Die Küste

ARCHIV FUR FORSCHUNG UND TECHNIK AN DER NORD= UND OSTSEE

ARCHIVE

FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST



Die Küste, 56 (1994), 1-169

Die Küste

ARCHIV FUR FORSCHUNG UND TECHNIK AN DER NORD= UND OSTSEE

ARCHIVE FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST

HERAUSGEBER: KURATORIUM FUR FORSCHUNG IM KUSTENINGENIEURWESEN

Heft 56 - 1994

DRUCK UND KOMMISSIONSVERLAG: WESTHOLSTEINISCHE VERLAGSANSTALT BOYENS & CO. HEIDE I. HOLST. Die Küste, 56 (1994), 1-169

ISSN 0452-7739 ISBN 3-8042-0752-9

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

GOLDENBOGEN, ROLAND, Dipl.-Ing., An der Mühle 5, 26548 Norderney; JESPERSEN, MARGOT, Lektor, Øster Voldgade 10, DK 1350 Kopenhagen K; LAMPE, REINHARD, Prof. Dr. rer. nat. habil., Billrothstr. 2, 17489 Greifswald; LIEBIG, WOLFGANG, Dipl.-Math., An der Mühle 5, 26548 Norderney; RASMUSSEN, ERIK, Lektor, Øster Voldgade 10, DK 1350 Kopenhagen K; SCHMELZER, NATALIJA, Dr. rer. nat., Dierkower Damm 45, 18146 Rostock; SCHROEDER, ERNST, Dipl.-Ing., An der Mühle 5, 26548 Norderney; SCHULZ, WERNER, Dr., Pampower Str. 66/68, 19061 Schwerin; STENGEL, TORSTEN, Dr.-Ing., Grotefendstr. 1, 30167 Hannover; STIGGE, HANS-JOACHIM, Dipl.-Ing., Platz der Freundschaft 14, 18059 Rostock; ZIELKE, WERNER, Prof. Dr.-Ing., Lönsweg 31, 30826 Garbsen

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

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

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

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

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

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

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

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

STIGGE, Hans-Joachim, DiplIng. Die Wasserstände an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns 1	1
LAMPE, Reinhard, Prof. Dr. rer. nat. habil. Die vorpommerschen Boddengewässer – Hydrographie, Bodenablagerungen und Küstendynamik	5
SCHMELZER, Natalija, Dr. rer. nat. Die Eisverhältnisse in den Küstengebieten von Mecklenburg-Vorpommern 5	1
SCHULZ, Werner, Dr. Strukturelle Typisierung der Steilufer an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns	7
JESPERSEN, Margot, Lektor RASMUSSEN, Erik, Lektor Koresand – Die Entwicklung eines Außensandes vor dem dänischen Wattenmeer7	9
STENGEL, Torsten, DrIng. ZIELKE, Werner, Prof. DrIng. Der Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs auf Gezeiten und Sturmfluten in der Deutschen Bucht	93
LIEBIG, Wolfgang, DiplMath. Schließen von Lücken in Pegelaufzeichnungen	19
GOLDENBOGEN, Roland, DiplIng. Erste Ergebnisse empirischer Modellierung der Morphodynamik eines Watteinzugsgebietes am Beispiel der Dithmarscher Bucht	35
SCHROEDER, Ernst, DiplIng. Parametrisierungen morphodynamischer Strukturen von Watteinzugsgebieten für empirisch-konzeptionelle Modellierungen 15	51

Vorwort

Als Nachfolgeorganisation des Küstenausschusses Nord- und Ostsee hat das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) seit 1973 die Planung und Durchführung von übergreifenden, praxisbezogenen Forschungsprojekten an der Nord- und Ostsee koordiniert und mit Unterstützung durch Mittel des damaligen Bundesministers für Forschung und Technologie finanziell gefördert. Als Organ des KFKI hat es sich die KÜSTE als Archiv für Forschung und Technik im Küsteningenieurwesen zur Aufgabe gemacht, insbesondere die Ergebnisse dieser Forschungsarbeiten, aber auch darüber hinaus wertvolle Beiträge aus Instituten und dem universitären Bereich der Öffentlichkeit zugänglich zu machen.

Seit dem 1. 1. 1976 war Herr Dr.-Ing. Harald Göhren Schriftleiter und hat Inhalt und Gestaltung der Hefte 29 bis 55 entscheidend geprägt. Viele Veröffentlichungen sind überhaupt erst durch seine Anregungen entstanden, und manches Hindernis auf dem Wege zum Druck wurde durch seine angenehme, aber stets kompetente Art überwunden.

Alle im Küsteningenieurwesen tätigen Kollegen bedauern, daß Herr Dr.-Ing. Göhren 1993 die Schriftleitung aus gesundheitlichen Gründen abgegeben hat. Durch sein Ausscheiden ging der KÜSTE ihr engagierter und erfahrener Schriftleiter verloren, der in langen Jahren das Ansehen der KÜSTE gesteigert und auch als Vorsitzender des KFKI die Geschicke der Küstenforschung mitgeprägt hat.

So war eine Lücke entstanden. Ein Nachfolger, der bereit gewesen wäre, diese aufreibende Arbeit allein zu übernehmen, konnte nicht sofort gefunden werden. Deswegen wurde nach Absprache mit dem Kuratorium und nach dem Muster vieler anderer Fachzeitschriften ein Schriftleitungsteam gefunden, das weitgehend die Aufgaben von Dr. Göhren übernommen hat. Darüber hinaus werden, wie bei vielen in- und ausländischen Fachzeitschriften üblich, Fachkollegen um eine (ehrenamtliche) Durchsicht von Beiträgen aus ihrem Spezialgebiet gebeten. Dieses System hat sich in seinem ersten Jahr bewährt und soll weiter verfolgt werden.

Dem Schriftleitungsausschuß gehören an:

Dr.-Ing. Volker Barthel - Koordination, Geschäftsstelle

Dr. rer. nat. Th. Borchardt

Dr. rer. nat. K. Figge

Prof. Dr.-Ing. W. Siefert

Der Schriftverkehr soll grundsätzlich über die Geschäftsstelle bei der WSD NORD in Kiel abgewickelt werden. Wir bitten Sie als zukünftige Autoren, uns bei unserer Arbeit zu unterstützen.

Die Schriftleitung

Die Wasserstände an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns

Von HANS-JOACHIM STIGGE

Zusammenfassung

Die wichtigsten hydrologischen Besonderheiten der Küste von Mecklenburg-Vorpommern werden diskutiert. Es werden Bemessungswasserstände, Scheitelwerte, Häufigkeit und Wahrscheinlichkeit von Sturmfluten, Harmonische Konstanten und Langzeittrends des Meeresspiegelanstiegs angegeben.

Summary

The most important hydrological features of the Mecklenburg-Vorpommern coast are discussed. The design water levels, extreme water levels, frequency and probability of storm surges, harmonic components and long-term trends of the mean sea level are specified.

Inhalt

1.	Der Einfluß regionaler klimatologischer Besonderheiten auf die	
	Wasserstandsentwicklung	t
2.	Höhenbezug der Wasserstandsdaten	3
3.	Scheitelwerte bekannter Sturmfluten	4
4.	Bemessungswasserstände	4
5.	Anmerkung zur Boddenproblematik	9
6.	Häufigkeit von Sturmfluten	1
7.	Wahrscheinlichkeit extremer Wasserstände	3
8.	Überschreitungsdauer höherer Wasserstandsstufen	5
9.	Dauer von Wasserstandsereignissen, die mit hohen Änderungsgeschwindigkeiten	
	eingeleitet werden	7
10.	Periodische Wasserstandsschwankungen	8
11.	Säkulare Wasserstandsänderungen	9
12.	Schlußbemerkungen	1
13.	Schriftenverzeichnis	1

1. Der Einfluß regionaler klimatologischer Besonderheiten auf die Wasserstandsentwicklung

Der Wasserhaushalt der Ostsee wird zwar auch von den hydrologischen Verhältnissen im Skagerrak und Kattegatt gesteuert, bezüglich exzeptioneller Wasserstandsereignisse an der deutschen Küste führt das Binnenmeer jedoch ein ausgesprochenes "Eigenleben", denn diese Effekte werden von den Wind- bzw. Luftdruckfeldern über dem Seegebiet angeregt (SAGER, MIEHLKE, 1956). Die so determinierten Wasserstände der Beltsee bestimmen wiederum den Wasseraustausch durch die dänischen Meerengen (JACOBSEN 1986; LAZARENKO, 1986).

Klimatologisch gesehen liegt die Ostsee im nördlichen Bereich des Westwindgürtels der

nördlichen Halbkugel. Wie stark die mittlere Windrichtung wirklich dominiert, der tatsächliche Wetter- und Witterungsablauf und letztlich auch die Hydrodynamik der Ostsee in allen entsprechenden Zeitskalen, hängt von den konkreten Zugbahnen der Tiefdruckgebiete über Skandinavien und Mitteleuropa ab. Ein Zusammenhang mit dem 11jährigen bzw. quasisäkularen Zyklus der Sonnenaktivität, wie schon seit Beginn des 20. Jahrhunderts erwähnt (BREHMER, 1916; DUDEL, 1961; LABITZKE, VAN LOON, 1988-1990; STIGGE, 1990), könnte somit durchaus auch einen "Ostsee-internen" Charakter haben. Nach Hupfer (1965) erhöht sich durch eine verstärkte Meridionalzirkulation bzw. eine abgeschwächte Zonalzirkulation die Sturmflutwahrscheinlichkeit an der südlichen Beltseeküste.

Abbildung 1 verdeutlicht die Entstehung einer Sturmflut infolge der Verlagerung eines Tiefdruckgebietes von Südschweden in das Baltikum. Zunächst sorgt Südwestwind für einen Stau in der nördlichen Ostsee. An der deutschen Küste sinkt der Wasserstand. Nachdem der



Abb. 1: Typische Entwicklung der Wasserstände am Pegel Wismar als Folge der Wetterentwicklung im Ostseeraum

Tiefdruckkern die Ostsee überquert hat, stellt sich nördlicher Wind ein und verleiht den zurückflutenden Wassermassen den entscheidenden Impuls. In Abhängigkeit vom zeitlichen Ablauf solcher Prozesse neigt die Ostsee zu einknotigen Oberflächenseiches mit einer Periode von 27,5 Stunden. Diese Eigenschwingungen der Ostsee wurden von NEUMANN (1941) untersucht und gelten als Standardbeispiele für die Dynamik relativ abgeschlossener Meeresbecken (DIETRICH/KALLE, 1975; MAGAARD/RHEINHEIMER, 1974; KRAUSS, 1966). Beschreibungen der dazugehörigen Meteorologie finden sich in zahlreichen Dokumentationen einzelner Sturmfluten, insbesondere bei KOHLMETZ (1964) und MAJEWSKI et al. (1983).

Auch die Naturerscheinung "Seebär" – ein plötzlicher Anstieg und ebenso schneller Abfall des Wasserstandes – ist im Zusammenhang mit Wetterfronten zu interpretieren (HUPFER, 1978; MAJEWSKI, 1989).

Da Wasserstände immer relativ zu Höhenmarken auf dem Festland gemessen werden, muß die Veränderung der Lage dieser Marken im irdischen Schwerefeld beachtet werden – insbesondere, weil die postglazialen geologischen Prozesse, die die heutige Ostsee formten, noch anhalten (DIETRICH u. KÖSTER, 1974). Die seit ca. 7500 Jahren stattfindende, vermutlich ungleichförmige (HURTIG, 1954) Kippung des Fennoskandischen Schildes bewirkte im letzten Jahrhundert immerhin eine Landhebung von nahezu 1 m in Nordskandinavien sowie eine Landsenkung der südwestlichen Ostseeküste von etwa 1 dm.

Die Bestimmung des Geoids, eine Voraussetzung für die physikalische Beurteilung jeglicher Wasserstandsmessungen, kann aber infolge der erwähnten klimatologischen Bedingungen nicht mit der Bestimmung eines "mittleren Wasserstandes" identisch sein (EKMAN, MÄKINEN 1991). Außerdem sind, im Zusammenhang mit dem Treibhauseffekt, globale Wasserstandsanstiege im Dezimeterbereich schon auf Grund der thermischen Ausdehnung der Weltmeere wahrscheinlich (BARTH, TITUS, 1984; PUGH, 1989; GRUBERT, 1989; CUBASCH, SANTER, SAUSEN, 1991).

2. Höhenbezug der Wasserstandsdaten

Die relative Genauigkeit der Wasserstandsmessungen liegt in der Größenordnung +/-2 cm (BIERMANN, MELLENTIN, 1980). Bei den Mittelwerten langer Reihen geht man - eine symmetrische Verteilung der möglichen Fehler vorausgesetzt - von höheren Genauigkeiten aus. Die hydrodynamischen Bewegungsgleichungen implizieren mit der "kräftefreien Wasseroberfläche" allerdings auch einen absoluten Höhenbezug im irdischen Schwerefeld. Da ein solcher Höhenbezug für die praktischen Fragestellungen des 19. und 20. Jahrhunderts von sekundärem Interesse war, arbeitete man in den unterschiedlichsten, z.T. unveröffentlichten Bezugssystemen (MONTAG, 1964). Von 1910 bis einschließlich Oktober 1985 wurden die Wasserstandsmessungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf NNalt bezogen. Der generalisierte Pegelnullpunkt lag 500 cm unter NNalt. Im Zuge eines 1976 durchgeführten Nivellements sind in der DDR Normalhöhen eingeführt worden, und es ergaben sich von West nach Ost zunehmende Systemdifferenzen zwischen HN'76 und NNalt. Die Frage: "Beibehaltung der alten Sollhöhenunterschiede (gleichbedeutend mit unterschiedlichen Pegelnullpunkten bezüglich HN) oder Einstellung auf das offensichtlich bessere Äquipotentialsystem?" wurde für die Küstenpegel im letzteren Sinne beantwortet und die Umstellung des gemeinsamen Pegelnullpunktes am 1. November 1985, 00.00 Uhr MEZ vollzogen. Die bezüglich der mittleren Wasserstände an der deutschen Küste ungünstigere absolute Höhenlage des vom "Kronstadt-Niveau" abgeleiteten HN-Horizontes wurde durch die Wahl des Pegelnullpunktes so kompensiert, daß die mittleren Wasserstände sich bei 500 cm am Pegel einstellen mußten. Der Pegelnullpunkt PN an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns wurde folgendermaßen neu definiert:

$$PN = HN-514 \text{ cm} (STIGGE, 1989)$$

Das hatte nun folgende Konsequenzen:

a) Es ergab sich die Notwendigkeit einer Systemumrechnung seit dem 1. 11. 1985. Die Daten fallen seitdem – mit einer Ausnahme – höher aus und müssen zum Zwecke der Vergleichbarkeit mit den alten Daten um folgende Beträge reduziert werden:¹

Wismar:	4,2 cm	Warnemünde:	1,9 cm	Stralsund:	2,2 cm
Saßnitz:	3,0 cm	Greifswald:	2,0 cm	Koserow:	4,4 cm
Wolgast:	2,1 cm	Ueckermünde:	-0,2 cm		

b) "NNalt" entfiel als generalisiertes Mittelwasser. Da die Beibehaltung einer solchen Größe für fast alle praktischen Belange im Zusammenhang mit Wasserständen zweckmäßig ist, und auch in späteren Zeiten zweckmäßig sein wird, wurde dem Normenausschuß der DDR 1989 die Definition eines "Normalmittelwassers" empfohlen, das immer – auch bei eventuell notwendigen Veränderungen der Pegelnullpunkte – 500 cm am Pegel betragen sollte. Ein generalisierter mittlerer Wasserstand wäre nämlich für die Bezeichnung des "Normalen" unumgänglich, falls NN als Bezugshorizont entfiele. De facto wurde bereits seit 1985 an der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste so verfahren.

3. Scheitelwerte bekannter Sturmfluten

Die wichtigsten Quellen über Sturmfluten bis zur Nachkriegszeit für Mecklenburg-Vorpommern bilden KOLP (1955) und KOHLMETZ (1964) sowie die Berichte über bedeutende Sturmfluten (BAENSCH, 1875, BARNEWITZ, 1925, GEINITZ, 1914, KRÜGER, 1911, REINHARD, 1949). Ihre Aussagen sind (zum Teil ungeprüft) in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

4. Bemessungswasserstände

Der Begriff des Bemessungswasserstandes bezeichnet Hochwasserscheitelwerte, mit deren Auftreten im Rahmen der natürlichen Gegebenheiten gerechnet werden muß. Er ist keine "Naturgröße", sondern beinhaltet Konzessionen und Spielräume menschlichen Ermessens (MIEHLKE, 1969). Im allgemeinen wurden die Bemessungswasserstände an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns von den Hochwasserscheitelwerten der bisher höchsten bekannten Sturmfluten von 1872 und 1913 abgeleitet (vgl. Tabelle 1).

Berücksichtigt man die in Pkt. 1 beschriebene Kausalität für das Zustandekommen von Ostsee-Sturmfluten, so versteht sich eine Abnahme der Bemessungswasserstände von den Enden zum Mittelpunkt der Ostseelängsachse. In dem hier hervorgehobenen Gebiet zwischen Trave und Swine spielt aber offensichtlich auch die Lage der Küstennormalen zu der "gefährlichen" Windrichtung Nordost eine Rolle. Während für die Küstenabschnitte westlich der Darßer Schwelle die 1872er Sturmflut als das herausragende singuläre Ereignis betrachtet

¹ Die Rechnung im neuen HN-System und eine entsprechende Beaufschlagung der Altdaten ist aber u. U. vorteilhaft!

Datum	Wismar	Warnem.	Saßnitz	Strals.	Greifsw.	Koserow
10 02 1625	280	280				
10. 02. 1625	ca. 280	ca. 280				
26 12 1836	ca. 280					
26. 12. 1856	ca. 200			180		
30 12 1867	ca 190			100		
13 11 1872	280	243		239	264	
09 02 1874	200	215				ca. 220
05 12 1883	117	122				
23 02 1889	132	104				
25. 11. 1890	167	148	144			
20, 11, 1893	148	111				
25 03 1898	118	99				
15, 12, 1901	117	108	100	120	109	
19. 04. 1903	152	125	106	137	129	
01, 12, 1903		110				
31, 12, 1904	228	188	209	216	239	
06, 12, 1906		112				
09. 01. 1908	148	142	84	111	137	
30, 12, 1909		103				
14, 10, 1910		109				
30, 12, 1913	208	189		232	210	
04. 04. 1911		95				
09. 01. 1914	157	160				
29, 09, 1914		111				
14, 01, 1916		102				
04, 12, 1917	125	115			123	
03. 01. 1918		96				
24. 10. 1921		116				
07. 11. 1921	196	150				
28. 10. 1922		97				
10. 11. 1923		103				
06. 02. 1924	128	114				
22. 12. 1926		97				
13. 12. 1928		93				
16. 01. 1929		95				
16. 12. 1931	116	104	64	83	104	
20. 02. 1932		106				
16. 10. 1934		116				
03. 03. 1935	133	116	102	117	149	
25. 10. 1935	130	115	121	125	140	
09. 02. 1936	127	111	102	80	119	
05. 10. 1936		102				
10. 12. 1937		97				
14. 02. 1939	126	101	104			
28. 10. 1939		94				
20. 01. 1940	143	120	80	70	72	
29. 09. 1940		92				
27. 12. 1941		130		70		
04. 03. 1945		102				
13. 01. 1946	149	129	50	96	140	
22. 01. 1949	121	115	112	100	118	
02. 03. 1949	174	150	144	100	180	

Tabelle 1. Extremwasserstände der Sturmfluten an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns größer und gleich 1 m über NNalt. Angaben in cm über NN (alt)

Datum	Wismar	Warnem.	Saßnitz	Strals.	Greifsw.	Koserow
11. 12. 1949	164	129	80	100	84	82
21. 12. 1952	112	110	98	100	138	95
04. 12. 1952	113	89				
04. 01. 1954	210	170	140	173	182	160
15. 11. 1954	101	92				
17.01.1955	144	117	73		110	180
25. 11. 1955	146	133	110	124	120	145
28. 10. 1956	120	100	84	105	118	100
30. 10. 1956	116	102	75	95	108	85
14.01.1957	127	107	75	98	108	99
29. 11. 1957	132	117	116	128	142	135
14. 12. 1957	156	135	105	138	152	140
07.01.1958	144	112	85	105	114	110
26. 02. 1958	105	92	75			
11.01.1960	120	105	79			
14.01.1960	155	118	77	106	113	
10. 12. 1960	144	121	78	104	110	
21. 03. 1961	113	106	82	92	103	
18. 02. 1962	112	114	107	112		
21. 02. 1962	118	110	109	117		
15. 01. 1963		108	75			
13. 12. 1963	114	98	67	86	96	
06. 02. 1964	107	92	97	100	113	
08. 02. 1965	125	113	103	121	132	
27. 02. 1965	107	82	73	84	118	
21, 11, 1965	126	99	55	83	87	
18. 10. 1967	91	76	105	69	108	
12.01.1968	155	150	110	144	154	
16. 02. 1969	104	88	48	62	71	
28. 02. 1971	109	94	89	116	131	
09. 09. 1971	84	75	90	93	115	
19. 11. 1971	101	97	75	82	89	
08. 12. 1971	121	112	105	115	130	
29. 12. 1971	128	121	100	113	117	
13. 11. 1972	123	115	69	46	61	
20. 11. 1973	105	104	100	104	107	
25. 11. 1973	89	66	100	80	101	
29. 11. 1973	100	95	77	83	94	
08. 12. 1973	117	99	82	91	102	
22. 10. 1974	109	87	65	77	81	
30. 12. 1974	82	80	89	91	100	93
21. 11. 1975	115	96	76	92	87	92
04.01.1976	136	128	75	128	144	147
06.01.1976	111	103	78	83	91	92
17.01.1976	94	88	96	83	111	132
26. 12. 1976	107	91	87	93	107	134
27. 11. 1977	89	81	84	88	99	120
04. 01. 1978	116	100	88	90	100	105
29. 11. 1978	103	94	93	107	119	127
31. 12. 1978	120	114	61	98	93	77
15. 02. 1979	159	127	80	92	98	
11. 12. 1979	123	109	80	101	110	101
29. 11. 1980	94	85	78	95	108	133
06. 11. 1981	98	86	83	88	99	110
14. 11. 1981	104	98	77	84	91	98

Datum	Wismar	Warnem.	Saßnitz	Strals.	Greifsw.	Koserow
01. 12. 1981	96	86	78	83	89	101
06. 01. 1982	112	95	85	89	103	135
19. 01. 1983	130	115	121	107	130	149
02. 02. 1983	109	106	116	103	120	138
08. 02. 1983	147	130	102	119	113	127
25. 09. 1983	96	90	98	89	105	113
28. 11. 1983	142	132	116	119	128	155
30. 11. 1983	102	90	75	86	95	94
10. 12. 1983	109	92	87	94	112	143
09. 01. 1984	111	100	99	101	114	134
04. 01. 1985	112	98	75		95	100

Umstellung des Pegelbezugshorizontes: Die folgenden Werte

sind um 4,2 1,9 3,0 2,2 2,0 4,4 cm zu reduzieren bzw. die vorherstehenden zu beaufschlagen! Extremwasserstände der Sturmfluten größer und gleich 1 m über Normalmittelwasser = HN - 14 cm = 500 cm am Pegel Angaben in cm bezogen auf Normalmittelwasser.

Datum	Datum Wismar Warnem. Saßnitz		Strals.	Greifsw.	Koserow	
10. 04. 1986	88	69	61	90	110	116
21. 10. 1986	119	106	55	51	65	108
19. 12. 1986	141	127	109	106	120	146
22. 12. 1986	103	92	77	77	90	87
06. 01. 1987	118	102	92	106	115	118
09. 01. 1987	111	100	105	95	124	146
12. 01. 1987	173	142	114	117	143	120
25. 11. 1987	102	84	63	83	81	67
11. 12. 1987	106	89	81	84	92	88
26. 02. 1988	107	81	55	72	81	71
02. 11. 1988	130	116	110	100	106	101
30. 11. 1988	147	128	120	124	136	152
14. 12. 1988	111	100	83	99	108	103
20. 12. 1988	120	107	94	112	128	123
05. 04. 1989	114	99	51	78	80	81
18. 07. 1989	80	77	56	67	88	114
28. 08. 1989	151	118	68	88	90	75
30. 09. 1989	80	74	70	78	89	97
03. 10. 1989	110	101	76	86	103	122
15. 11. 1989	128	112	84	89	96	103
23. 11. 1989	102	90	71	79	91	96
28. 11. 1989	122	104	103	107	119	142
07. 12. 1989	133	115	114	115	122	126
15. 12. 1989	103	83	67	85	99	86
10. 03. 1990	86	83	97	92	104	105
26. 03. 1990	102	88	74	85	87	82
30. 11. 1990	112	91	96	101	115	124
27. 12. 1991	117	99	89	96	96	95
17.01.1992	113	98	136	120	129	150
17. 02. 1992	124	104	85	94	104	90

8

werden muß, sind Ereignisse mit vergleichbaren, zum Teil schlimmeren Auswirkungen in den weiter östlich gelegenen Boddengebieten durchaus nicht selten.

Mit 2,80 m über NN liegt der Bemessungswasserstand für Wismar unter den von der schleswig-holsteinischen Küste bekannten Werten. Der von KOLP (1955) angegebene und auch am Wismarer "Baumhaus" markierte Höchstwert vom 13. 11. 1872 "paßt" mit "3.06 m über NN" zwar besser zu den Werten aus Lübeck und Travemünde, beruht aber mit hoher Wahrscheinlichkeit auf einem Irrtum: Der Wasserstand von 3,06 m bezog sich nämlich nicht auf NN, sondern auf den damaligen Pegelnullpunkt, der für Wismar entsprechend tiefer gelegen haben muß. Das geht aus PASCHEN (1882) eindeutig hervor.

Abbildung 2 zeigt ein Zwischenergebnis bei der Berechnung neuer Bemessungswasserstände für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf der Basis der bisher gebräuchlichen internen Unterlagen des Wasserstandsdienstes für 1970 (MIEHLKE, 1967).



Abb. 2: Zwischenergebnis für die Festlegung von Bemessungswasserständen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns

Bis zum Jahr 2000 wurden die von WEISE (1990) angegebenen Niveauverschiebungen (vgl. Pkt. 11) für die verbleibenden 30 Jahre angesetzt und gegebenenfalls unter Berücksichtigung der Arbeiten von STRIGGOW und TILL (1987) linear interpoliert. Vom Jahre 2000 bis zum Jahre 2050 wurde der in Punkt 11 beschriebene säkulare Anstieg von 2,4 mm/Jahr (+ 12 cm) für die gesamte Mecklenburg-Vorpommersche Küste angenommen. Die Abbildung ist aus folgendem Grunde in (an sich illusorischer) Zentimetergenauigkeit gehalten: Als MIEHLKE die Urversion dieser Übersicht verfaßte, wählte er Dezimeter-Genauigkeit. Nur einige Küstenbereiche wurden infolge Interpolation auf 5 cm genau geschätzt. Der genutzte Ermessensspielraum war groß und eine spezielle Hochwassergefährdung der flachen Usedomschen Ostküste infolge Energietransformation aus den Pegelaufzeichnungen von Swinemünde unbekannt. Die nun erforderlichen Korrekturen weisen teilweise Millimeter-Genauigkeit auf, so daß notwendige Verbesserungen im Zentimeterbereich ohne weiteres möglich sind, wenn man sich nur über die ursprüngliche Genauigkeit im klaren ist. Wenn auch spätere Generationen von Hydrologen jeweils auf den Ergebnissen ihrer Vorgänger aufbauten, könnte andernfalls – weil man aus Sicherheitsgründen immer aufrundet – der Rundungsfehler weit über den von Miehlke ursprünglich begangenen hinausgehen. Folgende auf halbe Dezimeter gerundete, auf NNalt und das Jahr 2070 bezogene Bemessungswasserstände werden z. Z. vom Staatlichen Amt für Umwelt und Natur, Rostock, mitgeteilt (auszugsweise wiedergegeben):

Ort	BemWass. in m NNalt	Ort	BemWass in m NNal
Arkona	2,30	Saßnitz	2,40
Glowe/Rügen	2,30	Göhren	2,40
Dassow	2,95	Lauterbach	2,50
Boltenhagen	3,10	Thießow	2,50
Wismar	3,20	Barhöft	2,70
Timmendorf/P.	3,05	Stralsund	2,70
Rerik	3,00	Strahlbrode	2,70
Warnemünde	2,85	Greifswald	3,00
Rostock	3,00	Ost-Usedom	3,00
Dierhagen	2,80	Barther Bodd.	2,05
Darß/Zingst	2,70	Saaler Bodd.	1,65
Neuendorf	2,50	Kl. Haff/Ost	1,65
Kloster	2,50	Kl. Haff/West	1,75

Tabelle 2. Einige Bemessungswasserstände

Der Unterschied zwischen den Zahlen in Abbildung 2 und Tabelle 2 ist nicht gravierend und entspricht an der Außenküste den o. e. Rundungsgepflogenheiten. Angesichts der Tatsache, daß die Konzipierung von Hochwasserschutzanlagen sowohl den Veränderungen des hydrologischen Regimes (Klimaveränderungen usw.) als auch ökonomischen Kriterien Rechnung tragen muß, interessiert als Bemessungsgröße letztlich nicht nur der mögliche Hochwasser-Scheitelwert, sondern die komlexere Größe des zeitlichen Ablaufs der Sturmfluten und der Zusammenhang mit ursächlichen Wetterentwicklungen. Seegangsbelastung, Küstenkonfiguration und Schorreprofil spielen dabei als Meßgrößen nicht nur eine entscheidende Rolle zur Charakterisierung der Abrasions- bzw. Sedimentationsprozesse, sondern beeinflussen auch Strömungs- und Wasserstandsverhältnisse der küstennahen Flachwasserzone.

5. Anmerkung zur Boddenproblematik

Zu den Bemessungswasserständen der Boddengebiete sei angemerkt, daß sie eher durch die Andauer der hohen Wasserstände an der Außenküste als durch deren Scheitelwerte limitiert sind. So stammen die Extremwerte der Boddengebiete meist nicht von 1872, sondern von 1913. Eine Unterscheidung zwischen Luv- und Leeküsten gegenüber der nordöstlichen Windrichtung erweist sich in diesen flachen Gewässern als zweckmäßig. Abbildung 3, die die Wasserstandsentwicklung anläßlich eines Nordweststurms über dem Oderhaff wiedergibt, mag die mögliche Größenordnung solcher lokalen Effekte verdeutlichen. Hydrodynamische Modellierungen und spezielle Gutachten sind also nicht durch einfache geographische Richt-



Abb. 3: Wasserstandsentwicklung anläßlich des Nordweststurmes vom 20. 01. 1986 an zwei Pegeln des Oderhaffs

werte zu ersetzen, besonders dann nicht, wenn die geplanten Maßnahmen Eingriffe in das hydrodynamische System bzw. Ökosystem darstellen. Selbstverständlich stehen für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns auch verallgemeinernde statistische Aussagen zur Verfügung. In diesem Zusammenhang sind die Wasserhaushaltsstatistik nach CORRENS (1979), weitergeführt von MERTINKAT (1992), Strömungsmessungen im Greifswalder Bodden von HACKERT (1967) sowie der Fundus hydrologischer Gutachten der ehemaligen Wasserwirtschaftsdirektion Küste erwähnenswert.

Lokale Unterschiede sind selbst mit Hilfe von Naturmessungen oft nur schwer feststellbar, und das Ergebnis hängt nicht selten von der verwendeten Methodik ab. Vergleicht man beispielsweise die den Gewässerkundlichen Jahrbüchern zu entnehmenden "Hauptzahlen" der Pegel Wittower Fähre und Ralswiek/Gr. Jasmunder Bodden, so stellt man eine recht deutliche binnenseitige Dämpfung der Hochwasseramplituden fest. Erst mit Hilfe einer 30jährigen Reihe der Pegel Martinshafen/Ralswiek zeigte sich, daß die nach dem Gumbel-Verfahren berechneten Hochwasserwahrscheinlichkeiten für die möglichen Wiederkehrsintervalle bis zu ca 60 Jahren von "Wittower Fähre" und "Martinshafen/Ralswiek" kaum voneinander abwichen. Dies erklärt sich aus der Tatsache, daß die extremen Sturmfluten immer auch von einer starken Nordkomponente des lokalen Windes begleitet werden. Der lokale Staueffekt innerhalb des Boddengewässers scheint sich hier statistisch niederzuschlagen. Aus sporadischen Beobachtungen in der Boddenkette südlich Darß/Zingst bei Sturm aus östlicher Richtung ist ebenfalls bekannt, daß das Wasserspiegelgefälle in der Nähe der Gewässerverengung Meiningenbrücke deutlich höher ausfällt, als der mittleren Füllung der Boddengewässer entsprechend.

Althagen	(Be	eobachtungszeit	traum: 52 Ja	hre)		
Y = 0.0678048 * (X - 552.92)	1	X = 14.74822 *	Y + 552.92			
T (in Jahren):	5	10	20	50	100	200
HW-Wert (in cm):	575	586	597	610	621	631
Barth	(P.	a ha a ha a maria	52) I			
Y = 0.0551589 * (X - 561.22)	(DC	V = 18 12944	V + 561.22	anre		
T = 0.0551587 ($A = 501.22$) T (in Jahren):	5	10	1 + 361.22	50	100	200
HW-Wert (in cm):	588	602	615	632	645	657
in a were (in em).	500	002	015	052	045	057
Greifswald	(Be	eobachtungszeit	raum: 56 Ja	hre)		
Y = 0.0485209 * (X - 601.40)		X = 20.60966 *	Y + 601.40			
T (in Jahren):	5	10	20	50	100	200
HW-Wert (in cm):	632	648	663	682	696	711
Sassnitz	(Be	eobachtungszeit	raum: 87 Ja	hre)		
Y = 0.0535893 * (X - 583.67)		$X = 18.66044 \approx$	Y + 583.67			
1 (in Jahren):	5	10	20	50	100	200
HW-Wert (in cm):	612	626	639	656	670	682
Stralsund	(B)	obachtungezeit	raum: 61 Ia	hre)		
Y = 0.0533632 * (X - 586.65)	(D	X = 18 73951 *	V + 586.65	inc)		
T (in Jahren):	5	10	20	50	100	200
HW-Wert (in cm):	615	629	642	660	673	686
	010		0.12	000	0/2	000
Ueckermuende	(Be	eobachtungszeit	traum: 45 Ja	hre)		
Y = 0.0698171 * (X - 566.45)	1	X = 14.32314 *	Y + 566.45			
T (in Jahren):	5	10	20	50	100	200
HW-Wert (in cm):	588	599	609	622	632	642
Wannanda	(D)	1 1 .	00.1	1 5		
V = 0.451460 ft (V = 503.68)	(be	= 22 1502(# 3	raum: 88 Ja	nre)		
$T = 0.451400 \cdot (X = 595.08)$	- A	10	1 + 595.68	50	100	200
HW-Wert (in cm):	627	10	20	50	100	200
mw-weit (m cm):	027	044	639	680	696	711
Wismar	(Be	obachtungszeit	raum: 79 Ia	hre)		
Y = 0.0399412 * (X - 610.35)	(20)	X = 25.03683 *	Y + 610.35	inc)		
T (in Jahren):	5	10	20	50	100	200
HW-Wert (in cm):	648	667	685	708	726	743
Wolgast	(Be	eobachtungszeit	raum: 56 Ja	hre)		
Y = 0.0754170 * (X - 563.00)		X = 13.25961 *	Y + 563.00			
I (in Jahren):	5	10	20	50	100	200
Hw-Wert (in cm):	583	593	602	615	624	633

Tabelle 3. Auszug aus der Hochwasserstatistik 1991

6. Häufigkeit von Sturmfluten

Eine Auszählung der in Tabelle 1 aufgeführten Wasserstandsscheitelwerte von mindestens 1 m über NNalt (nach dem 1. 11. 85 abzüglich der Systemdifferenz von 2 cm) für Warnemünde (Abb. 4) zeigt eine deutliche Zunahme der Sturmfluthäufigkeit im 20. Jahrhun-



Abb. 4: Anzahl der Sturmfluten in Warnemünde seit 1901

dert. Besonders auffällig wird dies hinsichtlich der Jahrzehnte. Das Ergebnis steht im Einklang mit ähnlichen Untersuchungen an der deutschen Nordseeküste (FÜHRBÖTER, TÖPPE, 1991) sowie mit den Beobachtungen am Pegel Travemünde (JENSEN, TÖPPE, 1990).

Es stellt sich nun die wichtige Frage, inwieweit sich diese Häufigkeitszunahme schon aus dem mittleren Meeresspiegelanstieg, aus veränderten hydrodynamischen Randbedingungen oder gar aus veränderten klimatologischen Szenarien ergibt. Letzteres, z. B. die Verstärkung bestimmter wiederkehrender Merkmale in den Luftdruckfeldern, (HUPFER, 1965; für die Deutsche Bucht von PLATE und IHRINGER, 1991, angenommen) ist keineswegs auszuschließen, auch wenn solche Effekte hart an der Nachweisgrenze liegen sollten.

Für die Ostsee wird z. Z. allgemein ein Anstieg der Scheitelwerte extremer Sturmfluten von etwa gleicher Größenordnung wie der Anstieg des mittleren Meeresspiegels erwartet, da sich ein Effekt höherer Ordnung aus dem Meeresspiegelanstieg bisher nicht ableiten läßt. STENGEL und ZIELKE (1991) wiesen z. B. für die Deutsche Bucht mit einer hydronumerischen Methode nach, daß – gleiche meteorologische Szenarien vorausgesetzt – ein Anstieg des mittleren Meeresspiegels wegen des kleiner werdenden "banking-up-Effektes" keinen zunächst befürchteten darüber hinausgehenden Anstieg der Hochwasserscheitelwerte an der deutschen Nordseeküste bewirken würde. Dieser auch aus der Praxis der Sturmflutvorhersagen für die Deutsche Bucht bekannte Effekt, der auf der Energietransformation zwischen Tiefwasser und Flachwasser sowie auf der Tatsache beruht, daß der lokale Windstaueffekt in flachen Gewässern höher ausfällt. (ANNUTSCH, 1977) dürfte sinngemäß auch für die Ostsee zutreffen. Das charakteristische Eigenschwingungsspektrum des Ostsee-Beckensystems, das sich insbesondere für hydrologische Extremsituationen zeigt, sollte gegenüber den Änderungen des mittleren Wasserstandes ebenfalls relativ invariant sein (vgl. Pkt. 9). Die seit Jahrzehnten praktizierte Beaufschlagung der Bemessungswasserstände mit dem festgestellten

säkularen Wasserstandsanstieg erscheint damit gerechtfertigt. Die wachsende Sturmfluthäufigkeit wird also bezüglich der Bemessungshöhen relativ unproblematisch sein, solange die Ursache dafür nicht in der Zunahme der anregenden Windenergie selbst liegt. Letzterer Aspekt ist Gegenstand der Klimawirkungsforschung. Vorerst darf man konstatieren, daß sich zumindest ein Teil der Häufigkeitszunahme aus dem Anstieg des mittleren Meeresspiegels erklärt (s. Pkt. 7). Speziell in stärker abgeriegelten Boddengebieten unterliegt die Hochwasserhäufigkeit auch anthropogenen Einflüssen (Fahrwasservertiefungen, Eindeichungen, Querschnittsverengungen durch Dammschüttungen oder Brückenbau, Änderungen der Wasserbeschaffenheit mit Folgen für Bewuchs, Strömungswiderstände usw.).

7. Wahrscheinlichkeit extremer Wasserstände

Während die "normalen" Wasserstände in erster Näherung auch normalverteilt um ihren Mittelwert auftreten, zeigen sich seltenere Wasserstandsstufen in guter Übereinstimmung mit stochastischen Gesetzmäßigkeiten POISSON-verteilt. Aus der Tatsache, daß die Exponenten dieser Verteilung mit "seltenere" Wasserstandsstufe ebenfalls exponentiell abnehmen, erklärt sich die GUMBEL-Wahrscheinlichkeit als gebräuchliche Extrapolationsfunktion für Scheitelwerte von Ereignissen sehr geringer Wahrscheinlichkeit. Bei Akzeptanz eines im Vergleich zu den üblichen Bemessungswasserständen höheren Restrisikos 1-W(x) für den Eintritt einer Sturmflut mit dem Scheitelwert x kann folgende Unterschreitungswahrscheinlichkeit W(x) als Bemessungsgrundlage herangezogen werden:

$$W(x) = e^{-e^{-a(x-b)}}$$

Die Bestimmungsgleichungen y = a (x - b) bzw. x = cy + b werden aus den jährlichen Extremwasserständen vom Wasserstandsvorhersage- und Sturmflutwarndienst des Bundesamtes für Seeschiffahrt und Hydrographie nach der Methode von KIRSTEN (1964) berechnet und jährlich im November aktualisiert.

Wiederkehrsintervalle T(x) sind als reziproke jährliche Eintrittswahrscheinlichkeiten definiert:

T(x) = 1/(1-W[x])

Dabei wird vorausgesetzt, daß ein mehr als einmaliges Auftreten eines Ereignisses der betrachteten Größenordnung pro Jahr praktisch ausgeschlossen werden kann. Bei Wiederkehrsintervallen unterhalb von 5 Jahren ist diese Voraussetzung nicht mehr gegeben. Als Obergrenze sinnvoller Wiederkehrsintervalle wird die doppelte Spanne des Beobachtungszeitraumes angenommen. Abbildung 5 zeigt den Bereich der den Wiederkehrsintervallen zugeordneten Hochwasserstände an den Stationen Wismar (repräsentativ für die Mecklenburger Bucht), Saßnitz (für die Rügensche Ostküste) und Althagen (für den stark abgeriegelten Saaler Bodden).

Die GUMBEL-Wahrscheinlichkeit erklärt auch die oben erwähnte Häufigkeitszunahme der Sturmfluten. Der Anstieg des mittleren Meeresspiegels kommt selbstverständlich einem Heruntersetzen der eine Sturmflut definierenden Wasserstandsuntergrenze gleich. Die mit niedrigeren Wasserständen immer höher werdende Eintrittswahrscheinlichkeit vergegenwärtigt man sich am besten mit Hilfe eines Beispiels:

Aus der GUMBEL-Bestimmungsgleichung für Warnemünde leitet sich formal ab (es handelt sich um eine formale Zahlenspielerei, da die GUMBEL-Verteilung in diesem Bereich eigentlich noch nicht gilt!), daß die jährliche Eintrittswahrscheinlichkeit eines bei 600 cm am 14



Abb. 5: Hochwasserscheitelwerte als Funktion ihrer statistischen Wiederkehrsintervalle

Pegel definierten Hochwassers 53 % betragen müßte. Wäre die Bezeichnung "Hochwasser" nur jeweils 5 cm darüber bzw. darunter definiert, so ergäben sich Eintrittswahrscheinlichkeiten von 45 % bzw. 61 %.

Mit anderen Worten: Eine Absenkung von nur 10 cm bei der Definition des Begriffes "Hochwasser" verursacht – bezogen auf die 45 % – eine über 30 % höhere Hochwasserwahrscheinlichkeit!

Die mathematische "Handlichkeit" theoretischer Extremwertverteilungen verführt, den Geltungsbereich zu verlassen und für sehr hohe Wiederkehrsintervalle (ebenfalls rein formal) Sturmflutscheitelwerte zu extrapolieren. Hierzu sei bemerkt, daß die Ergebnisse solcher "Rechnungen" dann aber oft stärker von der Wahl der theoretischen Anpassungsfunktion abhängen, als von den Meßdaten selbst. Bei höherem Sicherheitsbedürfnis empfiehlt sich also eher die Berücksichtigung der Bemessungshochwasserstände. Für die GUMBEL-Wahrscheinlichkeit bewirkt ein permanenter Anstieg der Hochwasserhäufigkeit, verbunden mit einer geringeren Streuung der jährlichen Höchstwasserstände, zwar eine Erhöhung des absoluten Gliedes b der Bestimmungsgleichung x = cy + b, aber der Anstieg c wird geringer. Solange also nicht etwas Sensationelles (etwa wie 1872) passiert, entsteht bei der Extrapolation der Eindruck einer von Jahr zu Jahr geringer werdenden Gefahr.

Auf eine Diskussion der extrem niedrigen Wasserstände (s. MEWES, 1987), die nur für die Seeschiffahrt sowie hinsichtlich spezieller Sedimentbewegungen im Schorrebereich von Interesse sind, soll in diesem Rahmen verzichtet werden.

8. Überschreitungsdauer höherer Wasserstandsstufen

Für einige Bemessungsfragen interessiert die Überschreitungsdauer bestimmter Wasserstandsstufen. Stellvertretend für die Küstenpegel Mecklenburg-Vorpommerns sind in den Tabellen 4 und 5 die langährigen Auswertungen von den Stationen Warnemünde und Saßnitz angegeben. Die Umstellung des Pegelbezugshorizontes erzeugte insofern eine Inhomogenität, als alle Wasserstände seitdem in Warnemünde 2 cm und in Saßnitz 3 cm höher ausfallen.

Tabelle 4. Verweilzeiten in Stunden pro Jahr innerhalb und oberhalb der Wasserstandsstufen X in cm für den Pegel Warnemünde

Jahr					W	assersta	ndsstuf	e X in d	cm				
5	540	550	560	570	580	590	600	610	620	630	640	650	660
1952	74	20											
1953	374	196	106	45	14								
1954	108	63	40	30	22	20	19	17	16	14	12	8	4
1955	193	116	78	36	16	7	3	1					
1956	384	226	143	96	60	31	13	9	7	3			
1957	208	98	53	30	19	16	6						
1958	362	243	162	106	73	51	32	21	8				
1959	151	83	48	20	3								
1960	155	93	42	29	22	17	11	6					
1961	171	103	71	46	32	23	16	8	1				
1962	361	202	133	78	51	27	15	5					
1963	190	110	61	34	27	16	9						
1964	204	130	89	60	30	9							
1965	164	70	39	31	19	13	10	5					
1966	214	59	18	12	8	5							
1967	143	72	34	4									
1968	306	145	80	35	28	23	20	17	14	11	9	1	
1969	119	71	45	11	7			50					
1970	277	106	40	2									
1971	408	251	127	63	27	6							
1972	275	158	116	72	51	36	19	9	2				
1973	124	63	15	9	4	4	3	2					
1974	403	255	159	118	70	26	5						
1975	436	200	72	33	5								
1976	341	198	116	55	35	18	11	6	5				
1977	174	81	39	16	5	2							
1978	394	178	70	41	11	5	1						
1979	373	275	207	153	110	65	32	22	14				
1980	178	78	41	34	23	12	5		T. S.				
1981	602	280	134	58	20								
1982	507	306	183	80	52	13							
1983	425	272	155	90	63	46	32	20	11	2			
1984	446	198	114	82	54	37	20	11	6	2			
1985	185	97	58	33	17	7							
1705	105			Ums	tellung	des Peo	elbezu	gshorizo	ontes!				
1986	262	98	44	11	5	3	2	0					
1987	468	308	219	144	97	64	38	24	15	9	1		
1988	343	169	90	53	19		20	- /					
1980	628	347	207	137	83	54	29	13	4				
1707	020	34/	20/	07	5.4			-					

Die Küste, 56 (1994), 1-169

16

				~	Austall	e in der	n Regist	rierung	en				
Jahr					w	assersta	ndsstuf	e X in	cm				
	540	550	560	570	580	590	600	610	620	630	640	650	660
1954*	13												
1955	250	71	24	9	6								
1956	486	233	124	64	21	11	9						
1957	198	104	23	7									
1958	376	202	101	67	44	25	15	2					
1959	130	83	20	6									
1960	93	49	22	7									
1961	161	95	42	17	2								
1962	369	208	127	86	47	26	17						
1963	120	65	29	7									
1964	198	106	50	18	9	6							
1965	99	33	15	11	7	6	2						
1966	107	17											
1967	129	18	8	6	5	3	2						
1968	211	115	41	21	18	14	8	1					
1969*	64	8					-						
1970	244	106	45	11									
1971	310	160	83	47	21	1							
1972	224	135	74	50	29	19	4						
1973	101	54	17	4	-/	.,							
1974	439	257	134	70	33	13	2						
1975	432	189	80	33	8	10	-						
1976	373	225	97	38	11	8	2						
1977	145	48	19	6	2	0	2						
1978	398	200	64	41	12								
1979	308	174	104	61	43	26							
1980	146	67	35	11	1	20							
1981	691	353	126	41	2								
1982	637	394	198	92	20								
1983	650	436	265	129	79	56	30	13	2				
1984	574	311	134	83	46	28	16	8	2				
1985	107	60	26	6	10	20	10	0					
				Ume	ellung	les Pege	elhezua	shorizo	ntesl				
1986	182	67	24	Onisi	chung (acs rege	inczug.	51101120	inco:				
1987	478	264	177	122	62	30	10						
1988	242	79	24	2	1	50	10						
1989	506	224	100	49	28	18	11	4					
1990	454	231	114	50	20	13	6	1					
	151	231	114	50	20	15	0	1					

Tabelle 5. Verweilzeiten in Stunden pro Jahr innerhalb und oberhalb der Wasserstandsstufen X in cm für den Pegel Saßnitz

An den Boddenküsten Mecklenburg-Vorpommerns sind die Überschreitungsdauern höherer Wasserstandsstufen gemäß der geringeren Hochwasserwahrscheinlichkeit (vgl. Pkt. 7) erheblich reduziert. Die niedrigeren Hochwasserscheitel halten aber auf Grund der hydrodynamischen Verhältnisse im allgemeinen länger an als an der Außenküste.

9. Dauer von Wasserstandsereignissen, die mit hohen Änderungsgeschwindigkeiten eingeleitet werden

Daß die Fallhäufigkeit einer Wasserstandsstufe von der Wahrscheinlichkeit der Hochwasserscheitelhöhen abhängt, ergibt sich aus Punkt 7. Analog bedingen sowohl die festgestellte Zunahme der Hochwasserhäufigkeit als auch eine angenommene Erhöhung der Scheitelwerte die Vergrößerung der in Pkt. 8 angegebenen Überschreitungsdauern und werden sich auch auf die mittlere Andauer bestimmter Wasserstandsstufen des Einzelereignisses auswirken.

Wenn aber die Dauer der exzeptionellen Wasserstandsereignisse als solche interessiert, kommt man an der deutschen Ostseeküste auf eine Häufigkeitsverteilung mit ausgeprägtem Maximum im Bereich von etwa einem Tag. Dies hat sowohl hydrodynamische als auch meteorologische Gründe. Um die Wasserstandsdynamik des Küstenbereiches von Mecklenburg-Vorpommern mit einer größeren Anzahl von Fällen zu untersuchen, als es z. B. die Sturmfluten gestattet hätten, haben wir Ereignisse in Abhängigkeit von der Anstiegsgeschwindigkeit des Wasserstandes definiert. Wenn in höchstens 12 Stunden wenigstens eine Wasserstandsänderung von 50 cm am Pegel Wismar stattfand und dabei noch eine Abweichung von mindestens 50 cm vom Normalmittelwasser 500 cm auftrat, wurde ein "Fall" registriert. Als Dauer dieses Falles wurde die Zeit bis zum Wiedererreichen des Ausgangswasserstandes bestimmt. Schließlich wurde die Häufigkeit solcher Ereignisse über ihrer Dauer aufgetragen (Abb. 6).

Bei den meisten Ereignissen mißt man auf diese Weise etwa von Minimum zu Minimum bzw. von Maximum zu Maximum, also über eine ganze "Periode". Die Häufung der



Abb. 6: Häufigkeit von Ereignissen, die mit Wasserstandsschwankungen von mindestens 50cm/12h am Pegel Wismar verbunden waren, über ihrer Dauer

Ereignisse bei den bekannten Eigenperioden der Ostsee ist nicht zu übersehen, und die Statistik verdeutlicht die Wirkung des schwingungsfähigen Systems Ostsee gerade auch bezüglich der seltenen hydrologischen Extremereignisse. Da die mittlere Tiefe der Ostsee bei 55 m liegt, ist ein Zuwachs im Dezimeterbereich in der MERIANschen Formel für die Eigenperioden (vgl. z. B. DIETRICH/KALLE, 1975) größenordnungsmäßig zu vernachlässigen, so daß von einer relativen Invarianz der Hydrodynamik der Ostsee ausgegangen werden darf.

10. Periodische Wasserstandsschwankungen

Die halbtägigen Gezeitenreste der Beltsee stimulieren den Wasseraustausch in den Mündungsgebieten von Trave und Warnow sowie in einigen Boddenbereichen. Nipp- und Springtiden sind noch meßbar, jedoch ohne praktische Bedeutung. Die jährlichen und halbjährlichen Partialtiden sind beachtenswert, da sie Wahrscheinlichkeitsaussagen zur Durchführbarkeit von Arbeitsverfahren gestatten, für die mindestens normale Wasserstände erforderlich sind (Stapelläufe, Nutzung flacherer Fahrwasser für relativ große Schiffe usw.).

Im Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie wurden folgende mittlere Amplituden H der Partialtiden aus den Jahren 1978–1987 berechnet (zum Verfahren s. PANSCH, 1988): Wenn man die tägliche Ungleichheit $F = (K_1 + O_1)/(M_2 + S_2)$ zur Typisierung der Gezeitenform heranzieht (SAGER, 1959), ergeben sich für Wismar mit F = 0,5 überwiegend halbtägige, für Saßnitz mit F = 1,6 überwiegend ganztägige Gezeitenreste. Letztere sind allerdings kaum wahrnehmbar. Augenscheinliche Wasserstandsschwankungen von 8–12 Stunden dürften daher wohl eher Überlagerungen mit den in Punkt 9 genannten Ursachen darstellen.



Abb. 7: Jahresgang der mittleren Wasserstände an den Küstenpegeln Mecklenburg-Vorpommerns

Inwieweit es sich bei der schon von MODEL (1939) beschriebenen Jahresperiode Sa um Gravitations-, meteorologische oder anderweitige Effekte handelt, bleibt weiterhin ungewiß. WEISE (1988) konstatierte eine Zunahme der halbjährlichen und jährlichen Amplituden mit wachsender geographischer Länge, die nicht aus den astronomischen Argumenten hervorgeht. Barokline Ursachen sind in diesem Zusammenhang nicht unbedingt auszuschließen, die mittleren Dichteunterschiede innerhalb der Ostsee erklären diesen Effekt allerdings nicht.

Für den Praktiker empfielt es sich, einfach die langjährigen monatlichen Hauptzahlen aus den Gewässerkundlichen Jahrbüchern zu berücksichtigen. Abbildung 7 entstand mit Hilfe der Daten der 10jährigen Reihen 1976/85.

Neben den erwähnten Partialtiden existieren noch einige lange Perioden mit Amplituden im Zentimeterbereich, die nur schwer im stochastischen Rauschen auszumachen sind. Immerhin fand WEISE (1990) aber selbst noch die Nodaltide von ca. 18,6 Jahren mit Amplituden von 0,6 cm in Wismar und 1,4 cm in Saßnitz!

Fourieranalysen von Jahresmittelwerten bestätigten sowohl Frequenzen, die von JENSEN, MÜGGE und VISSCHER (1988) für die deutsche Nordseeküste gefunden worden waren, als auch einige weitere Perioden, die für die Ostsee charakteristisch zu sein scheinen. So wird z. B. eine Periode von 10 bis 11 Jahren beobachtet (BREHMER, 1914, LASS, 1991, STIGGE, 1991), die in der Nordsee weniger auffällt und eventuell über die Kausalkette Sonnenaktivität/Klima zustande kommt. Auch eine Periode mit der ungefähren Länge eines Jahrhunderts, die von BREHMER (1914) für den Pegel Swinemünde gefunden wurde, scheint sich aus dem 19. ins 20. Jahrhundert fortzusetzen, wobei Parallelen zur säkularen Periode der Sonnenaktivität auftreten (STIGGE, in Vorb.). Eine Methode, externe und interne Ursachen für die langjährigen Wasserstandsschwankungen der Ostsee zu unterscheiden, stellt der Phasenvergleich zwischen nördlicher und südlicher Ostsee dar. Es zeigt sich, daß Tiden, die auch in der Nordsee nachgewiesen wurden, diesbezüglich geringere Differenzen aufweisen (Gleichphasigkeit), während es bei Ostsee-internen (im Nordseebereich weniger bekannten) Perioden hohe Phasendifferenzen (Gegenphasigkeit) gibt (Abb. 8).

11. Säkulare Wasserstandsänderungen

Unter dem säkularen Wasserstandseffekt versteht man gemeinhin den Trend des mittleren Wasserstandes innerhalb eines Jahrhunderts. Oftmals wird er einseitig als das Ergebnis der rezenten vertikalen Erdkrustenbewegung interpretiert. Tatsächlich läßt die Restvarianz der Meßdaten – statistisch gesehen – kaum eine andere als die lineare Deutung zu. Hilfreich für die Berechnung erwies sich die Methode der 19jährigen übergreifenden Mittel (MONTAG, 1967, LOHRBERG, 1983). WEISE (1990) führte die Trendberechnung auf der Grundlage von Monatsmittelwerten nach Elimination der 5 reellen Perioden 3,2a, 2,9a, 1,2a, 1,0a und 0,5a aus und erhielt unter anderem folgendes Resultat:

Wismar:	-1,44 mm/a +/- 0,01 mm/a
Warnemünde:	-1,20 mm/a +/- 0,01 mm/a
Saßnitz:	-1,56 mm/a +/- 0,06 mm/a

Im Zusammenhang mit Klimaänderungseffekten muß man säkulare Wasserstandsänderungen aber durchaus auch in einem anderen Lichte sehen: Möglicherweise sind noch weitere Schwankungen, die man gemeinhin als stochastisches Rauschen ansieht, nicht so unerklärlich, wie es auf den ersten Blick scheint. Aus diesem Grunde darf man die Argumentation der Varianzanalyse nicht der Untersuchung physikalischer Effekte voranstellen.



Abb. 8: Beispiel unterschiedlicher Phasendifferenzen zweier langjähriger Wasserstandsperioden in der Ostsee



Abb. 9: Approximation der Jahresmittelwasserstände der Mecklenburger Bucht mit Hilfe verschiedener Funktionen

Tatsächlich gelingt mit einigen wenigen langen Perioden, deren Amplituden im Bereich 0,8 bis 1,4 cm liegen, eine um mindestens 20 % genauere Approximation der Jahresmittelwasserstände von 1910 bis in die Gegenwart, als es mit Hilfe des linearen Trends oder einer quadratischen Gleichung möglich ist (STIGGE, 1993 und Abb. 9). Auf diese Weise fanden wir einen nichtlinearen säkularen Wasserstandsanstieg mit einem Richtwert von 24 cm/Jahrhundert. Dieser Wert liegt ebenso deutlich über dem von WEISE (1990) beschriebenen linearen Trend wie unter einem Ansatz, in dem lediglich ein Akzelerationsterm zugelassen wird und der sich hinsichtlich seines mittleren quadratischen Fehlers nicht wesentlich vom linearen Ansatz unterscheidet.

12. Schlußbemerkungen

In diesem Beitrag waren einige terminologische Besonderheiten nicht zu vermeiden (Bemessungswasserstand, Normalmittelwasser usw.) Die Priorität des fachlichen Verständnisses gegenüber der Betonung korrekter DIN-Terminologie mußte vorausgesetzt werden und wird auch für die Lektüre einiger im Schriftenverzeichnis aufgeführter Quellen notwendig sein.

Bei der Anwendung der aufgeführten Wasserstandsdaten sollte man bedenken, daß jede noch so exakte Art einer Naturbeschreibung von Methodik und Modellvorstellungen abhängt. Es ist weder die Aufgabe des Naturwissenschaftlers noch des Ingenieurs, andere als naturwissenschaftliche und technische Aspekte ins Kalkül zu nehmen. In der Praxis wird aber das Sicherheitsbedürfnis der Menschen hinter dem Deich – z.B. über die Investitionsbereitschaft – die Kosten-Nutzen-Relation von Hochwasserschutzmaßnahmen beeinflussen. Die öffentliche Diskussion des Treibhauseffektes und seiner Konsequenzen für den globalen Meeresspiegelanstieg wirkt hier also in einer völlig unbeabsichtigten Weise. Man kann folglich auch nicht erwarten, daß die Anwendung statistischer Daten automatisch das günstigste Kosten-Nutzen-Verhältnis der aus ihnen abgeleiteten Hochwasserschutzmaßnahme garantiert.

13. Schriftenverzeichnis

- ANNUTSCH, R.: Wasserstandsvorhersage und Sturmflutwarnung. Der Seewart 38 H. 5, Hamburg, 1977.
- BAENSCH: Die Sturmflut vom 12./13. November 1872 an den Ostseeküsten des preußischen Staates. Zeitschr. für Bauwesen Bd. 25, Berlin, 1875.
- BARNEWITZ, F.: Geschichte des Hafenortes Warnemünde, Rostock, 1925.
- BARTH, M. C. and TITUS, J. G.: Greenhouse Effect and Sea Level Rise: A Challenge for this Generation. Van Nostrad Reinhold, 1984.
- BIERMANN, S. und MELLENTIN, J.: Meßfehleruntersuchungen an Pegelschreibgeräten WWD Küste Warnemünde. 1980 (unveröffentlicht).
- BREHMER: Tiden von langer Periode im mittleren Wasserstande der Ostsee zu Swinemünde. Ann. d. Hydrographie u. Marit. Meteorologie, 1914.
- CUBASCH, U., SANTER, B. D. u. SAUSEN, R.: Szenarienrechnungen mit gekoppeltem globalen Ozean-Atmosphärenmodell. Vortrag zur II. Deutschen Klimakonferenz Neubrandenburg, 1991.
- CORRENS, M.: Der Wasserhaushalt der Bodden- und Haffgewässer der DDR als Grundlage für die weitere Erforschung ihrer Nutzungsfähigkeit für Trink- und Brauchwasserzwecke. Diss. B, Humbold-Universität, Berlin, 1979.

- DIETRICH, G. u. KÖSTER, R.: Geschichte der Ostsee. In MAGAARD/REINHEIMER, Meereskunde der Ostsee, Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 1974.
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W., SIEDLER, G: Allgemeine Meereskunde. 3. Aufl., Geb. Borntraeger, Berlin, 1975.
- DUDEL, H.: Über die Schwankungen der zonalen Windkomponente 500 mb nach Anstiegen der solaren Aktivität. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 1961.
- EKMAN, M. and MÄKINEN, J.: The deviation of mean sea level from the mean geoid in the baltic sea. Bulletin Geodesique, Springer-Verlag, 1991.
- FÜHRBÖTER, J. und TÖPPE, A.: Duration of storm tides at high water levels. Contribution to the UNESCO-Workshop "storm'91", Hamburg 1991.
- GEINITZ, E.: Die Sturmflut vom 30. Dezember 1913 in ihren Einwirkungen auf die Mecklenburgische Küste. Mitt. der Geolog. L.-A., Bd 27 Rostock, 1914.
- GRUBERT, J. P.: Greenhouse effect on estuarine saltwater intrusion. Proceedings of the National Conference on Hydraulic Engineering, New York, 1989.
- HACKERT ,K.: Ergebnisse von Strömungsmessungen im Greifswalder Bodden. (im Auftrag des VEB Atomkraftwerk Rheinsberg) Wasserwirtschaftsdirektion, Stralsund, 1967.
- HUPFER, P.: Die Ostsee kleines Meer mit großen Problemen. Teubner VG, Leipzig, 1978.
- HUPFER, P.: Säkulare Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und der verstärkte Rückgang der Flachküste zwischen Warnemünde und Hiddensee. PGM. Gotha/Leipzig, 1965.
- HURTIG, T.: Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Deutscher Verl. d. Wiss., Berlin, 1954.
- JACOBSEN, T. S.: Water exchange through the Danish Straits. Baltic Sea Environment Proceedings No. 16, Helsinci Commission, 1986.
- JENSEN, J., MÜGGE, H.-E. u. VISSCHER, G.: Untersuchungen zur Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht. Die Küste, H. 44, 1988.
- JENSEN, J. und TÖPPE, A.: Untersuchungen über Sturmfluten an der Ostsee unter spezieller Berücksichtigung des Pegels Travemünde. Deutsche Gewässerkundl. Mitteilungen, 34, H. 1/2, 1990.
- KIRSTEN, M.: Ein neues Verfahren für die Bestimmung der wirtschaftlichen Ausbaugröße und der Würdigkeit von Hochwasserschutzmaßnahmen. Mitt. d. Inst. f. Wasserwirtschaft, H. 17, Berlin, 1964.
- KOHLMETZ, E.: Untersuchungen über Sturmflutwetterlagen an der deutschen Ostseeküste. Inaugural-Dissertation, Universität Greifswald, 1964.
- KOLP, O.: Sturmflutgefährdung der deutschen Ostseeküste zwischen Trave und Swine. SHD Stralsund, 1955.
- KRAUSS, W.: Methoden und Ergebnisse der Theoretischen Ozeanographie. II-Interne Wellen, Geb. Borntraeger, Berlin, 1966.
- KRÜGER, G.: Über die Sturmfluten an den deutschen Küsten der westlichen Ostsee mit besonderer Berücksichtigung der Sturmflut vom 30./31. Dezember 1904. 10. Jahresber. d. Geogr. Ges., Greifswald, 1911.
- LABITZKE, K. und VAN LOON, H: Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the Atmosphere. Part I–III, Journal of Climate 1988–1989.
- LABITZKE, K. und VAN LOON, H: Sonnenflecken und Wetter Gibt es doch einen Zusammenhang? Die Geowissenschaften 8, 1–6, 1990.
- Lass, U.: Wasserstandsvariationen der Ostsee ein Indikator?, Vortrag zur II. Deutschen Klimakonferenz Neubrandenburg, 1991.
- LAZARENKO, N. N.: Variations of Mean Level and Water Volume of the Baltic Sea. Baltic Sea Environment Proceedings No. 16, Helsinci Commission, 1986.
- LOHRBERG, W.: Die Säkularvariation an einigen Pegeln zwischen Harlingen und Esbjerg sowie die Bedeutung 19jähriger übergreifender Mittel für deren Bestimmung. Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch, BfG, Koblenz, 1983.
- MAGAARD, L. und RHEINHEIMER, G: Meereskunde der Ostsee. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 1974.
- MAJEWSKI, A., DZIADZIUSZKO, Z., WISNIEWSKA, A.: Monografia Powodzi Sztormowych 1951–1975. IMGW, Warschau, 1983.
- MAJEWSKI, A.: Niezwykle krotkotrwale wezbrania morza u poludniowych i wschodnich brzegow Baltyku, (Ungewöhnliche kurzzeitige Wasserstandsanstiege an den Süd- und Ostküsten der Ostsee). Przeglad Geofizyczny 1989.

- MERTINKAT, L.: Der Wasserhaushalt der Bodden- und Haffgewässer Mecklenburg-Vorpommerns. Unveröffentl. Unterlagen BSH, Rostock, 1992.
- MEWES, D.: Untersuchung von Langzeitvariationen der Sturmniedrigwasserstände an der DDR-Küste und deren Ursachen. Diplomarbeit, Sekt. Physik, Humbold-Universität, Berlin, 1987.
- MIEHLKE, O.: Maßgebende Wasserstände für die DDR-Küste. Unveröff. Unterlagen der Wasserwirtschaftsdirektion Küste, Stralsund, 1967.
- MIEHLKE, O.: Zur ökonomischen Beurteilung von Hochwasserschutzmaßnahmen. Acta Hydrophysica Bd. XIV, H. 1/2, Akademie-Verlag, Berlin, 1969.
- MODEL, F.: Über die Gebundenheit von Hoch- und Niedrigwasser der Ostsee an ganz bestimmte Kalendertage im Jahre. Ann. d. Hydrographie u. m. M., Hamburg, 1939.
- MONTAG, H.: Die Wasserstände an den ehemaligen Pegelstationen des Geodätischen Instituts Potsdam bis 1944. Arb. aus dem Geod. Inst. Potsdam, 1964.
- MONTAG, H.: Bestimmung rezenter Niveauverschiebungen aus langjährigen Wasserstandsbeobachtungen der südlichen Ostseeküste. Arb. Geod. Inst. Nr. 15, Potsdam, 1967.
- NEUMANN, G.: Eigenschwingungen der Ostsee. Arch. Dt. Seewarte 61, Hamburg, 1941.
- PANSCH, E.: Harmonische Analyse von Gezeiten- und Gezeitenstrombeobachtungen im DHI Hamburg. Interner Technischer Bericht Nr. 1, Hamburg, 1988.
- PASCHEN, F.: Die Geometrischen Nivellements ausgeführt durch die Großherzoglich-Mecklenburgische Landesvermessungs-Commission . . . Großherzogl. Mecklenburg. Landesvermessung IV Theil, Schwerin, 1882.
- PLATE, E. und IHRINGER, J.: Die Auswirkungen von Klimaänderungen auf Sturmfluten. HANSA Nr. 19/20, 1991.
- PUGH, D. T.: Sea level rise in: The greenhouse effect and rising sea levels in the UK. MAFF Conference for River and Coastal Engineers, Loughborough, 1989.
- REINHARD, H.: Die Sturmflut am 1. und 2. März 1949 an der Mecklenburgischen Ostseeküste. Zeitschr. f. Meteorologie Heft 7, 1949.
- SAGER, G.: Ebbe und Flut. Verlag VEB Hermann Haack, Gotha, 1959.
- SAGER, G. und MIEHLKE, O.: Untersuchungen über die Abhängigkeit des Wasserstandes in Warnemünde von der Windverteilung über der Ostsee. Annalen d. Hydrographie, Stralsund, 1956.
- STENGEL, T. und ZIELKE, W.: Dynamic Reaction of the North Sea to Storm Tides under Present Conditions and Following a Rise in Mean Sea Level. Contribution to the UNESCO-Workshop "storm'91", Hamburg, 1991.
- STIGGE, H.-J.: Nullpunktkorrektur f
 ür alle DDR-K
 üstenpegel. Beitr
 äge zur Meereskunde H60, Berlin, 1989.
- STIGGE, H.-J.: The correlation between two water gauges as an indicator of hydrodynamics in the Western Baltic. Contribution to the UNESCO-Workshop "storm'91", Hamburg, 1991.
- STIGGE, H.-J.: Steuert die Sonnenaktivität die Oberflächenneigung der Ostsee? Vortrag zur II. Deutschen Klimakonferenz, 1991, unveröffentl.
- STIGGE, H.-J.: Akzeleration und Periodizität des säkularen Meeresspiegelanstieges an der Mecklenburgischen Küste. (DHZ in Vorber.)
- STIGGE, H.-J.: Sea level change and high-water probability on the German Baltic coast. Contribution to the UNESCO-Workshop "seachange '93", Amsterdam, 1993.
- STRIGGOW, K. und TILL: 100jährige Pegelregistrierungen im Ostseeraum. Zeitschr. geol. Wiss. 15, 1987.
- WEISE, H.: Longperiodic and short-periodic fluctuations of the water level of the southern Baltic Sea. Gerlands Beiträge zur Geophysik Bd.97, H. 3, Leipzig, 1988.
- WEISE, H.: Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen im südlichen Ostseeraum. Veröff. d. Zentralinstituts für Physik d. Erde, Nr. 115, Potsdam, 1990.

Die vorpommerschen Boddengewässer – Hydrographie, Bodenablagerungen und Küstendynamik

Von Reinhard Lampe

Zusammenfassung

Die vorpommerschen Boddengewässer bilden durch ihre genetisch bedingte Anordnung in sog. Boddenketten ein tiefgestaffeltes Filtersystem, in dem die Einträge der Flüsse transformiert und teilweise sedimentiert werden. Im Beitrag werden die Grundzüge der Genese sowie wesentliche, den Stoffhaushalt bestimmende oder charakterisierende Parameter vorgestellt.

Summary

The coastal lagoons of Vorpommern form a chain of linked basins and function as a system of staggered filters. Here the discharge of coastal rivers and tributaries is transformed and sediments can accumulate. The paper describes the basic principles of these processes as well as the essential parameters which govern or characterize the sediment regime.

Inhalt

1.	Genese der Boddengewässer
2.	Topographische und morphometrische Daten
3.	Wasserhaushalt
4.	Seegang und Strömung
5.	Salinität, Nährstoff- und Sauerstoffkonzentrationen
6.	Qualität und Akkumulationsraten der Schlicksedimente
7.	Küstendynamik und Litoralsedimente
8.	Schlußbemerkungen
9.	Schriftenverzeichnis

1. Genese der Boddengewässer

Das Gebiet der vorpommerschen Boddenlandschaft erlangte seine Spezifik durch die Wirkungen zweier Formungsprozesse – zum einen durch die Modellierung der Erdoberfläche durch das pleistozäne Inlandeis und zum anderen durch die Überflutung und Umformung des Reliefs durch die Ostsee und ihre Küstendynamik.

Das pleistozäne Relief der Boddenlandschaft ist bereits präweichselzeitlich in seinen wesentlichen Zügen angelegt worden (JANKE u. KLIEWE, 1990). Dabei entstanden die Bodden und ihre Niederungen als Gletscherzungenbecken, die weichselzeitlich überfahren und bis in das Alleröd verbreitet mit Toteis und hangenden Staubeckensanden ausgefüllt waren (BRA-MER, 1975; JANKE, 1971, 1978). Danach schloß sich ein Festlands- bzw. durch limnisch-fluviatile Prozesse charakterisierter Entwicklungsabschnitt an.



26



Abb. 1: Geographische Lage der vorpommerschen Boddenlandschaft und der an ihrer Morphogenese ursächlich beteiligten spätglazialen Marginalzonen und holozänen Seesandebenen, Hakenbildungen und Nehrungen (nach KLIEWE u. JANKE, 1991)

Die die Festlandszeit unterbrechende Transgression des Ancylus-Sees hat in den Bodden nur die tiefer als –8 m ausgeschürften Bereiche beeinflußt und diese mit sandig-schluffigen Sedimenten aufgefüllt (KLIEWE u. JANKE, 1982, 1991). Nach der Ancylusregression gelangte mit dem postpleistozänen Meeresspiegelanstieg um 7900 BP das Meer in die Bodden, womit gleichzeitig die tiefgreifende Umgestaltung der Glazialbecken- zur Boddenlandschaft einsetzte (Abb. 1). Während der sog. Litorinatransgression kam es zur Bildung eines Inselarchipels und zu einer weiteren Verfüllung der Hohlformen mit meist feinsandigen Sedimenten, die von den schnell zurückverlegten Kliffen vor allem der Außenküsten geliefert wurden (KLIEWE u. JANKE, 1982), aber auch zu einer Abrasion von Pleistozänaufragungen im Zentralteil der Bodden mit Bildung von Restsedimenten (WEHNER, 1990).

Der Anstieg des Meeresspiegels war etwa um 5700 BP abgeschlossen, danach oszillierte er nur noch geringfügig um die heutige Spiegellage. Damit verbunden war das verstärkte Einsetzen von Küstenausgleichsprozessen. Bis 3500 BP entstand eine Vielzahl von Haken und Nehrungen, die sich an die glazialen Hochlagen anhängten und die dahinter liegenden flachen Wasserbecken von der offenen See zunehmend abriegelten (Abb. 1), obwohl vereinzelte Durchlässe – sog. Seegatts – noch bis in das 19. Jh. existierten, die zumeist künstlich geschlossen wurden. So mögen Hochwässer die Küsten der Bodden noch bis in historische Zeit stärker in Mitleidenschaft gezogen haben als dies nach der vollständigen Abriegelung der Fall sein konnte, aber allein die Tatsache des stark eingeschränkten Seeraumes muß schon recht früh zu einer deutlich geringeren Küstendynamik wie auch zu einem tiefgreifenden Wandel der hydrographischen – und damit verbunden der sedimentbildenden – Bedingungen geführt haben.

Infolge der Litorina-Transgression und des nachfolgenden Küstenausgleichs durch Nehrungsbildung verwandelten sich die glazial angelegten Hohlformen über das Stadium von +/– von einander isolierten Meeresbuchten zu perlschnurartig angeordneten und über kanalartige Einengungen miteinander verbundenen Boddenketten.

Genetisch ähnlich sind auch das Salzhaff und der Breitling im Unterwarnowgebiet entstanden. Obwohl sie deshalb streng genommen zu den Bodden- und Haffgewässern gehören, sind sie infolge ihrer abseitigen Lage nicht zur vorpommerschen Boddenlandschaft zu zählen und sollen daher unberücksichtigt bleiben.

2. Topographische und morphometrische Daten

Die einzige geschlossene Darstellung solcher Daten stammt von CORRENS (1976), auf die im folgenden zurückgegriffen wird (Tab. 1). Die von CORRENS gewählten Grenzen zwischen den einzelnen Gewässern werden deshalb beibehalten, obwohl es in der Literatur auch andere Vorschläge gibt (vgl. AL AHMAD (1990) zur Abgrenzung des Achterwassers oder SUBKLEW (1955) zur Grenzziehung zwischen Strelasund und Greifswalder Bodden). Wegen der genetischen und hydrographischen Zusammenhänge werden die Daten für das Große Haff (Wielki Zalew) mit aufgenommen. In Tabelle 2 sind die Flächenanteile verschiedener Tiefenstufen in den Boddengewässern aufgeführt (CORRENS, 1979). Auffällig ist der hohe Anteil der Tiefenstufe 0...2 m, die z. B. in den Darß-Zingster Gewässern nahezu 50 % der Gesamtfläche einnimmt. Die damit repräsentierten breiten Schaarflächen sind geradezu ein Charakteristikum der Bodden, welches noch deutlicher zum Ausdruck kommen würde, wenn der Bereich 0...1 m ausgehalten werden könnte, was wegen der bis in diese flachen Bereiche nicht durchgeführten Seevermessung allerdings nur für speziell untersuchte Lokalitäten möglich ist (z. B. LAMPE, 1987). Auf die Genese dieser Flächenbauformen wird in Abschn. 7 noch einmal zurückzukommen sein.

Gebiet	Fläche [km ²]	Volumen [Mio. m ³]	mittl. Tiefe [m]	max. Tiefe [m]	
Darß-Zingster-Bodden	196,8	397,1	2,0	12	
– Saaler Bodden	80,9	174,5	2.2	4.2	
 Koppelstrom 	7,6	13,6	1.8	6.6	
– Bodstedter Bodden	24,1	46.8	1.9	10.1	
– Fitt	3.1	1.6	0.5	1	
- Zingster Strom	2.7	5.7	2.1	12	
– Barther Bodden	19.4	34.1	1.8	6.0	
- Prerow-Strom	1.0	3.8	3.8	4 1	
- Barther Strom	2.1	3 3	1.6	2	
- Grabow	41.5	93.8	2.3	4 5	
- Aue bis Pramort	4 2	6.2	2,5	4,5	
– Fahrwasser am Bock	10,2	13,7	1,5	5,0	
Bodden zwischen	171.3	300.5	1.8	7.6	
Hiddensee und Rügen	171,5	500,5	1,0	7,0	
– Vitter Bodden	12.4	177	1.4	()	
- Schaproder Bodden	12,4	1/,/	1,4	6,0	
- Udarser Wiek	40,0	86,5	1,9	6,5	
- Odarser wiek	8,5	2,6	0,3	6,5	
- Koselower See	3,/	0,7	0,2	0,3	
- wittenberger Strom	3,/	1,1	0,3	4,0	
- Die Breite	4,8	6,3	1,3	4,5	
– Kubitzer Bodden	35,4	52,0	1,5	4,3	
– weitere Gewasser	56,2	133,8	2,4	7,6	
Binnenbodden Rügens	158,6	553,5	3,5	10,3	
- Rassower Strom	20,0	49,6	2,5	6,0	
– Wieker Bodden	16,0	41,1	2,6	4,9	
– Breetzer Bodden	11,6	24,5	2,1	4,1	
– Neuendorfer Wiek	3,7	4,6	1.2	2	
– Breeger Bodden	9,7	23,5	2.4	4.2	
– Lebbiner Bodden	4.7	11.3	2.4	4.1	
– Tetzitzer See	5,9	8.4	1.4	2.1	
– Großer Jasmunder B.	58.6	312.8	5.3	10.3	
– Kleiner Jasmunder B.	28,4	77,7	2,8	5,0	
Strelasund	64,4	252,5	3,9	16,0	
Greifswalder Bodden	510,2	2960.0	5.8	13.5	
Peenestromsystem	163.9	429.3	2.6	16	
- Peenestrom	69.6	153.1	2,0	16	
- Krumminer Wiek	13.5	32.0	2,2	10	
- Achterwasser	80.8	242 4	2,5	4	
	00,0	242,4	5,0	0	
Kleines Haff	277,2	1025,6	3,7	7,8	
	1542,4	5918,5	3,8		
Großes Haff	409,7	1556,9	3,8		

Tabelle 1. Morphometrische Daten der Boddengewässer (nach CORRENS, 1976)

Tiefenstufe	Darß-Zingster- Boddenkette		Nordrügensche Boddenkette		Greifswalder Bodden		Kleines Haff		Großes Haff	
[m]	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]
02 m	87,9	47,1	46,9	36,0	73,8	14,5	50,0	18,1	123,4	30,1
2 4 m	96,2	51,6	36,5	28,0	84,2	16,5	65,0	23,5	82,2	20,1
46m	2,5	1,3	14,0	10,8	85,5	16,8	161,0	58,0	140,0	34,2
610 m			32,5	25,0	248,7	48,7	1,2	0,4	64,1	15,6
>10 m			0,3	0,2	18,0	3,5				

Tabelle 2. Flächenanteile der Tiefenstufen in den Boddenketten (nach CORRENS, 1979)

3. Wasserhaushalt

Der Wasserhaushalt einer Boddenkette wurde erstmalig durch BROSIN (1965) mit der Zielsetzung bearbeitet, Aufschluß über die Wechselwirkung der einzelnen Bilanzelemente und ihre Schwankungen zu erhalten und daraus mögliche Auswirkungen auf die Meeresumwelt abzuleiten. Die Arbeiten wurden von CORRENS (1973) im Zusammenhang mit der grenzüberschreitenden Erforschung der Hydrographie des Odermündungsraumes (INSTYTUTS METEOROLOGII . . ., 1980) im Gebiet Kleines Haff und Peenestrom fortgesetzt und von ihm 1979 auf das Gesamtareal der vorpommerschen Boddengewässer und die Unterwarnow ausgedehnt. Die Auswertung der diesen Untersuchungen zugrunde liegenden Meßreihe 1966 . . . 1975 wurde von MERTINKAT (1986) für den Zeitraum 1966 . . . 1985 fortgesetzt und liegt inzwischen als 25jährige Reihe vor.

Die Analyse basiert auf der die (unbedeutenden) unterirdischen Zu- und Abflüsse vernachlässigenden Wasserhaushaltsgleichung

$$(E + F - A) + (N - V) = W$$

mit E = Einstrom von der Ostsee

F = Flußwasserzufuhr

- N = Niederschlag auf die Gewässeroberfläche
- A = Ausstrom zur Ostsee
- V = Verdunstung von der Gewässeroberfläche
- W = Wasserinhaltsänderung

Bei einer Bilanzierung über längere Zeiträume sollte W praktisch Null sein; bei einer Bilanzierung über kürzere Zeitabschnitte wie im vorliegenden Fall treten jedoch Restglieder auf, die sich aus der unterschiedlichen Füllung zu Beginn und am Ende der Bilanzperiode ergeben. Die Elemente der ersten Klammer umfassen den horizontalen, die der zweiten den vertikalen Wasseraustausch.

Zur mengenmäßigen Abschätzung des Wasserumsatzes der Bodden wird wie folgt verfahren: Für die kleinste Bilanzeinheit (Monat) werden die aus Pegelregistrierungen ermittelten Aufstaubeträge ($W_{A1} \dots W_{An}$) summiert und mit den entsprechenden Gewässerflächen multipliziert. Um die Berücksichtigung von Eigenschwingungen zu unterdrücken, werden dabei nur die 10 cm übersteigenden Wasseranstiege berücksichtigt, die mindestens 8 Stunden andauern. Da in den Aufstaubeträgen die Größen F, N und V implizit enthalten sind, sind die Ergebnisse entsprechend der zeitlich wechselnden Länge der Stauabschnitte am Ende des Bilanzzeitraumes zu korrigieren. Für ein in sich nicht differenziertes Gewässer mit nur einer Verbindung zur Ostsee ist die Anwendbarkeit der o.g. Bilanzgleichung nicht in Frage gestellt. Im Falle, daß zwei Verbindungen existieren (z. B. Greifswalder Bodden, Kleines Haff), muß aber für eine Verbindung eine empirisch ermittelte Beziehung zwischen Wasserstandsgefälle und Strömungsgeschwindigkeit genutzt und für die zweite Verbindung weiter wie o.a. verfahren werden. Die empirischen Beziehungen haben die Form

$$v = a * W^b$$

mit v = Strömungsgeschwindigkeit, W = Wasserstandsgefälle und a, b = Konstanten, wobei diese für Ein- bzw. Ausstromlagen in der Regel verschieden groß ausfallen und mit z. T. erheblichen Streuungen behaftet sind (BIRR, 1988; BROSIN, 1965; CORRENS, 1973/74; GUTH, 1990; LAMPE, 1989). Soll für eine Boddenkette auch der Wasserhaushalt der Einzelbodden untersucht werden, kann auf das bei CORRENS (1979) beschriebene Kaskadenmodell zurückgegriffen werden.

Die von MERTINKAT (1986) bearbeitete 20jährige Reihe des Wasserhaushaltes zeigt, daß

- Verdunstung und Niederschlag praktisch vernachlässigt werden können, da sie nur je 1–2 % des Umsatzes ausmachen und damit innerhalb des Fehlerintervalls der Ein- und Ausstrombestimmungen liegen;
- die Flußwasserzufuhr für die Darß-Zingster-Bodden insgesamt mit 10 % (295×10⁶ m³) an der Bilanz beteiligt ist, bei einer Differenzierung entsprechend dem Kaskadenmodell für den Saaler Bodden 16 % (191×10⁶ m³), für den Bodstedter Bodden 1 % (18×10⁶ m³), den Barther Bodden 2 % (66×10⁶ m³) und den Grabow 0,5 % (24×10⁶ m³) zu veranschlagen sind. Für die Nordrügenschen Bodden macht die Flußwasserzufuhr 1 % (45×10⁶ m³), den Greifswalder Bodden unter Vernachlässigung der Peenestrommündung 0,3 % (106×10⁶ m³) und für das Kleine Haff 5,0 % (434×10⁶ m³) aus.

Damit wird die überragende Bedeutung des Wasseraustausches mit der Ostsee unterstrichen, der als Bilanzelement bei weitem dominiert. Es wird gleichzeitig die Sonderstellung des Greifswalder Boddens deutlich, der gegenüber den anderen Gewässern einen vielfach höheren Umsatz realisiert. Dank der breiten Verbindung zur Oderbucht wird hier dem Wasseraustausch ein weit geringerer Widerstand entgegengesetzt als durch die engen Verbindungskanäle der anderen Bodden. Die Austauschgrößen können im einzelnen Tabelle 3 entnommen werden.

Ein so wertvolles Material dieser Datensatz für die Interpretation ökologischer Prozesse darstellt, darf doch nicht übersehen werden, daß der Methode einige Mängel anhaften, derer sich CORRENS aber schon durchaus bewußt war. Ein erster besteht in der Nichtberücksichti-

Gewässer	Wasser- zufuhr	Fluß- wasser-	Nieder- schlag	Verdun- stung [%]	Wasser- zufuhr/ Volumen
	[Mio. m ³]	zufuhr [%]	[%]		
Darß-Zingster Bodden (o. Grabow)	3 046	10.0	4.0	1.0	8.0
Grabow	4 543	0,5	4,0	4,0	45.4
Binnenbodden Rügens	3 4 3 8	1,0	2,0	2,5	7,3
Greifsw. Bodden	34 823	0,3	0,9	1.0	11,7
Kleines Haff	8 784	5,0	2,0	2,0	8,6

Tabelle 3. Wasserhaushalt der Boddengewässer (nach MERTINKAT, 1986)

gung der Triftströmung, was sich bei der Berechnung des Wasserhaushaltes des Greifswalder Boddens besonders bemerkbar machen dürfte. Da seine Längsachse mit der breiten Öffnung zur Oderbucht und die Hauptwindrichtung zusammenfallen und ein Nachstrom durch den Strelasund gewährleistet ist, sollten die mit 40 % an der Windverteilung beteiligten SW- bis WNW-Winde bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von 4 Bft (5,5 . . . 7,9 m/s) und einer daraus resultierenden oberflächennahen Stromgeschwindigkeit von 5 . . . 10 cm/s einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag zum Wasserhaushalt hervorbringen. Daß im Mittel ein nach Osten gerichteter Strom existiert, ist inzwischen an Hand von Strömungsmessungen (GUTH, 1990), morphologischen Merkmalen (LAMPE, 1987) und Beobachtungen im Mündungsbereich des Peenestromes (LAMPE, 1989) hinreichend belegt.

Der zweite, schwerwiegendere Mangel besteht in der Deutung jeden Pegelanstieges als Wasseraustausch bei stillschweigender Voraussetzung einer gleichzeitig erfolgenden vollständigen Durchmischung. MAJEWSKI (1964, 1972, zit. in CORRENS, 1979) konnte z. B. nachweisen, daß an den in das Oderhaff einströmenden Wassermassen nicht nur Ostseewasser, sondern – und das zu einem großen Teil – auch Haffwasser beteiligt ist, welches zwischen Oderbucht und Oderhaff hin und her pendelt. Auf entsprechende Beobachtungen wies auch AL AHMAD (1990) am Beispiel des Achterwassers hin. Es ist deshalb ganz wesentlich, zu definieren, ob mit Wassereinstrom der Eintritt eines wie auch immer beschaffenen Wasserkörpers oder eben von Ostseewasser gemeint ist. Unter dem Gesichtspunkt der Berechnung von turn-over-Zeiten, von effektiven Stofftransporten u. ä. sollten die Bestrebungen dahin gehen, mit Hilfe eines konservativen Tracers wie dem Salz- bzw. Chloridgehalt gerade letzteres zu bestimmen. Ein einfaches Instrumentarium dafür liefert der hydrographische Satz von KNUD-SEN oder eine Mischungsformel, wie sie MIEHLKE (1969/70) für Untersuchungen in den Darß-Zingster Gewässern benutzt hat.

LAMPE (1993) hat am Beispiel des Achterwassers den Unterschied zwischen beiden Herangehensweisen deutlich gemacht. Nach der Pegeldifferenzmethode von CORRENS beträgt der Gesamtwasseraustausch für das Berechnungsjahr 1988/89 2628×106 m3, was dem 11 fachen des Gewässervolumens entspricht, während nach den täglichen Chloridmessungen jedoch nur 121×106 m3 Ostseewasser eingeströmt sind, was etwa der Hälfte des Volumens entspricht. Diese gravierenden Unterschiede zeigen, daß das Verfahren von CORRENS noch relativ problemlos bei Gewässern angewandt werden kann, deren Verbindungsweg zur vorgelagerten Ostsee relativ kurz ist, daß die Ergebnisse aber zunehmend schwieriger zu deuten sind, je weiter dieser Weg und je größer damit die Menge an rückgestautem Wasser ist. Das Problem des Wasserhaushalts der Boddengewässer kann daher keineswegs als abgeschlossen angesehen werden. Die Bemühungen konzentrieren sich gegenwärtig auf die Berechnung mittels hydrodynamischer Modelle, wie sie von Nöhren (1988), JASINSKA (1991) und BUCKMANN (1993, s.u.) für das Oderhaff-Gebiet, STOYAN, MÜLLER u. BAUMERT (1986), BAUMERT et al. (1989), BUCKMANN, LAMPE u. KROHN (1990) für den Greifswalder Bodden und HINKELMANN u. ZIELKE (1993) für die Darß-Zingster Gewässer als 2D- bzw. 3D-Modelle unterschiedlicher Auflösung vorgestellt wurden.

4. Seegang und Strömung

Infolge der geringen Wassertiefen und der kurzen Windwirklängen kommt dem Seegang als küstengestaltender Kraft eine weit geringere Bedeutung zu, als dies an der Außenküste der Fall ist. Um einen Vergleich zu ermöglichen, soll trotzdem eine kurze Darstellung des Kenntnisstandes erfolgen.

32

Der erste Bericht über Seegangsbeobachtungen in den Darß-Zingster Gewässern stammt VON BROSIN (1965), der von visuellen Schätzungen berichtet. GOMOLKA (1971) teilt berechnete Werte für den Greifswalder Bodden mit. Umfangreichere Messungen und Beobachtungen im Strelasund wurden von BIRR (1970, 1990) und in den Darß-Zingster-Gewässern sowie im Greifswalder Bodden von GREWE (1985) angestellt. GREWE konnte zeigen, daß die von SCHELLENBERGER (1962) für Binnengewässer abgeleiteten Beziehungen zwischen Windgeschwindigkeit und Streichlänge einerseits und Wellenperiode und -höhe andererseits bei den kleineren Bodden mit Messungen gut übereinstimmen, für den Greifswalder Bodden in der Regel aber zu kleine Werte liefern. Umfangreiche Berechnungen wurden mit einem von WEISS et al. (1977) dargestellten Verfahren, daß auf der Spektralmethode von KRYLOV basiert und neben der Wassertiefe und den Windfaktoren auch die Gewässerform berücksichtigt, von RAUCH (1986) und LAMPE (1987, 1989b, 1990) durchgeführt. Die Übereinstimmung der Berechnungsergebnisse mit Messungen ist bis Windstärke 6 Bft recht gut, danach kommt es auf Grund der Ausbildung von Flachwasserbedingungen zu Abweichungen, die sich insofern in Grenzen halten, als auf Grund des begrenzten fetches sehr bald stationäre Bedingungen eintreten.

Für den Greifswalder Bodden sind die Berechnungsergebnisse in Form eines Seegangsatlasses zusammengefaßt worden (LAMPE 1989b), aus dem ein Beispiel in Abbildung 2 wiedergegeben ist. Das Flachwassergebiet des Großen Stubbers im Zentrum des Boddens



Abb. 2: Räumliche Verbreitung mittlerer Wellenhöhen bei verschiedenen Windstärken im Greifswalder Bodden (nach LAMPE, 1989)


Abb. 3: Räumliche Differenzierung der Überschreitungsdauer des Auftretens verschiedener mittlerer Wellenhöhen im Greifswalder Bodden (nach LAMPE, 1989)

wurde dabei von den Berechnungen ausgenommen. Legt man die relative Häufigkeit der Windszenarien entsprechend der Windverteilung eines mittleren Jahres zugrunde, so lassen sich durch Stapelung auch die Gebiete mit einer bestimmten Überschreitungsdauer der H_m pro Jahr ermitteln. Zwei Beispiele sind in Abbildung 3 dargestellt. Aus ihnen kann entnommen werden, daß bei relativ niedrigen H_m (< = 0,5 m) die Isolinien noch nahezu konzentrisch verlaufen, mit leicht nach Osten verschobenem Schwerpunkt entsprechend der Häufigkeit aus dem Westsektor. Das Auftreten höherer H_m konzentriert sich dann zunehmend auf die Gebiete vor der Küste des Mönchgutes bzw. einen großen Bogen, der von der Boddenrandschwelle beginnend und nach Süden ausschwingend bis vor die Halbinsel Zudar reicht. Daß eine solche Verteilung real ist, wird durch die Beobachtungen zur Küstendynamik sowie durch die Verteilung der Sedimenttypen am Gewässerboden gestützt.

Die für die Küstenmorphodynamik wichtige Größe der mittleren jährlichen Seegangsbelastung kann mit Hilfe des o.a. Algorithmus bei Zugrundelegung einer langjährigen mittleren Windverteilung und der Vernachlässigung von Refraktionserscheinungen (d. h. für Tiefwasserbedingungen) als Größe der Dimension kWh/m/a und einer mittleren Anlaufrichtung berechnet werden. Danach treten in den inneren Seegewässern Belastungen von maximal 790 kWh/m/a (Groß Zicker, Greifswalder Bodden) und im Mittel von 550 kWh/m/a im Greifswalder Bodden, 150 kWh/m/a im Achterwasser und weniger als 100 kWh/m/a in den Darß-Zingster-Gewässern auf. Verglichen mit Werten der Außenküste (maximal 13 MWh/m/a bei Arkona, 8,5 MWh/m/a bei Lohme, 3,8 MWh/m/a am Südperd/SE-Rügen; WEISS et al., 1977), bedeutet dies eine um reichlich eine Größenordnung niedrigere Belastung der Binnenküsten.

Die Strömungen der Haff- und Boddengewässer resultieren vor allem aus dem Einfluß des Windes – entweder direkt als Triftstrom oder indirekt als Gefälleausgleichsstrom, wobei beide Komponenten fast stets gemeinsam auftreten und schwer voneinander zu trennen sind. Zur Ermittlung der Strömungsverhältnisse sind in den sechziger und siebziger Jahren (vereinzelt auch danach) umfangreiche Messungen mit Stromkreuzen (HACKERT, 1969) wie auch mechanischen, später akustischen Strömungsmessern (BROSIN, 1965; BIRR, 1988; CORRENS, 1979; GUTH, 1990; LAMPE, 1989a) vorgenommen worden. Trotz gewisser lokaler Abweichungen vor allem bei der Stromrichtung hat sich dabei stets gezeigt, daß im Mittel die Stromgeschwindigkeit der alten Faustregel gehorcht, wonach sie 1,5 % der Windgeschwindigkeit ausmacht. Damit weist sich der Strom auf den großen Wasserflächen vorrangig als



Abb. 4: Häufigkeit des Auftretens unterschiedlicher Ein- und Ausstromgeschwindigkeiten an einem Profil des nördlichen Peenestromes bei Karlshagen, berechnet mit einem hochaufgelösten 2D-Modell für das Jahr 1990/91 (nach BUCKMANN, 1993)

Triftstrom aus. Anders liegen die Verhältnisse in den flußartigen Verbindungen zwischen den Bodden, den sog. Strömen. Am besten untersucht ist der Peenestrom (CORRENS, 1973/74; TREMP u. THIEME, 1984; LAMPE, 1989a; BUCKMANN, 1993), dessen mittels eines hochaufgelösten 2D-Modells ermittelte Strömungsgeschwindigkeitsverteilung für das Jahr 1990/91 in Abb. 4 dargestellt ist und eine Vorstellung über Stärke und Richtung der Gefälleströmungen zwischen den Bodden vermittelt.

5. Salinität, Nährstoff- und Sauerstoffkonzentrationen

Die Bodden sind als Übergangsgewässer zwischen den vom Festland abfließenden Flüssen einerseits und der Ostsee andererseits hinsichtlich ihrer Salinität in starkem Maße von den aktuellen Mischungsverhältnissen von Fluß- und Ostseewasser geprägt. Diese werden bestimmt

- von den stündlich bis täglich wechselnden Ein- bzw. Ausstromsituationen, die vom jeweiligen Wasserstand der Ostsee gesteuert werden und auf dem Windstau des großräumigen Windfeldes vor allem der mittleren Ostsee beruhen (SAGER u. MIEHLKE, 1956) (interdiurne Veränderungen; Abb. 5, oberes Diagramm, gerissene Linie),
- von den Jahresgängen des Festlandsabflusses, der Intensität des Wasseraustausches zwischen Bodden und Ostsee (entsprechend dem Jahresgang der Wasserstandsschwankungen) und des Salzgehaltes des Ostseewassers (Abb. 5, oberes Diagramm, ausgezogene Linie)
- sowie längerfristigen Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation, denen Schwankungen des mittleren jährlichen Salzgehaltes der Ostsee wie auch der Bodden folgen (vgl. HUPFER, 1992; Abb. 5, unteres Diagramm).

Die höchsten Salzgehalte treten in den Gewässern um die Insel Hiddensee auf, die den kürzesten Zugang zu dem noch relativ salzreichen Seegebiet östlich der Darsser Schwelle (9,6-8,9 PSU; BACHOR, 1990) besitzen. Mit zunehmender Entfernung von diesen Öffnungen (Libben zwischen Rügen und Hiddensee, Gellenrinne zwischen Hiddensee und Bock sowie den Rinnen zwischen Bock und Zingst) sinkt nicht nur der Salzgehalt, sondern auch seine tägliche und jährliche Schwankungsbreite. In den Nordrügenschen Bodden geht die Salinität aufgrund des geringen Süßwasserzustromes lediglich auf 8,5 PSU zurück, der Kleine Jasmunder Bodden, der seit 1868 durch einen Eisenbahndamm weitgehend vom natürlichen Wasseraustausch mit den vorgelagerten Gewässern abgeschnitten ist, weist heute noch einen Salzgehalt von 4 PSU auf. In den Darß-Zingster-Gewässern nimmt er von 8-9 PSU im Grabow auf ca. 2 PSU im Saaler Bodden ab. Eine allmähliche Abnahme ist auch durch den Strelasund nach Osten zu beobachten, da der anschließende Greifswalder Bodden (7,5 PSU) dank seiner breiten Verbindung zur Oderbucht deren Salzgehalt weitgehend folgt. Am Übergang vom Greifswalder Bodden zum nördlichen Peenestrom tritt der größte Salinitätsgradient innerhalb der Boddengewässer auf. Aufgrund eines relativ starken Abflusses aus dem Oderästuar (Kleines Haff 1-2,5 PSU) wird hier ein Gefälle von im Mittel 3,5 PSU im Peenestrom auf 7,5 PSU im Greifswalder Bodden innerhalb einer, je nach Stromlage wechselnden, aber in der Regel nur einige 100 m bis Kilometer messenden Strecke beobachtet. In diesem Übergangsgebiet werden daher auch regelmäßig ausgeprägte Schichtungen mit stark variierender Neigung einer Thermohalokline angetroffen. Eine zweite, weit undeutlicher ausgebildete Front innerhalb des Peenestroms liegt im Mittel im Übergang des nördlichen Peenestromes zur seeartigen Erweiterung der Krumminer Wiek. Das Achterwasser weist wegen seiner abseitigen Lage im Peenestromsystem deutliche Anzeichen einer eigenständigen Hydrographie auf, die sowohl bei den Nährstoff- als auch bei den Salzgehalten zu erkennen ist. Die in Abb. 6



Abb. 5: Jahresgänge von kurz-, mittel- und langfristigen Schwankungen des Salzgehaltes im Greifswalder Bodden, Station Lubmin (nach Daten der WWD Küste aus LAMPE, 1989):

- oberes Diagramm, gerissene Linie: Monatsmittel der interdiurnen Änderungen der Chloridkonzentration (mg/l), 1977–1981
- oberes Diagramm, ausgezogene Linie: Monatsmittel der Chloridkonzentration (g/l), 1977-1981
- unteres Diagramm: Schwankungen der Jahresmittel des Salzgehaltes (PSU bzw. g Cl/l), 1969-1988

dargestellte Reihe von Wochenmitteln des Salzgehaltes zeigt, wie starke, andauernde Einstromlagen die Salinität kräftig erhöhen, während der normale Wasseraustausch mit dem vorgelagerten Peenestrom nur zu einer allmählichen Aussüßung führt. Zeitweise wurde so die eigenartige Situation beobachtet, daß ein aufgrund weniger, starker Ostseewassereinschübe aufgesalzenes Achterwasser mit bis zu 4 PSU inmitten des viel schneller wieder aussüßenden Peenestromsystems existierte.

Innerhalb des Kleinen Haffs nimmt der Salzgehalt, der vor der Peenemündung bei Karnin sein Minimum erreicht, nach Osten mit der Annäherung an die Swine-Pforte erneut zu. In der Umgebung des Piastowski-Kanals werden schließlich wieder ähnliche Verhältnisse wie an der



Abb. 6: Zeitreihe von Wochenmitteln des Salzgehaltes im Achterwasser, Station Loddin

Mündung des nördlichen Peenestromes in den Greifswalder Bodden beobachtet, wobei hier die Erscheinungen aufgrund des intensiveren Wasseraustausches noch ausgeprägter sind (INSTYTUT METEOROLOGII . . ., 1980; NÖHREN, 1988; JASINSKA, 1991).

Die hydrographischen Besonderheiten der Boddengewässer, die durch den Salzgehalt charakterisiert werden, bestimmen maßgeblich auch die Verteilung weiterer Parameter, von denen hier auf die anorganisch-gelösten Nährstoffe und den Sauerstoff eingegangen werden soll. Die Bodden sind als polymiktische Flachgewässer durch eine intensive Wechselwirkung zwischen Sediment und Pelagial gekennzeichnet und können demzufolge die Bodenablagerungen nur eingeschränkt als Nährstoffsenke nutzen. Sie gelten somit als aus morphologischen Gründen natürlich eutroph und unterliegen in ihrer Steuerung um so mehr dem Einfluß physikalischer Faktoren, je flacher sie sind (SCHLUNGBAUM, 1988). Gleichzeitig resultiert daraus eine erhebliche räumliche und zeitliche Variabilität der Beschaffenheitsparameter, die das Erstellen ökologischer Bilanzen sehr erschwert. Von den physikalischen Einflußgrößen besitzt der Wasseraustausch mit der Ostsee die größte Bedeutung, weil praktisch nur der Austausch eines Teils des Wasserkörpers zu einer Änderung des Gesamtnährstoffstatus führen kann. Aus diesem Grunde existieren auch enge Relationen zwischen dem Salzgehalt und der Trophie der Gewässer und in deren Gefolge auch zu anderen Parametern wie pH, Sichttiefe, Sauerstoffsättigung und BSB. Die beobachtete langfristige Zunahme der Nährstoffkonzentrationen (SCHÖPPE, 1989; BACHOR, 1990) ist dagegen unabhängig vom Wasseraustausch als Folge stetig wachsender Nährstoffeinträge aus dem Einzugsgebiet und über die Atmosphäre anzusehen. (Eine gewisse Trendwende deutet sich seit 1989 im Zuge eines tiefgreifenden Struktur- und Nutzungswandels und des Ausbaus der Entsorgungseinrichtungen an. Noch sind aber Signale einer Entlastung der Boddengewässer nicht zu erkennen.) Im Jahresgang gibt es zwischen den einzelnen Gewässern insofern Unterschiede, als insbesondere die Nitratkon38

zentrationen im Frühjahr stark vom Umfang der Flußwasserzufuhr abhängig sind (die höchsten Konzentrationen werden im Haff und in der Umgebung der Peenemündung gemessen) und im Spätsommer in den stärker belasteten Gewässern (Peenestrom, Kleines Haff) noch Werte bis 30 µmol/l gemessen werden, während in den weniger stark belasteten Gewässern regelmäßig die Werte in die Nähe der Nachweisgrenze sinken. Beim Phosphat werden im Oderästuar nach einem Minimum im Frühjahr Spitzenwerte häufig im Sommer gemessen, während in den Darß-Zingster und den Nordrügenschen Gewässern kein Jahresgang feststellbar ist. Die Werte liegen ganzjährig auf einem relativ einheitlichem Niveau um 0,5 µmol/l, wofür es bisher zwei Erklärungsversuche gibt: zum einen könnten die hohen Algenkonzentrationen das Phosphat im kurzgeschlossenen Kreislauf umsetzen und Schwankungen dadurch abpuffern, zum anderen könnte das Zusammenwirken von häufiger, windbedingter Resuspendierung der Schlicksedimente und ihrer auf Grund des hohen Gehaltes an organischer Substanz erheblichen Sorptionsfähigkeit zur Einstellung eines Gleichgewichtszustandes führen, der ebenfalls einem ausgeprägtem Jahresgang entgegenwirkt (SCHLUNG-BAUM u. NAUSCH, 1988).

Hinsichtlich der Sauerstoffsättigungen kann generell davon ausgegangen werden, daß die Verhältnisse um so ausgeglichener sind, je niedriger die Trophie und je höher die Salzgehalte sind. Extreme Verhältnisse werden im Frühjahr daher in den inneren Darß-Zingster-Gewässern, im Kleinen Jasmunder Bodden und im Oderästuar angetroffen, wo Übersättigungen von 150-180 % keine Seltenheit darstellen. Im Sommer wurden vor allem im Kleinen Haff minimale O2-Gehalte als Zeichen verstärkt ablaufender Mineralisationsvorgänge beobachtet (SCHÖPPE, 1989). Im Winter liegen die Werte in Abhängigkeit von der Höhe der landseitigen Belastung mit sauerstoffzehrenden Substanzen mehr oder weniger deutlich unter den Werten, die in der offenen See gemessen wurden (BRÜGMANN u. BACHOR, 1990; BACHOR, 1990). Für den grundnahen Bereich ist bisher davon ausgegangen worden, daß infolge der allgemeinen Polymixie keine statistisch abzusichernden Unterschiede zwischen den Parametern in der oberflächennahen bzw. grundnahen Lamelle existieren (SCHOKNECHT, 1973). Neuere Untersuchungen haben jedoch gezeigt, daß es durchaus auch in diesen flachen Gewässern zu länger andauernden Schichtungen kommen kann, die bisher nachgewiesen wurden für Salzwassereinschübe aus dem Gebiet der Darßer Schwelle über den Strelasund in den südwestlichen Greifswalder Bodden (WARSCHKOW, 1987) bzw. aus der Pommerschen Bucht über die Swina in den östlichsten Teil des Kleinen Haffs (LAMPE et al., 1992). Die Einschichtung dieser Wasserkörper führt bei der starken organischen Belastung der Sedimente vor allem im Kleinen Haff schnell zu einer Auszehrung des Sauerstoffgehaltes der grundnahen Lamelle und allerdings auf kleinere Areale beschränkt - zu durchaus kritischen Situationen.

Aber auch für längere Untersuchungsreihen des Greifswalder Boddens lassen sich inzwischen für die Sommermonate Juni und August eindeutige Unterschiede in den O₂-Konzentrationen der grund- bzw. oberflächennahen Schichten statistisch nachweisen (LAMPE, 1990), was als Zeichen einer zunehmenden organischen Belastung der Sedimente gedeutet wird. Es steht nicht zu erwarten, daß die kritischen Situationen hier großflächig und länger andauernd auftreten könnten. Die Gefahr wird eher in einem häufigeren Auftreten gesehen, welches auf die Dauer die Artenzusammensetzung und Biomasse des Benthos nachteilig beeinflußt.

6. Qualität und Akkumulationsraten der Schlicksedimente

Seit LINDNER (1972) hat sich die Einteilung der Bodenablagerungen der Boddengewässer in einen Mineral- und einen Schlickbodenkomplex eingebürgert. Zuordnungskriterium ist der Glühverlust einer Probe, wonach ein Sediment zum Schlickbodenkomplex gerechnet wird, wenn GV > 5% ist. SCHLUNGBAUM (1979) hat gezeigt, daß eine Reihe weiterer Parameter (vor allem P, Fe, Huminstoffe) damit korrespondieren und zur Einordnung herangezogen werden können. Ungeachtet dessen scheint eine solche Einteilung bedenklich: Schlick ist ein Terminus, der nach der Korngrößenverteilung des Sedimentes vergeben werden und auf dominante Anteile der Ton- und Schluff-Fraktion hindeuten sollte. Wohl ist mit dem Begriff "Schlick" immer ein merklicher Gehalt an organischer Substanz verbunden, (weshalb das Sediment auch nicht einfach als Ton oder Schluff bezeichnet wird), aber entscheidend ist der Gewichtsanteil der Fraktion < 0,063 mm. KOLP (1966), der dies besonders herausgearbeitet hat, gibt für die Schlicke (Fraktion < 0,063 mm > 45 Gew.-% nach seiner Definition) der Mecklenburger Bucht Organogengehalte von 2-9 % an. Andererseits sind im Großen Jasmunder Bodden reine Feinsande mit 24 % GV gefunden worden. Erheblichen Einfluß hat auch die Art der Korngrößenbestimmung entweder an frischem, gefriergetrockneten oder durch Naßoxidation vom organischen Anteil befreiten Material. Im einzelnen wird der Zweck die Vorgehensweise bestimmen - die Ergebnisse unterscheiden sich in jedem Falle grundlegend! Jüngste Untersuchungen an 2 Schlickkernen des Greifswalder Boddens mit Hilfe des CIS-1-Kornspektrenanalysators des Institutes für Ostseeforschung Warnemünde haben gezeigt, daß sich an frischen Proben (< 150 μm) stets ein charakteristisches Maximum bei 45–50 μm (Md rd. 60 µm) einstellt, welches auch an Ostseeschlicken beobachtet wurde (LEIPE mndl. Mitt.). Naßoxidiertes Material liefert demgegenüber Maxima bei 5–20 µm (Md rd. 20 µm). Nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand kann davon ausgegangen werden, daß die Boddenschlicke im wesentlichen aus der Schluff-Fraktion mit geringen Ton- und wechselnden Feinsandgehalten bestehen (vgl. LEIPE, 1986) und ein charakteristisches Konzentrationsmaximum der organogenen Substanz in dieser Fraktion von 20-25 % besitzen (Abb. 7). Schließlich sei angemerkt, daß sich in Analogie zur Spurenelementanalytik eine fraktionsbezogene Angabe von sedimentgütebestimmenden Analysedaten empfiehlt, wobei angesichts der sehr schwachen Besetzung der Ton- der Schlufffraktion der Vorrang gegeben werden sollte (Tab. 5).

Schlicksedimentation tritt unterhalb einer für jeden Gewässerpunkt individuell verschiedenen Tiefe auf, die abhängig ist vor allem von einer gegen Null gehenden geomorphologischen Arbeit des Seegangs am Gewässerboden. Das schließt nicht aus, daß bei Extremereignissen die Schlickablagerungen teilweise resuspendiert und über dabei entstehenden "Sturmflutlagen" schneller aussinkender Molluskenschalen erneut sedimentiert werden können. Je nach Exposition bewegt sich die Tiefenlage der Schlickgrenze bei den Boddengewässern zwischen 2 m und 7 m (LAMPE, 1992a).

In den einzelnen Gewässern erreichen die Schlicke unterschiedlichste Mächtigkeiten, die bis zu 5 m und mehr betragen können (KOLP, 1965; WORMS, 1983). Der Kenntnisstand ist aber außerordentlich unbefriedigend, so daß kaum repräsentative Daten zur Verfügung stehen. Es hat nicht an Versuchen gefehlt, rezente Schlicksedimentationsraten zu bestimmen (u. a. NAUSCH, SCHLUNGBAUM, v. OERTZEN, 1980). Während Untersuchungen mit Sedimentfallen auf Grund der intensiven Resuspension wohl kaum Erfolg bei der Bestimmung der rezenten Akkumulationsraten haben werden, haftet Datierungen mit Hilfe der Pollen- oder Radionuklidanalyse ein zusätzlicher Mangel auf Grund mehr oder weniger starker Bioturbation (WEISS, 1990) an. Die wenigen zur Verfügung stehenden Daten gestatten lediglich folgende Aussage: Entsprechend der Trophie der Gewässer bewegen sich die Sedimentations-



Abb. 7: Häufigkeitsverteilung des Glühverlustes in der Fraktion <63 μm von Sedimenten des Greifswalder Boddens (dicke Linie, n = 20; des Großen Jasmunder Boddens (dünne Linie, n = 36; und des Kleinen Haffs (gerissene Linie, n = 55)

geschwindigkeiten zwischen 0,3 mm/a (Greifswalder Bodden) und 1,2 mm/a (Achterwasser), wobei bisher nicht festgestellt werden konnte, daß ein Gewässer im Laufe seiner Entwicklung und spezifischen anthropogenen Inanspruchnahme seinen Platz in dieser Reihe verändert hat (Tab. 4).

Die Sedimentationsgeschwindigkeiten sind infolge unterschiedlicher Kompaktion meist nur eingeschränkt miteinander vergleichbar. Besser gelingt dies nach Bestimmung der Dichte und des Wassergehaltes und Berechnung der Sedimentationsraten (Tab. 5). Die Werte belegen die im Vergleich mit den anderen Gewässern ebenso wie im Verhältnis zur Akkumulation organischer Substanz überragende Stellung der anorganischen Sedimentation im Greifswalder Bodden. Die besonders hohe Rate in 20–30 cm Tiefe ist zeitlich in das 13. Jh. einzuordnen und als Molluskenschill-Lage ausgebildet, von der anzunehmen ist, daß es sich um eine Sturmflutlage handelt.

Von größter Bedeutung sind die organogenreichen Schlicke und Feinsande für den Eutrophierungsmechanismus der Gewässer. Infolge der nur geringen Tiefe und einer fehlen-

Gewässer	Tiefenbereich	erfaßte Zeitspanne	Sedimentations- geschwindigkeit
	[m]	[a]	[mm/a]
Achterwasser	0,00 - 0,30	250	1,2
	0,30 - 0,58	300	0,93
Kl. Haff	0,00 - 0,25	250	1.0
	0,25 - 0,53	300	0,93
Greifsw. Bodden	0,00 - 0,30	800	0,38
	0,30 - 0,53	700	0,33
Barther B. 1	0,00 - 0,20	max. 350	max. 0,57
Barther B. 2	0,00 - 0,22	350	0,63

Tabelle 4. Sedimentationsgeschwindigkeiten in vier ausgewählten Boddengewässern nach Datierung mittels Pollen- und Diatomeenanalyse (JANKE, in LAMPE et al., 1992)

den Schichtung des Wasserkörpers stehen diese nährstoffreichen und mit hohem Sorptionsvermögen ausgestatteten Ablagerungen ständig in Wechselwirkung mit dem Wasserkörper und können je nach äußeren Bedingungen als Quelle oder Senke gelösten wie auch partikulären Materials wirken. Einen Überblick über den Nährstoffstatus gibt Tab. 6.

7. Küstendynamik und Litoralsedimente

Infolge der geringen Belastung durch den Seegang bleibt das Ausmaß der Küstenveränderung im allgemeinen weit hinter dem der Außenküste zurück. Das Fehlen spektakulärer Rückgangsbeträge ist seinerseits wieder verantwortlich für ein nur spärliches Interesse an der Dokumentation dieser Veränderungen und einer daraus folgenden relativ schlechten Quellenlage. Eine Einschätzung des Küstenrückganges ist somit meist nur für einige wenige Lokali-

Tiefenstufe	Kleine	Kleines Haff		wasser	Greifsw.	Bodden	
	anorg.	org.	anorg.	org.	anorg.	org.	
[cm]	Subs	tanz	Substanz [g/m² a]		Substanz		
0 - 5	42,4	18,1	42,7	19,7	86,1	11,0	
5 - 10	79,8	30,0	76,9	29,8	62,2	8,3	
10 - 15	107,7	35,1	85,9	30,6	110,7	14,5	
15 - 20	87,0	33,7	101,0	28,6	132,5	13.9	
20 - 25	107,0	37,3	128,3	32,1	203,7	13.9	
25 - 30	108,1	37,8	143,9	41,5	203,0	15,2	
30 - 35	109,1	34,1	103,3	32,4	141,8	12,2	
35 - 40	100,8	30,5	101,7	36,0	150,3	14,1	
40 - 45	100,5	31,3	105,8	36,5	219,9	13.3	
45 - 50	117,6	29,0	84,7	38,0		,.	

Tabelle 5. Sedimentationsraten anorganischer und organischer Substanz in drei ausgewählten Boddengewässern (LAMPE, in LAMPE et al., 1992)

42

Tabelle 6. Überblick über den Nährstoffstatus der Schlicksedimente. Um einen Vergleich zu ermöglichen,
sind als Schlicke vorerst alle Sedimente mit GV > 5 % aufgefaßt worden. Mit * versehene Daten
entstammen Schlungbaum u. Nausch, 1984, mit ** gekennzeichnete Schlungbaum et al., 1989. Die
Daten sind in % TS angegeben, mit ^f markierte in % TS der Fraktion < 0,063 mm

Gewässer	n	С	Ν	Р	GV	Fraktion < 0,063 mm
Greifsw. B	20	5,59	0,56	0,11	16,0	59,8
Greifsw. B.	20	6,05 ^f	0,64 ^f	0,07 ^f	14,9 ^f	59,8
Greifsw. B.**	8			0,10	10,4	50,8
Gr. Iasm. B.	36	8,65 ^f	0,93 ^f	0,06 ^f	22,6 ^f	36,0
Kl. Jasm. B.	8	8,16 ^f	1,03 ^f	0,06 ^f	19,1 ^f	43,9
Kl. Haff	55			0,24 ^f	22,7 ^f	75,3
Grabow*	36			0,0590	16,6	-
Barther B.*	43			0,0616	12,1	20,2
Bodstedter B.*	51			0,0893	20,3	16,1
Saaler B.*	33			0,0909	15,8	40,9
Ribnitzer See*	42			0,1294	19,5	44,2

täten möglich, wobei es sich vorzugsweise um große, auffällige Geschiebe, um gefährdete Gehöfte, militärisch interessante Lokalitäten oder alte Vermessungspunkte handelt (GOMOLKA, 1987; JANKE u. LAMPE, 1993).

Allgemein kann auf Grund des derzeitigen Kenntnisstandes davon ausgegangen werden, daß die mittleren Rückgänge aktiver Abschnitte zwischen 10–20 cm/a liegen, nur ausnahmsweise werden auch höhere Beträge erreicht (z. B. Lubmin, Südküste Greifswalder Bodden, ca. 40 cm/a). Da in der Regel der Rückgang aber höchst diskontinuierlich erfolgt (s. u.), ist die Höhe der Rate entscheidend von der Wahl des Bezugszeitraumes abhängig. Über sehr lange Zeiträume zu mitteln, gelingt mit Hilfe fossiler submariner Kliffe: Während verschiedener Stagnationsphasen der Litorina-Transgression entstanden an den damaligen Ufern Kliffe, die bei weiterem Meeresspiegelanstieg ertranken und sich heute an verschiedenen Stellen des Peenestrom/Achterwasser-Systems sowie im Greifswalder Bodden nachweisen lassen (GUSEN, 1978; KNOLL, 1983; LAMPE, 1987). Für diese Stellen kann man schließen, daß der Rückgang in den letzten 6800 Jahren zwischen 75 und 300 m lag, was – verglichen mit den heutigen Werten – lange Stagnationszeiten nahelegt.

Statt der Angabe der Küstenrückgangsrate ist aus sedimentdynamischer Sicht vielfach die Angabe der Materialmenge interessanter, die von einem Küstenabschnitt bereitgestellt wird (GURWELL, 1989). GOMOLKA (1987) hat für den Greifswalder Bodden exemplarisch solche Werte durch Analyse historischer Karten ermittelt, die – über einen Zeitraum von 125–290 Jahren gemittelt – zwischen 0,5 und 2 m³ m⁻¹ a⁻¹ liegen, womit sie um annähernd eine Zehnerpotenz kleiner sind als vergleichbare Angaben für die Außenküste (WIEMER u. GURWELL, 1991). Da der Greifswalder Bodden aufgrund seiner Größe und Tiefe die intensivste Küstendynamik aufweist, kann leicht abgeschätzt werden, daß an anderen aktiven Boddenküstenabschnitten diese Werte kaum erreicht werden.

Über die Ausbildung der Litoralsedimente geben eine Reihe von Kartierungsarbeiten Aufschluß, die Gebiete der Darß-Zingster Boddenkette, des Strelasundes, des Greifswalder Boddens und des Achterwassers zum Gegenstand hatten und von denen erwartet werden darf, daß sie die Spanne der natürlichen Variabilität weitgehend abdecken. Die Gestaltungsprinzipien der submarinen Boddenküstenbereiche können daher als relativ gut bekannt gelten Sandlinsen

sehr schlecht

0 - 0.5

Sortierung

Tiefe (m) W-Ostsee

m. Ostsee

Gwd. Bodd.

	ufSz – uferfer	ne Sandzone;	saZ – sedimentar	me Zone; Sla	z – Schlickzone	
Zonen	unRZ	unSz	ufRZ	ufSz	saZ	Slz
Boden- bedeckung	Grobe Klastika mit	Fein-/ Mittel- sand	Mittel- Grob-Sand, Kies	Fein-, Mittel- sand	Mergel mit dünner Schluff/	Schlick

mäßig - sehr

6 - 10

10 - 20

2 - 4

sehr gut

10 - 15

20 - 40

4-7

gut

0 - 6

0 - 10

0 - 2.5

Tabelle 7. Charakteristik der Sedimentzonen in der Ostsee (zusammengestellt nach PRATJE, 1948; DIETRICH u. KÖSTER, 1974; KOLP, 1966; GUSEN, 1978; teilweise ergänzt; nach LAMPE, 1987); Abkürzungen: unRz – ufernahe Restsedimentzone; unSz – ufernahe Sandzone; ufRz – uferferne Restsedimentzone; ufSz – uferferne Sandzone; saZ – sedimentarme Zone; Slz – Schlickzone

(GOMOLKA, 1971; KNOLL, 1981; GUSEN, 1978; GURWELL, 1981; LAMPE, 1987, 1992b; FRANK, 1988; TRILLER, 1987). Die Kartierungen zeigen, daß die Zonen der Küstensedimente im Sinne von PRATJE (1948; vgl. auch KOLP, 1966; DIETRICH u. KÖSTER, 1974; LAMPE, 1987; Tab. 7) unabhängig von der hydrodynamischen Belastung in allen durch Abrasions- oder Transitprozesse geprägten Schorreabschnitten nachgewiesen wurden. Die konkrete Ausprägung der Kornverteilungen wird aber wegen der allgemein kurzen Transportwege und der geringen Differenzierungsmöglichkeiten besonders stark von den Herkunftsgebieten mitbestimmt, welche vorzugsweise an den Südumrandungen (s. Abschn. 1) aus gut sortierten Staubeckensanden bestehen. In Akkumulationsbereichen finden sich in der Regel nur eintönige Feinsanddecken, die kaum zu gliedern sind. Von 691 Proben aus verschiedenen Küstenabschnitten und -zonen waren 399 als gut sortierte Feinsande bzw. Fein- u. Mittelsande mit Medianwerten zwischen 0,14 und 0,18 anzusprechen (LAMPE, 1987).

Entsprechend der geringen Materialbereitstellung durch den Küstenabbruch sind auch größere Anlandungsformen kaum zu erwarten. Rezente Aufbauformen wie Haken und Höftländer sind trotz der starken Gliederung der Binnenküste selten, von geringen Ausmaßen und an Tieflagen des glazialen Reliefs gebunden. Viel häufiger sind fossile (oder zumindest subrezente) Formen, die auf eine vor Schließung der Nehrungen stärkere Strömungs- und Seegangsexposition mit Tendenz zur Bildung von Ausgleichsformen hinweisen (u. a. Nadelhaken im Bodstedter Bodden: ROLL u. ZILLMANN, 1985; Stolper Haken, Westrügen: Schmidt, 1978; Haken der Fährinsel/Hiddensee: JACOB, 1987). Auch die großen submarinen Sandkörper, deren Lage durchaus eine Interpretation als schaarähnliche Akkumulationsformen zuläßt (Gahlkower und Freesendorfer Haken im Greifswalder Bodden, Warther Haken und Trocken Ort im Achterwasser, die Schaarflächen bei Grabow und Dumsevitz (westl. Greifswalder Bodden) sowie Nisdorf und Fahrenkamp (Grabow)) unterliegen gegenwärtig weitgehend der Stagnation. Sie sind im Kern spätglazialer Entstehung (Geschiebemergel oder Staubeckensande), tragen verbreitet litorinazeitliche Vernässungstorfe und sind von nur geringmächtigen holozänen (rezenten) Sanden bedeckt (Gusen, 1988; LAMPE, 1987). Hier handelt es sich um fossile Abrasionsplattformen, die auf einem energetisch höheren Niveau entstanden und derzeit kaum umgeformt werden können. Die Begrenzung des "fetch" durch den Küstenausgleich an der Außenküste hat somit zu einem tiefgreifenden Wandel der Dynamik an der Binnenküste vornehmlich in Richtung Stagnation geführt. Damit einher geht

schlecht

> 17

> 50

> 7

Sandlage

sehr gut

15 - 17

40 - 50

fehlt

jedoch auch eine deutlicher in Erscheinung tretende Formung durch seltene Ereignisse, vornehmlich durch Sturmhochwasser (GOMOLKA, 1987). Die dabei entstehenden Formen wie Sturmflutwälle (z. B. bei Kinnbackenhagen, Fahrenkamp, Silmenitzer Heide, Insel Struck) und -rinnen (Damerow/ Usedom), Binnendeltas (z. B. Vierendehlgrund, Hahnentiefschaar), Abbruchnischen (bei Gager/SE-Rügen) und Terrassen (Südküste Greifswalder Bodden) usw. bleiben viel länger erhalten als an der Außenküste, wo sie durch die allgemein höhere Dynamik schneller wieder verwischt werden. Der Prozeß der Ausgleichung durch bewegliches klastisches Material ist durch die schnelle Schließung der Nehrungen im Ansatz steckengeblieben und durch einen Ausgleich durch organogene Verlandung (Akkumulation autochthonen phytogenen Materials in Küsten-Überflutungsmooren, Succow, 1981) weitgehend ersetzt worden.

Auf ca. 75 % ihrer Länge von insgesamt 1130 km wird die Binnenküste heute von artenarmen Boddenröhrichten (untergeordnet auch Salzgrasländern) geprägt. Der Beginn der Torfakkumulation reicht teilweise bis in das jüngere Subboreal zurück, teilweise nur bis in das 11./12. Jh., was offenbar abhängig ist von der jeweiligen Lage zum Meeresspiegel während der ausklingenden L3- bzw. der postlitorinen Transgression (JESCHKE u. LANGE, 1992; JANKE, mdl.Mitt.) Die Organogenakkumulation hält also Schritt mit dem Anstieg des Meeresspiegels. Mit dem Einsetzen der letzten Transgressionsphase beginnt an den Stellen, wo das Röhricht extensiv durch Rinder beweidet wird, die Entwicklung von Salzwiesentorfen, die infolge von Trittverdichtung und Bildung anaerober Zonen vor oxidativem Abbau geschützt sind und aus dem Mittelwasserbereich herauswachsen können. Unterstützt wird dieser Prozeß durch den Eintrag minerogenen Materials, so daß Akkumulationsgeschwindigkeiten von 0,4–0,6 mm/a resultieren (JESCHKE u. LANGE, 1992). Auflassung und Nährstoffanreicherung haben heute zu einem weitgehenden Verschwinden der Salzwiesen und zur Eroberung des Areals durch mehr oder weniger eutrophe Röhrichte geführt, die in Abhängigkeit von Nährstoffversorgung, Substrat sowie direkten und indirekten Nutzungseinflüssen in Vergangenheit und Gegenwart unterschiedliche Bestandstypen in vorwiegend zonaler Anordnung aufweisen. Diese Bestandstypen lassen sich vor allem nach der Halmlänge, der Halmdichte, der Trockenmasse und der Jahresproduktivität unterscheiden. Die zonale Anordnung der Bestandstypen Uferschilf, Hochschilf, Niederschilf, Quellschilf hat ihre Ursachen wahrscheinlich in der unterschiedlichen Nitratversorgung und Wasserzügigkeit am jeweiligen Standort. Quellschilf wird von der Landseite, Hochschilf dagegen von der Wasserseite mit Nitrat versorgt. Der Schilfsaum verfügt damit über ein Puffervermögen, welches es ihm gestattet, sowohl die landals auch die wasserseitig eingespülten Nitrate in Biomasse zu fixieren und später im Torf zu akkumulieren. Die Existenz des Bestandstyps Niederschilf im Zentrum des Röhrichtgürtels zeigt an, daß dort eine Mangelsituation herrscht, d. h. der Schilfsaum insgesamt noch in der Lage ist, die Nitratfracht zu kompensieren und einen durchgehenden Stofffluß zwischen Land und Gewässer weitgehend zu verhindern. Bei den Bestandstypen Hochschilf und besonders beim Quellschilf ist die Belastungsgrenze i. d. R. erreicht oder überschritten. Die Schilfhalme verlieren ihre Bruchfestigkeit und werden zunehmend durch nitrophile Pflanzengesellschaften ersetzt (VOIGTLAND, 1983; SLOBODDA, 1989; LAMPE et al., 1987). Damit einher gehen Veränderungen des Schilfareals, die aber infolge der starken Einflußnahme des winterlichen Eisganges auf die wasserseitige Röhrichtgrenze nicht immer eindeutig auf Eutrophierungserscheinungen zurückführbar sind. Am ehesten gelingt dies noch mit Hilfe des Vergleichs von Luftbildern über einen mittelfristigen Zeitraum hinweg. Danach zeigen die Mehrzahl der untersuchten Brackwasserröhrichte der Darß-Zingster Boddenkette, der Boddengewässer Rügens und Usedoms eine regressive Schilfsaumentwicklung, die sich vorzugsweise am wasserseitigen Rand und in abgeschlossenen Boddenbereichen bemerkbar macht, die stärke-



Abb. 8: Ausbildung unterschiedlicher Typen von Verlandungsufern entsprechend morphologischer Situation, Exposition, Substratbindung und Trophie (nach SLOBODDA, 1989)

ren Eutrophierungserscheinungen ausgesetzt sind. Die höchsten Werte des Schilfrückgangs wurden im Kleinen Haff mit 5,6 ha und bei Kinnbackenhagen im Grabow mit 4,4 ha im Zeitraum 1966/86 bzw. 1966/83 festgestellt (LIPPERT, 1989).

8. Schlußbemerkungen

Die vorpommerschen Boddengewässer stellen einen geologisch jungen, ökologisch vielschichtigen und robusten Typ von Küstengewässern dar. Die einzigartige Kombination glazialer Kerne und holozäner Haken und Nehrungen und die Hintereinanderschaltung der flachen Einzelgewässer zu Boddenketten mit unterschiedlichster Wechselwirkung mit der vorgelagerten Ostsee finden ihren Ausdruck in einer hohen landschaftsökologischen Diversität. Weite Teile der Boddenlandschaft gehören daher zu Schutzgebieten verschiedener Kategorien (Nationalpark, Biosphärenreservat, Feuchtgebiet nationaler bzw. internationaler Bedeutung, Naturschutzgebiet, Naturpark). Ihre größte Bedeutung haben die Bodden aber als Filter und Puffer zwischen den vom Festland entwässernden Flüssen und der Ostsee. In dieser Übergangszone mit ästuarinem Charakter werden die eingetragenen Schweb-, Nährund Schadstoffe in die Nahrungskette eingeschleust, transformiert und teilweise sedimentiert. Andererseits hat der massenhafte Import dieser Stoffe die Gewässer an den Rand ihrer Belastbarkeit gebracht und damit nicht nur das Gleichgewicht ihres eigenen Stoffhaushalts gestört, sondern auch die Ostsee eines wichtigen Schutzes beraubt. Es kann daher nicht ausdrücklich genug darauf verwiesen werden, daß alle Bemühungen zum Schutz der Bodden letztlich aktiver Schutz der Ostsee sind.

9. Schriftenverzeichnis

- AL AHMAD, H.: Ozeanologisch-hydrographische Kennzeichnung von Ästuaren der DDR-Küste, dargestellt am Beispiel des Achterwassers. Diss. A, Greifswald, 1990.
- BACHOR, A.: Räumliche und zeitliche Veränderungen ausgewählter hydrographisch-chemischer Parameter in den Küstengewässern der DDR. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 39, H. 3, 1990.
- BAUMERT, H. et al.: Numerical simulation of estuarine hydrodynamics. Syst. Anal. Model. Simul., Jg. 6, H. 7, 1989.
- BIRR, H.-D.: Hydrographie des Strelasundes. Diss. A, Potsdam, 1970.
- BIRR, H.-D.: Zu den Strömungsverhältnissen des Strelasundes. Beitr. Meereskde, H. 58, 1988.
- BIRR, H.-D.: Zur Seegangsentwicklung auf Boddengewässern. Greifsw. Geogr. Arb., H. 8, 1990.
- BRAMER, H.: Über ein Vorkommen von Allerödtorf in Sedimenten der Ueckermünder Heide. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 24, H. 3/4, 1975.
- BROSIN, H.-J.: Hydrographie und Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und Zingst. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, Ser. 2, Jg. 18, H. 3, 1965.
- BRÜGMANN, L. u. BACHOR, A.: Present State of the Baltic Coastal Waters of Mecklenburg-Vorpommern, Germany. GeoJournal, Jg. 22, H. 2, 1990.
- BUCKMANN, K.: Modellierung der Hydrodynamik im Oder-Ästuar (unveröff.). F/E-Zwischenber., Greifswald, 1993.
- BUCKMANN, K., LAMPE, R. u. KROHN, J.: Modellierung der Wasserdynamik im Greifswalder Bodden (unveröff.). F/E-Bericht, GKSS Geesthacht, 1990.
- CORRENS, M.: Beitrag zum Wasserhaushalt des Oderhaffs. Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Math.-nat. R., Jg. 22, H. 6, 1973.
- CORRENS, M.: Strömungsverhältnisse im Peenestrom. Acta hydrophys. Jg. 18, H. 1, 1973/74.
- CORRENS, M.: Charakteristische morphometrische Daten der Bodden- und Haffgewässer der DDR. Vermessungstechnik, Jg. 24, H. 12, 1976.
- CORRENS, M.: Der Wasserhaushalt der Bodden- und Haffgewässer der DDR als Grundlage für die weitere Erforschung ihrer Nutzungsfähigkeit zu Trink- und Brauchwasserzwecken. Diss. B, Berlin 1979.
- DIETRICH, G. u. KÖSTER, R.: Bodengestalt und Bodenbedeckung. In: MAAGARD, L.; RHEIN-HEIMER, G.: Meereskunde der Ostsee. Berlin, Heidelberg, New York, 1974.
- FRANK, : Charakteristik der sedimentologischen Verhältnisse auf der Schorre im Bereich Lubmin (Greifswalder Bodden). Diplomarb., Greifswald, 1988.
- GOMOLKA, A.: Untersuchungen über die Küstenverhältnisse und die Küstendynamik des Greifswalder Boddens. Diss. A, Greifswald, 1971.
- GOMOLKA, A.: Untersuchungen über geomorphologische Veränderungen an Boddenküsten in den letzten drei Jahrhunderten unter besonderer Berücksichtigung des Greifswalder Boddens. Diss. B, Greifswald, 1987.

- GREWE, I.: Messung und Beschreibung des Seegangs auf Boddengewässern. Diplomarb., Greifswald, 1985.
- GURWELL, B. R.: Kornparameter und Gefüge in Schorresedimenten Südostrügens. Peterm. Geogr. Mitt., Jg. 125, H. 2, 1981.
- GURWELL, B. R.: Grundsätzliche Anmerkungen zur langfristigen Abrasionswirkung und ihrer Quantifizierung. – Mitt. FA Schiffahrt, Wasser-, Grundbau, H. 54, 1989.
- GUSEN, B. R.: Geologisch-morphologische Untersuchungen auf der Schorre von Neu-Reddevitz (Greifswalder Bodden) – ein aktuogeologischer Beitrag zur Untersuchung des strukturellen und texturellen Baus rezenter Flachwassersedimente. Diss. A, Greifswald, 1978.
- GUSEN, R.: Der lithologische Bau der Schorre von Neu Reddevitz (Greifswalder Bodden). Z. geol. Wiss., Jg. 11, H. 2, 1983.
- GUSEN, R.: Sedimentverteilung und geologischer Bau der Schorre vor Lubmin (Südküste des Greifswalder Boddens). – Z. angew. Geol., Jg. 34, H. 3, 1988.
- GUTH, A.: Untersuchungen über die Wasserstands- und Strömungsverhältnisse im Seegebiet Stahlbrode-Palmer Ort. - Greifsw. Geogr. Arb., H. 8, 1990.
- HACKERT, K.: Die Strömungsverhältnisse des Greifswalder Boddens bei Ost- und Westwinden. Wasserwirtschaft, Wassertechnik, Jg. 19, H. 6, 1969.
- HINKELMANN, R. u. ZIELKE, W.: Hydrodynamisch-numerische Modellierung der Darß-Zingster-Boddenkette (unveröff.). F/E-Zwischenbericht, Hannover, 1993.
- HUPFER, P.: Zu Folgen von Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation für das Küstengebiet der westlichen Ostsee. Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, R. Math./Naturwiss., Jg. 41, H. 2, 1992.
- INSTYTUT METEOROLOGII I GOSPODARKI WODNEJ: Zalew Szczecinski. Wydawnictwa Komunikacji i Lacznosci, Warszawa, 1980.
- JACOB, H.-E.: Die Fährinsel bei Hiddensee Geomorphologie und Genese. Peterm. Geogr. Mitt., Jg. 131, H. 2, 1987.
- JANKE, W.: Beitrag zur Entstehung und zum Aufbau der Dünengebiete der Lubminer Heide sowie der Peenemünde-Zinnowitzer-Seesandebene. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 20, H. 1/2, 1971.
- JANKE, W.: Schema der spät- und postglazialen Entwicklung der Talungen der spätglazialen Haffstauseeabflüsse. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 27, H. 1/2, 1978.
- JANKE, W. u. KLIEWE, H.: Genese und Sedimentabfolge einiger ausgewählter Bodden. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 39, H. 3, 1990.
- JANKE, W. u. LAMPE, R.: Monographische Darstellung der subrezenten, historischen und prognostischen Küstenentwicklung der Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns auf der Grundlage derzeit verfügbarer Daten und Untersuchungsergebnisse. (unveröff.) Zwischenbericht, Staatl. Amt f. Umwelt und Natur, Warnemünde, 1993.
- JASINSKA, E.: Dynamika slonych wod w estuariach polskich rzek. Prace instytutu budownictwa wodnego PAN, 24, Gdansk, 1991.
- JESCHKE, L. u. LANGE, E.: Genese der Küstenüberflutungsmoore der vorpommerschen Boddengewässer. In: Billwitz, K.; Jäger, K.-D; Janke, W. (Hrsg.): Jungquartäre Landschaftsräume. Springer-Verl., Berlin, Heidelberg, New York, 1992.
- KLIEWE, H. u. JANKE, W.: Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. Peterm. Geogr. Mitt., Jg. 126, H. 2, 1982.
- KLIEWE, H. u. JANKE, W.: Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. Peterm. Geogr. Mitt., Jg. 135, H. 1, 1991.
- KNOLL, B.: Der Uferrückgang des Neu-Reddevitzer Kliffs. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.nat. R., Jg. 32, H. 1/2, 1983.
- KNOLL, B.: Sedimentverteilung und Sedimentumlagerung auf der Schorre von Neu Reddevitz (Südostrügen). Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 32, H. 1/2, 1983.
- KOLP, O.: Schlickmächtigkeit im Greifswalder Bodden. Karte 1:50 000. SHD Rostock, 1965.
- KOLP. O.: Die Sedimente der westlichen und südlichen Ostsee und ihre Darstellung. Beitr. Meereskde, H. 17/18, 1966.
- LAMPE, R.: Morphodynamisch-lithologische Kennzeichnung und Kartierung ausgewählter Schorrebereiche der inneren Seegewässer der DDR. Diss. B, Greifswald, 1987.
- LAMPE, R.: Untersuchungen zur Beeinflussung der natürlichen Umwelt im Bereich des KKW. Unveröff. F/E-Bericht, Greifswald 1989a.

- LAMPE, R.: Hydrographie des Greifswalder Boddens. (unveröff.) F/E-Bericht, Greifswald, 1989b.
- LAMPE, R.: Neue Untersuchungsergebnisse zur Hydrographie des Greifswalder Boddens. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 39, H. 3, 1990.
- LAMPE, R.: Morphologie und Dynamik der Boddenküsten Vorpommerns. Geogr. Rdsch., Jg. 44, H. 11, 1992a.
- LAMPE, R.: Die Berücksichtigung von Häufigkeit und Richtung des Seegangs bei der Einschätzung des küstennahen Sandtransportes. – In: Billwitz, K.; Jäger, K.-D; Janke, W. (Hrsg.): Jungquartäre Landschaftsräume. Springer-Verl., Berlin, Heidelberg, New York, 1992b.
- LAMPE, R.: Environmental state and material flux in the western part of the Oder river estuary results and consequences. Peterm. Geogr. Mitt., 137, H. 5, 1993.
- LAMPE, R., GOMOLKA, A., LEIPE, T., SLOBODDA, S. u. VOIGTLAND, R.: Ergebnisse der Untersuchung von Struktur und Dynamik von Boddenküsten. – Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 36, H. 2/3, 1987.
- LAMPE, R. et al.: Rezente und Paläostoffkreisläufe in den Bodden- und Haffgewässern, die unter dem Einfluß der Oder-Mündung stehen. Zwischenbericht zum BMFT-Projekt 03F0043A, 1992.
- LEIPE, T.: Beiträge zur Geochemie und Geoökologie rezenter Sedimente der Boddengewässer im Nordosten der Deutschen Demokratischen Republik. Diss. A, Greifswald, 1986.
- LINDNER, A.: Soziologisch-ökologische Untersuchungen an der submersen Vegetation in der Boddenkette südlich des Darßes und des Zingst. Dissertation, Univ. Rostock, 1972.
- LIPPERT, K.: Untersuchungen zur Veränderung und Bonitierung von Schilfröhrichtvorkommen an den Boddenküsten der DDR. Diss. A, Greifswald, 1989.
- MERTINKAT, M.-L.: Der Wasserhaushalt der Bodden- und Haffgewässer der DDR 1966/85. (unveröff.) Bericht, WWD Küste, Warnemünde, 1986.
- MIEHLKE, O.: Abschätzungen zur Veränderlichkeit der Konzentration gelöster Inhaltsstoffe in Wasserreservoiren. Acta hydrophys., Jg. 14, H. 1/2, 1969/70.
- NAUSCH, G., SCHLUNGBAUM, G. u. VON OERTZEN, J.-A.: Untersuchungen zur Sedimentation in den Darß-Zingster-Boddengewässern – ein Beitrag zur Aufstellung einer Energie- und Stoffbilanz im Ökosystem. Teil 1: Die Bestimmung der Sedimentationsrate und die Erfassung produktionsbiologisch wichtiger Parameter des sedimentierenden Materials. Acta hydrochim. hydrobiol., Jg. 8, H. 1, 1980.
- Nöhren, I.: Modelluntersuchungen zur Dynamik des Oder-Mündungsgebietes. Diplomarb. Hamburg, 1988.
- PRATJE, O.: Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler Sedimente. – Dt. Hydrogr. Z. Jg. 1, H.2/3, 1948.
- RAUCH, A.: Energieeintrag an ausgewählten Küstenabschnitten der inneren Seegewässer. Diplomarb., Greifswald, 1986.
- ROLL, H. u. ZILLMANN, R.: Untersuchungen des Aufbaus und der Genese von Haken. Diplomarb., Greifswald, 1985.
- SAGER, G. u. MIEHLKE, O.: Untersuchungen über die Abhängigkeit des Wasserstandes in Warnemünde von der Windrichtung über der Ostsee. Ann. Hydrogr., H. 4, 1956.
- SCHMIDT, H.: Zur Morphologie und Genese des Stolper Hakens bei Seehof/Westrügen. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 27, H.1/2, 1978.
- SCHELLENBERGER, G.: Untersuchungen über Windwellen auf einem Binnensee. Acta hydrophys., Jg. 7, H. 1, 1962.
- SCHLUNGBAUM, G.: Untersuchungen über die Sedimentqualität in den Gewässern der Darß-Zingster-Boddenkette unter besonderer Berücksichtigung der Stoffaustauschprozesse zwischen Wasser und Sediment. Diss. B, Rostock, 1979.
- SCHLUNGBAUM, G.: Der Entwurf einer Küstengewässer-TGL ein Ergebnis komplexer ökologischer Forschung der Sektion Biologie und ihrer Kooperationspartner. – Wiss. Z. Univ. Rostock, Naturwiss. R., Jg. 37, H. 5, 1988.
- SCHLUNGBAUM, G. u. NAUSCH, G.: Sedimentchemische Untersuchungen in Küstengewässern der DDR. XX. Die Sedimente der Darß-Zingster-Boddengewässer – eine zusammenfassende und vergleichende Übersicht. Wiss. Z. Univ. Rostock, Naturwiss. R., Jg. 33, H. 6, 1984.
- SCHLUNGBAUM, G. u. NAUSCH, G.: Nutrient turnover at the sediment/water interface in shallow eutrophic coastal waters. Kieler Meeresforsch. Sonderh. 6, 1988.

SCHLUNGBAUM, G. et al.: Sedimentchemische Untersuchungen in Küstengewässern der DDR -

XXX. Zur Beschaffenheit der Sedimentoberflächenschicht des Greifswalder Boddens. Wiss. Z. Univ. Rostock, Naturwiss. R., Jg. 38, H. 5, 1989.

- SCHÖPPE, C.: Untersuchungen ausgewählter Wasserbeschaffenheitsparameter von 1968 bis 1987 im Oderhaff, eines Ästuars der südlichen Ostsee. (unveröff.) Bericht, WWD Küste, Stralsund, 1989.
- SCHOKNECHT, G.: Einige Untersuchungsergebnisse über die Wasserbeschaffenheit des Greifswalder Boddens. – Acta hydrochim. hydrobiol., Jg. 1, H. 4, 1973.
- SLOBODDA, S.: Landschaftsökologische Kennzeichnung und Typisierung von Bodden-Verlandungssaumufern an den inneren Seegewässern der DDR unter Einbezug vegetationsökologischer Untersuchungen. Diss. B, Greifswald, 1989.
- STOYAN, G., MÜLLER, W. u. BAUMERT, H.: Numerische Simulation von wind- und durchflußinduzierten Strömungen in Flachgewässern auf Basis des Ekman-Modells. Acta hydrophys., Jg. 30, H. 1, 1986.
- SUBKLEW, H.-J.: Der Greifswalder Bodden, fischereibiologisch und fischereiwirtschaftlich betrachtet. Z. Fischerei, Jg. 4, H. 7/8, 1955.
- SUCCOW, M.: Topische und chorische Naturraumtypen der Moore. In: KOPP, D., Jäger, K. D., SUCCOW, M.: Naturräumliche Grundlagen der Landnutzung am Beispiel des Tieflandes der DDR. Akad. Verl. Berlin, 1981.
- TREMP, D. u. THIEME, A.: Ermittlung von Wasserstandsganglinien im seeartig erweiterten Gebiet des Peenestromes bei Ostseehochwasser. Wiss. Z. Univ. Rostock, Naturwiss. R., Jg. 33, H. 5, 1984.
- TRILLER, T.: Sedimentologische Untersuchungen auf der Schorre im Küstenabschnitt Thiessow Klein Zicker (Greifswalder Bodden). Diplomarb., Greifswald 1987.
- WARSCHKOW, F.: Beiträge zu speziellen Problemen der Hydrographie des Greifswalder Boddens. Diplomarb., Greifswald, 1987.
- WEHNER, K.: Oberflächennahe quartäre Sedimente im Greifswalder Bodden. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 39, H. 3, 1990.
- WEISS, D.: Verteilung und Migration künstlicher Radionuklide in rezenten Sedimenten des Greifswalder Boddens. Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-nat. R., Jg. 39, H. 3, 1990.
- WEISS, D. et al.: Beeinflussung der Seegangs- und Sedimentdynamik vor Steilufern der DDR-Küste. (unveröff.) F/E-Bericht, WWD Warnemünde, 1977.
- WIEMER, R. u. GURWELL, B. R.: Die Ostseeküste in Mecklenburg-Vorpommern. Wasser, Boden, Jg. 43, H. 1, 1991.
- WORMS, A.: Sedimentverteilung im Bereich des Darß-Zingst und des Westteils der Boddenkette West. Diplomarb., Greifswald, 1983.
- VOIGTLAND, R.: Biologische und hydrochemische Stoffhaushaltsuntersuchungen in Schilfverlandungszonen. Diss. A, Greifswald, 1983.

Die Eisverhältnisse in den Küstengebieten von Mecklenburg-Vorpommern

Von NATALIJA SCHMELZER

Zusammenfassung

Das im Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie (BSH) vorhandene Beobachtungsmaterial über die Eisverhältnisse im Küstenbereich von Mecklenburg-Vorpommern wird statistisch bearbeitet. Aus den langjährigen Datenreihen werden Angaben über Häufigkeit, Beginn und Ende des Eisauftretens, über die Anzahl der Tage mit Eis, über Bedeckungsgrad und Eisdicken sowie über durch Pressungen deformiertes Eis abgeleitet. Die Eiswinter werden in 5 verschiedene Eiswintertypen aufgeteilt, und die charakteristischen Merkmale jedes Eiswintertyps werden dargestellt.

Summary

Statistical analysis on observed data of ice conditions in the coastal zone of Mecklenburg-Vorpommern was performed in the Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie. The analysis of several years of data includes the frequency of occurrence, the first and last day of occurrence, the number of days with ice, the percentage ice cover and thickness and deformation of the ice cover. Winters with ice events are divided into five groups with a description of characteristics of each group.

Inhalt

1.	Einleitung	51
2.	Eisbeobachtungen an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern in den Jahren 1946/47	
	bis 1991/92	53
	2.1. Häufigkeit des Eisauftretens	53
	2.2. Anzahl der Tage mit Eis	53
	2.3. Beginn des Eisauftretens	53
	2.4. Ende des Eisauftretens	55
3.	Eisverhältnisse an einigen repräsentativen Beobachtungsstationen der mecklenburg-	
	vorpommerschen Küste im Zeitraum von 1956/57 bis 1990/91	55
	3.1. Verlauf der täglichen Häufigkeit des Eisauftretens.	55
	3.2. Beobachtungen des Bedeckungsgrades und der Eisdicke	56
	3.3. Deformiertes Eis	58
4.	Die flächenbezogene Eisvolumensumme VAN im Küstengebiet von Mecklenburg-	
	Vorpommern	59
5.	Schiffahrtsverhältnisse	61
6.	Schriftenverzeichnis	65

1. Einleitung

Der vorliegende Beitrag setzt die zusammenfassenden Darstellungen der Eisverhältnisse für die Küstengebiete von Mecklenburg-Vorpommern von J. BLÜTHGEN (BLÜTHGEN, 1954) und R. LAUBER (LAUBER, 1962, 1964, 1988) fort. 52

Die Fragen der meteorologischen und ozeanographischen Bedingungen der Vereisung sowie physikalische Eigenschaften des Meereises werden hier nicht behandelt, einige Zitate zu diesen Fragen sind in dem Literaturverzeichnis gegeben, siehe z. B. (EISHANDBUCH, 1972; HUPFER, 1966; DORONIN und CHEISIN, 1975).

Für die statistischen Aussagen über die Eisverhältnisse in den Küstengewässern von Mecklenburg-Vorpommern wurden die Einzelbeobachtungen (seit dem Winter 1956/57 im BSH vorhanden), die statistische Bearbeitung der Eisdaten von 1946/47 bis 1984/85 (LAUBER, 1988) sowie die Beschreibungen des Verlaufs von einzelnen Wintern (PETERSON, 1956, 1957; KOLP, 1957) benutzt.

Das vorhandene Datenmaterial erlaubt, Aussagen über die Häufigkeit des Eisauftretens, die Anzahl der Tage mit Eis, den Beginn und das Ende des Eisauftretens im Zeitraum von 1946/47 bis 1991/92 zu machen.

Die Angaben über Bedeckungsgrad, Eisdicken und deformiertes Eis sowie über Schifffahrtsverhältnisse wurden für 7 repräsentative Beobachtungsstationen im Zeitraum von 1956/57 bis 1990/91 abgeleitet.¹

Die Abb. 1.1. gibt einen Überblick über die Eisbeobachtungsstationen und ihre Lage längs der Küste von Mecklenburg-Vorpommern.



Abb. 1.1. Übersichtskarte mit den Eisbeobachtungsstationen an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern

¹ Das statistische Material über die Eisverhältnisse in den Hauptfahrwassern (21 Beobachtungsstationen) von Mecklenburg-Vorpommern ist in: Meereskundliche Beobachtungen und Ergebnisse Nr. 77, herausgegeben vom Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie, Hamburg, Rostock, 1994, zu finden.

2. Eisbeobachtungen an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern in den Jahren 1946/47 bis 1991/92

In der Tabelle 2.1. sind die Eisverhältnisse im Küstenbereich von Mecklenburg-Vorpommern (Beobachtungsperiode 1946/47 bis 1991/92) dargestellt.

Die Komplexität der für die Eisbildung in verschiedenen Bereichen unserer Küste verantwortlichen Faktoren läßt sich kaum vollständig erfassen. Neben den meteorologischen Bedingungen sind u. a. folgende Parameter für die Eisbildung maßgebend:

- die Wassertiefe
- der Salzgehalt
- die vertikale Durchmischung
- die Lage des Bereiches; z. B. ist der Bereich offen oder weitgehend vom Wasseraustausch mit der Ostsee ausgeschlossen, ist es ein windgeschütztes oder windoffenes, stark oder schwach befahrenes Gebiet usw.

2.1. Häufigkeit des Eisauftretens

Normalerweise tritt in den der Küste von Mecklenburg-Vorpommern vorgelagerten Seegebieten keine Eisbildung auf, wenn man von geringfügigem Randeis absieht. Nur in starken bis extrem starken Wintern (1946/47, 1955/56, 1962/63, 1969/70, 1978/79, 1984/85, 1985/86, 1986/87) kommt es z. B. in den Gebieten von Arkona und Warnemünde zu sehr starkem Eisvorkommen. Die Unterschiede in den Häufigkeitsangaben des Eisauftretens für verschiedene Seebereiche sind auf oben genannte Bedingungen für die Eisbildung zurückzuführen. Die ungünstigsten Verhältnisse trifft man im Stettiner Haff und auf der Peene sowie im Saaler Bodden. Im Bereich von Althagen wird z. B. jedes Jahr Eisbildung beobachtet.

2.2. Anzahl der Tage mit Eis

Bezieht man sich auf alle Beobachtungsjahre, ergeben sich im Mittel für das Seegebiet 11 bis 28 Tage mit Eis, die Boddengewässer weisen bis zu 75 Eistage auf. Bei Betrachtung nur der Winter, in denen Eisbildung erfolgte, ist im Seegebiet durchschnittlich mit 26 bis 38 Eistagen zu rechnen. Dabei variiert die Anzahl der Tage mit Eis von Winter zu Winter erheblich, z. B. im Seegebiet von Arkona von 1 Tag (1948/49) bis 104 Tage (1946/47).

In den Boddengewässern ist die Wahrscheinlichkeit des Eisauftretens relativ hoch, und die mittlere Anzahl der Tage mit Eis in Wintern mit Eisbildung unterscheidet sich unwesentlich von den oben genannten Angaben (siehe auch Tab. 2.1.).

2.3. Beginn des Eisauftretens

Die im weiteren genannten Mittelwerte des Beginns und des Endes des Eisauftretens beziehen sich ausschließlich auf die Winter mit Eis.

Das erste Eis bildet sich in den Bodden normalerweise in der zweiten Dezemberdekade und erfaßt die Seehäfen Stralsund, Rostock, Warnemünde und Wismar in der ersten Januardekade. Im sichtbaren Seegebiet sowie im Hafen Saßnitz gefriert das Wasser erst in der zweiten bzw. in der dritten Januardekade. 54

Beobachtungs-	beob	achtet	Anzahl d	er Jahre	Häufigkeit des Eisauf	An	zahl der	Tage	Begin	in des Eisauftr	etens	Enc	de des Eisauftr	etens
bereich	von	DIS	samt	Eis	tretens in Prozent	min	mittl. (*)	max	II un.	Dekade/Monat	spar.	1	Dekade/Mona	it
Sichtbares Seegebiet														
Heringsdorf/Koserow	46/47	91/92	46	34	74	0	27/37	101	17.12.	I./Jan.	06.03.	11.01.	I./März	12.04.
Thiefow	46/47	91/92	46	38	83	0	27/34	111	10.12.	II./Jan.	12.03.	06.01.	I./März	06.04.
Saßnitz	46/47	91/92	46	25	54	0	16/29	100	24.12.	III./Jan.	07.03.	27.01.	I./März	22.04.
Arkona	46/47	91/92	46	17	37	0	12/33	104	06.01.	III./Jan.	07.03.	05.02.	I./Mārz	26.04.
Darßer Ort	46/47	76/77	32	18	56	0	14/28	95	16.12.	*11 ./Jan.	01.03.	31.12.	III./Feb.	23.04.
Warnemünde	46/47	91/92	46	20	43	0	11/25	73	17.12.	III./Jan.	06.03.	31.12.	III./Feb.	04.04.
Timmendorf	46/47	91/92	46	33	72	0	19/27	92	13.12.	II./Jan.	05.03.	22.12.	III./Feb.	07.04.
Hauptfahrwasser Saßnitz Hafen	46/47	91/92	46	30	65	0	20/30	93	22.12	II./Ian	08.03	31, 12,	L/März	04.04.
Saishitz Hatch	10/17	01.02	10	20	05		20.00		10.11	1.0	07.03	25.01	H /Mises	14.04
Stralsund-Palmer Ort	46/47	91/92	46	39	85	0	46/54	115	19.11.	1./Jan.	07.03.	25.01.	IL/Marz	19.04.
Stralsund, Haten	46/47	91/92	46	39	85	0	42/49	110	23.11.	L/Jan.	07.03.	25.01.	L/Marz	15.04
Straisund-Bessiner Haken	46/47	91/92	46	39	85	0	44/52	114	23.11.	1./Jan.	07.03.	25.01.	II./ Marz	15.04.
Vierendehlrinne	46/47	91/92	46	39	85	0	44/51	116	24.11.	I./Jan.	05.03.	27.01.	I./März	25.04.
Barhöft bis Gellen- fahrwasser	46/47	91/92	44	34	77	0	31/40	105	23.11.	I./Jan.	07.03.	06.01.	I./März	25.04.
Rostock, Hafen	58/59	91/92	34	29	85	0	20/23	82	03.12.	L/Ian.	16.02.	04.12.	II./Feb.	20.03.
Warnemünde-Rostock	46/47	91/92	46	40	87	0	27/31	114	02.12.	L/Ian.	12.03.	14.12.	III./Feb.	06.04.
Breitling-Überseehafen	58/59	91/92	34	24	71	0	19/27	84	15.12.	L/Jan.	01.03.	30.12.	II./Feb.	19.03.
Warnemünde, Hafen	46/47	91/92	46	37	80	0	21/26	95	02.12.	I./Jan.	28.02.	19.12.	II./Feb.	04.04.
Wieman Hafan	46/47	01/07	46	40	87	0	26/30	109	02.12	L/Ian	24 02	12.12	III /Feb	06.04
Walfach Wisman	40/4/	91/92	40	40	97	0	27/31	117	02.12	L/Jan	24 02	12 12	III /Feb	06.04
Timmendorf-Walfisch	46/47	91/92	46	36	78	0	22/28	112	02.12	II./Ian.	04.03.	20, 12,	III./Feb.	07.04.
Thinnendori-wanisen	10/1/	11.74	10	50	70									
Bodden		01/02		12	00		10/54	122	10.11	III /Dan	24.02	21.12	L/Mäes	17.04
Danische wiek	40/4/	91/92	+0	42	98	0	45/40	112	17.11.	III./Dez.	24.02.	21.12	L/März	10.04
Greitswald-wieck	40/4/	91/92	40	42	98	0	43/49	106	01.12	L/Ian	07 03	22.12	L/Marz	06.04
Kuden, westlich	46/47	91/92	40	10	85	0	33/39	110	10.12	II./Jan.	07.03	11 01	L/Marz	08.04
Lauterbach	57/58	91/92	35	20	83	õ	44/53	121	10.12	L/Ian	26.02.	23.12.	L/März	10.04.
Lauterbach	37736	91/92	55	27	85	0	447.55	121	10.12.	1. jan.			L D L	20.04
Lietzow	57/58	90/91	34	31	91	0	55/60	134	18.11.	III./Dez.	15.02.	17.12.	L/Marz	20.04.
Wittower Fähre	57/58	91/92	35	27	77	0	39/51	101	11.12.	1./Jan.	25.02.	23.01.	L/Marz	02.04.
Wiek/Rügen	57/58	89/90	33	28	85	0	48/5/	124	25.11.	III./Dez.	15.02.	13.01.	L/Marz	09.04.
Kloster/Hiddensee	46/47	91/92	46	43	93	0	46/49	119	25.11.	III./Dez.	18.02.	17.12.	L/Marz	23.04.
Schaprode	57/58	91/92	35	30	86	0	45/53	118	23.11.	III./Dez.	10.02.	17.12,	1./ Marz	04.04.
Barth	46/47	91/92	46	45	98	0	61/62	137	17.11.	II./Dez.	14.02.	18.12.	I./März	15.04.
Althagen	46/47	91/92	46	46	100	1	60/60	132	10.11.	II./Dez.	14.02.	08.12.	I./März	15,04,
Stettiner Haff und Peene Stagnieß, Achterwasser	57/58	90/91	34	33	98	0	75/77	141	16.11.	II./Dez.	05.02.	22.12.	I./März	20.04.
Hadrom Sada Hafan	46 (47	01/07	46	15	0.0	0	13/14	110	15 11	III /Dez	08.03	04.12	II /Feb	31 03
Usekermunde, Haren	40/4/	91/92	40	45	78	0	59/50	133	17 11	III./Dez.	14 02	04 12	L/März	18 04
Kamminka	57/50	01/02	35	3.4	97	0	69/71	133	16 11	II /Dez	06.02	08.12	L/März	19.04
Kamininke Karnin Haff	51/52	91/92	41	40	98	õ	57/59	135	15.11.	IL/Dez.	14.02.	27.11	L/März	16.04.
Karinin, Fran	01102				20		12/12	100	22.11	III (D	07.03	27.12	III /Eak	31 03
Anklam, Haten Anklam-Karnin	46/47 57/58	91/92	46	41 30	89	0	42/4/	103	22.11.	III./Dez.	17.02.	16.12.	III./Feb.	29.03.
Kamin Dassactoon	51/53	01/02	41	40	99	0	55/57	121	16.11	II /Dez	14.02	27 11	III /Feb	04.04
Karnin, Peenestrom	51/52	91/92	41	40	98	0	60/61	131	13.11	IL/Dez	07 03	16.12	L/März	15.04
Wolgast Hafan	46/47	00/01	45	44	98	č	44/45	111	15 11	III./Dez	07.03	07.12	III./Feb	28.03
Wolgast–Peenemünde	46/47	91/92	46	45	98	0	40/41	105	17.11.	III./Dez.	07.03.	07.12.	III./Feb.	27.03
*) pro Winter/pro Winte **) Angaben sind nur für	r mit Ei Winter	s mit Eis r	epräsentati	v										

Tabelle 2.1. Eisverhältnisse an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern (Beobachtungszeitraum von 1946/47 bis 1991/92)

Unter extremen Bedingungen kann die Eisbildung in den Bodden bereits in der zweiten Novemberdekade beginnen, z. B. im Beobachtungsbereich Althagen am 10. 11. (1964) oder im Abschnitt Karnin–Wolgast am 13. 11. (1965) und in der letzten Novemberdekade bzw. in der ersten Dezemberdekade die Hauptfahrwasser erfassen. Im sichtbaren Seegebiet tritt das erste Eis am frühesten in der zweiten Dezemberdekade auf, vor Arkona wurde das erste Eis am 6. 1. 1947 beobachtet. Die erste Eisbildung kann auch erst in den ersten Märztagen vorkommen (wie im Jahr 1948/49). In diesem Fall handelt es sich um kurzfristige und unbedeutende Eisperioden.

2.4. Ende des Eisauftretens

Die Boddengewässer werden normalerweise Ende Februar bis Anfang März eisfrei. In einigen stark befahrenen Fahrwassern, z. B. Wismar und Warnemünde, verschwindet das letzte Eis, unterstützt durch verkehrsbedingten Eisaufbruch, schon in der zweiten Februarhälfte. Im sichtbaren Seegebiet schmilzt das letzte Eis Ende Februar bzw. Anfang März.

In einigen Jahren (z. B. 1973/74) wurde das Ende des Eisauftretens schon im Dezember beobachtet, und in extrem kalten Wintern (z. B. 1946/47) schmilzt das letzte Eis in den Bodden in der zweiten Aprildekade, im Seegebiet sogar in der dritten Aprildekade.

Eisverhältnisse an einigen repräsentativen Beobachtungsstationen der mecklenburg-vorpommerschen Küste im Zeitraum von 1956/57 bis 1990/91

Die zur Auswertung der Eisdaten im Bezug auf Bedeckungsgrad, Eisdicken und Eisdeformationen ausgewählten Beobachtungsstationen repräsentieren sowohl das sichtbare Seegebiet:

- Heringsdorf/Koserow
- Arkona
- Warnemünde,
- als auch die inneren Küstengewässer:
- Thießow, Boddengebiet
- Vierendehlrinne
- Rostock bis Warnemünde, Fahrwasser
- Wismar bis Timmendorf, Fahrwasser.²

3.1. Verlauf der täglichen Häufigkeit des Eisauftretens

In der Abb. 3.1. ist der Verlauf der täglichen Häufigkeit des Eisauftretens in den Wintermonaten für die Beobachtungsstationen Arkona (repräsentativ für das sichtbare Seegebiet) und Vierendehlrinne (repräsentativ für die innere Fahrwasserabschnitte der Küste von Mecklenburg-Vorpommern) dargestellt.

Die Häufigkeitsverteilungen zeigen für alle untersuchten Bereiche unabhängig von den Beobachtungsgebieten zwei Maxima. Entsprechend dem meteorologischen Charakter eines Winters in unserem Klima ist der Eiswinter nicht nur durch eine Eisperiode gekennzeichnet, sondern die Frostperioden wechseln sich mit Tauwetterperioden, in welchen große Teile der Küste eisfrei werden, ab. Gewöhnlich ist die erste kurze Eisperiode schon im Dezember. Erst im Januar bzw. Anfang Februar folgen die Frostperioden, in denen sich starke Eisdecken ausbilden, die mehrere Wochen bestehen bleiben können. Am wahrscheinlichsten ist Eis in den inneren Gewässern in der zweiten Januarhälfte anzutreffen, das zweite Maximum liegt

² Siehe auch "Eisbeobachtungen an den Hauptfahrwassern der Küste von Mecklenburg-Vorpommern in den Wintern 1956/57 bis 1989/90" in: Meereskundliche Beobachtungen und Ergebnisse Nr. 77, herausgegeben vom Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie, Hamburg, Rostock, 1994.



Arkona, Seegebiet

Abb. 3.1. Relative Häufigkeit des Eisauftretens

zwischen dem 21. Februar und dem 1. März. Der Höhepunkt des Eiswinters fällt im Seegebiet auf die dritte Dekade des Februars.

3.2. Beobachtungen des Bedeckungsgrades und der Eisdicke

Die Abb. 3.2. zeigt die Häufigkeitsverteilung verschiedener Bedeckungsgrade für die repräsentativen Beobachtungsstationen. Im Seegebiet und auf der Unterwarnow wird überwiegend relativ "lockeres" Eis beobachtet, d. h., weniger als 7/10 des Bereiches ist mit Eis bedeckt. In den meisten inneren Bereichen, besonders in der Nordzufahrt nach Stralsund, wo der Schiffsverkehr im Eiswinter eingestellt wird, dominiert Festeis.

Die Häufigkeitsverteilung der Eisdicken stellt das Balkendiagramm in der Abb. 3.3. dar. Die im 35jährigen Zeitraum aufgetretenen Eisdicken liegen dort, wo die Eisdecke ungestört wachsen kann und keine Eispressungen auftreten, meist unter 30 cm, und nur in starken und sehr starken Wintern sind höhere Dicken zu verzeichnen.

Die Küstenstationen Koserow und Arkona meldeten am häufigsten Eisdicken zwischen 16 und 30 cm. Das Eis in den Seegebieten tritt nur in starken Wintern auf und ist dann von größerer Stärke. Im Seegebiet vor Warnemünde dominieren Eisdicken unter 10 cm, was auf den regen Schiffsverkehr und häufige ablandige Winde zurückzuführen ist.



Abb. 3.2. Häufigkeitsverteilung des Bedeckungsgrades





57

3.3. Deformiertes Eis

Deformiertes Eis ist ein allgemeiner Begriff für Eis, das zusammengedrückt und örtlich gepreßt wurde. Es wird unterteilt in übereinandergeschobenes Eis, hügelig oder linienförmig aufgepreßtes Eis. Um subjektive Fehler der Eisbeobachter bei der Einschätzung der Topographie des Eises auszuschließen, wurden bei der Auswertung dieser Kennziffer auch kompakter Schneeschlamm oder kompaktes Trümmereis, d. h. alle vom ebenen Eis abweichenden Eistypen, berücksichtigt. Die Prozesse, die zu Eisdeformationen führen, finden nicht jedes Jahr und auch nicht in jedem Küstenabschnitt statt. Eisaufschiebungen werden durch stürmische Winde ausgelöst, die entweder zu einer Bewegung der vorhandenen Treibeisfelder oder zu einem Aufbruch der Festeisdecke und anschließender Bewegung der Eisschollen führen. Wenn treibendes Eis auf ein Hindernis trifft, so sind an dessen Luvseite, z. B. im Bereich von Untiefen, in flachen Küstengewässern oder an Baukonstruktionen in der See Eisaufschiebungen und Eispressungen in Höhe von einigen Metern möglich.

Die Abb. 3.4. zeigt für sieben repräsentative Stationen eine Relation zwischen der Anzahl der in 35 Jahren gemeldeten Eisdaten und der Anzahl der Beobachtungen deformierten Eises. Am häufigsten ist mit Eisdeformationen vor der Küste der Insel Usedom zu rechnen. In der Vierendehlrinne wurde eine relativ kleine Anzahl der Eispressungen beobachtet. Bei stärkeren Frösten entsteht in der Vierendehlrinne rasch starkes Festeis, das nicht so leicht zu zerbrechen ist.



Abb. 3.4. Anzahl der Beobachtungen der Eisdeformationen im Vergleich mit der Anzahl der gemeldeten Eisdaten

 Die flächenbezogene Eisvolumensumme V_{AΣ} im Küstengebiet von Mecklenburg-Vorpommern

Zur Bewertung eines Eiswinters oder zum Vergleich der Winter untereinander wurde als Maß die "reduzierte Eissumme" verwendet. Die "reduzierte Eissumme" wird als Anzahl der Tage mit Eis dividiert durch die Anzahl der betrachteten Stationen definiert (BÜDEL, 1947, NUSSER, 1948). Die "reduzierte Eissumme" kann jedoch nur als ein grobes Maß gelten, da es sich bei gleicher Zahl der Tage mit Eis einmal um einen relativ leichten Eiswinter mit geringen Behinderungen, andererseits um starke Winter handeln kann.

Als ein aussagekräftigeres Maß für die Stärke des Eiswinters wurde deshalb von G. KOSLOWSKI (KOSLOWSKI, 1989) eine flächenbezogene Eisvolumensumme ($V_{A\Sigma}$) eingeführt. Bei der Berechnung der flächenbezogenen Eisvolumensummen werden der Eisbedeckungsgrad und die Eisdicke berücksichtigt, die täglichen Werte werden aufsummiert:

$$V_{A\Sigma} = \frac{1}{n} \sum_{j} \sum_{k} (NH)_{jk}$$

Es bedeuten: n - Gesamtzahl der Stationen

- N Eisbedeckungsgrad (in Zehntel)
- H Eisdicke (in Meter)
- k Laufzahl der Tage mit Eis des Winters
- j Laufzahl der Stationen

Die Abb. 4.1. zeigt die mittlere Anzahl der Tage mit Eis für die sieben obengenannten Beobachtungsstationen an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern im Zeitraum von 1939/40 bis 1990/91. Für die gleichen Stationen und den gleichen Zeitraum ist die flächenbezogene Eisvolumensumme in der Abb. 4.2. dargestellt.

Die Verteilung der Eisvolumensummen zeigt, daß die Eisverhältnisse in den Küstengewässern von Mecklenburg-Vorpommern von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich sind, jedoch ist der Verlauf einiger Eiswinter von vergleichbarer Art. Jeder Winter der 51jährigen Beobachtungsreihe wurde auf höchsten Bedeckungsgrad, größte Eisdicke und Vereisungsdauer anhand der täglichen Beobachtungen der Eislage an den repräsentativen Stationen untersucht und



Abb. 4.1. Mittlere Anzahl der Tage des Eisauftretens (reduzierte Eissumme) in den Wintern seit 1939/40 an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern



Abb. 4.2. Die flächenbezogene Eisvolumensumme VAE im Küstengebiet von Mecklenburg-Vorpommern

einem der 5 Eiswintertypen (KOSLOWSKI, 1989) zugeordnet (Tab. 4.1.). So gab es in 51 Jahren 16 (31 %) schwache, 21 (41 %) mäßige, 5 (10 %) starke, 5 (10 %) sehr starke und 4 (8 %) extrem starke Winter.

Die wichtigsten Merkmale jedes Eiswintertypes, die für unsere Gewässer in der Phase der höchsten Eisentwicklung charakteristisch sind, sind in der Tabelle 4.2. zusammengefaßt.

Die Ausschnitte aus Eiskarten in den Abb. 4.3., 4.4. und 4.5. zeigen die Eisverhältnisse in den Küstengewässern von Mecklenburg-Vorpommern im höchsten Entwicklungsstand in

Nr.	Winter	$V_{\text{A}\Sigma}$	Nr.	Winter	$V_{A\Sigma}$	Nr.	Winter	$V_{A\Sigma}$	
Schwache Winter		Ν	Aäßige Winte	er	Starke Winter				
1.	1944	0.00	17.	1948	0.59	38.	1982	4.72	
2.	1975	0.00	18.	1962	0.61	39.	1969	5.78	
3.	1983	0.00	19.	1977	0.62	40.	1954	5.99	
4.	1988	0.00	20.	1978	0.62	41.	1986	6.68	
5.	1989	0.00	21.	1965	0.63	42.	1956	8.07	
6.	1990	0.00	22.	1958	0.65	Sel	r starke Wi	nter	
7.	1974	0.01	23.	1976	0.71	43.	1985	10.97	
8.	1967	0.02	24.	1968	0.72	44.	1987	12.14	
9.	1949	0.06	25.	1953	1.03	45.	1979	13.16	
10.	1981	0.08	26.	1971	1.05	46.	1941	14.36	
11.	1952	0.16	27.	1943	1.07	47.	1970	16.58	
12.	1984	0.21	28.	1960	1.20	Extr	em starke W	inter	
13.	1961	0.22	29.	1950	1.27	48.	1963	24.77	
14.	1957	0.25	30.	1991	1.66	49.	1942	26.92	
15.	1973	0.35	31.	1951	1.74	50.	1940	29.08	
16.	1959	0.49	32.	1964	2.05	51.	1947	31.27	
			33.	1966	2.35				
			34.	1945	3.18				
			35.	1955	3.47				
			36.	1980	3.54				
			37.	1972	3.62				

Tabelle 4.1.

Eiswintertyp	Verbreitungsgebiet	Bedeckungsgrad	Eisdicke	Vereisungsdauer
Schwach	innere Küstengewässer	überwiegend 6/10–8/10	überwiegend 5–10 cm	1 bis 4 Wochen
Mäßig	innere Küstengewässer Außenküste	10/10 6/10-8/10	10–30 cm 10 cm	3 bis 10 Wochen bis 3 Wochen
Stark	innere Küstengewässer Außenküste und offene See	10/10 6/10–10/10	20–30 cm 15–25 cm	6 bis 12 Wochen 2 bis 10 Wochen
Sehr stark	innere Küstengewässer Außenküste und offene See	10/10 9/10–10/10	30–50 cm 30–40 cm	2 bis 3,5 Monate 1,5 bis 3 Monate
Extrem stark	innere Küstengewässer Außenküste und offene See	10/10 10/10	50–70 cm 50–70 cm	3 bis 4 Monate 2 bis 3,5 Monate

Tabelle 4.2. Charak	teristische Merkmale	der Eiswintertypen	für die	Küstengewässer
	von Mecklenb	urg-Vorpommern		

schwachen (20. 1. 1959), mäßigen (8. 2. 1960) und extrem starken (20. 2. 1963) Wintern. Bleibt das Seegebiet in schwachen Eiswintern eisfrei und kommt in den inneren Fahrwasserabschnitten überwiegend dünnes Treibeis vor, so muß man in mäßigen Eiswintern vor allem in östlichen Gebieten mit Eisdicken bis zu 30 cm rechnen. Die maximalen Eisdicken, die in den extrem starken Wintern in Seegebieten beobachtet wurden, erreichen Werte zwischen 60 und 70 cm.

5. Schiffahrtsverhältnisse

Abschließend wird ein kurzer Überblick über die Schiffahrtsverhältnisse in den oben genannten Beobachtungsbereichen im Zeitraum von 1956/57 bis 1990/1991 gegeben.

Die Schiffahrtsverhältnisse (Tabelle 5.1) spiegeln naturgemäß die Eisverhältnisse in verschiedenen Eiswintertypen und in verschiedenen Beobachtungsbereichen wider. Aber auch wirtschaftliche Aspekte wie z. B. Größe und Bedeutung des Hafens und Aufwand bei der Offenhaltung der Wasserstraßen durch Eisbrecher spielen hier eine wesentliche Rolle. In schwachen Eiswintern verläuft die Schiffahrt im Seegebiet und in den Zufahrten zu den Häfen Wismar, Warnemünde, Rostock und Stralsund praktisch ungestört. In mäßigen Eiswintern muß man in inneren Fahrwasserabschnitten zeitweilig mit Behinderungen auch für Schiffe mit hoher Maschinenleistung rechnen. In starken bis extrem starken Wintern wird die Nordzufahrt nach Stralsund im Mittel 39 Tage und der nordöstliche Teil des Greifswalder Boddens 8 Tage für die Schiffahrt geschlossen. In allen anderen hier betrachteten Bereichen wurden die Zufahrten zu den Häfen durch die Eisbrecher auch in extrem starken Wintern für eisverstärkte Schiffe mit hoher Maschinenleistung zugänglich gehalten.



Abb. 4.3. Eisverhältnisse im Küstengebiet von Mecklenburg-Vorpommern am 20. 1. 1959 (ein schwacher Eiswinter)

Die Küste, 56 (1994), 1-169



Abb. 4.4. Eisverhältnisse im Küstengebiet von Mecklenburg-Vorpommern am 8.2. 1960 (ein mäßiger Eiswinter)



Abb. 4.5. Eisverhältnisse im Küstengebiet von Mecklenburg-Vorpommern am 20.2. 1963 (ein extrem starker Eiswinter)

Bereich	schw	vache W	inter	mä	ßige Wi	nter	starl sta	ke bis ex irke Wir	trem nter
	Anzah	n der 1a	ige mit	Anzah	der 1	ige mit	Anzar	n der 1a	age mit
	K=1	K=2	K=3	K=1	K=2	K=3	K=1	K=2	K=3
Koserow, See	-	_	-	-	2	-	21	24	1
Arkona, See	_	-	-	-	-	-	8	10	-
Warnemünde, See	-	-	-	-	-	-	5	9	-
Thießow, Bodden	_	-	-	2	9	-	7	35	8
Vierendehlrinne	1	2	-	5	17	2	6	32	39
Rostock bis Warnemünde,									
Fahrwasser	-	-	-	1	-	-	11	12	-
Wismar bis Timmendorf,									
Fahrwasser	-	-	-	1	-	-	12	18	-

Tabelle 5.1. Mittlere Anzahl der Tage mit Schiffahrtsbegrenzungen in den Fahrwassern von Mecklenburg-Vorpommern

K=1 Schiffahrt schwierig für Schiffe mit niedriger Maschinenleistung;

K=2 Schiffahrt nur für die Eisfahrt geeignete Schiffe mit hoher Maschinenleistung möglich;

K=3 Schiffahrt vorübergehend geschlossen oder Schiffahrtsschluß.

6. Schriftenverzeichnis

BLÜTHGEN, J.: Die Eisverhältnisse der Küstengewässer von Mecklenburg-Vorpommern. 1954. BÜDEL, J.: Der Eiswinter 1945/46 an den deutschen Küsten (brit. Zone) im Vergleich zu den

Wintern 1903/04 bis 1942/43. Unveröff. wiss. Arb. Dt. Hydrogr. Inst. Nr. 34, 1947.

DORONIN, JU. P. und CHEISIN, D. E .: Das Meereis. Leningrad, 1975 (in russisch).

Eishandbuch für die Schiffahrt in der Ostsee und den benachbarten Gewässern. Rostock, 1972.

- HUPFER, P.: Über den langjährigen Gang der Eisverhältnisse an der südlichen Ostseeküste und ihren Zusammenhang mit rezenten Klimafluktuationen. Angewandte Meteorologie, Band 5, Heft 7/8, 1966.
- KOLP, O.: Die Eisverhältnisse im Winter 1953/54 im Küstengebiet der DDR und in den vorgelagerten Seegebieten. NVA Kommando der Seestreitkräfte, SHD, Sonderdruck Nr. 1, Stralsund, 1957.
- Koslowski, G.: Die flächenbezogene Eisvolumensumme, eine neue Zahl für die Bewertung des Eiswinters an der Ostseeküste Schleswig-Holsteins und ihr Zusammenhang mit dem Charakter des meteorologischen Winters. Dt. hydrogr. Z., 42, H. 2, 1989.
- Lauber, R.: Eisverhältnisse in den Küstengewässern der DDR im Zeitraum 1946/47 bis 1961/62. Rostock, 1962.
- LAUBER, R.: Der Eiswinter 1962/63 im Bereich der südlichen Ostsee und der Ausgänge zur Nordsee. Rostock, 1964.
- LAUBER, R.: Eisverhältnisse im Küstenbereich der DDR im Zeitraum einer 40jährigen Periode von 1946/47 bis 1985/86. Rostock/Warnemünde, 1988.
- NUSSER, F.: Die Eisverhältnisse des Winters 1947/48 an den deutschen Küsten. Dt. Hydrogr. Z. 1, 1948.
- PETERSON, H. VON: Die Eisverhältnisse der südlichen und mittleren Ostsee im Winter 1951/52. Annalen der Hydrographie, Heft 4, Stralsund, 1956.
- PETERSON, H. VON: Die Eisverhältnisse an der Küste der DDR im Winter 1952/53. Annalen der Hydrographie, Heft 5/6, Stralsund, 1956.
- PETERSON, H. VON: Die Eisverhältnisse an der Küste der DDR im Winter 1954/55. NVA Kommando der Seestreitkräfte, SHD, Sonderdruck Nr. 1, Stralsund, 1957.
- WMO-Eisnomenklatur Nr. 259 TP 145, 1970 unter Berücksichtigung der vom WMO-Sekretariat herausgegebenen Ergänzung 4 vom April 1986.

Strukturelle Typisierung der Steilufer an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns

Von WERNER SCHULZ

Zusammenfassung

Als Vorarbeit für den Küstenschutz wurde seit 1985 der größte Teil der Steilküsten Mecklenburg-Vorpommerns nach einheitlicher Methode neu kartiert sowie nach Kornverteilung, Glazialgefüge und deren Auswirkungen auf den Abrasionswiderstand charakterisiert. Daraus wird eine Typisierung der Steilufer abgeleitet. Folgende Steilufertypen werden nach Genese und Struktur unterschieden:

- 1. Grundmoränenkliffs
- 2. Grundmoränenkliffs mit diskordantem Geschiebemergel über gestauchter pleistozäner Schichtenfolge
- 3. Stauchendmoränenkliffs in gestauchter pleistozäner und kretazischer Schichtenfolge
- 4. Kliffs in spätglazialen Beckenbildungen und holozänen Dünensanden

Diese Klifftypen werden unter Berücksichtigung der Schichtenfolge, der Lagerungsverhältnisse, der pleistozänen Glazialdynamik und der heutigen morphologischen Ausprägung durch Beispiele erläutert. Eine Karte zeigt die Verbreitung der o.g. Klifftypen in Mecklenburg-Vorpommern.

Summary

In preparation for coastal protection measures most of the coastal cliffs of Mecklenburg-Vorpommern have been remapped since 1985 using standardized criteria, and were characterized with regard to their grain size distribution patterns and glacial structures responsible for resistance against abrasion. On the basis of the findings the following classification of cliffs is established: 1. Ground-moraine cliffs

2. Ground-moraine cliffs with discordant till overlying ice-pushed Pleistocene layers

3. Ice-pushed end-moraine cliffs in ice-pushed pleistocene and cretaceous sediments

4. Cliffs within late glacial basins and Holocene dune sands

The types are described with a view to their stratifigraphy, layering, glacial dynamics and present morphological pattern.

The distribution of the above mentioned types of cliffs along the coast of Mecklenburg-Vorpommern is presented in a map.

Inhalt

1. Einleitung	68
2. Genetisch-strukturelle Gliederung	69
3. Strukturelle Klifftypen an der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern	69
3.1 Grundmoränenkliffs	69
3.2 Grundmoränenkliffs mit diskordantem Geschiebemergel auf gestauchtem	
Glazifluviatil und älteren Moränen	71
3.3 Stauchendmoränenkliffs in glazilimnischen bzw. glazifluviatilen Bildungen	
sowie älteren Moränen, einschließlich Kreideschollen und -schuppen	73
3.4 Kliffs in spätglazialen Beckenbildungen	75
4. Schriftenverzeichnis	76

1. Einleitung

Die durch ihre Lagerungsstörungen bekannten Steilufer Mecklenburg-Vorpommerns (im folgenden M-V) werden seit etwa 80 Jahren von Geologen bearbeitet. Einige der Steilufer wurden in Abständen von Jahrzehnten bereits mehrfach kartiert (z. B. die Stoltera westlich Warnemünde von GEINITZ, 1907; SCHUH, 1923; KÖSTER, 1952; ROGGE, 1956/57 und LUDWIG, 1964).

Die Aufnahmen wurden überwiegend zu Zwecken der Erarbeitung eines stratigraphischen Gerüstes und zur Typisierung glazidynamischer Störungsformen vorgenommen.

Eine erste quantitative Erfassung der Abrasionsbeträge an den Steilufern versuchte GEI-NITZ (1903) in der Arbeit "Die Landverluste an der mecklenburgischen Küste". Am Fischlandkliff konnte er eine Basislinie aus Pfählen und Grenzsteinen auf der Hochfläche aufbauen und durch Wiederholungsmessungen (1911 und 1918) Werte für den Rückgang des Steilufers exakt belegen.

Es stellte sich bald heraus, daß neben relativ geringen Rückgangsraten in Jahren ausbleibender Hochwasser vor allem die unregelmäßig auftretenden, exzeptionellen Sturmhochwasser die Höhe der effektiven Rückgangsbeträge bestimmen.

Interessierte ursprünglich nur der Verlust des festen Landes, so setzten Projektierungsarbeiten für Küstenschutzmaßnahmen die Kenntnis der grundlegenden küstendynamischen Vorgänge voraus. Mit der Definition von physiographischen Einheiten und Bilanzsystemen durch GURWELL, WEISS u. ZIELISCH (1982) wurden Abtragungs- und Sedimentationsräume auf kleinere, selbständige Areale begrenzt und damit überschaubar. Quantitative Bilanzierungen der Sedimenttransformation auf der Schorre erfordern eine Analyse der Vorgänge, die unter dem komplexen Begriff Abrasion verstanden werden.

Wie GURWELL (1989) dargelegt hat, wird der Küstenrückgang vor allem bestimmt durch das Ungleichgewicht zwischen Seegangsbelastung und dem Relief der Schorre. Eine zeitweilige Zunahme der Seegangsbelastung führt zur Versteilung des Schorreprofils und schließlich zu einer Aktivierung des Steilufers. Für eine Bilanzierung der Sedimentwanderung auf der Schorre ist somit die Kenntnis des lithologischen und strukturellen Aufbaus der Steilufer als ein Liefergebiet – neben der Schorre – Voraussetzung. Daraus ergab sich die Notwendigkeit, die Steilufer neu und unter einheitlichem Aspekt zu kartieren.

Schwerpunkte dieser Kartierung waren die flächenmäßige Verbreitung der Gesteine auf dem Kliffhang (Planimetrierung des Aufrisses, soweit technisch möglich auch unter dem Strand), die Kornverteilung, das Gefüge der glazigenen Bildungen sowie die Lagerungsverhältnisse.

Die Kartierung und ingenieurgeologische Charakteristik der überwiegend glazialen Sedimente erfolgte im Rahmen von Vertragsarbeiten, vergeben von der Abt. Küstenforschung Warnemünde der ehemaligen Wasserwirtschaftsdirektion Küste an den ehemaligen VEB Geologische Forschung und Erkundung Schwerin sowie an das heutige Geologische Landesamt M-V. Seit 1985 wurden so 138 km Steilufer zwischen dem Klütz-Höved im W und dem Langen Berg bei Ahlbeck im E nach einheitlicher Legende neu kartiert, in einem Steiluferkataster typisiert sowie nach dem Gefüge und der Korngrößenverteilung charakterisiert.

2. Genetisch-strukturelle Gliederung

Entsprechend dem Aufbau der glazialen Serie¹⁾ lassen sich die aktiven Steilufer M-Vs gliedern in Steilufer aus (Abb. 1)

- 1. Grundmoränen mit ungestörtem Geschiebemergel
- 2. Grundmoränen mit diskordantem Geschiebemergel auf gestauchtem Glazifluviatil und älteren Moränen
- 3. Stauchendmoränen aus glazilimnischen bzw. glazifluviatilen Bildungen sowie älteren Moränen, einschließlich Kreideschollen und -schuppen

4. Beckenbildungen.

An der Ostseeküste M-Vs sind reine Satzendmoränen zur Zeit nicht aufgeschlossen.

Aus diesem Bezug zur glazialen Serie ergibt sich eine Typisierung der Steilufer, für die im folgenden die wesentlichen Eigenschaften sowie einige Beispiele aus M-V dargestellt werden sollen.

3. Strukturelle Klifftypen an der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern

3.1 Grundmoränenkliffs (Abb. 1; Nr. 1 und 1a)

Steilufer mit geringer bis mittlerer Höhe (3 bis 10 m) haben sich vorwiegend in reliefarmen Grundmoränen ausgebildet. Sie sind vor allem im Bereich der mecklenburgischen und vorpommerschen Küstenebenen verbreitet (Abb. 2).

Lithologisch herrscht Geschiebemergel mit lokal entwickelten Sandbändern (1a in Abb. 1) vor. Die meist söhlige Scherfugentextur sowie die auf die Eisvorstoßrichtung orientierte Klüftung des Geschiebemergels haben wesentlichen Einfluß auf die Wasserzirkulation. Eisbildung auf den Scherfugen und Klüften lockert das Gefüge und reduziert dadurch den Abrasionswiderstand.

Am Fischlandkliff streichen ein Kluftsystem sowie die Längsachsen der Geschiebe küstenparallel; die Klüftung fällt mit dem Kliffhang ein, was – neben der Exposition zur Hauptwindrichtung – zu erhöhten Rückgangsraten an diesem Steilufer wesentlich beiträgt (SCHULZ u. PETERS, 1989).

Daß sich mangelnde Entwässerung des Hinterlandes über die Textur des Geschiebemergels auf den Küstenrückgang auswirken kann, zeigt das Steilufer vor dem Campingplatz in Meschendorf nordöstlich Rerik; infolge unzureichender Vorflut und Stau von Abwasser tritt Sickerwasser auf den Scherfugen des Geschiebemergels verstärkt aus und beschleunigt die Fließvorgänge auf dem Kliffhang. Teile des Campingplatzes mußten deshalb geräumt werden.

Weitere Beispiele für Kliffs im Grundmoränenbereich (Abb. 2):

- beide Flanken des Klütz-Höveds bei Rosenhagen, Groß-Schwansee und Boltenhagen; am

 Die quartärgeologischen Fachausdrücke sind u. a. erläutert in: WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Bd. 1: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. – Stuttgart, 1954 GRIPP, K.: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. – Neumünster, 1964 CATT, J. A.: Angewandte Quartärgeologie. – Stuttgart, 1992 EHLERS, J.; Allgemeine und historische Quartärgeologie. – Stuttgart, 1994.



lagerung, z. B. Nordküste von Wittow (Rügen) - 2: Kliff eingeschnitten in gestauchtes Glazifluviatil (ds(g)µ), ältere Geschiebemergel (dmµ) sowie Schollen von eozänem Ton (tte), diskordant überlagert von söhlig lagerndem Oberem Geschiebemergel (8m), z. B. Stoltera – 3a: Kliff eingeschnitten in Stauchendmoränen; gestauchte ältere Beckensande (das) und älterer Geschiebemergel (dmµ) konkordant; Oberer Geschiebemergel (8m) diskordant darüber und nur am Hang zum Zungenbecken ausgebildet; Stauchendmoränenrelief verstärkt durch Kliffranddüne (D); z. B. Mönchgut und Üsedom – 3b: Kliff eingeschnitten in Schuppen aus Kreide Abb. 1: Klifftypen an der Ostseeküste von M-V nach der geologischen Struktur – 1: Kliff eingeschnitten in mehr oder weniger ungestörten Geschiebemergel (8m) mit Klüftung und Scherfugen, z. B. Meschendorf – 1a: Kliff eingeschnitten in 2 ungestörte Geschiebemergel (8m und dm,) mit geringmächtiger glazifluviatiler Ein-Kr mit Feuersteinbändern) und älteren quartären Sedimenten (M₁ - I₁ - M₂ - I₂); die Hangendschenkel der Mulden wurden ausgequetscht und zu Überschiebungsflächen reduziert (rechte Struktur); Oberer Geschiebemergel (M3) nur in den Senken zwischen den Stauchwällen ausgebildet und beidseitig auskeilend, z. B. asmund - 4: Kliff eingeschnitten in spätglazialen Beckensand (δas) oder Dünensand; Kliffkante von Ortsteinbank (Or) gebildet, z. B. Rostocker Heide
Abfall der Stauchendmoränengabel zu den Zungenbecken der Pötenitzer Wiek und der Boltenhagener Bucht

- Nordufer der Insel Poel
- Rerik Meschendorf K
 ühlungsborn Heiligendamm, lokal mit Interglazialschollen und einer Zweiteilung des Geschiebemergels durch ein Geschiebepflaster
- Fischland (ohne den mittleren Abschnitt)
- Nordufer der Halbinsel Wittow/Rügen zwischen Dranske und Kap Arkona, 2 ungestauchte Geschiebemergel vom Habitus des kreidereichen M₃, getrennt durch einen 0 bis 10 m mächtigen Feinsand
- auf Mönchgut bestimmen Stauchendmoränen das Relief und die Struktur der Steilufer; da die Stauchendmoränen hier zu den Zungenbecken (= Wieken und Binnenseen) steil abfallen, sind die Grundmoränenflächen auf einen schmalen Übergangsstreifen zwischen Stauchendmoränen und Zungenbecken beschränkt (z. B. Südufer von Klein-Zicker).

3.2 Grundmoränenkliffs mit diskordantem Geschiebemergel auf gestauchtem Glazifluviatil und älteren Moränen (Abb. 1, Nr. 2)

Im Relief des Hinterlandes sind diese Strukturen normalerweise nicht zu erkennen. Auch im Zuge der üblichen geologischen Peilstangenkartierung bis 2 m Tiefe wäre günstigstenfalls Geschiebemergel über Vorschüttsanden zu erfassen.

Wie kompliziert jedoch die Lagerungsverhältnisse unter der diskordanten, morphologisch ebenen Geschiebemergeldecke entwickelt sein können, zeigt das Profil der S t olt er a westlich Warnemünde, wo der glazigen gestauchte Bereich von 10 bis 15 m Kliffhöhe allein 3 Geschiebemergel-Horizonte mit eingelagerten Sanden und Tonen in z. T. diapirartigen Formen umfaßt (LUDWIG, 1964, Abb. 27).

Am Westkliff der Insel Poel bilden 2 Sande mit eingeschaltetem sandstreifigem Geschiebemergel und Limnocythere-Ton mehrere SSW-vergente spitze Sättel, die auf einen Eisvorstoß aus NNE hinweisen (RÜHBERG, 1969).

Am Südostkliff der Greifswalder OIE überlagert ein 1 m mächtiger Geschiebemergel (M₃) diskordant eine verschuppte Folge aus 2 Geschiebemergeln, Schmelzwassersanden und – besonders hervorzuheben – zahlreichen Schollen von Untereozänton und Kreidekalken. Die schuppenförmige Lagerung der Schollen war Anlaß, die Greifswalder Oie als Kerbstauchendmoräne der Ostrügenschen Staffel zu deuten (MÜNNICH, 1936; KLIEWE, 1957/58).

Da die gestauchte Schichtenfolge jedoch vom horizontal lagernden Geschiebemergel M₃ gekappt und diskordant überlagert wird (KNAUST, 1993) und die Hochfläche der Oie nahezu eben ausgebildet ist, fehlen die Kriterien für einen stationären Eisrand. Es liegt somit eine Grundmoränenebene vor, die einen glazigen stark gestörten Schichtenkomplex überfahren hat.

Zu diesem Klifftyp ist auch ARKONA zu stellen, denn – abweichend von Jasmund – bedeckt der diskordante Geschiebemergel M₃ hier lückenlos die bekannte Schichtenfolge Kreide – M₁ – I₁ – M₂–I₂²⁾ und setzt sich mit mehr oder weniger ebener Oberfläche weit in das Hinterland fort. Nur der Höhenzug unter dem Burgwall und den beiden Leuchttürmen kann als Stauchendmoräne bezeichnet werden.

Eine Übereinstimmung im Lagerungsprinzip besteht zwischen Arkona und dem Steilufer zwischen Saßnitz-Dwasieden und Mukran, wo die o.g. Schichtenfolge (Kreide bis



Abb. 2: Aktive Steilufer an der Ostseeküste von Mecklenburg-Vorpommern

I₂) von einem nahezu lückenlosen, mehr als 15 m mächtig werdenden Geschiebemergel M₃ überlagert wird.

Diesen Beispielen gemeinsam ist die glazigene Stauchung von glazifluviatilen/glazilimnischen Bildungen, älteren Moränen und lokal auch von Schollen bzw. Schuppen präquartärer Gesteine; der diskordante Geschiebemergel endet nicht im Bereich der Stauchung, sondern erstreckt sich weiter in das Hinterland. Dabei pausen sich die gestauchten Strukturen normalerweise nicht im heutigen Relief des Hinterlandes durch.

Man wird diese Lagerungsverhältnisse als Aufstauchung an einem vorstoßenden Eisrand oder – bei flach liegenden Schichtfolgen – an der Basis eines weiter nach S vorrückenden Inlandeises deuten müssen.

Eine Ausnahme stellt das Gelbe Ufer im Osten der Halbinsel Zudar auf Rügen dar (Abb. 2). Hier werden mehr als 15 m mächtige Vorschüttsande in glaziger ungestörter Lagerung von einer Geschiebemergeldecke überlagert.

```
3.3 Stauchendmoränenkliffs in glazilimnischen bzw.
glazifluviatilen Bildungen sowie älteren Moränen,
einschließlich Kreideschollen und -schuppen
(Abb. 1, Nr. 3a und 3b)
```

Im Unterschied zum o. g. Typ der grundmoränenbedeckten Stauchkomplexe liegen hier vor dem Eisrand dislozierte Schichtenfolgen vor, die vom Inlandeis nicht mehr überfahren und abgeschliffen wurden (Abb. 1, 3a und 3b). Die Steilufer dieses Typs erreichen größere Höhen (Königsstuhl + 117 m NN, Dornbusch + 72 m NN). Die Stauchungsintensität an diesen Kliffs von M-V geht normalerweise über einen Sattel- und Muldenbau hinaus. Die Mittelschenkel zwischen den Sätteln und Mulden wurden zunächst in der Eisvorstoßrichtung gestreckt; bei weiterer Beanspruchung gehen sie in Überschiebungsflächen über (Abb. 1, 3b).

Wegen der Formenähnlichkeit mit endogen-tektonischen Strukturen sowie der häufig in den Schuppenbau einbezogenen älteren Moränen, der interglazialen und präquartären Schichten stellen diese in Stauchendmoränen eingeschnittenen Steilufer seit rd. 100 Jahren die klassischen Untersuchungsobjekte deutscher und dänischer Quartärgeologen dar.

Zu den besonders intensiv bearbeiteten Objekten zählt das Steilufer von J a s m u n d zwischen Saßnitz und dem Königsstuhl auf Rügen (Abb. 1, 3b und Abb. 2). Die etwa 120 bis 150 m mächtigen Kreidekomplexe des höheren Unter-Maastrichts werden von der quartären Schichtenfolge $M_1 - I_1 - M_2 - I_2$ konkordant überlagert. Die gesamte Serie wurde am Rand

2) Die Schichtenfolge an den Steilufern von Jasmund und Arkona wurde von O. JAEKEL 1917 wie folgt benannt: Geschiebemergel M₃ (Diskordanz) "Interglaziale" Sande I₂ Geschiebemergel M₂ "Interglaziale" Sande I₁ Geschiebemergel M₁ Kreide
Wenn auch den Sanden I₁ und I₂ heute nicht der Rang von Interglazialen zuerkannt wird, so wird die Gliederung der Schichtenfolge allgemein anerkannt und in allen diesbezüglichen Arbeiten angewandt (vgl. BRINKMANN, 1953; LUDWIG, 1964 u. STEINICH, 1972).

Die Küste, 56 (1994), 1-169

74

von Eisloben in der Prorer und Tromper Wiek aufgeschoben. Besonders intensiv beanspruchte Einengungsformen bildeten sich in der Kerbe zwischen beiden Eisloben aus (BRINKMANN, 1953; STEINICH, 1972). Aus dem zunächst angelegten Sattel- und Muldenbau entwickelte sich bei weiterer Beanspruchung in der Eisrandgabel ein zum Vorland vergenter Faltenbau. Schließlich dünnten die Mittelschenkel aus; die Sättel wurden nach oben ausgequetscht und unterlagen der glazigenen Abscherung. Die heute erhaltenen Strukturen (Streifen 1 bis 25 im Sinne von KEILHACK, 1914) erscheinen als Schuppen mit listrischen Überschiebungsflächen an der Basis der Kreidekomplexe. Die ehemaligen Mulden sind nur an wenigen Strukturen erhalten bzw. aufgeschlossen (z. B. Streifen 1 und 4 der bekannten "Kliffansicht zwischen Saßnitz und Kollicker Ort", Geol. Inst. Univ. Greifswald, 1957).

Schuppenstruktur dürfte auch im Dornbusch auf Hiddensee vorliegen. Da hier das Kliff mehr oder weniger parallel zum glazitektonischen Bau streicht, löst der eingestauchte eeminterglaziale Cyprinenton seit 1907 immer wieder Rutschungen beträchtlicher Dimen-



Abb. 3: Schichtenfolgen von Stauchendmoränenkliffs

sionen aus. Deshalb ist es trotz mehrfacher Bearbeitung (zuletzt LUDWIG, 1964) bisher nicht gelungen, ein Normalprofil des Dornbuschs aufzustellen.

Gesichert scheint die Erkenntnis, daß die Ostflanke eines Eislobus vorliegt, in der die Strukturen SW–NE mit nach SE konvexer Krümmung streichen.

Unter den "klassischen" Stauchendmoränen an der südlichen Ostseeküste hebt sich der Dornbusch durch einen geringen Kenntnisstand ab; dieses Defizit ist für die Problematik der Küstendynamik um so mehr zu bedauern, als im Strömungsschatten des Inselkernes Dornbusch die Haken des Gellens sowie des Alten und Neuen Bessins ansetzen. Der Dornbusch mit seinen Haken wäre das Muster für ein in sich geschlossenes Bilanzsystem.

Ähnlich ungünstig gestaltet sich auch die Auswertung der ca. 10 km langen Steilküste des Klütz-Höved zwischen Groß-Schwansee und Boltenhagen (Abb. 2, vgl. Profil im

Exkursionsführer zur Tagung der Deutschen Quartärvereinigung, Kiel, 1992). Die Aufschlußverhältnisse werden im westlichen Teil des Profils dadurch beeinträchtigt, daß der mittlere Geschiebemergel (wahrscheinlich Frankfurter Stadium) durch die Aufnahme großer Mengen von roten bis blaugrauen Tonen des Untereozäns 2/3 zu Fließerscheinungen auf dem Kliffhang neigt und damit eine räumliche Erfassung der Ausstriche erschwert wird.

Einige km im Hinterland des Klütz-Höveds gabeln sich der Wismarsche und der Lübecker Lobus der Pommerschen Hauptendmoräne. Die am Groß- und Klein-Klütz-Höved aufgeschlossenen Stauchungen von frankfurtstadialem Geschiebemergel und begleitendem Glazifluviatil (Diapire bzw. Schuppen) zeigen, daß sich die Pressungen nicht auf den unmittelbaren Gabelungspunkt (Hoher Schönberg, + 92,3 m NN) beschränken, sondern sich noch mindestens 6 km weiter nördlich in beiden Loben durch intensive Einengungsformen auswirkten. Da am Klütz-Höved die diskordante Geschiebemergeldecke des stauchenden Inlandeises durchgehend entwickelt ist, könnte man hier sowohl von einem Kliff in Nähe des ehemaligen Eisrandes als auch von einem Grundmoränenkliff sprechen.

Von besonderem landschaftlichen Reiz sind die Stauchendmoränen der Ostrügenschen Staffel auf Mönchgut (Rügen) sowie auf Usedom (Abb. 1, 3a und Abb. 2). Von der Granitz bei Binz über die kleinen Zungenbecken und dazwischen aufgepreßten mittelmoränenartigen Stauchendmoränen Mönchguts bis zu den 3 aktiven Steilufern des Streckelberges, der Pagelunsberge (SCHULZ, 1959) und des Langen Berges an der Außenküste Usedoms und weiter bis zum Swinhöft auf der Insel Wollin liegt an allen Kliffs ein einheitlicher Baustil vor: Ein Unterer Geschiebemergel, dessen Oberfläche in Bohrungen 10 bis 30 m unter NN angetroffen wird, ragt lokal über NN auf; er bildet am Kliff alle Übergänge von breiten Sätteln, zum Vorland vergenten, spitzen Sätteln und Schuppen bis zu Überschiebungsflächen.

Diese Störungsformen spießen in einen ca. 30 m mächtigen Beckensand ein, der vermutlich eine erste Phase des Haffstausees repräsentiert. Der Beckensand nimmt etwa 85 bis 90 % des Kliffhanges ein. Auf Grund der hohen Gleichkörnigkeit neigt er zur Ausbildung von Sandschütten mit einem natürlichen Böschungswinkel von 35°; wegen der niedrigen scheinbaren Kohäsion weist er einen geringen Abrasionswiderstand auf. Ein Oberer Geschiebemergel liegt nur lokal auf dem Beckensand, und zwar bevorzugt an den Hängen der Stauchendmoränen zu den Zungenbecken. Diese Form der Verbreitung in Verbindung mit den morphologisch frischen Stauchwällen über den o. g. Aufragungen von Unterem Geschiebemergel weisen darauf hin, daß hier Bildungen unmittelbar an einem Eisrand vorliegen und daß das Inlandeis diese Stauchendmoränen nicht mehr überfahren hat.

3.4 Kliffs in spätglazialen Beckenbildungen (Abb. 1, Nr. 4)

Aktive Steilufer in Beckenbildungen, die nicht mehr vom Inlandeis überfahren wurden, treten in M-V untergeordnet auf. Sie bilden flache Steilufer (unter 10 m Höhe) aus. Bei feinbis mittelsandiger Körnung der Beckenbildungen stellen sich natürliche Böschungswinkel um 40° ein; Sandschütten lösen eine Verflachung des Kliffhanges auf 30° aus. Mit Zunahme des Schluffgehaltes bewirkt das kapillare Haftwasser eine Erhöhung der scheinbaren Kohäsion, so daß Kliffhänge mit Neigungen von 70 bis 80° ausgebildet werden können (z. B. im "Heidesand" der Rostocker Heide).

Beispiele für Kliffs in Beckenbildungen (Abb. 2):

 Lubminer Heide, fein- bis mittelsandige Ausbildung mit Sandschütten infolge hoher Gleichkörnigkeit

Die Küste, 56 (1994), 1-169

76

- Rostocker Heide, durch schluffige Lagen bilden sich steile Kliffhänge aus; Ortsteinbildung an der Kliffkante sowie eine von allerödzeitlichem Moostorf gebildete Abrasionsplatte erhöhen den Abrasionswiderstand. Ist beides unterentwickelt (Rosenort), treten Rückgangsraten von mehr als 1 m/Jahr auf
- Fischland-Kliff, mittlerer Teil, durch Niedertauen einer größeren Toteismasse bildete sich im Spätglazial eine Senke aus, deren Eintiefung durch Schüttung von schluffigen Feinsanden kompensiert wurde.

Diesem Steilufertyp ähnlich reagieren die in M-V nur lokal entwickelten Steilufer in holozänen Dünensanden (Neuhaus, Zempin), in Kliffranddünen sowie in alten Strandwallsystemen (Westdarß, Ückeritz). Infolge der hohen Gleichkörnigkeit und des Fehlens von kapillarem Haftwasser neigen die fein- bis mittelkörnigen Flugsande zur Umlagerung in Sandschütten (Zempin, Rehberge auf dem Vordarß, Kliffranddünen auf dem Streckelberg und dem Fischland).

4. Schriftenverzeichnis

BRINKMANN, R.: Über die diluvialen Störungen auf Rügen. – Geol. Rundschau, 41, 1953.

- BÜLOW, K. v.: Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz an der südlichen Ostsee zwischen Trave und Swine. – Geologie, Beiheft, 10, 1954.
- EISSMANN, L.: Lagerungsstörungen im Lockergebirge. Geophysik u. Geol., III, 4, 1987.
- GEINITZ, E.: Die Landverluste an der mecklenburgischen Küste. Mitt. mecklbg. geol. Landesanst., 14, 1903.
- GEINITZ, E.: Die Stoltera bei Warnemünde. Mitt. mecklbg. geol. Landesanst., 19, 1907.
- GELLERT, J.: Geomorphologisch wirksame Prozesse und genetische Formentypen der Steilufer, insbesondere der südlichen Ostseeküste. – Schriftenr. Wasser- u. Grundbau, 54, 1989.
- GURWELL, B. R.; WEISS, D. u. ZIELISCH, E.: Beitrag zur Charakterisierung von physiographischen Einheiten und Bilanzsystemen an Ostsee-Küstenstrecken der DDR. – Z. geol. Wiss., 10, 1982.
- GURWELL, B. R.: Grundsätzliche Anmerkungen zur langfristigen Abrasionswirkung und ihrer Quantifizierung. – Schriftenr. Wasser- u. Grundbau, 54, 1989.
- GURWELL, B. R.: Steilküstenabrasion und Sedimentbilanzierung ein quantitativer Küstenvergleich. – Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Univ. Greifswald, 39, Math.-nat. R. 1990.
- HEERDT, S.: Zur Stratigraphie des Jungpleistozäns im mittleren N-Mecklenburg. Geologie, 14, H. 5/6, 1965.
- KLIEWE, H.: Die Steingründe zwischen Streckelsberg und Greifswalder Oie. Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Univ. Greifswald, 7, Math.-nat. R., Nr. 3/4, 1957/58.
- KNAUST, D.: Beiträge zur Geologie der Insel Greifswalder Oie (Ostsee). Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie. – unveröff. Diplomarbeit, Fachbereich Geowiss. d. Univ. Greifswald, 1993.
- KÖSTER, E.: Die Veränderungen im Steilufer und in der Strandterrasse des Naturschutzgebietes Stoltera bei Warnemünde. – Die Küste, 1, H. 2, 1952.
- KOLP, O.: Die nordöstliche Heide Mecklenburgs. Deutscher Verlag der Wiss., Berlin 1957.
- LUDWIG, A. O.: Stratigraphische Untersuchungen des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. – Geologie, Beih. 42, 1964.
- MÜNNICH, G.: Quantitative Geschiebeprofile aus Dänemark und Nordostdeutschland mit besonderer Berücksichtigung Vorpommerns. – Abh. Geol.-paläontol. Inst. E.-M.-Arndt-Univ. Greifswald, 15, 1936.
- NIEDERMEYER, R.-O.; KLIEWE, H. u. JANKE, W.: Die Ostseeküste zwischen Boltenhagen und Ahlbeck. Geograph. Bausteine, 30, 1987.
- ROGGE, H.-J.: Beiträge zur Geologie der mecklenburgischen Ostseeküste II. Die Stoltera bei Warnemünde. – Wiss. Z. Univ. Rostock, 6, Math.-nat. R., H. 3, 1956/57.
- RÜHBERG, N.: Die Geologie der pleistozänen Schichtenfolge am Westkliff von Poel. Geologie, 18, H. 5, 1969.

SCHUH, F.: Beitrag zur diluvialen Tektonik. - Geol. Archiv, 2, 1923.

- SCHULZ, W.: Die Schuppenstruktur des Jungpleistozäns im Bereich der aktiven Steilufer Mittelusedoms. – Ber. geol. Ges., 4, H. 2/3, 1959.
- SCHULZ, W.: Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. Archiv d. Freunde d. Naturgesch. Mecklbgs., 13, 1967 (hier weitere regionalgeologische Literatur).

SCHULZ, W. u. PETERS, K.: Geologische Verhältnisse im Steiluferbereich des Fischlandes sowie zwischen Stoltera und Kühlungsborn. – Schriftenr. Wasser- u. Grundbau, 54, 1989.

STEINICH, G.: Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen von Jasmund (Rügen). – Geologie, Beih. 71/72, 1972.

WIEMER, R. u. GURWELL, B. R.: Die Ostseeküste in Mecklenburg-Vorpommern. – Wasser u. Boden, 43, H. 1, 1991.

Die Dokumentation der Neuaufnahmen der Steilufer Mecklenburg-Vorpommerns liegt in 20 unveröffentlichten Berichten in den Archiven folgender Institutionen vor: Abteilung Küstenschutz im Staatlichen Amt für Umwelt und Natur Rostock-Warnemünde, Geologisches Landesamt M-V in Schwerin und Geologische Forschung und Erkundung GmbH in Schwerin.

Koresand – Die Entwicklung eines Außensandes vor dem dänischen Wattenmeer

Von Margot Jespersen und Erik Rasmussen

Zusammenfassung

Der Koresand, ein Außensand südwestlich von Mandø, ist ein Teil des Sandbarriere-Systems vor dem dänischen Wattenmeer. Anhand von Karten, Luftbildern und Nivellements wird zum erstenmal ein Gesamtbild seiner Entwicklung seit Beginn des 19. Jahrhunderts gezeichnet.

In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts hat sich die Größe des Koresands fast verdoppelt. Im Gegensatz zu der Entwicklung bei den südlicher gelegenen deutschen Außensänden erfolgte der Zuwachs auch in seewärtiger Richtung. Darüber hinaus ist für den Zeitraum der letzten 25 Jahre eine Höhenzunahme besonders im westlichen Teil zu beobachten; eine ständige Dünenbildung hat bis heute jedoch noch nicht stattgefunden.

Summary

Koresand, an outer sand bank southwest of the Isle of Mandø, is part of the natural barrier to the Danish Wadden Sea. Based on maps, aerial photographs and surveys a first account is given of the evolution of Koresand since the beginning of the 19th century.

In the first half of the 20th century the area of Koresand practically doubled. Contrary to the development of the more southerly German outer banks a seaward increase has also taken place. Furthermore, within the last 25 years, an elevation increase has been registered, especially in the western part of Koresand. To date, however, permanent dunes have not developed.

Inhalt

1.	Einführung	79
2.	Die Entwicklung des Koresands	81
	2.1 Die ältesten Kartierungen	81
	2.2 Die Entwicklung nach der "Kleinen Eiszeit"	83
	2.3 Die Entwicklung nach der Vernichtung des Seegrases	84
	2.4 Die jüngste Entwicklung	86
3.	Schlußfolgerungen	89
4.	Dank	90
5.	Schriftenverzeichnis	90

1. Einführung

Das dänische Wattenmeer ist von der Nordsee durch eine holozäne Barriere getrennt. Die Barriere verläuft vom Geestkern auf Sylt bis Horns Rev westlich von Blâvands Huk (Abb. 1). Sowohl die Geest auf Sylt als auch Horns Rev gehören zur Saaleeiszeit. Horns Rev ist eine vom Meer bedeckte Randmoräne (JESSEN, 1925), und die Geest auf Sylt ist ein vorspringender Teil einer Randmoräne, die ähnliche Formationen auf Föhr und Amrum umfaßt (GRIPP, 1958; Köster, 1979).

Die Hauptteile der Barriere sind die Halbinsel Skallingen, die Inseln Fanø und Rømø



Abb. 1: Die Barriere vor dem dänischen Wattenmeer am Anfang dieses Jahrhunderts. 1: Küstenlinie (MThw). 2: 4 Meter unter Spring-MTnw. 3: Idealküstenlinie (nach B. Jakobsen, 1964). 4: Geest

sowie auch der Außensand Koresand südwestlich von Mandø. Es wird angenommen, daß die Inseln Mandø und Langli und der östliche Teil von Fanø zu einer älteren Barriere gehören (JAKOBSEN, 1969).

Die heutige Barriere, die hauptsächlich aus großen Barriereinseln besteht, ist kennzeichnend für eine Küste mit einem Tideunterschied von weniger als 2 Metern (DAVIES, 1964; HAYES, 1979; DIJKEMA, 1980). Im dänischen Wattenmeer beträgt der Tideunterschied etwa 1,5 Meter bei Esbjerg und fast 2 Meter bei Højer.

Die Entwicklung einer Barriereinsel umfaßt drei Stufen. In der ersten Stufe hat eine gegen die Küste gerichtete Sandbewegung zur Entstehung von Sandbänken geführt. Die Küste ist durch eine schwache Neigung und eine geringe Wassertiefe gekennzeichnet. In der zweiten Stufe haben sich die Sandbänke über das Hochwasserniveau erhöht. Ein Außensand ist damit entstanden. Erst in der dritten Stufe stabilisiert sich die Barriereinsel durch Dünenbildung.

Es wird angenommen, daß die größeren Barriereinseln wie z. B. Fanø und Rømø in spät vorgeschichtlicher Zeit entstanden sind (EHLERS, 1988). Die Halbinsel Skallingen dagegen ist in historischer Zeit entstanden. Auf einer Karte 1648 von JOHANNES MEJER ist eine Barriereinsel "Stormholm" somit ein Außensand in der dritten Stufe der Barriereinselentwicklung eingezeichnet; auf einer Karte von 1805 (Videnskabernes Selskab) ist dort eine erhöhte Dünenbildung zu erkennen. Die Insel ist mit dem Festland zusammengewachsen und bildet jetzt die Halbinsel Skallingen. Der Außensand Koresand ist als der jüngste Teil der Barriere noch ohne dauerhafte Dünenbildung.

Die dänische Barriereküste hat zwischen Blåvands Huk und Sylt als Ausgleichsküste einen leicht bogenförmigen Verlauf (JAKOBSEN, 1964). Abb. 1 zeigt die Barriere am Anfang dieses Jahrhunderts nach einer Seekarte von 1911. Die größten Abweichungen von der bogenförmigen Idealküstenlinie bilden Rømø und Koresand, die beide östlich der Linie liegen. Die Insel Rømø ist seit langem in westlicher Richtung gewachsen (MORITZ, 1903; MEESENBURG, 1978; JESPERSEN u. RASMUSSEN, 1989). Aus dem folgenden geht hervor, daß auch der Außensand Koresand in den letzten Jahren in westlicher Richtung gewachsen ist. Der größte Teil Fanøs liegt dicht an der Idealküstenlinie und hat eine verhältnismäßig stabile Westküste. Ein Außensand "Søren Jessens Sand" nordwestlich von Fanø hat sich dort nach Osten verlagert und ist seit 1980 mit Fanø zusammengewachsen (MEESENBURG et al., 1977; EHLERS, 1988). Abschließend soll erwähnt werden, daß der westlichste Teil der Barriere, d. h. die Halbinsel Skallingen und der nördlichste Teil von Sylt, abgetragen werden (GRIPP, 1966, EHLERS, 1988).

Als Folge der beschleunigten Erhöhung des Hochwasserniveaus in den letzten Jahren wird möglicherweise in Zukunft die Ausgleichküstenlinie nach Osten verlagert (JENSEN, 1984). Der Verlauf der Idealküstenlinie wird jedoch zu jeder Zeit vom Gleichgewicht zwischen dem Meeresspiegelanstieg und der Menge der Sedimente, die der Küste zugeführt werden, abhängig sein.

2. Die Entwicklung des Koresands

2.1 Die ältesten Kartierungen

Die erste Karte des Koresands stammt von JOHANNES MEJER 1649. Westlich von der Insel Mandø befanden sich zwei Sandplaten "Uthkaarsandt" und "Indkaarsandt", die durch einen Priel getrennt waren. JOHANNES MEJER unterscheidet nicht zwischen Wattflächen und Flächen über Mittelhochwasser. Es ist deshalb nicht möglich, die Ausdehnung des eigentlichen

Außensandes zu diesem Zeitpunkt zu beurteilen. Wegen der unzulänglichen Genauigkeit der Karte ist es auch nicht möglich, die Größe von "Uthkaarsandt" und "Indkaarsandt" korrekt anzugeben.

Eine zuverlässige und viel detailliertere Kartierung wurde 1807 von HOLST und TUXEN ausgeführt. Die Karte zeigt deutlich sowohl die Wattflächen als den Außensand Koresand, letzteren durch die Hochwasserlinie abgegrenzt. Koresand hatte damals ein Areal von etwa 8 km² und eine größte Ausdehnung von 3,7 km in Richtung NO-SW. Zwischen Koresand und Mandø ist ein Priel "Gyden" (Mandø Gyde) eingetragen. Der Priel hatte bei Niedrigwasser eine größte Tiefe von 3,5 dänischen Faden (etwa 6,5 m) und eine kleinste Tiefe von 2 dänischen Fuß (etwa 0,6 m). Im 19. Jahrhundert wurde Mandø Gyde öfters von flachen Schiffen als kürzerer Weg von der Ostküste Rømøs bis Knudetief und weiter ins nördliche Wattenmeer benutzt (JACOBSEN, 1937).

Die morphologische Entwicklung des Koresands und der umgebenden Wattflächen und Priele im Laufe des 19. Jahrhunderts geht aus einem Vergleich zwischen der Karte von 1807 und einer Karte um 1870 hervor (Abb. 2). Die letztere basiert sowohl auf einer dänischen topographischen Karte von 1870 als auf einer deutschen topographischen Karte von 1878. Die Erklärung dafür hängt damit zusammen, daß der Koresand in dieser Periode ganz nahe an der deutsch-dänischen Grenze, die über eine Strecke dem Juvre Tief folgte, lag.

Der Außensand Koresand zeigt einige kleinere Änderungen. Die nördliche Ecke ist ungefähr 500 m zurückgegangen. Außerdem ist die südwestliche Ecke abgetragen, während



Abb. 2: Koresand 1870/80. 1: MThw. 2: MTnw. 3: 2 Meter unter MTnw. 4: Koresand 1807. Punktraster: Wattgebiet

ein fast ebenso großer Anwachs an der Südseite zu erkennen ist. Eine Abtragung an der südöstlichen Seite steht wahrscheinlich mit der Mäandrierung des Juvre Tiefs in Verbindung.

Die Gezeitenrinne Mandø Gyde hat sich etwa 200 m nach Nordosten verlagert. Bei Niedrigwasser beträgt die maximale Wassertiefe nur 5 m, der südliche Teil des Priels fällt fast trocken. Die größten Änderungen haben jedoch südwestlich vom Koresand stattgefunden. Hier ist die Niedrigwasserlinie 1200 m in westliche Richtung vorgerückt. Die Entstehung dieser neuen großen Wattfläche hängt mit einer südlichen Verschiebung des äußeren Teils des Juvre Tiefs zusammen. Aus der Karte von 1807 geht hervor, daß der westliche Teil des Tiefs sich zwischen Koresand und einer kleinen Wattfläche, "Knuderne" genannt, befindet. Bei Niedrigwasser beträgt die größte Wassertiefe 5 m, und das mit Wasser bedeckte Areal ist ca. 1 km breit in Richtung Ost-West- Um 1870 hatte das Juvre Tief einen südlicheren Verlauf an der nördlichen Seite von Rømø Flak entlang (Abb. 2). Die in nördlicher Richtung verlaufende Rinne ist zugesandet. Östlich von Knuderne ist bei Niedrigwasser nur ein 500 m breites, seichtes Gebiet als ein Rest des früheren Tiefs zu erkennen.

Die umfassenden Änderungen des westlichen Teils des Juvre Tiefs haben während der Sturmflut 1825 stattgefunden (BAGGESEN, 1862). Die alte in nördlicher Richtung verlaufende Rinne mündete in "Draget" (Abb. 1). Draget ist eine breite Niederung, die hauptsächlich vom Flutstrom geformt ist (JAKOBSEN, 1964). Während der Sturmflut wurden erhebliche Sandmengen durch Draget ins Juvre Tief transportiert. Ein Teil vom Sand wurde in einer Rinne, die zum südlichen Fanø führte, verfrachtet. Beide Rinnen wurden dadurch unbefahrbar. Die neue südliche Rinne des Juvre Tiefs entstand durch einen Durchbruch des östlichen Teils des Wattgebiets, genannt "Bollerderne".

2.2 Die Entwicklung nach der "Kleinen Eiszeit"

Ende des 19. Jahrhunderts endete die sogenannte "Kleine Eiszeit". Seitdem ist der Anstieg des Mittelhochwassers schneller verlaufen, und gleichzeitig hat sich der Tidehub vergrößert (JENSEN, 1984). Die Vergrößerung des Tidehubs hat zu höheren Stromgeschwindigkeiten in den Gezeitenrinnen und somit auch zu verstärkter Erosion (FÜHRBÖTER u. JENSEN, 1985; EHLERS, 1988) geführt.

Die Entwicklung der Gezeitenrinnen und des Watts um den Koresand Ende des 19. Jahrhunderts und Anfang dieses Jahrhunderts geht aus den Karten Abb. 2 und 3 hervor. Die letztgenannte Karte basiert auf einer Seekarte von 1911 und auf topographischen Karten von 1901 (nördlicher Teil) und 1923 (südlicher Teil).

Sowohl das Haupttief als auch die beiden östlichen Verzweigungen des Juvre Tiefs zeigen einen ziemlich geraden Verlauf. Das hat zur Erosion des Watts südwestlich des Koresands und zur Akkumulation in einem Gebiet südöstlich vom Außensand geführt. Außerdem hat eine südliche Verlagerung der östlichen Verzweigungen des Juvre Tiefs sowie auch der Wasserscheide "Rejsby Stjert" stattgefunden.

Mandø Gyde und das umgebende Watt haben große Veränderungen erfahren. Der südliche Teil der Rinne ist versandet und zeigt sich jetzt als Wattfläche. Gleichzeitig ist das Watt um den nordwestlichen Teil von Mandø Gyde abgetragen worden. Dagegen hat Mandø Gyde eine unveränderte Lage und Maximaltiefe. Das Endergebnis der Erosion ist die Bildung einer breiten, zungenförmigen, gegen Nordwesten offenen Niederung. Wegen der Lage unmittelbar östlich von Draget (Abb. 1) wird angenommen, daß die Niederung vom Flutstrom geformt ist und daß die Versandung des südlichen Teils von Mandø Gyde der Entstehung einer Flutbank am obersten Teil der Flutscharte zuzuschreiben ist.



Abb. 3: Koresand am Anfang dieses Jahrhunderts. 1: MThw. 2: MTnw. 3: 2 Meter unter MTnw. 4: Koresand 1870/80 (vgl. Abb. 2). Punktraster: Wattgebiet

Westlich des Koresands ist das Watt erodiert. Die Niedrigwasserlinie ist in diesem Gebiet 400–600 m zurückgewichen.

Auf dem Koresand selbst sind nur wenige kleinere Änderungen zu erkennen, z. B. eine beschränkte Erosion an der nordöstlichen Seite. Man darf aber nicht zuviel Gewicht auf diese kleinen Änderungen legen, denn es ist sehr schwierig, die genaue Hochwasserlinie auf der Landseite des Außensandes anzugeben, da dort die Neigung sehr gering ist.

2.3 Die Entwicklung nach der Vernichtung des Seegrases

In den 1930'ern Jahren wurde das Seegras, Zostera marina, weltweit wegen einer epidemischen Krankheit fast ausgerottet. 1931 wurde der Seegrasbestand entlang der nordamerikanischen Atlantikküste und in den folgenden Jahren auch entlang den nordeuropäischen Küsten stark reduziert (BLEGVAD, 1934; RASMUSSEN, 1973).

Zu dieser Zeit waren viele tausend Hektar Wattboden mit Seegras bedeckt. Wir wissen aus der Geschichte Mandøs, daß das Seegras auch im Mandø-Koresand Gebiet verbreitet war. Es kam in so großen Mengen vor, daß es für niedrige Felddeiche verwendet wurde (ZENIUS, 1983). 1932/33 bekam das Seegras schwarze Streifen und Flecke und in kurzer Zeit verwelkten sowohl Wurzeln als auch Blätter.

Das Verschwinden des Seegrases hatte zur Folge, daß der Meeresboden dem Wellenan-

griff viel stärker ausgesetzt wurde. Eine Reihe morphologischer Änderungen nach 1933 an den ostdänischen Küsten werden so dem Verschwinden des Seegrases zugeschrieben. Als Beispiele können Entstehung von off-shore Barren (SCHOU, 1945; RASMUSSEN, 1973), Buchtverlandungen (CHRISTIANSEN et al., 1980) und Beschleunigung der Strandwallentwicklung (RASMUSSEN, 1968) erwähnt werden.

Bemerkenswert ist die beachtlich positive Entwicklung des Koresands im zweiten Viertel des 20. Jahrhunderts. Im ersten Viertel des Jahrhunderts betrug die Größe des Koresands nach dänischen topographischen Vermessungen ungefähr 6,5 km², 1954 dagegen nach Luftbildern schätzungsweise 12 km² (OLSEN, 1968). 1970 betrug die Größe des Außensandes – über Mittelhochwasserlinie 0,9 m DNN – insgesamt 12,5 km² und wich also sehr wenig vom Areal 1954 ab.

Die Entwicklung des Koresands und die des umliegenden Watts mit Rinnen seit Anfang dieses Jahrhunderts geht aus den Abbildungen 3 und 4 hervor. Letztere basiert auf Peilungen vom Wasserbauwesen aus den Jahren 1968–71, auf Luftfotos von 1968 und 1969 und auf einem Nivellementsquerschnitt von 1971.



Abb. 4: Koresand 1970. 1: MThw. 2: MTnw. 3: 2 Meter unter MTnw. 4: Koresand am Anfang dieses Jahrhunderts (vgl. Abb. 3). Punktraster: Wattgebiet

Der Koresand ist sowohl in westlicher als auch in nordöstlicher Richtung bedeutend größer geworden. Die Westküste ist 600 m gerückt, und es haben sich Sandzungen in Richtung Nord und Südost gebildet. Der Größenzuwachs dieses Teils des Außensandes beträgt ungefähr 2,6 km². Der nordöstliche Teil Koresands ist 1500 m gegen Mandø vorge-

rückt, gleichzeitig wurde Mandø Gyde in dieselbe Richtung 700 m verlagert. Dieser Größenzuwachs des Außensandes beträgt 4,3 km². Der gegen Nordosten neugebildete Koresand ist teilweise vom älteren Koresand getrennt durch eine 600 m breite Niederung um einen kleinen Priel herum, der einen Teil vom Außensand in nordwestlicher Richtung entwässert.

Die frühere Niederung um Mandø Gyde herum ist aufgeschlickt, wahrscheinlich größtenteils durch den Flutstrom. Es ist nachgewiesen, daß ein sedimentreicher Flutstrom versucht, die Flutscharte auszufüllen, die früher von diesem Flutstrom erodiert wurde (JAKOBSEN, 1964).

Westlich vom Koresand hat Abtragung sowohl auf dem Watt als auf den niedriger liegenden Gebieten stattgefunden. Gegenüber der Mitte der Westküste des Koresands ist die Niedrigwasserlinie 900 m zurückgegangen, und weiter gegen Westen ist die Wattstrecke Knuderne ganz abgetragen worden. Bei dieser Erosion, die wahrscheinlich mit dem Rückgang des Seegrases zusammenhängt, wurde Material freigegeben, das für den Zuwachs des Außensandes verwendet werden konnte.

Unmittelbar südlich des Juvre Tiefs ist das Wattgebiet Rømø Flak stark erodiert worden. 1970 lagen hier nur wenige verstreute Gebiete bei Niedrigwasser trocken. Bekannterweise sind auch in anderen Teilen des dänischen Wattenmeeres exponierte Wattflächen in derselben Periode erodiert worden. Das gilt z. B. für die nordwestliche Seite der zentralen Wasserscheide im Gezeitengebiet des Lister Tiefs, Jordsands Flak genannt (JESPERSEN u. RASMUSSEN, 1976).

Das Gezeitentief Juvrede Tief hat sich in dieser Periode stark verändert, besonders westlich vom Koresand, wo sich eine neue Rinne gegen Nordwesten entwickelt hat. Diese Rinne, die eine Maximaltiefe von 10 m bei Niedrigwasser hat, nähert sich dem Verlauf der alten gegen Norden verlaufenden Rinne von 1807. Nach einer Periode mit südlicher Verlagerung verschiebt sich das Tief also jetzt in die entgegengesetzte Richtung. Wahrscheinlich hängt das mit einer Änderung der verschiedenen Flutströme in Richtung Juvre Tief zusammen. Es handelt sich hier um den Flutstrom von Nordwest durch Draget (Abb. 1) und den Flutstrom von Südwest durch die Niederung gegenüber dem zentralen Teil von Rømø (JAKOBSEN, 1964).

2.4 Die jüngste Entwicklung

Im Laufe der letzten 25 Jahre ist ein Querprofil von Koresand mehrmals vermessen worden. Die erste Vermessung fand 1966 statt und wurde nach 5 Jahren 1971 und nach 25 Jahren 1991 wiederholt.

Die Profillinie geht von einem Punkt auf dem Watt ca. 1 km westlich von der Südküste Mandøs aus und erstreckt sich 6400 m in westlicher Richtung (Abb. 5). An der Westküste des Koresands erfaßt die Vermessung außerdem eine kurze Linie 1200 m südlich der Hauptlinie. Alle Höhenzahlen sind in Dänisch Normal Null (DNN) angegeben. Die Vermessungen von 1966 und 1991 sind vollständig; leider aber erfaßt die Vermessung von 1971 nicht die Westküste des Koresands. In diesem Jahr wurde nur bis zu einem Punkt 200–300 m östlich der Hochwasserlinie vermessen.

Abb. 6 zeigt die Entwicklung eines Querprofils durch den Koresand. Wegen der unvollständigen Vermessung von 1971 können Änderungen der westlichen Küstenlinie in der Periode 1966–71 nicht beurteilt werden. Sedimentation ist jedoch sowohl im westlichen als im östlichen Teil des Koresands deutlich erkennbar. Die größte Akkumulation gibt es in einer 1 km breiten Zone in der Nähe der Westküste des Außensandes. Hier wurden 1971 sogar kleine Barkhandünen beobachtet. In dem östlichen Teil des Koresands hat eine geringe Sedimentation eine Verschiebung der Mittelhochwasserlinie gegen Osten verursacht. Die breite Niederung, die teilweise eine Grenze zwischen dem westlichen und östlichen Koresand bildet, ist zum großen Teil versandet, und der kleine Priel in der Niederung ist sowohl verlegt als in der Tiefe vermindert worden. 1971 lag der tiefste Teil der Rinne fast 100 m weiter östlich als 1966. Das Luftbild von 1954 zeigt die Position des Priels 600 m westlicher als 1966. Die Rinne hat sich also während weniger Jahre deutlich nach Osten verlagert.

Die Vermessung von 1991 zeigt einen weiteren Höhenzuwachs besonders am westlichen Teil des Koresands. In einer 1900 m breiten Zone (Sektion b, Abb. 5 und 6) sind in der Periode 1966–91 durchschnittlich 20 cm sedimentiert. Bei der Vermessung 1991 wurde notiert, daß dieser Teil des Koresands von einer 5–10 cm tiefen Schicht von lockerem Sand bedeckt war. Diese Ablagerung umfaßte auch den sogenannten Schaumsand (englisch: foam sand), eine durch viele Luftblasen charakterisierte Sandablagerung, die durch Überflutung des



Abb. 5: Koresand 1990. Luftbildmosaik mit den Vermessungslinien eingezeichnet (A und B). 1: Koresand. 2: Mandø. 3: Mandø Gyde. 4: Juvre Tief. 5: Rømø Flak. Sektion a-b-c-d-e vgl. Abb. 6 und Text



Abb. 6: Querprofile von Koresand. Sektion a-b-c-d-e vgl. Abb. 5 und Text

ganzen Außensandes während eines Sommersturmes gebildet wurde. Der zentrale Priel existiert nicht mehr, und die frühere breite Niederung um die Rinne ist fast ganz versandet. Der Rest der Niederung ist schwach erkennbar ca. 1 km östlich der Lage der Rinne 1966 (Sektion c).

In einer 600 m breiten Zone am östlichen Teil des Koresands (Sektion d) zeigen sich genau dieselben Höhen im Jahr 1966 wie im Jahr 1991. Dagegen liegt die Oberfläche 1971 5–10 cm höher. Im östlichen Teil des Koresands (Sektion e) hat die Sedimentation eine Verschiebung der Hochwasserlinie um 600 m in östlicher Richtung verursacht.

Aus der Profillinie geht hervor, daß die Westküste des Koresands 500 m zurückgegangen ist (Sektion a). In derselben Periode hat jedoch eine bedeutende Sedimentation entlang der Vermessungslinie 1200 m südlicher stattgefunden.

Sowohl Erosion als Akkumulation stehen in Verbindung mit der Ausgleichung der Nordwestküste Koresands (Abb. 5). Die ausgeglichene Küstenlinie liegt fast rechtwinklig zu der NW-SO Hauptrichtung des örtlichen Flutstroms.

Bei dem Küstenausgleich hat sich eine 4,5 km lange Barriere vor einer schmalen Lagune mit Hauptauslauf in Richtung Südwest gebildet. Am südlichen Teil der Barriere befindet sich ein System von Strandwällen mit mindestens drei Rücken. Aus Luftbildern geht hervor, daß die Entstehung der Barriere im Laufe der letzten zwanzig Jahre stattgefunden hat.

Ein Querschnitt der Barriere und der Lagune entlang der beiden Vermessungslinien geht aus Abb. 7 hervor. An der nördlichen Linie (A) hat der Ausgleichungsprozeß zu einer starken Erosion geführt. Die neugebildete Ecke an der nordwestlichen Seite des Koresands ist stark abgetragen worden. Die Barriere und die Lagune liegen weit hinter der früheren Küstenlinie. An der südlichen Linie (B) ist eine deutliche Akkumulation erkennbar. Die Barriere und die Lagune liegen beide westlich der Küstenlinie von 1966. An der Ostseite der Lagune befindet sich eine Fläche mit gleichmäßiger Neigung. Diese Fläche hat sich bei erhöhtem Wasserstand in Sturmsituationen gebildet. Die für die Erosion verantwortlichen großen Wassermengen rühren von der Drainierung des Koresands bei extremen Wetterlagen her. Hiermit übereinstimmend befindet sich eine markante Ebbescharte in der Lagune dicht an der Barriere. Entlang der Vermessungslinie hat die Barriere eine Breite von 300 m, und der westlichste Punkt des Koresands ist im Vergleich zu 1966 500 m gegen Westen verschoben.

Ein Vergleich zwischen Luftbildern von 1968/69 und 1990 zeigt, daß sich die Gesamtgröße des Koresands in den letzten zwanzig Jahren nicht erheblich geändert hat. Die Küstenzone des Außensandes hat sich aber an manchen Stellen geändert. Außer der erwähnten Entstehung der Barriere an der Nordwestküste hat eine Akkumulation an der nordöstlichen Ecke des Koresands stattgefunden. Diese Akkumulation bildet ein Ebbdelta am Ende des Priels Mandø Gyde. Der Sand, der in diesem Gebiet sedimentiert ist, stammt teils vom Sandtransport über den Koresand hinweg bis Mandø Gyde, teils vom Transport direkt zum



Abb. 7: Querprofile von der offshore Barriere an der Westküste Koresands (vgl. Abb. 5). 1: Offshore Barriere. 2: Lagune

Gebiet via Flutstrom von Nordwest. Das Material wird vom Ebbstrom weitergeführt und zuletzt als Ebbdelta sedimentiert. In der betreffenden Periode stand außerdem ein Überschuß von Sand zur Verfügung. Dieser Überschuß stammt in erster Linie von Baggerarbeiten, die über eine ca. 3 km lange Strecke in Mandø Gyde im Jahre 1982 ausgeführt wurden. Diese Baggerarbeiten standen in Verbindung mit dem Bau eines neuen Seedeiches nach der schweren Sturmflut 1981. Von einem ca. 2 ha großen Wattgebiet am oberen Teil von Mandø Gyde ca. 500 m vor der Küste Mandøs wurde Sand für den neuen Deich eingespült. Die Sandeinspülung vom Watt kann auch zu einer vorübergehenden Erhöhung der Sedimentmengen im Wasser und damit zu erhöhten Sedimentationsmöglichkeiten geführt haben (JESPERSEN u. RASMUSSEN, 1989).

An der südwestlichen Ecke des Koresands ist die Küstenzone von Erosion gekennzeichnet. Gleich südlich der Strandwälle ist die Mittelhochwasserlinie zurückgegangen. Das hängt mit der Entstehung des Lagunenauslaufes hinter der Barriere zusammen. Weiter südlich hat sich die Niedrigwasserlinie näher an den Koresand verlagert. Diese Verlagerung der Niedrigwasserlinie steht in Verbindung mit der Entstehung des neuen Zweigs des Juvre Tiefs gegen Nordwest.

Entlang der Südostküste des Koresands hat sich die Niedrigwasserlinie nicht geändert. Zwischen Koresand und Juvre Tief befindet sich ein Watt mit geringer Neigung und mit mehreren kleineren Prielen. Dieses Wattgebiet muß als ziemlich stabil beurteilt werden. Das Gebiet ist somit schon auf Luftbildern von 1945 deutlich zu erkennen.

3. Schlußfolgerungen

Außensände verschieben sich normalerweise landwärts. Das ist auf die Erosion an der Seeseite, den Sandtransport über den Außensand und die Sedimentation an der Leeseite zurückzuführen.

Man weiß z. B., daß die Westküste der nordfriesischen Außensände, Japsand, Norderoogsand und Süderoogsand, in der Periode 1947–80 pro Jahr durchschnittlich 27 m, 15 m und 20 m ostwärts gewandert sind (TAUBERT, 1982). Eine noch größere Verlagerung der Küstenlinie zeigt der Außensand Blauort in der Deutschen Bucht. Die Westküste Blauorts ist ca. 37 m pro Jahr in der Periode 1938–69 in östlicher Richtung verschoben worden (WIELAND, 1972).

Die Entwicklung des Koresands in diesem Jahrhundert zeigt sowohl Sandbewegung über den Außensand als auch Sedimentation an der Leeseite. Dieser Vorgang bedeutet sowohl größeren Höhenzuwachs, eine östliche Verschiebung und Versandung des zentralen Priels, als auch eine sehr große Wanderung der Nordostküste in Richtung Mandø. An der Westküste des Außensandes ist aber bemerkenswert, daß die Erosion nicht wie erwartet der dominierende Vorgang ist. Im Gegenteil zeigt sich hier ein Nettoüberschuß von Sand, der zu einer westlichen Verlagerung der Küstenlinie geführt hat. Koresand weicht also von den Außensänden im deutschen Wattenmeer ab. Die westliche Verlagerung Koresands stimmt aber gut mit der Theorie der bogenförmigen Idealküstenlinie (JAKOBSEN, 1964) überein.

Im Laufe des 20. Jahrhunderts hat sich der Koresand stabilisiert sowohl in bezug auf Höhen- als auch auf Flächenzuwachs. Permanente Dünenbildung gibt es aber nicht. Koresand befindet sich also noch in der zweiten Stufe der Barriereentwicklung.

Aufgrund des schnellen Wachstums in diesem Jahrhundert kann aber nicht ausgeschlossen werden, daß eine plötzliche Entwicklung in Richtung auf die dritte Barrierestufe stattfinden wird. Ein Beispiel einer solchen Entwicklung zeigt die Insel Trischen in der Deutschen Bucht. Trischen entstand als ein Außensand Anfang des 17. Jahrhunderts und entwickelte sich in den folgenden zwei Jahrhunderten sehr langsam. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts entstand auf Trischen sowohl permanente Vegetation als auch Dünenlandschaft (WOHLEN-BERG, 1950).

4. Dank

Dank gebührt dem Carlsberg Fonds und dem naturwissenschaftlichen Forschungsbeirat des dänischen Staates für die Förderung der Untersuchungen.

5. Schriftenverzeichnis

AUBREY, D. G. und SPEER, P. E.: Updrift migration of tidal inlets. Journ. of Geol. 92, 1984. BAGGESEN, A.: Den danske Stat. Kop., 1862.

BLEGVAD, A.: En epidemisk sygdom i bændeltangen. Naturens Verden. Kop., 1934.

- CHRISTIANSEN, C., CHRISTOFFERSEN, H., DALSGÅRD, J. und NØRNBERG, P.: Kyholm 78. The geological investigations Nautical Archaeology 9.3, 1980.
- DAVIES, J. L.: A morphogenetic approach to world shorelines. Zeitschr. für Geomorphologie, Sonderheft, 1964.
- DIJKEMA, K. S.: Large-scale geomorphologic pattern of the Wadden Sea area. In: K. S. DIJKEMA, H.-E. REINECK und W. J. WOLFF: Geomorphology of the Wadden Sea area. Leiden, 1980. EHLERS, J.: The Morphodynamics of the Wadden Sea. Rotterdam, 1988.
- FÜHRBÖTER, A. und JENSEN, J.: Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der Deutschen Bucht. Die Küste, H. 42, 1985.

GRIPP, K.: Der Verlauf rißzeitlicher Endmoränen in Schleswig. Meyniana 7, 1958.

GRIPP, K.: Ursachen und Verhinderung des Abbruches der Insel Sylt. Die Küste, Jahrg. 14, H. 2, 1966.

- HAYES, M. O.: Barrier Island Morphology as a Function of Tidal and Wave regime. In: S. P. LEATHERMAN: Barrier Islands, New York, 1979.
- HOLST & TUXEN: Kort over Jyllands Vestkyst, Skallingen-List. Kop., 1807.
- JACOBSEN, N. H.: Skibsfarten i det danske vadehav. Kulturgeografiske Skrifter II. Kop., 1937.
- JACOBSEN, N. K.: Form elements of the Wadden Sea area. In: K. S. DIJKEMA, H.-E. REINECK und W. J. WOLFF: Geomorphology of the Wadden Sea area. Leiden, 1980.
- JAKOBSEN, B.: Vadehavets morfologi. Folia Geographica Danica XI, 1. Kop., 1964.
- JAKOBSEN, B.: Tidevandskysterne. Danmarks Natur Bd. 4. Kop., 1969.
- JENSEN, J.: Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste. Mitt. des Leichtweiss-Instituts für Wasserbau der Technischen Univ. Braunschweig 83, 1984.
- JESPERSEN, M. und RASMUSSEN, E.: Jordsand Erosion und Akkumulation einer Hallig. Geogr. Tidsskrift 75. Kop., 1976.
- JESPERSEN, M. und RASMUSSEN, E.: Margrethe-Koog. Landgewinnung und Küstenschutz im südlichen Teil des Dänischen Wattenmeeres. Die Küste, H. 50, 1989.
- JESSEN, A.: Kortbladet Blaavandshuk. Danmarks geologiske Undersøgelse I, 16. Kop., 1925.
- Köster, R.: Dreidimensionale Kartierung des Seegrundes vor den Nordfriesischen Inseln. In DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT. Sandbewegung im Küstenraum – Rückschau, Ergebnisse und Ausblick, 1979.
- MEESENBURG, H., TERMANSEN, J., TOUGAARD, S. und JEPSEN, P. U.: Fanø Mensch und Landschaft. Esbjerg, Bygd., 1977.
- MEESENBURG, H.: Rømø Natur, Mensch und Landschaft. Esbjerg, Bygd., 1978.
- MORITZ, E.: Die Nordseeinsel Röm. Mitt. der geogr. Gesellschaft in Hamburg XIX, 1903.
- Møller, J. T.: Kort over Juvre Dybs tidevandsområde. Geogr. Tidsskrift 55. Kop., 1956.
- NØRLUND, N. E.: Johannes Mejers Kort over det danske Rige II, Geodætisk Instituts Publ. Kop., 1942.
- OLSEN, H. A.: Mandø og Koresand. Unveröffentlichte Karte, 1968.
- RASMUSSEN, E.: Stavns Fjord et østdansk tidevandsområde. Geogr. Tidsskrift 67. Kop., 1968.
- RASMUSSEN, E.: Systematics and Ecology of the Isefjord. Marine Fauna (Denmark). Ophelia 11, 1973.
- SCHOU, A.: Det marine forland. Folia Geographica Danica IV. Kop., 1945.
- TAUBERT, A.: Wohin wandern die Außensände? Formänderungen der nordfriesischen Außensände und deren küstengeographische Beurteilung. Nordfriesland 16, 1982.
- WIELAND, P.: Untersuchung zur geomorphologischen Entwicklungstendenz des Außensandes Blauort. Die Küste, H. 23, 1972.
- WOHLENBERG, E.: Entstehung und Untergang der Insel Trischen. Mitt. der Geogr. Gesellschaft in Hamburg XLIX, 1950.
- ZENIUS, M.: Mandø i hundrede år. Esbjerg, Bygd., 1983.

Der Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs auf Gezeiten und Sturmfluten in der Deutschen Bucht

Von TORSTEN STENGEL und WERNER ZIELKE

Zusammenfassung

Zwei die Tidedynamik in der Deutschen Bucht betreffende Phänomene werden derzeit intensiv diskutiert. Zum einen haben sich das Tidehochwasser und der Tidehub in den letzten 40 Jahren signifikant erhöht, zum anderen wird aufgrund von zu erwartenden Klimaänderungen für die nächsten 100 Jahre ein Anstieg des Meeresspiegels erwartet, der stärker ist als der bisher beobachtete.

Bei dem Versuch, das erstgenannte Phänomen zu erklären, ist zu berücksichtigen, daß meteorologische, ozeanographische, tektonische, morphologische und anthropogene Faktoren unterschiedlich starke Einflüsse auf die Tidedynamik haben. Mit Hilfe von hydrodynamischnumerischen Modellen ist es möglich, diese zu untersuchen, so daß ein besseres Verständnis der komplexen, zeitlich und lokal variablen Abläufe ermöglicht wird. Insbesondere ist die Frage zu beantworten, ob ein Meeresspiegelanstieg für die jüngsten Änderungen eine Rolle gespielt hat.

Bezüglich der Abschätzungen der Folgen eines Meeresspiegelanstiegs auf die Tidewasserstände und die Sturmflutscheitelwerte in der Deutschen Bucht und dem Elbeästuar ergeben die Untersuchungen, daß in Küstennähe mit teilweise deutlichen Änderungen der Tidedynamik (Tidehub, Strömungsgeschwindigkeiten und tideinduzierte Restströme) zu rechnen ist. Die Ergebnisse zeigen beispielsweise, daß sich an einigen Küstenstationen der Tidehub um einen Wert erhöht, der mehr als 30 % des betrachteten Meeresspiegelanstiegs beträgt, wobei in der Elbe noch stärkere Erhöhungen zu erwarten sind.

Eine wichtige Komponente des Küstenschutzes stellen die Watten dar. Um den zukünftigen Einfluß der Watten auf die Tidedynamik abzuschätzen, werden zum einen Untersuchungen durchgeführt, die das Wachsen der Watten mit dem Meeresspiegel berücksichtigen, zum anderen wird von einer unveränderten Höhenlage der Watten ausgegangen. Zu der Frage, ob die Watten mit dem Meeresspiegel mitwachsen, geben die herausgearbeiteten Ergebnisse erste Hinweise, daß dies teilweise der Fall sein könnte.

Für die Untersuchungen des Einflusses eines Meeresspiegelanstiegs auf das Sturmflutverhalten werden historisch abgelaufene Sturmfluten herangezogen. Dabei zeigt sich, daß in Abhängigkeit von der jeweiligen Sturmflut Änderungen auftreten können, jedoch ist nicht damit zu rechnen, daß die Sturmflutscheitelwerte in der Deutschen Bucht wesentlich stärker ansteigen als der Meeresspiegel. In der Elbe allerdings zeigen die Simulationen während einiger Sturmfluten einen deutlich stärkeren Anstieg der Scheitelwerte.

Summary

Two phenomena relating to changes in the tidal dynamics of the German Bight are presently under discussion. The first concerns the significant increase in the tidal range and high water level within the past 40 years. The second is the predicted increase in the rate of mean sea level rise as a result of expected climate changes.

To explain the first phenomenon one has to consider that meteorological, oceanographical, tectonic, morphological and anthropogenic factors have different influences on the tidal dynamics. Such aspects can be examined using hydrodynamic-numerical models to get a better understanding of the complex dynamics in time and space. Especially the question if a rise in mean sea level is responsible for the recent changes has to be answered.

The investigations show that a mean sea level rise will result in significant changes in the tidal dynamics (tidal range, flow velocities and tidally-induced residual currents), in the German Bight and the Elbe Estuary especially close to the coastline. For example, the tidal range at some coastal

gauges will increase by more than 30% of the mean sea level rise. A greater increase can be expected in the Elbe Estuary.

The inter-tidal areas are an important component of coastal protection. In order to estimate their future influence on the tidal dynamics, computations were done considering a possible increase of the inter-tidal area associated with an increased mean sea level. Of course, the question whether the inter-tidal areas will increase in height cannot be definitely answered. The results, however, give first indications of such possible trends.

The calculations of the influence of a mean sea level rise on the behaviour of storm surges are restricted to historical events. Although changes were detected with each particular storm tide, it is unlikely that the increase in peak water levels in the German Bight will be significantly greater than the rise in the m.s.l. This does not necessarily apply to the Elbe Estuary where peak water levels may rise to a greater extent for certain types of storm tides.

Inhalt

1.	Einleitung	4
2.	Beschreibung der numerischen Modelle	7
3.	Rezente Änderungen der Tidedynamik	8
	3.1 Analyse der Pegelzeitreihe Cuxhaven	8
	3.2 Erklärungen der jüngsten Änderungen	9
4.	Untersuchungen der Folgen eines Meeresspiegelanstiegs	2
	4.1 Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs auf mittlere Tiden	3
	4.1.1 Annahmen	3
	4.1.2 Auswirkungen auf die Wasserstände	4
	4.1.3 Auswirkungen auf die Strömungsgeschwindigkeiten 10	9
	4.2 Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs auf Sturmfluten	1
5.	Schlußbemerkungen	5
6.	Schriftenverzeichnis	6

1. Einleitung

Die Tidedynamik in der Deutschen Bucht hat sich während der letzten Jahrzehnte signifikant verändert. Dies macht sich durch einen besonders starken Anstieg des Tidehochwassers (Thw) und des Tidehubs (Thb) bemerkbar, während sich das Tideniedrigwasser (Tnw) nur unwesentlich veränderte (JENSEN et al., 1991 [9]). Dafür gibt es bisher noch keine eindeutigen Erklärungen.

Aus Abbildung 1 wird nicht nur deutlich, wie sehr sich das Thw und der Thb im Zeitraum 1953 bis 1989 erhöhten, sondern es wird auch die örtliche Variabilität offensichtlich. Änderungen des Thbs gehen einher mit Änderungen der Strömungsgeschwindigkeiten, die wiederum auf das Sedimentations- und Erosionsverhalten wirken. Daher ist der Trend des Thbs ein wichtiger Indikator für die Entwicklung der Tidedynamik.

Zahlreiche Faktoren meteorologischen, ozeanographischen, tektonischen, morphologischen und anthropogenen Ursprungs haben unterschiedliche Einflüsse, die mit Hilfe von hydrodynamisch-numerischen Modellen untersucht und quantifiziert werden können (STEN-GEL, 1994 [19]). Dadurch ist ein besseres Verständnis der komplexen, zeitlich und lokal variablen Abläufe möglich, und es können nicht nur Erklärungen für vergangene Änderungen gefunden werden, sondern auch zukünftige Entwicklungen sind leichter abschätzbar.

In den nächsten 100 Jahren ist aufgrund der zu erwartenden Klimaänderungen mit einem



Abb. 1: Thw-, Tnw- und Thb-Trends [cm/a] zwischen 1953 und 1989 an einigen Pegeln in der Deutschen Bucht (Daten aus JENSEN ET AL., 1991 [9]. Die Lage der Pegelstationen ist Abbildung 2 zu entnehmen

Meeresspiegelanstieg zu rechnen, der wahrscheinlich bei 50–60 cm liegt (STATE OF THE ART REPORT, 1993 [18]). Genaue Angaben über den Betrag sind jedoch aufgrund der Unsicherheiten der Klimamodelle und der Randbedingungen (u. a. zu erwartende Treibhausgaskonzentrationen) nicht möglich, so daß vom Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) eine Bandbreite von 10 bis 110 cm angegeben wird (IPCC, 1992 [8]). Abbildung 3 zeigt exemplarisch einige prognostizierte Meeresspiegel- und Temperaturkurven.

Beispielsweise ergeben Szenarienrechnungen des Deutschen Klimarechenzentrums in Hamburg [11] alleine aufgrund der thermischen Ausdehnung des Wassers (weitere Faktoren sind u. a. das Abschmelzen landgebundener Gletscher) einen globalen Meeresspiegelanstieg von 16 cm, wobei für Nordwesteuropa ein Anstieg von 25 cm vorhergesagt wird. Dabei wird davon ausgegangen, daß sich die Treibhausgaskonzentrationen in den nächsten 100 Jahren in dem Maße erhöhen werden, wie dies bisher der Fall war.

Der aktuelle Stand der Forschung bezüglich eines prognostizierten Meeresspiegelanstiegs ist u. a. bei STENGEL, 1994 [19], zusammengefaßt.

Bedingt durch einen Meeresspiegelanstieg werden die Küstenschutzbauwerke und die Küstenvorfelder stärker belastet, da sich die Regionen der Gezeitendissipation und -erosion auf die Küste zu verlagern. Bei Änderungen der Tidedynamik im ungünstigen Sinne ist mit verstärkten Erosionen einiger Küstenabschnitte zu rechnen. Eine mögliche Erhöhung des Tidehubs vergrößert den Energieeintrag in die Ästuare und erhöht dort die Strömungsgeschwindigkeiten. Daher sind die zu erwartenden Änderungen der Normaltiden (zeitlicher Verlauf der Wasserstände, Tidehub und Strömungsgeschwindigkeiten), die Tendenzen für zukünftig zu erwartende Entwicklungen aufzeigen, von besonderem Interesse.

Für den Küstenschutz ist es von großer Wichtigkeit, den Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs auf das Sturmflutverhalten in der Deutschen Bucht abzuschätzen. Da über zukünftig zu erwartende Starkwindereignisse noch keine Kenntnisse vorliegen, werden in der vorliegenden Arbeit historische Sturmfluten herangezogen, so daß zumindest Aussagen darüber möglich sind, wie sich bei gleichbleibender Meteorologie die Scheitelhochwasserwerte ändern können, wenn der Meeresspiegel ansteigt.



Abb. 2: Lage der im Aufsatz erwähnten Pegel und Abkürzungen

Mit Hilfe hydrodynamisch-numerischer Simulationsmodelle ist es zum einen möglich, den Einfluß unterschiedlicher Faktoren auf die Tidedynamik zu quantifizieren und einige Erklärungen für die jüngsten Änderungen zu finden. Zum anderen lassen sich Prognosen über die Folgen eines Meeresspiegelanstiegs auf die Tidedynamik durchführen, vorausgesetzt die notwendigen Eingabedaten, d. h. die Wasserstandsverläufe an den Modellrändern, sind bekannt. Dies ist im vorliegenden Fall dann nicht gegeben, wenn sich die Tidedynamik in der Nordsee durch einen Meeresspiegelanstieg ändert. Die Untersuchungen wurden deshalb mit mehreren geschachtelten ("nested") Modellen durchgeführt (Abb. 4). Ein großskaliges Modell, das sich über den Schelfrand hinaus erstreckt und deshalb auch bei einem Meeresspiegelanstieg mit astronomischen Tiden gesteuert werden kann, beschreibt das Gesamttidegeschehen in der Nordsee und liefert die Eingabedaten für ein kleinskaliges Modell, das die detaillierte Beschreibung der Vorgänge im Küstenbereich der Deutschen Bucht erlaubt. Dieses wiederum liefert die Randbedingungen für hochauflösende Ästuarmodelle.



Abb. 3: Geschätzte globale Temperaturerhöhung (oben links) und Anstieg des globalen Meeresspiegels (GMS) bis zum Jahre 2100 unter Einbeziehung von Szenario A (zukünftige Erhöhung der Treibhausgaskonzentrationen wie bisher) – Quelle: WARRICK und OERLEMANS, 1991 [25]

2. Beschreibung der numerischen Modelle

Als großskaliges Modell wurde das Continental Shelf Model (CSM) verwendet, das von Delft Hydraulics und Rijkswaterstaat, NL, entwickelt wurde (GERRITSEN und BIJLSMA, 1988



Abb. 4: Die Modelle CSM, RDB und ELBE

[5] sowie VERBOOM et al., 1992 [24]) und die tiefengemittelten Flachwassergleichungen in Kugelkoordinaten mittels des Finite-Differenzen-Verfahrens löst. Es hat eine Auflösung von 1/12 Breiten- bzw. 1/8 Längengrad und erstreckt sich zwischen 48° N–62° N und 12° W–13° E (Abb. 4). An den offenen Rändern wird das CSM mit Wasserständen, berechnet aus sechs Partialtiden (O₁, K₁, M₂, S₂, N₂, K₂), gesteuert.

Simulationen, die für Normaltidezyklen und für Sturmfluten durchgeführt wurden, zeigen, daß das CSM für Stationen im "off-shore"-Bereich der Deutschen Bucht gute Ergebnisse liefert (die Abweichungen der Tidehoch- bzw. Niedrigwasser liegen im Bereich von max. 1–2 Dezimeter).

Näheres zur Eichung und Verifikation des Modells für das Gebiet der Deutschen Bucht ist in [20] und [19] beschrieben.

Um den küstennahen Bereich der Deutschen Bucht mit seiner komplexen Küstenmorphologie und Bodentopographie detaillierter untersuchen zu können, wurde ein hochauflösendes Finite-Element-Modell der Deutschen Bucht (Regionalmodell Deutsche Bucht, RDB) mit einem Gitterabstand zwischen 800 m und 9 km erstellt (Abb. 4). Die Lösungen der tiefengemittelten Flachwassergleichungen werden mittels eines expliziten Finite-Element-Verfahrens berechnet, das in der Lage ist, das Trockenfallen und Überfluten der küstennahen Wattgebiete zu berechnen. Am seeseitigen Rand wird das Modell mit Wasserständen, berechnet mit Hilfe des CSM, gesteuert. Die Simulationsergebnisse zeigen, daß auch für Stationen, die von Prielen und Watten umgeben sind, die Tidedynamik gut wiedergegeben wird.

Eine genaue Beschreibung bezüglich des numerischen Verfahrens und der Eichung des Modells ist in [14] und [19] nachzulesen.

Um Aussagen über den Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs auf das Tideverhalten in den Ästuaren machen zu können, wurde exemplarisch das Elbe-Ästuar gewählt. Das Modell "ELBE" basiert auf dem gleichen numerischen Verfahren wie das RDB. Das Modellgebiet setzt sich aus einem ein- und einem zweidimensionalen Teilstück zusammen. Der zweidimensionale Abschnitt erstreckt sich von Cuxhaven bis Hamburg (Abb. 4). Die variablen Dreiecksmaschen (Gitterabstand zw. 250 m und 1 km) ermöglichen eine relativ genaue Erfassung der Elbetopographie, insbesondere des Fahrwasserbereichs und der Deichlinie. Das Gebiet des Hamburger Hafens sowie der Oberlauf bis Geesthacht wurden eindimensional erfaßt, wobei der Hamburger Hafen in vereinfachter Form diskretisiert worden ist.

Am seeseitigen Rand wird das Modell mit Wasserständen, berechnet aus den RDB-Simulationen, gesteuert. Am Oberlauf wird mit entsprechenden Abflußwerten bei Neu-Darchau gesteuert. Die Simulationsergebnisse zeigen gute Übereinstimmung mit den gemessenen Werten. Detaillierte Informationen zum Elbe-Modell können in [22] und [19] nachgelesen werden.

3. Rezente Änderungen der Tidedynamik

3.1 Analyse der Pegelzeitreihe Cuxhaven

Die Meeresspiegelschwankungen der letzten Jahrhunderte können durch Pegelaufzeichnungen rekonstruiert werden. Bei den Analysen fällt auf, daß sich das Thw und der Thb in den letzten Jahrzehnten deutlich gegenüber dem vorherigen Zeitraum erhöht haben (JENSEN et. al., 1991 [9]), wobei, wie Abbildung 1 bereits zeigte, signifikante lokale Unterschiede festzustellen sind.

Die Küste, 56 (1994), 1-169

Für die Änderungen der Wasserstände während der letzten 150 Jahre wird exemplarisch der Pegel Cuxhaven herangezogen. Bei der Betrachtung von nur einem Pegelstandort spielen natürlich lokale Effekte (Baumaßnahmen, Verlagerungen von Prielen, Lage des Pegels) eine besondere Rolle, doch verhalten sich, wie u. a. Untersuchungen von JENSEN et. al., 1991 [9], zeigten, die Thws und Thbs an anderen Stationen ähnlich bezüglich der Trends. Das für die Analysen verwendete Datenmaterial wurde im Rahmen des KFKI-Forschungsprojektes "Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht" [9] erstellt und den Autoren dankenswerterweise für eigene Analysen zur Verfügung gestellt.



Abb . 5: Entwicklung der linearen Trends [mm/a] (ermittelt aus 54jährigen Zeitfenstern) von Thw (durchgezogen) und Tnw (gestrichelt) am Pegel Cuxhaven. Der zu einem bestimmten Jahr gehörende Trend wurde aus der Änderung während der vorherigen 54 Jahre ermittelt. (Die Daten stammen aus dem KFKI-Forschungsprojekt "Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht" [9])

Aus Abbildung 5 wird die starke Erhöhung des Tidehubs am Pegel Cuxhaven in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts besonders offensichtlich. Hier sind die aus 54jährigen Zeitfenstern (drei Nodaltiden) ermittelten Trends von Thw und Tnw über die Zeit aufgetragen. Seit etwa 1975 (d. h. ab Zeitfenster 1922/1975) haben sich die Trends von Tnw und Thw deutlich unterschiedlich verhalten, was zu einem signifikanten Anstieg des Thb-Trends (und damit zu einer Erhöhung des Thbs) führte. Es wird auch ersichtlich, daß zu Beginn dieses Jahrhunderts ähnlich starke Variationen der Trends auftraten.

3.2 Erklärungen der jüngsten Änderungen

Für die Änderungen der Tidedynamik in der Deutschen Bucht können unterschiedliche Faktoren wie Landsenkungen/Meeresspiegelanstieg, meteorologische Ursachen, großräumige Veränderungen der Strömungsverhältnisse, Salinitätsänderungen, morphologische Änderungen oder anthropogene Eingriffe eine Rolle gespielt haben.

Analysen von STENGEL, 1994 [19], zeigen, daß die Tidedynamik in der Deutschen Bucht äußerst sensibel auf Änderungen unterschiedlicher Einflußfaktoren reagiert. Die oben genannten Einflußgrößen bewirken lokal unterschiedliche Änderungen und können sich regional abgeschwächt auswirken (z. B. Ausbaumaßnahmen in Tideflüssen). Untersuchungen bezüglich des Einflusses verschiedener Windrichtungen auf die Wasserstände zeigen deutlich, daß es Windrichtungsbereiche gibt (zwischen 180° und 210° bzw. 300° und 360°), in denen geringe Variationen relativ starke Änderungen der Tidehoch- und -niedrigwasser bewirken. Lokal und regional gegenläufige Trends von Tidehoch- und -niedrigwasser und damit deutliche Erhöhungen des Tidehubs ergeben sich dann, wenn entweder großräumige (z. B. bezüglich der Strömungsverhältnisse und damit der Wasserstandsverläufe am Schelfrand) oder morphologische (u. a. verlagerte Küstenlinien oder Ausbaumaßnahmen) Änderungen auftreten.

Als Beispiel der untersuchten Einflußgrößen wird auf Abbildung 6 verwiesen. Hier wird der Einfluß unterschiedlicher "modellierter" Baumaßnahmen auf das Thw, Tnw und den Thb an einigen Pegelstationen in der Deutschen Bucht aufgezeigt. Untersucht wurden die Einflüsse des Baus des Hindenburgdamms, der Eindeichung der Meldorfer Bucht und die von Flußvertiefungen. Diese "numerischen" Eingriffe können zumindest im Fall der Flußvertiefungen nicht mit den realen verglichen werden, da das angewandte Modell (RDB) für diese Untersuchungen (z. B. Vertiefungen von nur kleinen Flußabschnitten) zu grobauflösend ist. Bei der Simulation von Flußvertiefungen wurde die Topographie so verändert, daß beispielsweise im Gebiet der Elbemündung alle Tiefen von vorher 11,5 auf 14 m erhöht wurden. Die somit simulierten "Vertiefungen" der Ästuare sind aufgrund der Auflösung des RDB großflächiger als die tatsächlich durchgeführten. Der Trend, den die Ergebnisse widerspiegeln, ist jedoch als realistisch einzustufen und bestätigt u. a. die Aussagen von ANNUTSCH, 1991 [1] und KuNZ, 1993 [12], die eine Auswirkung einer sehr starken Elbevertiefung auf die Tidedynamik bei Cuxhaven und noch weiter seewärts vermuten.

Im folgenden werden Erklärungen der jüngsten Änderungen der Tidedynamik in der Deutschen Bucht, bei denen insbesondere ein Anstieg des Thb-Trends zu verzeichnen ist, herausgearbeitet.



Abb. 6: Änderungen des Thws, Tnws und Thbs aufgrund modellierter Baumaßnahmen (siehe Text), aus STENGEL, 1994 [19]

Bei den durchgeführten Untersuchungen wird von einem Meeresspiegelanstieg ausgegangen, der bei 10 cm liegt. JENSEN ET AL., 1992 [10], errechneten für den Zeitraum zwischen 1955 und 1991 aus Pegelaufzeichnungen von 13 Standorten in der Deutschen Bucht einen Anstieg des Tidemittelwassers (entspricht in etwa dem mittleren Meeresspiegel) von ca. 7,5 cm. Werden nur Pegel berücksichtigt, die weniger stark von anthropogenen Änderungen beeinflußt sind (Ausschluß der Ästuarpegel Cuxhaven, Bremerhaven und Emden), erhält man einen Wert von ca. 9 cm, so daß obige Annahme eines Anstiegs von 10 cm gerechtfertigt erscheint.

Zur Berücksichtigung des meteorologischen Trends werden die Auswertungen von TÖPPE, 1993 [23], herangezogen. TÖPPE ermittelte aus den Druckdaten im Dreieck Borkum-Hamburg-Fanö den geostrophischen Wind und konnte daraus die Windgeschwindigkeit und -richtung für das Gebiet der Deutschen Bucht berechnen. Durch Auswertung des linearen Trends ergibt sich, daß in den letzten 40 Jahren die mittlere Windgeschwindigkeit von ca. 5 m/s auf ca. 4 m/s gesunken ist, wobei der Wind von etwa 235° nach etwa 225° drehte.

Abbildung 7 vergleicht die Änderungen des Thbs an Pegelstationen in der Deutschen Bucht, die aus den linearen Trends für den Zeitraum 1955 bis 1991 (JENSEN ET AL., 1992 [10]) durch Multiplikation mit 37 ermittelt wurden (Meßwerte), mit den Simulationen. Die so gewonnenen "gemessenen" Werte stellen mit Sicherheit nicht die genauen Änderungen dar, da kein exakt linearer Zusammenhang zwischen Zeit- und Thb-Kurve besteht. Jedoch können sie als relativ gute Abschätzungen angesehen werden.

Es wird deutlich, daß die beobachteten Änderungen des Tidehubs alleine durch einen Meeresspiegelanstieg verbunden mit meteorologischen Änderungen (Simulation I in Abbildung 7) nicht erklärt werden können.

Anthropogene Eingriffe wie Fahrwasservertiefungen und Eindeichungen haben nicht nur einen lokalen Einfluß auf die Tidedynamik, sondern wirken abgeschwächt auch regional. Werden die seit den fünfziger Jahren durchgeführten Ausbaumaßnahmen in den Tideflüssen Elbe und Weser zusammen mit einem Meeresspiegelanstieg von 10 cm und den oben beschriebenen meteorologischen Änderungen bei den Simulationen berücksichtigt (Abbildung 7, Simulation II), stimmen die berechneten Änderungen des Tidehubs zumindest für die an den Ästuaren gelegenen Stationen (Bremerhaven und Cuxhaven) bereits besser mit den Beobachtungen überein, jedoch sind immer noch große Abweichungen vorhanden.

Nach FLOHN, 1989 [3], hat die Oberflächentemperatur der tropischen Ozeane in den letzten Jahrzehnten zugenommen. Dadurch könnten großräumige Änderungen der Strömungsmuster aufgetreten sein. Diese angenommenen großräumigen Änderungen werden dadurch berücksichtigt, daß die Amplituden der Wasserstände am Schelfrand um 5 % erhöht werden. Bei Berücksichtigung der somit simulierten großräumigen Änderungen kombiniert mit einem Meeresspiegelanstieg von 10 cm, meteorologischen Änderungen und den Ausbaumaßnahmen in den Tideflüssen Weser und Elbe (Abbildung 7, Simulation III) können für einige Pegel in der Deutschen Bucht (Bor, Nor, Hel, LAW und Cux) die beobachteten Änderungen in den letzten 37 Jahren annähernd erklärt werden.

An den Ästuarpegeln Emden und Bremerhaven sowie an den nordfriesischen Pegeln (Büs, Hus, Wit und Dag) traten in den vergangenen Jahrzehnten besonders starke Änderungen des Tidehubs auf, die darauf hinweisen, daß hier lokale Effekte eine besondere Rolle spielen. Zu nennen sind für den Bereich der Weser Einflüsse von Buhnenbauten oder eventuell aufgetretene Änderungen im Flußverlauf. Auch sind nicht alle Ausbaumaßnahmen bei den Simulationen berücksichtigt worden (beispielsweise wurden die in der Ems durchgeführten Flußvertiefungen aufgrund der zu groben Auflösung des Modells in diesem Gebiet nicht simuliert).

Im Gebiet der nordfriesischen Inseln finden morphologische Änderungen statt (zu



Abb. 7: Vergleich zwischen gemessenen und simulierten Änderungen des Thbs während der letzten 37
 Jahre. Messungen: aus JENSEN ET AL., 1992 [10] (siehe Text) – Simulation I: Berücksichtigung des
 Meeresspiegelanstiegs und der Meteorologie – Simulation II: wie Simulation I plus Einfluß von Flußvertiefungen – Simulation III: wie Simulation II plus großräumige Einflußfaktoren (siehe Text)

nennen sind Änderungen der Höhenlagen der Watten sowie Verlagerungen der Sande und anthropogene Einflüsse), die bei den Simulationen nicht berücksichtigt wurden. Die ständigen topographischen Änderungen nördlich und südlich des Hindenburgdammes, der beschleunigte Küstenrückgang westlich von Sylt sowie die starke Verlandung im Gebiet um Husum sind weitere Beispiele für den Wandel der Morphologie in Nordfriesland.

Die starken Abweichungen zwischen Simulation und Beobachtung im nordfriesischen Raum deuten daher darauf hin, daß gerade die oben beschriebenen Änderungen der Küstenund Wattenmorphologie den starken Anstieg des Tidehubs in diesem Gebiet verursacht haben könnten. Um diese Problematik jedoch genauer untersuchen zu können, müssen feiner auflösende Lokalmodelle verwendet werden.

4. Untersuchungen der Folgen eines Meeresspiegelanstiegs

Mit Hilfe der oben beschriebenen hydrodynamisch-numerischen Modelle werden im folgenden die Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs auf die mittlere Tidedynamik (Wasserstände und tiefengemittelte Geschwindigkeiten) und auf das Sturmflutverhalten in der Deutschen Bucht abgeschätzt. Dabei wird ein Meeresspiegelanstieg betrachtet, der zwischen 25 und 100 cm und somit im Bereich der prognostizierten Änderungen entsprechend Abbildung 3 liegt. 4.1 Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs auf mittlere Tiden

Unter mittlerer Tide wird im folgenden eine Tide verstanden, deren Verlauf unabhängig von meteorologischen Einflüssen ist, d. h., die antreibenden Kräfte auf die betrachteten Systeme (Nordsee/Deutsche Bucht/Elbe) sind lediglich die über die offenen Ränder gezeitenbedingten veränderlichen Wasserstände bzw. Durchflüsse.

Zur Ergebnisdarstellung werden in der Regel mindestens zwei Tage, d. h. vier Tideperioden, herangezogen, um auch den Einfluß der täglichen Ungleichheit ausreichend zu berücksichtigen. Diese verursacht in der Deutschen Bucht Abweichungen aufeinander folgender Tidehoch- bzw. -niedrigwasser von 10 bis 30 cm.

4.1.1 Annahmen

Bei den Simulationen wird von folgenden Annahmen ausgegangen:

a) Das Tidegeschehen an den offenen Rändern des CSM ändert sich nicht, wenn der Meeresspiegel ansteigt. Das CSM wird folglich an den offenen Rändern mit Wasserständen, wie sie zum jetzigen Zeitpunkt herrschen, gesteuert. Diese werden jedoch um einen konstanten Betrag (den zu simulierenden Meeresspiegelanstieg) erhöht.

Diese Annahme scheint zunächst gerechtfertigt, da die Wassertiefen am offenen Rand des CSM mehr als 1000 m betragen, so daß sich ein Meeresspiegelanstieg von einem Meter (maximal betrachteter Wert) kaum bemerkbar macht. Wie jedoch Untersuchungen von MIKOLAJEWICZ, 1990 [13], und vom DKRZ, 1991 [11], ergaben, werden Klimaänderungen einen regional unterschiedlichen Anstieg des Meeresspiegels verursachen. Dies ist mit Änderungen des ozeanischen Zirkulationsmusters zu erklären, wodurch insbesondere im Nordatlantik zum einen ein höherer Meeresspiegelanstieg als der globale zu erwarten ist; zum anderen ist auch mit einem veränderten zeitlichen Verlauf der Tidekurven zu rechnen. Ziel dieser Untersuchungen ist es jedoch, speziell die Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs zu untersuchen.

 b) Die Küstenmorphologie und die Form der Inseln bleiben unverändert, wenn sich die Tidedynamik, bedingt durch einen Meeresspiegelanstieg, ändert.

Wenn die Inseln und Küstenlinien nicht durch höhere Deiche oder andere Küstenschutzbaumaßnahmen gesichert werden, ist davon auszugehen, daß durch einen Anstieg des Meeresspiegels zumindest die Form und die Lage einiger Inseln in einem stärkeren Maße als bisher verändert werden. Dies hat wiederum Einfluß auf die lokale und regionale Tidedynamik, ist jedoch bei den Simulationen eines Meeresspiegelanstiegs nicht berücksichtigt worden.

In Abhängigkeit von der Geschwindigkeit eines Meeresspiegelanstiegs werden sich auch die Wattgebiete verlagern. Dabei bleibt offen, ob sie in dem Maße ansteigen wie der Meeresspiegel. Abschätzungen von DE RONDE und DE RUIJTER, 1987 [15], ergaben für das niederländische Wattengebiet, daß ca. 75 % des Wattenmeeres den 2,5fachen Zeitraum eines Meeresspiegelanstiegs benötigen, um sich morphologisch anzupassen. Bei den Untersuchungen von de Ronde und de Ruijter wurde von einem Meeresspiegelanstieg von fünf Metern innerhalb von 200 Jahren ausgegangen. Da neuere Meeresspiegelprognosen erheblich geringere Zuwachsraten postulieren, kann davon ausgegangen werden, daß die Wattgebiete zumindest regional mit einem Meeresspiegelanstieg schritthalten und somit erhalten bleiben. Untersuchungen von SIEFERT, 1990 [17], bezüglich der Änderungen der Watthö-

hen im Gebiet zwischen Cuxhaven und Neuwerk ergaben, daß diese sich in den vergangenen 35 Jahren kaum verändert haben, obwohl sich im gleichen Zeitraum das MThw erhöhte. Siefert schließt daraus, daß die Watten wahrscheinlich nicht mit dem Meeresspiegel ansteigen. Jedoch können diese Aussagen nicht verallgemeinert werden. Beispielsweise wurde in der Region südlich von Mellum der durchschnittliche Meeresspiegelanstieg von 23 ± 9 cm/Jh während der letzten vier bis sechs Jahrhunderte von einer gleichgroßen Wattaufhöhung kompensiert (HOFSTEDE, 1991 [6]).

Bei den durchgeführten Simulationen eines Meeresspiegelanstiegs wird daher sowohl ein Mitwachsen als auch eine Stagnation der Watthöhen berücksichtigt.

- c) Die meteorologischen Bedingungen ändern sich nicht.
- Klimaänderungen sind auch verbunden mit Änderungen von Starkwindereignissen. Dies kann sowohl die Intensität der Sturmereignisse als auch deren Häufigkeit betreffen. Da jedoch diesbezüglich noch keine fundierten Kenntnisse vorliegen, werden für die Untersuchungen von Extremereignissen lediglich in der jüngsten Vergangenheit aufgetretene Sturmfluten herangezogen (Kapitel 4.2).

4.1.2 Auswirkungen auf die Wasserstände

Die unter obigen Annahmen durchgeführten Simulationen zeigen, daß sich in großen Teilen der Nordsee die Tidedynamik nur unwesentlich verändern wird (mit Ausnahme von Phasenverschiebungen, die aufgrund der erhöhten Wellengeschwindigkeit auftreten), wenn der mittlere Meeresspiegel bis zu einem Meter ansteigt. Jedoch sind im Bereich der Deutschen Bucht signifikante Änderungen zu erwarten. Dabei treten starke regionale Unterschiede auf. Insbesondere im südöstlichen Teil zwischen Jade und Eider sowie im Bereich der nordfriesischen Inseln ist mit einem bemerkenswerten Anstieg des Tidehubs zu rechnen (Abb. 8 und 9). Erklärungen hierfür sind sich verändernde Überlagerungen von Tidewellen, damit verbunden eine Verschiebung der nordöstlich gelegenen Amphidromie sowie die Abnahme des umgekehrt proportional zur Wassertiefe abhängigen Terms der Dissipation durch Bodenreibung, die sich besonders in flachen Gebieten bemerkbar macht.

Aus Abbildung 8 erkennt man deutlich die Phasenverschiebung zwischen der heutigen und der aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs zu erwartenden Tidewelle. Bedingt durch veränderte Wechselwirkungen zwischen einlaufender Tide und der Topographie ändert sich auch die Form der Tidekurven. Die Erhöhung des Tidehubs bei Cuxhaven pflanzt sich in die Elbe hinein fort und wird dort sogar verstärkt. Diese Zunahme im Elbegebiet findet nicht aufgrund des erhöhten Eingangssignals (hier: Pegel Cuxhaven) statt – ein erhöhtes Eingangssignal pflanzt sich in die Elbe hinein abgeschwächt fort (STENGEL und ZIELKE, 1992 [21]) – sondern ist bedingt durch den Anstieg des Meeresspiegels, der ja auch in der Elbe vorhanden ist und die Dissipation der Tidewellenenergie durch Bodenreibung verringert. Ein erhöhter Meeresspiegel bewirkt des weiteren, daß das Verhältnis zwischen Tidewellenlänge und Ästuarlänge und damit das Eigenschwingungsverhalten verändert wird.

Abbildung 9 zeigt zum einen die lokale Abhängigkeit des Anstiegs des Tidehubs; zum anderen ergeben die Simulationen, daß sich der Tidehub annähernd linear mit dem Meeresspiegel ändert, wenn dieser zwischen 25 und 100 cm ansteigt.

Aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs und der damit veränderten Tidedynamik werden sich die Watten regional unterschiedlich entwickeln. Im folgenden wird lediglich auf die Rolle des Mitwachsens der Watten mit dem Meeresspiegel eingegangen. Abbildung 10 zeigt für einige Stationen in der Deutschen Bucht die Änderungen des Thbs und vergleicht die



Abb. 8: Mit Hilfe der Modelle RDB und ELBE unter heutigen Verhältnissen (gestrichelt) und bei einem Meeresspiegelanstieg von einem Meter (durchgezogen, wobei der Meeresspiegelanstieg bereits abgezogen wurde) berechnete Wasserstände an einigen Stationen in der Deutschen Bucht und der Elbe





Abb. 9: Mit Hilfe der Modelle RDB und ELBE berechnete Änderungen des Thws (durchgezogene Linien) und des Tnws (gestrichelte Linien) an einigen Pegelstationen in der Deutschen Bucht und der Elbe in Abhängigkeit vom Meeresspiegelanstieg (der Meeresspiegelanstieg wurde jeweils abgezogen)

Simulationsergebnisse eines Meeresspiegelanstiegs von 50 cm, der auch die Watten einschließt (Fall I: die Höhe der Watten bleibt unverändert), mit denen, bei denen die Watten im gleichen Maße wie der Meeresspiegel ansteigen (Fall II: hier blieb die Bathymetrie für Gebiete, deren Tiefen geringer als 2 m sind, unverändert, während die restlichen Gebiete um den entsprechenden Meeresspiegelanstieg vertieft wurden). Die Ergebnisse zeigen, daß meistens damit zu rechnen ist, daß bei einem Anwachsen der Watten mit dem Meeresspiegel der Tidehub nicht so stark ansteigt wie dies sonst der Fall wäre. Dabei ist aufgrund der komplexen Tideverhältnisse in der Deutschen Bucht kein einheitlicher Trend zu verzeichnen (Beispiel: bei Cux wird aufgrund eines MS-Anstiegs von 50 cm eine Erhöhung des Thbs von ca. 16 cm berechnet; steigen die Watten mit dem Meeresspiegel an, beträgt die Erhöhung 11 cm, bei Borkum hingegen ändert sich der Thb-Anstieg von ca. 8 auf 7 cm).



Abb. 10: Mit Hilfe des Modells RDB berechnete Änderungen des Thbs an Pegelstationen in der Deutschen Bucht aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs von 50 cm, wobei zum einen mit zum anderen ohne Wachsen der Watten gerechnet wurde

Wachsen die Watten mit dem Meeresspiegel, ändern sich die Tiefenverhältnisse zwischen Watt- und den restlichen Gebieten (Erhöhung der Böschungsneigung), was zu veränderten Teilreflexionen der Tidewelle in diesen Bereichen führt. Dies wirkt sich auch außerhalb der Flachwassergebiete auf die Tidedynamik aus, so daß sich der Tidehub auch an Stationen, die kaum oder gar nicht von Wattgebieten umgeben sind (z. B. Helgoland), ändert.

Hier spiegelt sich die komplexe Dynamik in der Deutschen Bucht wider, und es zeigt sich, wie sensibel die Tidedynamik auf morphologische Änderungen reagiert (hier: Veränderung der Tiefenverhältnisse zwischen Flachwassergebieten und Watten). Auf der anderen Seite wird deutlich, wie wichtig die Wattgebiete als natürliche Dämpfer der einlaufenden Tide (Dissipation der Tidewellenenergie) einzustufen sind.

Bei den aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs simulierten Änderungen des Thws und Tnws in der Elbe (Abb. 9) fällt auf, daß das Tnw sich weniger verändert als das Thw. Dies ist insofern erstaunlich, da Untersuchungen und Beobachtungen der Auswirkungen von Fahrwasservertiefungen in der Elbe ergaben, daß das Tnw stärker beeinflußt wird als das Thw (z. B. SIEFERT, 1982 [16], ZIELKE und THEUNERT, 1983 [26] und FLügge, 1993 [4]). Eine Erklärung hierfür ist folgende: Bedingt durch die Fahrwasservertiefung ist die prozentuale Wasserstandszunahme während Tnw größer als während Thw und damit auch die prozentuale



Abb. 11: Änderungen des Thws (oben), Tnws (Mitte) und Thbs (unten) an einigen Pegelstationen in der Elbe aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs von 50 cm. – A: Watten bleiben unverändert – B: Watten wachsen nur in der Elbe mit dem Meeresspiegel – C: Watten wachsen in der Deutschen Bucht und der Elbe mit dem Meeresspiegel
Abnahme der Dissipation durch Bodenreibung während dieser Tidephase, wodurch die Tidewellenenergie weniger stark abgedämpft wird.

Ein globaler Meeresspiegelanstieg beeinflußt nicht nur einen Teil des Ästuars (Fahrwasser), sondern den gesamten Bereich. Das bedeutet, daß auch ehemalige Wattgebiete teilweise zu Flachwassergebieten werden. Bei Ebbe waren diese Gebiete vorher nicht benetzt und trugen somit auch nicht zur Energiedissipation bei. Dies ist nun nicht mehr der Fall, und so kann der oben beschriebene Effekt der stärkeren Verringerung der Dissipation bei Ebbe durch die Erhöhung der Gesamtfläche (d. h. eine Zunahme der Energiedissipation in einigen Wattgebieten) kompensiert werden, wenn großräumige Gebiete betroffen sind. Bei Hochwasser stehen alle Gebiete unter Wasser, so daß eine Erhöhung des Meeresspiegels generell während dieser Tidephase zu einer Verringerung der Energiedissipation durch Bodenreibung führt.

Wenn für die Elbe angenommen wird, daß die Wattgebiete in dem Maße ansteigen wie der Meeresspiegel, ändert sich auch hier wiederum das Tideverhalten gegenüber dem sonstigen Fall (Abb. 11). Die Änderungen des Tidehubs sind dann insbesondere im Raum Stade/ Hamburg um bis zu 40 % kleiner. Dies ist hauptsächlich auf eine Verringerung des Tidehochwassers zurückzuführen. Auch ändert sich dann, bezogen auf das aktuelle NN, das Tnw stärker als das Thw, wie es theoretisch zu erwarten ist.

4.1.3 Auswirkungen auf die Strömungsgeschwindigkeiten

Änderungen des Tidehubs sind verbunden mit Änderungen der Strömungsgeschwindigkeiten. Da die angewandten Modelle zweidimensional sind, können nur Aussagen über die tiefengemittelten Geschwindigkeiten gemacht werden. Die Ergebnisse geben jedoch wichtige Hinweise über mögliche Veränderungen der Strömungsmuster und damit verbunden über veränderte Erosions- und Sedimentationsvorgänge.

Abbildung 12 vergleicht die simulierten Strömungsgeschwindigkeiten aufgrund eines Anstiegs des Meeresspiegels um 100 cm mit denen unter heutigen Bedingungen. Die Ebb- und Flutdauern ändern sich, und die Maxima der Strömungsgeschwindigkeiten erhöhen oder erniedrigen sich in Abhängigkeit von der Tidephase und dem Ort. Da gerade die Extremwerte der Geschwindigkeiten für die Transportraten eine entscheidende Größe darstellen (beispielsweise sind nach HOLZ et al., 1990 [7], die Sedimenttransportmengen südlich von Sylt proportional zur dritten Potenz der Geschwindigkeit), kann davon ausgegangen werden, daß an einigen Stationen mit erhöhten Erosions- bzw. Sedimentationsraten zu rechnen ist.

Zur Abschätzung großräumiger Änderungen können über mehrere Tideperioden gemittelte Durchflußraten dienen. Sie liefern erste Anhaltspunkte für die Bestimmung der Bewegungstendenz morphologischer Veränderungen. In Abbildung 13 werden die bei einem Meeresspiegelanstieg von 100 cm berechneten mittleren Durchflußraten (diese wurden durch Integration der Durchflußwerte über zwei Tideperioden ermittelt) mit denen unter heutigen Verhältnissen verglichen. Wegen der komplexen Topographie ist die Reststromverteilung in den einzelnen Gebieten räumlich variabel. Aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs verändern sich teilweise die Richtungen der Reststromvektoren geringfügig; zum anderen erhöhen oder erniedrigen sich die Beträge, so daß auch diese Darstellung wieder auf Änderungen der Sedimentations- und Erosionsmuster hinweist. In der Regel ist mit einer leichten Zunahme der derzeitigen Bewegungstendenzen zu rechnen. Es wird beispielsweise ersichtlich, daß sich an der Südspitze Sylts (Abb. 13, oben links) die tidegemittelten Durchflußraten, die Richtung Süden weisen, erhöhen, wenn der Meeresspiegel ansteigt. Daher ist damit zu rechnen, daß sich der derzeitige Trend einer Küstenerosion in diesem Gebiet verstärkt.



Abb. 12: Mit Hilfe der Modelle RDB und ELBE unter heutigen Verhältnissen (gestrichelt) und bei einem Meeresspiegelanstieg von 100 cm berechnete (durchgezogen) tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeiten an einigen Stationen in der Deutschen Bucht und der Elbe

Da an vielen Stationen die maximalen Flutstromgeschwindigkeiten zunehmen, während die maximalen Ebbstromgeschwindigkeiten abnehmen (Abb. 12), ist davon auszugehen, daß der landeinwärts gerichtete Transport anwächst. Diese Annahme wird durch die Änderungen der tidegemittelten Durchflüsse (≈ mittlere Wassertransporte) unterstützt (Abb. 13). Die Ergebnisse sind daher ein Hinweis dafür, daß bei einer Erhöhung des Meeresspiegels damit zu rechnen ist, daß die Wattgebiete ebenfalls ansteigen. Über die Anstiegsgeschwindigkeiten können mit diesen Modellen keine Aussagen gemacht werden.

Die aufgezeigten Ergebnisse können aufgrund der örtlichen Auflösung des RDB nur erste Anhaltspunkte bezüglich der Fragestellung des Mitwachsens der Watten liefern. Da insbesondere im südöstlichen Bereich der Deutschen Bucht sowie im nordfriesischen Raum aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs mit signifikanten Änderungen der Gezeitendynamik zu rechnen ist, sollten für diese Gebiete feiner auflösende Modelle angewandt werden, wobei eine Kopplung zwischen Tide-Wellen- und Transportmodellen durchgeführt werden muß, um die Problematik des Wattwachstums genauer untersuchen zu können.



Abb. 13: Mit Hilfe des Modells RDB berechnete mittlere Durchflüsse unter heutigen Verhältnissen (gestrichelte Pfeile) und aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs von 100 cm (durchgezogene Pfeile) – oben links: Nordfriesische Inseln – oben rechts: Küstenbereiche zwischen Jade und Eider – unten: Ostfriesische Inseln

4.2 Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs auf Sturmfluten

Sturmfluten werden auch in Zukunft eine ernstzunehmende Gefahr darstellen, insbesondere wenn man bedenkt, daß durch die prognostizierten Klimaänderungen ihre Frequenz und Intensität zunehmen können. Für den Küstenschutz ist es von großer Bedeutung, die Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs auf die Sturmflutabläufe und hier insbesondere auf die Scheitelhochwasserstände abschätzen zu können.

Bei den folgenden Untersuchungen werden historische Sturmfluten herangezogen. Diese lassen sich in unterschiedliche Sturmfluttypen unterteilen, die sich hinsichtlich der Zugbahnen der Sturmtiefs und der zeitlichen Verläufe der Windgeschwindigkeiten voneinander unterscheiden. Dadurch können Aussagen über ein breites Spektrum von Sturmfluten gemacht werden. Ausgewählt wurden Sturmfluten, die in der Deutschen Bucht und der Elbe die bis zum Jahre 1993 höchsten Wasserstände verursachten.

In Abbildung 14 und Tabelle 1 werden die Simulationsergebnisse eines Meeresspiegelanstiegs von einem Meter mit den Simulationen unter gegenwärtigen Bedingungen verglichen.

Tabelle 1. Mit Hilfe der Modelle RDB und ELBE berechnete Änderungen der Scheitelhochwasserwerte [cm] nach Abzug des Meeresspiegelanstiegs, untersucht für verschiedene Sturmfluten bei einem Anstieg des Meeresspiegels von einem Meter

Sturmflut	Bor	Hel	Hus	Wit	Cux	Bro	StP
3. 1.76	-8	-8	-7	-5	-14	-9	-9
21. 1.76	0	+6	+2	+9	+6	+8	+21
24. 11. 81	+1	+4	+0	+5	+6	+10	+9
26. 1.90	-4	0	-27	-12	-8	-7	0

Bei den Sturmfluten des sogenannten Jütland-Typs (03. 01. 76, 26. 01. 90) nehmen die höchsten Scheitelwasserstände relativ zum Meeresspiegel ab, wenn dieser ansteigt. In der Elbe und hier insbesondere zwischen Brokdorf und Hamburg ist die Abnahme jedoch nicht so stark wie im Mündungsgebiet.

Bei den untersuchten Sturmfluten vom sogenannten Skandinavien- und Skagerrak-Typ (21./22. 1. 76 bzw. 24. 11. 81) ist damit zu rechnen, daß die Scheitelhochwasserwerte in der Deutschen Bucht geringfügig und in der Elbe bedeutend stärker ansteigen als der Meeresspiegel. Die Simulation der Sturmflut vom 20./21. 01. 76 ergab beispielsweise bei Cuxhaven einen um 106 cm (100+6 cm) und bei Hamburg einen um 121 cm (100+21 cm) höheren Scheitelwert (bezogen auf das heutige Niveau), wenn der Meeresspiegel um einen Meter ansteigt.

Die Erhöhungen der Scheitelwerte während einiger Sturmfluten sind zunächst überraschend, da im allgemeinen davon ausgegangen wird, daß sich die Windstauwerte bei zunehmender Wassertiefe erniedrigen.

Um eine Erklärung für das Ansteigen der Scheitelhochwasserwerte während einiger Sturmfluten zu finden, wird der durch den lokalen Wind in der Deutschen Bucht verursachte Anteil des Windstaus untersucht. Bei der Ermittlung dieses lokalen Windstaus wird das RDB an den seeseitigen Rändern mit Wasserständen der CSM-Ergebnisse der einzelnen Sturmflutsimulationen gesteuert, wobei das RDB mit und ohne Windfeld betrieben wird. Die Differenz beider Simulationen ergibt den nur durch den Wind über der Deutschen Bucht erzeugten Windstau. Aus Tabelle 2 wird der lokale Windstau zu Zeiten des höchsten Wasserstandes ersichtlich. (Die Maxima der lokalen Windstauwerte werden bei den untersuchten Sturmfluten nicht während des höchsten Tidehochwassers erreicht.)

Die Ergebnisse zeigen, daß sich die "lokalen" Windstauwerte der einzelnen Sturmfluten stark voneinander unterscheiden. So war dieser während der Sturmfluten des Jütland-Typs viel stärker ausgeprägt als während der Sturmfluten des Skandinavien- bzw. Skagerrak-Typs. Für die sehr hohen Wasserstände in der Deutschen Bucht sind folglich im ersteren Fall die



Abb. 14: Mit Hilfe der Modelle RDB und ELBE berechnete zeitliche Änderungen der Wasserstände an den Stationen Cuxhaven und St. Pauli; durchgezogene Linien: Simulationsergebnisse bei einem Anstieg des Meeresspiegels von einen Meter (der Meeresspiegelanstieg ist bereits abgezogen); gestrichelte Linien: Simulationsergebnisse unter gegenwärtigen Bedingungen

Sturmflut	Bor	Hel	Cux	Büs
3. 1.76	60	83	124	142
21./22. 1. 76	2	14	37	54
24. 11. 81	39	56	75	96
26. 1.90	33	99	164	240

Tabelle 2. Durch den Wind über der Deutschen Bucht erzeugte Windstauhöhen [cm] während Zeiten höchster Wasserstände an den Pegeln Borkum, Helgoland, Cuxhaven und Büsum entsprechend den Ergebnissen des Modells RDB

lokalen Winde entscheidend, während bei den anderen Fällen der lokale Windstau nicht so ausgeprägt ist, sondern der großräumige Anstau eine entscheidende Rolle spielt.

Der Unterschied der untersuchten Sturmfluttypen wird auch offensichtlich, wenn man die Wasserstände an den seeseitigen Rändern der Deutschen Bucht betrachtet. In Tabelle 3 werden die berechneten Scheitelhochwasserwerte an einigen Knoten des seeseitigen Randes des RDB während der beiden Sturmfluten im Januar '76 miteinander verglichen. Es ist zu erkennen, daß während der Sturmflut vom 21./22. 01. 76 die Wasserstände am Rand um ca. 40 cm höher lagen (\rightarrow großräumiger Einfluß) als am 03. 01. 76, obwohl während der Sturmflut Anfang Januar '76 höhere Wasserstände in der Deutschen Bucht auftraten. Der Einfluß eines Meeresspiegelanstiegs von einen Meter auf die Amplitude des Randsignals ist nur gering (3–5 cm), da der Großteil der Nordsee so tief ist, daß dieser Anstieg nur eine untergeordnete Rolle spielt (Kapitel 4.1.2).

Tabelle 3. Höchste Wasserstände (cm) an einigen Knoten des seeseitigen Randes des RDB (vergleiche Abbildung 2) während der Januar-Sturmfluten 1976 bei heutigem und einem um einen Meter erhöhten Meeresspiegel (der Meeresspiegelanstieg wurde bereits abgezogen)

Sturmflut	Anstieg	W2	W18	N1	N7
3. 1.76	0 m	280	156	175	225
	1 m	277	153	170	220
21./22. 1. 76	0 m	320	192	215	256
	1 m	315	189	213	255

Für die durch einen Meeresspiegelanstieg bedingten Änderungen der Höhen der Scheitelhochwasserstände in der Deutschen Bucht sind daher zwei Faktoren maßgebend. Zum einen wird eine in die Deutsche Bucht einlaufende Tide- bzw. Sturmwelle in Richtung Südost verstärkt. Diese Verstärkung nimmt bei einem Anstieg des Meeresspiegels zu (Kapitel 4.1.2). Zum anderen ist mit einer Abnahme des Windstaus aufgrund einer Erhöhung der Ruhewasserstände (d. h. des Meeresspiegels) zu rechnen. Sturmfluten, bei denen der lokale Windstau eine untergeordnete Rolle spielt (in der Regel Sturmfluten des Skandinavien- bzw. Skagerrak-Typs), sind durch die Verstärkung des Randsignals (einlaufende Sturmwelle in die Deutsche Bucht) geprägt, so daß damit zu rechnen ist, daß die Scheitelhochwasserstände stärker ansteigen als der Meeresspiegel. Umgekehrt ist während Sturmfluten mit stark lokalem Windstau, wie das in der Regel bei Sturmfluten des Jütland-Typs der Fall ist, mit einem relativ zum Meeresspiegelanstieg geringeren Ansteigen der Scheitelhochwasserwerte zu rechnen.

Die Küste, 56 (1994), 1-169

Da im Bereich des Elbeästuars der lokale Windstau immer eine untergeordnete Rolle spielt (hier treten lokale Windstauwerte von maximal 60–80 cm in St.Pauli auf), überwiegt die verstärkende Wirkung eines Meeresspiegelanstiegs auf die Amplitude der Sturmwelle, so daß sich die Scheitelhochwasserstände während Sturmfluten des Jütland-Typs kaum verändern (obwohl das Eingangssignal bei Cuxhaven abgeschwächt ist). Während Sturmfluten des Skandinavien- bzw. Skagerrak-Typs ist damit zu rechnen, daß die Scheitelhochwasserwerte teilweise deutlich stärker ansteigen als der Meeresspiegel.

Diese Erkenntnisse haben wichtige Folgen für den Küstenschutz. Die Berechnungen der Bemessungswasserstände müssen nicht nur den Meeresspiegelanstieg berücksichtigen, sondern auch ein daraus resultierendes zusätzliches Ansteigen der Scheitelhochwasserstände, wie es bei Sturmfluten des Skandinavien- bzw. Skagerrak-Typs unter gleichen meteorologischen Bedingungen zu erwarten ist. Für den derzeitigen Bemessungswasserstand der Elbe wurde dies bereits berücksichtigt (Länderarbeitsgruppe, 1988 [2]). Der zusätzliche Anstieg der Scheitelhochwasserwerte kann bei St. Pauli bis zu 20 % des Meeresspiegelanstiegs betragen (Abbildung 14 und Tabelle 1).

5. Schlußbemerkungen

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß die Tidedynamik in der Deutschen Bucht äußerst sensibel auf Änderungen unterschiedlicher Einflußfaktoren reagiert.

Die starken Erhöhungen des Tidehubs in den letzten vier Jahrzehnten sind nicht nur durch einen Anstieg des Meeresspiegels und der nur unwesentlich veränderten Windverhältnisse zu erklären. Ausbaumaßnahmen in den Tideflüssen, die in diesem Zeitraum durchgeführt wurden, und (eventuell klimatologisch bedingte) Änderungen der Wasserstandsverhältnisse am Schelfrand können kombiniert mit einem Meeresspiegelanstieg an einigen Pegelstationen die beobachteten Erhöhungen erklären. Zumindest im nordfriesischen Raum müssen jedoch noch andere Effekte für die starke Zunahme des Tidehubs verantwortlich sein. Es ist wahrscheinlich, daß hier regionale morphologische Änderungen, die jedoch aufgrund des für diese Fragestellung zu grob aufgelösten Modells nicht berücksichtigt werden konnten, einen entscheidenden Einfluß auf die Entwicklung der Tidedynamik haben.

Aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs ist besonders in Küstennähe je nach Betrag des Anstiegs mit teilweise deutlichen Änderungen der Tidedynamik zu rechnen. Für die Gebiete zwischen Jade und Eider sowie die nordfriesischen Inseln zeigen die Untersuchungen, daß sich hier der Tidehub signifikant erhöhen wird (bis zu 30 % des Meeresspiegelanstiegs).

Die Tidehuberhöhungen bei Cuxhaven pflanzen sich in die Elbe hinein fort und verstärken sich dort, wenn der Meeresspiegel ansteigt (für den Pegel St. Pauli ergeben die Simulationen beispielsweise eine Erhöhung des Thbs, der bei 60 % des Meeresspiegelanstiegs liegt). Mit dem Tidehub erhöhen sich auch die Strömungsgeschwindigkeiten in der Elbe, so daß mit verstärkten Erosionen zu rechnen ist.

Sollten die Watten mit dem Meeresspiegel ansteigen, ist mit geringeren Zuwachsraten des Tidehubs zu rechnen, da dann die Watten als natürliche Dämpfer der einlaufenden Tide erhalten bleiben.

Die Simulationen des Einflusses eines Meeresspiegelanstiegs auf die Wasserstände historischer Sturmfluten zeigen ein in Abhängigkeit vom Sturmfluttyp unterschiedliches Verhalten. Werden hohe Sturmflutwasserstände in der Deutschen Bucht besonders durch lokale Windfelder geprägt (in der Regel Sturmfluten des Jütland-Typs), ist mit einer Abnahme der Scheitelhochwasserstände bezüglich dem entsprechenden NN zu rechnen, wenn der Meeresspiegel

ansteigt. Spielt der lokale Windstau für die hohen Wasserstände eine untergeordnete Rolle (in der Regel während Sturmfluten des Skagerrak- bzw. Skandinavien-Typs), ist damit zu rechnen, daß die Scheitelwasserstände geringfügig stärker ansteigen als der Meeresspiegel. Da in der Elbe der Einfluß des lokalen Windstaus gering ist, kann davon ausgegangen werden, daß die Scheitelhochwasserstände hier stärker ansteigen als der Meeresspiegel, insbesondere wenn bei Cuxhaven bereits höhere Werte auftreten.

Die Ergebnisse der Untersuchungen stellen einen ersten Beitrag im Rahmen des Bund-Ländervorhabens "Klimaänderung und Küste" dar. Um in die Problemstellung tiefer einzusteigen, müssen numerische Modelle angewandt werden, die morphologische Änderungen simulieren, so daß die morphologische Reaktion berücksichtigt werden kann. Diese Problemstellung ist äußerst komplex. Daher können nur Teilgebiete, die besonders stark von einem Meeresspiegelanstieg betroffen sind, detaillierter betrachtet werden. Die hier vorgestellten Ergebnisse zeigen auf, welche Gebiete mit Vorrang zu untersuchen sind. Mit Hilfe gekoppelter Strömungs-, Wellen- und Transportmodelle sind dann auch lokal genauere Aussagen bezüglich eines möglichen Mitwachsens der Watten möglich.

Für die Abschätzung zukünftiger Wasserstandsänderungen ist die Kenntnis des zu erwartenden Klimas (hier: mittlere Windverhältnisse, Anzahl und Intensität von Sturmfluten) von entscheidender Bedeutung. Die bisherigen Untersuchungen haben gezeigt, daß die Wasserstände nicht nur sensibel auf Windgeschwindigkeitsänderungen, sondern in gewissen Bereichen auch äußerst empfindlich auf Windrichtungsänderungen reagieren. Daher müssen zukünftige Arbeiten auch meteorologische Szenarien einschließen, um die notwendigen Randbedingungen für die Strömungs- und Wellenmodelle zu erhalten.

Danksagung

Das diesem Bericht zugrundeliegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministers für Forschung und Technologie (Förderungskennzeichen: MTK05001) gefördert.

6. Schriftenverzeichnis

- [1] ANNUTSCH, R.: Persönliche Kommunikation, 1991.
- [2] Bericht einer Länderarbeitsgruppe BEMESSUNGSWASSERSTÄNDE ENTLANG DER ELBE. Die Küste, Heft 47, 1988.
- [3] FLOHN, H.: Wo bleibt das Ewärmungssignal? Die Geowissenschaften, Nr. 2, 1989.
- [4] FLÜGGE, G.: Fahrrinnenanpassung der Unter- und Außenelbe: Wasserbauliche Untersuchungen und erste Ergebnisse. HANSA-Schiffahrt-Schiffbau-Hafen, Nr. 4, 1993.
- [5] GERRITSEN, H. and BIJLSMA, A. C.: Modelling of tidal and winddriven flow: The Dutch Continental Shelf Model. Computer Modelling in Ocean Engineering, Rotterdam, Balkema, pages 331–338, 1988.
- [6] HOFSTEDE, J.: Hydro- und Morphodynamik im Tidebereich der Deutschen Bucht. Berliner Geographische Studien, 31, 1991.
- [7] HOLZ, K.-P., PLÜSS, A. und SALAMUN, T.: Mathematisches Modell Sylt. 5. Zwischenbericht (unveröffentlicht), Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen der Universität Hannover, 1990.
- [8] IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Global Climate Change and the Rising Challenge of the Sea. Report of the Coastal Zone Management Subgroup, 1992.
- [9] JENSEN, J., MÜGGE, H.-E., SCHÖNFELD, W. und VISSCHER, G.: Abschlußbericht zum KFKI-Forschungsprojekt:. Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht, 1991.

- [10] JENSEN, J., MÜGGE, H.-E. und SCHÖNFELD, W.: Analyse der Wasserstandsentwicklung und Tidedynamik in der Deutschen Bucht. Die Küste, Heft 53, 1992.
- [11] Klimaszenarien-Rechnungen. Die CO₂-Szenarien. Bundesministerium für Forschung und Technologie, Mai 1991.
- [12] KUNZ, H.: Klimaänderungen und ihre Folgen für Wasserhaushalt, Gewässernutzung und Gewässerschutz. In Schellnhuber, H.-J. und Sterr, H., editor, Klimaänderung und Küste: Einblick ins Treibhaus. Springer-Verlag, 1993.
- [13] MIKOLAJEWICZ, U., SANTER, B. and MAIER-REIMER, E.: Ocean Response to Greenhouse Warming. Max Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 49, 1990.
- [14] NITSCHE, G.: Explizite Finite-Element-Modelle und ihre Naturanwendung auf Strömungsprobleme in Tidegebieten. Bericht des Instituts für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen der Universität Hannover, 19, 1985.
- [15] RONDE, J. G. de und RUIJTER, P. M. de: Die Auswirkungen eines verstärkten Meeresspiegelanstiegs auf die Niederlande. Die Küste, Heft 45, 1987.
- [16] SIEFERT, W.: Bemerkenswerte Veränderungen der Wasserstände in den deutschen Tideflüssen. Die Küste, Heft 37, 1982.
- [17] SIEFERT, W.: Sea-Level Changes and Tidal Flat Characteristics. In Expected Effects of Climatic Change on Marine Coastal Ecosystems. Kluwer Academic, 1990.
- [18] State of the art report. Sea Level Changes and their Consequences for Hydrology and Water Management. International Workshop: SEACHANGE '93, a contribution to the UNES-CO-IHP project H-2-2, The Hague, NL, 1993.
- [19] STENGEL, T.: Änderungen der Tidedynamik in der Deutschen Bucht und Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs. Bericht des Instituts für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen der Universität Hannover, Nr. 38, 1994.
- [20] STENGEL, T. and ZIELKE, W.: Dynamic Reaction of the North Sea to Storm Tides under Present Conditions and Following a Rise in Mean Sea Level. International Workshop: Storm Surges, River Flow and Combined Effects; a contribution to the UNESCO-IHP project H-2-2, Hamburg, 1991.
- [21] STENGEL, T. UND ZIELKE, W.: Simulation von Wasserstandsänderungen an der deutschen Nordseeküste und in Ästuaren. Zwischenbericht zum BMFT – Förderungsvorhaben MTK 0500 1, 1992.
- [22] THEUNERT, F.: Zum lokalen Windstau in Ästuarien bei Sturmfluten Numerische Untersuchungen am Beispiel der Unterelbe. Bericht des Instituts für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen der Universität Hannover, Nr. 15, 1985.
- [23] TÖPPE, A.: Zur Analyse des Meeresspiegels aus langjährigen Wasserstandsaufzeichnungen an der deutschen Nordseeküste. Leichtweiss Institut, 120, 1993.
- [24] VERBOOM, G. K., RONDE, J. G. de and DIJK, R. P. van: A fine grid tidal flow and storm surge model of the North Sea. Cont. Shelf Res., 12(No. 2/3): 213–233, 1992.
- [25] WARRICK, R. A. and OERLEMANS, J.: Sea Level Rise. In HOUGHTON, J. T.; JENKINS, G. J. and EPHRAUMS, J. J, editor, Climate Change – The IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press; 2. Auflage, 1991.
- [26] ZIELKE, W. und THEUNERT, F.: Tidedynamik in Ästuarien und ihre Veränderung durch bauliche Maßnahmen. Technischer Bericht des Instituts für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen der Universität Hannover, 1983.

Schließen von Lücken in Pegelaufzeichnungen

VON WOLFGANG LIEBIG

Zusammenfassung

Durch Ausfälle an Pegeln können Lücken in den Wasserstandsaufzeichnungen entstehen. Diese fehlenden Werte müssen rechnerisch erzeugt werden. Es sind verschiedene Verfahren zum Schließen von Pegellücken vorgeschlagen worden, bei denen nur die Scheitelwerte ersetzt werden. Hier soll jedoch ein Verfahren vorgestellt werden, mit dem die gesamte Lücke in der Ganglinie geschlossen werden kann. Dies ist für Untersuchungen in der Küstenforschung von großem Interesse. So benötigen z. B. mathematische und hydraulische Tidemodelle kontinuierliche Wasserstandsaufzeichnungen. Ebenso sind bei der Berechnung des Tidemittelwertes und für die Beschickung von Peilungen lückenlose Tidekurven erforderlich.

Das hier vorgestellte Verfahren arbeitet mit einem Bezugspegel. Die Tidekurve des Bezugspegels wird mit Hilfe der Spektralanalyse so moduliert, daß sie optimal an die Tidekurve des Lückenpegels angepaßt wird. Dabei wird die Anpassung so definiert, daß die Summe der Quadratabstände von Bezugs- und Lückenpegel minimal wird. Zum Schließen der Lücke werden Informationen aus dem Bezugs- und dem Lückenpegel verwendet.

Die Ergebnisse von Berechnungen an künstlich erzeugten Lücken bei mittleren und extremen Tideverhältnissen zeigten mittlere Abweichungen zu den Originaldaten unter 10 cm. Für nahe und ungestörte Bezugspegel ergeben sich mittlere Abweichungen von ca. 2 cm. Die Ergebnisse könnten eventuell durch die Benutzung mehrerer Bezugspegel verbessert werden. Das Verfahren läßt sich leicht auf einem PC-Rechner realisieren.

Summary

A computer program has been developed to close gaps in water level records. Until now, various methods were available to hindcast only missing high and low water peaks. In this paper, a technique is introduced which fills gaps in time series by using data from a reference gauge. This is a very important feature in coastal engineering research. Numerical and physical model control as well as statistical analysis of water levels and currents require continuous time series of data.

The presented technique is based on only one reference gauge. However, inclusion of more than one gauge should improve the results. Spectral analysis has been applied to optimally adapt the data of the reference gauge to those of the gap-gauge. This was accomplished by using a special numerical method for unconstrained minimization with a non-linear least-squares approximation. Information is used from both the reference and the gap-gauges.

Tests were carried out comparing simulated with recorded data. In most cases the mean deviation was less than 10 cm. For undisturbed reference gauges and those in the proximity of the gap-gauge the difference was approximately 2 cm.

Inhalt

1.	Einleitung														120
2.	Das Verfahren														121
	2.1 Beschreibung des Verfahrens .								•						121
	2.2 Formulierung des Algorithmus														123
	2.3 Realisierung des Verfahrens										 				124
3.	Berechnungsbeispiele										 				125
4.	Schriftenverzeichnis										 				134

1. Einleitung

Bedingt durch bauliche Maßnahmen, Umwelteinflüsse (Seegang, Salzluft und die dadurch bedingte Korrosion) sowie andere technische Defekte kann es besonders im Küstengebiet bei Wasserstandsmessungen zu Ausfällen kommen. Die Meßstationen sind im Küstengebiet auch weniger leicht zugänglich (also schwieriger zu warten) als dies bei Binnenpegeln der Fall ist. Diese Ausfälle führen zu Datenlücken in den Meßwertaufzeichnungen. Zur Ermittlung von fehlenden Scheitelwerten wurden bisher verschiedene Verfahren eingesetzt (JENSEN et al., 1992; MüGGE, 1992). Ein Verfahren zur Berechnung von Scheitelwerten aus digitalen Wasserstandsdaten ist von KUNZ und Köves 1986 mitgeteilt worden. Der Ersatz einer gesamten Datenlücke (Abb. 1), die zum Teil auch über mehrere Tiden, Wochen oder



Abb. 1: Datenlücke mit Bezugspegel

Monate gehen kann, bereitet jedoch größere Schwierigkeiten. Der vollständige Ersatz einer solchen Datenlücke ist z. B. notwendig, wenn die gesamte Tidekurve für eine Auswertung vorliegen muß. Dies ist der Fall, wenn die Tidekurve als Gesamtheit analysiert werden soll, z. B. für eine Spektralanalyse, für Bestimmung des Tidemittelwertes, bei Peilungen sowie beim Einsatz mathematischer und hydraulischer Tidemodelle. Es ist klar, daß mit dem Ersatz der gesamten Lücke auch die fehlenden Scheitelwerte bestimmt sind und somit ein solches Verfahren auch zur Berechnung von fehlenden Scheitelwerten benutzt werden kann. Das im folgenden beschriebene Verfahren ist innerhalb des Unterarbeitskreises "Schließen von Pegellücken" des LAWA-AK "Küstenpegel" entwickelt worden. Es wurde auf künstlich erzeugte Datenlücken angewendet und schließt diese mit Hilfe der Spektralanalyse über die Daten eines Bezugspegels.

2. Das Verfahren

2.1 Beschreibung des Verfahrens

Bei dem hier vorgestellten Verfahren zum Schließen von Datenlücken in Pegelaufzeichnungen wird der periodische Verlauf der Tidekurve eines Bezugspegels durch eine diskrete Fouriertransformation in seine Spektralanteile zerlegt. Durch Veränderung der einzelnen Spektralwerte wird die Tidekurve des Bezugspegels so verändert, daß diese sich optimal an die Ränder des Lückenpegels anpaßt. Das Verfahren benutzt sowohl Informationen aus einem Nachbarpegel (Bezugspegel) als auch aus dem Lückenpegel selbst.

Um die fehlenden Werte einer Datenlücke zu ersetzen, liegt es nahe, Informationen aus einem möglichst in der Nähe liegenden Pegel zu holen. Da jedoch die Tidekurve eines Pegels auch durch seine unmittelbare Umgebung beeinflußt wird (Topografie), ist es wichtig, zusätzliche Informationen aus dem Lückenpegel selbst zu nutzen. Diese können z. B. aus dem Tideverlauf jeweils vor und nach der Lücke gewonnen werden. Um zu zeigen, wie das Verfahren funktioniert, soll zunächst eine Definition des Abstandes zwischen den Ganglinien von Lückenpegel und Bezugspegel gegeben werden. Die Idee ist, diesen Abstand so zu verringern, daß sich eine optimale Anpassung ergibt. In Abbildung 2 ist die Abstandsdefinition anschaulich dargestellt. Der Bezugspegel ist im allgemeinen zeitverschoben und hat eine andere Mittellage sowie eine andere Amplitude als der Lückenpegel. Der Abstand wird festgelegt durch die Summe der Quadratabstände der Abtastwerte von Bezugspegel und Lückenpegel in den Randbereichen (außerhalb der Lücke) des Lückenpegels. Das heißt, der Abstand ergibt sich aus der Formel:

Abstand: d =
$$\sum_{i=1}^{n} (y_i(i) - y_b(i))^2$$
 (1)



Abb. 2: Abstandsdefinition Lückenpegel und Bezugspegel

Die Küste, 56 (1994), 1-169

122

 $\begin{array}{ll} \mbox{für einen Lückenpegel mit den Werten } y_l(i): & i=1, n; \\ \mbox{für einen Bezugspegel mit den Werten } y_b(i): & i=1, n; \\ \n = \mbox{Anzahl der Abtastwerte in den Rändern der Lücke (siehe Abb. 2).} \end{array}$

Wie aus der Abbildung 2 zu ersehen ist, könnte eine Abstandsverringerung nach Definition (1) durch Verschieben des Bezugspegels längs der Zeit- und der Amplitudenachse erreicht werden. Eine Vertikalverschiebung der Tidekurve erreicht man durch Addieren eines konstanten Wertes. Ebenso erhält man eine Horizontalverschiebung durch Versetzen der Zeitwerte. Diese Verschiebungen können solange durchgeführt werden, bis der in Formel (1) definierte Abstand minimal wird. Die Anpassung ist nach dieser Angleichung sicher noch unzureichend, da sich z. B. die Amplitude (Tidehub) von Bezugs- und Lückenpegel im Gang mehr oder weniger unterscheiden. Um eine weitere Verringerung des Abstandes zu erreichen, muß auch die Amplitude des Bezugspegels verändert werden. Eine Veränderung der Amplitude im Zeitbereich führt jedoch auf Schwierigkeiten. Außerdem ist, wie bekannt, die Tidekurve aus verschiedenen periodischen Komponenten zusammengesetzt. Es liegt somit nahe, eine Beeinflussung der Tidekurve des Bezugspegels nicht im Zeitbereich, sondern im Frequenzbereich vorzunehmen. Dazu wird die Tidekurve mit Hilfe der diskreten Fourier-Transformation in den Frequenzbereich übertragen. Für einen Beispiel-Pegel ist eine solche Transformation in Abbildung 3 dargestellt.



Abb. 3: Spektralwerte eines Bezugspegels (Beispiel)

Das Spektrum zeigt deutlich die wichtigsten Spektralkomponenten der Tidekurve. Diese Komponenten sind jetzt direkt zugänglich und können entsprechend verändert werden. Eine Veränderung der Spektralkomponenten des Bezugspegels gestattet eine Veränderung der Amplitude und Phasenlage der entsprechenden Spektralkomponenten und somit eine gute Anpassung in den Rändern des Lückenpegels.

2.2 Formulierung des Algorithmus

Das Verfahren besteht im wesentlichen aus 3 Schritten. Im ersten Schritt werden die Werte für den Bezugspegel um einen konstanten Betrag derart verändert, daß der Abstand d nach Formel (1) minimal wird. Im zweiten Schritt wird der Abstand durch Verschieben der Bezugspegelwerte längs der Zeitachse weiter minimiert. Durch diese beiden Verschiebungen erhält man eine Tidekurve, die als Ausgangswert für den dritten Schritt verwendet wird. In diesem letzten Schritt wird dann die Minimierung über die Spektralkomponenten vorgenommen.

1. Schritt

Verschiebe durch Addition eines konstanten Wertes C die Tidekurve so, daß der Abstand d ein Minimum annimmt.

$$y_b(i) = y_b(i) + C; i = 1,...,n$$

 $n = Anzahl der Abtastwerte$ (2)

2. Schritt

Verschiebe die Tidekurve in der Zeitachse um den Zeitfaktor z so, daß der Abstand d ein Minimum annimmt.

$$y_b(i+z) = y_b(i); i = 1,...,n$$

 $n = Anzahl der Abtastwerte$ (3)

3. Schritt

Bekanntlich läßt sich eine periodische Funktion mit der Periode T unter bestimmten Voraussetzungen (HESSELMANN, 1982) angenähert oder exakt durch eine trigonometrische Summe darstellen. Für den Fall mit Abtastwerten, wie sie nach einer Pegelmessung oder Pegelbogendigitalisierung vorliegen, ergibt sich diese trigonometrische Summe für den Bezugspegel, nachdem die Verschiebungen (2) und (3) durchgeführt worden sind, durch die diskrete Fouriertransformation zu:

$$y_{b}(i) = \frac{a_{0}}{2} + \sum_{j=1}^{k} a_{j}\cos(j\cdot\omega\cdot i) + \sum_{j=1}^{k} b_{j}\sin(j\cdot\omega\cdot i)$$
(4)

 $\omega = 2\pi/T$

k = Anzahl der Spektralkomponenten

a₀, a₁,...,a_k und b₁,...,b_k als Fourierkoeffizienten, die sich aus der diskreten Fouriertransformation der Bezugspegelwerte ergeben.

Ersetzt man in der Formel (1) für den Abstand d die $y_b(i)$ durch diese trigonometrische Summe (4), so ergibt sich eine Abhängigkeit des Abstandes d von den Spektralkoeffizienten a_0, a_1, \dots, a_k und b_1, \dots, b_k des Bezugspegels,

$$I = \sum_{i=1}^{n} (y_1(i) - \left[\frac{a_0}{2} + \sum_{j=1}^{k} a_j \cos(j \cdot \omega \cdot i) + \sum_{j=1}^{k} b_j \sin(j \cdot \omega \cdot i)\right])^2$$
(5)

wobei

$$A_0 = \frac{a_0}{2}$$
; $A_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2}$; $i = 1,...,k$

die Amplituden und

$$\tan(\psi_i) = \frac{a_i}{b_i}$$
; $i = 1, ..., k$

die Phasenlagen der jeweiligen Spektralkomponenten sind.

Das bedeutet weiterhin, daß sich der Abstand d durch Variation von a_0, a_1, \ldots, a_k und b_1, \ldots, b_k und somit durch Variation der Amplitude und Phasenlage der einzelnen Spektralkomponenten des Bezugspegels minimieren läßt. Gesucht werden somit Spektralkoeffizienten, für die der Abstand d in Formel (5) ein Minimum ist. Es ist daher folgendes Minimierungsproblem zu lösen:

> $d_{m} = \text{Minimum } d(a_{0}, a_{1}, \dots, a_{k}, b_{1}, \dots, b_{k})$ mit k = Anzahl der Spektralkomponenten (6)

2.3 Realisierung des Verfahrens

Wie läßt sich eine solche Minimierung in der Praxis nun durchführen? Für einen Pegelkurvenausschnitt können in der Praxis ohne weiteres mehrere tausend Abtastwerte auftreten. Das würde nach der Minimierungsformel (6) ein Minimierungsproblem mit Tausenden zu minimierenden Variablen bedeuten. Dies ist sicher auch für moderne schnelle Rechner ein Problem.

Oft liegen die Abtastintervalle der Pegelkurven bei einer, fünf oder zehn Minuten. Diese hohen Abtastraten werden bei dem hier verwendeten Verfahren nicht benötigt. Bedenkt man, daß zur fehlerfreien Rekonstruktion einer Pegelkurve (HESSELMANN, 1982) die Abtastfrequenz f_a doppelt so groß wie die höchste in der Pegelkurve enthaltende Frequenz sein muß (d. h., die Abtastzeit halb so groß wie die kleinste in der Pegelkurve enthaltene Periode), so ergibt sich z. B. für eine Periodendauer von 1,0 Stunden eine Abtastzeit von dt = 0,5 Stunden.

Mit dieser Abtastzeit lassen sich Pegelkurven rekonstruieren, die Perioden länger als 1,0 Std. und somit wesentliche Tidekomponenten enthalten. Es ist daher bei vielen digitalen Pegelaufzeichnungen oder bei der Digitalisierung von Pegelbögen vollkommen ausreichend, sehr viel größere Abtastintervalle zu wählen als Abtastintervalle im Minutenbereich. Dies führt dann zu einer Reduzierung der Daten. Es ist zu überprüfen, ob die kurzperiodischen Komponenten für das jeweils anliegende Problem tatsächlich gebraucht werden. Dies muß von Fall zu Fall entschieden werden. Für die oft vorkommende Bestimmung der Tidescheitelwerte können solche kurzperiodischen Komponenten der Tidekurve von Bedeutung sein (KUNZ, KÖVES, 1986). Beschränkt man sich somit für das hier gezeigte Verfahren auf weniger Abtastwerte, vereinfacht sich das Minimierungsproblem (6), ohne das Ergebnis wesentlich zu beeinflussen, wie eigene Versuche gezeigt haben. Beschränkt man sich weiter auf die wichtigsten Spektralkomponenten (siehe Abb. 3), so läßt sich das Minimierungsproblem zusätzlich vereinfachen. Die wichtigsten Spektralkomponenten sind z. B. die Tidehauptkomponente mit einer Periodendauer von ca. 12,5 Stunden, die Spring- und Nipptide mit ca. 350-Stunden-Periode und einige andere, dem Pegel eigene Spektralkomponenten. Beschränkt man sich somit auf z. B. 5 Spektralkomponenten, so reduziert sich das Minimierungsproblem (6) zu

 $\begin{array}{l} d_{\min} = \text{Minimum } d(a_0, a_{k1}, \ldots, a_{k5}, b_{k1}, \ldots, b_{k5}) \\ & \text{mit } k1, \ldots, k5 \text{ aus } 1, \ldots, k \end{array}$

Die Gleichung (6) läßt sich dann mit einem PC und einem geeigneten Minimierungsverfahren schnell und sicher lösen. Der zum Testen benutzte Minimierungsalgorithmus "Conjugierte Gradientenmethode" (LIEBIG, 1982) benötigt einen Startwert. Als Startwert wurden die Spektralwerte des Bezugspegels nach den Verschiebungen (2) und (3) verwendet. Zu beachten ist auch, daß nur ein lokales Minimum bestimmt werden kann. Die Bestimmung des globalen Minimums bereitet bei Funktionen mit mehreren Minima Schwierigkeiten. Es bliebe noch zu untersuchen, ob und unter welchen Voraussetzungen das hier konstruierte Minimierungsproblem (6) ein eindeutiges globales Minimum hat. Auch die Wahl des Abbruchkriteriums der iterativ arbeitenden Algorithmen muß sorgfältig überlegt werden. Näheres zu Problemen bei Minimierungsverfahren ist bei Dennis, 1983, nachzulesen. Die Implementierung eines Minimierungsverfahrens auf einem Rechner bereitet jedoch heute keine Probleme mehr. Moderne Programmiersprachen wie FORTRAN oder TURBO PASCAL erlauben eine einfache Programmierung des Verfahrens. Auch die weiteren hier benötigten mathematischen Methoden – wie Fouriertransformation oder Verschiebungen – lassen sich unter Benutzung von Standardsoftware sehr einfach mit einem Rechner lösen.

3. Berechnungsbeispiele

Die Leistungsfähigkeit des oben beschriebenen Spektralverfahrens wurde an verschiedenen Pegeln mit künstlich erzeugten Lücken getestet. Als Lückenpegel wurden die Pegel Cuxhaven, Hooge und Knock mit unterschiedlich großen Lücken benutzt. Als Bezugspegel dienten die Pegel Vogelsand, Brunsbüttel, Emshörn und Wittdün. Für den Pegel Cuxhaven wurde zunächst eine künstliche Lücke von ca. 3 Tiden erzeugt. Dies wurde durch Nullsetzen der Abtastwerte erreicht. Als Bezugspegel diente einmal der seeseitige Pegel Vogelsand und andererseits der weiter stromaufwärts gelegene Pegel Brunsbüttel. Beide Bezugspegel liegen etwa gleich weit vom Pegel Cuxhaven entfernt (ca. 25 km). Diese beiden Bezugspegel wurden ausgewählt, um festzustellen, ob für den Pegel Cuxhaven evtl. der seeseitige Bezugspegel besser geeignet ist als der weiter stromaufwärts gelegene Pegel Brunsbüttel. Weitere Berechnungen wurden mit größeren (17 Tiden) und kleineren Lücken (1/4 Tide) für Cuxhaven als Lückenpegel und Vogelsand als Bezugspegel durchgeführt, um eine Abhängigkeit der Anpassungsgüte von der Lückengröße festzustellen. Versuche wurden auch gemacht mit den Emspegeln Knock als Lückenpegel und Emshörn als Bezugspegel (ca. 20 km voneinander entfernt im Emsästuar) sowie dem nordfriesischen Pegel Hooge als Lückenpegel und Wittdün als Bezugspegel (ca. 5 km voneinander entfernt im Wattenmeer). Für den Pegel Hooge wurden zwei Ausfälle für Extremtiden simuliert, da gerade bei extremen Verhältnissen Ausfälle zu erwarten sind (Nr. 9 und 10 in Tabelle 1).

Um beurteilen zu können, welche Pegel mehr oder weniger als Bezugspegel geeignet

Nr	Abb. Nr.	Lückenpegel	Bezugspegel	# Tiden	Mittel [cm]	SD [cm]	R
1	5	cux01	vog01	3	3.3	2.57	0.927
2	-	cux02	vog02	3	5.9	3.92	0.925
3	7	cux03	vog03	1/4	4.8	2.6	0.945
4	6	cux04	vog04	17	5.6	3.99	0.925
5	4	cux01	bru01	3	5.1	3.77	0.861
6	-	cux02	bru02	3	5.4	3.9	0.837
7	-	cux03	bru03	1/4	7.4	4.27	0.845
8		cux04	bru04	16	6.8	4.53	0.837
9	-	hoa01	wit01	6	4.5	2.98	0.998
10	-	hoa02	wit02	1/2	12.7	6.21	0.778
11	8	hoa03	wit03	2	2.5	1.98	0.999
12		kno01	emo01	2	7.3	4.67	0.809
13	-	kno02	emo02	1	11.2	7.53	0.799

Tabelle 1: Testrechnungen mit künstlich erzeugten Lücken

sind, wurde der Zusammenhang von Lücken- und möglichem Bezugspegel durch einfache Regressionsrechnung geprüft. Die Tabelle 1 zeigt eine Gegenüberstellung der Mittelwerte der absoluten Abweichungen (Mittel), die die Güte der Anpassung darstellen, mit den Regressionskoeffizienten (R) von Bezugs- und Lückenpegeln im Bereich der Lücke.

Der angegebene Regressionskoeffizient soll eine Entscheidungshilfe für die Auswahl eines geeigneten Bezugspegels sein. Wie zu vermuten war, ergibt ein guter Zusammenhang von Bezugs- und Lückenpegel einen kleinen Mittelwert und somit eine gute Anpassung der errechneten Lücke an die Originalwerte. Die Tabelle 1 zeigt weiterhin die Ergebnisse einiger Testrechnungen mit Pegeln im Emsästuar, im Elbeästuar und im nordfriesischen Wattenmeer. Neben dem Bezugs- und Lückenpegel ist die Größe der Lücke (#Tiden), der Mittelwert der absoluten Abweichungen (Mittel) sowie dessen Standardabweichung (SD) angegeben. Es fällt auf (was nicht unbedingt zu vermuten war), daß selbst größere Lücken kein schlechteres Ergebnis haben als kleinere. Dies läßt sich so erklären, daß bei großen Lücken auch mehr Spektralkomponenten erfaßt werden als bei kleineren Lücken. Erstreckt sich eine Lücke z. B. nur über eine Tide, so läßt sich der Einfluß der Spring- und Nipptide nach den entsprechenden Bemerkungen bei der Beschreibung des Verfahrens nicht erfassen. Für die Berechnung kleiner Lücken sollte deshalb die Breite der Ränder so gewählt werden, daß alle wesentlichen Spektralkomponenten erfaßt werden.

Für einige ausgewählte Berechnungen sind unter der Spalte "Abb. Nr." in der Tabelle 1 Hinweise zu den Abbildungen 4 bis 9 gegeben. Sie stellen die jeweiligen Ergebnisse ausführlicher dar. In diesen Abbildungen ist jeweils ein Vergleich der berechneten Lücke mit den Originaldaten, den Abweichungen sowie deren Häufigkeitsverteilung angegeben. Weiter ist ein Spektralplot und eine Tabelle mit den wesentlichen Spektralkomponenten angegeben.

Die Abbildung 4 (Bezugspegel Brunsbüttel) und 5 (Bezugspegel Vogelsand) zeigen die gleichen Lückensituationen mit Cuxhaven als Lückenpegel, jedoch mit verschiedenen Bezugspegeln. Die Lücke beträgt ca. 3 Tiden. Die Abtastzeit ist 5 Minuten, so daß bei den dort benutzten 1024 Werten mit ca. 6 Tiden die Spektralanalyse berechnet werden kann. Eine Minimierung der Komponente für die Spring- und Nipptide ist aber mit den zur Verfügung stehenden 6 Tiden in diesem Beispiel nicht möglich. Eine Verbesserung der Ergebnisse könnte durch die Benutzung einer längeren Zeitreihe erreicht werden.

Wie in dem Spektralplot und der Tabelle der Spektralwerte in Abbildung 4 zu ersehen ist, werden neben dem Gleichanteil weitere 4 Spektralkomponenten minimiert. Die Tabelle zeigt die Werte für die Spektralkomponenten des Bezugspegels, die der berechneten Lücke (berechneter Pegel), die Originalwerte des Pegels Cuxhaven ohne Lücke sowie die Amplituden, die sich aus den Spektralkomponenten ergeben. Das Ziel ist es, die Werte der Spektralkomponenten des Bezugspegels möglichst nahe an die Werte der Spektralkomponenten des Originalpegels heranzubringen. Ist z. B. die Komponente für k = 0 (Gleichanteil) für den Bezugspegel gleich 1032, so ergibt sich nach der Minimierung ein Wert von 1026 für den berechneten Pegel, der mit dem Wert für den Originalpegel übereinstimmt. Ähnliches gilt entsprechend für die anderen Komponenten. Vergleicht man die Abbildung 4 mit Abbildung 5, so liefert die Berechnung mit dem seeseitigen Pegel Vogelsand etwas bessere Ergebnisse. Der Mittelwert bei der Rechnung mit dem Bezugspegel Vogelsand ist 3,2 cm. Für die Berechnung mit dem Bezugspegel Brunsbüttel ist er 5,0 cm. Da beide Bezugspegel etwa gleich vom Lückenpegel Cuxhaven entfernt sind, ist das schlechtere Ergebnis auf den stärkeren Einfluß des Oberwassers am Pegel Brunsbüttel zurückzuführen.

Die Abbildung 6 zeigt eine Berechnung mit einem längeren Ausfall über etwa 17 Tiden. Obwohl die Lücke wesentlich größer ist als diejenige in Abbildung 4 und 5, unterscheiden sich die Mittelwerte der Abweichungen nur unwesentlich. Bei dieser längeren Lücke wird







S	Spektralwerte a _k ,	b _K	Peg	el: Cuxha	ven		Bezugsp	pegel: Brunsbüttel			
		B	ezugspe	gel	Ber	echneter l	Pegel	Original Pegel			
k	Periode [Std]	a _ĸ	b _K	Ampl. [cm]	a _k	b _κ	Ampl. [cm]	a _k	b _K	Ampl [cm]	
0	Gleichanteil	1032	0	516	1026	0	513	1026	0	513	
7	12.2	110.3	24.6	113	99.3	-63.87	118	100.1	-64.67	119	
14	6.1	1.15	-13.1	13	9.32	-9.43	13	8.16	-9.07	12	
20	4.3	1.79	-7.91	8	-8.74	-0.585	8.7	-8.1	-2.6	8.5	
27	3.2	-2.9	-1.28	3	3.39	-0.70	3.5	2.1	-0.93	2.3	

Abb. 4: Pegel Cuxhaven; Bezugspegel Brunsbüttel







	Spektralwerte a _k ,	b _k	Pe	gel: Cuxha	ven		Bezugs	spegel: Vogelsand			
		E	Bezugspe	gel	Ber	rechneter	Pegel	Original Pegel			
k	Periode [Std]	a _k	b _k	Ampl. [cm]	a _k	b _ĸ	Ampl. [cm]	a _k	b _ĸ	Ampl. [cm]	
0	Gleichanteil	1016	0	508	1027	0	513	1027	0	513	
3	28.4	6.48	4.94	8.14	3.13	5.58	6.4	2.86	5.67	6.3	
7	12.2	101.3	-81.6	130.1	119.8	-37.01	125.4	119.7	-36.9	125.3	
17	66	2.8	-7.8	8.28	5.48	-4.94	7.1	6.25	-4.49	7.7	
21	40	4.6	0.24	4.6	0.57	3.37	3.41	2.13	4.12	4.6	
28	3.1	0.14	-2.89	2.9	1.48	-1.82	2.4	1.45	-2.46	2.8	

Abb. 5: Pegel Cuxhaven; Bezugspegel Vogelsand







	Spektralwerte a _k ,t	D _K	Peg	gel: Cuxhav	ven		Bezugs	spegel: Vogelsand					
		E	Bezugspe	gel	Ber	echneter l	Pegel	Original Pegel					
k	Periode [Std]	a _k	b _K	Ampl. [cm]	a _k	b _k	Ampl. [cm]	a _k	b _K	Ampl [cm]			
0	Gleichanteil	976	0	488	996	0	498	996	0	498			
1	341	19.1	2.01	19.2	20.5	2.19	20.6	21.2	2.09	21.3			
5	68	4.42	-8.42	9.5	5.4	-8.5	10.1	5.6	-8.7	10.4			
13	26	10.04	2.49	10.3	9.3	3.9	10.1	8.9	4.4	9.9			
27	12.5	81.4	-65.2	104	96.5	-26.7	100	96.1	-30.1	100			
55	6.5	6.27	0.12	6.3	4.5	5.9	7.4	6.3	6.7	9.2			

Abb. 6: Pegel Cuxhaven; Bezugspegel Vogelsand

auch die Spektralkomponente der Spring- und Nipptide (Periode 341 Std.) minimiert. Insgesamt werden hier 6 Komponenten minimiert. Der Mittelwert der Abweichungen ist 5,5 cm. Die Häufigkeitsverteilung zeigt, daß die Abweichungen zumeist unterhalb 8 cm liegen. Weiterhin zeigen die Ergebnisse, daß die größten Abweichungen im abfallenden oder ansteigenden Ast der Tidekurve liegen. Die Scheitelwerte werden jedoch mit sehr viel kleineren Abweichungen berechnet. Dieses Ergebnis zeigt sich auch bei den anderen Testrechnungen mit diesem Verfahren. Es ist somit auch für die Berechnung von Scheitelwerten geeignet.

Ein Beispiel für einen sehr kurzzeitigen Ausfall über etwa ¼ Tide zeigt die Abbildung 7. Hier können aufgrund der kurzen Zeitreihe nur 2 Spektralkomponenten minimiert werden. Der Gleichanteil wird von 478 cm auf 476 cm verschoben. Die Komponente mit einer Periode von 12,5 Std., die der Haupttide entspricht, wird auch entsprechend angepaßt. Trotz des guten Ergebnisses mit einem Mittelwert von 4,8 cm könnte mit einer längeren Zeitreihe, die noch weitere Spektralkomponenten berücksichtigt, ein besseres Ergebnis erzielt werden.

Das letzte Beispiel (Abb. 8) zeigt das beste Ergebnis mit einem Mittelwert von 2,5 cm, wobei der größte Teil der Abweichungen unter 4 cm liegt. Der Bezugspegel Wittdün liegt zum Lückenpegel Hooge nur etwa 5 km entfernt im Wattenmeer. Der Regressionskoeffizient ist sehr hoch und die Windverhältnisse dürften bei beiden Pegeln etwa gleich sein. Die Länge der Zeitreihe gestattet die Minimierung der wesentlichen Spektralkomponenten wie Gleichanteil, Spring- und Nipptide, Haupttide und der Komponenten mit einer Periode von etwa 27 Std. und 6,5 Std. Für extreme Tideverhältnisse werden zwei Beispiele berechnet (Nr. 9 und 10 in Tabelle 1 und Abb. 9). Dort ist zu sehen, daß im Bereich erhöhter Wasserstände die Abweichungen um 4,5 cm im Mittel liegen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß für die Auswahl des Bezugspegels folgendes beachtet werden sollte:

- Der Regressionskoeffizient von Bezugs- und Lückenpegel sollte in einem Bereich vor und nach der Lücke ausreichend groß genug sein (größer 0,9).
- Der Bezugspegel sollte nahe zum Lückenpegel liegen, damit der Einfluß der Morphologie auf den Tideverlauf möglichst gleich ist. Im allgemeinen findet man im Umkreis von 50 km einen Bezugspegel, der geeignet ist.
- Bei Pegeln in den Ästuaren sollte darauf geachtet werden, daß der Einfluß des Oberwassers auf Lücken- und Bezugspegel nicht zu stark differiert. Das heißt, für einen Lückenpegel weit außerhalb eines Ästuars sollte auch ein weiter außerhalb liegender Bezugspegel gewählt werden. Entsprechendes gilt für Pegel weiter stromaufwärts.
- Es sollte eine genügend lange Zeitreihe für den Bezugspegel vorhanden sein, um möglichst viele wesentliche Spektralkomponenten zu erfassen.

Insgesamt ist das Verfahren für Pegel im Wattenmeer, aber auch in den Ästuaren geeignet. Es lassen sich sowohl kleine Lücken mit einer Zeitdauer unter einer Tide als auch Lücken bis zu einigen hundert Tiden gleichermaßen gut schließen. Es wurden Versuche mit Lücken von etwa 100 Tiden gemacht, die etwa die gleichen Ergebnisse brachten wie die hier gezeigten. Berechnungen mit zwei oder mehr Bezugspegeln könnten eventuell bessere Ergebnisse liefern. Zu untersuchen bliebe noch das Verhalten des Verfahrens bei Pegeln im Oberwasserbereich der Tideflüsse. Die Ergebnisse bei Extremtiden zeigen keine Unterschiede zu den Normaltiden. Das Verfahren ist daher auch für Verhältnisse geeignet, in denen Ausfälle am ehesten zu erwarten sind.

Die Realisierung des Verfahrens auf einem Rechner bereitet keinerlei Schwierigkeiten, da nur mathematische Standardalgorithmen verwendet werden. Die hier gezeigten Ergebnisse wurden mit einem PC-386 berechnet. Zum Testen des Algorithmus wurde ein Programm in





5	Spektralwerte a _k ,	b _K	Peg	el: Cuxha	ven		Bezugsp	pegel Vogelsand				
		E	Bezugspe	gel	Ber	echneter l	Pegel	Original Pegel				
k	Periode [Std]	a _ĸ	b _ĸ	Ampl. [cm]	a _k	b _ĸ	Ampl [cm]	a _ĸ	b _ĸ	Amp [cm]		
0	Gleichanteil	956	0	478	953	0	476	952	0	476		
2	12.5	-33.4	-136.1	140	12.7	-138.2	138	11.3	-137.8	138		

Abb. 7: Pegel Cuxhaven; Bezugspegel Vogelsand

14

12

0.1







5	Spektralwerte a _k ,	b _κ	Ρ	egel: Hoo	ge		spegel: Wittdün			
		E	Bezugspe	gel	Ber	echneter	Pegel	0	egel	
k	Periode [Std]	а _к	b _κ	Ampl. [cm]	а _к	b _κ	Ampl. [cm]	a _k	b _κ	Ampl. [cm]
0	Gleichanteil	1120	0	560	1129	0	564	1130	0	564
2	341	-31	-0.54	31	-33.55	-0.77	33	-33.3	-0.73	33
5	27.3	-25.1	1.99	25	-27.2	2.11	27	-27.3	2.13	27
11	12.4	103.2	3.92	103	112.2	8.02	112	112.2	8.1	112
21	6.5	4.92	0.092	4.9	5.76	1.86	6.1	5.9	2.26	6.3

Abb. 8: Pegel Hooge; Bezugspegel Wittdün







)	Spektralwerte a _k ,b	k	P	egel: Hoog	spegel: Wittdün						
		E	Bezugspe	gel	Ber	echneter	Pegel	Original Pegel			
k	Periode [Std]	a _ĸ	b _K	Ampl. [cm]	a _ĸ	b _K	Ampl. [cm]	a _x	b _×	Ampi [cm]	
0	Gleichanteil	1146	0	573	1150	0	575	1150	0	575	
2	341	10	- 29	30.6	11	- 31	32.9	11.1	- 30.7	32.7	
5	27.3	- 3.7	16.2	16.6	- 4.1	16.9	17.4	- 4.9	16.4	17.2	
11	12.4	94	- 47	105.1	103	- 47	113	104.7	- 47.3	114	
22	6.5	- 3.0	4.5	5.4	- 4.7	3.5	5.8	- 6.5	2.2	6.8	

Abb. 9: Pegel Hooge; Bezugspegel Wittdün

Die Küste, 56 (1994), 1-169

134

der Programmiersprache TURBO-PASCAL entwickelt. Es ist fensterorientiert und sehr einfach mit einer Maus zu bedienen. Für die Bedienung sind auch keine Fachkenntnisse über die oben beschriebenen mathematischen Methoden nötig. Für sehr große Lücken sollte ein schneller Rechner mit Co-Prozessor bzw. ein PC-486 mit hoher Taktrate verwendet werden. Für die hier gezeigten Ergebnisse lagen die Rechenzeiten unter 5 Minuten.

Diese Arbeit entstand im Rahmen des LAWA-AK "Küstenpegel" mit Begleitung durch die Untergruppe "Schließen von Pegellücken", die aus den Herren Dipl.-Ing. Benn, Kiel, Dipl.-Ing. Blasi, Koblenz, Dipl.-Ing. Neemann, Kiel, Dipl.-Ing. Mohrmann, Hamburg, und Dipl.-Ing. Kaiser, Norderney, besteht. Der Autor dankt ihnen für die fachliche Unterstützung. Die Erstellung des Rechnerprogramms durch Werkvertrag wurde durch Mittel der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, ermöglicht. Die Programmierungsarbeiten leistete Herr Enno Runne aus Norden.

4. Schriftenverzeichnis

DENNIS, JOHN E.: Numerical methods for unconstrained optimization and nonlinear equations. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1983.

HESSELMANN, N.: Digitale Signalverarbeitung. Vogel Buchverlag, Würzburg, 1982.

JENSEN, J., MÜGGE, H. E., SCHÖNFELD, W.: Analyse der Wasserstandsentwicklung und Tidedynamik in der Deutschen Bucht. Die Küste, H. 53, 1992.

KUNZ, H., KÖVES, L.: Berechnung der Tidescheitelwerte aus digitalen Wasserstandsdaten mit Kleinrechnern. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, Heft 6/6, 1986.

LIEBIG, W.: Numerische Lösung von mehrfach nichtlinearen Ausgleichsproblemen. Jahresbericht der Forschungsstelle für Insel- und Küstenschutz, Band 33, 1982.

Mügge, H. E.: Anpassungsfunktion für Thw-Scheitelwerte. Wasser und Boden, 8, 1992.

Erste Ergebnisse empirischer Modellierung der Morphodynamik eines Watteinzugsgebietes am Beispiel der Dithmarscher Bucht

Von ROLAND GOLDENBOGEN

Zusammenfassung

Der erreichte Arbeitsstand in der Fortentwicklung eines empirischen morphodynamischen Modells wird dargestellt, mit dem die großräumige morphologische Entwicklung von hierarchisch gegliederten Rinnen-Einzugsgebietssystemen infolge veränderter Tideverhältnisse reproduziert werden kann. Als Testgebiet für dieses Modell wurde die Dithmarscher Bucht gewählt, da dort durch aufeinanderfolgende Abdeichungen im Zeitraum von 1970 bis 1978 großräumige Veränderungen eingetreten sind. Die Ergebnisse der Simulation mit dem neuen Modelltyp zeigen, daß er erfolgreich für die morphodynamische Modellierung der Folgewirkungen von anthropogenen Eingriffen auf tidedominierte Bereiche wie die Dithmarscher Bucht eingesetzt werden kann.

Summary

The present stage of development of an empirical morphodynamic model is described. The model is able to reproduce large scale morphological changes of hierarchically structured channelbasin-systems due to changes in tidal behaviour. Dithmarschen Bay data have been used for verification, since this area has shown large-scale changes as a consequence of successive closures of tidal systems during the period from 1970 to 1978. Simulation results indicate that this type of model is a suitable tool for the reproduction of morphodynamic development as a consequence of human activity in tide-dominated areas such as the Dithmarschen Bay.

Inhalt

1.	Einleitung	136
2.	Modellkonzept	136
	2.1 Gleichgewichtsparameter	136
	2.2 Beschreibung des Übergangszustandes	137
	2.3 Fortentwicklung des Modells von VAN DONGEREN und DE VRIEND	137
	2.4 Diskussion des Modells	140
3	Anwendung auf die Dithmarscher Bucht	140
÷.	3.1 Beschreibung des Untersuchungsgehietes	140
	3.2 Schematisierung und Fingshedaten	142
	3.2 Schematisterung und Eingabedaten	143
	S.5 Ergebnisse der Kucklechnung	147
4.	Schlußfolgerungen und Ausblick	14/
5.	Danksagung	148
6.	Schriftenverzeichnis	148
7.	Symbolverzeichnis	148

1. Einleitung

Im deutsch-niederländischen Forschungsvorhaben WADE (Morphological development of the Wadden Sea region with special emphasis of the impact of an increasing relative sea level rise) wird unter anderem angestrebt, empirisch-konzeptionelle morphodynamische Modelle für Wattengebiete zu entwickeln. Mit ihnen sollen neben Gleichgewichtszuständen auch die Zwischenphasen bei einer Neuanpassung an veränderte Randbedingungen wie beispielsweise einem veränderten Meeresspiegelanstieg modelliert werden (GOLDENBOGEN, SCHROEDER, KUNZ und NIEMEYER, 1994).

Es wird ein Modell vorgestellt, das die großräumige morphologische Entwicklung von hierarchisch gegliederten Rinnen-Einzugsgebieten infolge veränderter Tideverhältnisse beschreibt. Es wurde auf der Grundlage des Speicherbeckenmodells von VAN DONGEREN und De Vriend (1994) entwickelt. Das Modell basiert auf empirisch-statistischen Parametrisierungen von Gleichgewichtszuständen. Die Simulation von Erosions- und Sedimentationsprozessen für bestimmte Zeiträume reproduziert den Übergangszustand zwischen zwei Gleichgewichtszuständen in einem Einzugsgebiet, wobei über veränderte Materialbilanzen eine Wiederherstellung eines Gleichgewichtszustandes angestrebt wird. Das Modell kann somit die morphologischen Folgewirkungen durch Abdeichungen, Meeresspiegelanstieg, Landabsenkungen und Tidehubvariationen bedingter Änderungen lokaler Tidevolumen reproduzieren. Das ursprüngliche Speicherbeckenmodell wurde bei der Forschungsstelle Küste in qualitativer Hinsicht den natürlichen Erosions- und Sedimentationsprozessen angepaßt und dann in ein Netzwerk hierarchisch geordneter Rinnen mit zugehörigen Teileinzugsgebieten als Modell eines Tidebeckens unter der Bezeichnung TIDYN2 fortentwickelt.

2. Modellkonzept

2.1 Gleichgewichtsparameter

Das zugrunde gelegte Modell basiert auf empirisch ermittelten Gleichgewichtszuständen für Rinnenquerschnitte A_c und Wattflächen A_i . Das Verhältnis von mittlerem Tidevolumen V_T zum Rinnenquerschnitt A_c wird nach folgender Formel von O'BRIEN (1931) bestimmt, wobei der Parameter b_i [in m⁻¹] empirisch ermittelt wird:

$$A_c = b_j \cdot V_T \qquad [m^2] \tag{1}$$

Die statistische Auswertung der Daten aus dem Geographischen Informationssystem (GIS) bestätigt Formel (1) und führt für die Dithmarscher Bucht 1969 zum Parameter $b_j = 6,77 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ (GOLDENBOGEN und SCHROEDER, 1993).

Die Wattfläche A_i, begrenzt durch die MThw- und MTnw-Linie, ergibt sich im zugrunde gelegten Modell nach RENGER (1974) aus der Einzugsgebietsfläche A_b unterhalb MThw:

$$A_{i} = A_{b} \cdot (1 - 2.5 \cdot 10^{-5} \cdot A_{b}^{1/2}) \qquad [m^{2}]$$
⁽²⁾

Diese Beziehung (2) zeigt jedoch für Gebiete mit einer Einzugsgebietsfläche über 100 km² deutliche Abweichungen gegenüber den Daten. Es wurde daher die empirische Beziehung

$$A_i = 3,37 \cdot A_b^{0,92}$$
 [m²] (3)

für Gebiete mit $A_b > 5 \text{ km}^2$ eingeführt, die auf der Grundlage von Vermessungsdaten von 1942, 1956 und 1969 beruht und somit den Zustand vor den großräumigen Veränderungen im Einzugsgebiet der Piep durch menschliche Eingriffe repräsentiert.

Für die Modellierung war ein repräsentativer Wert für die Höhenlage des Watts erforderlich. Hierzu wurde der Watthöhenkennwert l_i als die Höhenlage definiert, bei der die halbe Wattfläche überflutet ist (SCHROEDER, 1994). Die statistische Auswertung ergab für kleine Gebiete größere Streuungen der Watthöhenkennwerte. Deshalb konnte nur eine Funktion für den oberen Grenzwert des Watthöhenkennwertes l_i bestimmt werden, welche für die Dithmarscher Bucht auf der Grundlage von Meßdaten ermittelt wurde:

$$l_i \le 0.05 + \frac{0.5}{1 + (3 \cdot 10^{-8} \cdot A_b)^2} \qquad [m \text{ NN}]$$
(4)

2.2 Beschreibung des Übergangszustandes

Grundlage der beschriebenen empirischen Modellierung ist die Annahme, daß der Rinnenquerschnitt A_c und die Wattfläche A_i jedes Abschnitts das Bestreben haben, sich nach einer Störung wieder ihrem Gleichgewichtszustand \overline{A}_c bzw. \overline{A}_i anzunähern. Diese Annäherung erfolgt asymptotisch nach der Verfallsfunktion mit einer Zeitskala ("Halbwertszeit") τ_c bzw. τ_i , sofern die Materialbilanz des jeweiligen Abschnitts es zuläßt. Diese Funktionen (VAN DONGEREN, 1992) lauten für den Rinnenquerschnitt

$$\frac{\delta A_c}{\delta t} = \frac{\bar{A}_c - A_c}{\tau_c}$$
(5)

137

und für die Wattfläche:

$$\frac{\delta A_{c}}{\delta t} = \frac{\overline{A_{i}} - A_{i}}{\tau_{i}}$$
(6)

Als weiterer Parameter zur Beschreibung dieses Übergangszustandes wird eine jährliche Änderung des Watthöhenkennwertes von $|\Delta l_i| \le 0,01$ m vorgegeben. Dieser Parameter wurde in Anlehnung an SIEFERT (1987) gewählt, der für die deutsche Nordseeküste aus dem Vergleich der Karten um 1975 mit denen um 1980 eine Bilanzhöhe von 0,013 m ermittelt hat.

Die Anpassung des Watthöhenkennwertes l_i an veränderte Randbedingungen ist von der Materialbilanz des jeweiligen Abschnittes, einer vorgegebenen maximalen jährlichen Änderung und einem oberen Grenzwert (4) abhängig.

Der Kern des Modells von VAN DONGEREN und DE VRIEND (1994) ist ein Bilanzierungsalgorithmus zur Simulation der Materialzu- und -abfuhr (S_i, S_{i+1}, Abb. 1) in einem Abschnitt. Dabei wird in einem Abschnitt der Materialbedarf zum Aufhöhen der angrenzenden Watten (F), das Erosionsvolumen von den Watträndern (E) und die Ablagerung an den Rinnenrändern (D) bestimmt. Dieser Bilanzierungsalgorithmus wurde auch Grundlage des neuen Modells TIDYN2, wobei aber die Richtung der morphologischen Reaktion auf veränderte Randbedingungen geändert wurde. Sie beginnt nun in den landwärtigen Rinnen des Prieleinzugsgebietes und pflanzt sich von dort aus seewärts fort.



Abb. 1: Schematisierung des Einzugsgebietes im zugrunde gelegten Modell

Um das Modell nicht nur in einer einzelnen Rinne mit Becken anwenden zu können, war es erforderlich, es in ein Netzwerk hierarchischer Rinnen zu überführen: Prieleinzugsgebiete lassen sich im allgemeinen als Verästelungssysteme schematisieren (Abb. 5) und somit als maschenfreies System berechnen. Zur Schematisierung des Rinnensystems werden am Rand des Berechnungsgebietes, an Verzweigungen, an Schnittpunkten mit Abdeichungen und an bekannten Querschnitten Knoten gesetzt. Dort sind die einzelnen Rinnen-Becken-Systeme über definierte Knotenbedingungen (Summierung von Materialzufuhren und Flächen, Mittelung der Watthöhenkennwerte über die Wattflächen) miteinander verknüpft. Der Knoten an der Wurzel des Verästelungsnetzes, d. h. an der seewärtigen Begrenzung des Einzugsgebietes erhält die Nr. 0. Alle weiteren Knoten werden, beginnend bei der

Wurzel, knotenebenenweise durchnumeriert (Abb. 2). Die Rinnen erhalten jeweils die Nummer des nächsten landwärtigen Knotens. Das neue Modell TIDYN2 ist nun in der Lage, Sedimentations- und Erosionsprozesse in Netzwerken hierarchischer Rinnen zu simulieren.

Diese Materialbilanz eines Abschnittes ist im nachstehenden Schema (Abb. 3) dargestellt. Sie muß folgende drei Massenerhaltungsgleichungen erfüllen (VAN DONGEREN, 1992):



Abb. 2: Schematisierung des Netzwerkes

$$\frac{d}{dt}(A_c) \cdot \Delta t \cdot \Delta x = S_{i+1} + S_i - E + D + F$$

(7)

- für den Watthöhenkennwert l:

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}(\mathbf{l}_{i}) \cdot \Delta t = \frac{\mathrm{F}}{\mathrm{A}_{i}}$$
(8)

- für die Wattfläche A;:

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}(\mathbf{A}_i) \cdot \Delta t = \frac{\mathbf{D} - \mathbf{E}}{\mathbf{h}} \tag{9}$$

Dabei stellt die Reihenfolge dieser Gleichungen eine Rangordnung dar. In einem Abschnitt wird zuerst dem Materialbedarf zur Rinnenquerschnittsanpassung entsprochen, danach dem zur Aufhöhung des Watts und schließlich dem zum Anwachsen der Wattfläche. Die einzelnen Sedimentvolumen dieser Massenerhaltungsgleichungen werden wie folgt beschrieben:

E quantifiziert das Erosionsvolumen an den Prielrändern, welches sich aus der jeweiligen Prieltiefe h, der Wattfläche A, und einem Beiwert µ ergibt. Der Beiwert µ ist erforderlich, da auch in einem Netzwerk hierarchischer Rinnen nicht die kleinsten Wattwasserläufe erfaßt werden und somit der Modellansatz eine direkte Ermittlung aller der Erosion ausgesetzten Prieluferflächen nicht hergibt. Da diese Erosion vor allem durch Sturmtiden verursacht wird, ist sie unabhängig von den Zeitskalen τ_c und τ_i :



Abb. 3: Schematisierung einer Rinne im neuen Modell

F ist der Sedementbedarf zum Aufhöhen des Watts. Er ergibt sich aus den Änderungen des Tidehubs und des Mittelwasserstands sowie der Differenz zwischen der Watthöhenkennzahl l, und deren Gleichgewichtswert I;:

$$F = A_i \left[\left(\frac{1}{2} \cdot MThb + MTmw - l_i \right)_{(t-1)} - \left(\frac{1}{2} \cdot MThb + MTmw - l_i \right)_{(t)} \right]$$
(11)

D ist die zum Anwachs an den Watträndern bereitgestellte Sedimentmenge. Um sie zu bestimmen, muß man den eigenen Sedimentbedarf der Rinne Ch und des Watts Fl bestimmen. Diese Größen ergeben sich aus Gleichung (5) und (6):

$$Ch = \frac{\bar{A}_c - A_c}{\tau_c} \cdot \Delta t \cdot \Delta x \qquad [m^3]$$
(12)

$$Fl = \frac{\bar{A}_i - A_i}{\tau_i} \cdot \Delta t \cdot \Delta x \qquad [m^3]$$
(13)

139

Die Küste, 56 (1994), 1-169

140

Hieraus ergibt sich D wie folgt, wobei γ ein dimensionsloser Parameter ist, welcher die Verteilung der überschüssigen Sedimentmenge auf Wattränder (D) und den nächsten Abschnitt (S_i) festlegt:

$$D = \max \left[\left(\gamma \cdot (S_{i+1} + E - F + Ch), (E + Fl) \right) \right]$$
[m³] (14)

Die in den nächsten seewärtigen Abschnitt zu transportierende Sedimentmenge S_i ergibt sich folglich aus Formel (7):

$$S_{i} = S_{i+1} + E - D + \Delta A_{c} - F \text{ mit } \Delta A_{c} = \frac{d}{dt} (A_{c}) \cdot \Delta t \cdot \Delta x \qquad [m^{3}]$$
(15)

Der Algorithmus zur Erfüllung dieser Gleichungen ist in Abb. 4 dargestellt. Abschließend bleibt als Randbedingung der seewärtige Sedimenteintrag S₀ in das Watteinzugsgebiet zu simulieren:

$$S_0 = \alpha \cdot (A_i - A_i)_{(t)}$$
 [m³] (16)

2.4 Diskussion des Modells

Im vorgestellten Modell wird nur die Tideeinwirkung auf die morphodynamische Prägung des jeweiligen Einzugsgebietes berücksichtigt, der Einfluß des Seegangs dagegen vernachlässigt. Deshalb ist seine Anwendung auf solche Gebiete beschränkt, welche primär tidegeprägt sind. Ein weiteres Problem ist, daß für die durch eine Kennzahl parametrisierte Watthöhe nur ein oberer Grenzwert bestimmt werden konnte. Daraus ergibt sich, daß im Modell TIDYN2 das Höhenwachstum des Watts vom Sedimentangebot und nicht vom Bedarf abhängig ist, was nicht seinem tatsächlichen Verhalten entspricht. Schließlich bedarf der seewärtige Sedimenteintrag S₀ in das Watteinzugsgebiet einer besseren Vorhersage.

3. Anwendung auf die Dithmarscher Bucht

3.1 Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Die Dithmarscher Bucht wird durch die Wattwasserscheiden auf dem Blauortsand im Norden und dem Bielshövensand im Süden und seewärts vom Außensand "Tertiussand" sowie den Inseln "Blauort" und "Trischen" begrenzt. Letztere wirken morphodynamisch wie Düneninseln. Der "Tertiussand" ist als Ebbdelta der Piep anzusehen. Die Füllung und Entleerung des Wattgebietes erfolgt im wesentlichen durch das Wattstromsystem der Piep. Die Piep spaltet sich bei Büsum in Wöhrdener Loch, Kronenloch, Sommerkoog und Neue-Schell-Legde auf. 1969 betrug der Inhalt des Untersuchungsgebietes unterhalb + 1,5 m NN rund 157 km². Von 1970 bis 1978 wurde ein neuer Seedeich gebaut. Der Hauptpriel wurde um 4 km gekürzt, womit eine Fläche von 33 km² (11,5 km² im Jahre 1972 und 21,5 km² im Jahre 1978) abgetrennt wurde. Das fortentwickelte Watteinzugsgebietsmodell wird genutzt, um das morphologische Verhalten der Dithmarscher Bucht nach der Abtrennung des "Speicherkoog Dithmarschen" zu simulieren.



Abb. 4: Berechnungsalgorithmus für einen Abschnitt (VAN DONGEREN, 1992)

3.2 Schematisierung und Eingabedaten

Das Rinnensystem der Dithmarscher Bucht und dessen Schematisierung sind in Abb. 2 und Abb. 5 dargestellt. Zur Berechnung wurden folgende allgemeine Daten erfaßt:

Beginn der Simulation:	1970	
Simulationszeitraum:	20 Jahre	(1970 - 1990)
mittlerer Tidehub am Pegel Büsum:	3,26 m	(1966-1970)
Watthöhenkennwert l _i an der Wurzel:	0,076 m	(1969)
Parameter b _j (O'BRIEN, 1931):	6,77 · 10 ⁻⁵ m ⁻¹	(1969)

In Übereinstimmung mit der Rückrechnung für die Seegatrinne Zoutkamperlaag im Westfriesischen Wattenmeer (VAN DONGEREN, 1992) wird der Steuerparameter α zur Berechnung des Sedimentaustausches mit dem Ebbdelta mit 40.000 m³/(Jahr · m²) angenommen. Die morphologische Zeitskala ist mit $\tau_c = 30$ Jahren für die Rinnen und $\tau_i = 200$ Jahren für die Watten angenommen worden. Für den Koeffizienten μ zur Berechnung des Erosionsvolumens an den Watträndern und γ zur Skalierung des Sedimentaustausches mit dem angrenzenden Abschnitt werden Standardwerte nach VAN DONGEREN (1992) verwendet:



Abb. 5: Netzwerk hierarchischer Rinnen

τ.:	30 Jahre
τ;:	200 Jahre
α:	40.000 m ³ /(Jahr . m ²)
γ:	0,3
μ:	0,0005

Die 14 Rinnenabschnitte des Einzugsgebietes sind 1969 durch folgende Parameter gekennzeichnet:

Rinne	End- knoten	Länge L [m]	Einzugs- gebiet A _b [km²]	Wattfläche A _i [km²]	Querschnitt A _c [m ²]	Watthöhen- kennwert l _i [m NN]
2	1	3000	135,38	106,63	16789	0,078
3	2	2600	17,10	14,08	2029	0,084
4	2	3000	32,32	26,29	3835	0,084
5	2	4400	67,53	53,52	8012	0,084
6	2	4400	6,54	5,62	776	0,084
7	3	3000	14,64	13,01	2002	0,350
8	4	4400	27,68	24,29	3650	0,356
9	5	3600	57,83	49,44	6929	0,163
10	6	2400	5,60	5,19	1706	-0,280
11	7	3000	9,40	8,40		0,350
12	8	5000	12,09	10,61		0,356
13	9	4400	37,14	32,74	3521	0,327
14	13	4000	11,59	10,22		0,327

Tabelle 1: Daten für die Modellrechnung

Folgendes Szenarium wird bei der Modellrechnung vorgegeben:

teilweise Abdeichung:	Rinne 14 im Jahr 1972
	Rinne 11 im Jahr 1978
	Rinne 12 im Jahr 1978

Meeresspiegelanstieg: 0,005 m/Jahr

Mangels zuverlässiger Angaben über den Meeresspiegelanstieg wurde der angenommene Wert am Anstieg des MT¹/₂w am Pegel Büsum zwischen 1970 und 1990 orientiert. Dies erscheint legitim, da nach LASSEN (1989) der Abstand zwischen MTmw und MT¹/₂w in der südöstlichen Nordsee mindestens seit 1886 in etwa konstant ist.

3.3 Ergebnisse der Rückrechnung

Die Ergebnisse der Rückrechnung werden in den folgenden Abbildungen den Meßdaten aus dem Beweissicherungsprogramm Dithmarscher Bucht (WIELAND et al., 1987) gegenübergestellt. Die simulierten Rinnenquerschnitte, Wattflächen und Watthöhenkenn-

Die Küste, 56 (1994), 1-169

144

werte werden an den Knotenpunkten mit denen aus den Karten der Wattaufnahme 1969, 1973, 1976, 1979, 1982, 1985 und 1990 erhaltenen Werten verglichen, welche mit Hilfe des Geographischen Informationssystems Arc/Info[®] gewonnen wurden (LIEBIG, 1993).

Erste Ergebnisse bestätigen die grundsätzliche Eignung des Modells. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß der relativ kurze Vergleichszeitraum von 20 Jahren eine abschließende Beurteilung noch nicht zuläßt. Die simulierten Rinnenquerschnitte und Wattflächen zeigen in der Regel in allen Gebieten eine gute Übereinstimmung mit den Meßdaten. In großen Gebieten (Abb. 6 und 7) ist auch eine gute Übereinstimmung von simulierten und aus Vermessungen bestimmten Watthöhenkennwerten zu erkennen. Der Einfluß der Eindeichungen von 1972 (Abb. 9) und 1978 (Abb. 8) ist in den aus Vermessungen bestimmten Watthöhenkennwerten deutlich sichtbar; in den simulierten Werten für diese kleinen deichnahen Gebiete zeigt sich dieser Einfluß dagegen schwächer. Schließlich zeigt sich in Abb. 10, daß die Qualität der Modellrechnungen auch in kleinen deichfernen Gebieten nachlassen kann.



Abb. 6a: Simulationsergebnisse in Knoten 0



Abb. 6b: Simulationsergebnisse in Knoten 0



Abb. 7a: Simulationsergebnisse in Knoten 2



Abb. 7b: Simulationsergebnisse in Knoten 2



Abb. 8a: Simulationsergebnisse in Knoten 4
Die Küste, 56 (1994), 1-169 146



Abb. 8b: Simulationsergebnisse in Knoten 4



Abb. 9a: Simulationsergebnisse in Knoten 5



Abb. 9b: Simulationsergebnisse in Knoten 5



Abb. 10a: Simulationsergebnisse in Knoten 6



Abb. 10b: Simulationsergebnisse in Knoten 6

4. Schlußfolgerungen und Ausblick

Der hier dargestellte Arbeitsstand bei der Entwicklung des Modells TIDYN2 soll beispielhaft aufzeigen, wie auf der Grundlage parametrisierter funktionaler Zusammenhänge (GOLDENBOGEN, SCHROEDER, KUNZ und NIEMEYER, 1994) empirisch-konzeptionelle morphodynamische Modelle entwickelt werden können. Drei der für Watteinzugsgebiete repräsentativen funktionalen Zusammenhänge wurden genutzt, um das in den Niederlanden entwickelte empirisch-konzeptionelle morphodynamische Modell TIDYN in bezug auf seine Anwendbarkeit auf Wattgebiete wesentlich zu erweitern und seine Naturähnlichkeit deutlich zu verbessern. Das neue Modell TIDYN2 konnte für die morphodynamische Modellierung der Folgewirkungen partieller Eindeichungen in der Dithmarscher Bucht für tidedominierte Bereiche mit Erfolg eingesetzt werden.

Das vorgestellte Modell beschreibt ein Teilsystem des Wattenmeeres. Es wird daher für eine Gesamtmodellierung von Watteinzugsgebieten, Seegaten und Ebbdeltas bis zur offenen See erforderlich sein, über dieses Modell mit vorhandenen oder zu entwickelnden Teilsystemmodellen zu einem Gesamtmodell zu gelangen.

5. Danksagung

Die Arbeiten erfolgten im Rahmen des deutsch-niederländischen Forschungsvorhabens WADE, das vom BUNDESMINISTERIUM FÜR FORSCHUNG UND TECHNOLOGIE gefördert und an der Forschungsstelle Küste des Niedersächsischen Landesamtes für Ökologie ausgeführt wird.

6. Schriftenverzeichnis

- DONGEREN, A. R. VAN: A model of the morphological behaviour and stability of channels and flats in tidal basins. delft hydraulics, Rep. H 824.55, 1992.
- DONGEREN, A. R. van und VRIEND, H. J. DE: A model of morphological behaviour in tidal basins. Coastal Engineering, Vol. 22, Nos. 3/4, Elsevier, Amsterdam, 1994.
- GOLDENBOGEN, R. u. SCHROEDER, E.: Empirische Beziehungen zur Charakterisierung hydrodynamisch-morphologischer Wechselwirkungen in Wattgebieten. 60. Tagung der AG Nordwestdeutscher Geologen, Kurzfassungen und Exkursionsführer, Klein Labenz, 1993.
- GOLDENBOGEN, R.; SCHROEDER, E.; KUNZ, H. u. NIEMEYER, H. D.: Zwischenbericht zum Forschungsvorhaben "WADE" (<u>Wa</u>dden Sea morphological <u>developement</u>). Niedersächsisches Landesamt für Ökologie – Forschungsstelle Küste –, Zwischenbericht zum Forschungsvorhaben MTK 0508, Norderney, 1994.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee. Die Küste, H. 50, 1989.
- LIEBIG, W.: GIS-applications to Wadden Sea areas. Proc. Int. Coast. Congr. Kiel '92, Verlag Peter Lang, Frankfurt am Main, 1993.
- NIEMEYER, H. D.: Case study Ley Bay: an alternative to traditional enclosure. Proc. 3rd Conf. Coast. & Port Eng. in Develop. Countr., Mombasa/Kenya, 1991.
- NIEMEYER, H. D.: Long-term morphodynamical behaviour of the East Frisian islands and coast. Conf. Large Scale Coastal Behavior '93, U.S. Geol. Surv., O.-File Rep. 93-381, 1993.
- O'BRIEN, M. P.: Estuary tidal prisms related to entrance areas. ASCE, Civ. Eng., Vol. 1, No. 8, 1931.
- PROJECTGROUP WADE: Effects of an increased sea level rise on geomorphology and ecological functioning of the Wadden Sea. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren/NLÖ-Forschungsstelle Küste, Authors: T. Louters, J. P. M. Mulder, H. D. Niemeyer, E. Schroe-
- der, R. Goldenbogen, E. J. Biegel, W. D. Eysink, Rep. GWAO-92.197X, Den Haag, 1992. RENGER, E.: Quantitative Analyse der Morphologie von Watteinzugsgebieten und Tidebecken. Mitteilungen des Franzius-Institutes der Universität Hannover, H. 43, 1976.
- SCHROEDER, E.: Parametrisierungen morphodynamischer Strukturen von Watteinzugsgebieten für empirisch-konzeptionelle Modellierungen. Die Küste, H. 56, 1995.
- SIEFERT, W.: Umsatz- u. Bilanzanalysen für das Küstenvorfeld der Deutschen Bucht. Grundlagen und erste Auswertungen (Teil I der Ergebnisse eines KFKI-Projektes). Die Küste, H. 45, 1987.
- WIELAND, P.; THIES, E. und BERGHEIM, V.: Bilanz hydrologischer und morphologischer Untersuchungen in der Dithmarscher Bucht. Büsumer Gewässerkundliche Berichte, H. 54, ALW Heide, Dez. Gewässerk., Büsum, 1987.

7. Symbolverzeichnis

A_{b}	Einzugsgebietsfläche, benetztes Areal unterhalb MThw	m ²
A	Durchflußquerschnitt eines Priels unterhalb NN	m ²
Ā	Gleichgewichtswert von A	m ²

A,	Wattfläche, Differenz der jeweils bei MThw und MTnw benetzten Areale	m ²
Ã,	Gleichgewichtswert von A,	m ²
b,	Parameter in Formel (1)	m ⁻¹
Ch	Sedimentbedarf der Rinne	m ³
D	Sedimentvolumen zum Anwachs an den Watträndern	m ³
E	Erosionsvolumen an den Prielrändern	m ³
F	Sedimentbedarf zum Aufhöhen des Watts	m ³
Fl	Sedimentbedarf des Watts	m ³
1	Watthöhenkennwert, auf NN bezogen	m NN
Ĩ,	Gleichgewichtswert von l	m NN
S.	Volumen der Sedimentzu- und -abfuhr in einem Abschnitt	m ³
V _T	mittleres Tidevolumen, Wasservolumen zwischen MThw und MTnw	m ³
α	Parameter in Formel (16)	m/Jahr
γ	Parameter in Formel (14)	-
Δt	Länge eines Zeitschritts	Jahr
Δx	Länge eines Abschnitts	m
μ	Parameter in Formel (10)	-
τ.	morphologische Zeitskala der Rinnen	Jahr
τ.	morphologische Zeitskala der Watten	Jahr

Parametrisierungen morphodynamischer Strukturen von Watteinzugsgebieten für empirisch-konzeptionelle Modellierungen

Von ERNST SCHROEDER

Zusammenfassung

Es werden Parameter aus hydrographischen und morphologischen Randbedingungen eines Watteinzugsgebietes bestimmt und prozeßkonform in Beziehung gesetzt. Mittels Regressionsanalysen werden diese Funktionsgleichungen, welche die hydrodynamisch-morphologischen Wechselwirkungen von Watteinzugsgebieten beschreiben, auf der Basis von Naturdaten geprüft. Den Auswertungen liegen neben den Parametern der Haupteinzugsgebiete auch die der Teileinzugsgebiete zugrunde.

Summary

Parameters which influence the hydrographic and morphological boundary conditions of tidal basins are defined and correlated. On the basis of field data their correration is verified using regression analysis. The resulting functions will help to describe mutual effects of morphological processes in the wadden area. The evaluation reflects on both the total basin and its subsystems.

Inhalt

1. Einleitung	51
2. Untersuchungsgebiete 15	52
3. Datengrundlage 15	52
4. Parameter	54
4.1 Allgemeines 15	54
4.2 Definition der Parameter 15	54
5. Auswertung	55
6. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen 16	56
7. Danksagung	57
8. Schriftenverzeichnis 16	57
Anhang	58

1. Einleitung

Die nachfolgenden Ausführungen behandeln Untersuchungen, die im Rahmen des Forschungsvorhabens "<u>WA</u>dden sea morphological <u>DE</u>velopment with special emphasis of the impact of an increasing relative sea level rise" (WADE) (GOLDENBOGEN et al., 1994) ausgeführt worden sind. Als Watteinzugsgebiete werden physiographische Einheiten entlang sandiger Küsten bezeichnet, die buchtenförmig oder durch Barriereinseln und Wattwasserscheiden begrenzt sind. Für Watteinzugsgebiete des Ostfriesischen Wattenmeeres und der Dithmarscher Bucht sind hydrodynamisch-morphologische Parametrisierungen untersucht worden, die als Grundlage für die Entwicklung konzeptioneller morphodynamischer Modelle dienen. Ziel der Parametrisierungen ist die Erfassung und Beschreibung von hydrodynamisch-morphologischen Wechselwirkungen.

Grundsätzlich wird hierbei von der Vorstellung eines dynamischen Gleichgewichtes zwischen einwirkenden hydrodynamischen Kräften und reagierenden morphologischen Randbedingungen ausgegangen. Dies besagt, daß eine Variation der Randbedingungen wie z. B. die Änderung des Meeresspiegels oder Abdeichungen im Einzugsgebiet immer Reaktionen der übrigen Randbedingungen hervorrufen, die das System veranlassen, einem neuen morphodynamischen Gleichgewichtszustand zuzustreben. Die ermittelten Beziehungen gelten für Gleichgewichtszustände, die als quasi stationär betrachtet werden. Für Übergangszustände müssen sie dahin gehend erweitert werden, daß die zeitliche Anpassung der einzelnen Parameter an veränderte Randbedingungen erfaßt werden kann.

Es wurden sowohl aus der Literatur bekannte empirische Parametrisierungen (O'BRIEN, 1931, 1967; WALTHER, 1934, 1972; RODLOFF, 1970; RENGER, 1976; EYSINK, 1979, 1991; DIECKMANN, 1985; NIEMEYER, 1991) untersucht, als auch im Rahmen des Projektes modifizierte bzw. ergänzend eingeführte Beziehungen.

Die Erweiterung der bisherigen Parametrisierungen um den Watthöhenkennwert l_i (DIECKMANN, 1985) erfolgte mit der Zielsetzung, die Höhenlage einer kennzeichnenden Wattfläche quantitativ beschreiben zu können.

Die statistischen Analysen erstrecken sich auch auf Teileinzugsgebiete, die hierarchisch gestaffelt zum Teil nur den Einzugsbereich einer einzelnen Wattrinne beinhalten.

2. Untersuchungsgebiete

Das Untersuchungsgebiet Ostfriesisches Wattenmeer mit einer Gesamtfläche von rund 800 km² unterteilt sich in die Haupteinzugsgebiete Osterems (OE), Norderneyer Seegat (NS), Wichter Ee (WE), Accumer Ee (AE), Otzumer Balje (OB) und Harle (H) (Abb. 1). Die Haupteinzugsgebiete sind in Teileinzugsgebiete mit hierarchischer Struktur gegliedert.

Das Untersuchungsgebiet der Dithmarscher Bucht umfaßt eine Fläche von etwa 200 km². Es stellt ein Haupteinzugsgebiet dar, das sich aus 14 ebenfalls hierarchisch strukturierten Teileinzugsgebieten zusammensetzt (Abb. 2).

3. Datengrundlage

Die Grundlage der ausgewerteten Daten bilden topographische Wattkarten, die zunächst digitalisiert und aufbereitet in einer Datenbank (ArcInfo[®], ESRI) archiviert worden sind. Hierzu wurden für das Ostfriesische Wattenmeer die Zustände um 1960 (Topographische Wattkarte der FSK, M: 1:25000), 1975 (Küstenkarte des KFKI, M: 1:25000) und 1990 (Bundeswasserstraßenkarte, M: 1:25000)¹¹ und für die Dithmarscher Bucht die Zustände um 1942, 1956, 1969, 1973, 1976, 1979, 1982, 1985 und 1990 (Grundkarte der Wattaufnahmen ALW Heide, M: 1:10000) herangezogen. Mit Hilfe des Geographischen Informationssystems ArcInfo[®] wurden hieraus Parameter (Flächen, Volumina) berechnet, welche die Datengrundlage der statistischen Untersuchungen bilden (LIEBIG, 1993).

1) Als ASCII-Dateien von der WSD NW Aurich zur Verfügung gestellt



Abb. 1: Untersuchungsgebiet Ostfriesisches Wattenmeer (1975)



Abb. 2: Untersuchungsgebiet Dithmarscher Bucht (1969) mit den Eindeichungen von 1972 und 1978

4. Parameter

4.1 Allgemeines

Die morphodynamischen Parametrisierungen der Watteinzugsgebiete basieren auf Höhenlagen, Flächen und Volumina, die sich aus der Geometrie der Einzugsgebiete und den örtlichen Tideparametern ergeben. Als Bezugshöhen wurden als obere Grenze das mittlere Tidehochwasser (MThw), als untere Grenze das mittlere Tideniedrigwasser (MTnw) und als mittlere Bezugshöhe Normal Null (NN) eingeführt, das zur Zeit etwa dem mittleren Tidemittelwasser (MTmw) entspricht (LASSEN, 1989).

Die Bezugshöhen ergeben sich aus den fünfjährigen Mittelwerten der für das jeweilige Einzugsgebiet repräsentativen Pegel. Datenlücken wurden mit Hilfe von Regressionen zu benachbarten Pegeln geschlossen.

Die Bezugsebenen wurden als horizontale Flächen definiert, deren Höhe aus dem arithmetischen Mittel der zu einem Einzugsgebiet gehörenden Pegel berechnet wurde. Hierbei wurden weder die unterschiedlichen Formen der Tidekurven noch die unterschiedlichen Eintrittszeiten der Hoch- und Niedrigwasserstände zwischen den see- und landwärtigen Pegeln eines Einzugsgebietes berücksichtigt. Exemplarische Vergleichsrechnungen zur Abschätzung des hieraus resultierenden relativen Fehlers weisen sowohl für die mittlere Wassertiefe als auch für das Beckenvolumen Differenzen von weniger als einem Prozent aus, wobei zu bedenken ist, daß eine exaktere Berechnung der Wasserspiegelfläche nur mit Hilfe eines mathematischen Tidemodells möglich ist.

Die Koeffizienten der untersuchten Beziehungen, wie sie für das Ostfriesische Wattenmeer und die Dithmarscher Bucht ermittelt wurden, sind aufgrund unterschiedlicher Bezugswasserstände mit Angaben aus der Literatur nicht unmittelbar vergleichbar. Sie stellen gebietstypische Ergebnisse dar.

Die Zusammenhänge werden grundsätzlich bestätigt. Dies gilt auch für die Koeffizienten der Teileinzugsgebiete, die gute Übereinstimmungen mit denen der Hauptgebiete aufweisen. Einzelne abweichende Ergebnisse sind auf lokale Besonderheiten zurückzuführen.

Im einzelnen werden die nachfolgenden Parameter und deren wechselseitige Beziehungen erläutert:

- A. Durchflußquerschnitt
- A_b Einzugsgebietsfläche
- A; Wattfläche
- l_i Watthöhenkennwert
- V_i Wattvolumen
- V_T Tidevolumen.

Die aufgeführten Parameter stellen Grundgrößen zur morphodynamischen Charakterisierung eines Einzugsgebietes dar. Die Natur der Ansätze gestattet es, die Sedimentstruktur der Untersuchungsgebiete unberücksichtigt zu lassen.

4.2 Definition der Parameter

 A_c :

Der Durchflußquerschnitt ist als Querschnitt mit der stärksten Einschnürung im Seegat definiert. Für die Wattrinnen liegt der Durchflußquerschnitt A_c im Bereich der stärksten Einschnürungen der seewärtigen Begrenzungen der Teileinzugsgebiete.

- A_{b MThw}: Als Wasserspiegelfläche bei mittlerem Tidehochwasser kennzeichnet sie die Gesamtfläche des Einzugsgebietes bei mittleren Tideverhältnissen.
- A_{i MTnw}: Die Wattfläche ist als Differenz der benetzten Flächen bei MThw und MTnw definiert. Sie beschreibt die Gesamtfläche des Watts bei MTnw.
- l_i: Der Watthöhenkennwert benennt die auf NN bezogene Höhe, bei der die Wattfläche zur Hälfte trockengefallen ist.
- V_{i MTnw}: Analog zur Berechnung der Wattfläche A_i wurde das Wattvolumen V_i aus dem Sedimentvolumen zwischen den Bezugshorizonten MThw und MTnw in Anlehnung an WIELAND et al. (1987) berechnet.
- V_T: Das Tidevolumen ist der Wasserkörper, der sich als Differenz aus dem Volumen bei MThw und dem Volumen bei MTnw ergibt. Dies entspricht der während einer mittleren Tide in das Einzugsgebiet ein- und ausströmenden Wassermenge.

5. Auswertung

Im Rahmen der Untersuchungen wurden zunächst aus der Literatur bekannte funktionale Zusammenhänge kennzeichnender Parameter (O'BRIEN, 1931; WALTHER, 1934, 1972; RODLOFF, 1970; RENGER, 1976; EYSINK, 1979) angewendet. Diese Abhängigkeiten wurden bestätigt, wobei die ermittelten Koeffizienten gebietsabhängig variieren. In Tabelle 1 und 2 (Anhang) sind neben den Funktionsgleichungen die Koeffizienten (a bis h) bzw. Exponenten (k, l) und das Bestimmtheitsmaß (R²) angegeben. Weiterhin wurde der 95-%-Vertrauensbereich untersucht. Die Daten sind zudem nach einem Stabilitätskriterium von DIECKMANN (1985) geprüft worden (GOLDENBOGEN et al., 1994).

Die hierarchische Gliederung der Untersuchungsgebiete ermöglichte die Berücksichtigung von Teileinzugsgebieten im Rahmen der Regressionsanalysen. Naturgemäß sind die Streuungen um die Funktionsgleichungen bei Teileinzugsgebieten größer. Dies resultiert aus den relativ zur Größe stärkeren Umlagerungsprozessen und führt so zu größeren Schwankungen der einzelnen Parameter. Weiterhin sind die Teileinzugsgebiete stärker durch lokale Gegebenheiten geprägt wie zum Beispiel durch geologisch-sedimentologische Randbedingungen oder ihre Lage im Einzugsgebiet.

Die ersten drei Grundgleichungen basieren auf den von O'BRIEN (1931) angegebenen Parametern:

$$A_{c} = a_{i,j} \cdot A_{b}$$
$$A_{c} = b_{j} \cdot V_{T}$$
$$A_{b} = c_{i} \cdot V_{T}$$

Als Querschnittsfläche A_c wurde die Fläche bei NN ausgewählt, da sie den Querschnitt mit dem größten Durchfluß darstellt (GERRITSEN, 1990), (Abb. 3 und 4). Die auf NN bezogenen Querschnittsdaten weisen die geringsten Streuungen auf. Die Auffächerung der jahrgangsbezogenen Regressionsfunktionen in Abbildung 4 entgegen dem Uhrzeigersinn ist auf die Verringerung der Einzugsgebietsfläche A_b infolge der Eindeichungen in der Dithmarscher Bucht in den Jahren 1972 und 1978 zurückzuführen.

Die Geraden in den Abbildungen 5 und 6 stellen die zweite der angegebenen Grundgleichungen dar. Das Tidevolumen V_T ist eine wesentliche formbildende Größe, deren



Abb. 3: Durchflußquerschnitt A_{c NN} zu Watteinzugsgebietsfläche A_{b MThw} des Ostfriesischen Wattenmeeres



Abb. 4: Durchflußquerschnitt $\mathbf{A}_{\rm c\,NN}$ zu Watteinzugsgebietsfläche $\mathbf{A}_{\rm b\,MThw}$ der Dithmarscher Bucht

Transportkapazität in Zusammenhang mit dem Tideverlauf von der Strömungsgeschwindigkeit abhängt.

Die dritte Beziehung stellt den Zusammenhang von Tidevolumen V_T und Einzugsgebietsfläche $A_{b \text{ MThw}}$ dar (Abb. 7 und 8). Die Verkleinerung der Einzugsgebietsfläche $A_{b \text{ MThw}}$ und des Tidevolumens V_T in der Dithmarscher Bucht ist ursächlich auf die erfolgten Eindeichungen zurückzuführen. Hierbei muß zusätzlich berücksichtigt werden, daß sich für 1973 ein um 2 cm geringerer MThb ergab. Die Verringerung des Tidevolumens ergibt sich somit als Summe aus der Abdeichung (23 Mio. m³) und der Abnahme des mittleren Tidehubes (3 Mio. m³) zu rund 26 Mio. m³.

Die zweite Gruppe der Regressionsanalysen stellt den Bezug zwischen den oben angegebenen Parametern und denen, welche die Morphologie beschreiben, her. Die Definition der morphologischen Parameter orientierte sich an den hydrographischen Randbedingungen. Folgende Funktionsgleichungen wurden untersucht:

$$\begin{array}{ll} A_{c} = d_{i,j} \cdot A_{i} \\ A_{c} = e_{i,j} \cdot V_{i} \\ V_{i} = g_{i,j} \cdot A_{i} \\ A_{i} = f_{i} \cdot V_{T}^{\ k} \\ A_{i} = h_{i} \cdot A_{b}^{1}. \end{array}$$

Die Auswertungen der ersten beiden Gleichungen weisen vergleichbare Abhängigkeiten aus (Abb. 9 bis 12), die zum Teil durch stärkere Streuungen gekennzeichnet sind. Es läßt sich eine deutliche Zuordnung nach gestörten und ungestörten Gebieten in der Dithmarscher Bucht ausmachen. Die Untersuchung der dritten Gleichung weist auf straffe Zusammenhänge hin (Abb. 13 und 14). Insbesondere die Daten der Dithmarscher Bucht zeichnen sich durch sehr geringe Streuungen aus.

Die folgenden Funktionsgleichungen beschreiben den Zusammenhang zwischen dem Tidevolumen V_T und der Wattfläche A_{i MTnw}. Sie sind durch einen nichtlinearen Zusammenhang gekennzeichnet (Abb. 15 und 16). Die Abnahme der Wattfläche A_{i MTnw} in beiden Untersuchungsgebieten ist zum Teil auf das Ansteigen des MTnw über den gesamten Untersuchungszeitraum bei annähernd gleichbleibendem Tidehub zurückzuführen.

Die Ergebnisse der Regressionsanalysen ließen es angebracht erscheinen, aus der Literatur bekannte Ansätze (RENGER, 1976; EYSINK, 1991) für den Zusammenhang von Wattund Einzugsgebietsflächen durch gebietsdifferenzierte Ansätze zu ersetzen. Eine geeignete Annäherung für das Gebiet der Dithmarscher Bucht führt auf die Funktionsgleichung

$$A_i = 3,37 \cdot A_{b MThw}^{0,92}$$
 (A in m²).

Im Gegensatz zur Dithmarscher Bucht weisen die Daten des Ostfriesischen Wattenmeeres auf eine stärkere Abnahme der Wattfläche mit wachsender Einzugsgebietsfläche hin. Es ergibt sich aus den drei Untersuchungsjahrgängen (1960, 1975, 1990) eine mittlere Funktionsgleichung von

$$A_i = 18,82 \cdot A_{b \text{ MTbw}}^{0,82}$$
 (A in m²),

wobei die Streuungen der Daten ab einem Wert von $A_{b MThw} = 75 \text{ km}^2$ geringfügig zunehmen (Abb. 17).

Bei den besonders markierten Datenpunkten in Abbildung 17 handelt es sich um das



Abb. 5: Durchflußquerschnitt $\mathrm{A_{c\,NN}}$ zu Tidevolumen $\mathrm{V_{T}}$ des Ostfriesischen Wattenmeeres



Abb. 6: Durchflußquerschnitt $A_{_{\rm c\,NN}}$ zu Tidevolumen $V_{_{\rm T}}$ der Dithmarscher Bucht



Abb. 7: Tidevolumen V_T zu Einzugsgebietsfläche $A_{b MThw}$ des Ostfriesischen Wattenmeeres



Abb. 8: Tidevolumen V_T zu Einzugsgebietsfläche $A_{b MThw}$ der Dithmarscher Bucht



Abb. 9: Durchflußquerschnitt A_{c NN} zu Wattfläche A_{i MTnw} des Ostfriesischen Wattenmeeres



Abb. 10: Durchflußquerschnitt A_{c NN} zu Wattfläche A_{i MTnw} der Dithmarscher Bucht



Abb. 11: Durchflußquerschnitt A_{c NN} zu Wattvolumen V_{i MTnw} des Ostfriesischen Wattenmeeres



Abb. 12: Durchflußquerschnitt $\mathrm{A_{c\,NN}}$ zu Wattvolumen $\mathrm{V_{i\,MTnw}}$ der Dithmarscher Bucht





Abb. 13: Wattvolumen V_{i MTnw} zu Wattfläche A_{i MTnw} des Ostfriesischen Wattenmeeres



Abb. 14: Wattvolumen V_{i MTnw} zu Wattfläche A_{i MTnw} der Dithmarscher Bucht



Abb. 15: Wattfläche A_{i MTnw} zu Tidevolumen V_T des Ostfriesischen Wattenmeeres



Abb. 16: Wattfläche $\mathrm{A_{i\,MTnw}}$ zu Tidevolumen $\mathrm{V_{T}}$ der Dithmarscher Bucht





Abb. 17: Wattfläche Ai MTnw zu Einzugsgebietsfläche Ab MThw

Teileinzugsgebiet Westerbalje des Watteinzugsgebietes Osterems. Dieses Gebiet ist durch seine Randlage zum Emsästuar charakterisiert. Die überproportionale Abnahme der Größe der Wattfläche von 1975 zu 1990 ist auf morphologische Veränderungen zurückzuführen, die zu erheblichen Verlagerungen der Wattwasserscheide führten.

Als weitere die Gestalt der Morphologie charakterisierende Größe wurde der Watthöhenkennwert l_i eingeführt. Der Watthöhenkennwert dient zur Beschreibung der morphologischen Entwicklung des Wattniveaus. Um die Form der Wattoberfläche einzubeziehen, wurde li direkt aus der Morphologie eines Einzugsgebietes berechnet.

Die Kopplung des Watthöhenkennwertes l_i mit der Einzugsgebietsfläche A_{b MThw} führt für die Dithmarscher Bucht auf folgende Funktion für den oberen Grenzwert der Watthöhen:

$$l_i = 0,05 + \frac{0,5}{1 + (3 \cdot 10^{-8} \cdot A_{b \text{ MThw}})^2}$$
 ($l_i \text{ in m NN}; \text{ A in m}^2$)

Die Funktion zeigt einen asymptotischen Verlauf mit einem Grenzwert für l_i, der gegen NN +0,05 m konvergiert. Dieser Wert wird etwa bei einer Einzugsgebietsgröße von $A_{b\ MThw} > 75\ km^2$ erreicht. Im unteren Bereich, also für Gebietsgrößen $A_{b\ MThw} < 75\ km^2$, wächst der Streubereich bis zu einer Größe von rund NN ±0,5 m an (Abb. 18). Als Schwellenwert für eine Mindesthöhe von l_i kann die untere Funktion angenommen werden, die symmetrisch zur NN-Linie verläuft.

Für das Ostfriesische Wattenmeer ergibt sich als Funktion

$$l_{i} = -0.45 + \frac{1.0}{1 + (2 \cdot 10^{-8} \cdot A_{b \text{ MThw}})^{2}} \quad (l_{i} \text{ in m NN; A in m}^{2}),$$



Abb. 18: Wattenhöhenkennwert l, m NN (Dithmarscher Bucht)



Abb. 19: Wattenhöhenkennwert li m NN (Ostfriesisches Wattenmeer)

165

Die Küste, 56 (1994), 1-169

166

wobei der obere Grenzwert für l_i gegen NN -0,45 m konvergiert, der untere wird durch die Funktion

$$1_{i} = -0.55 + \frac{0.6}{1 + (2 \cdot 10^{-8} \cdot A_{b \text{ MThw}})^{2}} \quad (l_{i} \text{ in m NN; A in m}^{2})$$

mit einem Grenzwert von NN –0,55 m beschrieben. Die Streubreite für Gebiete kleiner 100 km² liegt zwischen NN +0,65 m und NN –1,10 m (Abb. 19).

6. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Für das Ostfriesische Wattenmeer und die Dithmarscher Bucht wurden Parameter ermittelt, die von Morphologie und Hydrographie bestimmt sind. Für diese Parameter wurden Funktionsgleichungen mit Hilfe von Regressionsanalysen auf Zusammenhänge und deren statistische Qualität untersucht, welche die morphodynamischen Eigenschaften der Gebiete charakterisieren. Die Untersuchungen zeigen, daß die Gebiete entlang der Ostfriesischen Küste ähnliche Verhältnisse aufweisen und somit keine Unterscheidung der einzelnen Watteinzugsgebiete erforderlich ist.

Die getrennte Betrachtung der Untersuchungsgebiete Ostfriesisches Wattenmeer und Dithmarscher Bucht ergibt sich aus den unterschiedlichen Randbedingungen. Im Gegensatz zu den durch die vorgelagerten Inseln geschützten Einzugsgebieten des Ostfriesischen Wattenmeeres stellt die Dithmarscher Bucht eine offene Bucht dar. Der mittlere Tidehub von 3,30 m ist, bezogen auf das Ostfriesische Wattenmeer, rund 20 % (0,50 m) höher. Die Dithmarscher Bucht mit den Außensänden Trischen und Blauort entspricht in der Tendenz der Klassifizierung nach HAYES (1979) für ästuarine Watten, demzufolge keine Düneninseln mehr auftreten. Die Koeffizienten der untersuchten Funktionsgleichungen weisen insbesondere für die aus der Morphologie bestimmten Parameter deutliche Unterschiede auf.

Im allgemeinen sind die Streuungen um die Funktionsgleichungen sowohl für Hauptals auch für Teileinzugsgebiete gering, so daß die Gültigkeit auch für Teileinzugsgebiete angenommen werden kann. Die statistische Qualität des Zusammenhanges von Daten und Ansätzen ermöglicht es, die hier ermittelten Beziehungen für Ansätze empirisch-konzeptioneller Modellierungen zu verwenden.

Neben der Untersuchung des nichtlinearen Zusammenhanges zwischen der Einzugsgebietsfläche A_b und der Wattfläche A_i, die mit einer Funktion der Form

$$A_i = a \cdot A_b^c$$

die beste Anpassung ergab, wurde ein zweiter Parameter untersucht, der das Höhenniveau des Wattes beschreibt. Der sogenannte Watthöhenkennwert l_i wird als Funktion der Wattfläche A_i berechnet und stellt eine charakteristische Größe eines Einzugsgebietes dar.

Die Anwendung der nichtlinearen Funktionsgleichungen erfordert eine Mindesteinzugsgebietsgröße von rund $A_{b MThw} = 10 \text{ km}^2$ um physikalisch sinnvolle Ergebnisse zu erhalten.

Die dargestellten Parametrisierungen beschreiben quasi-stationäre Zustände. Um auch Übergangszustände quantifizieren zu können (morphodynamische Modellierung), müssen anstelle der konstanten Funktionsgleichungen veränderliche Zusatzgrößen eingeführt werden, welche die zeitliche Veränderung der Parameter in Abhängigkeit von variierenden Randbedingungen erfassen.

7. Danksagung

Die dargestellten Untersuchungen wurden innerhalb des deutsch-niederländischen Forschungsvorhabens WADE durchgeführt, welches, durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie gefördert, an der Forschungsstelle Küste eingerichtet worden ist.

8. Schriftenverzeichnis

- DIECKMANN, R.: Geomorphologie, Stabilitäts- und Langzeitverhalten von Watteinzugsgebieten der Deutschen Bucht. Mitteilungen des Franzius-Instituts der Universität Hannover, H. 60, 1985.
- EYSINK, W. D.: Morfologie van de Waddenzee. Waterloopkundig Laboratorium, Rap. R 1336, 1979.
- EYSINK, W. D.: Morphologic response of tidal basins to changes. Proc. 22nd Int. Conf. Coast. Eng., Delft, Vol. 2, ASCE, New York, 1991.
- GERRITSEN, F.: Morphological stability of inlets and channels of the Western Wadden Sea. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Rap. GWAO-90.019, Den Haag, 1990.
- GOLDENBOGEN, R.: Erste Ergebnisse empirischer Modellierung der Morphodynamik eines Watteinzugsgebietes am Beispiel der Dithmarscher Bucht. Die Küste, H. 56, 1995.
- GOLDENBOGEN, R. u. SCHROEDER, E.: Empirische Beziehungen zur Charakterisierung hydrodynamisch-morphologischer Wechselwirkungen in Wattgebieten. 60. Tagung der AG Nordwestdeutscher Geologen, Kurzfassungen und Exkursionsführer, Klein Labenz, 1993.
- GOLDENBOGEN, R.; SCHROEDER, E.; KUNZ, H. und NIEMEYER, H.D.: Zwischenbericht zum Forschungsvorhaben "WADE" (Wadden Sea morphological <u>De</u>velopement). Niedersächsisches Landesamt für Ökologie – Forschungsstelle Küste –, Zwischenbericht zum Forschungsvorhaben MTK 0508, Norderney, 1994.
- HAYES, M. O.: Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. in: S. P. Leatherman: Barrier islands, Academic Press, New York, 1979.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee. Die Küste, H. 50, 1989.
- LIEBIG, W.: GIS-applications to Wadden Sea areas. Proc. Int. Coast. Congr. Kiel '92, Verlag Peter Lang, Frankfurt am Main, 1993.
- NIEMEYER, H. D.: Case study Ley Bay: an alternative to traditional enclosure. Proc. 3rd Conf. Coast. & Port Eng. Develop. Countr., Mombasa/Kenya, 1991.
- NIEMEYER, H. D.: Long-term morphodynamical behaviour of the East Frisian islands and coast. Conf. Large Scale Coastal Behavior '93, U.S. Geol. Surv., O.-Fil. Rep. 93-381, 1993.
- O'BRIEN, M. P.: Estuary tidal prisms related to entrance areas. ASCE, Civ. Eng., Vol. 1, No. 8, 1931.
- O'BRIEN, M. P.: Equilibrium flow areas of tidal inlets on sandy coasts. Proc. 10th Conf. Coast. Eng., Ch. 39, ASCE, New York, 1967.
- PROJECTGROUP WADE: Effects of an increased sea level rise on geomorphology and ecological functioning of the Wadden Sea. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren/NLÖ-Forschungsstelle Küste, Authors: T. Louters, J.P.M. Mulder, H.D. Niemeyer, E. Schroeder, R. Goldenbogen, E.J. Biegel, W.D. Eysink, Rep. GWAO-92.197X, Den Haag, 1992.
- RENGER, E.: Quantitative Analyse der Morphologie von Watteinzugsgebieten und Tidebecken. Mitteilungen des Franzius-Institutes der Universität Hannover, H. 43, 1976.
- RODLOFF, W.: Über Wattwasserläufe. Mitteilungen des Franzius-Institutes der Universität Hannover, H. 34, 1970.
- WALTHER, F.: Die Gezeiten und Meeresströmungen im Norderneyer Seegat. Bautechn., H. 13, 1934.
- WALTHER, F.: Zusammenhänge zwischen der Größe der ostfriesischen Seegaten mit ihren Wattgebieten sowie mit Watten und Strömungen. Jber. 1971 Forsch.-Stelle f. Insel- u. Küstenschutz, Bd. 23, 1972.

WIELAND, P.; THIES, E. u. BERGHEIM, V.: Bilanz hydrologischer und morphologischer Untersuchungen in der Dithmarscher Bucht. Büsumer Gewässerkundliche Berichte, H. 54, ALW Heide, Dez. Gewässerk., Büsum, 1987.

Anhang

Wattenmeere	es (A bzw. V in	n m² bzw. m³)	
Ostfr	iesisches Watte K	enmeer oeffizienten	
Bestimmtheitsmaß	'60	'75	'90
Ac NN = $a \cdot Ab$ MThw	0,00013	0,00014	0,00013
R ²	0,9781	0,9783	0,9805
Ab MThw = $c \cdot VT$	0,5571	0,5428	0,5073
R ²	0,9966	0,9968	0,9965
Ac $NN = b \cdot VT$	0,000076	0,000071	0,000072
R ²	0,9755	0,9769	0,9733
$Ac NN = d \cdot Ai MTnw$	0,00023	0,00022	0,00025
R ²	0,9497	0,9403	0,8908
Ac NN = $e \cdot Vi$ MTnw	0,00022	0,00022	0,00026
R ²	0,9333	0,8819	0,8127
Vi $MTnw = g \cdot Ai MTnw$	1,0352	0,9997	0,9153
R^2	0,9904	0,9809	0,9655
Ai $MTnw = f \cdot VTk$	16,46	16,53	19,30
	0,7988	0,8008	0,7815
\mathbb{R}^2	0,9752	0,9818	0,9457

Tab. 1: Funktionsgleichungen und Koeffizienten des Ostfriesischen Wattenmeeres (A bzw. V in m² bzw. m³)

-	•
2	
-	
P	
2	ł
-	l
1	
5	
-	
5	•
-	
- 8	i
N	ļ
	į
1	
2	
+	
	į
- 2	ļ
~	í
-	
- 5	l
_	į
5	i
ĩ.	
-	
- E	į
-	
_	
Ċ,	
- 7	
5	
5	
Ē	
. <u>e</u>	i
- 5 1	
Č.	
0	
12	
-	
2	1
- 5	i
-	
- 5	i
0	
5	j
-	i
- 7	
- 2	l
-	l
3	ł
5	
. 9	
	ļ
-1	
5	ļ
17	
- 244	1
ć	
, c 4	
Tah 2.	

			Dit	hmarscher B	ucht				
Funktion Bestimmtheitsmaß	*42	,56	69,	73 K	oethizienten '76	62,	*82	,85	06,
A = a · A	0.00013	0.00013	0,00012	0,00013	0,00014	0,00016	0,00017	0,00017	0,00017
R ² MIIIW	0,9783	0.9767	0,9940	0,9908	0,9866	0,9841	0,9839	0,9829	0,9896
At $v_{\rm eff} = c \cdot V_{\rm r}$	0.5369	0.5284	0,5508	0.5363	0,5015	0,4697	0,4727	0,4795	0,4771
R ²	0,9963	0,9986	0,9976	0,9974	0,9981	0,9979	0,9972	0,9974	0,9964
A $w = b \cdot V_{\tau}$	0,000071	0,000070	0,000068	0,000073	0,000071	0,000079	0,000082	0,000082	0,000080
R ²	0,9750	0,9745	0,9951	0,9880	0,9889	0,9834	0,9874	0,9802	0,9894
A $w = d \cdot A$	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002
R ² I MILLIN	0.9775	0.9775	0,9906	0,99	0,9837	0,9804	0,9739	66'0	0,9822
A = e · V	0.000094	0.000103	0.000086	0,00094	0,000107	0,000137	0,000139	0,000142	0,000143
R ² I MIRW	0.9704	0.9752	0,9859	0,9862	0,9753	0,9746	0,9639	0,9771	0,9699
V: W_ = g · A. W_	1,7796	1,6093	1,7859	1,8287	1,6790	1,6488	1,6414	1,6059	1,5411
R ² I MILINE R	0,9985	0,9993	0,9992	0,9989	0,9977	7866,0	0,998	0,9988	0,9969
A. $v_{\tau} = f \cdot V_{\tau}^k$	9,925	4,862	8,149	8,025	3,452	6,761	10,11	9,524	12,81
T AUTIN L	0.8368	0,8739	0,8482	0,8465	0,8869	0,8447	0,8248	0,8281	0,8129
\mathbb{R}^2	0,9979	0,9987	0,9995	666'0	0,9981	0,9979	0,9942	0,9986	0,9972

169