSKY, H.-W.: Neue Erkenntnisse über das Stabilitätsverhalten und den Sedimenttransport in Watt-Prielsystemen. In: Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover, Heft 50, 1980, S. 59-74.
- RENGER, E.: Quantitative Analyse der Morphologie von Wateinzugsgebieten und Tidebecken. In: Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der TU Hannover, Heft 43, 1976, S. 1-160.

- RENGER, E. u. PARTENSKY, H.-W.: Stabilitätskriterien für Tidebecken. *Die Küste*, H. 27, 1975, S. 63-73.
- RONDE, J. DE: Meeresspiegelanstieg. (Unveröffentlichter Vortrag zur Sondersitzung des Verwaltungsausschusses für den Hochwasserschutz „Klimaveränderungen und mögliche Folgen für die Sturmfluten“, Baubehörde Hamburg, Amt für Wasserwirtschaft, April 1994).
- SCHÖNWIESE, C.-D.: Anthropogene, klimawirksame Spurengase. Mengen, Wirkung, Folgen, Gegenmaßnahmen. Klimatologische Aspekte. Projektbericht im Auftrag der Ludwig-Bölkow-Systemtechnik GmbH. Frankfurt/Main, 1990. (Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main, Nr. 87).
- SIEFERT, W.: Über den Seegang in Flachwassergebieten. In: *Mitteilungen des Leichtweiß Instituts für Wasserbau der TU Braunschweig*, Heft 40, 1974, S. 1-243.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen. In: *Die Küste*, H. 42, 1985, S. 1-77.
- STEWART, R. W. et al.: Relative Sea-Level Change. A critical Evaluation. Paris, 1990. (Unesco Reports in Marine Science 54).
- WALTHER, F.: Zusammenhänge zwischen der Größe der ostfriesischen Seegaten mit ihren Wattgebieten sowie den Gezeiten und Strömungen. In: *Jahresbericht 1971 der Forschungsstelle für Insel- und Küstenschutz Norderney*, Band 23, S. 7-32.
- WARRICK, R. A. u. OERLEMANS, J.: Sea Level Rise. Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. Hrsg. v. J. T. Houghton, G. J. Jenkins u. J. J. Ephraums. Cambridge, 1990, S. 257-281.

Anwendung des mathematischen Seegangmodells HISWA auf Wattenmeerbereiche

Von HANZ DIETER NIEMEYER, RALF KAISER und HANS DEN ADEL

Zusammenfassung

Innerhalb des Forschungsvorhabens „Seegang und Bemessung auf Seegang im Küstenvorfeld und in den Ästuarien der Deutschen Bucht“ wurde u. a. das mathematische Seegangmodell HISWA für das Einzugsgebiet des Norderneyer Seegats angewandt und verifiziert. Eine Eignungsprüfung für die speziellen Anforderungen des Modellgebiets ergab eine hinreichend genaue Reproduktion des natürlichen Seegangs. Da durch das Modell die Möglichkeit besteht, aus punktuellen Naturdaten die räumliche Verteilung signifikanter Seegangsparameter abzuschätzen, wurde anhand ausgewählter Beispiele versucht, mit diesem leistungsfähigen Werkzeug tiefergehende Einblicke in die Physik der Prozesse seegangsbedingter hydrodynamisch-morphologischer Wechselwirkungen zu gewinnen.

Summary

In the framework of the research programme „Seegang und Bemessung auf Seegang im Küstenvorfeld und in den Ästuarien der Deutschen Bucht“ a verification study of the numerical 2D wave propagation model HISWA was executed for the complex coastal area of the Norderneyer Seegat. Model predictions confronted with field measurements show quite good results. Waves entering shallow water are affected by often mutually superimposing physical processes due to interaction with coastal morphology and additionally with currents. In order to get an insight into these processes for coastal engineering purpose, wave propagation models are powerful tools in estimating nearshore wave conditions from offshore available wave data, by considering the on-shore wave processes. With selected data sets and the help of the powerful tool HISWA deeper insights into the processes of wave-driven hydrodynamical-morphological interactions were gained.

Inhalt

1. Einleitung	157
2. Das Modell, Grundlagen	159
3. Operationshandhabung und Modellbetrieb	160
3.1 Ein- und Ausgabedaten	160
3.2 Frequenzmodulation	160
3.3 Energielecks und sektorale Energieausbreitung	160
4. Fehlerabschätzungen	163
5. Morphologie des Modellgebietes	164
6. Ausgewählte Ergebnisse	165
6.1 Randbedingungen	165
6.2 Berechnungsergebnisse für einzelne Seegangereignisse	165
6.2.1 Modellrechnung 01	165
6.2.2 Modellrechnung 02	168

6.2.3 Modellrechnungen 05 und 07	170
6.3 Veränderungen kennzeichnen der Seegangsparameter	173
6.3.1 Vergleich von Wellenhöhen-Wassertiefen-Verhältnissen	173
6.3.2 Wellensteilheiten	175
6.3.3 Zusammenhänge von mittlerer Wellenlänge und Wind	176
6.4 Modellierung der Seegangsausbreitung	178
6.4.1 Wellenhöhenentwicklung bei Sturmfluten	178
6.4.2 Wellenlängenentwicklung unter Sturmflutbedingungen	182
7. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	183
8. Danksagung	184
9. Schriftenverzeichnis	184

1. Einleitung

Im Rahmen des vom BUNDESMINISTERIUM FÜR FORSCHUNG UND TECHNOLOGIE über das KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN geförderten Forschungsvorhabens „Seegang und Bemessung auf Seegang im Küstenvorfeld und in den Ästuarien der Deutschen Bucht (MTK 464)“ wurden zwei Teilprojekte eingerichtet. Im ersten wurden Naturmessungen im Elbeästuar und schwerpunktmäßig die Entwicklung einer Modellfamilie mit den Komponenten Wind, Tide und Seegang angestrebt.

Die Zielsetzungen des zweiten Projektes liefen darauf hinaus, über Naturmessungen in Wattgebieten bisherige Erkenntnisse (SIEFERT, 1974; NIEMEYER, 1983, 1984) so abzusichern und zu erweitern. Ziel war dabei zum einen, auf dieser Grundlage Bemessungswerte für Zwecke des Küsteningenieurwesens herleiten zu können. Zum anderen sollten die Messungen aber auch dazu dienen, vertiefte Einblicke in seegangsbedingte hydrodynamisch-morphologische Wechselwirkungen im Wattenmeer zu erhalten. In Verbindung hiermit sollten auch eingehendere Kenntnisse zum physikalischen Hintergrund der Vorgänge gewonnen werden, die mit der Entwicklung und Ausbreitung von Seegang im Küstenvorfeld und Wattenmeer verbunden sind.

In diesem Zusammenhang wurde es von Antragsteller und Förderer als sinnvoll angesehen, parallel zu der angestrebten – mit hohem Aufwand verbundenen Neuentwicklung – ein vorhandenes, marktgängiges Modell hinsichtlich seiner Eignung für die verschiedenen Bereiche des Wattenmeeres und den Anforderungen aus der Praxis des Küsteningenieurwesens zu testen. Dieser Ansatz konnte unter Einsatz eng begrenzter Mittel erreicht werden, da hierfür das bei der FORSCHUNGSSTELLE KÜSTE – aus einer Kooperation mit dem RIJKSWATERSTAAT-DIENST GETIJDWATEREN, WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM und der SEKTION STRÖMUNGSMECHANIK der TU DELFT – zur Verfügung stehende mathematische Seegangsmodell HISWA (HOLTHUIJZEN, BOOIJ u. HERBERS, 1989; BOOIJ u. HOLTHUIJZEN, 1992) genutzt werden konnte, das zudem bereits für das Seegat Marsdiep im Westfriesischen Wattenmeer mit Erfolg (VOGEL, RADDER u. DE REUS, 1989) eingesetzt worden war.

Als Anwendungsgebiet wurde das See- und Wattengebiet bei Norderney ausgewählt. Hierfür standen nicht nur geeignete Naturmessungen zur Prüfung der Naturähnlichkeit des Modells, sondern auch eingehende Kenntnisse zu den bestimmenden Prozessen der intensiven Wechselwirkungen zwischen von See einschwingendem Seegang und den morphologischen Formationen des Küstengebietes zur Verfügung (NIEMEYER, 1983, 1984, 1986, 1987a, 1987b, 1987c, 1991). Ziel der Untersuchungen war nicht allein, die Naturähnlichkeit des Modells zu prüfen. Das Modell sollte zudem als Werkzeug genutzt werden, um auch mit seinen verfahrensmäßigen Möglichkeiten physikalische Hintergründe der Seegangsentwicklung und -ausbreitung im Wattenmeer zu erhellen.

Für insgesamt zehn Ereignisse sind mit dem Modell Veränderungen der signifikanten Wellenhöhen vom Küstenvorfeld bis zum Inselvorstrand von Norderney berechnet und mit Naturmessungen verglichen worden. Die stärkste Energieumwandlung erfährt der Seegang im Modellgebiet durch die Energieumwandlung auf dem Riffbogen des Norderneyer Seegats. Alle wesentlichen in HISWA enthaltenen Mechanismen mit Ausnahme der Wechselwirkungen von Seegang und Strömungen treten in diesem Bereich evident auf. Über den Eignungstest wird in DEN ADEL et al. (1991) berichtet. Über die 10 Berechnungsfälle ist ein mittlerer prozentualer Fehler von - 4% bei den Wellenperioden und + 12 % bei den signifikanten Wellenhöhen eingetreten. Während bei den Perioden nur eine geringe Schwankungsbreite vorhanden ist, ist bei den signifikanten Wellenhöhen eine Abnahme des Fehlers mit wachsenden Höhen erkennbar. Die Übereinstimmung zwischen Modell- und Meßwerten wird – insbesondere hinsichtlich der mit der Wellenhöhe steigenden Qualität – als ermutigend empfunden, zumal durch die zusätzliche Berücksichtigung der Wechselwirkungen von Seegang und Strömungen noch weitere Optimierungsreserven in dem Modell stecken.

2. Das Modell, Grundlagen

Das Seegangsmodell HISWA macht sich – im Gegensatz zu hergebrachten Modellierungsansätzen, die auf dem Prinzip der Energieerhaltung basierten – in seiner mathematischen Formulierung des Wellenfortschritts das physikalische Prinzip der Impulserhaltung zu Nutzen. Hiermit ist der Zweck verbunden, die Einwirkungen von Strömungen berücksichtigen zu können. Zudem wurde aus Gründen rechnerischer Effizienz auf die konventionelle EULERSche Betrachtungsweise in Form von Charakteristiken verzichtet, und eine LAGRANGESche Darstellungsweise eingeführt, wobei ein Gitternetz von Berechnungspunkten gewählt wird. Hierbei wird gleichzeitig der sektorale Energiefortpflanzung, wie sie für kurzräumigen Seegang charakteristisch ist, Rechnung getragen. Für die äußeren Einwirkungen durch Wind, Bodenreibung, Wellenbrechen und Blockieren durch Strömungen. Hierfür werden folgende Ansätze verwandt:

1. Windwirkung wird durch das mehrfach fortentwickelte empirische SMB-Verfahren in der Formulierung nach CERC (1973) berücksichtigt (HOLTHUISEN u. BOOIJ, 1987).
2. Bodenreibung wird als Produkt von Orbitalgeschwindigkeit und Bodenschubspannung berücksichtigt. Es wird der von PUTNAM und JOHNSON (1949) erstellte Ansatz für reguläre Wellen in der von DINGEMANS (1983) formulierten Erweiterung für Seegang genutzt.
3. Wellenbrechen infolge Übersteilung oder Überschreiten des Grenzwertes für die Wellenhöhen-Wassertiefen-Relation wird im Modell nach der Formulierung von BATTJES und JANSSEN (1979) ermittelt, die auf das Kriterium nach MICHE (1944) aufbaut.
4. Das Blockieren der Strömungen wird auf Grundlage der Dispersionsbeziehung der linearen Wellentheorie als Energiedissipation mit Hilfe eines einfachen Relaxationsmodells bestimmt. Hierbei wird die verbleibende Gesamtenergie und deren mittlere Frequenz ermittelt.

3. Operationshandhabung und Modellbetrieb

3.1 Ein- und Ausgabedaten

Als Randwerte sind für den Betrieb von HISWA folgende Seegangsgrößen erforderlich:

- signifikante Wellenhöhe,
- mittlere Periode,
- mittlere Seegangsrichtung,
- sektorale Seegangsausbreitung,
- Wassertiefen.

Darüber hinaus können Geschwindigkeiten und -richtungen von Wind und Strömungen als prägende Randbedingungen in das Modell eingegeben werden. Die empirischen Terme für Reibung und Brechen sind standardmäßig vorgegeben, können aber variiert werden.

Die Ergebnisse des Modells umfassen folgende Parametrisierungen: signifikante Wellenhöhe, mittlere Periode, mittlere Wellenlänge, Richtungsausbreitung der Energie und Energiedissipation.

3.2 Frequenzmodulation

Bei Anwendungen des Seegangmodells HISWA ist in einigen Fällen ohne Frequenzmodulation für die Energiedissipation infolge von Reibung und Brechen gearbeitet worden. Nach Untersuchungen von DINGEMANS (1987) ist der Modellierungsansatz hierfür physikalisch nicht von hinreichender Exaktheit. Nach seinen hydraulischen Modellversuchen werden bei Berechnungen mit HISWA zu niedrige Perioden ermittelt. Andererseits bestehen gegen das partielle Ausfiltern der Frequenzmodulation erhebliche Vorbehalte, da hier per Definition die Naturähnlichkeit verletzt wird, und hierdurch auch andere Elemente der Modellierung wie die Refraktion mittelbar beeinflusst werden.

Verifikationsuntersuchungen in der Natur (VOGEL, RADDER u. DE REUS, 1989) ergaben hingegen, daß bei vollständiger Frequenzmodulation das Modell im Mittel um 7% längere Perioden ermittelte als gemessen worden waren. Diese widersprüchlichen Ergebnisse gaben Veranlassung, dieser Frage für das Untersuchungsgebiet bei Norderney gezielt nachzugehen. Mit Hilfe vergleichender Rechnungen, bei denen das Modell für dieselben Datensätze parallel mit vollständiger und mit partiell ausgeblendeter Frequenzmodulation gerechnet wurde. Die Modellergebnisse zeigen sowohl für die Perioden als auch für die Wellenhöhen bei den Testbeispielen geringere Abweichungen von den Naturdaten für die vollständige Berücksichtigung der Frequenzmodulation (Abb. 1 u. 2), was auch durch die Standardabweichungen und den mittleren prozentualen Fehler

$$e(P) [\%] = 100 \cdot \frac{P_{\text{mod}} - P_{\text{mess}}}{P_{\text{mess}}}$$

objektiviert wird.

3.3 Energielecks und sektorale Energieausbreitung

Die sektorale Seegangsausbreitung, die bei zunehmender Kurzkämmigkeit wachsende Bedeutung hat, wird bei dem Modell HISWA durch Vorgabe eines Sektors berücksichtigt. Aus Gründen der numerischen Stabilität läßt sich der Winkel dieses Sektors aber nicht be-

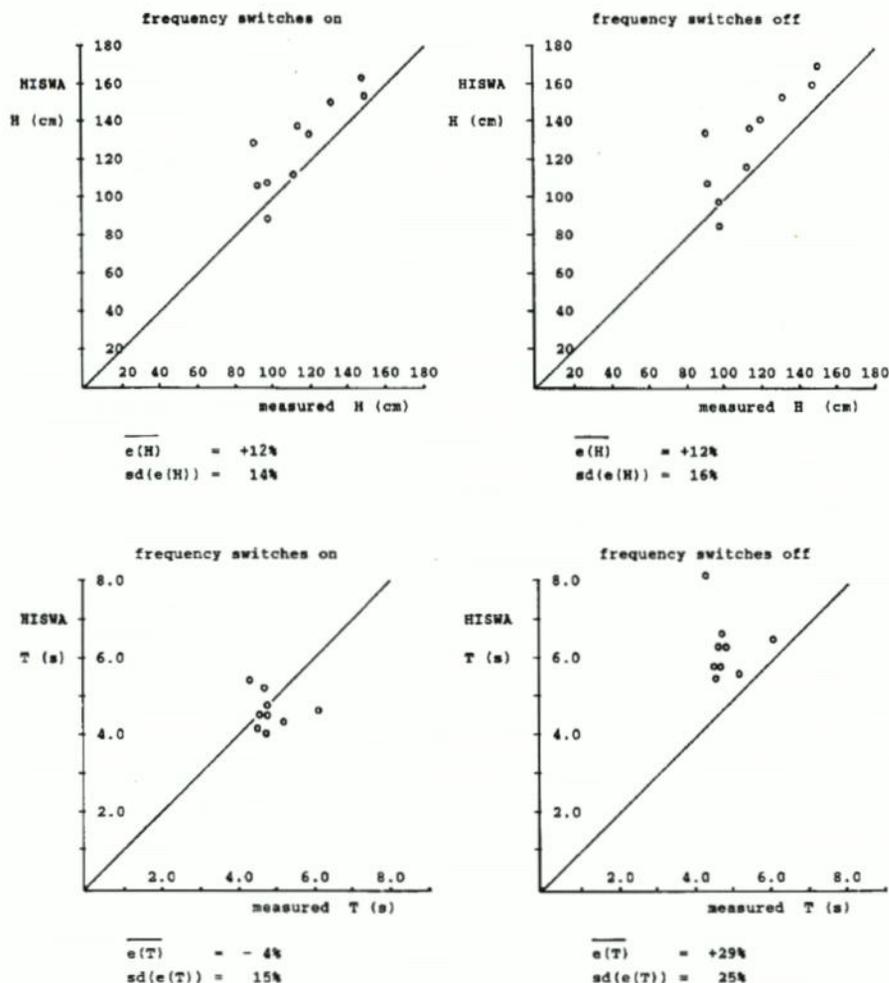


Abb. 1 (oben) u. 2 (unten): Vergleich (Naturmessungen – Berechnungsergebnisse) von Wellenhöhen und -perioden bei vollständiger bzw. partiell ausgeblendeter Frequenzmodulation

liebig erweitern. Darüber hinaus wird der Modellbetrieb bei wachsenden Winkeln dieses Sektors erheblich rechenaufwendiger. Der Anteil sich lateral ausbreitenden Seegangs, der in dem vorgegebenen Sektor nicht mehr erfaßt werden kann, ist als nicht naturgegebenes, systembedingtes Energieleck des Modells anzusehen.

Zur Abschätzung der quantitativen Bedeutung dieser Fehlerquelle wurde der für den Normalbetrieb übliche Berechnungssektor von 120 in Einzeltests auf 142 und auf das Maximum von 162 erweitert, was aber für den normalen Modellbetrieb eine erhebliche Erhöhung des Rechenaufwandes beinhalten würde. Als Untersuchungsbereich wurden die steilen Randbereiche der tiefen Rinnen ausgewählt, an denen wegen der starken Beugungseffekte optimale Voraussetzungen für laterale Seegangsausbreitung gegeben sind.

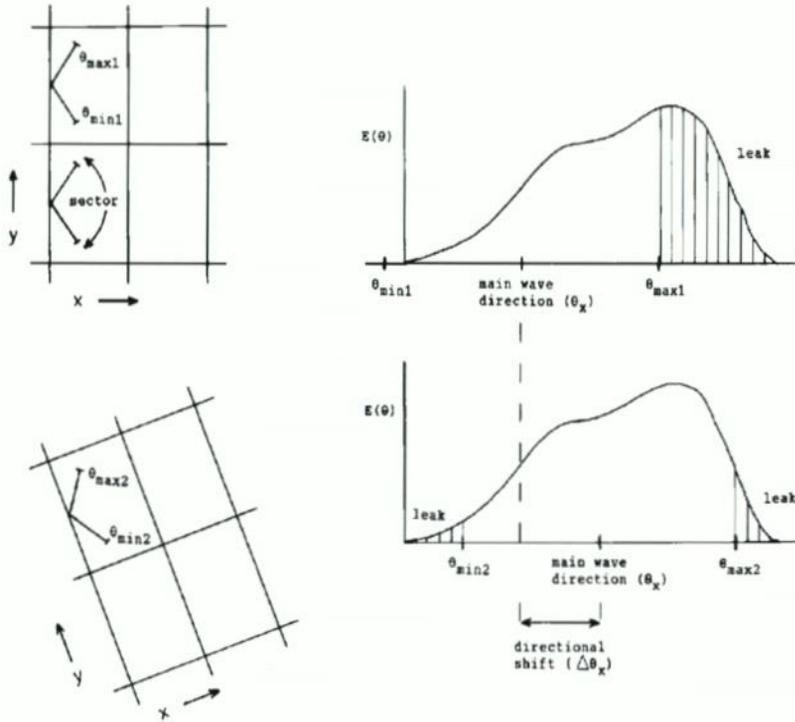


Abb. 3: Verminderung des Energielecks durch geeignete Drehung des Rechengitters

Insgesamt läßt sich das Ergebnis dieser Tests wie folgt zusammenfassen: Bei weitester Öffnung des Winkels auf 162 konnte das Energieleck auf ein Drittel reduziert werden (DEN ADEL et al., 1991), die signifikante Wellenhöhe veränderte sich hierdurch nur um 4%. Hiermit dürfte aufgrund der gewählten extremen Randbedingungen der Tests auch eine Marge für die obere Fehlergrenze für die im Modell zu erwartenden Fehler infolge von Energielecks gegeben sein.

Eine Reduzierung von Energielecks wird zudem durch die vollständige Frequenzmodulation erreicht. In der Regel nehmen die Perioden beim Einschwingen vom See- in das Küstengebiet und bei der Ausbreitung im Wattenmeer ab (NIEMEYER, 1983). Hierdurch bleibt die relative Wassertiefe größer als bei nicht modulierten Frequenzen, wodurch wiederum die Ausbildung von Energielecks begünstigende Refraktion weniger stark ausgeprägt wird.

Darüber hinaus ist unabhängig von den eigentlichen Rechenoperationen eine weitgehende Minimierung von Energielecks durch geeignete Drehungen des Rechengitters möglich. Hierzu ist es erforderlich, durch Vorkenntnisse oder Voruntersuchungen das Rechengitter optimal an die Fortpflanzungsrichtung des Seegangs anzupassen. Ein schematisches Beispiel für die Minimierung eines Energielecks durch verbesserte Anpassung an die mittlere Fortschrittsrichtung des Seegangs ist in Abb. 3 wiedergegeben. In Küstengebieten mit starken hydrodynamisch-morphologischen Wechselwirkungen ist eine derartige Abschätzung durch erfahrenes Personal ohne Schwierigkeiten zu treffen. Die Schwankungsbereiche sind hier zumeist sehr eng, so daß die Notwendigkeit ständiger Anpassungen nicht gegeben ist.

4. Fehlerabschätzungen

Die stärkste Energieumwandlung erfährt der Seegang im Modellgebiet durch die Energieumwandlung auf dem Riffbogen des Norderneyer Seegats (NIEMEYER, 1983, 1986, 1987). Alle wesentlichen in HISWA enthaltenen Mechanismen mit Ausnahme der Wechselwirkungen von Seegang und Strömungen treten in diesem Bereich evident auf. Von daher erscheint es zweckdienlich, Fehlerabschätzungen in einem ersten Schritt für diesen Bereich außerordentlich starker Änderungen des Seegangs vorzunehmen. Vorab ist mit zwei Datensätzen eine Optimierung für die Parameter des Brecherkriteriums im Modell nach BATTJES und JANSSEN (1979) vorgenommen worden.

Für insgesamt zehn Berechnungsfälle sind die im Modell berechneten Veränderungen der signifikanten Wellenhöhen vom Küstenvorfeld bis zum Inselvorstrand von Norderney mit Naturmessungen verglichen worden. Hierbei ist ein mittlerer prozentualer Fehler von -4% bei den Wellenperioden und +12% bei den signifikanten Wellenhöhen eingetreten. Während bei den Perioden nur eine geringe Schwankungsbreite vorhanden ist, ist bei den signifikanten Wellenhöhen eine Abnahme des Fehlers mit wachsenden Höhen erkennbar (Abb. 1 u. 2). Die Übereinstimmung zwischen Modell- und Meßwerten wird – insbesondere hinsichtlich der mit der Wellenhöhe steigenden Qualität – als ermutigend empfunden, zumal durch die zusätzliche Berücksichtigung der Wechselwirkungen von Seegang und Strömungen noch weitere Optimierungsreserven in dem Modell stecken.

In diesem Zusammenhang ist für einen Berechnungsfall separat die anteilige Wirksamkeit der hier bei der Modellierung berücksichtigten Quellen und Senken für diesen Bereich untersucht worden (Abb. 4). Das Modell wurde im Referenzfall mit der Wirkung von örtlichem Wind, Bodenreibung und Brechen gerechnet. Danach wurde sukzessiv jeder dieser Wirkgrößen bei einem Rechenlauf des Modells eliminiert. Das Gesamtergebnis zeigt, daß bei Berücksichtigung aller Quellen und Senken das optimale Ergebnis im Vergleich zu den Na-

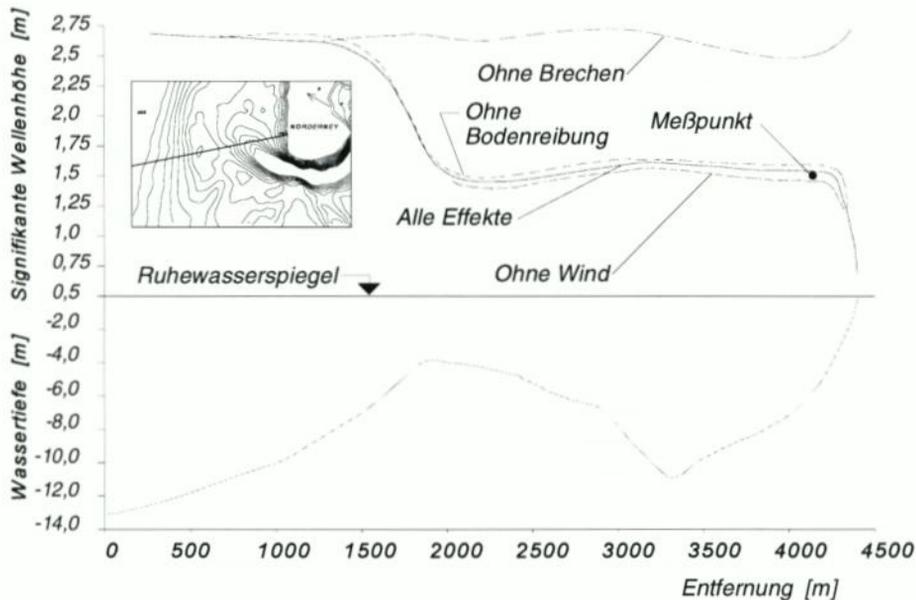


Abb. 4: Anteilige Wirksamkeit von örtlichem Wind, Bodenreibung und Brechen auf die Modellergebnisse (DEN ADEL et. al., 1991)

turdaten erreicht wird (Abb. 4). Der im Modell ermittelte Wert mit einer Reduktion von 43% liegt nicht nur eng bei dem Wert der Vergleichsmeßreihe, sondern entspricht auch nahezu deckungsgleich dem von NIEMEYER (1983, 1987c) ermittelten Durchschnittswert einer Vielzahl von Naturmessungen.

5. Morphologie des Modellgebietes

Das Modellgebiet umfaßt das Einzugsgebiet des Norderneyer Seegats einschließlich des vorgelagerten Küstenvorfeldes. Als Teil des Ostfriesischen Wattenmeeres wird es durch für dieses Gebiet charakteristische morphologische Großformen geprägt: Düneninseln, Seegat mit Ebb- und Flutdelta sowie ein Tidebecken mit den tributären Rinnensystemen des Seegats und Wattwasserscheiden (Abb. 5). Wesentlich für die Gesamtabläufe im System ist die Kette seewärts vorgelagerter Düneninseln, die vom Festland durch Watten wechselnder Ausdehnung getrennt sind. Die Füllung und Entleerung dieser Gebiete erfolgt im Tiderhythmus durch die Seegaten mit schmalen, tiefen Rinnen über ein weitverzweigtes System von Baljen und Prielen. Seewärts sind die Seegaten von Riffbögen (Ebbdeltas) begrenzt. In dieser Gleichgewichtsformation von Seegang und Strömungen und des daraus resultierenden Küstenquer- und -längstransports verzweigt sich das Seegat in eine Anzahl von Stromrinnen, die von einer Kette amphibischer Platen separiert werden. Über die Riffbögen erfolgt zum einen die Litoraldrift zwischen den Düneninseln und zum anderen der Materialaustausch zwischen offener See und Watt, für den die Riffbögen eine Pufferfunktion (STIVE u. EYSINK, 1989; NIEMEYER, 1990) haben.

Die Seegaten bilden die Verbindung zwischen dem Seegebiet und dem Wattenmeer, das in deren Nähe noch stark in Rinnen und amphibische Bereiche gegliedert ist. Mit wachsender Entfernung vom Seegat werden die amphibischen Bereiche zunehmend großflächiger und höher als in Nähe des Seegats bis hin zur Ausbildung von Verlandungsbereichen als Übergang zu Hellern oder Salzwiesen. Das vielfältige morphologische Formeninventar wird von der gestaltenden Kraft des Seegangs mitgeprägt, verändert ihn aber auch in erheblichem Maß bei seinem Fortschritt von der offenen See in das Küstenvorfeld und bei seiner Fortpflanzung auf den Watten vor dem Erreichen der Insel- und Festlandsküsten. Es war daher nicht nur sinnvoll, sondern auch erforderlich, die Topographie des Untersuchungsgebietes bei der Konzeption des Modells zu berücksichtigen.

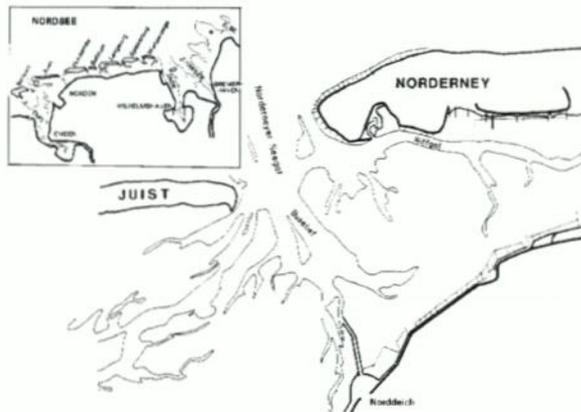


Abb. 5: Lageplan des Einzugsgebietes des Norderneyer Seegats

Der mittlere Tidenhub variiert im gesamten Tidebecken nur geringfügig zwischen 2,4 m am Pegel Norderney und 2,6 m nahe der Festlandsküste und liegt somit insgesamt im hoch mesotidalen Bereich. Die aus Phasenverschiebungen entstehenden Gradienten erreichen bei Normaltiden sowohl in West-Ost- als auch in Nord-Süd-Richtung Maximalwerte von 2 bis 3 dm (NIEMEYER, 1990). Nipp- und Springtiden modulieren den Tidenhub um bis zu $\pm 0,7$ m. Der höchste bei Sturmfluten gemessene Stau betrug am 16. Februar 1962 am Pegel Norderney 2,87 m. Nach der hydrodynamischen Seegatklassifikation (NIEMEYER, 1990) ist das Norderneyer Seegat mit einem mittleren Tidenhub von 2,4 m und einer im Jahresmittel zwischen 0,7 bis 1,0 m betragenden signifikanten Wellenhöhe im Küstenvorfeld als tide- und seegangsgeprägtes Seegat mit überwiegender Tideeinwirkung zu klassifizieren.

Hinsichtlich der Ausbildung von Seegang im Küstenvorfeld, der auf die Watten einschwingt, ist der Sektor der Windrichtungen von West bis Nordost bedeutsam; für die Entwicklung erhöhter Wasserstände, die eine Fortpflanzung energiereichen Seegangs ermöglichen, der von West bis Nordwest. Außer bei erniedrigten Wasserständen tritt die Entwicklung ortständiger Windsee im Wattenmeer vornehmlich bei östlichen bis südwestlichen Windrichtungen auf. Der aus der Nordsee in das Wattenmeer einschwingende Seegang wird durch die Riffbrandung im Bereich des Ebbdeltas vollständig umgewandelt, wobei ein neues Seegangssystem angeregt wird, das sich – primär bestimmt von Wechselwirkungen mit den morphologischen Formationen – über das Seegat und dessen tributäre Rinnen auf die Watten bis an die Insel- und Festlandsküsten fortpflanzt.

6. Ausgewählte Ergebnisse

6.1 Randbedingungen

Das HISWA-Modell für das Küstenvorfeld und das Wattenmeer bei Norderney wird durch gemessene Parameter des Seegangs als Anfangsbedingung am seewärtigen Rand gesteuert. Darüber hinaus werden die Wasserstände am Pegel Norderney-Riffgat und die Winddaten der Wetterstation Norderney als Randwerte in das Modell eingegeben. Eine Übersicht dieser Steuergrößen ist in Tab. 1 zusammengefaßt. Im folgenden werden anhand ausgewählter Berechnungsbeispiele einige für das Untersuchungsgebiet charakteristische Vorgänge seegangsbedingter hydrodynamisch-morphologischer Wechselwirkungen im Zusammenhang mit den aus bisherigen Naturuntersuchungen vorhandenen Erkenntnissen diskutiert. Primäres Ziel ist hierbei zu prüfen, ob und inwieweit das Modell in der Lage ist, die physikalisch relevanten Prozesse naturähnlich zu reproduzieren, und in welchem Umfang das Modell die Möglichkeit bietet, vertiefte Einsichten in die Physik der Vorgänge zu gewinnen und punktuell vorhandenes Wissen zu erweitern. Ergänzend sind in einem Anhang weitere Ergebnisse von Modellrechnungen in Form von Ergebnisgrafiken zusammengefaßt, die zusätzliche Einblicke in die Leistungsfähigkeit des Modells gewähren.

6.2 Berechnungsergebnisse für einzelne Seegangereignisse

6.2.1 Modellrechnung 01

Bei einem Wasserstand von NN + 2,10m am Pegel Norderney-Riffgat und einer signifikanten Wellenhöhe von

$$H_s = 2,69 \text{ m}$$

Tabelle 1: Hydrographische und meteorologische Steuergrößen für das Modell

Sturmereignis			Randbedingungen am seawärtigen Modellrand des äußeren Teilmodells				Meteorologische Randbedingungen	
Nr	Meßzeitraum	zugehörige Hoch/Niedrigwassereintrittszeiten	Wasserstand [NN+ m]	sign. Wellenhöhe [m]	Wellenperiode [s]	mittl. Wellenangriffsrichtung	Windgeschwindigkeit [m/s]	Windrichtung
01	24.01.86 09:32-09:42	10:10 16:24	+2.10	2.69	6.4	317°	13.8	310°
02	24.01.86 10:05-10:15	10:10 16:24	+2.20	2.61	7.6	315°	14.6	300°
03	20.10.86 20:34-20:44	00:40 18:20	+0.35	1.53	5.5	360°	16.7	350°
04	20.10.86 22:34-22:44	00:40 18:20	+1.35	1.70	6.2	325°	15.8	320°
05	21.10.86 00:34-00:44	00:40 18:20	+2.09	1.65	6.2	320°	14.4	320°
06	21.10.86 02:34-02:44	00:40 18:20	+1.78	1.69	5.4	310°	16.4	300°
07	21.10.86 04:34-04:44	00:40 18:20	+0.70	1.77	5.7	310°	14.9	300°
08	10.09.84 15:11-15:21	12:10 19:20	+1.28	1.69	5.7	317°	18.6	320°
09	11.09.84 03:58-04:11	00:45 07:20	+0.20	1.93	6.6	313°	10.3	290°
10	02.02.83 02:22-02:32	03:22 10:53	+3.35	4.04	8.08	310°	18.5	300°

am äußeren Rand des Modells im Küstenvorfeld ergeben sich im Modellgebiet Isolinien der signifikanten Wellenhöhen, die etwa bis zu einer Tiefe von NN -6,00 m mit $H_s = 2,5$ m parallel zu den Konturen der Bodentopographie verlaufen (Abb. 6). Danach setzen starke Wechselwirkungen mit der stark gegliederten Morphologie des Riffbogens ein, die zu Deformationen der Wellenhöhenisolinien führen. Die Umformungen in Anpassung an die Morpho-

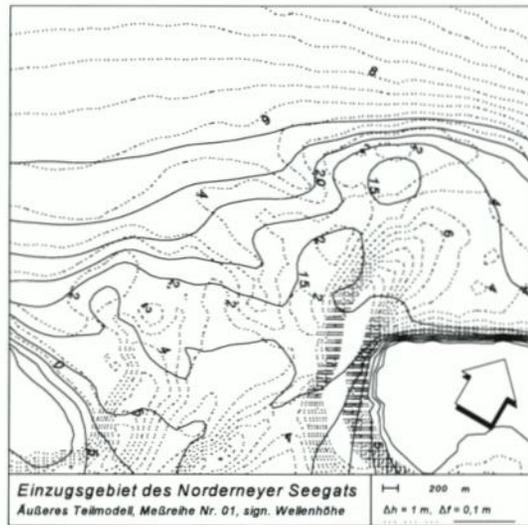


Abb. 6: Isolinien der signifikanten Wellenhöhen für den Berechnungsfall 1 mit hinterlegter Bodentopographie (gepunktete Linien, dünne Beschriftung)

logie sind um so ausgeprägter, je mehr die Formationen in Richtung der Wellenfortpflanzung liegen. Im Bereich von Kalfamergat, Spaniergat und Schluchter richten sich die Isolinien der Wellenhöhen daher stärker an den Tiefenlinien aus als im wesentlich tieferen Norderneyer Seegat, das fast quer zur Einschwingrichtung des Seegangs liegt. Bis zum Erreichen des Norderneyer Seegats hat der von See einlaufende Seegang erheblich intensivere Umformungen erfahren als in den Rinnen des Ebbdeltas. Wesentlichstes Merkmal der Wechselwirkungen von Seegang und Morphologie im Bereich des Ebbdeltas ist die enorme Energiedissipation auf dem Riffbogen, die auf den Nordwestgründen im östlichen Teil viel stärker konzentriert ist als im zentralen oder westlichen Bereich und sich auch in einer starken Abnahme der Wellenhöhen widerspiegelt (Abb. 7). Ein Grund hierfür ist in dem steilen Anstieg des Untergrunds zu suchen, wie bereits bei Naturuntersuchungen (NIEMEYER, 1987a) ermittelt worden ist.

Wesentlich nachhaltiger auf den Seegang ist die Wirkung der tiefen Rinne des Norderneyer Seegats auf die räumliche Verteilung der mittleren Wellenperioden, die beim Durchschwingen durch die Rinne kaum verändert werden, während die Wellenhöhen abnehmen. Die stärksten Änderungen der mittleren Periode des Seegangs findet auch im Bereich der stärksten Energiedissipation auf den Nordwestgründen statt. Ähnlich wie bei den Perioden verhalten sich – nicht unerwartet – die mittleren Wellenlängen (Abb. 8), wobei die Kopplung von Isolinien und Tiefenlinien insbesondere im Norderneyer Seegat bei den Wellenlängen noch deutlicher ist als bei den Perioden. Trotz der intensiven seewärts vorgelagerten Energiedissipation des Seegangs auf den Nordwestgründen schwingen die relativ längsten Wellen in die tiefe Rinne des Norderneyer Seegats ein.

Im äußeren Teilmodell prägen die Wechselwirkungen von Rinnen und Platen mit dem Seegang deutlich den Verlauf der Isolinien der signifikanten Wellenhöhen. Nach Passieren von Riffbogen und Seegat lassen sich vergleichbare Auswirkungen morphologischer Formen auf die Ausbreitung des Seegangs kaum noch erkennen. So breitet sich der Seegang mit den relativ größten Wellenhöhen dort am stärksten über die Steinplate aus, und auf dem Watt Rücken Hohes Riff sind höhere Wellen als im inneren Teil des Riffgats. Nachdem der Seegang auf den Platen des Riffbogens eine erhebliche Verformung und Abschwächung erfahren hat,

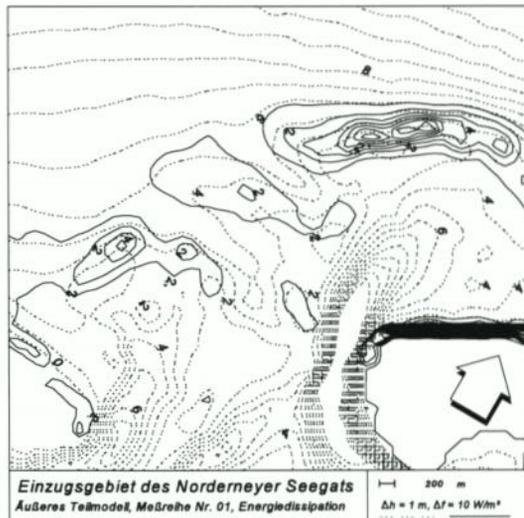


Abb. 7: Isolinien der Energiedissipation mit Bodentopographie

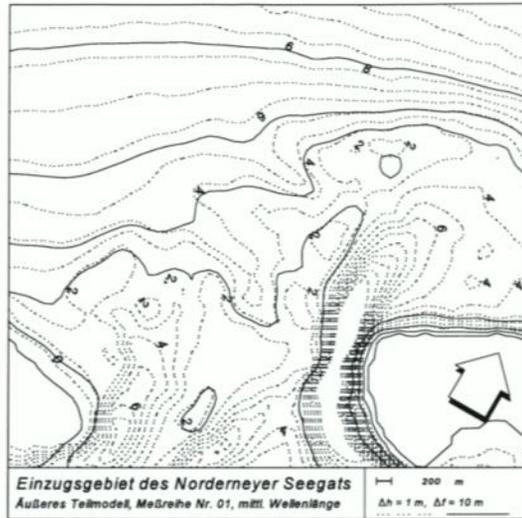


Abb. 8: Isolinien der mittleren Wellenlängen mit Bodentopographie

sind die größeren Wassertiefen in den Rinnen offensichtlich von nachrangiger Bedeutung für seine Höhenentwicklung. Selbst Wassertiefen von mehr als 10 m, wie die im Busetief, bleiben ohne erkennbaren Einfluß auf die Isolinien der Wellenhöhen. Einzig die Itzendorfer Plate ist aufgrund ihres hohen Geländeniveaus eine bereichsweise signifikant den Seegang dämpfende morphologische Großform.

Die enormen Veränderungen des Seegangs beim Einschwingen von See auf die Küste lassen sich ebenfalls mit Hilfe einer dreidimensionalen Darstellung von Wattoptographie und Isolinien der signifikanten Wellenhöhen besonders verdeutlichen (Abb. 9 u. 10). Diese Grafiken basieren auf Daten einer Modellrechnung, bei der die unmittelbare Windwirkung im Modell eliminiert worden ist. Der ausgeprägte Peak im Hintergrund läßt die starke Abnahme der Wellenhöhen am Nordstrand von Norderney, die in vergleichbarer Form auch im Bereich des Seegats auftreten, deutlich erkennbar werden. Bei der Ausbreitung wattseitig des Seegats erfährt der unmittelbar vom Seegat auf die Festlandsküste einschwingende Seegang die geringsten Höhenverluste, wodurch der in unmittelbarer Wirkrichtung des Seegats liegende Abschnitt den stärksten Seegangsbelastungen der Festlandsküstenbereiche im Einzugsgebiet ausgesetzt ist. Dieser sogenannte Tunneleffekt der Seegaten spiegelte sich in der Vergangenheit in Landverlusten wider, die sich mit der Verlagerung der Seegaten ebenfalls in wechselnden Festlandsbereichen auswirkten (NIEMEYER, 1990). In Lee der Inseln breitet sich hingegen nur schwächerer Seegang aus, der zu den Wattwasserscheiden hin weiter abnimmt und so die Voraussetzungen für höherliegende Watten mit feiner werdenden Sedimenten bis hin zu Verlandungsbereichen und der Ausbildung von Salzwiesen ermöglicht (NIEMEYER, 1983, 1987b).

6.2.2 Modellrechnung 02

Die Randbedingungen des Fallbeispiels 2 ähneln denen des Falls 1 hinsichtlich der meisten Parameter (Tab. 1). Der wesentliche Unterschied besteht darin, daß die mittlere Wellenperiode mit 6,7 s gegenüber 5,3 s um etwa 20% länger ist. Hinsichtlich der räumlichen Ver-

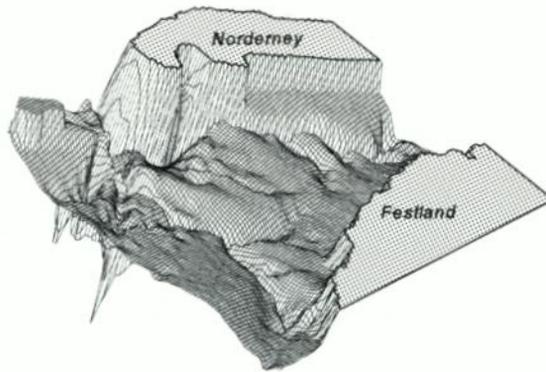


Abb. 9: Topographie des inneren Modellgebietes mit Blick auf die Insel Norderney

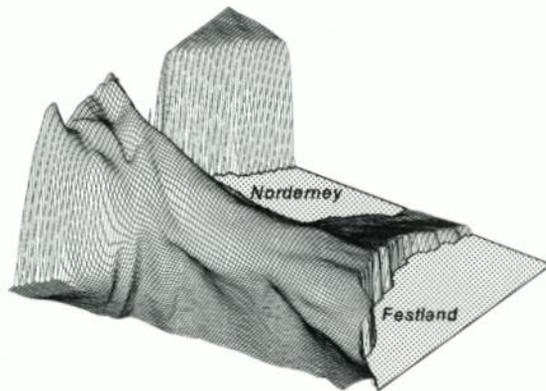


Abb. 10: Verteilung der Wellenhöhen im inneren Modellgebiet

teilung der signifikanten Wellenhöhen hat aber diese Differenz kaum Auswirkungen, wie der Verlauf von deren Isolinien im Modellgebiet zeigt (Abb. 11 u. 6). Der unmittelbare Vergleich absoluter Wellenhöhen veranschaulicht hingegen, daß trotz nur geringerer Unterschiede der Ausgangswellenhöhen im zweiten Fall die Wellenhöhen während des gesamten Umformungsvorganges auf den Platen etwa 10% höher sind als im ersten. Im Norderneyer Seegat sind die Isolinien der signifikanten Wellenhöhen für beide Berechnungsbeispiele unterhalb einer Wellenhöhe von

$$H_s \leq 1,25\text{m}$$

nahezu identisch (Abb. 12). Insgesamt ist aber die Energiedissipation trotz der geringeren Höhenabnahmen bei ähnlichem Verlauf im zweiten Fall höher als im ersten (Abb. 13). Die Isolinien der mittleren Wellenperiode sind auf höherem Niveau kongruent zu denen des ersten Falls (Abb. 14). Auch hier zeigt sich der große Einfluß der tiefen Rinnen des Norderneyer Seegats und des Kalfamergats, eine Einschätzung die auch für den Verlauf der mittleren Wellenlängen zutrifft (Abb. 15).

6.2.3 Modellrechnungen 05 und 07

Die äußeren Randbedingungen sind bis auf die um mehr als einen Meter niedrigere signifikante Wellenhöhe nahezu identisch mit denen des Falls 1, der auch hier als Referenz dienen soll. Ein unmittelbarer Vergleich der Isolinien für die signifikanten Wellenhöhen (Abb. 16) veranschaulicht deutlich die höhenlimitierende Wirkung des Riffbogens. Nach Querung des Platenbereichs des Ebbdeltas ergeben sich – trotz der stark unterschiedlichen Ausgangswellenhöhe – nahezu identische Isolinien mit Wellenhöhen von 1,5m. Größere Unterschiede für die Wellenhöhen in einer Größenordnung von etwa 15–20% ergeben sich nur in der tiefen Rinne des inneren Teils des Norderneyer Seegats.

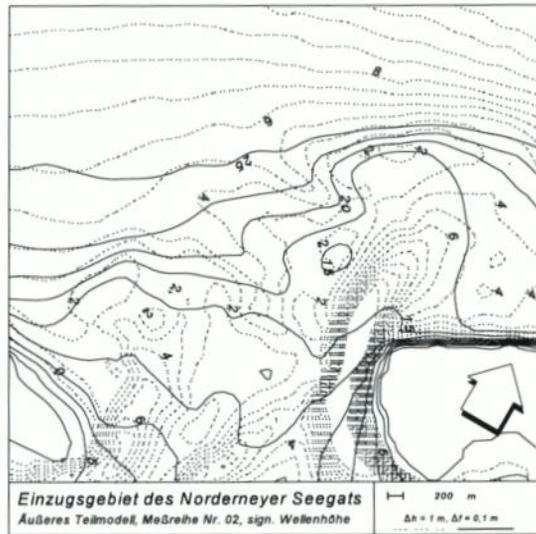


Abb. 11: Isolinien der signifikanten Wellenhöhen für den Berechnungsfall 2

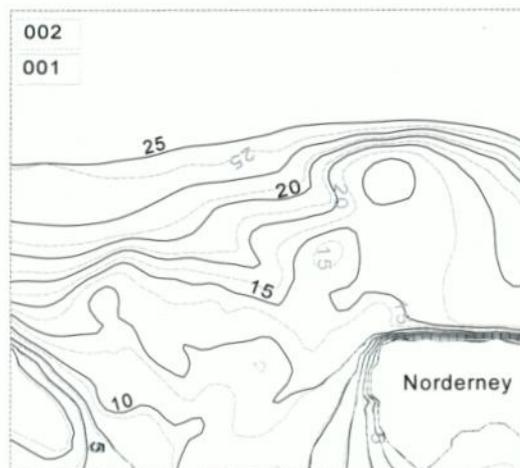


Abb. 12: Vergleich der sign. Wellenhöhen der Berechnungsfälle 1 u. 2, Angabe der Wellenhöhen in (dm)

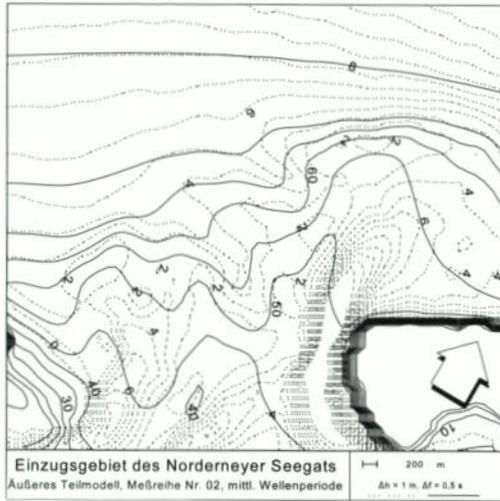


Abb. 13: Isolinien der mittl. Wellenperiode für den Berechnungsfall 2, Angaben der Perioden in (0,1 s)

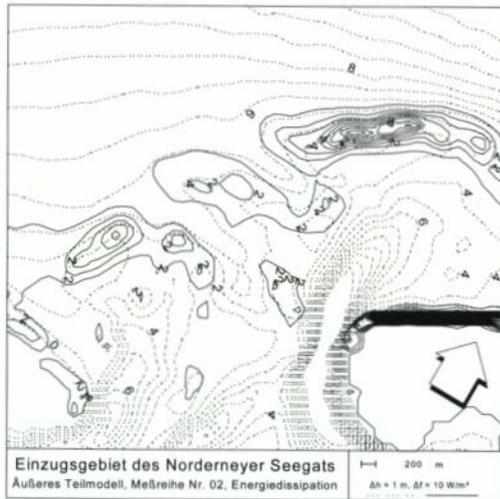


Abb. 14: Isolinien der Energiedissipation für den Berechnungsfall 2

Die Bedeutung der Wassertiefen auf dem Riffbogen wird für den Fall 7 mit erheblich niedrigeren Wasserständen (Tab. 1) evident: Die Abnahme der signifikanten Wellenhöhen nimmt – bei annähernd gleichen Ausgangswellenhöhen – deutlich zu. Die mittleren Wellenperioden verteilen sich gemäß der Isolinien zwar gleichförmig, doch sie sind im Fall 5 – analog zu den Ausgangswerten – länger (Abb. 17). Allerdings sind offensichtlich die Ausgangsbedingungen hierfür nicht primär maßgebend: Die mittleren Wellenlängen sind im Fall 5 am äußeren Rand des Berechnungsgebietes noch geringfügig kürzer, was aufgrund der Zusammenhänge von relativer Wassertiefe, Wellenperiode und -länge zwingend ist, nach der Verformung des Seegangs im Bereich des Riffbogens aber durchweg etwas länger als im Fall 1.

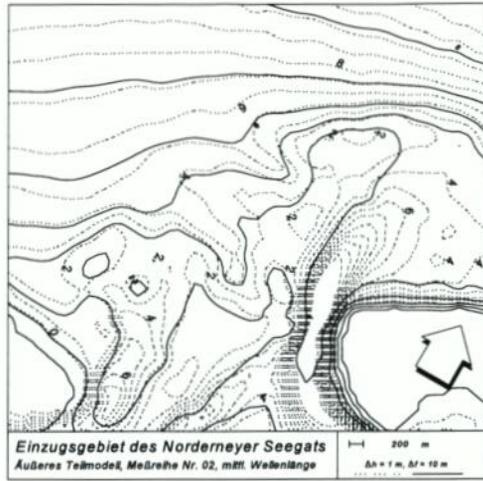


Abb. 15: Isolinen der mittl. Wellenlänge für den Berechnungsfall 2

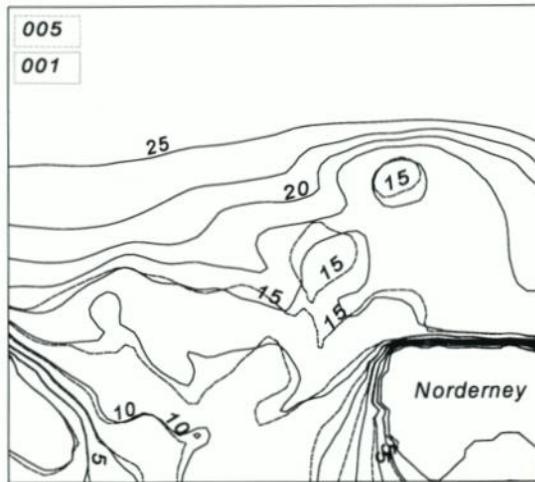


Abb. 16: Vergleich der Isolinen der sign. Wellenhöhen der Berechnungsfälle 1 u. 5, Angabe der Wellenhöhen in (dm)

Diese Unterschiede sind aber nach dem Passieren des Seegats bei der Ausbreitung des Seegangs im Tidebecken des Norderneyer Seegats nicht mehr vorhanden. Dieser Vorgang entspricht früheren phänomenologischen Analysen des Seegangsklimas auf der Grundlage von Naturmessungen in diesem Gebiet. Hierbei wurde festgestellt, daß der Seegang im Seegat eine Filterung erfährt, die zu einem – weitgehend von Wasserstand und Anlaufhöhe unabhängigen – einheitlichen Ausbreitungsverhalten im Tidebecken des Seegats führt (NIE-MEYER, 1983, 1986).

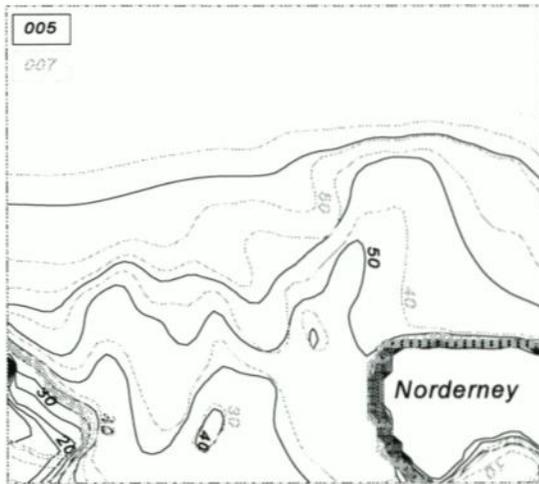


Abb. 17: Isolinen der mittl. Wellenperioden der Berechnungsfälle 5 und 7, Angaben der Perioden in (0,1 s)

6.3 Veränderungen kennzeichnender Seegangparameter

6.3.1 Vergleich von Wellenhöhen-Wassertiefen-Verhältnissen

Das Wellenhöhen-Wassertiefen-Verhältnis ist nach Naturuntersuchungen des Seegangs im Bereich der Ostfriesischen Inseln und Küste sowohl für die Energieumwandlung auf den Riffbögen der Seegaten (NIEMEYER, 1983, 1986, 1987a) als auch für hydrodynamisch-morphologische Wechselwirkungen im Wattengebiet (NIEMEYER, 1983, 1984, 1991; NIEMEYER, GÄRTNER u. GRÜNE, 1992) ein bedeutsamer Faktor. Aus diesem Grund wurden ergänzend zu den Standardausgaben des Modells HISWA für die Modellrechnungen auch Ergebnisgrafiken für diese Parametrisierung erstellt.

Es werden die Ergebnisse der Modellrechnungen für die Fälle 1, 5 und 7 verglichen. Hierbei sind folgende Variationen der Anfangs- und Randbedingungen (Tab. 1) von Interesse: Die Fälle 1 und 5 weisen annähernd gleich hohe Wasserstände mit einem Stau von etwa einem Meter auf, während sich die signifikanten Wellenhöhen im Küstenvorfeld um etwa die gleiche Größenordnung unterscheiden. Die Berechnungsbeispiele 5 und 7 weisen hingegen annähernd gleich hohe signifikante Wellenhöhen im Seegebiet bei einer Wasserstands Differenz von etwa 1,3 m auf.

In allen drei Fällen erhöhen sich die Verhältnismerte von Wellenhöhen und Wassertiefen beim Einschwingen des Seegangs vom Küstenvorfeld in den Bereich des Ebbdeltas und nehmen ab, nachdem der Seegang die Platen des Riffbogens passiert hat. Erwartungsgemäß zeigen Betrachtungen der relativen Wellenhöhen H/h (Abb. 18 u. 20) im äußeren Modellgebiet sehr deutlich die intensiven Wechselwirkungen zwischen Seegang und morphologischen Formationen im Bereich des Riffbogens. Auch quantitativ wird deutlich, daß die Energieumwandlung im Bereich des Ebbdeltas – wie anhand von Naturmessungen bereits analysiert – mit der Wellenhöhen-Wassertiefen-Relation steigt. Dementsprechend hat die hohe Energiedissipation im Berechnungsfall 1 dazu geführt, daß der Verhältnismwert nach Passieren des Riffbogens so stark abgenommen hat, daß die Unterschiede zu den Seegangsverhält-

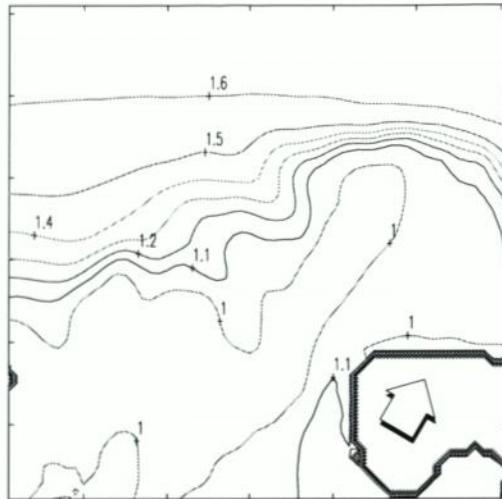
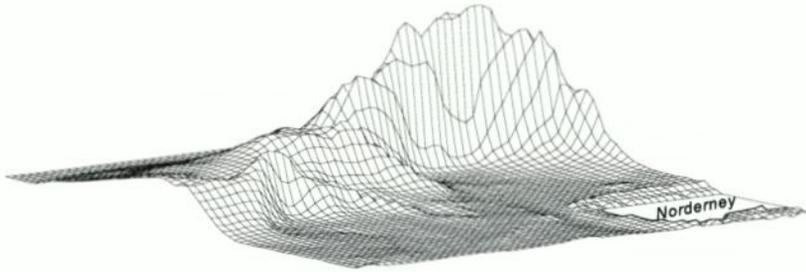
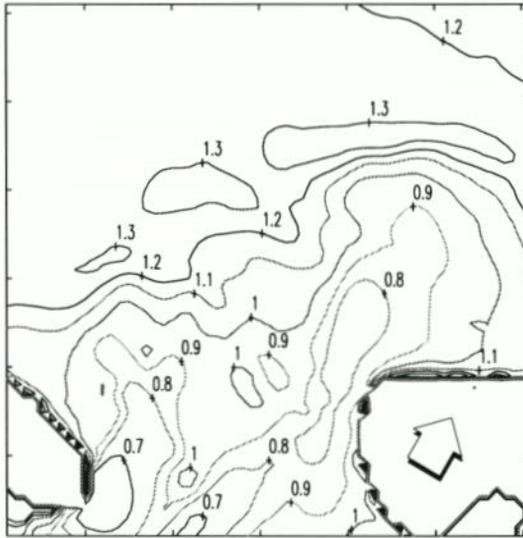


Abb. 18: Verhältnis (Fall 1/Fall 5) relativer Wellenhöhen (H/h)

nissen des Berechnungsfall 5 fast vollständig abgebaut worden sind. Diese Aussagen erfahren eine klare Bestätigung bei unmittelbarem Bezug der Energiedissipation zur Wassertiefe (Abb. 19). Die Modellergebnisse liefern somit – in Einklang mit bisherigen Erkenntnissen – glaubwürdige quantitative Angaben: Im Berechnungsbeispiel 1 mit dem deutlich stärkeren Seegang im Küstenvorfeld findet auf dem Riffbogen im Bereich der Nordwestgründe vor dem Inselvorstrand von Norderney eine im Maximum 39,4-fach höhere Energiedissipation als im Berechnungsfall 5 statt. Im westlichen Teil des Riffbogens vor dem Seegat sind die Unterschiede der Energiedissipation insgesamt geringer. Hierbei ist allerdings zu beachten, daß sich der Bereich der Energieumwandlung – entsprechend der örtlichen Platengeometrie – räumlich weiter erstreckt als im Gebiet der Nordwestgründe, was ebenfalls in Einklang mit den aus Naturmessungen abgeleiteten Erkenntnissen (NIEMEYER, 1987a) steht.

Die hier diskutierten Modellergebnisse (Abb. 18 u. 19) zeigen, daß bei in etwa gleich hohen Wasserständen Zunahmen der Wellenhöhen im Küstenvorfeld zu einem exponentiellen Anstieg der Energiedissipation auf dem Riffbogen führt, wodurch die Wellenhöhen so stark reduziert werden, daß im Bereich des Seegats zwischen Juist und Norderney das Wellenhöhen-Wassertiefen-Verhältnis in beiden Fällen – unabhängig von den Höhen der Ausgangswellen – gleich bleibt.

Auch ein Vergleich der Berechnungsbeispiele 5 und 7 bestätigt die Ergebnisse der anderen Fallvergleiche wie der Erkenntnisse aus Naturmessungen (Abb. 20). Beim Berechnungsbeispiel 7 zeigt sich im Vergleich zum Fall 5, daß das Wellenhöhen-Wassertiefen-Verhältnis für die Energieumwandlung des Seegangs beim Einschwingen über den Riffbogen auf den Inselvorstrand und in das Seegat ein sehr relevanter Faktor ist. Dessen Werte nehmen beim Einlaufen in den Bereich des Ebbdeltas auf den Platen im Fall 7 schneller zu als beim Berechnungsbeispiel 5. Nach dem Passieren des Riffbogens fallen die Verhältniswerte aber wesentlich schneller ab als im Fall 5. Ursache hierfür ist – bei etwa gleich hoher signifikanter Wellenhöhe – der beim Fall 5 um 1,39 m höhere Wasserstand. Tendenziell ergibt sich ein gleichartiges Bild ebenso für das Seegat wie auch für sein wattseitig gelegenes Flutdelta (Abb. 20).

Abb. 19: Verhältnis (Fall 1/Fall 5) der relativen Energiedissipation ($\Delta E/h$)Abb. 20: Verhältnis (Fall 7/Fall 5) relativer Wellenhöhen (H/h)

Insgesamt wird an diesen Ergebnissen im Vergleich mit vorhandenen Erkenntnissen aus Naturuntersuchungen (NIEMEYER, 1983, 1984, 1986, 1987a, 1991; NIEMEYER, GÄRTNER u. GRÜNE, 1992) deutlich, daß die Modellergebnisse nicht nur an einzelnen Punkten, an denen Kontrolldaten zur Verfügung stehen, quantitativ naturähnlich sind, sondern daß auch die Physik der Prozesse realistisch reproduziert wird.

6.3.2 Wellensteilheiten

Eine weitere entsprechende Übereinstimmung mit bisherigen Erkenntnissen zur ursächlichen Deutung (NIEMEYER, 1987a) ergibt sich auch hinsichtlich der Bedeutung der Ausgangsteilheit des Seegangs für die Riffbrandung: Im Gebiet der Nordwestgründe passiert der Seegang beim Einschwingen den relativ steilsten Anstieg der Sohle im Modellgebiet mit entsprechend zunehmender Steilheit infolge Shoaling. Dementsprechend erfolgt hier in beiden Fällen – gemessen an der Variation des Wellenhöhen-Wassertiefen-Verhältnisses – eine räum-

lich wesentlich konzentriertere Energieumwandlung, für die in den übrigen Bereichen des Riffbogens eine längere Laufstrecke erforderlich ist (Abb. 21).

Die Unterschiedlichkeit der hier modellierten Seegangsverhältnisse zeigt sich auch bei einem Vergleich der Wellensteilheiten. Im Fall 1 (Abb. 21) liegt die Ausgangsteilheit am äußeren Rand des Modells im Mittel bei 0,042, die Aufsteilung im Bereich des Riffbogens führt zu einem Wert von über 0,05. Im Berechnungsbeispiel 5 sind die Steilheiten am seeseitigen Rand des Modellgebietes noch deutlich niedriger als im Fall 1 (Abb. 22); sie steigen aber im Bereich des Riffbogens vor dem Inselvorstrand und dem Seegat zu fast gleich hohen Werten wie beim Berechnungsbeispiel 1 an (Abb. 23). Im Berechnungsfall 1 steigen die Steilheiten aber nach dem Passieren des Ebbdeltas stärker an als im Fall 5. Besonders prägt sich dieser Effekt in der tiefen Rinne des Seegats aus, wo teilweise wieder fast das Verhältnis der Steilheiten im Küstenvorfeld erreicht wird. Wie ein Vergleich mit den anderen Rinnenbereichen des Modellgebiets zeigt, in denen ein derartiger Effekt nicht mit vergleichbarer Deutlichkeit erkennbar ist, kann dieser Vorgang nicht allein durch die Tiefe der Ebbrinne des Seegats bewirkt worden sein.

6.3.3 Zusammenhänge von mittlerer Wellenlänge und Wind

Um die Auswirkungen des örtlichen Windfeldes auf die Wellenlängen im Wattgebiet untersuchen zu können, wurde das Berechnungsbeispiel 1 für das innere Modell sowohl mit als auch ohne Windeinwirkung berechnet, und die Ergebnisse durch Gegenüberstellung von Isolinen dargestellt (Abb. 24). Hieran wird zum einen die im Wattengebiet dominierende Wechselwirkung von Seegang und Morphologie deutlich. Zum anderen macht die Abnahme der mittleren Wellenlänge im Berechnungsfall mit Wind deutlich, daß der örtliche Wind den von See einschwingenden Seegang um hochfrequente Anteile anreichert. Auch in dieser Hinsicht stehen die Modellergebnisse mit den Ergebnissen von Naturuntersuchungen (NIEMEYER, 1983; NIEMEYER, GÄRTNER u. GRÜNE, 1992) in Einklang.

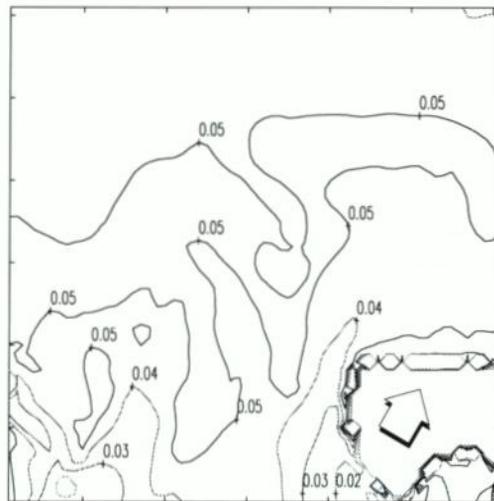


Abb. 21: Isolinen der Wellensteilheit für den Fall 1

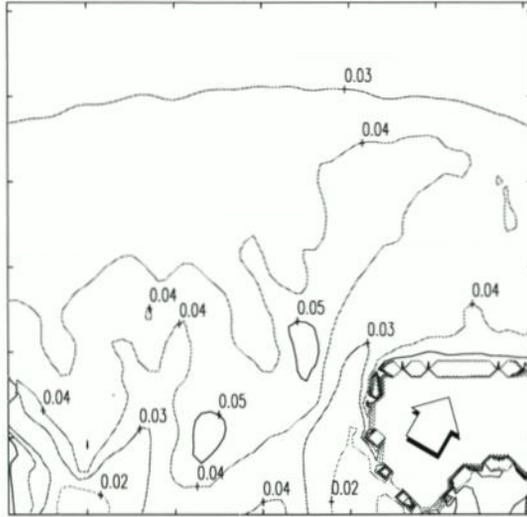


Abb. 22: Isolinien der Wellensteilheit für den Fall 5

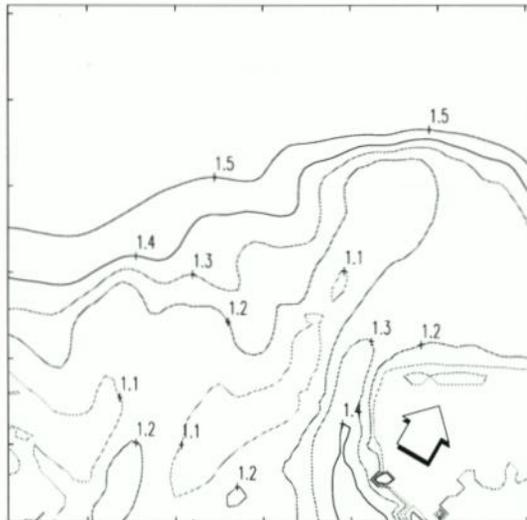


Abb. 23: Verhältnis (Fall 1/Fall 5) der Wellensteilheiten

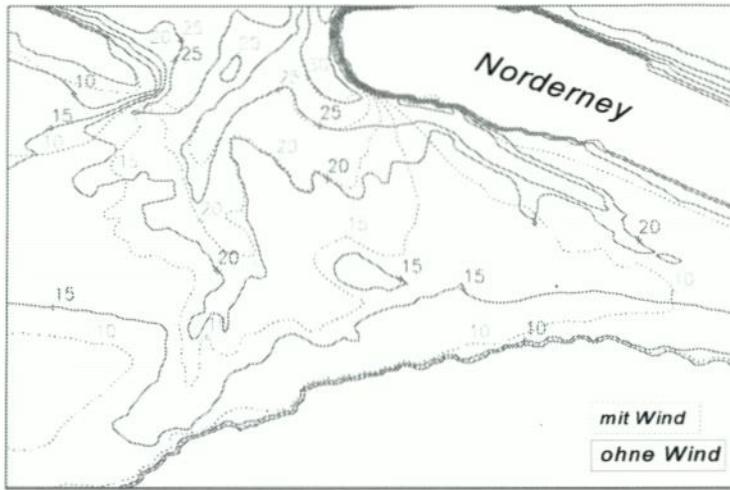


Abb. 24: Mittlere Wellenlängen (m) mit und ohne Windeinwirkung für das innere Modellgebiet

6.4 Modellierung der Seegangsausbreitung

6.4.1 Wellenhöhenentwicklung bei Sturmfluten

Anhand der räumlichen Verteilung der signifikanten Wellenhöhen in den beiden Teilmodellen soll versucht werden, ein räumliches Bild der Seegangsausbreitung bei Sturmfluten exemplarisch für die zwei Fallbeispiele 5 und 10 (Tab. 1) darzustellen. Im ersten Berechnungsbeispiel 10 wird eine Sturmflut mit einem Stau von

$$\Delta h = 2,2 \text{ m}$$

und folgenden Seegangskennwerten am äußeren Rand des Modellgebiets im Küstenvorfeld untersucht:

$$H_s = 4,04 \text{ m}, T_{m01} = 8,1 \text{ s}, \theta = 310^\circ.$$

In Tab. 2 sind die signifikanten Wellenhöhen und die mittleren Wellenperioden an der seawärtigen Modellgrenze (SEE) sowie an Referenzpunkten im Modellgebiet angegeben. Die Referenzpunkte liegen dabei im äußeren Modellgebiet (VST) am Vorstrand von Norderney und im inneren Modellgebiet an der Festlandsküste (NDD) und (RP-O). Die Tabelle erlaubt einen Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Parametern, der überwiegend gut ausfällt.

Die in Form von Isolinien mit einer Abstufung von $H_s = 0,25 \text{ m}$ graphisch dargestellte räumliche Verteilung der signifikanten Wellenhöhen (Abb. 25) zeigt deutlich die enorme seegangsdämpfende Wirkung des Riffbogens und die unterschiedliche Intensität der Riffbrandung in Abhängigkeit von der Geometrie der Platen und Rinnen des Ebbdeltas sowie des Sohlgradienten vom Vorstrand zum Riffbogen. In dessen westlichem Bereich vor dem Seegat mit großflächigen, hochgelegenen Platen und relativ tiefen, breiten Ebbdeltarinnen erfolgt die – hier als Abnahme der Wellenhöhen erkennbare – Energieumwandlung auf breite-

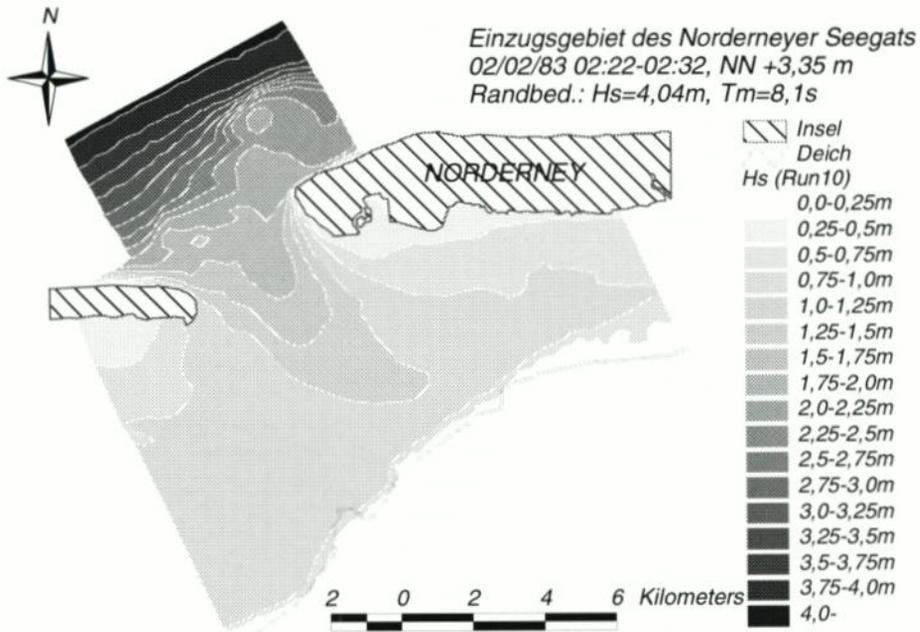


Abb. 25: Isolinien der sign. Wellenhöhen bei Sturmflut (Fall 10) für das äußere und innere Modellgebiet

Tabelle 2: Prüfung der HISWA-Berechnung am Sturmereignis Nr. 10 an verschiedenen Orten

Sturmereignis			Wellenhöhe H_s			Wellenperiode T_m		
Nr.	Datum und Zeit	Meßlokation	gemessen	HISWA	prozentualer Fehler	gemessen	HISWA	prozentualer Fehler
10	02.02.83 02.22-02.32	SEE	4,04 m	--	--	8,08 s	--	--
"	"	VST	1,84 m	1,98 m	7,6%	7,98 s	5,52 s	-30,8%
"	"	NDD	1,10 m	0,80 m	-27,3%	3,69 s	3,52 s	-4,6%
"	"	RP-O	0,92 m	0,88 m	-4,3%	3,41 s	3,59 s	5,3%
Thw _{Riffgat} 02.02.83 2.06 Ufr 844 cm PN			02.22-02.32 Uhr 835 cm PN _{Riffgat} = 840 cm PN _{NDD}					
Geländehöhe NDD NN + 0,48 cm			Höhe Sensor über Grund 15 cm				h = 2,92 m	
Geländehöhe RP-O NN + 0,44 cm			Höhe Sensor über Grund 15 cm				h = 2,96 m	

rem Raum. Im östlichen Teil des Riffbogens mit den relativ kleinflächigeren und niedriggelegeneren Platen ist hingegen die Energieumwandlung konzentrierter. Ursache hierfür ist, daß die Platengeometrie einen steileren Übergang zum Vorstrand erfordert. Hierdurch wird der Shoaling-Effekt auf den einlaufenden Seegang verstärkt, wodurch wiederum die kritische Grenzsteilheit (MICHE, 1944) eher erreicht und überschritten wird. Phänomenologische Analysen von Naturdaten (NIEMEYER, 1983, 1987a) hatten bereits gezeigt, daß die hydrodynamische Wirksamkeit des Riffbogens hinsichtlich der Seegangsdämpfung in stärkerem Maß auf diesen Effekt als auf das Überschreiten der kritischen Wellen-Wassertiefen-Relation zurückzuführen ist. Entgegen den seinerzeit geäußerten Auffassungen, die von Seegangsmessungen am wattseitigen Ausgang des Seegats abgeleitet wurden (NIEMEYER, 1983), haben nach den Modellergebnissen die stärker ausgebildeten Platen vor dem Seegat keine stärkere Dämpfungswirkung auf die Wellenhöhen als die geringer dimensionierten vor dem Inselvorstrand. Die weitergehende Dämpfung erfolgt erst im Seegatbereich; auf der Höhe des Übergangs vom Inselvorstrand zum Norderneyer Nordweststrand ist der einschwingende Seegang nicht stärker als im benachbarten Seegatbereich. Bemerkenswert ist weiterhin, daß die Rinnen des Ebbdeltas dem einschwingenden Seegang nicht als „Einfallstore“ zum Inselvorstrand und Seegat dienen. Auch hier bestätigt das Modell frühere Auffassungen, nach denen „sich die Brandungsvorgänge nicht auf die Platen beschränken, sondern auch auf den Seegang in den dazwischenliegenden Rinnen wirken“ und „die Brandung auf dem Riffbogen vor Norderney als geschlossener weißer Ring zu erkennen“ ist, „ohne daß Unterschiede zwischen Platen- und Rinnenbereichen zu erkennen sind“ (NIEMEYER, 1983). In diesem Lichte besehen, erscheint auch das überraschende Ergebnis glaubwürdig, daß der sich in den tiefen Rinnen des Seegats, Kalfamergats und Busetiefs fortpflanzende Seegang zum Teil niedrigere Wellenhöhen aufweist als in den benachbarten amphibischen Bereichen im zentralen Bereich des Seegats. In Einklang mit den aus Naturuntersuchungen abgeleiteten Erkenntnissen (NIEMEYER, 1986, 1987a) steht hingegen die geringe Seegangsbelastung im Bereich der Strände am Seegat.

Wie bereits aus Naturuntersuchungen bekannt (NIEMEYER, 1983, 1990; NIEMEYER, GÄRTNER u. GRÜNE, 1992) erfährt die dem Seegat unmittelbar gegenüberliegende Festlandsküste durch den bei Sturm aus der Nordsee einschwingenden Seegang stärkere Belastungen als die benachbarten im Inselfschatten liegenden Abschnitte. Diese Gegebenheit wird auch am Beispiel der Modellrechnung evident. Ebenso stehen die Modellrechnungen hinsichtlich der Seegangsausbreitung in Lee der Inseln in guter Übereinstimmung mit den Erkenntnissen von früheren Naturuntersuchungen (NIEMEYER, 1983). Die Distanz der Isolinie für die signifikante Wellenhöhe $H_s = 0,75$ m von der Küstenlinie nimmt in dem Bereich der Festlandsküste stetig zu, wo die Ausbildung von Salzwiesen beginnt. Von daher läßt sich auch aus diesen Modelluntersuchungen die aus Naturmessungen abgeleitete Folgerung belegen, daß sich Heller nur dort ausbilden können, wo im wattseitigen Vorfeld eine hinreichende Dämpfung des Seegangs stattgefunden hat (NIEMEYER, 1983, 1984, 1990). Ebenso kann legitimerweise aus der Modellrechnung – in Analogie zu früheren Untersuchungen (NIEMEYER, 1983) – abgeleitet werden, daß die geringere Seegangsbelastung der Vorlandedeiche nicht auf die Wirkung der Salzwiesen, sondern primär auf die Seegangsdämpfung im wattseitigen Vorfeld zurückzuführen ist.

Einschränkungen hinsichtlich der quantitativen Zuverlässigkeit des Modells müssen für die unmittelbar wattseitig an die Inseln grenzenden Bereiche gemacht werden, da hierfür das gewählte Berechnungsgitter nicht mehr optimal ist. Wie bereits grundsätzlich erläutert, können bei ungünstigem Berechnungsgitter Energielecks auftreten. Im Bereich südlich von Norderney ist das hier genutzte Rechengitter nicht optimal. Es ist vorgesehen, hier für die Zu-

kunft Möglichkeiten einer Flexibilisierung in Anpassung an die Ausbreitungsrichtungen des Seegangs zu finden. Die aus dem Modell entnehmbare starke Dämpfung der Wellenhöhen auf den Inselwatten steht aber tendenziell in vollem Einklang mit Erkenntnissen aus Naturmessungen (NIEMEYER, GÄRTNER u. GRÜNE, 1992), nach deren Ergebnissen die bisherigen Annahmen zur Seegangsbelastung der wattseitigen Inseldeiche als zu hoch eingestuft wurden.

Zum Vergleich wird hier die Höhenverteilung des Seegangs bei einer Windflut mit einem Stau

$$\Delta h = 0,95 \text{ m}$$

und folgenden Seegangskennwerten am äußeren Modellrand im Küstenvorfeld reproduziert (Abb. 26):

$$H_s = 1,65 \text{ m}, T_m = 5,1 \text{ s}, \theta = 320^\circ.$$

Die Ergebnisse der Modellrechnung für die Windflut zeigen trotz der wesentlichen Unterschiede in den Randbedingungen (Tab. 1) hinsichtlich der hydrodynamisch-morphologischen Wechselwirkungen ein in qualitativer Hinsicht weitgehend ähnliches Bild wie die Reproduktion des Seegangs für die Sturmflut, wenngleich bei insgesamt geringeren Wellenhöhen. Wesentliche Unterschiede hinsichtlich der Struktur der Isolinen und damit auch hinsichtlich der Änderungen der Wellenhöhen treten im Bereich des Ebbdeltas auf.

Augenfällig ist bei dem Vergleich beider Berechnungsbeispiele, daß sich die Höhenunterschiede für beide Berechnungsbeispiele mit dem Passieren des Riffbogens und dem Einschwingen in das Tidebecken des Norderneyer Seegats tendenziell verringern. Die grundsätzlichen Aussagen zu den Ergebnissen der Modellrechnung und ihrer Interpretation

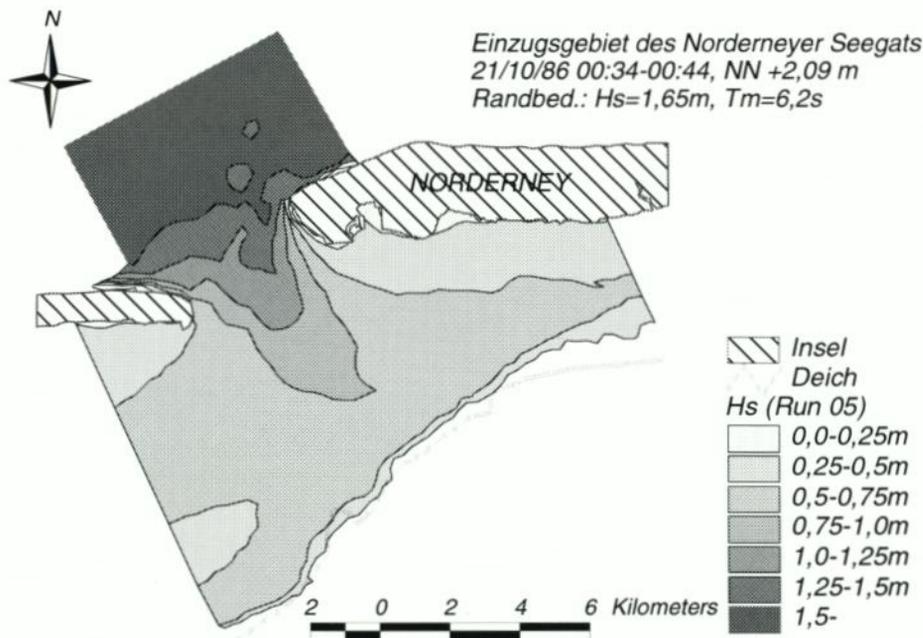


Abb. 26: Isolinen der sign. Wellenhöhen bei einer Windflut (Fall 5) für das äußere und innere Modellgebiet

für die Sturmflut des Berechnungsbeispiels 10 haben ebenso Gültigkeit für die Ergebnisse der Windflut des Berechnungsbeispiels 5. Diese Gegebenheit steht somit in gutem Einklang mit bisher entwickelten Vorstellungen zum Seegangsklima und damit zusammenhängenden hydrodynamisch-morphologischen Wechselwirkungen im Bereich der Ostfriesischen Inseln und Küste (NIEMEYER, 1983, 1984, 1986, 1987a, 1987b, 1987c, 1990, 1991; NIEMEYER, GÄRTNER u. GRÜNE, 1992).

6.4.2 Wellenlängenentwicklung unter Sturmflutbedingungen

Für die Sturmflut des Berechnungsbeispiels 10 (Tab. 1) ist die Verteilung der mittleren Wellenlängen im Modellgebiet in Form von Isolinien mit variablen Äquidistanzen von

$$2,5 \text{ m} \leq \Delta L_m \leq 10 \text{ m}$$

mit den Ergebnissen von Refraktionsuntersuchungen (NIEMEYER, 1983) vorgenommen. Im Refraktionsdiagramm ist die Seegangsausbreitung gemäß der linearen Wellentheorie für einen Wasserstand von MTHw +3,0 m und einer Wellenrichtung von $\theta = 315^\circ$ mit einer mittleren Periode von $T_m = 7 \text{ s}$ für jeden fünften Wellenkamm konstruiert worden. Trotz der unterschiedlichen Randbedingungen erschien es reizvoll, die Daten beider Informationsquellen zu vergleichen, zumal das Refraktionsdiagramm durch Beobachtungen verschiedener Art abgesichert worden ist.

Die Überlagerung der beiden räumlichen Darstellungen von Wellenkämmen aus dem Refraktionsdiagramm und von Isolinien der mittleren Wellenlängen nach den Berechnungen des HISWA-Modells (Abb. 27) spiegelt denn auch den grundsätzlichen physikalischen Zusammenhang wider. Darüber hinaus erlaubt der Vergleich die wechselseitige Bestätigung beider Verfahren. Besonders evident wird dies am Beispiel der tiefen Rinnen des Kalfamergats, des Busetiefs und des Norderneyer Seegats, wo der schnellere Fortschritt der Wellenkämme einer adäquaten Wellenlänge gegenübersteht.

Die Wirkung der Platen des Riffbogens auf die Verteilung der Wellenlängen ist hingegen deutlicher als die Beugung der Wellenkämme im Refraktionsdiagramm. Ursache für diesen Unterschied kann aber möglicherweise die Differenz von etwa 0,8 m in den Wasserständen sein, die den jeweiligen Verfahren als Randbedingung zugrunde gelegt worden sind. Allerdings treten diese Unterschiede im Bereich der im Untersuchungsgebiet weiter binnen gelegenen Platen, wie beispielsweise bei der Steinplate, nicht auf. Allein in den im Schatten der Inseln liegenden tiefen Rinnen, wie in Teilen des Kalfamergats und im Riffgat, treten markante Differenzen auf. Für diese Bereiche ist aber ein solches Ergebnis nicht überraschend, da – wie bereits an anderer Stelle erwähnt – dort aufgrund der Modellkonfiguration erhebliche Abweichungen zwischen der x-Achse des Rechengitters und der Fortpflanzungsrichtung des Seegangs auftreten können, die wiederum wegen des Rechensektors von 120° zu Energielecks führen können. Insofern liefert der Vergleich aber auch einen Hinweis darauf, in welchen Teilen des Modellgebiets die Modellergebnisse durch diesen Effekt nachhaltig beeinträchtigt sind. Gleichzeitig ist damit ein Anhalt für das Erfordernis gegeben, in welchen Bereichen durch Einrichtung von Teilmodellen mit variierenden Rechengittern eine Optimierung erfolgen sollte.

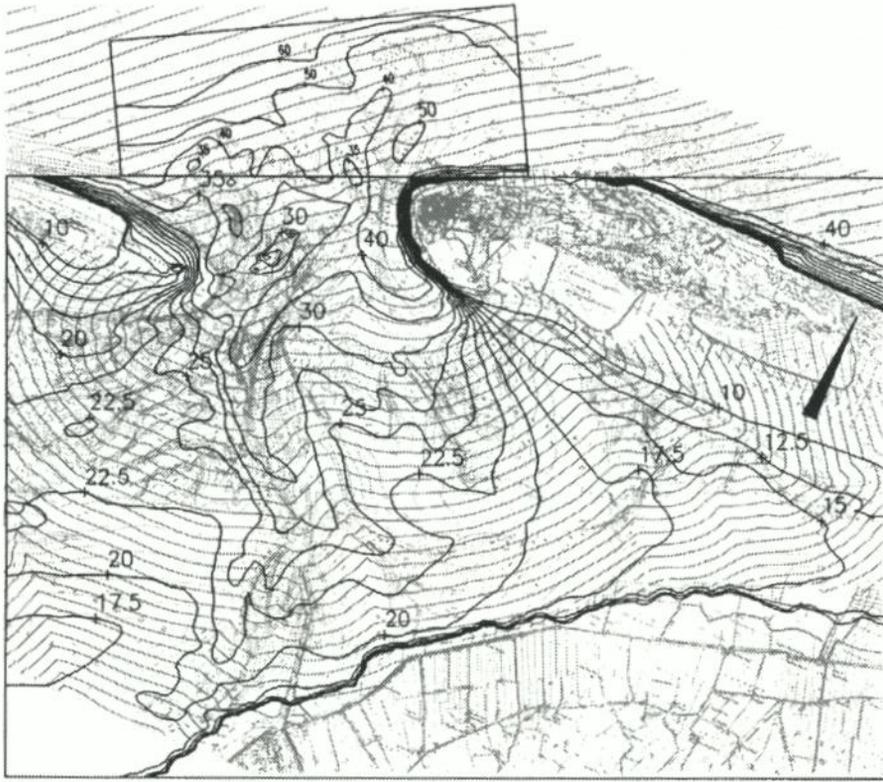


Abb. 27: Überlagerung von Refraktionsdiagramm (NIEMEYER, 1983) und Isolinien der mittl. Wellenlängen des Falls 10

7. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Das in den Niederlanden entwickelte Modell HISWA ist auf das Einzugsgebiet des Nordeener Seegats im ostfriesischen Wattenmeer und auf dessen seewärtiges Küstenvorfeld angewandt worden. Dabei wurden auch Besonderheiten der operationellen Handhabung mit Relevanz für das Untersuchungsgebiet dargestellt. Die Reproduktion physikalischer Prozesse wurde anhand ausgewählter Berechnungsbeispiele diskutiert, deren Randbedingungen zum Teil von gleicher Größenordnung sind und somit eine partielle Entkopplung von Wechselwirkungsprozessen ermöglichten. Auf der Grundlage von Berechnungen der räumlichen Verteilung der signifikanten Wellenhöhen für zwei Sturmfluten wurde eine Darstellung der Seegangsbelastung im Untersuchungsgebiet in räumlicher Differenzierung hinsichtlich seiner Naturähnlichkeit und Aussagefähigkeit erörtert sowie Überlegungen zu einem optimierten operationellen Konzept diskutiert.

Ein Vergleich der Modellergebnisse mit den Naturuntersuchungen zeigt, daß mit dem mathematischen Seegangsmodell HISWA auch in Flachwassergebieten mit stark gegliederter Morphologie eine naturähnliche Reproduktion des Seegangs möglich ist, wobei die Genauigkeit offensichtlich mit der Intensität des Seegangs wächst. Ausnahmen der Übereinstimmung lassen sich nicht nur vor dem Hintergrund der Arbeitsweise des Modells erklären, son-

dern auf dieser Grundlage lassen sich auch Ansätze für Optimierungen entwickeln. Mit Hilfe des Modells HISWA konnten nicht nur aus bisher ausgeführten Naturuntersuchungen abgeleitete Vorstellungen zum Seegangsklima im Bereich inselgeschützter Watten abgesichert werden, sondern auch die aus punktuellen Naturmessungen abgeleiteten Vorstellungen räumlich absichern und erweitern.

Darüber hinaus ermöglicht die Anwendung der Modelltechnik – mit einem begrenztem Aufwand – vertiefte Einblicke in die Physik der Vorgänge.

Von daher ist das mathematische Seegangsmodell HISWA nicht nur als ein hervorragend geeignetes operationelles Werkzeug für Anwendungsfragen im Küsteningenieurwesen zu sehen, sondern auch als „mathematisches Labor“, das mit Hilfe leistungsfähiger Rechenanlagen der Seegangsforschung im Küsteningenieurwesen zu tieferehenden Einsichten in die Physik der Prozesse bei seegangsbedingten hydrodynamisch-morphologischen Wechselwirkungen verhelfen kann. Aus diesem Grund ist es überaus sinnvoll, auch zukünftig im Wechselspiel von Modellrechnungen und Naturmessungen an weiteren Verbesserungen der Modelltechnik mitzuwirken.

8. Danksagung

Die hier beschriebenen Untersuchungen sind im Teilprojekt Wattseegang des Forschungsvorhabens Seegang und Bemessung auf Seegang im Küstenvorfeld der und in den Ästuarien der Deutschen Bucht des KURATORIUMS FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN vorgenommen wurde, das vom BUNDESMINISTERIUM FÜR FORSCHUNG UND TECHNOLOGIE gefördert wurde (MTK 0464 B) und bei der Forschungsstelle Küste des Niedersächsischen Landesamtes für Ökologie angesiedelt war. Der Dank der Autoren gilt ihren Kollegen Günther Brandt und Detlef Glaser aus dem Dezernat Hydrographie des Küstengebietes der Forschungsstelle Küste für ihre eingehende Unterstützung, sowie Ir. Adranus Franken, der in der ersten Phase des Projektes an der Modellanwendung gearbeitet hat.

Die Arbeiten wären nicht möglich gewesen ohne die kostenfreie Bereitstellung des Modells HISWA durch die niederländischen Verwaltung Rijkswaterstaat und den vielfältigen Rat niederländischer Kollegen. Stellvertretend für alle seien hier Drs. J. A. Vogel (Rijkswaterstaat), Dr. ir. N. Booij (TU Delft-Werkgroep Vloeistofmechanica) und Prof. Dr. ir. M. Stive (Waterloopkundig Laboratorium) genannt.

9. Schriftenverzeichnis

- ADEL, J. D. DEN, NIEMEYER, H. D., FRANKEN, A. F., BOOIJ, N., DEKKER, J. u. VOGEL, J. A.: Wave model application in a Wadden Sea area. Proc. 22nd Int. Conf. o. Coast. Eng. Delft, ASCE, New York, 1991.
- BOOIJ, N. u. HOLTHUIJZEN, L.: HISWA user manual. Prediction of stationary, short-crested waves with ambient currents. TU Delft, Faculteit d. Civ. Tech., 1992.
- HOLTHUIJZEN L. H., BOOIJ, N. u. HERBERS, T. H. C.: A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. Coast. Eng., Vol. 13, 1989.
- MICHE, R.: Mouvement ondulatoires de la mer en profondeur constante ou décroissante. Ann. Ponts Chaussées, 114, 1944.
- NIEMEYER, H. D.: Über den Seegang an einer inselgeschützten Wattküste. BMFT-Forschungsbericht MF 0203, 1983.
- NIEMEYER, H. D.: Hydrographische Untersuchungen in der Leybucht zum Bauvorhaben Leyhörn. Jber. 1983 Forsch.-Stelle f. Insel- u. Küstenschutz, Bd. 35, 1984.

- NIEMEYER, H. D.: Ausbreitung und Dämpfung des Seegangs im See- und Wattengebiet von Nordsee. Jber. 1985 Forsch.-Stelle Küste, Bd. 37, 1986.
- NIEMEYER, H. D.: Changing of wave climate due to breaking on a tidal inlet bar. Proc. 20th Intern. Conf. o. Coastal Eng. Taipei, ASCE, New York, 1987a.
- NIEMEYER, H. D.: Seegang und Biotopzonierung in Wattgebieten. in: Niedersächsischer Umweltminister: Umweltvorsorge Nordsee – Belastungen – Gütesituation – Maßnahmen –. Hildesheim, 1987b.
- NIEMEYER, H. D.: Seegang und Strömungen als ökologische Randbedingungen in Wattgebieten. in: Niedersächsisches Landesamt für Wasserwirtschaft. Grundlagen zur Reinhaltung der Küstengewässer. Aus- und Fortbildung in der niedersächsischen Wasserwirtschaft. Hildesheim, 1987c.
- NIEMEYER, H. D.: Morphodynamics of tidal inlets. CEEC (Civil Eng. Europ. Cours. – Progr. o. Contin. Educat.1990), Delft Univ. o. Techn. Intern. – Intern. Civ. Eng, 1990.
- NIEMEYER, H. D.: Case study Ley Bay: an alternative to traditional enclosure. Proc. 3rd Conf. o. Coast. & Port Eng. i. Develop. Countr., Mombasa/Kenya, 1991.
- NIEMEYER, H. D., GÄRTNER, J. u. GRÜNE, J.: Naturuntersuchungen von Wattseegang an der deutschen Nordseeküste. Schlußber. Forsch.-Vorh. MTK 464 B – Teil I – Bundesmin. f. Forsch. u. Technol. – Meerestech. –, 1992.
- PUTNAM, J. A. u. JOHNSON, J. W.: The dissipation of wave energy by bottom friction. Trans. AGU, Vol 30, No. 1, 1949.
- SIEFERT, W.: Über den Seegang in Flachwassergebieten. Mitt. d. Leichtweiß-Inst., H. 40, 1974.
- STIVE, M. J. F. u. EYSINK, W. D.: Dynamisch model van het Nederlandse kustsystem. Waterloopkundig Laboratorium, Rapport M 825-IV, 1989.
- VOGEL, J. A., RADDER, A. C. u. REUS, J. H. DE: Verification of numerical wave propagation projects in tidal inlets. Proc. 21st Intern. Conf. o. Coastal Eng. Malaga, ASCE, New York, 1989.