Die Küste, 59 (1997), 1-187



Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee

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



Heft 59 · Jahr 1997

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Die Küste, 59 (1997), 1-187



Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee

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

Heft 59 · Jahr 1997

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Druck- und Kommissionsverlag: Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co. Heide i. Holst. Die Küste, 59 (1997), 1-187

ISSN 0452-7739 ISBN 3-8042-0796-0

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

DENKER, HEINER, Dr.-Ing., Schneiderberg 50, 30167 Hannover; GOLDAN, HANS-JÜRGEN, Dr.-Ing., An der Südaue 12 a, 31515 Wunstorf; HOFSTEDE, JACOBUS, L. A., Dr. rer. nat., Peter-Hansen-Str. 68, 24148 Kiel ; KUNZ, HANS, Dr.-Ing., habil., Zuschlag 12, 26127 Oldenburg; LADWIG, NORBERT, Diplom-Geograph, Meldorfer Str. 2, 25770 Hemmingstedt; MÜLLER-NAVARRA, SYLVIN HEINO, Diplom-Ozeanograph, Bernhard-Nocht-Str. 78, 20359 Hamburg; NASNER, HORST, Prof. Dr.-Ing., Hochschule Bremen, Neustadtswall 30, 28199 Bremen; RENNERT, REINHOLD, Dipl.-Geoökol., Technische Universität Berlin, Institut für Geographie, Budapester Straße 44–46, 10787 Berlin; SEEBER, GÜNTER, Prof.-Dr., Schneiderberg 50, 30167 Hannover; SIEFERT, WINFRIED, Prof. Dr.-Ing., Haydnstraße 25, 27474 Cuxhaven; SPIEGEL, FRANK, Dipl. Geogr. Dr., Unter Stad 17, 79353 Bahlingen; TORGE, WOLFGANG, Prof. Dr., Schneiderberg 50, 30167 Hannover

Dr. K. FIGGE, Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie, Hamburg Prof. Dr.-Ing. W. SIEFERT, Amt für Strom- und Hafenbau, 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

Inhaltsverzeichnis

Sylvin H. Müller-Navarra und Norbert Ladwig	
Über Wassertemperaturen an deutschen Küsten	1
REINHOLD RENNERT	
Die Ermittlung fernerkundungsrelevanter inhärenter optischer Eigenschaften von Wasserinhaltsstoffen mit dem Verfahren der schrittweisen Abtrennung	27
Günter Seeber, Wolfgang Torge, Heiner Denker und Hans-Jürgen Goldan	
Präzise Höhenbestimmung des Helgoländer Pegels	39
HORST NASNER	
Sedimentation in Tidehäfen Phase II	63
FRANK SPIEGEL	
Zur Morphologie der Tidebecken im schleswig-holsteinischen Wattenmeer	115
Jacobus Hofstede	
Morphologie des St. Peter-Ording-Sandes	143
WINFRIED SIEFERT	
Hydrologie, Wasserwirtschaft und Verminderung der Gefahren von Natur- ereignissen in tiefgelegenen Küsten- und Deltagebieten (IHP-IV-Projekt H-2.2) .	173
HANS KUNZ	
"Coastal Zone Dynamics" im Rahmen der internationalen Konferenz "Dynamics of ocean and atmosphere" in Moskau/Rußland	183

Über Wassertemperaturen an deutschen Küsten

Von Sylvin H. Müller-Navarra und Norbert Ladwig

Zusammenfassung

Die Schwankungen der Temperatur des Seewassers an den Küsten der Nord- und Ostsee sind von physikalischen Prozessen mit sehr unterschiedlichen Zeitskalen abhängig. Der ausgeprägte Jahresgang mit einem Hub von etwa 20 Kelvin wird von kurzperiodischen Schwankungen überlagert, die im exponierten Wattenmeer mehrere Kelvin im Tagesverlauf erreichen können. Aber auch in der Ostsee – besonders nordwestlich von Rügen – führen Auftriebsereignisse zu kurzfristigen Abkühlungen an der Wasseroberfläche.

Die physikalischen Prozesse, die am festen Ort die zeitliche Änderung der Wassertemperatur beeinflussen, werden diskutiert. Es wird beschrieben, wie diese Physik in einem komplexen hydrodynamischen Modell, dem Operationellen Modell des Bundesamtes für Seeschiffahrt und Hydrographie, implementiert ist.

An sieben Küstenstationen – List, Helgoland, Cuxhaven, Bremerhaven, Leuchtturm Alte Weser, Norderney und Leuchtturm Kiel – werden vom Modell berechnete Wassertemperaturen über einen Zeitraum von Juni 1993 bis September 1995 mit Messungen verglichen. Der Vergleich der Zeitserien – meist tägliche Daten, aber auch stündliche Werte – ergibt eine gute Übereinstimmung. Der Vergleich mit Satellitenaufnahmen der Oberflächentemperatur zeigt zudem, daß auch die räumliche Variabilität vom Modell qualitativ gut wiedergegeben wird.

Für 60 Küstenorte zwischen Borkum und List sowie Holnis und Ueckermünde wird sodann versucht, für den Zeitraum September 1993 bis September 1995 klimatologische Unterschiede herauszuarbeiten. Dieser Teil der Untersuchung basiert ausschließlich auf stündlichen Modelldaten. Eine derartig detaillierte Untersuchung auf der Basis von Meßdaten wäre aus Kostengründen nicht realisierbar.

Summary

Temperature fluctuations of coastal waters in the North and Baltic Seas are governed by physical processes taking place on widely varying time scales. The marked annual cycle with a difference of 20 Kelvin is superimposed by short-period fluctuations that may attain several Kelvin in the course of a day in the exposed North Sea tidal flats. But also in the Baltic Sea – especially north-west of the island of Rügen – short-term cooling of the water surface may occur due to upwelling.

This paper deals with the physical processes affecting time-related water temperature changes at particular locations, and with a description of how those physical processes are implemented in a complex hydrodynamic model, the Operational Model of the Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie (Federal Maritime and Hydrographic Agency).

Modelled water temperatures for the period from June 1993 through September 1995 are compared with actual measurements at seven coastal stations: List, Heligoland, Cuxhaven, Bremerhaven, Alte Weser lighthouse, Norderney, and Kiel lighthouse. The comparison of time series – daily data in most cases, but also hourly data – shows a good match. Moreover, a comparison with satellite SST data indicates that also the quality of the modelled spatial variability is good.

It is then attempted to determine climatological differences for 60 coastal sites between Borkum and List as well as between Holnis and Ueckermünde. This part of the study is based exclusively on hourly model data because implementation of such a detailed study with measured data would not be possible for cost reasons.

Inhalt

1.	Einleitung	2
2.	Physikalische Grundlagen und Modellbeschreibung	3
3.	Vergleich Meßdaten – Modellergebnisse	7
4.	Klimatologischer Vergleich der Wassertemperaturen an 60 deutschen Küstenorten	16
5.	Ausblick	24
6.	Danksagung	25
7.	Schriftenverzeichnis	25

1. Einleitung

Die Wassertemperatur an der Meeresoberfläche ist hauptsächlich abhängig von den Wärmeflüssen an der Grenzfläche zwischen Meer und Atmosphäre. Im Inneren des Meeres spielen zusätzlich Advektions- und Vermischungsprozesse eine wichtige Rolle. Die Quantifizierung der Energieflüsse im globalen Maßstab ist durch die Klimaproblematik ("Globale Erwärmung") zur Zeit von großem wissenschaftlichen Interesse. Der Jahresgang sowie kurzperiodische Schwankungen der Wassertemperatur in Nord- und Ostsee sind vom Wassermassenaustausch mit dem Nordostatlantik nicht wesentlich beeinflußt (PRANDLE, 1995). Ein linearer Trend, also eine langjährige Erwärmung oder Abkühlung der Wassertemperatur in der Nordsee, ist aus Zeitreihen nicht abzuleiten (BECKER u. KOHNKE, 1978). Selbst neuere Untersuchungen mit Zeitreihen länger als 100 Jahre weisen keinen signifikanten Trend auf, es sind allenfalls Schwankungen mit Perioden von einigen Jahren nachweisbar (BECKER, 1996, pers. Mitt.).

Das Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie gibt wöchentlich eine Oberflächentemperaturkarte der Nordsee – die sogenannte T₀-Karte – heraus, basierend auf insitu-Messungen und Satellitendaten (BSH, o. J.). Für den Zeitraum 1971 bis 1981 sind wöchentliche und monatliche Mittelwerte für die Nordsee berechnet worden (BECKER et al., 1986). Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nordsee und Ostsee waren bereits aus älteren Daten abgeleitet worden (BÖHNECKE u. DIETRICH, 1951).

Besonders komplex ist die Thermodynamik im Flachwasser- und Küstenbereich, wo auch noch Wärmeflüsse zwischen Meerwasser und Meeresboden Bedeutung haben. Die Variabilität der Wassertemperatur in Raum und Zeit kann an der gesamten deutschen Küste nicht mit vertretbarem Aufwand ermittelt werden. Dafür wären zu viele zeitgleiche Messungen erforderlich. Da die thermodynamischen Prozesse jedoch hinreichend bekannt sind, bietet sich ein deterministischer Ansatz an. Sowohl die Wärmeflüsse zwischen Atmosphäre und Meer, als auch die Kräfte, die unterschiedlich erwärmte Wasserkörper verlagern, können mit einem numerischen Modell berechnet werden. Im Operationellen Modell des BSH (KLEINE et al., 1997), betrieben als Prognosewerkzeug der meereskundlichen Dienste zur Erledigung gesetzlicher Aufgaben in Nord- und Ostsee, sind die wichtigsten physikalischen Prozesse implementiert. Das Modell hat sich bereits im Wasserstandsvorhersagedienst, im Eisdienst und als Entscheidungshilfe bei Unfällen auf See bewährt.

Prognosegrößen sind Strömungsgeschwindigkeit (horizontal und vertikal), Wasserstand, Salzgehalt, Temperatur und Eisbedeckung. Die Daten werden zudem für Langfristuntersuchungen in einem zeitlichen Abstand von 15 Minuten abgespeichert. Die physikalischen Grundlagen und weitere Modellspezifika werden in Kap. 2 behandelt.

Für den Zeitraum 5. Juni 1993 bis 15. September 1995 stehen an sieben Orten Vergleichswerte von Küstenstationen, aufgezeichnet vom Deutschen Wetterdienst (DWD) für eine Modellvalidation (Kap. 3) zur Verfügung. Der Vergleich mit den gemessenen Daten zeigt, daß alle wesentlichen physikalischen Prozesse, die die Wassertemperatur in Nord- und Ostsee steuern, im Modell implementiert sind. Die Qualität der Meßdaten reicht teilweise nicht für eine Bewertung aus. Als am besten geeignet für die vorliegende Untersuchung erwiesen sich die automatischen Stationen LT¹ Alte Weser und LT Kiel, die stündliche Daten der Wassertemperatur liefern.

Klimatologisch gesehen, waren die Sommer 1994 und 1995 außergewöhnlich warm. So war es im Jahr 1994 im gesamten Bundesgebiet zwischen 1 und 2 K zu warm. Die Jahresmitteltemperaturen der bodennahen Atmosphäre wichen in Ostfriesland um 0,7 K, auf den Nordseeinseln und verbreitet an der Ostsee um 1 K von den vieljährigen Durchschnittswerten ab (Deutscher Wetterdienst, 1994/95). Während die Oberflächentemperaturen der Nordsee im Jahr 1993 weitgehend den Mittelwerten entsprachen (WEGNER, 1994), war es in den Jahren 1994 und 1995 zu warm im Vergleich zum langjährigen Mittel (LÖWE, 1996). Entsprechend gering war die Eisbedeckung in den Eiswintern 1993/94 und 1994/95 (STRÜBING, 1994 und 1995). Während des mäßigen Eiswinters 1993/94 bildete sich Eis von Mitte November 1993 bis Anfang Dezember 1993 in der westlichen Ostsee sowie von Februar 1994 bis Anfang März 1994 an der Ost- und Nordseeküste. Im schwachen Eiswinter 1994/95 trat Eis an der deutschen Ostseeküste nur während 2 bis 3 Wochen im Januar auf, die Nordseeküste blieb weitgehend eisfrei.

Nach einer Modellvalidation mit Meßdaten erschien eine vergleichende Klimatologie der Wassertemperaturen an der deutschen Küste, abgeleitet aus reinen Modelldaten, als gerechtfertigt. Die Wassertemperaturen an 60 deutschen Küstenorten in stündlichem Abstand vom 16. September 1993 bis 15. September 1995 wurden für die vorliegende Untersuchung aus den Modelldaten extrahiert und statistisch ausgewertet (Kap. 4).

2. Physikalische Grundlagen und Modellbeschreibung

In der Nordsee werden der Jahresgang der Wassertemperatur sowie hochfrequentere Schwankungen durch den lokalen Wärmefluß bestimmt (BECKER, 1981; LANE u. PRANDLE, 1996). Die wesentlichen Komponenten des Gesamtflusses sind seit langem bekannt und auch mit Feldexperimenten – z. B. Fladengrund-Experiment (FLEX '76) – quantifiziert worden. Für eine Erwärmungsphase in der nördlichen Nordsee wurden Energieflüsse, Temperaturen und Wärmeinhalte bilanziert (SOETJE u. HUBER, 1980).

Sowohl Nord- als auch Ostsee sind thermohalin geschichtet. Es sind ausgeprägte Sprungschichten zu beobachten, die thermische Sprungschicht entsteht dabei jeweils im Frühjahr aufgrund zunehmender Sonneneinstrahlung und Lufttemperatur (TOMCZAK u. GOEDECKE, 1964). Während in der Ostsee die Schichtung der Wassermassen bis in unmittelbare Küstennähe reicht, sorgen die Gezeitenstromturbulenz und der Wind in der Deutschen Bucht das ganze Jahr für vertikal homothermale Verhältnisse in flachen Seegebieten mit Wassertiefen unter 20 m (BECKER et al., 1992).

Der Wärmefluß an der Erdoberfläche setzt sich zusammen aus der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz, aus dem sensiblen Wärmefluß und dem latenten Wärmefluß (Abb. 1). Ca. 265 W m⁻² Solarstrahlung fallen im Jahresmittel auf eine horizontale Fläche in 53 Grad nördlicher Breite am oberen Rand der Atmosphäre ein (PEIXOTO u. OORT, 1992). Der prozentuale Anteil der einzelnen Wärmeflußkomponenten ist in Abb. 1 angegeben. Unterhalb

¹ LT - Leuchtturm



Abb. 1: Globale Wärmeflüsse (nach: WARNECKE, 1991), LW – Langwellenstrahlung, SW – Kurzwellenstrahlung, K – Konvektion, W – Wärmeleitung, E – Wärmefluß aus der Erdkruste

der Erdoberfläche muß zwischen Land und Wasser unterschieden werden. Während im Boden einfache Wärmeleitung angenommen werden kann, werden im tiefen Ozean beträchtliche Wärmemengen durch Zirkulation transportiert. In beiden Fällen kommt ein Wärmefluß aus der Erdkruste von ca. 0,06 W m⁻² hinzu (JESSOP et al., 1976).

Für die Berechnung der Wärmeflußbeiträge zwischen Atmosphäre und Meer finden sich in der Literatur eine Vielzahl von Parametrisierungen, die hier ausgewählten haben sich im Operationellen Modell des BSH bewährt. Eine ausführliche Beschreibung des hydrodynamischen Modells befindet sich in Vorbereitung für die Deutsche Hydrographische Zeitschrift (KLEINE et al., 1997); im folgenden werden daher nur die zur Berechnung der Wassertemperatur benutzten Ansätze und die für die Interpretation der Zeitreihen wichtigen Modellspezifika beschrieben.

Wir betrachten die Wassertemperatur eines ortsfesten Volumelements im Meer. Die Volumelemente sind im numerischen Modell durch ein sphärisches Gitter mit einem Gitterabstand von 1 Bogenminute definiert. Vertikal ist die Wassersäule in 10 Schichten aufgeteilt: Oberfläche bis 8 m Tiefe, 8 bis 16 m, 16 bis 24 m, 24 bis 50 m, 50 bis 100 m usw. In dem hier betrachteten Küstenbereich mit geringen Wassertiefen ist die Oberflächenschicht im Modell gelegentlich kleiner als 8 m, im Nordseebereich schwankt zudem die Schichtdicke im Gezeitenrhythmus. Ein typisches Volumelement im numerischen Modell hat also eine Mächtigkeit von 8 m und eine horizontale Ausdehnung von einer Quadratseemeile (1852 m · 1852 m). Die horizontale Modellrasterung ist in Abb. 11b erkennbar. In Flachwasserbereichen dämpfen Wärmeflüsse zwischen Wasser und Sedimentschichten kurzfristige Schwankungen, z. B. den Tagesgang der Wassertemperatur bei wolkenfreiem Himmel (ANDREWS, 1976 und 1980). Deshalb sind im Modell 3 Sedimentschichten von 0,1 m, 0,5 m und 2,5 m Mächtigkeit unterlegt. Durch Trockenfallen und Überfluten der Wattflächen wird der Tagesgang der Wasser- und Sedimenttemperaturen mit einer Störung von 12,42 h Periode überlagert (HARRISON, 1985; VUGTS u. ZIMMERMAN, 1985).

In den Gleichungen (1) bis (10) ist der Übergang von infinitesimal kleinen Volumelementen zu finiten Differenzen, wie für ein numerisches Modell erforderlich, nicht vollzogen. Auf die numerischen Verfahren wird hier nicht eingegangen.

Die zeitliche Änderung der Temperatur im Volumelement hängt ab von örtlichen Strömungen (u, v, w) und turbulenten Austauschvorgängen (1) sowie von Anfangswerten. Gleichung (1) ist für ein sphärisches Koordinatensystem formuliert. Hat das Volumelement Kontakt mit der Atmosphäre, kommen Randbedingungen für den Wärmefluß im Wasser (2) hinzu. Die im Modell berücksichtigten Beiträge zum Wärmefluß an der Meeresoberfläche (3) sind solare Einstrahlung (4) (SHINE, 1984), infrarote Rückstrahlung (5) (IDSO u. JACKSON, 1969), sensibler Wärmefluß (6) (LIU et al., 1979) und latenter Wärmefluß (7) (LIU et al., 1979). Gleichung (8) stellt einen Zusammenhang zwischen spezifischer Feuchtigkeit q_a und Wasserdampfpartialdruck e_a her (WARNECKE, 1991). Bei Eisbedeckung müssen die Wärmeflußbeiträge modifiziert werden, die deutsche Küste war jedoch im hier fraglichen Zeitraum weitgehend eisfrei. Die Sedimentschichten sind über die Wärmeleitungsgleichung (9) an die bodennächste Wasserschicht gekoppelt. Unter der Annahme, daß die durch den Boden geleitete Wärmemenge proportional dem vertikalen Temperaturgradienten ist, ergibt sich eine zu (2) analoge Formel.

Eine durch die Wärmeflüsse veränderte Wassertemperatur kann im Wasserkörper zu Veränderungen der Dichte (10) und Dichtegradienten führen, was – und damit schließt sich der Kreis – Rückwirkungen auf die Strömungen (1) hat. Das Formelwerk für die Berechnung der Strömungen findet sich an anderem Ort (KLEINE et al., 1997).

Das Operationelle Modell benötigt zur Berechnung der Wärmeflüsse Eingangsdaten aus einem Atmosphärenmodell. Auch dabei handelt es sich um ein Vorhersagemodell. Es ist eine Koppelung mit dem Europa-Modell (MAJEWSKI, 1991) des Deutschen Wetterdienstes eingerichtet. Über eine Datenleitung werden täglich 2mal Prognosen des Oberflächenluftdrucks p_a , der Windgeschwindigkeit W_{10} , der Lufttemperatur T_a , der spezifischen Feuchtigkeit q_a und des Bewölkungsgrades c bis 78 h voraus in Zeitschritten von 2 Stunden übermittelt. Die thermodynamische Wechselwirkung zwischen Atmosphärenmodell und Meeresmodell ist derart stark, daß das Meeresmodell keiner Datenassimilation bedarf. Gemessene Daten gehen lediglich im Atmosphärenmodell ein, und zwar dadurch, daß meteorologische Daten aus dem Meßnetz mit einem Analysemodell zu Anfangsverteilungen der Prognoseläufe aufbereitet werden. Mit dem Verzicht auf Datenassimilation ist sichergestellt, daß alle Ergebnisse des Operationellen Modells des BSH im thermo- und hydrodynamischen Sinne in sich konsistent sind.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{R\cos\phi} \frac{\partial T}{\partial\lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial T}{\partial\phi} + w \frac{\partial T}{\partial z} =$$

$$\frac{1}{R^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(K_b \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right) + \frac{1}{R^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi K_b \frac{\partial T}{\partial \phi} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

(1)

6

(2)
$$c_{p_w} \rho_w \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial Q_w}{\partial z}$$

$$Q = Q_I + Q_B + Q_S + Q_E$$

(4)
$$Q_{I} = (1 - \alpha) \frac{Q_{0} s^{2} (1 - 0.6 c)}{1.2 s + (1.0 + s) 0.001 h P a^{-1} e_{a} + 0.045}$$

 $s = \max((\sin\xi = \sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \cos\omega), 0)$

(5)
$$Q_B = -\epsilon \sigma T_s^4 + \epsilon \sigma T_a^4 [1 - 0,26 \exp \left[-7,7 \cdot 10^{-4} \left(T_a K^{-1} - 273\right)^2\right] (1 - 0,75 c)]$$

(6)
$$Q_{s} = -c_{p_{a}}\rho_{a} C_{H} (T_{a} - T_{s}) |W_{10}|$$

(7)
$$Q_E = -L \rho_a C_E (q_a - q_s) | W_{10} |$$

(8)
$$e_a = \frac{p_a q_a}{0,622 + 0,378 q_a}$$

(9)
$$c_{s} \rho_{s} \quad \frac{\partial T}{\partial t} = k_{s} \frac{\partial^{2} T}{\partial z^{2}}$$

(10)
$$\rho_w = \rho_w \left(S_w, T, p \right)$$

Liste der verwendeten Formelzeichen

	Größe	Einheit
α	Albedo	1
δ	Deklinationswinkel der Sonne	1
λ	geographische Länge	1
ξ	Sonnenhöhe	1
ρ	Dichte des Meerwassers	kg m ⁻³
φ	geographische Breite	1
ω	Stundenwinkel, bezogen auf den lokalen Meridian	1
с	Bewölkungsgrad (0 1)	1
e,	Wasserdampfpartialdruck in 10 m Höhe	hPa
ks	Wärmeleitfähigkeit nassen Sandbodens	$W m^{-1} K^{-1}$
K _H	horizontaler Wirbeldiffusivitätskoeffizient	$m^2 s^{-1}$
K	vertikaler Wirbeldiffusivitätskoeffizient	$m^2 s^{-1}$
n	Anzahl der Meßwerte	1
р	Druck innerhalb der Wassersäule	Pa
p.	Luftdruck	hPa
q,	spezifische Feuchtigkeit in 10 m Höhe	g kg ⁻¹
q.	spezifische Feuchtigkeit (gesättigt)	$\mathrm{g~kg^{-1}}$
Õ	Gesamtwärmefluß Meer – Atmosphäre	$W m^{-2}$

Q	kurzwelliger Strahlungsfluß	W m ⁻²
QB	langwelliger Strahlungsfluß	W m ⁻²
QF	latenter Wärmefluß	W m ⁻²
Qs	sensibler Wärmefluß	W m ⁻²
S	Sinus der Sonnenhöhe über dem Horizont	1
S	Standardabweichung	1
Sw	Salzgehalt	1
t	Zeit	s
Т	Wassertemperatur	°C
ΔT	T _{Modell} minus T _{Messung}	K
T,	absolute Wassertemperatur	K
T,	absolute Lufttemperatur	K
u	Ostkomponente des Strömungsvektors	m s ⁻¹
v	Nordkomponente des Strömungsvektors	m s ⁻¹
w	Radialkomponente des Strömungsvektors	m s ⁻¹
W10	Betrag der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe	m s ⁻¹
Z	Radialkoordinate	m

Im Modell bei den Berechnungen verwendete Konstanten

8	Emissionsvermögen für langwellige Strahlung	0,97
0.	Dichte der Luft	1,25 kg m ⁻³
0.	Dichte nassen Sandbodens	2000 kg m ⁻³
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante	5,67 · 10 ⁻⁸ W m ⁻² K ⁻⁴
с	spezifische Wärme der Luft	1005 J kg ⁻¹ K ⁻¹
C _n	spezifische Wärme des Wassers	4200 J kg ⁻¹ K ⁻¹
C.	spezifische Wärme nassen Sandbodens	1500 J kg ⁻¹ K ⁻¹
Čн	Austauschkoeffizient	$1,2 \cdot 10^{-3}$
C_{F}	Austauschkoeffizient	$1,2 \cdot 10^{-3}$
L	Verdunstungswärme	2501 J g ⁻¹
Q ₀	Solarkonstante	1360 W m^{-2}
R	mittlerer Radius der Erde	6 371 040 m

3. Vergleich Meßdaten - Modellergebnisse

Die vom Modell berechneten Temperaturen werden an einer Meßstation der Ostseeküste und sechs Stationen der Nordseeküste (Tab. 1) mit Messungen verglichen. Modell- und Meßdaten überstreichen einen Zeitraum vom 5. Juni 1993 bis 15. September 1995. Die Meßdaten wurden vom DWD, Seewetteramt Hamburg, mit einer Genauigkeit von ¹/₁₀ K zur Verfügung gestellt. Die Modelldaten sind vor den Analysen grundsätzlich auf zwei Nachkommastellen gerundet worden.

Die Meßreihen des Seewetteramtes Hamburg sind unterschiedlich umfangreich. Stündliche Messungen verschiedener meteorologischer Parameter, wie auch der Wassertemperatur, werden nur an den Leuchttürmen Kiel und Alte Weser durchgeführt. Die anderen Stationen melden die Wassertemperatur in der Regel jedoch wenigstens einmal pro Tag für den Zeitpunkt 6:00 UTC. Die Messungen werden teilweise manuell vorgenommen. Es konnte nicht 8

Meßstation	Meßzeitpunkte UTC	Bemerkungen	<u>Mo</u> dell versus Messung <u>ΔT</u> [K] / Stdabw. [K] / n Modell- / Meßzeitpunkt
List	ca. 10.00 Uhr	manuelle Messung im	-0,25/0,99/818
siehe Abb. 3		Lister Hafen	10:00/10:00 UTC
Helgoland	6:00 Uhr und 18.00 Uhr	manuelle Messung im Helgoländer Hafen am Tonnenhof	-0,41/0,67/823 6:00/6:00 UTC
Cuxhaven	Hochwasserzeit	manuelle Messung am	-0,35/1,36/629
	(HWZ)	Radarturm	6:00 UTC/HWZ
Bremerhaven	6:00, 9:00 und	automatische Messung	-1,42/1,64/819
	18.00 Uhr	im Hafen	6:00/6:00 UTC
Leuchtturm Alte Weser	stündlich	automatisches	0,30/0,63/810
siehe Abb. 4a und b		Meßverfahren	6:00/6:00 UTC
Norderney	einmal täglich	manuelle Messung im Borkumer (!) Hafen	–1,26/1,28/775 6:00 UTC/einmal täglich
Leuchtturm Kiel	stündlich	automatisches	0,22/0,74/773
siehe Abb. 5a		Meßverfahren	6:00/6:00 UTC

Tab. 1: Meßstationen der Wassertemperatur des Deutschen Wetterdienstes

zuverlässig ermittelt werden, ob diese Messungen in jedem Fall tatsächlich um 6:00 UTC erfolgen. Eine morgendliche Messung eignet sich am besten zur Erfassung einer Tagestemperatur, da sich das Wasser über Nacht ohne die Einwirkung der Sonnenstrahlung vermischen kann und eine räumlich homogene Temperatur erreicht wird. Bei den in Hafenbecken gewonnenen Daten (s. Tab. 1) muß mit kleinräumigen Effekten gerechnet werden, die im Modell nicht erfaßt sind. Für einen Vergleich der täglichen 6:00-Uhr-Temperaturen standen somit sieben Meßreihen zur Verfügung. Für die genauere Betrachtung des Tagesverlaufs der Wassertemperatur kommen die stündlichen Temperaturaufzeichnungen der zwei Leuchtturm-Meßreihen in Betracht.

Das Datenmaterial des Seewetteramtes ist teilweise unvollständig. Für den Zeitraum 2. November–8./9. November 1994 fehlen die Daten für alle Stationen, für Cuxhaven vom 14. Oktober–10. November 1994. Die Meßreihen Cuxhavens sind am unvollständigsten. Für die statistische Auswertung stehen hier 75 % des möglichen Datenmaterials zur Verfügung, bei den anderen Stationen mehr als 92 %. Zudem sind einige Werte als fehlerhaft anzusehen, so daß sie in die Auswertung nicht mit einbezogen werden.

Die Zeitserien beginnen im Juni 1993, also in einem etwas zu kalten Sommer bei maximalen Wassertemperaturen unter 20 °C. Spätestens ab September 1993 sinkt die Wassertemperatur an allen Stationen der Nord- und Ostsee ab. Anfang Dezember unterschreiten die Temperaturen 4 °C, pendeln sich dann aber bei 4 °C für 2–3 Monate ein, bis im Februar 1994 ein erneuter Kälteeinbruch stattfindet und die Temperaturen nochmals für kurze Zeit um 3–4 °C fallen. Teilweise werden sogar 0 °C unterschritten, wie z. B. am LT Alte Weser oder bei Norderney. Im März beginnt jedoch überall der Temperaturanstieg bis zum sommerlichen Maximum, welches 1994 deutlich über 20 °C, teils bis 25 °C, wie z. B. bei Bremerhaven,



9



Abb. 2a: Übersichtskarte der Stationen in der Deutschen Bucht

liegt. Erwärmungs- und Abkühlungsphase des Jahres 1994 vollzogen sich zeitlich fast linear. Der Winter 1994/95 war etwas milder als der vorangegangene. Die Temperaturen liegen insgesamt etwas über den Vorjahreswerten, und die kälteste Periode ist nicht mehr der Monat Februar, sondern die erste Januarhälfte. Hier zeigt sich bei den meisten Stationen der deutlichste Temperaturrückgang. Das Temperaturminimum hält jedoch nur einige Tage an. Der weitere Verlauf bis zum Sommer 1995 ähnelt sehr dem des Vorjahres, es wurden fast die gleichen Maximaltemperaturen erreicht.

Die Temperaturkurven der 6:00-Uhr-Werte des Modells stimmen an allen Stationen gut mit den gemessenen Temperaturen überein. Besonders am LT Kiel (Abb. 5a), am LT Alte Weser (Abb. 4a), bei Helgoland und in der Lister Ley (Abb. 3) ergeben sich sehr ähnliche Zeitreihen. Bei Norderney, Bremerhaven und Cuxhaven ist die Übereinstimmung schlechter. Der Jahresgang wird aber auch dort korrekt wiedergegeben.

Betrachtet man Mittelwert und Standardabweichung der Differenz zwischen Modell und Messung (ΔT), so zeigt sich, daß das Modell die Wassertemperaturen tendenziell etwas



Abb. 2b: Übersichtskarte der Stationen in der Westlichen Ostsee

zu kalt berechnet, d. h. der Mittelwert der Differenz nimmt meist negative Werte an (Tab. 1, letzte Spalte). Am LT Alte Weser liegen die 6:00-Uhr-Temperaturen des Modells im Schnitt 0,3 K zu hoch; für Bremerhaven liegen sie im Mittel um 1,42 K unter den gemessenen Werten. Die Standardabweichung liegt bei den 7 Stationen zwischen 0,63 K und 1,64 K, wobei die Differenzen zwischen Modell und Messung bei den küstenferneren Stationen LT Kiel, LT Alte Weser und Helgoland geringere Variationen zeigen. An der Meßstation Bremerhaven sind Mittelwert und Standardabweichung relativ hoch. Die Messung erfolgt in Bremerhaven



Abb. 3: Wassertemperaturen in der Lister Ley



Abb. 4a: Wassertemperaturen am Leuchtturm Alte Weser

im Hafenbecken, wo es zu lokalen Temperaturänderungen kommt, die im Modellgitternetz nicht mehr erfaßt werden können. Höhere Standardabweichungen bei gleichzeitig niedrigem Mittelwert lassen sich z. B. für Cuxhaven dadurch begründen, daß hier die tägliche Messung während des Hochwassers erfolgt und nicht zu einem bestimmten Zeitpunkt, wie an den anderen Stationen. Ferner hat sich nach Abschluß der Analysen herausgestellt, daß die von der Station Norderney gemeldeten Wassertemperaturen im Borkumer Hafen gemessen werden. Die erheblichen Unterschiede zwischen Messung und Modelltemperaturen sind daher nicht verwunderlich.

Ein Vergleich stündlicher Temperaturdaten ist in Abb. 4b dargestellt. Der Vergleich umfaßt die sommerliche Erwärmungsphase am Leuchtturm Alte Weser vom 21. Juni bis zum Temperaturmaximum im August 1994. Die höhere zeitliche Auflösung der Darstellung läßt die Temperaturschwankungen, die mit den Tidenzyklen verbunden sind, erkennen. Die tidenabhängige Schwankung der Temperatur wird vom Modell nachvollzogen. Die Werte des Modells liegen im Mittel 0,77 K über denen der Messung, es ist in dieser Erwärmungsphase etwas zu warm.

Artifizielle Effekte im Modell lassen sich u. a. durch eine spektrale Analyse der stündlichen Zeitserien an den Leuchttürmen Alte Weser und Kiel aufdecken. Da die Meßdaten im Gegensatz zu den Modelldaten Lücken aufweisen, empfiehlt sich ein Verfahren zur spektralen Analyse für nicht gleichabständige Daten (PRESS et al., 1992). Dieses Verfahren wurde für die Analyse astronomischer Beobachtungen, die z. B. auf die Nachtzeiten und gute Sichtverhältnisse beschränkt sind, entwickelt (LOMB, 1976).

Analysiert wird hier ein Zeitraum von exakt 2 Jahren (17 520 h, 17 521 Stützstellen), die Temperaturdaten gehen mit $\frac{1}{100}$ K Genauigkeit – also mit 2 Stellen hinter dem Komma – in die Analyse ein. Das normalisierte Periodogramm für die Modellzeitreihe beim Leuchtturm





Abb. 4b: Stündliche Wassertemperaturen am Leuchtturm Alte Weser

Alte Weser (Abb. 4c) zeigt deutlich die Partialtiden. Neben der Jahreswelle dominieren die halbtägigen Gezeiten. Zu erkennen sind aber auch Peaks bei den Perioden 24 h, 12 h und 8 h. Diese Peaks erscheinen im Periodogramm für den Leuchtturm Kiel (Abb. 5b) ebenfalls, eine physikalische Erklärung für die Bedeutung der Perioden 12 und 8 h ist nicht naheliegend. Gezeitenerscheinungen² scheiden aus, die Peaks betreffen exakt die genannten Perioden und sind scharf abgegrenzt. Einen Anhaltspunkt für einen technischen Fehler im hydrodynamischen Modell liefert das Periodogramm ebenfalls nicht. Leider kann auch die spektrale Analyse der gemessenen, lückenhaften Zeitreihe³ (16 215 von 17 521 Werten) das Modellergebnis nicht bestätigen, die beiden fraglichen Peaks gehen im durch die Meßlücken induzierten Rauschen unter (Abb. 5c)⁴.

Als mögliche Verursacher verbleiben die im Modell berücksichtigten vier Wärmeflußkomponenten. Streng periodische Anteile hat nur die solare Einstrahlung (Q₁, Gleichung 4), die abhängig vom Sinus der Sonnenhöhe ist (Abb. 5d). Für Q₁ wurde eine Zeitserie ebenfalls über exakt zwei Jahre generiert und analog zu den Temperaturzeitreihen spektral analysiert. Eine periodische Funktion dieser Art läßt sich als Fourierreihe darstellen, in der auch die Oberschwingungen der Tageswelle mit Perioden von 12 h, 8 h, 6 h, 4,8 h usw. (Abb. 5e) enthalten sind. Das Auftauchen dieser Oberschwingungen ist also auf den nicht-sinusförmigen

² Die Ostsee als intrakontinentales Mittelmeer ist im Gegensatz zum Randmeer Nordsee arm an Gezeiten. Der Gezeitenhub im Kattegat ist zu klein, um durch die engen Belte und den Sund nennenswerte Mitschwingungsgezeiten in der Ostsee anzuregen. So beträgt die Amplitude der Partialtide M2 bei Wismar und Warnemünde lediglich 4–5 cm (WEISE, 1988). Die selbständigen Gezeiten sind in der Ostsee von untergeordneter Bedeutung.

³ Für diese Analyse standen Daten mit einer Genauigkeit von 1/100 °C zur Verfügung.

⁴ Ein vergleichbar verrauschtes Periodogramm resultiert, wenn die entsprechende Modellzeitreihe vor der spektralen Analyse analog zur Meßreihe beschnitten wird.



Abb. 4c: Periodogramm einer 2jährigen Modellzeitreihe der Wassertemperatur am Leuchtturm Alte Weser



Abb. 5a: Wassertemperaturen am Leuchtturm Kiel



Abb. 5b: Periodogramm einer 2jährigen Modellzeitreihe der Wassertemperatur am Leuchtturm Kiel



Abb. 5c: Periodogramm einer 2jährigen, lückenhaften Meßreihe der Wassertemperatur am Leuchtturm Kiel

14



Abb. 5d: 15tägige Zeitreihe des Sinus der Sonnenhöhe auf 55 °N



Abb. 5e: Periodogramm einer 2jährigen Zeitreihe des Sinus der Sonnenhöhe

Charakter der Zeitreihe – sie nimmt keine negativen Werte an – zurückzuführen. Die beiden fraglichen Peaks (Abb. 4c und 5b), die man bisher in Meßzeitreihen nicht erkennen konnte, sind demnach ein Indiz dafür, daß die Wirkung der kurzwelligen solaren Einstrahlung auf die Wassertemperatur trotz der dämpfenden Eigenschaften der im Modell abgebildeten physikalischen Prozesse deutlich sichtbar ist. Es bleibt abzuwarten, ob die spektrale Analyse einer lückenlosen ein- bis zweijährigen Meßzeitreihe diese winzigen,

15

kurzperiodischen Anteile ebenfalls erkennen ließe. Anzumerken ist noch, daß bei der Interpretation von Peridogrammen nicht nur auf das Auftauchen von Oberschwingungen zu achten ist, sondern auch auf "Leakage"- und "Aliasing"-Effekte (SCHLITTGEN u. STREITBERG, 1994).

Der in Kap. 2 beschriebene Formelapparat zur Berechnung der Wärmeflüsse und der Wassertemperatur ist erst im Februar 1993 ins Operationelle Modell des BSH implementiert worden. Um so erstaunlicher ist auf den ersten Blick die gute Übereinstimmung zwischen Messungen und Modellergebnissen bereits kurz danach. Hier muß noch einmal betont werden, daß keinerlei Datenassimilation vorgenommen wurde oder einschneidende Formelanpassungen erforderlich wurden. Im Oktober 1993 ist der Apparat um ein Eismodell erweitert worden, das die Wärmeflüsse im Falle einer Eisbedeckung modifiziert. Die hier betrachteten Zeitserien sind wegen der schwachen Eiswinter davon nicht beeinflußt. Letztlich lehrt der hier angestellte Vergleich, daß die atmosphärischen Verhältnisse eine recht harte Randbedingung für die Wassertemperaturen in einem Schelfmeer darstellen.

Klimatologischer Vergleich der Wassertemperaturen an 60 deutschen Küstenorten

Besonders die Übereinstimmung gemessener und berechneter Wassertemperaturen bei den Leuchttürmen Kiel und Alte Weser ermutigte zu weitergehenden Untersuchungen. Aus reinen Modelldaten kann z.B. ein klimatologischer Vergleich der Wassertemperaturen an deutschen Küstenorten der Nord- und Ostsee abgeleitet werden.

Im Modell repräsentieren die Gitternetzpunkte jeweils Flächen von einer Quadratseemeile. Für 60 Küstenorte wurden die geographischen Koordinaten der zugehörigen Gitternetzpunkte (i, j) im Operationellen Modell ermittelt (Tab. 2). Der Index i läuft aufsteigend von Nord nach Süd, der Index j von West nach Ost. Die Mächtigkeiten der Oberflächenschicht und die Gesamtwassertiefe an den Gitterpunkten des Modells sind in den letzten beiden Spalten der Tab. 2 angegeben.

Nr. Station		Position								ounkte	Wassertiefe (m)	
		Breite			Länge					j	Schicht 1 max.	
1 List-Nord	55	01	30	Ν	08	29	09	Е	38	69	6,00	6,00
2 List-Süd	54	59	30	N	08	27	29	E	40	68	8,00	10,00
3 Westerland	54	54	30	Ν	08	17	29	E	45	62	8,00	10,60
4 Hörnum	54	42	30	Ν	08	19	09	E	57	63	8,00	14,00
5 Wittdün	54	37	30	N	08	25	49	Е	62	67	1,50	1,50
6 Wyk auf Föhr	54	38	30	Ν	08	30	49	E	61	70	8,00	12,50
7 Hooge	54	34	30	Ν	08	32	29	Е	65	71	8,00	13,00
8 Pellworm	54	28	30	Ν	08	42	29	E	71	77	8,00	10,00
9 St. Peter-Ording	54	18	30	Ν	08	35	49	E	81	73	3,20	3,20
10 Büsum	54	06	30	Ν	08	50	49	E	93	82	8,00	10,00
11 Neufeld	53	52	30	N	09	02	29	E	107	89	1,79	1,79
12 Helgoland	54	10	30	Ν	07	55	49	E	89	49	8,00	28,40
13 Cuxhaven	53	51	30	Ν	08	44	09	E	108	78	8,00	10,00

Tab. 2: Küstenorte und zugeordnete Modellgitterpunkte

Tab. 2: (Fortsetzung)

Nr	Station				Position					Gitterpunkte		Wassertiefe (m) Schicht 1 max	
			Br	eite			Länge			i	j		
14	Cuxhaven-Duhnen	53	53	30	N	08	42	29	E	106	77	8,00	15,00
15	Dorumer Siel	53	45	30	Ν	08	30	49	E	114	70	2,20	2,20
16	Bremerhaven	53	34	30	N	08	32	29	E	125	71	7,00	7,00
17	Horumersiel	53	41	30	Ν	08	04	09	Е	118	54	5,00	5,00
18	Bensersiel	53	41	30	Ν	07	32	29	Е	118	35	3,30	3,30
19	Norddeich	53	37	30	N	07	10	49	Е	122	22	1,79	1,79
20	LT Alte Weser	53	51	30	N	08	07	29	E	108	56	8,00	16,00
21	Wangerooge	53	47	30	Ν	07	55	49	E	112	49	8,00	12,00
22	Spiekeroog	53	46	30	N	07	44	09	E	113	42	4,00	4,00
23	Langeoog	53	45	30	Ν	07	34	09	E	114	36	6,30	6,30
24	Norderney-West	53	42	30	N	07	10	49	E	117	22	4,50	4,50
25	Norderney-Süd	53	40	30	N	07	10	49	E	119	22	5.50	5,50
26	Iuist	53	40	30	N	07	00	49	E	119	16	5.00	5.00
27	Borkum	53	34	30	N	06	40	49	E	125	4	7.00	7.00
28	Glücksburg-Holnis	54	52	30	N	09	37	29	E	47	110	6.00	6.00
29	Geltingmole	54	45	30	N	09	52	29	E	54	119	8.00	10.00
30	Maasholm (Bad)	54	43	30	N	10	00	49	E	56	124	3.00	3.00
31	Damp	54	34	30	N	10	04	09	E	65	126	8.00	8.00
32	Eckernförde	54	26	30	N	09	54	09	E	73	120	8.00	15.00
33	Surendorf	54	28	30	N	10	05	49	E	71	127	8.00	15.00
34	Kiel-Schilksee	54	24	30	N	10	12	29	E	75	131	6.00	6.00
35	LT Kiel	54	29	30	N	10	14	09	F	70	132	8.00	10.00
36	Schönbergerstrand	54	25	30	N	10	25	49	E	74	139	7.00	7.00
37	Weißenhäuser Strand	54	18	30	N	10	49	09	F	81	153	8 00	10.00
38	Heiligenhafen	54	22	30	N	10	57	29	F	77	158	7.00	7.00
39	Puttgarden	54	30	30	N	11	14	09	F	69	168	8 00	10.00
40	Burg auf Fehmarn	54	23	30	N	11	12	29	F	76	167	2 00	2 00
41	Dahme	54	13	30	N	11	07	29	F	86	164	8.00	8,00
42	Grömitz	54	07	30	N	11	00	49	F	92	160	8,00	10.00
43	Timmendorfer Strand	54	00	30	N	10	49	09	F	99	153	8,00	12.00
44	Travomünde	53	58	30	N	10	55	49	F	101	157	6.00	6.00
45	Roltenhagen	54	00	30	N	11	12	20	E	00	167	8,00	15.00
45	Timmandorf (Pool)	53	50	30	N	11	24	00	E	100	174	5.00	5.00
40	Parile	55	05	30	N	11	24	20	E	04	102	9,00	8,00
47	Kühlungshorn	54	09	30	N	11	15	49	E	01	102	8,00	8,00
40	Runnungsborn Besteele Wernemände	54	10	30	N	12	45	47	E	91	107	6,00	6,00
49	Cossl Müsike	54	10	30	N	12	12	29	E	89	200	6,00	6,00
50	Graal-Muritz	54	14	30	IN	12	12	29	E	85	203	6,50	6,50
51	Wustrow	54	21	30	IN	12	24	09	E	78	210	8,00	10,00
52	Prerow	54	2/	30	IN	12	34	09	E	/2	216	5,00	5,00
55	Kloster	54	34	30	IN	13	05	49	E	65	235	8,00	10,00
54	Kap Arkona	54	40	30	IN	13	2/	29	E	59	248	8,00	15,00
55	Binz	54	23	30	N	13	39	09	E	/6	255	8,00	9,00
56	Gohren	54	20	30	N	13	45	49	E	79	259	6,00	6,00
5/	viim	54	17	30	IN	13	54	09	E	82	252	8,00	8,00
58	Zinnowitz	54	04	30	N	13	55	49	E	95	265	6,00	6,00
59	Heringsdorf	53	57	30	N	14	10	49	E	102	2/4	6,00	6,00
60	Ueckermunde	53	45	30	N	14	04	09	E	114	2/0	3,00	3,00

Basis für die klimatologischen Betrachtungen sind simulierte Wassertemperaturen vom Operationellen Modell des BSH in stündlichem Abstand vom 16. September 1993 bis 15. September 1995. Aus diesem Datensatz – je 17 520 Werte an 60 Orten – werden u. a. eine Häufigkeitsverteilung (Abb. 6), die Eintrittszeiten der täglichen Temperaturmaxima im Sommerhalbjahr (Abb. 7), der maximale Temperaturhub während eines Tages (Abb. 8) sowie die Anzahl der Tage, an denen eine Wassertemperatur von 18 °C überschritten wurde (Abb. 10), abgeleitet.

Derartige Untersuchungen sind nicht nur von meeresphysikalischem Interesse. Die Wassertemperatur spielt auch eine dominierende Rolle für die Verbreitung mariner Lebensformen. Die Körpertemperatur der meisten Meeresorganismen ist nahezu identisch mit der umgebenden Wassertemperatur, die raschen Temperaturwechsel in den deutschen Küstengewässern ziehen daher ebenso rasche Änderungen der Körpertemperatur mit komplexen physiologischen Folgen nach sich. Die wichtigsten physikalischen Eigenschaften des Meerwassers sind temperaturabhängig, z. B. Dichte, Viskosität und Löslichkeit von Gasen. Damit ändert sich auch die Geschwindigkeit biochemischer und biophysikalischer Prozesse. Enzyme sind nur innerhalb bestimmter Temperaturgrenzen aktiv, wobei eher zu hohe Temperaturen limitierend wirken.

Biologische Kenngrößen wie Biomasse und Wachstumsraten in Phyto- und Zooplanktonpopulationen wurden mit einem numerischen Modell berechnet und mit langjährigen Zeitreihen aus dem Plußsee bei Plön verglichen (MÜLLER-NAVARRA et al., 1996). Die Dynamik der Populationen erwies sich als komplex mit der Wassertemperatur korreliert.

Daß die Entwicklung juveniler Stadien besonders temperaturabhängig ist, ist z. B. für die Garnele Crangon crangon dokumentiert (CRIALES u. ANGER, 1986). Als weiteres Beispiel mag die Bestandsdynamik der Phaeocystis globosa ("Schaumalge", Massenform des Wattenmeeres) dienen. Im Frühjahr türmen sich gelegentlich durch Wind und Wellen an der west-



Abb. 6: Häufigkeitsverteilung der berechneten Wassertemperaturen



Abb. 7: Häufigkeitsverteilung der Eintrittszeiten der Tagesmaxima der Wassertemperatur im Sommerhalbjahr



Abb. 8: Temperaturschwankungen im Tagesverlauf

oder nordfriesischen Küste "Schaumberge" auf, die auf eiweißartige Ausscheidungen dieser Planktonalge zurückzuführen sind. Voraussetzung für die Entwicklung der Massenvorkommen von *Phaeocystis* sind gute Lichtbedingungen und Temperaturen über 10 °C; Nährstoffe sind am Beginn der Massenentwicklung ausreichend vorhanden (ELBRÄCHTER et al., 1994). In Kulturexperimenten zeigte sich, daß sich die Vermehrungsrate bei Temperaturen über 20 °C verlangsamt und über 25 °C keine Vermehrung mehr stattfindet.

Betrachtet man die Häufigkeitsverteilung der Wassertemperaturen für die 60 Küstenorte, so erkennt man deutliche Unterschiede zwischen Nordsee und Ostsee. Die Temperaturen in der Nordsee betragen am häufigsten 3–4 °C, in der Ostsee 2–3 °C (Abb. 6). 8–12 % der Modellwerte in den Küstengewässern der Nordsee liegen zwischen 2,51 °C und 3,49 °C, bei Spiekeroog, Langeoog und Norderney-West liegen 12–16 % der Werte zwischen 3,51 und 4,49 °C. In der Ostsee ist das Häufigkeitsmaximum noch etwas ausgeprägter, 12–20 % der Modellwerte liegen im Intervall 1,51 °C bis 2,49 °C. Weitere relative Maxima sind bei 13 und 17 °C zu erkennen.

Im folgenden werden die Schwankungen der Temperatur im Tagesverlauf (0–23 Uhr UTC) untersucht. Wie bereits oben erläutert, können Temperaturschwankungen an einem festen Ort im Meer recht unterschiedliche Ursachen haben. So werden in der Nordsee die größten Schwankungen im Tagesverlauf nicht durch die solare Einstrahlung verursacht, sondern durch Gezeiten. Dieses läßt sich mit großen horizontalen Temperaturgradienten im Wasserkörper erklären, die durch Gezeitenströme über den lokal fixierten Meßpunkt geschoben werden. Regionale Unterschiede zeigen sich bereits beim Vergleich der Eintrittszeiten der Temperaturmaxima im Sommerhalbjahr (21. März–22. September) (Abb. 7). Während in der Ostsee die sommerliche Maximaltemperatur recht zuverlässig um 16–17 Uhr (UTC) eintritt, kann sich diese Eintrittszeit in der Nordsee offensichtlich in Abhängigkeit von der Gezeitenphase verschieben. In Nord- und Ostsee stellt sich das Temperaturminimum im Sommerhalbjahr meist um 5–6 Uhr UTC ein. Im Winterhalbjahr sind die Eintrittszeiten der Extrema weniger signifikant. Wegen der verkürzten Sonneneinstrahlung tritt das Temperaturmaximum bereits um 14–15 Uhr UTC ein, das Minimum um 7–8 Uhr UTC.

Von besonderer Bedeutung für ortsfeste marine Flora und Fauna sind die maximal auftretenden Temperaturschwankungen. Der Temperaturhub im Verlauf eines Tages ist erwartungsgemäß in den Wattgebieten am größten (Abb. 8). Es werden Hübe von über 6 K an den Stationen Dorumer Siel und Norddeich erreicht. In der weitgehend gezeitenfreien Ostsee treten extreme, durch Gezeitenströme erzeugte Temperaturschwankungen in der Regel nicht auf. Lediglich bei Grömitz findet sich im Untersuchungszeitraum ein maximaler Temperaturhub von über 5 K, der allerdings durch ein singuläres Auftriebsereignis zustande kam. In der Regel schwankt die Wassertemperatur in der Oberflächenschicht der Ostsee im Tagesverlauf um weniger als 0,5 K. Der mittlere, gezeitenabhängige Hub in der Nordsee beträgt etwa 1 K.

Auftriebsereignisse werden auch in Abb. 9 deutlich. Hier ist der Temperaturverlauf bei Kloster und am Weißenhäuser Strand von Juni 1994 bis August 1995 dargestellt. Man erkennt besonders während des Sommers plötzliche Temperaturrückgänge. Mit Ziffern (1–8) sind die einzelnen relativen Minima versehen, die einen Temperaturabfall von mehreren Kelvin darstellen. An diesem Beispiel werden Auftriebsereignisse besonders an der Westküste Rügens vor Hiddensee, aber auch z. B. an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste vor Grömitz deutlich. Bei längeranhaltenden ablandigen Winden wird hierbei das warme Oberflächenwasser von der Küste abtransportiert, und kälteres Tiefenwasser kann von unten nachströmen. Das zeigt sich aufgrund der Erwärmung des Oberflächenwassers vor allem in den Sommermonaten, wie an den zahlreichen Temperatureinbrüchen im Bereich vor Kloster zu er-



Abb. 9: Sommerliche Auftriebsereignisse



Abb. 10: Badesaison an der Nord- und Ostsee

kennen ist (Abb. 9). Für das mit Ziffer 7 gekennzeichnete Auftriebsereignis existiert eine Satellitenaufnahme (Abb. 11a). Es sind weitere Gebiete mit deutlich herabgesetzten Temperaturen vorhanden, ähnliche horizontale Strukturen zeigen sich auch im Modell (Abb. 11b). Der besondere Wert der Satellitendaten liegt in der Möglichkeit der synoptischen Betrachtung der Muster (SIEGEL et al., 1994). Nur wenn die wesentlichen physikalischen Prozesse auch im Modell richtig abgebildet sind, können die Muster und deren zeitliche Entwicklung naturnah sein. Bei einem Vergleich zwischen Satellitendaten und Modellergebnissen ist grundsätzlich zu beachten, daß die Infrarotsensoren der Satelliten eine dünne Oberflächenschicht (Skintemperatur, Schichtdicke <1 mm) erfassen, währenddessen die erste Modellschicht bis zu 8 m (Bulktemperatur) mächtig ist. Bulk- und Skintemperaturen differieren um bis zu 1 K, die mittleren Differenzen betragen 0,1 bis 0,2 K, in Abhängigkeit von den Wärmeflußbedingungen an der Wasseroberfläche (SCHLÜSSEL et al., 1990). Abb. 11a ist durch Anwendung eines Verfahrens zur Bestimmung der Bulktemperatur aus Infrarotmessungen erzeugt worden (BERNSTEIN, 1982).

Von Bedeutung für den örtlichen Fremdenverkehr sind die Badetemperaturen und die Dauer der Badesaison. Badetemperaturen werden individuell recht unterschiedlich empfun-



Abb. 11a: Wasseroberflächentemperatur am 3. August 1995, 1:07 UTC, abgeleitet aus Infrarotdaten (NOAA – AVHRR, National Oceanic and Atmospheric Administration – Advanced Very High Resolution Radiometer)



Abb. 11b: Wassertemperatur in der 1. Modellschicht (0-8 m) am 3. August 1995, 1:00 UTC

den und bewertet, es wird hier willkürlich ein Schwellenwert von 18 °C angesetzt, der im folgenden als noch akzeptable Badetemperatur gelten soll. Die Küstenorte werden nach der Anzahl der Tage, in deren Verlauf wenigstens ein Stundenwert 18 °C übertrifft, klassifiziert (Abb. 10, Tab. 3). So überschreitet die Wassertemperatur in Norddeich in Ostfriesland während der beiden Sommer zusammen an fast 180 Tagen 18 °C, an 100 Tagen allein in 1995. Westerland und Helgoland treten mit niedrigen Badetemperaturen hervor. Bei dieser Art der Auswertung sind Nord- und Ostsee nur eingeschränkt vergleichbar, da in der Nordsee die Isothermen im Gezeitenrhythmus verschoben werden und damit die Wahrscheinlichkeit steigt, daß ein Stundenwert die Schwelle erreicht. Die geringste Anzahl von "Badetagen" in der Ostsee wird in Kloster auf Hiddensee erreicht. Hier sind nur insgesamt etwa 40 Tage mit einer Temperatur über 18 °C, 25 Tage davon 1995, zu verzeichnen. Dieser extreme Unterschied ist, wie oben erläutert, auf die Auftriebsereignisse vor der Küste Hiddensees zurück-

Nr. Station		Saise	on '94		Saison '95				
	Beginn	Ende	Fehltage	Summe	Beginn	Ende	Fehltage	Summe	
1 List-Nord	29.06.	14.08.	0	46	26.06.	28.08.	-1	62	
2 List-Süd	28.06.	14.08.	0	47	26.06.	28.08.	-2	61	
3 Westerland	11.07.	18.08.	-1	37	12.07.	30.08.	0	49	
4 Hörnum	28.06.	15.08.	0	48	26.06.	30.08.	-3	62	
5 Wittdün	28.06.	14.08.	0	47	26.06.	28.08.	-1	62	
6 Wyk auf Föhr	28.06.	14.08.	0	47	26.06.	28.08.	-1	62	
7 Hooge	27.06.	14.08.	0	48	26.06.	28.08.	-1	62	
8 Pellworm	27.06.	14.08.	0	48	28.05.	28.08.	-27	65	
9 St. Peter-Ording	27.06.	27.08.	-9	52	28.05.	28.08.	-27	65	
10 Büsum	26.06.	27.08.	-12	50	25.05.	28.08.	-25	70	
11 Neufeld	17.05.	31.08.	-37	69	06.06.	11.09.	-19	78	
12 Helgoland	18.07.	27.08.	0	40	23.07.	06.09.	-3	42	
13 Cuxhaven	27.06.	28.08.	-9	53	26.06.	30.08.	0	65	
14 Cuxhaven-Duhnen	27.06.	27.08.	-10	51	26.06.	29.08.	0	64	
15 Dorumer Siel	16.05.	02.09.	-39	70	23.04.	02.09.	-51	81	
16 Bremerhaven	17.05.	02.09.	-42	66	25.05.	04.09.	-24	78	
17 Horumersiel	28.06.	27.08.	-5	55	27.06.	29.08.	-1	62	
18 Bensersiel	02.06.	03.09.	-35	58	25.05.	03.09.	-31	70	
19 Norddeich	20.05.	03.09.	-35	71	24.04.	08.09.	-29	108	
20 LT Alte Weser	02.07.	27.08.	-1	55	01.07.	31.08.	-5	56	
21 Wangerooge	05.07.	28.08.	-5	49	11.07.	29.08.	-4	45	
22 Spiekeroog	04.07.	26.08.	-5	48	10.07.	29.08.	0	50	
23 Langeoog	05.07.	16.08.	-4	38	10.07.	29.08.	0	50	
24 Norderney-West	04.07.	14.08.	0	41	11.07.	29.08.	0	49	
25 Norderney-Süd	25.06.	26.08.	-8	54	27.05.	04.09.	-28	72	
26 Juist	03.07.	18.08.	-1	45	08.07.	30.08.	0	53	
27 Borkum	29.06.	15.08.	0	47	29.06.	29.08	-5	56	
28 Glücksburg-Holnis	29.06.	28.08.	0	60	27.06.	02.09.	0	67	
29 Geltingmole	11.07.	28.08.	0	48	29.06.	10.09.	-11	62	
30 Maasholm (Bad)	11.07.	27.08.	0	47	09.07.	09.09.	-3	59	
31 Damp	12.07.	28.08.	-3	44	09.07.	13.09.	-4	62	
32 Eckernförde	04.07.	06.09.	-2	62	12.07.	04.09.	-8	46	
33 Surendorf	10.07.	03.09.	-6	49	14.07.	13.09.	-4	57	
34 Kiel-Schilksee	03.07.	28.08.	-3	53	29.06.	01.09	-3	61	
35 LT Kiel	13.07.	29.08.	0	47	09.07.	13.09.	-12	54	
36 Schönbergerstrand	11.07.	28.08.	-3	45	16.07.	01.09	-3	44	
37 Weißenhäuser Strand	11.07.	17.08.	-17	20	18.07.	30.08	-1	42	

Tab. 3: Dauer der Phasen mit mehr als 18 °C Wassertemperatur in den Jahren 1994 und 1995

Nr. Station		Sais	on '94		Saison '95				
	Beginn	Ende	Fehltage	Summe	Beginn	Ende	Fehltage	Summe	
38 Heiligenhafen	01.07.	19.08.	-1	48	08.07.	29.08.	0	52	
39 Puttgarden	10.07.	23.08.	-4	40	13.07.	30.08.	0	48	
40 Burg auf Fehmarn	28.06.	26.08.	-9	50	30.06.	29.08.	-4	56	
41 Dahme	04.07.	28.08.	-5	50	03.07.	31.08.	-7	52	
42 Grömitz	06.07.	03.09.	-6	53	02.07.	01.09.	-6	55	
43 Timmendorfer Strand	30.06.	31.08.	-1	61	02.07.	31.08.	-5	55	
44 Travemünde	29.06.	31.08.	-2	61	30.06.	02.09.	-5	59	
45 Boltenhagen	30.06.	29.08.	-1	59	04.07.	10.09.	-3	65	
46 Timmendorf (Poel)	29.06.	28.08.	0	60	29.06.	03.09.	0	66	
47 Rerik	01.07.	28.08.	-2	56	09.07.	12.09.	-1	64	
48 Kühlungsborn	04.07.	28.08.	-4	51	17.07.	09.09.	0	54	
49 Rostock-Warnemünde	30.06.	26.08.	-4	53	03.07.	31.08.	-4	55	
50 Graal-Müritz	01.07.	19.08.	-3	46	10.07.	30.08.	0	51	
51 Wustrow	18.07.	17.08.	-14	16	20.07.	30.08.	-6	35	
52 Prerow	11.07.	15.08.	0	35	10.07.	30.08.	-2	49	
53 Kloster	02.08.	18.08.	-1	15	21.07.	30.08.	-16	24	
54 Kap Arkona	05.08.	20.08.	-3	12	21.07.	30.08.	-8	32	
55 Binz	11.07.	17.08.	0	37	14.07.	30.08.	-2	45	
56 Göhren	10.07.	15.08.	0	36	13.07.	30.08.	0	48	
57 Vilm	30.06.	23.08.	-2	52	29.06.	31.08.	-1	62	
58 Zinnowitz	02.07.	19.08.	0	48	08.07.	30.08.	0	53	
59 Heringsdorf	10.07.	23.08.	-2	42	08.07.	31.08.	0	54	
60 Ueckermünde	27.06.	28.08.	-3	59	29.05.	30.08.	-2	91	

Tab. 3: (Fortsetzung)

zuführen. Er zeigt sich auch an anderen Stationen dieses Küstenabschnittes, wie bei Kap Arkona und Wustrow auf Fischland, aber auch am Weißenhäuser Strand. An den Küsten der mecklenburg-vorpommerschen Küste besteht jedoch häufig die Möglichkeit, in den Bodden oder im Haff baden zu gehen und nicht in der offenen Ostsee⁵. Ueckermünde ist ein Beispiel für die an diesen Orten anzutreffende Wassertemperatur. Sie wird hier für den Beobachtungszeitraum mit über 150 Tagen über 18 °C am zweithäufigsten im gesamtem Bereich der deutschen Küstengewässer im Untersuchungszeitraum überschritten. Davon entfallen auf 1995 allein über 90 Tage. Die absoluten Zahlen gelten nur für die beiden warmen Sommer 1994 und 1995, im Jahr 1993 wurden vielerorts 18 °C zu keiner Zeit überschritten (vergl. Abb. 5a). Die herausgearbeiteten regionalen Unterschiede sind aber klimatologisch hinreichend signifikant.

5. Ausblick

Durch Vergleich der Modelltemperaturen mit Meßdaten konnte gezeigt werden, daß die der Literatur entnommenen Ansätze zur Berechnung des Wärmeflusses zwischen Meer und Atmosphäre genügen. Gleichwohl bleibt abzuwarten, ob diese Ansätze speziell für Modellsimulationen nicht noch verbessert werden können. Hier ist an Hilfestellung durch die Fernerkundung zu denken.

⁵ Eine entsprechende Praxis ist auch auf der Halbinsel Hela üblich. Dort wird als Reaktion auf plötzliche Temperaturstürze an die Südküste gewechselt, um in der erheblich wärmeren Putziger Wiek zu baden.

Erstmals stehen für die deutschen Küstengewässer raum-zeitlich vollständige Temperaturdaten zur Verfügung. Die Qualität der Modelldaten dürfte für viele Anwendungen bereits befriedigend sein. Einige einfache klimatologische Betrachtungen sind hier vorgestellt worden. Zwei weitere Anwendungen wären aus der Sicht der Autoren nun besonders aktuell. Erstens eignen sich die berechneten Wassertemperaturen als Randbedingung für kleinräumige Atmosphärenmodelle (Seewindzirkulation). Zweitens könnten die Datensätze in biologischen Modellen zur Berechnung von Szenarien der Planktondynamik dienen.

Alle Modelldaten werden seit 1. Juli 1993 fast lückenlos langfristig gespeichert und können vom BSH für wissenschaftliche Projekte angefordert werden.

6. Danksagung

Das Satellitenbild wurde von Frau Tschersich (BSH) aufbereitet, die Stationsmeldungen der Wassertemperatur wurden von Herrn Knuth (DWD, Seewetteramt Hamburg) zusammengestellt. Die Zeitreihe vom LT Kiel mit einer Genauigkeit von ¹/₁₀₀ K wurde von Herrn Machoczek (BSH) für die Spektralanalyse bereitgestellt.

7. Schriftenverzeichnis

- ANDREWS, R.: Wärmehaushaltsuntersuchungen im Wattgebiet der Nordseeküste. Dt. gewässerk. Mitt., 20, H. 5, 117–128, 1976.
- ANDREWS, R.: Wärmeaustausch zwischen Wasser und Wattboden. Dt. gewässerk. Mitt., 24, H. 2, 57–65, 1980.
- BECKER, G. A.: Beiträge zur Hydrographie und Wärmebilanz der Nordsee. Global Change Biology 3, 101–110, 1997.
- BECKER, G. A., DICK, S. u. DIPPNER, J. W.: Hydrography of the German Bight. Mar. Ecol. Prog. Ser. 91, 9–18, 1992.
- BECKER, G. A. u. KOHNKE, D.: Long-term variations of temperature and salinity in the inner German Bight. Rapp. Proc.-Verb. Réun., Vol. 172, 335–344, Charlottenlund, 1978.
- BECKER, G. A., FREY, H. u. WEGNER, G.: Atlas der Temperatur an der Oberfläche der Nordsee. Wöchentliche und monatliche Mittelwerte 1971–1980. Dt. hydrogr. Z., Erg.-B. 17, 1986.
- BERNSTEIN, R. L.: Sea surface temperature estimation using the NOAA 6 satellite advanced very high resolution radiometer. J. Geoph. Res. 87, 9455–9465, Washington, 1982.
- BOHNECKE, G. u. DIETRICH, G.: Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nordsee und Ostsee und die angrenzenden Gewässer. Hrsg.: DHI, Hamburg, 1951.
- BSH (Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie): Wöchentliche Oberflächentemperaturkarte der Nordsee. Hamburg, o. J.
- CRIALES, M. M. u. ANGER, K.: Experimental studies on the larval development of the shrimps Crangon crangon and C. allmanni. Helgoländer Meeresunters. 40, 241–265, Hamburg, 1986.
- DEUTSCHER WETTERDIENST: Monatlicher Witterungsbericht 1994. 42. Jahrgang, Nr. 13, Offenbach am Main, 1994/95.
- ELBRÄCHTER, M., RAHMEL, J. u. HANSLIK, M.: Phaeocystis im Wattenmeer. In: Lozán, J. L., E. Rachor, K. Reise, H. v. Westernhagen u. W. Lenz (Hrsg.): Warnsignale aus dem Wattenmeer, 87–90, Berlin, 1994.
- HARRISON, S. J.: Heat exchanges in muddy intertidal sediments: Chichester harbour, West Sussex, England. Estuar. coast. Shelf Sci., 20, 477–490, 1985.
- IDSO, S. B. u. JACKSON, R. D.: Thermal radiation from the atmosphere, J. Geoph. Res. 74, 5397–5403, 1969.
- JESSOP, A. M., HOBART, M. A. u. SCLATER, J. G.: The world heat flow data collection 1975. Geothermal Ser. 5, Earth Phys. Br., 125 pp., 1976.

- KLEINE, E., DICK, S., MULLER-NAVARRA, S. H. u. HUBER, K.: Concept and physical features of the BSH's Operational North Sea and Baltic Sea Model. (in preparation for Dt. hydrogr. Z., Hamburg, 1997).
- LANE, A. u. PRANDLE, D.: Inter-annual variability in the temperature of the North Sea. Continental Shelf Res. Vol. 16, No. 11, 1489–1507, 1996.
- LIU, A. J., KATSARO, K. B. u. BUSINGER, J. A.: Bulk parametrisation of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface, J. Atmos. Sci. 36, 1722–1735, Boston, 1979.
- LÖWE, P: Surface temperatures of the North Sea in 1995. Dt. hydrogr. Z. 47, Nr. 4. 329–337. Hamburg, 1996.
- LOMB, N. R.: Least-square frequency analysis of unequally spaced data. Astrophys. Space Sci., Vol. 39, 447–462. Dordrecht, 1976.
- MAJEWSKI, D.: The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. ECMWF seminar on numerical methods in atmospheric models, Vol. II, 147–191, 1991.
- MULLER-NAVARRA, D. C., GUSS, S. u. VON STORCH, H.: Interannual variability of seasonal succession events in a temperate lake and its relation to temperature variability. Global Change Biology 3, 101–110, 1997.
- PEIXOTO, J. P. u. OORT, A. H.: Physics of climate, 520 pp., New York, 1992.
- PRANDLE, D. u. LANE, A.: Stability of the annual temperature cycle in shelf seas. J. therm. Biol., Vol. 20, No. 1/2, 111–120, 1995.
- PRESS, W. H., TEUKOLSKI, S. A., VETTERLING, W. T. u. FLANNERY, B. P.: Numerical recipes in FORTRAN. The art of scientific computing, 963 pp., Cambridge, 1992.
- SCHLITTGEN, R. u. STREITBERG, B. H. J.: Zeitreihenanalyse. 571 S., München, 1994.
- SCHLÜSSEL, P., EMERY, W. J., GRASSL, H. u. MAMMEN, T.: On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperatures. J. Geoph. Res. 95, 13 341–13 356, Washington, 1990.
- SHINE, K. P.: Parametrization of shortwave flux over high albedo surfaces as a function of cloud thickness and surface albedo, Quart. J. Roy. Met. Soc. 110, 747–761, London 1984.
- SIEGEL, H., GERTH, M., RUDLOFF, R. u. TSCHERSICH, G.: Dynamic features in the Western Baltic Sea investigated using NOAA-AVHRR data. Dt. hydrogr. Z., Vol. 46, No. 3, 191–209, Hamburg, 1994.
- SOETJE, K. C. u. HUBER, K.: A compilation of data on the thermal stratification at the central station in the northern North Sea during FLEX '76. "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, Reihe A No. 22, 69–77, Berlin, 1980.
- STRÜBING, K.: Der Eiswinter 1993/94 im deutschen Küstengebiet zwischen Ems und Oder. Dt. hydrogr. Z., Vol. 46, No. 2, 177–182, 1994.
- STRÜBING, K.: Der Eiswinter 1994/95 im deutschen Küstengebiet zwischen Ems und Oder. Dt. hydrogr. Z., Vol. 47, No. 2, 153–159, 1995.
- TOMCZAK, G. u. GOEDECKE, E.: Die thermische Schichtung der Nordsee auf Grund des mittleren Jahresganges der Temperatur in ½°- und 1°-Feldern. Dt. hydrogr. Z., Erg.-H. Reihe B, Nr. 8, Hamburg, 1964.
- VUGTS, H. F. u. ZIMMERMANN, J. T. F.: The heat balance of a tidal flat area. Neth. J. Sea Res., 19, 1–14, 1985.
- WARNECKE, G.: Meteorologie und Umwelt. 342 S., Berlin, 1991.
- WEGNER, G.: Zu den Oberflächentemperaturen der Nordsee im Jahr 1993. Dt. hydrogr. Z. 46, Nr. 2, 163–175. Hamburg, 1994.
- WEISE, H.: Long-periodic and short-periodic fluctuations of the water level of the southern Baltic Sea. Gerlands Beitr. Geophys. 97/3, 257–269. Leipzig, 1988.

Die Ermittlung fernerkundungsrelevanter inhärenter optischer Eigenschaften von Wasserinhaltsstoffen mit dem Verfahren der schrittweisen Abtrennung

Von REINHOLD RENNERT

Zusammenfassung

Fortschritte in der Entwicklung der optoelektronischen Sensortechnologie, insbesondere die Entwicklung von PDA- und CCD-Zeilen, eröffnen der Fernerkundung neue Möglichkeiten in der qualitativen und quantitativen Bestimmung von Wasserinhaltsstoffen. Ein Beispiel dafür ist die Anwendung des Reflektanzmodells von MOREL u. PRIEUR (1977) bei einer stark verbesserten radiometrischen Auflösung, die eine bessere Handhabung der Inversionsaufgabe ermöglicht. Dieses Modell erfordert Angaben über die inhärenten optischen Eigenschaften (IOP) aller der Fernerkundung zugänglichen Wasserinhaltsstoffe: Chlorophyll, Gelbstoffe und Schwebstoffe. Dazu ist ein analytisches Verfahren zur Messung von Absorptions-, Streu- und Rückstreukoeffizienten für jeden einzelnen der oben erwähnten Stoffe erforderlich.

Dieser Artikel beschreibt ein sehr einfaches Verfahren zur Auftrennung der Wasserinhaltsstoffe und der Messung ihrer IOP über das gesamte sichtbare Spektrum an einer Wasserprobe. Es basiert auf der photometrischen Extinktionsmessung, der Äquivalenz von Extinktion und Attenuation und der Additivität von Absorptions- und Streukoeffizienten zum Attenuationskoeffizienten. Die Messung der filtrierten Wasserprobe führt zum Absorptionskoeffizienten der gelösten Stoffe, der hauptsächlich auf die gelösten Organika zurückzuführen ist. Subtrahiert man diesen Wert vom Meßwert der unbehandelten Wasserprobe, so gelangt man zum Streukoeffizienten der suspendierten Bestandteile der Wasserprobe. Die Kombination von Filtration und Oxidation kann zur Bestimmung des Absorptionskoeffizienten der gelösten anorganischen Salze verwendet werden. Die Bestimmung der Chlorophyll-Absorption ist dagegen erst nach einer separaten Extraktion des Filterrückstandes mit Ethanol möglich. Die beispielhaft vorgestellten Meßergebnisse zeigen, daß die Methode selbst bei Verwendung sehr einfacher Meßinstrumente verläßliche Resultate liefert, die den grundsätzlichen Modellvorstellungen über die IOP der Einzelstoffe entsprechen.

Summary

Advances in optoelectronical sensor technology, especially the development of PDA- and CCD-lines, promise new feasibilities for remote sensing in qualitative and quantitative determination of water constituents. One example for new chances is the application of the reflectance model of MOREL u. PRIEUR (1977) with largely enhanced radiometric resolution and therefore a better handling of the INVERSION-procedure. This model requires input parameters of the inherent optical properties (IOP) of each single detectable water constituent: Chlorophyll, Yellow Substances and Suspended Matter. Also the linkage between the optical and the corresponding analytical parameters of each water constituent is very closely connected with the knowledge of the IOP. Therefore an analytical procedure for the measurement of absorption, scattering and backscattering coefficients is required for each substance mentioned above.

This paper presents a very simple procedure for the separation of the water constituents and the measurement of their IOP across the whole visible spectrum in a water sample. It is based on photometric measurement of extinction, the equivalence of attenuation and extinction, and the additivity of absorption and scattering in attenuation-coefficients. Measurement of the filtered water sample provide absorption coefficients of the solutes, mainly the dissolved organic substances. Measurement of the unfiltered water sample subtracted by the measurement of the filtered sample leads to the scattering coefficient of the suspended components. Combination of filtering and oxidation can be used for the determination of absorption coefficients of inorganic solutes. Chlorophyll-absorption has to be analyzed separately by extracting the filter residue with ethanol. The examples presented here give the evidence, that the method provides reliable results, even when instrumentation is very simple.

Inhalt

1.	Einleitung	28
2.	Grundüberlegungen	29
3.	Geräte	31
4.	Das Verfahren der schrittweisen Abtrennung	32
5.	Vorstellung ausgewählter Messungen	33
6.	Diskussion	36
7.	Schriftenverzeichnis	37

1. Einleitung

Im Zuge der Entwicklung der Fernerkundung wurde klar, daß es möglich ist, im Wasser gelöste und suspendierte Stoffe zu erkennen. Wasser ist neben der Atmosphäre das einzige Umweltmedium, in das man mit Methoden der passiven Fernerkundung hineinschauen kann, so daß sich Aussagen über die Beschaffenheit des Wasservolumens ableiten lassen. Dies ist besonders interessant für die Erkundung und das Monitoring von Gewässergüte und damit verbundener Wasserqualitätsparameter in ihrer räumlichen Verteilung. Daraus entstand der Wunsch, die Stoffe, die der passiven Fernerkundung zugänglich sind, zu identifizieren, zu unterscheiden und in ihrer Konzentration zu bestimmen, kurz: der Wunsch nach einer qualitativen und quantitativen Analyse. Im wesentlichen geht es um die Substanzen Gelbstoffe, Schwebstoffe und Chlorophyll. Die genannten Ziele ließen sich bislang nur in sehr eingeschränkter Weise umsetzen. Die Gründe dafür sind vielfältig. Ein vollständiges und in sich geschlossenes Verfahren, welches nicht nur auf Korrelations- und Regressionsrechnung beruht, ist bislang nicht verfügbar. Hinzu kommt, daß die herkömmliche Sensorik über eine für diesen Zweck zu geringe spektrale Auflösung verfügt. Hier versprechen neue Entwicklungen in der Spektroskopie, insbesondere die CCD-Detektoren, und die weltweiten Planungen hinsichtlich zukünftiger satelliten- und flugzeuggestützter Fernerkundungsmissionen (ROSIS, MOS auf PRIRODA, MERIS auf ENVISAT) eine Weiterentwicklung der Fernerkundung von einer rein kartographischen Methode hin zu einer analytischen Methode im Sinne eines echten Umweltmonitorings. Jedoch hinken die Entwicklungen von Verfahren zur Datenauswertung und Interpretation noch ein gutes Stück hinterher. Die Einsicht in die Notwendigkeit verstärkter Forschung auf diesem Sektor führte zur Erarbeitung des hier vorgestellten Verfahrens als Teilelement eines umfassenden Verfahrens der Datenanalyse, welches dem Anspruch überregionaler Gültigkeit gerecht werden soll.

In einer vorausgegangenen Arbeit des Autors (RENNERT, 1997) wurde bereits ein Verfahren skizziert, welches im Gegensatz zu den einfachen regionalspezifischen Korrelationsmodellen eine universellere Gültigkeit beansprucht. Es beruht im wesentlichen auf dem Reflektanzmodell von MOREL u. PRIEUR (1977) und seiner Weiterentwicklung in GORDON u. MOREL (1983), SATHYENDRANATH et al. (1989) sowie weiterer Arbeiten und versucht, die einzelnen Teilelemente in einer Art und Weise anzuordnen und zu verknüpfen, daß ein in sich schlüssiges Verfahren vom ersten Schritt, der Messung, bis zum letzten Schritt, der Konzentrationsangabe der Einzelstoffe, entsteht. Ein auf universelle Verwendbarkeit abzielendes Modell muß aber auch Steuerungs- und Kontrollelemente beinhalten, die der konkreten Situation im Einzelfall gerecht werden.

In der genannten Arbeit des Autors wird aufgezeigt, wie die qualitative und quantitative Stoffbestimmung über die Simulation der spektralen Reflektanz und deren sukzessive Anpassung an eine spektral hochaufgelöste Reflektanzmessung erfolgen kann. Auf diese Weise fließen die eigentlichen Kerninformationen, nämlich die inhärenten optischen Eigenschaften (kurz IOP) der Einzelstoffe in adäquater Weise in das Modell ein.

Dabei handelt es sich im wesentlichen um die Absorptions-, Streu- und Rückstreukoeffizienten der einzelnen Wasserinhaltsstoffe. Zwar sind deren grundlegende Merkmale in ihrer spektralen Variation bekannt, aber ein für die routinemäßige Handhabung geeigneter Kenntnisstand ist noch nicht erreicht. Dies betrifft besonders die Schweb- und Gelbstoffe, die jeweils uneinheitliche Summenparameter darstellen und eine unüberschaubare Fülle von Ausprägungen hinsichtlich ihrer Zusammensetzung zulassen. Es bleibt ungeklärt, aus welchen Einzelsubstanzen sie bestehen und wie groß deren Anteile sind. Die Zusammensetzung dieser Stoffgruppen bestimmt jedoch im Einzelfall die ganz spezifische Ausprägung ihrer Absorptions- und Streueigenschaften. Gerade in diesem Punkt ist der derzeitige Kenntnisstand zu gering. DEKKER (1995) bestätigt die Notwendigkeit einer umfassenden Validierung und Verfeinerung der bisherigen Erkenntnisse auf diesem Gebiet.

Die Bestimmung der IOP der Einzelkomponenten ist eine zur Validierung des Reflektanzmodells unabdingbare Notwendigkeit. Eine solche Bestimmungsmöglichkeit sollte für jedes Gewässer und jede hydrologische Situation zur Verfügung stehen.

2. Grundüberlegungen

Bei der Entwicklung des Verfahrens standen die Photometrie und das Lambert-Beersche Gesetz Pate. Es basiert auf dem Versuch, die Extinktion als entscheidende Meßgröße der Photometrie und die Reflektanz als entscheidende Meßgröße in der Fernerkundung auf eine gemeinsame Wurzel – die IOP – zurückzuführen und darüber zu verknüpfen. Ansatzpunkt ist die Äquivalenz von Attenuationskoeffizienten $c(\lambda)$ und Extinktionskoeffizienten $E(\lambda)$ nach JERLOV (1976):

$$c(\lambda) = E(\lambda)/d \tag{1}$$

Die Division durch die Schichtdicke d einer verwendeten Küvette ist notwendig, um den dimensionslosen Parameter "Extinktion" in den auf die Einheit [m⁻¹] normierten Attenuationskoeffizienten umzurechnen. Der allgemeine Attenuationskoeffizient c(λ) ist ein Maß für die Lichtabschwächung beim Durchtritt eines Strahls durch eine Wassersäule von 1 m. Er läßt sich beschreiben als Summe aus Streukoeffizienten b(λ) und Absorptionskoeffizienten a(λ) (JERLOV, 1976).

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda)$$
(2)

Dies muß demnach in gleicher Weise für die in einer Küvette gemessene Extinktion gelten, auch wenn der Lichtweg darin in der Regel sehr viel kürzer ist. Die Additivität, die in Gl. (2) zum Ausdruck kommt, bedeutet anders herum, daß diese Parameter auch voneinander subtrahiert werden können, wenn es gelingt, streuende und absorbierende Komponenten in einer Wasserprobe voneinander zu trennen.

Die Reflektanz R(λ) als das Verhältnis von aufsteigender zur gesamten einfallenden Strahlung läßt sich nach MOREL u. PRIEUR (1977) auf die inhärenten optischen Eigenschaften Absorption a(λ) und Rückstreuung b_b(λ) zurückführen. Die Rückstreuung ist der Anteil an der Gesamtstreuung, der in einem Winkel von 90° bis 180° zur einfallenden Strahlung zurückgeworfen wird. Der Zusammenhang läßt sich folgendermaßen formulieren:

$$R(\lambda) = 0.33 \cdot \frac{b_{b}(\lambda)}{a(\lambda)}$$
(3)

Daraus wird ersichtlich, daß die Küvettenmessungen im Photometer und die Fernerkundungsmessungen von Schiff, Flugzeug oder Satellit über die Streu- und Absorptionseigenschaften des Wassers und seiner Inhaltsstoffe verknüpft werden können. Eine direkte Ableitung der Streu- und Absorptionskoeffizienten aus der Reflektanzmessung ist jedoch nicht möglich, sie sollen mit Hilfe der photometrischen Messungen näher bestimmt bzw. kontrolliert werden.

Hinter der Entwicklung dieses Verfahrens steht die Absicht, eine Auftrennung des Extinktions-Signals hinsichtlich seiner Einzelkomponenten vorzunehmen und damit die Frage zu beantworten, welche spektralen Absorptions- bzw. Streueigenschaften der Gelbstoffe, Schwebstoffe und des Chlorophylls im Einzelfall vorliegen.

Folgende vereinfachende Annahme wird an dieser Stelle getroffen: gelösten Substanzen werden ausschließlich Absorptionseigenschaften zugesprochen, ungelösten partikulären Stoffen ausschließlich Streueigenschaften. In der Literatur wird diese Annahme implizit getroffen, ohne daß näher darüber reflektiert wird. Auch wenn sie als nicht absolut exakt anzusehen ist – beispielsweise durch die Vernachlässigung der sicherlich existierenden Absorptionseigenschaften der Schwebstoffe –, so stellt sie doch eine gute Annäherung an die Wirklichkeit dar, mit der gearbeitet werden kann.

Die photometrische Extinktionsmessung einer unbehandelten Wasserprobe, in der sowohl gelöste als auch partikuläre Substanzen vorkommen, erfaßt immer die Summe aus $a(\lambda)$ und $b(\lambda)$. In der filtrierten Wasserprobe kann die Extinktion als reine Absorption aufgefaßt werden. Durch Differenzbildung dieser beiden Meßgrößen läßt sich demzufolge die durch Schwebstoffe bzw. partikuläre Substanzen verursachte Streuung ermitteln.

Die nach der Filtration in der Probe verbleibenden gelösten Substanzen können hinsichtlich ihrer Absorptionseigenschaften in 3 Gruppen unterteilt werden:

- a) das Wasser selbst (Index w),
- b) die gelösten organischen Substanzen, in der Terminologie der Fernerkundung als "Gelbstoffe" bezeichnet (Index y), und
- c) die gelösten anorganischen Salze (Index m).

Alle 3 Komponenten sind wiederum additiv:

$$a_{\text{ges}}(\lambda) = a_{\text{w}}(\lambda) + a_{\text{v}}(\lambda) + a_{\text{m}}(\lambda)$$
(4)

Die Absorptions- und sehr schwachen Streueigenschaften des reinen Wassers werden bei der photometrischen Bestimmung dadurch eliminiert, daß jede Messung stets gegen eine mit aqua dest. gefüllte Referenzküvette abgeglichen wird. Von den verbleibenden Substanzen dominieren bei weitem die Gelbstoffe. Mineralische Salze tragen nur in untergeordneter Weise zur Absorption bei, und dies auch nur im kurzwelligen Spektralbereich unter 400 nm. Dennoch sind ihre Absorptionseigenschaften nicht gleich Null. BRICAUD, MOREL u. PRIEUR (1981) belegen dies durch Messung einer Wasserprobe nach Filtration und Oxidation der organischen Substanz. Solche Kontrollmessungen können auf einfache Weise in das Verfahren integriert werden. Beispiele werden in Kap. 5 "Vorstellung ausgewählter Messungen" gezeigt.

Die Schwebstoffe werden als gewässeranalytischer Summenparameter ungeachtet ihrer Zusammensetzung bestimmt. Dies schließt ausdrücklich das Phytoplankton mit ein. Unberücksichtigt blieb dagegen bis zu diesem Punkt die Bestimmung des in den Algenzellen eingeschlossenen Chlorophylls. Im Gegensatz zur Reflektanzmessung kommt es bei der Extinktionsmessung der unbehandelten Wasserprobe nicht zur Geltung. Seine Absorption muß in einem gesonderten Arbeitsschritt erfaßt werden. Dazu wird die Probe einer in der DIN-Norm 38412 – L16 (Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung) vorgeschriebenen Extraktion mit Ethanol unterzogen. Eine ausführliche Beschreibung dieses Verfahrens ist in NUSCH (1980) zu finden. Dieser filtrierte Extrakt zeigt bei Vorhandensein von Chlorophyll eine intensiv grüne Farbe, deren Spektralverlauf diesmal gegen Ethanol als Referenz gemessen wird.

Die Abhängigkeit des Attenuations- oder Extinktionskoeffizienten von der Wellenlänge ist im Hinblick auf die Verknüpfung mit Reflektanzdaten aus der Fernerkundung von besonderer Bedeutung, da auf diese Weise auch die spektralen Variationen der Streu- und Absorptionskoeffizienten bestimmt werden können. In diesem Zusammenhang ist zu berücksichtigen, daß die oben erwähnte Additivität der IOP aus verschiedenen Messungen natürlich nur bei identischen Wellenlängen Gültigkeit besitzt.

3. Geräte

Erforderlich ist ein Photometer mit freier und präziser Wahl der Wellenlänge im fernerkundungsrelevanten Bereich zwischen 400 und 800 nm. Dadurch scheiden Filterphotometer von vorneherein aus. Für die hier vorgestellten Untersuchungen wird ein einfaches Spektralphotometer HACH DR/2000 verwendet, dessen Prisma stufenlos gedreht werden kann, wodurch die freie Wahl von λ gegeben ist. Der Nachteil dieser Wellenlängenaufsplittung über ein Prisma liegt im hohen Zeitaufwand für die Aufnahme einer kompletten Attenuations-, Absorptions- oder Streukurve. Die einzelnen Wellenlängen müssen hintereinander durchgemessen werden, und jede Veränderung der Wellenlänge verlangt einen separaten Nullabgleich mit der Referenzküvette. Soll der hier anvisierte Spektralbereich von 400 bis 800 nm im 10-nm-Intervall abgedeckt werden, dann sind nicht nur 41 Einzelmessungen erforderlich, es müssen zusätzlich bei jeder Einzelmessung zweimal die Küvetten gewechselt werden, was insgesamt 82 Küvettenwechsel für 1 Gesamtspektrum ausmacht. Zur kompletten Messung einer Probe gehören die unbehandelte, die filtrierte und die oxidierte Probe sowie der Chlorophyll-Extrakt. Dies sind insgesamt 164 Einzelmessungen mit 328 Küvettenwechseln.

Eine zweite Schwierigkeit ergibt sich daraus, daß bei der Messung der unbehandelten Wasserprobe sichergestellt werden muß, daß die Schwebstoffe nicht auf dem Küvettengrund sedimentieren. Dazu wird die Küvette vor jedem Einsetzen in das Photometer geschwenkt. Da die Partikel diskret in der Probe verteilt sind, kommt es unvermeidlich zu gewissen Inhomogenitäten in der Schwebstoffverteilung. Darum wird bei zwei unterschiedlichen Messungen nie exakt dieselbe Situation erfaßt. Dies zieht eine gewisse Streubreite der Einzelmessungen in einem Gesamtspektrum nach sich und muß durch Anpassung einer geeigneten Modellkurve ausgeglichen werden.

Beide Probleme lassen sich vermeiden bei Verwendung eines CCD- oder PDA-Spektralphotometers. Diese besitzen die Eigenschaft, den gesamten Spektralbereich, für den das Gerät ausgelegt ist, in feinster Wellenlängenauflösung simultan mit einer Messung zu erfassen. Die Auflösung liegt im Bereich von 1–5 nm, z. T. noch darunter, was für den hier anvisierten Zweck völlig ausreichend ist. Auf diese Weise entfallen Küvettenwechsel vollständig, was eine enorme Zeitersparnis mit sich bringt. Einzelmessungen von Gesamtspektren können ohne großen Zeitaufwand mehrmals durchgeführt und gemittelt werden, was die Ergebnisse wesentlich sicherer macht. Und schließlich werden die spektralen Unterschiede der Schwebstoffstreuung immer für ein und dieselbe Situation aufgezeichnet, was eine grundlegende Verbesserung darstellt. Da diese Geräte alle Vorteile auf ihrer Seite haben, werden sie für das hier beschriebene Verfahren als beste Lösung empfohlen. Es sollte aber nicht unbeachtet bleiben, daß das Verfahren auch mit sehr einfachen Geräten durchgeführt werden kann und dabei durchaus verläßliche Ergebnisse liefert.

4. Das Verfahren der schrittweisen Abtrennung

Dieser Abschnitt gibt eine schematische Beschreibung der Abfolge der einzelnen Arbeitsschritte. Alle erforderlichen Extinktionsmessungen sind über den Spektralbereich von 400–800 nm in Intervallen von 10 nm oder kleiner durchzuführen. Die Proben sollten stets frisch verarbeitet werden.

1. Die unbehandelte Wasserprobe (Index u) mit all ihren Inhaltsstoffen wird gegen aqua dest. als Referenz gemessen. Die als äquivalent betrachtete Attenuation setzt sich aus den folgenden Bestandteilen zusammen:

$$c_{u}(\lambda) = a_{v}(\lambda) + a_{m}(\lambda) + b_{s}(\lambda)$$
(5)

 $\begin{array}{l} a_y(\lambda) = Absorptionskoeffizient der Gelbstoffe (Index y) \\ a_m(\lambda) = Absorptionskoeffizient der mineralischen Salze (Index m) \\ b_s(\lambda) = Streukoeffizient der Schwebstoffe (Index s) \end{array}$

2. Ein Teil der entnommenen Probe wird durch einen feinporigen Filter filtriert und in gleicher Weise gemessen (Index f). Die Attenuation setzt sich in diesem Fall nur noch aus den absorbierenden Komponenten zusammen.

$$c_{f}(\lambda) = a_{v}(\lambda) + a_{m}(\lambda)$$
(6)

In guter Näherung gilt für 400-800 nm:

$$c_{f}(\lambda) = a_{v}(\lambda) \tag{7}$$

3. Optional ist folgender Schritt: An der filtrierten Probe wird eine vollständige Zerstörung der organischen Substanz mittels chemischer Oxidation (HNO₃/H₂O₂) oder UV-Bestrahlung durchgeführt (Index f+ox). Die Extinktion beruht danach ausschließlich auf der Absorption der mineralischen Substanzen:

$$c_{f+ox}(\lambda) = a_{m}(\lambda) \tag{8}$$

Allerdings ist, wie bereits erwähnt, $a_m(\lambda)$ im betrachteten Spektralbereich sehr klein und kann vernachlässigt werden. Dieser Zwischenschritt ist eine Kontrollmöglichkeit für den Fall, daß die hier getroffenen Annahmen nicht gegeben zu sein scheinen.

Die Berechnung von $a_{\nu}(\lambda)$ läßt sich dann folgendermaßen durchführen:

$$a_{v}(\lambda) = c_{f}(\lambda) - c_{f+ox}(\lambda)$$
(9)

4. Die Berechnung von $b_s(\lambda)$ erfolgt ungeachtet von Schritt 3 aus der Subtraktion der Gleichungen (5) und (6)

$$b_{s}(\lambda) = c_{u}(\lambda) - c_{f}(\lambda)$$
⁽¹⁰⁾
5. Da die Chlorophyllabsorption erst in gelöster Form bestimmt werden kann, muß zunächst eine Extraktion des Filterrückstandes mit Ethanol erfolgen (NUSCH, 1980). Der filtrierte Extrakt wird anschließend gegen reines Ethanol in der Referenzküvette gemessen (Index extr). Besonders charakteristisch für das Chlorophyll ist der steile und schmalbandige Absorptionspeak bei 675 nm. Um ihn korrekt zu erfassen, muß das Meßintervall zwischen 660 und 690 nm auf 5 nm (oder geringer) verkleinert werden. In diesem Fall gilt:

$$c_{extr}(\lambda) = a_{chl}(\lambda) \tag{11}$$

6. Um die Ergebnisse vergleichbar zu machen, ist es notwendig, die Koeffizienten stets in der Einheit [m⁻¹] anzugeben, d. h. auf die Schichtdicke von 1 m umzurechnen.

5. Vorstellung ausgewählter Messungen

An dieser Stelle seien einige Messungen in Kürze vorgestellt, um das Verfahren näher zu illustrieren.

Das Beispiel in Abb. 1 zeigt die Meßwerte (punktiert) und die daran angepaßte Modellkurve. Die spektrale Variation der Gelbstoffabsorption unterliegt einem exponentiellen Abfall mit steigender Wellenlänge. Die entsprechende Gleichung lautet:

$$a_{\nu}(\lambda) = a_{\nu}(\lambda_{0}) \cdot e^{-s \cdot (\lambda - \lambda_{0})}$$
(12)

Zur Anpassung werden die Meßwerte zunächst auf $a_y(\lambda_0 = 450 \text{ nm}) = 1,000 \text{ normiert.}$ Danach kann die Steigung S der Exponentialkurve auf einfache Weise gefittet werden. Anschließend wird die gesamte Kurve mit dem absoluten Meßwert bei $a_y(\lambda_0 = 450 \text{ nm})$ multipliziert.



Abb. 1: Meßwerte der Gelbstoffabsorption und angepaßte Modellkurve nach Gl. (12)

B - Streuung des Schwebstoffes:

An diesem Beispiel (Abb. 2) wird deutlich, wie wichtig die Anpassung einer geeigneten Modellkurve an die Meßwerte ist. Letztere streuen aufgrund der oben erwähnten meßtechnischen Schwierigkeit sehr viel stärker als im Falle der Gelbstoffabsorption. Die entsprechende Modellkurve der allgemeinen Form

$$\mathbf{b}_{s}(\lambda) = \mathbf{b}_{s}(\lambda_{0}) \cdot \left(\frac{\lambda}{\lambda_{0}}\right)^{-n}$$
(13)

hat in diesem Fall ihren Fixpunkt bei $\lambda_0 = 550$ nm und wird an dieser Stelle auf den Wert 1,000 normiert. Die Steigung n der Potenzfunktion kann daraufhin wie im Fall – A – leicht angepaßt und anschließend durch Multiplikation aller Werte mit dem Meßwert bei λ_0 auf den realen Fall umgesetzt werden.



Abb. 2: Meßwerte der Schwebstoffstreuung und angepaßte Modellkurve nach Gl. (13)

C-Chlorophyllabsorption:

Die spektralen Absorptionseigenschaften dieses Farbpigments sind so charakteristisch, daß sie sich nicht mit einer einfachen Modellkurve beschreiben lassen. Da die Meßwerte sehr zuverlässig ermittelt werden können, werden sie direkt zu einer Spektralkurve verbunden. Eine Normierung auf eine bestimmte Wellenlänge ist somit nicht zwingend erforderlich. Sie muß dann eingeführt werden, wenn die Spektralkurven verschiedener Proben übereinandergelegt und verglichen werden sollen, wie in Abb. 3 geschehen. Die Normierung kann prinzipiell auf die Wellenlängen einer der beiden Absorptionsmaxima $\lambda_1 = 440$ nm oder $\lambda_2 =$ 675 nm festgelegt werden. Sie wurde in diesem Fall auf 675 nm gesetzt, da (a) die photometrische Bestimmung der Chlorophyll-Konzentration nach DIN 38412 – L16 in unmittelbarer Nähe bei 665 nm erfolgt und (b) diese Absorptionsbande für die Interpretation der Fernerkundungsmessungen von ganz besonderer Bedeutung ist, da sie nur minimal von anderen Substanzen überlagert wird.



Abb. 3: Überlagerung verschiedener Absorptionsspektren des Chlorophyll

D-Absorption mineralischer Komponenten:

Um den Einfluß anorganischer Salze auf die Gesamtextinktion einer Wasserprobe zu demonstrieren, wurden einige Standardlösungen in Konzentrationen von 1 g/l in der oben beschriebenen Weise durchgemessen: Chlorid als NaCl, Phosphat als KH₂PO₄, Ammonium als NH₄Cl und Nitrat als NaNO₃. Schwankungen von ± 0.1 Extinktionseinheiten um den Nullwert (Abb. 4) beruhen auf Meßungenauigkeiten des Photometers.

Einzig die Ammonium-Lösung zeigt einen signifikanten Ausschlag. Daraus läßt sich ableiten, daß anorganische Komponenten sehr wohl optische Eigenschaften besitzen können, die für die passive Fernerkundung relevant sind. Allerdings kommen sie kaum zur Geltung, da



Abb. 4: Die Absorption gelöster Salze

Die Küste, 59 (1997), 1-187

- 36
- (a) ihre Absorption auf Wellenlängen < 400 nm beschränkt ist, die in der Regel von Fernerkundungssensoren nicht abgedeckt werden, und
- (b) derart hohe Konzentrationen wie in diesem Fall selbst in hypertrophen und stark belasteten Gewässern der absolute Ausnahmefall sind.

6. Diskussion

Das Verfahren ist in dieser Form sicher nicht frei von Ungenauigkeiten. Die getroffenen Vereinfachungen sind anhand von Detailuntersuchungen zu überprüfen. Kritische Anmerkungen und weitergehende Überlegungen zu einzelnen Punkten finden sich bei BRICAUD, MOREL u. PRIEUR (1981). Die grundlegende Bedeutung wird dadurch aber nicht in Frage gestellt. Die Lücke zwischen Fernerkundungsmessungen und allgemeinen gewässerökologischen Bestimmungen wird mit diesem Verfahren geschlossen.

Man verfügt auf diese Weise über elementare Parameter, die zur Simulation von Reflektanzspektren auf der Basis des Modells von MOREL u. PRIEUR (1977) sowie der Additivität der IOP nötig sind. Unter der Prämisse der im Abschnitt "Grundüberlegungen" getroffenen Vereinfachungen lautet diese Gleichung:

$$R(\lambda) = 0.33 \cdot \frac{b_{b,w}(\lambda) + b_{b,s}(\lambda)}{a_w(\lambda) + a_v(\lambda) + a_{chl}(\lambda)}$$
(14)

Die Rückstreu- und Absorptionskoeffizienten des reinen Wassers $b_{b,w}(\lambda)$ und $a_w(\lambda)$ sind Konstanten und in der Arbeit von SMITH u. BAKER (1981) tabelliert. Der in Gl. (14) einfließende Rückstreukoeffizient $b_{b,s}(\lambda)$ des Schwebstoffs muß aus dem Gesamtstreukoeffizienten $b_s(\lambda)$ abgeschätzt werden. Dazu wird auf eine Näherung von MOREL u. PRIEUR (1977) zurückgegriffen, die für das Verhältnis b_b/b im Falle partikulärer Streuung (Teilchendurchmesser >> Wellenlänge) Werte zwischen 0.5 und 3 %, im Mittel 1.2 %, angeben.

Die vorgestellten Meßergebnisse bestätigen in ihren Grundzügen die allgemeinen Vorstellungen über den Spektralverlauf der IOP der Einzelkomponenten. Durch die Vielzahl der bisher durchgeführten Messungen wird deutlich, daß ihr Spektralverlauf nicht starr und unveränderlich ist, sondern Variationen in einer gewissen Bandbreite unterliegt, was vermutlich auf die interne Zusammensetzung der Einzelkomponenten zurückzuführen ist. Aus diesem Grund ist es so wichtig, sie im Einzelfall spezifizieren und verifizieren zu können. Von der möglichst exakten Kenntnis der IOP hängt der Erfolg der Simulationen und damit der quantitativen Interpretation von Fernerkundungsdaten ab. Die starke Fixierung auf die IOP muß allerdings etwas relativiert werden, da zur Berechnung der realen Überwasser-Reflektanz weitere Angaben erforderlich sind:

Zum einen sind Korrekturterme für die durch die Grenzfläche Atmosphäre/Wasser hervorgerufenen Phänomene Refraktion und gerichtete Reflexion erforderlich. Zweitens ignoriert das allein auf die IOP aufbauende Reflektanzmodell die Fluoreszenz des Chlorophylls. Diese tritt bei allen Messungen im Bereich 685–705 nm sehr ausgeprägt in Erscheinung und ist direkt mit der Chlorophyll-Konzentration verknüpft. Dieses Handicap kehrt sich jedoch in sein Gegenteil um, da sich der Effekt der Chlorophyll-Fluoreszenz durch Vergleich zwischen Messung und Berechnung von R bei ansonsten zufriedenstellender Übereinstimmung herausfiltern läßt. Auf diese Weise können konzentrationsabhängige Fluoreszenzerscheinungen als Funktion der Wellenlänge in das Reflektanzmodell integriert werden. Sie müssen allerdings unter dem Aspekt regionale/überregionale Gültigkeit überprüft werden. Erste Ergebnisse dieser Simulationen werden in RENNERT (1997) vorgestellt. Die IOP der Einzelkomponenten können nicht nur mit den Reflektanzmessungen, sondern auch mit den Parametern der Gewässergütebestimmungen verknüpft werden, indem direkte Korrelationen zwischen $a_y(\lambda)$ und CSB bzw. DOC, $b_s(\lambda)$ und den abfiltrierbaren Stoffen sowie $a_{chl}(\lambda)$ und der Chlorophyll-Konzentration in [µg/l] gesucht werden. Es ist davon auszugehen, daß diese Zusammenhänge regionalspezifischen und auch saisonalen Schwankungen unterliegen, so daß Regressionen für jeden Einzelfall neu berechnet werden müssen. Auf diese Weise kann ein universell gültiges Verfahren zur Auswertung von Fernerkundungsdaten aufgebaut werden, in deren Mittelpunkt die IOP der Einzelstoffe stehen, ohne regionale und temporale Besonderheiten außer Acht zu lassen.

Ein großer Vorteil des Verfahrens ist seine Einfachheit. Es ist stets verfügbar und erfordert einen geringen instrumentellen und analytischen Aufwand. Nicht zufriedenstellend ist der Aspekt Zeitbedarf bei Verwendung einfacher Prismen-Spektralphotometer. Hier können lichtleitergekoppelte PDA- und CCD-Photometer ihre Vorteile ausspielen.

Der durch diese Photometer-Bauart erzielte Gewinn für das Verfahren der schrittweisen Abtrennung ist aber noch viel weitgehender. Es zeigt sich, daß für Transmissions-, Absorptions- und Streuungsmessungen von eutrophen Binnengewässern ganz andere Küvettenstärken gewählt werden müssen als im Fall oligotrophen Ozeanwassers. Sämtliche hier vorgestellten Messungen wurden mit einer 1"-Küvette durchgeführt und brachten stets signifikante Ergebnisse hervor. Die bisher zu diesem Thema veröffentlichten Arbeiten beschäftigen sich nahezu ausschließlich mit Ozeanwasser, das selbst im Sonderfall der Küstengewässer - vergleicht man mit den hier betrachteten Verhältnissen – relativ geringe Gehalte an fernerkundungsrelevanten Inhaltsstoffen aufweist. Entsprechend wurden dort Küvetten von 100 cm Schichtdicke und mehr (!) verwendet, z. B. bei BRICAUD, MOREL u. PRIEUR (1981). Dies zeigt, daß Standardphotometer für die Untersuchung eutropher Binnengewässer besser geeignet sind.

Die Wahl der Schichtdicke hat aber auch etwas mit der Sensitivität des Detektors zu tun. CCD-Zeilen haben neben den o.g. Eigenschaften den Vorteil, höchste Empfindlichkeit mit einem sehr weiten Dynamikbereich zu vereinen. Dies eröffnet auch für Proben aus oligotrophen Gewässern die Möglichkeit, mit herkömmlichen Küvettenstärken zu arbeiten. Darüber hinaus besteht durch eine Lichtleiterankopplung die Möglichkeit, Länge und Winkel des Lichtwegs im Zusammenspiel mit einer geeigneten Küvette individuell und sehr flexibel zu gestalten.

7. Schriftenverzeichnis

- BRICAUD, A., MOREL, A. u. PRIEUR, L.: Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains; Limnology and Oceanography, 26(1), 43–53, 1981.
- DEKKER, A. G.: Remote Sensing for Water Quality Research and Development; The EARSel Newsletter, No. 23, 1995.
- Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung (DEV); Physikalische, chemische, biologische und bakteriologische Verfahren; Gruppe L: Testverfahren mit Wasserorganismen (DIN 38412). Hrsg.: Fachgruppe Wasserchemie in der Gesellschaft Deutscher Chemiker in Gemeinschaft mit dem Normenausschuß Wasserwesen (NAW) im DIN Deutsches Institut für Normung e.V. VCH Verlagsgesellschaft, Weilheim.
- GORDON, H. R. u. MOREL, A. Y.: Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery; Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, 114 S. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokio, 1983.

JERLOV, N. E .: Marine Optics; Elsevier Oceanographic Series 14, Amsterdam, 1976.

- MOREL, A. u. PRIEUR, L.: Analysis of variations in ocean colour; Limnology and Oceanography, 22, 709–722, 1977.
- NUSCH, E. A.: Comparison of different methods for chlorophyll and phaeopigment determination; Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol. 14, 14–36, 1980.
- RENNERT, R.: Monitoring von Gewässergüte mit Fernerkundungsmethoden; Zeitschrift f. Photogrammetrie und Fernerkundung 1/97, 1997.
- SATHYENDRANATH, S., PRIEUR, L. u. MOREL, A.: A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters; International Journal of Remote Sensing; Vol. 10, No. 8, 1373–1394, 1989.
- SMITH, R. C. u. BAKER, K. S.: Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm); Applied Optics, Vol. 20, No. 2, 177–184, 1981.

Präzise Höhenbestimmung des Helgoländer Pegels

VON GÜNTER SEEBER, WOLFGANG TORGE, HEINER DENKER und HANS-JÜRGEN GOLDAN

Zusammenfassung

Mit Hilfe der geodätischen Nutzung des NAVSTAR Global Positioning Systems GPS und in Verbindung mit einer detaillierten Geoidkenntnis ist es möglich geworden, präzise Höhenübertragungen über größere Entfernungen im Meeresbereich vorzunehmen. Der bereits 1880 eingerichtete Helgoländer Pegel ist wegen seiner Lage im offenen Meer von erheblicher Bedeutung für Untersuchungen zum Verhalten des mittleren Meeresspiegels in der Deutschen Bucht. Die bisherige Höhenfestlegung gegenüber den Festlandspegeln ist jedoch um rund 30 cm falsch und erschwert damit zutreffende Interpretationen. In einem BMFT-geförderten Projekt wurde deshalb von 1991 bis 1994 eine präzise Höhenübertragung von ausgewählten Festlandspegeln nach Helgoland durchgeführt. Vier gezielte GPS-Kampagnen und eine lokale Geoidbestimmung auf der Grundlage des am Institut für Erdmessung (IfE) Hannover bearbeiteten Europageoids EGG97 führten zu einem Höhenanschluß mit cm-Genauigkeit. Vorhandene mittelwellige Fehler im Geoid konnten durch Anpassung an das Festland-System reduziert werden.

Summary

Positioning with the NAVSTAR Global Positioning System, together with a detailed geoid model, can be used for a precise height transfer over larger distances at sea. The Helgoland tide gauge established already in 1880 and located in the open sea, has a special significance for mean sea level investigations in the area of the German Bay. Unfortunately, the present height connection to the tide gauges on the German mainland has an error of about 30 cm, which disturbs a common interpretation of mean sea level records in that area. In order to change this situation, a precise height transfer has been carried out between 1991 and 1994, in a project supported by the German Minister for Research and Technology. Dedicated GPS campaigns and a local geoid determination allowed a height connection of Helgoland to the mainland height system with "cm"accuracy. The geoid height transfer is part of the European Gravimetric Geoid calculated at Institut für Erdmessung (IfE) Hannover, and affected by medium-wave errors of this continental solution, which could be reduced by fitting the geoid to the mainland control system.

Inhalt

1. Einleitung	0
2. GPS Technologie 4	2
3. Höhensysteme	5
4. Frühere Höhenübertragungen nach Helgoland 4	6
5. Das KFKI-Projekt zum Höhenanschluß des Helgoländer Pegels 4	7
5.1 Projektbeschreibung 4	7
5.2 Ellipsoidische Höhenübertragung mit GPS 4	8
5.3 Geoidhöhen-Übertragung in der Deutschen Bucht 5	1
5.4 Bestimmung der N.NHöhe für Helgoland 5	5
6. Schluß	9
7. Schriftenverzeichnis	0

1. Einleitung

Das zeitliche und räumliche Verhalten des Meeresspiegels an der deutschen Nordseeküste wird durch eine größere Zahl von Gezeitenpegeln überwacht (vgl. Abb. 1), die an das amtliche deutsche Höhensystem Normal Null (N.N.) angeschlossen sind. Dieses beruht auf Nivellements 1. Ordnung, bezieht sich auf den mittleren Meeresspiegel (MSL) in Amsterdam und wird in sogenannten normal-orthometrischen Höhen (vgl. Kap. 3.) angegeben.

Der auf der Insel Helgoland in etwa 55 km Entfernung vom Festland eingerichtete Pegel bezieht sich demgegenüber auf ein lokales Höhensystem, das mit Helgoländer Null (H.N.) bezeichnet werden soll. Der Gezeitenpegel auf Helgoland ist für regionale und globale Untersuchungen zur Modellierung des Meeresspiegelverhaltens von besonderer Bedeutung, da er zum einen von den in Küstennähe auftretenden Störungen wie Staueffekte im Flachwasser oder lokale Anomalien an Flußmündungen nicht oder nur wenig beeinflußt wird und da für ihn zum anderen seit mehr als 100 Jahren Pegelaufzeichnungen vorliegen.

Pegelregistrierungen lassen sich jedoch nur dann im regionalen und globalen Zusammenhang zutreffend interpretieren, wenn sie einem gemeinsamen Höhensystem und einem einheitlichen terrestrischen Bezugssystem (z. B. ITRF, vgl. Kap. 2.) zugeordnet sind. Die Abweichung des mittleren Meeresspiegels von einer Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes (Geoid) kann global etwa 1 m erreichen; regionale Variationen liegen zumeist unter wenigen dm. Die zeitlichen Änderungen des MSL werden mit mm/Jahr abgeschätzt und liegen damit in der Größenordnung vertikaler rezenter Krustenbewegungen. Allerdings lassen Szenarios der globalen Klimaänderung auch einen Meeresspiegelanstieg von 0,5 m/100 Jahren und mehr erwarten. Die Erfassung derartiger zeitlicher und regionaler Veränderungen, ebenso wie die Berechnung von Wasserständen für die Hydrographie und das Küsteningenieurwesen, erfordert eine Höhenkontrolle der Pegel mit cm-Genauigkeit.

Für die Verknüpfung benachbarter Gezeitenpegel entlang der Küste wird diese Forderung durch das klassische Nivellement erfüllt. Die Neuvermessung und Ausgleichung des Nivellementsnetzes 1. Ordnung in den 1980er Jahren führte im Küstenbereich zu Schleifenschlußfehlern < 1cm (WÜBBELMANN, 1993). Ein exakter und kontrollierter Höhenanschluß von Hochseepegeln an das Pegelnetz des Festlandes war bisher mit klassischen geodätischen Hilfsmitteln jedoch nicht möglich. Das gegenwärtig benutzte Höhenreferenzsystem Helgoländer Null (H.N.) beruht auf einer trigonometrischen Höhenübertragung durch HEL-MERT im Jahre 1985. Aus späteren Analysen wurde aber deutlich, daß zwischen beiden Höhensystemen eine Differenz von mehreren Dezimetern besteht.

Etwa seit dem Ende der 80er Jahre stehen mit dem NAVSTAR Global Positioning System (GPS) und mit weitentwickelten Verfahren der Geoidbestimmung hochgenaue geodätische Bestimmungsmethoden zur Verfügung, die eine präzise Höhenübertragung über größere Entfernungen ohne die Notwendigkeit von gegenseitigen Sichtverbindungen erlauben. Es lag somit nahe, das bisher ungelöste Problem des präzisen Höhenanschlusses des Helgoländer Pegels mit der neuen Methodik zu bearbeiten.

Die beiden erstgenannten Autoren haben 1991 ein entsprechendes Projekt formuliert, wobei auf die langjährigen Erfahrungen der Arbeitsgruppen "GPS" (SEEBER et al., 1994) und "Geoid" (TORGE et al., 1995) des Instituts für Erdmessung (IfE) der Universität Hannover aufgebaut werden konnte. Projektziel war die "cm"-Höhenübertragung vom N.N.-System des deutschen Bereichs der Nordseeküste auf den Helgoländer Pegel. Durch den Höhenanschluß an eine ausgewählte Zahl von Festlandpegeln (Abb. 1) konnte zugleich die Qualität der Höhenverbindung zwischen diesen Pegeln kontrolliert werden. Weiterhin wurde die Forschungsplattform Nordsee in das Projekt einbezogen.



Abb. 1: Nivellementsnetz 1. Ordnung, Pegelanschlußnivellements und im Vorhaben benutzte Meerespegel

Das Vorhaben wurde vom Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT), jetzt: Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technik (BMBF) unter dem Kennzeichen MTK 0525-2 gefördert und von einer Projektgruppe des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) begleitet. Eine große Zahl von staatlichen Dienststellen und Forschungseinrichtungen unterstützten das Projekt.

Im Rahmen des vorliegenden Beitrages werden die wesentlichen Ergebnisse aus dem Vorhaben sowie aus weiteren damit zusammenhängenden Untersuchungen am Institut für Erdmessung vorgestellt. Eine vollständige Dokumentation des Vorhabens findet sich bei SEEBER et al. (1997). Zur Erleichterung des Verständnisses werden einige Grundlagen der verwendeten Methodik erläutert.

2. GPS Technologie

Das NAVSTAR Global Positioning System, allgemein mit GPS bezeichnet, ist ein satellitengestütztes Navigationssystem, das im globalen Rahmen eine kontinuierliche Positionsbestimmung von Land-, See- und Luftfahrzeugen erlaubt. Es besteht aus 24 Satelliten in Bahnhöhen von etwa 20200 km, die Meß- und Navigationssignale zur Echtzeitnutzung durch eine unbegrenzte Zahl von Anwendern aussenden. Der Grundgedanke des Verfahrens besteht darin, daß ein Nutzer gleichzeitig die Entfernungen zu mindestens vier Satelliten mißt, um daraus seine Standortkoordinaten sowie den Synchronisationsfehler zwischen der Satellitenuhr und der Empfängeruhr abzuleiten (Abb. 2). Die Entfernungsmessung erfolgt durch die Bestimmung der Signallaufzeit von den Satelliten zum Empfänger. Bei Kenntnis der jeweiligen Satellitenpositionen aus der mitübertragenen "Navigationsmessage" ist eine Positionsbestimmung in Echtzeit und damit eine kontinuierliche Navigation möglich.



Abb. 2: Grundprinzip der Positionsbestimmung mit GPS

GPS ist ein vom amerikanischen Verteidigungsministerium primär für militärische Anwendungen entwickeltes System. Zivilen Nutzern steht nur eine durch die Sicherungsmaßnahmen SA (Selective Availability) und AS (Anti Spoofing) eingeschränkte Genauigkeit zur Verfügung. Diese beträgt für einen auf sich allein beschränkten Nutzer, unabhängig von der Qualität des GPS-Empfangsgerätes, etwa 100 m. Um eine höhere Genauigkeit zu erreichen, ist es zwingend erforderlich, relativ zu einer bekannten Referenzstation zu messen, um durch Differenzbildung den größten Teil der wirksamen Fehleranteile, insbesondere die künstliche Signalverschlechterung aufgrund von SA zu eliminieren. Dieses Verfahren wird "Differential GPS" (DGPS) genannt und ermöglicht standardmäßig eine Genauigkeit von wenigen Metern relativ zu der benutzten Referenzstation. Weltweit werden von öffentlichen und kommerziellen Betreibern operationelle Referenznetze aufgebaut, die in der Regel gegen Gebühren kontinuierlich Korrektursignale abstrahlen. Es ist selbstverständlich auch möglich, individuell temporäre Referenzstationen zu installieren und die dort aufgezeichneten Daten im Zuge einer nachträglichen Berechnung zur Bestimmung der relativen Koordinaten zwischen den beteiligten Stationen heranzuziehen.

Bei höheren Genauigkeitsanforderungen im cm-Bereich genügt es nicht, die für die eindeutige Navigation vorgesehenen Codesignale mit einer Meßauflösung von wenigen Metern zu nutzen, sondern es muß auf die wesentlich höher auflösbaren Trägersignale mit Wellenlängen von etwa 20 cm zurückgegriffen werden. Die reine Meßauflösung beträgt hier 1 mm oder weniger. Wenn es gelingt, alle wirksamen Fehlereinflüsse zutreffend zu modellieren, kann mit dieser Technik eine Genauigkeit der Koordinatenbestimmung auf dem 1-cm-Niveau auch über Entfernungen von bis zu 100 km erzielt werden. Die wesentlichen genauigkeitsbegrenzenden Einflüsse werden dabei von den unzureichend modellierten Satellitenbahnen, der Signalverschlechterung durch SA und AS, dem Ausbreitungsverhalten der Satellitensignale in der Atmosphäre (Ionosphäre, Troposphäre) und in der Antennenumgebung (Multipath) sowie vom Beobachtungsrauschen der GPS-Empfänger verursacht. Um diese Einflüsse zu beherrschen, sind neben dem Gebrauch hochwertiger Empfangsanlagen und hochentwickelter Auswertemodelle vor allen Dingen lange Beobachtungszeiten (Stunden bis Tage), die simultane Beobachtung auf möglichst vielen Stationen und die wiederholte Beobachtung unter veränderten Rahmenbedingungen (z.B. zu unterschiedlichen Jahreszeiten) von Vorteil.

Eine besondere Rolle bei der Nutzung von Trägerphasenbeobachtungen spielt die Festlegung der Mehrdeutigkeiten , d. h. die Bestimmung der ganzen Zahl von Wellenzyklen in der Entfernung Satellit-Beobachter. Erst durch die Festsetzung (fixing) der Mehrdeutigkeiten kann das hohe Genauigkeitspotential von GPS voll ausgeschöpft werden. Bei größeren Stationsentfernungen (>10 km) kann das korrekte "fixing" der Mehrdeutigkeiten durch wirksamen Fehlereinflüsse, insbesondere durch ionosphärische Störungen erheblich erschwert werden. Dies hat in den Anfangsjahren der GPS-Nutzung häufig zu erheblichem Rechenaufwand geführt, da wegen des nicht vollständigen Ausbaus der Satellitenkonstellation noch keine kontinuierlichen Beobachtungen über längere Zeiträume möglich waren.

Seit dem vollständigen Ausbau des Satellitensystems (etwa seit 1993) können ohne Schwierigkeiten kontinuierliche Beobachtungssegmente von acht und mehr Stunden genutzt werden, so daß auch real-wertige Schätzungen der Mehrdeutigkeitsterme ohne Festsetzung auf ganze Zahlen durch die Häufung der Beobachtungen zu ebenso genauen Ergebnissen führen, wie die festgesetzten Lösungen. Diese sogenannten "ambiguity-float" Lösungen werden deshalb heute bei größeren Stationsentfernungen oder bei gestörten Daten bevorzugt. Nähere Ausführungen zur Technologie genauer GPS-Verfahren findet man u. a. bei SEEBER (1993, 1996).





Abb. 3: Kartesische und ellipsoidische Koordinaten

Da die Satellitenbewegung in bezug auf den Massenmittelpunkt der Erde erfolgt, sind die aus der Satellitenbahnberechnung abgeleiteten Koordinaten von Haus aus dreidimensionale geozentrische Koordinaten. Sie werden üblicherweise als kartesische Koordinaten X, Y, Z formuliert, können aber mit strengen Formeln widerspruchsfrei in ellipsoidische Koordinaten φ , λ , h transformiert werden (Abb. 3). Die aus Satellitenmessungen hervorgehende ellipsoidische Höhe h ist damit eine rein geometrisch definierte Größe ohne Bezug zum Erdschwerefeld. Wasser muß deshalb nicht zwingend von einem Ort größerer ellipsoidischer Höhe zu einem Ort geringerer ellipsoidischer Höhe fließen. Ellipsoidische Höhen sind damit für sich allein im Wasserbau oder auch im Küsteningenieurwesen wenig hilfreich sondern müssen mit Schwerefeldinformationen verknüpft werden (vgl. Kap. 3.).

Das geozentrische Bezugssystem, in dem die GPS-Bahnen gerechnet werden, heißt "World Geodetic System 1984" (WGS 84). Die allein aus GPS-Messungen abgeleiteten Koordinaten beziehen sich folglich ebenfalls auf das WGS 84. Dem WGS 84 ist ein geozentrisches Ellipsoid mit den Dimensionen des Geodätischen Referenzsystems 1980 (GRS80, vgl. TORGE, 1991) zugeordnet. Ein solches Bezugssystem nennt man auch ein "Geodätisches Datum". Wegen der unvermeidbaren Meßungenauigkeiten und insbesondere wegen der Sicherungsmaßnahmen SA ist eine durch Messungen erfolgte Realisierung des Bezugssystems WGS 84 nicht wesentlich genauer als 10 m, häufig auch deutlich ungenauer. Da Fehler in den absoluten Koordinaten auch fehlerbehaftete Relativkoordinaten insbesondere in der Höhenkomponente zur Folge haben (SEEBER, 1987), ist es erforderlich, ein anspruchsvolles GPS-Meßprojekt an Stationen mit bereits hochgenau bekannten Absolutkoordinaten anzuschließen. Ein solcher hochgenauer, geozentrischer Bezugsrahmen steht mit dem "International Terrestrial Reference Frame" ITRF zur Verfügung. ITRF wird jährlich auf der Grundlage aktueller Daten aus geodätischen Raumtechniken (z. B. Lasermessungen zu Satelliten, Langbasisinterferometrie zu Quasaren, GPS-Beobachtungen) neu gerechnet und mit der laufenden Jahreszahl gekennzeichnet. Für das hier vorgestellte Projekt wurden Koordinaten des ITRF93 genutzt. ITRF besitzt inzwischen global ein Genauigkeitsniveau von wenigen Zentimetern und in Europa von 1 bis 2 cm. Durch eine Verknüpfung von Pegeln mit dem ITRF ist damit die Einrichtung eines globalen Höhendatums als eine Voraussetzung für das Studium globaler Meeresspiegelschwankungen möglich. ITRF und WGS 84 können im Rahmen der jeweils zugehörigen Genauigkeit als voll kompatibel betrachtet werden.

3. Höhensysteme

Die allgemein übliche Forderung von Nutzerseite an ein Höhensystem ist, daß zwei Punkte mit dem gleichen Höhenwert auch auf der gleichen Äquipotentialfläche (Niveaufläche) liegen. Damit ruht eine Wasseroberfläche zwischen diesen beiden Punkten, und es kann zwischen ihnen kein Wasser fließen. Ein physikalisch sinnvolles Höhensystem muß sich deshalb am Schwerefeld der Erde orientieren. Eine allgemein akzeptierte Höhenbezugsfläche findet man in derjenigen Niveaufläche, die im Mittel mit der Oberfläche der ruhend angenommenen Ozeane zusammenfällt und die man sich, etwa in einem System kommunizierender Röhren, unter den Kontinenten fortgesetzt denkt. Diese Niveaufläche wird als Geoid bezeichnet (vgl. TORGE, 1991). Auf das Geoid beziehen sich die durch geometrisches Nivellement bestimmten orthometrischen Höhen. Dies sind, wenn hier zunächst von Feinheiten abgesehen wird, die Gebrauchshöhen in der Landesvermessung.

Die aus Satellitenmessungen abgeleiteten Höhen oder Höhendifferenzen beziehen sich, wie oben dargelegt wurde, auf ein Ellipsoid. Die Zusammenhänge sind in Abb. 4 dargestellt. Um von ellipsoidischen Höhen, die aus Satellitenmessungen gewonnen wurden, auf orthometrische Gebrauchshöhen überzugehen, benötigt man folglich mit entsprechender Genauigkeit eine Information über den Geoidverlauf im Arbeitsgebiet. Die Darstellung des Geoidverlaufs erfolgt anschaulich durch den lotrechten Abstand N des Geoids vom Ellipsoid. N heißt Geoidundulation. Detailstrukturen des Geoids können damit durch Isolinien veranschaulicht werden (vgl. Abb. 7). Zwischen Geoidundulation N, ellipsoidischer Höhe h und orthometrischer Höhe H besteht gemäß Abb. 4 die einfachen Beziehung

$$H = h - N$$

oder bei einer Betrachtung von Höhendifferenzen

$$\Delta H = \Delta h - \Delta N.$$

Bei Vorliegen von zwei Größen kann die dritte berechnet werden. Dies bedeutet, bei Kenntnis des Geoidverlaufs und Messung ellipsoidischer Höhendifferenzen können orthometrische Höhendifferenzen abgeleitet werden. Andererseits steht hiermit ein Verfahren zur Kontrolle von Nivellementsergebnissen bzw. zur Abstützung von Geoidberechnungen zur Verfügung.

Orthometrische Höhen können streng nur berechnet werden, wenn der Schwereverlauf längs der Nivellementslinien sowie entlang der Lotlinien zwischen Geoid und Erdoberfläche bekannt ist. Beim Aufbau des deutschen Höhennetzes lagen keinerlei gemessene Schwere-



Abb. 4: Beziehung zwischen Ellipsoid, Geoid und Nivellementshöhe

werte vor. Statt dessen verwendete man gerechnete Schwerewerte aus einem theoretischen Normalschwerefeld (Niveauellipsoid). Diese "normal-orthometrischen" Höhen beziehen sich folglich nicht streng auf das Geoid sondern erzeugen, wenn sie von der Erdoberfläche nach unten abgetragen werden, die N.N.-Fläche.

Ein weiteres heute bevorzugt verwendetes Höhensystem ist das der Normalhöhen, bei dem zur Bestimmung von Höhendifferenzen zwar gemessene Schwerewerte längs der Nivellementslinien genutzt werden, andererseits für Reduktionen längs der Lotlinie auf die Normalschwere zurückgegriffen wird. Die zugehörige Höhenbezugsfläche ist das Quasigeoid.

Man kann zeigen, daß bei geringen Höhenwerten, wie es im Küstenbereich und im norddeutschen Flachland der Fall ist, die drei genannten Höhen auf wenige mm übereinstimmen, so daß der Unterschied zwischen den zugeordneten Höhenbezugsflächen Geoid, NN-Fläche und Quasigeoid für die vorliegende Aufgabenstellung vernachlässigt werden kann. Nähere Erläuterungen zur Frage der Höhensysteme findet man bei TORGE (1991).

Will man heute das zeitaufwendige geometrische Nivellement durch operationelle GPS-Messungen ersetzen, dann ist es erforderlich, über Geoidinformationen mit entsprechender Genauigkeit zu verfügen. Hierin liegt der eigentliche Engpaß des Ansatzes begründet. Im globalen Maßstab ist das Geoid bislang nur mit einer Genauigkeit von wenigen Dezimetern bis Metern bekannt, da die erforderliche regelmäßige und dichte Überdeckung mit Schweredaten nicht gegeben ist. Die wesentlich günstigere Datensituation in Europa lieferte im Arbeitsgebiet vor Projektbeginn etwa eine Geoidgenauigkeit von 5 bis 10 cm. Um die angestrebte cm-Genauigkeit der Höhenübertragung nach Helgoland zu erreichen, mußten deshalb erhebliche Anstrengungen zur Verbesserung der Datenbasis unternommen werden, über die weiter unten berichtet wird.

4. Frühere Höhenübertragungen nach Helgoland

Auf den Konferenzen zur Europäischen Gradmessung 1864 und 1867 wurde die Aufstellung von registrierenden Pegeln in den an das Meer grenzenden beteiligten Ländern gefordert, um eine Bestimmung des Mittelwassers der betreffenden Meere zu ermöglichen (HELMERT, 1895). Für die deutsche Nordsee wurden als Pegelstandorte Bremerhaven und Helgoland ausgewählt (LOHRBERG 1966). Der daraufhin errichtete Pegel auf Helgoland ist mit einer Aufzeichnungslänge von mehr als 100 Jahren der einzige Hochseepegel Deutschlands. Um die Helgoländer Aufzeichnungen mit dem amtlichen Höhensystem des Festlandes verküpfen zu können, wurden bereits frühzeitig im letzten Jahrhundert und später wiederholt Höhenübertragungen nach Helgoland mit geodätischen und ozeanographischen Methoden vorgenommen.

Das Preußische Geodätische Institut führte unter der Leitung von Baeyer und später Helmert in drei Kampagnen (1878, 1881, 1888) trigonometrische Höhenmessungen zur Anbindung von Helgoland mit dem N.N.-Höhensystem des Festlandes durch (HELMERT, 1895; LOHRBERG, 1966). Zwischen Helgoland und den Inseln Wangerooge und Neuwerk (Entfernungen 40 bis 50 km) wurden gegenseitig – gleichzeitige Zenitwinkel beobachtet. Wangerooge und Neuwerk wurden entsprechend an die N.N.-Höhen der Festlandspunkte Schillig und Cuxhaven angeschlossen. Im Dreieck Wangerooge–Helgoland–Neuwerk streuten die täglichen Mittelwerte der hieraus abgeleiteten Höhenunterschiede um mehrere Meter. Nach Streichen von Beobachtungen aufgrund schlechter Sichtbedingungen und weiterer Auswahl konnte der Dreiecksschluß schließlich auf 4 cm verkleinert werden. Die Genauigkeit der hieraus abgeleiteten Höhenübertragung nach Helgoland wurde von Helmert selbst mit \pm 25 cm abgeschätzt. Auf seinen Vorschlag wurde das Ergebnis dieser Übertragung auch zur Festlegung der amtlichen Höhenbezugsfläche für Helgoland (Helgoländer Null, H.N.) durch die Preußische Landesaufnahme benutzt.

Auf Helmert geht auch ein Versuch zur Höhenübertragung mittels ozeanographischem Nivellement in einfachster Form zurück. Unter der Annahme, daß der mittlere Meeresspiegel (MSL) in Helgoland und Cuxhaven dieselbe (N.N.) Höhenlage hat, ergibt sich eine Diskrepanz von 32 cm zur trigonometrischen Höhenübertragung (HELMERT, 1895, S. VII). Da eine Meeresspiegelneigung von rund 30 cm von der Küste bis Helgoland unwahrscheinlich ist, kommen als Ursachen wohl vorrangig Refaktionsunsicherheiten als Erklärung in Betracht (SEEBER u. TORGE, 1997).

In den folgenden Jahrzehnten benutzten Ozeanographen und Küsteningenieure mehrfach MSL-Registrierungen an der Festlandsküste zur Höhenübertragung nach Helgoland, wobei verschiedene Zeitintervalle und unterschiedliche Annahmen über die Meeresspiegelneigung zugrunde gelegt wurden. Bei GOLDAN (1996) sind zehn zwischen 1932 und 1985 durchgeführte Bestimmungen nachgewiesen, aus denen sich als einfaches Mittel eine Korrektion des Helgoländer Null (H.N.) um 30 cm (± 2 cm, Streuung von 20 cm bis 40 cm) ergibt. LASSEN (1991) findet schließlich aus MSL-Registrierungen der Perioden 1975/79 und 1982/86 an neun Pegeln als Ergebnis für die Differenz H.N. – N.N. = $\pm 25,7$ cm mit einer Standardabweichung von $\pm 1,3$ cm.

5. Das KFKI-Projekt zum Höhenanschluß des Helgoländer Pegels

5.1 Projektbeschreibung

Für den Höhenanschluß wurden unter Mitwirkung der KFKI-Projektgruppe die in Abb. 1 eingetragenen zehn Festlandspegel ausgewählt. Im Jahre 1992 wurde auch die Forschungsplattform Nordsee in das Vorhaben einbezogen, um einen N.N.-Höhenbezug für den dort betriebenen Blasenpegel zu erhalten. Wegen des noch 1992 erfolgten Abbaus der Plattform konnten die Messungen nicht fortgesetzt werden. Die Festlandspegel sind durch Anschlußnivellements an das amtliche Nivellementsnetz 1. Ordnung angeschlossen (vgl. Abb. 1). Die Aufstellung der GPS-Antennen konnte naturgemäß nicht auf den Pegelpunkten selbst erfolgen. In Abstimmung mit der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) wurden in der Nachbarschaft der Pegel geeignete Pegelkontrollpunkte (Pegelfestpunkte) oder amtliche Höhenfestpunkte (NivP) der Landesvermessungen als höhenmäßig definierte Standpunkte ausgewählt. Die genauen Lageskizzen aller Aufstellungspunkte sind in einem umfassenden Forschungsbericht (SEEBER et al., 1997) nachgewiesen.

Durch Kontrollberechnungen wurde sichergestellt, daß sich die in der Tab. 8 nachgewiesenen Geoidhöhen für die GPS-Standpunkte und für die zugehörigen Pegelpunkte nicht unterscheiden. Dies gilt insbesondere auch für den Pegel Helgoland. Dort wurden die GPS-Beobachtungen auf dem Rohrfestpunkt RF88 in der Nachbarschaft des Pegels Südhafen durchgeführt. Der Pegelstandort Binnenhafen, auf den sich zahlreiche meereskundliche Untersuchungen beziehen, ist etwa 500 m entfernt. Der Unterschied in den Geoidhöhen für beide Standorte beträgt lediglich 1 mm. Die in diesem Beitrag mitgeteilten Geoidhöhen können folglich ohne Genauigkeitsverlust auf die jeweiligen Pegel angewendet werden.

In den Abschnitten 1. bis 3. wurde dargelegt, daß sich die Aufgabe der genauen Höhenübertragung nach Helgoland nur durch die Kombination einer ellipsoidischen Höhenübertragung mit GPS und einer präzisen Geoidberechnung für den Bereich der Deutschen Bucht lösen läßt. Die Bearbeitung dieser beiden Teilaufgaben wird im folgenden erläutert. Erste Ergebnisse aus dem Projekt wurden anläßlich einer internationalen Konferenz von GOLDAN et al. (1994) vorgestellt. Der Abschlußbericht für das BMFT-Vorhaben MTK 0525-2 wurde 1995 vorgelegt und als interner Bericht an interessierte Stellen verteilt. In der Dissertation GOLDAN (1996) werden die wissenschaftlichen Aspekte des Vorhabens, insbesondere der GPS-Vermessung, diskutiert.

Nach dem formalen Abschluß des Vorhabens haben neuere Geoidberechnungen am IfE die Resultate leicht verändert. Diese Ergebnisse, die dem neuesten Stand der Wissenschaft entsprechen, werden in dem vorliegenden Beitrag ebenfalls vorgestellt. Eine umfassende Dokumentation des Vorhabens, aus der alle wesentlichen Detailinformationen entnommen werden können, ist in Vorbereitung (SEEBER et al., 1997). Eine Kurzdarstellung des Vorhabens unter besonderer Berücksichtigung der Geoidberechnungen und der geodätisch relevanten Aspekte findet man bei SEEBER u. TORGE (1997).

5.2 Ellipsoidische Höhenübertragung mit GPS

Im Rahmen des Vorhabens wurden zwischen 1991 und 1994 vier gezielte GPS-Kampagnen zur Höhenübertragung von den Festlandspegeln nach Helgoland durchgeführt. Während der zweiten Kampagne 1992 konnte auch die Forschungsplattform Nordsee (FPN) einbezogen werden. Die Stationsabstände variieren von 30 bis 100 km. Die geographische Verteilung der Stationen ist in Abb. 1 nachgewiesen. Tab. 1 enthält einige statistische und sachliche Hinweise zu den einzelnen Kampagnen. Nähere Angaben findet man bei GOLDAN (1996) und SEEBER et al. (1997).

Während eines jeden Projektjahres wurde eine Kampagne beobachtet. Die ursprüngliche Absicht, zu unterschiedlichen Jahreszeiten zu beobachten, ließ sich aus logistischen Gründen nicht vollständig erreichen. Die Witterungsbedingungen waren während der Messungen jedoch sehr unterschiedlich, so daß durch die vielen Meßtage im Vorhaben eine Minimierung der troposphärischen Einflüsse erwartet werden kann.

Kampagne	Zeitraum	Zahl u. Dauer der Sessions	verfügbare Satelliten	Empfänger
1	0915.9.1991	6 x 8 h	13	6 Ashtech (C/A)
				2 Ashtech (P)
2	0509.5.1992	5 x 8 h	18	4 Ashtech (C/A)
				4 Ashtech (P)
3	1619.3.1993	5 x 10 h	22	8 Trimble SSE(P)
4	1013.5.1994	4 x 10 h	25	11 Trimble SSE(P)

Tab. 1: Statistische Angaben zu den GPS-Kampagnen 1991-1994

Jede Station wurde mindestens zweimal je Kampagne besetzt, drei Permanentstationen wurden in die Messungen einbezogen. 1994 konnten durch die größere Zahl der verfügbaren Empfänger erstmals alle Stationen gleichzeitig beobachtet werden. Das absolute Datum der GPS-Netze wurde aus den ITRF93-Koordinaten der Stationen Onsala (Schweden), Kootwijk (Niederlande), Herstmonceux (England) und Wettzell (Deutschland) abgeleitet. Diese aus permanenten Messungen im ITRF hochgenau bestimmten Stationen wurden als "fiducial stations" mit Standardabweichungen für die Koordinaten von ± 5 mm eingeführt.

Tab. 1 macht auch die Entwicklung des GPS-Systems während der 90er Jahre deutlich. Während der ersten Kampagne 1991 stand nur eine begrenzte Zahl an Satelliten und damit auch nur ein zeitlich eingeschränktes Beobachtungsfenster zur Verfügung. Die Empfängerentwicklung war noch nicht abgeschlossen, so daß überwiegend C/A-Code-Geräte mit einem höheren Beobachtungsrauschen eingesetzt werden mußten. Da nicht genügend Geräte für eine Simultanbesetzung aller Stationen verfügbar waren, mußte in Teilnetzen beobachtet werden, die über mehrfach besetzte Stationen miteinander verknüpft wurden. Auch wenn diese erste Kampagne wegen der eingeschränkten Bedingungen noch keine optimalen Ergebnisse brachte, so wurden mit ihr doch wertvolle Erfahrungen für die Folgekampagnen gesammelt. Während der vierten Kampagne 1994 stand bereits die vollständig ausgebaute Satellitenkonfiguration zur Verfügung, und mit den Trimble SSE (P) Empfängern konnten ausgereifte Geräte eingesetzt werden, die auch unter Aktivierung der Sicherungsmaßnahmen SA und AS optimale Ergebnisse gewährleisteten. Weiterhin war es möglich, wegen der genügenden Zahl verfügbarer Geräte auf allen Stationen simultan zu beobachten, so daß ein Umsetzen während der Kampagne nicht mehr nötig wurde.

Die Auswertung der Beobachtungen erfolgte mit dem Programmpaket GEONAP (WUBBENA, 1991), wobei nachträglich verfügbare präzise Bahnephemeriden und ein Standard-Troposphärenmodell benutzt wurden. Für die erste Kampagne konnten alle Mehrdeutigkeiten festgesetzt werden; wegen der großen Stationsentfernungen muß jedoch auch mit einzelnen falsch festgesetzten Mehrdeutigkeiten gerechnet werden. In den folgenden drei Kampagnen wurde wegen der längeren verfügbaren Beobachtungszeit die Float-Lösung ohne Festsetzung der Mehrdeutigkeiten auf ganze Zahlen bevorzugt. Außerdem wurde der troposphärische Refraktionseinfluß durch einen Stationsparameter mit einer Korrelationslänge von 2 Stunden zusätzlich modelliert.

Die endgültigen 3D-Koordinaten ergaben sich aus einer kombinierten Ausgleichung aller Kampagnen (Projektlösung). Abb. 5 zeigt die Geometrie des GPS-Netzes und die zugehörigen Fehlermaße. Aus den Residuen der Gesamtlösung wurden relative Fehlerellipsen für die Stationsverbindungen und Standardabweichungen für die Höhen und die

Die Küste, 59 (1997), 1-187 50

ausgeglichenen Höhendifferenzen nach Helgoland gerechnet. Tab. 2 stellt die Ergebnisse sowohl für die einzelnen Kampagnen als auch für die gesamte Projektlösung zusammen. Aus der Abb. 5 wird deutlich, daß die Höhenübertragung zur Forschungsplattform Nordsee unsicherer ist als für die anderen Stationen, da sie nur während einer Kampagne besetzt werden konnte. Die Projektlösung liefert für die FPN eine Höhengenauigkeit von $\pm 1,7$ cm.



Abb 5: GPS-Netz und Fehlermaße der Projektlösung

Kampagne	Standardabweichung der Höhen aus Residuen der Sessions in cm	Standardabw. (Max.wert) der Höhendifferenzen nach Helgoland (ITRF 93) in cm
1 (1991)	± 4,2	± 2,0 (3,2)
2 (1992)	± 3,7	$\pm 2,0(3,1)$
3 (1993)	± 1,0	\pm 1,0 (1,3)
4 (1994)	± 0,9	± 1,0 (1,0)
Projektlösung	± 2,9	$\pm 0.8(1,2)$

Tab. 2: Genauigkeitsabschätzungen für die GPS-Höhenübertragung

Aus den Zahlen für die Genauigkeitsabschätzung wird deutlich, daß die Kampagnen 1993 und 1994 wesentlich genauere Ergebnisse als die früheren Messungen liefern. Dies ist, wie oben erläutert wurde, im wesentlichen auf neuere Empfängertypen und längere Beobachtungszeiten zurückzuführen, aber auch auf den vollständigen Ausbau des GPS-Raumsegments (vgl. Tab. 1). Die gesamte Projektlösung wird damit auch weitgehend von den letzten beiden Kampagnen bestimmt. Die endgültige ellipsoidische Höhe für die GPS-Station Helgoland ergibt sich mit einer Standardabweichung von \pm 0,8 cm, so daß die Höhenübertragung eine Genauigkeit von besser als \pm 1 cm (1 σ) aufweisen dürfte.

5.3 Geoidhöhen-Übertragung in der Deutschen Bucht

Die Übertragung der Geoidhöhen vom Festland nach Helgoland erfolgte mit der gravimetrischen Methode (TORGE, 1991). Hierzu ist eine globale Kenntnis der Schwereanomalien erforderlich, die je nach angestrebter Genauigkeit mit entsprechender Dichte vorliegen müssen. Für regionale Anwendungen geht man so vor, daß die langwelligen Anteile des Schwerefeldes aus einem globalen Kugelfunktionsmodell entnommen werden, und daß für die höherfrequenten Anteile im Arbeitsgebiet Schwereanomalien und Topographiedaten in größerer Dichte gesammelt werden. Am IfE wird im Rahmen des Arbeitsschwerpunktes "Schwerefeldmodellierung" zu diesem Zwecke seit vielen Jahren eine umfassende Schweredatenbank aufgebaut (DENKER, 1988).

Die angestrebte "cm"-Genauigkeit für die Höhenübertragung nach Helgoland setzt mittlere Schwerepunktabstände von einigen km und eine Anomaliengenauigkeit von wenigen 10 μ m/s² (10 μ m/s² = 1 mgal) voraus, wie globale und regionale Untersuchungen zum statistischen Verhalten des Schwerefeldes zeigen (TSCHERNING u. RAPP, 1974; DENKER, 1988). Die Unterschiede zwischen Geoid, Quasigeoid und N.N.-Fläche sind im Küstenbereich sehr gering (1cm) und können für die vorliegende Aufgabe vernachlässigt werden.

Die im KFKI-Vorhaben benötigte lokale Geoidbestimmung im Bereich der Deutschen Bucht wurde als Teil des gravimetrischen (Quasi)geoids für Europa angesehen (SEEBER u. TORGE, 1997), das am IfE Hannover (Rechenstelle der IAG-Geoidkommission) seit 1990 berechnet wird. Seitdem sind mehrere Geoidversionen vorgelegt worden (DENKER et al., 1995); die endgültige Fassung trägt den Namen EGG97 (European Gravimetric Geoid 1997). Diese Geoidberechnungen benutzen die in der IfE-Datenbank für Europa gesammelten gravimetrischen und topographischen Daten (z. Z. etwa 2,7 Mill. Schwereanomalien meist als Punktwerte und etwa 700 Mill. Höhenwerte), die auf einheitliche Bezugssysteme in Schwere, Höhe und Lage bezogen wurden. Strategie der Geoidmodellierung ist die "remove-restore-technique". Hierbei wird ein hochauflösendes Kugelfunktionsmodell (langwellige Schwerefeldanteile) mit den terrestrischen Schwereanomalien (mittel- und kurzwellige Feldanteile) und dem aus dem digitalen Geländemodell abgeleiteten hochfrequenten Feldanteil optimal kombiniert (vgl. TORGE, 1994; DENKER, 1996). Die Feldtransformation (Schwereanomalien in Geoidhöhen) basiert auf einer Modifikation der Stokes'schen Integralformel (TORGE, 1991).

Vor Anlauf des Projektes lagen im Bereich der Deutschen Bucht nur seegravimetrische Profile mit einem Abstand von etwa 10 Seemeilen (sm) vor, und die logistisch schwierig zugänglichen Wattgebiete waren nicht vermessen. Eine ausführliche Datensichtung ergab, daß für einzelne lokale Bereiche hochauflösende Schweredaten vom Bundesamt für Seeschiffart und Hydrographie, Hamburg, übernommen werden konnten. Um die erforderliche Datenbasis zu schaffen, wurden 1992 im Rahmen des KFKI-Projektes in zwei Kampagnen (etwa 4 Wochen Meßzeit) systematisch seegravimetrische Messungen in der Deutschen Bucht und besonders um Helgoland durchgeführt. Zur Anwendung gelangten Askania-Gravimeter GSS3/GSS30. Die für die Eötvös-Korrektur erforderliche genaue Geschwindigkeitsbestimmung über Grund erfolgte mit eigens installierter DGPS-Navigation. Die gesamte Profillänge betrug 2800 sm, und es wurden 19000 Schwerepunkte bestimmt. Die gemeinsame Bearbeitung der seegravimetrischen Profile reduzierte die mittlere Kreuzungspunktdifferenz von \pm 33 µm/s² (vor der Ausgleichung) auf \pm 13 µm/s² (nach der Ausgleichung). Das zentrale Gebiet um Helgoland ist jetzt mit Profilen im Abstand von 2 sm überdeckt, die Deutsche Bucht kann mit einem 5-sm-Gitter erfaßt werden.

Die Wattgebiete wurden 1992 und 1993 während insgesamt 11 Wochen Meßzeit von flachgehenden Booten ausgehend "zu Fuß" während des Niedrigwassers vermessen. Zur Anwendung gelangten LaCoste-Romberg-Gravimeter. Als beste Meßzeit erwiesen sich jeweils zwei Stunden vor und nach der täglichen Niedrigwassertide. Je nach Gegebenheit konnten während einer Tideperiode zwischen zwei und fünf Punkte vermessen werden. Die Positionszuordnung erfogte mit einfachen GPS-Handgeräten. Die Höhen wurden aus Seekarten abgegriffen und mit Hilfe der vom Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie herausgegebenen Karte des mittleren Springtidenhubs auf N.N. korrigiert. Die Genauigkeit der Höhenzuordnung wird mit 2 bis 3 dm abgeschätzt und entspricht damit der Genauigkeit der gravimetrischen Wattvermessung von etwa 1 μ m/s². Insgesamt wurden 164 Gravimeterpunkte im Watt bestimmt. Abb. 6 zeigt die Lage und Verteilung der gravimetrischen Daten der IfE-Datenbank im Bereich der Deutschen Bucht und ihrer Umgebung nach diesen Verdichtungsmessungen.

Für die Höhenübertragung wurden im Verlauf des Projektes und in der Zeit nach Abschluß des Vorhabens mehrere Geoidmodelle untersucht, von denen hier drei Lösungen vorgestellt werden sollen

- das globale Kugelfunktionsmodell OSU91A
- das gravimetrische Europa-Geoid EGG94.01
- das gravimetrische Europa-Geoid EGG97.

Das OSU91A Modell (RAPP et al., 1991) besitzt einen Entwicklungsgrad der Kugelfunktionen bis Grad und Ordnung 360 und eine entsprechende räumliche Auflösung von 50 km. Dieses Modell kann bestenfalls dm-Genauigkeit für die Höhenübertragung liefern und wird hier zu Vergleichszwecken aufgeführt.

Das EGG94.01 Europa-Geoid beruht auf dem OSU91A Modell und enthält zusätzlich Schweredaten aus der IfE-Datenbank mit Stand 1994. In diese Lösung sind die im Rahmen des KFKI-Projektes gewonnenen zusätzlichen Schweredaten im Bereich der Deutschen Bucht eingeflossen. Die im unveröffentlichten Abschlußbericht des Vorhabens und in



Abb. 6: Verteilung der Schweredaten im Bereich der Deutschen Bucht und Umgebung (IfE-Datenbank 1996; Seebereich: Profildaten, Landbereich: unterschiedlich dichte Punktdaten)

GOLDAN (1996) vorgestellten Ergebnisse der Höhenübertragung nach Helgoland beruhen auf dem Kenntnisstand von Ende 1994 und basieren auf diesem Geoidmodell.

Das EGG97 Europa-Geoid verwendet im langwelligen Teil das gegenüber dem OSU91A wesentlich homogenere globale Modell EGM96 der NASA und der US National Imagery and Mapping Agency (NIMA). Weltweit wird eine Genauigkeit von 0,5 m (See) bis 1 m (Land) abgeschätzt (RAPP u. NEREM, 1995). Der aus der IfE-Schweredatenbank in die Lösung eingebrachte Anteil unterscheidet sich von der EGG94.01 Lösung im wesentlichen durch höherauflösende inzwischen zugängliche Schwere- und Topographiedaten aus osteuropäischen Ländern. Außerdem wurde an dieser Lösung eine "zero order" Korrektion von 50 cm angebracht, um den systematischen Unterschied zwischen den Bezugssystemen für GPS und für gravimetrische Daten abzufangen.

Die Geoidmodelle EGG94.01 und EGG97 liegen als Punktgeoidhöhen in einem 1'x 1.5'-Gitter (entsprechend etwa 2 km x 2 km) vor. Der Vernachlässigungsfehler sollte damit <1 cm sein. In Gebieten mit guter Datenüberdeckung wird die Genauigkeit dieser Lösungen zu $\pm 1 \dots 5$ cm über 10 bis einige 100 km abgeschätzt; Fehleranteile aus mittleren Wellenlängen von einigen 100 km können jedoch 10 cm und mehr erreichen (DENKER et al., 1995). Der Verlauf des Geoids EGG97 im Bereich der Deutschen Bucht und Umgebung ist in Abb. 7 mit Isolinien im 5-cm-Abstand dargestellt. Die Geoidhöhen für die im Projekt besetzten Pegelstationen sind in Tab. 8 nachgewiesen. Das EGG97 Modell wird voraussichtlich für die nächsten Jahre in Europa als Standard-Geoidmodell verwendet werden.



Abb. 7: Geoidverlauf (0,05 m Isolinien) im Bereich der Deutschen Bucht und Umgebung (Teil der Europa-Geoidlösung EGG97, Referenz GRS80)

5.4 Bestimmung der N.N.-Höhe für Helgoland

Mit den Ergebnissen der GPS-Lösung (5.2) und der Geoidberechnung (5.3) kann die eigentliche Übertragung der N.N.-Höhe von den 10 Pegelstationen nach Helgoland vorgenommen werden. Dabei wurden zwei Ansätze untersucht

bzw.

H = h - (N + dN) $H = h - (N + dN + \varepsilon_{NS} \Delta \phi + \varepsilon_{OW} \Delta \lambda \cos \phi)$

Hierin bedeuten H die N.N.-Höhe, h die GPS-Höhe und N die Geoidhöhe. Wegen der o.g. Systemunterschiede zwischen GPS und dem gravimetrischen Geoid muß eine konstante Verschiebung dN (bias) zugelassen werden. Die in den Geoidmodellen gefundenen mittelwelligen Fehleranteile lassen sich durch eine Neigung mit NS- und OW-Komponenten ε_{NS} , ε_{OW} abfangen. Auf diese Weise werden die Geoidmodelle lokal an die N.N.-Höhen der Festlandspunkte angepaßt, was genau der Zielsetzung des Projektes entspricht. Tab. 3 enthält die Ergebnisse der entsprechenden Ausgleichungen.

Tab. 3: Bias, Neigung und r.m.s. (maximale) Restklaffungen bei der Anpassung verschiedener Geoi	d-
modelle an das GPS/Nivellementssystem (10 Festlandspegel)	

Geoid-Modell	bias	Neig	ung (")	r.m.s. (max.) l	Restklaffungen
	(cm)	NS	EW	bias (cm)	bias + Neig. (cm)
OSU 91 A	- 36,3	+ 0,09	+ 0,12	± 8,0 (19,4)	± 6,9 (18,0)
EGG 94.01	- 47,5	0,00	+ 0,17	$\pm 3,4 (9,3)$	± 1,3 (2,0)
EGG 97	- 1,0	+ 0,05	+ 0,08	± 2,8 (6,3)	\pm 1,4 (2,1)

Es zeigt sich, daß die OSU91A-Übertragung überraschend genau ist, was auf das relativ glatte Schwerefeld im Arbeitsgebiet und die ausreichende Datenüberdeckung zurückzuführen ist. Eine Anpassung des Geoids durch das Einführen von Neigungsparametern kann die Lösung jedoch kaum verbessern. Beim Übergang zu den hochauflösenden Modellen EGG94 und EGG97 wird die Anpassung an die Festlandshöhenpunkte durch die Neigungskorrektur jedoch in den angestrebten "cm"-Bereich hinein verbessert. Ähnliche Neigungen im Geoid wurden auch bei unabhängigen Vergleichen in Norddeutschland gefunden (GROTE, 1996). Es dürfte deshalb realistisch sein, von verbleibenden mittelwelligen Geoidfehlern auszugehen, die durch die Neigungskorrektur abgefangen werden können. Deutlich wird auch die Beseitigung des Bias im Systemunterschied durch den geänderten globalen Anteil im EGG 97.

Die Restunsicherheiten nach der Anpassung von 1 bis 2 cm lassen sich mit der Genauigkeit der N.N.-Höhen aus dem Nivellement, dem GPS-Übertragungsfehler und den kurzwelligen Geoidfehleranteilen erklären. Sie entsprechen voll und ganz dem Genauigkeitsniveau der jeweiligen Methoden und stellen damit auch eine gewisse gegenseitige Kontrolle dar.

Als Ergebnis der verschiedenen Ausgleichungen zur Anpassung des Geoids an die Festlandspegel liegen die in Tab. 4 zusammengestellten Höhen im H.N. und im GPS-System sowie die Geoidhöhen verschiedener Modelle für den Bezugspunkt RF 88 vor. Dieser Punkt wurde 1990 als Rohrfestpunkt für die GPS-Höhenübertragung eingerichtet und im Rahmen des Projektes besetzt.

Höhenart H (H.N.)		Höhenwert (m) 4,190	
h (GPS)	roher Wert	43,644 bias-korr.	bias+Neigkorr
N (OSU 91A)	39,645	39,282	39,262
N (EGG 94.01)	39,686	39,211	39,185
N (EGG 97)	39,197	39,187	39,174

Tab. 4: Höhenwerte für den Helgoland-Anschlußpunkt RF 88

Die Differenz zwischen Helgoländer-Null H.N. und dem N.N.-System an der deutschen Nordseeküste ergibt sich aus

$$H.N. - N.N. = h - H (H.N.) - N.$$

Die entsprechenden Werte für die drei Anpassungen sind in Tab. 5 zusammengestellt.

	H.N. – 1	J.N. (cm)
Geoid-Modell	bias-korr.	bias + Neigkorr
OSU 91 A	+ 17.2	+ 19.2
EGG 94.01	+ 24.3	+ 26.9 *)
EGG 97	+ 26.7	+ 28.0

Tab. 5: Unterschied zwischen dem N.N.-System des Festlands und dem Helgoländer H.N.-System

*) Dieser Wert wird in GOLDAN (1996) als Projektergebnis mitgeteilt.

Die Genauigkeit der gravimetrischen Höhenübertragung vom Festland nach Helgoland verbessert sich bei Verwendung eines regionalen Geoidmodells gegenüber einem globalen Modell um rund eine Größenordnung. Man kann davon ausgehen, daß zukünftige veränderte globale Modelle und zusätzliche regionale Daten, ebenso wie eine andere Auswahl der Stützpunkte an der Küste das Ergebnis nur noch um etwa 1 cm verändern werden. Das EGG-97-Resultat

$$H.N. - N.N. = 28,0 \text{ cm}$$

stellt damit einen gewissen Abschluß der Untersuchungen dar und dürfte für einen längeren Zeitraum Bestand haben. Es stimmt mit den ozeanographischen Übertragungen auf etwa 2 cm überein, was eine gewisse unabhängige Kontrolle darstellt (GOLDAN, 1996, S. 36 f.).



Abb. 8: Höhenbezugsflächen in Helgoland

Der Zusammenhang zwischen Normal-Null, Helgoländer-Null und Pegelnullpunkt ist in Abb. 8 als Prinzipskizze dargestellt. H.N. liegt nach den Ergebnissen dieses Projektes um etwa 28 cm über N.N. Dies bedeutet, daß die im bisherigen Höhennachweis von Helgoland vorliegenden Zahlenwerte um 28 cm vergrößert werden müssen, um auf N.N. bezogen zu werden. Der Pegelnullpunkt liegt, wenn der Zahlenwert von 28 cm als Systemdifferenz angehalten wird, gegenüber N.N. bei –473 cm.

Tab. 6: Ausgleichungsergebnisse der Geoidanpassung mit Bias und Neigung

Ausgleichsergebnisse:	EGG 97
$s_0 = 1,7 \text{ cm}$	
$\Delta N = -1,0 \text{ cm} \pm 0,5 \text{ cm}$	
$\varepsilon_{\rm NS} = + 0,053'' \pm 0,020''$	
$\varepsilon_{\rm OW} = + 0.078'' \pm 0.032''$	

Station	Niv. Höhe	gerechnetes H _{NN}	Differenz 2–3
1	2	3	4
Borkum	4,502	4,498	+ 0,4
Wilhelmshaven	6,359	6,365	- 0,6
Bremerhaven	4,084	4,082	+ 0,2
Cuxhaven	3,088	3,072	+ 1,6
Büsum	4,696	4,712	- 1,6
Pellworm	3,493	3,474	+ 1,9
Dagebüll	7,662	7,663	- 0,1
Wittdün	2,998	3,019	- 2,1
Hörnum	4,419	4,434	- 1,5
List	4,063	4,044	+ 1,9
Plattform		32,659	
Helgoland	4,190	4,470	- 28,0

Durch die hochgenaue GPS-Netzlösung und die Anpassung der Geoidlösung an das Pegelnetz können die aus GPS und Geoidundulationen gerechneten Höhen $H_{N.N.}$ an den Pegelstationen den Nivellementshöhen gegenübergestellt werden und liefern damit auch eine Höhenkontrolle der 10 Pegelstationen an der Küste. Tab. 6 macht deutlich, daß die Abweichungen einen Betrag von 2,0 cm nicht übersteigen. In diesen Differenzen sind Einflüsse des Nivellements, der Geoidanpassung und der GPS-Lösung enthalten. Die Diskrepanzen sind bemerkenswert klein und bestätigen damit im Rahmen der Meßgenauigkeit die Höhenangaben für die in das Projekt einbezogenen Festlandspegel.

Im Zuge der zweiten Meßkampagne 1992 war auch die Forschungsplattform Nordsee (FPN) besetzt worden. Die ausgeglichene NN-Höhe für die dortige GPS-Station Plat ist in Tab. 7 mit 32,66 m angegeben. Während der Meßkampagne ist es auch gelungen, die Höhendifferenz zwischen dem GPS-Punkt und dem Gründungskörper sowie zwischen dem GPS-Punkt und dem Nullpunkt des an der FPN installierten Blasenpegels zu ermitteln. Die angegebenen Genauigkeitswerte beruhen auf einer Abschätzung der für die Anschlußmessungen verwendeten Verfahren. Nähere Einzelheiten sind in dem Forschungsbericht SEEBER et al. (1997) nachgewiesen. Die Ergebnisse sind in Tab. 7 zusammengestellt.

Punkt der FPN	Höhe NN [m]	Genauigkeit [m]
GPS-Punkt	32,66	0,03
OK Gründungskörper	- 27,03	0,10
Blasenpegel FPN	- 5,08	0,12

Tab. 7: Höhenanschluß der	Forschungsplattform	Nords	ee
---------------------------	---------------------	-------	----

Abschließend werden für alle Pegelstationen die Geoid-Punkthöhen des EGG97 mit und ohne Anpassung an die Festlandspegel mitgeteilt. Die rohen Werte in der vorletzten Spalte der Tab. 8 entsprechen den Angaben, die von den Autoren der Geoidberechnung (DENKER u. TORGE, 1997) veröffentlicht sind, und die in Zukunft bei amtlichen Arbeiten der Landesvermessungen in Europa Verwendung finden werden.

Station	Länge	Breite	Geoidhöhe roher Wert [m]	Geoidhöhe +bias+Neig. [m]
Borkum	53,557633	6,746830	40,303	40,234
Wilhelmshaven	53,514731	8,144064	40,000	39,965
Bremerhaven	53,545426	8,568640	39,732	39,708
Cuxhaven	53,871903	8,709657	39,418	39,407
Büsum	54,123091	8,866011	39,668	39,668
Pellworm	54,510708	8,685537	39,759	39,765
Dagebüll	54,729858	8,694331	40,066	40,079
Wittdün	54,629279	8,380904	39,858	39,860
Hörnum	54,755290	8,293468	40,181	40,185
List	55,017527	8,438821	40,648	40,662
Plattform	54,700924	7,167941	39,694	39,669
Helgoland	54,174832	7,891762	39,197	39,174

Tab. 8: Punkthöhen des Europageoid EGG97 an den Pegelstationen

Die letzte Spalte enthält diejenigen Geoidhöhen, die bei einer Anpassung mit Verschiebung und Neigung an die Festlandspegel entstanden sind und mit den speziellen Ergebnissen des KFKI-Projektes übereinstimmen. Mit Kenntnis dieser Werte kann an den Pegelstationen unmittelbar ein Bezug zwischen dem mittleren Meeresspiegel und dem Geoid hergestellt werden.

6. Schluß

Durch das in den letzten Jahren zu einem leistungsfähigen Verfahren der präzisen dreidimensionalen Positionsbestimmung entwickelte Satellitennavigationssystem GPS und durch die bemerkenswerten Fortschritte in der Geoidberechnung ist es möglich geworden, entfernt liegende Stationen auf der Erdoberfläche mit hoher Genauigkeit höhenmäßig miteinander zu verbinden. Insbesondere eröffnet sich damit die Möglichkeit, GPS zur Höhenübertragung im Meeresbereich einzusetzen.

Die höhenmäßige Verbindung zwischen Meerespegeln und deren zeitliche Kontrolle sind früh als geodätisches Problem erkannt worden, da nur so die Pegelregistrierungen für ozeanographische Zwecke vollständig ausgewertet werden können. Das hier beschriebene Projekt zeigt exemplarisch am Beispiel des Helgoländer Pegels, daß die heute geforderte "cm"-Genauigkeit bei der Höhenfestlegung von Meerespegeln bei Stationsabständen von einigen zehn bis einigen hundert Kilometern (Deutsche Bucht) erzielt werden kann. Dies entspricht auch der Genauigkeit der nivellitischen Höhenkontrolle im Festlandsbereich.

Auf der Seite der GPS-Messungen war es dazu erforderlich, mehrere Kampagnen in einer netzförmigen Anordnung durchzuführen, wobei unterschiedliche Beobachtungsbedingungen angestrebt wurden. Ein wesentlicher Gesichtspunkt ist dabei die Simultanbesetzung möglichst aller Stationen. Die GPS-Projektlösung bietet mit der hohen inneren Genauigkeit eine gute Grundlage, um bei späteren Wiederholungsmessungen Aussagen über eventuelle Höhenveränderungen der einbezogenen Pegelstandpunkte zu treffen. Wegen des inzwischen voll ausgebauten Satellitensystems wird es nicht mehr erforderlich sein, für spätere Epochenlösungen mehrere Meßkampagnen durchzuführen. Durch die Anbindung des GPS-Netzes an das globale ITRF-Bezugssystem ist es darüber hinaus möglich, das hier untersuchte Gebiet in globale Betrachtungen zum Meeresspiegelverhalten einzubeziehen.

Auf der Seite der Geoidbestimmung mit der gravimetrischen Methode war es notwendig, das Datenmaterial im Bereich der Deutschen Bucht zunächst zu verdichten, um die erforderliche hohe Detailauflösung zu erhalten. Flächenhaft verteilte Schwereanomalien mit Punktabständen von einigen km liefern bei Einbindung in eine global abgestützte regionale Geoidbestimmung (hier gravimetrisches Europageoid) allerdings nur Relativgenauigkeiten von einigen cm in dem hier betrachteten Entfernungsbereich. Ursache sind lang- und mittelwellige Fehler der globalen und regionalen Schwerefelddatensätze. Diese werden bei einer Anpassung an GPS/Nivellementsstützpunkte (hier in unmittelbarer Nähe der Festlandspegel gewählt) weitgehend beseitigt. Im vorliegenden Beispiel reichen hierzu eine Verschiebung und eine Neigung des Geoids aus. Die Restklaffungen an den Stützpunkten reduzieren sich dann auf ± 1 cm. Hierin sind auch die Fehler der GPS- und der Nivellementshöhen enthalten.

Durch die im Vorhaben durchgeführte Datensammlung und die systematische Anlage von Verdichtungsmessungen liegt jetzt eine zufriedenstellende Überdeckung mit Schwereanomalien in der Deutschen Bucht vor. Mit Hilfe des hochauflösenden Europageoids EGG97 sollte es jetzt möglich sein, GPS-gestützte Höhenübertragungen im Bereich der deutschen Nordseeküste auch operationell vorzunehmen. Mit der hier demonstrierten "cm"-Genauigkeit ist eine gewisse Grenze erreicht worden, die durch die Fehlerbudgets der beteiligten Datensätze bestimmt wird. Hierzu rechnen insbesondere die ermittelten Geoidhöhen, aber wohl auch die Nivellementsergebnisse und durch Grundwasserschwankungen bedingte Höhenänderungen der als "Festpunkte" eingeführten Pegelfestlegungen. Mit dem vorgestellten Ergebnis dürfte jedoch eine solide Basis für Untersuchungen zum regionalen Verhalten des mittleren Meeresspiegels und zu seinen zeitlichen Änderungen gegeben sein.

Dank: Die Höhenübertragung nach Helgoland wurde im Rahmen des vom Bundesminister für Forschung und Technologie geförderten Forschungsvorhabens BMFT-MTK 0525-2 durchgeführt (Projektbearbeiter Dr.-Ing. H.-J. Goldan). Die Geoidberechnungen für den Bereich der Deutschen Bucht sind Teil der am Institut für Erdmessung (IfE) der Universität Hannover laufenden Arbeiten zur Bestimmung eines gravimetrischen Geoids für Europa (Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft in den Normalverfahren To 46/38-1 und To 46/43-1,2, Projektbearbeiter Dr.-Ing. H. Denker, Dipl.-Ing. D. Behrend).

Das Vorhaben wurde durch eine Projektgruppe des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) begleitet, in der folgende Stellen vertreten waren:

- Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Koblenz,
- Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg,
- Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten, Kiel,
- Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein, Kiel,
- Niedersächsisches Landesverwaltungsamt Landesvermessung Hannover
- Wasser- und Schiffahrtsdirektion Nord, Kiel,
- Wasser- und Schiffahrtsdirektion Nordwest, Aurich.

Bei der Durchführung des BMFT-Projekts wurde mit folgenden Stellen zusammengearbeitet:

- Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), Bremerhaven,
- Allsat GmbH, Hannover,
- Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), Karlsruhe,
- Institut für Geophysik der Universität Hamburg,
- Institut für Vermessungswesen der TU Braunschweig,
- Landesvermessungsamt Brandenburg, Potsdam,
- Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin,
- Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (NLfB), Hannover,
- Wehrtechnische Dienststelle für Schiffe und Marinewaffen (WTD71), Eckernförde.

Mitarbeiter des IfE und Studierende haben in den Meßeinsätzen des Projektes die benötigten Daten gewonnen.

Allen beteiligten Institutionen und Personen wird für die Zusammenarbeit, Mitwirkung und Unterstützung gedankt.

7. Schriftenverzeichnis

DENKER, H.: Hochauflösende regionale Schwerefeldbestimmung mit gravimetrischen und topographischen Daten. Wiss. Arb. Fachr. Verm.wesen, Univ. Hannover, Nr. 156, 1988. DENKER, H., BEHREND, D. u. TORGE, W.: The European Gravimetric Quasigeoid EGG 96. Bur.

Grav. Int., Bull. d'Inf. No. 77/IGeS Bull. No. 4, Spec. Issue "New Geoids in the World", 3-11, Toulouse/Milano, 1995.

- DENKER, H.: Stand und Aussichten der Geoidmodellierung in Europa. Z.f. Verm.wesen 121, 264–277, 1996.
- DENKER, H. u. TORGE, W.: The European Gravimetric Quasigeoid EGG97. Proc. IAG Symposium Rio de Janeiro, in Vorbereitung, 1997.
- GOLDAN, H.-J.: Beiträge zur GPS-gestützten Höhenbestimmung im Küstenbereich. Wiss. Arb. Fachr. Verm.wesen, Univ. Hannover, Nr. 215, 1996.
- GOLDAN, H.-J., SEEBER, G., DENKER, H. u. BEHREND, D.: Precise Height Determination of the Tide Gauge Helgoland. In: M. Kumar, G.A. Maul, G. Seeber (eds.), Proceed. Internat. Symp. on Marine Positioning INSMAP 1994, 556–565, Marine Geodesy Committee/MTS, Mont. Village, MD, USA, 1994.
- GROTE, T.: Regionale Quasigeoidmodellierung aus heterogenen Daten mit "cm"-Genauigkeit. Wiss. Arb. Fachr. Verm.wesen, Univ. Hannover, Nr. 212, 1996.
- HELMERT, F. R. (Herausg.): Zenitdistanzen zur Bestimmung der Höhenlage der Nordsee-Inseln Helgoland, Neuwerk und Wangerooge sowie des Leuchtturms auf Roter Sand über den Festlandspunkten Cuxhaven und Schillig. Veröff. Königl. Preuss. Geod. Inst., Berlin, 1895.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des mittleren Tidemittelwassers in der südöstlichen Nordsee. Z. f. Verm.wesen 116, 149–155, 1991.
- LOHRBERG, W.: Die Lage der Nivellementspunkte auf Helgoland zu Normal-Null. Z.f. Verm.wesen 91, 184–193, 1966.
- RAPP, R. H. u. NEREM, R. S.: A joint GSFC/DMA project for improving the model of the Earth's gravity field. Proceed. Joint Symp. Int. Gravity Comm. and Int. Geoid Comm., Graz, 1994. IAG Symp. No. 113, 413–420, Springer, 1995.
- RAPP, R. H., WANG, Y. M. u. PAVLIS, N. K.: The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography models. OSU rep. no. 410, Columbus, Ohio, 1991.
- SEEBER, G.: Use of GPS for the determination of precise height differences models and results. Proc. Symp. Definition of the geoid, Florence 1986, Boll.Geod.Scienc.Aff. 16, 325–332, 1987.
- SEEBER, G.: Satellite Geodesy Foundations, Methods, and Applications. Verlag W. de Gruyter, Berlin/New York, 1993.
- SEEBER, G.: Grundprinzipien zur Vermessung mit GPS. Der Vermessungsingenieur, 47, 53–64, 1996.
- SEEBER, G., SCHMITZ, M. u. GOLDAN, H.-J.: Precise GPS-Based Positioning at Sea. In: M. Kumar, G.A. Maul, G. Seeber (eds.), Proceed. Internat. Symp. on Marine Positioning INS-MAP 1994, 11–24, Marine Geodesy Committee/MTS, Mont. Village, MD, USA, 1994.
- SEEBER, G. u. TORGE, W.: Eine GPS/Geoid-Höhenübertragung zum Meerespegel in Helgoland. Z. f. Verm.wesen, 122, im Druck, 1997.
- SEEBER, G., TORGE, W., GOLDAN, H.-J., DENKER, H. u. BEHREND, D.: Zentimeter-Höhenanschluß des Helgoländer Pegels mit GPS und Gravimetrie. Wiss. Arb. Fachr. Verm. wesen, Univ. Hannover, in Vorbereitung, 1997.
- TORGE, W.: Geodesy, 2. Auflage, Verlag W. de Gruyter, Berlin/New York, 1991.
- TORGE, W.: Development, State of the Art and Problems at Large-Scale Geoid Determinations. Internat. Geoid Service Bull. No. 3, 47-66, Milano, 1994.
- TORGE, W.: The involvement of IAG in Marine Geodesy. In: M. Kumar, G.A. Maul, G. Seeber (eds.), Proceed. Int. Symp. on Marine Positioning INSMAP 1994, 1–10, Marine Geodesy Committee/ MTS, Mont. Village, MD, USA, 1994b.
- TORGE, W., BEHREND, D. u. DENKER, H.: Das Geoid im deutschen Nord- und Ostseebereich. In: Hydrographische Vermessungen – Heute–. Schriftenreihe Deutscher Verein für Vermessungswesen 14, 10–15, K. Wittwer, Stuttgart, 1995.
- TSCHERNING, C. C. u. RAPP, R. H.: Closed covariance expressions for gravity anomalies, geoid undulations, and deflections of the vertical implied by anomaly degree variance models. OSU Rep. no. 208, Columbus, Ohio, 1974.
- WUBBELMANN, H.: Die Wiederholungsmessungen im Deutschen Haupthöhennetz. Nachr. Nieders. Verm. u. Kat.verw. 43, 155–163, 1993.
- WUBBENA, G.: Zur Modellierung von GPS-Beobachtungen für die hochgenaue Positionsbestimmung. Wiss. Arb. Fachr. Verm.wesen, Univ. Hannover, Nr. 168, 1991.

Sedimentation in Tidehäfen Phase 2

Von HORST NASNER

Zusammenfassung

Die vorliegende Untersuchung beschäftigt sich mit der Wechselwirkung zwischen den Strömungen und der Sedimentation in offenen Tidehäfen. In dem vom BMBF geförderten KFKI-Projekt MTK 0544 wurde dazu ein satellitengestütztes Treibkörpermeßsystem entwickelt und eingesetzt. Dem Feststoffangebot und den Strömungsbedingungen entsprechend ist der Kornaufbau der Hafensedimente und der mineralische Anteil regional verschieden und auch innerhalb der einzelnen Untersuchungsgebiete nicht einheitlich.

Mit den Untersuchungen wird dargelegt, wo die Sedimentationsschwerpunkte in den Tidehäfen liegen. Außerdem wird an Beispielen gezeigt, wie der Unterhaltungsaufwand durch bauliche Maßnahmen oder mit speziellen Methoden eingeschränkt werden kann.

Summary

This study investigates the interactivity between current conditions and sedimentation patterns in open tidal harbours. Within the frame of the KFKI-project MTK 0544, financed by the BMBF, a satellite-based method for current measurements was developed and used. According to the offer of suspended solid matter and current conditions, the grain sizes and the content of minerals in harbour sediments differ not only from region to region, but are also not uniform within single areas of investigation.

This investigation focuses on the centres of sedimentations in tidal harbours. In addition, it demonstrates with examples how maintenance can be reduced by special ways of construction and by special methods.

Inhalt

1.	Einleitung und Aufgabenstellung
2.	Untersuchungsgebiete
3.	Bearbeitungsansätze
	3.1 Sedimentationsanalysen
	3.2 Bodenproben
	3.3 Strömungsmessungen
4.	Hafenanlagen in Bremen
	4.1 Vorbemerkungen
	4.2 Europahafen mit Wendebecken 69
	4.3 Wendebecken Überseehafen und Werfthafen 70
	4.4 Neustädter Hafen
	4.5 Mittelsbürener Hafen 81
	4.6 Zusammenfassende Betrachtungen 82
5.	Häfen im Brackwasser- und Mündungsgebiet 88
	5.1 Vorbemerkungen
	5.2 Emden
	5.3 Wilhelmshaven
	5.4 Bremerhaven

5.	5 Cuxhaven)6
5.	6 Brunsbüttel	8
5.	7 Zusammenfassende Betrachtungen 10	9
6. Sc	hlußbemerkungen	2
7 Sc	hriftenverzeichnis 11	2

1. Einleitung und Aufgabenstellung

Mit dem KFKI-Projekt "Sedimentation in Tidehäfen" waren die Auflandungen offener Häfen im deutschen Nordseeküstenbereich zu untersuchen.

In einer ersten Phase wurden die Sedimentationen auf der Grundlage von Kontrollpeilungen ermittelt. Über die Ergebnisse des vom Bundesminister für Forschung und Technologie (BMFT) geförderten KFKI-Projektes MTK 0470 ist ausführlich berichtet worden (NASNER, 1992).

Die in Phase 1 gefundenen Sedimentationen in den Tidehäfen haben gezeigt, daß ganz bestimmte Bereiche von besonders hohen Auflandungen betroffen sind. Es handelt sich dabei um eine Reaktion auf die jeweils herrschenden hydrodynamischen Vorgänge. Zusätzlich ist das Angebot und die Zusammensetzung der sich ablagernden Sedimente von Bedeutung. Es war deshalb vorgesehen, in einer 2. Phase in verschiedenen Tidehäfen Strömungsmessungen und Sedimentationsanalysen vorzunehmen. Außerdem sollten nach den mehr globalen Peilplanauswertungen die Problembereiche der Häfen in engeren Rastern erfaßt werden, um die Maxima der Verlandungen genauer festlegen zu können.

Im einzelnen waren in Phase 2 folgende Arbeitsschritte vorgesehen:

- Detaillierte Sedimentationsuntersuchungen mit Peilplananalysen zur Erfassung der Verlandungsschwerpunkte in den Tidehäfen.
- Strömungsmessungen mit Treibkörpern in verschiedenen Wassertiefen bei unterschiedlichen Randbedingungen in ausgewählten Häfen. Die Treibkörperbahnen sollten möglichst an verschiedenen Stellen gleichzeitig mit einem dafür zu entwickelnden Verfahren aufgenommen werden.
- Entnahme und Analyse von Bodenproben mit dem Ziel, Erkenntnisse über den Aufbau und die Verteilung der Hafensedimente zu bekommen.

2. Untersuchungsgebiete

In dem Projekt wurden verschiedene Hafengebiete an der Ems, Jade, Weser und Elbe untersucht (Abb. 1). Dazu gehörten die oberhalb des Salzwassereinflusses der Nordsee gelegenen stadtbremischen Hafenanlagen. Im Brackwasser- und Küstengebiet wurden für Emden, Wilhelmshaven, Bremerhaven, Cuxhaven und Brunsbüttel morphologische Analysen mit Peilplanauswertungen vorgenommen, die in verschiedenen Hafengebieten durch die Entnahme von Bodenproben und Strömungsmessungen ergänzt worden sind.

Die hydrologischen Randbedingungen in den einzelnen Hafengebieten, wie Tidegeschehen, Oberwasser und Salzgehaltsverhältnisse, sind im Bericht zur Phase 1 des Projektes ausführlich beschrieben worden (NASNER, 1992). Deshalb wird im folgenden nur kurz darauf eingegangen.



3. Bearbeitungsansätze

3.1 Sedimentationsanalysen

Mit dem Ziel, die Verlandungsschwerpunkte in den offenen Tidehäfen genauer zu erfassen, wurde die Auswertungsmethode für die langfristig vorliegenden Peilpläne geändert. Statt größerer Teilflächen wurden die einzelnen Peilpunkte aus den Vor- und Nachpeilungen miteinander verglichen. Aus den Tiefendifferenzen waren dazu mittlere Jahreswerte und daraus mit speziellen Rechnerprogrammen Bereiche gleicher Sedimentationsraten zu bilden. Bei den Auswertungen wurden nur die örtlichen Sohlenerhöhungen berücksichtigt. Die daraus ermittelten Tiefendifferenzpläne erfassen sowohl die in das Hafengebiet eingebrachten Feststoffe als auch örtliche Umlagerungen innerhalb des Untersuchungsgebietes, wie sie durch Rückströmungen oder Schraubstrahleinwirkungen bei Schiffsbewegungen oder bei Baggerungen entstehen können. Die im folgenden Bericht zu erörternden morphologischen Verhältnisse in den verschiedenen Tidehäfen sind somit das Ergebnis aus natürlichen (Sedimenteintrag aus dem Strom) und künstlichen Einflüssen (Schiffsbewegungen oder Baggerungen).

3.2 Bodenproben

Die Bodenproben wurden von der Gewässersohle mit einem Van-Veen-Backengreifer entnommen. Nach Trocknung im Ofen bei 85 °C wurden die Kornverteilungen der Proben gemäß DIN 18123 mit Sieb- und Schlämmanalysen ermittelt. Zusätzlich wurden die Glühverluste als Maß des Anteils organischer Substanz bestimmt.

3.3 Strömungsmessungen

Im Rahmen dieses Projektes wurde ein neues Verfahren für die gleichzeitige Messung von mehreren Treibkörperbahnen in verschiedenen Wassertiefen im Echtzeitverfahren entwickelt. Zur Positionierung wird dazu das weltweit anwendbare, satellitengestützte Ortungsverfahren des DGPS (Differential Global Positioning System) genutzt. Die Arbeitsweise des DGPS wird z. B. von HURN (1989) oder KUMM (1993) erläutert.

Zunächst wurden konventionell ausgerüstete Treibkörper mit nur einem auf dem Vermessungsboot befindlichen Pathfinder (GPS-Empfänger mit Datenlogger) einzeln eingemessen. Die so gewonnenen Daten mußten mit den von der Referenzstation aufgenommenen Referenzdaten in einem aufwendigen Post-Processing in genaue DGPS-Positionen umgerechnet werden. Außerdem waren so noch keine Simultanmessungen möglich.

Bei diesem Online-System sind die Treibkörper selbst schwimmende Meß- und Übertragungsstationen. Die Meßeinrichtung besteht aus drei Hauptgruppen, der Referenzstation, den Treibkörpern (Feldempfängern) und der Basisstation (Abb. 2). Die Feldempfänger und die Referenzstation empfangen gleichzeitig GPS-Signale. Die Referenzstation vergleicht die Satellitendaten mit der vorgegebenen genauen Position. Aus der Differenz werden Korrekturwerte berechnet. Die Korrekturmeldungen werden per Funk zu den Feldempfängern übermittelt und mit den dort vorhandenen GPS-Daten zu hochgenauen DGPS-Positionen gewandelt, bevor sie im Sekundentakt zur Verarbeitung, Darstellung und Speicherung an die Basisstation weitergeleitet werden.

Da zur Übertragung der Daten zur Basisstation nur eine Frequenz zur Verfügung steht, führt das Funkmanagement ein Microcontroller durch. Das Gerät ist so programmiert, daß



Abb. 2: Prinzipskizze des Treibkörpermeßsystems im Echtzeitverfahren

jeder Treibkörper seine Informationen in einem vorgegebenen Zeittakt aussendet. Die 10 Feldempfänger werden nacheinander so gesteuert, daß die einzelnen Treibkörper die jeweilige Position im Abstand von 20 Sekunden vom Sender (S2) zum Empfänger (E3) des Basisrechners sendet (Abb. 2). Dort werden die Daten verarbeitet und dargestellt. Auf den eingescannten Plänen des Untersuchungsgebietes können gleichzeitig bis zu 10 Treibkörperbahnen am Monitor verfolgt werden. Dabei wird die aktuelle Position der einzelnen Treibkörper alle 20 Sekunden registriert.

Eine wesentliche Neuerung gegenüber früheren Verfahren besteht zum einen darin, daß die Daten im Realtime DGPS aufgenommen und am Monitor angezeigt werden und zum anderen, daß die gespeicherten Daten mit einem dafür selbst entwickelten Programm dargestellt und auf Video übertragbar sind. Die aus der Natur gewonnenen Daten sind somit als bewegte Bilder darstellbar (PIEPER u. TORN, 1996).

4. Hafenanlagen in Bremen

4.1 Vorbemerkungen

Im stadtbremischen Hafengebiet wurden Untersuchungen für den Europahafen, die Wendebecken Europahafen und Überseehafen, den Neustädter-, Werft- und Mittelsbürener Hafen durchgeführt (Abb. 3). In den nahe der Tidegrenze gelegenen Häfen werden die Tiden noch nachhaltig vom Oberwasser beeinflußt.

Abb. 4 zeigt die Ganglinien der Tidewasserstände (Thw, Tnw) und den Tidehub (Thb) in Bremen und das Oberwasser (Qo) der Weser am Pegel Intschede für die Zeit nach dem 9 m-Unterweserausbau ab 1983. Der mittlere Tidehub beträgt MThb_{1983/95} = 400 cm. Aus der Auftragung in Abb. 4 wird deutlich, wie das Oberwasser die Wasserstände und den Tidehub beeinflußt. Bei hohen Abflüssen wird besonders das Tideniedrigwasser (Tnw) angehoben und der Tidehub (Thb) liegt deutlich unter dem langjährigen Mittelwert. Bei niedrigem Oberwasser, wie von 1989 bis 1992, ist es umgekehrt. Hydrodynamisch ist dies von Bedeutung, weil bei den größeren Tidehüben die Flutströmungen verstärkt werden.

Im Bereich der stadtbremischen Häfen besteht ein guter Zusammenhang zwischen der



Abb. 3: Hafenanlagen in Bremen



Abb. 4: Monats- und Jahresmittelwerte gewässerkundlicher Einflußgrößen in der Weser bei Bremen

Schwebstofffracht in der Unterweser und dem Oberwasser. Hohe Abflüsse vergrößern den Feststoffgehalt erheblich (Abb. 5). Folglich ist dann auch mit höheren Sedimentationen in den Hafenbecken zu rechnen.

Zu den folgenden Erläuterungen der Sedimentationsanalysen ist anzumerken, daß wegen der extremen Verhältnisse im Wendebecken des Neustädter Hafens vor der Hafenkanalschließung die Sedimentationsraten in 50-cm-Schritten ermittelt wurden. Für die anderen Hafenbereiche beträgt die Staffelung 25 cm. Zur besseren Vergleichbarkeit wurden für alle Untersuchungsbereiche einheitliche Farbabstufungen gewählt.



Abb. 5: Schwebstoffgehalt Cs und Oberwasser in der Weser bei Bremen (1987 bis 1990)

4.2 Europahafen mit Wendebecken

Die morphologischen Verhältnisse im äußeren Teil des Europahafens und dem in der Weser gelegenen Wendebecken sind in Abb. 6 wiedergegeben. Für den Europahafen wurden Peilpläne von 1981 bis 1991 und für das Wendebecken von 1970 bis 1991 ausgewertet.

Für den Europahafen bestätigt sich das in der Phase 1 gewonnene Ergebnis, wonach die Sedimentation innerhalb des Europahafens rasch abnimmt. Interessant sind die morphologischen Verhältnisse im mittleren Auswertungsbereich oberhalb der Einfahrt. Die höheren Werte in den Randbereichen sind wohl weniger auf natürliche Ursachen zurückzuführen. Offenbar wird bereits abgesetztes Material durch Schiffsbewegungen resuspendiert und seitlich verlagert. Dieser Vorgang wurde auch an anderer Stelle beobachtet, worauf später noch näher eingegangen wird.

Im Wendebecken Europahafen sind deutlich zwei Verlandungsschwerpunkte zu erkennen (Abb. 6). Ursächlich für die starken Auflandungen im oberen Bereich des Wendebeckens, besonders bei hohem Oberwasser, ist der Sohlsprung bei Weser-km 4,0 von SKN –4,00 m auf SKN –8,60 m (Übergang zur Seeschiffahrtsstraße) und die Querschnittserweiterung zum Wendebecken. Die Abhängigkeit zwischen dem Oberwasser aus dem Binnenland und der Sedimentation ist mathematisch nachweisbar und wurde an anderer Stelle erläutert (NASNER, 1992).



Abb. 6: Sedimentationsraten im Europahafen und Wendebecken Europahafen in Bremen

Der zweite Verlandungsschwerpunkt liegt am unteren äußeren Ende des Wendebeckens. Nach Modellversuchen des FRANZIUS-INSTITUTS (1989) treten dort in der Querschnittserweiterung, besonders während der Flutphase, Walzenströmungen auf, in deren innerem Teil sich verstärkt die mitgeführten Feststoffe ablagern. Insgesamt gesehen führen die geometrischen Randbedingungen (vergrößerter Querschnitt und wechselnde Sohlentiefen) zu den sehr ungünstigen morphologischen Verhältnissen im Wendebecken.

Im Europahafen und Wendebecken wurden am 25. 10. 1989 und am 22. 7. 1992 Bodenproben entnommen. Vor der Probenentnahme im Oktober 1989 ist im Bereich des Wendebeckens und im Europahafen gebaggert worden. Die nach einer längeren Ruhephase
durchgeführten Kornanalysen vom Juli 1992 geben deshalb einen besseren Einblick in die natürlichen Verhältnisse und lassen Rückschlüsse auf die Strömungs- und Sedimentationsbedingungen zu. Für die Darstellung der Ergebnisse wurden die mittleren Korndurchmesser d_{50} und die Glühverluste den Entnahmestellen zugeordnet (Abb. 7). Damit können Veränderungen in der Zusammensetzung des Sohlenmaterials innerhalb des Hafengebietes veranschaulicht werden. Die von jeder Probe entwickelten Kornverteilungen werden später zusammenfassend für alle stadtbremischen Untersuchungsbereiche in Körnungsdreiecken zur Bodenklassifizierung miteinander verglichen.

Innerhalb des Europahafens wurde ausschließlich Schluffkorn mit $d_{50} < 0,02$ mm und Glühverlusten bis über 17 % angetroffen. Die mittleren Korndurchmesser nehmen in der Tendenz von außen nach innen ab.

Die Glühverluste stehen in engem Zusammenhang mit den ermittelten Kornfraktionen (Abb. 7). Überall dort, wo überwiegend Schlämmkornanteile analysiert wurden, liegen sie über 12 %, bei den Proben mit stärkeren Sandkornanteilen deutlich darunter. Das Ergebnis überrascht nicht, da die organischen Bestandteile bekanntlich mehr von den feinkörnigen Mineralien absorbiert werden.

Den Strömungsbedingungen im Bereich des Wendebeckens entsprechend überwiegen am Strom die Sandkornanteile mit d > 0,06 mm und im Randbereich die Schlämmkornanteile. Interessant ist hier ein Vergleich mit den morphologischen Verhältnissen im Wendebecken (Abb. 6). Es besteht eine eindeutige Zuordnung zwischen Korndurchmessern, Glühverlusten und den Sedimentationen im Wendebecken Europahafen. Höhere Ablagerungen feineren Materials finden im Bereich der schwächeren Strömungen am Rande des Wendebeckens statt. Dabei unterliegt der obere Abschnitt des Wendebeckens besonderen Bedingungen. Vor der Beprobung im Juli 1992 führte die Weser über einen längeren Zeitraum wenig Oberwasser (Abb. 4), was in Bremen höhere Tiden mit verstärkten Flutströmungen zur Folge hat. In diesem Fall kann sich feineres Material im Übergangsbereich der Weser zur Binnenschiffahrtsstraße bei km 4,0 ablagern. Die hohen Sedimentationen treten dort bei starkem Oberwasser und entsprechend hohen Ebbestromgeschwindigkeiten aufgrund des Sohlsprungs zum seeschiffstiefen Wasser auf. Der Erweiterungsbereich bei km 4,0 hat dann die Wirkung einer Sandfalle, in der sich das von oben mitgeführte Geschiebe ablagert.

4.3 Wendebecken Überseehafen und Werfthafen

Ein großer Teil der in den Handelshafen gelangenden Feststoffe sedimentiert im Wendebecken Überseehafen (NASNER, 1992). Dieser Hafenbereich sowie der vergleichbar stark verlandende Werfthafen wurden einer detaillierten Sedimentationsanalyse unterzogen.

Die Morphologie der Hafensohle im Wendebecken Überseehafen läßt erkennen, daß örtliche Umlagerungen durch Schiffsbewegungen stattfinden, wodurch verstärkte Auflandungen im nördlichen und südlichen Untersuchungsbereich verursacht werden (Abb. 8).

Die relativ ungünstigen Sedimentationsverhältnisse im Werfthafen sind trotz der dort vorhandenen geringeren Solltiefe durch die Geometrie mit der verhältnismäßig großen Einfahrtsbreite zur Hafenlänge erklärt. Das aus der Peilplananalyse gewonnene morphologische Sohlenbild vom Werfthafen in Abb. 8 veranschaulicht, daß die stärksten Ablagerungen im mittleren Einfahrtsbereich eintreten. Ursächlich dafür sind die Strömungen, die mit dem für dieses Projekt entwickelten Treibkörpermeßsystem in der Natur untersucht worden sind.

Die am 31. 8. 1994 bei einem Tidefall von 354 cm ausgeführten Messungen zeigen, daß der Werfthafen bei geringem Oberwasser (Qo = 176 m³/s) während der Ebbephase nur sehr







Abb. 8: Sedimentationsraten im Werfthafen und Wendebecken Überseehafen in Bremen

schwach durchströmt wird (Abb. 9). Die Strömungsgeschwindigkeiten waren im Hafeninneren v ≤ 10 cm/s. Bei dieser Gelegenheit sei vermerkt, daß in der Einfahrt zum Neustädter Hafen aufgrund der günstigen Lage zur Weser keine Ebbestromwalzen auftreten.

Demgegenüber wurden vom 24. bis 26. 7. 1995 bei ähnlich niedrigem Oberwasser und Tidehüben von 404 cm bis 419 cm im Werfthafen sehr ausgeprägte Flutstromwalzen gemessen (Abb. 10 und 11). Am 25. 7. 1995 wurde im nordöstlichen Teil des Hafens eine Sekundärwalze registriert. Im übrigen bilden sich in der Vorhafeneinfahrt zum Neustädter Hafen auch bei Flut keine Walzenströmungen aus.

Ein Vergleich mit Abb. 8 zeigt für den Werfthafen erwartungsgemäß, daß die höchsten Auflandungen im Walzenzentrum zu finden sind. Die oberwasserbedingten schwachen Ebbeströmungen und die intensiven Walzenströmungen während der Flutphase bei geringem Abfluß aus dem Binnenland lassen den Schluß zu, daß die Sedimente vornehmlich bei Flut in den Werfthafen eingetragen werden und sich dort absetzen. Bedingt durch die große Einfahrtsbreite bilden sich bei Flutströmung die ausgeprägten Walzen aus, die zum Sedimenteintrag in das Hafenbecken führen. Der Staupunkt liegt bei Flut am östlichen Molenkopf der Einfahrt (Abb. 10 und 11). Anders sind die Verhältnisse bei hohem Oberwasser. Die dann dominierenden Ebbeströmungen verstärken die Ebbestromwalzen bei insgesamt höherem Feststoffangebot (Abb. 5). Für alle stadtbremischen Hafengebiete ist deshalb bei hohen Abflüssen in das Tidegebiet mit höheren Auflandungen zu rechnen.

Die am 7. 7. 1993 entnommenen Bodenproben aus dem Werfthafen bestanden wie beim Europahafen überwiegend aus Schluff. Im Hafeninneren betrug der Anteil an Feinschluff und Ton (d < 0,006 mm [6 μ m]) bis zu 45 %. Bedingt durch die Feinkörnigkeit des Sohlenmaterials lag der organische Anteil (Glühverlust) über 11 %. Die Kornzusammensetzung des in den Werfthafen transportierten Materials und die vorliegenden Sedimentationsverhältnisse sind auch dort die Reaktion auf die vorhandenen hydrodynamischen Randbedingungen.





Abb. 10: Treibkörperbahnen in der Weser und im Werfthafen in Bremen während der Flutphasen am 24. und 25. 7. 1995

74





4.4 Neustädter Hafen

Von besonderem Interesse sind die Strömungs- und Sedimentationsverhältnisse in dem am linken Weserufer gelegenen Neustädter Hafen (Abb. 3). Nach der Schließung des Hafenkanals zu Beginn des Jahres 1992 haben sich die hydrologischen und morphologischen Bedingungen grundlegend geändert (NASNER u. PIEPER, 1992; NASNER, PIEPER u. TORN, 1996b). Das Ziel, die Unterhaltungsbaggerungen im Neustädter Hafen zu verringern, ist durch die Baumaßnahme erreicht worden.

Die morphologische Situation im Vorhafen und Wendebecken, wie sie sich bei offenem Hafenkanal aus der Peilplananalyse für den Zeitraum 1967 bis 1991 ergeben hat, ist in Abb. 12 dargestellt. Außerdem sind die Flutströmungsverhältnisse nach Modellversuchen des FRANZIUS-INSTITUTS (1989) dort eingetragen. Es strömten beträchtliche Wassermengen durch den Vorhafen und das Wendebecken zum Hafenkanal. Im südwestlichen Teil des Wendebeckens bildete sich eine stabile Flutströmwalze aus, durch die die hohen Sedimentationsraten verursacht wurden. Im Walzeninneren wurden Auflandungen von mehr als qs = 200 cm/a erreicht. Die Ebbeströmungen waren weniger bedeutend für die Sedimentationen im Wendebecken.

Am 28. 6. 1990 wurden im Neustädter Hafen flächendeckend Bodenproben von der Gewässersohle entnommen. Die in Abb. 13 aufgetragenen mittleren Korndurchmesser zeigen den Zusammenhang mit den Strömungs- und Sedimentationsverhältnissen vor der Hafenkanalschließung.

Im stärker durchströmten äußeren Vorhafen und Hafenkanal wurde überwiegend sandiges Sohlenmaterial vorgefunden. Offenbar reichten die Strömungsgeschwindigkeiten dort aus, um die Schlämmkornfraktionen im wesentlichen in Suspension zu halten. Im inneren Vorhafen und im gesamten Wendebecken bestanden die Proben überwiegend aus Schluff. Die größten Schluffanteile wurden mit rd. 90 % der Gesamtprobe im Zentrum der Strömungswalze (vgl. Abb. 12) ermittelt. Die Zunahme der gröberen Fraktionen im Becken II sind nicht mit natürlichen Strömungsbedingungen zu erklären. Ursächlich für dieses Ergebnis sind in der Zeit durchgeführten Baumaßnahmen im Hafenbecken.

Auffallend ist wie in allen anderen Untersuchungsbereichen auch hier die Übereinstimmung zwischen den Kornfraktionen und nichtmineralischen Anteilen der Proben (Glühverluste in Abb. 13). Die Abhängigkeit der biologischen Bestandteile von der Kornverteilung des Sohlenmaterials ist mathematisch nachweisbar. In Abb. 14 sind die Glühverluste aller 27 Proben abhängig von den Kornfraktionen d < 0,06 mm (Schluff- und Tonanteile) aufgetragen. Der berechnete Korrelationskoeffizient von r = 0,9 unterstreicht den sehr guten Zusammenhang. Die Koppelung der Glühverluste an die Gewichtsprozente der Feinanteile ist allgemein gültig und wurde auch an anderer Stelle nachgewiesen (RECHLIN, 1996).

Mit der abnehmenden Strömungsgeschwindigkeit innerhalb eines Hafenbeckens sedimentieren zunehmend feinere Feststoffpartikel. Damit vergrößern sich nicht nur die Glühverluste, sondern ebenso der Aluminium- und Schwermetallgehalt. Dieser Zusammenhang wurde für das Hafenbecken des Überseehafens von KASTEN (1993) mit der Analyse von Sedimentproben nachgewiesen.

Zu ähnlichen Ergebnissen führten Bodenuntersuchungen aus dem Neustädter Hafen von 1994, etwa zwei Jahre nach der Hafenkanalschließung (STROTMANN, 1995; KEFFEL, 1995). Für die veränderten hydrologischen und morphologischen Randbedingungen stimmten die strömungsbedingten Sedimentationen mit den daraus resultierenden Korngrößenverteilungen und Schadstoffbelastungen überein. Im Bereich der Hafeneinfahrt wurden die geringsten Gehalte an Blei, Cadmium, Chrom und Nickel angetroffen. Auch der Alumi-



Abb. 12: Sedimentationsraten im Vorhafen und Wendebecken des Neustädter Hafens und Flutströmungen schematisch nach FRANZIUS-INSTITUT (1989)









Abb. 14: Glühverlust und Schlämmkornanteil der Proben vom 28.6. 1990 im Neustädter Hafen in Bremen

niumanteil war dort – den gröberen Kornfraktionen entsprechend – am niedrigsten. Innerhalb des Vorhafens steigen die Werte deutlich zum Wendebecken hin an, wo im allgemeinen die höchsten Werte vorgefunden wurden. Es besteht offenbar ein enger Zusammenhang zwischen dem nichtmineralischen Anteil und der Schadstoffbelastung der Sedimente. Dies ist wiederum von entscheidender Bedeutung für die Behandlung und Verbringung des aus den Häfen zu baggernden Bodenmaterials.

Nach der Hafenkanalschließung haben sich die Sedimentationsverhältnisse im Neustädter Hafen grundlegend geändert, wie ein Vergleich der Abb. 12 mit Abb. 15 zeigt.

Die in Abb. 15 zusätzlich eingetragenen Flutstromgeschwindigkeiten und -richtungen wurden in Zusammenarbeit mit dem HAFENAMT BREMEN am 4.5. 1993 mit DGPS Treibkörpermessungen festgestellt. Im Wendebecken wurden keine Walzenströmungen, die vor der Schließung die hohen Auflandungen verursachten, mehr gemessen. Die größten Flutstromgeschwindigkeiten betrugen im Vorhafen bei einem Tidehub von 434 cm und niedrigem Oberwasser (Qo = 209 m³/s) lediglich $v_f \approx 20$ cm/s. Die Geschwindigkeiten lagen bei den unter ähnlichen hydrologischen Randbedingungen durchgeführten hydraulischen Modellversuchen auch im äußeren Vorhafen in der gleichen Größenordnung (FRANZIUS-INSTITUT, 1989). Da im Einfahrtsbereich keine Strömungswalzen auftreten, sedimentieren unter diesen Voraussetzungen die mit der Flut transportierten gröberen Feststoffe (Sandkornfraktionen) innerhalb des Vorhafens. Der erweiterte Querschnitt des Wendebeckens wird nur noch äußerst schwach durchströmt. Die Geschwindigkeiten lagen im allgemeinen unter v_f = 10 cm/s, bei denen sich auch die feineren Bestandteile ablagern.

Aus dem vorstehend beschriebenen wird klar, daß sich das mit der Flut in den Neustädter Hafen gelangende Material vornehmlich im Vorhafen ablagert, wie es auch durch die Peilplananalysen nach der Hafenkanalschließung in Abb. 15 verdeutlicht wird. Die Sedimentation hat im Wendebecken deutlich abgenommen. Dem steht eine Zunahme der Ablagerungen im Vorhafen gegenüber (Abb. 12 und 15).

Insgesamt haben die Auflandungen im Neustädter Hafen durch die Baumaßnahme nach 1992 erheblich abgenommen. Eine dazu durchgeführte Peilplananalyse hat dies bestätigt (Tab. 1).



	Sedimentationsrate qs [cm/a]		Diff. Δqs	Sedimentsvolumen Qs [1000 m³/a]		Diff. ΔQs
	1967/91 vor	1992/96 nach	[cm/a]	1967/91 vor	1992/96 nach	[1000 m ³ /a]
	Hafenkanalschließung			Hafenkanalschließung		
Vorhafen	30	42	+12	35	49	+14
Wendebecken	69	38	-31	160	89	-71
Becken II	23	7	-16	62	19	-43
Neustädter Hafen (insg.)	41	25	-16	257	157	-100

Tab. 1: Sedimentationsraten und -mengen im Neustädter Hafen vor und nach der Hafenkanalschließung

Im nicht mehr durchströmten Neustädter Hafen hat die Sedimentationsrate im Vorhafen um $\Delta q_s = 12$ cm/a zugenommen und sich im Wendebecken deutlich um $\Delta q_s = 31$ cm/a verringert. Im heute bestehenden Zustand finden die Sedimentationen im wesentlichen im Vorhafen und Wendebecken statt. Aufgrund des sehr schwachen Füllstromes sind im Becken II nur noch sehr geringe Auflandungen zu verzeichnen.

Mit $q_s = 25$ cm/a liegt die Sedimentationsrate im Neustädter Hafen in der mittleren Größenordnung für einen oberhalb der Brackwasserzone gelegenen Tidehafen (NASNER, 1992). So beträgt die mittlere Verlandung für verschiedene Hamburger Hafengebiete $q_s = 36$ cm/a (CHRISTIANSEN u. HAAR, 1996).

Gegenüber dem langjährigen Mittelwert von $Qs = 257\,000 \text{ m}^3/a$ hat sich das jährliche Sedimentationsvolumen im Neustädter Hafen durch die Hafenkanalschließung auf $Qs = 157\,000 \text{ m}^3/a$ um 100000 m³/a oder rd. 40 % verringert. Für die erforderlichen Unterhaltungsarbeiten ist dies eine erhebliche Entlastung, da entsprechend weniger Massen gebaggert und untergebracht werden müssen.

Die Hafenkanalschließung hat somit zu einer erheblichen Entlastung geführt, obwohl in den vergangenen Jahren relativ ungünstige hydrologische Randbedingungen vorlagen. Die gewässerkundlichen Einflußgrößen in Abb. 4 weisen im Winter 1993/94 und 1994/95 sehr hohe Abflüsse mit Monatsmitteln von Qo \approx 1200 m³/s und Maximalwerten von Qo > 2000 m³/s aus. Abb. 5 belegt, daß bei derartigen Verhältnissen das Feststoffangebot und damit die Sedimentationsraten verhältnismäßig hoch sind. Es kann deshalb erwartet werden, daß sich die Sedimentationen im Neustädter Hafen bei anhaltend geringeren Abflüssen aus dem Binnenland noch weiter verringern werden. Im übrigen war nicht nachzuweisen, daß die günstigeren Verhältnisse im Neustädter Hafen stärkere Sedimentationen in benachbarten Hafenbecken oder in der Tideweser verursacht haben.

4.5 Mittelsbürener Hafen

Die am erweiterten rechten Weserufer gelegenen Mittelsbürener Hafenanlagen Osterort I und II sowie Osterort IV und V (Abb. 3) sind aufgrund der Geometrie und ihrer gegenüber der Fahrrinne größeren Ausbautiefen stärkeren Versandungen ausgesetzt. Die Solltiefe von Osterort I und II liegt mit –10,50 m SKN um einen Meter tiefer als die mit –9,50 m SKN festgelegte Fahrrinnensohle der Unterweser. Die Ausbautiefe des Mittelsbürener Hafens Osterort IV und V beträgt –11,50 m SKN. Naturgemäß sind die Auflandungen in den Uferbereichen der Liegewannen besonders hoch. Dort, wo der Querschnitt am rechten Ufer am stärksten vergrößert ist, sind die Strömungen am schwächsten und die Transportkapazität am geringsten. Folgerichtig treten die stärkeren Sedimentationen in der Liegewanne von Osterort IV und V ein (Abb. 16).



Abb. 16: Sedimentationsraten in den Mittelsbürener Häfen Osterort I und II und Osterort IV und V in Bremen

Die Abhängigkeiten zwischen Sedimentation, Strömung und Sohlenmaterial wurden durch die Entnahme und Analyse von Bodenproben für die Mittelsbürener Häfen bestätigt (Abb. 17). Das Sohlenmaterial besteht überwiegend aus Mittel- und Feinsand. Die Körnung wird quer zum Strom mit der verminderten Schleppkraft der Strömungen vom Fahrwasser zu den vertieften Stromanlegern hin kleiner. Im Uferbereich von Osterort IV und V waren die Schlämmkornanteile d < 0,06 mm mit 20 bis 30 % am höchsten, was auch die im allgemeinen höheren Glühverluste gegenüber Osterort I und II in Abb. 17 zeigen. Die Bodenuntersuchungen bestätigen die mit den Sedimentationsanalysen gewonnenen Ergebnisse, wonach im erweiterten und vertieften Querschnittsbereich am rechten Ufer die starken Verlandungen eintreten. Die Sedimentationen nehmen mit der Ausbautiefe der Liegewannen bei feinkörnigerem sich absetzendem Sohlenmaterial zu. Im Gegensatz zu den Hafenbecken sedimentieren in den Osterorter Häfen geringere Feinschluff- und Tonanteile (d < 0,006 mm), da diese offenbar durch die alternierenden Tideströmungen eher resuspendiert werden.

4.6 Zusammenfassende Betrachtungen

Mit den detaillierten Peilplananalysen (Einzelpunktauswertung) sollten die Sedimentationsschwerpunkte und die Verteilungen der Auflandungen in den zu untersuchenden Hafengebieten genauer ermittelt werden. Die daraus entwickelten Bereiche gleicher Sedimentationsraten geben die Überlagerung verschiedener Einflüsse wieder. Zum einen wird mit dieser Methode der natürliche Feststoffeintrieb in die Untersuchungsgebiete ermittelt. Zum anderen werden aber auch örtliche Veränderungen durch den Schiffsbetrieb (Sedimentumlagerungen durch Rückströmungs- und Schraubstrahleinflüsse) oder durch Baggerungen mit erfaßt. Die morphologischen Darstellungen geben die aus natürlichen und künstlichen Einwirkungen überlagerten Verhältnisse wieder.





Einen Überblick der Sedimentationsverhältnisse in den untersuchten stadtbremischen Hafengebieten gibt Abb. 18. Die Sedimentationsraten sind einheitlich in 25 cm Abständen dargestellt.

Die durch die Hafenkanalschließung völlig veränderte Situation im Neustädter Hafen wird mit Abb. 18 deutlich. Die stärksten Auflandungen treten heute im inneren Vorhafen und nicht mehr im Wendebecken ein. Vor der Baumaßnahme war das Wendebecken des Neustädter Hafens der Bereich mit den höchsten Sedimentationen aller stadtbremischer Hafenbecken. Heute beschränkt sich das Gebiet mit überdurchschnittlichen Verlandungen vor allem auf das im Strom gelegene Wendebecken des Europahafens. Wegen der Geometrie des Flußquerschnittes und aufgrund der Tiefenverhältnisse ergeben sich dort die hohen Auflandungen. Vor allem bei starken Abflüssen aus dem Binnenland hat das Wendebecken Europahafen die Funktion einer Sandfalle für das von oben eintreibende Geschiebe.

Abschließend sollen die aus verschiedenen stadtbremischen Hafengebieten analysierten Bodenproben miteinander verglichen werden. Dabei taucht die Frage auf, für welche Kornzusammensetzungen der Begriff "Schlick" verwendet werden sollte.

Nach einer von RECHLIN (1996) vorgenommenen Definition kann das Sohlenmaterial bis zu einer Obergrenze von maximal 50 Gewichts-% Feinsandanteil und mindestens 30 % mit d < 0,02 mm (20 µm) als Schlick bezeichnet werden (Abb. 19).

Ein anderer Versuch "Baggerschlick" zu definieren wurde anläßlich einer KFKI-Projektgruppensitzung von PLATE (1992) anhand des Körnungsdreiecks zur Bodenklassifizierung vorgetragen. In dem Dreieck wird zwischen den Gewichtsprozenten der Sandkornanteile (d > 0,06 mm), der Grob- und Mittelschluffanteile (d = 0,06 mm bis 0,006 mm) und den Korngrößen d < 0,006 mm (Ton- und Feinschluff) unterschieden (Abb. 20).

Mit zunehmenden Feinkornanteilen wird das Baggergut in schlickigen Sand, sandigen Schlick, Schlick und feinen Schlick unterteilt. Abhängig vom Tongehalt wird magerer und fetter Schlick definiert.

Auf die untersuchten stadtbremischen Hafenbereiche übertragen ergibt sich daraus folgendes (Abb. 21). Das feinste (schlickigste) Sohlenmaterial wurde in den Becken des Europa- und Werfthafens angetroffen. Die beiden Beprobungen vom Juli 1992 und 1993 weisen für den Werfthafen kaum Unterschiede in der Kornzusammensetzung auf. Überwiegend lagen die Feinanteile mit d < 0,006 mm (6 μ m) zwischen 20 und 40 % und die Sandkornfraktionen d > 0,06 mm unter 20 %. Im Juli 1992 waren die Verhältnisse im Europahafen ähnlich wie im Werfthafen. Der Probenentnahme vom Oktober 1989 aus dem Europahafen war die Baggerung vorausgegangen, was die gröberen Kornfraktionen zu diesem Zeitpunkt erklärt.

Vor der Hafenkanalschließung bestand das Sohlenmaterial im äußeren Vorhafen und im Hafenkanal überwiegend aus sandigem Material (Abb. 21, Mitte links). Die größten Feinstanteile wurden für das Wendebecken im Bereich der Flutwalze und im Becken II ermittelt. Die stärkeren Sandkornanteile bei vier Proben im Becken II sind auf die im Jahre 1990 durchgeführten Baumaßnahmen zurückzuführen. Insgesamt geben die im Bodendreieck dargestellten Kornverteilungen einen guten Einblick in die unterschiedliche, strömungsbedingte Zusammensetzung des Bodenmaterials innerhalb des Neustädter Hafens.

In den stärker durchströmten Untersuchungsbereichen, dem Wendebecken Europahafen und den Mittelsbürener Hafenanlagen, wurde gemäß Definition in Abb. 20 überwiegend Sand und schlickiger Sand vorgefunden. Bei den Proben aus Osterort I und II und Osterort IV und V vom Juni 1990 kann wegen der gröberen Körnung angenommen werden, daß Baggerungen vorausgegangen waren. So wurde aus Osterort I und II im Juli 1993 deutlich erkennbar feineres Material entnommen. Dennoch handelte es sich dabei nicht um feinen



Gröpelingen

Oslebshausen



Abb. 19: Schlickkornkurvenbereich nach RECHLIN, 1996



Abb. 20: Versuch einer Definition von Baggerschlick (PLATE, 1992)



Abb. 21: Kornverteilung der stadtbremischen Häfen im Bodendreieck

Schlick, wie er sich in den Hafenbecken ablagert. Die Feinstanteile mit d < 0,006 mm waren mit unter 20 % Gewichtsanteil der Proben vergleichsweise gering.

Bei der Beschreibung der einzelnen Untersuchungsbereiche im stadtbremischen Hafengebiet wurde gezeigt, daß die Glühverluste und auch die Belastung der Sedimente mit Schwermetallen in engem Zusammenhang mit dem Anteil an Feinschluff und Ton stehen. Deshalb können aus diesen Erkenntnissen wertvolle Rückschlüsse auf die Behandlung und Unterbringung des Baggergutes gezogen werden. Unter diesem Gesichtspunkt ist das Material aus den Osterorter Häfen und dem Wendebecken Europahafen problemloser einzustufen als die feineren Feststoffe innerhalb des Neustädter Hafens, des Europa- und Werfthafens.

Die Untersuchungen für die verschiedenen Hafengebiete in Bremen haben die Wechselwirkungen zwischen Verlandungsgeschehen, der Zusammensetzung des sedimentierenden Materials und den zugehörigen Strömungsbedingungen aufgezeigt. Einen besonderen Stellenwert haben dabei die durch die Hafenkanalschließung grundlegend veränderten Verhältnisse im Neustädter Hafen.

5. Häfen im Brackwasser- und Mündungsgebiet

5.1 Vorbemerkungen

In den vom Salzwasser der Nordsee beeinflußten Tidehäfen im norddeutschen Küstengebiet sind für die Auflandungen neben dem Strömungs- und Tideeffekt die Dichteströmungen von besonderer Bedeutung. Durch den Dichteeffekt kommt es im Tiderhythmus zu einem vielfachen Wasseraustausch in den offenen Hafenbecken. Die in Meterbereichen liegenden jährlichen Sedimentationen sind um Größenordnungen höher als in den oberhalb des Brackwassereinflusses gelegenen Häfen von Bremen und Hamburg. In den brackischen Hafenbereichen wird die Sedimentation vom komplexen Zusammenwirken hydrodynamischer, physikalischer und biologischer Faktoren bestimmt.

Die stärksten Auflandungen wurden für die im oberen Brackwasserbereich, der oligobis mesohalinen Zone, gelegenen Häfen in Emden, Brunsbüttel und Bremerhaven ermittelt. In Cuxhaven und Wilhelmshaven sind die Sedimentationen deutlich niedriger. Cuxhaven kann eher dem unteren polyhalinen Brackwasserbereich und Wilhelmshaven mehr den Salzwasserbedingungen der Nordsee zugeordnet werden (NASNER, 1992).

In der folgenden Ergebniszusammenstellung sind die aus der Einzelpunktauswertung ermittelten Sedimentationsraten auf Jahreswerte umgerechnet und zum Vergleich für alle Häfen einheitlich in 75-cm-Abstufungen dargestellt worden.

5.2 Emden

Für den Außen- und Vorhafen von Emden wurden Peilpläne von 1982 bis 1992 ausgewertet. Die daraus ermittelten morphologischen Verhältnisse sind in Abb. 22 dargestellt. Die stärksten Auflandungen sind im mittleren Bereich des Außenhafens zu finden. Dies erklärt sich aus den Strömungsverhältnissen im Vorhafenbereich, bei denen sich die Einflüsse aus Strömungs-, Tide- und Dichteeffekt überlagern. Dazu wurden im September 1994 mit dem DGPS im Echtzeitverfahren erstmals Messungen im Brackwasserbereich in Zusammenarbeit mit dem NIEDERSÄCHSISCHEN HAFENAMT EMDEN bei mittleren Tide- und Oberwasserverhältnissen durchgeführt (PIEPER u. TORN, 1996).



Abb. 22: Hafenanlagen von Emden und Morphologie im Vor- und Außenhafen

89

Der mittlere Tidehub beträgt in Emden $MThb_{1971/80} = 310$ cm und das Oberwasser $MQo_{1941/80} = 77$ m³/s. Die Strömungen wurden in 1,5 m und in 6,0 m Wassertiefe gemessen (Abb. 23 bis 25).

Am 14. 9. 1994 betrug der Tidefall 322 cm bei einem Oberwasser von Qo = 57 m³/s (Abb. 23). Während der ersten Ebbephase bildeten sich im Einfahrtsbereich Walzenströmungen aus. Am rechten Walzenrand strömt das Wasser aus dem Vorhafen in die Ems (Abb. 23 oben). Im zweiten Abschnitt zeigt sich die Überlagerung der verschiedenen Strömungsvorgänge. Deutlich sind die Walzenbildung im äußeren Hafenbereich und das Ausströmen an der Vorhafenmole – Überlagerung von Strömungs- und Tideeffekt – zu erkennen. Zusätzlich hatten sich Dichtestömungen ausgebildet. Das leichtere Wasser strömt mit bis zu mehr als 30 cm/s oben (rote Linien) bei Ebbe (!) in den Außenhafen hinein und das schwerere Wasser in 6,0 m Tiefe (blaue Linien) aus dem Hafen heraus.

Dieser Vorgang ist bis zum Ende der Ebbephase und noch während der ersten Flutphase mit starker Strömungsintensität zu beobachten. Das zeigen die Naturbeobachtungen vom 21. 9. 1994 bei einem Tidefall von 343 cm und Qo = 101 m³/s (Abb. 24 oben). Während des anschließenden Flutastes (Thb = 374 cm) kehren sich die Verhältnisse um. Im äußeren Hafenbereich traten ausgeprägte Flutwalzen auf, und das Wasser strömte an der Oberfläche mit bis über 40 cm/s bei Flut (!) aus dem Hafen heraus. Der Füllvorgang wird durch das sohlennahe Einströmen des schweren Salzwassers aus der Ems in den Hafen (zu erkennen am rechten Walzenrand, blaue Linien in Abb. 24 unten) bewirkt.

Die bei vergleichbaren hydrologischen Randbedingungen ebenfalls bei Flut durchgeführten Messungen am 20. 9. 1994 bestätigen das vorstehend Gesagte (Abb. 25). Zu Beginn strömt das Wasser noch kräftig an der Oberfläche in den Hafen. Anschließend bilden sich im Einfahrtsbereich Walzenströmungen aus, die zum Ende der Flutphase nur noch in größerer Wassertiefe auftreten. Oben strömt dann das Wasser aufgrund des Dichteeffektes aus dem Hafen heraus.

Mit den Strömungsmessungen wurde nachgewiesen, wie sich der tideabhängige Wasseraustausch im Hafenbecken durch die Dichteströmungen vervielfacht. Zwangsläufig kommt es dadurch zu den hohen Sedimentationen in Brackwasserhäfen. Im Einfahrtsbereich bilden sich horizontale Strömungswalzen und im Hafeninneren vertikale Dichtewalzen mit horizontaler Achse und unterschiedlichem Drehsinn während der Flut- und Ebbephase aus.

Die in der Natur gemessenen Strömungsverhältnisse im Emder Hafen sind in Abb. 26 schematisch dargestellt.

Aufgrund des Wasseraustausches und der geringen Strömungsgeschwindigkeiten innerhalb der Walzen wird sehr feines Material in großen Mengen in den Hafen transportiert. Die Peilplananalysen haben folgerichtig die höchste Sedimentation innerhalb der Dichtestromwalze im mittleren Außenhafen ergeben (vgl. Abb. 22).

Die besonderen Bedingungen im Brackwassergebiet führen dazu, daß der Übergang zur festen Sohle im Emder Außenhafen fließend ist, weil sich im sohlnahen Bereich hochkonzentrierte Feststoffsuspensionen mit geringer Dichte (verflüssigter Schlick bzw. Fluid Mud) bilden. Mit gesonderten Untersuchungen wurde festgestellt, daß die Fluid Mud-Schicht im Außenhafen von Emden 2 bis 4 m mächtig werden kann. Überwiegend aus dem Oberlauf der Ems stammendes Fluid Mud-Material sedimentiert nur sehr langsam durch Konsolidierung und mikrobiellen Abbau organischer Substanzen (GREISER et. al., 1992). Die Dichte des Fluid Muds wurde mit $\rho = 1,10$ bis 1,17 g/cm³ gemessen. Das sind Werte, die unter dem kritischen Maß für die Manövrierfähigkeit von Schiffen liegen (RECHLIN, 1996).

Für die Unterhaltungsarbeiten und die Schiffahrt ist die feste Gewässersohle maßgebend. Nur die Tieferlegung des festen Horizontes hat eine größere Kielfreiheit bzw. nutz-



Abb. 23: Treibkörperbahnen im Emder Vor- und Außenhafen während der Ebbephase am 14. 9. 1994

92



Abb. 24: Treibkörperbahnen im Emder Vor- und Außenhafen während der Flutphase am 21.9. 1994



Abb. 25: Treibkörperbahnen im Emder Vor- und Außenhafen während der Flutphase am 20. 9. 1994



Abb. 26: Tide-, Strom- und Dichteeffekt bei Flut- und Ebbeströmungen (schematisch)

bare nautische Tiefe zur Folge. Wenn konventionell gebaggert wird, ist es deshalb sinnvoll, durch tiefe Schnitte möglichst festes (konsolidiertes) Material zu fördern. Bei dem Versuch, eine bestimmte Solltiefe zu halten, wird mehr verflüssigtes Sohlenmaterial gebaggert. Höhere Baggermengen und längere Einsatzzeiten sind die Folge. Bis 1990 wurden in den Emder Tidehäfen rd. 2,2 Mio. m³ gebaggert und außerhalb untergebracht. Mit einer speziellen Methode wird heute mit dem Hopperbagger das festere Material an der Sohle resuspendiert und damit die erforderliche nautische Tiefe gehalten (WURPTS, 1996). Das Material verbleibt in situ und muß nicht mehr wie früher aufgespült werden.

Mit den durch den Van-Veen-Greifer entnommenen Bodenproben aus dem Emder Vorund Außenhafen im April 1993 und September 1994 wurde verfestigtes Sohlenmaterial gewonnen und im Labor für Wasserbau der HOCHSCHULE BREMEN analysiert.

Das Sohlenmaterial ist sehr einheitlich und besteht überwiegend aus Mittelschluff. Dementsprechend hoch ist auch das Verhältnis von organischen zu mineralischen Feststoffanteilen. Es wurden bis zu rd. 18 % Glühverluste im Labor ermittelt. Die organischen Anteile waren im April 1993 im Mittel etwas niedriger als im September 1994. Aus den geringen Unterschieden können jedoch keine Rückschlüsse auf jahreszeitliche Schwankungen gezogen werden. Nach GREISER (1988) ändert sich die Gesamtmenge organischer Substanz am Schwebstoff mit der Jahreszeit nur wenig. Ihre Zusammensetzung ist jedoch qualitativen Veränderungen im Jahresverlauf unterworfen. In dem biologisch aktiveren Schwebstoff ist der organische Anteil allerdings höher als im Sohlenmaterial. So wurden im Schwebstoff der Ems über 20 % Glühverlust (GREISER et. al., 1992) und für die Weser bis rd. 32 % Glühverlust festgestellt (SCHUCHARDT u. SCHIRMER, 1991).

5.3 Wilhelmshaven

Die morphologischen Bedingungen im neuen Vorhafen von Wilhelmshaven sind in Abb. 27 für den Auswertungszeitraum 1974/90 dargestellt. Bei insgesamt recht hohen Auflandungen sind die Bedingungen im Einfahrtsbereich – abgesehen von den Schleuseneinfahrten – am ungünstigsten. In der Hafeneinfahrt handelt es sich um eine Reaktion auf die Strömungsbedingungen. Vor den Außenhäuptern der Seeschleusen kommt es aufgrund von



Abb. 27: Hafenanlagen und Sedimentationsraten im Neuen Vorhafen von Wilhelmshaven

Sielungen zu den höheren Sedimentationen. Aus dem Ems-Jade-Kanal anfallendes Wasser wird über die Schleusen der Jade zugeführt.

Die Beeinflussung der morphodynamischen Vorgänge durch unterschiedliche Baggermethoden, kann am Beispiel des Vorhafens von Wilhelmshaven veranschaulicht werden. Bis einschließlich 1980 wurden mit Eimerkettenbaggern und relativ wenig Einsätzen Übertiefen geschaffen und festere Masse gebaggert. Danach wurde versucht, mit dem Hopperbagger die Solltiefe zu halten (NASNER, 1992). Dabei waren die Geräte länger im Einsatz und es wurde mehr und flüssigere Masse (Fluid Mud) gefördert. Ein Vergleich der beiden Zeiträume zeigt für 1974/80 deutlich, wie der Unterhaltungsaufwand durch Reservebaggerungen erheblich eingeschränkt werden kann (Abb. 28). Unabhängig von der gewählten Baggermethode bleiben dabei die Verlandungsschwerpunkte unverändert. Offenbar haben Unterhaltungsmaßnahmen, die sich mehr im Fluid Mud-Bereich abspielen (Abb. 28 unten), nicht den gewünschten Erfolg. Es ist vielmehr denkbar, daß sich im Feststoffmaterial vorhandene Bakterien aufgrund günstigerer Nährstoff- und Wachstumsbedingungen stärker vermehren können und damit mehr Biomasse produziert wird.

Der Salzgehalt liegt nach Untersuchungen des WSA WILHELMSHAVEN bei s = 29 ‰ mit nur geringen Schwankungen. Aus diesem Grunde führen lediglich der Tide- und Strömungseffekt zu den Verlandungen des Vorhafens von Wilhelmshaven. Durch die sich bei Flut ausbildenden Strömungswalzen kommt es zu einem um etwa 30 % erhöhten Wasseraustausch im Vorhafen (FRELS, 1995).

Im Juni 1996 wurden mit Unterstützung des WSA WILHELMSHAVEN vom Labor für Wasserbau der HOCHSCHULE BREMEN die Strömungen im Vorhafen gemessen. Bei einem Springtidehub von 454 cm traten am 14.6.1995 hohe Einströmgeschwindigkeiten an der Ostmole in drei (rote Linien) und sechs (blaue Linien) Meter Wassertiefe auf (Abb. 29 oben). Aus Dauerstrommessungen des WSA Wilhelmshaven geht hervor, daß die Strömungsintensität mit der Wassertiefe zunimmt, was auf die große Wassertiefe außerhalb des Vorhafens zurückgeführt wird (FRELS, 1995). Am 14. 6. 1995 erreichten die Geschwindigkeiten auch noch im äußeren Walzenbereich mit bis über $v_f = 30$ cm/s beträchtliche Größenordnungen, bei denen erhebliche Feststoffmengen in den Vorhafen transportiert und dort abgesetzt werden. Die Rückströmungen finden im westlichen Teil des Vorhafens statt. Aus Abb. 29 oben ist erkennbar, wie die Wasserteilchen aus dem Vorhafen treiben und von der Flutströmung in der Jade erfaßt und beschleunigt werden. Die geringen Strömungsintensitäten im Bereich der Westmole verursachen dort die hohen Sedimentationen.

Am 15. 6. 1995 lag der Tidehub mit 432 cm ebenfalls über dem langjährigen Mittelwert von MThb_{1971/80} = 375 cm. Grundsätzlich wurden die Flutströmungsverhältnisse vom Vortag bestätigt (Abb. 29 unten). Es hatte sich wieder eine rechtsdrehende Flutstromwalze ausgebildet mit Einströmungen an der Ostmole. Die Messungen machen aber auch die sich täglich ändernden dynamischen Vorgänge deutlich. So hatten sich die Walzenströmungen am zweiten Tag mit geringerer Stärke und weiter vorn im Vorhafen ausgebildet, und auch das Walzenzentrum lag an einer anderen Stelle. Dies hat mit den vielfältigen periodischen Einflüssen im Tidegebiet zu tun. So war der Tidehub am 15. 6. 1995 etwas geringer als am Vortag und es herrschte Wind aus WSW mit abnehmender Tendenz von 8 m/s auf 5 m/s während der Messungen.

Am 21.6. 1995 wurden die Strömungen bei einer Nipptide während der Ebbephase in 3 m Tiefe gemessen. Der Tidefall lag mit 322 cm rd. 0,5 m unter dem langjährigen Mittelwert. Innerhalb des Vorhafens wurden keine Walzenströmungen festgestellt. Die Treibkörperbahnen verschwenken im Einfahrtsbereich nach Osten (Abb. 30).



Abb. 28: Sedimentationsraten im Neuen Vorhafen von Wilhelmshaven



Abb. 29: Treibkörperbahnen im Neuen Vorhafen von Wilhelmshaven während der Flutphase am 14. und 15. 6. 1995



Abb. 30: Treibkörperbahnen im Neuen Vorhafen von Wilhelmshaven während der Ebbephase am 21. 6. 1995

Die Ausströmungsgeschwindigkeiten waren im Vorhafen mit v_e < 15 cm/s bedeutend geringer als der Füllstrom bei Flut. Nach Dauerstrommessungen des WSA WILHELMSHAVEN ändert sich das auch nicht bei höheren Tiden. Außerdem sind die Geschwindigkeiten in größeren Tiefen noch deutlich schwächer. Vor der Westmole wurden bei den Messungen während der Ebbephase schwache Gegenströmungen registriert, woraus zu schließen ist, daß sich dort Ebbestromwalzen ausbilden (FRELS, 1995).

Aus den Ergebnissen der Strömungsmessungen kann geschlossen werden, daß die Sedimente marinen Ursprungs aus der Jade durch die Flutströmungen in den Vorhafen von Wilhelmshaven eingetragen werden und die morphologischen Verhältnisse prägen (Abb. 27 und 28). Die starken Sedimentationen vor der Westmole werden durch die Strömungsbedingungen sowohl bei Flut als auch bei Ebbe verursacht.

Die am 17. 10. 1995 entnommenen Bodenproben ergaben innerhalb des Vorhafens sehr einheitliches, überwiegend aus Schluffkorn bestehendes Sohlenmaterial. Die Kornzusammensetzung des Sohlenmaterials ist mit der aus dem Emder Vorhafen vergleichbar. Auch die Glühverluste liegen in der gleichen Größenordnung wie in Emden. Für die nichtmineralischen Anteile scheint der Salzgehalt des Wassers nicht so entscheidend zu sein. Den vorstehend beschriebenen hydrodynamischen Vorgängen entsprechend setzt sich im inneren Vorhafen das feinste Material ab.

5.4 Bremerhaven

Von den Hafenanlagen in Bremerhaven wurden die Vorhäfen zur Kaiser- und Nordschleuse sedimentologisch untersucht (Abb. 31). Die Peilplanauswertungen haben ergeben, daß die Auflandungen im Vorhafen zur Kaiserschleuse trotz der geringeren Einfahrtsbreite höher sind als vor der Nordschleuse (Abb. 31 unten), was auf betriebliche Ursachen zurückzuführen ist.

In der Nordschleuse finden mehr Schiffsbewegungen statt als in der Kaiserschleuse, so daß es dort verstärkt zur Resuspendierung der Sedimente kommt. Außerdem werden Wasserverluste durch Schleusungen bei höheren Wasserständen in der Weser mit Sielungen über die Nordschleuse ausgeglichen. Dadurch tritt im Vorhafen ein gewisser Spüleffekt ein, durch den zusätzlich mit den Sielwassermengen Feststoffe in das Wendebecken des Überseehafens gelangen. Dementsprechend hoch ist die mittlere jährliche Sedimentationsrate im Wendebecken mit qs = 157 cm/a (NASNER, 1992). Hinter dem Binnenhaupt der Kaiserschleuse sedimentiert dagegen lediglich qs = 33 cm/a.

In den dem mesohalinen Brackwasserbereich zuzuordnenden Vorhäfen von Bremerhaven lagert sich über der festen Sohle Fluid Mud ab. Die Sedimentationen sind dort in den Sommermonaten nachweislich höher als in der kalten Jahreszeit (NASNER, 1992). Seit Herbst 1994 wird die Unterhaltung der Vorhäfen ausschließlich mit "Wasserinjektionen" betrieben. Davor wurde mit dem Eimerkettenbagger und der mechanischen Schlickegge gearbeitet.

Die Kornzusammensetzung des Sohlenmaterials in den Vorhäfen wurde mehrfach untersucht. Als vom 11. bis 14. Juni 1990 in der Kaiserschleuse selbst und im Vorhafen ein Versuch mit dem Wasserinjektionsverfahren durchgeführt wurde, sind vorher (am 8. 6. 1990) und anschließend (am 19. 6. 1990) Greiferproben genommen worden. Im folgenden sollen neben den Ergebnissen der Bodenanalyse auch Längspeilungen des HANSESTADT BREMI-SCHEN AMTES hinsichtlich des Verhaltens von Fluid Mud erläutert werden.

Vor den Wasserinjektionen bestanden die mit dem Van-Veen-Greifer gezogenen Proben aus dem Vorhafen überwiegend aus Grobschluff (Abb. 32). Erwartungsgemäß wurde in der Schleuse selbst feineres Material angetroffen und auch die höheren Glühverluste ermittelt. Nach dem Injektionsversuch hatte sich die Entnahmetiefe der Proben in der Schleusenkammer um etwa 3,5 m und im Vorhafen um rd. 2 m vergrößert.

Sowohl in der Schleusenkammer als auch im Vorhafen wurde am 19. 6. 1990 gröberes, überwiegend feinsandiges Sohlenmaterial angetroffen (Abb. 32). Lediglich im äußersten Vorhafenbereich war die Körnung feiner als vor der Probebaggerung. Das liegt daran, daß sich das durch Injektionen aktivierte Sohlenmaterial zum Teil bereits im Bereich des westlichen Molenkopfes wieder abgesetzt hatte.

Zwei weitere Probenentnahmen aus den Vorhäfen der Kaiser- und Nordschleuse im Juni 1992 und im April 1994 haben bestätigt, daß die Korngrößen des Sohlenmaterials innerhalb der Vorhäfen geringer werden. Die absoluten Werte sind jeweils von den vorher stattgefundenen Unterhaltungsmaßnahmen abhängig. Dabei spielten die Konsistenz des Fluid Muds und der Einfluß der mechanischen Egge eine Rolle. Im Juni 1992 wurde aus den Vorhäfen überwiegend Feinsand entnommen, was auf eine Fluid Mud-Schicht geringer Dichte schließen läßt. Im April 1994, als die Kornfraktionen vornehmlich aus Mittel- und Grobschluff bestanden, wurde offenbar ein spezifisch schweres Fluid Mud angetroffen in dem der Bodengreifer bei geringen Entnahmetiefen steckengeblieben ist.

Im folgenden wird auf das Verhalten des Fluid Mud anhand einiger Echogramme eingegangen.

Die Auswirkungen der Injektionsbaggerung in der Schleusenkammer und im Vorhafen





Abb. 31: Hafenanlagen in Bremerhaven und Sedimentationsraten in den Vorhäfen zur Nord- und Kaiserschleuse

101





zur Kaiserschleuse können mit vom HBA BREMERHAVEN durchgeführten Längspeilungen nachvollzogen werden (Abb. 33 und 34). Vor der Baggerung lag das obere Echo in der Schleusenkammer etwas unter SKN –5 m. Die Proben wurden aus ca. SKN –6 m Tiefe entnommen (Abb. 33 oben). Bereits vier Tage nach der Maßnahme wurde die obere Grenze der Fluid Mud-Schicht wieder bei SKN –8 m registriert (Abb. 33 Mitte). Die Entnahmetiefe der Bodenproben betrug etwa SKN –9,50 m. Der untere "feste" Horizont wurde bei SKN –10 m festgestellt. Innerhalb von nur 3 Wochen wurde der obere Horizont des Echos um etwa einen Meter auf SKN –7 m angehoben (Abb. 33 unten). Der untere Horizont lag unverändert bei SKN –10 m. Der rasche Eintrieb von Fluid Mud mit geringer Dichte ist nicht ungewöhnlich und auch nicht auf die Injektionsmaßnahme zurückzuführen. Für den Schiffsbetrieb ist maßgebend, daß die Fluid Mud-Schicht ausgedünnt und der feste Horizont vertieft wurde. Das neu eingetriebe Fluid Mud hat eine bedeutend geringere, nautisch nicht maßgebende Dichte. Dies ist an der sehr viel größeren Eindringtiefe des Bodengreifers zu erkennen. Auch mit dem Handlot wurden am 9. 7. 1990 noch Tiefen bis zu SKN > –9,50 m erreicht.



Abb. 33: Längspeilungen in der Schleusenkammer der Kaiserschleuse in Bremerhaven



Abb. 34: Längspeilungen im Vorhafen der Kaiserschleuse in Bremerhaven

Aus dem Vorhafen der Kaiserschleuse wurde durch die Wasserinjektionen ebenfalls Sohlenmaterial resuspendiert und transportiert (Abb. 34). Ein Vergleich der Eindringtiefen des Bodengreifers am 8. und 18. 6. 1990 mag dies verdeutlichen. Die begrenzten, kornabhängigen Transportwege nach Wasserinjektionen sind daran erkennbar, daß sich aktivierte Feststoffe bereits in dem Kolk vor der Einfahrt wieder abgesetzt hatten. Aufgrund der herrschenden Strömungsbedingungen hatte sich die Sohle dort bis zum 9.7. 1990 bereits wieder vertieft. Auch im Vorhafen war schon kurzfristig eine neue Fluid Mud-Schicht entstanden.

Ähnliche Verhältnisse wurden nach einer Baggerung mit dem Eimerkettenbagger im Vorhafen der Nordschleuse beobachtet. Dort wurde noch nach Monaten der feste Horizont als zweites Echo aufgezeigt. Darüber befand sich die mehrere Meter starke Fluid Mud-Schicht mit dem Übergang vom flüssigen Schlick zu stark schwebstoffhaltigem Wasser. Dies ist mit Längspeilungen des HBA BREMERHAVEN vom 3. 11. 1986 bis zum 2. 7. 1987 zu belegen (Abb. 35).



Abb. 35: Längspeilungen im Vorhafen der Nordschleuse in Bremerhaven
In der zweiten November- und ersten Dezemberhälfte 1986 wurde die Vorhafensohle mit dem Bagger vertieft. Seit Mitte Januar 1987 konnte wegen Eisgangs nicht geeggt werden. Bei der Peilung vom 17. 2. 1987 ist der Baggerhorizont als unterstes Echo zwischen SKN -12 m bis SKN -13 m zu erkennen. Darüber zeichnet sich eine ausgeprägte Fluid Mud-Linse mit Tiefen bis zu weniger als SKN -10 m ab. Die weitere Entwicklung bis zum Juli 1987 zeigt, daß das Doppelecho eine unverändert feste Sohllage zwischen SKN -12 m bis SKN -13 m anzeigt (Abb. 35).

Nach dem Eiswinter konnte der obere Horizont mit dem Einsatz der mechanischen Egge auf knapp SKN –11 m abgesenkt werden. Die Erhöhung des oberen Wertes bis auf SKN –9 m Anfang Juli 1987 ist auf die steigenden Wassertemperaturen und zunehmenden Biomassenproduktionen in den Frühjahrsmonaten zurückzuführen. Aufgrund der günstigen Nährstoff- und Wachstumsbedingungen können sich die im Feststoffmaterial vorhandenen Bakterien stark vermehren (GREISER et. al., 1992).

Die am 2. 7. 1987 durchgeführten Handlotungen zeigen, daß die obere Fluid Mud-Schicht vor allem aus Wasser besteht (Abb. 35 unten). Obwohl die Handlotungen nur subjektiv beurteilt werden können zeigt sich, daß ein erster Widerstand erst etwa 1 m unter dem oberen Echo festgestellt wurde (obere Handlotung). Die größten Eindringtiefen (untere Handlotung) betrugen bis zu 1,8 m mehr.

Seit Herbst 1994 wird in Bremerhaven der Überschuß an Fluid Mud-Eintrieb in die Vorhäfen durch Wasserinjektionen ausgeglichen. Durch die Arbeiten mit dem Wasserinjektionsgerät kommt es zu einem Rückfluß des Fluid Muds aus der Hafeneinfahrt, so daß sich zusätzliche Baggereinsätze erübrigen. Mit dieser Lösung ist für Bremerhaven ein optimales Konzept für die Unterhaltungsarbeiten gefunden worden.

5.5 Cuxhaven

Für den mehr dem unteren Brackwasserbereich zuzuordnenden Vorhafen und Alten Hafen von Cuxhaven wurden die Peilungen des NIEDERSÄCHSISCHEN HAFENAMTES CUX-HAVEN von 1985 bis 1989 nach dem Einzelpunktverfahren ausgewertet und Bereiche gleicher Sedimentationsraten ermittelt (Abb. 36). Die Unterhaltungsarbeiten werden dort seit 1985 durch Resuspension des Sohlenmaterials mit Wasserinjektionen durchgeführt. Die stärkste Sedimentation findet im äußeren Vorhafen statt, der auf SKN –8,5 m ausgebaut ist. Es kann davon ausgegangen werden, daß dies durch die bei Flut auftretenden Walzenströmungen verursacht wird. Zum inneren Vorhafen hin nehmen die Auflandungen ab. Am geringsten ist die Sedimentation im Alten Hafen in dem die Sollsohle lediglich auf SKN –4,5 m festgelegt ist. Die günstigeren Verhältnisse sind auf die größere Entfernung zur Hafeneinfahrt und die geringere Ausbautiefe zurückzuführen. Sicher bedingt auch die Lage im äußeren Brackwasserbereich der Elbe, daß die Auflandungen geringer als in den Untersuchungsgebieten von Emden, Bremerhaven oder Brunsbüttel sind.



Abb. 36: Hafenanlagen von Cuxhaven und Morphologie im Vorhafen und Alten Hafen

5.6 Brunsbüttel

Aufgrund ihrer Lage im oberen Brackwasserbereich der Elbe sind die Schleusenvorhäfen zum Nord-Ostsee-Kanal besonders hohen Auflandungen unterworfen (Abb. 37). Am Beispiel des Neuen Vorhafens ist deutlich zu erkennen, wie die Morphologie der Sohle durch betriebliche Vorgänge beeinflußt wird. So zeigt sich, daß bei dem starken Schiffsverkehr im Neuen Vorhafen durch Rückströmungs- und Schraubstrahleffekte Feststoffe resuspendiert und in den Randbereichen wieder abgesetzt werden. Dagegen bietet der Alte Vorhafen ein ganz anderes Bild. Die hohen Auflandungen in Brunsbüttel verursachen wie in Emden die brackwasserbedingten Austauschvorgänge zwischen den Vorhäfen und der Elbe. Wie in den Brackwasserhäfen von Emden und Bremerhaven liegen die mittleren jährlichen Sedimentationsraten auch in Brunsbüttel im Bereich von mehreren Metern. Nachweisbar setzt sich wie an der Ems und Weser im Sommer mehr Material ab als im Winter (NASNER, 1992). Besonders hohe Auflandungen finden in den Vorhäfen des Nord-Ostsee-Kanals bei geringer Oberwasserführung der Elbe statt. Offenbar sind dann die brackwasserbedingten Dichteströmungen besonders ausgeprägt.

Im Oktober 1993 wurden erstmals mit Unterstützung des WSA BRUNSBÜTTEL im Neuen Vorhafen die Strömungen mit DGPS in verschiedenen Tiefen gemessen. Zu der Zeit waren die selbstregistrierenden Treibkörper noch nicht entwickelt. Die Position der konventionell ausgerüsteten Kreuztafelschwimmer mußte jeweils mit einem im Vermessungsboot installierten Empfänger bestimmt werden. Die Strömungen wurden bei mittleren Tideverhältnissen (MThb_{1971/80} = 281 cm) und geringem Oberwasser (Qo \approx 365 m³/s) in drei verschiedenen Wassertiefen gemessen. Die Ergebnisse wurden ausführlich im Schlußbericht des KFKI-Projektes dargestellt (NASNER, 1996).

Mit den in der Natur durchgeführten Strömungsmessungen im Neuen Vorhafen konnten ähnlich wie in Emden die Überlagerungen von Tide-, Strömungs- und Dichteeffekt erfaßt werden. Die Ergebnisse des Naturversuches entsprechen ebenfalls der schematischen Darstellung in Abb. 26.

Am 4.10.1993 wurden in den Vorhafenbereichen von Brunsbüttel Bodenproben entnommen. Außerhalb der Streichlinien der Buhnenköpfe bestand das Sohlenmaterial überwiegend aus Feinsand. Innerhalb der Vorhäfen lagern sich zunehmend feinere Feststoffe ab, und es bildet sich Fluid Mud, das mehrere Meter stark werden kann. In den inneren Vorhafenbereichen waren auffallend hohe Feinschluff- und Tonanteile in den Proben.

Die Änderungen der Zusammensetzung der Sedimente aufgrund der unterschiedlichen Strömungsverhältnisse von außen nach innen wird hier besonders deutlich, obwohl es sich lediglich um einzelne Stichproben handelt. Wie in den anderen Untersuchungsgebieten zeigt sich auch hier der gute Zusammenhang zwischen Korngrößen und Glühverlusten. Die Kornverteilungen werden im folgenden Abschnitt im Vergleich mit dem Sohlenmaterial aus anderen Untersuchungsbereichen beschrieben.



Abb. 37: Hafenanlagen von Brunsbüttel und Sedimentationsraten im Neuen und Alten Vorhafen

5.7 Zusammenfassende Betrachtungen

Von den im Brackwasser- und Mündungsgebiet untersuchten Hafengebieten wurden für Wilhelmshaven und Cuxhaven vergleichsweise geringe Sedimentationen ermittelt. Das liegt daran, daß Cuxhaven mehr dem unteren Brackwasserbereich und Wilhelmshaven den Salzwasserbedingungen der Nordsee zuzuordnen ist. Aufgrund ihrer Lage im Brackwasserbereich von Ems, Weser und Elbe sind die Auflandungen in den Hafengebieten von Emden, Bremerhaven und Brunsbüttel besonders hoch. Ursächlich dafür sind die aus den Salzgehaltsunterschieden resultierenden Dichteströmungen, so wie sie in den Vorhäfen von Emden und Brunsbüttel gemessen wurden. Der tidebedingte Wasseraustausch wird durch den Dichteeffekt vervielfacht. Die hydrodynamischen Vorgänge und biologischen Prozesse führen zu den ungünstigen Sedimentationsverhältnissen. Aus der Summe aller Einflüsse bilden sich in den Vorhäfen über der festen Sohle Fluid Mud-Schichten geringer Dichte aus, deren oberer Bereich vornehmlich aus Wasser besteht.

Mit konventionellen Methoden kann der Unterhaltungsaufwand mit Übertiefen aus Vorratsbaggerungen eingeschränkt werden. Dies wurde bereits an anderer Stelle für die Vorhäfen in Emden, Wilhelmshaven und Bremerhaven belegt (NASNER, 1992). Der positive Einfluß von Reservetiefen wurde vorstehend am Beispiel des Vorhafens von Wilhelmshaven dokumentiert (Abb. 28). Als bis 1980 mit wenig Baggereinsätzen und tiefen Schnitten mehr festes Material gefördert wurde, konnte sich neu eintreibendes Material problemloser ablagern und verfestigen. Baggerungen, die sich mehr im Bereich des verflüssigten Schlicks abspielen, bringen nicht den gewünschten Erfolg.

Alternativ werden in den Schleusenvorhäfen von Bremerhaven und in Cuxhaven seit einigen Jahren erfolgreich Unterhaltungsmaßnahmen mit Wasserinjektionen betrieben. Damit kann der Überschuß an Feststoffeintrieb durch künstlich erzeugte Dichteströmungen ausgeglichen werden, wodurch sich zusätzliche Baggereinsätze erübrigen. Diese Methode ist dann erfolgreich anzuwenden, wenn die Gefälleverhältnisse zwischen Vorhafen und Fluß gewährleisten, daß das aktivierte Sohlenmaterial aus dem Vorhafen fließen kann. Die Funktionsfähigkeit ist nicht gegeben, wenn die Hafensohle tiefer liegt als die Flußsohle oder eine Barre den Ausfluß von Fluid Mud verhindert.

Eine andere Möglichkeit, die Sedimentationen in einem Hafenbecken zu vermindern, wird seit 1990 im Hamburger Hafen untersucht (CHRISTIANSEN u. KIRBY, 1991). Dabei wird das Ziel verfolgt, mit einer Strömungsumlenkwand die Wasseraustauschvorgänge zwischen Strom und Hafen so zu beeinflussen, daß weniger Feststoffe im Hafenbecken sedimentieren. Nach neueren Ergebnissen konnte damit die Sedimentation um etwa 46 % verringert werden (CHRISTIANSEN, 1996).

Die aus den verschiedenen Hafengebieten analysierten Bodenproben sind zum Vergleich in Körnungsdreiecke zur Bodenklassifizierung eingetragen worden (Abb. 38). Die Beprobungen für Emden und Wilhelmshaven haben ergeben, daß es sich dort nach der Definition in Abb. 20 überwiegend um mageren, im wesentlichen aus Mittel- bis Grobschluffanteilen bestehenden Schlick handelt (Abb. 38 oben).

Für die Kammer und den Vorhafen der Kaiserschleuse in Bremerhaven zeigt sich der Erfolg des Versuches mit Wasserinjektionen vom Juni 1990 (Abb. 38 Mitte links). Nach der Maßnahme am 19.6. 1990 waren die Körnungen in der Schleusenkammer und davor deutlich gröber. Der feinste Schlick setzte sich in Bremerhaven vornehmlich im Überseehafen ab. Die Tonmineralanteile der Sedimente betragen dort bis über 38 % (PATZOLD, 1996). Vergleichbare Verhältnisse sind ebenfalls im Schleusenbereich von Brunsbüttel vorhanden.

Alle Probenentnahmen von Bremerhaven lassen erkennen, daß die Körnungen innerhalb der Vorhäfen zur Kaiser- und Nordschleuse feiner werden. Die Unterschiede zwischen 1992 und 1994 sind von den Unterhaltungsarbeiten vor den Entnahmen abhängig. Die Proben von 1994 mit feineren Körnungen sind offenbar nach einer längeren Ruhepause gegriffen worden.

Für die Vorhäfen zum Nord-Ostsee-Kanal zeigt sich der Übergang vom Sand zum Schlick innerhalb der Schleusenzufahrten besonders deutlich. Vor den Außenhäuptern be-



Abb. 38: Kornverteilung der Brackwasserhäfen im Bodendreieck

Die Küste, 59 (1997), 1-187 112

findet sich im Gegensatz zu Emden und Wilhelmshaven "fetterer" Schlick mit relativ hohen Feinkornanteilen. Im Körnungsdreieck (Abb. 38 unten rechts) wurden zusätzlich Auswertungen von PLATE (1992) mit eingetragen, wodurch bestätigt wird, daß sich der feine, mit hohen Tonanteilen versehene Schlick im Schleusenbereich ablagert.

Der hier vorgenommene Vergleich der Kornverteilungen von Sedimenten der Hafensohle aus den verschiedenen Untersuchungsgebieten hat übereinstimmend gezeigt, daß die Körnungen den hydraulischen Randbedingungen entsprechend von außen nach innen feiner werden. Nach Unterhaltungsmaßnahmen sind die absoluten Werte größer. Beachtenswert sind örtliche Unterschiede in den Zusammensetzungen der Kornfraktionen. So setzen sich die Hafensedimente in Emden und Wilhelmshaven vornehmlich aus Schluffkornanteilen zusammen. Im Schleusenbereich der Vorhäfen zum Nord-Ostsee-Kanal sind ebenso wie in Bremerhaven höhere Tonmineralanteile vorhanden. Über die Auswirkungen dieser Unterschiede auf die Zusammensetzung und Zähigkeit der über der festen Sohle anstehenden Fluid Mud-Schichten können hier keine Aussagen getroffen werden.

6. Schlußbemerkungen

Die Sedimentation offener Tidehäfen ist von den hydrodynamischen Randbedingungen, der Lage des Hafens zum Strom, seiner Geometrie und Ausbautiefe abhängig. Dabei herrschen in den Häfen oberhalb des Salzwassereinflusses der Nordsee ganz andere Verhältnisse als im Brackwassergebiet. Dort führen die veränderlichen Salzgehalte und daraus resultierende Dichteströmungen zu einem vielfachen Wasseraustausch und um Größenordnungen höher liegende Sedimentationen. Aufgrund der besonderen physikalischen und biologischen Vorgänge lagert sich verflüssigter Schlick (Fluid Mud) geringer spezifischer Wichte mit bis zu mehreren Metern Mächtigkeit ab.

Mit den vorliegenden Untersuchungen waren die Verlandungsschwerpunkte in Tidehäfen durch gezielte Peilplananalysen zu bestimmen. Einblicke in die Wechselwirkungen zwischen Sedimentation, der Zusammensetzung des sedimentierenden Materials und den Strömungsverhältnissen wurden mit Treibkörpermessungen und der Analyse von Sedimentproben erhalten.

Im Rahmen des BMBF-Projektes MTK 0544 wurde dazu für Strömungsmessungen ein mit dem satellitengestützten Ortungsverfahren (DGPS) online arbeitendes Treibkörpermeßsystem aufgebaut und zur Anwendungsreife gebracht. Für den innovativen Gehalt dieser Entwicklung wurden zwei Mitarbeiter des Labors für Wasserbau der HOCHSCHULE BREMEN mit dem ERICH LACKNER-Förderpreis ausgezeichnet (PIEPER u. TORN, 1995). Anläßlich des 11th International Harbour Congresses in Antwerpen wurde das im Real-Time DGPS arbeitende System der internationalen Fachwelt vorgestellt (NASNER, PIEPER u. TORN, 1996a). Im Sommer 1996 wurde es erstmals im außereuropäischen Ausland erfolgreich eingesetzt.

Aufgrund geänderter ökologischer Randbedingungen bereitet die Unterbringung von Baggergut zunehmend Probleme. Unter diesem Gesichtspunkt hat die Schließung des Hafenkanals zum Neustädter Hafen einen besonderen Stellenwert. Durch die Baumaßnahme ist die Sedimentation und damit der Unterhaltungsaufwand ganz erheblich zurückgegangen. Andere stadtbremische Hafengebiete und das Fahrwasser der Weser sind dadurch nicht ungünstig beeinflußt worden. Über die Ergebnisse wurde in einem Beitrag zum 11th International Harbour Congress in Antwerpen im Juni 1996 berichtet (NASNER, PIEPER u. TORN, 1996b).

In den Brackwasserhäfen ist die Fluid Mud-Schicht von besonderer Bedeutung. Mit konventionellen Methoden sind Unterhaltungsmaßnahmen immer dann erfolgreich, wenn durch tiefe Baggerschnitte stärker konsolidiertes Material gefördert wird. Der Unterhaltungsaufwand kann durch Resuspensionsmaßnahmen optimiert werden. Dies kann wie in Emden durch Remobilisierung des festen Materials an der Sohle mit dem Hopperbagger geschehen. In Bremerhaven und Cuxhaven wird der Überschuß an Feststoffeintrieb durch Wasserinjektionen behandelt. Dadurch kommt es zu einem Rückfluß des verflüssigten Schlicks aus der Hafeneinfahrt, wodurch sich zusätzliche Baggereinsätze erübrigen und das Problem der Baggergutunterbringung nicht mehr gegeben ist.

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse konnten nur durch die jederzeit gute Zusammenarbeit mit den für die Häfen zuständigen Ämtern erreicht werden. Deshalb sei an dieser Stelle den beteiligten Behörden für ihre Kooperationsbereitschaft, dem BMBF für die Unterstützung und unbürokratische Abwicklung des Vorhabens sowie den KFKI-Projektgruppenmitgliedern – besonders dem Obmann Herrn Dipl.-Ing. Bliesener – für die konstruktive Mitarbeit gedankt. Den Mitarbeitern des Labors für Wasserbau, den Herren Dipl.-Ing. Pieper und Dipl.-Ing. Torn, gebührt besondere Anerkennung für die Einsatzbereitschaft bei den Arbeiten in der Natur, der Entwicklung des Treibkörpermeßsystems und der Aufbereitung und Analyse der Datenfülle bis zur Darstellung der in den Abbildungen dieses Berichtes dokumentierten Ergebnisse.

7. Schriftenverzeichnis

- CHRISTIANSEN, H. u. KIRBY, R.: Fluid mud intrusion and evaluation of a passive device to reduce mud deposition. Proceedings CEDA-PIANC Conference Amsterdam, 1991.
- CHRISTIANSEN, H.: The mainfactors causing harbour siltation and measures for its reduction. Report of the second Workshop on Dredging and Surveying 1996, Leer, Germany.
- CHRISTIANSEN, H. u. HAAR, S.: Sedimentationsverhältnisse in Hamburger Hafenbecken Auswertungen der Peilungen 1977 bis 1995 – Gewässerkundliche Studie Nr. 15, Strom- und Hafenbau Hamburg, Referat Gewässerkunde, 1996.
- FRANZIUS-INSTITUT: Modellversuche für den Europahafen. Versuchsbericht 1989, unveröffentlicht –.
- FRANZIUS-INSTITUT: Hydraulische Modellversuche zur Reduzierung des Schlickfalls im Neustädter Hafen in Bremen, 1989, – unveröffentlicht–.
- FRELS, G.: Eine Sammlung gewässerkundlicher Daten aus der Jadebucht und angrenzenden Bereichen. Wasser- und Schiffahrtsamt Wilhelmshaven, 1995.
- GREISER, N.: Zur Dynamik von Schwebstoffen und ihrer biologischen Komponenten in der Elbe bei Hamburg. Hamburger Küstenforschung, H. 45, 1988.
- GREISER, N., GRESIKOWSKI, S. u. HARMS, H.: Feststofftransport und Verschlickung im Emder Hafen. Universität Hamburg, Institut für allgemeine Botanik – Abteilung Mikrobiologie, Mai 1992, – unveröffentlicht –.
- HURN, J.: GPS A Guide to the next Utility. Trimble Navigation, USA, 1989.
- KASTEN, S.: Die Verteilung von Schwermetallen in den Sedimenten eines stadtbremischen Hafenbeckens. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, Nr. 34, 1993.
- KEFFEL, S.: Die Verteilung von Aluminium im Neustädter Hafen. Methoden-Vergleich zur Normierung von Schwermetallgehalten. Diplomarbeit, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, 1995, – unveröffentlicht –.
- KUMM, W.: GPS Global Positioning System. Klasing, Bielefeld, 1993.
- NASNER, H. u. PIEPER, R.: Improvement of maintenancework in a tidal harbour. Proceedings 10th International Harbour Congress Antwerpen, 1992.
- NASNER, H.: Sedimentation in Tidehäfen. Die Küste, H. 53, 1992.
- NASNER, H.: Sedimentation in Tidehäfen, Phase 2. Schlußbericht MTK 0544, 1996, unveröffentlicht -.

- NASNER, H., PIEPER, R. u. TORN, P.: Lagrangian Flow Velocities measured with DGPS Drifter Buoys. Proceedings 11th International Harbour Congress Antwerpen, 1996a.
- NASNER, H., PIEPER, R. u. TORN, P.: Influences of the Closure of one Entrance to the Neustadt Harbour in Bremen. Proceedings 11th International Harbour Congress Antwerpen, 1996b.
- PATZOLD, V.: Baggergutkonzept der Hafengruppe Bremerhaven. Physikalische und mineralogische Untersuchungen an rezenten Hafensedimenten der Vorhäfen, 1996, – unveröffentlicht –.
- PIEPER, R. u. TORN, P.: Treibkörpermessungen im Realtime DGPS. Erich Lackner-Förderpreis 1995. Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft, Bd. 50, 1996.
- PLATE, U.: Versuch einer Definition von Baggerschlick. Kurzvortrag anläßlich der KFKI-Projektgruppensitzung "Sedimentation in Tidehäfen", 1992, – unveröffentlicht –.
- RECHLIN, D.: Bestimmung der nautischen Tiefe in Hauptschlickgebieten. Hansa, 133. Jg. Nr. 7, 1996.
- SCHUCHARDT, B. u. SCHIRMER, M.: Zur Sedimentationsdynamik in den tideoffenen Bremer Seehäfen. Die Küste, H. 52, 1991.
- STROTMANN, B.: Verteilung der Schwermetallgehalte im Hafenschlick des Neustädter Hafens (Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn). Diplomarbeit, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, 1995, – unveröffentlicht –.
- WURPTS, R.: Determination of the Nautical Depth in the Harbour of Emden. Report of the second Workshop on Dredging and Surveying 1996, Leer, Germany.

Morphologische Charakterisierung der Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres vor dem Hintergrund säkularer Meeresspiegeländerungen

Von FRANK SPIEGEL

Zusammenfassung

Ein wichtiger Bestandteil des Forschungsvorhabens "Modelluntersuchungen zur morphologischen Stabilität des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres bei einem beschleunigten Meeresspiegelanstieg" bestand darin, alle Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres hinsichtlich ihrer Morphologie nach einer einheitlichen Methode zu erfassen und diese vergleichend auszuwerten. Dieser Vergleich sollte auch auf die zahlreich vorliegenden Ergebnisse aus anderen Wattgebieten der Erde ausgedehnt werden.

Nachfolgend wird ein Großteil dieser Auswertungen vorgestellt. Des weiteren erfolgt eine Quantifizierung der Verschiebungen der morphologischen Kennwerte im Falle zweier Anstiegsszenarios des Meeresspiegels.

Summary

One of the main topics of the research project "Modelling the morphological stability of the Wadden Sea of Schleswig-Holstein under the conditions of an accelerated sea level rise" was to quantify the morphologic parameters of all the tidal basins of this area applying one common methodology and to compare the results with other tidal basins worldwide. The paper describes most of these evaluations. Morever, modifications of the morphologic parameters due to a sea level rise are examined.

Inhalt

1.	Die Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres	116
	1.1 Kartengrundlagen und methodisches Vorgehen	117
	1.2 Bezugsniveaus der Tideparameter	119
	1.3 Abgrenzung und Morphometrie der Tidebecken	122
	1.4 Vergleichende Auswertung	124
2.	Ansätze zur Beurteilung morphologisch-hydrologischer Gleichgewichtszustände	128
	2.1 Gleichungen zur Beschreibung von Fließgleichgewichten	129
	2.2 Definition zweier Meeresspiegelszenarios	131
	2.3 Anwendung	132
3.	Schlußfolgerungen	138
4.	Danksagung	140
5.	Schriftenverzeichnis	140

Liste der Abkürzungen:

NN	=	Normalnull
MThw	=	Mittleres Tidehochwasser, zu NN [m]
MTnw	=	Mittleres Tideniedrigwasser, zu NN [m]
MTmw	=	Mittleres Tidemittelwasser, zu NN [m]
МТртw	=	Mittleres Tideprismamittelwasser, zu NN [m], vgl. Kap. 1.2
MT1/2w	=	Mittleres Tidehalbwasser, zu NN [m]
MThb	=	Mittlerer Tidenhub [m]
Ab_i	=	Fläche des Tidebeckens (area of the basin) unter dem Niveau i (mit i = MThw,
		$MTnw, MTmw \text{ oder } MT1/2w) [\text{km}^2]$
Ab_{int}	=	Intertidalfläche (zwischen MThw und MTnw) [km ²]
Ac_i	=	Fläche des Seegatquerschnitts (area of the cross-section) unter dem Niveau i
		(mit i = $MThw$, $MTnw$, $MTmw$ oder $MT1/2w$) [m ²]
ТВ	=	Tidebecken (= Watteinzugsgebiet WEG)
TEG	=	Teileinzugsgebiet (= Untereinheit eines TB)
ISV	=	Intertidales Sedimentvolumen [m3]: Sedimentmaterial innerhalb eines Tide-
		beckens im Höhenintervall zwischen MThw und MTnw
WV	=	Wasservolumen [Mio m ³]: Füllmenge eines TB bei MThw
Р	=	Tideprisma [Mio m ³]: Füllmenge eines TB zwischen MThw und MTnw
EV	=	Ebbvolumen [Mio m ³]
FV	=	Flutvolumen [Mio m ³]
TV	=	Tidevolumen (= $EV + FV$) [Mio m ³]
PV	=	Prielvolumen [Mio m ³]: Füllmenge eines TB unterhalb von MTnw
d_i	=	Wassertiefe unter i (mit i = MThw, MTnw, MTmw oder MT1/2w) [m]
di	=	mittlere Wassertiefe unter i [m]

1. Die Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres

Zahlreiche Arbeiten beschäftigen sich mit der Morphologie des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres. Inhaltliche Schwerpunkte bildeten hierbei Sedimentuntersuchungen (vgl. z. B. AUSTEN, 1990; BERNER et al., 1986; UNSÖLD, 1974; u. v. m.), Messung und Modellierung der (tidebedingten) Wasserbewegungen (vgl. z. B. GÖHREN, 1968, 1974 a. u. b, SIEFERT et al., 1980; STENGEL u. ZIELKE, 1994) und ihres Sedimenttransportes, sowie Karten- und Vermessungsauswertungen (vgl. z. B. GÖHREN, 1975; HIGELKE 1978, 1981, 1988, 1995; SIEFERT, 1987; WIELAND 1972, 1984, 1985).

Einen weiteren Kernpunkt markieren Untersuchungen zur vergleichenden Morphometrie einzelner Watteinzugsgebiete (Tidebecken) mit dem Ziel, Regelhaftigkeiten der Formgebung dieser Becken zu erarbeiten. Hierzu wurden einzelne Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres ebenso ausgewertet (vgl. z. B. DIECKMANN, 1985; PARTENSCKY et al., 1979; PARTENSCKY u. DIECKMANN, 1981; RENGER, 1976 a. u. b; RENGER u. PARTENSCKY, 1975) wie zahlreiche andere Wattgebiete weltweit.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es nun, das gesamte schleswig-holsteinische Wattenmeer hinsichtlich der Morphologie aller seiner Tidebecken nach einer einheitlichen Methodik vergleichend zu erfassen und den vorliegenden Ergebnissen aus anderen Wattgebieten gegenüberzustellen.

1.1 Kartengrundlagen und methodisches Vorgehen

Die Arbeiten stützen sich auf drei verschiedene Kartenwerke: An erster Stelle ist hier die Küstenkarte des KURATORIUMS FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEUR-WESEN (KFKI) im Maßstab 1:25 000 in ihrer ersten Ausgabe aus den 70er Jahren zu nennen. Angaben zu Konzeption und Erstellung der KFKI-Küstenkarten machen BETTAC et al. (1984).

Als zweite Datenquelle ist die deutsche Wattgrundkarte 1:10000 zu nennen. Einen Überblick über die Häufigkeit und räumliche Verteilung der Wattvermessung auf der Basis dieser Wattkarten im Maßstab 1:10000 gibt WIELAND (1985). Angaben zur Vermessungsmethodik und ihrer Genauigkeit finden sich bei WIELAND (1974, 1985), WIELAND u. THIES (1975), DOLEZAL (1974) sowie HAKE et al. (1982). Demnach liegt die Lagegenauigkeit der Punktmessungen auf den Wattflächen bei $\pm 2,5$ m und die vertikale Genauigkeit bei $\pm 3,5$ cm.

Ähnlich wie für die deutschen Wattgrundkarten verhält es sich auch mit den verwendeten dänischen Wattkarten 1:10 000 aus dem Jahr 1976, die den nördlichen Abschluß des Untersuchungsgebietes bis zum Verbindungsdamm zur Insel Rømø bilden. Die Höhenangaben beziehen sich jedoch auf dänisches Normalnull (DNN) und die Koordinatenangaben basieren auf einem vom Gauß-Krüger-Koordinatensystem abweichenden, dänischen System. Dies hat zur Folge, daß auch hier keine Blattkanten bzw. -ecken mit anderen Kartennetzen zusammenfallen, und daß die Höhenangaben ebenso wie die Koordinaten auf deutsches System umgerechnet werden mußten.

Die Originalfolien dieser Wattkarten sowie der Umrechnungsfaktor für den NN-Bezug wurden freundlicherweise vom ALW Husum zur Verfügung gestellt.

Als Vorbereitung zur Erstellung eines digitalen Geländemodells wurden die deutschen Wattgrundkarten digitalisiert, soweit die entsprechenden Gebiete nicht von der KFKI-Karte abgedeckt waren. Die Blätter der KFKI-Küstenkarte wurden freundlicherweise vom KFKI als Originalfolien zur Verfügung gestellt. Diese enthielten ausschließlich Isobathen, so daß dieses Kartenwerk ohne großen Aufwand durch Einscannen in digitale Form überführt werden konnte.

Auf der Basis dieser digitalen Karten wurde nun ein Geländemodell errechnet:

Als Maschenweite für das resultierende Gitternetz wurde 50 m gewählt. Dieses Maß erscheint aufgrund der hohen Paßgenauigkeit der Kartenkoordinaten (max. Abweichung ± 9 m) und der Karten zueinander (max. Abweichung ± 20 m) sowie der durch das Einscannen nahezu fehlerfrei in digitale Form gebrachten Karteninhalte vertretbar. In Zusammenhang hiermit darf allerdings nicht vergessen werden, daß bereits die Erstellung der Kartenvorlage schwer kalkulierbare Ungenauigkeiten besitzt, deren Größe manchenorts die gewählte Auflösung übersteigen dürfte.

Als Interpolationsalgorithmus wurde eine kriging-Interpolation mit folgenden Parametern verwendet:

- maximale Zahl der Inputpunkte pro Gitterzelle: 12

- Radius zur Auswahl der Inputpunkte: max. 1000 m

BURGER u. SKALA (1978) geben einen methodischen Überblick zu üblichen Interpolationsverfahren und eine ausführliche Zusammenstellung der grundlegenden Literatur.

Die folgende Abbildung zeigt das Untersuchungsgebiet im Geländemodell. Zusätzlich sind bereits die Grenzen der einzelnen Tidebecken sowie ihre Seegatverläufe eingetragen:



Abb. 1: Das schleswig-holsteinische Wattenmeer und seine Tidebecken im digitalen Geländemodell

1.2 Bezugsniveaus der Tideparameter

Die Frage nach geeigneten Bezugshorizonten für die zu verwendenden Wasserstandsangaben ist keineswegs trivial und wird dennoch nur selten in der notwendigen Ausführlichkeit diskutiert:

Soll eine Bezugnahme erfolgen auf ein terrestrisches Bezugsniveau oder auf ein wasserstandsabhängiges (Tide-)Niveau? Und wenn letzteres gewählt wird: Welche(s) Niveau(s) soll(en) dies sein, und soll dieser Horizont dann für das gesamte Untersuchungsgebiet gleich sein, oder darf er ortsabhängige Unterschiede aufweisen?

Zuerst ist festzustellen, daß auch alle gezeitenabhängigen Horizonte ihre Höhenangabe ableiten von dem jeweils gültigen terrestrischen Nullniveau, in Deutschland also von Normalnull (NN). So sind z. B. das mittlere Tidehoch- und Niedrigwasser ebenso auf NN bezogen wie die Angabe z. B. des Pegelnullpunktes (PN). Dies rechtfertigt jedoch nicht die Entscheidung, alle weiteren Angaben direkt auf NN zu beziehen, auch wenn die Höhenangaben der Morphologie als Absolutwerte auf NN bezogen sind. Die Begründung der besseren Vergleichbarkeit wäre hier fahrlässig, dies greift nur in wenigen Ausnahmefällen. In allen anderen Fällen muß der Tatsache Rechnung getragen werden, daß die Morphologie, wie sie sich in einem Tidebecken einstellt, gesteuert wird von hydrodynamischen Vorgängen, überwiegend von der Tidebewegung. Diese hält sich in ihrer raum-zeitlichen Verteilung jedoch nicht an NN, etwa durch eine Symmetrie der Hoch- und Niedrigwasserhöhen zu NN. Dementsprechend paßt sich auch die Morphologie nicht an in Abhängigkeit von NN, sondern entsprechend dem Raummuster der Tidebewegung. Um nun Gleiches mit Gleichem in Relation setzen zu können, muß diesem Umstand dadurch Rechnung getragen werden, daß die gezeitenabhängigen Parameter der Morphologie, am Seegat ebenso wie im Tidebecken, auch auf die räumlichen Unterschiede der Gezeitendynamik mit möglichst hoher Auflösung Bezug nehmen. Somit scheidet auch die Anbindung an einen "mean sea level" aus.

Ein weiteres Argument gegen terrestrische (und somit zumeist nationale) Bezugsniveaus liegt in der fehlenden Vergleichbarkeit auf internationaler Ebene. Bedenkt man, daß allein zwischen dem deutschen und dänischen Normalnull ein Unterschied von rd. 15 cm liegt, so wird dieses Problem schnell einsichtig.

Die Verwendung des mittleren Springtideniedrigwassers (MSpTnw = Seekartennull) als Basisniveau würde zwar die genannten Schwierigkeiten vermeiden. Allerdings bestehen Zweifel, daß die Sprigtideverhältnisse maßgebend sind für die morphologische Gestaltung der Tidebecken und ihrer Seegats, so daß die Bezugnahme auf mittlere Tideverhältnisse angebracht erscheint.

Im folgenden sind zwei als geeignet erscheinende Bezugsniveaus für die Morphologie im Tidebecken und am Seegat erläutert:

Bezugshorizonte im Tidebecken

Auf den ersten Blick interessieren stets drei markante Bezugsniveaus bei der vergleichenden Betrachtung der Morphologie verschiedener Tidebecken: Niedrigwasser, Hochwasser und eine wie auch immer definierte Mitte davon.

Die Ermittlung des *MThw-* und *MTnw-*Niveaus ist noch recht unkompliziert, sofern man, wie in diesem Fall, ausreichend Wasserstandsdaten vorliegen hat, noch dazu über mehrere Jahre gemittelt. Eine (räumliche) Mittelung der jeweiligen Werte eines (Teil-)Beckens unter Berücksichtigung der örtlichen Gegebenheiten liefert hierbei brauchbare Werte. Schwieriger wird da schon die Festlegung eines "Mittel-Niveaus":

Aus der Pegelstatistik sind die Niveaus des mittleren Tidehalbwassers (MT1/2w) und des mittleren Tidemittelwassers (MTmw) bekannt. Sie benennen einerseits die mittlere Höhe zwischen MThw und MTnw (= MT1/2w), andererseits dasjenige Niveau, das die asymmetrische Pegelkurve horizontal in zwei flächengleiche Hälften teilt (= MTmw).

Nun ist die Bestimmung des MT1/2w auch für (Teil-)Becken kein Problem: Oben wurde gesagt, daß das MThw und MTnw als flächengemittelte horizontale Niveaus aus den vorhandenen Wasserstandsdaten errechnet werden. Aus derem vertikalen Abstand folgt unmittelbar der MThb und somit die Höhe des MT1/2w, jeweils bezogen auf NN. Die MT1/2w-Niveaus der Teilbecken im schleswig-holsteinischen Wattenmeer liegen durchweg etwas unterhalb von NN, da das MTnw überall das NN-Niveau weiter unterschreitet, als das MThw es überschreitet. Das MT1/2w schwankt zwischen -0,02 m NN im landnahen Teil des Hörnum Tief und -0,21 m NN in der Tümlauer Bucht. Als "Niveau des halben Tidenhubs" ist es ein rein hydrologischer Parameter und deshalb wenig aussagekräftig für die Wechselwirkung von Tide und Morphologie.

Das o.g. Niveau des mittleren Tidemittelwassers (MTmw) erscheint sehr viel geeigneter, da es – bei der Anwendung auf Pegelaufzeichnungen – abhängt von der Beeinflussung der Tidewelle durch die Morphologie: Je stärker die Abbremsung und damit Verformung der Tidewelle durch die abnehmende Wassertiefe in Küstennähe ist, um so mehr weicht das MTmw vom MT1/2w ab. Für eine reine Sinusschwingung wäre natürlich MT1/2w gleich MTmw.

In Anlehnung an die beschriebene Definition des *MTmw* für Pegeldaten sei nun ein mittleres Tideprismamittelwasser (*MTpmw*) für Tidebecken bestimmt:

Bei dem hier definierten *MTpmw* handelt es sich – abweichend von dem *MTmw* – um dasjenige Höhenniveau, das das Tideprisma eines (Teil-)Beckens horizontal in zwei Hälften gleichen Wasservolumens teilt. In einem Becken ohne Wattflächen wäre dieses Niveau gleich dem *MT1/2w* des Beckens, sobald Wattflächen existieren, liegt dieses *MTpmw* ob erhalb des *MT1/2w*.



Abb. 2: Die Abweichung von MTpmw und MT1/2w in Tidebecken

Je näher ein betrachtetes Wattgebiet zum Festland und damit im Mittel höher liegt, desto größer wird der Unterschied zwischen *MT1/2w* und *MTpmw*. Das *MT1/2w* sinkt ab (wegen des zumeist stark absinkenden *MTnw* in Landnähe), das *MTpmw* steigt an wegen der in Landnähe zumeist hochliegenden Wattflächen. Der Höhenunterschied zwischen den beiden Niveaus ist ein Maß für die Ausdehnung und mittlere Höhenlage der Wattflächen:

120

Je mehr Wattflächen existieren und je höher diese liegen, um so größer ist der Unterschied zwischen MT1/2w und MTpmw.

Bezugshorizonte am Seegat

Für das Hoch- und Niedrigwasserniveau am Seegat gilt sinngemäß das oben Gesagte: Als tidedynamisch bestimmte Kennflächen begrenzen sie den intertidalen Bereich der Querschnittsfläche eines Seegats. Daraus folgen so wichtige Informationen wie z. B. die Kenntnis der prozentualen und absoluten Flächenänderung eines Seegatquerschnitts im Verlauf einer Tide. Das zugehörige MT1/2w-Niveau ergibt sich ebenfalls nach obigem Schema und entspricht somit auch dem beckeninternen MT1/2w.

Am Seegat kommt diesem "Niveau des halben Tidenhubs" eine wichtigere Bedeutung zu als bei den Betrachtungen der Beckenhypsometrie: Das MT1/2w bezeichnet am Seegat dasjenige Niveau, das den mittleren Durchflußquerschnitt des Seegats nach oben begrenzt. Dies gilt zumindest für die Prielflächen. Hier kann also für ein beliebiges Segment des Seegatprofils mit der Länge x formuliert werden:

$$Ac_{x} = \left[\overline{d}_{MTbw} - \left(\frac{1}{2} \cdot MTbb\right)\right] \cdot x = \overline{d}_{MTI/2w} \cdot x \quad [m^{2}]$$

mit $\overline{d}_i(x)$ als mittlerer Wassertiefe des Segmentes x unterhalb des Tideniveaus i.

Über den seitlich angrenzenden Wattflächen ist das anders: Hier muß über eine Parametrisierung eine Querschnittsfläche gefunden werden, die der Tatsache Rechnung trägt, daß diese Abschnitte des Seegats zeitweise trockenfallen. Berücksichtigt wird dieser Umstand durch folgende Berechnungsgrundlage:

Über den zeitweise trockenfallenden Flächen wird der mittlere Durchflußquerschnitt parametrisiert durch die halbe Wassertiefe bei *MThw*, multipliziert mit dem prozentualen Anteil der *MThw*-Wassertiefe am mittleren Tidenhub. Als Formel kann dies für ein Segment der Seegattrasse der Länge x geschrieben werden als:

$$Ac_{x} = \frac{d_{MTbw}(x)}{2} \cdot \frac{d_{MTbw}(x)}{MTbb} \cdot x \quad [m^{2}]$$

Diese Parametrisierung wird verwendet für die Berechnung des mittleren Durchflußquerschnitts der trockenfallenden Abschnitte eines Seegatprofils. Für die Randbedingungen bei $\overline{d}_{MTbw}(x) = MThb$ (Segment im MTnw-Niveau, also am Übergang vom Subtidal zum Intertidal) und bei $\overline{d}_{MTbw}(x) = 0$ (Übergang zum Supratidal) ergibt sich:

Für $\overline{d}_{MTheo}(x) = MThb$:

$$Ac_x = \frac{d_{MThw}}{2} \cdot \frac{d_{MThw}}{MThb} \cdot x \Rightarrow Ac_x = \frac{MThb}{2} \cdot \frac{MThb}{MThb} \cdot x = \frac{MThb}{2} \cdot x$$

Dies entspricht dem Ergebnis der Berechnung über das *MT1/2w*, wie es oben für die (subtidalen) Prielflächen erfolgte. Es ergibt sich also ein stetiger Übergang vom Sub- zum Intertidal.

Für $\overline{d}_{MThw}(x) = 0$: $Ac_x = \frac{\overline{d}_{MThw}(x)}{2} \cdot \frac{\overline{d}_{MThw}(x)}{MThb} \cdot x \Rightarrow Ac_x = 0 \cdot x = 0$ Auch dieses Ergebnis entspricht den Anforderungen: Am Übergang zum Supratidal, also im *MThw*-Niveau, existiert keine Querschnittsfläche.

Die hier vorgestellte Behandlung der intertidalen Abschnitte eines Seegatprofils berücksichtigt die Tatsache, daß diese Bereiche nicht permanent wasserbedeckt sind und somit nur periodisch als Durchflußquerschnitt für das Tideprisma dienen können. Die Dauer der Überflutung und somit die Dauer der Durchflußfunktion wird über den Anteil der freien Wassersäule am mittleren Tidenhub parametrisiert. Die hierin enthaltene Annahme eines linearen Wasserstandsverlaufes ist zwar vereinfachend, fällt hinsichtlich ihrer verfälschenden Wirkung jedoch nicht ins Gewicht.

Die eingangs gestellte Frage nach geeigneten Bezugshorizonten zur Auswertung der Morphologie eines Tidebeckens in Abhängigkeit der Tideparamter muß also folgendermaßen beantwortet werden:

Die Verwendung terrestrischer Bezugshorizonte wie *NN* als direktem Anknüpfungsniveau ist nicht sinnvoll, da sie starr sind und keinerlei Kausalzusammenhang haben zu morphologisch-hydrologisch markanten Niveaus in den einzelnen Tidebecken. Tideabhängige Niveaus sind wegen ihrer räumlichen Variabilität flexibler und somit genauer. Allerdings sollten sie ihre Definition aus dreidimensionalen (Volumen-)Überlegungen heraus erhalten, um sie für ebensolche Fragestellungen optimal einsetzen zu können. Eine Einbeziehung der trockenfallenden Wattflächen in geeigneter Form ist unbedingt notwendig.

1.3 Abgrenzung und Morphometrie der Tidebecken

Es wurden insgesamt 14 Tidebecken (TBs) sowie die jeweils zugehörigen Seegats ausgewiesen und näher untersucht. Das Eiderästuar seewärts des Sperrwerkes wurde trotz seiner abweichenden Hydrologie (bedeutender Landabfluß, stark anthropogen beeinflußt) für die Flächen- und Volumenberechnungen einbezogen, um Aussagen über den Einfluß des Oberwasserabflusses auf die Beckenmorphologie zu ermöglichen.

Die Bestimmung der Watthöhenscheiden als seitliche Begrenzungen der TBs erfolgte rechnergestützt auf der Basis des Geländemodells. Soweit es sich um natürliche Watthöhenscheiden, also keine Deiche u. ä. handelte, erfolgte die Festlegung der Trasse durch die automatisierte Verbindung der höchstgelegenen Geländepunkte.

Nicht in jedem Fall bildet die (morphologische) Watthöhenscheide auch die (hydrologische) Wattwasserscheide, also die tatsächliche Trennlinie der Tideprismen benachbarter Tidebecken. V. a. im Falle niedriggelegener Höhenscheiden erfolgt regelmäßig ein Wasserübertritt zwischen zwei Tidebecken. DIECKMANN (1985, 199) zeigt schematisch die möglichen Konstellationen. Da jedoch die tatsächlichen Wattwasserscheiden nicht bekannt und noch dazu sehr variabel sind, müssen die morphologischen Höhenscheiden als Annäherung dienen.

Im schleswig-holsteinischen Wattenmeer sind alle Watthöhenscheiden verschleppt in Richtung der tidebedingten Restströme. Durch unterschiedliche Eintrittszeiten der Scheitelwerte in benachbarten Becken und durch Umströmungen von Inseln haben sich die Watthöhenscheiden in Richtung auf die (tatsächlichen) Wattwasserscheiden verlagert, ohne sie allerdings im Einzelfall immer erreicht zu haben, so daß dort mit einer weiteren Verlagerung zu rechnen ist.

Einige Wattwasserscheiden wurden künstlich festgelegt durch den Bau von hochwasserfreien Dämmen (Hindenburgdamm, Rømø-Damm, Verbindungsdämme nach Nordstrand, Oland, Langeneß, Nordstrandischmoor und zur Hamburger Hallig). In diesem Fall

-
Ē
- e
ii
ŝ
-
S
10
-
- 5
P
õ
7
1
IC
ž
~
. =
E
S
0
T
he
N.
cs
-
5
S
E
12
G
3
ě
c
10
H
4
-
1
Ð
Sec.
E
ic
E
La
a
-
er
-
SC
150
0
0
-F
2
-
0
no
r mo
ler mo
sher mo
eicher mo
reicher mo
hlreicher mo
ahlreicher mo
zahlreicher mo
ht zahlreicher mo
icht zahlreicher mo
sicht zahlreicher mo
ersicht zahlreicher mo
bersicht zahlreicher mo
Übersicht zahlreicher mo
1: Übersicht zahlreicher mo
. 1: Übersicht zahlreicher mo
b. 1: Übersicht zahlreicher mo
Tab. 1: Übersicht zahlreicher mo

	LT	ΗT	NA	SA	HL	RW	HN	TB	EM	ML	Р	F	Z	s
Fläche [km²]														
Gesamtfläche inkl. Supratidal:	420,4	290,8	249,2	174,3	19,7	87,2	463,5	16,6	53,8	68,4	211,3	47,6	42,0	19,9
Fläche < MThw: Ab _{MThw}	402,3	290,2	245,2	169,3	17,8	83,7	441,8	6,3	49,9	66,1	203,0	45,4	37,3	17,1
Fläche < MTpmw: Ab _{MTpmw}	323,7	271,8	222,9	149,7	14,4	72,7	351,9	3,8	38,0	49,5	162,7	35,3	30,3	14,1
Fläche < MTnw: Ab _{MTnw}	195,2	152,9	94,4	76,1	1,1	17,6	139,9	0,1	15,6	12,9	54,9	8,3	4,5	0,8
Intertidalfläche A _i :	207,2	137,3	150,7	93,1	16,7	66,1	301,9	6,2	34,3	53,2	148,1	37,1	32,8	16,3
Tiefen [m]														
mittl. Tiefe zu NN bei MThw	-1,84	-2,23	-2,52	-2,64	-0,08	-1,13	-2,63	+0,34	-1,39	-0,88	-1,86	-0,80	-0,34	+0,14
mittl. Tiefe zu NN bei MTnw	-3,54	-3,78	-5,73	-5,44	-2,73	-4,73	-8,13	-2,71	-4,52	-4,61	-6,77	-4,72	-3,09	-2,33
mittl. Tiefe unter MThw bei MThw	-2,66	-3,23	-3,73	-3,94	-1,28	-2,36	-4,03	-0,96	-2,81	-2,24	-3,39	-2,30	-1,79	-1,32
mittl. Tiefe unter MTnw bei MTnw	-2,51	-2,67	-4,24	-3,90	-1,31	-3,29	-6,43	-0,99	-2,82	-2,88	-5,02	-2,99	-1,43	-0,68
Volumina [Mio m ³]														
Fassungsvolumen bei MThw	1 069,8	936,3	914,0	6,999	22,8	196,6	1779,8	6,1	140,2	147,8	688,8	104,5	66,7	22,5
Fassungsvolumen bei NN	767,0	654,3	629,7	459,8	6,0	103,8	1237,9	1,2	0,97	73,1	418,3	48,2	22,4	4,2
Prielvolumen PV	490,4	408,9	400,8	297,0	1,5	54,7	899,4	0,1	43,9	37,0	275,3	24,8	6,4	0,5
Intertidales Sedimentvolumen ISV	165,5	82,7	146,9	115,5	25,4	81,6	504,3	13,1	59,2	93,3	253,0	67,3	55,7	31,1
Tideprisma P	579,4	527,5	513,2	369,9	21,3	141,9	880,4	6,0	96,3	110,8	413,6	2,67	60,3	22,0
Querschnittsfläche des Seegats [m ²]														
unter MTnw: AcMTnw	35 221	28 637	36934	22 005	1115	7 669	54255	367	8816	6497	27 205	4515	2 689	803
unter MT1/2w: AcMT1/2w	37 404	33 383	42 082	25153	2 038	8 996	65 031	673	11 640	8211	33831	6611	4105	1825
unter MThw: AcMThu	37 708	38456	48 668	28944	4061	11 792	77 130	1828	17196	12484	44 679	10346	7846	5123
im Intertidal: Ac _{MThw} – Ac _{MTnw}	4791	9819	11 733	6 9 3 9	2 946	4 123	22 875	1461	8380	5 987	17474	5831	5 157	4320

Bucht, EM: Eidermündung, WL: Wesselburener Loch, P: Die Piep, F: Flakstrom, N: Neufahrwasser, S: Schatzkammer

ist natürlich auch die Watthöhenscheide identisch mit der Wattwasserscheide mit dem Unterschied, daß diese Höhenscheiden hochwasserfrei sind.

Nun wurden folgende morphologisch-hydrologische Kennwerte für die 14 Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres und ihre Seegats bestimmt:

– Gesamtfläche inkl. Supratidal

- Ab_{MTnw}, Ab_{MTpmw} und Ab_{MThw}
- Intertidalfläche Aint
- mittlere Tiefe zu NN (\overline{d}_{NN}) bei *MThw* und bei *MTnw*
- $-\overline{d}_{MThw}$ und \overline{d}_{MTnw}
- Gesamtwasservolumen WV, Wasservolumen unter NN und Prielvolumen PV
- Tideprisma P und intertidales Sedimentvolumen ISV
- Querschnittsfläche des Seegats unter MTnw, MT1/2w, MThw sowie im Intertidal (Details hierzu s. o.)

Tab. 1 gibt die Ergebnisse wieder.

1.4 Vergleichende Auswertung

Somit stellt sich der Ist-Zustand (KFKI-Karte 1974/76) wie folgt dar:

Das schleswig-holsteinische Wattenmeer gliedert sich in 14 Tidebecken, 8 davon in Nordfriesland und 6 in Dithmarschen. Zusammen umfassen sie eine *MThw*-Fläche von rd. 2075 km² (Nordfriesland: 1656 km², Dithmarschen: 419 km²). Hinzu kommt eine hochwasserfreie Fläche (Sände, Salzwiesen u. ä.) von rd. 89 km². Eingebettet in das nordfriesische Wattenmeer oder dieses begrenzend finden sich zehn Halligen (rd. 22 km²) sowie fünf Inseln (rd. 278 km², ohne Rømø).

Diese Flächen ergeben in der Summe ein Areal von 2464 km², das ist ungefähr die 4,5fache Fläche des Bodensees.

Die 14 Tidebecken haben bei mittlerem Hochwasser ein Fassungsvermögen von rd. 6763 Mio m³. Von diesem Wasservolumen werden rd. 57 % (3822 Mio m³) zweimal am Tag durch die Mündungen der 14 Prielsysteme ausgetauscht.

Lediglich im Eiderästuar kommt es zu einem nennenswerten Oberwasserabfluß. Die restlichen Festlandsabflüsse durch die zahlreichen Siele entlang der Deichlinie sind für die Wassermassenbilanz unerheblich.

Über alle Becken gemittelt umfaßt der intertidale Bereich (Wattflächen i. e. S., tidal flats) rd. 63 % (1301 km²) der bei mittlerem Hochwasser bedeckten Fläche, wobei der Anteil in Dithmarschen mit rd. 78 % deutlich höher ist als in Nordfriesland mit rd. 59 %. Dies liegt an der Morphologie der dortigen Becken sowie an dem in Dithmarschen höheren Tidenhub.

Der tiefste Punkt des gesamten schleswig-holsteinischen Wattenmeeres liegt mit rd. 36 m unter NN im Lister Tief etwas seewärts der in dieser Arbeit festgelegten Seegattrasse (vgl. Abb. 1). Dies überrascht insofern, als das zugehörige Tidebecken nicht das größte der hier untersuchten und noch dazu dasjenige mit dem geringsten Tidenhub ist.

Sortiert man die 14 Tidebecken nach ihrer Größe (Ab_{MThw}) und betrachtet in Abhängigkeit davon den Anteil der Intertidalfläche A_{int} eines Beckens an seiner Gesamtfläche, so ergibt sich ein deutlicher Zusammenhang. Die folgende Abbildung zeigt das Ergebnis der schleswig-holsteinischen Becken, eingetragen in eine Abbildung von OOST u. DE BOER (1994, 87), in der entsprechende Werte für das niederländische Wattenmeer enthalten sind:



Abb. 3: Anteil der Intertidalfläche A_{int} (= Wattflächen i. e. S.) eines Tidebeckens an seiner Gesamtfläche Ab_{MThw} in Abhängigkeit seiner Größe (nach: OOST u. DE BOER, 1994, ergänzt); Abkürzungen s. Tab. 1

Es zeigt sich ein Zusammenhang dergestalt, daß mit wachsender Beckengröße der Anteil der Wattflächen immer geringer wird, also die Prielflächen zunehmen, und zwar auf eine nichtlineare Weise (logarithmische Skalierung). Dies verwundert nicht: In großen Becken muß entsprechend viel Wasser in einer stets konstanten Zeitspanne transportiert werden, noch dazu über einen weiteren Weg als in kleinen Becken. Somit muß v. a. im seewärtigen Teil die Transportkapazität der Priele stark zunehmen, und entsprechend groß, also breit und auch tief, müssen sie sein.

Vergleicht man die Ergebnisse für das niederländische Wattenmeer (•) mit denen des schleswig-holsteinischen, so zeigt sich eine deutliche Streuung der Datenpunkte, allerdings ohne systematische Unterschiede zwischen den beiden Gebieten. Lediglich im Bereich der mittelgroßen Tidebecken (ca. 110 bis 500 Mio m²) deutet sich ein etwas kleineres Verhältnis bei den schleswig-holsteinischen Becken gegenüber den niederländischen an. Dies mag eine Folge der Exposition und des daraus resultierenden mittleren Seegangs sein, ist jedoch nicht signifikant, zumal bei den kleinen Becken (< 100 Mio m²) ein gegenteiliger Trend sichtbar wird. Hier wird eine rein statistische Betrachtung keine Kausalzusammenhänge aufzeigen können.

Es liegt die Vermutung nahe, daß mit wachsender Beckengröße auch die Beckentiefe (mittlere und maximale Tiefe) zunimmt. Daß dies zumindest für die maximale Tiefe nicht

Die Küste, 59 (1997), 1-187

überall so ist, wurde bereits oben erwähnt. Noch wichtiger für die Fassungsvolumina und Durchflußquerschnitte ist jedoch die mittlere Tiefe eines Tidebeckens. Die Abb. 4 zeigt die mittlere Tiefe unter MThw (\overline{d}_{MThw}) der 14 Tidebecken in Abhängigkeit von der Beckengröße bei MThw.



Abb. 4: mittlere Tiefe unter MThw und MTnw in Abhängigkeit von der Beckengröße

Das Ergebnis läßt sich folgendermaßen zusammenfassen: Das größte Becken hat auch die größte mittlere Tiefe bei MThw, das kleinste Becken die geringste. Durch die Bezugnahme auf MThw wird der jeweiligen Gezeitensituation im Tidebecken bereits Rechnung getragen, allerdings bleibt der Einfluß unterschiedlicher Tidenhübe noch unberücksichtigt. Dies ist eine wichtige Erklärung der resultierenden Streuung der Datenpunkte um die eingetragene Regressionskurve, die einer nichtlinearen Funktion entspricht. Demnach nimmt die mittlere Wassertiefe bei MThw mit wachsender Beckengröße zu, allerdings unterproportional. Für sehr große Becken ergibt sich bei den herrschenden Tideverhältnissen eine asymptotische mittlere Grenztiefe von rd. 4 m unter MThw. Dies erscheint auf den ersten Blick als recht wenig, wenn man bedenkt, daß der mittlere Tidenhub schon 2-3 m beträgt.

Dabei sind es gerade die Wattflächen, die dies bewirken: Sie bedecken große Teile des jeweiligen Beckens und liegen z. T. nur wenige Dezimeter unterhalb von MThw. Dementsprechend steigt auch die mittlere Wassertiefe der Tidebecken an, wenn man die Niedrigwasser-Situation betrachtet (s. o.). Es ist eben ein besonderes Charakteristikum von Wattgebieten, daß mit steigendem Wasserstand (also bei Flut) die mittlere Wassertiefe sinkt und umgekehrt.

Für die MTnw-Situation ergibt sich eine sehr viel größere Streuung der Datenpunkte. Noch bemerkenswerter ist jedoch, daß nun das größte Becken (Norderhever-Heverstrom) zwar weiterhin die größte mittlere Wassertiefe unter MTnw aufweist, aber nur noch die drittgrößte Fläche aller Becken beim jeweiligen Niedrigwasser hat. Das zweitgrößte Becken (Lister Tief) verfügt über die größte Fläche bei MTnw und gleichzeitig über eine sehr geringe mittlere Wassertiefe bei Niedrigwasser, wie sie sonst nur noch die sehr kleinen Becken aufweisen. Ähnliches gilt für das drittgrößte Becken (Hörnum-Tief), das nur einen geringen

126

Wattflächenanteil hat. Dementsprechend groß ist seine *MTnw*-Fläche, und somit ist auch keine große mittlere Tiefe bei *MTnw* nötig, um ein angemessenes Prielvolumen aufnehmen zu können.

Auch diese Betrachtung zeigt, daß eine rein statistische Auswertung zu wenig auf die beckenspezifischen Besonderheiten eingehen kann und somit als Mittel zur induktiven Ableitung eventueller Gesetzmäßigkeiten ungeeignet ist.

Es wird ebenso deutlich, daß die bisweilen vertretene Annahme, ein steigender Meeresspiegel könnte durch flächendeckendes Mitwachsen der Wattgebiete kompensiert werden, so nicht stimmen kann. Meeresspiegeländerungen haben auch eine Änderung der Flächengröße der zugehörigen Wattgebiete und ihrer Hypsometrie zur Folge. Eine derartige Änderung (Vergrößerung durch Überflutung von Supratidal, Zunahme der Intertidalflächen durch vermehrten Tidenhub...) wiederum zieht eine Modifikation der Tiefenverteilung nach sich, die allerdings nicht in linearem Zusammenhang mit der Anstiegsrate steht, von beckenspezifischen Besonderheiten ganz zu schweigen. Folge: Nur bei absoluter Flächenkonstanz während eines Meeresspiegelanstiegs ohne MThb-Änderung wäre - aus der Sicht der Tiefenverteilung - ein flächendeckendes Mitwachsen der Wattgebiete als morphologische Anpassung denkbar. Im Falle einer Vergrößerung der Grundfläche eines Tidebeckens durch Überflutung von Supratidalflächen hingegen muß demnach die mittlere Tiefe sogar zunehmen. Dies geschieht natürlich bereits durch den Anstieg des MThw an sich. Da die neu hinzukommenden Areale wegen ihrer geringen Wassertiefen andererseits für eine Abnahme der mittleren Tiefe sorgen, müssen die Priele und Rinnen dann u. U. sogar weiter eingetieft werden (vgl. SPIEGEL, 1997).

Noch ein weiterer Zusammenhang zwischen Morphologie und Hydrologie soll hier angeführt werden: Es ist dies die Abhängigkeit des Anteils des Tideprismas am Gesamtwasservolumen eines Tidebeckens in Abhängigkeit von dessen Größe *Ab*_{WTber}.

Auch hier zeigt sich ein nicht-linearer Zusammenhang dergestalt, daß mit zunehmender Beckengröße der Anteil des Tideprismas *P* am gesamten Wasservolumen eines Tidebeckens



Abb. 5: Anteil des Tideprismas P und des Prielvolumens PV am Gesamtwasservolumen in Abhängigkeit von der Beckengröße bei MThw

sinkt. Mit anderen Worten: Je größer ein Becken ist, desto geringer wird derjenige Anteil seines gesamten Fassungsvermögens, der mit den Gezeitenströmen ein- und ausströmt. Der Zusammenhang erscheint hier besonders straff, der Einfluß von Tidenhub und von örtlichen Besonderheiten – wie Wasserübertritte und Festlandsabfluß – ist zwar deutlich vorhanden, aber nicht dominant. Als Grenzwert für große Tidebecken bei den gegebenen Gezeitenverhältnissen zeichnet sich etwa ein Anteil von 0,5 ab. Das bedeutet, daß (rechnerisch) in diesen Becken rund die Hälfte des Gesamtvolumens im Becken verharrt und die andere Hälfte einund ausströmt. Mit abnehmender Beckengröße steigt der Anteil des in ständigem Austausch befindlichen Wasservolumens (= Tideprisma *P*).

Ein sehr ähnliches Ergebnis erzielen LOUTERS u. GERRITSEN (1994) für ihre Untersuchung der Tidebecken in den Niederlanden: Sie ermitteln einen logarithmischen Zusammenhang zwischen Beckenvolumen unter NAP (niederländisches *NN*) und dem Tideprisma. Die größten Becken haben (umgerechnet) ebenfalls einen Anteil von ungefähr 50 % des Tideprismas am Gesamtwasservolumen.

Weitere derartige Ansätze zur vergleichenden Darstellung morphologisch-hydrologischer Kennwerte der schleswig-holsteinischen Tidebecken finden sich bei SPIEGEL (1997).

2. Ansätze zur Beurteilung morphologisch-hydrologischer Gleichgewichtszustände

Die "klassischen" Kennwerte zur morphologischen Einordung von Watteinzugsgebieten (vgl. z. B. RENGER, 1976a u. b; MISDORP et al., 1990) sind die Größen Tideprisma P (tidal prism), Einzugsgebietsgröße Ab (Area of the basin) und Seegatquerschnitt Ac (Area of the cross-section):

Das Tideprisma P ist dasjenige Wasservolumen im Einzugsgebiet, das im Höhenintervall zwischen mittlerem Tideniedrigwasser MTnw und mittlerem Tidehochwasser MThw, also im Intertidal, liegt. Somit entspricht es demjenigen Volumen, das während der Flutphase durch das Seegat einströmt (Flutvolumen FV) bzw. das während Ebbe wieder ausfließt (Ebbvolumen EV), sofern es keinen Landabfluß gibt und auch keinen Übertritt über die Watthöhenscheiden, also wenn FV = EV. Diese Bedingung ist jedoch nur selten vollständig erfüllt. Es wird häufig als Näherungswert formuliert:

$$P = \frac{FV + EV}{2}$$

Demgegenüber muß der Begriff des Tidevolumens (TV) abgegrenzt werden: Das TV umfaßt das gesamte Wasservolumen, das bei Flut einströmt und bei Ebbe wieder ausströmt, ggf. inklusive Oberwasserabfluß und/oder Wasserübertritten. Für die meisten Tidebecken gilt:

$$TV = FV + EV \approx 2 \cdot P$$

Die Einzugsgebietsgröße Ab wird definiert als das bei MThw wasserbedeckte Areal (Ab_{MThw}) . Die Supratidalflächen bleiben hierbei also unberücksichtigt.

Der Seegatquerschnitt Ac beschreibt die Größe der Querschnittsfläche des Seegatprofils unterhalb eines bestimmten Niveaus, z. B. unterhalb NN (Ac_{NN}) oder unterhalb MTnw(Ac_{MTnw}). Anhand dieser weitverbreiteten Parameter wurden von zahlreichen Autoren vergleichende Arbeiten zu einzelnen Küstenabschnitten vorgelegt. Die Auswertung der gesammelten Literatur erlaubt folgenden Überblick über die durchweg empirisch gewonnenen Beziehungen:

2.1 Gleichungen zur Beschreibung von Fließgleichgewichten

Autor:	Formel:	Bemerkungen:
Barua u. Koch (1986)	$Ac = 58 \cdot 10^{-6} \cdot TV$	Megna Ästuar
BYRNE et al. (1980)	$Ac = 9,902 \cdot 10^{-3} \cdot P^{0,61}$	15 kleine Seegats in Chesapeake Bay, aus Abflußmessungen, <i>Ac</i> zwischen 0,5 und 26 m ²
Dieckmann (1985)	$Ac = 3,720 \cdot 10^{-4} \cdot P^{0,915}$	<i>P</i> aus hypsometrischen Kurven der ein- zelnen Tidebecken berechnet (Regres- sion über 26 der 28 deutschen Seegats)
Eysink (1983)	$Ac = 80 \cdot 10^{-6} \cdot P$	Statt <i>P</i> müßte hier <i>EV</i> stehen, denn darum handelt es sich. <i>Ac</i> bezogen auf "mean water level". Nakdong Ästuar
Ferk (1992, 1995)	$P = 0,008 \cdot Ac^{1,04}$ bzw. $P = 0,009 \cdot Ac + 25,3$	P in Mio m ³
Gerritsen u. de Jong (1985)	$EV = (17\ 106 \cdot Ac) - 79,2 \cdot 10^6$ $FV = (16\ 092 \cdot Ac) - 48,4 \cdot 10^6$ $TV = (33\ 198 \cdot Ac) - 127,6 \cdot 10^6$	bezogen auf Springtideverhältnisse
Gerritsen u. de Jong (1985), Gerritsen (1990)	$EV = (13538 \cdot Ac) + 1,445 \cdot 10^{6}$ $FV = (14405 \cdot Ac) - 5,214 \cdot 10^{6}$ bzw: $Ac = 7,16 \ 10^{-5} \cdot P - 135$	Diese Formeln gelten für die Rinnen innerhalb eines TB, nicht am Seegat
Giese (1971)	$Ac_{MTnw} = k \cdot 10^{-4} \cdot P$	mit k = 0,5 bis 0,7. ermittelt für Watt- gebiete der Deutschen Bucht
HARING (1967)	$Ac = 4,129 \cdot 10^{-5} \cdot TV$	
Hume u. Herdendorf (1990)	$Ac = 1,59 \cdot 10^{-4} \cdot P^{0,953}$	P für Springverhältnisse, bestimmt durch Abflußmessung. NO-Neuseeland
JARRETT (1976)	$Ac = 22,19 \cdot 10^{-6} \cdot P^{1,07}$ $Ac = 699,0 \cdot 10^{-6} \cdot P^{0,86}$ $Ac = 8,95 \cdot 10^{-6} \cdot P^{1,10}$ $Ac = 37,97 \cdot 10^{-6} \cdot P^{1,03}$	Atlantikküste Golfküste Pazifikküste Kombination aus allen drei Formeln
Jarrett (1976)	$Ac = 3,030 \cdot 10^{-5} \cdot P^{1,050}$	Atlantikküste
JARRETT (1976)	$Ac = 158 \cdot 10^{-6} \cdot P^{0,95}$	für Springverhältnisse

Tab. 2: Gleichungen zur Beschreibung von Fließgleichgewichten

Autor:	Formel:	Bemerkungen:
Johnson (1972)	$Ac = 678, 1 \cdot 10^{-6} \cdot P^{0,88}$	P als Produkt aus mittlerer TB-Größe und Tidenhub am Seegat
van der Kreeke u. Haring (1979)	$Ac = 0,82 \cdot 10^{-4} \cdot FV$	der Bezug auf FV anstatt P kommt davon, daß diese Formel für Flutdelta- gebiete entwickelt wurde
MISDORP et al. (1990)	$TV = (35959 \cdot Ac) - 152 \cdot 10^6$	ermittelt aus Tiefenkarten, nicht aus Abflußmessungen
NIEMEYER et al. (1995)	$Ac = 7,45 \cdot 10^{-5} \cdot TV$	für das Ostfriesische Wattenmeer
	$Ac = 7,72 \cdot 10^{-5} \cdot TV$	für die Dithmarscher Bucht (vor der Eindeichung)
	$Ac = 6,98 \cdot 10^{-5} \cdot TV$	für die Dithmarscher Bucht (nach Beginn der Eindeichung)
		vermutlich ist TV hier durch P zu ersetzen
O'BRIEN (1931), bei van Kleef (1991), S. 3	$Ac = 901, 5 \cdot 10^{-6} \cdot P^{0.85}$	<i>P</i> als gemittelte Fläche bei Hoch- bzw. Niedrigwasser mal Springtidenhub am Seegat (v. a. kleine TBs). <i>Ac</i> bezogen auf "mean sea level"
original:	$Ac = 4,69 \cdot 10^{-4} \cdot P^{0.85}$	mit P in Fuß ³ , Ac in Fuß ² unter msl, alles zu Springtideverhältnissen bei halbtägi- gen Gezeiten
O'BRIEN (1969), bei van KLEEF (1991), S. 4	$Ac = 65, 6 \cdot 10^{-6} \cdot P$	<i>P</i> als gemittelte Fläche bei Hoch- bzw. Niedrigwasser mal Tidenhub am Seegat (v. a. kleine TB's). <i>Ac</i> bezogen auf "mean sea level"
Steijn (1991)	$Ac = 3,8 \cdot 10^{-5} \cdot P^{1,03}$	P für Springverhältnisse

Tab. 2: Fortsetzung	Ta	b.	2:	Fortsetzung
---------------------	----	----	----	-------------

Zahlreiche weitere Beziehungen, auch zwischen hier nicht genannten Parametern, wurden von zahlreichen Autoren für verschiedene Wattgebiete berechnet. Ein umfassender Überblick findet sich bei SPIEGEL (1997).

Mit allen o. g. Zusammenhängen wird in erster Linie versucht, Relationen zwischen zwei Parametern zu beschreiben, zu quantifizieren und eventuell mit Hilfe statistischer "Beweise" zu Gesetzmäßigkeiten aufzuwerten. Oft sollen damit dann beobachtete oder erwartete Änderungen der hydrologischen Rahmenbedingungen in ihrer Auswirkung auf die Morphologie abgeschätzt werden. Dabei erfassen diese statistischen Zusammenhänge stets höchstens einige wenige (meist nur zwei) der in diesem komplexen System enthaltenen Relationen unter Vernachlässigung der – gelegentlich dominierenden – beckenspezifischen Besonderheiten und v. a. des jeweils herrschenden Tidenhubs.

OOST u. DE BOER (1994) stellen zu den von ihnen diskutierten Gleichungen fest: "This and earlier numerical relationships have all been defined empirically; the exact nature of the generating physical mechanisms is still subject to debate ...".

2.2 Definition zweier Szenarios

Die meisten Arbeiten, die sich mit der Erfassung von Fließgleichgewichten für die Wattenmeer-Morphologie befassen, haben ihren Antrieb in dem Wunsch, morphologische Umgestaltungen für die Zukunft vorhersagen zu können. Dies wiederum rührt daher, daß auch in Zukunft (wie in den letzten Jahrhunderten und -tausenden auch) mehr oder weniger ausgeprägte Änderungen der Tideverhältnisse als Folge eines globalen Meeresspiegelanstiegs stattfinden werden.

Nun hat ein globaler Meeresspiegelanstieg von Ort zu Ort sehr unterschiedliche Auswirkungen. Gerade die flachen Wattgebiete am Rande der Nordsee reagieren in ihrer Tidedynamik mehr oder weniger abweichend von dem Anstiegsbetrag im offenen Ozean.

Es kann also nicht der Versuch unternommen werden, die zukünftige Meeresspiegelentwicklung anzugeben, etwa durch einen Anstiegsbetrag des "mean sea level". Lediglich die Festlegung zweier als realistisch für den Untersuchungsraum anzunehmender Szenarios, stellvertretend für die unbekannte Zukunft, kann als Werkzeug für weitere Überlegungen dienen.

FÜHRBÖTER u. JENSEN (1985) zeigen, daß die Wasserstandsentwicklung der letzten rd. 100 Jahre an den deutschen Pegeln keineswegs gleichförmig war. Zeitlich wie räumlich gab es Unterschiede. Dabei beobachten sie einen verstärkten Anstieg (Beschleunigung) des *MThw* seit etwa 1950. Anhand ihrer Ergebnisse sollen die Anstiegsraten des *MThw* für die beiden Szenarios bestimmt werden, die den weiteren Auswertungen zugrunde liegen: FÜHR-BÖTER u. JENSEN (1985) geben als mittlere Anstiegsrate des *MThw* in 100 Jahren an:

- für die Zeitreihe 1934-1983: 0,325 m

– für die Zeitreihe 1959–1983: 0,637 m

Diese Werte sind das Mittel für zehn Pegel, sechs in Niedersachsen und vier in Schleswig-Holstein. Unter Berücksichtigung der Ergebnisse anderer Arbeiten, die mit anderen Zeitreihen naheliegenderweise zu etwas anderen Ergebnissen kommen, können die folgenden beiden Szenarios für den *MThw*-Anstieg in Schleswig-Holstein als begründet angenommen werden, wobei das 1. Szenario als wahrscheinlicher gilt:

1. Szenario: Anstieg des MThw um 0,35 m / 100 Jahre

2. Szenario: Anstieg des MThw um 0,60 m / 100 Jahre

Hinsichtlich der Entwicklung des *MTnw* und damit des Tidenhubs ist die Situation deutlich schwieriger zu beurteilen:

FUHRBÖTER u. JENSEN (1985) ermitteln für das *MTnw* über die Zeitreihen seit 1934 und 1959 ein leichtes Absinken des *MTnw*. Sie weisen für einige Pegel jedoch auch einen leichten Anstieg nach.

Als säkulares Szeanrio soll hier von einem leichten *MTnw*-Anstieg für das schleswigholsteinische Wattenmeer ausgegangen werden. Um einen Anstieg des *MThb* dabei zu berücksichtigen, seien folgende *MTnw*-Anstiegsbeträge für die beiden Szenarios festgelegt:

1. Szenario: Anstieg des MTnw um 0,25 m / 100 Jahre

2. Szenario: Anstieg des MTnw um 0,40 m / 100 Jahre

Daraus ergibt sich für den Tidenhub:

1. Szenario: Anstieg des MThb um 0,10 m / 100 Jahre

2. Szenario: Anstieg des MThb um 0,20 m / 100 Jahre

Diese Annahmen decken sich ebenfalls gut mit jüngsten Modellergebnissen von STEN-GEL u. ZIELKE (1994), die u. a. für das schleswig-holsteinische Wattenmeer eine Erhöhung des Tidenhubs um bis zu 30 % des Meeresspiegelanstiegs ergeben.

Die Küste, 59 (1997), 1-187 132

Somit wird also im weiteren Verlauf mit folgenden Änderungen der Tidestände in den einzelnen Tidebecken gerechnet:

Szenario 1:

Szenario 2:

MThw + 0,35 m gegenüber Ist-Zustand	MThw + 0,60 m gegenüber Ist-Zustand
MTnw + 0,25 m gegenüber Ist-Zustand	MTnw + 0,40 m gegenüber Ist-Zustand
= > <i>MThb</i> + 0,10 m gegenüber Ist-Zustand	=> <i>MThb</i> + 0,20 m gegenüber Ist-Zustand

2.3 Anwendung

Zuerst einige grundsätzliche Überlegungen:

Wenn das mittlere Hochwasser ansteigt, hat dies u. a. folgende Auswirkungen:

- Vergrößerung der Gesamtfläche des Tidebeckens durch Überflutung vormals supratidaler Areale
- Vergrößerung der intertidalen Fläche (auch wenn MTnw in gleichem Maße steigt, wegen der nichtlinearen Hypsometrie)
- Vergrößerung des Gesamtwasservolumens WV im Tidebecken
- Vergrößerung des Tideprismas
- Vergrößerung des intertidalen Sedimentvolumens ISV
- Vergrößerung des Seegatquerschnitts Ac_{MT1/2w} (durch Erhöhung des MT1/2w)

Demgegenüber hat ein Anstieg des MTnw folgende Auswirkungen:

- Verringerung der intertidalen Fläche (bei konstantem MThw, s. o.)
- Vergrößerung der subtidalen Fläche
- Verringerung des Tideprismas P
- Vergrößerung des Prielvolumens PV
- Verringerung des intertidalen Sedimentvolumens ISV
- Vergrößerung des subtidalen Sedimentvolumens SSV
- Vergrößerung des Seegatquerschnitts Ac_{MT1/2w} (durch Erhöhung des MT1/2w)

Auf das Gesamtwasservolumen WV hat der MTnw-Anstieg keine Auswirkungen.

Aus dieser ersten Gegenüberstellung wird erneut die Berechtigung deutlich für das Plädoyer, derartige Parameter nicht an *NN* zu koppeln, sondern an tideabhängige Niveaus. Denn wenn z. B. der Seegatquerschnitt zu *NN* gemessen würde, dann bliebe er bei einem Anstieg des *MThw* und/oder des *MTnw* konstant, wogegen in beiden Fällen das Tideprisma sich ändern würde. Wo bliebe da die Vergleichbarkeit?

Die o.g. Betrachtung zeigt, daß ein Anstieg des *MThw* und des *MTnw* teilweise gleichgerichtete, teilweise entgegengesetzte Entwicklungen hervorruft.

Bedeutsam sind die Auswirkungen hinsichtlich des Seegatquerschnitts: Bei einem MThw-Anstieg ebenso wie bei einem MTnw-Anstieg wird die Querschnittsfläche vergrößert, da sie sinnvollerweise auf MT1/2w (nach o. g. Definition) bezogen wird. Somit ist Ac die einzige Größe, die in beiden Fällen gleichgerichtet geändert wird.

Des weiteren muß gerade die Maßzahl des Seegatquerschnitts auch reagieren können auf geänderten Tidenhub: Es wurde bereits dargelegt, daß es sehr unwahrscheinlich ist, daß sich in Zukunft das MThw und MTnw parallel entwickeln. Vielmehr ist mit einer Erhöhung des Tidenhubs zu rechnen. Dieser Entwicklung wird ebenfalls dadurch Rechnung getragen, daß der Seegatquerschnitt auf MT1/2w bezogen wird. Dieses Niveau ist nämlich von MThw un dMTnw abhängig. Diese Überlegung zeigt aber auch, daß es nicht funktionieren kann, nur das Tideprisma und den Seegatquerschnitt einander gegenüberzustellen: Die Berücksichtigung des Tidenhubs ist unabdingbar.

Die folgenden Tabellen geben für die beiden oben beschriebenen Szenarios die neuen Werte der Parameter Gesamtfläche (Ab_{MTbu}), Intertidalfläche (Ab_{int}), Tideprisma (P), Prielvolumen (PV) und intertidales Sedimentvolumen (ISV) wieder. In Klammern ist jeweils die Veränderung in Prozent gegenüber dem Ist-Zustand (vgl. Tab. 1) angegeben:

				1. Szen	ario					
Tidebecken	MThy []	w-Fläche km²]	Inter []	rtidalfl. sm²]	Tidep [Mic	orisma o m ³]	Prielv [Mi	olumen o m³]	int. So [Mi	edVol. o m³]
Lister Tief	419,5	(+4,3)	188,5	(-9,0)	670,4	(+15,7)	543,9	(+10,9)	147,6	(-10,8)
Hörnum-Tief	290,5	(+0,1)	96,2	(-29,9)	585,2	(+10,9)	452,8	(+10,7)	54,7	(-33,9)
Norderaue	247,3	(+0,8)	139,0	(-7,7)	574,1	(+11,9)	426,1	(+6,3)	116,5	(-20,7)
Hoogeloch	19,7	(+10,7)	18,3	(+9,6)	27,6	(+29,6)	1,8	(+20,0)	26,1	(+2,9)
Süderaue	174,2	(+2,9)	89,8	(-3,5)	410,1	(+10,9)	317,1	(+6,8)	107,6	(-6,8)
Rummelloch West	87,0	(+3,9)	66,7	(+0,9)	167,1	(+17,8)	59,4	(+8,6)	73,7	(-9,6)
NorderhHstrom	463,2	(+4,8)	315,1	(+4,4)	1003,8	(+14,0)	935,4	(+4,0)	494,1	(-2,0)
Tümlauer Bucht	15,9	(+152,4)	15,8	(+154,8)	9,6	(+60,0)	0,1	(+0)	40,1	(+205,2)
Eidermündung	52,3	(+5,0)	35,6	(+3,8)	110,1	(+14,3)	48,0	(+9,2)	58,4	(-1,4)
Wesselbur. Loch	67,6	(+2,3)	53,0	(-0,4)	130,7	(+17,9)	40,5	(+9,2)	84,9	(-9,0)
Piep	210,9	(+3,9)	150,8	(+1,8)	472,3	(+14,2)	289,6	(+5,2)	241,7	(-4,5)
Flackstrom	46,5	(+2,4)	37,4	(+0,8)	93,7	(+17,5)	27,0	(+8,8)	61,6	(-8,5)
Neufahrwasser	42,0	(+12,6)	36,4	(+11,0)	72,8	(+20,8)	7,7	(+19,7)	61,9	(+11,1)
Schatzkammer	19,7	(+15,1)	18,6	(+14,1)	28,1	(+28,0)	0,7	(+46,0)	35,0	(+12,3)

Tab. 3: Gesamtfläche, Intertidalfläche, Tideprisma, Prielvolumen und intertidales Sedimentvolumen der 14 Tidebecken für das 1. Szenario (in Klammern: Änderung gegenüber Ist-Zustand in Prozent)

Die Flächenzuwächse (Spalte 2) zeigen das erwartete Bild: Dort, wo viel Supratidalfläche bereitsteht, sind die Raten hoch, ansonsten gering bis fast Null. Die Extreme der Skala werden gebildet von der Tümlauer Bucht, die ihre Größe mehr als verdoppelt, und andererseits dem Hörnum-Tief, dessen Hochwasserfläche praktisch unverändert bleibt. Nennenswerte Zuwächse (>10%) erfahren auch das Hoogeloch aufgrund der Einbeziehung von Teilen der Außensände sowie die Becken Neufahrwasser und Schatzkammer, die den überwiegenden Teil des Vorlandes hinzugewinnen.

Sehr viel heterogener zeigt sich das Bild hinsichtlich der Änderungen der Intertidalflächen (Spalte 3): Ihre Entwicklung hängt nicht nur vom Zugewinn bisheriger Supratidalfläche ab, sondern auch von der Höhenlage der bisherigen Wattflächen, denn diese bestimmt, ob und wieviel der bisherigen Intertidalfläche nun in das subtidale Höhenintervall gelangt. Somit kann also u. U. trotz Flächenzuwachs der Gesamtfläche ein Verlust an Intertidalfläche auftreten:

Erneut wird das Ergebnisspektrum begrenzt durch die Tümlauer Bucht und das Hörnum-Tief. In der Tümlauer Bucht wächst die Intertidalfläche um ziemlich genau den gleichen Betrag wie die Gesamtfläche, absolut wie relativ. Dies darf als Idealfall im Sinne eines guten Pufferungsvermögens der Morphologie gegenüber steigenden Meeresspiegelständen gelten. Das Gegenteil ist im Hörnum-Tief der Fall: Fast ein Drittel der Wattflächen gehen bereits im 1. Szenario verloren. Dieser Wert wird in keinem anderen Becken auch nur annähernd erreicht. Erneut weisen die Becken mit hohen Supratidal-Reserven auch bei der Bilanz des Intertidals deutliche Gewinne auf (Hoogeloch, Neufahrwasser, Schatzkammer). Negative Bilanzen hingegen erfahren die großen Becken in Nordfriesland, abgesehen vom größten, dem Becken Norderhever-Heverstrom, das eine klar positive Bilanz hat. Auch das Lister Tief erfährt intertidale Verluste trotz eines Gewinns an Gesamtfläche. Hierin kommt die geringe mittlere Höhe der Wattflächen zum Ausdruck, v. a. im südwestlichen Teil des Beckens. Auffällig ist, daß in Dithmarschen alle Becken, auch das große Becken der Piep, positive Bilanzen zeigen mit Ausnahme des Wesselburener Lochs, wobei dessen negatives Ergebnis sicher nicht signifikant im Minusbereich liegt. Hierin bestätigt sich erneut die These, daß die Wattflächen in Dithmarschen im Mittel höher liegen als in Nordfriesland und somit zu einer günstigeren Ausgangssituation führen als im nördlichen Teil des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres.

Deutlich homogener wird das Bild bei der Betrachtung der Änderungen des Tideprismas (Spalte 4) in den 14 Becken: Durchgehend zeigen sich Zuwächse zwischen rd. 10 und 30 %, lediglich die Tümlauer Bucht weist 60 % auf infolge ihrer überproportionalen Flächengewinne.

Das Prielvolumen (Spalte 5) wächst ebenfalls in allen Becken. Das muß auch zwingend so sein, da das *MTnw* überall ansteigt.

Nennenswerte Unterschiede hingegen weist die Änderung des intertidalen Sedimentvolumens *ISV* auf (Spalte 6): Bei den Betrachtungen hierzu genauso wie zur Intertidalfläche muß berücksichtigt werden, daß beide Szenarios jeweils eine Vergrößerung des Tidenhubs beinhalten, also zu einer Ausdehnung von Intertidalfläche und -sedimentvolumen beitragen. Dennoch ist dies nicht überall der Fall: Erneut zeigt das Hörnum-Tief die größten Verluste und die Tümlauer Bucht den mit Abstand größten Gewinn. Interessante Aussagen liefert ein Vergleich der Spalten 3 und 6: Hier lassen sich einige Becken finden (Rummelloch West, Norderhever-Heverstrom, Eidermündung, Piep, Flackstrom), die zwar eine Vergrößerung der Intertidalfläche aufweisen, allerdings eine Abnahme des interitdalen Sedimentvolumens. Somit relativiert sich die o.g. günstigere Ausgangslage in Dithmarschen wieder. Allerdings weisen hier die beiden südlichsten Becken auch hinsichtlich des intertidalen Sedimentvolumens Gewinne auf. Dies gilt ansonsten außer für die Tümlauer Bucht nur noch für das kleine, durch Zugewinn von den Außensänden gekennzeichnete Hoogeloch.

				2. Szena	ario				
Tidebecken	MThy []	w-Fläche (m²]	Inte []	rtidalfl. xm²]	Tideprisma [Mio m³]	Prielv [Mi	olumen io m ³]	int. So [Mi	edVol. o m³]
Lister Tief	420,4	(+4,5)	162,1	(-21,8)	738,7 (+27,5)	580,6	(+18,4)	123,1	(-25,6)
Hörnum-Tief	290,6	(+0,1)	74,6	(-45,7)	627,1 (+18,9)	483,5	(+18,2)	41,9	(-49,3)
Norderaue	248,5	(+1,3)	130,9	(-13,1)	619,0 (+20,6)	443,1	(+10,6)	99,9	(-32,0)
Hoogeloch	19,7	(+10,7)	18,0	(+7,8)	32,3 (+51,5)	2,1	(+40,0)	23,4	(-7,7)
Süderaue	174,2	(+2,9)	84,8	(-8,9)	440,6 (+19,1)	330,1	(+11,1)	94,5	(-18,2)
Rummelloch West	87,2	(+4,2)	64,7	(-2,1)	185,7 (+30,9)	62,6	(+14,4)	64,3	(-21,2)
NorderhHstrom	463,5	(+4,9)	309,0	(+2,4)	1097,0 (+24,6)	958,1	(+6,5)	448,4	(-11,1)
Tümlauer Bucht	16,6	(+163,5)	16,4	(+164,5)	13,7 (+27,8)	0,2	(+100,0)	39,8	(+202,9)
Eidermündung	53,4	(+7,0)	36,0	(+5,0)	120,8 (+25,4)	50,5	(+15,0)	56,4	(-4,8)
Wesselbur. Loch	68,3	(+3,4)	52,7	(-0,9)	145,5 (+31,2)	42,7	(+15, 4)	79,4	(-15,0)
Piep	211,3	(+4,1)	147,7	(-0,3)	515,8 (+24,7)	298,9	(+8,6)	220,4	(-12, 9)
Flackstrom	47,0	(+3,6)	37,2	(+0,3)	103,9 (+30,4)	28,4	(+14,4)	57,8	(-14, 1)
Neufahrwasser	42,0	(+12,7)	35,7	(+8,8)	82,4 (+36,8)	8,6	(+33,4)	56,6	(+1,6)
Schatzkammer	19,8	(+16,0)	18,5	(+13,5)	32,9 (+49,7)	0,9	(+80,0)	32,7	(+4,9)

Tab. 4: Gesamtfläche, Intertidalfläche, Tideprisma, Prielvolumen und intertidales Sedimentvolumen der 14 Tidebecken für das 2. Szenario (in Klammern: Änderung gegenüber Ist-Zustand in Prozent)

Die Küste, 59 (1997), 1-187

Der Schritt vom ersten zum zweiten Szenario liefert hinsichtlich der Bilanz der Gesamtflächen keine großen Unterschiede: Bedingt durch die Modellarchitektur werden die meisten Supratidalflächen bereits vom ersten Szenario einbezogen, es kommt nur zu kleinen weiteren Zuwächsen durch den zusätzlichen Anstieg des *MThw* von 0,35 auf 0,60 m.

Anders hingegen verhält es sich mit den Wattflächen: Wenn praktisch keine neue Supratidalfläche hinzukommt und gleichzeitig das *MTnw* weiter steigt, so ist eine Abnahme der Wattflächengröße zu erwarten. Dieser Effekt tritt jedoch längst nicht überall auf: Vor allem die kleinen Becken wiederum (Hoogeloch, Tümlauer Bucht, Neufahrwasser, Schatzkammer) erfahren auch im zweiten Szenario noch eine Vergrößerung ihrer Intertidalfläche. Und auch bei größeren Becken kann dies auftreten: Als Besonderheit darf hierbei das größte untersuchte Becken, Norderhever-Heverstrom, gelten, das sogar beim Übergang auf das zweite Szenario noch Gewinne im Intertidal aufweisen kann. Sie ergeben sich hauptsächlich aus den Zugewinnen der Supratidalflächen im Mündungsbereich (Süderoogsand und Westerheversand) sowie aus den zahlreichen Vorländern entlang des Heverstroms und entlang der Festlandsküste der Norderhever.

Als anderes Extrem ist erneut das Hörnum-Tief zu nennen, das nun fast die Hälfte seiner ursprünglichen Wattflächen verloren hat.

Hinsichtlich des Tideprismas verläuft die Entwicklung erwartungsgemäß: Weitere Zunahmen in annähernd linearem Umfang kennzeichnen die Becken. Lediglich die Tümlauer Bucht und die Schatzkammer zeigen rechnerisch einen geringeren Zuwachs des Tideprismas im zweiten Szenario gegenüber dem ersten: Dies resultiert aus der gleichzeitigen Erhöhung des *MTnw*. Entsprechend deutlich ist demzufolge nämlich der Anstieg des Prielvolumens in diesen Becken im zweiten Szenario. Ansonsten entspricht auch dieser Anstieg den Erwartungen, die sich aus der weiteren Erhöhung des Niedrigwassers ergeben.

Markant wiederum sind die Unterschiede bei der Entwicklung des intertidalen Sedimentvolumens: Nur noch die Tümlauer Bucht, das Neufahrwasser und die Schatzkammer erfahren Gewinne im zweiten Szenario. Alle anderen Becken verlieren intertidales Sediment, am deutlichsten wiederum das Hörnum-Tief mit rd. 50 %. Auch das Hoogeloch kann seinen leichten Zugewinn aus dem ersten Szenario nicht halten.

Es zeigt sich, daß die Änderung der Parameter für jedes Becken andere Ausmaße annimmt: Je nach Verfügbarkeit von Supratidalflächen und je nach Hypsometrie des jeweiligen Beckens fallen sie mehr oder weniger deutlich aus. Die Tümlauer Bucht stellt dabei sicher einen Extremfall dar: Die Entwicklung des kleinen Tidebeckens ist geprägt von den umgebenden ausgedehnten Supratidalflächen, die erst weit landeinwärts von Deichen begrenzt sind.

Relativierend muß hinzugefügt werden, daß die tatsächliche Höhenlage v. a. der Salzwiesen nicht genau bekannt ist. Es ist im Einzelfall also möglich, daß an manchen Stellen die Supratidalflächen, die jetzt bereits im 1. Szenario (rechnerisch) zum Tidebecken hinzukommen, frühestens im Falle des 2. Szenarios regelmäßig überflutet würden. Diese Einschränkung ändert jedoch nichts an der prinzipiellen Aussage, daß der Schritt vom Ist-Zustand zum 1. Szenario deutlichere Folgen hat als der Schritt vom 1. zum 2. Szenario. Diese Überlegung ist deshalb von Interesse, da man ja das 1. Szenario auch als Zwischenschritt zum 2. betrachten kann. In allen Überlegungen spielt die Zeitfrage keine Rolle, es kommt also nicht darauf an, ob die Wasserstände der Szenarios in hundert Jahren eintreten oder früher bzw. später. Lediglich zur formal korrekten Formulierung eines Szenarios ist die Bezugnahme auf die Zeitskala notwendig.

Die beiden folgenden Abbildungen zeigen graphisch die Änderungen des Tideprismas, der Beckengröße und des Seegatquerschnitts für die 14 Tidebecken und für beide Szenarios. Zum Vergleich sind neben den Ist-Werten auch die jeweiligen Regressionsgeraden eingetragen:



Abb. 6: Beckengröße zu Seegatquerschnitt für den Ist-Zustand und beide Szenarios



Abb. 7: Tideprisma zu Seegatquerschnitt für den Ist-Zustand und beide Szenarios

Die beckenspezifischen Unterschiede hinsichtlich der Reaktion auf die beiden Szenarios werden deutlich. Interessant ist ein Blick auf die Verschiebung der beiden Regressionsgeraden: So gering die quantitative Aussagefähigkeit einer derartigen statistischen Auswertung auch ist (die "guten" Werte für R² haben aufgrund des zu kleinen Datenkollektivs keine statistische Relevanz), so klar sind doch die qualitativen Folgerungen, die sich aus einer solch einfachen Gegenüberstellung ergeben: Abb. 6 zeigt die Verlagerung der entsprechenden Datenpunkte für den Übergang vom Ist-Zustand zu den beiden Szenarios. Die zugehörigen Regressionsgeraden ändern sich dabei kaum, sie werden geringfügig steiler. Dies bedeutet,

136

daß die Seegatquerschnitte (y-Achse) prozentual etwas stärker wachsen als die Beckengrößen. Dies sagt allerdings nichts aus über zukünftig zu erwartende morphologische Anpassungen. Ganz anders das Bild in Abb. 7: Die Regressionsgeraden werden deutlich flacher, bedingt durch ein sehr viel stärkeres relatives Wachstum der Tideprismen gegenüber den Seegatöffnungen. Unter Einbeziehung der Abb. 6 läßt sich dieser Zuwachs der Tideprismen überwiegend begründen durch den Anstieg des Tidenhubs und nur in sehr geringem Maße durch Hinzugewinn neuer Flächen – ein weiterer Beleg für die notwendige Berücksichtigung des Tidenhubs.

Die folgende Abbildung zeigt abschließend nochmals die Gegenüberstellung von Seegatquerschnitt und Tideprisma. Zusätzlich sind zum Vergleich die entsprechenden Werte von FERK (1992) für einige Tidebecken aus Ostfriesland sowie von MISDORP et al. (1990) für das niederländische Wattenmeer eingetragen:



Abb. 8: Verhältnis von Tideprisma zu Seegatquerschnitt nach verschiedenen Quellen

Vergleicht man die berechneten Regressionsgeraden des Ist-Zustandes mit den zahlreichen ebenfalls empirisch ermittelten Ergebnissen anderer Autoren (vgl. Kap. 2.1), so zeigt sich: Die Ergebnisse haben die gleiche Größenordnung, jedoch machen die unterschiedlichen Vorgehensweisen (Datengewinnung, Bezugshorizonte, Stichprobenumfang usw.) sowie die jeweils bedeutsamen örtlichen Gegebenheiten einen direkten Vergleich oder gar eine Übertragung unmöglich. Die Berücksichtigung des jeweils herrschenden Tidenhubs ist ein wesentlicher Schritt zur Verbesserung der Aussagekraft und Vergleichbarkeit derartiger Resultate.

Als Hilfsmittel zur Prognose von morphologischen Anpassungen an geänderte Tidebedingungen sind derartige Betrachtungen jedoch nicht brauchbar: Ihre statistische Haltbarkeit ist hierfür nicht ausreichend. Davon abgesehen liefern derartige Ergebnisse keinerlei quantitative, physikalische Erklärungen für die ermittelten Zusammenhänge. Wünschenswert sind deduktive Ansätze, zumindest auf der Basis von Tidebecken (SPIEGEL, 1997), günstigstenfalls natürlich gekoppelte hydrologisch-morphologische HN-Modellierungen hoher Auflösung.

3. Schlußfolgerungen

Zwei Themenbereiche wurden in den vorangegangenen Kapiteln für die 14 Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres behandelt: Die vergleichende Erfassung zahlreicher morphologisch-hydrologischer Kennwerte des Ist-Zustandes (KFKI-Küstenkarte) und ihre Einordnung in die Ergebnisse internationaler Arbeiten einerseits sowie die Quantifizierung der Änderungen dieser Kennwerte auf der Basis zweier Meeresspiegelanstiegsszenarios.

Der Vergleich mit den Watten Ostfrieslands (Werte von FERK in Abb. 8) zeigt keine systematischen Abweichungen der morphologischen Kennwerte gegenüber dem schleswigholsteinischen Wattenmeer, sieht man einmal von den etwas "zu großen" Seegatöffnungen ab. Dies liegt jedoch wenigstens zum Teil an einer geringfügig abweichenden Methodik der Festlegung der Seegattrassen.

Auch ein Vergleich mit den Ergebnissen aus anderen Teilen der Welt zeigt eine im Prinzip gute Übereinstimmung. Die folgende Abb. enthält die Regressionskurven verschiedener Autoren, basierend auf ihren jeweiligen Untersuchungsergebnissen, vgl. Kap. 2.1 (in Auszügen):



Abb. 9: Vergleich der Ergebnisse von Schleswig-Holstein ($Ac_{MTI/2w}$ zu P) mit den Ergebnissen anderer Autoren und Regionen (\bullet = Schleswig-Holstein)

Diese Ähnlichkeiten sind nicht selbstverständlich, da äußere Einflüsse wie Tidenhub und -periode, Seegangsklima, Sturmfluthäufigkeit und -höhe, Vegetationsbedeckung u. v. m. Einfluß nehmen auf die Hydro- und Morphodynamik der Wattflächen. Vor diesem Hintergrund scheinen die meisten der gezeigten Regressionsgeraden eine unerwartete Ähnlichkeit zu besitzen. Vergleicht man dazu jedoch die Streuung der Daten von Schleswig-Holstein in obiger Abb., so wird klar, daß je nach Datenkollektiv verschiedene dieser Geraden "passen" könnten mit entsprechenden Folgen für die Interpretation.

Es bleibt festzuhalten: Die Ergebnisse für Schleswig-Holstein im Ist-Zustnd sind prinzipiell vergleichbar mit den meisten anderen Wattgebieten der Erde. Eine weitergehende Aussage auf der Basis derartiger Regressionen, z. B. als Prognoseinstrument für zukünftige Meeresspiegelstände, verbietet sich aufgrund der fehlenden statistischen Aussagekraft. Diese These wird unterstützt durch die Ergebnisse in Kap. 2.3: Es gibt immense Unterschiede zwischen den 14 Tidebecken bei der Entwicklung der morphologisch-hydrologischen Kennwerte infolge eines steigenden Meeresspiegels. Sie sind mit statistischen Kollektivbetrachtungen nicht zu erfassen.

Die Veränderung der morphologisch-hydrologischen Kennwerte der 14 Tidebecken bei steigendem Meeresspiegel weist deutliche Unterschiede auf. Zusammenfassend bleibt festzustellen: Je größer die verfügbaren Supratidalflächen eines Tidebeckens sind, um so geringer sind die Änderungen der Kennwerte. Betrachtet man die Konstanz dieser Kennwerte als Indiz für eine stabile Morphologie eines Tidebeckens auch bei steigendem Meeresspiegel, so gilt: Ausgedehnte Supratidalflächen (Sände, Salzwiesen) sind die beste Vorsorge. Dies belegen auch deduktive Untersuchungen des gleichen Gebietes (SPIEGEL, 1997).

Da in den meisten Tidebecken jedoch nicht genug Supratidal existiert, um einen Meeresspiegelanstieg kompensieren zu können, stellt sich die Frage, inwieweit andere Möglichkeiten zur morphologischen Anpassung denkbar sind, v. a. die Aufhöhung der Supra-, Interund Subtidalflächen durch Materialeintrag in das Wattenmeer:

In der Literatur werden als mögliche Materialquellen häufig genannt (vgl. z. B. PIERCE, 1969 oder LOUTERS u. GERRITSEN, 1994):

- offene Nordsee (landwärtiger Küstenquertransport)
- Inseln, Halligen, Sände (Erosion an Kliff- und Flachküsten, landwärtiger Transport mit Hilfe der Küstenlängsströmung und der küstennormalen Gezeitenströme)
- Ebbdeltas (landwärtiger Transport durch Gezeitenströme in den Seegats)
- biogene Ablagerungen
- Suspensionsfracht im Festlandsabfluß
- atmosphärischer Eintrag

JESPERSEN u. RASMUSSEN (1989) nennen als Quellen für die positive Sedimentbilanz des dänischen Wattenmeeres den Boden der offenen Nordsee sowie die Küsten der jütischen Westküste und der Westküste von Sylt.

Für das schleswig-holsteinische und niedersächsische Wattenmeer liegen v. a. die Ebbdeltas als Materialspeicher und -lieferant nahe: Vor den Seegats befinden sich unterschiedlich große Sedimentkörper (Ebbdeltas), die durch das Zusammenwirken der Ebbströme und des Küstenlängstransportes dort akkumuliert wurden. Die Mächtigkeit dieser Ebbdeltas ist beachtlich: So hat das sehr ausgeprägte Delta vor dem Seegat des Hörnum-Tiefs allein oberhalb der 10-m-Isobathe im Ist-Zustand ein Materialvolumen von rd. 450 Mio m3. Bei gleichmäßiger Verteilung dieses Materials über das zugehörige Gebiet des Tidebeckens reichte dies für eine Aufhöhung um rd. 1,6 m. Das heißt, daß ein MThw-Anstieg von weit über 0,60 m (= 2. Szenario) notwendig wäre bei gleichzeitiger morphologischer Anpassung des Wattenmeeres allein durch Sedimentimport aus dem Ebbdelta und bei homogener Verteilung über die Beckenfläche, um diesen Materialvorrat aufzuzehren. Das Problem besteht also weniger in der Verfügbarkeit des Materials an sich als vielmehr in der Frage, welche Transportprozesse in der Lage sind, dieses Material (auch) bei geänderten Gezeitenverhältnissen (und auch geänderten Wind-, Strömungs- und Seegangsverhältnissen) landwärts zu transportieren und dort zur dauerhaften Ablagerung zu bringen. Bisher waren es nämlich seewärts gerichtete Transporte, die Ebbströme, die an der Bildung dieser Deltas maßgeblich beteiligt sind.

Weitere Angaben zu der in ihnen vorhandenen Materialmenge sowie zu ihrer Bestimmung finden sich bei WALTON u. ADAMS (1976), VAN KLEEF (1991) sowie OOST u. DE BOER (1994). Zur Verfügbarkeit von Sedimenten für die weitere Erhöhung des Wattsockels und der Rückseitenwatten gibt es Angaben u. a. bei OOST u. DIJKEMA (1993).

4. Danksagung

Die vorgestellten Ergebnisse sind Teil des Forschungsvorhabens "Modelluntersuchungen zur morphologischen Stabilität des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres bei einem beschleunigten Meeresspiegelanstieg". Für die Finanzierung sei dem Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie und für die fachliche Begleitung dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) herzlich gedankt.

5. Schriftenverzeichnis

- AUSTEN, I.: Geologisch-sedimentologische Kartierung des Königshafens (List auf Sylt) und Untersuchung seiner Sedimente. Diplomarbeit, Univ. Kiel. unveröffentl., Kiel, 1990.
- BARUA, D. K. u. KOCH, F. G.: Characteristic morphological relationship for tide dominated channels of the Mengha estuary. Proc. Regional workshop on erosion and sediment transport processes, UNESCO, BUET and BWBD, Bangladesh, 68–82, 1986.
- BERNER, H., KAUFHOLD, H., NOMMENSEN, B. u. Pröber, C.: Detaillierte Kartierung der Oberflächensedimente im mittleren und südlichen Nordfriesischen Wattenmeer. Meyniana 38. Kiel. 81–94, 1986.
- BETTAC, W., SCHLEIDER, W. u. SINDERN, J.: Das Küstenkartenwerk 1:25 000 der Deutschen Bucht. Vermessung und Kartographie. Die Küste, H. 40, Heide, 13–32, 1984.
- BURGER, H. u. SKALA, W.: Die Untersuchungen ortsabhängiger Variablen: Modelle, Methoden und Probleme. Geologische Rundschau 67, Stuttgart, 823–839, 1978.
- BYRNE, R. J., GAMMISCH, R. A. u. THOMAS, G. R.: Tidal prism-inlet area relations for small tidal inlets. Proc. 17th Coastal Engineering Conference, Vol. III. 2517–2533, 1980.
- DIECKMANN, R.: Geomorphologie, Stabilitäts- und Langzeitverhalten von Watteinzugsgebieten der Deutschen Bucht. Mitteilungen des Franzius-Instituts der TU Hannover, H. 60, 133–361, 1985.
- DOLEZAL, R.: Vermessungstechnische Methoden zur Erfassung der Topographie von Küsten mit und ohne Gezeiten. Zeitschrift für Vermessungswesen, H. 12, 1974.
- EYSINK, W. D.: Nakdong estuary barrage and land reclamation, morphological aspects. Delft Hydraulics, Publ. 297, 1983.
- FERK, U.: Wirkung von Meeresspiegeländerungen auf Watteinzugsgebiete. Diplomarbeit, Univ. Hamburg, unveröffentl., Hamburg, 1992.
- FERK, U.: Folgen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs für die Wattgebiete der niedersächsischen Nordseeküste. Die Küste, H. 57, Heide, 135–156, 1995.
- FÜHRBÖTER, A. u. JENSEN, J.: Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der Deutschen Bucht. Die Küste, H. 42, Heide, 78–100, 1985.
- GERRITSEN, F.: Morphological stability of inlets and channels of the Western Wadden Sea. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Rap. GWAO-90-019, Den Haag, 1990.
- GERRITSEN, F. u. JONG, H. DE: Stabiliteit van doorstroomprofielen in het waddengebied. Rijkswaterstaat, Adviesdienst Vlissingen, Nota WWKZ-84, Vol. 6. 53 S., 1985.
- GIESE, E.: Fahrwasserumbildungen in der Unter- und Außenelbe. Die Wasserwirtschaft, H. 3, 1971.
- GÖHREN, H.: Triftströmungen im Wattenmeer. Mitteilungen des Franzius-Instituts der TU Hannover, H. 30, 1968.
- GÖHREN, H.: Über Strömungsverhältnisse und Sandtransport in den Flachwassergebieten vor der südöstlichen Nordseeküste. Hamburger Küstenforschung 29, Hamburg, 50 S., 1974a.
- GÖHREN, H.: Strombeobachtungen an Langzeit-Meßstationen. Die Küste, H. 25, Heide, 1974b. GÖHREN, H.: Zur Dynamik und Morphologie der hohen Sandbänke im Wattenmeer zwischen

Jade und Eider. Die Küste, H. 27, Heide, 28–49, 1975.

- HAKE, G., HEILDORN, D. u. WEGENER, B.: Wattkarten als Luftbildkarten Gestaltung und Herstellung. Wissenschaftl. Arbeiten der Fachr. Vermessungswesen der Univ. Hannover 110, 1982.
- HARING, J.: De verhouding van getijvolume en doorstromingsprofiel in de zeegaten Hringvliet, Brouwershavense Gat, Oosterschelde en in de mond van de Rotterdamse Waterweg uit

alle beschikbare waarnemingen tot heden. Rijkswaterstaat, Deltadienst Waterloopkundige Afdeling, Nota K-271, 1967.

- HIGELKE, B.: Morphodynamik und Materialbilanz im Küstenvorfeld zwischen Hever und Elbe. Ergebnisse quantitativer Kartenanalysen für die Zeit von 1939–1969. Regensburger Geographische Schriften, Regensburg, 167 S., 1978.
- HIGELKE, B.: Bestandaufnahme des Wattreliefs, Morphodynamik und Tendenzen morphologischer Veränderungen im Tidebecken der Norderhever und westlich der Insel Pellworm. Schriftenreihe der Landesregierung Schleswig-Holstein 12, Kiel, 155–174, 1981.
- HIGELKE, B.: Topographie, Morphodynamik und Hydrographie der südlichen nordfriesischen Watten. In: MÜLLER-WILLE, M. et al. (Hrsg.): Norderhever-Projekt. Offa-Bücher 66, Neumünster, 39–50, 1988.
- HIGELKE, B.: Sedimentbilanz der Wattflächen, Kartenauswertung und Luftbildanalyse. Abschlußbericht des SWAP-Teilprojektes 4.2a. unveröffentl., Kiel, 1995.
- HAKE, G., HEILDORN, D. u. WEGENER, B.: Wattkarten als Luftbildkarten Gestaltung und Herstellung. Wissenschaftl. Arbeiten der Fachr. Vermessungswesen der Univ. Hannover, 110, 1982.
- HUME, T. M. u. HERDENDORF, C. E.: Morphologic and hydrologic characteristics of tidal inlets on a headland dominated, low littoral drift coast, Northeastern New Zealand. J. of Coast. Research, Proc. Skagen Symp., 527–563, 1990.
- JARRETT, J. T.: Tidal prism inlet area relationships, general investigations of tidal inlets. G.I.T.I. Rept. no. 3, Coastal Eng. Research Center, Ft. Belvoir, Va. 32 S., 1976.
- JESPERSEN, M. u. RASMUSSEN, E.: Margrethe-Koog Landgewinnung und Küstenschutz im südlichen Teil des dänischen Wattenmeeres. Die Küste, H. 50, Heide, 97–154, 1989.
- JOHNSON, J. W.: Bolinas Lagoon Inlet, California. US Army Corps of Eng., Misc. Paper No. 3–74, Fort Belvoir, Va. 46 S., 1972.
- KLEEF, A. W. VAN: Empirical relationships for tidal inlets, basins and deltas. Rijksuniversiteit Utrecht, Geografisch Instituut, Vakgroep Fysische Geografie, Report GEOPRO 1991.019 (IRO), 1991.
- KREEKE, J. VAN DE u. HARING, J.: Equilibrium flow areas in the Rhine-Meuse Delta. Coast. Eng. 3, 97–111, 1979.
- KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN (KFKI) (Hrsg.): KFKI-Küstenkarte 1:25 000. Kiel, 1974/78.
- LOUTERS, T. u. GERRITSEN, F.: The riddle of the sands A tidal system's answer to a rising sea level. National Institute for Coastal and Marine Management RIKZ, Report RIKZ-94.040, 69 S., 1994.
- MISDORP, R., STEYAERT, F., HALLIE, F. u. RONDE, J. DE: Climate change, sea level rise and morphological developments in the Dutch Wadden Sea, a marine wetland. In: BEUKEMA, J. J. et al. (Hrsg.): Expected effects of climatic change on marine coastal ecosystems. Kluwer Academic Publ., 123–131, 1990.
- NIEMEYER, H. D., GOLDENBOGEN, R., SCHROEDER, E. u. KUNZ, H.: Untersuchungen zur Morphodynamik des Wattenmeeres im Forschungsvorhaben WADE. Die Küste, H. 57, Heide. 65–94, 1995.
- O'BRIEN, M. P.: Estuary tidal prisms related to entrance areas. Trans. Amer. Soc. Civil Engr. 1, 738–739, 1931.
- O'BRIEN, M. P.: Estuary tidal prisms related to entrance areas. Civil. Eng. 8. 738-739, 1969.
- OOST, A. P. u. BOER, P. L. DE: Sedimentology and development of barrier islands, ebb-tidal deltas, inlets and backbarrier areas of the Dutch Wadden Sea. Senckenbergiana maritima 24, 1/6, Frankfurt/Main, 65–116, 1994.
- OOST, A. P. u. DIJKEMA, K. S.: Effecten van bodemdaling door gaswinning in de Waddenzee. IBN rapport 025. DLO-Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek, Den Burg, 1993.
- PARTENSCKY, H.-W. u. DIECKMANN, R.: Stabilitätsuntersuchungen für das südliche nordfriesische Wattenmeer. Kurzfassung. Schriftenreihe der Landesregierung Schleswig-Holstein, H. 12, 35–62, 1981.
- PARTENSCKY, H.-W. u. DIECKMANN, R. u. MESSAL, H.: Stabilitätsuntersuchungen für das südliche nordfriesische Wattenmeer. Untersuchungsbericht des Franzius-Instituts der TU Hannover, unveröffentl., 1979.
- PIERCE, J. W.: Sediment budget along a barrier islang chain. Sedimentary Geol. 3, 5-16, 1969.
- RENGER, E.: Quantitative Analyse der Morphologie von Watteinzugsgebieten und Tidebecken. Mitteilungen des Franzius-Instituts der TU Hannover, H. 43, 1–160, 1976a.
- RENGER, E.: Grundzüge der Analyse und Berechnung von morphologischen Veränderungen in Wattgebieten. Mitteilungen des Franzius-Instituts der TU Hannover, 44, 412–433, 1976b.
- RENGER, E. u. PARTENSCKY, H.-W.: Stabilitätskriterien für Tidebecken. Die Küste, H. 27, Heide, 63–73, 1975.
- SIEFERT, W.: Umsatz- und Bilanzanalysen f
 ür das K
 üstenvorfeld der Deutschen Bucht. Grundlagen und erste Auswertungen. (Teil 1 der Ergebnisse eines KFKI-Projektes). Die K
 üste, H. 45, Heide, 1–57, 1987.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Mittlere Tidewasserstände in der südöstlichen Nordsee säkularer Trend und Verhältnisse um 1980. Die Küste, H. 52, Heide, 1991.
- SIEFERT, W., FAHSE, H., MIESSNER, F., RICHTER, H.-H., TAUBERT, A. u. WIELAND, P.: Die Strömungsverhältnisse vor der Westküste Schleswig-Holsteins. Die Küste, H. 35, Heide, 1980.
- SPIEGEL, F.: Die Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres: Morphologische Strukturen und Anpassungsbedarf bei weiter steigendem Meeresspiegel. Berichte des Forschungs- und Technologiezentrums der Universität Kiel, Bd. 14, Büsum, 272 S., 1997.
- STEIJN, R. C.: Some considerations on tidal inlets. A literature survey on hydrodynamics and mophodynamic characteristics of tidal inlets with special attention to "Het Friesche Zeegat". Delft Hydraulics, Coastal Genesis, Rep. H840, 45, 109 S., 1991.
- STENGEL, T. u. ZIELKE, W.: Der Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs auf Gezeiten und Sturmfluten in der Deutschen Bucht. Die Küste, H. 56, Heide, 93–118, 1994.
- UNSÖLD, G.: Jahreslagen und Aufwachsraten in Schlicksedimenten eines künstlichen, gezeitenoffenen Sedimentationsbeckens (Wattgebiet südlich Nordstrand/Nordfriesland). Meyniana 26, Kiel. 103–111, 1974.
- WALTON, T. L. u. ADAMS, W. D.: Capacity of inlet outer bars to store sand. Proc. 15th ICCE, Vol. 2, 1919–1927, 1976.
- WIELAND, P.: Untersuchungen zur geomorphologischen Entwicklungstendenz des Außensandes Blauort. Die Küste, H. 23, Heide, 122–149, 1972
- WIELAND, P.: Entwicklung und Bau eines extrem flachgehenden Watten-Meßbootes. Die Küste, H. 25, Heide, 53–71, 1974.
- WIELAND, P.: Untersuchungen über geomorphologische Veränderungen in der Dithmarscher Bucht. Die Küste, H. 40, Heide, 107–138, 1984.
- WIELAND, P.: Umfang und Häufigkeit topographischer und fotographischer Erfassung des Wattenmeergebietes zwischen Hever- und Elbemündung von 1934 bis 1984. Die Küste, H. 42, Heide, 237–244, 1985.
- WIELAND, P. u. THIES, E.: Methoden der Wattvermessung an der schleswig-holsteinischen Westküste. Die Wasserwirtschaft 65, 194–198, 1985.

Morphologie des St. Peter-Ording-Sandes

Von JACOBUS L. A. HOFSTEDE

Zusammenfassung

Wegen der großen Bedeutung des St. Peter-Ording-Sandes für den Küstenschutz, den Naturschutz und die Wirtschaft der Region wurden dessen morphologische Entwicklung und Dynamik im Zeitraum 1949 bis 1994 untersucht. Aufbauend auf den Ergebnissen dieser Analysen wurden Überlegungen zur künftigen morphologischen Stabilität angestellt. Als Grundlage für die morphologische Analyse dienten Wattgrundkarten im Maßstab 1:10000.

Die morphologische Entwicklung des gesamten Sandes ist während des Beobachtungszeitraumes in vier Phasen abgelaufen. Von 1949 bis 1964 nahmen die mittlere Höhenlage und das Sedimentvolumen des Sandes ab, während die Westflanke sich nach Osten verlagerte. Diese erste erosive Phase wurde von einer Sedimentationsphase, die bis 1981 andauerte, abgelöst. Die Westflanke verlagerte sich seewärts, die mittlere Höhenlage nahm zu und das Sedimentvolumen wuchs. In Phase drei, zwischen 1981 und 1988, verlief die Entwicklung wieder wie in der ersten Phase. Die Wattgrundkarte 1994 scheint schließlich darauf hinzudeuten, daß seit 1988 die Entwicklung wieder durch Sedimentation gekennzeichnet wird. Insgesamt erhöhte sich der Sand im Zeitraum 1949 bis 1994 um durchschnittlich 33 cm als Folge einer Sedimentzufuhr von 3,7 Mio m³. Der gleichzeitig beobachtete MThw-Anstieg von etwa 19 cm wurde demnach mehr als ausgeglichen. Die Ursache für die phasenweise Entwicklung, zumindest zwischen 1949 und 1988, liegt wahrscheinlich in der Materialanlandung aus einer ehemaligen subtidalen Barre aus dem Ebb-Delta der Süderhever zwischen 1958 und 1981. Die künftige Entwicklung und Stabilität des Sandes würde demnach maßgeblich von periodischen Materialanlandungen aus solchen subtidalen Barren abhängen.

Summary

The sandy barrier St. Peter-Ording-Sand is located in the Wadden Sea of Schleswig-Holstein, Germany. It has a high coastal defence, economical and ecological significance. Therefore, its morphologic behaviour between 1949 and 1994 was investigated by map comparisons (map scale 1:10,000). On the basis of the morphological analysis some statements about the possible future stability of the barrier were made.

The morphological development of St. Peter-Ording-Sand between 1949 and 1994 occurred in four phases. From 1949 until 1964 the mean elevation as well as the sediment volume of the barrier decreased, and the upper beach retreated in a landward direction. Between 1964 and 1981 the upper beach prograded seaward and the mean elevation as well as the sediment volume increased. During phase three, a negative development once again prevailed. Finally, the 1994 map suggests that this negative phase turned into a positive development after 1988. In all, from 1949 until 1994 the mean elevation of the barrier increased by about 33 cm as a consequence of a sediment input into the area of 3.7 million m³. Hence, the observed MHW-rise of about 19 cm was (more than) balanced by an increase in height. The cause for this development in distinct phases might be the periodic migration of sandbanks into the area from the Hever tidal inlet. Hence, it is suggested that future stability of the barrier primarily depends on the persistence of this periodic process.

Inhalt

1.	Einführung	144
2.	Das Untersuchungsgebiet	145
	2.1 Geographischer Überblick	145
	2.2 Hydrologie	147
	2.3 Historische Entwicklung des St. Peter-Ording-Sandes	151

3.	Datengrundlage und Methoden	154
4.	Ergebnisse	156
	4.1 Morphologische Entwicklung des Außensandes	164
	4.2 Parkplatzproblematik	164
	4.3 Dünenentwicklung	164
5.	Synthese und Ausblick	168
6.	Danksagung	170
7.	Schriftenverzeichnis	170

1. Einführung

Unmittelbar der südlichen Westküste von Eiderstedt vorgelagert liegt der St. Peter-Ording-Sand mit einer hochwasserfreien Fläche von derzeit etwa 7 km². Dieser Sand hat wichtige Funktionen für den Küstenschutz, den Naturschutz und die Wirtschaft der Region.

Für den Küstenschutz liegt seine Bedeutung in der Sicherung des niedriggelegenen Hinterlandes, vor allem der Gemeinde St. Peter-Ording mit ihren über 4000 ständigen Einwohnern, gegen Überflutungen. Zum Teil wird das überflutungsgefährdete Hinterland durch Landesschutzdeiche vor den Angriffen des Meeres geschützt. Bei der Berechnung der notwendigen Deichhöhe und des Deichprofils wurde der vorgelagerte hochwasserfreie Außensand berücksichtigt, d. h., die Deiche wurden niedriger bemessen als es ohne Außensand der Fall gewesen wäre. Zwischen den Ortsteilen Ording und St. Peter-Bad wird der Küstenschutz "nur" durch einen Dünengürtel und den vorgelagerten Außensand gewährleistet. Folglich ist die Sicherung der langfristigen Stabilität des Außensandes als wesentlicher Bestandteil des örtlichen Hochwasserschutzsystemes ein wichtiges Anliegen der Küstenschutzverwaltung.

Für den Naturschutz liegt die Bedeutung des St. Peter-Ording-Sandes vor allem in den hier vorkommenden Sandsalzwiesen mit ihren standorttypischen Floren und Faunen. Entgegen dem überwiegenden Teil der Salzwiesen im schleswig-holsteinischen Wattenmeer sind diese Salzwiesen auf natürliche Weise im Schutz des Außensandes entstanden und weisen auch heute noch natürliche geomorphologische Strukturen (Abbruchkanten, Prielsysteme) auf. Auch die höhergelegenen vegetationsfreien Bereiche des Sandes haben insbesondere wegen der hier vorkommenden Sandlückenfauna (in den Hohlräumen des Sandes lebende Fauna) einen hohen ökologischen Wert. Aus diesen Gründen wurde der St. Peter-Ording-Sand in den Nationalpark "Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer" aufgenommen.

Schließlich ist der Sand für die Gemeinde St. Peter-Ording und nähere Umgebung die wichtigste Grundlage des Tourismus und damit indirekt die primäre Einnahmequelle. So konnten in der Badesaison 1992 bis zu 16000 Gäste gleichzeitig auf dem Sand gezählt werden (KLUG u. KLUG, 1995), während die jährliche Gesamtübernachtungszahl in St. Peter-Ording sich auf rund 2,5 Millionen belaufen dürfte (KLUG u. KLUG, 1994b). Da diese Touristen in erster Linie wegen des Vorhandenseins eines breiten Sandstrandes unmittelbar an der Nordsee nach St. Peter-Ording kommen, hat der Außensand eine überragende wirtschaftliche Bedeutung für die Region.

Diese Ausführungen machen deutlich, wie wichtig quantitative Angaben über die Geomorphologie bzw. morphologische Stabilität des St. Peter-Ording-Sandes sind. Besonders dringend wird diese Fragestellung unter dem Aspekt der möglichen Zunahme der hydrologischen Belastungen (beschleunigter Meeresspiegelanstieg und Sturmtätigkeit) in Folge von (anthropogen bedingten) Klimaänderungen (HOFSTEDE, 1994). Wichtiger Schritt zur Beantwortung dieser Frage ist die quantitative Ermittlung der bisherigen morphologischen Entwicklung und Dynamik. Aufbauend auf diese Kenntnisse können dann Aussagen über die künftige Stabilität des Sandes unter geänderten hydrologischen Rahmenbedingungen getroffen werden.

Der vorliegende Bericht enthält die Ergebnisse einer im Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein durchgeführten morphologischen Analyse des St. Peter-Ording-Sandes über den Zeitraum 1949 bis 1994 mittels Auswertungen von Wattgrundkarten im Maßstab 1:10 000 (Aufnahmejahre 1949, 1958, 1964, 1971, 1975, 1981, 1984, 1985, 1988 und 1994).

- 2. Das Untersuchungsgebiet
- 2.1 Geographischer Überblick

In Abb. 1 ist die Lage des St. Peter-Ording-Sandes an der schleswig-holsteinischen Westküste dargestellt. Er erstreckt sich in Nord-Süd-Richtung über eine Entfernung von bis zu 8 km, während die maximale West-Ost-Ausdehnung vor St. Peter etwa 2,5 km erreicht. Das untersuchte Gebiet hat eine Gesamtfläche von etwa 10 km². Im Westen wird der Sand von der Nordsee bzw. vom Ebb-Delta der Süderhever, im Süden vom Böhler Prielsystem und im Norden durch die Tümmlauer Bucht begrenzt. Nach Osten erfolgt die Begrenzung durch den Landesschutzdeich und Dünengürtel von St. Peter-Ording. Die erfaßte hochwasserfreie Fläche (ohne Salzwiesen, s. u.) betrug zwischen 1949 und 1994 im Schnitt etwa 550 ha mit über diesen Zeitraum steigender Tendenz.

Der St. Peter-Ording-Sand weist folgende geomorphologische Elemente auf (Abb. 2): Vorstrand, nasser und trockener Strand, Düne (seit 1981), Sandsalzwiese mit Prielsystem, Sandhaken (1964–1984) und Strandpriel (1964–1984). Der eigentliche Außensand ist der vegetationslose, über MThw liegende Teil des St. Peter-Ording-Sandes und umfaßt i. e. S. nur den trockenen Strand und den über MThw herausragenden Teil des Sandhakens.

Der Vorstrand (Shoreface) ist der subtidale Teil des Strandprofils zwischen der Wellenbasis (wave base), d. h. die Tiefenlinie, wo bei mittleren Verhältnissen eine seegangsinduzierte Sedimentbewegung anfängt, und der mittleren Tideniedrigwasserlinie (MTnw). Im Untersuchungsgebiet ist nur der obere Bereich ausgebildet. Der untere Vorstrand wird vom Ebb-Delta des Süderhever-Seegats eingenommen. In der landwärtig anschließenden Zone, dem intertidalen nassen Strand (Foreshore), sind ein bis drei Brandungsbänke zu erkennen. Über mittlerem Tidehochwasser (MThw) bzw. der Uferlinie schließt sich der supratidale trockene Strand (Backshore) an, der Breiten bis etwa 1500 m aufweisen kann. Er wird nur noch bei Sturmhochwasser überflutet. In den 60er und 70er Jahren entstand durch südwärtsgerichte Strandversetzung ein westlich von Ording am trockenen Strand angebundener Sandhaken, der nach Süden durch eine tiefe Rinne, den sog. Strand- bzw. Badepriel, vom trockenen Strand getrennt war. Anfang der 80er Jahre versandete diese Rinne jedoch und der Sandhaken schloß sich dem trockenen Strand an. Seit Anfang der 80er Jahre entwickelt sich auf dem Sand vom Ortsteil Ording ausgehend in südlicher Richtung ein schmaler langgestreckter Dünenzug, der im Jahre 1994 bereits Höhen von bis zu NN +8,7 m und über dem Niveau NN +2,0 m eine Fläche von 68 ha aufwies (Kap. 4.3). Zwischen diesem Dünenzug und einem älteren Dünenzug bzw. der Deichlinie erstreckt sich schließlich eine Sandsalzwiese, die noch relativ natürliche Strukturen aufweist. Diese Salzwiesen werden über ein südwärts orientiertes Prielsystem (der Böhler Priel) be- und entwässert. Dieses Prielsystem stellt in seinem südlichen Bereich gleichzeitig die Grenze des untersuchten Gebietes bzw. die Abgrenzung zum südlich anschließenden Hochsichtsand dar.

146



Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet in der Deutschen Bucht

In geomorphologischer Hinsicht ist der Außensand, wie zum Beispiel der Westerhever Sand (ebenfalls vor Eiderstedt), der Kniepsand (vor Amrum) und der Havsand (vor Römö), ein sog. küstenverbundener Außensand. Er ist nicht durch ein hinterliegendes Wattgebiet von der Festlandsküste (bzw. Barriere-Insel) getrennt, sondern dieser unmittelbar vorgelagert (Abb. 1). Als Konsequenz dieser Lage ist er in seiner "Bewegungsfreiheit" stark eingeschränkt. Eine landwärtige Verlagerung (Rollover) als Reaktion auf einen rasch steigenden Meeresspiegel, wie dies z. B. bei den nordfriesischen Außensänden Süderoog-, Norderoogund Japsand beobachtet wurde (TAUBERT, 1982; HOFSTEDE, 1993, 1997), würde langfristig zu einer Aufreibung gegen die Küste und damit im Endeffekt zum Verschwinden des Außensandes führen. Diese negative Entwicklung läßt sich nur durch einen der Rückverlagerung entgegenwirkenden Materialimport verhindern. Die langfristige Lagestabilität der Uferlinie und damit des gesamten Außensandes bei einem ansteigenden Meeresspiegel hängt somit maßgeblich von der Sedimentverfügbarkeit ab.



Abb. 2: Profil über den St. Peter-Ording-Sand (schematisch)

2.2 Hydrologie

Die aktuelle Morphodynamik des exponierten St. Peter-Ording-Sandes wird durch astronomisch bedingte (periodische) Tidebewegungen sowie durch meteorologisch bedingte (aperiodische) Trift-, Orbital- und Brandungsströmungen geprägt. Die geomorphologische Entwicklung wird von langfristigen Schwankungen des Meeresspiegels sowie von trendmäßigen Änderungen im Kräfteverhältnis zwischen den periodischen und aperiodischen Strömungskomponenten gesteuert. Auf den höheren Bereichen des Sandes können auch äolische Prozesse die morphologische Entwicklung und Dynamik wesentlich mitprägen (Sandflug und Dünenbildung).

Da in der unmittelbaren Nähe des St. Peter-Ording-Sandes kein Langzeitpegel installiert ist, ist in Abb. 3 die MThw-Entwicklung der drei nächstgelegenen Pegel Wittdün auf Amrum, Husum und Büsum seit 1949 dargestellt. Obwohl die einzelnen Jahreswerte starke Schwankungen aufweisen, kann ein deutlicher Trend erkannt werden. Mit den einzelnen Jahreswerten errechnete lineare Regressionen ergaben, daß sich das MThw-Niveau an diesen drei Pegeln zwischen 1949 und 1993 jährlich um 0,41 bis 0,44 cm bzw. insgesamt um 18,1 bis 19,4 cm erhöht hat. Nach BRUUN (1962, 1988) bewirkt dieser langfristige MThw-Anstieg eine Instabilität des Vorstrandes, die während Sturmereignissen zu Erosionen im Bereich des oberen Vorstrandes und nassen Strandes führt. In Analogie zur Entwicklung der nordfriesischen Außensände (HOFSTEDE, 1993, 1997) könnte ein Großteil dieses erodierten Materials zur Oberfläche und zu den Spitzen des St. Peter-Ording-Sandes transportiert und dort abgelagert werden. Ohne gleichzeitige Sedimentzufuhr von außen würde diese Entwicklung (landwärtige Verlagerung der Uferlinie) langfristig zur Aufreibung des Sandes führen (s. o.).

In Abb. 4 ist beispielhaft die Entwicklung des MThw, MTnw und des MThb (mittlerer Tidehub) seit 1949 am Pegel Wittdün auf Amrum dargestellt. Obwohl die jährlichen MTnw-Werte noch stärker schwanken als die MThw-Werte, zeichnet sich insgesamt eine leichte Ab-



Abb. 3: MThw-Entwicklung an den Pegeln Wittdün, Husum und Büsum von 1949 bis 1993

148



Abb. 4: MThw-, MTnw- und MThb-Entwicklung am Pegel Wittdün von 1949 bis 1993

senkung des MTnw-Niveaus ab. Eine lineare Regression ergab eine jährliche Absenkung um 0,14 cm bzw. insgesamt eine Absenkung des MTnw-Niveaus von 6 cm. Als Folge dieser unterschiedlichen MThw- und MTnw-Entwicklung nahm der MThb zwischen 1949 und 1980 um etwa 25 cm zu, nach 1980 stabilisierte er sich. Bei gleichbleibendem Strandgradient wird diese Entwicklung zu einer Verbreiterung des nassen Strandes bzw. der Brandungszone geführt haben.

SCHMIDT u. VON STORCH (1993) haben die Windentwicklung in der Deutschen Bucht seit 1876 durch Auswertungen von täglichen Luftdruckmessungen ermittelt. Trotz Schwankungen konnte weder für die mittleren noch für die Extremwinde eine trendmäßige Entwicklung festgestellt werden. Auch eine Analyse der jährlichen Häufigkeiten der geostrophischen Winde über 15 m/s aus dem sturmfluteffektiven NW-Sektor (240°–340°) ergab für den Zeitraum 1930–1992, trotz erheblicher Schwankungen, keinen langfristigen Trend (Abb. 5). Von einem Maximum in den 50er Jahren nahm der Anteil geostrophischer Winde über 15 m/s aus NW bis Anfang der 70er Jahre um etwa 10 % ab, seitdem steigt er wieder an. Anfang der 90er Jahre lag der Anteil mit etwa 17 % wieder fast gleich hoch wie in den 50er Jahren. Demnach wird auch die Seegangsbelastung bei Stürmen mit Windgeschwindigkeiten über 15 m/s insgesamt nicht zugenommen haben. Relativ hoch war die Belastung in den 50er und 90er Jahren, während die Belastung in den 60er und 70er Jahren relativ gering war.

Obwohl es somit keine Hinweise auf eine langfristige Zunahme der Windgeschwindigkeiten gibt, lassen folgende Indizien eine Zunahme der Intensität (Höhe und Häufigkeit) von Sturmfluten entlang der s.-h. Westküste über den Beobachtungszeitraum 1949 bis 1994 vermuten. Zum einen traten nach FÜHRBÖTER u. DETTE (1992) an den Pegeln List auf Sylt und Cuxhaven von den 25 höchsten Sturmfluten im Zeitraum 1900 bis 1992 allein 16 nach 1960 auf. Als Maß für die Häufigkeit von Sturmfluten können nach FÜHRBÖTER u. DETTE (1992) die Verweilzeiten angesehen werden, in denen sich im Jahr bzw. in der Wintersaison (vom 1. 7. des Vorjahres bis 30. 6. des nachfolgenden Jahres) der Wasserstand oberhalb eines bestimmten Indikatorhorizonts aufhält. Für Pegel Wittdün wurde die Entwicklung der Verweilzeiten oberhalb des Indikatorhorizontes MThw +1,5 m pro Wintersaison von 1920/21 bis 1993/94 aufgetragen (Abb. 6). Die aus den Pegelbögen ermittelten auf NN bezogenen Sturmwasserstände wurden dabei für einen MThw-Anstieg von 0,4 cm/J korrigiert. In Abb. 6a sind die Werte pro Wintersaison aufgetragen. Es wird deutlich, daß in den einzelnen Jahreswerten sehr starke Schwankungen auftreten. So wurde der Wasserstand MThw + 1,5 m während des Winters 1989/90 insgesamt 23 Stunden und 12 Minuten überschritten, während er im Winter 1991/92 überhaupt nicht erreicht wurde. In Abb. 6b ist der Verlauf der 18jährigen gleitenden Mittelwerte dargestellt. Von 1937/38 bis 1959/60 nimmt die mittlere Verweilzeit pro Winter von 3 Stunden und 10 Minuten beständig auf etwa 1 Stunde ab, d. h. im Zeitraum 1942/43 bis 1959/60 wurde der Wasserstand MThw + 1,5 m im Schnitt nur um eine Stunde pro Wintersaison überschritten. Danach nimmt er bis 1993/94 mit Schwankungen wieder zu. Über den Zeitraum 1976/77 bis 1993/94 wurde der Wasserstand MThw + 1,5 m im Schnitt um 5 Stunden und 33 Minuten pro Wintersaison überschritten. Diese Ergebnisse lassen vermuten, daß die Sturmflutbelastung am St. Peter-Ording-Sand über den Zeitraum, für den Wattgrundkarten vorliegen (1949–1994), insgesamt deutlich zugenommen hat. Dies wird zu einer Intensivierung der aktuellen Morphodynamik geführt haben. Ein langfristiger (säkularer) Trend läßt sich auch aus dieser Datenreihe statistisch nicht feststellen (s. o).



Abb. 5: Entwicklung der Häufigkeit geostrophischer Windgeschwindigkeiten > 15 m/s aus dem Richtungssektor NW im Zeitraum 1930–1992 (Quelle: SCHMIDT u. BEHRENS, Deutscher Wetterdienst, Geschäftsfeld Seeschiffahrt, Hamburg, Veröff. in Vorb.)

2.3 Historische Entwicklung des St. Peter-Ording-Sandes

Wann genau sich westlich von St. Peter-Ording ein Dünengürtel mit vorgelagertem Außensandsystem eingestellt hat, läßt sich aus den verfügbaren Unterlagen nicht rekonstruieren. Nach EHLERS (1988) kann die Dünenbildung hier frühestens nach der Sturmflut von 1362, als die hier vorhandenen Deiche durchbrochen wurden, angefangen haben. Nach PRANGE (1986) existierte spätestens zu Anfang des 16ten Jahrhunderts im Raum St. Peter-



Abb. 6: Entwicklung der Verweilzeiten (vom 1. Juli des Vorjahres bis zum 30. Juni des nachfolgenden Jahres) oberhalb von MThw +1,5 m am Pegel Wittdün für den Zeitraum 1920/21 bis 1993/94: (a) jährliche Verweilzeiten; (b) 18jährige gleitende Mittelwerte

Ording ein Dünengürtel, der 1532 in St. Peter zu Schäden durch Übersandung (Flugsand) führte. Der Anfang der Dünenbildung liegt demnach zwischen 1362 und 1532. Bei den Sturmfluten von 1717 und 1720 gab es größere Dünendurchbrüche, die zu starker Übersandung (Overwash) in der Marsch führten. In 1725 mußte die Kirche in Ording wegen windbedingter Übersandung aufgegeben werden und über 1 km nach Osten neu aufgebaut werden (EHLERS, 1988). Ab 1864 wurden die Dünen durch Halmpflanzungen und Aufforstungen weitgehend in ihrer Lage festgelegt (PRANGE, 1986).

Eine Generalkarte aus dem Jahre 1858 vom Hauptman F. Geerz zeigt, daß sich im südlichen Bereich von St. Peter-Ording spätestens zu dieser Zeit vor dem Dünengürtel (die Hitzbank) ein Außensandsystem (der Holter Sand) eingestellt hat. Aus Abb. 7 wird ersichtlich, wie sich die Topographie des Sandes seit 1878 geändert hat. Zwischen 1878 und 1928 findet

152



Abb. 7: Historische Entwicklung des St. Peter-Ording-Sandes (Quelle: KLUG u. KLUG 1994a, nach der Topographischen Karte 1:25 000)

Die Küste, 59 (1997), 1-187 154

im Süden eine erhebliche Verbreiterung des Holter Sandes statt. Im gleichen Zeitraum entsteht auch vor dem Ortsteil Ording im Norden ein Außensand (der Rochelsand). Ab 1928 wird somit ganz St. Peter-Ording durch ein Außensandsystem von der offenen Nordsee abgeschirmt. Obwohl die genaue Lage der MThw- bzw. Uferlinie auch danach sicherlich starken Schwankungen unterworfen war, kann die Gesamtsituation seitdem als stabil betrachtet werden. Auch PARTENSCKY (1983) kam anhand von Untersuchungen an einem Langzeitprofil (Aufnahmen aus den Jahren 1904, 1918, 1936, 1957, 1966 und 1979) im Vorstrandbereich westlich des St. Peter-Ording-Sandes zu diesem Schluß. Demnach bewegte sich die NN –2,0 m Tiefenlinie in diesem Profil in einem Band von etwa 500 m um den Ausgangszustand von 1904 (Abb. 8). Er vermutet die Ursache hierfür in Schwankungen in der Intensität des küstenparallelen Sedimentstromes vor der schleswig-holsteinischen Westküste.

3. Datengrundlagen und Methoden

Zur Erfassung der morphologischen Entwicklung und Dynamik sind auf der Grundlage von Wattgrundkarten im Maßstab 1:10 000 aus den Jahren 1949, 1958, 1964, 1971, 1975, 1981, 1984, 1985, 1988 und 1994 Profil- und Isolinienvergleiche sowie Bilanzierungen durchgeführt worden. Die Wattgrundkarten beruhen zum größten Teil auf terrestrischen Vermessungen, d. h. sie enden tidebedingt an der Seeseite bei etwa NN –1 bis NN –2 m. Nur wenn



Abb. 8: West-Ost-Profil im Vorstrand des St. Peter-Ording-Sandes (Quelle: PARTENSCKY, 1983)

etwa zeitgleich eine Echolot-Vermessung des Vorstrandes durchgeführt worden ist (1964 und 1988), sind bathymetrische Vermessungsdaten in die Wattgrundkarten mit aufgenommen. Die vertikale Ungenauigkeit der terrestrischen Vermessungen wird mit etwa ±3 cm angegeben, die der bathymetrischen Vermessungen liegt deutlich höher. Insgesamt nimmt die Genauigkeit der Vermessungen durch die Anwendung neuerer Geräte und Verfahren bis zur Aufnahme 1988 zu. Die 1994er Wattgrundkarte schließlich ist auf der Basis photogrammetrischer Auswertungen von Luftbildern erstellt worden. Bedingt durch diese Technik können in weniger strukturierten Bereichen vertikale Ungenauigkeiten von ein bis zwei Dezimetern auftreten. Die auf der Basis dieser Wattgrundkarte gemachten Aussagen sind daher mit Vorsicht zu betrachten.

Zur Erfassung der Morphologie wurden mit Hilfe des im Rahmen eines KFKI-Projektes entwickelten Computerprogrammes MORAN: "Morphologische Analysen Nordseeküste" Bilanz- und Umsatzanalysen durchgeführt. Nach Eingabe von manuell aus den Wattgrundkarten ermittelten Höhenwerten pro Flächeneinheit (z. B. pro ha) können mit diesem Programm Massenbilanzierungen durchgeführt sowie Parameter zur Beschreibung der Morphodynamik ermittelt werden. Für eine detaillierte Beschreibung der Methodik wird nach SIEFERT (1987) und HOFSTEDE (1989, 1991) verwiesen. Nach einer entsprechenden Konvertierung wurden die MORAN-Datensätze zusätzlich in EXCEL eingelesen. Somit wurde es möglich, das über bestimmten Höhenniveaus gespeicherte Sedimentvolumen für unterschiedliche Jahrgänge EDV-gestützt zu berechnen und miteinander zu vergleichen.

Weiterhin wurden in regelmäßigem Abstand von 500 m insgesamt 15 West-Ost-Profile über den Sand gelegt. Die Länge der Profile liegt zwischen 4000 m im Süden und fast 2000 m im Norden. Die Entfernung zwischen den aus den Wattgrundkarten ermittelten Tiefen- bzw. Höhenwerten auf diesen Profillinien beträgt je nach Relief 10 bis 100 m. Für die weitere Analyse und Darstellung sind die Höhendaten anschließend in das Tabellenkalkulationsprogramm MS-EXCEL eingegeben worden (Abb. 9).



Abb. 9: Beispiel eines West-Ost-Profils über den St. Peter-Ording-Sand

Die Küste, 59 (1997), 1-187 156

Zur Erfassung der Verlagerung bzw. Entwicklung verschiedener geomorphologischer Strukturen, wie beispielsweise der Sandhaken oder das Böhler Prielsystem, wurden schließlich bestimmte Isolinien (zumeist die NN-Höhenlinie) der unterschiedlichen Jahrgänge in einer Karte dargestellt (Abb. 12).

4. Ergebnisse

Wie sich der gesamte etwa 1000 ha große St. Peter-Ording-Sand im Zeitraum 1949 bis 1994 entwickelte, ist in Abb. 10 dargestellt. Zunächst fällt auf, daß die beiden dargestellten morphologischen Parameter sich fast identisch entwickeln (Korrelationskoeff. = 0,998). Von 1949 bis 1964 nahm die mittlere Höhenlage des Sandes um etwa 9 cm, das Sedimentvolumen um etwa 0,7 Mio. m³ ab. Anschließend erhöhte sich der Sand bis 1981 um durchschnittlich



Abb. 10: Bilanzentwicklung des St. Peter-Ording-Sandes von 1949 bis 1994

46 cm, wobei 5,0 Mio. m³ Sediment abgelagert wurde. Diese Sedimentationsphase wurde wiederum durch eine erosive Phase abgelöst, die bis 1988 andauerte. Dabei nahm die mittlere Höhenlage um 21 cm ab und wurde 2,3 Mio. m³ Sediment erodiert. Zwischen 1988 und 1994 nahm die mittlere Höhenlage schließlich wieder um 17 cm zu, wobei 1,7 Mio. m³ Sediment zur Ablagerung kam. Bezüglich dieser Sedimentation im Zeitraum 1988–1994 muß allerdings nochmals auf die relative Ungenauigkeit der 1994er Kartenaufnahme hingewiesen werden (siehe Kap. 3). Obwohl die o. g. Aussagen für diesen Zeitraum somit in ihrer Quantität mit Vorsicht zu betrachten sind, scheint die regional sehr unterschiedliche Verteilung der Akkumulation und Erosion während dieser Periode darauf hinzudeuten, daß sie qualitativ richtig sind. Insgesamt erhöhte sich der Sand somit von 1949 bis 1994 um 33 cm als Folge einer Sedimentzufuhr von insgesamt 3,7 Mio. m³. Der gleichzeitig stattfindende MThw-Anstieg von etwa 0,43 cm/J bzw. insgesamt etwa 19 cm (Abb. 3) wurde demnach mehr als ausgeglichen.

Über den Zeitraum 1949 bis 1994 läßt sich die Entwicklung folglich in vier Phasen: 1949–1964 (Erosion), 1964–1981 (Sedimentation), 1981–1988 (Erosion) und 1988–1994 (Sedimentation) untergliedern. Wie von BRUUN (1962) postuliert und von HOFSTEDE (1993, 1997) für die nordfriesischen Außensände Süderoog-, Norderoog- und Japsand nachgewiesen, reagiert eine Küsten- bzw. Uferlinie normalerweise durch Zurückweichen auf einen ansteigenden Meeresspiegel. Im Falle des St. Peter-Ording-Sandes wurde diese morphologische Reaktion auf den beobachteten MThw-Anstieg (Abb. 3) zwischen 1949 und 1994 zweimal unterbrochen. Die Ursache hierfür muß in einer überproportionalen Sedimentzufuhr aus dem Küstenvorfeld, die die landwärtige Verlagerung der Uferlinie ausglich, gesucht werden.

Der Ablauf dieses Materialimports bis 1988 wird in Abb. 11, in der die Entwicklung des Sandes an einem repräsentativen West-Ost-Profil über den Sand dargestellt ist, ersichtlich. Entsprechend den obigen Ausführungen ist die Profilentwicklung in Teildiagrammen (oben: Phase I; mitte: Phase II und unten: Phase III) dargestellt. Die Entwicklung während Phase IV wird bisher nur durch eine (relativ ungenaue) Kartenaufnahme angedeutet und konnte noch nicht ursächlich geklärt werden. Sie ist daher nicht in der Abbildung dargestellt. Während der Phase I, von 1949 bis 1964, weicht die Westflanke des Sandes an dieser Stelle um etwa 250 m nach Osten zurück. In der Profillinie aus dem Jahre 1964 ist westlich der Westflanke erstmals eine breite Sandbank erkennbar. Diese zunächst subtidale Sandbank verlagert sich schnell nach Osten, erhöht sich und verbindet sich während der Phase II bis 1981 mit der Westflanke des St. Peter-Ording-Sandes. Bedingt durch diese Anlandung "springt" die Westflanke des Sandes um etwa 1000 m nach Westen. In der dritten Phase setzt die normale Entwicklung, nämlich die einer nach Osten zurückweichenden Westflanke, wieder ein.

In Abb. 12 ist die Entwicklung der Sandbank dargestellt. Westlich einer sog. Basisuferlinie, die in etwa der NN-Höhenlinie des Jahres 1949 entspricht, taucht im Jahre 1958 erstmals eine bis dahin subtidale Sandbank über NN auf. Bis 1964 verbindet sie sich mit der Basisuferlinie. Unmittelbar nach Auftauchen setzt ein südwärtsgerichteter küstenparalleler Sedimenttransport ein, wobei sich ein der Basisuferlinie vorgelagerter Sandhaken ausbildet. Dieser Haken ist im südlichen Bereich zunächst durch eine tiefe Rinne, den sog. Badepriel, vom Rest des trockenen Strandes abgetrennt. Anfang der 80er Jahre versandet dieser Badepriel zunehmend und der Sandhaken verbindet sich mit dem trockenen Strand. Es wird darauf hingewiesen, daß die in der Abb. 12 dargestellten "Uferlinien" die tatsächlichen NN-Höhenlinien aus Gründen der Übersichtlichkeit nur schematisch widergeben.

Es stellt sich die Frage nach dem Ursprung der Sandbank. Wie bereits erwähnt, schließt sich westlich des St. Peter-Ording-Sandes die Mündung bzw. das Ebb-Delta der Süderhever an. EHLERS (1988) hat ausführlich die Morphodynamik des Süderhever-Seegats, insbesondere die süd- bis südostgerichtete Verlagerung der Tiderinnen und die dazwischenliegenden subtidalen Barren im Ebb-Delta, beschrieben. Demnach bewegen sich die bis etwa NN -4 m aufragenden, bis zu einigen Kilometer langen Barren im Ebb-Delta der Süderhever mit einer Geschwindigkeit von durchschnittlich 20 m/J nach Süden bzw. Südosten in Richtung auf den St. Peter-Ording-Sand (EHLERS 1988, Abb. 100). Auch PARTENSCKY (1983) beschreibt das Hin- und Herpendeln der Süderhever-Mündung. Er gibt für diesen Vorgang eine Periode von 350 Jahren an. Eine solche Periode beginnt mit der Entstehung einer neuen Tiderinne an der Nordseite des Seegats (südwestlich von Süderoogsand). Anschließend verlagert diese Tiderinne sich nach Süden, bis sie nach etwa 350 Jahren an der Südseite des Seegats angelangt und zunehmend an Bedeutung verliert. An der Nordseite kann nun mit der Entstehung einer neuen Tiderinne der Zyklus von Neuem beginnen. Die zwischen den Tiderinnen gelegenen Barren verlagern sich konsequenterweise als Struktur in der gleichen Weise. Es liegt somit nahe, den Ursprung der Ende der 50er Jahre aufgetauchten Sandbank in einer subtidalen Barre des Süderhever-Seegats zu suchen. Diese Hypothese konnte allerdings nicht durch entsprechende bathymetrische Vermessungsunterlagen untermauert werden.



Abb. 11: In drei Phasen gegliederte Entwicklung eines West-Ost-Profiles über den St. Peter-Ording-Sand von 1949 bis 1988



Abb. 12: Entwicklung der Westflanke des St. Peter-Ording-Sandes von 1949 bis 1981 (schematisch)

Wie sich die Sedimentationsschwerpunkte im Laufe der Zeit über den St. Peter-Ording-Sand verteilt haben, ist in Abb. 13 aufgezeigt. Zunächst fällt auf, daß die maximale Sedimentation für alle Vergleichszeiträume entlang einer küstenparallelen nord-süd-gerichteten Linie stattfand. Im Vergleichszeitraum 1949–1958 lag der Sedimentationsschwerpunkt relativ küstennah auf dem Sand. Der Verlauf der Linie entspricht dem des sich zu dieser Zeit stark verflachenden Böhler Prielsystemes. Im nächsten Zeitraum, von 1958 bis 1971, verlagerte sich die Schwerlinie zur Westflanke des Außensandes. Die Ursache hierfür ist das Auftauchen und die Anlandung der Sandbank. Anschließend verlagerte sich der Sedimentationsschwerpunkt nach Südosten, was unmittelbar mit der Bildung des Sandhakens und der Verlandung des Badepriels zusammenhängt. Während des letzten Vergleichszeitraumes, von 1988 bis 1994, liegen die Schwerpunkte der Sedimentation wieder etwa in der gleichen Linie wie im Zeitraum 1949–1958. Die Ursache hierfür liegt im nördlichen Bereich in der Entstehung des neuen Dünengürtels (siehe Kap. 4.3), im südlichen Teil in der erneuten Verlandung des Prielsystemes.

Um zu verdeutlichen, daß die Bilanzentwicklung nur den Netto-Effekt der tatsächlich über den Vergleichszeitraum abgelaufenen Materialumlagerungen aufzeigt, sind in Abb. 14 die Entwicklungen der Absolutbeträge der Akkumulation und Erosion sowie die der Bilanz dargestellt. Aus dieser Gegenüberstellung wird klar, daß die Absolutbeträge der Erosion und Akkumulation (zusammen etwa 58 Mio. m³ für den Zeitraum 1949–1994) viel höher liegen als die der resultierenden Bilanz (+3,7 Mio. m³). Dies entspricht den Ergebnissen des KFKI-Projektes MORAN (SIEFERT, 1987; HOFSTEDE, 1991; SCHÜLLER, 1991), wonach der Umsatz normalerweise um ein vielfaches höher liegt als die Bilanz. Folglich lassen sich anhand von Bilanzwerten grundsätzlich keine direkten Aussagen über die Morphodynamik machen. Aus diesem Grund wurde im Rahmen des MORAN-Projektes ein Verfahren zur Ermittlung der aktuellen Dynamik bzw. Umlagerungsintensität entwickelt. Anhand dieser Methode lassen sich für Teilbereiche des Wattenmeeres drei Parameter zur Beschreibung der Morphodynamik aus der sog. Umsatzkurve ermitteln (HOFSTEDE, 1989):

- die asymptotische Umsatzhöhe (h_{ua}) erlaubt eine Aussage über die maximalen mittleren Höhenänderungen, die auftreten können;
- die morphologische Varianz (ß) als reziproker Wert von a₀ erlaubt eine Aussage über die Dauer der gleichbleibenden Tendenzen: Erosion oder Sedimentation;
- die Umlagerungsrate (h_{ua} · ß) erlaubt eine indikative Aussage über die Intensität der Morphodynamik und läßt sich mit der Hydrodynamik korrelieren.

Einschränkend sei anzumerken, daß mit diesem Verfahren nur Mittelwerte für den gesamten Betrachtungszeitraum (1949 bis 1994) berechnet werden können, d. h. zwischenzeitliche Änderungen in der Morphodynamik werden nicht erfaßt.

In Abb. 15 sind die berechneten Umsatzkurven für den St. Peter-Ording-Sand dargestellt. Im oberen Teildiagramm sind alle Daten des etwa 1000 ha großen Sandes berücksichtigt. Aus der eingefügten Funktion läßt sich für den gesamten Sand eine mittlere Umsatzrate von 10,8 cm/J errechnen. Ein Vergleich mit den für den 275 km² großen Neuwerk/Scharhörner Wattkomplex südlich der Elb-Mündung ermittelten Kennwerten (HOFSTEDE, 1991) zeigt, daß sich die drei morphologischen Parameter mit keinem der morphodynamischen Teilgebiete dieses Wattkomplexes vergleichen lassen. Dies hängt damit zusammen, daß es sich bei den für St. Peter-Ording-Sand ermittelten Kennwerten um Mittelwerte für den gesamten Sand handelt. Es sind somit mehrere morphodynamisch unterschiedliche Teilbereiche zusammengefaßt. Aus diesem Grund wurden für den St. Peter-Ording-Sand die Bereiche Westflanke (Abb. 15, Mitte) und trockener Strand (Abb. 15, unten) auch gesondert betrachtet.



Abb. 13: Entwicklung der Sedimentationsschwerpunkte auf dem St. Peter-Ording-Sand



Abb. 14: Akkumulations-, Erosions- und Bilanzentwicklung des St. Peter-Ording-Sandes von 1949 bis 1994

Mit 110 cm weist die relativ reliefreiche Westflanke, die sich aus dem Vorstrand und nassem Strand zusammensetzt, die höchste asymptotische Umsatzhöhe auf. Dies hängt offenbar mit der Vor- und Rückverlagerung der Westflanke, die sich über dem gesamten Profil abspielt (Abb. 11), zusammen. Die relativ geringe morphologische Varianz von 0,16 deutet auf relativ langfristig gleichbleibende Tendenzen hin. Dies stimmt gut mit der oben beschriebenen phasenweisen morphologischen Entwicklung der Westflanke des Sandes überein. Die Umsatzrate entlang der Westflanke ist mit 18,0 cm/J relativ hoch, was auf eine intensivere Morphodynamik hindeutet. Allerdings liegt diese Umsatzrate noch deutlich unter den von HOFSTEDE (1991) für Teilgebiete des Neuwerk/Scharhörner Wattkomplex ermittelten Werten. Hier wurden beispielsweise für die exponiert liegenden Bereiche des Seegats der Till Umsatzraten von etwa 44 cm/J festgestellt, was kausal mit einem sehr hohen Energieeintrag aus Seegang und Tideströmung in diesem Raum in Verbindung gebracht werden konnte.

Auf dem trockenen Strand werden dagegen die geringsten Werte für die asymptotische Umsatzhöhe, die morphologische Varianz und die Umsatzrate erzielt. Die sehr geringe Umsatzrate von 3,5 cm/J liegt in der gleichen Größenordnung wie die des hohen Wattes im Neuwerk/Scharhörner Wattkomplex (5,3 cm/J). Dies läßt sich unmittelbar mit dem sehr geringen Energieeintrag bzw. der Hydrodynamik in diesen Bereichen korrelieren. Die sehr geringe morphologische Varianz von 0,10 ist ein Indiz dafür, daß die morphologische Entwicklung auf dem trockenen Strand einem langfristigen Trend unterliegt (siehe auch Kap. 4.1).



Abb. 15: Umsatzkurven des St. Peter-Ording-Sandes: (a) Gesamt; (b) Westflanke; (c) trockener Strand

163

4.1 Morphologische Entwicklung des Außensandes

Ein Schwerpunkt dieser Studie lag auf der Ermittlung der Entwicklung, Dynamik und Stabilität des über MThw herausragenden Außensandes. Wie bereits erwähnt, setzt sich dieser Bereich aus dem trockenen Strand und dem über MThw herausragenden Teil des Sandhakens zusammen. Weiterhin wurde aus Vergleichsgründen der ab 1981 entstehende Dünenzug mit berücksichtigt, die Sandsalzwiesen dagegen nicht. Wie aus der Abb. 3 ersichtlich, stieg das MThw-Niveau zwischen 1949 und 1994 signifikant an. Zur Berücksichtigung dieses Anstieges wurde das MThw-Niveau für den Zeitraum 1949 bis 1975 auf NN +1,1 m, danach (ab 1981) auf NN +1,2 m festgesetzt.

In Abb. 16 ist die Entwicklung der Flächen, des Volumens und der mittleren Höhe über MThw dargestellt. Auf den ersten Blick zeigen alle drei Parameter einen ähnlichen Verlauf über die Zeit. Vor allem die Flächen- und Volumenentwicklung hängen eng miteinander zusammen (Korrelationskoeff. = 0,924), während die Entwicklung der Fläche und mittleren Höhe über MThw nur einen geringen Korrelationskoeffizienten (0,612) aufweist. Der Korrelationskoeffizient zwischen Volumen und mittlerer Höhe über MThw beträgt 0,862. Von 1949 bis 1994 hat sich das über MThw gespeicherte Sedimentvolumen von 1,372 Mio. m³ auf 2,999 Mio. m³ mehr als verdoppelt. Gleichzeitig hat sich die Fläche des Außensandes um durchschnittlich 6,5 ha pro Jahr von 394 auf 685 ha vergrößert. Die Entwicklung der mittleren Höhenlage über MThw ist weniger eindeutig. Insgesamt deutet sich eine geringe Anhebung an. Da allerdings gleichzeitig Höhe und Verweilzeit (Abb. 6) der Sturmhochwasser über MThw zugenommen haben, kann hieraus nicht geschlossen werden, daß die Häufigkeit und/oder Dauer der Überflutungen des Außensandes abgenommen haben.

Insgesamt unterliegt der über MThw liegende Außensand über den Beobachtungszeitraum einem positiven Trend, bedingt durch eine kontinuierliche Sedimentzufuhr von der Westflanke des Sandes. Die sehr geringe morphologische Varianz unterstreicht diese Feststellung.

4.2 Parkplatzproblematik

Wie aus der Presse hinlänglich bekannt, sollen die Parkplätze auf dem St. Peter-Ording-Sand aus ökologischen Gründen geschlossen werden. Um der Frage nachzugehen, welche morphologischen Auswirkungen der bisherige Parkplatzbetrieb hatte, wurde in Abb. 17 die Höhen- und Volumenentwicklung über MThw des gesamten Außensandes der des nördlichen Parkplatzes vor Ording gegenübergestellt. Aus der Abbildung wird ersichtlich, daß die Höhen- und Volumenentwicklung des Parkplatzes und des gesamten Außensandes sehr ähnlich verlaufen. Dies wird durch die Korrelationskoeffizienten zwischen den Datenreihen von 0,855 resp. 0,932 untermauert. Es kann somit gefolgert werden, daß der Parkplatzbetrieb zumindest im geomorphologischen Sinne keine unmittelbaren Folgen für die Stabilität des Außensandes hat.

4.3 Dünenentwicklung

Wie in Kap. 2.2 beschrieben, entwickelten sich bereits zwischen 1362 und 1532 Dünen im Bereich St. Peter-Ording. Dieser östlich des heutigen St. Peter-Ording-Sandes gelegene Dünengürtel wurde ab 1864 durch Halmpflanzungen und Aufforstungen zunehmend in seiner Lage festgelegt. Auf dem eigentlichen Sand gab es bis Anfang der 80er Jahre keine nennenswerten Dünenbildungen. Dies änderte sich um 1981, als sich vom Ortsteil Ording



Abb. 16: Flächen-, Volumen- und Höhenentwicklung des St. Peter-Ording-Sandes über MThw (NN +1,1 m bis 1975; NN +1,2 m ab 1981) von 1949 bis 1994

165



Abb. 17: Vergleich der Höhen- und Volumenentwicklung über MThw (NN +1,1 m bis 1975; NN +1,2 m ab 1981) des nördlichen Parkplatzes mit der des gesamten Sandes von 1949 bis 1994

ausgehend in südlicher Richtung ein schmaler Dünenzug zu entwickeln begann. Im Jahre 1994 erreichten einige Dünen vor Ording bereits eine maximale Höhe von NN +8,7 m. Zu dieser Zeit erstreckte der Dünengürtel sich über eine Länge von 4 km von Ording im Norden bis Böhl im Süden und bedeckte eine Fläche von 68 ha. In seinem Verlauf folgt der Dünenzug genau der Grenze zwischen dem Außensand und der Sandsalzwiese.

In Abb. 18 ist die Volumen- und Flächenentwicklung (über NN + 2,0 m) der Düne aufgezeigt. Im Jahre 1981 existierte westlich des alten Dünengürtels keine nennenswerte bzw. stabile Düne. Im Jahre 1984 wurden dann westlich vom Ortsteil Ording neue Dünen in der Wattgrundkarte dargestellt. Wie aus der Abb. 18 hervorgeht, findet seit dieser Zeit eine ziemlich lineare Zunahme des Sandvolumens und der Fläche der Dünen statt. Eine durch die Volumenwerte errechnete lineare Regression ergab eine jährliche Zunahme von 36 000 m³ seit 1982.



Abb. 18: Volumen- und Flächenentwicklung der Düne (über NN +2,0 m) auf dem St. Peter-Ording-Sand von 1981 bis 1994

Anscheinend haben sich die Bedingungen am Anfang der 80er Jahre derart verbessert, daß eine erneute Dünenbildung initiiert wurde. Es stellt sich die Frage nach den Ursachen. In Abb. 12 (mittleres Diagramm) ist dargestellt, wie die Anlandung der Sandbank sowie die Verlandung des Badeprieles zu einer Verbreiterung des trockenen Strandes bis zum Jahre 1981 um gut 1000 m auf über 1500 m führte. Diese Verbreiterung war gerade westlich von Ording besonders ausgeprägt. Somit wurden hier anfang der 80er Jahre ausgedehnte, deutlich über MThw herausragende (trockene) Flächen der Windeinwirkung bzw. äolischen Prozessen ausgesetzt. Der Sandflug wird hierdurch bei entsprechenden Winden sicherlich stark zugenommen haben. Aus der Abb. 5 wird ersichtlich, daß der Anteil dieser zur Initiierung von Sandflug benötigten Winde aus dem NW-Sektor nach einem Minimum Anfang der 70er Jahre kontinuierlich zunimmt. Ein dritter wichtiger Punkt ist die Tatsache, daß der Außensand zwischen den Ortsteilen Ording und St. Peter direkt (ohne dazwischenliegenden

167

Landesschutzdeich) an die alte Dünenkette grenzt. Die für die Dünenbildung erforderliche Flora war hier also schon in unmittelbarer Nähe vorhanden. Diese Faktoren gemeinsam werden die Initialzündung einer neuen Dünenbildung auf dem Außensand ermöglicht haben. Vom Nukleus bei Ording ausgehend konnten sich dann auch weiter nach Süden Dünen entwickeln. Die Lage an der Grenze zwischen Außensand und Sandsalzwiese hängt mit der "sandfangenden" Wirkung der Salzwiesenvegetation zusammen. Das auf dem Außensand im Flug befindliche Material wurde durch die Vegetationsdecke eingefangen und kam in deren Randbereichen zur Ablagerung. Bedingt durch die zunehmende Versandung des Substrats setzte hier anschließend eine Vegetationssukzession ein. Diese Hypothese wird durch das Vorhandensein eines ausgeprägten Salzwiesen-Vegetationshorizontes unter dem südlichen Teil des Dünenzuges erhärtet.

5. Synthese und Ausblick

Auslöser für die Sedimentbewegungen bzw. die Morphodynamik an sandigen Küsten sind die energetischen Einwirkungen aus Seegang, Tide- und Triftströmung auf die Sohle. Vorrangig in der Brandungszone (Vorstrand und nasser Strand) wird Material aufgewirbelt, das bei schräg zur Küste anlaufenden Wellen durch die küstenparallele Strömungskomponente entlang der Küste verfrachtet wird, der sog. Küstenlängstransport oder Longshore Drift. Wenn durch diesen Prozeß mehr Material stromabwärts aus einem Küstenabschnitt exportiert wird als stromaufwärts ins Gebiet eingetragen wird, weicht die Uferlinie zurück. Nur wenn die Erosionen bzw. die Rückverlagerung durch entsprechende Sedimentationen ausgeglichen werden, befindet sich der Küstenabschnitt in einem morphologisch stabilen Zustand. Entlang der schleswig-holsteinischen Westküste existiert südlich von Westerland ein durch das vorherrschende Windklima bedingter südwärtsgerichteter Küstenlängstransport (PARTENSCKY, 1983).

Im Bereich des Süderhever-Seegats wird dieser seegangsbedingte Longshore Drift von der Tidedynamik überlagert. Während der (für die Morphologie des Ebb-Deltas bestimmenden) Ebbephase wird das aus dem Hever-Watteinzugsgebiet ausströmende Tidewasser durch die zu dieser Zeit südwärtsgerichtete Tideströmung im Küstenvorfeld nach Süden abgelenkt. Dies zwingt die Tiderinnen und die dazwischen gelegenen subtidalen Barren im Mündungsbereich, sich ebenfalls südwärts zu drehen bzw. zu verlagern. Das mit dem Küstenparalleltransport in Bewegung befindliche Material wird an der Nordflanke des Deltas teilweise in den subtidalen Barren gebunden und als Resultat eines komplexen Transportmechanismus (EHLERS, 1988) weiter nach Süden transportiert.

Neben den küstenparallelen Sandbewegungen finden im Bereich St. Peter-Ording-Sand auch signifikante quer zur Küste gerichtete Umlagerungen statt. Bei stürmischen Wetterlagen mit erhöhten Wasserständen wird ein Teil des in der Brandungszone aufgewirbelten Materials durch sog. Overwash-Prozesse (u. a. CARTER, 1988) direkt zum trockenen Strand verfrachtet. Ein weiterer Teil des Materials kann auch in entgegengesetzter Richtung zum tieferen Wasser transportiert und dort abgelagert werden (BRUUN, 1962, 1988).

In der Konsequenz ergibt sich folgendes Prozeß-Reaktions-Modell des St. Peter-Ording-Sandes:

Von 1949 bis Anfang der 60er Jahre wich die Westflanke des Sandes durch Brandungseinwirkung bei einem ansteigenden MThw-Niveau in landwärtiger Richtung zurück. Das in der Brandungszone erodierte Material wurde teilweise durch tide- und seegangsbedingte Küstenlängstransporte in das Böhler Prielsystem hinein- und aus dem Untersuchungsgebiet heraustransportiert. Ein weiterer Teil wurde während Sturmhochwasser durch "overwashing" küstenwärts zur Oberfläche und zur Leeseite des Außensandes verfrachtet, wo es nach Abklingen der Sturmflut zur Ablagerung kommen konnte. Diese landwärtige Verlagerung des Sandes als Reaktion auf einen Meeresspiegelanstieg wird mit "Rollover" bezeichnet und stimmt gut mit den Beobachtungen an den nordfriesischen Außensänden überein (TAUBERT, 1982; HOFSTEDE, 1993, 1997).

Ab Ende der 50er Jahre wurde diese ostwärts gerichtete Entwicklung im Bereich des St. Peter-Ording-Sandes durch die Materialanlandung aus einer ehemaligen subtidalen Barre aus dem Süderhever-Seegat überlagert. Die im Ebb-Delta der Süderhever von der Tidedynamik verursachte süd- bis südostgerichtete Verlagerung der Barre wurde mit Annäherung an die Westflanke des St. Peter-Ording-Sandes zunehmend durch Seegangseinwirkung beeinflußt. Unter Einfluß dieser Einwirkung verlagerte die Barre sich bei gleichzeitiger Erhöhung nach Osten in Richtung St. Peter-Ording-Sand. Unmittelbar nachdem die Sandbank aufgetaucht war setzte durch südwärts gerichteten Küstenparalleltransport die Bildung eines Sandhakens ein. Zwischen dem südlichen Teil dieses Hakens und dem Außensand verblieb zunächst eine Rinne, der sog. Badepriel. Da der Meeresspiegel auch während dieser akkumulativen Phase unvermindert anstieg, verlagerte sich die Westflanke des neugebildeten Sandhakens nach Osten und wurde der Badepriel durch "overwashing" zunehmend zugeschüttet (Rollover, s. o.). Bedingt durch diese Verlandung verwischte die Grenze zwischen Sandhaken und trockenem Strand zunehmend, d. h. der Sandhaken verschmolz mit dem trockenen Strand. Die Anlandung des Sandkörpers an der Westflanke des Außensandes war um 1981 abgeschlossen, wobei er vier Stadien in seiner Entwicklung durchlief. Als subtidale Barre im Ebb-Delta der Süderhever angefangen evolvierte er zur Brandungsbank im Vorstrandbereich des Sandes. Anschließend entwickelte er sich zu einem dem Sand vorgelagerten Sandhaken um schließlich als Teil des trockenen Strandes zu enden.

Ab dem Jahre 1981 wurde die morphologische Entwicklung des St. Peter-Ording-Sandes als Reaktion auf das stetig steigende MThw-Niveau wieder durch Rollover-Prozesse bzw. landwärtige Verlagerung der Westflanke bei gleichzeitiger Sedimentation auf dem Außensand dominiert. Insgesamt wurde die Bilanz wieder negativ. Trotz negativer Gesamtbilanz begann, begünstigt durch die große Breite des trockenen Strandes, an der Leeseite des Außensandes die Bildung eines neuen Dünenzuges.

Auch nach 1988 hielten die landwärtige Verlagerung der Westflanke im mittleren und nördlichen Bereich sowie die Dünenbildung an der Leeseite an. Im südöstlichen Bereich dagegen fand erneut ein großer Materialimport statt, dessen Herkunft bisher durch fehlende Kartengrundlagen nicht geklärt werden konnte.

Schlußfolgernd ist festzuhalten, daß die bisherige Stabilität des Sandes im Beobachtungszeitraum durch eine Materialanlandung von etwa 5 Mio. m³ aus einer ehemaligen subtidalen Barre zwischen 1964 und 1981 gewährleistet wurde. Diese Anlandung konnte dank umfassender und detaillierter Kartengrundlagen des Amtes für Land- und Wasserwirtschaft Heide quantitativ nachvollzogen und ursächlich gedeutet werden. Die älteren Kartenaufnahmen deuten daraufhin, daß ähnliche Materialanlandungen auch im Zeitraum 1878 bis 1928 stattgefunden haben. Während die bisherige morphologische Entwicklung des gesamten Sandes somit phasenweise positiv und negativ verlief, unterlag der über MThw herausragende Außensand während des Untersuchungszeitraumes einem positiven Trend. Für den gesamten Sand gemittelt wurde während des Beobachtungszeitraumes eine relativ geringe Intensität der Materialumlagerungen festgestellt, in Randbereichen war die Morphodynamik jedoch wesentlich intensiver.

Die künftige Stabilität des Außensandes wird maßgeblich davon abhängen, ob die durch

Die Küste, 59 (1997), 1-187 170

den MThw-Anstieg verursachte Rückverlagerung der Westflanke auch künftig durch entsprechende Anlandungen großer Sedimentmassen aus der Nordsee ausgeglichen werden kann. Diese Frage gewinnt noch mehr an Bedeutung unter dem Aspekt der erwarteten Beschleunigung des Meeresspiegelanstieges (WARRICK et al., 1995). In deren Folge würden die Rückverlagerungsraten der Westflanke wahrscheinlich noch zunehmen.

Die periodischen Materialanlandungen sind die Folge des großräumigen südwärtsgerichteten Küstenparalleltransportes (Longshore Drift) und der südwärtsgerichtete Barrenverlagerung im Ebb-Delta des Hever Seegats. Eine Verringerung des Küstenparalleltransportes könnte durch Änderungen im Windklima (Süddrehung der transportwirksamen Windrichtungen und/oder Abnahme der Windgeschwindigkeiten) verursacht werden. Es ist derzeit jedoch nicht möglich, wissenschaftlich fundierte Aussagen zum künftigen Windklima zu treffen. Eine wesentliche Änderung in der südwärtsgerichteten Barrenverlagerung erscheint eher unwahrscheinlich.

6. Danksagung

Dank gelten Frau Meike Lobitz und Herrn Carsten Vogt, die im Rahmen eines Praktikums im Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein die morphologischen Rohdaten aufbereitet und im MORAN eingegeben haben. Die Wattgrundkarten wurden vom Amt für Land- und Wasserwirtschaft Heide, Dezernat Gewässerkunde zur Verfügung gestellt.

7. Schriftenverzeichnis

- BRUUN, P.: Sea-level rise as a cause of shore erosion. Amer. Soc. Civil Eng. Proc., Journal of the Waterway and Harbours Division, H. 88: 117–130, 1962.
- BRUUN, P.: The BRUUN-Rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages. Journal of Coastal Research H. 4(4): 627–648, 1988.
- CARTER, R. W. G.: Coastal Environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. Acad. Press, London, S. 617, 1988.

EHLERS, J.: The morphodynamics of the Wadden Sea. A. A. Balkema Publ.: S. 397, 1988.

- FÜHRBÖTER, A. u. H.-H. DETTE: Strandvorspülungen vor der Westküste von Sylt. Die Küste, H. 53: 51–126, 1992.
- HOFSTEDE, J. L. A.: Morphologische Entwicklung der nordfriesischen Außensände. Berichte des Landesamtes für Wasserhaushalt und Küsten, Kiel, H. K1: S. 29, 1993.
- HOFSTEDE, J. L. A.: Meeresspiegelanstieg und Auswirkungen im Bereich des Wattenmeeres. In: LOZAN, J. L. et al. (Hrsgb.). Warnsignale aus dem Wattenmeer: 17-22. Blackwell Wiss. Verlag, Berlin, 1994.
- HOFSTEDE, J. L. A.: Process-response Analysis for the North Frisian Supratidal Sands (Germany). Journal of Coastal Research 13/1: 1–7, 1997.
- KLUG, H. u. A.-C. KLUG: Tourismus als Belastungsfaktor an der Küste. In: LOZAN, J. L. et al. (Hrsgb.). Warnsignale aus dem Wattenmeer: 66–74. Blackwell Wiss. Verlag, Berlin, 1994a.
- KLUG, H. u. A.-C. KLUG: Der Fremdenverkehr als Belastungsfaktor an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste – Raumbeispiele aus Sylt und Eiderstedt. Greifswalder Geogr. Arbeiten, Bd. 10: 157–171, 1994b.
- KLUG, A.-C. u. H. KLUG: Untersuchungen zur touristischen Aufnahmekapazität schleswig-holsteinischer Nordseestrände. Jahresbericht 1994 des FTZ Westküste, Büsum, 69–71, 1995.
- PARTENSCKY, H.-W.: Untersuchungen über die Herkunft der Sedimente infolge von flutraumverändernden Baumaßnahmen in Watt-Priel-Systemen und morphologischen Untersuchungen im Außeneider-Bereich. Gutachten für das Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten Kiel, 143 S. (unveröff.), 1983.

PRANGE, W.: Die Bedeichungsgeschichte der Marschen in Schleswig-Holstein. Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, Bd. 16: 1–53, 1986.

SCHMIDT, H. u. H. VON STORCH: German Bight storms analysed. Nature, H. 365: 791, 1993.

- SCHÜLLER, A.: Zur Morphodynamik des Küstenvorfeldes Innere Deutsche Bucht. Umsatzund Bilanzanalysen. Berliner Geogr. Studien, H. 35, 1991.
- SIEFERT, W.: Umsatz- und Bilanzanalysen f
 ür das K
 üstenvorfeld der Deutschen Bucht. Grundlagen und erste Auswertungen (Teil 1 der Ergebnisse eines KFKI-Projektes). Die K
 üste, H. 45, 1–57, 1987.

TAUBERT, A.: Wohin wandern die Außensände? Nordfriesland, H. 16/1 u. 2.: 37-48, 1982.

WARRICK, R. A., C. LE PROVOST, M. F. MEIER, J. OERLEMANS u. P. L. WOODWORTH: Changes in Sea Level. In: J. HOUGHTON, J. T. (Eds.). Climate Change 1995, the science of climate change. Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge Univ. Press, 1995.

Kurzinformation

Workshop-Serie zu

"Hydrologie, Wasserwirtschaft und Verminderung der Gefahren von Naturereignissen in tiefgelegenen Küsten- und Deltagebieten" (IHP-IV-Projekt H-2.2)

VON WINFRIED SIEFERT

Summary

The fourth phase of the International Hydrological Programme (IHP) of UNESCO which covered the period 1990–1995 was named "Hydrology and water resources for sustainable development in a changing environment". This programme was divided into three subprogrammes, the first of which devoted to hydrological research in a changing environment. The aim of this subprogramme included the improvement of the knowledge of the processes involved in the hydrological cycle and the determination of the manner in which these processes might be described most appropriately to meet the demands for planning, design, construction, maintenance and operation of water management schemes within changing environmental situations including the possibility of climate change.

The sub-programme consisted of five themes (H-1 through H-5), the second of which was of special interest since it was devoted to the relationship between climate variability and hydrologic systems. There are three projects in this theme H-2. The second project in this series concerned "Hydrology, water management and hazard reduction in low-lying coastal regions and deltaic areas in particular with regard to sea level changes".

In the framework of this project three workshops were conducted:

- Storm surges, river flow and combined effects, STORM '91 (Hamburg, Germany, 1991)
- Sea level changes and their consequences for hydrology and water management; SEA-CHANGE '93 (Noordwijkerhout, The Netherlands, 1993)
- Water-related problems in low lying coastal areas, HYDROCOAST '95 (Bangkok, Thailand, 1995)

The project H-2.2 was realized in a mutual effort of the National IHP/OHP Committees of Germany and the Netherlands. In the Netherlands this was carried out by the National Institute for Coastal and Marine Management/RIKZ of the Ministry of Transport, Public Works and Water Management.

Inhalt

1.	Übersicht	174
2.	STORM '91, Hamburg	174
3.	SEACHANGE '93, Noordwijkerhout	175
4.	HYDROCOAST '95, Bangkok	176
5.	IHP-IV-Projekt H-2.2: Endgültige Empfehlungen	178
	5.1 Storm surges, river flow and combined effects	178
	5.2 Sea level changes and their consequences for hydrology and water management	179
	5.3 Water-related problems in low-lying coastal areas	180
	5.4 General remarks	180

1. Übersicht

Die Workshops wurden von der UNESCO veranstaltet und vom deutschen IHP/OHP-Nationalkomitee⁵⁾ mit dem IHP-Nationalkomitee der Niederlande vorbereitet. Es waren drei Workshops, die Teil des IHP-IV-Projektes H-2.2 "Hydrologie, Wasserwirtschaft und Verminderung der Gefahren von Naturereignissen in tiefgelegenen Küsten- und Deltagebieten, insbesondere im Hinblick auf Meeresspiegeländerungen" sind.

Die Themen der Workshops lauteten:

- 1. Sturmfluten, Abfluß der Flüsse und gegenseitige Einwirkungen (Hamburg, April 1991)
- Meeresspiegeländerungen und die Folgen f
 ür Hydrologie und Wasserwirtschaft (Noordwijkerhout, April 1993)
- Hydrologische Regime von Küstengebieten (auch Wassergüte und Sediment) (Bangkok, November 1995).

Die folgenden Texte orientieren sich an den Ergebnissen der Workshops und wurden weitgehend vom IHP/OHP-Sekretariat verfaßt. Dieses Sekretariat ist der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz angegliedert und wird von Herrn Prof. Dr. Karl Hofius geleitet.

2. STORM '91, Hamburg

Vom 8. bis 12. April 1991 fand in Hamburg der Internationale Workshop "Storm Surges, River Flow and Combined Effects" statt. Über 40 Experten aus neun Ländern nahmen an dem Workshop teil. Die Mehrzahl kam aus Ländern, die stark von Sturmfluten betroffen sind. Dieser Workshop sollte den Gedankenaustausch von Experten fördern, die auf dem Gebiet der Sturmflut- und Abflußvorhersage in Delta- und Küstenregionen arbeiten. Während des Workshops waren drei Arbeitsgruppen tätig:

Die Arbeitsgruppe A diskutierte Hochwasserprobleme, die in den oberen Bereichen der Ästuarien sowie den unteren Abschnitten der Flußläufe auftreten. In diesem Zwischenbereich zwischen Ozean und Land bilden sich vielfach Hochwässer aus einer Kombination von Süßwasser und Wasser marinen Ursprungs, insbesondere wenn eine Sturmflut mit einem Hochwasser zusammentrifft.

Die Arbeitsgruppe B diskutierte Probleme der Vorhersage von Sturmfluten, Flußhochwässern und ihren wechselseitigen Auswirkungen und empfahl: Um verläßliche Vorhersagen abgeben zu können, müssen verstärkt Daten gewonnen, Pegel eingerichtet sowie die Analyse von Daten durchgeführt werden. Zur Echtzeitvorhersage müssen Übertragungsmöglichkeiten zu einem Vorhersagezentrum gegeben sein. Es sollte auch die Entwicklung von Modellen verstärkt gefördert werden.

Bei der Wasserstandsvorhersage werden verschiedene Methoden angewandt. Es gibt empirische statistische Verfahren, hydrodynamische Verfahren und Mischmodelltechniken unterschiedlicher Qualität sowie auch einfache Schätzverfahren.

Die angewandten Verfahren hängen von den Anforderungen der Benutzer, ihren Möglichkeiten und von den verfügbaren Daten für die Modelle ab. Datengewinnung und Datenübertragung sind eine der wichtigsten Voraussetzungen nicht nur für Routinevorhersagen, sondern auch um die in Frage kommenden Verfahren zu prüfen und zu eichen, bevor sie

^{*)} Intern. Hydrologisches Programm der UNESCO

Operationelles Hydrologisches Programm der WMO in der Bundesrepublik Deutschland

eingesetzt werden. Da die meisten vorherzusagenden Ereignisse durch Stürme, plötzliche Luftdruckschwankungen oder schwere Regenfälle hervorgerufen werden, ist ein gut funktionierender Wettervorhersagedienst erforderlich.

Die Arbeitsgruppe C bearbeitete die Probleme der Schutzmaßnahmen. Sie hat empfohlen, den Rahmen für einen Hochwasserschutz durch sechs Hauptschritte schematisch darzustellen:

1. Erkennung des Problems

- 2. Begleitende Umstände
- 3. Mögliche Lösungen
- 4. Durchführung
- 5. Auswirkungen der Lösungen hinsichtlich funktionaler Aspekte
- 6. Auswahlmethoden/Unterstützung der Entscheidung.

Für diese Veranstaltung war ein Report vorbereitet worden: W. Siefert und T. S. Murty: Storm Surges, River Flow and Combined Effects, IHP/OHP-Berichte, Sonderheft 4, Koblenz 1991. Die Vorträge sind in einem gleichnamigen Band veröffentlicht worden.

3. SEACHANGE '93, Noordwijkerhout

Vom 19. bis 23. April 1993 wurde in Noordwijkerhout, Niederlande, der Workshop "Änderungen des Meereswasserspiegels und die Konsequenzen für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung", Seachange '93, ausgetragen.

Küstenzonen und Deltabereiche sind sehr gefährdet hinsichtlich Meeresspiegeländerungen. Gleichzeitig sind diese Regionen aber in vielen Ländern dicht besiedelt und infolge der intensiven Nutzung von hohem wirtschaftlichen Wert. Rund ein Drittel aller Menschen leben in niedrig gelegenen Küstenzonen. Probleme ergeben sich aus Übernutzung, Verschmutzung der Küstengewässer durch Abwässer und Abfall, weiteres Bevölkerungswachstum und zunehmende Belastung durch Sturmfluten. Ein Anstieg des Meereswasserspiegels, der aufgrund der prognostizierten Klimaänderungen erwartet wird, würde diese niedrig liegenden Küstenbereiche erheblich beeinflussen. Auf dem Workshop wurden z. B. morphologische Einflüsse, Salzwasserintrusionen, Drainageprobleme und die Auswirkungen zeitlich zusammentreffender Hochwasser von Flüssen und Tide sowie durch Sturmflut verursachte Hochwasserstände entlang der Küste diskutiert.

Hauptthemen des Workshops waren:

- Meeresspiegeländerungen und Landsenkungen (13 Beiträge aus verschiedenen Regionen der Erde)
- Einfluß von Meeresspiegeländerungen und anthropogenen Maßnahmen auf Flußsysteme (6 Beiträge)
- Einfluß auf Salzwasserintrusion und Grundwasser (4 Beiträge)
- Sozio-ökonomische Einflüsse (9 Beiträge)
- Ökologische Einflüsse (1 Beitrag)
- Bewirtschaftung von K
 üstenzonen und Ma
 ßnahmen in bezug auf Meeresspiegelanstieg (6 Beitr
 äge)

Die Teilnehmer des Workshop Seachange '93 haben Empfehlungen erarbeitet, die sich wie folgt zusammenfassen lassen:

 In Anbetracht möglicher Meeresspiegeländerungen müssen die bestehenden hydrometrischen Meßnetze verbessert werden. Die Meßtechniken sollten standardisiert werden. Richtlinien für die Datenerfassung sollten erarbeitet werden.

Die Küste, 59 (1997), 1-187

176

- Entwicklungsländer, die bei der Meeresspiegeländerung besonders gefährdet sind, sollten intensivere Unterstützung erhalten (nachhaltige Küstenzonen – Bewirtschaftung).
- Sturmfluten richten in wenigen Stunden vielfach größere Schäden an als eine Meeresspiegeländerung, die Erforschung ihrer Entstehung muß daher in hohem Maße gefördert werden.
- In Anbetracht zahlreicher noch nicht erforschter Phänomene und deren Konsequenzen in der Vorhersage sollte die Forschung intensiviert werden, um die einzelnen Prozesse besser verstehen und eine verbesserte Quantifizierung durch Modellrechnungen erreichen zu können.
- Anthropogene Aktivitäten in besonders gefährdeten Gebieten sollten durch Planungsrichtlinien und Öffentlichkeitsarbeit gesteuert werden, um mögliche Schäden zu minimieren.
- Entscheidungsträger sollten das Informationsangebot über die Konsequenzen einer möglichen Meeresspiegeländerung intensiver wahrnehmen. Besonders hingewiesen sei hier auf die Gefährdung bestehender und zukünftiger Trinkwasservorkommen.
- Zur Erfassung aller relevanten Daten zur Meeresspiegeländerung sollten bestehende internationale Datenzentren ausgebaut werden.

Die Vorträge sind in dem Proceedingsband "Sea level changes and their consequences for hydrology and water management" veröffentlicht worden. Dieser Band liegt beim IHP/ OHP-Sekretariat, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Postfach 309, 56068 Koblenz vor.

4. HYDROCOAST '95, Bangkok

Innerhalb des globalen Luftmassenaustausches haben die Tropen einen hohen Anteil. Sie sind im Rahmen der allgemeinen Zirkulation die entscheidende Antriebskraft. Im tropischen Klimagürtel verursacht die enge Wechselbeziehung zwischen den Wassermassen der Ozeane und der Atmosphäre eine Vielzahl natürlicher Phänomene, die vielfach, z.B. in Form von Taifunen, katastrophale Auswirkungen auf Bevölkerung und Wirtschaft haben können. Gleichzeitig ist diese Region gegenwärtig in einer rasanten wirtschaftlichen Entwicklung, und anthropogene Aktivitäten beeinflussen die natürlichen Prozesse.

Asien und die Region des Indischen und Pazifischen Ozeans weisen den größten Wassermassenanteil der Welt auf. Entlang der asiatischen und pazifischen Küstenlinie finden sich eine Vielzahl tiefliegender Küsten- und Deltagebiete sowie wertvolle natürliche Ressourcen. Diese tiefliegenden Gebiete werden häufig überflutet, und zwar sowohl von der Meeresseite (Sturmfluten) als auch von Hochwässern aus Flüssen, die diese Gebiete durchqueren. Taifune, Sturmfluten und andere natürliche Kalamitäten sind ständige Bedrohungen. Grundwasser weist nur sehr geringe Flurabstände auf, und Salzwasserintrusion ist ein beständiges Risiko. Die Böden, insbesondere in den Deltagebieten, sind sehr fruchtbar bei hoher Wasserspeicherkapazität. Küstengebiete gehören zu den produktivsten Gebieten der Erde, sowohl biologisch als auch ökonomisch. Der Bevölkerungsanteil in diesen tiefliegenden Küstengebieten beträgt ca. 60 % der Weltbevölkerung.

Die schnelle Entwicklung der Nutzung der Ressourcen im Bereich der Küstenlinie und in den vorlagernden marinen Bereichen resultiert in einer ständig wachsenden Bevölkerung. Eine Vielzahl ökonomischer Möglichkeiten, Arbeitsplätze und die Hoffnung auf bessere Lebensumstände verursachten einen ständigen Menschen-Zustrom aus dem Inland. Beispielhaft sei hier Bangkok genannt, das 1953 ca. 1 Million und 1985 bereits 5 Millionen Einwohner zählte. Gegenwärtig wird die Zahl auf 8 Millionen geschätzt, und es wird erwartet, daß bis zum Jahr 2000 ca. 10 Millionen Menschen in Bangkok leben und arbeiten wollen. Die sozioökonomischen Bedingungen von Bangkok haben sich in diesem Zeitraum total geändert. In der Vergangenheit boten eine Vielzahl kleiner und größerer Kanäle Transportmöglichkeiten für Bootslasten, sie boten Wasserver- und -entsorgung. Heute findet der Transport von Gütern im wesentlichen auf Straßen statt, während die meisten Kanäle nur noch Touristenattraktionen sind und die Wasserentsorgung übernehmen. Die Vielzahl kleiner Häuser entlang der Kanäle ist Betonbauten gewichen, und das typische asiatische Leben am Wasser läßt sich nur noch vereinzelt finden. Die Wasserversorgung erfolgt mittels Grundwasser. Übermäßige Grundwasserentnahme führt ihrerseits zu Landsenkung und zu Salzwasserintrusion. Die Höhenlage von Bangkok über NN ist nur 1–1,5 m, und zur Vermeidung von Überschwemmungen aus Sturmfluten und/oder Hochwasserwellen aus dem Inland sind strukturelle (Pumpen, Kanäle, Deiche, Polder) und nichtstrukturelle Maßnahmen (Information, Landnutzungsplanung) erforderlich, um die weitere Entwicklung der Stadt zu ermöglichen und Bestehendes zu schützen.

Der ständig steigende Bevölkerungsdruck, die schnelle ökonomische Entwicklung und Megacities führen weltweit zu einer Ausbeutung der Küsten-Ressourcen, intensiver Beeinträchtigung der Wasserqualität und zu Konflikten bei der Ressourcen-Nutzung.

Natürlich bestehen derartige Probleme nicht nur in den tiefliegenden Küstengebieten der Tropen, auch in den gemäßigten Klimabereichen bestanden und existieren ähnliche Probleme. Freilich unterliegen diese Gebiete der westlichen Länder keinem derartigen Bevölkerungsdruck, die ökonomische Entwicklung ist mehr kontrolliert, und als Hilfsmittel für die Ressourcenplanung steht die Umweltgesetzgebung zur Verfügung. Zahlreiche Fragestellungen über den Ablauf natürlicher Prozesse in tiefliegenden Küstengebieten und zur operationellen Bewirtschaftung der Ressourcen dieser Gebiete sind jedoch noch offen und fordern weitere Untersuchungen.

Bei dem dritten und letzten Workshop zu o.g. IHP-IV-Projekt im November 1995 diskutierten die Teilnehmer vor dem Hintergrund der bisherigen Arbeitsergebnisse Lösungsansätze, Forschungsvorschläge, Bewirtschaftungsstrategien und die Problematik der Öffentlichkeitsarbeit und politischen Meinungsbildung. Hier die wichtigsten Aussagen:

Einflüsse auf Küstengebiete entstehen durch verschiedene Maßnahmen, z. B. wirtschaftliche Sandnutzung in Flußmündungen und an Küsten, Korallenabbau, Garnelen-Farmen, Salzwasser-Intrusion. Das Eindringen von Salzwasser in die Küstengebiete ist bedingt durch übermäßige Grundwasserentnahme, insbesondere in größeren urbanen Gebieten und Gebieten mit intensiver landwirtschaftlicher Bewässerung aus Grundwasser. Fehlende Wasserentsorgung und industrielle Schmutzwasser verursachen extreme Wasserverschmutzung, zerstören gerade die Ressourcen, die anfänglich der Grund für die Entwicklung waren.

In Anbetracht des zunehmenden Entwicklungsdruckes ist es erforderlich, Entwicklungspläne für Küstenzonen zu erstellen. Für die Planerstellung sind umfassende Untersuchungen sowohl der biotischen als auch der abiotischen Komponenten der Küstenzone Voraussetzung.

Die negativen Aspekte vieler Entwicklungen sind den Bewohnern bis zu einem gewissen Grad bewußt. Jedoch bestehen gerade in Entwicklungsländern vielfach keinerlei Alternativen für ein minimales Grundeinkommen. Integrierte Küstenbewirtschaftung ist eine unbedingte Forderung und muß auch diese sozioökonomischen Aspekte berücksichtigen. Problembereiche von besonderer Bedeutung sind:

• Schutzzonen zur Erhaltung der Wasservorkommen und zum Schutz vor Küstenerosion: keine intensive Bewirtschaftung, keine Baggerungen vor der Küste

Die Küste, 59 (1997), 1-187

178

- Erhaltung oder Revitalisierung natürlicher Ökosysteme im Küstenbereich, z. B. Mangroven, Feuchtgebiete, Dünen
- Garnelen-Farmen verursachen Eutrophierung und sind Herde von Krankheitskeimen. Eine weitere ungesteuerte Entwicklung dieser Intensivmast muß durch geplante Bewirtschaftung ersetzt werden.
- Bei der Gewinnung von Öl und Gas sind Umweltgesetze sowie Kontrollorgane erforderlich.
- Bei der Errichtung neuer Strukturen und Bauwerke ist eine Umweltverträglichkeitsuntersuchung erforderlich.
- Für die Bewirtschaftung der Einzugsgebiete muß eine Gesamtplanung erstellt werden. Entwaldungen, großflächige Bodennutzungsänderungen sowie Staudammhaltung beeinflussen massiv auch die Küstengebiete. Dies trifft auch für den Einsatz von Pflanzenschutzmitteln und Nährsalzdüngern zu.
- Die Produktion umweltschädlicher Produkte sollte durch Gesetzgebung gesteuert und das Verursacherprinzip nach ökologischen Gesichtspunkten durchgesetzt werden.
- Für die integrierte Küstenbewirtschaftung sollte nur eine Institution mit klarer hierarchischer Gliederung verantwortlich sein. Die bestehende Vielfalt an zuständigen Institutionen gerade in Entwicklungsländern verhindert eine geeignete Planung.

Integrierte Küstenbewirtschaftung ist in Asien und in den westlichen Ländern kein Novum. Jedoch wird in Zukunft der sektorale Ansatz durch den interdisziplinären Ansatz ersetzt werden müssen. Aus- und Fortbildung auf diesem Gebiete müssen hohe Priorität behalten und Erfahrungsaustausch und Technologietransfer zwischen den einzelnen Ländern auch in Zukunft stark gefördert werden. In diesem Zusammenhang wurde beschlossen, den Stand des Wissens auf dem Gebiet der Sturmflutforschung neu zu fassen. Diese Arbeit ist inzwischen angelaufen (Prof. Dr. Murty, Australien; Prof. Dr. Dube, Indien sowie Frau Dr. Gönnert und Unterzeichner). Der deutsche Anteil wird durch den BMBF im Rahmen des KFKI-Projektes "Windstauanalysen" gefördert. Daneben ist auch das IHP/OHP-Sekretariat unterstützend tätig.

Die Politiker sind gefordert, entsprechende Gesetzgebung zu veranlassen, kompetente Behörden zu schaffen und vom Reagieren zu einem aktiven Planungsansatz überzugehen.

Die Proceedings zu HYDROCOAST '95 sowie eine Zusammenfassung des Workshops (in Englisch) können in begrenztem Umfang bei der Bundesanstalt für Gewässerkunde, IHP/OHP-Sekretariat angefordert werden.

5. IHP-IV-Projekt H-2.2: Endgültige Empfehlungen

Die Angabe in Kap. 2 bis 4 teilweise wiederholend, wurden die folgenden "final recommendations" verabschiedet:

5.1 Storm surges, river flow and combined effects

In the upper reaches of estuaries and the lower portions of rivers floods occur from a combination of fresh water and marine causes, in particular when a storm surge in the sea coincides with a fresh water flood downstream. Flooding may also occur in creeks and tidelocked water courses when fresh water ist unable to discharge due to sustained high sea water levels.
It is well known that both causative phenomena (i.e. surges and river floods) are initiated by weather conditions; wind and low pressure in the marine case, and rainfall in the freshwater case. Both are modified by the topographies of the estuary and the river basin.

In global terms, hurricanes are encountered in the tropical belt where storm surge and flooding conditions are most severe. However, other combinations of conditions have resulted in disastrous floods in the temperate regions. Flooding is also aggravated by other factors as tides, seiches and wind waves.

If the same low pressure system causes heavy rainfall in an estuary catchment, the flooding can then be much aggravated by fluvial flooding. The fluvial input is a function of catchment factors, in particular the lag time.

Heavy rainfall inland is sometimes coinciding with a storm surge propagating upstream into a river, the runoff from which causes a flood wave which propagates down the river. Hence storm surge forecasting can involve an upstream directed storm surge and a downstream directed flood wave.

Data have to be measured, gauges have to be installed, and there must be data analysis before it is possible to make a forecast. For real time forecasting there must be some means of transmitting the data concerned to the forecasting center. There should also be an effort in developing models.

Different methods are applied with regard to water level forecasting. There are empirical statistical methods, hydrodynamical methods and hybrid modelling techniques on different levels of quality, but also rules of thumb. The techniques used depend on the demands of the users, their ability to handle these techniques and of course on the data available to feed these models. Data acquisition and transfer is one of the most important presuppositions not only for routine forecasting but also to prove and calibrate the methods in question before they are established. As most of the events to be forecasted are generated by storms, sudden air pressure changes or heavy rainfall, a well operating weather forecast service may also be a prerequisite.

As to the methods already established, especially in the developed countries, a trend towards using numerical models is to be seen. There is an increasing demand for more precise weather forecasts. Special attention is drawn to possible climatic changes such as sea level rise which might affect coastal areas seriously.

Effectiveness of the methods used may differ from place to place. Up to now no method is perfect and the methods have still to be improved. Even if the method works sufficiently the technical equipment may be a weak link. A breakdown in the telecommunication system or deficiency in the data measuring system means loss of necessary information.

Data sampling has to be improved, which means that hydrological and meteorological networks have to be extended.

5.2 Sea level changes and their consequences for hydrology and water management

Investigations on the phenomena affecting sea level change, which are essential for impact and response strategies, should be promoted more intensively for the future. Much effort is being channelled into the study of slow and gradual sea level variation whereas the much more important and relevant causes of sea level change, such as cylones, are either ignored or paid little attention to. One storm surge event can cause more erosion in a few hours than a gradual sea level change could do on a much longer time scale. The term sea level rise should be replaced by sea level variation since sea level is decreasing at some locations around the globe. All the tide gauge networks around the globe should properly be related to each other through the identification of common datums.

UN agencies should help developing countries with detailed numerical models and oberservational programmes to assess sea level changes and impacts in their local areas. The Intergovernmental Oceanographic Commission's (IOC) Global Sea Level Observing System (GLOSS) has gone some way towards this with the development of Regional Networks. Here, gauge distribution is more concentrated than in the global network and data can be analysed in terms of local problems, for example storm surges and statistics of sea level extremes. Regional components will also allow the local exchange of data, ideas and equipment.

In the framework of the International Panel on Climate Change (IPCC) of UNESCO activities are stimulated worldwide by the analysis of phenomena as climate change, the possible impacts and the response strategies.

5.3 Water-related problems in low-lying coastal areas

The present problems of the sustainable use and development of coastal areas are already critical in many countries. The problems result from the conflict between different human uses of coastal land and near-shore waters, overexploitation of renewable coastal resources, discharge of wastes and effluents to coastal waters, increasing hydrographic stresses, such as storm and sea level rise and the rapid growth of coastal population. There is a certain awareness of the negative impact of many local activities, but there are not always alternatives to give people access to a minimum income, especially in developing countries.

Water is such a primary good that often secondary effects (subsidence, sediment starvation, salt water intrusion) and sometimes even primary effects (major diversion from basin to basin) are ignored initially. A reactive response is a common policy. A change to an active planning approach is requested.

There is an urgent need to increase the public and political awareness of the impacts on coastal zones. This communication should be done at the appropriate level and by using an appropriate language. One possibility to improve communication would be the involvement of Non-Governmental Organizations (NGOs).

5.4 General remarks

As an outcome of all three workshops it was felt that training activities could be of great benefit for the management of coastal areas. For the region of South East Asia – having the longest shoreline – an International Centre of Coastal Resources and Phenomena should be established.

The cooperation between the UNESCO Division of Water Sciences and the IOC should be strengthened. Standardization and drafting guidelines to receive comparable data sets and a free and unrestricted international exchange of such data sets in case of non-commercial use would be of valuable benefit for a world wide network of institutes working in this field.

Attention has to be drawn to the WMO activities with the Tropical Cyclone Programme and its involvement in the field of hydrology.

The three workshops have been very successful in bringing together people of different countries, of different disciplines and different attitudes, e.g. scientists versus coastal zone management experts. The success was for a great part due to the fact that the last workshop was held in a region with a densely populated and intensively used shoreline, – Southeast Asia -, so many delegates of that region could participate.

Detailed recommendations of all working groups have been distributed to UNESCO and other agencies and are also published in *IHP/OHP-Berichte*, *Sonderheft 8*, 1996.

Organizing committee:

W. H. Gilbrich, UNESCO, Paris
A. Das Gupta, Thailand
K. Hofius, Germany
S. Jelgersma, The Netherlands
J. Jensen, Germany
R. Loof, GTZ at AIT, Thailand
J. G. de Ronde, The Netherlands
W. Siefert, Germany
Suphat Vongvisessomjai, Thailand
H.-J. Stigge, Germany
G. Strigel, Germany
A. van Urk, The Netherlands

"Coastal Zone Dynamics" im Rahmen der internationalen Konferenz "Dynamics of ocean and atmosphere" in Moskau, Rußland

Von HANS KUNZ

Zusammenfassung

Der Beitrag berichtet über den Themenblock "Coastal Zone Dynamics" der in die internationale Konferenz "Dynamics of ocean and atmosphere" eingebunden war, die im November 1995 in Moskau, Rußland stattfand.

Summary

The paper reports the section "Coastal Zone Dynamics", which had been part of the international conference "Dynamics of ocean and atmosphere", performed November 1995 in Moscow, Russia.

Im November 1995 fand die viertägige internationale Konferenz "Dynamics of ocean and atmosphere" in Moskau, Rußland statt. In diese Konferenz war ein Themenblock eingebunden, der sich mit Küstenproblemen befaßte. Wegen Geldmangels gelang es nicht, die Vorträge der Konferenz gedruckt zusammenzustellen. Es liegt lediglich ein kleines Buch vor, in dem Kurzfassungen zusammengestellt sind (s. u.).

Die Konferenz behandelte in drei zeitgleich verlaufenden Vortragsreihen (sections) die folgenden Themenblöcke, denen sich jeweils die in Klammern ausgewiesene Anzahl von Vorträgen und Postern zuordnete:

Section 1.	Large-scale dynamics of ocean and atmosphere
	(35 Vorträge und 11 Poster).
Section 2.	Mesoscale variability
	(20 Vorträge und 13 Poster).
Section 3.	Air-sea boundary layers interactions
	(19 Vorträge).
Section 4.	Waves in the atmosphere and ocean
	(19 Vorträge).
Section 5.	Laboratory modelling of ocean and atmosphere dynamics
	(18 Vorträge und 2 Poster).
Section 6.	Turbulence, mixing processes, fine structure
	(23 Vorträge und 15 Poster).
Section 7.	Coastal Zone dynamics

(31 Vorträge und 8 Poster).

Die Parallel-Veranstaltungen fanden in den Räumen der gastgebenden Institutionen, dem P. P. Shirshov Institute of oceanology, Russian Academy of Science (RAS), Institute of atmospheric physics RAS und dem Moscow Institute of Physics and Technology statt. Die Forschungsstelle Küste des niedersächsischen Landesamtes für Ökologie, Norderney und das P. P. Shirshov Institut für Ozeanologie in Gelendzhik/Moskau haben im Jahre 1994 für das KFKI-Forschungsvorhaben "Vorstrand- und Strandaufspülungen im Bereich von Buhnen- Deckwerks-Systemen" eine gemeinsame Meßkampagne auf Norderney ausgeführt. Wir wurden daher gebeten, uns an der Konferenz mit Beiträgen zu beteiligen, die sich dieser Zusammenarbeit thematisch zuordnen. So kam es zur Teilnahme des Verfassers mit zwei Vorträgen (siehe Nr. 14, 15) und einem Poster (siehe Nr. P1) der Forschungsstelle sowie mit einer gemeinsamen russisch-deutschen Präsentation (siehe Nr. 23).

Die Konferenzteilnehmer sind im Anhang des o.a. Kurzfassungs-Bandes namentlich aufgeführt. Danach haben sich 337 Personen aus 24 Ländern beteiligt, von denen knapp 70 % in Rußland leben und nur etwa 10 % den USA und den EU-Ländern zuzurechnen sind. Bei diesen Angaben ist jedoch zu berücksichtigen, daß als Teilnehmer die Autoren aufgelistet sind, deren Beiträge angenommen wurden und nicht die tatsächlich teilnehmenden Personen. Insbesondere von den ausländischen Autoren waren wesentlich weniger Personen bei der Konferenz anwesend, als ausgewiesen. Für einige Länder entfiel die Teilnahme vollständig, so daß auch die angegebene Länderzahl geringer als angegeben war. Die Konferenz wurde daher stärker von russischen Wissenschaftlern geprägt, als es ursprünglich vorgesehen war.

Hervorgehoben werden sollen hier zwei Eindrücke: die herzliche Gastfreundschaft und der ausgeprägte Wunsch, die fachliche Zusammenarbeit mit dem "Westen" zu verstärken. Die Konferenz-Beiträge bestätigten, daß die gewünschte wissenschaftliche Zusammenarbeit durchaus von beiderseitigem Interesse ist. Zur Information, aber auch als Anstoß gedacht, über deutsch-russische Zusammenarbeiten bei Küstenproblemen nachzudenken, sind im folgenden für den Themenschwerpunkt "Coastal Zone Dynamics" (section 7) die Vortrags- sowie Poster-Themen mit Angabe der Personen und Institutionen zusammengestellt. Die Organisation und Leitung dieses Konferenz-Teiles hatten die russischen Professoren R. D. Kos'yan (Southern branch of P. P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik) und G. I. Shapiro (P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Moskau).

Vorträge

- 1. E. D. Barton (School of Ocean Sciences, University of Wales, UK: Eddy production downstream of an oceanic island (eingeladener Sprecher).
- 2. A. G. Zatsepin u. G. J. Shapiro (P. P. Shirshov Institute of oceanology/RAS; Rußland): Theoretical and laboratory study of a gravity current over a steep continental slope.
- 3. S. Cremes Cordero, E. Salustie u. R. Serravall (Dep. of Physics, University of Rome "La Sapienza", Italien): On the Ertel theorem in presence of a mild entrainment and friction.
- T. Talipova u. E. Pelinovsky (Institute of Applied Physics/RAS, Rußland) u. E. Kit (Tel-Aviv University, Israel): Numerical simulation of wind wave transformation in the coastal zone within the Korteweg - de Vries equation.
- E. N. Michailova, V. A. Ivanov, A. I. Kubryakov u. N. B. Shapiro (Marine Hydrophysical Institute NASU, Ukraine): Numerical modelling of the currents on the northwest shelf of the Black Sea.
- I. M. Ovchinnikov, V. B. Titov u. V. G. Krivosheya (Southern Branch of P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland): Some features of water dynamics in the nearshore zone of the Black Sea.

- V. G. Krivosheya, E. A. Kontar, Y. F. Lukashov, I. I. Volkov, I. M. Ovchinnikov (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland) u. F. Nyffeler (LIMNO-OCEAN-Research Group of Neuchatel University, Schweiz): The studies of structure and dynamics of nearshore anticyclonic eddies in the NE part of the Black Sea.
- 8. E. Ozsoy (Institute of Marine Sciences, Türkei): Coastal ocean processes in the Southwest Black Sea.
- 9. B. I. Samoljubor u. M. V. Sluev (Department of Physics, Moscow State University, Rußland): The structure of turbidity currents. Analysis and simulation.
- 10. B. I. Samoljubor u. O. A. Tolkatcheva (siehe Nr. 9): Sediment concentration distribution in turbidity current. Analysis and Simulation.
- 11. B. I. Samoljubov u. L. V. Silaeva (siehe Nr. 9): Suspended particles size spectra and their connection with the turbidity current structure.
- 12. N. Speranski (P. P. Shirshov Institute of oceanology/RAS, Rußland): Pulsations of longshore sediment transport along a sandy spit.
- R. D. Kos'yan (Southern branch of P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland), S. Y. Kuznetsov u. N. V. Pykhov (P. P. Shirshov Institute of Rußland): Mechanisms of sand suspension by irregular waves at the rippled and flat beds.
- 14. H. Kunz (NLÖ-Forschungsstelle Küste [Coastal Research Station] des Niedersächsischen Landesamtes für Ökologie, Deutschland): Stabilization of exposed sandy beaches by a combined system of groynes, seawalls and beach replenishment: The research and monitoring program for the stabilization of the Norderney-barrier island.
- 15. H. D. Niemeyer, R. Kaiser, H. Knaack u. H. Kunz (siehe Nr. 14): Fate of a combined shoreface and beach nourishment.
- 16. E. A. Kontar (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland): Experimental study of the bottom boundary layer's dynamics in the coastal zones.
- 17. C. N. K. Mooers (University of Miami) u. M. Garcies (Universidad Politecnica de Catalunya, Spanien): Generation, propagation, and dissipation of near-inertial motions in a baroclinic boundary jet (eingeladene Sprecher).
- V. N. Zyryanov (Institute of Water Problems/RAS, Rußland): On a tidal residual mass transport on a shallows.
- S. L. Meschanov u. G. I. Shapiro (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland): Spatial-temporal variability of Mediterranean water distribution in the Northern East Atlantic.
- S. Monserrat (Dept. de Fisica, Universitat de les Illes Balears, Spain Instituto Mediterrano de Estudios Avanzados, IMEDEA [CSIC-UIB], Spanien) u. A. Rabinovich (Tsunami Center Moscow, Rußland): On the nature of extreme atmosphere-induced seiche oscillations (meteorological tsunamis).
- 21. S. S. Ivanov (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland): Non-linear numerical model of bottom sedimentary transport.
- 22. G. V. Matushevsky u. A. V. Kabatschenko (State Oceanographic Institute, Rußland), G. V. Glazunov (Inst. of Numerical Mathematics/RAS, Rußland), V. B. Korobov (Moscow Inst. of Physics and Technology, Rußland), S. S. Strekalov (Sojuzmorniiprojekt, Rußland) u. M. M. Zaslavskii (P. P. Shirshov Institute of Oseanology/RAS, Rußland): A system for hindcasting wind and wind waves parameters in deep, shallow seas and nearshore regions.
- 23. A. Kalinitchenko (Dept. of Oceanology, Moscow State University, Rußland), R. D. Kos'yan (Southern branch of P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland),

186

S. Kuznetsov (P. P. Shirshov Inst. of Oceanology/RAS, Rußland) u. H. Kunz (NLÖ-Forschungsstelle Küste [Coastal Research Station] des niedersächsischen Landesamtes für Ökologie, Deutschland): On suspended sand flux fluctuations and net suspended flux in a surf zone.

- 24. V. V. Zhmur u. L. A. Kravtchenko-Berenzhnaya (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland): Intensive density currents in the near bottom layer on the inclined bottom: turbid streams, internal bores.
- 25. V. I. Vlasenko u. V. L. Ivanov (Marine Hydrophysical Institute NASU, Ukraine): Intensive internal waves on the Crimea shelf.
- 26. V. V. Voronovitch, V. I. Shrira u. N. G. Kozhelupova (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland): On the explosive instability of vorticity waves.
- 27. A. I. Ginzburg (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland), N. N. Golenko u. V. T. Paka (Atlantic branch of P. P. Shirshov Inst. of Oceanology/RAS, Rußland): On mechanisms of shelf water transport from the Middle Atlantic Bight Shelf.
- 28. I. Kantardgi u. N. Sapova (Ecology Institute, Rußland): Wave-currents interaction in the surf zone.
- 29. N. A. Sorokina u. E. G. Moiseyer (Marine Hydrophysical Institute NASU, Ukraine): Time water-transparance variability near Guinea.
- S. M. Antsyferov (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland) u. J. E. Calo (Instituto Argentino de Oceanografia, Argentinien): Distribution of concentration of sediments, suspended by tidal flow.
- 31. V. T. Paka u. B. V. Chubarenko (Atlantic branch of P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland): Field study for ecological modelling for vistula lagoon.

Poster

- P 1. H.-J. Stephan u. H. Kunz (NLÖ-Forschungsstelle Küste [Coastal Research Station] des niedersächsischen Landesamtes für Ökologie, Deutschland): Dynamics of barrier islands-case study for Juist, East Frisia.
- P 2. S. B. Kuklev u. N. V. Esin (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland): Abrasion shore profile evolution under sea level changes.
- P 3. N. N. Siuitsina (Marine Hydrophysical Institute NASU, Ukraine): Computer research of suspended sediment transport.
- P 4. G. V. Matushevsky u. I. M. Kabatchenko (State Oceanographic Institute, Rußland): A heuristic-hydrodynamical model of wind waves in the surf zone.
- P 5. V. N. Pelevin u. V. V. Rostovtseva (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland): Attenuation and diffuse reflection of light in sea-water as a source of information about suspended and dissolved matter in shelf areas.
- P 6. G. I. Shapiro, S. L. Meschanov (P. P. Shirshov Institute of Oceanology/RAS, Rußland) u. E. N. Mikhailova, N. B. Shapiro (Marine Hydrophysical Institute NASU, Ukraine): Structure of coastal upwelling in the North Eastern Black Sea.
- P 7. I. V. Fine (Institute of Heat and Mass Transfer, Weißrußland), S. Monserrat (Dept. de Fisica, Universitat de les Illes Balears, Spain Instituto Mediterraneo de Estudios Avanzados, IMEDEA [CSIC-UIB], Spanien) u. A. B. Rabinovich (Tsunami Center, Moscow, Rußland): Numerical modelling of long waves in the region of the Balearic Islands, Western Mediterranean.

P 8. F. Nyffeler, I. I. Volkov, V. G. Krivosheya, Y. F. Lukashov, I. M. Ovchinnikov u. E. A. Kontar (alle Autoren siehe Nr. 7): Distribution of the suspended matter in the NE part of the Black Sea.

Zu den Vorträgen und Postern gibt es die eingangs erwähnte Zusammenstellung sehr straffer Kurzfassungen in Form eines kleinen Buches. Dieses enthält auch die Anschriften der zugeordneten Institutionen. Das Buch ist beim Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), Kiel vorhanden und kann von dort (Bücherei) angefordert werden.

Anschrift des Verfassers: Kunz, Hans, Dr.-Ing. habil., Dir. u. Prof. Zuschlag 12 26127 Oldenburg