



Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE

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

HERAUSGEBER: KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN

Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE

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

Heft 68 · Jahr 2004

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Kommissionsverlag:
Boyens Medien GmbH & Co. KG, Heide i. Holstein
Druck: Boyens Offset

ISSN 0452-7739
ISBN 3-8042-1059-7

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

BOBERTZ, BERND, Dr., IOW, Seestr. 15, 18119 Rostock; DIESING, MARKUS, Dr., CAU Kiel, Olshausenstr. 40–80, 24098 Kiel; FIGGE, KLAUS, Dr., Ehmschenkamp 7, 25462 Rellingen; GIESE, HARALD, Am Felde 4, 22765 Hamburg; GÖNNERT, GABRIELE, Dr., Strom- und Hafenanbau, Dalmannstr. 1, 20457 Hamburg; GRIEWATSCH, KARIN, Dr., CAU Kiel, Olshausenstr. 40–80, 24098 Kiel; HARFF, JAN, Prof. Dr., IOW, Seestr. 15, 18119 Rostock; HEISE, BJÖRN, IOW, Seestr. 15, 18119 Rostock; HIRSCHHÄUSER, THOMAS, Dr.-Ing., LANU S-H, Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek; ISERT, KATJA, Univ. Hamburg, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg; KAUL, NORBERT, Univ. Bremen, PF 330440, 28334 Bremen; LEHFELDT, RAINER, Dr.-Ing., BAW-DH, Wedeler Landstr. 157, 22559 Hamburg; MÜLLER, MEINO, Univ. Bremen, PF 330440, 28334 Bremen; MÜLLER, GERALD, Dr.-Ing., Queens Univ. Belfast, Stranmillis Rd., Belfast BT7 5AD, UK; NASNER, HORST, Prof. Dr.-Ing., Hochschule Bremen, Neustadtswall 30, 28199 Bremen; PLÜß, ANDREAS, Dr.-Ing., BAW-DH, Wedeler Landstr. 157, 22559 Hamburg; SCHWARZER, KLAUS, Dr., CAU Kiel, Olshausenstr. 40–80, 24098 Kiel; WOLTERS, GUIDO, Queens Univ. Belfast, Stranmillis Rd., Belfast BT7 5AD, UK; ZANKE, ULRICH, Prof. Dr.-Ing., TU Darmstadt, Rundeturmstr. 1, 64283 Darmstadt; ZEILER, MANFRED, Dr., BSH, Bernhard-Nocht-Str. 78, 20359 Hamburg.

Die Verfasser sind für den Inhalt der Aufsätze allein verantwortlich. Nachdruck aus dem Inhalt nur mit Genehmigung des Herausgebers gestattet: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, Geschäftsstelle, Am Alten Hafen 2, 27472 Cuxhaven.

Vorsitzender des Kuratoriums: Dr.-Ing. EIKO LÜBBE, BMVEL, PF 14 02 70, 53107 Bonn

Geschäftsführer: Dr.-Ing. V. BARTHEL, Am Alten Hafen 2, 27472 Cuxhaven

Schriftleitung „DIE KÜSTE“: Dr.-Ing. V. BARTHEL, Am Alten Hafen 2, 27472 Cuxhaven

Inhaltsverzeichnis

HORST NASNER Hydrodynamische und morphologische Vorgänge in brackwasserbeeinflussten Vorhäfen – In situ Messungen –	1
MANFRED ZEILER, KLAUS FIGGE, KARIN GRIEWATSCH, MARKUS DIESING u. KLAUS SCHWARZER Regenerierung von Materialentnahmestellen in Nord- und Ostsee	67
GABRIELE GÖNNERT, KATJA ISERT, HARALD GIESE u. ANDREAS PLÜß Charakterisierung der Tidekurve	99
GERALD MÜLLER u. GUIDO WOLTERS Wellendruckschlagbelastungen auf historische Küstenbauwerke	143
BJÖRN HEISE, BERND BOBERTZ u. JAN HARFF A method to correlate granulometrical sediment parameters and hydrographical data	165
MEINO MÜLLER u. NORBERT KAUL Submarine Warmwasserquellen? Eine geothermische Entdeckung in der Mecklenburger Bucht	187
THOMAS HIRSCHHÄUSER u. ULRICH ZANKE Langfristige Sedimentdynamik des Systems Tidebecken-Ebbdelta unter beson- derer Berücksichtigung von verändertem Seegang und Wasserständen	201
Konferenzbericht	
RAINER LEHFELDT Reisebericht XXX. IAHR-Kongress Thessaloniki	249

Hydrodynamische und morphologische Vorgänge in brackwasserbeeinflussten Vorhäfen – In situ Messungen –

Von HORST NASNER

Z u s a m m e n f a s s u n g

Das vom BMBF geförderte KFKI-Projekt 03 KIS 019 hatte zur Aufgabe, mit in situ Messungen die komplexen hydrodynamischen und morphologischen Vorgänge in Brackwasserhäfen zu analysieren. Die Untersuchungen wurden in Vorhäfen an der Ems und Weser durchgeführt. Mit den aus der Natur gewonnenen Daten wurden die Grundlagen für eine bessere Anwendbarkeit und Aussagefähigkeit numerischer Simulationen der tideabhängigen Strömungsvorgänge geschaffen. Die Kenntnis der hydro- und morphodynamischen Gegebenheiten ist eine unabdingbare Voraussetzung, um die Sedimentationen und damit den Unterhaltungsaufwand minimieren zu können.

Trotz der unterschiedlichen hydrologischen Randbedingungen in der Ems und Weser sind die tide- und oberwasserabhängigen Strömungsvorgänge in den Vorhäfen von Emden und Bremerhaven miteinander vergleichbar. Weiterer Forschungsbedarf besteht, um Informationen über die unterschiedlichen Sedimenteigenschaften innerhalb der Flüssigschlicklagen in Brackwasserhäfen zu erlangen.

S u m m a r y

Main issue of the KFKI – Project 03 KIS 019, sponsored by the German Ministry for Education and Research (BMBF), was to analyse the complex hydrodynamic and morphological processes in brackish water harbours. The investigations were carried out in outer harbours situated on the estuaries of Ems and Weser. Field data collected are the basis for improved calibration and application of numerical models of tidal currents. The knowledge of the hydro- and morphodynamic conditions is crucial for minimising sedimentation and thereby maintenance dredging.

In spite of the different hydrological boundary conditions in the Ems and Weser estuary, the current processes dependent on tide and freshwater discharge in the outer harbours in Emden and Bremerhaven are comparable. However, further research is required in order to obtain more information about the different sediment properties inside the fluid mud layer in brackish water harbours.

K e y w o r d s

In situ Messungen, Brackwasserhäfen, Strömungen, Dichteeffekte, Schwebstoffkonzentration, Salzgehaltsgradienten, Oberwasser

In situ measurements, harbours in brackish water zones, currents, density effects, suspended load fresh water discharge, salinity gradients

Inhalt

1. Einleitung und Aufgabenstellung	1
2. Zur Sedimentation in Brackwasserhäfen	3
2.1 Sedimentationsursachen	3
2.2 Besonderheiten des Fluid Mud	5
3. Untersuchungsgebiete	7
4. Tide- und Oberwasserbedingungen	9
5. Vorhäfen in Bremerhaven	10
5.1 Bremerhaven Nordschleuse	10
5.1.1 Strömungsverhältnisse	10
5.1.2 Salzgehalte	17
5.1.3 Schwebstoffe	21
5.2 Bremerhaven Kaiserschleuse	27
5.2.1 Strömungsverhältnisse	27
5.2.2 Salzgehalte	33
5.2.3 Schwebstoffe	36
6. Emden Vor- und Außenhafen	39
6.1 Strömungsverhältnisse	39
6.2 Salzgehalte	47
6.3 Schwebstoffe	53
7. Zusammenfassende Betrachtungen	61
8. Schlussbemerkungen	63
9. Schriftenverzeichnis	64

1. Einleitung und Aufgabenstellung

In den vom BMFT und BMBF geförderten KFKI-Projekten MTK 0470 und MTK 0544 wurden mit der Analyse von Kontrollpeilungen quantitative Aussagen über die Sedimentationen in Tidehäfen oberhalb, in und unterhalb der Brackwasserzone in deutschen Tide-ästuarien erarbeitet. Die tideoffenen Vorhäfen im Brackwasserbereich der deutschen Nordseeküste unterliegen besonders starken Sedimentationen.

In Brackwasserhäfen ist nicht allein die größere Sedimentationsmenge, sondern auch ihre Zusammensetzung von Bedeutung. Über der festen Sohle bildet sich flüssiger Schlick (Fluid Mud) mit bis zu mehreren Metern Mächtigkeit. Das Phänomen Fluid Mud ist nicht mit Schlicksedimenten mehr mineralischen Ursprungs vergleichbar.

Um die Ursachen der besonders hohen Auflandungen in brackwasserbeeinflussten Vorhäfen besser erklären zu können, sind in dem vom BMBF geförderten KFKI Projekt 03 KIS 019 Messungen in der Natur durchgeführt worden. Damit sollten die komplexen Fließ- und Transportvorgänge erforscht werden. Außerdem sind die aus der Natur gewonnenen Daten als Grundlage für eine bessere Anwendbarkeit und Aussagefähigkeit numerischer Modelluntersuchungen erforderlich.

Das Forschungsvorhaben ist deshalb in Kooperation mit dem Franzius-Institut der Universität Hannover durchgeführt worden. Vom Institut für Wasserbau (IWA) der Hochschule Bremen wurden dem Franzius-Institut dazu die aus der Natur gewonnenen Daten für numerische Modellierungen im Projekt „Maßnahmen zur Minimierung von Sedimentationen im Bereich brackwasserbeeinflusster Vorhäfen“ (BMBF 03 KIS 020) zur Verfügung gestellt.

Die in situ Messungen wurden an der Weser und Ems in Bremerhaven und Emden durchgeführt (Abb. 1). Die Vorhäfen unterscheiden sich in ihrer Geometrie, Lage zum Tidestrom und Ausbautiefen voneinander.

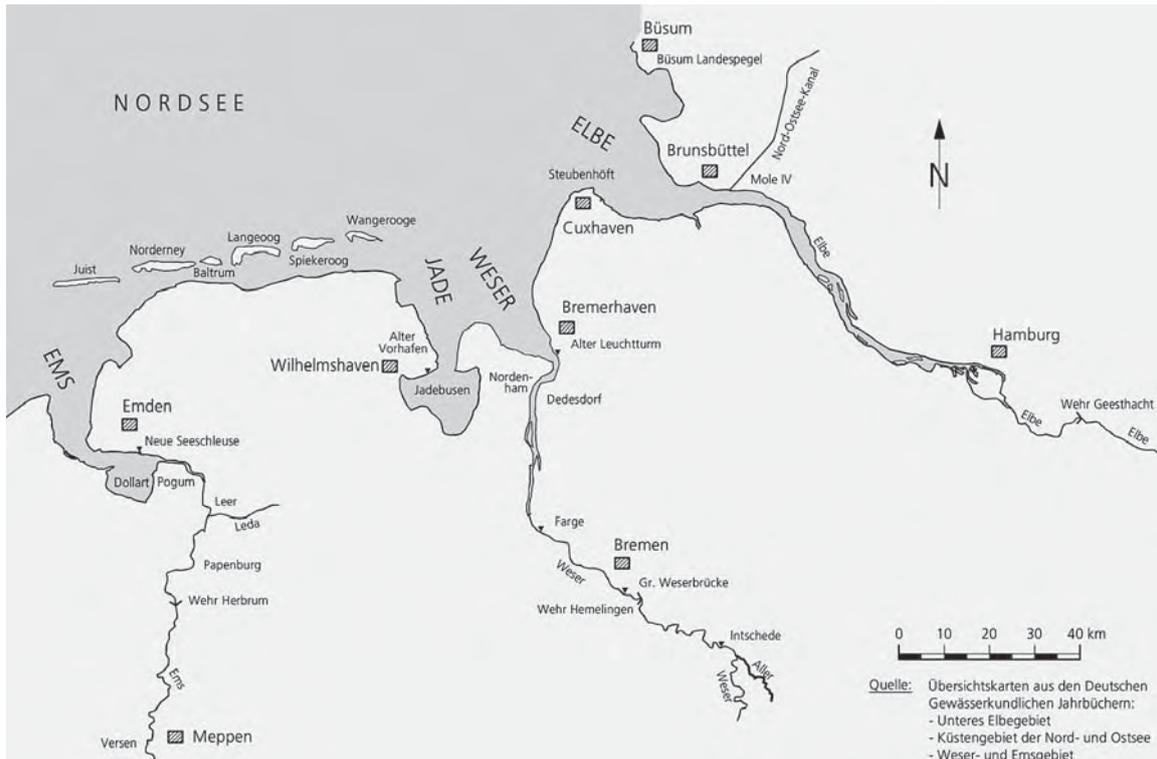


Abb. 1: Deutsche Nordseeküste, Lageplan

2. Zur Sedimentation in Brackwasserhäfen

Zum besseren Verständnis der Verlandungsprobleme wird zunächst allgemein auf die Sedimentationsursachen in Brackwasserhäfen und die Besonderheiten des sich dort ausbildenden Flüssigschlicks (Fluid Mud) eingegangen.

2.1 Sedimentationsursachen

Hafenbecken im Brackwasserbereich eines Tideflusses werden durch drei Strömungseffekte beeinflusst (s. Abb. 2).

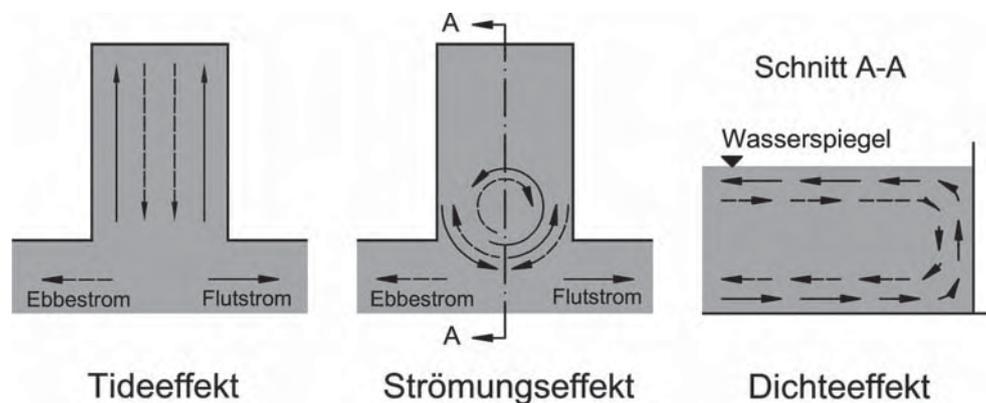


Abb. 2: Tide-, Strömungs- und Dichteeffekt

a) Tideeffekt

Bei jeder Flut füllt sich das Hafenbecken um ein Wasservolumen V , das sich aus dem Produkt von Hafenfläche A und Tidehub Th_b ergibt.

$$V = A \cdot Th_b$$

Während der Flutstromphase sedimentieren Feststoffe in der strömungsberuhigten Zone, die mit der Ausströmung des Wasservolumens bei Ebbe wegen der geringen Strömungsintensitäten nicht resuspendiert und in den Fluss zurücktransportiert werden.

b) Strömungseffekt

Neben dem Tideeffekt spielt der Stromeffekt eine bedeutende Rolle für die Sedimentation von Hafenbecken.

Wenn Wasser mit großer Transportkapazität an einem Hafen vorbeiströmt, wird im Einfahtsbereich eine als Walze bezeichnete Drehströmung mit **vertikaler** Achse angeregt. Die mit der Strömung in den Hafen transportierten Feststoffe lagern sich im Inneren der Walze ab. Von Bedeutung ist der Umstand, dass es durch die Walzenströmungen zu einem erhöhten Wasseraustausch zwischen Hafenbecken und Fluss kommt (FÜHRBÖTER u. WITTE, 1988; BRINKMANN, 1990). Es werden ständig neue Wassermengen in das Walzensystem ein- und aus Kontinuitätsgründen wieder ausgetragen.

Der Stromeffekt tritt auch in tidefreien, strömenden Gewässern auf. Im Tidestrom ändert sich die Drehrichtung der Walzen im Tiderhythmus. Die Intensität der Walzenströmung wird durch die Ausbautiefe, Hafengeometrie, Hafeneinfahrtsbreite und ihre Lage zum Strom beeinflusst.

c) Dichteeffekt

In Brackwasserhäfen werden die vorstehend beschriebenen Gegebenheiten zusätzlich durch den Dichteeffekt überlagert. Während der Flutstromphase verstärkt das in den tieferen Wasserschichten eindringende Salzwasser die Sohlströmungen im Tidestrom. In der Ebbephase werden im Brackwasserbereich aufgrund der Dichteunterschiede die Oberflächenströmungen erhöht. Auch in angrenzenden Hafenbecken wird der Stromeffekt durch die Dichteströmungen, wie in Abb. 2 schematisch dargestellt, überlagert. Während der Flut bilden sich dichtebedingt Walzenströmungen mit **horizontaler** Achse aus. Der Drehsinn kehrt sich bei Ebbestrom um. Durch diese Vorgänge wird der Wasseraustausch und damit der Feststoffeintrag zusätzlich erhöht.

Die in Abb. 2 dargestellten Vorgänge sind in der Natur sehr viel komplexer und haben in jedem Vorhafen ihren eigenen Charakter. Die besonderen hydrodynamischen Gegebenheiten in den Vorhäfen von Bremerhaven und Emden wurden deshalb vom Institut für Wasserbau der Hochschule Bremen mit in situ Messungen eingehend untersucht.

Der Dichteeffekt führt dazu, dass in Brackwasserhäfen bedeutend höhere Sedimentationen eintreten als in den oberhalb des Salzwassereinflusses der Nordsee gelegenen Seehäfen. Mit Peilplananalysen konnte ermittelt werden, dass die mittleren jährlichen Auflandungen in den Hafenanlagen von Bremen und Hamburg in der Größenordnung von zwei bis vier Dezimetern liegen. In Emden, Bremerhaven und Brunsbüttel sind die durchschnittlichen Sedimentationen mit zwei bis drei Metern um rd. eine Zehnerpotenz höher (NASNER, 1992, 1997; CHRISTIANSEN u. HAAR, 1996). Für Bremerhaven und Brunsbüttel wurde nachgewiesen, dass die Schleusenvorhäfen in den Sommerhalbjahren bedeutend stärker sedimentieren als in der kalten Jahreszeit (NASNER, 1989, 1992).

Die vorstehenden Ausführungen sollten darlegen, welche Randbedingungen zu den erhöhten Sedimentationen in vom Brackwasser beeinflussten Vorhäfen führen.

In Brackwasserhäfen ist jedoch nicht allein die größere Sedimentationsmenge, sondern auch die Zusammensetzung der Sedimente von Bedeutung. Über der festen Sohle kann sich verflüssigter Schlick (Fluid Mud) mit unterschiedlichen Mächtigkeiten ausbilden. Dieses Phänomen ist Gegenstand intensiver Forschung. Von besonderem Interesse ist dabei die Navigierbarkeit von Schiffen in diesem Medium und damit die Frage nach der nautisch nutzbaren Wassertiefe.

2.2 Besonderheiten des Fluid Mud

In Vorhäfen mit Fluid Mud-Lagen ist die Wassertiefe nicht klar definiert. Doppeltfrequent arbeitende Echolotgeräte vermitteln stark voneinander abweichende Tiefenangaben.

Hochfrequente akustische Signale werden bereits in einer Grenzschicht zum stark schwebstoffhaltigen Wasser reflektiert. An dieser oberen Grenze, die als „schwarzes Wasser“ bezeichnet werden kann, entsprechen Dichte und Zähigkeit noch den Werten von reinem Wasser. Niederfrequente Signale dringen bis zur festen Sohle vor. Zwischen den beiden Horizonten befindet sich die Fluid Mud-Zone. Innerhalb dieser Schicht vergrößern sich die Dichte ρ und die dynamische Viskosität η . Als Maß für die nutzbare (nautische) Tiefe werden für die verschiedenen Häfen kritische Dichten ρ_{krit} zwischen $1,15 \text{ t/m}^3$ und $1,24 \text{ t/m}^3$ vorgegeben (VANTORRE, 1994). Die Unterschiede sind damit erklärt, dass für das Manövrierverhalten der Schiffe neben der Dichte zusätzlich die mit der Tiefe veränderliche Viskosität η eine Rolle spielt. Der Zusammenhang zwischen der Dichte und den rheologischen Eigenschaften wird von verschiedenen Parametern wie Korndurchmesser, Sandgehalt sowie dem mineralischen und organischen Gehalt der Feststoffe beeinflusst. Die kritische Dichte hängt von den jeweiligen örtlichen Gegebenheiten ab und ist außerdem zeitlichen Schwankungen unterworfen.

Sehr eingehende Untersuchungen zum Phänomen Fluid Mud sind bisher in Deutschland im Emden Außenhafen durchgeführt worden (WURPTS, 2003). Die Verhältnisse in der Ems können nicht verallgemeinert und vorbehaltlos auf andere Reviere übertragen werden. Es wurde vorstehend bereits gesagt, dass die hydrodynamischen Vorgänge durch die Hafengeometrie, Einfahrtsbreite und die Lage zum Strom sowie die Ausbautiefe beeinflusst werden. Hinzu kommt die unterschiedliche Zusammensetzung der Sedimente. So ist das Material im Emden Außenhafen durch sehr geringe Sandkornanteile und relativ hohe organische Bestandteile gekennzeichnet (NASNER, 1992; WURPTS, 1997).

Mit Abb. 3 können die Besonderheiten des Fluid Muds für den Emden Außenhafen erläutert werden. Während des dreimonatigen Zeitraumes vom April bis zum Juli 1999 wurden im Emden Außenhafen keine Baggerungen getätigt. Es fällt auf, dass sich die mit dem Echolot gemessenen Horizonte nur geringfügig verändert haben. Die 210 kHz und 15 kHz Linien lagen im Juli noch in der gleichen Größenordnung wie bei der Aprilpeilung. Geringe Veränderungen können schon allein auf Kursabweichungen bei der Profilmfahrt zurückgeführt werden. Auffällig ist in Abb. 3, dass die Zähigkeiten bis zu $2 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ zum Juli 1999 näher an den 210 kHz Horizont herangerückt sind. Außerdem ist der Verlauf im Längsschnitt mehr der hochfrequenten Echolotaufnahme angepasst. Umgekehrt ist es bei den höheren Zähigkeiten ab $5 \text{ Pa}\cdot\text{s}$, die eher dem 15 kHz Horizont zugeordnet werden können.

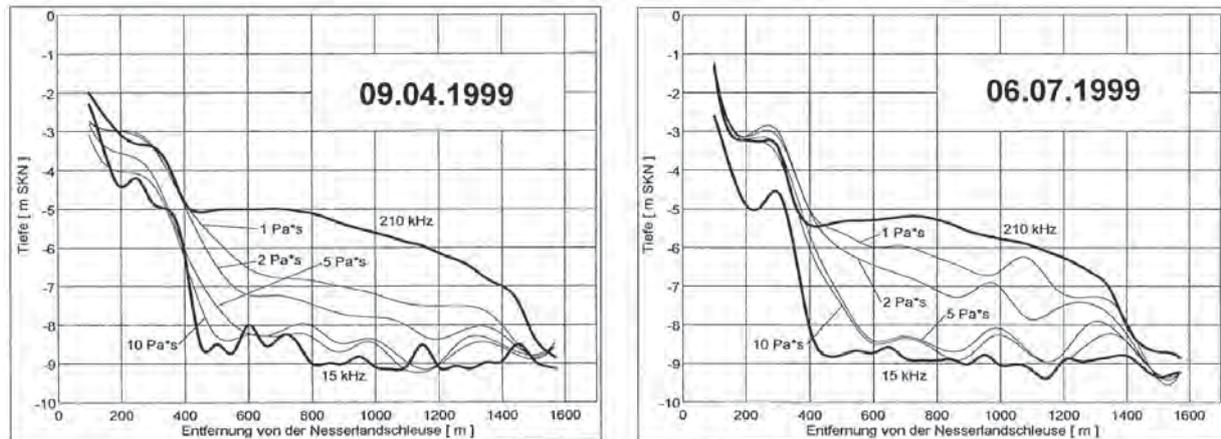


Abb. 3: Längsprofile im Emden Außenhafen, Peilungen und Linien gleicher Viskosität (Isovisken) (DASCH u. WURPTS, 1999)

Das ist von Bedeutung, weil sich mit den rheologischen Eigenschaften (Zähigkeit und Scherfestigkeit) auch das Fließverhalten des Mediums verändert. Innerhalb einer rheologischen Übergangszone nimmt der verflüssigte Schlack zunehmend plastische Eigenschaften an.

Viskositäten bis rd. 2 Pa·s sind so gering, dass das Fließverhalten mit dem von reinem Wasser vergleichbar ist. In diesem Fall handelt es sich um eine den Gesetzen der Schwerkraft folgenden Newton'schen Flüssigkeit. Ab Zähigkeiten um 5 Pa·s beginnt im Emden Außenhafen der Übergang zum konsolidierteren Zustand. Bei etwa 10 Pa·s hatte der Schlack eine Konsistenz erreicht, „dass er nicht mehr ohne Weiteres aus einem Behälter herauszukippen war“ (DASCH u. WURPTS, 1999).

Es bleibt festzustellen, dass es sich beim Fluid Mud um ein viskoses Medium handelt, welches physikalisch mit der ihm eigenen Scherspannung und dynamischen Zähigkeit beschrieben werden kann. Fluid Mud ist somit keine Newton'sche Flüssigkeit. Im Schrifttum wird er als Bingham'sche Flüssigkeit oder besser auch als Bingham'sches Medium bezeichnet (WURPTS, 1997). Das Fließverhalten von Fluid Mud ist von einer kritischen Scherspannung (Fließgrenze) und der dynamischen Viskosität abhängig. Solange die Fließgrenze des Mediums unterschritten bleibt, findet innerhalb der viskosen Flüssigkeit auch keine Bewegung statt. Wegen der organischen Anteile der Feststoffe sind die Sinkgeschwindigkeiten äußerst gering, weshalb das Material über der unberührten Hafensohle nur sehr langsam konsolidiert und höhere Scherspannungen erreicht.

Von besonderer Bedeutung ist das thixotrope Verhalten eines Bingham'schen Mediums. Wenn Fluid Mud durch äußere Einwirkungen, wie z.B. schiffserzeugte Strömungen oder Schraubenstrahlkräfte, beeinflusst wird, gerät das System durch Überschreiten der Fließgrenze in Bewegung. Wesentlich ist dabei, dass es die ursprünglich vorhandene Zähigkeit wenn überhaupt, nur zeitverzögert wiedererlangt (WURPTS, 1997). Durch die Verflüssigung werden Dichteströmungen erzeugt. Das Material wird in die Randbereiche eines Hafenbeckens bzw. in tiefer liegende Sohlenbereiche verlagert und in den Tidestrom zurücktransportiert.

3. Untersuchungsgebiete

Die beiden Zufahrten zum Überseehafen in Bremerhaven haben bei annähernd gleicher Ausrichtung zum Fahrwasser der Weser einen Abstand von rd. 1 km (Abb. 4). Sie unterliegen somit etwa den gleichen hydrodynamischen Randbedingungen. Die Weser ist in diesem Abschnitt auf $-13,90$ m SKN ausgebaut (Abb. 5). Die Solltiefen in den Vorhäfen betragen $-10,80$ m SKN an der Nord- und $-6,80$ m SKN an der Kaiserschleuse. Sie liegen damit um rd. $3,10$ m bzw. $7,10$ m höher als die Wesersohle. Bemerkenswert sind neben den insgesamt größeren Abmessungen die rd. doppelt so große Einfahrtsbreite zur Nordschleuse mit $B = 120$ m am westlichen Molenkopf.

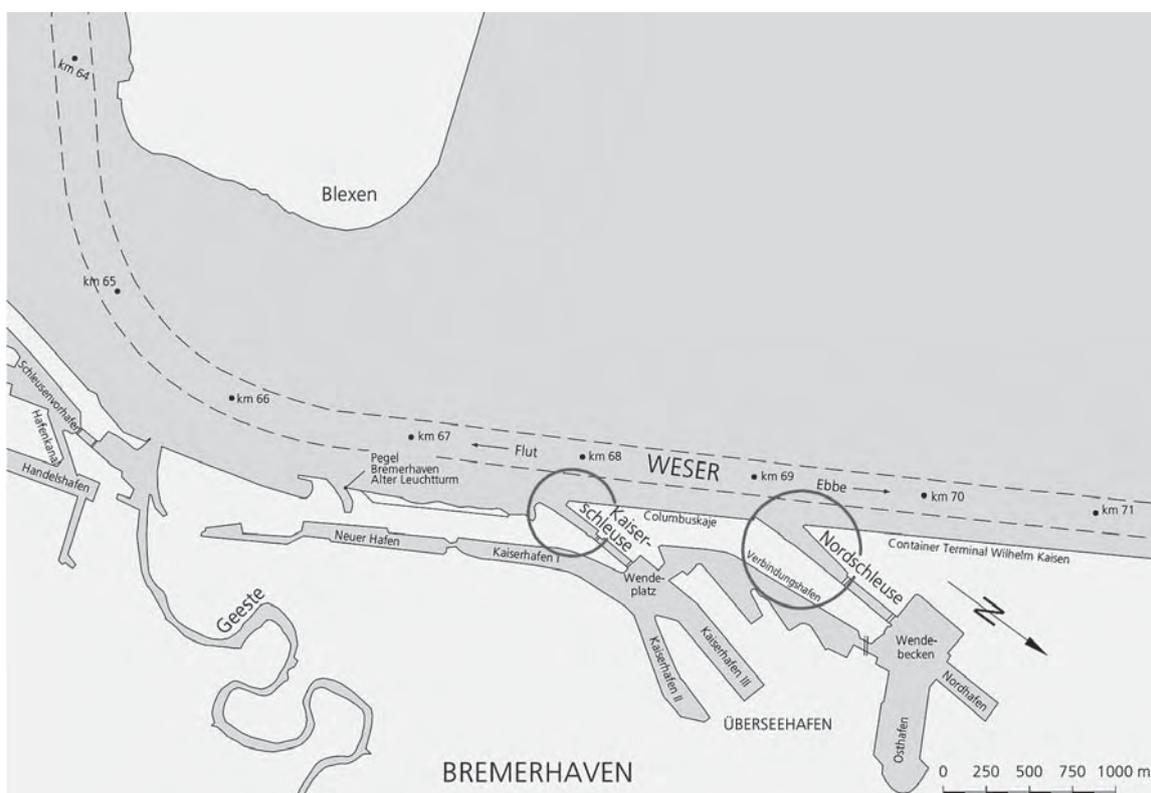


Abb. 4: Hafenanlagen von Bremerhaven

Bis zur Emdener Hafeneinfahrt ist die Ems auf $-8,50$ m SKN und oberhalb davon auf $-5,10$ m SKN ausgebaut (Abb. 6). Die Solltiefe im Vorhafen der Seeschleuse ist mit $-9,60$ m SKN um $1,10$ m tiefer als die Emssohle. Im Außenhafen beträgt die Ausbautiefe $-8,50$ m SKN und vor der Nesserlander Schleuse $-4,10$ m SKN.

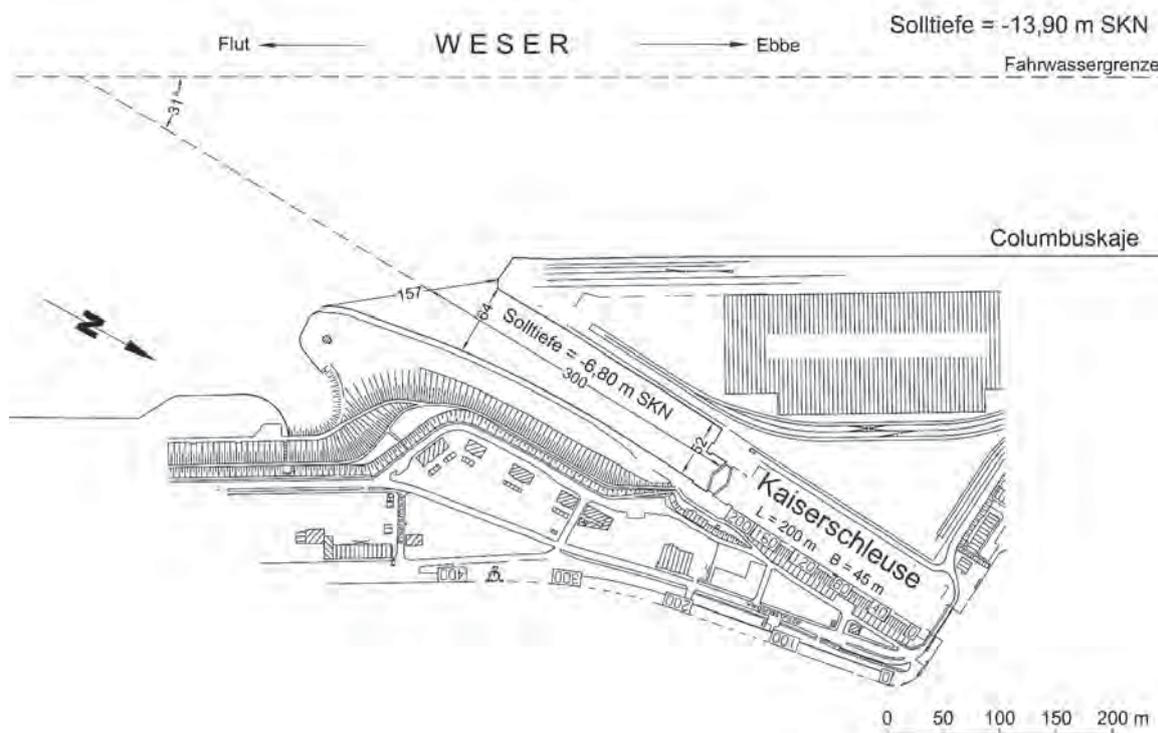
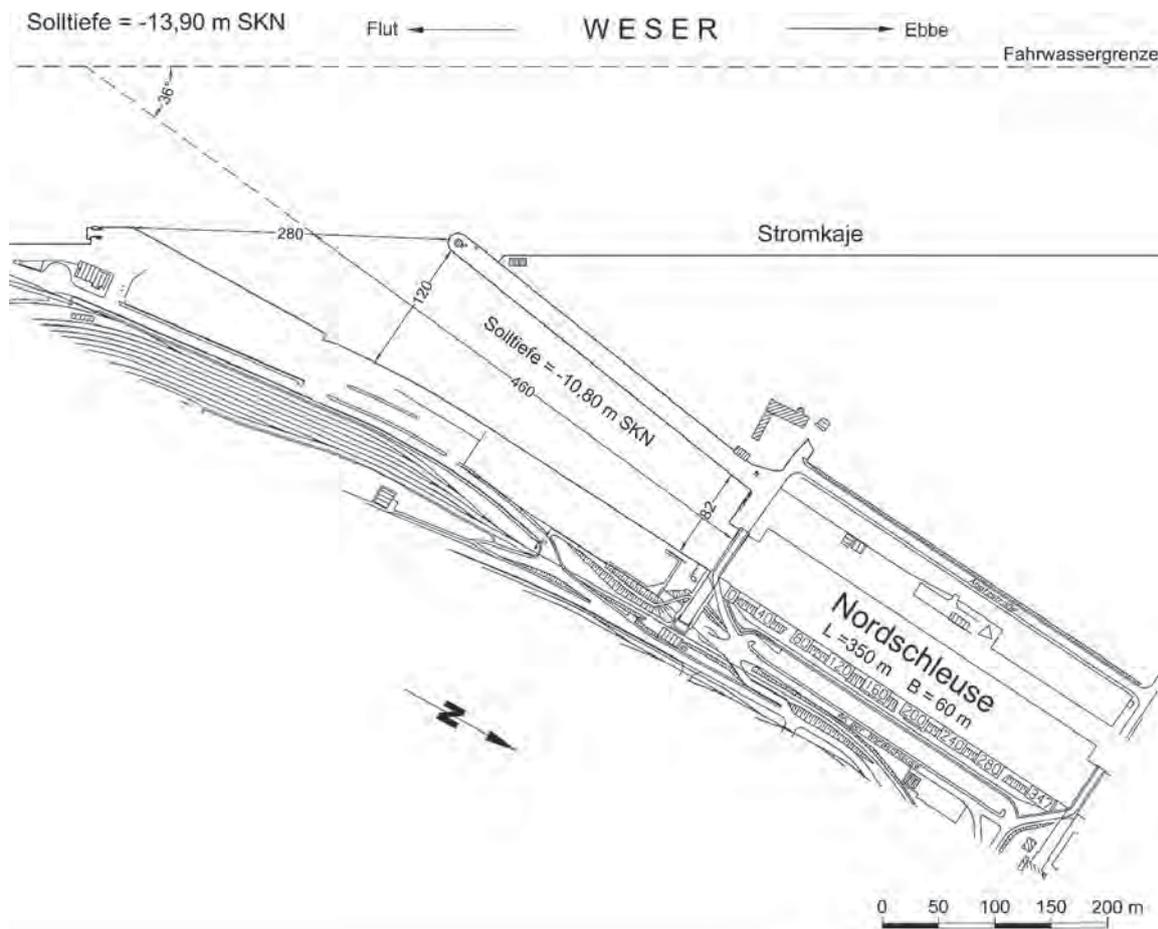


Abb. 5: Nord- und Kaiserschleuse in Bremerhaven

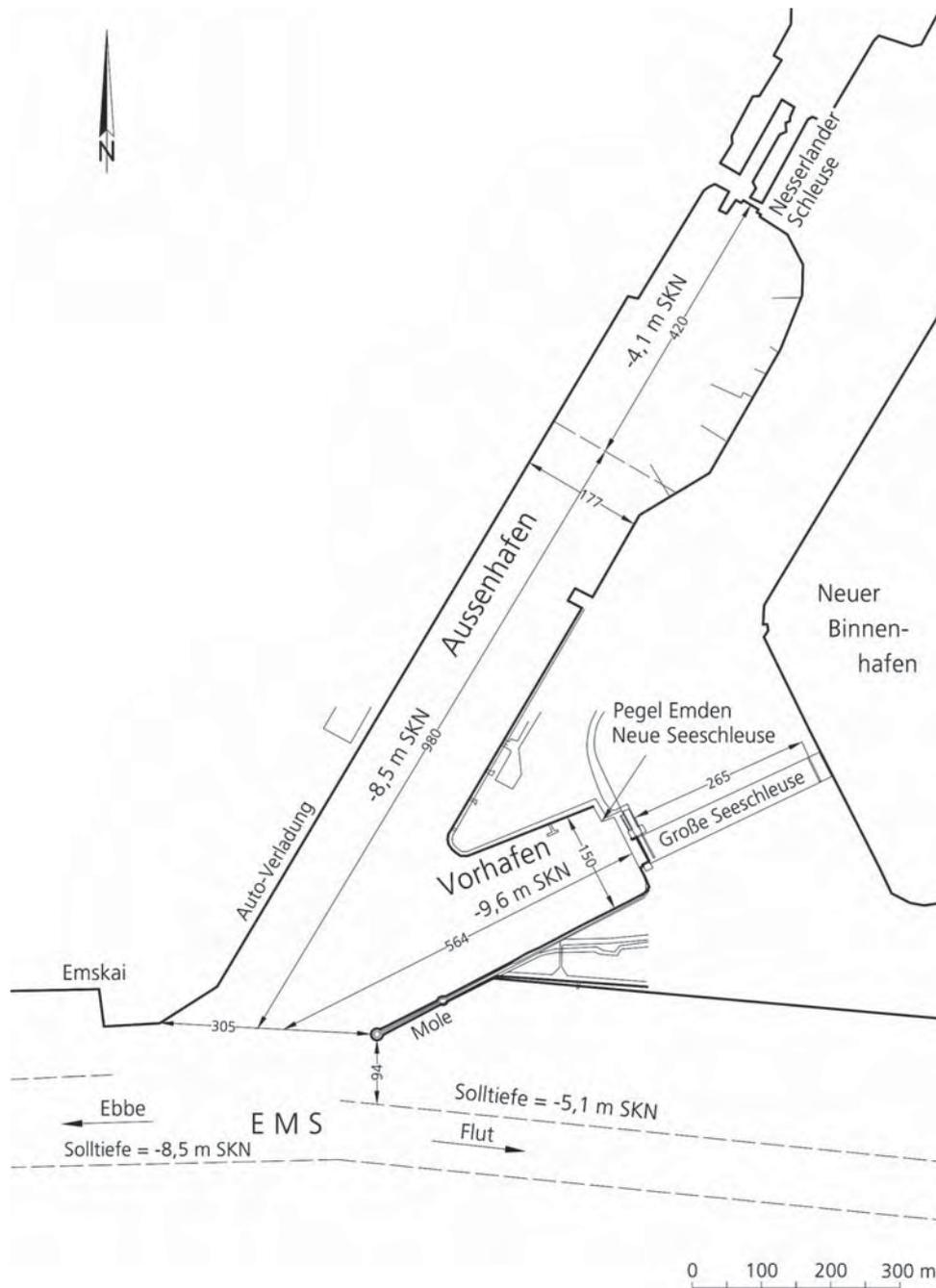


Abb. 6: Lageplan des Emdener Vor- und Außenhafens

4. Tide- und Oberwasserbedingungen

Die Gezeiten an der deutschen Nordseeküste sind ständigen periodischen und aperiodischen Schwankungen unterworfen. Für vergleichende Betrachtungen sind deshalb langjährige Mittelwerte hilfreich (NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE, 2001).

Für den zehnjährigen Zeitraum 1990/99 werden für den bei Weser-km 66,7 gelegenen Pegel Bremerhaven Alter Leuchtturm (Abb. 4) folgende Tidekennwerte angegeben:

Tidekennwerte Bremerhaven Alter Leuchtturm:

Mittleres Tidehochwasser	MThw _{1990/99}	= 676 cm NN -4,98 m
Mittleres Tideniedrigwasser	MTnw _{1990/99}	= 304 cm NN -4,98 m
Mittleres Tidehalbwasser	MT ^{1/2} w _{1990/99}	= 490 cm NN -4,98 m
Mittlerer Tidehub	MThb _{1990/99}	= 372 cm

Das mittlere Springtideniedrigwasser (MSpTnw) bzw. Seekartennull (SKN) ist in Bremerhaven auf -2,12 m NN festgelegt. Bezogen auf den Pegel liegt dieser Wert mit SKN = 286 cm NN -4,98 m 18 cm unter dem MTnw_{1990/99}. Der Oberwasserabfluss der Weser am Pegel Intschede (Abb. 1) beträgt im langjährigen Mittel MQO_{1941/99} = 326 m³/s.

An dem bei Ems-km 40,5 gelegenen Pegel Emden Neue Seeschleuse (Abb. 6) gelten folgende Werte:

Tidekennwerte Emden Neue Seeschleuse:

Mittleres Tidehochwasser	MThw _{1990/99}	= 645 cm NN -5,00 m
Mittleres Tideniedrigwasser	MTnw _{1990/99}	= 324 cm NN -5,00 m
Mittleres Tidehalbwasser	MT ^{1/2} w _{1990/99}	≈ 485 cm NN -5,00 m
Mittlerer Tidehub	MThb _{1990/99}	= 321 cm

Das in der Ems bei Emden auf -2,00 m NN festgelegte Seekartennull liegt 26 cm unter dem MTnw_{1990/99}. Am Pegel Versen (Abb. 1) beträgt der mittlere Oberwasserabfluss der Ems MQO_{1941/99} = 80,2 m³/s.

Die umfangreichen Daten aus den in situ Messungen wurden im IWA rechnergestützt analysiert und dem Kooperationspartner zur Verfügung gestellt. In dieser Arbeit werden lediglich einige Ergebnisse dokumentiert und die wesentlichen Erkenntnisse erläutert.

5. Vorhäfen in Bremerhaven

5.1 Bremerhaven Nordschleuse

5.1.1 Strömungsverhältnisse

Die im Folgenden zu erläuternden Strömungen wurden mit einer ADCP-Sonde (**A**coustic **D**oppler **C**urrent **P**rofiler) gemessen. Das Messprinzip wird, wie folgt, kurz erläutert:

Von der Sonde werden akustische Schallimpulse mit einer hohen Frequenz (600 kHz) gesendet. Der Impuls wird von Partikeln im Wasser reflektiert. Die Bewegungen der Wasserteilchen verursachen Frequenzänderungen der Schallwelle (Dopplereffekt). Bewegt sich das Teilchen auf die Schallquelle zu, wird vom Gerät eine erhöhte Frequenz empfangen. Umgekehrt ist es, wenn sich das Teilchen von der Sonde entfernt.

Der Dopplereffekt wird bei ADCP Sonden genutzt, indem Schallimpulse mit einer festen Ausgangsfrequenz gesendet und empfangen werden. Gleichzeitig kommt es zu Reflexionen mit den im Wasser befindlichen, bewegten Partikeln. Diese Dopplerverschiebung F_d ist proportional zur Geschwindigkeit v der Wasserteilchen. Dabei erfährt der Schallimpuls zweimal die Dopplerverschiebung. Einmal auf dem Weg zum Partikel und einmal vom Partikel zurück zur Schallquelle (Abb. 7).

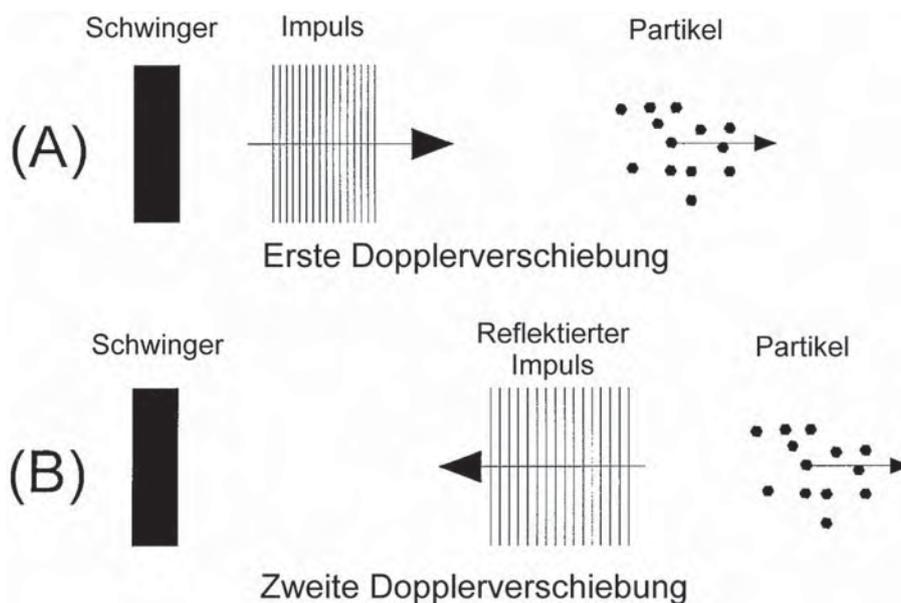


Abb. 7: Erste und zweite Dopplerverschiebung des Schallimpulses (GORDON, 1996)

Aus der Frequenzänderung kann die Strömungsgeschwindigkeit ermittelt werden. Die Gleichung für die Dopplerverschiebung lautet

$$F_d = F_s (v/c)$$

- mit F_d = Doppler Verschiebungsfrequenz
 F_s = Ausgangsfrequenz des ADCP
 v = Strömungsgeschwindigkeit der Teilchen
 c = Geschwindigkeit des Schallimpulses

Um die Strömungen eindeutig nach Richtung und Geschwindigkeit definieren zu können, sind vier Impulsgeber (Schwinger) erforderlich. Mittels eingebautem Kompass wird die Lage der Strömungsvektoren bestimmt. Mit ADCP ist es möglich, die Strömungen im Querprofil simultan über die Wassertiefe zu ermitteln. Die Tiefenmessung erfolgt in Segmenten gleicher Schichtdicke (z.B. ein Meter).

In der oberen und unteren Wasserschicht sind bis zu etwa einem Meter wegen fehlender Dopplereffekte (no backscattering) keine Signale zu empfangen. Bei einer Eintauchtiefe der Sonde von 0,35 m wurde dem obersten Messbereich von 1,35 m bis 2,35 m die mittlere Wassertiefe von 1,85 m zugeordnet. Ausgehend von der oberen Tiefenzelle sind die Strömungen mit einer im IWA entwickelten Software in Meterabständen analysiert worden. In den folgenden Abbildungen werden die ADCP-Geschwindigkeitsvektoren zur besseren Übersicht in 2-m-Abständen dargestellt.

– Flutströmungen

In Abb. 8 und 9 sind die Strömungsvorgänge bei etwa mittleren Oberwasserbedingungen ($Q_0 = 232 \text{ m}^3/\text{s}$) ab der Ebbestromkenterung aufgetragen. Der zugehörige Springtidenhub betrug am Pegel Bremerhaven Alter Leuchtturm 417 cm. Grundsätzlich ist anzumerken, dass bei den Untersuchungen auf den Schiffsverkehr Rücksicht zu nehmen war. Aus diesem Grund konnte das Vergleichsprofil in der Weser nicht regelmäßig aufgenommen werden.

Zur Kenterphase der Ebbeströmungen (K_e) in der Weser überwiegen im Vorhafen die Dichteströmungen (Abb. 8, Messung 1). Das Wasser strömt in den oberen Zellen (1,85 m und 3,85 m) mit abnehmender Intensität in den und in den unteren Wasserschichten (ab 7,85 m) mit zunehmender Stärke aus dem Vorhafen. Die absoluten Geschwindigkeiten betragen an der Oberfläche bis zu rd. 50 cm/s und im Sohlenbereich bis $v_{\max} > 50$ cm/s. In den mittleren Schichten (5,85 m) sind dagegen kaum Wasserbewegungen zu erkennen. Der niedrige Tidewasserstand und die aktuelle Sohllage im Vorhafen erklären die fehlenden Strömungsvektoren in den tiefen Zellen 11,85 m und 13,85 m. Mit Abb. 8 wird auch dokumentiert, wie sich die Strömungsumkehr in der Weser aufgrund der Dichteunterschiede von der Sohle aus zur Wasseroberfläche durchsetzt. Erst in der zweiten Stunde nach T_{nw} lösen sich die ebbestromorientierten Dichteströmungen im Vorhafen auf (Abb. 8, Messung 2).

Die Verstärkung der Sohlenströmung in der Weser durch das während der Flutstromphase von außen eindringende Salzwasser wirkt sich auf die Strömungsvorgänge im Vorhafen aus. Mit zunehmender Wassertiefe und höherer Strömungsenergie im Strom wird der Strömungseffekt bei voll ausgeprägtem Flutstrom mit den linksdrehenden Walzen im Einfahrtsbereich intensiviert (Abb. 8, Messung 3). Gleichzeitig beginnen sich im tieferen Wasser auch die flutstromorientierten Dichteströmungen auszubilden. In den unteren Tiefenzellen ist erkennbar, wie das Wasser von den Flutstromwalzen in der Einfahrt aus in den östlichen Vorhafen fließt. Am Ende des steilen Tidestiegs hat sich der Flutstrom voll ausgeprägt.

Die ab Tidehalbwasser ($T^{1/2w}$) im Vorhafen vorhandenen hydrodynamischen Gegebenheiten sind für die davon abhängigen morphologischen Vorgänge von entscheidender Bedeutung (Abb. 9). In den oberen Wasserschichten strömen die Wassermassen bei überwiegendem Dichteeffekt aus dem Vorhafen zurück in die Weser (Messung 4). Ab 5,85 m überlagern sich Strom- und Dichteeffekt mit nach unten zunehmender Stärke. Von den Flutstromwalzen aus strömt das Wasser sohlennah mit relativ hohen Geschwindigkeiten in den Vorhafen. Beachtenswert sind die sehr starken Strömungsvektoren über der Hafensohle von bis zu $v > 75$ cm/s. Das führt zu hohen Schwebstofffrachten der überwiegend aus Schlämmkorn mit biologischen Anteilen bestehenden Feststoffteilchen, die sich durch sehr geringe Sinkgeschwindigkeiten auszeichnen. Folglich muss damit ein entsprechend hoher Sedimenteintrag in den Vorhafen verbunden sein.

Mit sich abschwächender Strömungsenergie in der Weser werden weniger starke Walzenströmungen bei weiterhin deutlich ausgeprägten Dichteströmungen angefacht (Abb. 9, Messung 5). In der späten Flutstromphase bis nach Eintritt des Tidehochwassers dominieren im Vorhafen die Dichteströmungen. Mit steigendem Wasserstand kommt es dabei zur Beruhigung in den mittleren Wasserschichten. Bemerkenswert sind die bis zum Eintritt des T_{hw} anhaltenden, relativ starken Einströmungen im sohlennahen östlichen Bereich (Abb. 9, Messung 6). An der Oberfläche wirken sich die aus dem Vorhafen gerichteten Strömungen bis zum rechten Fahrwasserrand aus (Abb. 9, 1,85 m).

– Ebbeströmungen

Die in Abb. 10 und 11 aufgetragenen Strömungen wurden bei einem Nipptidefall von 285 cm aufgenommen. Für die Strömungsverhältnisse im Vorhafen ist es von Bedeutung, dass ähnliche Oberwasserverhältnisse ($Q_0 = 228 \text{ m}^3/\text{s}$) wie bei den vorstehend erläuterten Flutstrombildern vorlagen.

Mit Abb. 10 werden die hydrodynamischen Vorgänge während der Kenterphase bei Flut dokumentiert. Es ist deutlich auszumachen, wie sich die Ebbeströmungen von den oberen zu den unteren Wasserschichten durchsetzen. Erst mit stärker abfließenden Ebbewassermengen in der Weser lösen sich die flutstromorientierten Dichteströmungen im Schleusenvorhafen

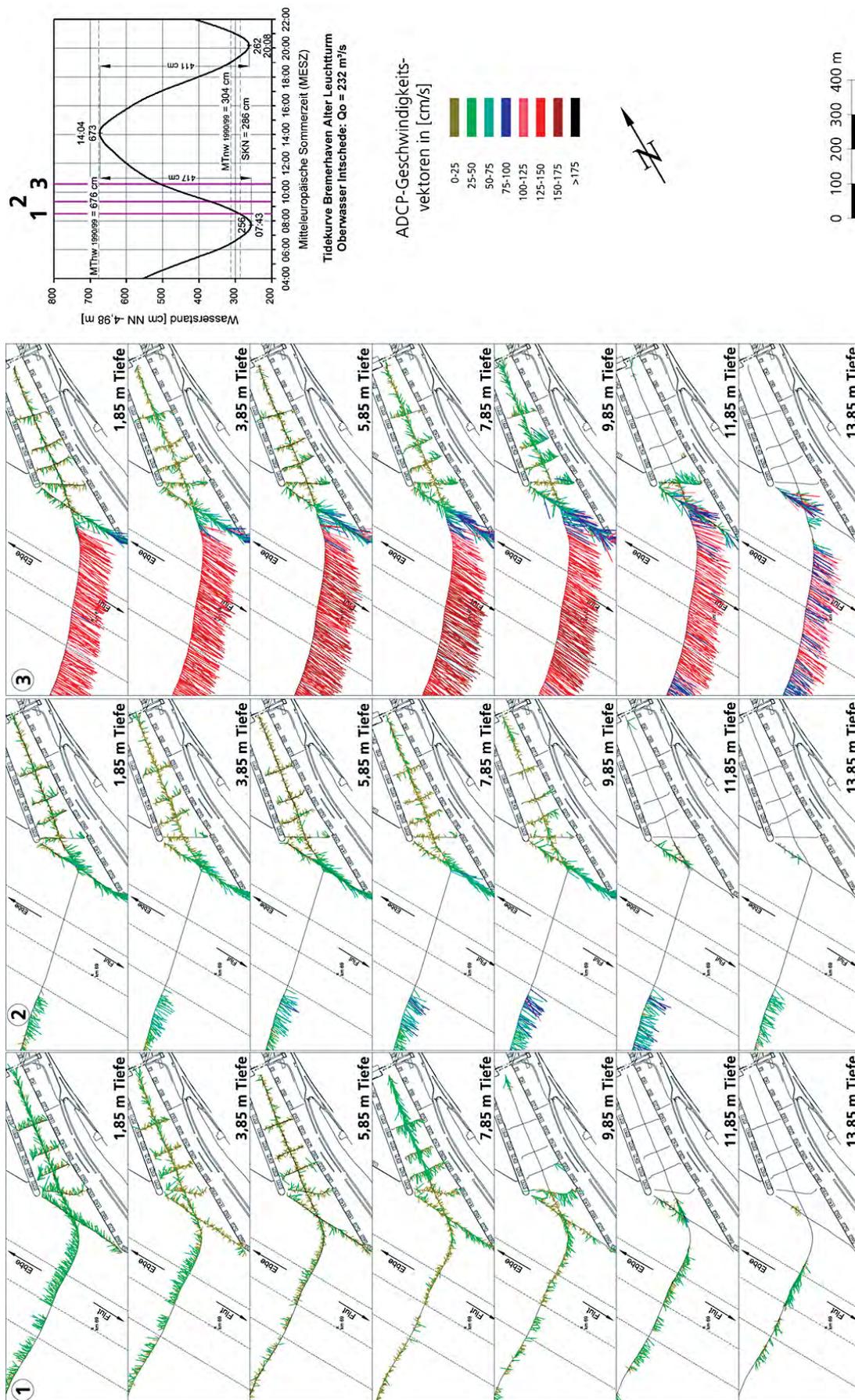


Abb. 8: Flutstrommessungen vor der Nordschleuse in Bremerhaven am 22.5.2001

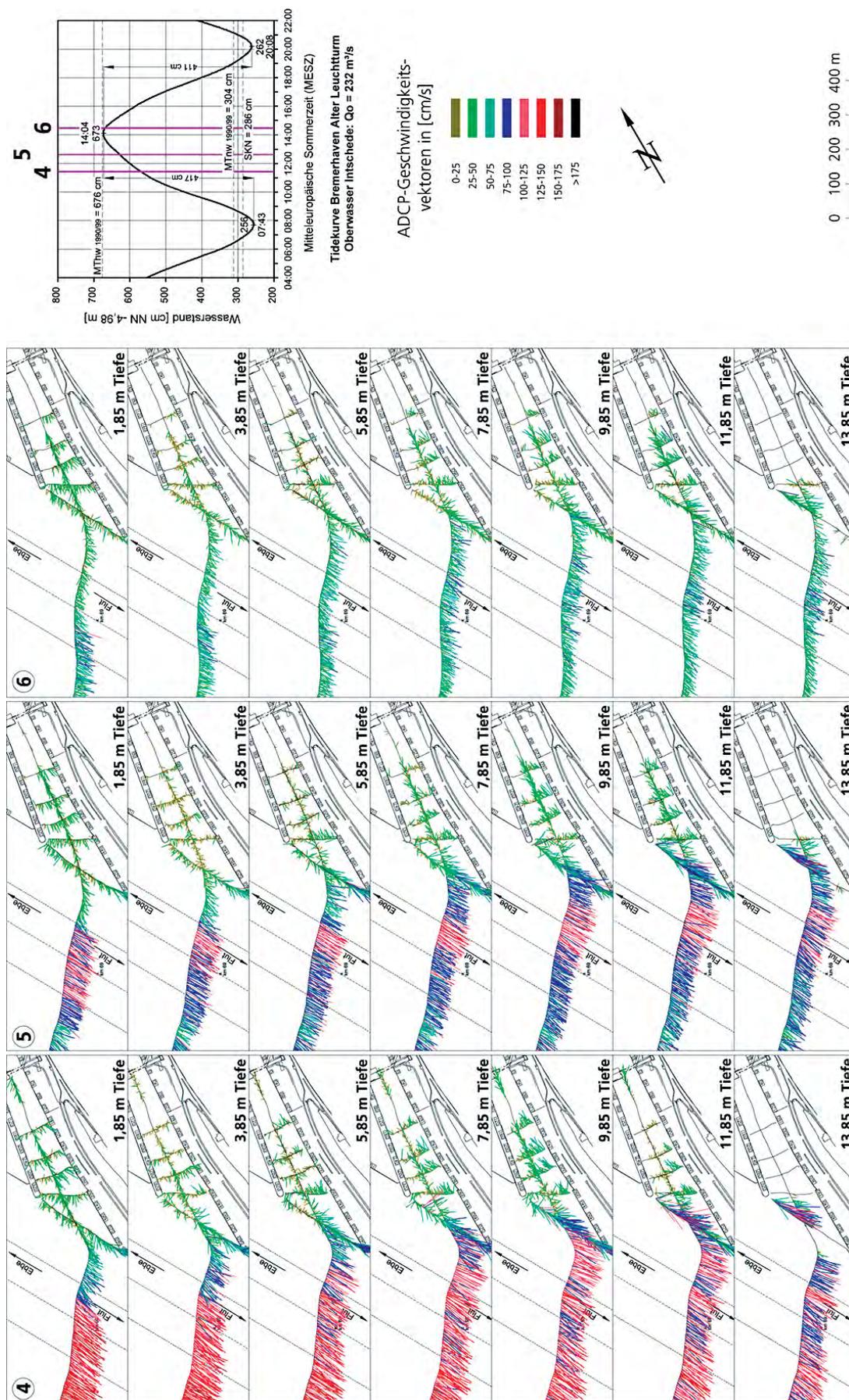


Abb. 9: Flutstrommessungen vor der Nordschleuse in Bremerhaven am 22.5.2001

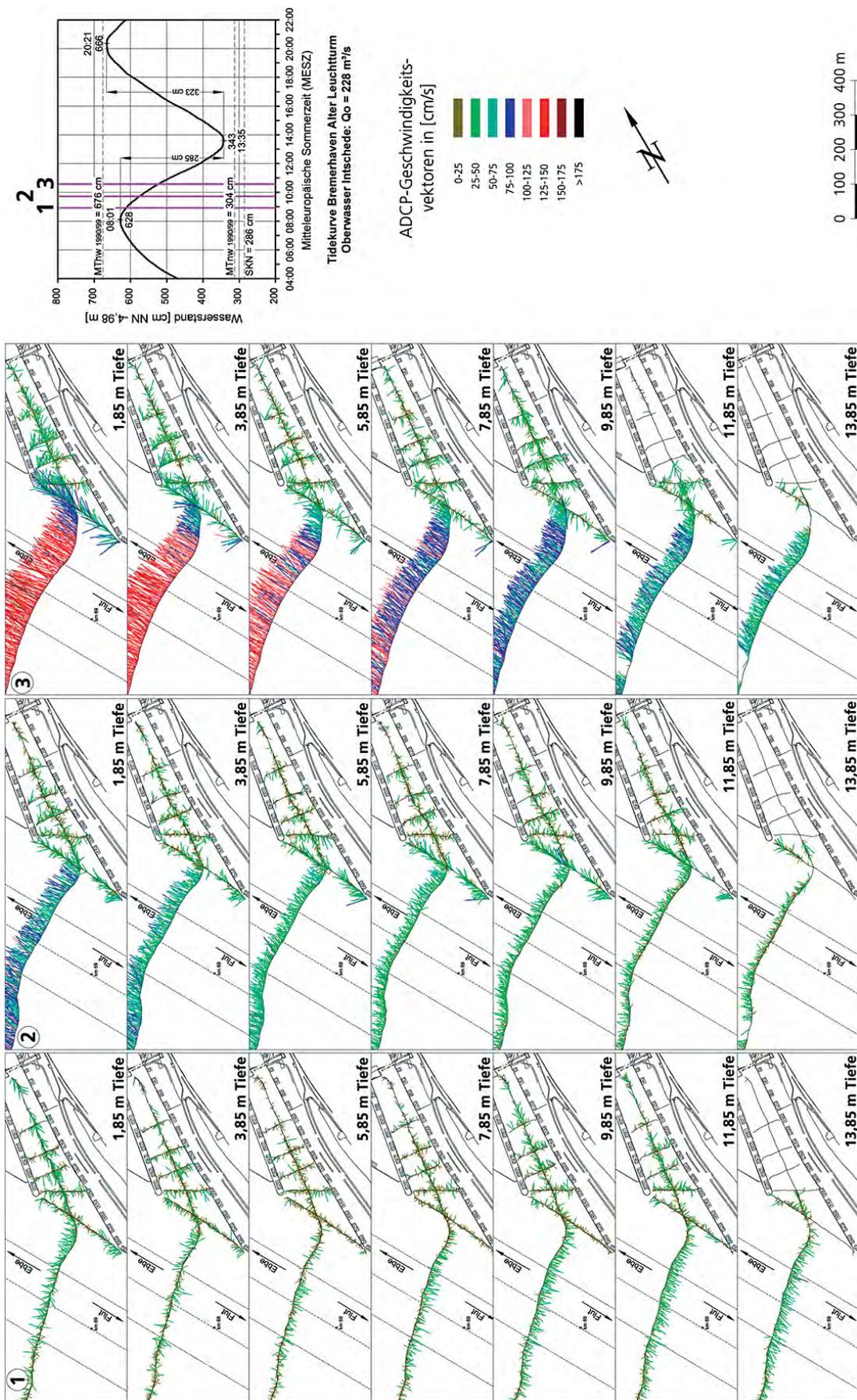


Abb. 10: Ebbestrommessungen vor der Nordschleuse in Bremerhaven am 16.5.2001

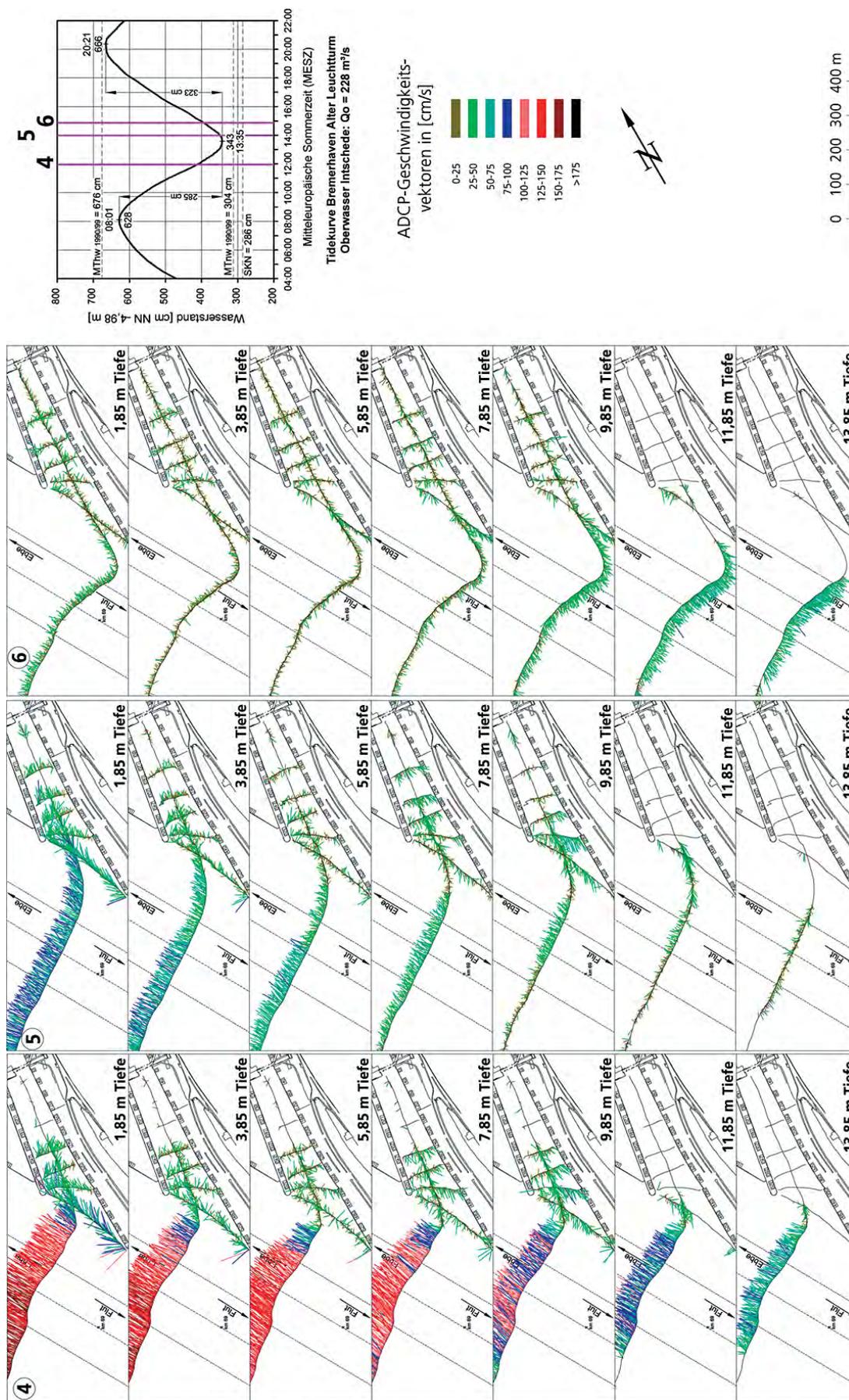


Abb.11: Ebbestrommessungen vor der Nordschleuse in Bremerhaven am 16.5.2001

auf (Abb. 10, Messung 2). Insgesamt gesehen sind dort in der zweiten Stunde nach Thw nur geringe und ungleichmäßig ausgerichtete Strömungen vorhanden.

Bei vollem Ebbestrom prägen sich im Vorhafen die zugehörigen Walzen- und Dichteströmungen aus (Abb. 10, Messung 3). Die bei Ebbe rechtsdrehenden Strömungswalzen werden im Gegensatz zur Flut vornehmlich in den oberen Wasserschichten angefacht. Das ist deshalb so, weil während der Ebbestromphase die Oberwassermenge dichtebedingt in den höheren Wasserschichten abgeführt wird. Die Verstärkung der Oberflächenströmungen führt dort zu dem höheren Energieeintrag über die Walzenströmungen in den Vorhafen. Die Walzenintensität nimmt mit der Wassertiefe ab. Im sohlennahen Bereich überwiegt die nach außen gerichtete Strömung (Abb. 10, 9,85 m).

Etwa ab $T^{1/2w}$ dominieren mit fortschreitender Ebbestromdauer die Dichteströmungen (Abb. 10 und 11, Messung 3 bis 5). Es ergibt sich ein ähnliches Bild wie in der zweiten Flutstromphase mit umgekehrten Strömungsrichtungen. Im oberen und unteren Bereich finden vornehmlich die Ein- und Ausströmungen der Wassermassen statt. In den oberen Tiefenzellen strömt das Wasser mehr in den westlichen und in Sohlennähe aus dem östlichen Vorhafen. Innerhalb der Dichtestromwalze, in der mittleren Wasserschicht, stellt sich eine mehr wasserberuhigte Zone ein.

Mit fortschreitender Ebbedauer verstärken sich die Dichteströmungen. Bei abnehmender Wassertiefe verringert sich der im Vorhafen zur Verfügung stehende Querschnitt. Die Ein- und Ausströmungen konzentrieren sich mehr auf die oberen und unteren Wasserschichten.

Im weiteren Tideverlauf stabilisieren sich die Dichteströmungen und erreichen noch nach dem Eintritt des Tideniedrigwassers absolute Geschwindigkeiten von $v > 50$ cm/s (Abb. 11, Messung 5). Dabei wirkt sich die sohlennahe Ausströmung bis in die Weser aus.

Bemerkenswert ist die lang andauernde Ebbestromkenterphase in der Weser. Sie beginnt rd. 0,5 Std. nach Tnw in den tieferen Wasserschichten, weil sich dort das spezifisch schwerere Wasser aus der Nordsee zuerst durchsetzt (Abb. 11, Messung 5). An der Oberfläche fließt das Wasser noch mit Geschwindigkeiten bis zu rd. $v_e \approx 100$ cm/s stromab. Dort findet die Strömungsumkehr erst etwa eine Stunde später statt, wenn die stromauf gerichteten Flutstromgeschwindigkeiten im tiefen Wasser bereits bis $v_f \approx 100$ cm/s betragen (Abb. 11, Messung 6). In dieser Tidephase findet die Strömungsumkehr im Vorhafen der Nordschleuse statt (vgl. auch Abb. 8). In der dritten Stunde nach Tnw bilden sich wieder die flutstromorientierten Walzen- und Dichteströmungen aus.

5.1.2 Salzgehalte

Der Einfluss des Oberwassers der Weser ist auf die Tidewasserstände und den Tidehub in Bremerhaven von untergeordneter Bedeutung. Die Salzgehalte sind dagegen starken oberwasserabhängigen Schwankungen unterworfen. Das geht aus der Analyse von Dauermessungen des Wasser- und Schifffahrtsamts (WSA) Bremerhaven hervor (Abb. 12).

Für mittlere Abflussverhältnisse liegt Bremerhaven im mesohalinen Brackwasserbereich des Weserästuars. Die tideabhängigen periodischen Schwankungen des Salzgehaltes betragen dann $\Delta S = S_{Kf} - S_{Ke} > 10$ ‰. Die Häfen bei Bremerhaven liegen im zentralen Bereich der Brackwasserzone der Weser (Abb. 13).

Die bei den in situ Messungen angetroffenen Abflussbedingungen zwischen $Q_0 \approx 150$ bis 500 m³/s beeinflussen zwar den mittleren Salzgehalt, jedoch nicht so sehr die Schwankungen im Tiderhythmus und die damit verbundenen Dichteströmungen. Innerhalb der Durchmischungszone von salzigem Wasser aus der Nordsee und Süßwasser aus dem Bin-

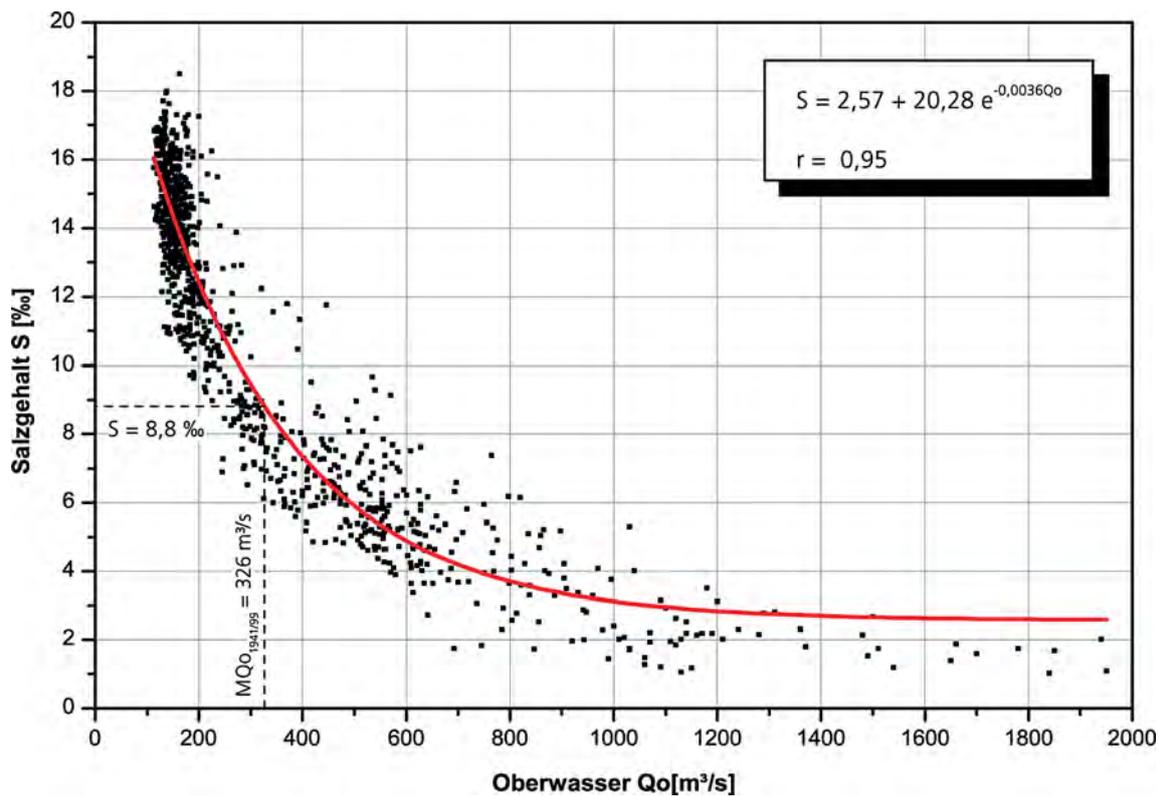


Abb. 12: Mittlere Salzgehalte in der Weser bei Bremerhaven und Oberwasser am Pegel Intschede nach Messungen des WSA Bremerhaven, Juni 1998 bis Dezember 2000

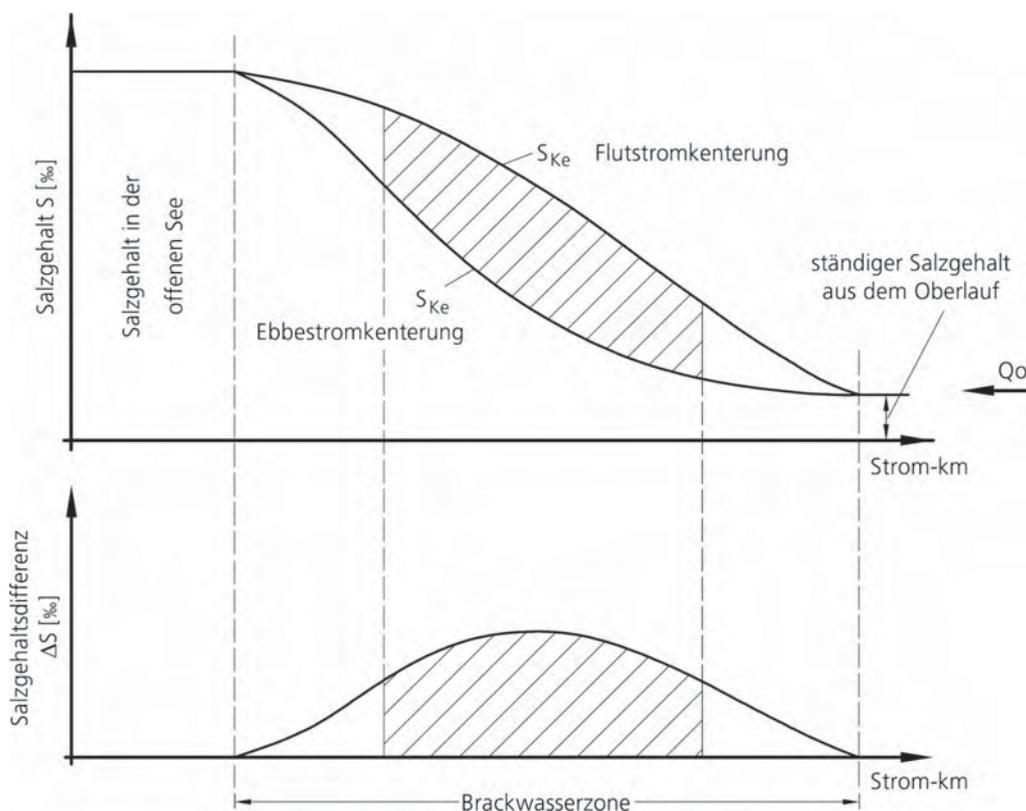


Abb. 13: Periodische Schwankungen des Salzgehaltes im Brackwassergebiet (schematisch)

nenland bildet sich eine so genannte „Trübungszone“ aus, die durch besonders hohe Schwebstoffkonzentrationen ausgezeichnet ist.

Bei mittlerem Oberwasser liegt das Trübungsmaximum etwa zwischen Nordenham und Bremerhaven (Abb. 1). Die Konzentrationsanreicherung kann, wie folgt, begründet werden. Im Mündungsgebiet überwiegt der stromauf gerichtete und oberhalb der Brackwasserzone der stromab gerichtete Sedimenttransport. Innerhalb der Durchmischungszone von Salz- und Süßwasser gibt es einen „Gleichgewichtspunkt“. In diesem Bereich kommt es zu besonders hohen Schwebstoffanreicherungen und Sedimentationen durch die Vermischung der von oben eingetragenen limnischen (Süßwasser) mit den marinen (Salzwasser) Schwebstoffpartikeln. Die Brackwassererscheinungen bewirken eine Aufwärtsverschiebung des Gleichgewichtspunktes für die Sohlströmungen und eine Abwärtsverschiebung für die Strömungen an der Oberfläche. Natürliche Vorgänge wie Sturmfluten, Spring- und Nipptiden, Temperaturschwankungen oder das Oberwasser verändern die Lage der Trübungszone. Bei niedrigem Oberwasser liegt das Zentrum oberhalb von Nordenham und bei hohen Abflüssen wird es in das Tidegebiet unterhalb von Bremerhaven verlagert (GRABEMANN, 1992).

Die Salzgehalte wurden mit einer mobilen Multifunktionssonde der Firma Meerestechnik-Elektronik (ME-Sonde) über die Leitfähigkeit des Wassers ermittelt.

– Salzgehalte bei Flutstrom

Die im Tiderhythmus veränderlichen horizontalen und vertikalen Gradienten des Salzgehaltes im Bereich der Nordschleuse sind ursächlich für die unterschiedliche Stärke und Ausrichtung der Dichteströmungen. Dazu werden im Folgenden die an verschiedenen Positionen vom Fahrwasser der Weser bis zum Außenhaupt der Nordschleuse durchgeführten Salzgehaltmessungen (Abb. 14) für unterschiedliche Oberwasserhältnisse beispielhaft erläutert.

Bei einem Tidehub von 430 cm und $Q_0 = 212 \text{ m}^3/\text{s}$ herrschten am 23.5.2001 ähnliche Randbedingungen wie während der Strömungsmessungen vom Vortag. Zum Vergleich sind die ebenfalls bei Springtide ($T_{hb} = 440 \text{ cm}$) und einem Oberwasser von $571 \text{ m}^3/\text{s}$ im März 2002 gemessenen Salzgehalte in Abb. 14 mitaufgetragen.

Es ist grundsätzlich so, dass die Konzentrationen im Vorhafen zu denen im Strom phasenverschoben sind. Mit ausklingender Ebbeströmung zum Zeitpunkt des T_{nw} ist im Weserwasser weniger Salz anzutreffen als vor der Schleuse. Bei Tidehochwasser ist es umgekehrt. Die relativ hohen Salzgehalte in der unteren Wasserschicht im Vorhafen der Nordschleuse bei den niedrigen Tidewasserständen sind besonders auffällig (Messung 1 in Abb. 14). Mit den ebborientierten Dichteströmungen wird das vorher eingetragene salzhaltigere Wasser zeitverzögert in den unteren Wasserschichten aus dem Vorhafen heraustransportiert.

In der zweiten Stunde nach T_{nw} kehrt sich das Dichtegefälle um. Das ist die Tidephase, in der im Vorhafen nur geringe Wasserbewegungen zu beobachten sind.

Etwa bei $T^{1/2w}$, wenn sich die flutstromorientierten Walzen- und Dichteströmungen ausbilden, herrscht ein starkes, horizontales Salzgehaltsgefälle von Position 6 (Weser) zur Position 1 (Binnenhaupt), so wie es in Abb. 14 (Messung 2) dokumentiert wird. Besonders kennzeichnend ist in diesem Zusammenhang das Vertikalprofil der Position 5 in der Hafeneinfahrt (blaue Linien in Abb. 14) mit den deutlich auszumachenden Unterschieden des Salzgehaltes in den oberen und unteren Wasserschichten. Das erklärt die sich nach Tidehalbwasser ausbildenden und stabilisierenden Dichteströmungen. Mit fortschreitender Flutstromphase erhöht sich der Salzgehalt bis zum Eintritt des T_{hw} kontinuierlich. Das horizontale und vertikale Gefälle bleibt dabei erhalten.

Wie nach dem T_{nw} gleichen sich die Salzgehalte zwischen Schleuse und Weser zum Eintritt des Tidehochwassers an (Abb. 14, Messung 3).

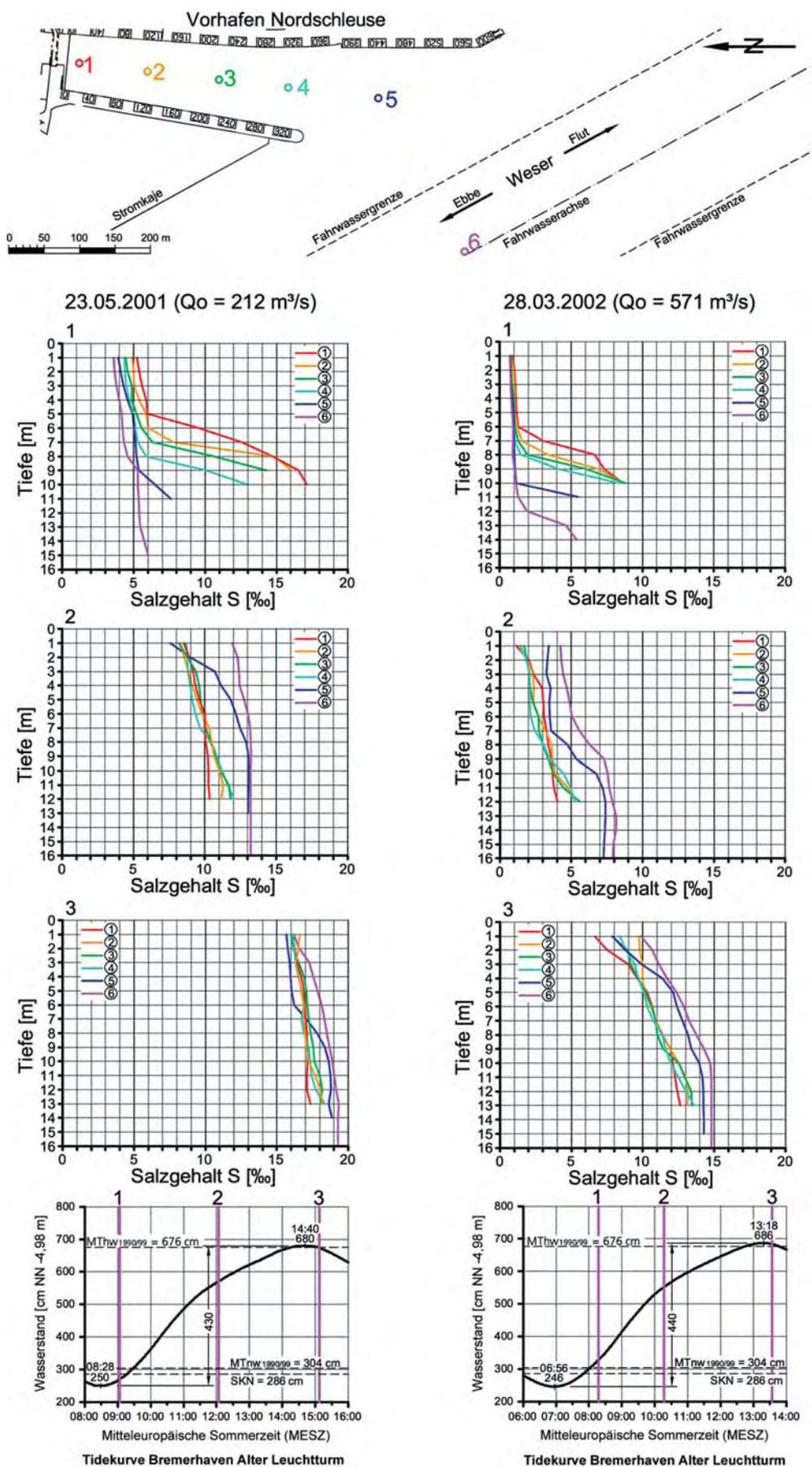


Abb. 14: Salzgehalte während der Flutstromphase im Bereich der Nordschleuse in Bremerhaven bei unterschiedlichen Oberwasserbedingungen

Mit den vorstehend beschriebenen Messergebnissen wurde dargelegt, wie die veränderlichen Salzgehalte in der Tideweser zu den flutstromorientierten Walzen- und Dichteströmungen im Vorhafen der Nordschleuse führen. Die gleichen Randbedingungen gelten für sehr unterschiedliche Oberwasserverhältnisse. Das zeigt die Gegenüberstellung in Abb. 14 für etwa gleiche Tidebedingungen und Binnenabflüssen von $Q_0 = 212 \text{ m}^3/\text{s}$ bzw. $571 \text{ m}^3/\text{s}$. Die absolut geringeren Salzgehalte in der Weser im März 2002 sind dabei von untergeordneter Bedeutung. Wesentlich für die Erzeugung der Dichteströmungen sind die Salzgehaltsdifferenzen zwischen dem Tidestrom und dem angrenzenden Vorhafen (Abb. 14, Messung 2).

– Salzgehalte bei Ebbestrom

Am 17. Mai 2001 betrug der Nipptidefall 286 cm und das Oberwasser $Q_0 = 250 \text{ m}^3/\text{s}$. Bei der Nipptide vom 5. April 2002 ($T_{hb} = 339 \text{ cm}$) war der Abfluss am Pegel Intschede $Q_0 = 400 \text{ m}^3/\text{s}$.

In der letzte Flutstromphase bis etwa eine Stunde nach T_{hw} sind die in Abb. 15 eingetragenen Salzgehaltsverteilungen (Messung 1) mit den bei Springtide gemessenen Verhältnissen (Abb. 14, Messung 3) vergleichbar.

Nach der Flutstromkenterung verringern sich die Salzgehalte im Tidestrom und Vorhafen bei Umkehrung des horizontalen Gefälles. Mit sich voll ausprägendem Ebbestrom wird zunehmend spezifisch leichteres Oberwasser in den höheren Wasserschichten stromab transportiert, was dort zu der verstärkten Abnahme der Salzkonzentration führt (Abb. 15, Messung 2). Ab etwa Tidehalbwasser werden im Vorhafen die ebbestromorientierten Strömungseffekte angeregt. Die oben über die Walzenströmungen in den Vorhafen eindringenden Ebbwassermengen werden am Binnenhaupt der Schleuse gekehrt und verursachen das sohlennahe Ausströmen des spezifisch schwereren Wassers.

Zum Eintritt des T_{nw} ist das Wasser im Vorhafen noch salzhaltiger als im Strom (Messung 3 in Abb. 15). Die zu dieser Tidezeit noch vorhandenen Gradienten erklären die bis zur Ebbestromkenterung in der Weser anhaltenden Dichteströmungen im Vorhafen. Genau umgekehrt sind die Bedingungen zum Zeitpunkt des Tidehochwassers mit den höheren Salzgehalten im Strom.

Der in Abb. 15 dargestellte Vergleich für unterschiedliche Tide- und Oberwasserbedingungen zeigt auch für die Ebbphase das gleiche Verhaltensmuster der horizontalen und vertikalen Salzgehaltsverteilungen. Neben der typischen Schichtung während der Ebbestromphase (Messung 2) sind die Salzkonzentrationen auch bei dem stärkeren Oberwasser in der Weser bei Tidehochwasser höher und bei Tideniedrigwasser geringer als im Vorhafen der Nordschleuse.

5.1.3 Schwebstoffe

Die tideabhängigen Schwebstoffkonzentrationen wurden mit einer mobilen Sonde über die Lichtdurchlässigkeit ermittelt.

Die Messung der Lichtschwächung (Attenuation) mit der ME-Sonde ist eine indirekte Methode zur Bestimmung des Schwebstoffgehaltes im Wasser. Mit Sensoren, die aus einer Lichtquelle und einem Empfänger bestehen, wird die Lichtschwächung gemessen, die der Lichtstrahl entlang der Messstrecke erfährt. Die Lichtschwächung wird durch Absorption und Streuung verursacht. Die Absorption findet an gelösten oder farbigen Stoffen statt. Bei der Streuung an Partikeln verändert der Lichtstrahl seine Intensität und ursprüngliche Richtung. Für jede Suspension existiert eine Streufunktion, die nicht nur von der Konzentration,

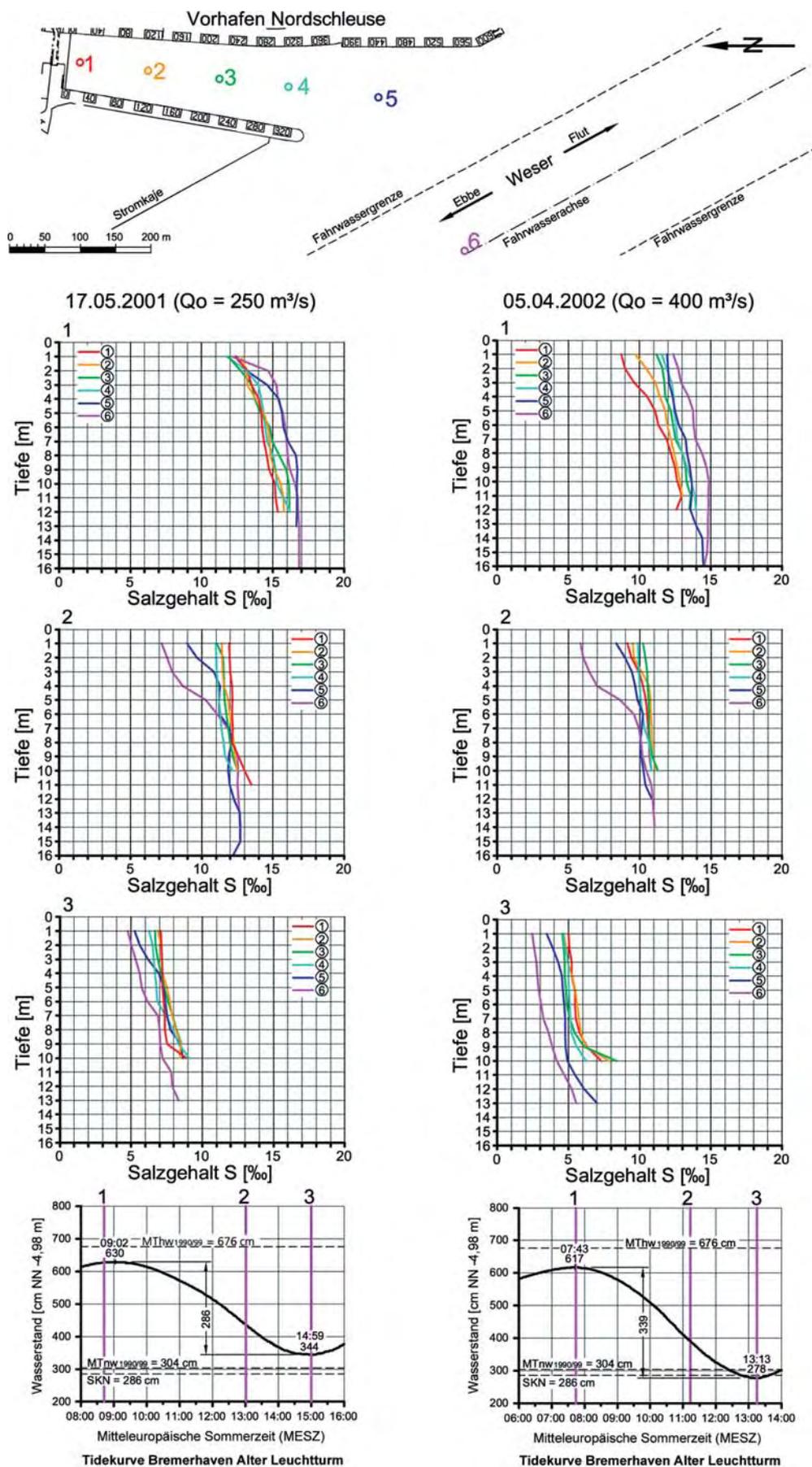


Abb. 15: Salzgehalte während der Ebbestromphase im Bereich der Nordschleuse in Bremerhaven bei unterschiedlichen Oberwasserbedingungen

sondern auch von der Partikelgröße und -form abhängt. Eine Proportionalität ist nur bei konstanter Partikelzusammensetzung gewährleistet. Veränderliche Fraktionierungen können daher zu beträchtlichen Schwankungen der Ergebnisse führen.

Die Attenuation folgt dem Gesetz von LAMBERT-BEER:

$$A = 1 - \frac{I}{I_0} = 1 - e^{-x \cdot c}$$

mit

x = Weglänge des Lichtes

I = Lichtintensität nach Weglänge x

I_0 = Anfangsintensität des Lichtes

c = Attenuationskoeffizient

Der dimensionslose Quotient $\frac{I}{I_0}$ gibt die Transmissionsrate des Lichtes an und wird vom Sensor direkt in % gemessen. Der Attenuationskoeffizient c ergibt sich zu:

$$c = \frac{-1}{x \cdot \ln\left(\frac{I}{I_0}\right)} \left[\frac{1}{m} \right] \text{ mit } x = 20 \text{ mm}$$

Der Zusammenhang zwischen gemessener Attenuation und Schwebstoffgehalt muss also durch die vergleichende Entnahme und Auswertung von Wasserproben hergestellt werden.

– Schwebstoffe bei Flutstrom

Die zeitliche Verteilung der Schwebstoffe an den Messstellen 1 bis 6 im Verlauf des Springtidestiegs am 23.5.2001 ist in Abb. 16 wiedergegeben.

Die bis zwei Stunden nach T_{nw} gemessenen Schwebstoffgehalte zeichnen sich durch ihre relativ geringen Konzentrationen aus (Messung 1 und 2, Abb. 16). An allen 6 Positionen gingen die Werte an der Wasseroberfläche auf $C_s \approx 100 \text{ mg/l}$ zurück. In der zweiten Stunde nach T_{nw} erhöht sich durch den einsetzenden Flutstrom der Schwebstoffgehalt im Sohlenbereich an der Vorhafeneinfahrt (Position 5, Messung 2).

Besonders lebhaft werden die morphodynamischen Vorgänge ab Tidehalbwasser (Messung 3). Durch den Strömungs- und Dichteeffekt werden die Schwebstoffkonzentrationen besonders in den unteren Wasserschichten deutlich erhöht. Dem Neueintrag aus der Weser überlagert sich dabei das durch die Walzen- und Dichteströmungen resuspendierte Material. Die Streuungen der Messergebnisse sind auf die turbulenten Strömungen und Austauschvorgänge zurückzuführen. Durch die sich mit fortschreitender Flutstromdauer verstärkenden Sohlenströmungen in den Vorhafen wird die Schwebstofffracht beträchtlich erhöht. Zur Tidehochwasserphase wurden an der Oberfläche Werte von $C_s \approx 600 \text{ mg/l}$ und in den tieferen Wasserschichten von $C_s > 2000 \text{ mg/l}$ ermittelt (Messung 5 und 6). Die in dieser Tidephase dominierenden Dichteströmungen erklären das Ergebnis.

Die bis in die höheren Wasserschichten anzutreffenden hohen Feststoffkonzentrationen im inneren Vorhafen (Position 1 bis 3) sind mit den geringen Wasserbewegungen im Innern der Dichtestromwalze zu begründen. Die biologischen Vorgänge an den aus limnischen und marinen Sedimenten mit hohen organischen Anteilen zusammengesetzten Schwebstoffen erhöhen die Schwebefähigkeit der Partikel. Von den feinen mineralischen Feststoffkörpern

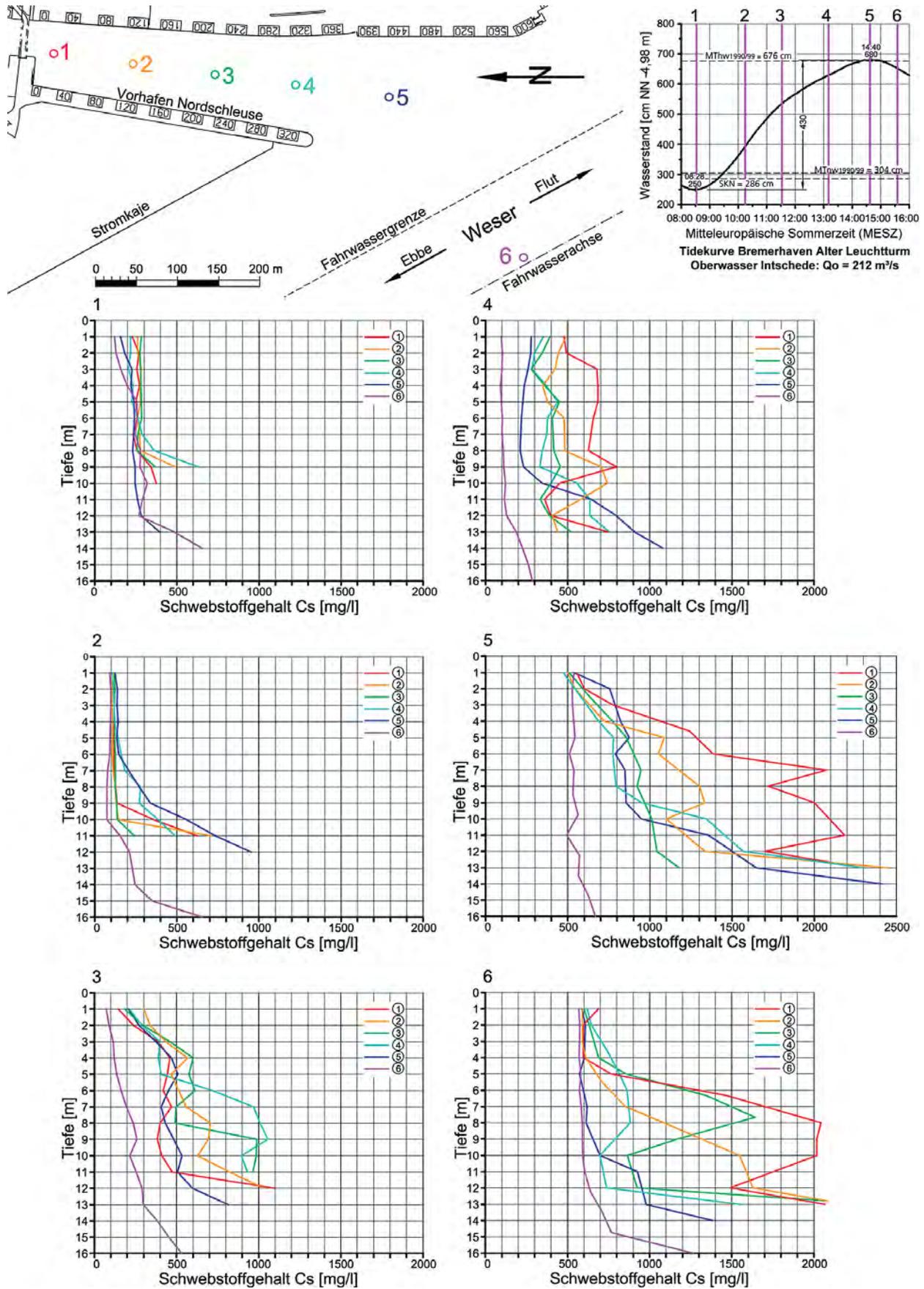


Abb. 16: Schwebstoffgehalte im Bereich der Nordschleuse in Bremerhaven, Flutmessung am 23.5.2001

werden leichte organische Substanzen in großen Flocken aufgenommen, was die Sinkgeschwindigkeit wesentlich verringert (GREISER et al., 1992). Dadurch wird die Sedimentation verlangsamt bzw. verhindert. Aussagen über das Sinkverhalten sind deshalb nur mit vereinfachten Annahmen möglich.

Die in den Vorhäfen eingetragenen Feststoffe sind eine Vorstufe von Fluid Mud. Der lang andauernde Sedimentationsprozess wird vor allem durch die biologischen Komponenten beeinflusst. Durch den Abbau organischer Substanzen mangels Sauerstoffzufuhr finden anaerobe Prozesse statt, die zur Verfestigung der Feststoffpartikel führen.

Die in Abb. 16 aufgetragenen Vertikalprofile mit hohen Schwebstoffkonzentrationen in den unteren Wasserschichten veranschaulichen den überwiegend in den Vorhafen gerichteten Sedimenttransport. Ursächlich ist dafür der sich ab $T^{1/2w}$ überlagernde Strömungs- und Dichteeffekt und die daraus resultierende, mit zunehmender Flutstromdauer stärker ausgeprägte bis nach Thw anhaltende sohlennahe Einströmung.

Somit kommt es während der Flutstromphase zu einer positiven Feststoffbilanz im Vorhafen. Die Transportkapazität während der Ebbestromphase ist zu gering, um die während der Flut in den Vorhafen eingetragenen Feststoffe wieder auszuräumen. Es ist vielmehr so, dass dann durch die entgegengesetzt gerichteten Dichteströmungen Feststoffpartikel mehr limnischen (Süßwasser) Ursprungs oberflächlich in den Vorhafen eingetragen werden. Die Durchmischung mit den marinen (Salzwasser) Sedimenten ist ursächlich für die Entstehung des Phänomens Fluid Mud.

– Schwebstoffe bei Ebbestrom

Bei dem Tidefall von lediglich 286 cm wurden während der gesamten Ebbestromdauer am 17. Mai 2001 nur sehr geringe Schwebstoffkonzentrationen in der Weser und dem Vorhafen zur Nordschleuse gemessen (Abb. 17). Ein Vergleich der ersten Messungen (1 und 2) mit den letzten (5 und 6) zeigt jedoch, dass in der späten Flutstromphase im Vorhafen mehr Schwebstoffe transportiert werden als bei ausklingender Ebbestromphase. Bezeichnend sind die besonders geringen Konzentrationen in der zweiten Stunde nach Thw von $C_s \leq 50$ mg/l (Messung 3).

Die Dichteströmungen sind offenbar nicht dynamisch genug, um den Wasserkörper im Vorhafen wesentlich mit Schwebstoffen anzureichern. Das Vergleichsprofil aus der Weser (Pos. 6) zeigt, dass von dort aus über die Walzen- und Dichteströmungen keine nennenswerten Feststoffmengen oberflächlich in den Vorhafen eingetragen wurden.

Zusammenfassend bleibt festzustellen, dass die Schwebstoffkonzentrationen im Vorhafen der Nordschleuse maßgeblich von der erheblich schwankenden Feststofffracht im Tidestrom abhängen. Zur Springtidezeit erreichen die Konzentrationen in der Weser bedeutend höhere Werte als bei Nipptiden. Für vergleichbare Oberwasserbedingungen im Mai 2001 wurden bei Springtide bis zu $C_s > 500$ mg/l (Abb. 16) und bei Nipptide $C_s \approx 100$ mg/l (Abb. 17) festgestellt. Diese Aussage steht in Übereinstimmung mit anderen Untersuchungen (WOLTERING u. VISSCHER, 1998).

Die Ergebnisse einer Dauermessung an der Containerkaje unterhalb der Nordschleuse sind dazu in Abb. 18 dargestellt. Die in rd. SKN $-1,50$ m Wassertiefe gemessenen Daten zeigen bei niedrigem Oberwasser von $Q_o = 100$ bis 200 m³/s die periodischen Tideabhängigkeiten des Schwebstoffgehaltes in der Weser.

Der vierwöchige Messzeitraum weist während der Ebbestromdauer durchgehend geringere Konzentrationen aus als bei Flutstrom. Die größeren Unterschiede treten bei Springtiden auf. Der Schwankungsbereich lag zwischen $C_{s_{\min}} \approx 50$ mg/l (Ebbestrom, Nipptide) und einzelnen Spitzenwerten bis zu $C_{s_{\max}} \approx 700$ mg/l (Flutstrom, Springtide). Im Mit-

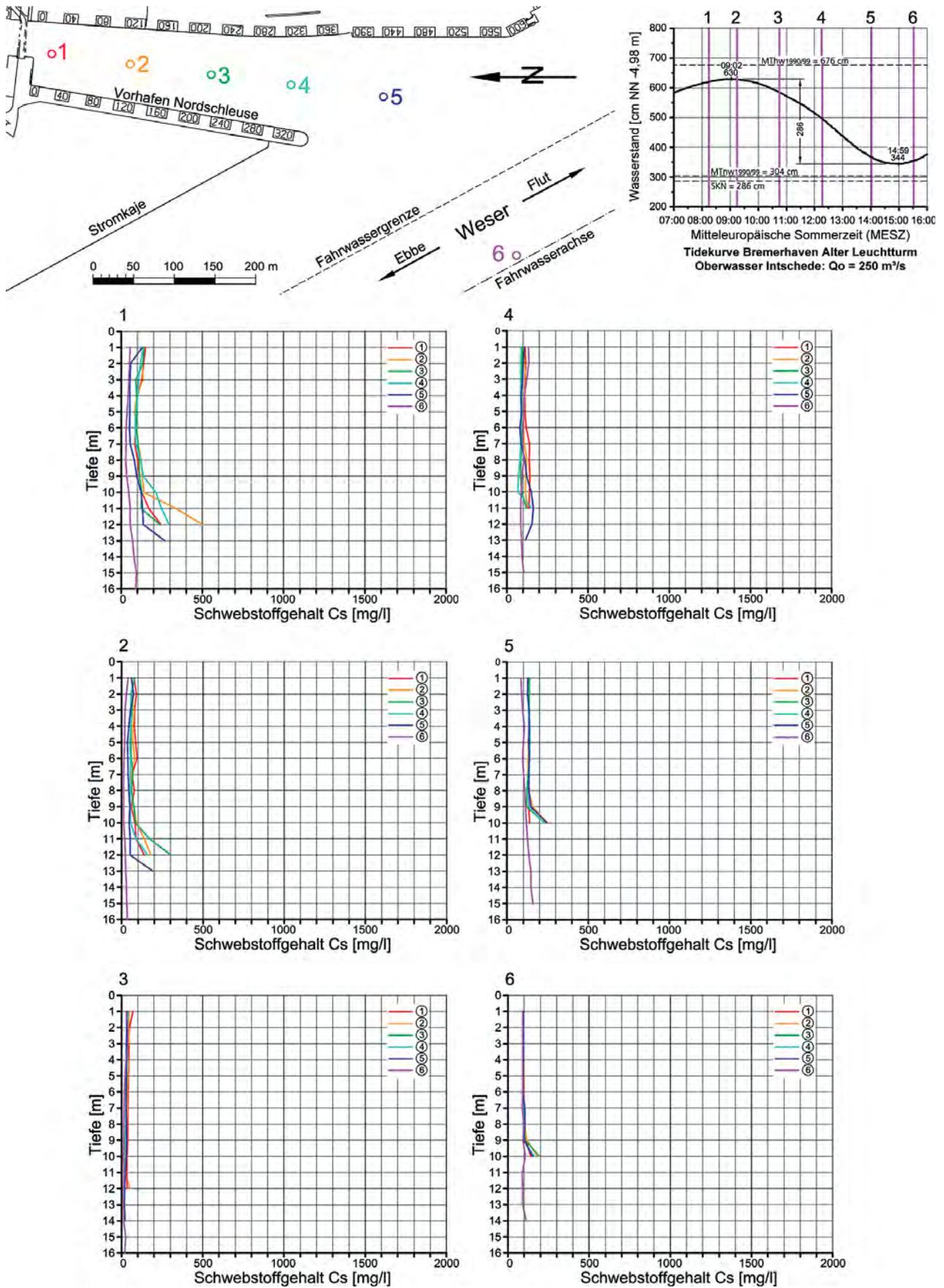


Abb. 17: Schwebstoffgehalte im Bereich der Nordschleuse in Bremerhaven Ebbemessung am 17.5.2001

tel der 54 Tiden führte die Weser Suspensionen von 178 mg/l, für die Flutstromdauer waren es durchschnittlich 224 mg/l und während der Ebbestromdauer 138 mg/l.

Die in Abb. 18 dargestellten Ergebnisse werden mit den Schwebstoffmessungen vom 17. Mai 2001 grundsätzlich bestätigt (Abb. 16 und 17).

Für die morphologischen Verhältnisse in den Vorhäfen ist von Bedeutung, dass die in der Flutstromphase (besonders bei Springtiden) eingetriebenen Feststoffe in den hydrodynamisch ruhigeren Ebbestromphasen (vor allem bei Nipptiden) nicht wieder ausgeräumt werden.

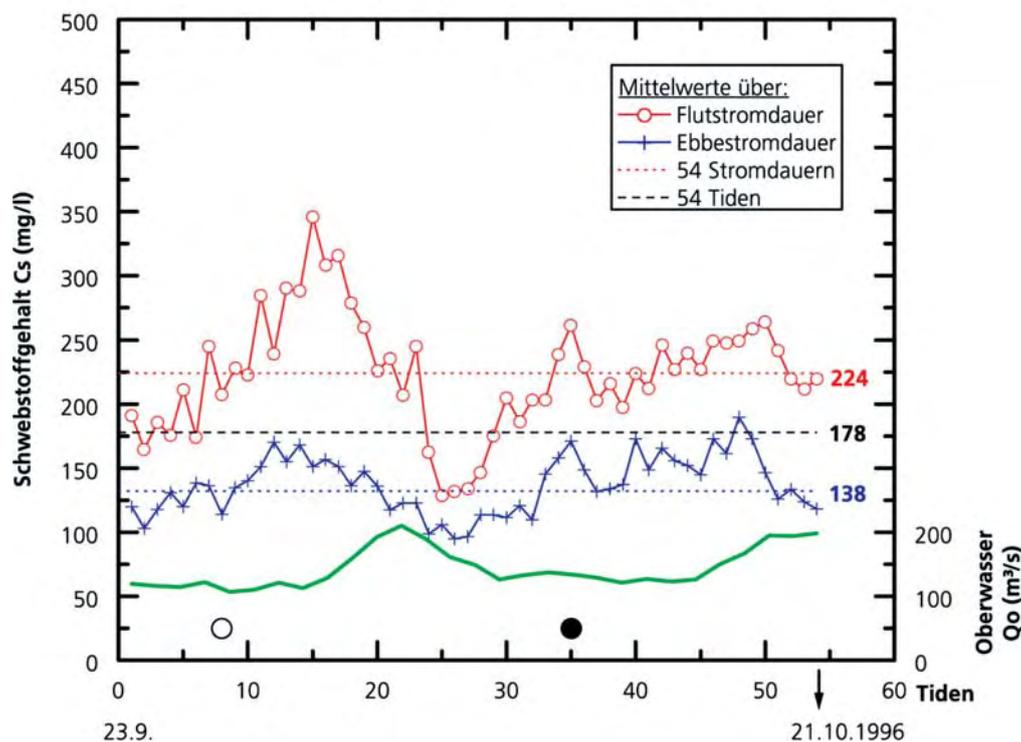


Abb. 18: Mittelwerte der Schwebstoffkonzentration während der Flut- und Ebbestromdauer (WOLTERING u. VISSCHER, 1998)

5.2 Bremerhaven Kaiserschleuse

5.2.1 Strömungsverhältnisse

– Flutströmungen

Die Flutstromverhältnisse im Bereich der Kaiserschleuse haben in abgeschwächter Form ein ähnliches Verhaltensmuster wie an der unterhalb gelegenen Nordschleuse.

Am 17.10.2001 betrug der Springtidehub 424 cm bei einem Oberwasser von $Q_o = 189 \text{ m}^3/\text{s}$. Die ausklingende Ebbestrom- und erste Flutphase sind mit den Messung 1 bis 3 in Abb. 19 nachzuvollziehen. Deutlich zu erkennen sind die für die Brackwasserzone typischen, unterschiedlichen Geschwindigkeitsverteilungen. Bis zur Ebbestromkenterung werden die Oberflächenströmungen durch das abzuführende Oberwasser verstärkt und danach die Sohlströmungen durch das von außen eindringende Salzwasser. Deshalb setzt sich die Flutstromkenterung bekanntlich von unten nach oben durch. Bei etwa gleichen hydrologi-

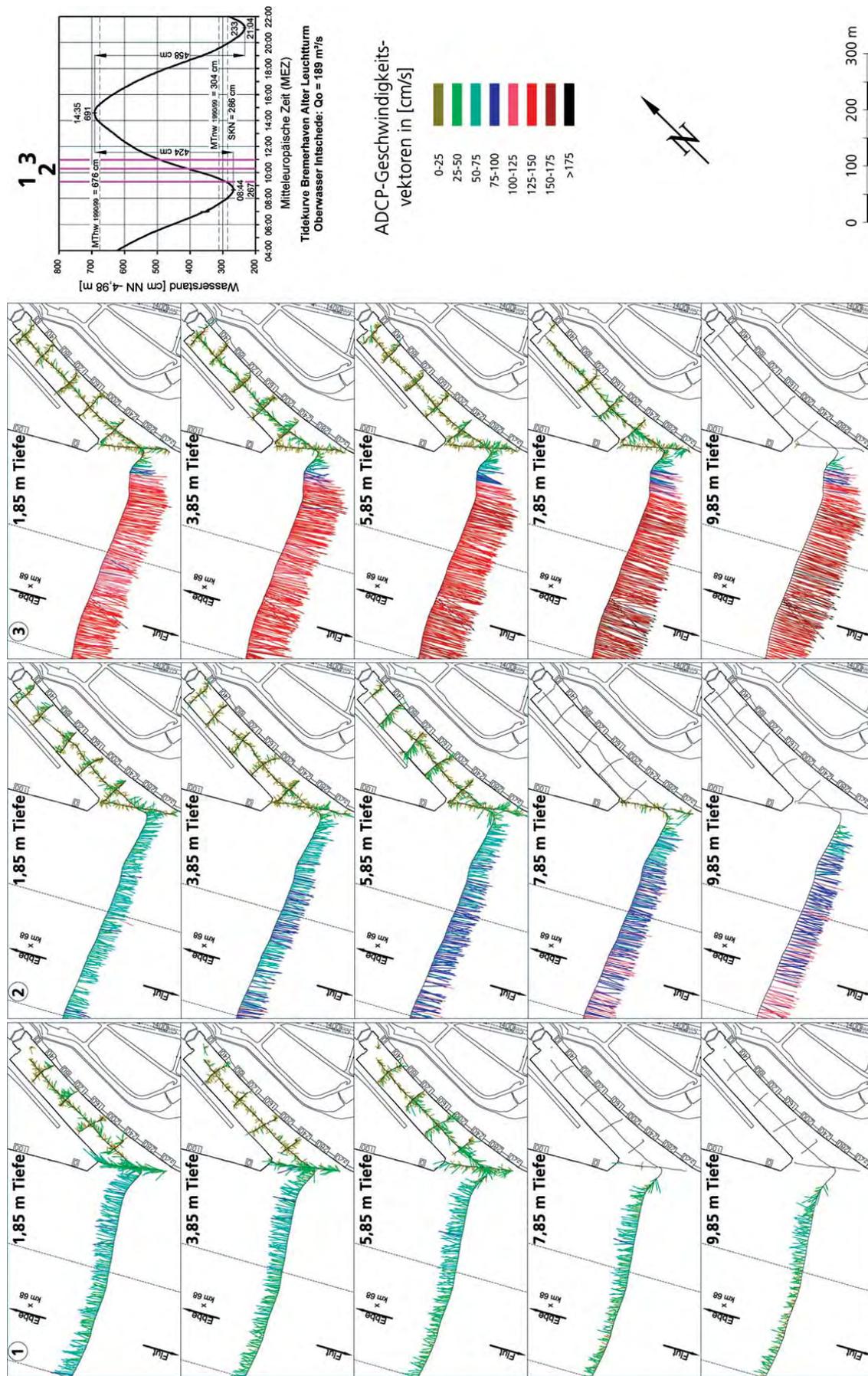


Abb. 19: Flutstrommessungen vor der Kaiserschleuse in Bremerhaven am 17.10.2001

schen Randbedingungen sind die ebbeorientierten Dichteströmungen bei Tideniedrigwasser im Vorhafen der Kaiserschleuse deutlich schwächer ausgeprägt als vor der Nordschleuse. Die absoluten Geschwindigkeiten liegen unter 50 cm/s. Das ist auf die insgesamt geringeren Vorhafenabmessungen und Ausbautiefen zurückzuführen.

Übereinstimmend mit den Beobachtungen an der Nordschleuse kehren sich Strom- und Dichteeffekt im Vorhafen der Kaiserschleuse etwa bei $T^{1/2}w$ um und stabilisieren sich in der zweiten Hälfte der Flutstromphase (Abb. 20). Die Überlagerung der Strömungseffekte ist ebenfalls mehr in den unteren Tiefenzellen zu beobachten. Trotz der insgesamt weniger intensiven Dichteströmungen sind die Auswirkungen in den oberflächennahen Zellen bei Eintritt des Thw bis vor der Hafeneinfahrt zu beobachten.

– Ebbeströmungen

Mit den Messungen am 25. Oktober 2001 wurde bei Kenterung der Flutströmungen etwa 1 Std. nach Thw begonnen. Der Tidedefall betrug 306 cm bei einem Oberwasser von $Q_0 = 191 \text{ m}^3/\text{s}$ (Abb. 21). Im Vorhafen der Kaiserschleuse waren bei einsetzendem Ebbestrom keine nennenswerten Strömungsgeschwindigkeiten zu verzeichnen. Auch mit fortschreitender Ebbedauer sind die Tideströmungen in der Weser vor der Kaiserschleuse geringer als vor der Nordschleuse. Das liegt an dem zum Ufer versetzten Ostmolenkopf und dem breiteren Fließquerschnitt der Weser oberhalb davon (vgl. Abb. 4 und 5). Die Querschnittseinengung durch die Columbuskaje und die weiter zum Fahrwasser ausgebaute Ostmole der Nordschleuse sorgen dort für die stärkere Strömungsenergie in der Ebbestromphase vor allem in den höheren Wasserschichten.

Bemerkenswert ist es, wie sich auch im Vorhafen der Kaiserschleuse etwa bei $T^{1/2}w$ die ebbeorientierten Strömungs- und Dichteeffekte einstellen (Abb. 21, Messung 3). An der Oberfläche wird das spezifisch leichtere Wasser über die Walzenströmungen in den Vorhafen eingetragen. Durch den damit angeregten Dichteeffekt wird das in den tieferen Schichten noch vorhandene spezifisch schwerere Wasser aus dem Vorhafen in die Weser transportiert.

In der anschließenden Ebbestromphase stabilisieren sich die Dichteströmungen bis zum Eintritt des Tnw (Abb. 22). Sie sind übrigens wie im Vorhafen der Nordschleuse zum Ende der Ebbestromphase mehr auf die oberen und unteren Wasserschichten konzentriert. Bei Tideniedrigwasser sind die Einströmungen in der oberen Tiefenzelle (1,85 m) und die Ausströmungen in der unteren (5,85 m) auszumachen. Zum Zentrum der Dichtestromwalze, in den dazwischen liegenden Wasserschichten, sind nur geringe Strömungsgeschwindigkeiten erkennbar.

Zusammenfassend bleibt festzustellen, dass die Strömungs- und Dichteeffekte in den Vorhäfen der Nord- und Kaiserschleuse in sich vergleichbar sind. Aufgrund der kleineren Abmessungen und Ausbautiefe sind sie im Bereich der Kaiserschleuse insgesamt schwächer ausgeprägt.

Für beide Vorhäfen gilt, dass sich die tideabhängigen Walzen- und Dichteströmungen etwa ab Tidehalbwasser einstellen und bis zu den jeweiligen Strömungskenterungen Bestand haben.

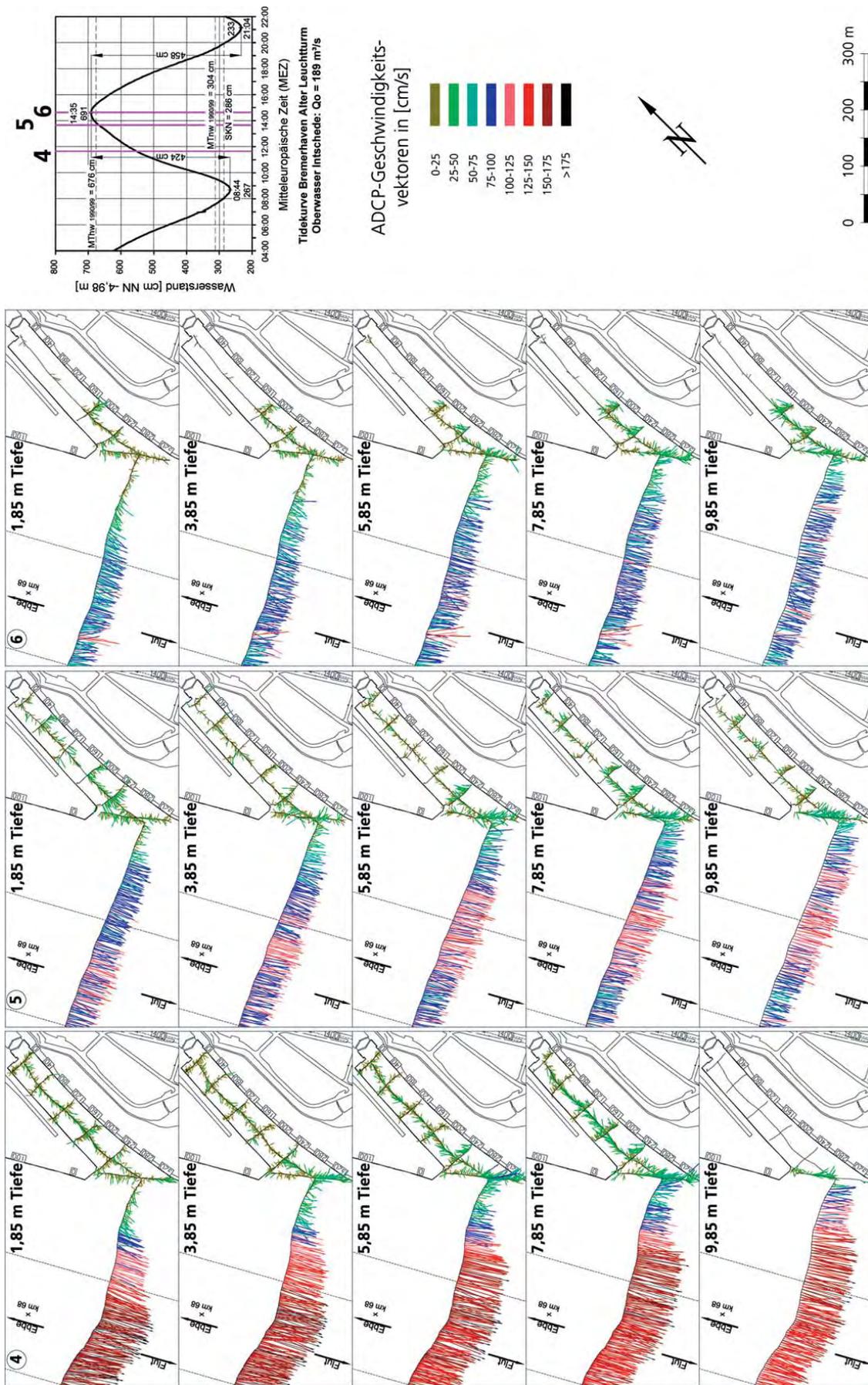


Abb. 20: Flutstrommessungen vor der Kaiserschleuse in Bremerhaven am 17.10.2001

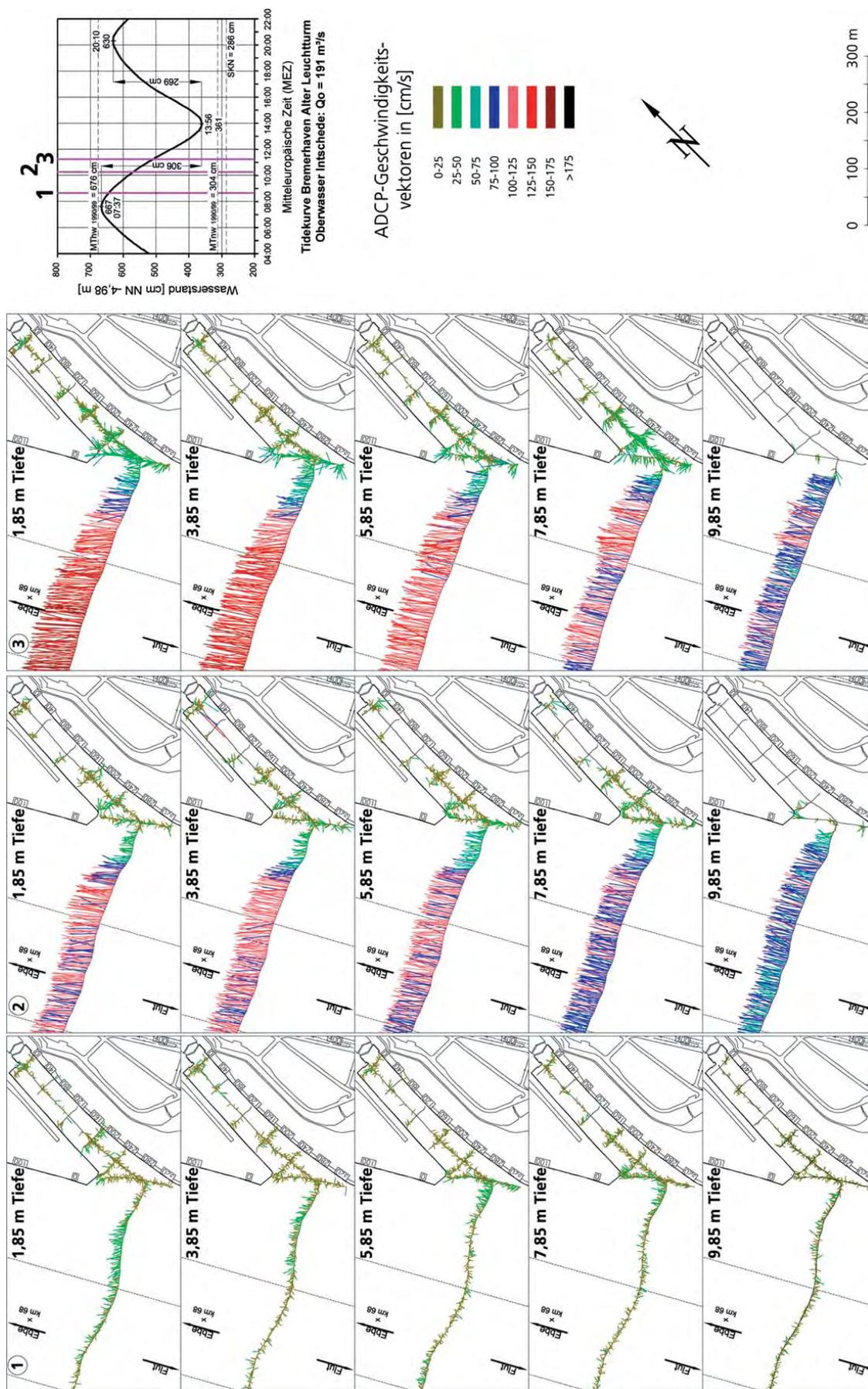


Abb. 21: Ebbestrommessungen vor der Kaiserschleuse in Bremerhaven am 25.10.2001

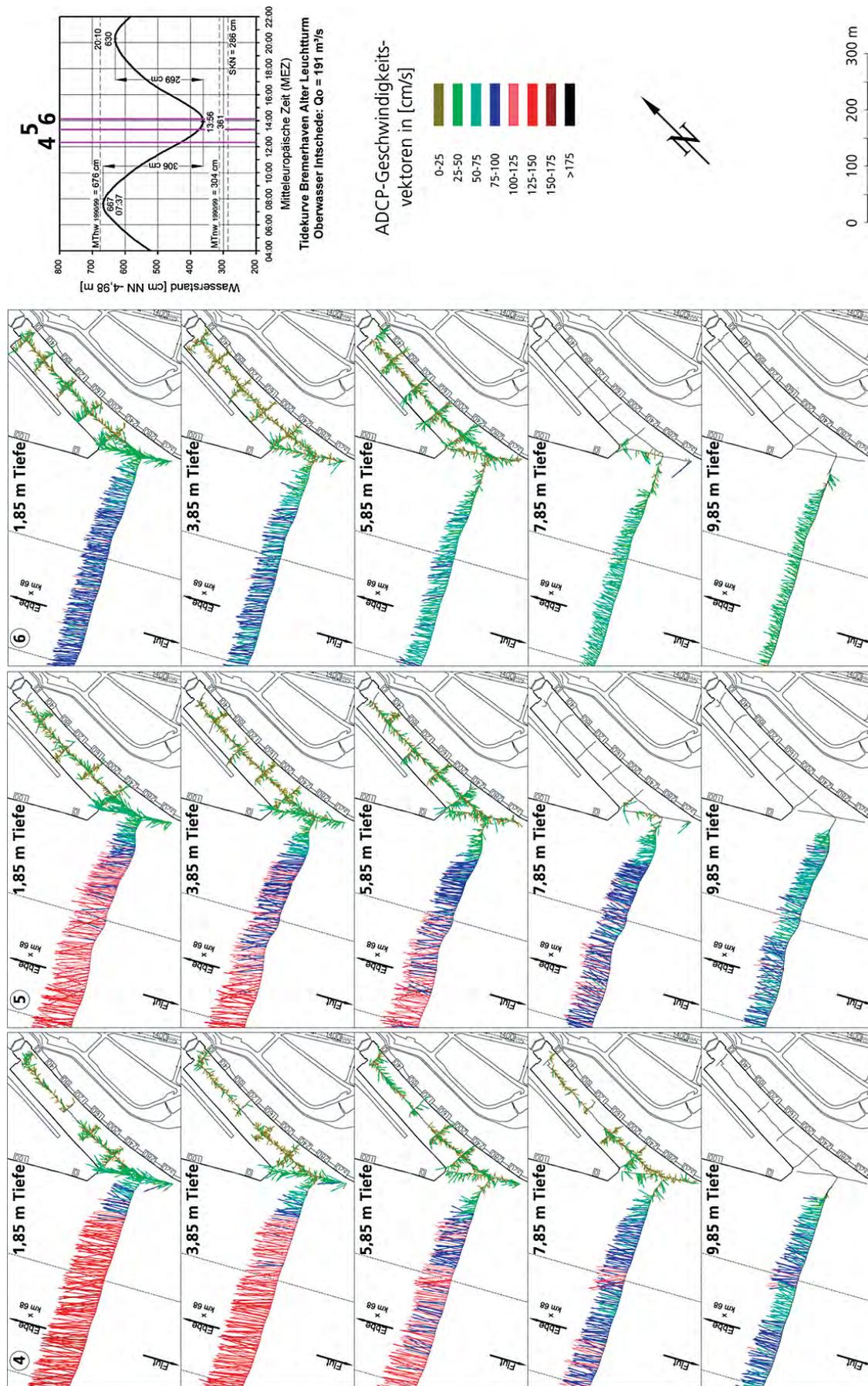


Abb. 22: Ebbbestimmungen vor der Kaiserschleuse in Bremerhaven am 25.10.2001

5.2.2 Salzgehalte

– Salzgehalte bei Flutstrom

Bei den Salzgehaltsmessungen vor der Kaiserschleuse vom 23. Oktober 2001 und 27. März 2002 betrug der Tidehub 335 cm bzw. 418 cm bei einem zugehörigem Oberwasser von $Q_0 = 182 \text{ m}^3/\text{s}$ bzw. $607 \text{ m}^3/\text{s}$ (Abb. 23).

Übereinstimmend mit den Untersuchungen vor der Nordschleuse sind auch im Vorhafen der Kaiserschleuse bei Tideniedrigwasser relativ starke Gradienten der Salzgehalte zu beobachten (Messung 1 in Abb. 23 oben links). Mit den ebborientierten Dichteströmungen wird das salzhaltigere Wasser in den unteren Wasserschichten zeitverzögert aus dem Vorhafen transportiert. In dieser Tidephase sind die Salzgehalte im Strom niedriger als im Vorhafen.

Mit voll einsetzendem Flutstrom kehrt sich das Gefälle der Salinität vom Tidefluss zum Vorhafen um. Etwa ab $T^{1/2w}$ kommt es bei starkem Vertikalgradienten in der Weser zu den flutstromorientierten Walzen- und Dichteströmungen im Vorhafen, die bis nach dem Eintritt des Thw andauern.

Der Dichteunterschied bei den Messpunkten im Vorhafen von bis zu $\Delta S \approx 4 \text{ ‰}$ ist darauf zurückzuführen, dass das spezifisch schwerere Wasser unten in den Vorhafen strömt und das weniger salzhaltige Wasser aus den oberen Tiefenzellen heraustransportiert wird. Bezeichnend ist der mit zunehmender Flutdauer schwächer werdende Vertikalgradient in der Weser im Gegensatz zu den Profilen im Vorhafen vor allem in der Einfahrt (blaue Linie in Abb. 23). Wie bei der Nordschleuse werden phasenverschoben die Konzentrationen im Tidestrom erreicht.

Mit Abb. 23 wird aufgezeigt, dass die für die Dichteströmungen erforderlichen Salzgehaltsdifferenzen zwischen der Weser und dem Vorhafen auch noch bei einem Oberwasser von $Q_0 = 607 \text{ m}^3/\text{s}$ vorhanden sind. Das geht aus den etwa zu gleichen Flutphasen durchgeführten Messungen 2 und 3 hervor. Die ersten Messungen (1) dokumentieren die tideabhängigen Gradienten zur Ebbestromkenterung und bei der Umkehr der Dichteströmungen im Vorhafen.

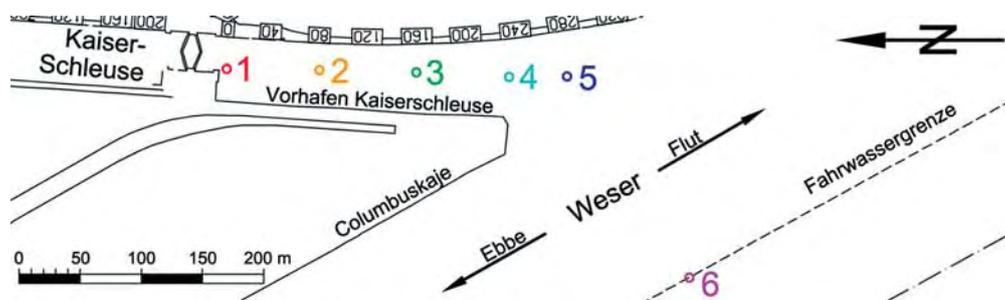
– Salzgehalte bei Ebbestrom

Die Salzgehaltsverhältnisse bei den Nipptiden vom 26. Oktober 2001 und 4. April 2002 sowie Abflüssen von $Q_0 = 193 \text{ m}^3/\text{s}$ bzw. $Q_0 = 419 \text{ m}^3/\text{s}$ sind in Abb. 24 dargestellt. Nach Thw besteht nur noch ein geringes Gefälle zwischen Weser und Vorhafen (Messung 1, Abb. 24). Die Differenzen von bis zu $\Delta S \approx 4 \text{ ‰}$ in den Vertikalen geben einen Hinweis auf die zu dieser Tidephase noch vorhandenen flutorientierten Dichteströmungen.

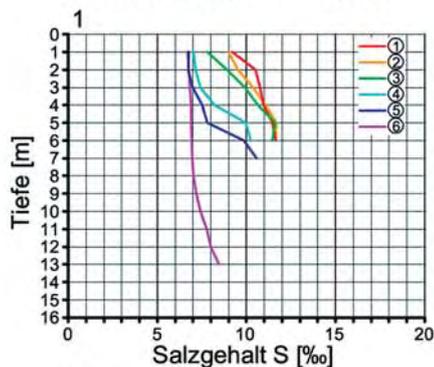
Die Profile in der Weser ab der dritten Stunde nach Thw (Abb. 24, Messung 2) erklären die verstärkten Oberflächenströmungen während der Ebbestromphase. Die Salzgehaltsunterschiede erreichen im Tidestrom (Pos. 6) Werte bis zu $\Delta S \approx 6 \text{ ‰}$. Bezeichnend ist die deutliche Trennung zwischen den Wasserschichten unterschiedlichen Salzgehaltes.

Mit der Zunahme des horizontalen Salzgehaltsgefälles vom Strom zum Vorhafen entwickeln sich die rechtsdrehenden Walzen- und durch das damit in den oberen Tiefenzellen einströmende „leichte“ Wasser die zur Ebbestromphase zugehörigen Dichteströmungen. Die für T_{nw} in Abb. 24 aufgetragenen Salzgehaltsprofile und -gefälle erklären, weshalb der Dichteeffekt bis nach dem Eintritt des T_{nw} aufrecht erhalten wird.

Mit Abb. 24 wird die Abnahme der Salzgehalte während der Ebbestromphase bei unterschiedlichen Tide- und Oberwasserbedingungen aufgezeigt. Trotz der absolut im April 2002 um rd. 5 ‰ niedrigeren Salzgehalte sind die Horizontal- und Vertikalgradienten der



23.10.2001 ($Q_0 = 182 \text{ m}^3/\text{s}$)



27.03.2002 ($Q_0 = 607 \text{ m}^3/\text{s}$)

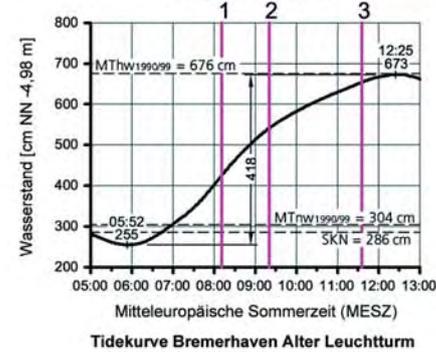
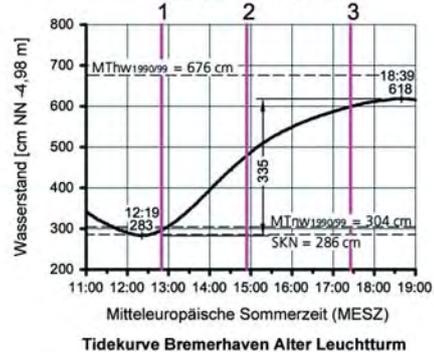
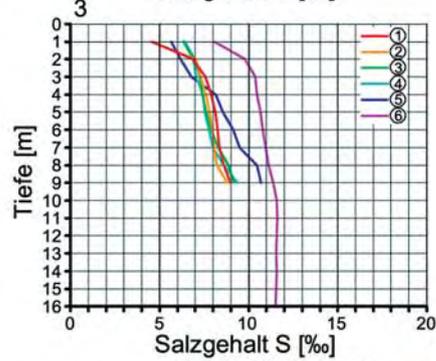
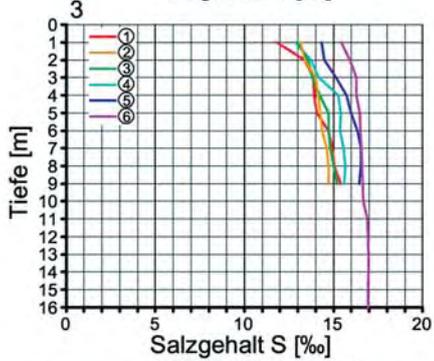
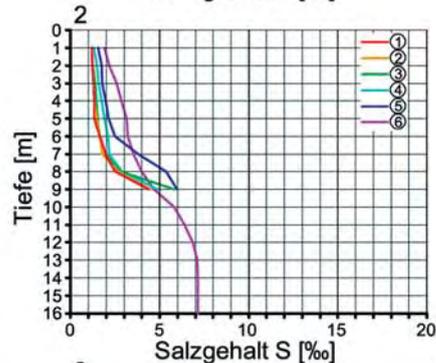
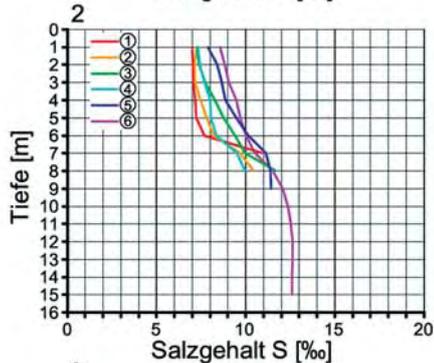
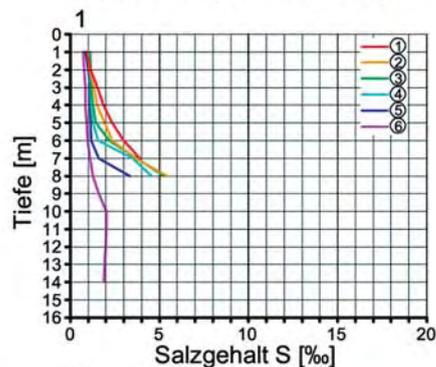
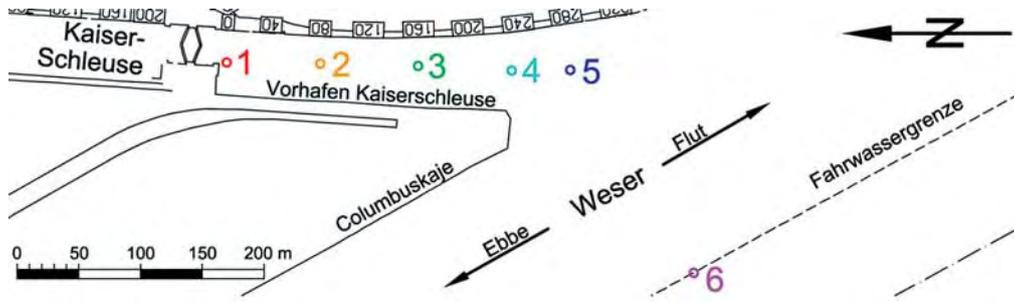


Abb. 23: Salzgehalte während der Flutstromphase im Bereich der Kaiserschleuse in Bremerhaven bei unterschiedlichen Oberwasserbedingungen



26.10.2001 ($Q_0 = 193 \text{ m}^3/\text{s}$)

04.04.2002 ($Q_0 = 419 \text{ m}^3/\text{s}$)

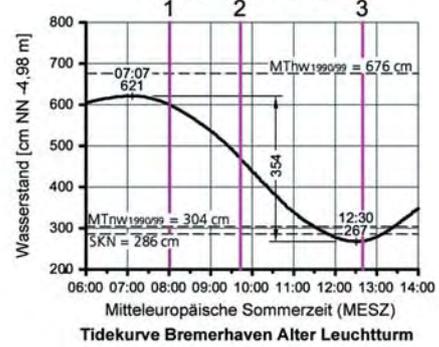
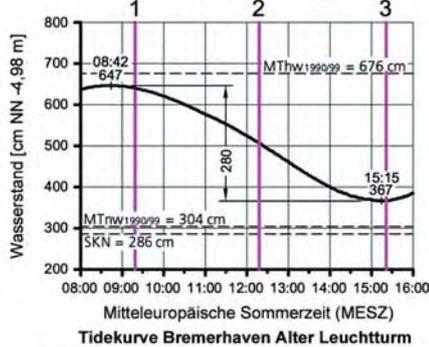
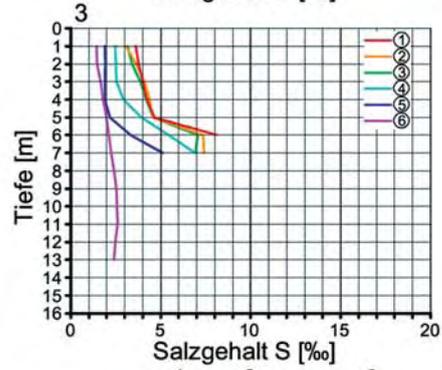
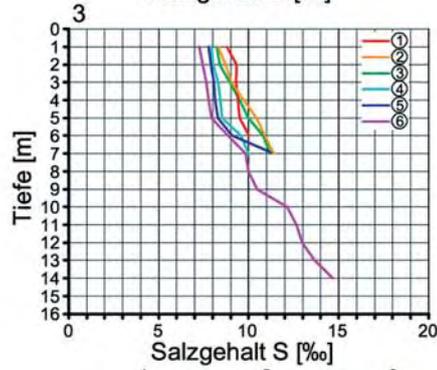
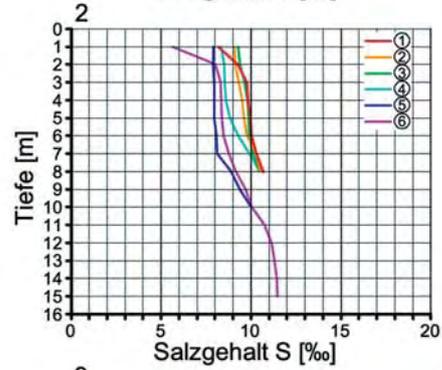
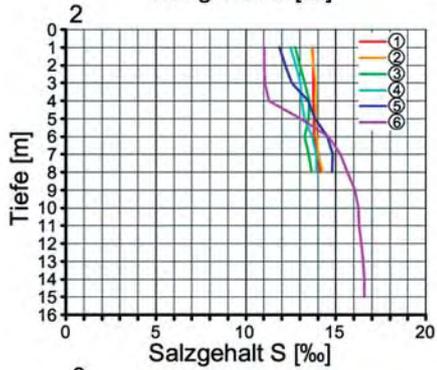
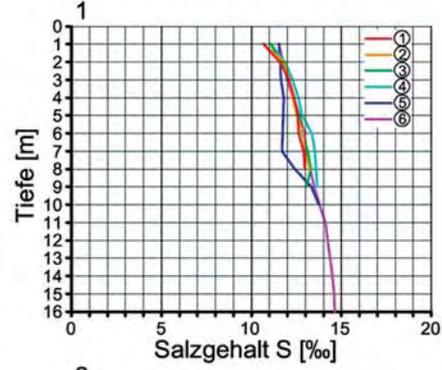
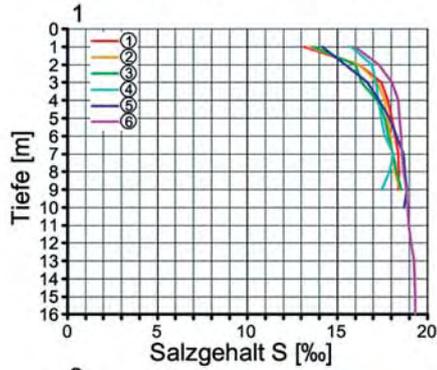


Abb. 24: Salzgehalte während der Ebbestromphase im Bereich der Kaiserschleuse in Bremerhaven bei unterschiedlichen Oberwasserbedingungen

Salzgehalte im Tideablauf in sich vergleichbar. Im Übrigen wurde an anderer Stelle nachgewiesen, dass Dichteströmungen bereits bei geringen Salzgehaltsdifferenzen hervorgerufen werden (DE BROE, 2003).

5.2.3 Schwebstoffe

– Schwebstoffe bei Flutstrom

Die tideabhängigen Schwebstoffverhältnisse im Vorhafen zur Kaiserschleuse sind beispielhaft für den Flutast der Tide vom 23. Oktober 2001 in Abb. 25 dargestellt. Der Tidehub betrug 335 cm bei einem Oberwasser von $Q_0 = 182 \text{ m}^3/\text{s}$.

Die Schwebstoffkonzentrationen waren in der Weser (Pos. 6 in Abb. 25) bei der Oktobermessung insgesamt geringer als bei der Springtide vom Mai 2001 (vgl. Abb. 16). Für die tideabhängigen Feststoffanreicherungen in den Vorhäfen spielt jeweils die vorausgegangene Entwicklung eine Rolle.

Mit den während der Flutstromphase über die Walzenströmungen sohlennah eindringenden Wassermengen werden Schwebstoffe aus dem Strom in die Vorhäfen eingetragen. Gleichzeitig bewirken die hydrodynamischen Kräfte, dass die aus den vorausgegangenen Tiden bereits vorhandenen Feststoffmengen resuspendiert werden. Die positive Feststoffbilanz verringert sich mit zunehmendem Sättigungsgrad in den Vorhäfen.

Bis etwa rd. 2 Stunden nach Tideniedrigwasser wurden im Vorhafen zur Kaiserschleuse relativ geringe Trübungen festgestellt (Messung 1 und 2, Abb. 25). Aufgrund des besonderen Sinkverhaltens waren die Feststoffkonzentrationen insgesamt höher als in der Weser. Mit dem Einsetzen des vollen Flutstroms kommt es durch die Anfachung der Walzen- und Dichteströmungen im Vorhafen zur Resuspension und stärkerer Durchmischung der Feststoffpartikel.

In der folgenden Tidephase nach Tidehalbwasser wird die Feststoffkonzentration mit Werten von $C_s > 1000 \text{ mg/l}$ zunehmend erhöht (Messung 4 bis 6 in Abb. 25). Die starke turbulente Durchmischung ist auch auf die geringere Ausbautiefe des Vorhafens im Vergleich zur Nordschleuse zurückzuführen.

Kennzeichnend sind die hohen Schwebstoffanreicherungen in der späteren Flutstromphase im inneren Vorhafen besonders vor dem Binnenhaupt mit maximalen Schwebstoffgehalten von $C_s \approx 2000 \text{ mg/l}$ (Messung 6, Abb. 25; vgl. auch Messung 5 und 6, Abb. 16). Dieser Umstand erklärt sich mit den in dieser Tidephase besonders ausgeprägten sohlennah eindringenden Dichteströmungen, die am Binnenhaupt gekehrt werden. Übereinstimmend ist für die beiden Vorhäfen festzustellen, dass starke Feststoffkonzentrationen, insbesondere bei hohen Tidewasserständen, während der Flut auftreten.

– Schwebstoffe bei Ebbestrom

Mit den vor der Kaiserschleuse durchgeführten Trübungsmessungen bei der Nipptide vom 26.10.2001 (Tidefall 280 cm, $Q_0 = 193 \text{ m}^3/\text{s}$) werden die Ergebnisse vom Vorhafen der Nordschleuse grundsätzlich bestätigt (Abb. 26). Während der Ebbe wurden in der Weser relativ geringe Konzentrationen ($C_s < 150 \text{ mg/l}$) registriert.

Auch im Vorhafen der Kaiserschleuse lagen die absoluten Werte insgesamt deutlich unter den bei Flutstrom gemessenen Größenordnungen. Die insgesamt etwas stärkeren Durchmischungen in der zweiten Ebbestromphase bis nach Eintritt des Tnw gegenüber der Nordschleuse sind mit den Dichteströmungen in Verbindung mit der geringeren Ausbautiefe zu erklären.

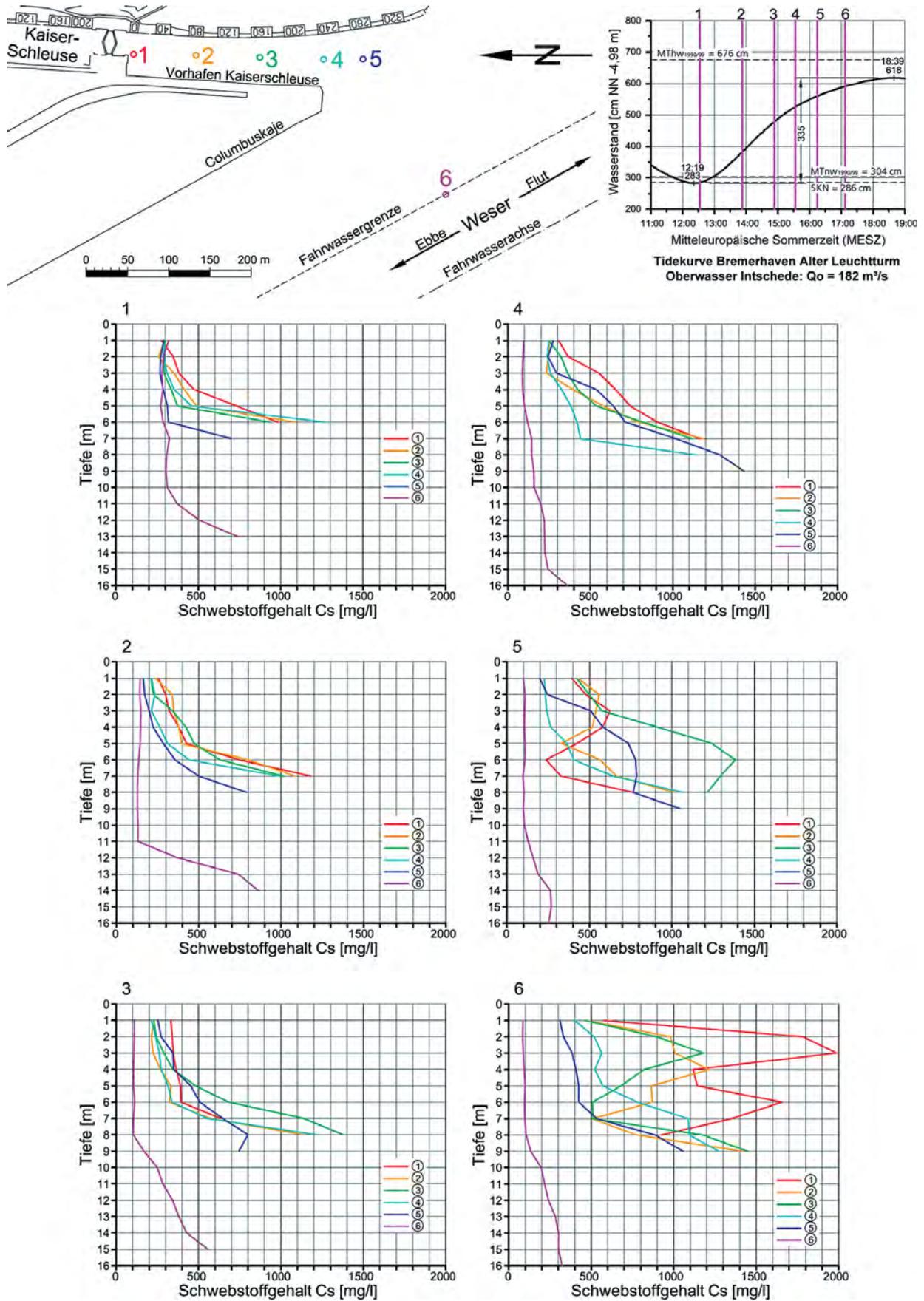


Abb. 25: Schwebstoffgehalte im Bereich der Kaiserschleuse in Bremerhaven, Flutmessung am 23.10.2001

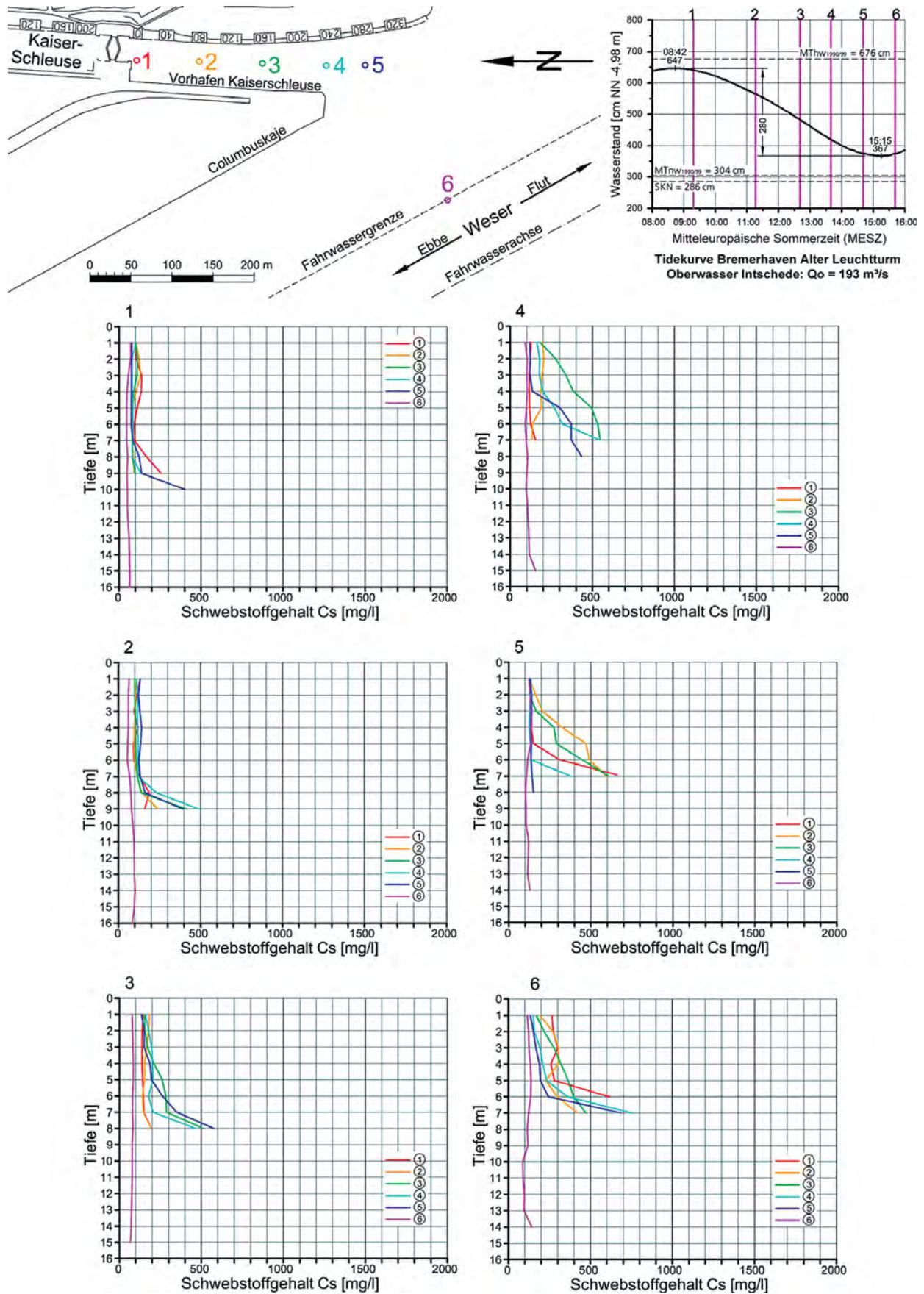


Abb. 26: Schwebstoffgehalte im Bereich der Kaiserschleuse in Bremerhaven, Ebbemessung am 26.10.2001

Die in situ Untersuchungen haben für beide Vorhäfen in Bremerhaven ergeben, dass es im Tiderhythmus bei Flutstrom zu besonders hohen Feststoffkonzentrationen in der zweiten Fluthälfte kommt. Durch die Analyse der Salzgehalte im Strom und den angrenzenden Vorhäfen wurde auch ein besserer Einblick in die damit verbundenen, komplexen Strömungsverhältnisse gewonnen. Mit der genaueren Kenntnis der Überlagerungen von Strömungs- und Dichteeffekten während der Flut- und Ebbestromphasen jeweils ab etwa Tidehalbwasser können die tideabhängigen Schwebstoffkonzentrationen erklärt werden.

6. E m d e r V o r - u n d A u ß e n h a f e n

6.1 S t r ö m u n g s v e r h ä l t n i s s e

Die Tideems und der Emders Vor- und Außenhafen zeichnen sich durch besonders hohe Schwebstoffkonzentrationen aus. Deshalb sind dort hochfrequente Dopplermessungen mit der bottom-track-Methode problematisch. Mit der ADCP-Sonde und der bisher praktizierten satellitengestützten Positionierung bei den Profilmessungen wurden wiederholt keine ausreichenden Ergebnisse erzielt. Es wird deshalb daran gearbeitet, mit einem Echolot und einem speziellen Positionierungsverfahren, dem RTK-GPS (Real-Time-Kinematic-GPS), zeitlich und örtlich bessere Auflösungen zu erreichen, um die Messergebnisse zu optimieren. Bei künftigen Untersuchungen in sehr schwebstoffhaltigen Gewässern und Vorhäfen werden mit der GPS/Echolot-Methode als Ersatz für das bottom-tracking bessere Ergebnisse aus den Dopplermessungen erwartet.

Die folgenden Ausführungen zeigen, dass es dennoch im Bereich des Emders Hafens gelungen ist, mit Dopplermessungen Dichteströmungen nachzuweisen. Wegen der insgesamt verbesserungswürdigen ADCP-Messungen werden die folgenden Ausführungen mit Ergebnissen von Treibkörpermessungen ergänzt.

– Flutströmungen

Bei etwa mittleren Tide- und Oberwasserbedingungen wurde mit den Flutstrommessungen am 10. Juni 2002 rd. 1,5 Stunden nach Tideniedrigwasser begonnen (Abb. 27). Bei etwa mittlerem Oberwasser ($Q_0 = 53,3 \text{ m}^3/\text{s}$) betrug der Tidenstieg 347 cm am Pegel Emden Neue Seeschleuse.

Im Längsprofil zum Außenhafen sind innen bei der ersten Messung in den oberen Tiefenzellen noch schwache Einströmungen auszumachen (Abb. 27). In den unteren Wasserschichten (7,85 m) ist es umgekehrt. Mit sich voll ausprägendem Flutstrom wurden in der Ems Strömungsgeschwindigkeiten mit Maximalwerten von $v_f > 175 \text{ cm/s}$ erreicht. Auffällig ist der vergleichsweise schwache Vertikalgradient gegenüber der tiefer ausgebauten Weser. Es ist jedoch so, dass das spezifisch schwerere Wasser bei Flut die Sohlenströmungen auch in der Ems intensiviert und deshalb im Emders Vorhafen ebenfalls Dichteströmungen angeht werden.

Die Messung 2 nach Tidehalbwasser in Abb. 27 zeigt die unterschiedlichen Strömungsverhältnisse in der oberen (1,85 m) und den unteren (5,85 m und 7,85 m) Tiefenzellen an der Hafeneinfahrt. Oben sind schwache Ausströmungen auszumachen. Im tiefen Wasser sind dagegen kräftige Strömungen in den Vorhafen an der Ostmole zu verzeichnen.

Bei den Querprofilen in der Ems ist übrigens der Sohlprung von $-8,5 \text{ m SKN}$ auf $-5,1 \text{ m SKN}$ (vgl. Abb. 4) zu beachten. Das erklärt die geringeren Fließgeschwindigkeiten in den tiefen Wasserschichten oberhalb der Hafeneinfahrt.

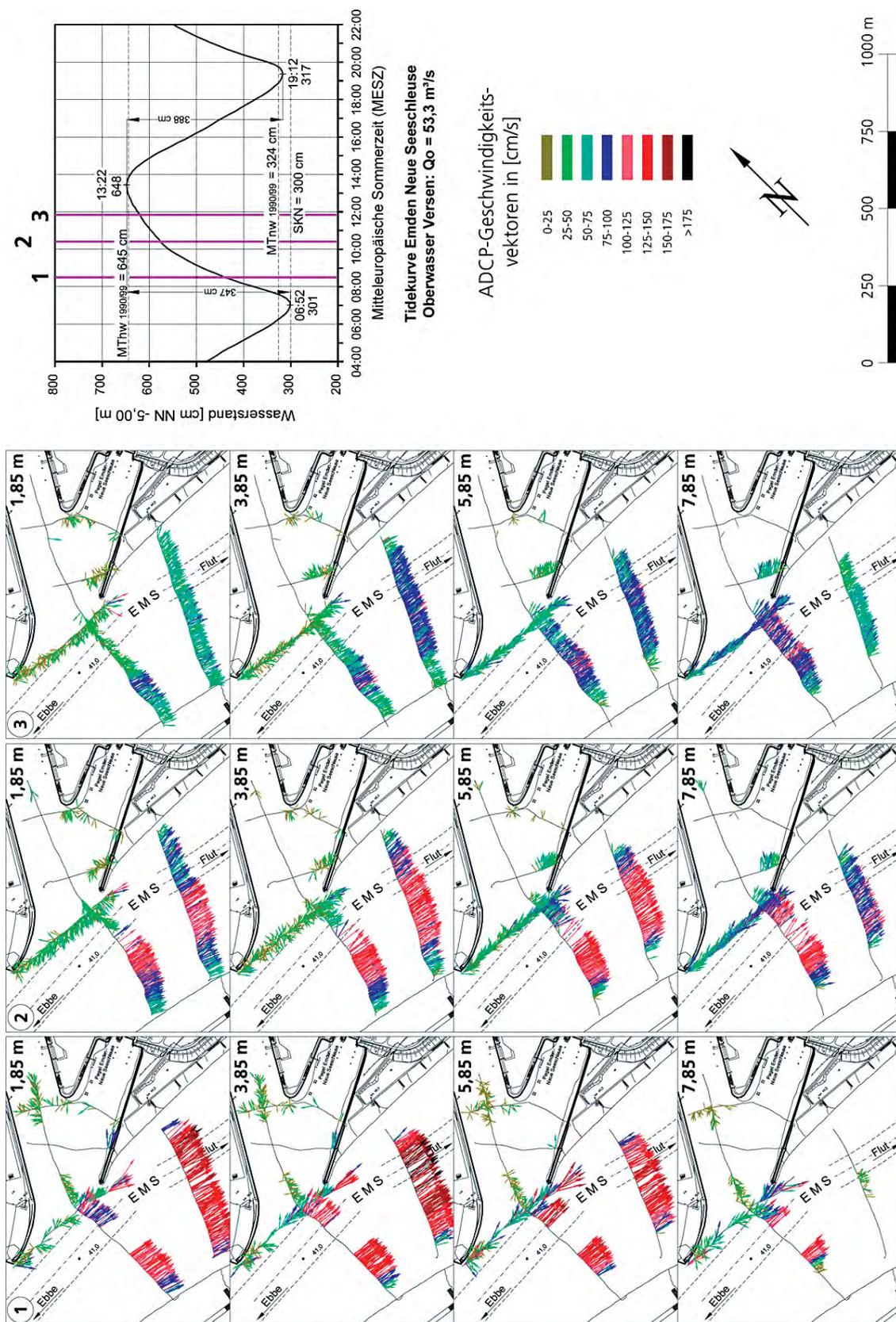


Abb. 27: Flutstrommessungen im Bereich des Emdner Vor- und Außenhafens am 10.6.2002

Ab etwa 3 Stunden nach T_{nw} prägen sich im Emdener Vorhafen mit sich abflachendem Flutast die tideabhängigen Strömungseffekte aus (Messung 2 und 3 in Abb. 27). An den ADCP-Profilen in der Hafeneinfahrt ist zu erkennen, wie die Wassermassen in den oberen Schichten aus dem Hafen strömen. Die Oberflächenströmungen wirken sich bis in das Fahrwasser der Ems aus. In den unteren Tiefenzellen dringt das Wasser aus der Ems mit zunehmender Intensität entlang der Ostmole in den Vorhafen. Dabei wurden absolute Werte von bis zu $v > 50$ cm/s gemessen. In dieser Tidephase werden, wie bei den Vorhäfen in Bremerhaven, Walzenströmungen angefacht, von denen aus das salzigere Wasser der Ems sohlenah in den Vorhafen eindringt. Damit wird die Dichtestromwalze erzeugt, mit der das Wasser an der Oberfläche aus dem Hafen verdrängt wird. Mangels hinreichender Dopplermessungen werden die vorstehenden Erläuterungen durch die in Abb. 28 aufgetragenen Treibkörperbahnen ergänzt.

Mit den Messungen vom Juli 2000 wurden die Walzenströmungen in 6,0 und 9,0 m Wassertiefe nachgewiesen. Außerdem veranschaulicht Abb. 28 den Dichteeffekt mit dem in 6,0 m Wassertiefe vom östlichen Walzenrand in den Hafen einströmenden Wasser und die zur Ems gerichteten Strömungen in 1,5 m Wassertiefe.

In Abb. 29 sind die letzte Flutstromphase, Kenterung und einsetzende Ebbestromphase in der Ems dargestellt. An den Profilen vor und in der Hafeneinfahrt sind die oben und unten entgegengesetzten Dichteströmungen erkennbar. Auch für diese Tidephase mögen die Treibkörpermessungen vom Juli 2000 in 1,5 und 6,0 m Wassertiefe die in Abb. 29 aufgetragenen Strömungsbilder für vergleichbare Tide- und Oberwasserbedingungen verdeutlichen und ergänzen (Abb. 30).

Als Besonderheit ist dazu anzumerken, dass das an der Oberfläche vom Außenhafen zur Ems strömende Wasser zur Walzenbildung im Vorhafen neigt. Die Treibkörperbahnen in 6,0 m Wassertiefe dokumentieren die Einströmungen von der Flutstromwalze aus in den Vor- und Außenhafen.

– Ebbeströmungen

Die Strömungsverhältnisse bei einer Springtide und erhöhtem Oberwasser wurden am 4. November 2002 mit Dopplermessungen aufgenommen (Abb. 31). Der Tidefall betrug am Pegel Emden Neue Seeschleuse 386 cm und das Oberwasser in Versen $Q_0 = 167$ m³/s.

Die Flutstromkenterung in der Ems trat knapp eine Stunde nach T_{hw} ein (Abb. 31, Messung 1). Auch nach eingesetzter Ebbeströmung in der Ems dauern die fluterzeugten Dichteströmungen noch an (Messung 2). In den oberen Tiefenzellen (1,85 m) sind die Strömungen nach außen zur Ems gerichtet. Im tieferen Wasser (ab 5,85 m) sind sie entgegengesetzt. Erst in der dritten Stunde nach dem Tidehochwasser kam es zur Umkehrung (Messung 3, Abb. 31).

Wegen des vergleichsweise hohen Oberwassers wurden bei vollem Ebbestrom (etwa $T_{1/2w}$) an der Wasseroberfläche der Ems maximale Fließgeschwindigkeiten von $v_{max} \approx 200$ cm/s erreicht (Abb. 32, Messung 4). Mit dementsprechend hoher Energie gelangen die Wassermassen in den äußeren westlichen Vorhafen. Dadurch werden in den oberen Tiefenzellen (bis 3,85 m) rechtsdrehende Walzenströmungen angefacht mit merklich geringerer Energie an der Ostmole. Aus der Ebbestromwalze heraus strömt das Wasser oben in den Außenhafen und verursacht die Ausströmung in den tieferen Wasserschichten (7,85 m). Mit zunehmender Ebbestromdauer stabilisieren sich die Dichteströmungen in den oberen und unteren Wasserschichten (Messung 5, Abb. 32). Im dazwischen liegenden Wasserkörper mit sehr hohen Feststoffkonzentrationen finden dagegen weniger turbulente hydrodynamische Vorgänge statt.

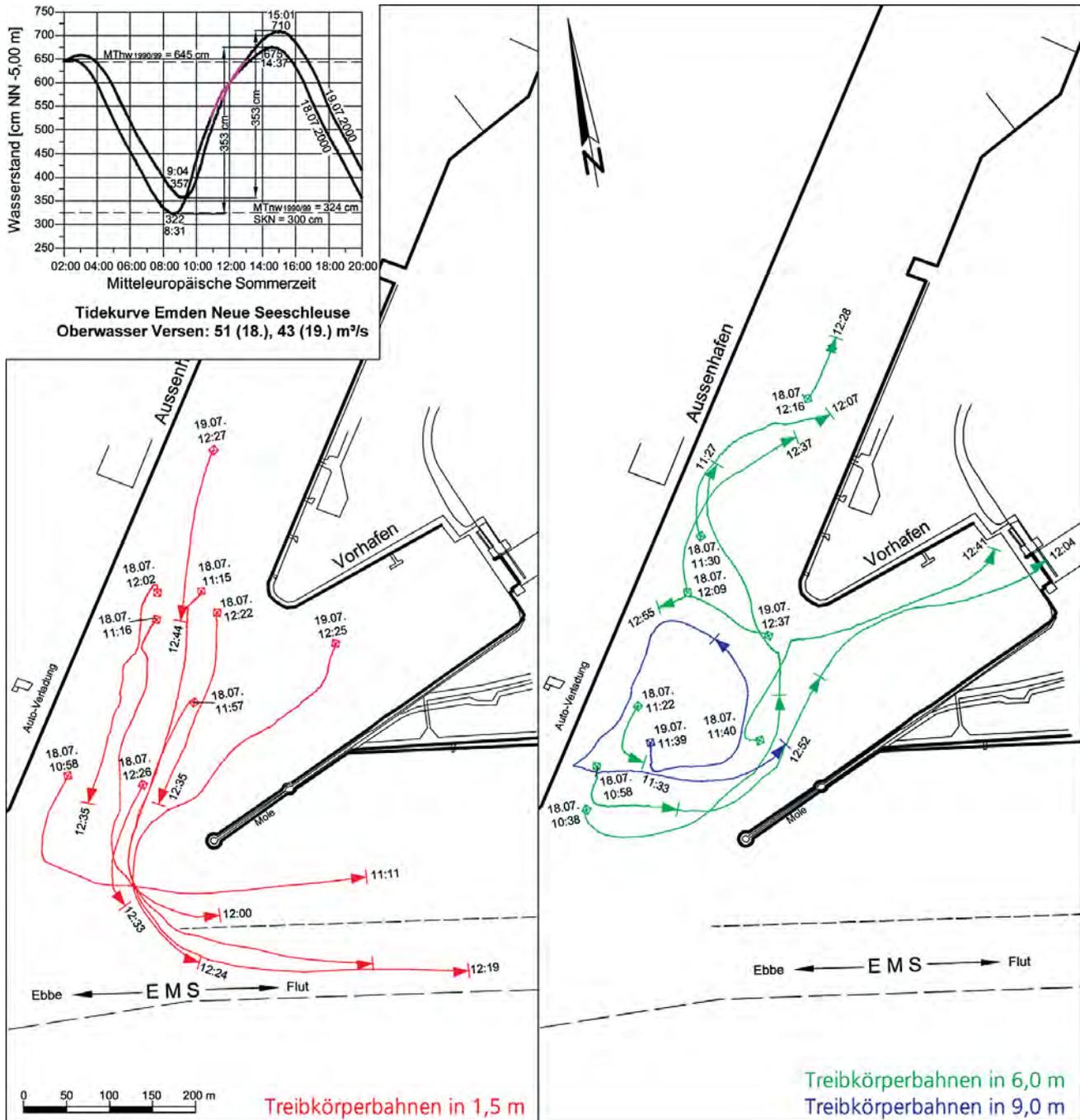


Abb. 28: Flutströmungen im Vor- und Außenhafen in Emden am 18./19.7.2000

Bei weiter fortschreitender Ebbedauer verstärken sich die Einströmungen in den westlichen Vorhafen bis zu $v_e > 50 \text{ cm/s}$ (Messung 6). Auch die dichtebedingten Ausströmungen hielten bis 1 Std. vor T_{nw} fast unvermindert an.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die tideabhängigen Walzen- und Dichteströmungen in den Vorhäfen an der Ems und Weser trotz der unterschiedlichen Randbedingungen miteinander vergleichbar sind und verallgemeinert werden können.

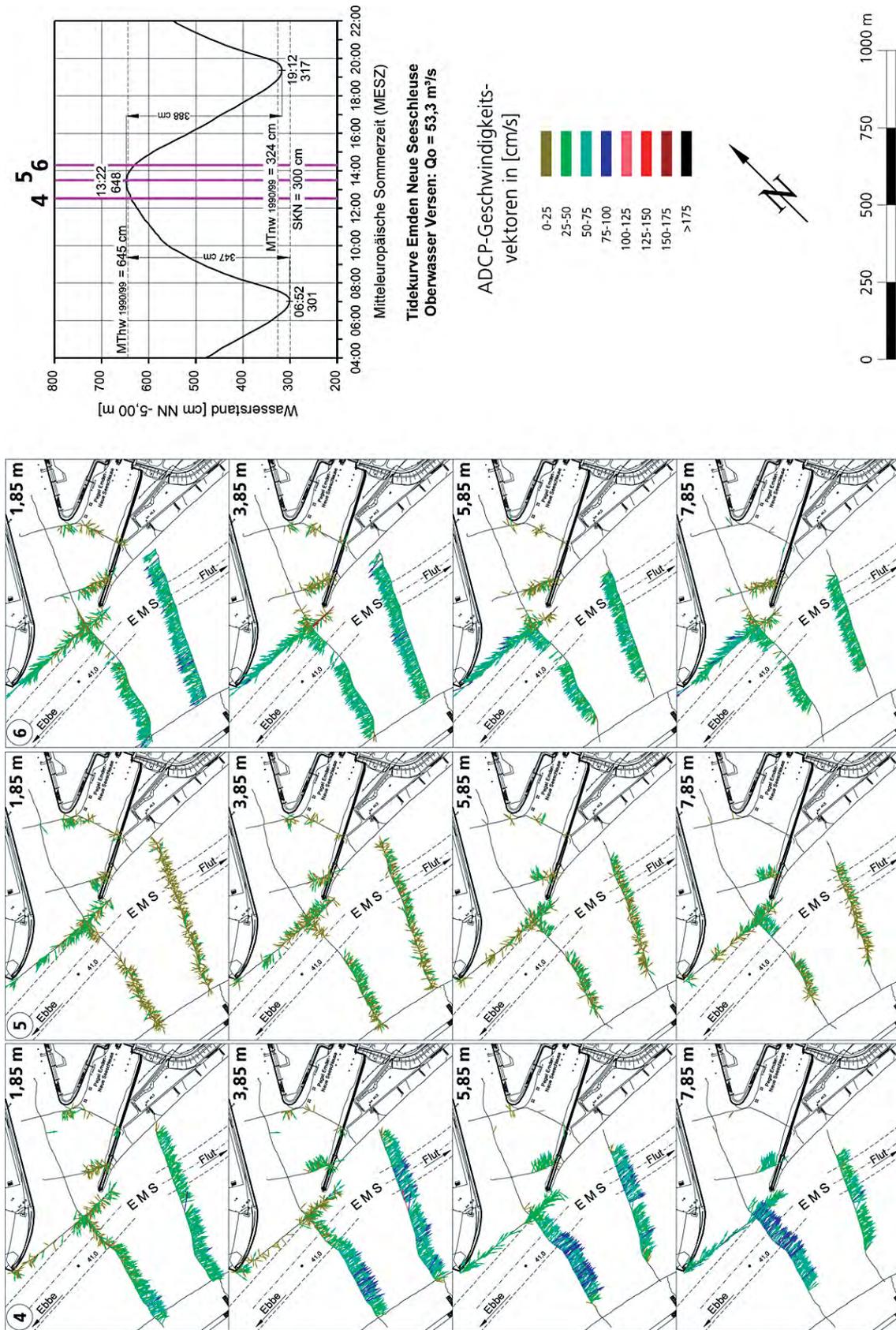


Abb. 29: Flutstrommessungen im Bereich des Emder Vor- und Außenhafens am 10.6.2002

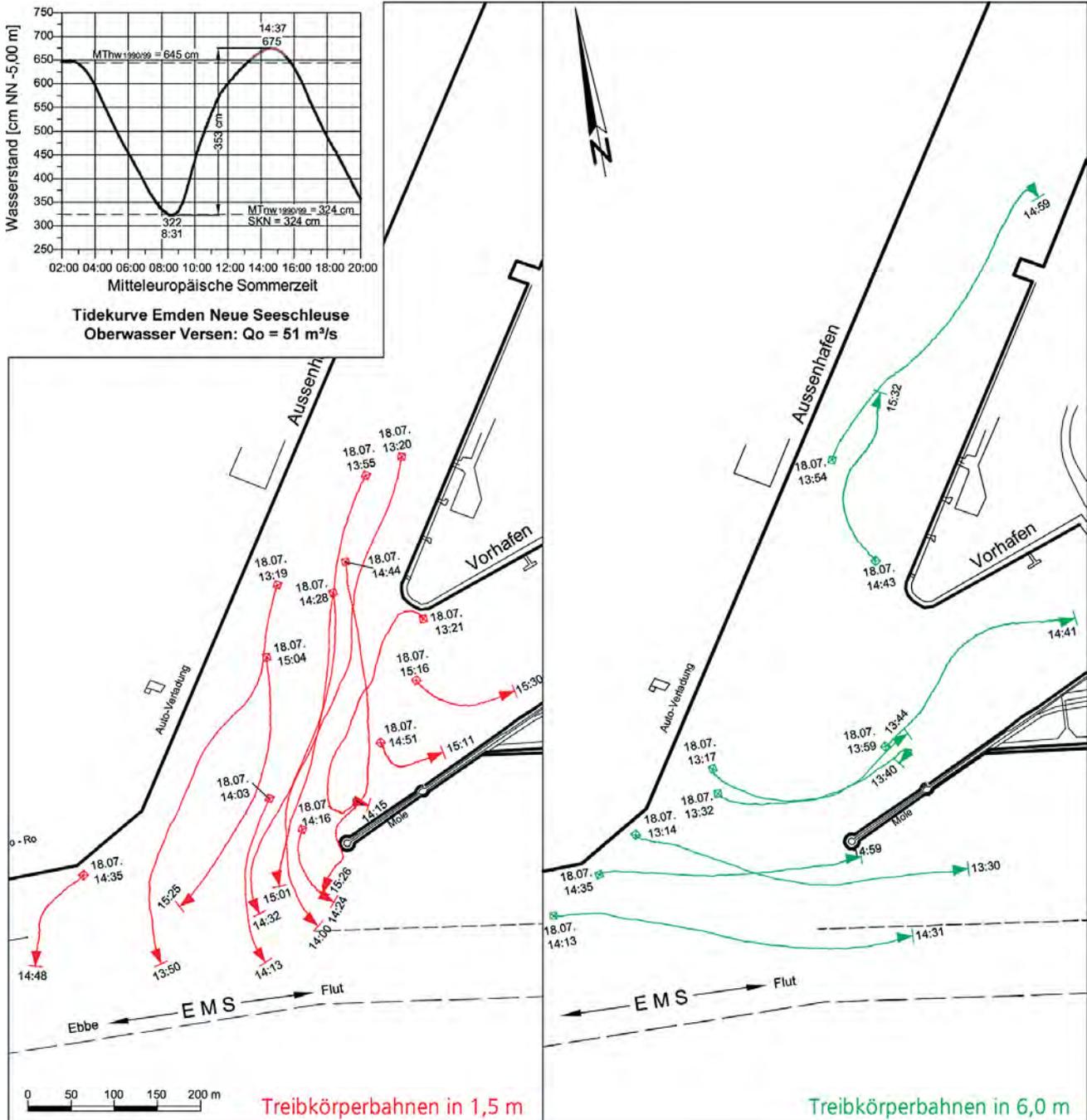


Abb. 30: Flutströmungen und Kenterung zur Ebbe im Vor- und Außenhafen in Emden am 18.7.2000

Die Dichteströmungen in den Schleusenvorhäfen werden jeweils etwa ab Tidehalbwasser ausgeprägt, sie verstärken sich im weiteren Tideverlauf und bleiben bis nach der Kenterung erhalten.

Während der Flut werden die Dichteströmungen über die an der Sohle besonders intensiven Walzenströmungen angefacht. Das sohlennah eindringende salzhaltigere Wasser verdrängt das spezifisch leichtere Wasser in der oberen Wasserschicht zurück in den Tidestrom. Während der Ebbestromphase sind die Vorgänge entgegengesetzt.

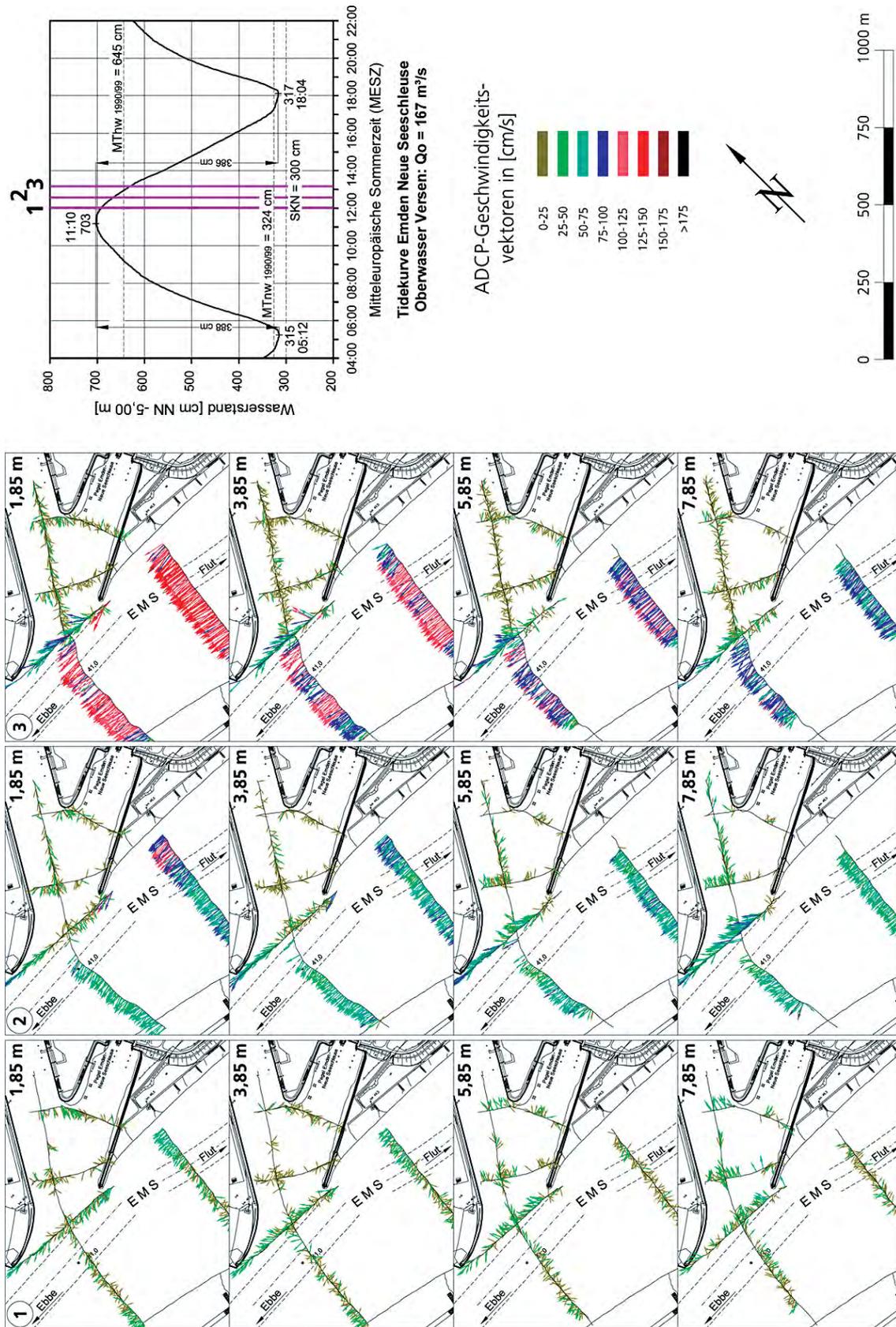


Abb. 31: Ebbestrommessungen im Bereich des Emders Vor- und Außenhafens am 4.11.2002

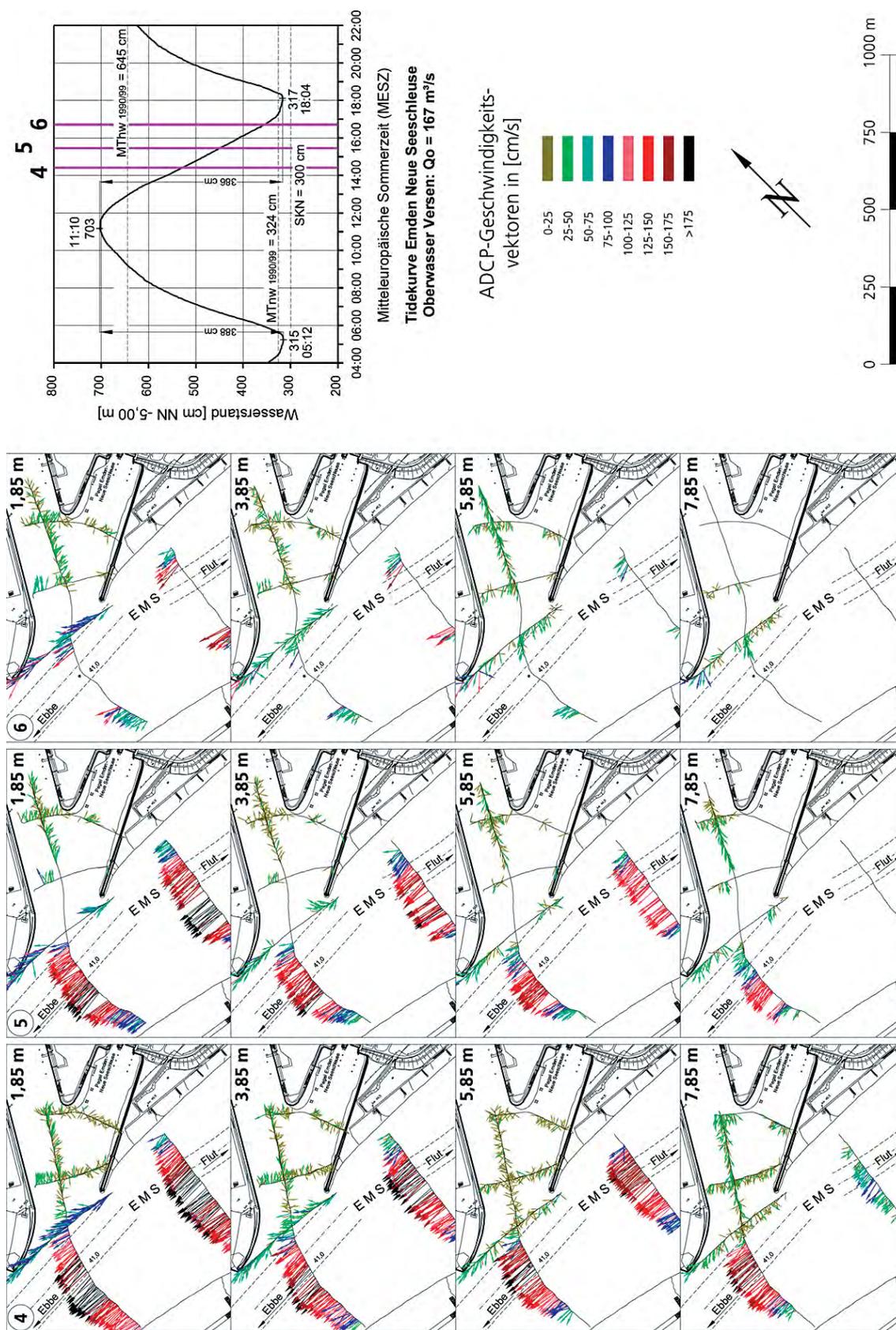


Abb. 32: Ebbestromungen im Bereich des Emdener Vor- und Außenhafens am 4.11.2002

6.2 Salzgehalte

Der Einfluss des Oberwassers der Ems ist auf die Tidewasserstände und den Tidehub in Emden von untergeordneter Bedeutung und rechnerisch nicht nachweisbar (SPINGAT, 1997). Beachtenswert sind jedoch die oberwasserabhängigen Veränderungen der Salzgehalte im Bereich des Emders Seehafens.

Für die in situ Messungen wurden vom Niedersächsischen Hafenamts Ems-Dollart Multifunktionssonden (Aanderaa, RCM 9 MK II) zur Verfügung gestellt. Für die unterhalb der Hafeneinfahrt im Mai/Juni 2002 bei Ems-km 42 ausgelegte Sonde kann mit Abb. 33 nachvollzogen werden, wie die Salzgehalte in der Ems mit der Wasserstandsganglinie am Pegel Emden Neue Seeschleuse bei geringem Oberwasser übereinstimmen.

Die tideabhängigen Differenzen der Salzkonzentrationen sind bei Springtiden merklich höher als zu den Nipptidezeiten. Bei Springtiden werden die Salzgehalte durch die größeren Tidewassermengen verstärkt. Besonders hohe und niedrige Scheitelwasserstände haben entsprechende Salzkonzentrationen in der Ems zur Folge.

Erwähnenswert ist der Einfluss von Sturmtiden auf den Salzgehalt in der Ems. Die Windflut vom 26. Oktober und die Sturmflut vom 27./28.10.2002 haben trotz des erhöhten Oberwassers zu polyhalinen Bedingungen $S > 20 ‰$ geführt (Abb. 34). Zum Niedrigwasser der Vormittagstide des 27.10. lagen noch oligohaline Verhältnisse mit $S < 3 ‰$ vor. Bis zum HThw in der Nacht zum 28. Oktober hatte sich der Salzgehalt um $\Delta S = 20 ‰$ in der Ems erhöht.

Korrelationsrechnungen zwischen den bei Thw vorhandenen maximalen Salzgehalten und unterschiedlichen Oberwasserbedingungen ergeben recht gute mathematische Zusammenhänge (Abb. 35 oben). Die deutlich geringeren Konzentrationen im November 2002 zeigen, wie die Brackwasserzone durch das hohe Oberwasser ($MQ_0 = 198 \text{ m}^3/\text{s}$) zur Außenems verlagert wird.

Zwischen den minimalen Salzgehalten und dem Tnw sind für die Dauermessungen vom Frühjahr 2002 ($MQ_0 = 47 \text{ m}^3/\text{s}$) noch schwache Zusammenhänge nachweisbar. Bei den hohen Abflüssen vom November streuten die Salzgehalte zwischen $S = 0,5$ bis $2,5 ‰$ (Abb. 35 Mitte).

Von entscheidender Bedeutung sind die gleich großen tideabhängigen Salzgehaltsschwankungen von $\Delta S \approx 13 ‰$ (Abb. 35 unten) für die unterschiedlichen Abflüsse aus dem Binnenland. Aus diesem Grund wurden sowohl im Juni als auch im November 2002 im Emders Vor- und Außenhafen Dichteströmungen nachgewiesen (vgl. Abb. 27 bis 32).

Hohe Schwebstoffgehalte verändern sowohl die Lichtdurchlässigkeit als auch die Leitfähigkeit des Wassers. Bei der im Emders Außenhafen ständig vorhandenen stabilen Fluid Mud Lage liegt die Grenze für eine korrekte Messwerterfassung im Bereich des hochfrequenten Echolothorizontes. Die Peilungen des IWA vom September 2001 haben gezeigt, dass sich die Lage des 200 kHz-Horizontes nicht nennenswert verändert (Abb. 3 und 36). Im Emders Außenhafen wird die stabile Fluid Mud Lage in einem natürlichen Gleichgewichtszustand belassen. Mit einem in Emden entwickelten Baggerungssystem wird die Schiffbarkeit erhalten (WURPTS, 2003).

In den bedeutend kürzeren Vorhäfen der Nord- und Kaiserschleuse wird die Fluid Mud Bildung mit regelmäßigen Wasserinjektionen verhindert. Das erklärt die Übereinstimmung der hoch- und niederfrequenten Echolothorizonte der Längspeilungen in Abb. 36. Als in Bremerhaven noch mit konventionellen Methoden gebaggert wurde, haben sich in den Vorhäfen ebenfalls zwischen den Horizonten Abstände von rd. 3 m eingestellt (NASNER, 1997).

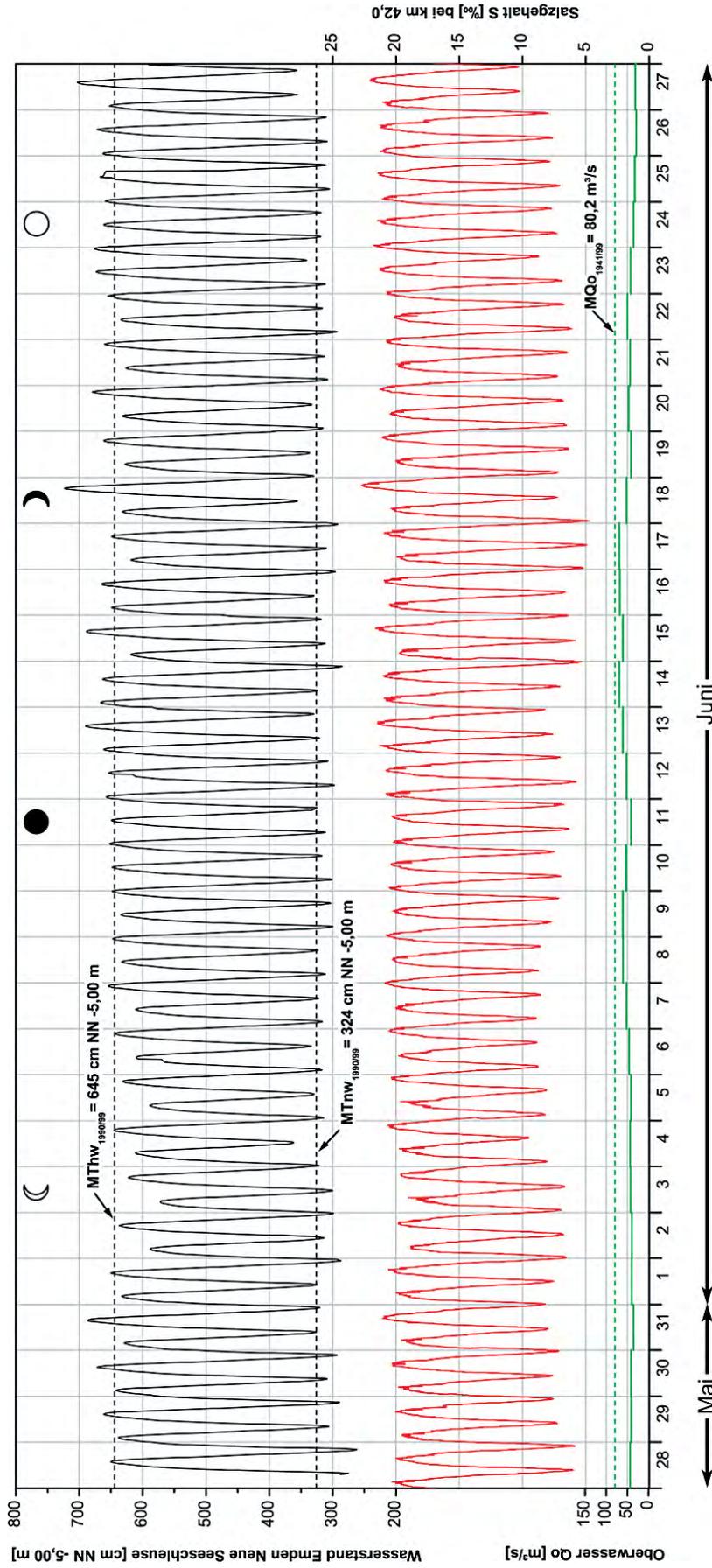


Abb. 33: Tidewasserstände am Pegel Emden Neue Seeschleuse sowie Salzgehalte der Ems bei km 42 vom 28.5. bis 27.6.2002

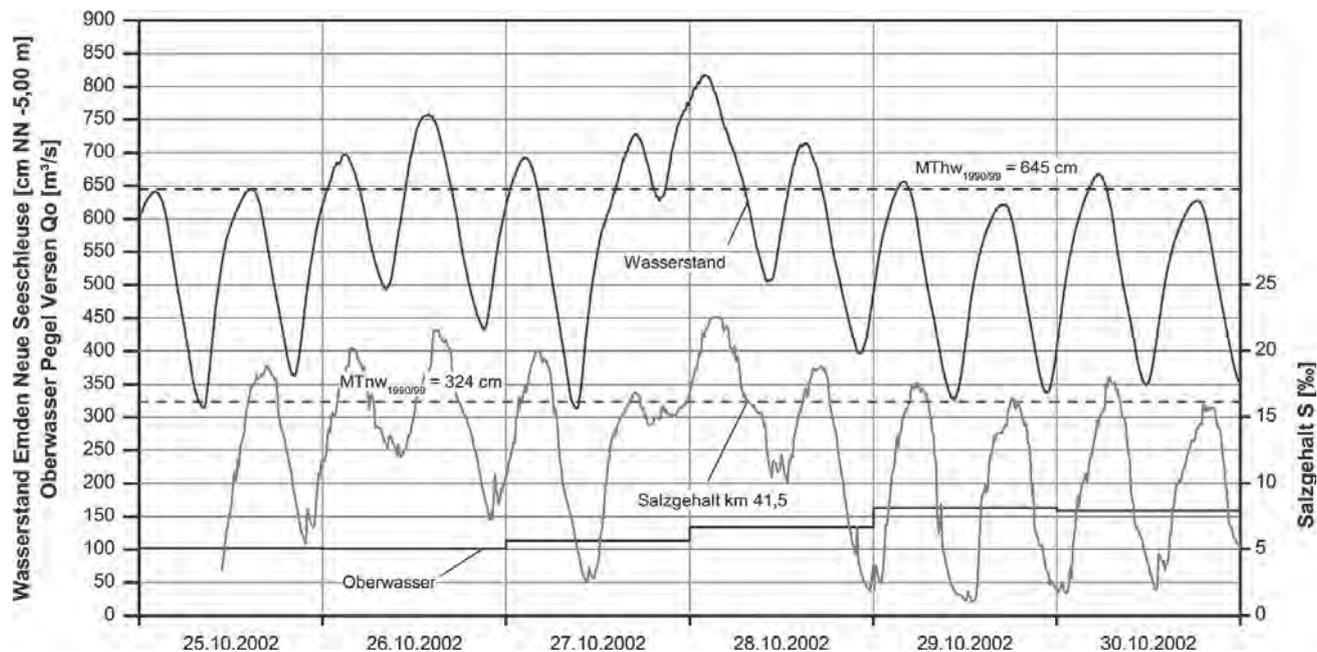


Abb. 34: Salzgehalte vor dem Emder Vor- und Außenhafen im Verlauf der Sturmflut vom 27./28.10.2002

– Salzgehalte bei Flutstrom

Die Salzgehaltsveränderungen in der Ems sowie dem Emder Vor- und Außenhafen sind beispielhaft für geringes und erhöhtes Oberwasser ($Q_o = 43 \text{ m}^3/\text{s}$ und $Q_o = 140 \text{ m}^3/\text{s}$) bei den Springtiden vom Juli 2000 und März 2001 in Abb. 37 dargestellt.

In Übereinstimmung mit den Untersuchungen für Bremerhaven sind während der Niedrigwasserstände auch in der Ems niedrigere Salzgehalte zu verzeichnen als im Vor- und Außenhafen (Messung 1 in Abb. 37). Bemerkenswert ist das starke Gefälle innerhalb des rd. 1400 m langen Außenhafens von etwa $\Delta S = 10 \text{ ‰}$ bei niedrigem Oberwasser. Gleichzeitig ist erkennbar, wie sich die Salzkonzentrationen im Vor- und Außenhafen durch die bis nach Thw andauernden Dichteströmungen phasenverschoben an die der Ems annähern.

Das horizontale Salzgehaltsgefälle zwischen Ems und Hafen kehrt sich in der dritten Stunde nach Tnw um (Messung 2 in Abb. 37) bei insgesamt geringer werdenden Vertikalgradienten der Salzgehaltsprofile.

Ab $T^{1/2w}$ werden über die sohlennahen Walzenströmungen die Dichteströmungen ausgelöst. Abb. 37 veranschaulicht, wie sich damit die vertikalen Salzgehaltsgefälle bei den Profilen im Hafensbereich wieder verstärken. Mit diesem Vorgang ist die Zunahme der absoluten Salzgehalte bis zum Eintritt des Tidehochwassers verbunden. Außerdem geht aus Abb. 37 die phasenverschobene Erhöhung der Salzgehalte innerhalb des Hafens zwischen den äußeren (Position 3 und 4) und inneren Messstellen (Position 1 und 2) hervor.

Trotz der wegen des höheren Oberwassers insgesamt geringeren Salzkonzentrationen im März 2001 sind die Horizontal- und Vertikalverteilungen bei Tnw und Thw (Abb. 37, 1 und 3) in sich vergleichbar. Mit den Profilen der mittleren Messung 2 wird die sich bei $T^{1/2w}$ vollziehende Umkehrung des Dichtegefälles zwischen Vorhafen und Ems aufgezeigt. Die Julimessung 2000 wurde dabei zu einem späteren Tidezeitpunkt aufgenommen als die vom März 2001 (Abb. 37 Mitte).

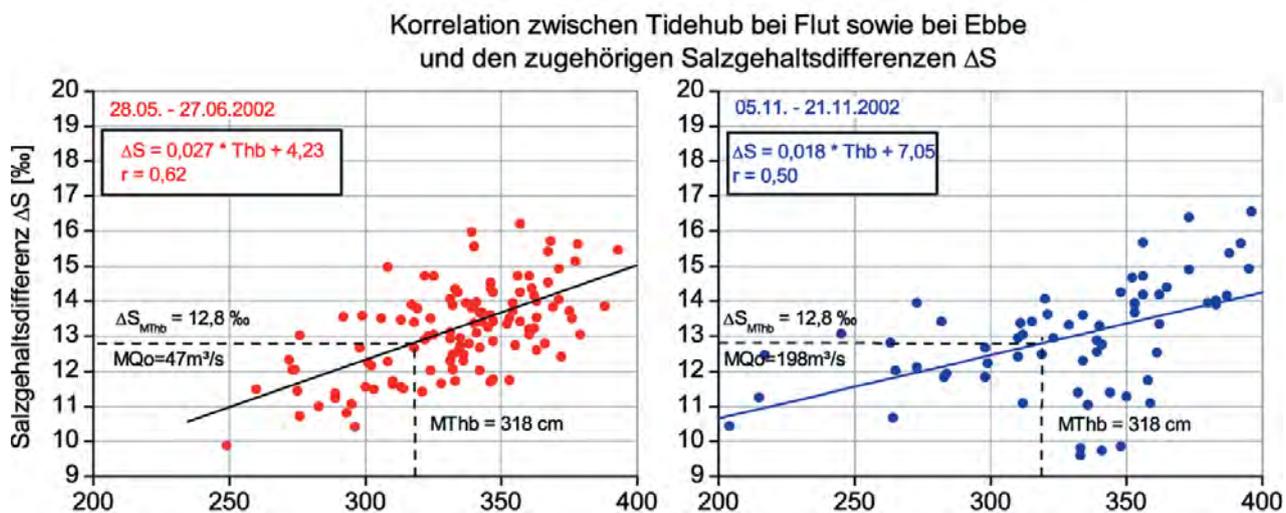
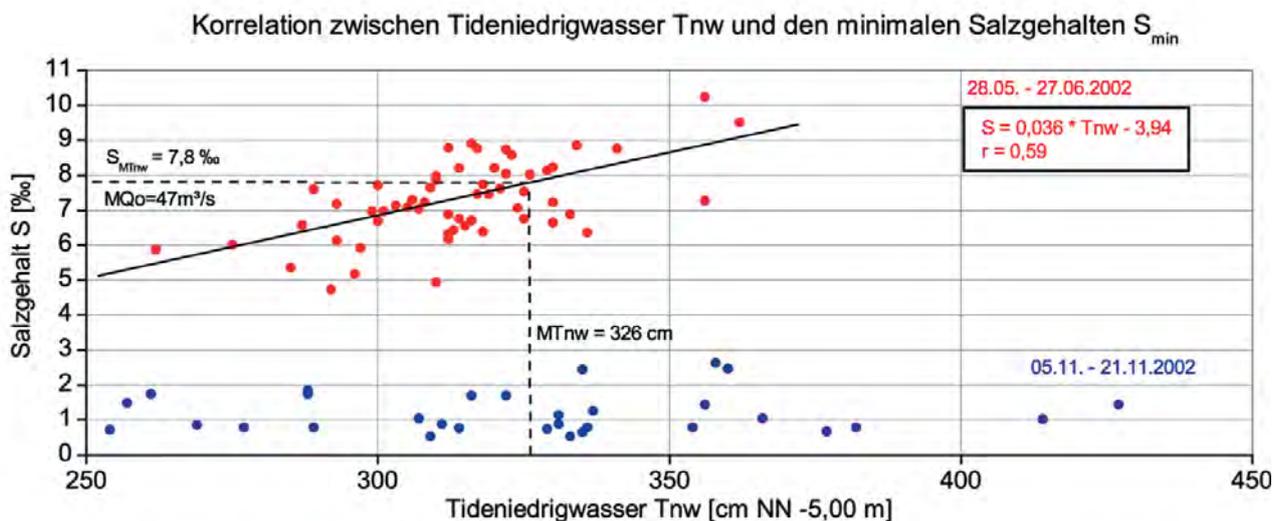
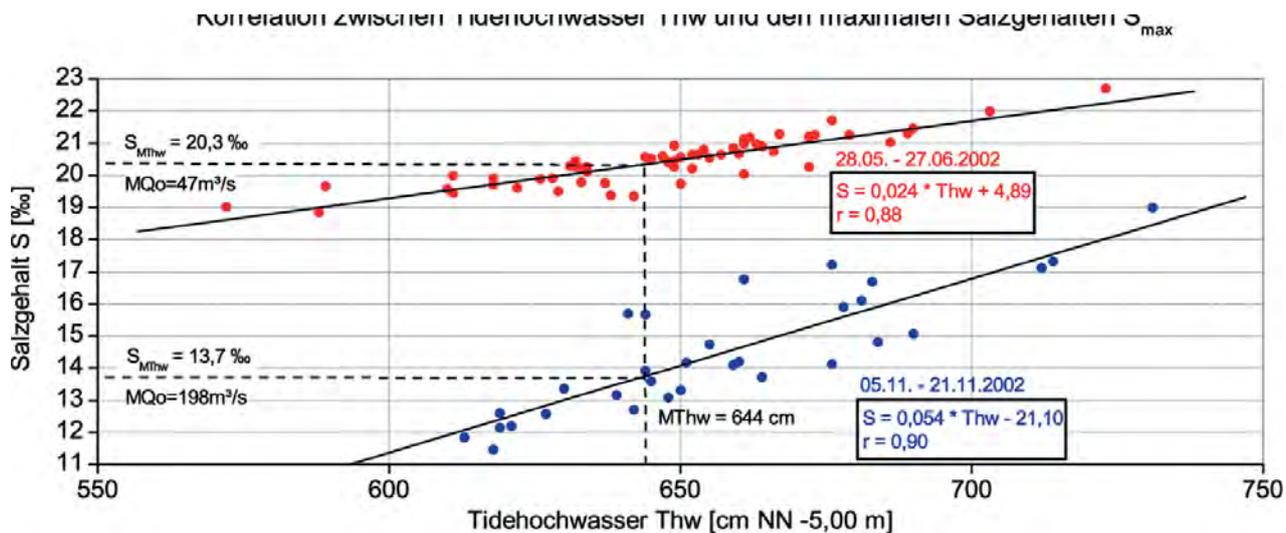


Abb. 35: Zusammenhang zwischen Thw , Tnw , Thb und S bei Ems-km 42 für verschiedene Oberwasserverhältnisse

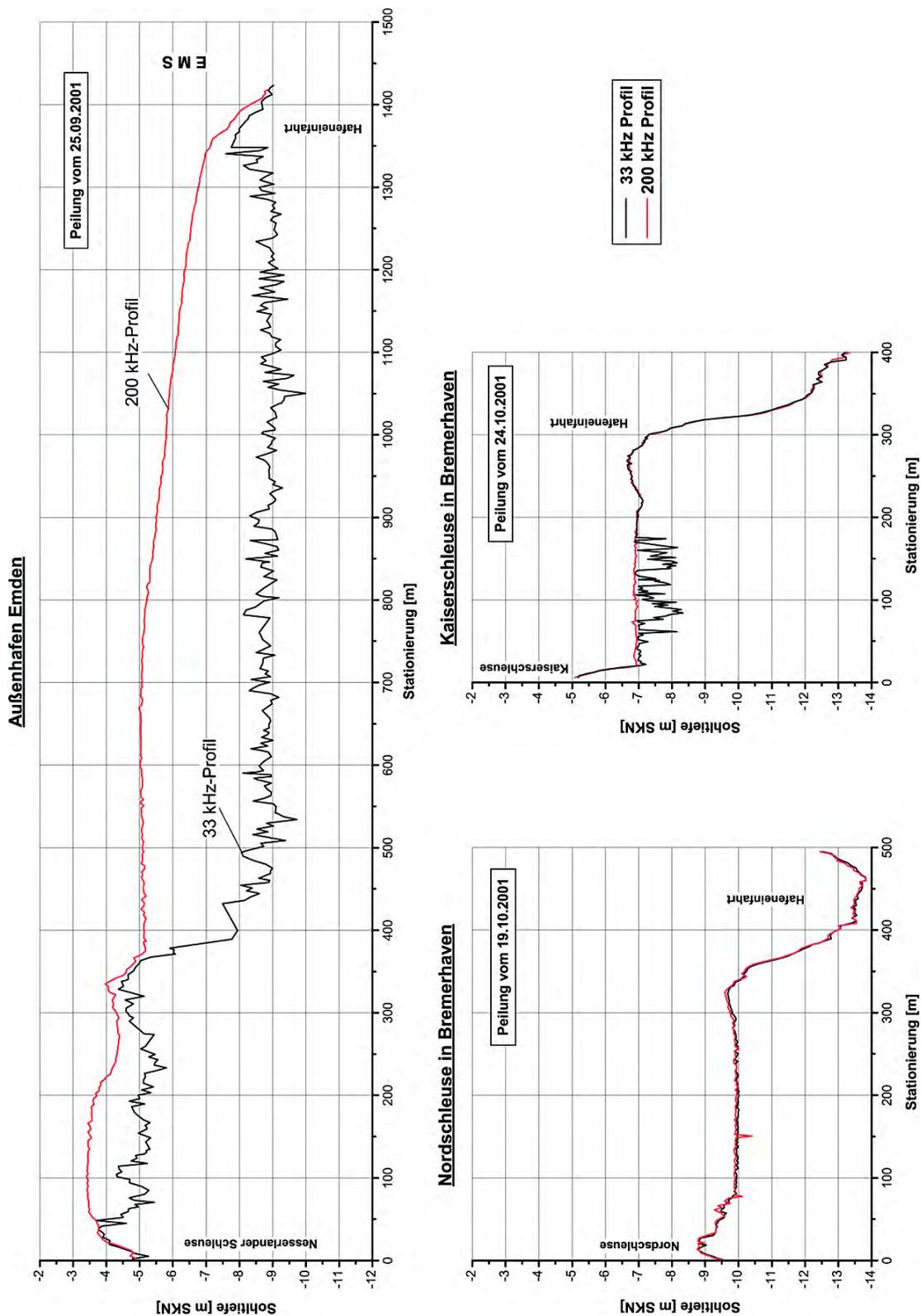


Abb. 36: Längsprofile im Emdener Außenhafen und den Vorhäfen in Bremerhaven

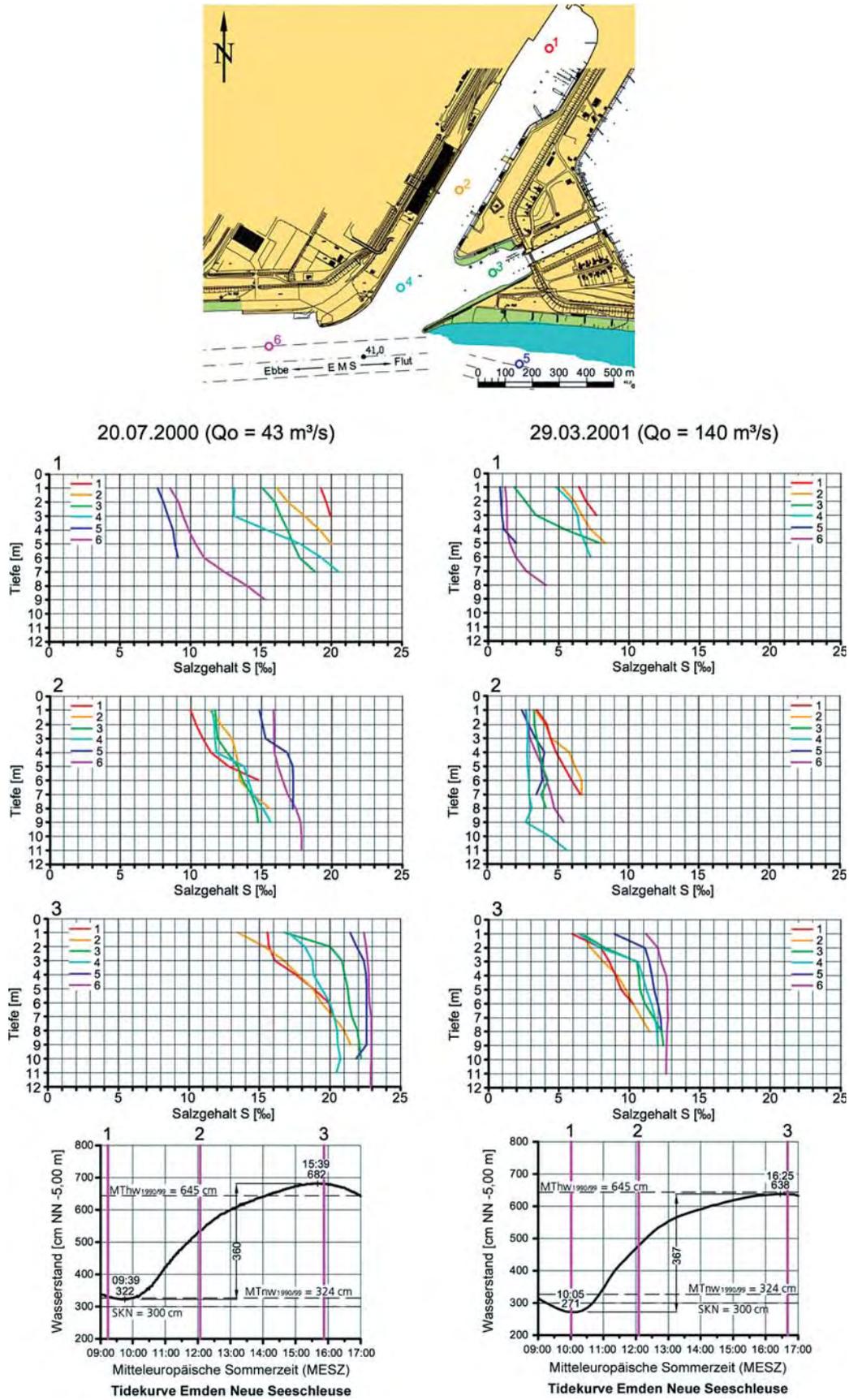


Abb. 37: Salzgehalte während der Flutstromphase im Bereich des Emders Vor- und Außenhafens bei unterschiedlichen Oberwasserbedingungen

– Salzgehalte bei Ebbestrom

Die bei Nipptiden im Juli 2000 ($Q_0 = 47 \text{ m}^3/\text{s}$) und März 2001 ($Q_0 = 199 \text{ m}^3/\text{s}$) ausgeführten Messungen vervollkommen das für die Flutströmungen aufgezeigte Bild (Abb. 38).

Bei Tidehochwasser sind die Salzgehalte in der Ems merklich höher als im Vorhafen (Messung 1, Abb. 38). Bei Tideniedrigwasser (Messung 3, Abb. 38) wurde, wie bei der Flutmessung im Juli 2000, ein horizontales Gefälle von rd. $\Delta S = 10 \text{ ‰}$ zwischen Position 1 und der Ems registriert. Bei dem hohen Binnenabfluss im März 2001 betrug es etwa die Hälfte.

Die Umkehr des Horizontalgradienten vollzieht sich in der zweiten Stunde nach Thw. Ab $T^{1/2}w$ verstärkt sich das Gefälle vom Hafen zur Ems mit zunehmender Ebbedauer bzw. sich intensivierenden Dichteströmungen. Bezeichnend ist wieder das besonders starke horizontale Gefälle bei Tnw und geringem Q_0 . Ebenso fallen die ausgeprägten Vertikalgradienten in der Hafeneinfahrt (Position 4) bei Thw und Tnw sowie die relativ geringen Unterschiede bei Tidehalbwasser auf.

Wie für die Flutstromverhältnisse gilt auch bei Ebbestrom, dass die Salzkonzentrationen bei erhöhtem Oberwasser der Ems zwar durch die damit verbundene Verschiebung der Brackwasserzone zur Außenems absolut geringer werden. Durch die tideabhängigen Gradienten des Salzgehaltes werden jedoch auch bei höheren Binnenabflüssen Dichteströmungen im angrenzenden Vor- und Außenhafen angeregt. Das wurde mit den Strömungsmessungen vom November 2002 (Abb. 31 und 32) nachgewiesen.

Abschließend bleibt festzustellen, dass die für den Dichteeffekt in den brackwasserbeeinflussten Vorhäfen der Weser und Ems maßgebenden, im Tiderhythmus veränderlichen Salzgehalte trotz der unterschiedlichen Randbedingungen miteinander vergleichbar sind. Im Emdener Außenhafen kommt es dabei wegen der relativ großen Länge von rd. 1400 m vor allem während der Ebbe bei niedrigen Tidewasserständen zu besonders starken Salzgehaltsgefällen zwischen dem Außenhaupt der Nesserlander Schleuse und der Ems.

6.3 Schwebstoffe

Über die tide- und oberwasserabhängige Verlagerung der Brackwasserzone in der Ems und die damit verbundenen Einflüsse auf die Schwebstoffkonzentrationen liegen verschiedenen Ausarbeitungen vor (SCHULZE, 1990; SPINGAT, 1997; SPINGAT u. OUMERACI, 2000). In Abb. 39 ist die stromaufwärtige Verlagerung der Brackwasserzone bei abnehmender Oberwasserführung ersichtlich.

Bei mittleren Oberwasserbedingungen liegt das Untersuchungsgebiet im Maximum der „Trübungszone“, die sich durch besonders hohe Schwebstoffkonzentrationen auszeichnet. Bei hohen Abflüssen aus dem Binnenland wird das Zentrum in das Tidegebiet unterhalb von Emden verlagert. Insgesamt gesehen sind in der Ems bei Emden erheblich höhere Schwebstoffkonzentrationen vorhanden als in der Weser bei Bremerhaven.

– Schwebstoffe bei Flutstrom

Die mit der mobilen Sonde während der Springtide vom 20. Juli 2000 gemessenen Schwebstoffkonzentrationen sind in Abb. 40 dargestellt.

Gegenüber den Vorhäfen in Bremerhaven führt die bedeutend größere Länge des Emdener Außenhafens, der Sohl sprung oberhalb der Hafeneinfahrt sowie die anstehende, stabile Fluid Mud Lage zu anderen Schwebstoffverhältnissen im Tideablauf.

Im inneren Außenhafen wird das Schwebstoffgeschehen durch den Tide- oder Strömungseffekt nicht mehr merklich beeinflusst (Abb. 40, Position 1). Auch durch den Dich-

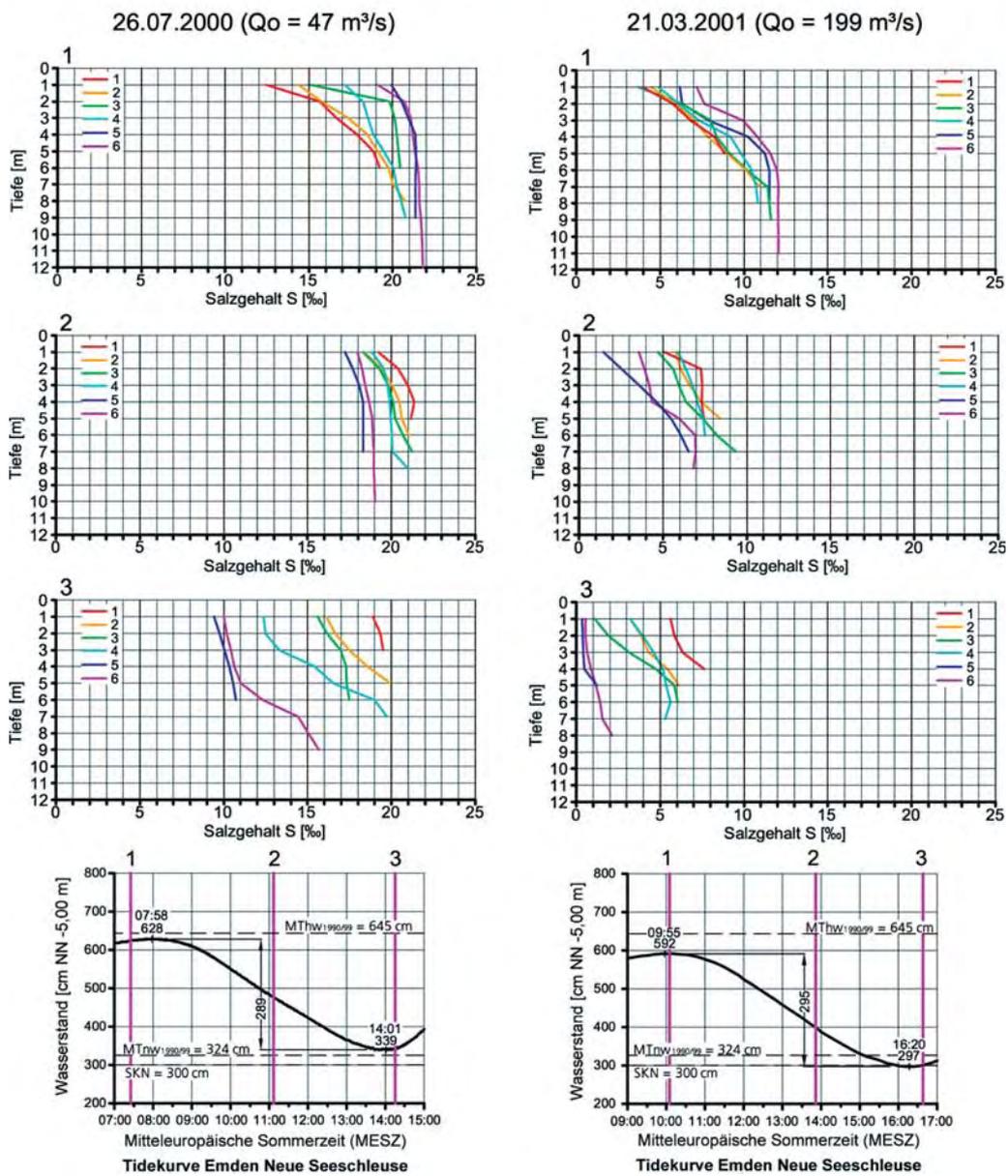
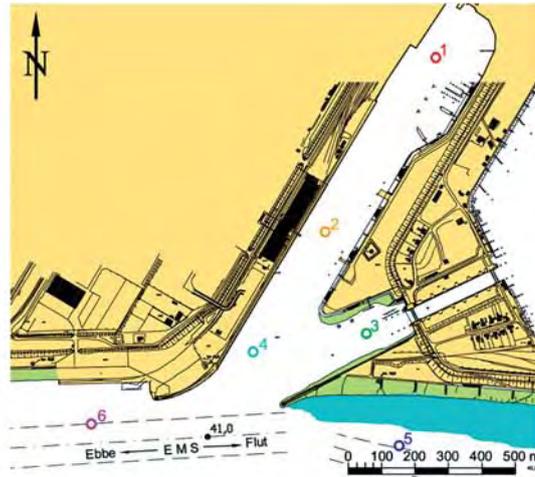


Abb. 38: Salzgehalte während der Ebbestromphase im Bereich des Emder Vor- und Außenhafens bei unterschiedlichen Oberwasserbedingungen

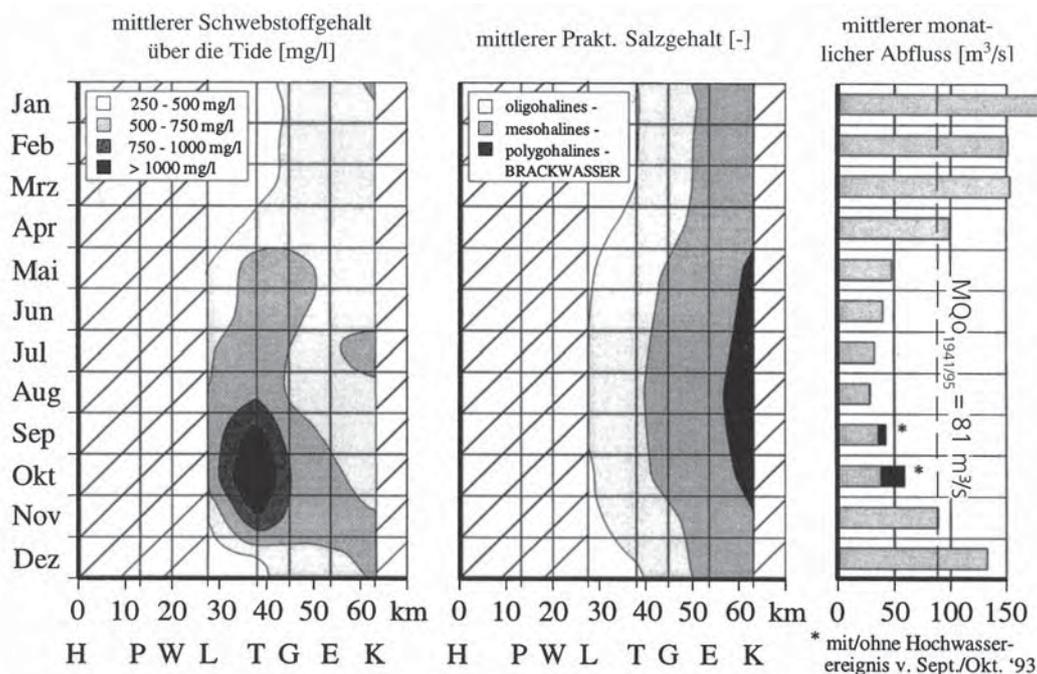


Abb. 39: Trübungs- und Brackwasserzone bei mittleren Abflussverhältnissen über den Jahreszyklus zwischen Ledamündung und Knock (nach SPINGAT, 1997) (H = Herbrum, P = Papenburg, W = Weener, T = Tede, G = Gehrde, E = Ems, K = Knock)

teffekt treten dort keine morphologisch nachhaltigen hydrodynamischen Vorgänge mehr auf. Über der sich im Gleichgewichtszustand befindlichen Fluid Mud Schicht bleiben die Feststoffkonzentrationen nahezu unverändert. Die feinen Partikel verharren im Schwebezustand bei Konzentrationen von $C_s \approx 300$ bis 500 mg/l . Die höheren Werte bei der zweiten Messung sind auf Schiffsbewegungen zurückzuführen.

Weiter außen finden strömungs- und dichtebedingte Austauschvorgänge mit der Ems statt (Pos. 2 bis 4 in Abb. 40). Während der späteren Ebbestromphase werden relativ hohe Schwebstoffkonzentrationen aus der Ems an der Wasseroberfläche entlang der Westmole in den Hafen transportiert (vgl. Abb. 32). Dieser Vorgang hält bis zur Strömungsumkehr in der Ems an (Messung 1 und 2 in Abb. 40). Zur Kenterphase kommt es vorübergehend zu deutlich geringeren Schwebstoffkonzentrationen in der Ems.

Während der Flutstromphase erhöht sich die Feststofffracht im Tidestrom besonders im flacheren Wasser oberhalb des Sohlsprungs (Abb. 40, Messung 3 und 4). Der sich bei Tidehalbwasser im tiefen Wasser verstärkende Energieeintrag über die Walzen- und Dichteströmungen entlang der Ostmole (vgl. Abb. 27, Messung 2) führt zunächst dort zur Sedimentanreicherung des Wasserkörpers. Dabei handelt es sich offenbar mehr um die Remobilisierung von Feststoffen, weil das Wasser im Emdor Vor- und Außenhafen bereits mit Schwebstoffen gesättigt ist.

Mit den sich nach $T^{1/2}w$ verstärkenden Dichteströmungen erhöhen sich die Schwebstoffkonzentrationen im Vor- und Außenhafen bis zu $C_s \approx 2000 \text{ mg/l}$ (Abb. 40, Messung 4, Position 2 und 3).

Gleichzeitig werden in den oberen Wasserschichten entsprechend hohe Konzentrationen durch den Dichtestromeffekt in die Ems zurücktransportiert (Messung 4, Position 4 in Abb. 40). Aufgrund der Sättigung des Außenhafens mit Schwebstoffen und dem damit vorhandenen „Gleichgewichtszustand“ bleibt die Feststoffbilanz gegenüber den Vorhäfen in

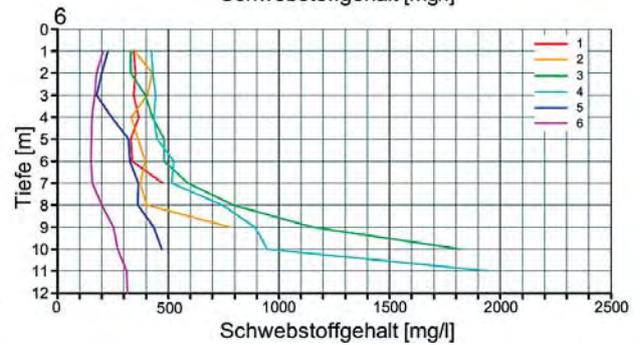
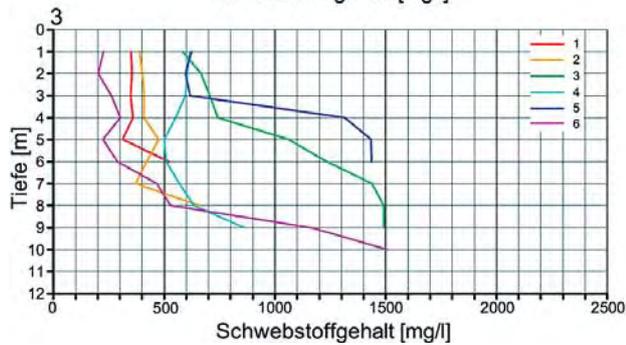
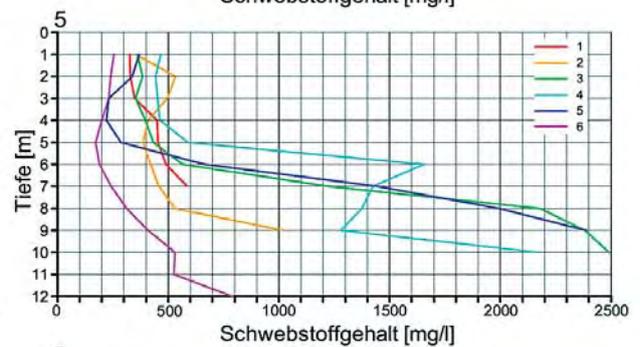
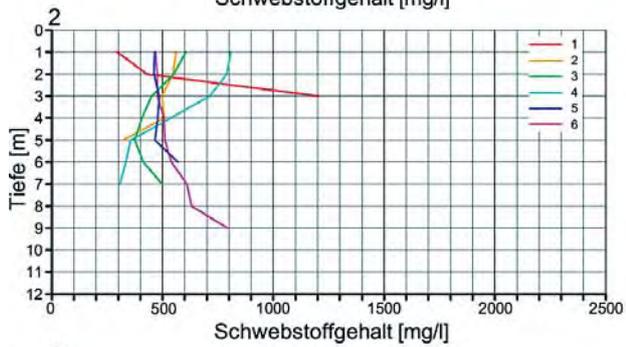
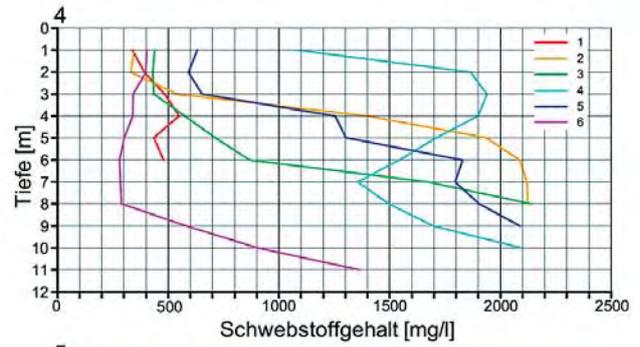
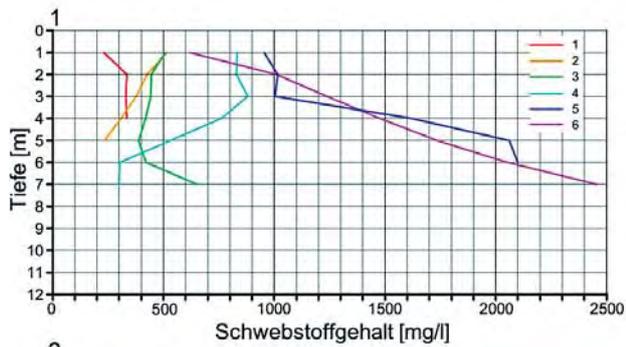
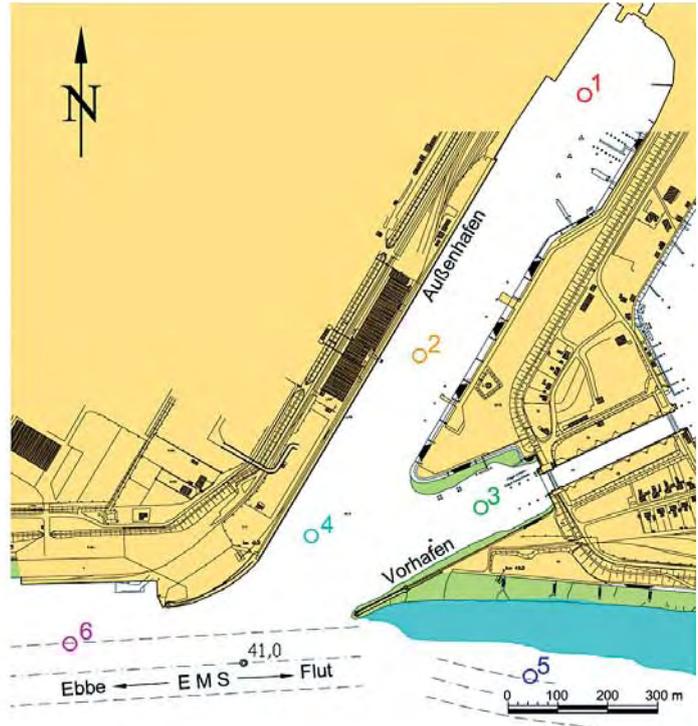
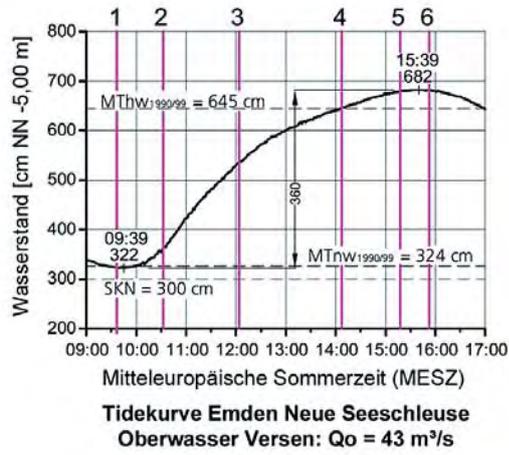


Abb. 40: Schwebstoffgehalte im Bereich des Emdner Vor- und Außenhafens, Flutmessung am 20.7.2000

Bremerhaven im Tideablauf mehr ausgeglichen. Die hohen Konzentrationen sind eher auf die Remobilisierung des vorhandenen Materials im Bereich des hochfrequenten Peilhorizontes zurückzuführen. Die hydrodynamisch bedingten Austauschvorgänge finden zwischen dem äußeren Hafenbereich und der Ems statt.

Zum Eintritt des Thw beruhigt sich die Situation in der Ems und zeitverzögert auch im Vor- und Außenhafen (Messung 5 und 6 in Abb. 40).

– Schwebstoffe bei Ebbestrom

Die bei dem Nipptidefall vom 26. Juli 2000 gemessenen Trübungen sind in Abb. 41 aufgetragen.

Die Schwebstofffrachten erhöhen sich in der Ems nach der Flutstromkenterung kontinuierlich bis zum Tideniedrigwasser (Abb. 41). Dem Vertikalgradienten der Ebbeströmungen entsprechend und aufgrund der unterschiedlichen Wassertiefen stellen sich oberhalb der Hafeneinfahrt sehr viel höhere Konzentrationen ein als unterhalb davon.

Im Vor- und Außenhafen wurden bis Tidehalbwasser (Abb. 41, Messung 3) an allen Positionen relativ geringe Schwebstoffkonzentrationen von $C_s = 200$ bis 300 mg/l festgestellt.

In der zweiten Ebbestromphase führen die Strömungs- und Dichteeffekte (vgl. Abb. 32) zu den Austauschvorgängen zwischen der Ems und dem angrenzenden Hafenbereich. In den oberen Wasserschichten (Position 4, Abb. 41) werden zunehmend Feststoffe in den Hafen eingetragen. Mit den zur Ems gerichteten Dichteströmungen in den tieferen Wasserschichten findet der Rücktransport zur Ems statt (Position 3, Abb. 41). Besonders ausgeprägt sind die entgegengesetzt verlaufenden Schwebstoffverteilungen kurz nach Tideniedrigwasser (Abb. 41, Messung 6).

Im inneren Außenhafen (Position 1 und 2) sind die hydrodynamischen Vorgänge offenbar von untergeordneter Bedeutung. Die relativ hohen Feststoffkonzentrationen sind dort auf die sehr geringen Sinkgeschwindigkeiten der Partikel zurückzuführen.

– Dauermessungen

Die Aanderaa-Sonden messen die Trübung des Wassers mit rückstreuendem Infrarotlicht. Dazu senden Dioden Licht aus, das von den Feststoffpartikeln reflektiert und von einem Infrarotdetektor aufgefangen wird. Die Trübung wird in NTU-Einheiten (Naphelometric Turbidity Units) gemessen. Zum besseren Verständnis und Vergleich wurden die NTU-Werte in Schwebstoffgehalte C_s [mg/l] umgerechnet.

Bei der Messung vom Frühjahr 2002 wurden die Sonden des NHA-Ems-Dollart außerhalb des Fahrwassers, ober- und unterhalb des Emder Außenhafens bei Strom-km 40 und 42 ausgelegt. Die 3 Meter über Grund im 5-Minutentakt gemessenen Trübungen sind in Abb. 42 dargestellt.

In der Übersicht sind die tideabhängigen Schwankungen der Schwebstoffgehalte zu erkennen. Relativ geringe Suspensionen wurden zur Hochwasser- und besonders hohe Konzentrationen während der Niedrigwasserphasen beobachtet. Die stärkeren Turbulenzen bei km 40 sind durch den Sohlsprung zu erklären. Die geringere Wassertiefe führt zu einer turbulenteren Durchmischung als bei Strom-km 42. Das zeigt sich besonders im Rückgang der maximalen Schwebstoffgehalte bis auf $C_s \approx 1600$ mg/l während der Nipptide am 4. Juni 2002 unterhalb der Hafeneinfahrt.

Die in Abb. 43 aufgetragenen Beispiele zeigen die Schwebstoffganglinien in der Ems bei Spring- und Nipptiden vom 12. und 4. Juni 2002. Die insgesamt höheren Schwebstoffgehalte

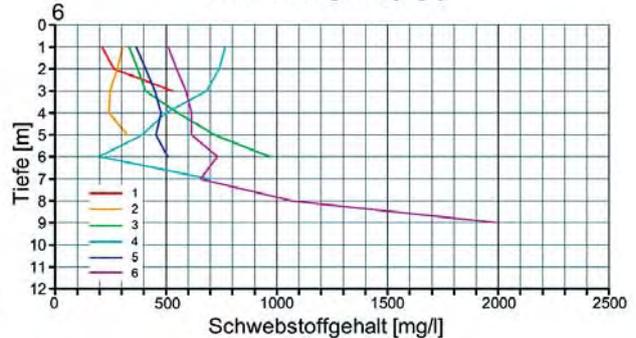
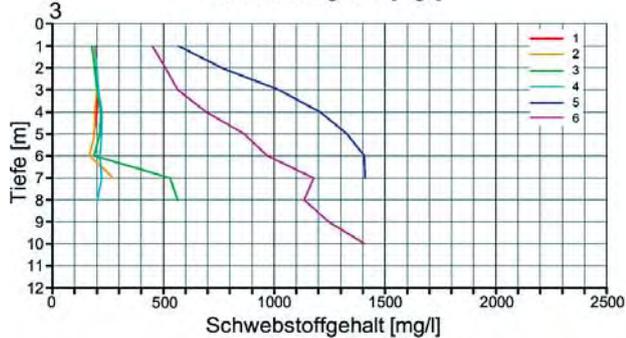
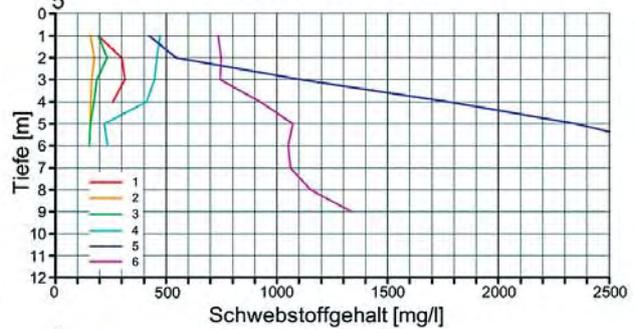
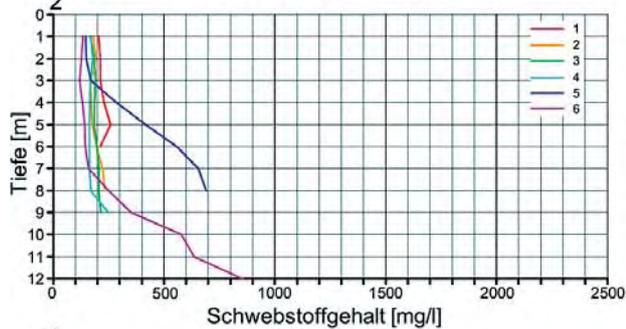
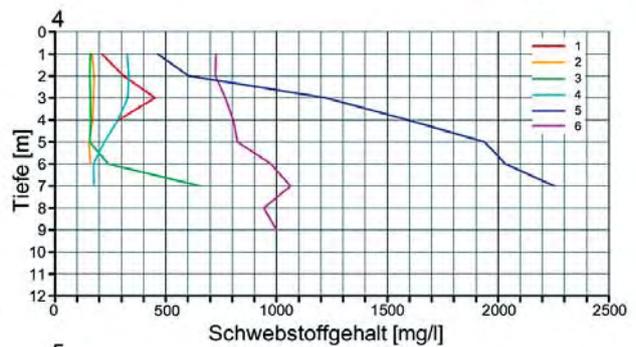
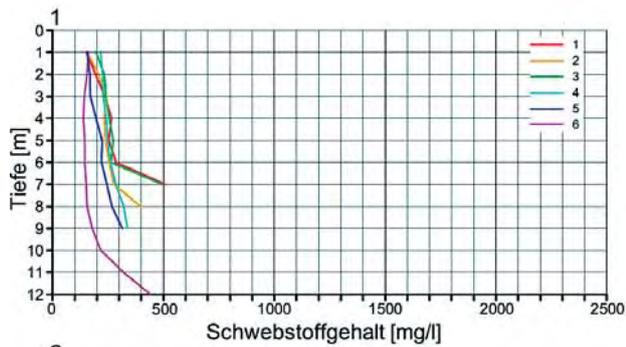
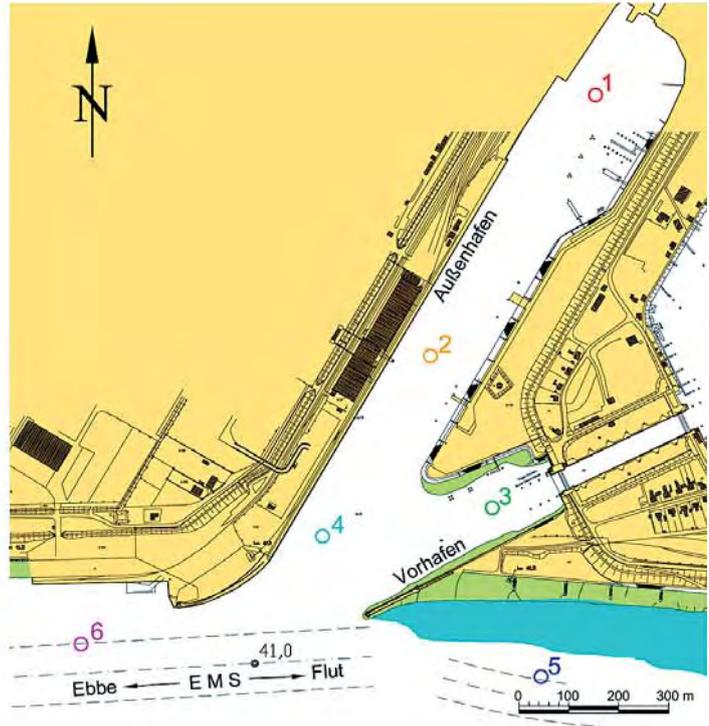
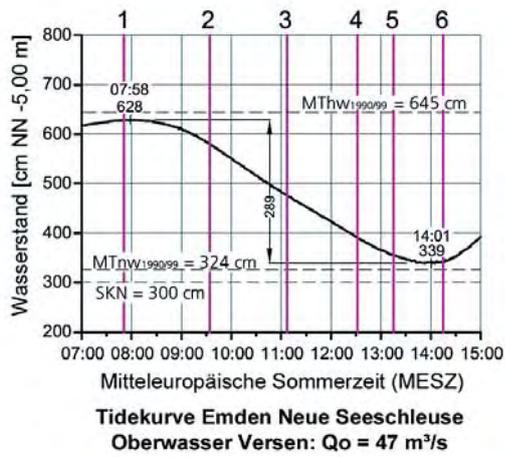


Abb. 41: Schwebstoffgehalte im Bereich des Emders Vor- und Außenhafens, Ebbmessung am 26.7.2000

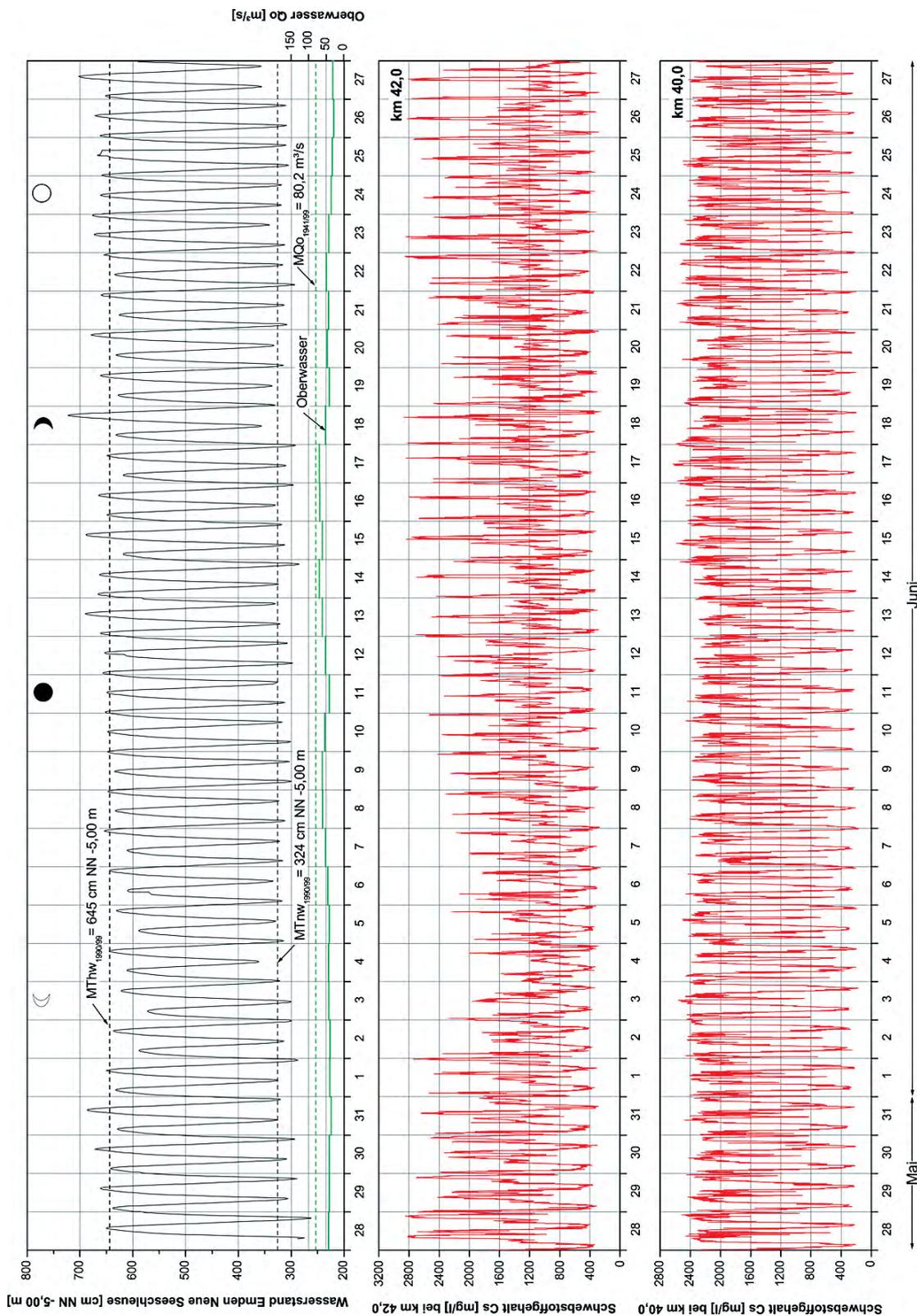


Abb. 42: Tidewasserstände am Pegel Neue Seeschleuse sowie Schwebstoffgehalte der Ems bei km 40,0 und 42,0 vom 28.5. bis 27.6.2002

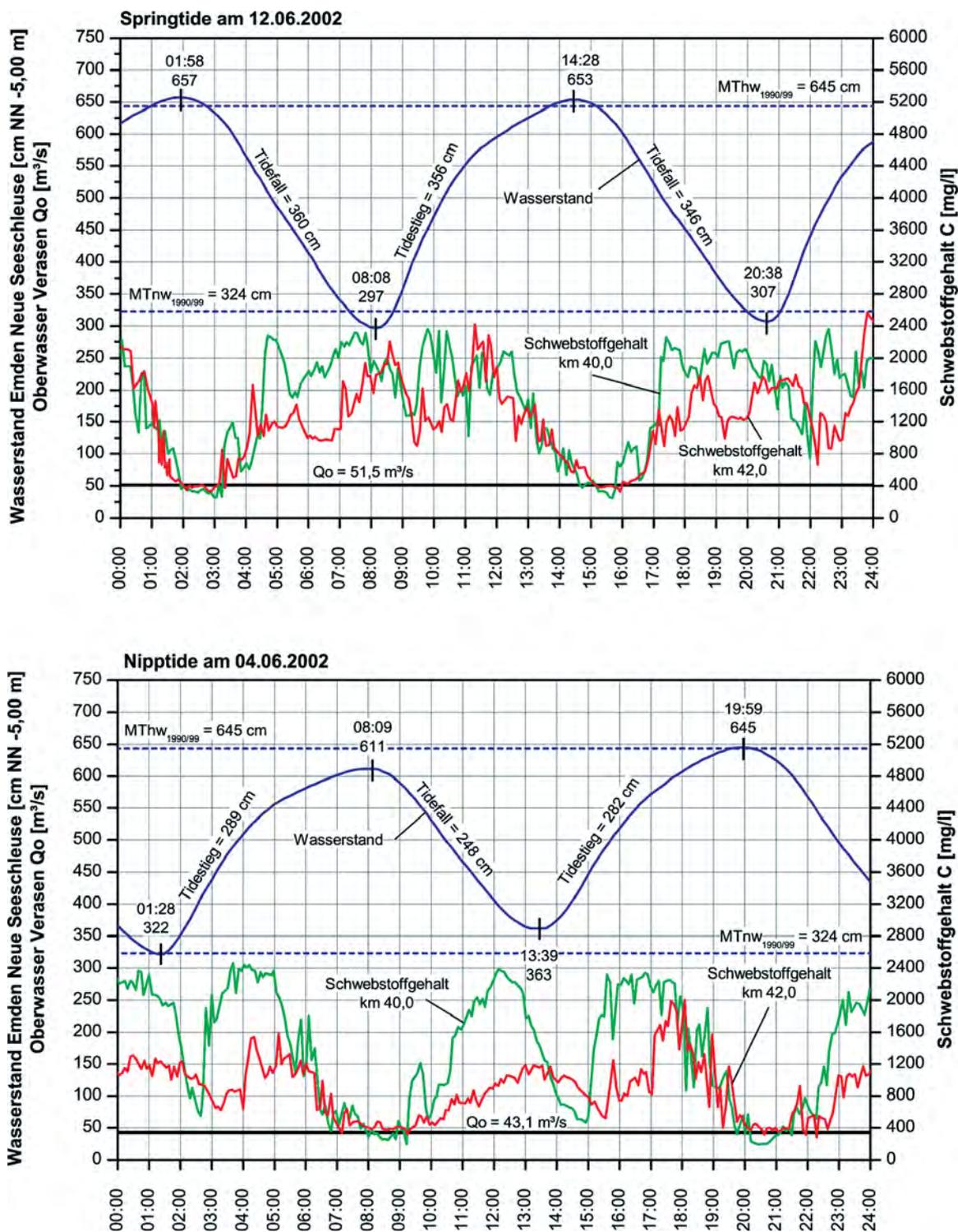


Abb. 43: Schwebstoffgehalte bei Ems-km 40 und 42 während der Springtide am 12.6.2002 und Nipptide am 4.6.2002

im flacheren Wasser bei km 40 (grüne Linien) sind bei den niedrigen Wasserständen während der Nipptide vom 4.6.2002 besonders ausgeprägt.

Grundsätzlich sind die hohen, tideabhängigen Feststoffmengen in der Ems durch die dort vorhandenen sehr feinen Sedimente bedingt. Mit abnehmendem Gradienten des Salzgehaltes und daraus resultierenden schwächeren Sohlströmungen wird die Transportkapazität

und damit die Schwebstofffracht in der zweiten Hälfte der Flutstromphase (rd. 2 Stunden vor Thw) bis zur nach Thw einsetzenden Kenterung schwächer. Die geringsten Feststoffkonzentrationen von $C_s = 400$ mg/l werden mit der gegenüber dem Thw verspäteten Flutstromkenterung bei der Spring- und Nipptide erreicht.

Wegen der gleichmäßigeren Strömungen während der Ebbestromphase nehmen die Schwebstoffe in der Ems bis etwa zum Eintritt des Tnw zu. Die anders gearteten hydrodynamischen Vorgänge während der Ebbestromkenterung lassen bei Springtiden nur ein schwächeres Absinken der Schwebstoffgehalte zu. Der sohlennah einsetzende Flutstrom führt zur relativ raschen Resuspension des Materials.

Bei den niedrigen Wasserständen während der letzten Ebbe- und ersten Flutstromphase wurden in der Ems maximale Schwebstoffgehalte von $C_s > 2000$ mg/l erreicht (Abb. 43).

Im Brackwasserbereich der Ems werden bedeutend höhere Feststoffkonzentrationen im Tiderhythmus bewegt als in der Weser bei Bremerhaven. Die höchsten Schwebstoffgehalte stellen sich in allen Vorhäfen bei Springtiden während der Flutstromphase und hohen Tidewasserständen ein.

Mit zunehmender Vorhafenlänge vermindert sich die Energie der Dichteströmungen. An den nahe zum Tidestrom gelegenen Außenhäuptern der Kaiser- und Nordschleuse führt die Kehrung der Dichteströmungen zum Tidehochwasser zu besonders starken Schwebstoffanreicherungen in den Vorhäfen. Die insgesamt gesehen vergleichsweise geringen Schwebstoffbewegungen im Emdor Vor- und Außenhafen sind durch die dort anstehende stabile Fluid Mud Lage und ausgeglichene Schwebstoffbilanz bedingt. Vor der über 1 km von der Ems entfernten Nesserlander Schleuse im Emdor Außenhafen haben Dichte- und Strömungseffekte keine merklich tideabhängigen dynamischen Auswirkungen mehr.

7. Zusammenfassende Betrachtungen

Die in situ Messungen in den brackwasserbeeinflussten Vorhäfen an der Weser und Ems hatten zur Aufgabe, die komplexen hydrodynamischen und morphologischen Vorgänge näher kennen zu lernen.

In den Schleusenvorhäfen sind die sich im Tideablauf überlagernden Walzen- und Dichteströmungen von entscheidender Bedeutung für die daraus resultierenden morphologischen Vorgänge mit den besonders hohen Auflandungen und dem daraus entstehenden verflüssigten Schlick (Fluid Mud).

Übereinstimmend haben die Untersuchungen an der Weser und Ems ergeben, dass sich die Dichteströmungen jeweils etwa ab Tidehalbwasser entwickeln und in der anschließenden Tidephase verstärken. Sie dauern über die jeweiligen Kenterungen hinaus an und lösen sich erst in der zweiten Stunde nach dem Eintritt der Scheitelwasserstände auf.

Die schwerkraftbedingten, intensiveren Sohlströmungen im Tidefluss fachen bei Flut verstärkt in den tieferen Wasserschichten der Hafeneinfahrt Walzenströmungen an. Dem Stromeffekt überlagert sich der Dichteeffekt, indem das spezifisch schwerere Wasser vom Walzenrand aus unten in den Vorhafen strömt. Trotz der in Bremerhaven um rd. 3 bzw. 7 m gegenüber der Weser höher gelegenen Vorhafensohlen gelangen die Wassermengen durch den Dichteeffekt sohlennah mit hoher Energie bis zu den rd. 460 m bzw. 300 m entfernten Außenhäuptern der Seeschleusen. Aufgrund der hydrodynamischen Kräfte kommt es an der Hafenoberfläche zur Rückströmung des Wassers zum Tidestrom.

Während der Ebbe sind die Vorgänge durch die besonders intensiven Oberflächenströmungen im Tidefluss entgegengesetzt. Das spezifisch leichtere Wasser strömt oben vom Rand

der Ebbestromwalzen aus in den Vorhafen. Mit diesem Vorgang wird als Folge das spezifisch schwerere Wasser im unteren Wasserkörper des Vorhafens zurück in den Strom verdrängt.

Die hydrodynamischen Gegebenheiten sind im Emdener Vor- und Außenhafen in Emsnähe mit denen in Bremerhaven vergleichbar. Aufgrund der großen Tidewege bis zur rd. 1400 m von der Ems entfernten Nesserlander Schleuse wirken sich dort Tide- und Strömungseffekte nicht mehr aus. Das morphologische Geschehen wird nur noch geringfügig durch den Dichteeffekt beeinflusst.

Mit den Salzgehaltsmessungen ist ein verbesserter Einblick in die Strömungsvorgänge gewonnen worden. In der Flut- und Ebbestromphase prägen sich in Weser und Ems zum Tidehalbwasser die horizontalen und vertikalen Salzgradienten mit den zugehörigen brackwassertypischen Geschwindigkeitsverteilungen aus. Dadurch werden die Walzen- und Dichteströmungen in den Vorhäfen ausgelöst. Die Salzgehalte in den Vorhäfen passen sich jeweils phasenverschoben mit fortschreitender Tidedauer denen im Tidefluss an. Für alle Vorhäfen wurde festgestellt, dass die Salzgehalte bei Tidehochwasser im Strom höher und bei Tideniedrigwasser geringer als in den Vorhäfen sind. In dem rd. 1400 m langen Emdener Außenhafen sind die Salzgehaltsgefälle bei Tnw und Thw im Vergleich zu den relativ kurzen Vorhäfen in Bremerhaven sehr viel deutlicher ausgeprägt. Die horizontalen Gefälle kehren sich nach den Strömungskenterungen in der zweiten Stunde nach Thw bzw. Tnw um. In dieser Zeit lösen sich auch die tidebedingten Dichteströmungen in den Vorhäfen auf.

Die Verhaltensmuster der tideabhängigen Strömungs- und Salzgehaltsverhältnisse können für die untersuchten Vorhäfen in Bremerhaven und Emden verallgemeinert werden. Die Verlagerung der Brackwasserzone durch höheres Oberwasser führt in den Tideflüssen der Weser und Ems zu absolut geringeren Salzgehalten. Die tideabhängigen Differenzen und Gradienten mit den daraus resultierenden Strömungs- und Dichteeffekten bleiben für einen relativ großen Schwankungsbereich der Binnenabflüsse erhalten. Die hydrodynamischen Vorgänge sind bei Springtiden durch den höheren Energieeintrag stärker ausgeprägt als zur Nipptidezeit.

Die Überlagerung der Strömungs- und Dichteeffekte führt zu den besonderen morphologischen Gegebenheiten in den brackwasserbeeinflussten Vorhäfen. In der Flutstromphase sind die Schwebstoffanreicherungen in den Vorhäfen wegen des sohlennahen Energieeintrags in den Vorhäfen höher als während der Ebbestromphase.

Mit den in Bremerhaven ausgeführten in situ Messungen wurde nachgewiesen, wie in den Vorhäfen vorhandene Sedimente durch die Dichteströmungen bei Flut resuspendiert und gleichzeitig zusätzliche Feststoffmengen eingetragen werden. Vor den nahe der Einfahrt gelegenen Außenhäuptern der Nord- und Kaiserschleuse wird das Wasser zum Ende der Flutstromphase bis nach Tidehochwasser besonders stark mit Schwebstoffen angereichert. Die damit verbundene positive Feststoffbilanz wird mit den entgegengesetzt gerichteten Walzen- und Dichteströmungen während der Ebbestromphase nicht ausgeglichen.

In Bremerhaven werden drohende Fluid Mud Bildungen durch den Einsatz eines Wasserinjektionsgerätes verhindert. Diese Unterhaltungsmethode hat sich bei den relativ kurzen Vorhafenlängen und den günstigen Gefälleverhältnissen zur Wesersohle gut bewährt. In Kenntnis der Strömungsvorgänge in den Vorhäfen ist es möglich, die Einsatzzeiten der Wasserinjektionen tideabhängig zu optimieren.

Bei der sich im Gleichgewicht befindlichen, stabilen Fluid Mud Lage im Emdener Außenhafen ist der Wasserkörper mit Schwebstoffen gesättigt. Es findet deshalb mehr ein Austausch zwischen Ems und angrenzendem Hafenbereich statt. Die Feststoffbilanz ist dort im Tideablauf ausgeglichener als in Bremerhaven. Durch die Dichteströmungen werden die vorhandenen Sedimente im äußeren Hafenbereich am stärksten in der zweiten Hälfte der Flutstromphase remobilisiert. Die Schwebstoffkonzentrationen verringern sich wieder durch Se-

dimentation mit sich abschwächender Dichteströmung. Die während der Ebbedauer relativ hohen Feststoffgehalte im Wasser des Emdener Außenhafens bis vor dem Außenhaupt der Nesserlander Schleuse sind auf die besonderen Eigenschaften der Brackwassersedimente in der Ems zurückzuführen. Aufgrund der Koagulationsprozesse und biologischer Vorgänge handelt es sich bei den Partikeln im wörtlichen Sinn mehr um Schweb- als um Sinkstoffe. Auch bei Tideniedrigwasser findet trotz der hohen Feststoffkonzentrationen im Strom nur ein geringer Feststoffaustausch im emsnahen Bereich statt.

8. Schlus sbemerkungen

Mit den in situ Untersuchungen wurde durch das vom BMBF geförderte KFKI Projekt 03 KIS 019 „Hydrodynamische und morphologische Vorgänge in brackwasserbeeinflussten Vorhäfen“ ein verbesserter Einblick in die komplexen Fließ- und Transportvorgänge in brackwasserbeeinflussten Vorhäfen gewonnen. Damit sind die Voraussetzungen dafür geschaffen worden, dass die Strömungsbedingungen mit theoretischen Ansätzen und numerischen Modellrechnungen realistischer simuliert werden können.

Die Ergebnisse der in situ Untersuchungen haben ein erfreuliches Interesse in der Fachwelt hervorgerufen. Das mag die Liste der Vorträge und Veröffentlichungen im Anhang zum Schrifttum bekunden. Diskussionen mit den Fachkollegen im In- und Ausland haben deutlich gemacht, dass die Sedimentationsprobleme nicht allein auf die norddeutschen Tidehäfen begrenzt sind. Von der PIANC wurde dazu eine international zusammengesetzte Expertengruppe gegründet (MarCom Working Group 43 „Minimising Harbour Siltation“). Der Verfasser dieses Berichts ist dankbar dafür, dass er als Mitglied dieser Gruppe die eigenen Erfahrungen und die in diesem Forschungsvorhaben gewonnenen, neuen Erkenntnisse einbringen kann. Selbstverständlich ist auch der ständige Gedankenaustausch mit den Kollegen für künftige Aufgaben von besonderem Wert.

Es werden weltweit Anstrengungen unternommen, den Unterhaltungsaufwand in Tidehäfen zu optimieren bzw. den Feststoffeintrag zu minimieren. Aus diesem Anlass besteht dringender, weiterer Forschungsbedarf, der in einem Anschlussvorhaben abzarbeiten wäre. Zur Verbesserung mathematischer Simulationen sind zusätzliche in situ Messungen in den Nahbereichen der Vorhäfen – oberhalb und unterhalb im Tidestrom – erforderlich. Die salzwasserabhängigen Strömungen und Schwebstofffrachten im angrenzenden Tidestrom müssen dazu noch untersucht und analysiert werden. Zur Verallgemeinerung der bisher gewonnenen Ergebnisse ist beabsichtigt, die Vorhafenmessungen auf zusätzliche Reviere auszuweiten.

Von besonderem Interesse ist die Frage nach der Sinkgeschwindigkeit der von den Strömungen in die Brackwasserhäfen eingetragenen Sedimente. Bisher gibt es keine quantitativen Aussagen über die unterschiedlichen Feststoffanteile und ihre Zusammensetzungen innerhalb der Fluid-Mud-Schicht. Es fehlen vor allem Kenntnisse über die Sedimenteigenschaften wie Korngrößen, mineralische, biogene Anteile und das Absetzverhalten. Die Analyse der Dynamik hochkonzentrierter Suspensionen im Tidestrom und Vorhafen ist eine unabdingbare Voraussetzung, um zuverlässige Aussagen und Maßnahmen zur Minimierung von Sedimentationen treffen zu können.

Die in dem abgeschlossenen Projekt erzielten Ergebnisse waren nur durch die gute Zusammenarbeit mit dem Niedersächsischen Hafenamts Ems-Dollart und bremenports möglich. Dafür sei an dieser Stelle ebenso gedankt wie dem BMBF und Projektträger für die reibungslose Abwicklung des Vorhabens nach erfolgter Bewilligung. Zu erwähnen sind auch

die sehr wertvollen Hinweise und Anregungen der KFKI-Projektgruppenmitglieder. Schließlich ist noch anzumerken, dass die mit der Durchführung des Vorhabens betrauten Mitarbeiter des Instituts für Wasserbau, die Herren Pieper, Torn und Kuhlenkamp wesentlich zum Gelingen des Projekts beigetragen haben. Ihre Einsatzbereitschaft und Erfahrung bei den Messungen in der Natur, der Aufbereitung umfangreicher Daten und Dokumentation der Ergebnisse bedarf ganz besonderer Anerkennung.

9. Schriftenverzeichnis

- BRINKMANN, B.: Ein Beitrag zur Bestimmung des Wasseraustausches zwischen Fluss und Hafen in Tidegebieten, Mitt. des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover, Heft 70, 1990.
- CHRISTIANSEN, H. u. HAAR, S.: Sedimentationsverhältnisse in Hamburger Hafenbecken – Auswertungen der Peilungen von 1977 bis 1995 – Gewässerkundliche Studie Nr. 15, Strom- und Hafenausbau Hamburg, Referat Gewässerkunde, 1996.
- DASCH, W. u. WURPTS, R.: Isovisken als Beurteilungsparameter, Hansa 9/1999.
- DE BROE, E.: Controlling Sediment Accumulation Behind the Locks of Zandvliet and Berendrecht, PIANC, Bull. No. 112, 2003.
- FÜHRBÖTER, A. u. WITTE, H.-H.: Über Sedimentationen in Tidehäfen, Jahrbuch der Hafentechnischen Gesellschaft, 43. Band, Schifffahrtsverlag HANSA, Hamburg, 1988.
- GORDON, R. L.: Acoustic Doppler Current Profiler, Principles of Operation, A Practical Primer, RD Instruments, 1996.
- GRABEMANN, I.: Die Trübungszone im Weser-Ästuar: Messungen und Interpretation, GKSS-Forschungszentrum, Geesthacht GmbH, GKSS, 91/E/15 Geesthacht, 1992.
- GREISER, N.; GRESIKOWSKI, S. u. HARMS, H.: Feststofftransport und Verschlickung im Emdrer Hafen, Universität Hamburg, Institut für allgemeine Botanik – Abteilung Mikrobiologie, Mai 1992, unveröffentlicht.
- NASNER, H.: Sedimentationsverhältnisse im Tidegebiet von Bremerhaven, 1989, unveröffentlicht.
- NASNER, H.: Sedimentation in Tidehäfen, Die Küste, Heft 53, 1992.
- NASNER, H.: Sedimentation in Tidehäfen Phase 2, Die Küste, Heft 59, 1997.
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE: Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet 1999, Hildesheim, 2001.
- SCHULZE, M.: Zur Dynamik des Schwebstoffhaushaltes in Brackwassergebieten am Beispiel des Ems-Ästuars, Leichtweiss-Institut für Wasserbau, Mitteilungen, Heft 108, 1990.
- SPINGAT, F. M.: Analyse der Schwebstoffdynamik in der Trübungszone eines Tideflusses, Leichtweiss-Institut für Wasserbau, Mitteilungen, Heft 139, 1997.
- SPINGAT, F. M. u. OUMERACI, H.: Schwebstoffdynamik in der Trübungszone des Ems-Ästuars, Die Küste, Heft 62, 2000.
- VANTORRE, M.: Ship Behaviour and Control in Muddy Areas: State of the Art, Proceedings 3. Inter. Conference on Manoeuvring and Control of Marine Craft, Southampton, 1994.
- WOLTERING, S. u. VISSCHER, G.: Messungen des tideabhängigen Schwebstoffgehaltes in der Brackwasserzone der Weser bei Bremerhaven, Wasser und Boden, 50. Jahrgang, Mai 1998.
- WURPTS, R.: Zur Frage der Bestimmung der nautischen Sohle von FLUID MUD am Beispiel des Emdrer Hafens, Tagungsband HTG-Kongress 1997 Bremen, 24.–27.9.1997.
- WURPTS, R.: 15 Jahre Erfahrung mit fluid mud, Hansa 140. Jg., Nr. 9 und 10, 2003.

Vorträge und Veröffentlichungen des vom BMBF geförderten KFKI-Projektes 03 KIS 019

- NASNER, H.: Hydrodynamische und morphologische Vorgänge in Brackwasserhäfen, – In situ Messungen –, Vortrag zum 7. KFKI-Seminar zur Küstenforschung am 28.10.2002 in Bremerhaven, 2002.
- NASNER, H.: In situ Messungen in Brackwasserhäfen, 4. FZK-Kolloquium am 20.3.2003 in Hannover, Proceedings Forschungszentrum Küste (FZK), 2003.

- NASNER, H.; PIEPER, R. u. TORN, P.: Optimizing Maintenance Dredging in Harbours Situated in the Brackish Zone, 13th Int. Harbour Congress, Antwerpen, Belgien vom 30.3. bis 2.4.2003, Proceedings 13th ICH, 2003.
- NASNER, H.: Dichteströmungen in Brackwasserhäfen, Hansa, 140. Jahrgang, Nr. 6, 2003.
- NASNER, H.; PIEPER, R. u. TORN, P.: Hydrodynamic and Morphological Processes in Brackish Water Harbours, 3rd International Association of Hydraulic Research (IAHR) Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics (RCEM), Barcelona, Spanien vom 1. bis 5.9.2003, Proceedings 3rd RCEM, 2003.
- NASNER, H.; PIEPER, R. u. TORN, P.: Sedimentation and Maintenance Dredging in Bremerhaven, 6th International Conference on Coastal & Port Engineering in Developing Countries (COPEDEC), Colombo, Sri Lanka vom 15. bis 19.09.2003, Proceedings 6th COPEDEC, 2003.

Regenerierung von Materialentnahmestellen in Nord- und Ostsee

Von MANFRED ZEILER, KLAUS FIGGE, KARIN GRIEWATSCH, MARKUS DIESING
u. KLAUS SCHWARZER

Zusammenfassung

Im Rahmen eines vom BMBF geförderten KFKI-Forschungsvorhabens sollte die physikalische Regenerierung von vier Entnahmegebieten in Nord- und Ostsee untersucht werden. Abhängig von der Gewinnungsart, nämlich Stech- oder Saugkopfverfahren, waren durch den Abbau Trichter, Mulden und Rinnen entstanden. Zielsetzung des Projektes war, die Prozesse der Regenerierung sowie ihre Zeiträume und räumliche Ausdehnung näher zu beleuchten. Dabei wird in dieser Arbeit unter dem Begriff „Regenerierung“ die Einstellung eines neuen sedimentologisch-hydrographischen Gleichgewichts nach der Entnahme verstanden. Die Ergebnisse zeigen, dass in Abhängigkeit von Sedimentangebot, hydrodynamischen Kräften und Entnahmeverfahren Unterschiede in der Regenerierung festzustellen sind. Während die mehrere Meter tiefen Entnahmetrichter vor Sylt und in der Tromper Wiek nur teilverfüllt werden, ist der über 10 m tiefe Entnahmetrichter im nordfriesischen Wattenmeer innerhalb weniger Jahre nahezu vollständig wieder verfüllt. Ursächlich wird dies auf den ständigen Eintrag von Material zurückgeführt, der selbst bei Niedrigwasser über eine Verbindung zur Norderhever stattfand. Dabei unterscheidet sich das Füllmaterial kaum vom umgebenden Wattsediment, im Gegensatz zu den Trichtern vor Sylt und in der Tromper Wiek, die anfänglich durch mehr oder weniger episodischen Sandeintrag aus Hangabbrüchen und der unmittelbaren Umgebung verfüllt werden. Im weiteren Verlauf wirken die Trichter aufgrund ihrer relativ steilen Flanken als Schlickfänger. Ein Teil des Füllmaterials kann aus den trichter- und muldenförmigen Strukturen wieder exportiert werden. Die Auswirkungen der (Teil-)Verfüllung können aufgrund der relativ großen Fehlerbreite der Tiefendaten, die aus dem Beschickungs- und Interpolationsfehler herrührt, nicht erfasst werden. Insgesamt ist aber festzustellen, dass alle Entnahmestrukturen außerhalb des küstenparallelen Sandtransportbandes liegen, welches in beiden Seegebieten auf eine schmale Zone seewärts des Strandes beschränkt ist.

Summary

The Federal Maritime and Hydrographic Agency (BSH) conducted in cooperation with the Institute of Geosciences (University of Kiel) a 3-year study to assess the physical refilling processes of 4 different extraction sites in the North and Baltic Sea. The study was funded by the Federal Ministry for Education and Research (BMBF) and promoted by the Coastal Engineering Research Council (KFKI). The objectives were to investigate the physical processes of refilling, their time scales and the spatial extension of the affected seabed. Depending on the extraction technique used the sites comprise several metre deep pits, appr. 1 m deep depressions and 0.5 m deep furrows which are located between 0.3 to 7 km off the coastline. The results confirm differences in refilling processes of extraction sites depending on sediment availability, hydrodynamic forces and type of extraction (anchor or trailing suction). While more than 10 m deep pits in the offshore area of the North Sea and appr. 5 m deep pits in the bight of Tromper Wiek (Baltic Sea) only partly refilled, a nearly complete refilling could be observed in the 10 m deep pit in the North Frisian Wadden Sea. The latter is caused by the permanent import of particulate matter via a trough which had connection to the tidal inlet even during low water levels. The refilling material is more or less identical to the local Wadden Sea sediment. In contrast, the pits in the open North Sea and Tromper Wiek are refilled by episodic input of sand material from slope instabilities and to some extent from the nearby seabed surface as well as from sand spills (Tromper Wiek). Due to their steep slopes the pits act as efficient mud traps. The long-term refilling processes of the pits of Trom-

per Wiek and the shallow depressions off Fischland-Darss (Baltic Sea) are interrupted by erosion of the infill material. The effects of refilling on the seabed topography in the vicinity of the extraction sites cannot be assessed because of the error of bathymetric data resulting from correction to chart datum and kriging interpolation. Despite their close distance to the shore all sites are located outside the longshore sediment transport belts which are restricted in both sea areas to a relatively small zone seaward the coastline.

Keywords

Sand- und Kiesgewinnung, Wiederverfüllung, Sedimentdynamik, Sedimentation/Erosion, Meeressedimente

Sand and gravel extraction, refilling, sediment dynamics, sedimentation/erosion, marine sediments

Inhalt

1. Einführung	69
2. Datenbestand	70
3. Untersuchungsmethoden	71
3.1 Positionierung und Vermessung	71
3.2 Seitensichtsonar (SSS)	71
3.3 Hydrographische Messungen	71
3.4 Sedimentbeprobung	72
3.5 Korngrößenanalysen	72
3.6 Chemische Analysen	72
3.7 Datenauswertung	72
4. Ergebnisse	73
4.1 Hohes Watt bei Pellworm	73
4.1.1 Morphologische Verhältnisse	73
4.1.2 Sedimentologische Befunde	75
4.2 Gewinnungsfeld „Westerland II“	75
4.2.1 Morphologische Verhältnisse	75
4.2.2 Sedimentologische Befunde	79
4.2.3 Hydrographische Ergebnisse	81
4.3 Gewinnungsfeld „Graal-Müritz 1“	81
4.3.1 Morphologische Verhältnisse	81
4.3.2 Sedimentologische Befunde	82
4.4 Tromper Wiek	84
4.4.1 Morphologische Verhältnisse	85
4.4.2 Sedimentologische Befunde	86
4.4.3 Hydrographische Ergebnisse	91
5. Diskussion	92
5.1 Hohes Watt bei Pellworm	92
5.2 Westerland II	93
5.3 Graal-Müritz 1	95
5.4 Tromper Wiek	95
6. Schlussfolgerungen	96
7. Danksagung	97
8. Schriftenverzeichnis	98

1. Einführung

Sand und Kies sind begehrte Rohstoffe für Küstenschutzmaßnahmen und Bauindustrie. Seit den 1960er Jahren werden diese Rohstoffe in größerem Umfang vom Meeresboden entnommen. Europaweit ist der Bedarf an marinen Sanden und Kiesen seit den 1980er Jahren stark gestiegen (International Council for the Exploration of the Sea [ICES], 1992, 2001). In Deutschland wurden während der letzten 10 Jahre in Nord- und Ostsee durchschnittlich rund 1 Mio. m³ pro Jahr Sand und Kies gefördert¹.

Im Gegensatz zum Festland lassen sich im Meer die Umweltauswirkungen des Sand- und Kiesabbaus nicht auf einen engen, genau definierten Bereich eingrenzen; vielmehr werden die komplexen Zusammenhänge im System Hydrodynamik – Sediment – Biologie über das eigentliche Gewinnungsgebiet hinaus gestört. Das Ausmaß dieser Störung ist abhängig von den Naturverhältnissen im Entnahmegebiet und seiner Umgebung, dem Lagerstättentyp, der Besiedlung durch benthisch lebende Organismen und den Abbaumethoden wie flächenhafte Gewinnung im Schleppkopfverfahren oder die Entstehung tiefer Entnahmetrichter durch den Einsatz von Stechrohrbaggern. Dementsprechend ist bei der Planung eines Gewinnungsvorhabens zu berücksichtigen, mit welchen Auswirkungen im jeweiligen Fall zu rechnen ist und welche Maßnahmen zur Minimierung unerwünschter Folgen zu ergreifen sind.

Hier bestehen jedoch noch Kenntnislücken. Im Rahmen des Forschungsvorhabens „Regenerierung von Materialentnahmestellen in Nord- und Ostsee“ des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) sollten deshalb die sedimentologischen Prozesse an bestehenden und gut dokumentierten Entnahmestellen von Sand und Kies untersucht werden. Besonderer Wert wurde auf die Frage gelegt, ob und ggf. in welchem Umfang eine physikalische Regenerierung stattfindet.

Im Einzelnen standen folgende Fragestellungen im Vordergrund:

- Wie laufen mögliche Regenerierungsprozesse ab?
- Welche Zeiträume sind für die Regenerierung anzusetzen?
- Welche räumliche Ausdehnung haben die durch die Materialentnahme beeinflussten Flächen?
- Welcher Einfluss der Materialentnahme besteht auf natürliche Sedimenttransportsysteme?

In diesem Zusammenhang bedarf der Begriff „Regenerierung“ einer Erläuterung. Unmittelbar nach einer Materialentnahme wird ein neues Gleichgewicht zwischen Sediment, Morphologie und Hydrographie angestrebt, wobei der Ausgangszustand im Allgemeinen nicht wieder erreicht wird. Weil das Füllmaterial meist feiner als das entnommene Sediment ist (ICES, 1992, 2001), handelt es sich aus sedimentologischer Sicht eher um eine Veränderung als um eine Regenerierung. Als Regenerierung wird daher in dieser Arbeit die Entstehung eines neuen sedimentologisch-hydrographischen Gleichgewichts verstanden.

Als Untersuchungsobjekte wurden vier Gewinnungsgebiete in Nord- und Ostsee ausgewählt, die jeweils einen bestimmten Küstentyp repräsentieren und mit unterschiedlichen Methoden abgebaut werden bzw. wurden (Tab. 1). Von allen Gebieten, die zwischen 0,3 und

¹ Aktuelle Karten aus dem CONTIS-Informationssystem zu den Bewilligungsfeldern auf dem deutschen Festlandsockel sind auf der Internet-Seite des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) unter <http://www.bsh.de/de/Meeresnutzung/Wirtschaft/CONTIS-Informationssystem/index.jsp> zu finden.

7 km vor der Küste liegen, ist in unterschiedlichem Umfang Datenmaterial vorhanden, auf das aufgebaut werden konnte.

Tab. 1: Jährliche Entnahmemengen (Mio. m³) der untersuchten Gewinnungsfelder zwischen 1990 und 2000.

Feld	Pellworm (Watt)	„Westerland II“ (Nordsee)	„Graal- Müritz 1“ (Ostsee)	„Tromper Wiek 1“ (Ostsee)	„Tromper Wiek Ost“ (Ostsee)
Fördergut- Verfahren	Sand Stechkopf	Sand Stechkopf	Sand Saugkopf	Kiessand Stechkopf	Sand Saugkopf
Jahr					
1990		2,456	0,273		
1991		2,017	0,163		
1992		2,082			
1993		1,370	0,203		
1994	0,290		0,059	0,003	
1995		1,013	0,062	0,007	
1996		1,111	0,140	0,008	
1997		0,581	0,259	0,075	
1998				0,026	
1999		0,706	0,292	0,034	
2000		1,674	0,341		0,104
1990 – 2000	0,290	13,010	1,179	0,153	0,104

2. Datenbestand

Für die einmalige Entnahmestelle „Hohes Watt bei Pellworm“ liegt ein bathymetrischer Datensatz des Amtes für ländliche Räume (ALR) Husum vor, der unmittelbar vor und nach der Sedimententnahme im Sommer 1994 sowie ein, viereinhalb und sechseinhalb Jahre nach dem Eingriff aufgenommen wurde. Die Beschickung der Lottiefen erfolgte auf die Pegel „Pellworm“, „Rungholt-Sand“ und „Rummeloch-Ost“; der Beschickungsfehler liegt bei $\pm 0,2$ m. In Ergänzung wurden während der Projektlaufzeit im November 2000 Kernbohrungen im Bereich der ehemaligen Entnahmestelle durch das Institut für Geowissenschaften (IfG) in Zusammenarbeit mit dem Forschungs- und Technologiezentrum (FTZ) Westküste der Universität Kiel niedergebracht.

Im Fall des Entnahmegebiets „Westerland II“ existiert eine lange Zeitreihe bathymetrischer Datensätze des ALR Husum und des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) Hamburg, die bis 1984 zurückreicht. Während bis 1995 einmal jährlich entnahmebezogen der Nord- oder Südteil des Feldes vermessen wurde, wird seit 1997 für das gesamte Feld vor und nach der Entnahme eine Peilung durchgeführt. Die Lottiefen werden auf den Pegel „Westerland“ beschickt, wobei der Beschickungsfehler bei $\pm 0,3$ m liegt. Zusätzliche Informationen zur Korngrößenverteilung liegen aus dem Abschlussbericht „Meeresbiologische Untersuchungen zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt“ des Instituts für Hydro- und Fischereibiologie (IHF) der Universität Hamburg vor (THIEL u. REGIER, 1999). Im Rahmen des Projekts wurde eine Aufnahme der Meeresbodenoberfläche mit Seitensichtsonar (SSS) durchgeführt sowie eine Reihe von Boden- und Kernproben entnommen.

Im Gewinnungsfeld „Gaal-Müritz 1“ fanden in der Zeit zwischen März 1999 bis September 2001 vier Vermessungen durch das BSH statt. Die Lottiefen wurden auf den Pegel „Warnemünde“ beschickt; der Beschickungsfehler liegt bei $\pm 0,15$ m. Zusammen mit dem IfG wurden 10 SSS-Aufnahmen und begleitende Sedimentbeprobungen unter zusätzlichem Einsatz einer Videokamera auf einem festen Stationsnetz durchgeführt. Das Staatliche Amt für Umwelt und Natur (StAUN) Rostock stellte Daten aus dem „GIS Küste Mecklenburg-Vorpommern“ zur Verfügung.

In der Tromper Wiek konnte auf umfangreichem Datenmaterial des IfG aufgebaut werden, das im Rahmen des EU-Teilprojekts „BASYS – Nearshore and Coastline Dynamics“ erhoben wurde (SCHWARZER et al., 1999). Daneben konnte auf einige Datenbestände am Institut für Ostseeforschung (IOW) in Warnemünde zurückgegriffen werden. Ergänzende Projektarbeiten umfassten regelmäßige SSS-Aufnahmen, Echolotvermessung, Sedimentbeprobung mit Forschungstauchern des IfG, Greifern und Vibrocorer sowie hydrographische Messungen (Strömungen und Seegang).

3. Untersuchungsmethoden

3.1 Positionierung und Vermessung

Die Positionen für die im Projekt durchgeführten Echolotvermessungen, Seitensichtsonar-Aufnahmen und Sedimentbeprobungen wurden mit Hilfe des Differential Global Positioning Systems (DGPS) bestimmt. Als Referenzstationen dienten Helgoland bzw. Wustrow. Der Positionsfehler liegt in Abhängigkeit von Signalqualität und Entfernung zur Referenzstation im Bereich von 3 bis 10 m. Die Beschickung der Lottiefen erfolgte mit Daten des jeweils nächst gelegenen Pegels.

3.2 Seitensichtsonar (SSS)

Zur flächendeckenden Aufnahme des Meeresbodens im Bereich der Entnahmestellen sowie zur Identifikation von möglichen Veränderungen der Sedimentverteilungsmuster wurden Sonogramme mit hochauflösenden Seitensichtsonar-Geräten (EG&G DF 1000 und Klein Model 595) erstellt. Die digitale Aufzeichnung und Weiterverarbeitung der Rohdaten erfolgte mit den Software-Produkten ISIS SONAR und DELPH MAP.

3.3 Hydrographische Messungen

Für die Erfassung der Strömungen wurden akustische (RCM9, ADCP) und mechanische (RCM7) Strömungsmesser eingesetzt, deren Genauigkeit im Bereich von 1 cm s^{-1} liegt. Der Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) wurde u.a. dazu genutzt, um in einem Entnahmetrichter der Tromper Wiek die Intensität der reflektierten Signale (Echointensitäten) als qualitatives Maß des suspendierten Materials in der Wassersäule zu erfassen. Neben einer WAVEC-Seegangsboje wurde in einer weiteren Messkampagne ein S4ADW-Strömungs- und Seegangsmessgerät ausgebracht, das zusätzlich die Seegangsrichtung in dieser Bucht erfasste. Für Pegel- und Seegangsmessungen wurden Wave and Tide Recorder (WTR9) eingesetzt. Sämtliche hydrographische Messreihen sind als Datenbericht erschienen (KLEIN u. MITTELSTAEDT, 2001).

3.4 Sedimentbeprobung

Die Oberflächensedimente wurden mit einem Kastengreifer (BSH) und HELCOM-Backengreifer (IfG) gewonnen und an Bord makroskopisch beschrieben. Eine Videokamera lieferte zusätzliche Informationen über die Beschaffenheit der Sedimentoberfläche zum Zeitpunkt der Beprobung. Für die Gewinnung von 3 bis 6 m langen Sedimentkernen wurden Vibrohammer-Kerngeräte eingesetzt. Eine gezielte Entnahme von Kurzkernen mit Plexiglasrohren, die einen Durchmesser von 8 cm und eine Länge von 1 m hatten, erfolgte in den Entnahmetrichtern der Tromper Wiek durch Forschungstaucher des IfG.

3.5 Korngrößenanalysen

Die Sedimentproben wurden nach Nassabtrennung der Fraktion $<0,063$ mm einer Trockensiebanalyse unterzogen. Die Siebabstufung betrug $0,25 \phi^\circ$. Vergleichsanalysen der Ergebnisse des BSH-Labors mit denen des IfG zeigten Übereinstimmung im Rahmen der Fehlertoleranzen.

3.6 Chemische Analysen

Die Bestimmung des Karbonatgehalts wurde mit der „Karbonatbombe“ von MÜLLER und GASTNER (1979) durchgeführt. Die Analyse der polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffe (PAK) erfolgte mit einem Ionenfallen-Gaschromatograph-Massenspektrometer (Ion-Trap-GC-MS) und die der schwerflüchtigen Chlorkohlenwasserstoffe (CKW) mittels Kapillar-Gaschromatographie mit Elektroneneinfangdetektion (GC-ECD).

3.7 Datenauswertung

Die hydrographische Vermessung wird in der Regel entlang äquidistanter Profillinien durchgeführt. Dies hat zur Folge, dass auf den Profilen eine große Datendichte vorliegt, während zwischen den Profilen eine größere Datenlücke vorliegt. Für eine derartige Datenverteilung bieten sich geostatistische Verfahren (Kriging mit vorgeschalteter Variographie) zur Interpolation der Tiefenwerte an. Die experimentellen Variogramme und angepassten Modellfunktionen wurden mit Surfer (Version 7) berechnet und stellen die Grundlage für die Kriging-Interpolation auf ein Raster mit 10 m Auflösung dar. Auf der Basis dieser Tiefenkarten erfolgte die quantitative Analyse mit dem Geographischen Informationssystem ArcView GIS 3.2a.

Für die Fehlerbetrachtung spielen der Beschickungs- sowie der Schätzfehler der Kriging-Interpolation eine Rolle. Während der Beschickungsfehler für die jeweiligen Seegebiete unterschiedlich sein kann, liegt der Kriging-Schätzfehler bei 0,15 bis 0,2 m. Bei der Bewertung von Sedimentations-/Erosionsverteilungen, die aus den Differenzen von bathymetrischen Datensätzen berechnet wurden, ist der Fortpflanzungsfehler zu berücksichtigen, der sich aus der Summe des jeweiligen Beschickungsfehlers und Kriging-Schätzfehlers zusammensetzt.

Morphologische Transportraten ($\text{m}^3 \text{d}^{-1} \text{m}^{-1}$) wurden nach dem Ansatz von VAN RIJN u. WALSTRA (2002) ermittelt. Anhand der Entnahmetrichter und -mulden können die Füllvolumina pro Zeit berechnet und auf eine Wegstrecke anhand des Durchmesser der Strukturen normiert werden.

4. Ergebnisse

4.1 Hohes Watt bei Pellworm

Im Hohen Watt bei Pellworm wurde im Juli 1994 als einmalige Maßnahme ein Volumen von 290.263 m³ Sand für eine Deichverstärkung entnommen. Der Abbau erfolgte im Stechkopfverfahren. Die Entnahmestelle liegt 350 m östlich der Insel Pellworm im nordfriesischen Watt und nimmt eine Fläche von 0,34 km² ein. Die Wassertiefen liegen im Gewinnungsgebiet zwischen 0,8 und 2 m unter NN (Abb. 1).

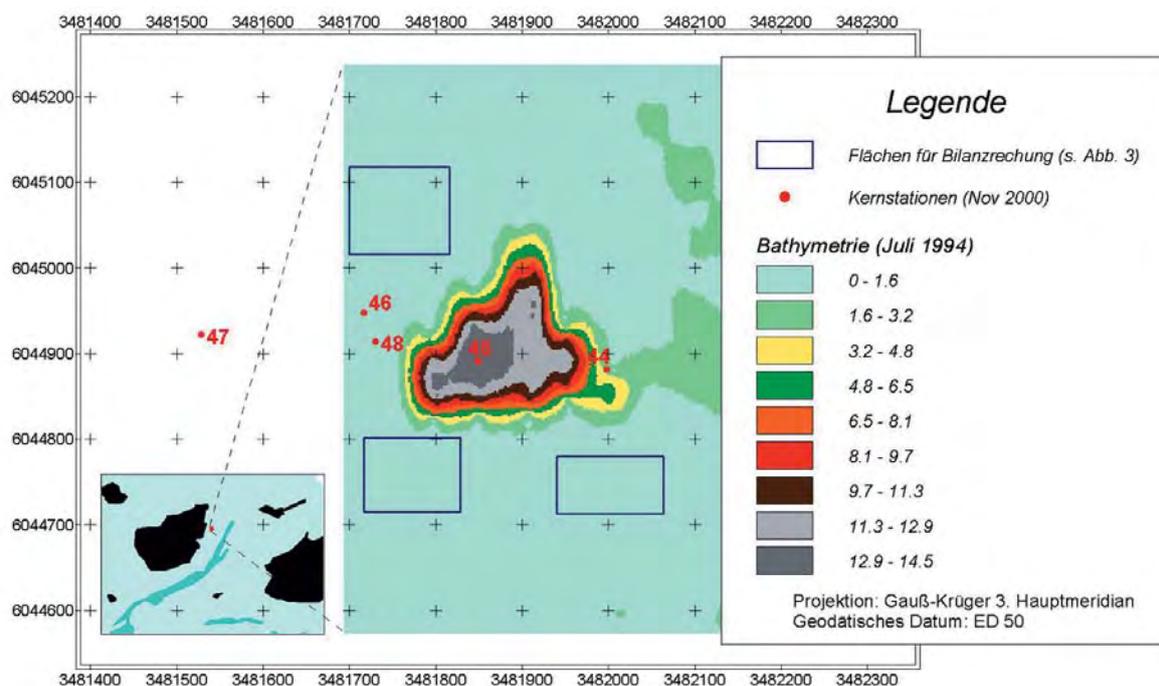


Abb. 1: Lage der Entnahmestelle im Hohen Watt bei Pellworm und Darstellung der bathymetrischen Verhältnisse unmittelbar nach der Entnahme (Juli 1994). Zusätzlich sind die Kernstationen (November 2000) sowie die Flächen zur Analyse der Tiefenänderungen des umliegenden Wattbodens (Polygone) abgebildet

4.1.1 Morphologische Verhältnisse

Lokale Morphologie (Trichter)

Durch die Sedimententnahme entstand ein Trichter mit einer maximalen Tiefe von 13,5 m unter dem ursprünglichen Wattboden. Die größten Tiefen traten im westlichen und nördlichen Trichterbereich auf; die größten Hangneigungen von 20 bis 21,5° wurden im südlichen Randbereich erreicht. An den Rändern war vor allem im S und E ein Sedimentwall entstanden, der bereits im ersten Jahr nach der Entnahme größtenteils wieder eingeebnet war. Zu diesem Zeitpunkt betrug die maximale Tiefe 9 m. Der Trichter wurde in den Folgejahren kontinuierlich wieder verfüllt (Abb. 2). Nach einem Zeitraum von 6,5 Jahren waren 95 % des ehemaligen Trichtervolumens aufgefüllt. Die maximale Hangneigung von 21,5° im Juli 1994 nahm bis zum darauf folgenden Sommer auf 15° ab und liegt seit 1998 unter 2°. Der Trichter hatte während des gesamten Zeitraums (1994 bis 2000) auch bei Niedrigwasser Verbindung zur Norderhever über eine 0,5 m tiefe Rinne, die seit November 2000 auf ca. 1 m vertieft ist.

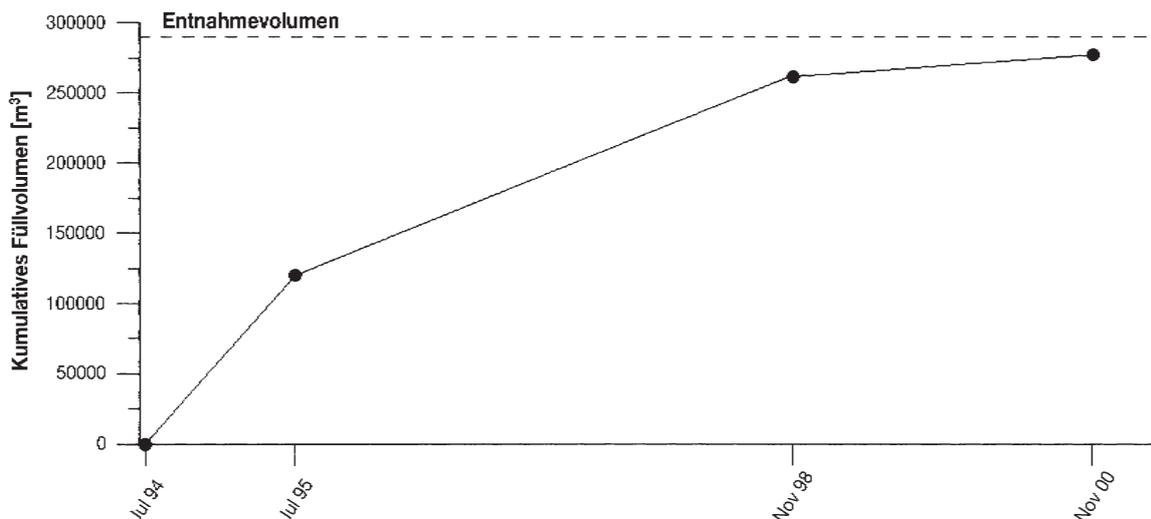


Abb. 2: Zeitliche Entwicklung der Auffüllung des Entnahmetrichters im Hohen Watt bei Pellworm. Die gestrichelte Linie markiert das Entnahmevolumen von 290.263 m³, die Punkte symbolisieren das kumulative Füllvolumen zum jeweiligen Vermessungszeitraum

Regionale Morphologie (umliegender Wattboden)

Eine vor der Materialentnahme durchgeführte Vermessung im April 1994 zeigt eine schwach nach E geneigte Wattfläche. Abb. 3 zeigt das Verhalten des ungestörten Wattbodens im näheren Umfeld, in der die Sedimentations-/Erosionsbilanz, bezogen auf den April 1994, dargestellt ist. Zwischen Juli 1994 und Juli 1995 deutet sich zwar eine Sedimentationsphase an, die aber wie alle anderen Werte innerhalb des Fehlerbereichs liegt. Die topographischen Änderungen der umliegenden Wattoberfläche von Juli 1994 bis November 2000 liegen bei $-0,01 \pm 0,08$ m, die Minimum- und Maximumwerte streuen mit $\pm 0,15$ cm deutlich innerhalb des Fortpflanzungsfehlers.

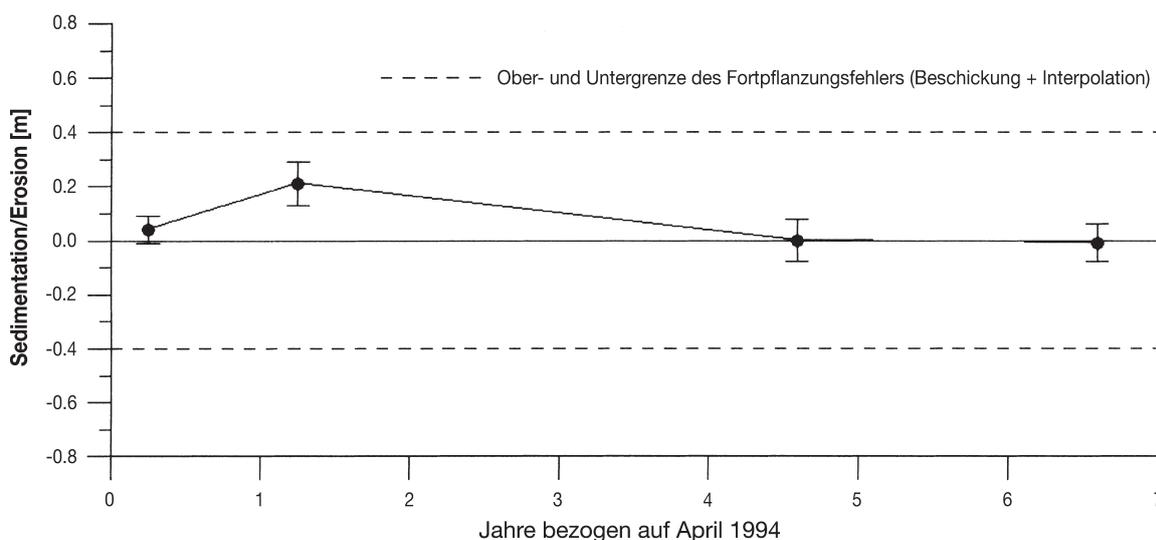


Abb. 3: Zeitlicher Verlauf der Sedimentation/Erosion des ungestörten Wattbodens in der Umgebung des Entnahmetrichters. Zur Lage der Flächen, die in die Berechnung eingingen, s. Abb. 1

4.1.2 Sedimentologische Befunde

Im Bereich der ehemaligen Sedimentnahme wurden 5 Sedimentkerne im November 2000 entnommen (Abb. 1), wobei es aus technischen Gründen nicht möglich war, die gesamte, bis zu 12 m mächtige Verfüllung zu beproben, sondern nur die ersten 2 bis 4 Meter des Füllmaterials.

Im ehemaligen Trichterzentrum (Kern 45) steht an der Oberfläche bis in 2,40 m Teufe eine mm- bis cm-mächtige Wechsellagerung aus Schluff und Feinsand mit meist charakteristischer Flaserschichtung an. Bereits ab 2,10 m beginnt das Sedimentgefüge eine polyedrische Ausbildung aufzuweisen, die ab 2,40 m bis 3,10 m (Endteufe) in einem stark schluffhaltigen Füllmaterial sehr gut ausgeprägt ist. Im Bereich des Trichterrands (Kern 44) dominiert über den Kerngewinn von ca. 2 m weitgehend ungeschichteter Feinsand als Füllmaterial, der in den ersten 0,5 m bioturbate Strukturen aufweist und zwischen 0,60 und 1,20 m von cm-mächtigen Hydrobienlagen unterbrochen ist. Der Referenzkern 47 im Westen des Untersuchungsgebiets zeichnet sich durch eine ca. 3 m mächtige Wechsellagerung von Feinsand und Schluff mit Flaserschichtung aus, die von einer 0,35 m mächtigen Feinsandaufgabe bedeckt ist. Es handelt sich dabei um ein typisches Wattsediment, das auch in den oben beschriebenen Kernen aus dem Trichterbereich wieder gefunden wurde. Ab einer Teufe von 3,11 m sind Ansätze eines polyedrischen Gefüges zu erkennen, das im schluffigen Füllmaterial ab 3,57 bis 4,00 m (Endteufe) wesentlich ausgeprägter in Erscheinung tritt.

4.2 Gewinnungsfeld „Westerland II“

Das Entnahmefeld „Westerland II“ liegt 7 km westlich von Sylt und hat eine Fläche von 14,5 km² (Abb. 4). Dort wird seit 1984 regelmäßig Material für Küstenschutzmaßnahmen vor Sylt abgebaut. Die Gesamtmenge des bisher gefördert Material beläuft sich auf ca. 20 Mio. m³. Es werden nicht die rezenten Nordseesande gefördert, sondern der darunter liegende ältere Kaolinsand, der ein gröberes Kornspektrum aufweist und daher für den Verwendungszweck besser geeignet ist. Die Gewinnung erfolgt mit Stechkopfsaugern.

Die Sandentnahme im Entnahmegebiet „Westerland II“ begann im nördlichen Bereich und setzte 10 Jahre später auf der südlichen Teilfläche ein. Dabei entstanden bis heute zwei große Trichterbecken im Norden und Süden mit einer West-Ost-Erstreckung von 2 bzw. 1,5 km und einer Nord-Süd-Erstreckung von 2 bzw. 1 km. Die Entnahmetrichter sind bis zu 10 m tiefer als der umliegende Meeresboden, der im Osten von -14 mNN gleichförmig nach Westen auf -15 mNN abfällt. Im August 1991 wurde in einem der nördlichen Trichter nach der jährlichen Entnahme eine maximale Tiefe von -32 mNN erreicht, die im folgenden Frühjahr bis auf ca. -25 mNN wieder verfüllt war.

4.2.1 Morphologische Verhältnisse

Bei der Auswertung der Daten ist zu berücksichtigen, dass Echolote mit verschiedenen Frequenzen zum Einsatz kamen. Die hochfrequenten, 100 und 200 kHz-Lote erfassen die stark wasserhaltige Schlickoberfläche in den Trichtern, die vom 50 kHz-Lot dagegen durchdrungen wird. Selbst in Bereichen mit ungestörtem Meeresboden streuen die Werte unterschiedlich stark um ihren Mittelwert (Abb. 5). Bei der Beurteilung der Differenzen ist der Fortpflanzungsfehler zu berücksichtigen, der sich aus der Summe von Beschickungsfehler

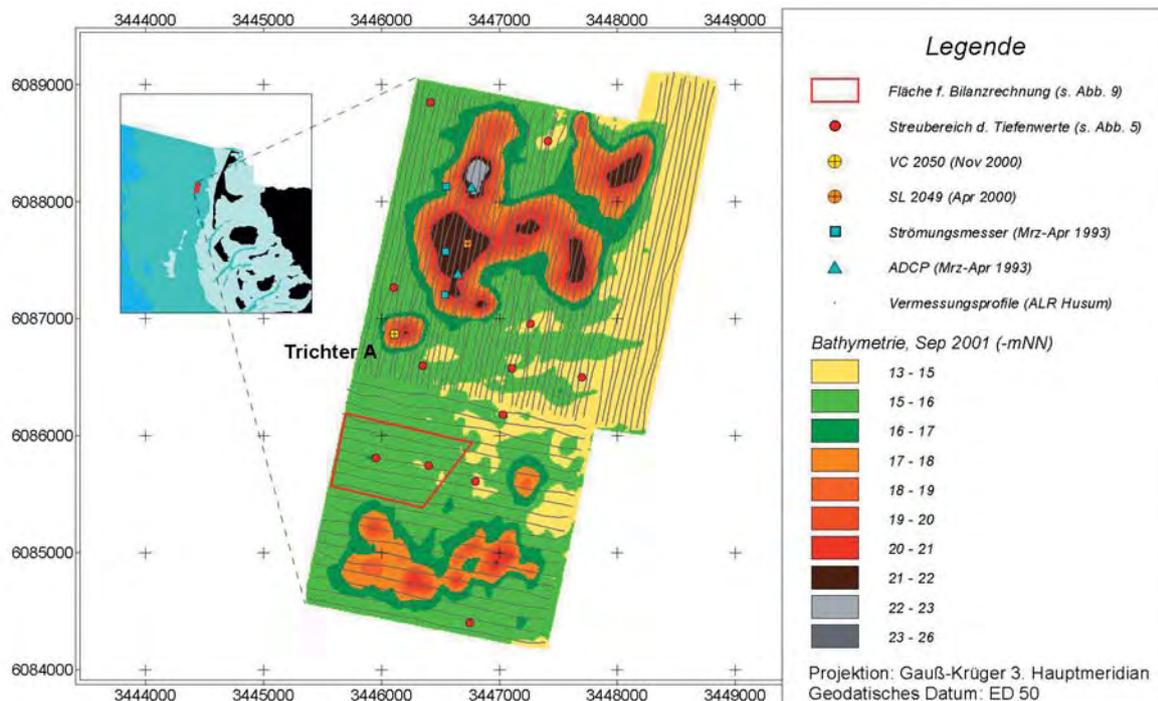


Abb. 4: Lage des Entnahmefeldes „Westerland II“ und Darstellung der bathymetrischen Verhältnisse vom September 2001. Zusätzlich sind die Bohrpunkte des Vibrokerns VC 2050 und Schwerelots SL 2049, die Stationen der Strömungsmessungen aus dem Jahr 1993 und die Lage der aktuellen Vermessungsprofile des ALR Husum abgebildet. Die roten Punkte symbolisieren die Positionen, an denen die Streuung der Wassertiefen für Abb. 5 ermittelt wurde. Die Tiefendaten innerhalb des roten Polygonzugs wurden für die Berechnungen von Sedimentation/Erosion des umliegenden Meeresbodens herangezogen (s. Abb. 9)

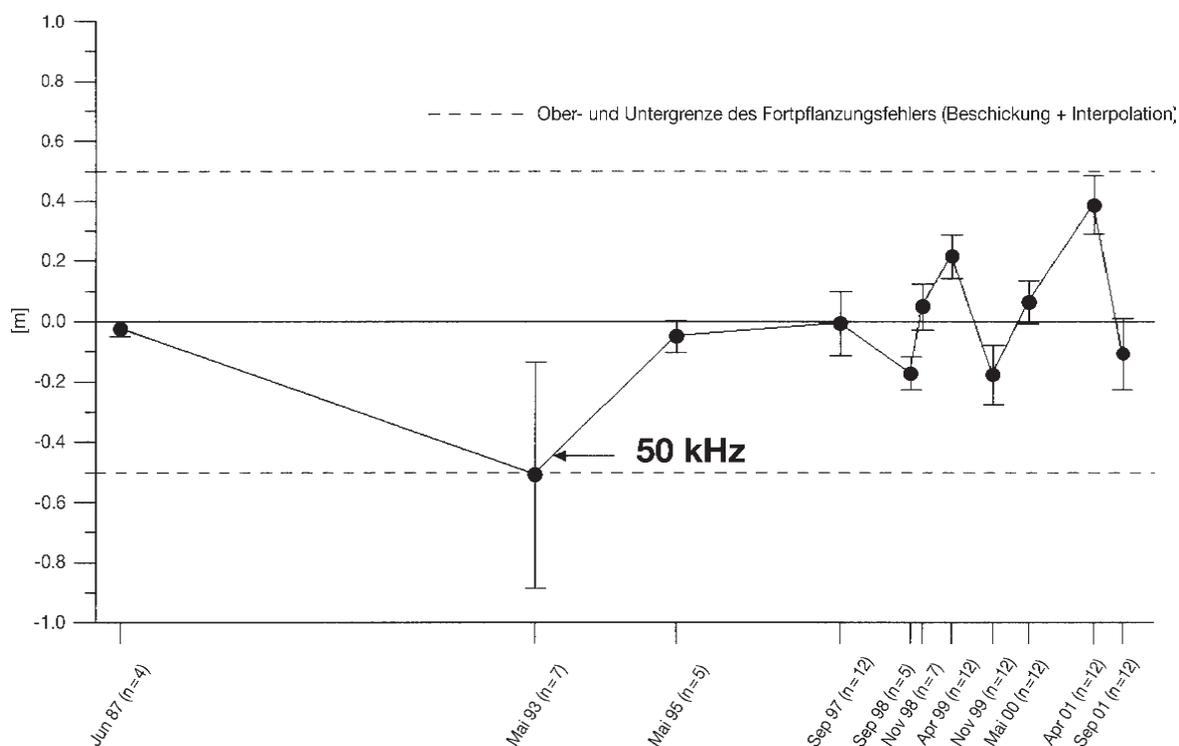


Abb. 5: Absolute Abweichungen von der mittleren Wassertiefe an ausgewählten Stationen im Entnahmefeld „Westerland II“ (Lage s. Abb. 4)

($\pm 0,3$ m) und Kriging-Schätzfehler ($\pm 0,2$ m) zusammensetzt. Dadurch sind Tiefenänderungen des Meeresbodens vor Sylt im Bereich von 1,0 m auf der Basis der verfügbaren Datensätze nicht zu interpretieren.

Lokale Morphologie (Trichter)

In den Jahren 1984 bis 2000 wurden 21,3 Mio. m³ Sediment entnommen, denen 2,3 Mio. m³ Füllmaterial und Material aus Hangrutschungen gegenüberstehen. Damit steht einer durchschnittlichen Entnahme von 1.250.000 m³ pro Jahr eine jährliche Verfüllungsrate von 135.000 m³ gegenüber, d.h. es wird etwa zehnmal mehr Material entnommen als durch natürliche Prozesse in den Trichtern sedimentiert.

Am Beispiel des Trichters A (Lage siehe Abb. 4) im mittleren Bereich des Entnahmefeldes konnte die durch weitere Abbauaktivitäten ungestörte Teilverfüllung untersucht werden (Abb. 6). Das Entnahmevolumen betrug ca. 340.000 m³, jedoch erreicht das kumulative Füllvolumen nur 49.000 m³; ab November 1999 ist sogar eine kontinuierliche Abnahme im Füllvolumen auf 27.000 m³ zu beobachten.

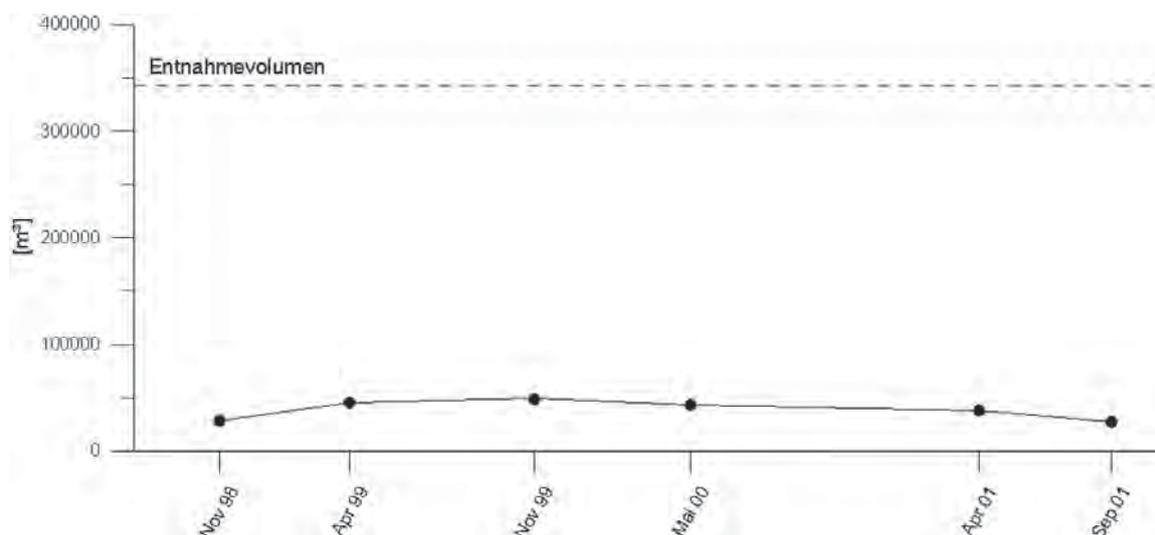


Abb. 6: Zeitliche Entwicklung der Teilverfüllung eines singulären Entnahmefeldes (Trichter A in Abb. 4). Die gestrichelte Linie markiert das Entnahmevolumen von 340.000 m³, die Punkte symbolisieren das kumulative Füllvolumen zum jeweiligen Vermessungszeitpunkt

In Abb. 7 sind beispielhaft die 20-m-Isobathen verschiedener Jahrgänge aus dem nördlichen Trichterbecken dargestellt, die die Konstanz der morphologischen Formen bestätigen. Die Teilverfüllung zeichnet sich neben abnehmenden Wassertiefen im zentralen Bereich durch eine Verflachung der Trichterflanken aus, die in der flächenhaften Sedimentations-/Erosionsbilanz erkennbar ist (Abb. 8). Dabei herrscht an den (nord)westlichen Trichterrändern überwiegend Sedimentation vor, während die östlichen Hänge durch Erosion leicht abflachen. Die Hangneigungen weisen nach einer Entnahme Werte zwischen 5° (1 : 11) bis 10° (1 : 6) auf, pendeln sich im Verlauf des Winters auf 3° (1 : 20) bis 5° ein.

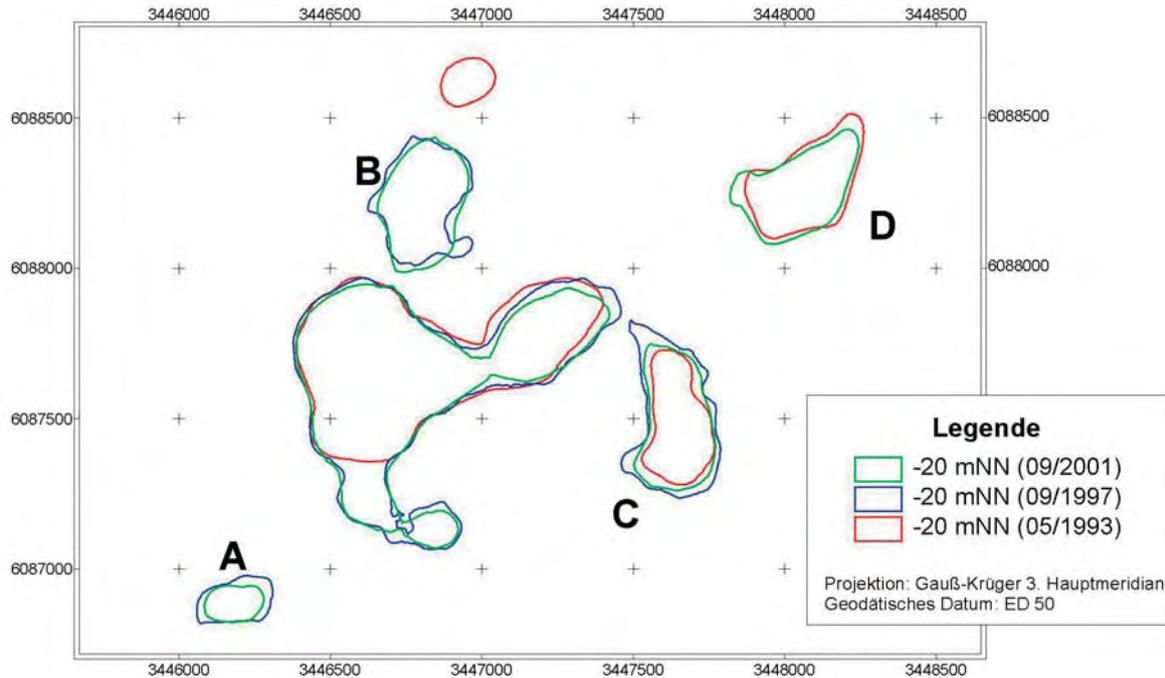


Abb. 7: Lage der -20 mNN-Isobathe im nördlichen Bereich des Entnahmefeldes „Westerland II“ in den Jahren 1993, 1997 und 2001. Der Datensatz vom Mai 1993 wurde mit einem 50-kHz-Echolot erhoben und für die Vergleichbarkeit auf der Basis von Abb. 5 korrigiert

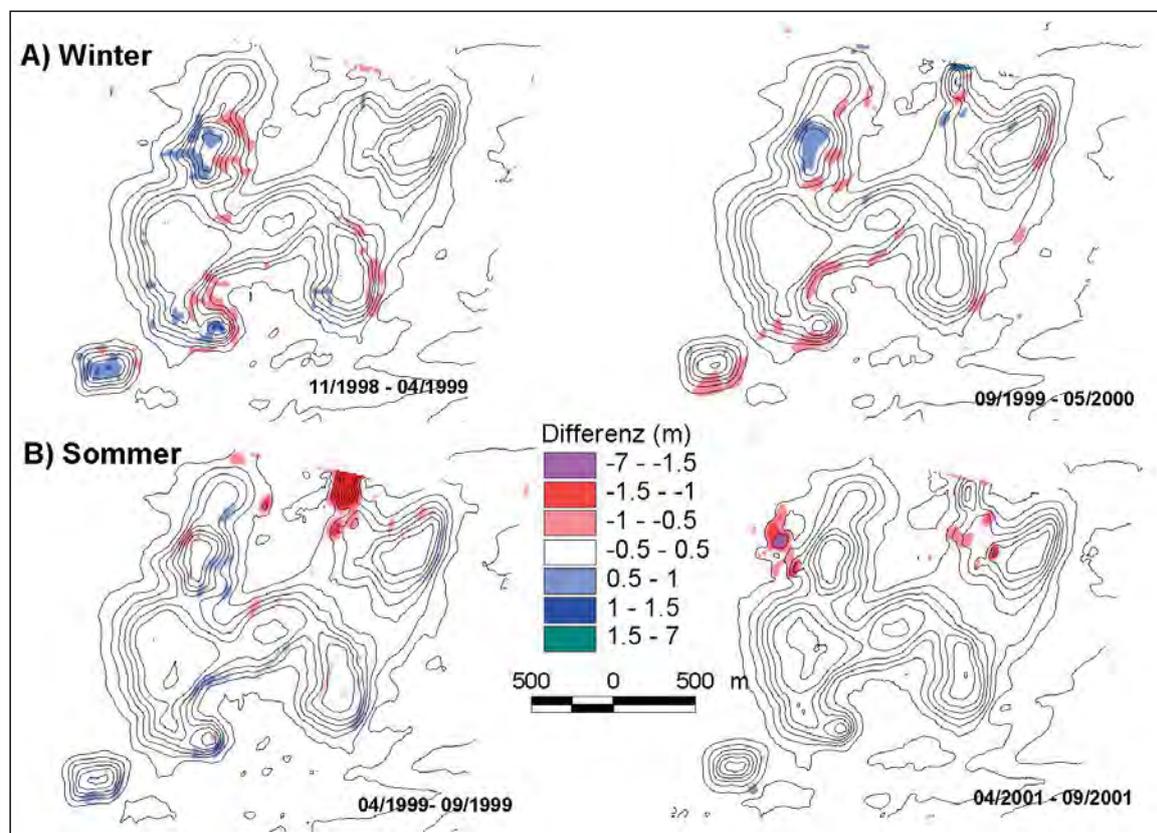


Abb. 8: Saisonale Sedimentations-/Erosionsverteilung im Entnahmegebiet „Westerland II“ (nördliches Trichterbecken). Rote Flächen = Erosion, blaue Flächen = Sedimentation

Regionale Morphologie (umliegender Meeresboden)

Abb. 9 illustriert die Entwicklung des umliegenden Meeresbodens über einen Zeitraum von 14 Jahren. Die Tiefenwerte stammen aus einem von den Entnahmeaktivitäten weitgehend ungestörten Bereich zwischen den beiden Trichterbecken (Lage siehe Abb. 4) und streuen im systematischen Fehlerbereich der Beschickung und Kriging-Schätzung, so dass für den Untersuchungszeitraum keine großräumigen topographischen Änderungen infolge der Sedimententnahme festzustellen sind.

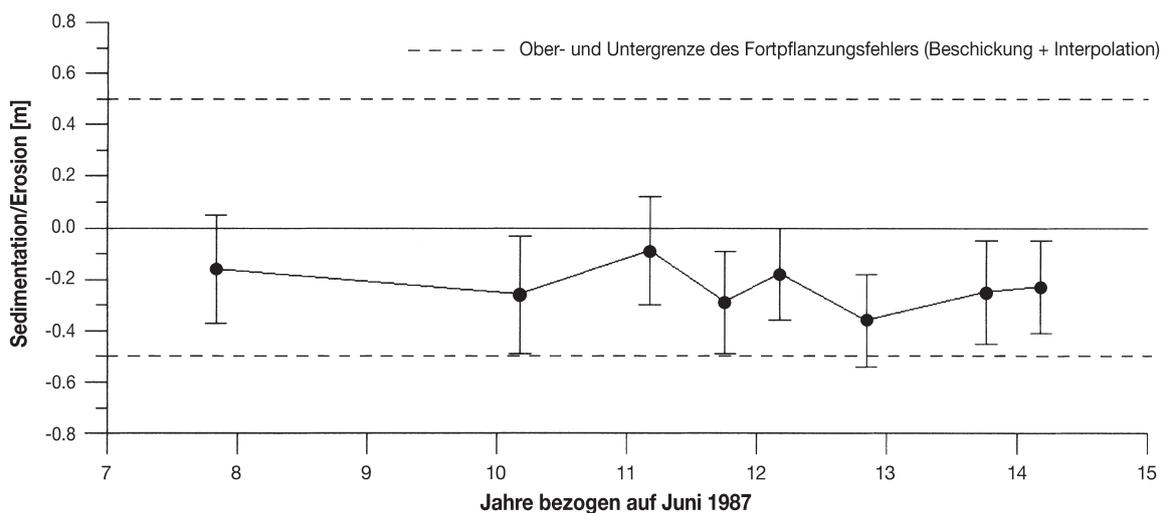


Abb. 9: Zeitlicher Verlauf der Sedimentations-/Erosionsbilanz des ungestörten Meeresbodens im Umfeld der Entnahmebecken

Aus den flächendeckenden Sonogrammen der Jahre 1993 und 1999 sind im Umfeld der Trichter W-E verlaufende flache Sandrücken bekannt, die sich etwa 0,5 m über den umliegenden Meeresboden erheben und einen Kammabstand von ca. 200 m aufweisen. Auf der Basis der horizontalen Lageveränderungen ihrer nach NW bis NE exponierten Flanken wurden aus den jüngeren bathymetrischen Datensätzen mögliche Transportrichtungen für diese morphologischen Strukturen ermittelt. Dabei konnte für den Zeitraum von 1997 bis 2000 nachgewiesen werden, dass die Sandrücken 20 bis 25 m um ihren Kern oszillieren.

4.2.2 Sedimentologische Befunde

Die morphologischen Befunde spiegeln sich auch in den Korngrößenspektren der Oberflächenproben aus dem Bereich zwischen den Entnahmebecken wider. Sie entsprechen denen, die bei früheren Untersuchungen des BSH und des IHF gefunden wurden, d.h. die Korngrößenassoziationen sind außerhalb der Trichter gleich geblieben.

In den Entnahmetrichtern findet man dagegen eine Wechsellagerung von Schlick und Sanden. Ein typisches Profil zeigt ein 3 m langer Vibrokern (VC 2050), der an der westlichen Flanke des singulären Trichters A (Lage siehe Abb. 7) im November 2000 entnommen wurde. Die einmalige Sandentnahme hatte hier vor dem August 1995 stattgefunden. Die Wassertiefe betrug nach dem Eingriff ca. -23 mNN; im April 2001 lag sie bei -20,5 mNN. Bei einem Kerngewinn von 3 m ist daher das gesamte, seit 1995 abgelagerte Füllmaterial enthalten.

Die Kernabfolge besteht aus Schlick, schluffigem Feinsand und mittel- bis grobkörnigem Sand. In den unteren zwei Metern dominiert der Sandanteil, im oberen Meter Schlick. Die sandige Komponente stammt aus der unmittelbaren Umgebung und besteht überwiegend aus Kaolinsand, untergeordnet aus dem rezenten Meeressand, der am Meeresboden ansteht. Es handelt sich um Material, das durch Rutschungen und Abbruch der Trichterränder in den tieferen Teil geraten ist.

Der Schlick ist dunkelgrau bis schwarz. Auffällig ist die feste Konsistenz besonders der unteren Lagen, die auf eine außerordentlich schnelle Entwässerung und Kompaktion hinweist. Ein abrupter Korngrößenwechsel zwischen Schlick und Sand ist ein Hinweis darauf, dass neben kontinuierlicher Schlicksedimentation ereignisbezogene Einträge von Sand stattgefunden haben.

Schadstoffspektrum des Schlicks

Eine 35 cm mächtige Oberflächenprobe aus dem nördlichen Trichterbecken wurde einer geochemischen Analyse unterzogen, um anhand ihres organischen Schadstoffspektrums Hinweise auf die Herkunft des Materials zu erhalten. Insgesamt wurden 34 organische Verbindungen analysiert, die der Gruppe der schwer flüchtigen Chlorkohlenwasserstoffe (CKW) und der polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffe (PAK) angehören. Zum Vergleich ist in Abb. 10 das jeweilige Schadstoffspektrum von Schlickproben in der Elbmündung dargestellt. Die CKW- und PAK-Spektren der Trichter-Schlickprobe sind nahezu identisch mit denen der Elbmündung, jedoch liegen ihre Konzentrationen etwa das 6,5-fache darunter. Das bedeutet, dass die Elbe-Schlickfahne als Quelle für das schlackige Füllmaterial im Entnahmefeld „Westerland II“ eindeutig identifiziert ist.

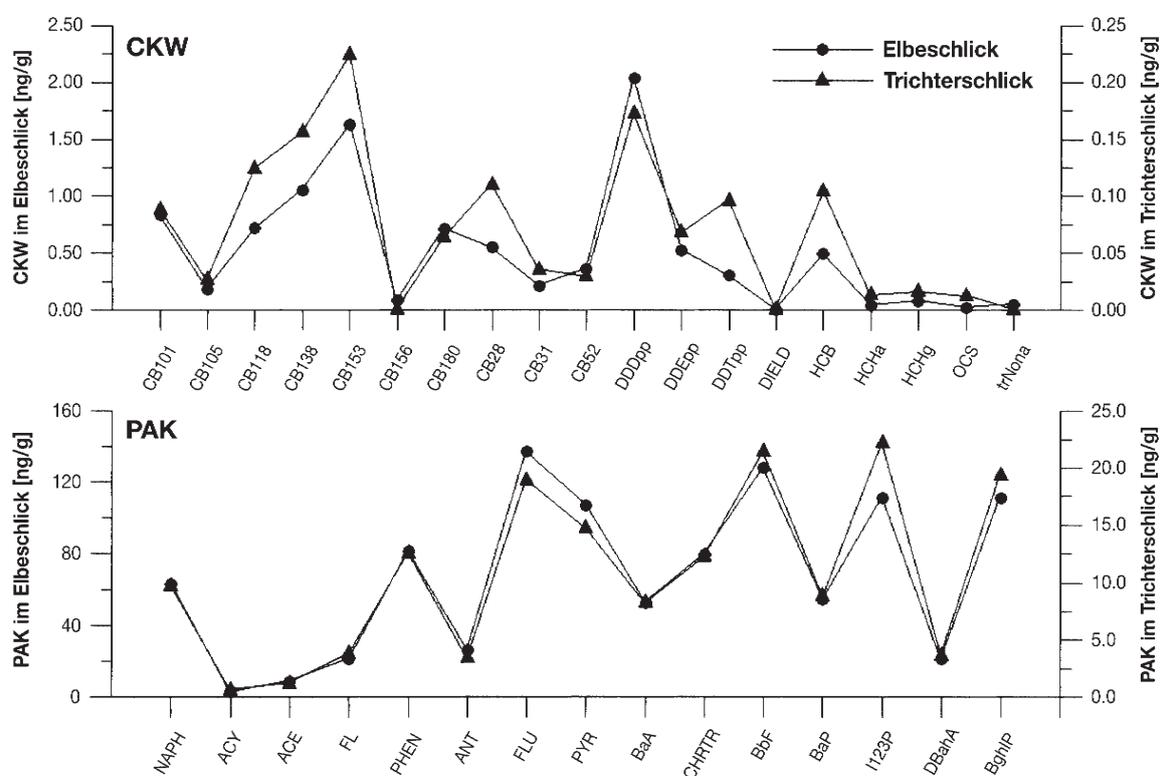


Abb. 10: Geochemisches Spektrum der organischen Schadstoffgruppen CKW und PAK in Schlickproben aus dem nördlichen Entnahmebecken und der Elbe. Man beachte die unterschiedlichen Konzentrationsbereiche von CKW und PAK für beide Proben!

4.2.3 Hydrographische Ergebnisse

Über das Strömungs- und Seegangsfeld vor Sylt liegen zahlreiche Publikationen wie z.B. aus dem JONSWAP-Projekt vor (HASSELMANN et al., 1973). Zusätzlich wurden im Rahmen eines BMBF-Projektes zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt 1993 Strömungsmessungen im nördlichen Trichterbecken durchgeführt (KLEIN, 1993).

Strömung (14.4.–7.5.1993)

Im Bereich des nördlichen Trichterbeckens wurden 3 Verankerungen mit akustischen Strömungsmessern (RCM9) am nördlichen und südlichen Rand und im Trichterzentrum ausgebracht (Abb. 4). Die oberen Strommesser befanden sich in 9 m Wassertiefe, die bodennahen 1 m über dem Meeresgrund, wobei nur im Randbereich bei 16 m Wassertiefe Daten kontinuierlich aufgezeichnet werden konnten, da der bodennahe Strommesser der Trichterstation in 24 m Wassertiefe im Lauf der Messkampagne im weichen Schlick einsank.

In 9 m Wassertiefe lag die Strömungsgeschwindigkeit außerhalb des Trichters im Mittel bei $0,21 \text{ m s}^{-1}$; die bodennahen Werte waren mit $0,22 \text{ m s}^{-1}$ nahezu identisch. Dagegen war die mittlere Strömung innerhalb des Trichters in 9 m Wassertiefe deutlich geringer ($0,004 \text{ m s}^{-1}$) als in 24 m Wassertiefe von $0,14 \text{ m s}^{-1}$. Die bodennahen Restströme, die durch Eliminierung der Gezeitenströme mit einem Gauß'schen Tiefpassfilter über 48 h ermittelt wurden, sind an den Randstationen mit $0,024 \text{ m s}^{-1}$ mehr als doppelt so hoch wie im Trichter ($0,01 \text{ m s}^{-1}$). Während sich die Strömungsrichtung in Bodennähe kaum ändert (155° bzw. 161°), sind Richtungsänderungen in 9 m Wassertiefe dagegen erheblich. Von N nach S ändern sich die Richtungen von 190° über 97° auf 151° . Der Reststrom ändert folglich in der oberen Wassersäule seine Richtung alle 6 bis 7 m um 1° .

4.3 Gewinnungsfeld „Gaal-Müritz 1“

Das $8,2 \text{ km}^2$ große Gewinnungsfeld „Gaal-Müritz 1“ liegt ca. 3 km westlich der Erosionsküste von Marktgrafenheide/Fischland in Wassertiefen von 7 bis 12 m (Abb. 11). Die Sedimentverteilungskarte der westlichen Ostsee (Blatt Fischland-Darß) zeigt im Süden und Norden des Gebietes zwei Geschiebemergelrücken, die landwärts in die Kliffs übergehen (TAUBER u. LEMKE, 1995). Das Entnahmegebiet liegt zwischen beiden Rücken in einem Bereich mit einer 2 bis 4 m mächtigen, weitgehend durchgehenden Decke aus marinen Sanden. Bei der Gewinnung wird die oberste Schicht dieser Sandauflage mit einem Schleppkopfsauger abgetragen, wobei Furchen bis 1 m Tiefe entstehen, zwischen denen Rippen stehen bleiben können. Das Entnahmegebiet wird seit 1988 genutzt; bis 1999 wurden insgesamt $1,1 \text{ Mio. m}^3$ Sand entnommen. Während der Projektphase wurden 292.000 m^3 im November/Dezember 1999 bzw. 341.000 m^3 im Zeitraum von September bis November 2000 für Küstenschutzmaßnahmen gewonnen.

4.3.1 Morphologische Verhältnisse

Das Entnahmegebiet ist morphologisch mäßig strukturiert, die Wassertiefe nimmt vom SE-Rand von 7 bis 9 m seewärts bis auf 12,5 m zu. Im Entnahmefeld treten bis 2,7 m hohe \pm W-E verlaufende Sandrücken mit Kammabständen bis 180 m auf. An ihren Flanken werden häufig Sandrippel mit Abständen von 2 bis 5 m beobachtet. Die Sandrücken weisen ei-

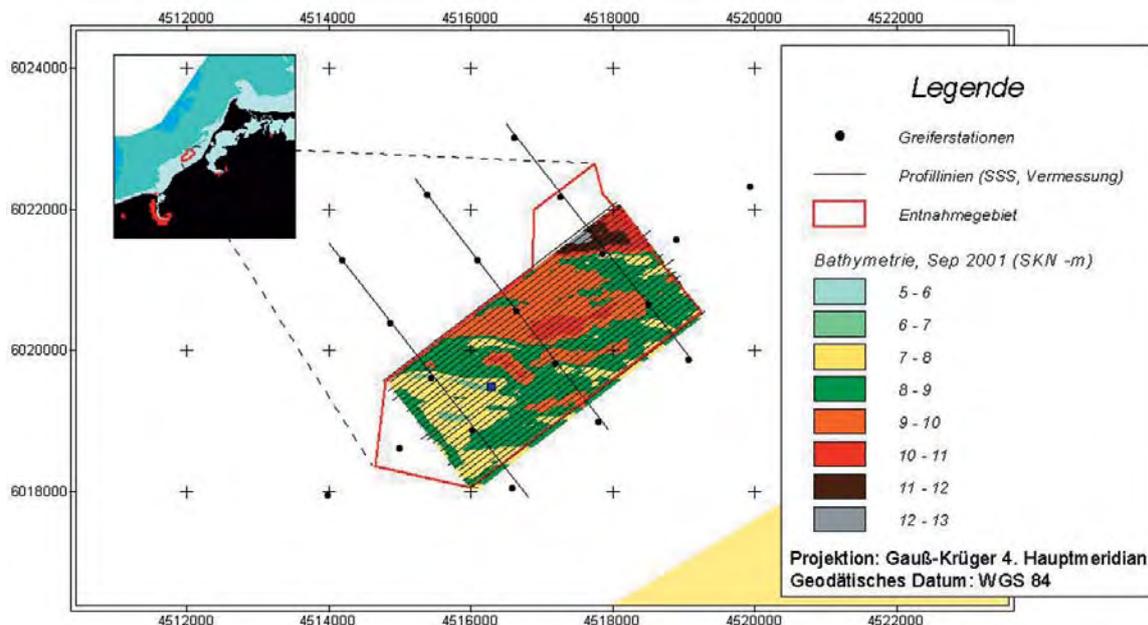


Abb. 11: Lage und bathymetrische Verhältnisse vom September 2001 des Gewinnungsfeldes „Graal-Müritz 1“. Die Punkte symbolisieren die Greiferstationen. Außerdem sind die Profillinien der standardmäßigen SSS-Befahrung eingetragen

nen asymmetrischen Querschnitt auf; der Steilhang liegt auf der Nordseite, so dass von einer N- bis NE gerichteten Verlagerung der Strukturen auszugehen ist. Durch die intensive Entnahme auf kleineren Teilfeldern entstanden muldenförmige Strukturen am Seegrund mit einer max. Tiefendifferenz von 1 m zum ursprünglichen Meeresboden (Abb. 12).

Bei der SSS-Befahrung im März 1999 waren mit Ausnahme einer Entnahmerinne im Südwesten keine Spuren der letzten Entnahme vom Mai/Juni 1997 zu erkennen. Nach erneuten Sandentnahmen im Herbst 1999 und Herbst/Winter 2000 zeichneten sich die Entnahmespuren als scharfe Konturen deutlich in den Sonogrammen ab, wobei der Schleppkopf pro Durchgang eine ca. 0,5 m tiefe und etwa 2 m breite Entnahmerinne hinterließ. Im Mai 2000 bzw. Juni 2001 waren diese Entnahmerinnen weitgehend „verwischt“, aber noch erkennbar; insbesondere tiefere Stellen traten in Form eines stärkeren Rückstreusignals markant in Erscheinung.

Außerhalb der Teilfelder waren keine substantiellen topographischen Änderung des Meeresbodens unter Berücksichtigung des Fortpflanzungsfehlers von 0,3 m erkennbar (Abb. 12). Ein Vergleich von Entnahmemenge (291.000 m³) und Füllvolumina in den Monaten März (137.000 m³) bzw. März 2001 (76.000 m³) verdeutlicht, dass zwar zunächst die Entnahmemulde zu etwa 50 % teilverfüllt wurde, im darauf folgenden Jahr jedoch 50 % des Füllvolumens wieder aus der Struktur exportiert worden waren und somit kein linearer Auffüllungsvorgang stattfindet.

4.3.2 Sedimentologische Befunde

Das Material am Meeresboden besteht aus Fein- bis Mittelsand mit nur geringen Ton- und Schluffanteilen sowie Schill verschiedener Molluskenarten. In den Vermessungen wie auch in den Sonogrammen sind bis zu 2,7 m hohe Rücken mit Kammabständen bis ca. 180 m

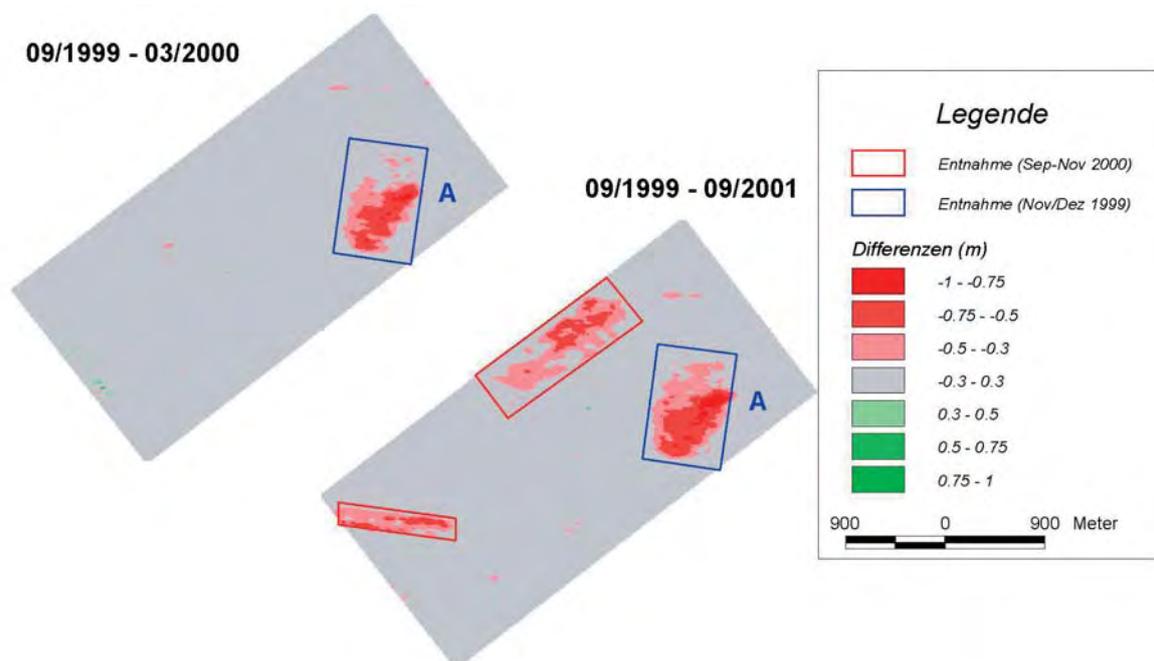


Abb. 12: Sedimentations-/Erosionsverteilungen aus den Jahren 1999–2000 und 1999–2001 im Entnahmegebiet „Graal-Müritz 1“. Rote Flächen = Erosion, grüne Flächen = Sedimentation

zu erkennen, an deren Hängen häufig Rippeln mit Abständen zwischen 2 und 5 m auftreten. Im Bereich der Täler zwischen den Sandrücken findet sich zum Teil sehr grobes Material. Es ist häufig das unter dem Sand liegende Restsediment, das aus der Aufarbeitung des Geschiebemergels hervorging.

Die marinen Sande sind im Wesentlichen Abtragungsprodukte des Geschiebemergels und stammen aus der Kliffzone, der Erosion der pleistozänen Unterlage oder aus dem Transport von den benachbarten Gebieten im Norden und Süden, in denen der Geschiebemergel ohne Sandbedeckung am Meeresboden ansteht. Den damit verbundenen Transport- und Umlagerungsprozessen verdanken sie ihre gute Sortierung. Untergeordnet finden sich vorwiegend im Bereich der Hochlagen spätpleistozäne und frühholozäne Sande, die sich von den marinen Sanden durch einen höheren Schluff- und Tongehalt unterscheiden.

Das ursprüngliche Sedimentverteilungsmuster hat sich nach den Entnahmen im Wesentlichen erhalten, da nur die oberste Sedimentschicht abgetragen wurde und das Material der tieferen Schichten granulometrisch dem an der Meeresbodenoberfläche entspricht. In den Video-Aufnahmen der früheren Entnahmebereiche wurde auch die vor dem Eingriff vorhandene Besiedlung durch Epifauna beobachtet. Lediglich das Füllmaterial der frischen Baggerspuren scheint etwas feinkörniger als das der stehen gebliebenen Rippen zu sein. Diese Vermutung basiert auf Unterschieden bei der Rückstreuung in den Sonogrammen; der Effekt könnte aber auch durch eine andere Lagerungsdichte hervorgerufen sein. Die Video-Aufzeichnungen lassen keine Materialunterschiede erkennen; eine gezielte Probennahme war mit den im Projekt angewandten Methoden nicht möglich.

4.4 Tromper Wiek

Die Tromper Wiek ist eine breite, nach NE offene Bucht zwischen Kap Arkona und Jasmund (Rügen) mit Wassertiefen bis etwa 20 m (Abb. 13). Die Isobathen verlaufen weitgehend parallel zur Küstenlinie. Anhand von Sonogrammen und begleitender Sedimentbeprobung können verschiedene Sedimenttypen kartiert und ihre räumlichen Verteilungsmuster dargestellt werden. Vor der Schaabe-Nehrung finden sich bis zu einer Tiefe von ca. –10 mNN Feinsande, an die sich im Norden und Süden Restsedimentflächen anschließen. Seewwärts folgen bis ca. –14 mNN großräumige Kiessandflächen, die auffällige morphologische Rücken bilden und als Reste eines ehemaligen Strandwallsystems gedeutet werden (SCHWARZER et al., 1999). Den zentralen Teil der Bucht nehmen seewwärts bis –14 mNN Feinsande ein, die im Gegensatz zum küstennahen Feinsandtyp mit zunehmender Küstenentfernung einen steigenden Gehalt an Schluff und Ton aufweisen. Insgesamt sind Sedimentverteilung und Morphologie großräumig stabil (SCHWARZER u. DIESING, 2001; DIESING, 2003).

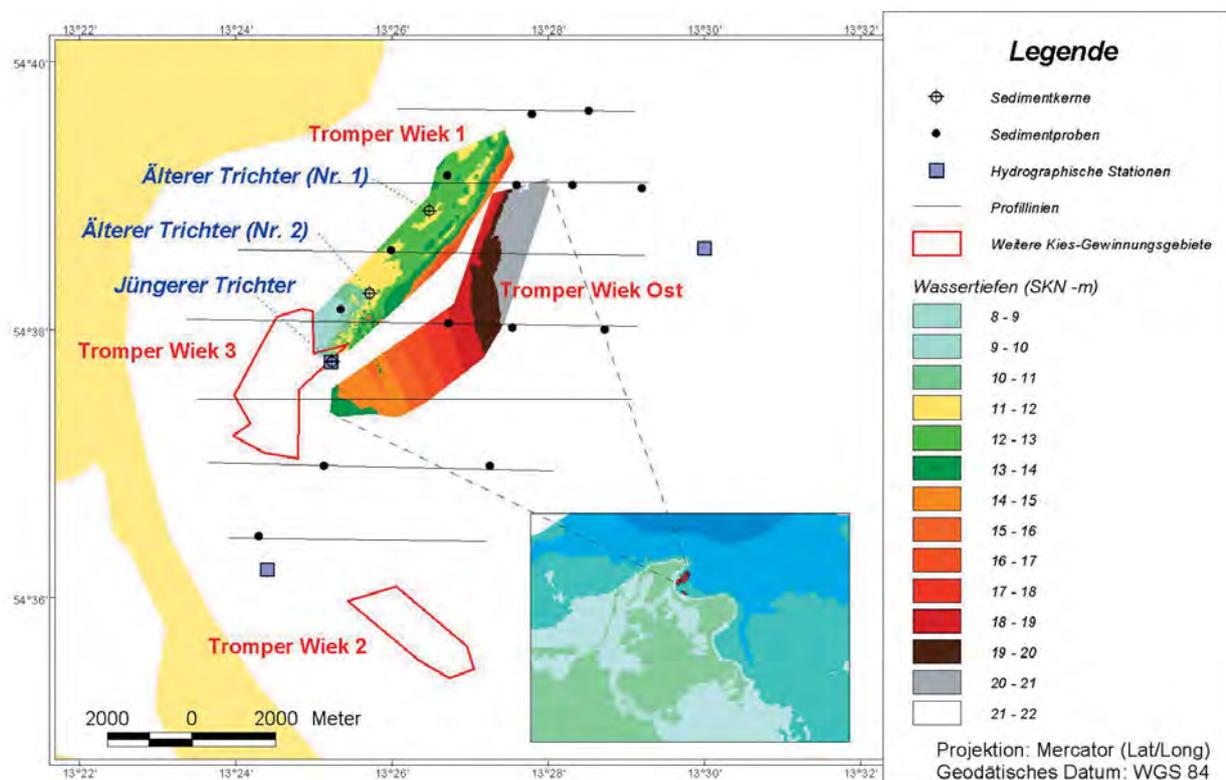


Abb. 13: Lage und bathymetrische Verhältnisse in den beiden Gewinnungsfeldern „Tromper Wiek 1“ und „Tromper Wiek Ost“. Zusätzlich sind die Greifer- und hydrographischen Messstationen sowie die Lage der Profillinien für die standardmäßigen SSS-Aufnahmen dargestellt

Aus dem Feld Tromper Wiek 1 wird Kiessand im Stechkopfverfahren entnommen. Das Entnahmefeld liegt im Hangbereich des ertrunkenen Strandwallsystems und erstreckt sich über Wassertiefen von –9 bis –14 mNN. Das Fördergut wird an Bord des Baggerschiffes gesiebt (sog. „Screening“) und die Fraktion <2 mm als Spill vor Ort wieder in die See zurückgegeben. Seewwärts schließt sich die Sandlagerstätte „Tromper Wiek Ost“ an. Hier wird für Küstenschutzmaßnahmen Sand im Schleppkopfverfahren in Wassertiefen zwischen –14 und –21 mNN gefördert. Die Nutzung beider Lagerstätten findet seit den 1980er-Jahren statt, jedoch liegen keine bathymetrischen Datensätze zu den jeweiligen Entnahmetermen vor.

4.4.1 Morphologische Verhältnisse

Lokale Morphologie – Trichterstrukturen

Im Feld „Tromper Wiek 1“ entstanden durch den intensiven Einsatz von Stechrohrbaggern zahlreiche Trichterstrukturen, die einen Durchmesser von 5 bis 50 m und eine maximale Tiefe von 6 bis 7 m aufweisen (Abb. 14). Der Abbau begann im NE der Lagerstätte; im südlichen Teilfeld fand der Abbau während der Projektlaufzeit statt und setzte sich ins benachbarte Feld „Tromper Wiek 3“ fort.

Die flächendeckenden Sonogramme des gesamten Bewilligungsfeldes zeigen zwei Bereiche, die sich deutlich voneinander unterscheiden. Im Südteil treten klar definierte Flächen mit sedimentierten Spillsanden und scharfen Konturen auf. Die Entnahmetrichter haben oft einen V-förmigen Querschnitt, und in den bathymetrischen Aufnahmen sind große Höhenunterschiede auf engem Raum zu erkennen. Im Nordteil sind dagegen die Konturen weniger scharf; in den Sonogrammen treten extreme Rückstreuwerte in den Hintergrund und Flächen sedimentierter Spillsande sind undeutlich zu erkennen oder fehlen. Die Querschnitte der Entnahmetrichter sind meistens U-förmig, und die Höhenunterschiede in den bathymetrischen Aufnahmen weniger ausgeprägt. Der Grund für diese Unterschiede liegt in dem höheren Alter der Trichter im Nordteil, wo eine Umlagerung der Sedimente und teilweise Verfüllung der Entnahmetrichter früher eingesetzt hat.

Ein Sonogramm-Vergleich einer Spillsandfläche im Südteil der Lagerstätte zeigt, dass ihre Größe im Mai 2000 ca. 81.000 m² betrug, im Juni 2001 dagegen nur noch 54.000 m² (Abb. 14). Es ergibt sich daher die Möglichkeit, die Entwicklung der Entnahmetrichter unter Einbeziehung der umgebenen Spillsande, die in erster Linie das Ausgangsmaterial für

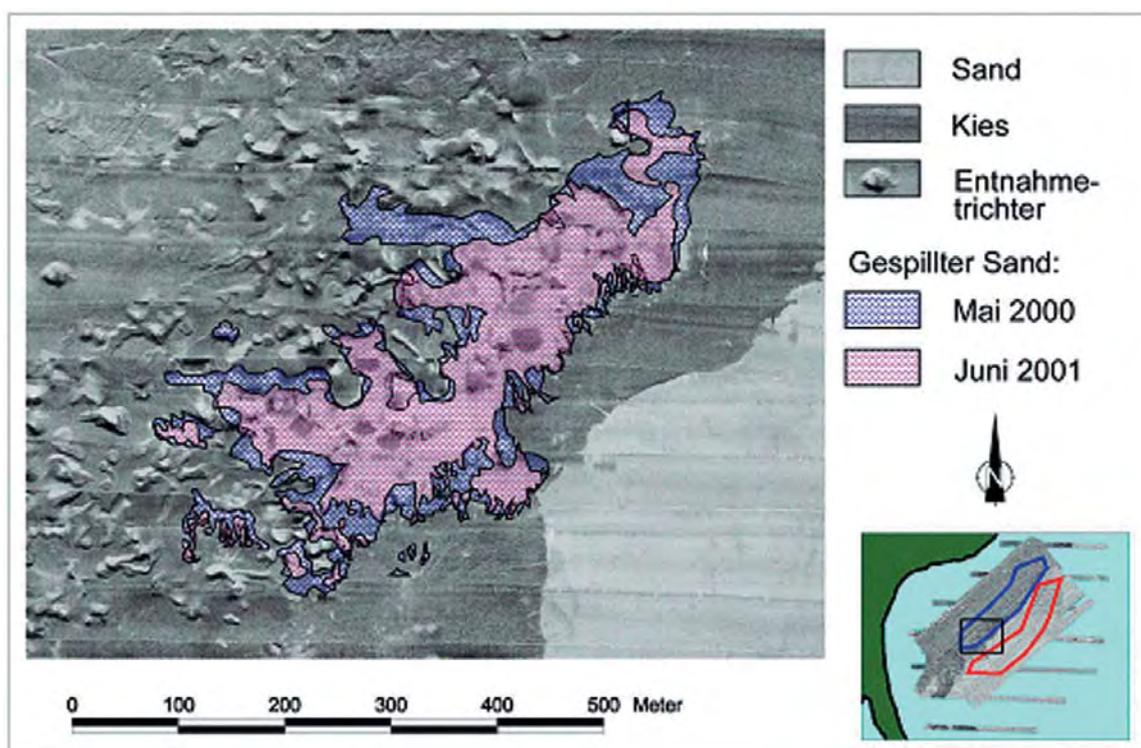


Abb. 14: Räumliche Veränderung von Spillflächen im südlichen Bereich des Gewinnungsfeldes „Tromper Wiek 1“ zwischen Mai 2000 und Juni 2001

die Verfüllung darstellen, zeitlich zu betrachten. Als Beispiel wurden zwei Trichter ausgewählt, die mit Unterstützung von Forschungstauchern ab Dezember 2000 genauer untersucht wurden.

4.4.2 Sedimentologische Befunde

Älterer Entnahmetrichter (Nr. 1)

Dieser Trichter befindet sich im nördlichen Teilfeld bei 54°38'16" N und 13°25'43" E (WGS 84) in ca. 12 m Wassertiefe. Er ist vermutlich zwischen Dezember 1998 und März 1999 entstanden. Unter der Annahme einer ursprünglichen Tiefe von ca. 6 m ist bei einer Fläche von 30 × 15 m² ein Volumen von ca. 1.200 m³ entnommen worden. Im September 2001 lag das Trichterzentrum 2 m tiefer als der umgebende Meeresboden, so dass sich 800 m³ Füllmaterial in dieser Struktur angesammelt hatte.

Älterer Entnahmetrichter (Nr. 2)

Im Gegensatz dazu ist dieser Trichter, der auf der Position 54°38'16" N und 13°25'43" E liegt, schätzungsweise nur zu 10 % teilverfüllt. Er ist von Grobsanden (Spillmaterial) umge-

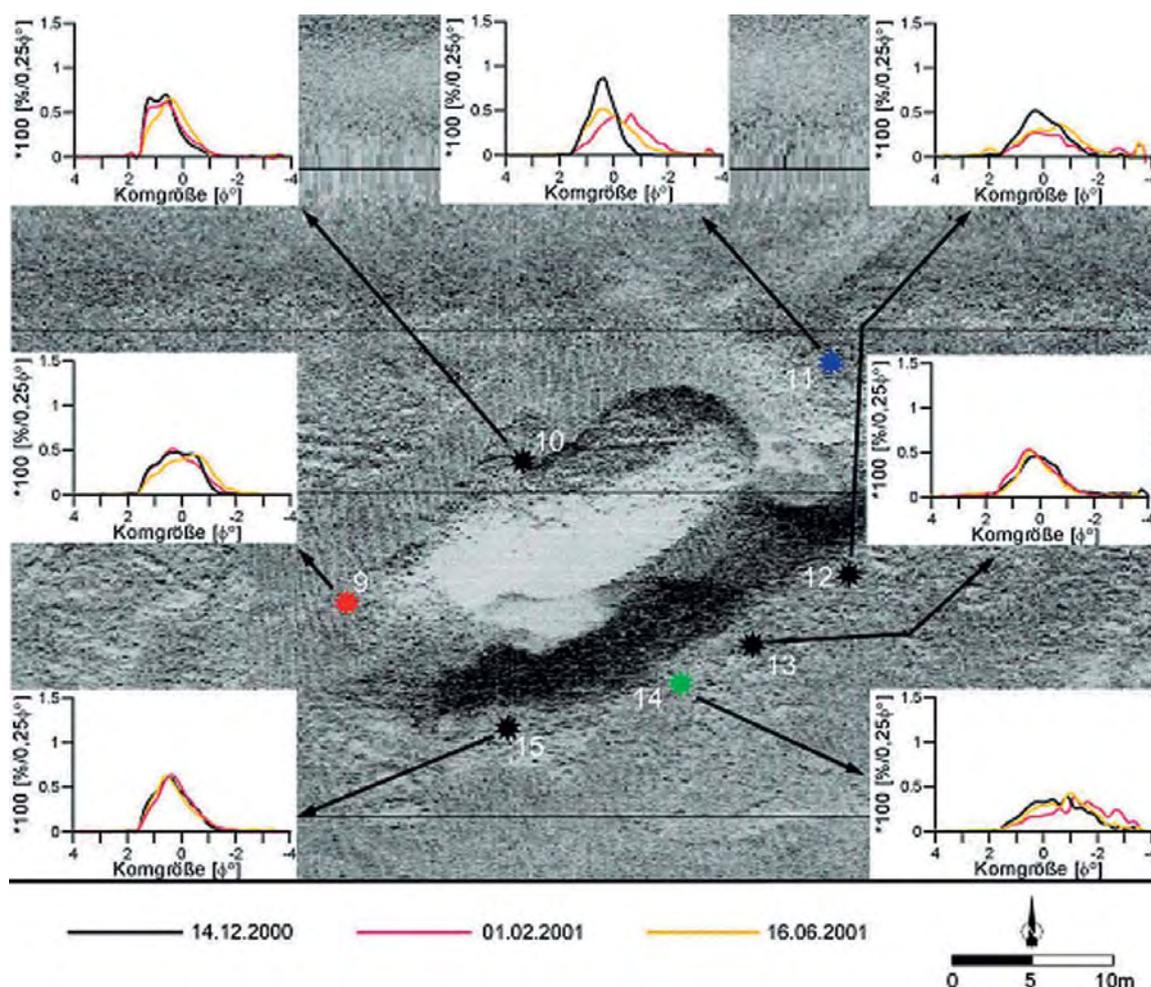


Abb. 15: Lage der Beprobungsstationen mit den unterschiedlich gefärbten Tracersanden und zeitliche Veränderungen der Korngrößenverteilung im Bereich des älteren Trichters Nr. 2 (Lage s. Abb. 13)

ben, die von Tauchern an sieben Stationen dreimal zwischen Dezember 2000 und Juni 2001 beprobt wurden (Abb. 15). Anfang Februar 2001 wurden an drei Stationen unterschiedlich gefärbte Tracersande ausgebracht. Am Boden des Entnahmetrichters wurde eine Lage aus Tracersanden, die als Leithorizont für nachfolgende Kernentnahmen dienen sollte, flächendeckend ausgestreut.

Die durchschnittlichen Kornverteilungskurven der Spillsande um den Trichter zeigen über den 6-monatigen Untersuchungszeitraum eine deutliche Tendenz zur Kornvergrößerung (Abb. 15 und 16). Diese Tendenz ist auch an jeder einzelnen der beprobten Stationen erkennbar. Auffällig ist das fast völlige Fehlen von Fraktionen $< 354 \mu\text{m}$ ($1,5 \phi^\circ$).

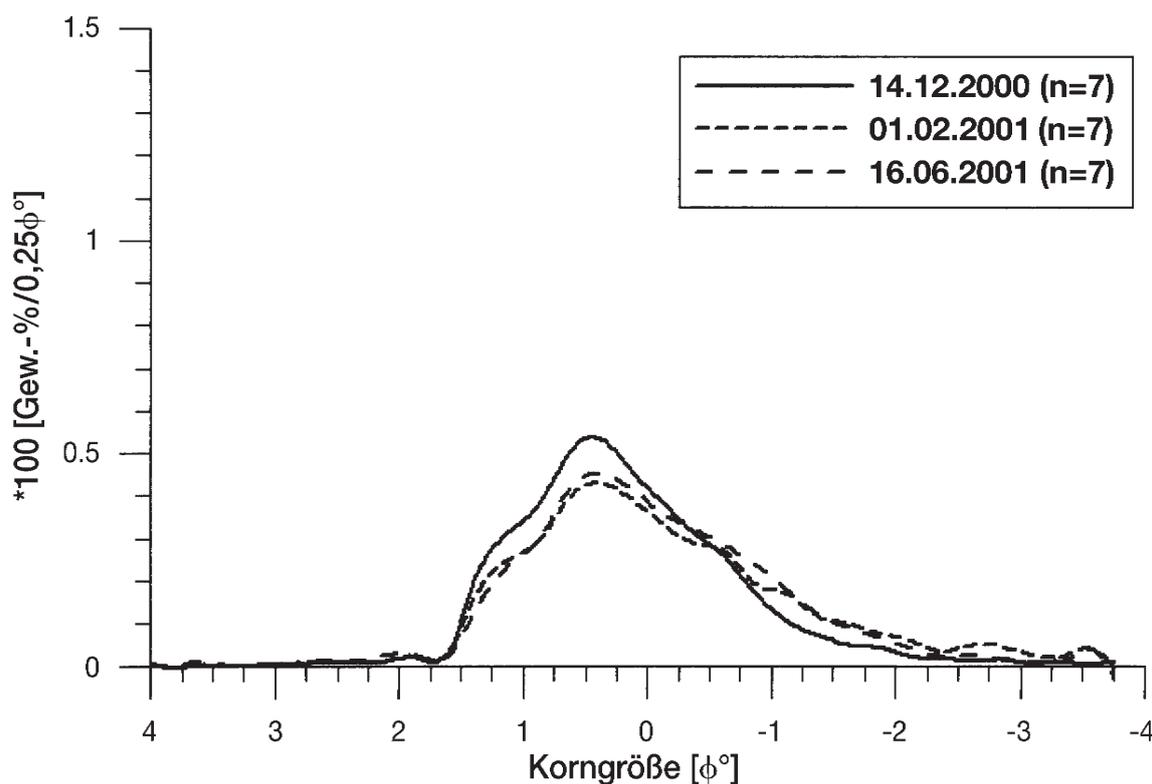


Abb. 16: Zeitliche Veränderung der durchschnittlichen Korngrößenverteilung der Spillsande im Bereich des älteren Entnahmetrichters Nr. 2 (Lage des Trichters s. Abb. 13)

Der Karbonatgehalt wurde an den Proben vom Juni 2001 gemessen und beträgt durchschnittlich $16,2 \pm 4,2$ Gew.-%.

Im Trichter zeigen die Korngrößenverteilungskurven des Füllmaterials eine ausgeprägte Polymodalität und ein breites Kornspektrum mit schlechter Sortierung. Die auf den Spillsandflächen ausgebrachten Tracersande wurden nach 4,5 Monaten in geringer Zahl bis in ca. 30 cm Tiefe angetroffen. Dabei dominierten die grün gefärbten Sande, die südlich der Kernstationen ausgebracht worden waren. Auffällig ist das ausgeprägte Vorkommen von zerriebenen Muschelschalen, die sich fein verteilt im Sediment finden.

Dementsprechend sind die Karbonatgehalte mit $14,6 \pm 3,9$ Gew.-% im Vergleich zu den natürlichen Oberflächensedimenten mit $1,4 \pm 0,2$ Gew.-% relativ hoch. Es treten auch Horizonte mit starken Anreicherungen von ganzen Muschelschalen von *Mytilus sp.* auf.

Im jüngeren Trichter und einem der beiden älteren (Nr. 1) im Norden des Gewin-

nungsgebiets wurden 6 m lange Sedimentkerne gezogen, um anhand des sedimentologischen Aufbaus des Füllmaterials Hinweise auf Verfüllungsprozesse zu erhalten. Im älteren Trichter bestehen die ersten 2,85 m des Sedimentkerns VC 2046 aus einer gradierten Fein- bis Grobsandlage (d.h. die Körnung nimmt nach unten stetig zu). Eine weitere gradierte Fein- bis Mittelsandlage befindet sich in einer Teufe von 3,95 bis 4,35 m. Dazwischen kommt bis in eine Endteufe von 5,30 m kiesiges bis steiniges Füllmaterial mit einer Sandmatrix vor.

Jüngerer Entnahmetrichter

Dieser Trichter liegt im südlichen Teilfeld bei $54^{\circ}37'45''$ N und $13^{\circ}25'13''$ E (WGS 84) in ca. 12 m Wassertiefe. Er ist zwischen August und Dezember 1999 entstanden und hat an der Meeresbodenoberfläche einen Durchmesser von 25 m. Bei einer ursprünglichen Tiefe von ca. 7 m steht einem Fördervolumen von etwa 1.100 m^3 nach 2 Jahren ein Füllvolumen von 820 m^3 gegenüber. Das heißt, dass der Trichter maximal zu zwei Drittel seines ursprünglichen Volumens verfüllt ist, wobei der Vergleich der beiden älteren Trichter verdeutlicht, dass eine deutliche lokale Schwankungsbreite vorhanden ist.

Das umgebende Spillmaterial besteht aus Mittel- bis Feinsanden, die an acht Stationen dreimal zwischen Dezember 2000 und Juni 2001 beprobt wurden (Abb. 17). Wie beim älte-

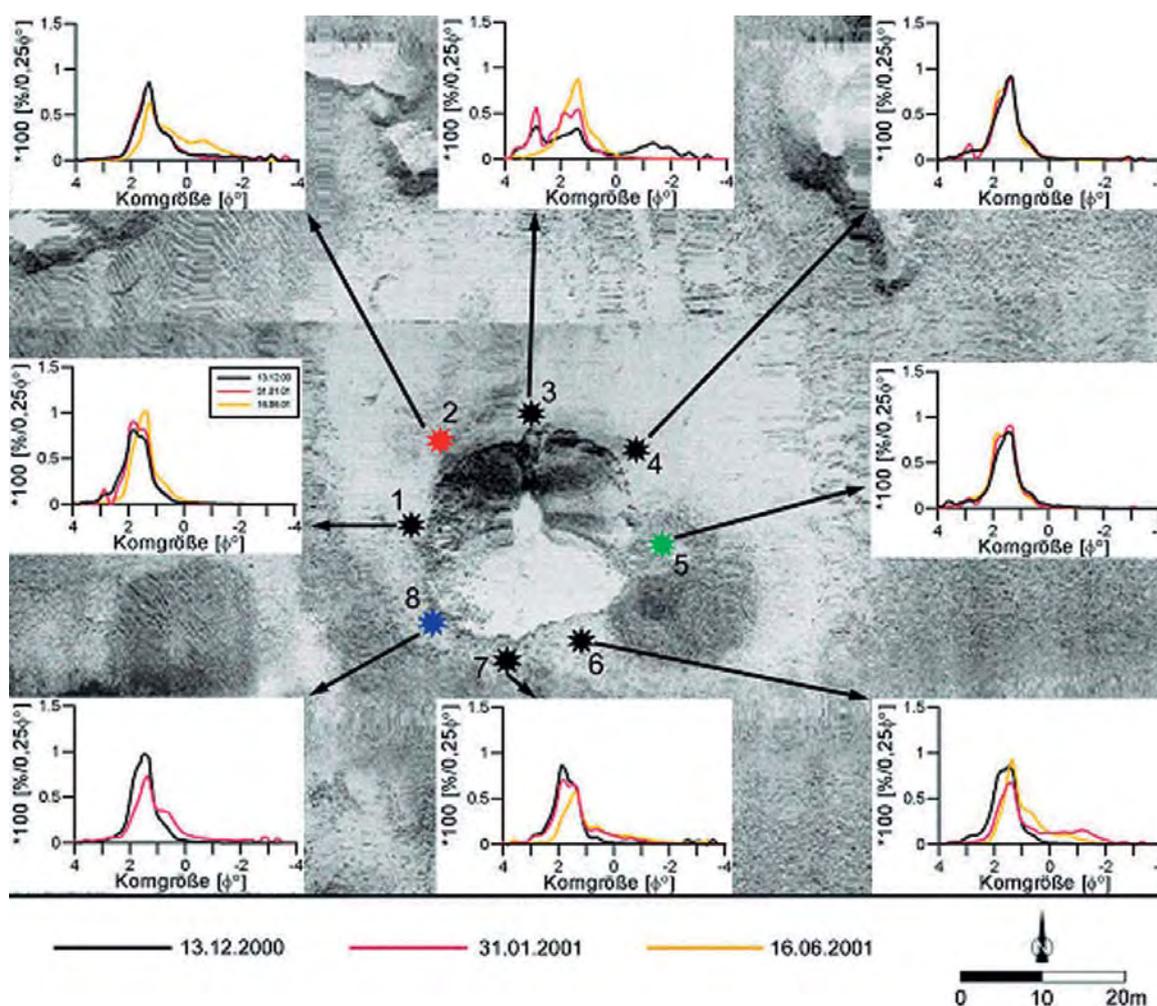


Abb. 17: Lage der Beprobungsstationen mit unterschiedlich gefärbten Tracersanden und zeitliche Veränderungen der Korngrößenverteilung im Bereich des jüngeren Trichters (Lage s. Abb. 13)

ren Trichter Nr. 2 wurden Ende Januar 2001 an drei Stationen um den Trichter unterschiedlich gefärbte Tracersande und zusätzlich eine Tracerschicht am Trichterboden als Leithorizont für nachfolgende Kernentnahmen ausgebracht. Auch in diesem Fall ist im Umfeld des Trichters über den 6-monatigen Untersuchungszeitraum eine deutliche Tendenz zur Kornvergrößerung der Spillsande um den Trichter erkennbar (Abb. 17 und 18). Während der Anteil der Korngrößen $< 354 \mu\text{m}$ ($1,5 \phi^\circ$) abnimmt, steigen die Anteile der Korngrößen von $420 \mu\text{m}$ ($1,25 \phi^\circ$) bis 2 mm ($-1 \phi^\circ$) an.

Drei Kurzkerne aus dem jüngeren Trichter zeigen ähnliche Merkmale wie im älteren Trichter, nämlich schlechte Sortierung, hohe Karbonatgehalte durch feinverteilte, zerriebene Muschelschalen, Schilllagen und Tracersande bis ca. 30 bzw. 35 cm Sedimenttiefe. Auffällig ist jedoch ein fast völliges Fehlen von Fraktionen $> 500 \mu\text{m}$ ($1 \phi^\circ$). In einem Kern konnte bei 38 cm die im Januar 2001 am Grund des Entnahmetrichters ausgebrachte Tracerlage nachgewiesen werden. Vom Rande des Trichters sind rote und grüne Tracersande eingetragen worden, was einen Transport aus nördlichen bis östlichen Richtungen anzeigt. Eine Angabe der Sedimentationsraten ist wegen des unbestimmbaren Anteils der direkt verklappten Spillsande nicht möglich.

Im jüngeren Trichter wurde im März 2000 (VC 2047) sowie im September 2001 (VC 2060) jeweils ein Sedimentkern entnommen, um unterschiedliche Verfüllungsstadien zu erfassen. Dabei konnte nicht exakt an derselben Position gekernt werden, so dass VC 2047 im Trichterzentrum, VC 2060 am unteren Hangfuß liegt. In beiden Sedimentkernen bildet weicher Schlick die Sedimentauflage. Im Trichterzentrum (März 2000) liegt über dem Geschiebemergel mit einer übrig gebliebenen Restsedimentbedeckung aus Kiesen und Steinen in 2,70 m Teufe ein ca. 1 m mächtiges Sandpaket mit gradierter Schichtung. Zwischen der da-

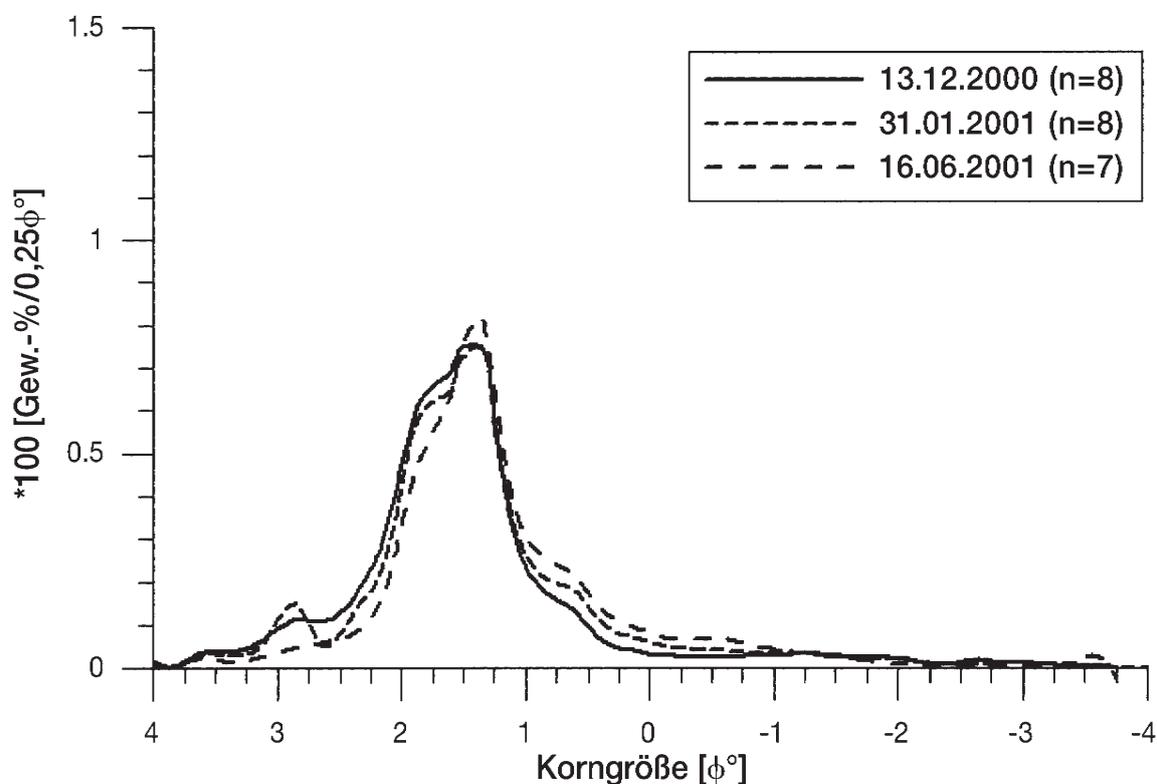


Abb. 18: Zeitliche Veränderung der durchschnittlichen Korngrößenverteilung der Spillsande im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters (Lage des Trichters s. Abb. 13)

rüber liegenden 0,7 m mächtigen Fein- bis Grobsandschicht schiebt sich eine Sandlage mit Kiesen und einzelnen Steinen ein, die wahrscheinlich durch das Nachbrechen instabiler Trichterflanken im Trichter akkumulierte. Im Randbereich (vc 2060) steht der Geschiebemergel in 3,64 m Teufe an und ist von einem Sedimentpaket aus überwiegend feinsandigen Mittelsanden mit Schilllagen und cm-mächtigen Schluff-/Toneinschaltungen durchsetzt.

Entnahmerinnen

Im Sandentnahmegebiet „Tromper Wiek Ost“ sind auf einem flach nach NE abfallenden Meeresboden alte Entnahmerinnen erkennbar, die im NE der Lagerstätte aus dem Jahr 1989 stammen, als ein Volumen von 151.000 m³ für Küstenschutzmaßnahmen entnommen wurde, und relativ gut erhalten sind (Abb. 17). Die Entnahmespuren des Schleppkopfbaggers sind zu Beginn der Projektphase auf den tiefsten Bereich im NE der Lagerstätte bei ca. -20 mNN begrenzt. Die langgestreckten Furchen haben eine Breite von ca. 10 m und sind ca. 100 m lang. In den Sonographien zeigen sie z.T. auffällige Kanten; es überwiegen jedoch flache Rinnen mit niedrigen Rückstreuwerten, die auf Füllmaterial mit hohem Schluff-/Ton-gehalt hinweisen.

Im Herbst 2000 wurde im Norden der Lagerstätte auf einer Fläche 1.200 × 100 m² ein Sandvolumen von 104.000 m³ für Strandaufspülung bei Glowé gewonnen. Ein Vergleich der Sonographien vom Dezember 1999 und Mai 2000 verdeutlicht ein laterales Wachstum der Flächen mit feinkörnigem Sediment an einigen Stellen, das auf Kosten von Flächen mit größeren Sediment geht. Die Entnahmerinnen bleiben aber erkennbar und weisen wie die Entnahmestrukturen aus dem Jahr 1989 bis September 2001 keine signifikanten Änderungen auf (Abb. 18).

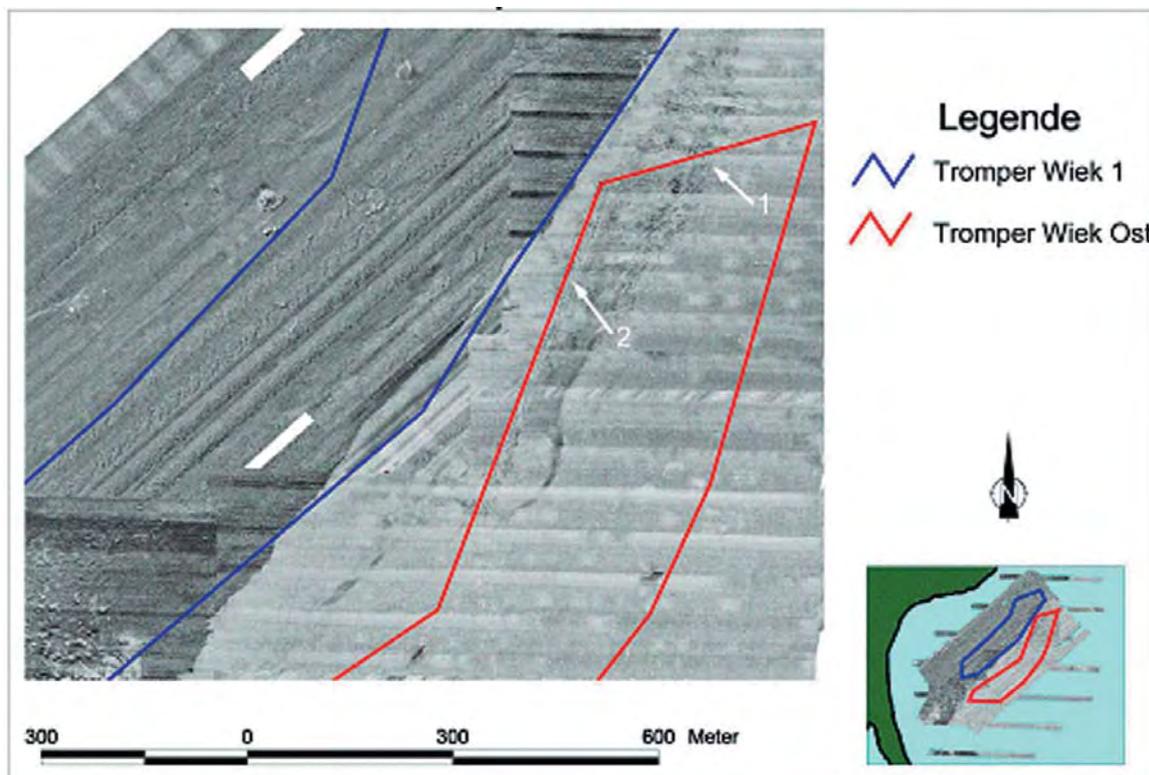


Abb. 19: Sandentnahmefeld „Tromper Wiek Ost“ mit Saugbaggerspuren. 1 – Alte Entnahmespuren aus dem Jahr 1989, 2 – neue Entnahmespuren vom Herbst 2000

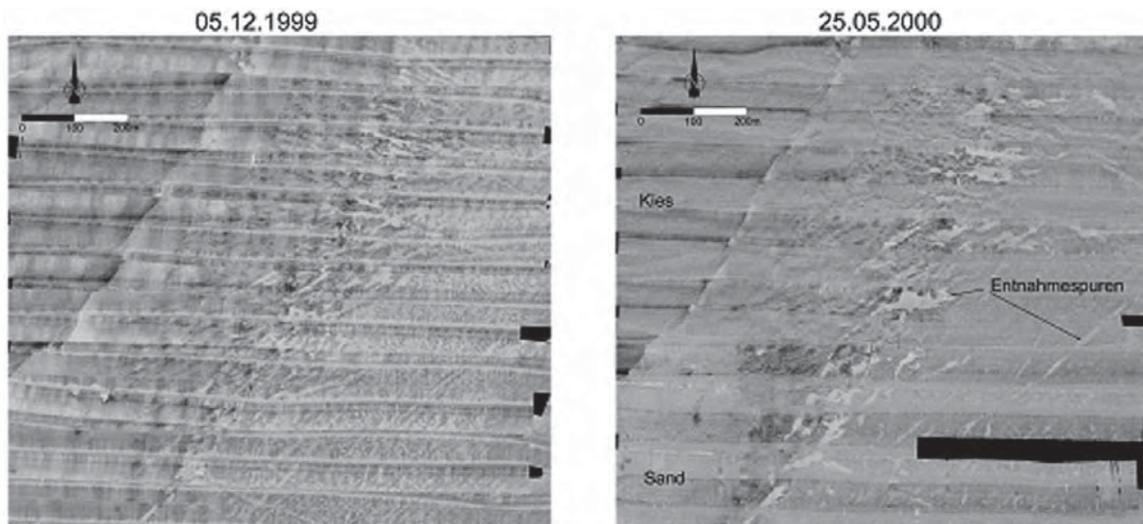


Abb. 20: Zeitliche Veränderungen der Saugspuren zwischen Dezember 1999 (links) und Mai 2000 (rechts) im Feld „Tromper Wiek Ost“. Näheres s. Text

4.4.3 Hydrographische Ergebnisse

Es fanden drei Messkampagnen zur Erfassung des Strömungs- und Seegangsfeldes statt, mit denen sowohl die hydrographischen Verhältnisse in der gesamten Bucht als auch in einem engeren Bereich des Abbaugebiets erfasst wurden (KLEIN u. MITTELSTAEDT, 2001).

1. Messzeitraum: 21.3. bis 7.6.2000

Im Vordergrund stand die Erfassung der regionalen Hydrodynamik innerhalb der Bucht. An 6 Stationen wurden Strömungsmessungen durchgeführt, im zentralen Bereich zusätzlich eine Seegangboje ausgelegt (Abb. 13). Das Strömungsfeld ist zeitlich und räumlich sehr variabel. Es gibt keine typischen Strömungsmuster, die bestimmten Windlagen zugeordnet werden können. Die Messungen deuten häufig auf die Existenz von mesoskaligen Wirbeln in Form von Leewirbeln südlich Kap Arkona und auf Strömungsdivergenzen in der inneren Bucht hin. Für eine eindeutige Auflösung der raum-zeitlichen Strukturen ist die Positionsichte nicht ausreichend. Besondere Bedeutung kommt dem durch den Windstau verursachten Wasserstand zu, der zu bodennahen Kompensationsströmungen führt.

Im jüngeren Trichter (18 m Wassertiefe) und an seinem Trichterrand (11 m Wassertiefe) wurde das kleinräumige Strömungsprofil im Umfeld einer Entnahme aufgenommen. Innerhalb des Trichters erreichen die Strömungsgeschwindigkeiten selten Werte über $0,02 \text{ m/s}^{-1}$; jedoch erreichte der Maximalwert eine Geschwindigkeit von $0,08 \text{ m/s}^{-1}$. Am Trichterrand lag die mittlere Strömung bei $0,04 \text{ m/s}^{-1}$, der maximale Wert bei $0,18 \text{ m/s}^{-1}$. Die Strömungsrichtung ist an beiden Stationen sehr variabel, wobei ein nördlicher Nettotransport festzustellen ist. Bei der Bergung des Geräteträgers war dieser nach 85 Tagen von einer ca. 1 m mächtigen Wechsellagerung aus Schill und festem Sand bedeckt.

Die maximale signifikante Wellenhöhe erreichte 3,9 m, die maximale Wellenhöhe 4,4 m. Die größte Wellenperiode lag bei 6,6 s aus nordöstlicher Richtung (45°).

2. Messzeitraum: 29.8. bis 22.11.2000

In dieser Phase wurde eine Station am Rand des jüngeren Trichters in 12 m Wassertiefe nochmals mit einem WTR bestückt; die Strömungsgeschwindigkeiten lagen in der Größenordnung des 1. Messzeitraums. Die maximale Wellenhöhe erreichte in dieser Phase 3,01 m, die maximale Wellenperiode 5,38 s.

3. Messzeitraum: 7.3. bis 30.5.2001

Die letzte Messkampagne wurde für eine detaillierte Erfassung der Strömungsverhältnisse und Echointensitäten als qualitatives Maß des suspendierten Materials in der Wassersäule genutzt (KLEIN, 2003). Im Zentrum des jüngeren Trichters wurde ein Geräteträger (Wattkorb) mit einem ADCP und einem WTR positioniert. Taucher setzten am Trichtertrand einen auf einer Gehwegplatte montierten akustischen RCM ab, um das bodennahe Strömungsfeld aufzunehmen, jedoch wurde das Gerät am 19.3.2001 während eines Sturms mit bis zu 4 m hohen Wellen etwa 4 m tief in den Trichter verfrachtet und zeichnete danach keine weiteren Daten mehr auf. Nach 84 Tagen war der Geräteträger im Trichterzentrum beim Bergen erneut mit etwa 0,80 m Sediment bedeckt. Der eingesedimentierte WTR zeichnete ab dem 13.5.2001 keine Seegangsdaten mehr auf.

Die stärksten Winde traten in der zweiten Märzhälfte auf. Am 20.3.2001 wurden bei östlichen Winden Strömungsgeschwindigkeiten bis zu $0,22 \text{ m/s}^{-1}$ und maximale Wellenhöhen von 4,5 m registriert. Die maximale Orbitalgeschwindigkeit am Trichterboden betrug $0,41 \text{ m/s}^{-1}$. Eine Woche später wurden bei ähnlichen Windgeschwindigkeiten $0,31 \text{ m/s}^{-1}$ erreicht. Die drei Sturmereignisse zwischen dem 18. und 31.3.2001 führten zu einer erhöhten bodennahen Echointensität im Inneren des Trichters, die sich in der Folge auf die gesamte Wassersäule ausdehnte. Die Zunahme der bodennahen Echointensität beruht auf der starken seegangsinduzierten Orbitalbewegung, die lokales Sediment remobilisiert. Dieses Material wird durch bodennahe Turbulenz in Suspension gehalten und in höhere Wasserschichten transportiert. Oberhalb des Trichters konnte das suspendierte Material mit der Strömung lateral verfrachtet werden, während es im Trichter bei langsam abnehmenden Strömungsgeschwindigkeiten noch einige Tage in Suspension gehalten wurde. Zwischen dem 17. und 30.3.2001 betrug die vorherrschende Strömungsrichtung außerhalb des Trichters 120° bis 210° mit Geschwindigkeiten bis zu $0,21 \text{ m/s}^{-1}$.

Die Echointensitäten korrelieren am besten mit der lokal gemessenen signifikanten Wellenhöhe ($r = 0,78$); der Koeffizient bewegt sich für die Korrelation von Echointensität und Geschwindigkeit von Nord- bis Ostwinden zwischen 0,77 und 0,85. Da der Seegang die Orbitalgeschwindigkeit am Boden und damit die Resuspension bestimmt, ist starker Wind aus nördlichen bis östlichen Richtungen die beste Voraussetzung für Sedimenttransport. Im Untersuchungszeitraum wurden im März 2000 und 2001 derartige Wetterlagen dokumentiert.

5. Diskussion

5.1 Hohes Watt bei Pellworm

Die einmalige Entnahme bei Pellworm ist als einzige untersuchte Trichterstruktur nahezu vollständig wieder verfüllt. Die Verfüllung erfolgte in einem Zeitraum von 6,5 Jahren und damit in etwa der Hälfte der Zeit, die für vergleichbare Eingriffe im Außengroden südwestlich von Nordstrand (12 Jahre) in ca. 2 m NN (UNSÖLD, 1974) oder bei Terschelling (>13 bis 16 Jahre) über der Niedrigwasserlinie (VAN DER VEER et al., 1985) beobachtet wurde. Die

Regenerierung folgt im nordfriesischen Wattenmeer einem exponentiellen Sättigungsverlauf und zwar in ähnlicher Weise, wie sie die Umsatzkurve der morphologischen Analyse der Nordseeküste „MORAN“ zeigt (z.B. SIEFERT, 1987; HOFSTEDE, 1989).

VAN DER VEER et al. (1985) untersuchten verschiedene Entnahmetrichter im westfriesischen Watt aus den Jahren zwischen 1962 bis 1977, die über der Niedrigwasserlinie, auf der Wattscheide und in Rinnen lagen und alle unabhängig vom Entnahmevermögen und der Wassertiefe eine lineare Verfüllungsrate aufweisen. Auffallend ist der deutlich kürzere (<4 Jahre) Zeitraum für diejenigen Strukturen, die einer ständigen Wasserbedeckung (Rinnen) unterlagen.

Die relativ rasche Verfüllung der Trichterstruktur vor Pellworm ist auf die ständige Wasserzufuhr selbst bei Niedrigwasser zurückzuführen, die für einen permanenten Eintrag an suspendiertem Material und Feinsand über den gesamten Tideverlauf sorgte. Die Füllraten liegen anfänglich bei $120.000 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ (1995), gehen auf $42.000 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ (1998) und schließlich auf $7.700 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ (2000) zurück. Sie liegen damit wesentlich höher als die Rate von 8.400 bis $10.000 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ bei Terschelling. Die Verfüllungsraten von 25 bis $400 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ a}^{-1}$ liegen deutlich über dem Wert aus dem Feld „Westerland II“ (s.u.) und drücken die hohe Sedimentdynamik im Wattenmeer aus.

Die sedimentologische Zusammensetzung und das Gefüge des Füllmaterials weisen in beiden Trichtern im nordfriesischen Wattenmeer die charakteristischen Eigenschaften von Wattsedimenten auf. Im oberen Randbereich dominiert Feinsand, der zum Trichterzentrum in eine flaserige Wechsellagerung mit Schluffen übergeht. Dies wird durch die laterale Korngrößendifferenzierung im Baggerloch vor Nordstrand bestätigt, wo UNSÖLD (1974) wesentlich höhere Sandgehalte im Eingangsbereich des Baggerlochs feststellt, die zum Zentrum der Struktur in feinkörnigeres Füllmaterial übergehen.

Bemerkenswert ist die Ausbildung eines polyedrischen Gefüges im oberen Bereich des Füllmaterials (2 bis 3 m Teufe). Die Entstehung dieser Struktur ist unklar, weil dies einen hohen Grad an Entwässerung und Kompaktion voraussetzt, der sich in so kurzer Zeit und bei den bestehenden Wassertiefen kaum entwickelt haben kann. Man könnte ein vollständiges Trockenfallen im Trichter in Erwägung ziehen, was jedoch aufgrund der ständigen Verbindung zur Norderhever auszuschließen ist.

5.2 Westerland II

Die Entnahmetrichter haben ihre Form über viele Jahre behalten, sieht man von den Änderungen durch den fortschreitenden Abbau ab. Ihre Verfüllung verläuft wesentlich langsamer als ursprünglich angenommen (THIEL u. REGIER, 1999). Die Gesamtbilanz verdeutlicht, dass die Entnahmestrukturen nur zu 10 % wieder aufgefüllt werden, wobei auch Material aus Abbrüchen von übersteilten Hängen in die Bilanz eingeht. Selbst in solitären, kleineren Entnahmetrichtern werden die Materialdefizite nicht wieder ausgeglichen, wie die Detailuntersuchungen am Trichter A verdeutlichen. Das bedeutet, dass die natürlichen Prozesse nicht in der Lage sind, das Materialdefizit aufgrund der Entnahme auch nur annähernd auszugleichen.

An ausgewählten Stationen im Feld „Westerland II“, die nach unserem Kenntnisstand nicht vom anthropogenen Eingriff berührt sind, lässt sich nachweisen, dass die Tiefenänderungen innerhalb des Fehlerbereichs liegen, auch wenn bei kürzeren Vermessungsintervallen eine deutlichere Schwankungsbreite zu beobachten ist. Diese Beobachtungen widersprechen der gängigen Auffassung, dass im Seegebiet westlich von Sylt außerordentlich starke hydro-

dynamische Kräfte erhebliche Materialumlagerung verursachen und anzunehmen wäre, dass die großen Entnahmetrichter als Sedimentfallen wirken. Dies ist wegen fehlender Materialzufuhr jedoch nicht der Fall. Ein küstennormaler Transport, der das Vorspülmaterial wieder seewärts verfrachtet, findet nicht oder nur in sehr eingeschränktem Maß statt. Vielmehr bewegt es sich auf einem relativ schmalen küstenparallelen Streifen, was die Ergebnisse des KFKI-Projekts „Materialbilanz an der deutschen Nordseeküste“ bestätigt (ZEILER et al., 2000a, 2000b). Die im Umfeld der Trichterbecken vorkommenden flachen, W-E verlaufenden Sandrücken oszillieren um ihren Kern, wobei das Kornverteilungsmuster erhalten bleibt, was auf die ausgeprägte Stabilität der sedimentologischen Verhältnisse hindeutet.

Am Beispiel einer einmaligen Entnahme (Trichter A) können Verfüllungsraten abgeschätzt werden: für einen (angenommenen) W-E gerichteten Transport liegt die Rate bei $80 \pm 55 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ a}^{-1}$, für einen NW-SE gerichteten Transport bei $60 \pm 40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Diese Verfüllungsraten liegen zwar in der Größenordnung von ebenfalls morphologisch ermittelten Transportraten, die VAN RIJN u. WALSTRA (2002) für Sandentnahmetrichter in Wassertiefen zwischen 10 bis 20 m vor der holländischen Küste zwischen Hoek van Holland und Wijk aan Zee ermittelt haben. Die sedimentologische Zusammensetzung des Füllmaterials weist jedoch einen Schlickanteil von mindestens 50 % auf, so dass die Verfüllungsraten nicht mit Bodentransportraten gleichgesetzt werden können. Vielmehr deutet der Sedimentkern auf eine kontinuierliche Verfüllung der Trichter durch die Sedimentation von suspendiertem Feinmaterial aus der Elbefahne hin, das aufgrund der geringeren Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich der Trichter zum Absatz kommt. Daher liegt auch die Bodentransportrate deutlich unter den ermittelten Verfüllungsraten. Unter Berücksichtigung des Suspensionstransportes (Schlick) und eines Sandeintrages aus Hangabbrüchen dürfte der Transport für die reine Bodenfracht eine mittlere Rate von $20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ a}^{-1}$ nicht überschreiten.

Der scharfe Korngrößenwechsel zwischen festem Schlick und grobem Sand ist ein Hinweis darauf, dass neben einer kontinuierlichen Schlicksedimentation ereignisbezogene Einträge von Sand stattgefunden haben. Kornspektrum, Dominanz sandiger Lagen im unteren Kernbereich und Sedimentations-/Erosionsverteilungsmuster sprechen dafür, dass ein Großteil des sandigen Füllmaterials aus den Hangabbrüchen während der Wintermonate stammt. Dabei spielt die Exposition der Trichterflanken zur Hauptangriffswirkung von Stürmen die entscheidende Rolle. Während im W und NW Material in die Trichter eingetragen wird, sorgen Erosionsprozesse an den E- und SE-Hängen für eine Abnahme der Hangneigung von max. 10° auf einen stabilen Gleichgewichtszustand von 3 bis 5° .

Die zeitliche Volumenentwicklung des Trichters A widerspricht der Vorstellung einer ständigen Aufhöhung des Trichterinneren und belegt eine mittelfristige Abnahme im Füllvolumen. Dafür kommen zwei Ursachen in Frage: einerseits Export von Füllmaterial bei entsprechenden Sturmtagen und Seegang, wobei Material in Suspension gebracht und lateral verfrachtet wird, andererseits Kompaktion des feinkörnigen Füllmaterials mit zunehmender Deposition. In diesem Zusammenhang ist es bemerkenswert, dass die weiche Schlickauflage im Sedimentkern VC 2050 ab einer Teufe von 0,30 m deutlich verfestigt ist und eine plastische Konsistenz hat, jedoch in 2,09 bis 2,38 m Teufe eine wasserhaltige Schlickschicht angetroffen wurde, die keine sichtbare Verfestigung erfahren hat. Welche Prozesse hier einwirken, muss an dieser Stelle offen bleiben. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse, der chemischen Zusammensetzung und eines fehlenden Liefergebiets ist die Wahrscheinlichkeit, dass der Schlick bereits in verfestigtem Zustand eingetragen wird, auszuschließen.

5.3 Graal-Müritz 1

Die einzelnen Entnahmerinnen waren nach den SSS-Ergebnissen relativ rasch wieder eingeebnet, jedoch hinterließen die jeweiligen Materialentnahmen leichte Depressionen im Seegrund, die bis zum Ende der Messungen im September 2001 nachweisbar waren. Die fortschreitende Verfüllung verläuft nicht linear, weil zwischenzeitlich Material aus den Entnahmemulden exportiert wird.

Im Untersuchungszeitraum konnten die Entnahmemengen nicht durch natürliche Prozesse ausgeglichen werden. Es steht zwar ausreichend umlagerungsfähiges Lockermaterial zur Verfügung, um unter entsprechenden hydrodynamischen Bedingungen die Entnahmerinnen einzuebnet, jedoch reicht die Transportkapazität in diesem Gebiet nicht aus, um die beiden Eingriffe innerhalb von 1 bzw. 2 Jahren zu kompensieren. Die Vermessungsergebnisse geben klar zu erkennen, dass die muldenförmigen Entnahmestrukturen als Sandfänger wirken. Dies wird als Hinweis gewertet, dass langfristig die Tendenz zu einer Auffüllung der flachen Muldenstruktur besteht.

DETTE (2001) ermittelte aus bathymetrischen Datensätzen, die seit 1952 vorliegen, für den Vorstrandbereich Transportraten von $50.000 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Marktgrafenheide), $68.900 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Graal-Müritz) und $48.600 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Dierhagen), die um das 500- bis 600-fache über der mittleren Rate in 8 bis 12 m Wassertiefe aus dieser Arbeit liegen. Die Differenz von etwa $20.000 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ a}^{-1}$ zwischen Graal-Müritz und Dierhagen führen DETTE et al. (2001) auf einen „Offshore-gerichteten“ Transport zurück. Unter Berücksichtigung des geringeren Transportpotenzials ist davon auszugehen, dass das Untersuchungsgebiet außerhalb des Haupttransportbandes entlang der Küste liegt und die Funktion eines „Zwischenlagers“ hat, wo Material mittelfristig zur Ablagerung kommt und bei entsprechenden hydrodynamischen Verhältnissen seewärts verfrachtet wird. Die Entnahmemulden wirken bei diesem Prozess als Sandfallen.

5.4 Tromper Wiek

Die Entnahmetrichter im Feld „Tromper Wiek 1“ werden maximal zu zwei Dritteln ihres Volumens teilverfüllt. Aus dem sedimentologischen Aufbau der Vibro- und Kurzkerne geht hervor, dass nicht das gesamte Füllmaterial aus der Verklappung des sandigen Restanteils stammt, sondern nachbrechendes Material, Fraktionierung und Umlagerung von Spillsanden in der unmittelbaren Umgebung und episodischer Eintrag von Schill und Schlick maßgeblich an der Verfüllung beteiligt sind.

Neben dem direkten Sandeintrag durch die Verklappung kommen im Umkreis des jüngeren Trichters 0,10 bis 0,20 m mächtige Spillsande zum Absatz, deren Volumen sich im März 1999 auf 8.000 bis 16.000 m^3 beläuft und bis September 2001 auf 5.000 bis 10.000 m^3 schrumpft. Nach den granulometrischen Untersuchungen wird dieses Material durch den hydrodynamischen Einfluss weiter sortiert und 3.000 bis 6.000 m^3 werden in die umliegenden Trichter bzw. seewärts in den südöstlichen Bereich des Entnahmefelds abgelagert. Der Vergleich zwischen älterem und jüngerem Trichter zeigt, dass auf den Spillsandflächen ein neuer Gleichgewichtszustand angestrebt wird, indem die Sedimentfraktion $< 350 \mu\text{m}$ aus den Spillflächen „ausgewaschen“ und lateral verfrachtet wird. Auf diese Weise wird Material teilweise im Trichter, teilweise seewärts im südöstlichen Bereich der Lagerstätte akkumuliert. Der Anteil $> 350 \mu\text{m}$ wird dagegen kaum mobilisiert und bleibt im Umfeld liegen.

Schill und Schlick unterliegen einer eigenen Dynamik. Der Schillanteil besteht überwie-

gend aus Muschelschalen der Gattung *Mytilus* und wird bereits bei geringen Bodenströmungen mobilisiert. Sein Anteil an der Verfüllung ist jedoch nicht bedeutend. Für die Herkunft des Schlicks kommen der Eintrag aus größeren Wassertiefen bei aufländiger Bodenströmung, Ausscheidungen der Miesmuschelkolonien (sog. „Fecal Pellets“) und küstennahe Abtrag des Geschiebemergels in Frage.

Die teilweise Wiederverfüllung beansprucht einen Zeitraum von etwa 2 Jahren, bis sich ein stabiler Zustand eingestellt hat. Hauptsächlich ist dies auf die Umlagerung der Spillsande zurückzuführen, die entweder in den Trichtern oder im näheren Umfeld sedimentieren, aber keinen nennenswerten Transportprozessen ausgesetzt sind, die das Material in größere Wassertiefen verfrachten würden. Folglich werden die Entnahmerinnen im Sandentnahmegebiet „Tromper Wiek Ost“ nicht durch Zufuhr von Spillsanden, sondern durch feinkörnigeres Material verfüllt. Material aus den Trübungswolken wird aufgrund des Verdünnungseffekts nur bedingt einen Anteil daran haben (BIRKLUND u. PETERSEN, 1998).

Neben Sedimentationsprozessen wird die Verfüllung der Trichter durch Erosion kontrolliert. Die ca. 1 m mächtige Sedimentbedeckung der Wattkörbe, die im Sedimentkern mit dieser Mächtigkeit nicht wieder gefunden werden konnte, sowie die hohen Echointensitäten über die gesamte Trichtertiefe sprechen für eine Aufwirbelung des Materials am Trichterboden, das durch das Strömungsfeld aus der Struktur exportiert wird.

Im Rahmen dieses Projektes wurden trotz der geringen Wassertiefe keine Hinweise auf eine Reaktion des Meeresbodens gefunden. Es erhärtet sich die Vorstellung, dass in der Tromper Wiek stabile Verhältnisse in der Sedimentverteilung und -verlagerung herrschen und selbst die eingebrachten Spillsände keinem größeren Transport unterworfen sind. Die Kornverfeinerung im Zuge des Abbaufahrens führt zu einer lokalen Substratveränderung im Bereich des Entnahmegebiets, hat aber keine nachweisbare Auswirkung auf die regionalen sedimentologischen Verhältnisse.

6. Schlussfolgerungen

Die Regenerierung der Materialentnahmestellen führt im Küstenvorfeld zu einer Substratveränderung, weil das Füllmaterial feinkörniger als das Ausgangsmaterial ist. Im Wattenmeer dagegen unterscheidet es sich nicht von ursprünglichen Wattsedimenten. Alle Hohlformen (Trichter, Mulden und Rinnen) wirken als Sedimentfänger. Die gebietsspezifischen Unterschiede in der Zusammensetzung des Füllmaterials rühren von der eingesetzten Entnahmemethode, dem Sedimentangebot und der Wassertiefe her. Während in den flachen Entnahmemulden vor Graal-Müritz sandiges Material eingetragen wird, nimmt in allen Trichtern sowie den Entnahmerinnen in 20 m Wassertiefe der Tromper Wiek schlickiges Füllmaterial einen substantziellen Anteil bei der Regenerierung ein. Dabei spielt neben dem Suspensionsangebot die Hangneigung der Trichterstrukturen eine wesentliche Rolle.

Der Regenerierungsprozess beginnt bereits während des Abbaus, wenn nachbrechendes Material und Spillsande in den Trichtern sedimentieren. Ein bis zwei Jahre nach dem Eingriff haben die Strukturen durch Einebnung der Trichterflanken ein morphologisches Gleichgewicht erreicht, das sich durch seine horizontale Lagestabilität auszeichnet. Danach kontrolliert vor allem kontinuierliche Schlicksedimentation mit ereignisbezogenem Sandeintrag die weitere Verfüllung, die jedoch durch den Materialeexport aus den Entnahmetrichtern unter entsprechenden hydrodynamischen Bedingungen bzw. Kompaktion und Setzungserscheinungen rückläufig sein kann.

Die Entnahmemulden vor Graal-Müritz verflachen zu Ungunsten des unmittelbar um-

liegenden Meeresbodens; sie wirken sich aber nicht nachweisbar auf die Morphologie des gesamten Entnahmegebiets aus, die dem Einfluss einer natürlichen Sedimentdynamik unterworfen ist. Längerfristig besteht die Tendenz zur Wiederverfüllung.

Die Verfüllungsraten bewegen sich im Küstenvorfeld im Bereich von 50 bis 100 m³ m⁻¹ a⁻¹. Eine Hochrechnung fällt aufgrund des unterschiedlichen Transportverhaltens von Schlick (Suspension) und Sand (Bodenfracht) schwer, vor allem vor dem Hintergrund der zwischenzeitlichen Erosion in den Hohlformen. Da die jährlichen Entnahmemengen deutlich über dem natürlichen Transportpotenzial liegen, bleiben Strukturen wie Trichter oder flache Mulden im Küstenvorfeld bei fortschreitender Abbauaktivität über Jahre hinaus erhalten. In Abhängigkeit des verfügbaren Lockermaterials ist wie im Fall von Westerland II oder Tromper Wiek 1 nicht auszuschließen, dass eine vollständige Wiederverfüllung aufgrund der geringen Sedimentdynamik nicht stattfindet. Im Wattenmeer sorgt dagegen die ausgeprägte Sedimentdynamik nach Abschluss des Eingriffs für eine nahezu vollständige Regenerierung innerhalb eines Jahrzehnts, wenn eine ständige Wasserzufuhr und der damit verbundene Materialeintrag gewährleistet werden.

Die räumliche Ausdehnung ist aufgrund der Fehlerbreite der bathymetrischen Datensätze nur sehr eingeschränkt abzuschätzen. Für Westerland II liegen Hinweise vor, dass die Änderungen auf natürliche Umlagerungsprozesse wie Oszillation von Sandrücken zurückzuführen sind. Im Fall der Tromper Wiek kommt es zwar zu einer Sortierung und weiteren Fraktionierung der Spillsande, insgesamt jedoch unterliegt das Gebiet keiner nachweisbaren Tieferlegung und zeichnet sich durch stabile morphologische und sedimentologische Verhältnisse aus. Im Fall von Graal-Müritz 1 belasten die Entnahmemulden den umliegenden Meeresboden im unmittelbaren Bereich der Hohlformen bis zu etwa 200 m.

Ein Einfluss auf die küstennahen Sandtransportsysteme kann nicht festgestellt werden. Die Entnahmegebiete im Küstenvorfeld liegen außerhalb der küstenparallelen Transportbänder. Im Fall von Graal-Müritz 1 deutet der Vergleich der Transportpotenziale im Küstenvorfeld mit denen der aktiven Zone im Vorstrandbereich an, dass das küstenparallele Transportband auf einen schmalen Bereich beschränkt ist.

Die bisherigen Entnahmen sind vergleichsweise gering. Bei signifikanter Zunahme ist nicht grundsätzlich auszuschließen, dass sich über längere Zeiträume die Verhältnisse im Küstenvorfeld ändern und in der Folge eine größere Materialzufuhr aus der Küstenzone induzieren. Diese Auswirkungen können erkannt werden, wenn im Zusammenhang mit künftigen Sedimententnahmen eine sedimentologisch-morphologische Überwachung (Monitoring) über einen längeren als den hier betrachteten Zeitraum hinaus etabliert wird.

7. D a n k s a g u n g

Die Autoren danken an dieser Stelle den Kapitänen und Besatzungen der FS „Gauß“, VWFS „Deneb“ und FK „Littorina“ sowie Rolf Kunze, Yücel Arik, Holger Klein, Volker Weigelt (alle BSH), Eric Steen und Helmut Beese (beide Universität Kiel) für ihre tatkräftige Unterstützung. Das Amt für ländliche Räume in Husum stellte dankenswerter Weise Peildatensätze für die beiden Untersuchungsgebiete in der Nordsee zur Verfügung. Dank gilt auch dem Staatlichem Amt für Umwelt und Natur in Rostock, das Daten aus dem „GIS Küste Mecklenburg-Vorpommern“ in großzügiger Weise bereitstellte. Unser Dank gebührt der Projektgruppe des KFKI für ihre konstruktive Kritik und Anregungen. Dieses Projekt wurde aus Mitteln des Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) unter dem Förderkennzeichen 3KIS008 finanziell über einen Zeitraum von 3 Jahren unterstützt.

8. Schriftenverzeichnis

- BIRKLUND, V. u. PETERSEN, S.: Sand Extraction at Kriegers Flak in 1997 and the Impact on the Benthic Fauna in 1996–1997. Øresundskonsortiet. Document No. 98/103/1E, 1998.
- DETTE, H. H.: Influence of Shoreline Alignment on Offshore Sediment Transport. *Coastal Dynamics* 2001: 938–947, 2001.
- DETTE, H. H.; RAUDKIVI, A. J. u. OUMERACI, H.: Morphologische Änderungen des Unterwasserstrandes an der Westküste des Fischlandes. *Die Küste*, H. 64: 201–234, 2001.
- DIESING, M.: Die Regeneration von Materialentnahmestellen in der südwestlichen Ostsee unter besonderer Berücksichtigung der rezenten Sedimentdynamik. Unveröff. Dissertation, Universität Kiel, 158 S., 2003.
- HASELMANN, K.; BARNETT, T. P.; BOUWS, E.; CARLSON, H.; GIENAPP, H. u. RICHTER, K.: Measurements of Wind-Wave Growth and Swell Decay During the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Ergänzungsheft Nr. 12*, 1973.
- HOFSTEDE, J.: Parameter zur Beschreibung der Morphodynamik eines Wattgebietes. *Die Küste*, H. 50: 197–212, 1989.
- International Council for the Exploration of the Sea (ICES): Effects of Extraction of Marine Sediments on Fisheries. ICES Cooperative Research Report No. 182, 1992.
- International Council for the Exploration of the Sea (ICES): Effects of Extraction of Marine Sediments on the Marine Ecosystem. ICES Cooperative Research Report No. 247, 2001.
- KLEIN, H.: Strömungsmessungen an einem Baggerloch westlich der Insel Sylt (54°55'N, 8°10'E). Interner Bericht des BSH, 12 S., 1993.
- KLEIN, H.: On the Investigations of Sediment Mobilisation in the Tromper Wiek (Western Baltic Sea) due to Waves and Currents by Means of ADCP Echo Intensity Data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58: 467–474, 2003.
- KLEIN, H. u. MITTELSTAEDT, E.: Strömungen und Seegangsverhältnisse vor Graal-Müritz und in der Tromper Wiek. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*, Nr. 26, 2001.
- MÜLLER, G. u. GASTNER, M.: The „Karbonat-Bombe“, a Simple Device for the Determination of the Carbonate Content in Sediments, Soils and Other Materials. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatsheft* 10: 466–469, 1979.
- RIJN, L.C., VAN u. WALSTRA, D. J. R.: Morphology of Pits, Channels and Trenches. Part I: Literature Review and Suggested Study Approach. WL Delft Hydraulics Report (unveröffentl.), 2002.
- SCHWARZER, K. u. DIESING, M.: Sediment Redeposition in Nearshore Areas – Examples from the Baltic Sea. *Coastal Dynamics* 2001: 808–817, 2001.
- SCHWARZER, K.; DIESING, M. u. SCHROTTKE, K.: BASYS Final Scientific Report, SG4 Nearshore and Coastline Dynamics. Abschlussbericht des Instituts für Geowissenschaften der Universität Kiel (unveröffentl.), 1999.
- SIEFERT, W.: Umsatz- und Bilanzanalysen für das Küstenvorfeld der Deutschen Bucht; Grundlagen und erste Anwendungen (Teil 1 der Ergebnisse eines KFKI-Projekts). *Die Küste*, H. 45, 1987.
- TAUBER, F. u. LEMKE, W.: Karte der Meeresbodensedimente in der westlichen Ostsee (1:1 000 000), Blatt Darß. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 47: 171–178, 1995.
- THIEL, H. u. REGIER, M.: Meeresbiologische Untersuchungen zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt. Abschlussbericht des Instituts für Hydro- und Fischereibiologie der Universität Hamburg (unveröffentl.), 1999.
- UNSÖLD, G.: Jahreslagen und Aufwachsdaten in Schlicksedimenten eines künstlichen, gezeitenoffenen Sedimentationsbeckens (Wattgebiet südlich Nordstrand/Nordfriesland). *Meyniana*, 26: 103–111, 1974.
- VEER H. W., VAN DER; BERGMAN, M. J. N. u. BEUKEMA, J. J.: Dredging Activities in the Dutch Wadden Sea: Effects on Macrobenthic Infauna. *Netherlands Journal of Sea Research*, 19: 183–190, 1985.
- ZEILER, M.; FIGGE, K. u. SCHULZ-OHLBERG, J.: Materialinventur an der deutschen Nordseeküste. *Die Küste*, H. 62: 53–86, 2000a.
- ZEILER, M.; FIGGE, K. u. SCHULZ-OHLBERG, J.: Mobile Sand Deposits and Shoreface Dynamics in the Inner German Bight (North Sea). *Marine Geology*, 170: 363–380, 2000b.

Charakterisierung der Tidekurve

Von GABRIELE GÖNNERT, KATJA ISERT, HARALD GIESE u. ANDREAS PLÜß

Zusammenfassung

Es werden der Tidekurvenverlauf und seine zeitliche Veränderung in der Deutschen Bucht analysiert. Vorgestellt werden die Tidekennwertanalysen und die Partialtidenanalysen anhand von Wasserstandsdaten für die Jahre 1955, 1975 und 1998. Eine Fourieranalyse der Pegeldata hilft, den Einfluss nichtlinearer Effekte wie der Advektion, der Dissipation und der Reflexion abzuschätzen. Die flächenhafte Analyse und die Verteilung der Amplituden und Phasen der Partialtiden O1, K1, M2, S2, M4 und M6 innerhalb der Deutschen Bucht erfolgen durch das HN-Modell. Selbiges ermittelt auch den Verlauf der Stärke und der Richtung der Strömung sowie die Phasenverschiebung der maximalen Strömungen gegenüber der Phase der Wasserstandsextrema. Die Ergebnisse für die charakteristischen Gebiete werden zusammengefasst und diskutiert.

Für die Praxis erfolgt eine Charakterisierung, bei der die Abweichung der gelaufenen Tidekurve von einer Sinuskurve mithilfe der Berechnung des linear interpolierten Wasserstandes ermittelt wird.

Summary

Progression and transformation of the tidal curve are analysed. The tide reference value analysis as well as the partial tide analysis using water level data of 1955, 1975 and of 1988 are presented. Applying Fourier-analysis on the tide gauge data we are able to assess the influence of nonlinear effects such as advection, dissipation and reflection. Spatial analysis as well as distribution of amplitudes and phases of partial tides O1, K1, M2, S2, M4 and M6 within the German Bight (Deutsche Bucht) have been carried out running a numerical tidal model. From this model we have extracted the time history of current velocity and direction as well as the phase shift between current maxima and respective extreme water levels. Results from the investigated areas are summarised and discussed. For practical applications, we show the deviation of the tidal curve from a sinusoidal curve using linearly interpolated water levels.

Keywords

Tide, Modell, Strömung, Partialtidenanalyse, Oberwasser, Fourieranalyse, Tidekennwertanalyse, Deutsche Bucht, Nordsee

Tide, numerical model, currents, tidal analysis, fresh water discharge, Fourier analysis, tidal parameters, German Bight, North Sea

Inhalt

1. Einleitung und methodisches Vorgehen	100
2. Das Untersuchungsgebiet	102
3. Die Tidekennwertanalyse	104
4. Die Fourieranalyse	107
4.1 Rekonstruktion der Tidekurve mittels der Methode der inversen Fouriertransformation	108
5. Die Partialtidenanalyse	109
6. Analyse der Modelldaten	110
6.1 Analysen an Pegelorten	110
6.2 Flächenhafte Analyse	111

7. Ansätze zur Korrelation von Strömung und Tidekurve	112
7.1 Korrelation von Strömung und Tidekurve mithilfe der Partialtidenanalyse	112
7.2 Beispielhafte Durchführung einer Korrelation von Strömung und Tidekurve	123
7.3 Phasenverschiebung der maximalen Strömung gegenüber den Wasserstandsextrema	123
7.4 Zeitlicher Verlauf der Stärke und Richtung der Strömung	123
8. Charakterisierung der Tidekurve	124
8.1 Helgoland: Die Vergleichstide	124
8.2 Übergang von See ins Ästuar	126
8.2.1 Jade	127
8.2.2 Elbe	128
8.2.3 Weser	131
8.3 Sylt	133
8.4 Umströmte Insel (Föhr)	134
8.5 Übergang von der See zur Küste	134
8.6 Eidersperrwerk	135
9. Parameter zwecks Charakterisierung der Tidekurve zur praxisorientierten Anwendung	136
10. Zusammenfassung und Ausblick	139
11. Dank	141
12. Schriftenverzeichnis	141

1. Einleitung und methodisches Vorgehen

Die Erkenntnisse zur Genese der Tide und ihrer Form sind wissenschaftlich fundiert und erscheinen umfassend. Namenhafte nationale und internationale Wissenschaftler wie u.a. GODIN (1972, 1988, 1996) haben sich detailliert mit diesem Thema beschäftigt. Bekannte Stichworte wie Topografie, Reibung und Reflexion beantworten bereits viele Fragen zur Tide. Dennoch wirft gerade die Tidekurvenform und ihre Änderung immer wieder Fragen zu Wechselwirkungen mit den erzeugenden physikalischen Prozessen auf.

Im Rahmen des vom BMBF geförderten KFKI-Projektes „Charakterisierung der Tidekurve“ werden der Tidekurvenverlauf und seine Veränderung über große Zeitabschnitte (Jahrzehnte) analysiert.

Eine Charakterisierung der Tidekurve kann nicht erreicht werden, indem nur ein einzelnes Verfahren angewendet wird (Abb. 1). Hierzu ist es notwendig, sich aus verschiedenen Perspektiven der Zielsetzung zu nähern. So bildet die mathematisch-physikalische Beschreibung der Tidekurve basierend auf der Tidekennwertanalyse und der Partialtidenanalyse anhand von Wasserstandsdaten die Grundlage der Analyse. Die Berechnung der Kennwerte erfolgt für die Untersuchungszeiträume 1955, 1975 und 1998. Mithilfe der Partialtidenanalyse wird die Tidekurve in ihre Partialtiden zerlegt. Der Vergleich der Veränderungen der Partialtiden über die Zeit lässt erkennen, welche Partialtide sich aufgrund von Änderungen im hydrologisch-morphologischen Naturregime verändert hat. Diese Ergebnisse werden durch eine Fourieranalyse der Pegeldaten vervollständigt. Der Einfluss der Reflexion auf die Form der Tidekurve und die Rolle der Impulserhaltung, bezogen auf Advektion und Dissipation, sollen dadurch abgeschätzt werden.

Gerade in Bezug auf Veränderungsprozesse durch Baumaßnahmen und Klimaänderung ist es wichtig, eine Repräsentation der Tidekurve durch möglichst wenige Partialtiden zu erreichen. Im Folgenden wird deshalb ergänzend vorgestellt, ob dies mit den angewandten Methoden möglich ist.

Das HN-Modell dient der flächenhaften Analyse und Darstellung des Wasserstandes und beschreibt die Verteilung der Amplituden und Phasen der Partialtiden O_1 , K_1 , M_2 , S_2 , M_4 und M_6 innerhalb der Deutschen Bucht. Für eine Charakterisierung der Tidekurve müssen die Parameter Wasserstand und Strömung herangezogen werden. Daher werden charakteristische Parameter wie der zeitliche Verlauf der Stärke und der Richtung der Strömung sowie die Phasenverschiebung der Strömungsmaxima gegenüber der Wasserstandsextreme mittels des numerischen HN-Modells ermittelt und erläutert.

Abschließend werden die Ergebnisse für die charakteristischen Gebiete zusammengefasst und diskutiert.

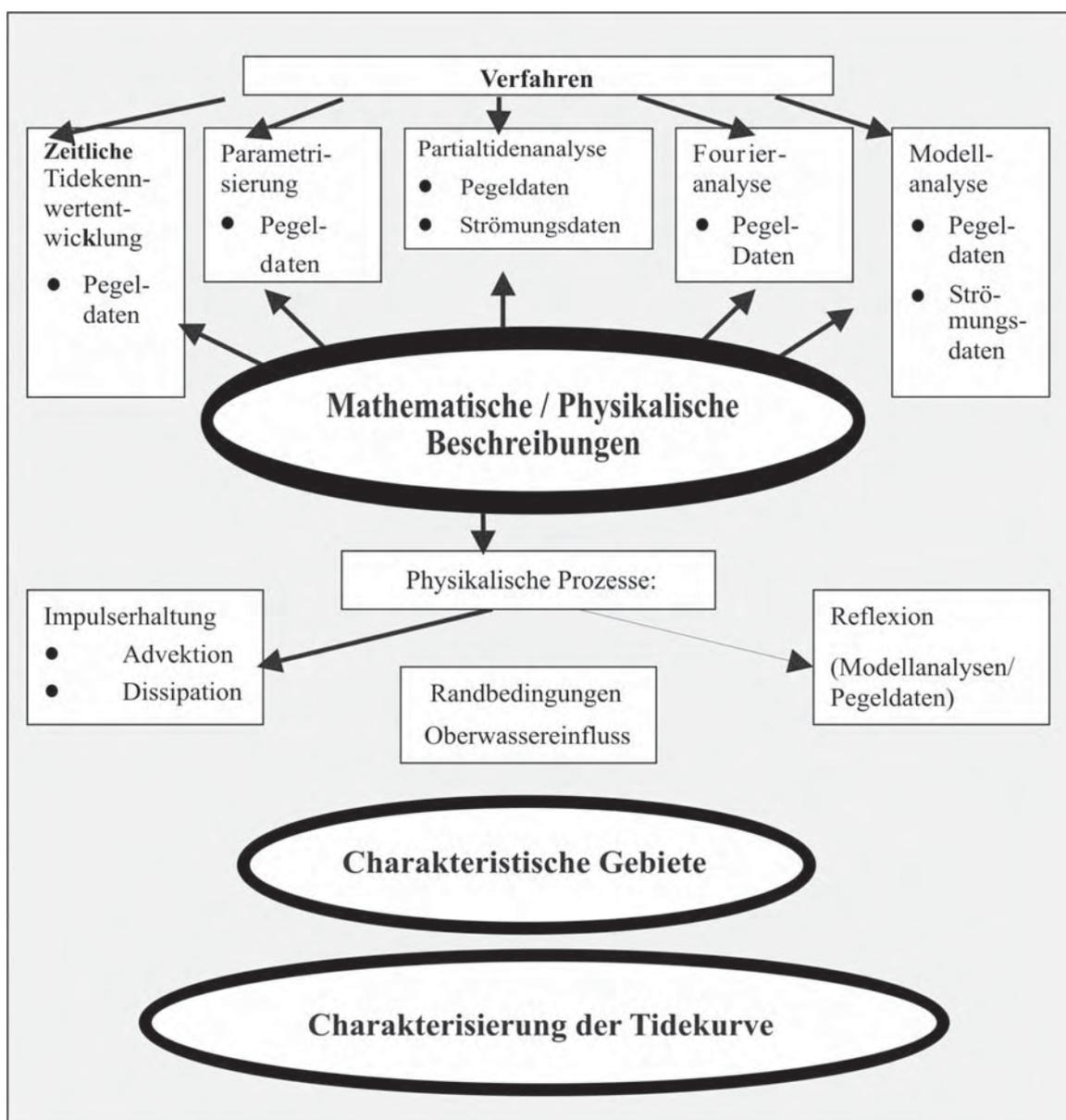


Abb.1: Schema zur Analyse der Tidekurve

2. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich entlang der deutschen Nordseeküste von der Insel Sylt bis nach Borkum. In Richtung Festland folgen Pegelstandorte an der Küste und in den Ästuaren Jade, Weser, Elbe und Eider (Abb. 2). Es werden 44 Pegelstandorte für den Zeitraum 1.4. bis 31.7.1998 ausgewertet, 15 Pegelstandorte für selbigen Zeitraum in den Jahren 1955 und 1975. Die Daten wurden dankenswerter Weise von verschiedenen Stellen zur Verfügung gestellt.¹

Für die Analyse der Tideverläufe werden Tiden an charakteristischen Orten ausgesucht. Die charakterisierenden Parameter sind Topografie, Verhältnis Flut- zu Ebbedauer, Einfluss von Oberwasser, Advektion, Dissipation und Reflexion sowie besondere Formen bei ähnlicher Topografie und verschiedene Tideformen bei gleichem Tidehub. Die Analyse der Tideverläufe dient zudem zur Verifikation des HN-Modells.

Das Kriterium Topografie wird weiterhin unterteilt in Übergang von See zur Küste, abgeschlossene Buchten, umströmte Insel, Übergang von der Elbe bis nach Sylt, Baumaßnahmen und die Insel Sylt.

Für jeden einzelnen Themenkomplex gelten mehrere beeinflussende Kriterien: So wirkt sich in den Ästuaren natürlich auch das Oberwasservolumen auf die Tide aus. Auch die Lage des Pegelstandortes im Vergleich zur Lage der Amphidromie der Gezeiten ist zu beachten. In einer nahezu abgeschlossenen Bucht verändert sich die Form der einlaufenden Tidewelle durch Advektion, Dissipation und Reflexion. Im Bereich einer umströmten Insel unterscheiden sich die Verhältnisse hingegen durch höhere Strömungsgeschwindigkeiten. Beim Übergang von der See zur Küste ist die Veränderung der Wassertiefe relevant und damit die Änderung von Flutdauer zur Ebbedauer, des Tidehubs usw.. Die vielfältigen beeinflussenden Faktoren müssen jeweils in der individuellen Analyse berücksichtigt werden.

Die Insel Sylt ist gekennzeichnet durch die besondere Lage nahe der 10-m-Tiefenlinie ohne vorgelagerte Watten und nahe des amphidromischen Punktes der M_2 -Gezeit. Auf Sylt wurden für das Jahr 1998 die Pegel List Hafen, List West, Westerland Messpfahl, Hörnum West und Hörnum Hafen ausgewertet.

Der Pegel Helgoland, der in jedem der Untersuchungsjahre zur Verfügung steht, wird als Vergleichspegel für die gesamte Region benutzt, da der Einfluss der Topografie auf die Form der Tidekurve an dieser Stelle verhältnismäßig gering ist.

Die Insel Föhr wird als umströmte Insel mit den Pegeln Wittdün, Wyk, Dagebüll und Hörnum Hafen ausgewählt. Die Wasserstandsdaten stehen an diesen Standorten in den Jahren '98, '75 und '55 zur Verfügung.

Als abgeschlossene Bucht wird die Region der Süderhever und des Heverstroms bis nach Husum ausgewählt. Die Pegel Südfall, Süderoogsand und Husum werden ausgewertet. In den Jahren '55 und '75 steht nur der Pegel Husum zur Verfügung.

Weiterhin von Interesse ist der Übergang von See zur Küste: Von Helgoland bis zur nordfriesischen Küste (Blauort, Büsum), bis zur ostfriesischen Küste (Borkum, Norderney, Langeoog, Wangerooge) und bis in die Weser- und Jademündung (L.T. Alte Weser, Mellumplate, Voslapp, Wilhelmshaven). Für die Jahre '75 und '55 stehen nur an den Standorten Büsum, Norderney und L.T. Alte Weser/Roter Sand Wasserstandsdaten zur Verfügung.

Ein wichtiges Untersuchungsgebiet ist begründet durch die großen Ströme. Daher werden Wasserstandsdaten in der Elbe, Weser und Ems untersucht. Dafür stehen 1998 folgende

¹ ALR Husum, WSA Tönning, WSA Cuxhaven, WSA Hamburg, Strom- und Hafenausbau Hamburg, WSA Bremerhaven, WSA Bremen, WSA Wilhelmshaven und WSA Emden



Abb. 2: Pegelstandorte

Pegel zur Verfügung: Trischen, Großer Vogelsand, Scharhör, Scharhör Riff, Cuxhaven, Brunsbüttel, Glückstadt, Schulau und Hamburg St. Pauli für die Elbe; Robbensüdsteert, Bremerhaven, Brake, Vegesack, Bremen Große Weserbrücke für die Weser und Emshörn, Knock, Emden, Terborg, Leerort und Papenburg für die Ems im Jahr 2000.

Für die Jahre '75 und '55 liegen Daten an den Pegeln Cuxhaven, Glückstadt, Hamburg, Bremerhaven, Vegesack und Bremen vor.

Die Wasserstandsdaten werden generell durch Schwimmersysteme erhoben und liegen 1998 als digitale Datensätze vor. Die Daten aus den Jahren 1955 und 1975 sind nachträg-

lich digitalisiert worden. Dadurch ergeben sich unterschiedliche Ungenauigkeiten: für die digital aufgezeichneten Daten von 1998 von ± 2 cm im Wasserstand und ± 2 min in der Zeit; und entsprechend für die analogen Aufzeichnungen ± 2 cm und ± 5 min (ARBEITSGRUPPE WDFÜ, 2000).

3. Die Tidekennwertanalyse

Bei der Tidekennwertanalyse werden für 44 Standorte entlang der Deutschen Bucht und in den Ästuaren die Kennwerte MThw, MTnw, MThb und mittlere Flut- und Ebbedauern (s. Abb. 19) ermittelt.

Die Tidekennwerte werden beeinflusst durch die Astronomie und die genannten natürlichen Faktoren der Tidedynamik (lokal und außerhalb des Untersuchungsgebietes). Diese werden ergänzt durch die astronomischen Schwankungen, meteorologische Faktoren und anthropogene Veränderungen.

Die Ergebnisse der detaillierten Analyse des Jahres 1998 sind im Abschlussbericht des KFKI-Forschungsvorhabens „Charakterisierung der Tidekurve“ nachzulesen. Um die langfristige Entwicklung herauszuarbeiten, werden jeweils für die Zeit April bis Juli in den Jahren 1998, 1975 und 1955 die Tidekennwerte an 15 der oben genannten Standorte ermittelt, die in Tab. 1a und b dargestellt sind. Die Bezeichnung erfolgt mittels Index des Untersuchungsjahres, z.B. MThw₅₅.

Tab. 1a: Tidekennwerte MThw, MTnw, MThb (April–Juli) an verschiedenen Standorten in den Jahren '55, '75 und '98

Pegelname	MThw ₅₅ [m]	MThw ₇₅ [m]	MThw ₉₈ [m]	MTnw ₅₅ [m]	MTnw ₇₅ [m]	MTnw ₉₈ [m]	MThb ₅₅ [m]	MThb ₇₅ [m]	MThb ₉₈ [m]
Norderney Hafen	1.15	1.08	1.25	-1.29	-1.39	-1.25	2.45	2.48	2.51
Bremen Gr. Weserbrücke	2.36	2.43	2.55	-1.03	-1.39	-1.69	3.40	3.83	4.24
Vege sack	2.14	2.22	2.38	-1.18	-1.50	-1.57	3.32	3.72	3.95
L. T. Roter Sand/ Alte Weser	1.16	1.21	1.35	-1.73	-1.72	-1.59	2.91	2.93	2.95
Hamburg St. Pauli	1.87	1.92	2.06	-0.66	-1.21	-1.58	2.52	3.12	3.64
Glückstadt	1.51	1.40	1.55	-1.20	-1.37	-1.29	2.72	2.78	2.84
Cuxhaven	1.42	1.41	1.50	-1.58	-1.64	-1.51	3.00	3.05	3.01
Büsum	1.50	1.48	1.64	-1.82	-1.89	-1.66	3.33	3.36	3.31
Hundeknöll/ Eidersperrwerk AP	1.45	1.41	1.63	-1.75	-1.78	-1.48	3.20	3.19	3.10
Husum	1.50	1.52	1.72	-1.90	-2.01	-1.92	3.41	3.53	3.65
Wittdün	1.01	1.07	1.22	-1.48	-1.58	-1.49	2.50	2.65	2.71
Wyk	1.09	1.17	1.30	-1.58	-1.68	-1.57	2.67	2.85	2.88
Dagebüll	1.15	1.18	1.37	-1.56	-1.79	-1.69	2.72	2.97	3.06
Hörnum Hafen	0.78	0.72	0.95	-1.14	-1.30	-1.13	1.92	2.01	2.08
Helgoland	1.07	1.03	1.16	-1.32	-1.41	-1.31	2.40	2.44	2.47

Tab. 1b: Tidekennwerte T_F , T_E , T_F/T_E (April–Juli) an verschiedenen Standorten in den Jahren '55, '75 und '98

Pegelname	T_{F55} [m]	T_{F75} [m]	T_{F98} [m]	T_{E55} [m]	T_{E75} [m]	T_{E98} [m]	T_F/T_{E55}	T_F/T_{E75}	T_F/T_{E98}
Norderney Hafen	366.411	362.028	365.369	378.823	383.161	379.711	0.97	0.94	0.96
Bremen Gr. Weserbrücke	290.497	294.616	308.850	455.149	450.535	436.159	0.64	0.65	0.71
Vegesack	317.518	324.312	333.704	428.101	420.914	411.330	0.74	0.77	0.81
L. T. Roter Sand/ Alte Weser	348.818	345.709	353.236	395.827	400.112	391.730	0.88	0.86	0.90
Hamburg St. Pauli	293.387	299.953	309.528	452.143	445.034	435.494	0.65	0.67	0.71
Hundeknöll/Eider- sperrwerk AP	346.834	323.086	314.522	399.376	421.875	430.877	0.87	0.77	0.73
Glückstadt	317.116	321.933	332.295	428.245	423.407	412.853	0.74	0.76	0.80
Cuxhaven	337.585	339.028	333.970	407.733	406.461	411.052	0.83	0.83	0.81
Büsum	393.914	387.363	388.029	351.883	357.577	357.234	1.12	1.08	1.09
Husum	367.690	355.166	360.399	377.783	389.760	384.403	0.97	0.91	0.94
Wittdün	349.766	338.777	342.414	395.336	406.193	402.674	0.88	0.83	0.85
Wyk	356.307	353.351	356.874	389.178	391.721	388.370	0.92	0.90	0.92
Dagebüll	337.542	341.343	345.143	407.736	403.605	399.943	0.83	0.85	0.86
Hörnum Hafen	358.909	374.921	380.185	386.302	370.190	364.478	0.93	1.01	1.04
Helgoland	341.979	337.983	340.030	403.485	406.944	404.957	0.85	0.83	0.84

Tab. 2: Pegelstandorte mit signifikanten Tidekennwertdifferenzen bezogen auf einzelne Zeitabschnitte

Thw Differenzen 1955–1975	Tnw Differenzen 1955–1975	Thb Differenzen 1955–1975	Flutdauer Differenzen 1955–1975	Ebbedauer Differenzen 1955–1975
Keine signifikanten Differenzen	Bremen Gr. Weserbrücke Vegesack Hamburg St. Pauli	Bremen Gr. Weserbrücke Vegesack Hamburg St. Pauli Nordfriesland Dagebüll	Eidersperrwerk AP Hörnum Hafen Wittdün, Büsum Husum, Vegesack Hamburg St. Pauli	Eidersperrwerk AP Hörnum Hafen Wittdün, Büsum Husum, Vegesack Hamburg St. Pauli
Differenzen 1975–1998	Differenzen 1975–1998	Differenzen 1975–1998	Differenzen 1975–1998	Differenzen 1975–1998
Hörnum Hafen	Bremen Gr. Weserbrücke Hamburg St. Pauli Eidersperrwerk AP	Bremen Gr. Weserbrücke Hamburg St. Pauli	Bremen Gr. Weserbrücke Vegesack L. T. Alte Weser Hamburg St. Pauli Glückstadt Eidersperrwerk AP	Bremen Gr. Weserbrücke Vegesack L. T. Alte Weser Hamburg St. Pauli Glückstadt Eidersperrwerk AP

Übergreifend für die gesamte Deutsche Bucht und die Küste ist hervorzuheben: Das $MT_{nw_{75}}$ ist an fast allen Pegelstandorten niedriger als das $MT_{nw_{55}}$. Die größte Differenz ist in Hamburg St. Pauli zu beobachten, sehr kleine Differenzen treten entlang der norddeutschen Küste und bei Helgoland auf. Die einzige Ausnahme bildet der Pegelstandort L.T. Alte Weser/Roter Sand. Signifikante Änderungen werden in Hamburg St. Pauli, Vegesack und Bremen Große Weserbrücke ermittelt, d.h. in Regionen, die starken natürlichen und anthropogenen Änderungen der Topografie unterliegen.

Die Pegelstandorte, an denen signifikante Unterschiede der Tidekennwerte vorliegen, sind in Tab. 2 genannt.

Zwischen den Zeitpunkten '75 und '98 sind die Vorzeichen der Differenzen der MT_{nw} umgekehrt: Abgesehen von den Pegelstandorten im Inneren der Ästuar (Hamburg St. Pauli, Vegesack und Bremen) ist das $MT_{nw_{98}}$ überall höher als das $MT_{nw_{75}}$. Die größten Unterschiede werden am Eidersperrwerk und in Büsum beobachtet. Über die gesamte Zeit betrachtet ist hervorzuheben, dass die Differenz zwischen dem $MT_{nw_{55}}$ und dem $MT_{nw_{98}}$ bei Helgoland, Norderney, Hörnum, Wyk, Wittdün und Husum weniger als 0.05 m beträgt. Dagegen beträgt sie in Hamburg St. Pauli, Vegesack und Bremen 0.4–0.9 m.

Im Vergleich dazu bieten die Unterschiede des $MThw$ ('55/'75) an den verschiedenen Pegelstandorten kein einheitliches Bild für die Deutsche Bucht. Darüber hinaus sind die Differenzen nicht signifikant, da die Differenzen durchgehend weniger als 5 cm betragen.

Einheitlicher ist das Bild der Differenzen zwischen dem $MThw$ ('75/'98). Das $MThw_{75}$ ist überall höher als das $MThw_{98}$. Die größten Differenzen werden am Eidersperrwerk und am Pegel Hörnum Hafen berechnet.

Hervorzuheben ist ein durchgängiger Anstieg der $MThw$ -Werte für '55, '75 und '98 in der Weser vom L.T. Alte Weser/Roter Sand bis nach Bremen. Das Gleiche gilt für den Standort Hamburg St. Pauli und die Umgebung der umströmten Insel Föhr.

Der $MThb_{98}$ ist an nahezu allen Standorten um wenigstens einige cm größer als der $MThb_{55}$. Nur am Eidersperrwerk und in Büsum liegen gegenläufige Veränderungen vor. Darüber hinaus ist der $MThb_{98}$ in jedem der Untersuchungsjahre an allen Standorten vergleichsweise höher. Ausnahmen bilden die Standorte Eidersperrwerk, Cuxhaven und Büsum. In Cuxhaven und Büsum schwankt der $MThb$ um wenige Zentimeter in diesen Jahren. Die größten Differenzen von 0.8–1.1 m treten an den Flusspegeln Hamburg St. Pauli und Bremen Große Weserbrücke mit maximalem $MThb$ im Jahr '98 auf.

Weiterhin wird eine starke Differenz zwischen dem $MThb_{55}$ und dem $MThb_{75}$ im Bereich der umströmten Insel Föhr lokalisiert: Der $MThb_{75}$ ist 0.09–0.25 m höher, mit erhöhten Beträgen in Umströmungsrichtung zur Küste hin. Im Vergleich dazu sind die Veränderungen am Standort Norderney durchaus vergleichbar mit den Änderungen in der Deutschen Bucht. Möglicherweise stehen die genannten Veränderungen der Tidekurve bei Föhr im Zusammenhang mit der Umströmung oder mit der sich verringernden Wassertiefe an der Küste.

Ein nahezu einheitliches Bild lässt sich für die Unterschiede der mittleren Flutdauer zwischen den Jahren '75 und '98 gestalten. Abgesehen von den Standorten Cuxhaven und Eidersperrwerk AP ist T_{F98} an allen Standorten länger als T_{F75} .

In der inneren Deutschen Bucht ist T_{F75} überwiegend kürzer als T_{F55} . Am Eidersperrwerk vermindert sich bezüglich 1955 die Flutdauer T_{F75} um 24 min.. In den Ästuaren verlängert sich dagegen die Flutdauer T_{F75} . Im Vergleich dazu liegt zwischen '75 und '98 an allen Pegeln genau die entgegengesetzte Tendenz vor, nämlich eine Verlängerung der Flutdauer mit der Ausnahme von Cuxhaven und dem Eidersperrwerk AP. Diese beiden Pegel sind unter anderem z.T. deutlich anthropogen beeinflusst.

Es konnten bei einem Vergleich der Tidekennwerte der verschiedenen Zeitabschnitte einige einheitliche Veränderungen im gesamten Untersuchungsgebiet nachgewiesen werden, die auf den meteorologischen Einfluss auf die Tidekurve hindeuten.

In diesem Kapitel werden die Veränderungen der Tidewelle an den einzelnen Standorten beschrieben. Die verschiedenen Ursachen hierfür werden mithilfe unterschiedlicher Analysemethoden in den folgenden Kapiteln erläutert.

4. Die Fourieranalyse

Die Tidekurve lässt sich als Überlagerung verschiedener Schwingungen unterschiedlicher Phase, Periode und Amplitude darstellen. Mithilfe der Fourieranalyse ist es möglich, die Amplituden und Frequenzen bzw. Perioden dieser Schwingungen zu ermitteln (GODIN, 1972).

In Abb. 3 wird das Amplitudenspektrum der Fouriertransformierten des Wasserstandes an den Pegelstandorten Helgoland und Hamburg während der Zeitspanne vom 1. April bis zum 31. Juli dargestellt. Dabei dominiert das Signal der halbtägigen Gezeit, insbesondere der M_2 -Gezeit an Standorten inmitten der Nordsee bis ins Innere der Ästuar. Unterschiede zeigen sich bei dem Signal der Seichtwassertiden. In Helgoland ist der Einfluss nichtlinearer Effekte (Advektion, Dissipation, Reflexion) geringer als im Ästuar: Signale der $1/4$ - und $1/6$ -tägigen Tiden sind dort signifikant, aber wesentlich schwächer als im Ästuar. In Hamburg ist der Effekt nichtlinearer Einflüsse deutlich zu erkennen: Die Amplituden der Seichtwassertiden sind größer als in Helgoland und es können Signale der Obertiden höherer Ordnung bis hin zur $1/10$ -tägigen Tide lokalisiert werden.

Im Bereich kurzer Frequenzen lassen sich die Signale noch eindeutig der eintägigen Gezeit und dem etwa 14-tägigen Spring-Nipp-Zyklus zuordnen. Der erzeugende Mechanismus der übrigen kurzfrequenten Schwingungen lässt sich nicht eindeutig zuordnen. Die Einflüsse der Astronomie, der Meteorologie und von Fernwellen spiegeln sich hierin stark vermischt wieder.

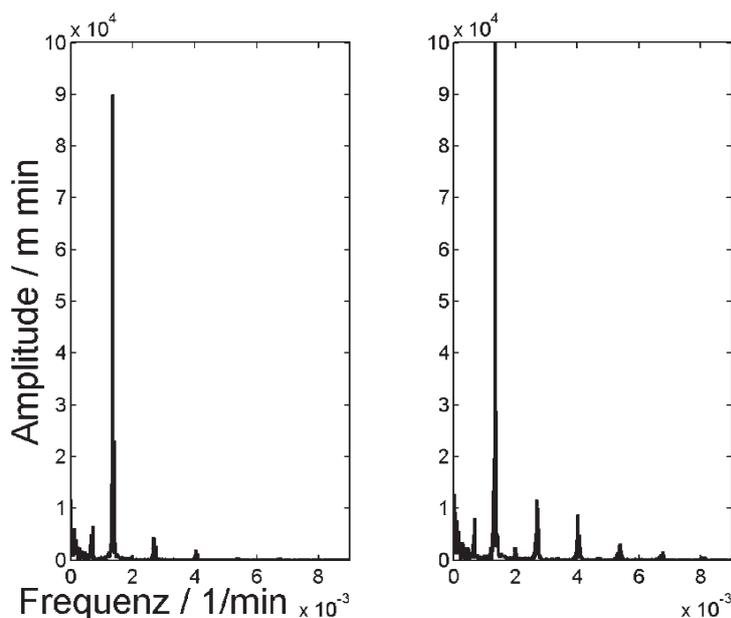


Abb. 3: Amplitudenspektrum der Fouriertransformierten des Wasserstandes an den Pegelstandorten Helgoland (links) und Hamburg St. Pauli (rechts) während der Zeit vom 1. April '98 bis zum 31. Juli '98

4.1 Rekonstruktion der Tidekurve mittels der Methode der inversen Fouriertransformation

Die Rekonstruktion der Wasserstandskurve wird als inverse FFT aus einer möglichst geringen Anzahl von Schwingungen berechnet. Es werden die Schwingungen mit den größten Amplituden im Spektrum ausgewählt. Bei einem erfolgreichen Einsatz dieses Verfahrens könnten abschließend den ermittelten Perioden der Schwingungen die verursachenden physikalischen Prozesse zugeordnet werden. Beispielsweise deutet eine Verstärkung der M_4 - bzw. der M_6 -Gezeit auf den zunehmenden Einfluss nichtlinearer Effekte wie der Advektion, der Dissipation und der Reflexion hin. Durch diese Methode soll der Wasserstand an verschiedenen Standorten durch wenige Schwingungen naturgetreu rekonstruiert werden.

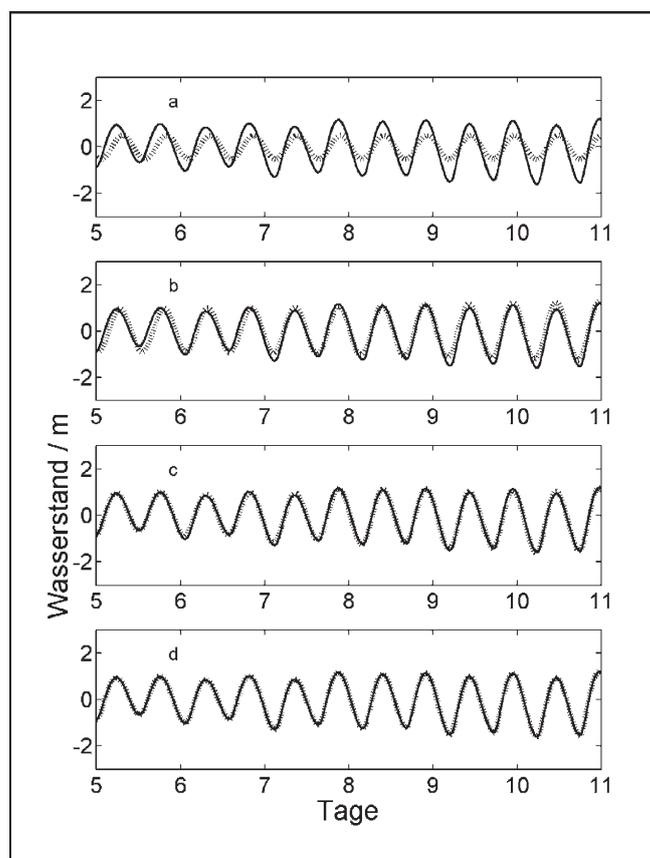


Abb. 4: Gemessener und unter verschiedenen Kriterien (a–d) rekonstruierter Wasserstand am Pegelstandort Helgoland in der Zeit vom 5. bis zum 11. April 1998

Mithilfe der Fourieranalyse wird die Wasserstandskurve in ihre einzelnen Frequenzanteile zerlegt. Aus dem daraus resultierenden Amplitudenspektrum werden die Amplituden ausgewählt, um daraus mithilfe der inversen Fouriertransformation den Wasserstand zu rekonstruieren. Das Ergebnis für den Standort Helgoland wird in Abb. 4 für einen Zeitabschnitt von sechs Tagen (5.–11.4.98) präsentiert. Der gemessene Wasserstand ist als durchgezogene Linie dargestellt, unverändert in jeder der vier Graphiken. Der rekonstruierte Wasserstand ist gestrichelt gekennzeichnet.

In dieser Untersuchung wird die Tidekurve zunächst nur aus einer Schwingung mit maximaler Amplitude rekonstruiert, d.h. aus der M_2 -Gezeit. Das Ergebnis zeigt in Abb. 4.a, dass

in diesem Fall die sinusförmige Schwingung der M_2 -Gezeit erzeugt wird. Die Extremwerte (Hoch- und Niedrigwasser) des gemessenen Wasserstandes werden nicht erfasst.

Wie in Abb. 4 dargestellt, gleicht sich der rekonstruierte Wasserstandsverlauf erheblich besser den gemessenen Verhältnissen an als in Abb. 4.a. Es wird in diesem Fall die Tidekurve aus den Schwingungen rekonstruiert, deren Amplituden mindestens so groß sind wie $1/10$ der Größe der maximalen Amplitude. Die Tidekurve kann erheblich besser rekonstruiert werden als ausschließlich durch die M_2 -Gezeit. Aber auch in diesem Fall, in dem bereits 10 Tiden berücksichtigt werden, können Hoch- und Niedrigwasserstände nicht naturgetreu rekonstruiert werden.

In einem weiteren Schritt wird die Tidekurve aus Schwingungen rekonstruiert, deren Amplituden mindestens so groß sind wie $1/100$ der Größe der maximalen Amplitude (Abb. 4.c). Die gemessene Tidekurve kann nahezu identisch dargestellt werden. Es werden für diese Rekonstruktion 135 Tiden benötigt.

Erst durch das Kriterium, alle Schwingungen mit Amplitudengrößen von mindestens $1/1000$ der Größe der maximalen Amplitude zu berücksichtigen, kann die gemessene Tidekurve exakt rekonstruiert werden (Abb. 4.c). Für diese Rekonstruktion müssen 660 Schwingungen berücksichtigt werden.

Dieses Ergebnis zeigt, dass dieses Verfahren nicht zu einer vereinfachten Beschreibung der Tidekurve führt. Ein Schwachpunkt dieses Verfahrens besteht darin, dass die Phasen nicht gesondert berücksichtigt werden. Ein weitergehender Ansatz wäre eine kombinierte Klassifizierung nach Phasen und Amplituden. Dadurch lässt sich die Anzahl der notwendigen Schwingungen für die Rekonstruktion der Tidekurve verringern und damit das Verfahren optimieren.

Die mathematische Charakterisierung der Tidekurve mithilfe des Amplitudenspektrums aus der Fourieranalyse zeigt, dass der exakte zeitliche Verlauf der Tidekurve von sehr vielen harmonischen Schwingungen abhängig ist, von denen hier nur ein Teil physikalisch erklärt werden kann.

5. Die Partialtidenanalyse

Ein Ergebnis der Partialtidenanalyse wird beispielhaft in Abb. 5 dargestellt anhand des Amplitudenspektrums der ersten 14 Partialtiden von Helgoland im Vergleich zu Hamburg St. Pauli für das Jahr 1998. Hierbei gilt es, das analytische Verfahren darzustellen. Eine Detaildarstellung und alle weiteren Ergebnisse sind im Abschlussbericht (2003) und in Kapitel 8 zu finden. Insgesamt wurden 37 Partialtiden in die Analyse mit einbezogen. Davon sind nur 14 in Helgoland signifikant. Es handelt sich dabei um die Partialtiden M_2 , S_2 , N_2 , μ_2 , O_1 , K_1 , $2MN_2$, M_4 , Q_1 , $2SM_2$, MN_4 , M_6 und EPS_2 . Die Amplitude ist logarithmisch in m dargestellt.

Die Amplituden dieser Partialtiden sind in Hamburg höher als in Helgoland, abgesehen von der O_1 -Gezeit.

Der größte Unterschied von etwa 40 cm wird bei der M_2 -Gezeit beobachtet. Herausragende lokale Maxima liegen in Hamburg im Bereich der M_4 und der M_6 vor. Die Amplituden dieser Partialtiden sind nahezu eine Größenordnung größer als in Helgoland. Dieses Ergebnis weist deutlich auf den Einfluss nichtlinearer physikalischer Prozesse hin. Durch Advektion, Dissipation und Reflexion werden diese Seichtwassertiden im Ästuar angeregt, bedingt durch veränderte morphologische Verhältnisse im Vergleich zur Nordsee. Dieser Effekt wird nicht nur in der Elbe, sondern auch in Weser und Ems belegt.

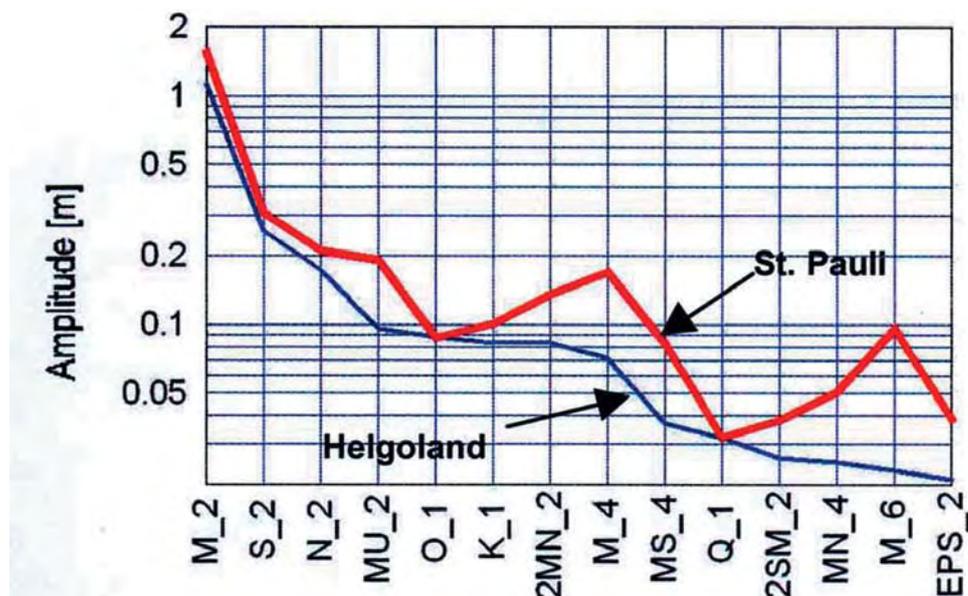


Abb. 5: Amplituden der ersten 14 Partialtiden von Helgoland im Vergleich zu Hamburg St. Pauli aus der Zeitspanne vom 1. April bis zum 31. Juli '98

6. Analyse der Modelldaten

In den vorangegangenen Berechnungen und Vergleichen handelt es sich um die zeitliche Analyse der Tidekurve für verschiedene Pegelorte. Ein wesentlicher Ansatzpunkt zur Anwendung des mathematischen Modells der Deutschen Bucht (PLÜß, 2004) ist der Übergang von einer lokalen Betrachtung der Tidekennwerte zu der Analyse flächenhafter Parameter. Die Ergebnisse des hydrodynamischen Rechenmodells, unter Einschluss von Tideanregung und Wind, gewährleisten somit eine konsistente Darstellung der Tidekennwerte sowohl in den Mündungsbereichen der Ästuarie zwischen den Pegelpositionen als auch seewärts darüber hinaus in der Deutschen Bucht.

6.1 Analysen an Pegelorten

Durch Analyse der Modelldaten an den Pegelpositionen und Vergleich mit Messwerten wird zunächst die Güte der Modellergebnisse („Naturähnlichkeit“) nachgewiesen.

In der nachfolgenden Tab. 3 sind beispielhaft für eine Reihe ausgewählter Pegelpositionen die analysierten Tidekennwerte aus Pegelmessungen und Rechnungen für den Zeitraum vom 18.5. bis zum 29.6.1998 gegenübergestellt. Die Übereinstimmung bezüglich Amplitude und Phase ist für die Partialtiden O_1 , K_1 , M_2 und S_2 insgesamt zufriedenstellend. Für die Seichtwassertiden M_4 und M_6 kommt es insbesondere bei den Phasen zu leichten Abweichungen, die durch die im HN-Modell nicht exakt nachgebildete komplexe Topografie im Küstenvorfeld entstehen. Hierbei ist auch zu beachten, dass eine Phasendifferenz von 10° bei einer halbtägigen Tide (M_2 , S_2) 21 Minuten, bei einer vierteltägigen Tide (M_4) 10 Minuten und bei einer sechsteltägigen Tide (M_6) 7 Minuten beträgt.

Tab. 3: Vergleich der astronomischen Konstanten zwischen Messung und Modellberechnung

Astronomische Koeffizienten (Amplitude [m]/Phase [°]) in der Deutschen Bucht													
Partialtide Ort	Quelle	O1		K1		M2		S2		M4		M6	
		Amp.	Phas										
Helgoland	Messung	0,09	231	0,08	15	1,12	312	0,26	15	0,07	144	0,02	287
	Rechnung	0,09	226	0,10	17	1,07	312	0,26	18	0,09	138	0,01	6
Borkum	Messung	0,09	215	0,09	4	1,10	278	0,26	340	0,07	7	0,04	189
	Rechnung	0,09	215	0,09	3	1,11	276	0,26	342	0,06	76	0,03	170
Alte Weser	Messung	0,09	231	0,09	14	1,34	312	0,31	17	0,07	140	0,05	310
	Rechnung	0,09	224	0,10	15	1,31	309	0,32	17	0,10	144	0,04	311
Bake A	Messung	0,09	230	0,09	13	1,39	314	0,32	17	0,08	148	0,05	341
	Rechnung	0,09	226	0,10	16	1,32	313	0,33	20	0,10	147	0,04	342
Wyk	Messung	0,09	262	0,08	37	1,25	10	0,27	79	0,11	221	0,05	75
	Rechnung	0,08	251	0,09	44	1,31	5	0,31	77	0,11	224	0,05	48
List Hafen	Messung	0,08	266	0,07	48	0,81	24	0,18	88	0,06	216	0,02	93
	Rechnung	0,08	259	0,08	51	0,89	16	0,21	84	0,02	234	0,03	65

6.2 Flächenhafte Analyse

Durch die flächenhafte Analyse der Modellergebnisse wird die Verteilung der Amplituden und Phasen der einzelnen Partialtiden innerhalb der Deutschen Bucht beschrieben.

Die Ausprägung einzelner Partialtiden im Gebiet der Deutschen Bucht ist anhand von Pegelmessungen nur für wenige Orte analysierbar (z. B. Helgoland). Ein flächenhafter Vergleich der im Projekt erzielten Modellergebnisse ist für wenige Partialtiden nur in Verbindung mit anderen Modellrechnungen möglich. Insbesondere die Hauptmondkomponente M_2 wird in einer Reihe von Veröffentlichungen in ihrer flächenhaften Verteilung dargestellt.

Die Verteilung der Amplituden und Phasen in der Deutschen Bucht stellt sich für die untersuchten Partialtiden wie folgt dar:

- O_1 :
Die maximalen Amplituden weisen in einem Bereich von Borkum, ostfriesische Inseln, Jade und Weser bis Eiderstedt Werte von 8–9 cm auf. Auf der Abb. 6 sind neben der Amplitudenverteilung die Phasen in Abständen von 7,5 Grad (entsprechen 32 Minuten) angegeben.
- K_1 :
Die Amplituden weisen in einem Bereich von Borkum, Helgoland bis Amrum Werte von 10–11 cm auf. In der Elbmündung verringern sich die Amplituden (vgl. Abb. 7). Die Phasen verlaufen speichenförmig aus Nordwesten bis in den Bereich der Deutschen Bucht, wo sie in Küstennähe verschwenken.
- M_2 :
Die dominante Partialtide in der Deutschen Bucht ist die M_2 , deren Amplitude von Nordwesten bis in die Ästuarmündungen stetig ansteigt. Die Linien gleicher Phase in der freien See verlaufen in etwa äquidistant. In Küstennähe werden sie vorwiegend durch die kom-

plexe Tiefenstruktur verformt (Reibung) und hängen im Verlauf der linksdrehenden Tide, insbesondere zwischen Jade-, Weser- und Elbmündung, nach. In der Elbmündung verringern sich die Amplituden (vgl. Abb. 8).

- S_2 :
Die Verteilung der Amplituden und Phasen entspricht im Wesentlichen den Verhältnissen der M_2 , wobei die Amplituden nur rund 23 % der M_2 betragen und die Phasenlage um rund 63° verschoben ist (vgl. Abb. 9).
- M_4 :
Die Größenordnung der Partialtide M_4 ist stark geprägt durch die Verformung der Tidewelle in der Deutschen Bucht infolge Reibung und Strömung und beträgt rund 7–12 cm (vgl. Abb. 10). Bei dieser ersten Oberschwingung zur M_2 verändern sich auch die Anzahl und Lagepunkte der Amphidromien in der Nordsee und der Deutschen Bucht. Die Amphidromie der M_4 -Partialtide in der Deutschen Bucht verschiebt sich in etwa auf die Breite von Esbjerg und die Länge von Langeoog.
- M_6 :
Die Amplituden der M_6 , als 2. Obertide zur M_2 , sind deutlich kleiner als die der M_4 und betragen nur rund 1–5 cm (vgl. Abb. 11). Die Amphidromie in der Deutschen Bucht verschiebt sich weiter in den inneren Bereich (Jade-Elbmündung). Deutlich erkennbar ist die Amplitudenerhöhung vor Borkum z.B. im Vergleich zur Außenjade und -weser.

7. Ansätze zur Korrelation von Strömung und Tidekurve

7.1 Korrelation von Strömung und Tidekurve mithilfe der Partialtidenanalyse

Zur Beschreibung der Tidewelle wird zumeist die Form der Wasserstandsganglinie betrachtet. Der Verlauf der Tide am Ort kann jedoch hydrodynamisch vollständig nur durch Wasserstand und Strömung sowie gegebenenfalls durch die Dichte, resultierend aus Temperatur- und Salzgehalt, beschrieben werden.

Letztgenannte hydrodynamische Parameter werden hauptsächlich advektiv geändert und sind daher stark abhängig von Strömung und Wasserstand. Hinsichtlich der Charakterisierung der Tide am Ort spielen sie jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Dagegen ist die Strömungskomponente von großer Bedeutung bei der Charakterisierung der Welle. Charakteristische Merkmale sind:

- der zeitliche Verlauf der Stärke und Richtung, der durch die Form der Stromfigur am Ort zum Ausdruck kommt und
- die Phasenverschiebung der maximalen Strömungen, gegenüber der Phase der Wasserstandsextrema.

Der erste Punkt bringt zum Ausdruck, ob es sich um ein zweidimensionales oder ein-dimensionales Wellenphänomen handelt (Drehwelle, Longitudinalwelle). Der zweite Punkt liefert eine Aussage darüber, wie stark die Welle einer stehenden Welle gleicht. Liegt die Phasenverschiebung zwischen den Wasserstandsextrema und den Strömungsmaxima in der Größenordnung von 90 Grad ($1/4$ Tideperiode), so charakterisiert dies eine stehende Welle.

Neben der Charakterisierung der Tidewelle als Überlagerung von einer Anzahl von Teilwellen, die zu Tidekennwerten wie den Kenterpunktabständen, maximalem Flut- und Ebbestrom sowie deren Eintrittszeiten führt, kann auch jede Teilwelle für sich vollständig beschrieben werden, wenn man eine Partialtidenanalyse der Strömung zusätzlich zur Analyse des Wasserstandes durchführt.

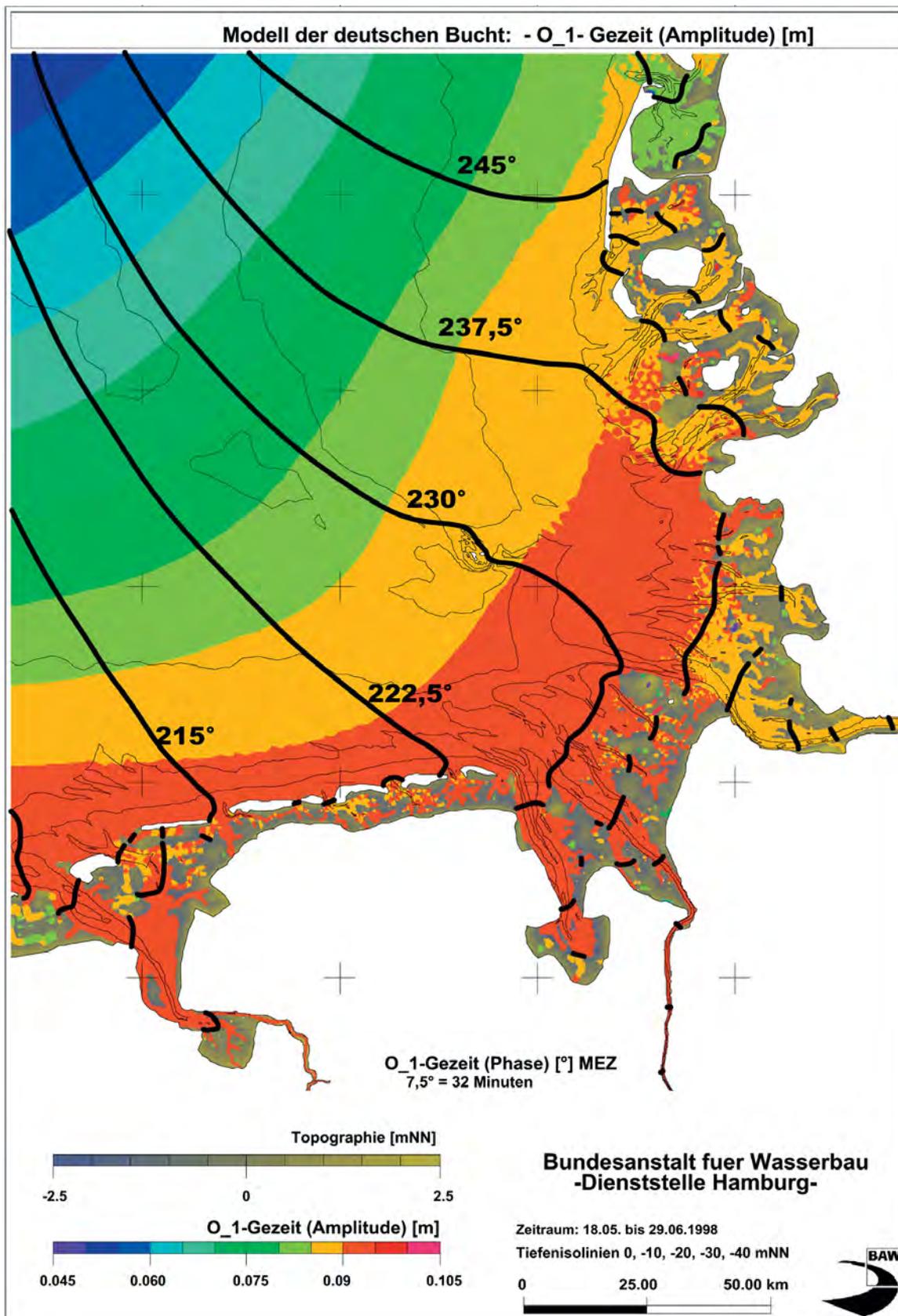


Abb. 6: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der O₁-Gezeit

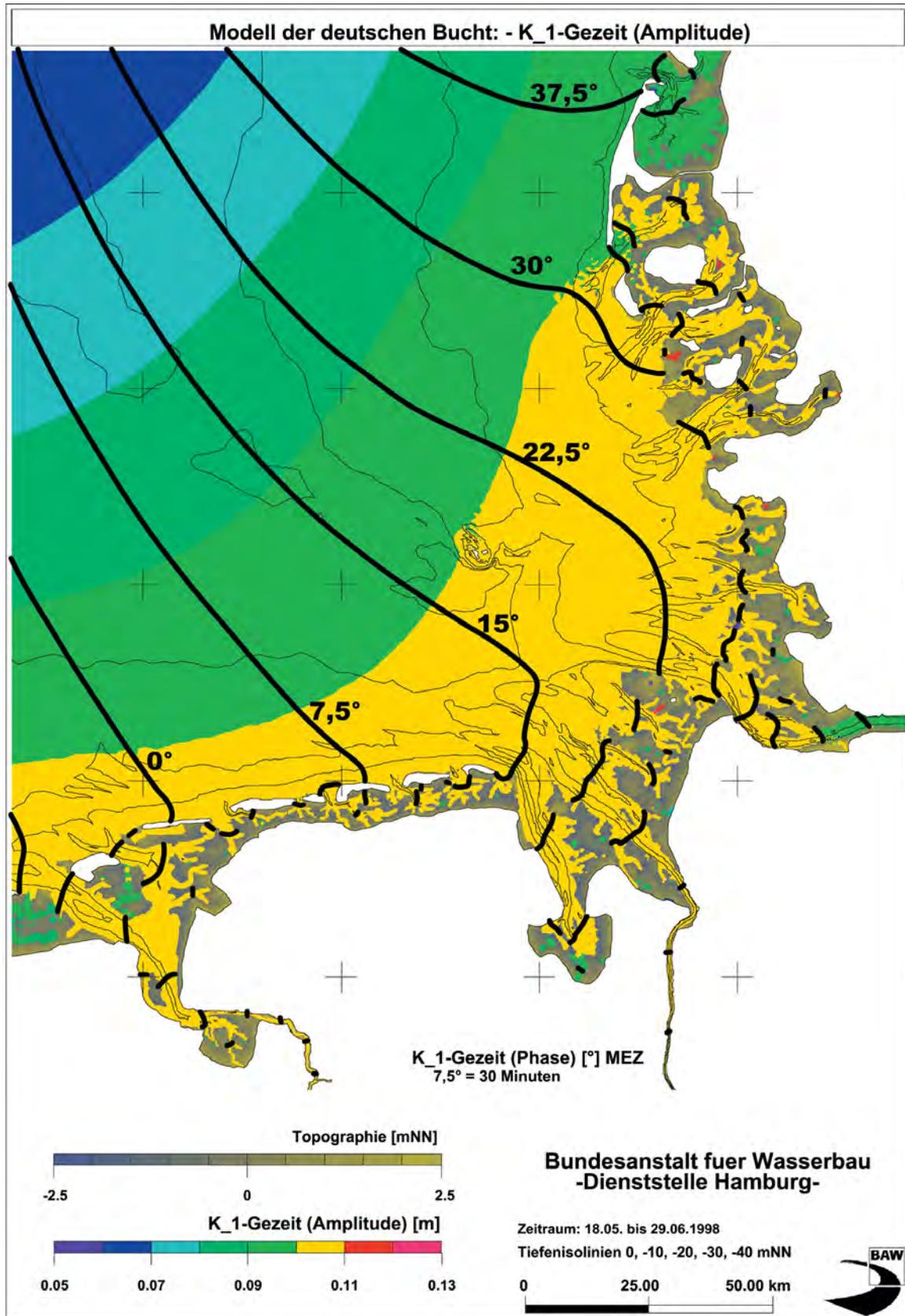


Abb. 7: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der K₁-Gezeit

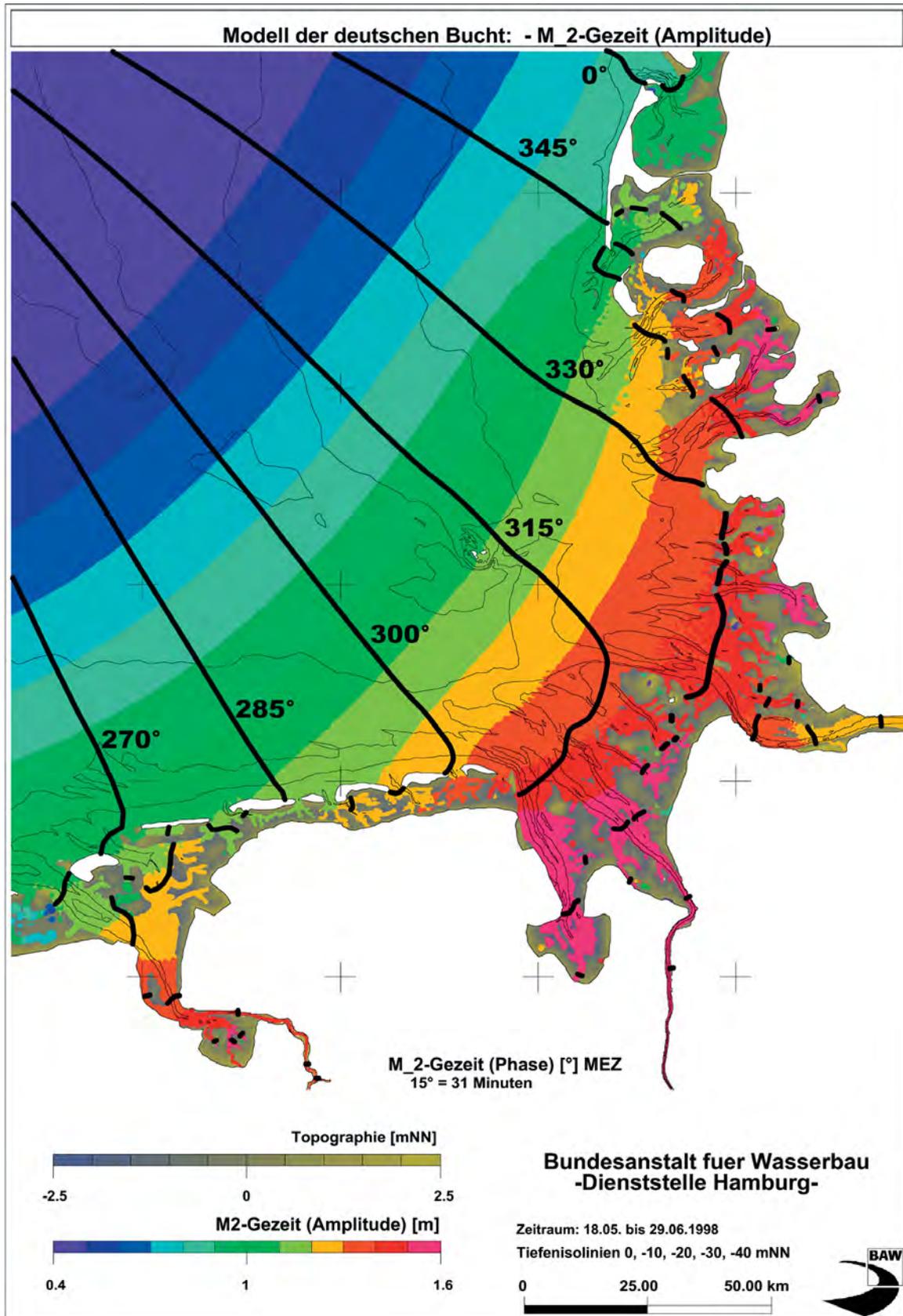


Abb. 8: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der M₂-Gezeit

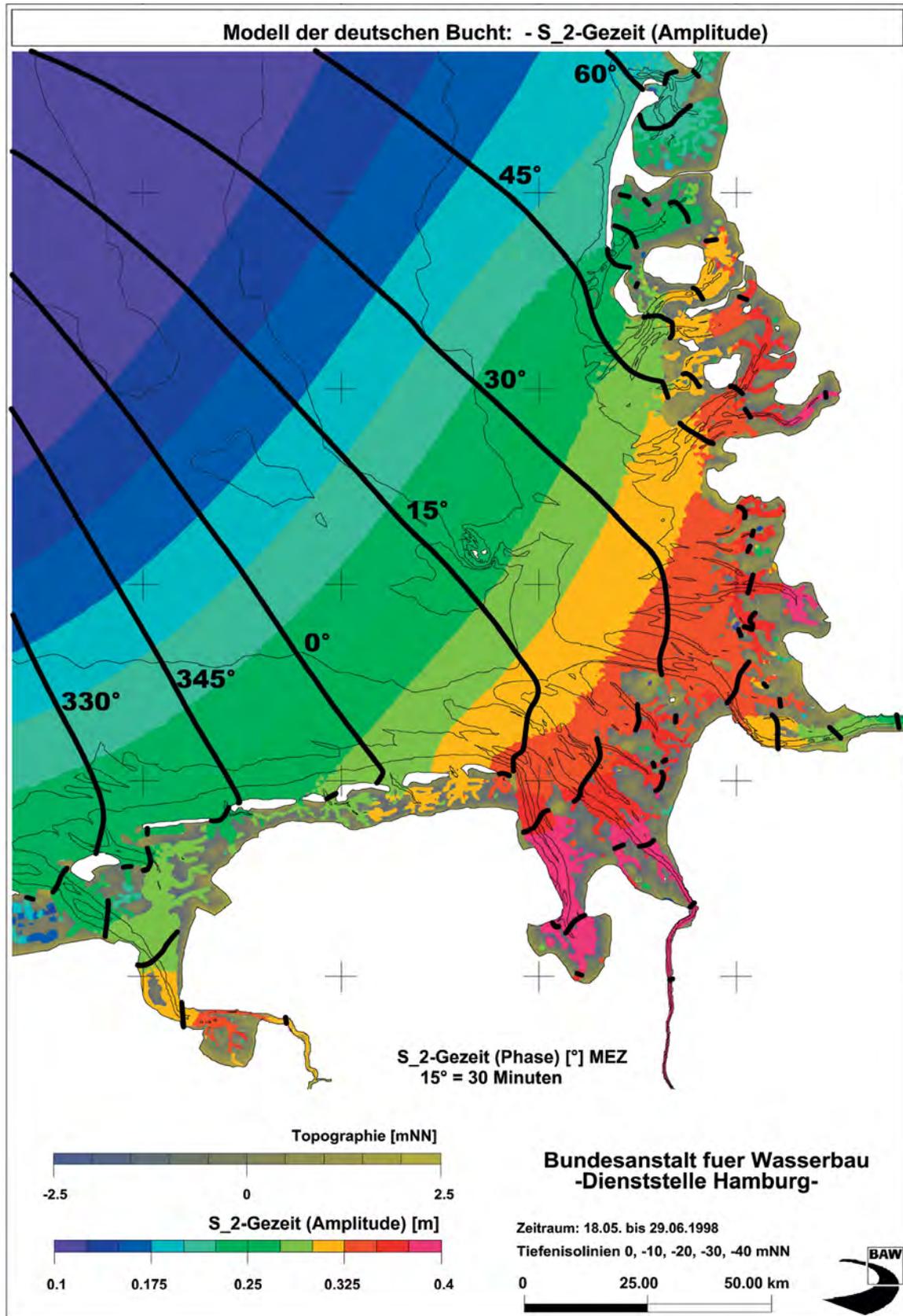


Abb. 9: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der S₂-Gezeit

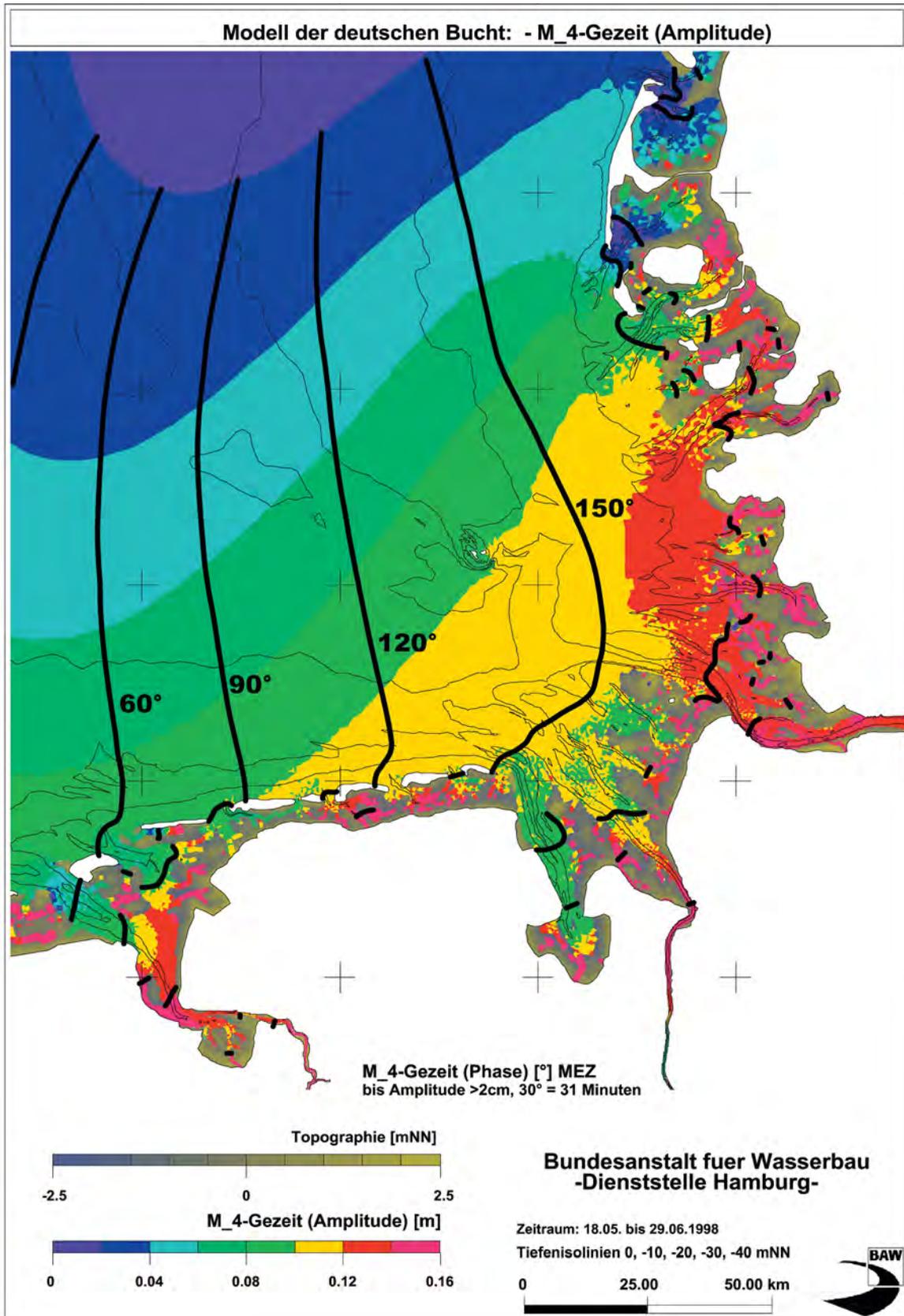


Abb. 10: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der M₄-Gezeit

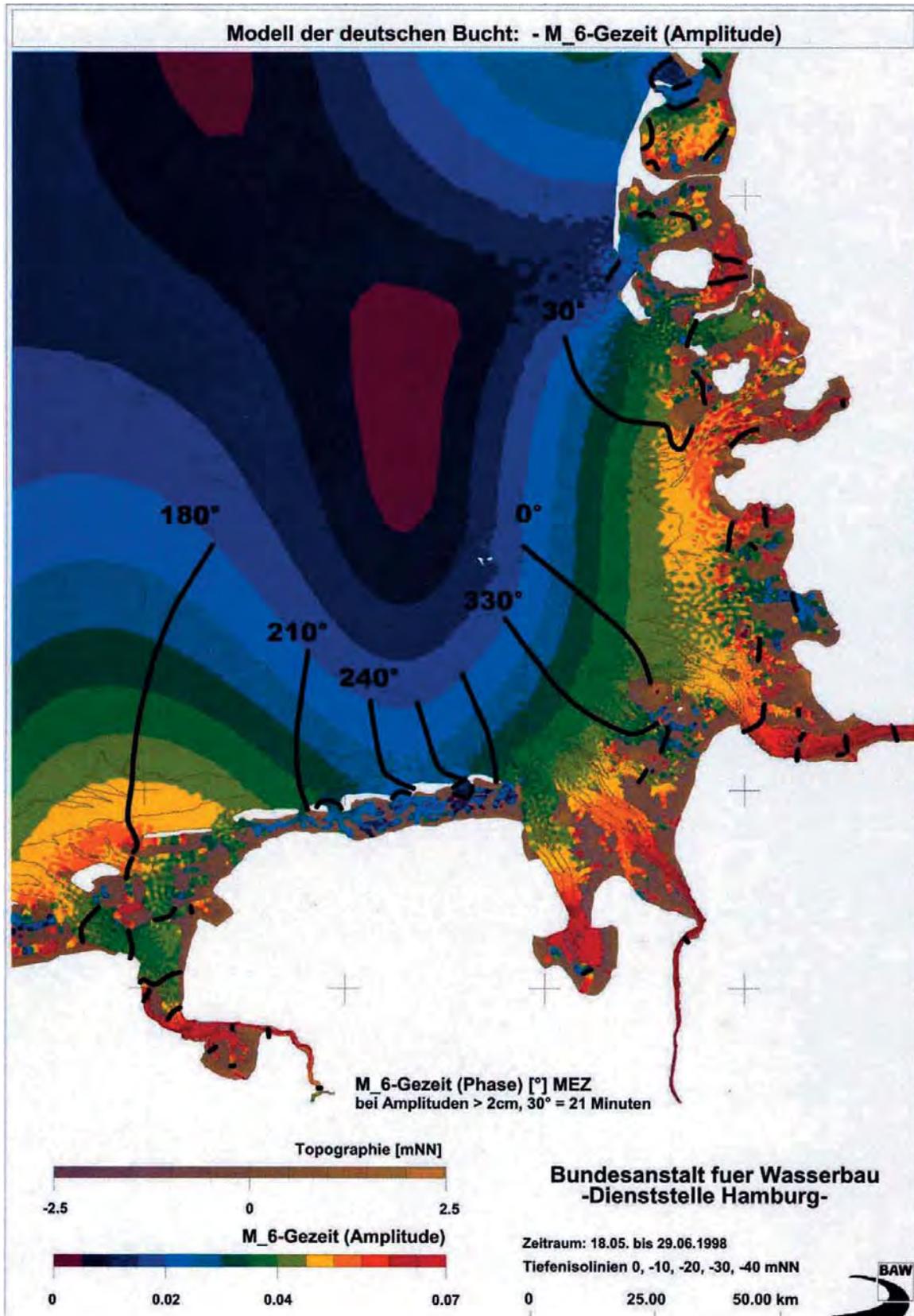


Abb. 11: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der M₆-Gezeit

Daher ist für die Charakterisierung der Tide eine parallele Harmonische Analyse von Strömung und Wasserstand sinnvoll. Dies ergibt insbesondere bei der Analyse von flächenhaft vorliegenden Daten aus Modellsimulationen ein vollständigeres Bild der Tidewelle.

Beispielhaft wurde eine flächenhafte Strömungsanalyse für die Simulation mit dem HN-Modell der Deutschen Bucht der BAW unter Einsatz des Analyseprogramms FRQWF durchgeführt. Die Partialtidenanalyse umfasst den Zeitabschnitt vom 18.5. bis zum 29.6.1998.

Abb. 12 zeigt das Verhältnis von minimalem zu maximalem Strom. Vom Betrag her kleine Werte entsprechen einer alternierenden Strömung in der Partialtide M_2 . Positive Werte (rot) bedeuten, dass die Partialtidenellipse gegen den Uhrzeigersinn durchlaufen wird. Negative Werte (blau) bedeuten einen Umlauf im Uhrzeigersinn. Während im Tiefwasser der Deutschen Bucht die Partialtidenellipsen der M_2 linksherum durchlaufen werden, besitzen sie in den Flachwasserbereichen vor den Ästuararmündungen den entgegengesetzten Drehsinn. In den Rinnen zeigen sich wie erwartet alternierende Strömungen, d.h. die Ellipsen werden extrem schmal. Abb. 13 stellt den maximalen Anteil der M_2 -Tide an der Strömung in Betrag und Richtung dar. Die durch die Pfeile angedeuteten Richtungen geben die effektive Laufrichtung der Tidewelle an. Der Wechsel der effektiven Laufrichtung im Bereich der Deutschen Bucht entlang einer von Nordwest nach Südost verlaufenden Linie ist klar zu erkennen.

Die Phasendifferenz zwischen dem Maximum der Amplitude des Wasserstandes und der maximalen Geschwindigkeit der Stromellipse einer Partialtide ist ein Maß zur Charakterisierung der Tide bezüglich fortschreitender oder stehender Welle. Dieser Zusammenhang wird auf der folgenden Abb. erläutert:

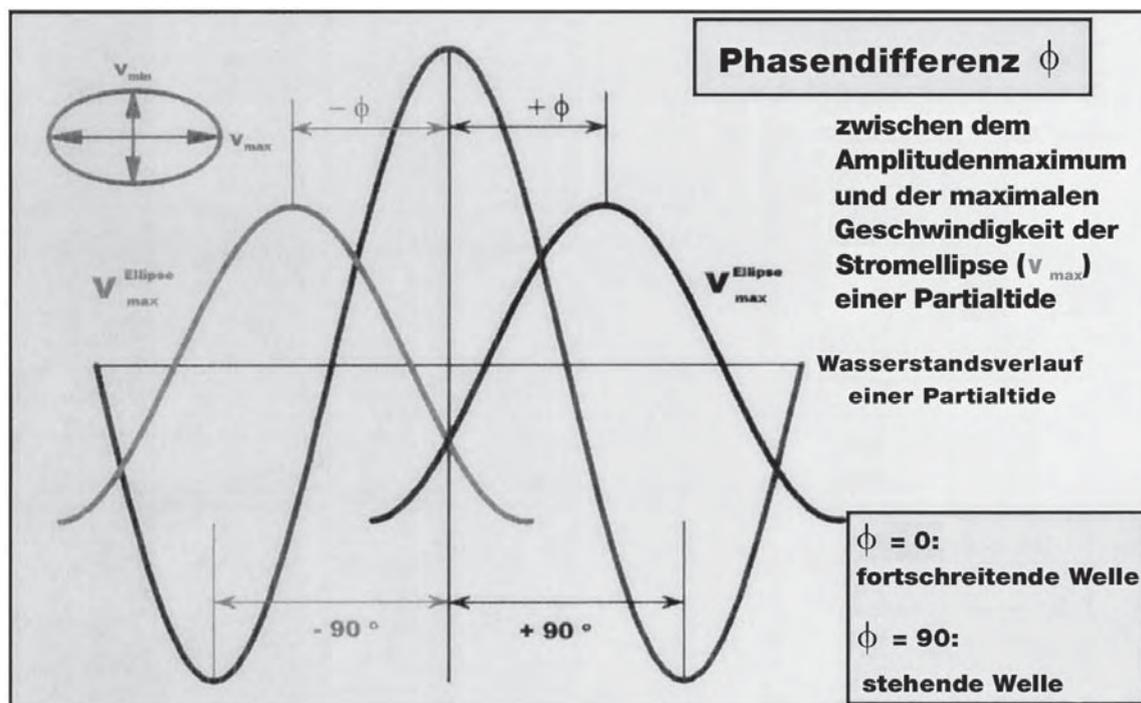


Abb. 13a: Phasendifferenz zwischen dem Amplitudenmaximum und der maximalen Geschwindigkeit der Stromellipse einer Partialtide

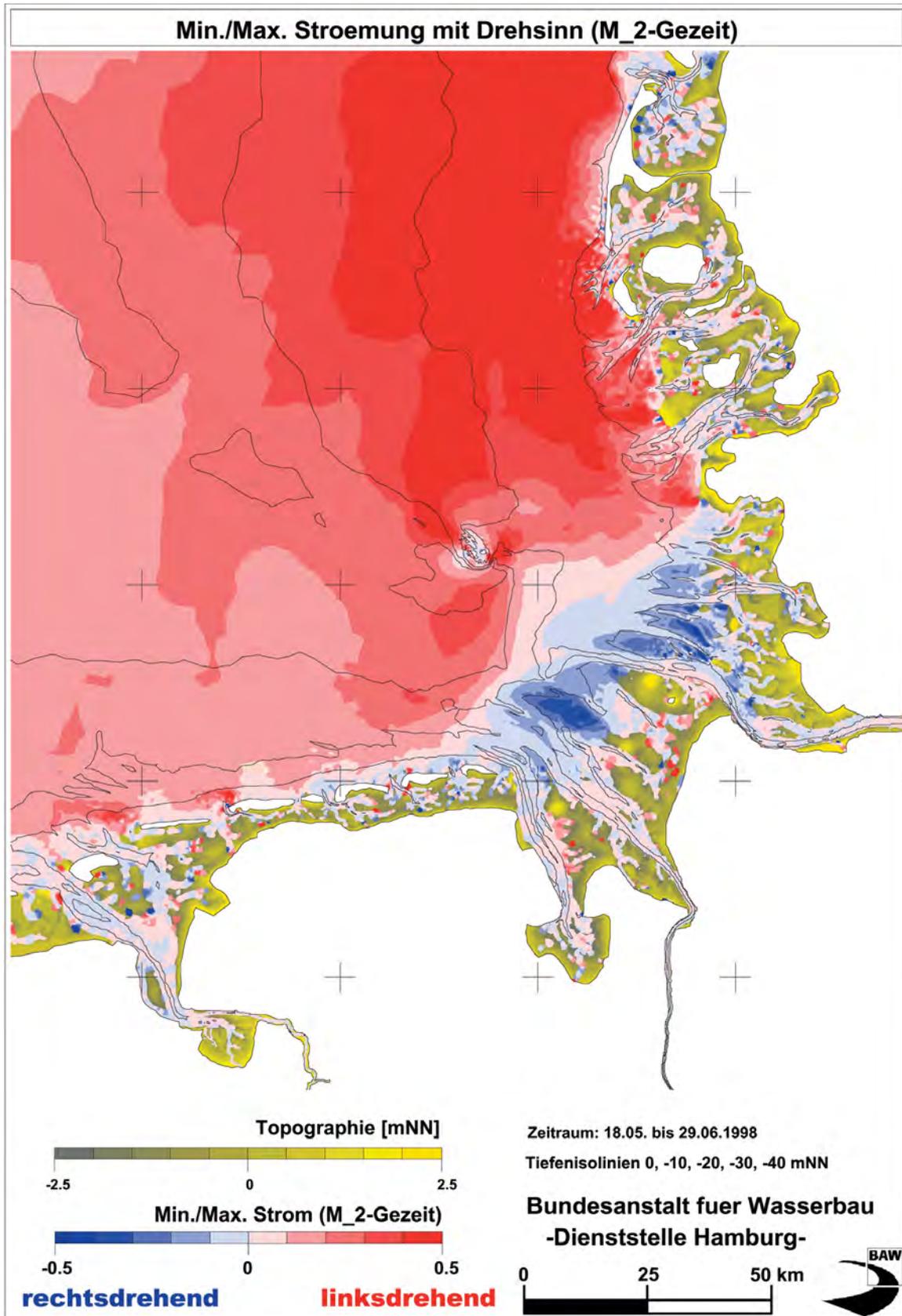


Abb. 12: Verhältnis der minimalen zur maximalen Stromellipsenachsen, M₂-Tide

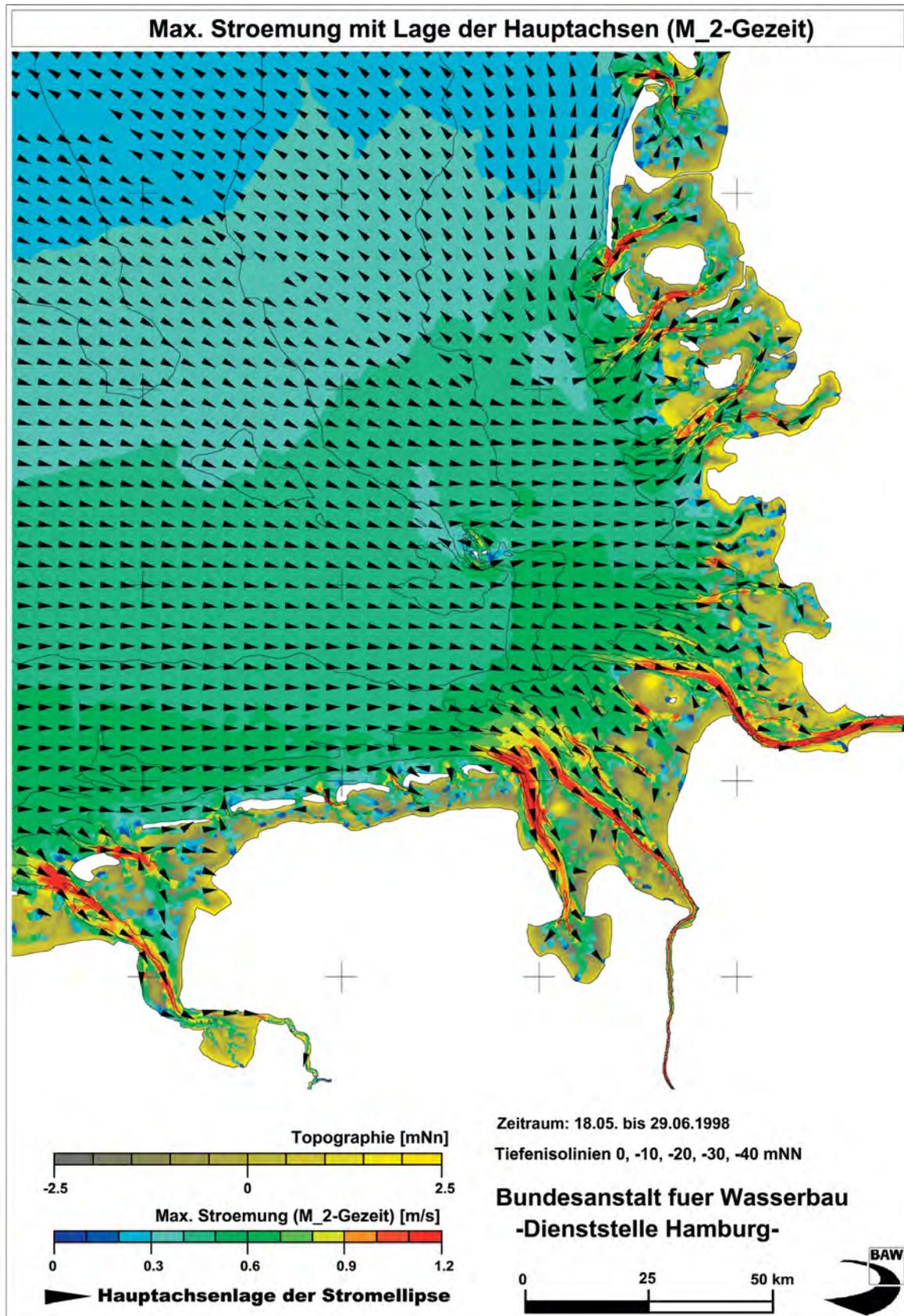


Abb. 13: Maximaler Anteil und Achsenlage der M₂-Tide an der Stroemung

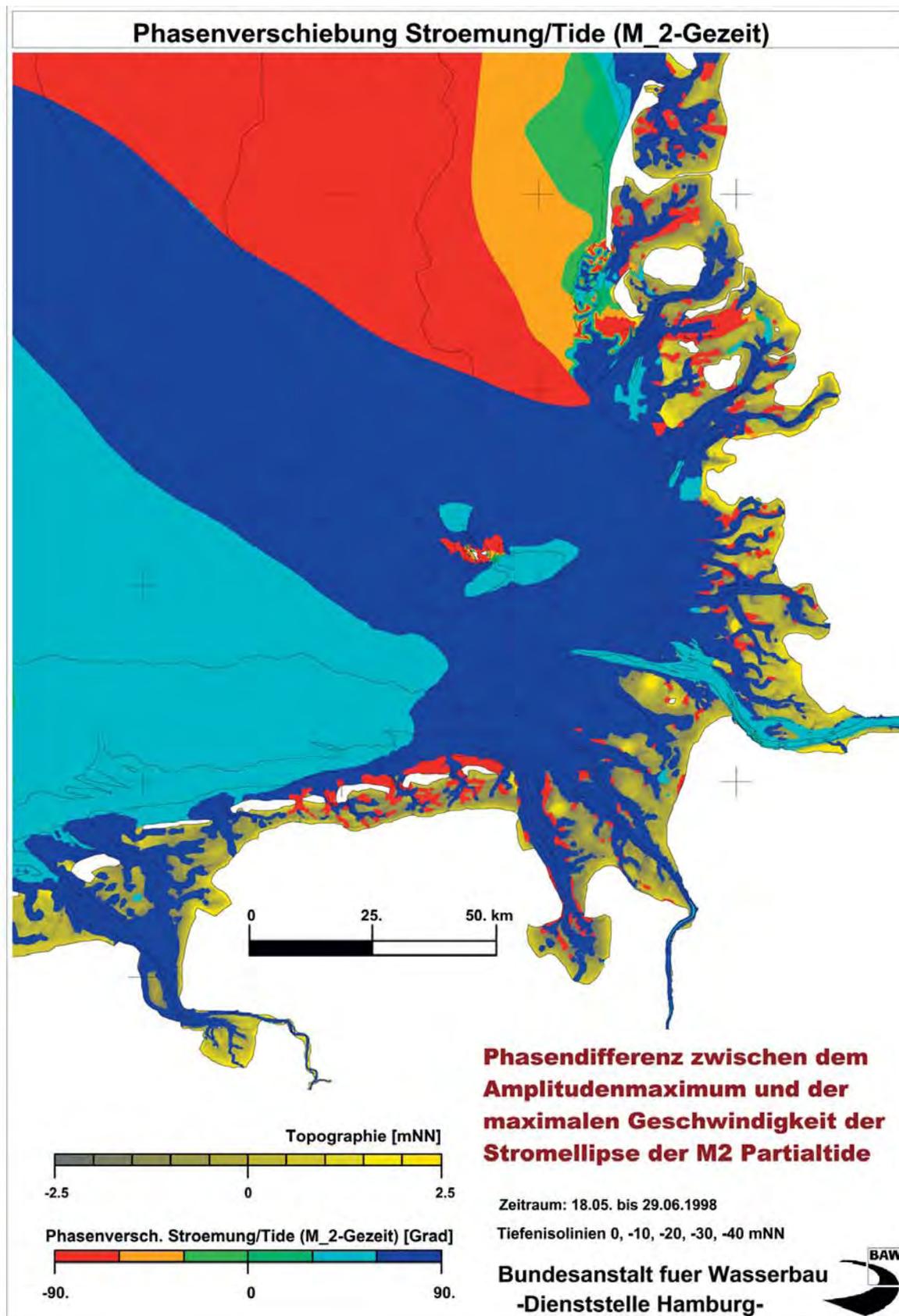


Abb. 14: Phasenverschiebung Wasserstand/Strömung der M₂-Tide

Abb. 14 zeigt die Phasendifferenz zwischen Wasserstand und Strömung für die Partialtide M_2 . Durch diese Größe können Gebiete, in denen die Welle die Charakteristik einer fortlaufenden Welle besitzt, von denen unterschieden werden, in denen die Welle sich wie eine stehende Welle verhält. In der Deutschen Bucht besitzt die Welle überwiegend die Eigenschaften einer stehenden Welle, ebenso in der Ems und im Jade-Weser-Gebiet. Vor den ostfriesischen Inseln westlich von Spiekeroog sowie den nordfriesischen Inseln liegt sie im Übergangsbereich zu einer fortlaufenden Welle, ebenso in der Außenelbe.

7.2 Beispielhafte Durchführung einer Korrelation von Strömung und Tidekurve

Wie bereits erwähnt, führt die Korrelation zwischen Strömung und Tidekurve zu einem besseren Verständnis der gesamten Tidewelle und soll daher an dieser Stelle beispielhaft durchgeführt werden. Die Grundlage bilden die Ergebnisse der Partialtidenanalyse der horizontalen Geschwindigkeiten.

Es finden die zwei Verfahren Anwendung: Zum einen wird die Phasenverschiebung der Strömungsmaxima gegenüber den Wasserstandsextrema ermittelt. Zum anderen werden Querschwingungen mit Hilfe der Partialtidenanalyse der Strömung lokalisiert, die anhand der Konstruktion von Stromellipsen hervorgehoben werden.

7.3 Phasenverschiebung der maximalen Strömung gegenüber den Wasserstandsextrema

Dieses Verfahren wird exemplarisch an den Standorten Schulau und Scharhörn angewandt. Schulau repräsentiert einen Standort im Inneren des Ästuars der Elbe, Scharhörn liegt im seeseitigen Außenbereich der Mündung.

An beiden Standorten lässt sich für das Verfahren nur der Flutstrom verwenden. Dem Ebbstrom lässt sich kein eindeutiges Maximum der Geschwindigkeit zuordnen, da die Strömungsgeschwindigkeit über eine lange Zeitspanne konstant bleibt. Der Flutstrom hat an beiden Standorten eindeutige Maxima und kann somit zur Analyse verwendet werden.

Am Standort Schulau liegt eine Phasenverschiebung von $\phi = 88^\circ \pm 15^\circ$ vor. Dieser Wert charakterisiert eine stehende Welle, wie anhand der Skizze in Kapitel 7.1 erkennbar ist. In Scharhörn beträgt die Phasenverschiebung $63^\circ \pm 14^\circ$. Hier kann also nicht von einer stehenden Welle gesprochen werden. Der Einfluss des Ästuars ist noch zu erkennen, da es sich nicht um eine fortlaufende Welle handelt ($\phi = 0$).

Dieses Ergebnis weist darauf hin, dass die Tidewelle im Ästuar stark verformt wird und Auswirkungen bis in den seeseitigen Außenbereich des Ästuars bestehen.

7.4 Zeitlicher Verlauf der Stärke und Richtung der Strömung

Die horizontalen Geschwindigkeiten werden analysiert, um mögliche Querschwingungen zu ermitteln. Letztere lassen sich zuordnen, da die Partialtiden elliptische Stromfiguren beschreiben.

Die Stromfigur wird aus den Vektoren des minimalen und des maximalen Stroms konstruiert.

Dieses Verfahren wird wiederum beispielhaft an den Standorten Schulau und Scharhörn angewandt. Die Ergebnisse sind in Tab. 4 für die sechs wichtigsten Partialtiden aufgelistet.

Tab. 4: Ergebnisse der Partialtidenanalyse der sechs wichtigsten Partialtiden an den Standorten Schulau und Scharhörn

Partialtide	Schulau				Scharhörn			
	U_i [cm/s]	u_i [cm/s]	T_i	U_i/u_i	U_i [cm/s]	u_i [cm/s]	T_i	U_i/u_i
M_2	81.037	-0.578	-80.2	140,2	64.276	0.459	-62.8	140,0
S_2	18.477	-0.030	-80.4	615,9	16.996	0.155	-63.9	109,7
μ_2	10.740	-0.306	-81.9	35,1	6.140	-0.247	-56.8	24,9
N_2	10.203	0.597	86.4	17,1	10.179	0.556	-60.5	18,3
M_4	13.180	-1.091	-85.0	12,1	18.225	0.671	-61.1	27,2
M_6	9.360	0.401	-80.3	23,3	0.958	0.358	-25.8	2,7

U_i : Maximaler Strom

u_i : Minimaler Strom. Bei negativem Vorzeichen rotiert der Vektor im Uhrzeigersinn, bei positivem Vorzeichen dagegen.

T_i : Inklinationswinkel. Gibt die Abweichung der Richtung des maximalen Vektors gegen die Nordrichtung an. Positive Winkel bedeuten eine Inklination nach Osten, negative Winkel eine Inklination nach Westen.

U_i/u_i : Betrag des Verhältnisses vom maximalen zum minimalen Vektor.

Aus Tab. 4 wird ersichtlich, dass die Längsströmungen an beiden Standorten deutlich überwiegen. Die dominierenden Partialtiden M_2 und S_2 weisen eine Schwingung parallel zum Verlauf der Elbe auf. Es handelt sich an beiden Standorten um Longitudinalwellen.

Signifikante Querschwingung sind für die Partialtide M_4 am Standort Scharhörn und die Partialtide M_6 am Standort Schulau zu beobachten. Der Einfluss dieser Partialtiden wird vom dominierenden Einfluss der M_2 derart überlagert, dass keine Auswirkung auf die resultierende Stromfigur erkennbar ist.

8. Charakterisierung der Tidekurve

Um die Tidekurve in verschiedenen Regionen oder an einzelnen Standorten zu charakterisieren, werden an dieser Stelle die markanten Ergebnisse der Analysen gebietsweise zusammengefasst, parallel dargestellt und in Zusammenhang gebracht. Es wird dabei unterschieden zwischen den Regionen *Sylt*, *umströmte Insel* (Föhr), *Übergang von See zur Küste*, *Eidersperrwerk* und *Übergang von See ins Ästuar*. Vorangestellt wird die Charakterisierung der Tidekurve in Helgoland als Vergleichstide für die gesamte Region.

8.1 Helgoland: Die Vergleichstide

Die Nordsee ist ein Randmeer, in dem Gezeiten erzeugende Kräfte eine untergeordnete Rolle spielen. Die Tidewelle in der Nordsee ist durch eine Mitschwingungszeit geprägt, die maßgeblich durch die vom Nordatlantik und dem Englischen Kanal einschwingende Gezeit beeinflusst ist. Der Gezeitenrhythmus ist halbtägig mit einer Periode von etwa 745 min, vor-

wiegend als Effekt der dominanten M_2 -Gezeit. In den flachen Regionen werden – topografisch bedingt – Oberschwingungen angeregt, die zu der Verformung der Tidewelle beitragen. Die Tidewelle in Helgoland wird durch die freie Insellage in der tieferen Nordsee am wenigsten durch die Topografie beeinflusst. Der Oberwassereinfluss spielt dort keine Rolle. Aus diesem Grund wird die Tidekurve in Helgoland für diese Studie als Vergleichstide herangezogen.

In der Nordsee befinden sich zwei ausgeprägte Amphidromien der M_2 -Partialtide, eine im Englischen Kanal und die andere in der südöstlichen Nordsee etwa auf der Breite von Esbjerg und der Länge von Terschelling. Die Letztgenannte beeinflusst im Wesentlichen den Tideverlauf in der Deutschen Bucht. Es gilt dort in der Regel: Je größer der Abstand zu dieser M_2 -Amphidromie ist, desto höher ist der Tidehub. Aus diesem Grund ist der mittlere Tidehub in Helgoland höher als in Sylt und geringer als entlang der ostfriesischen Küste. In Helgoland besteht eine Asymmetrie in der Tidekurve bedingt durch eine um 20 % längere Ebbe- als Flutdauer (Tab. 1b).

Die Unterschiede der Tidekennwerte zu den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 sind in Helgoland eher unwesentlich (Tab. 1a und b). Nur das MTnw 1975 ist um ca. 0.1 m niedriger als 1955 und 1998. Dementsprechend ändert sich auch der MThb unwesentlich. Auch die Flut- und Ebbedauer schwankt nur um etwa 2 min.

Die Partialtidenanalyse für '55, '75, '98 ergibt (Abb. 15), dass die Amplitude der Tidekurve in Helgoland in erster Linie durch die Amplitude der M_2 -Gezeit ($1.117 \text{ m} \pm 0.007 \text{ m}$) bestimmt wird, wie auch an den anderen Standorten im Untersuchungsgebiet. Nach der Größenordnung klassifiziert ergeben sich weitere 13 Partialtiden, deren Amplituden signifikant zur Form der Tidekurve beitragen. Es handelt sich dabei, sortiert nach der Größe der Amplituden, um die S_2 , N_2 , μ_2 , O_1 , K_1 , $2MN_2$, M_4 , MS_4 , Q_1 , $2SM_2$, MN_4 , M_6 und die ϵ_2 . Weitere Obertiden, deren Amplituden an der Küste und in den Ästuaren deutlich ansteigen, sind in Helgoland nicht signifikant.

Die Änderungen der Zusammensetzung der Tidekurve zu den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 sind folgende: Die signifikanten Amplituden der halbtägigen, vierteltägigen und eintägigen Partialtiden sind im Vergleich der drei Zeitabschnitte nahezu unverändert. Höhere Partialtiden sind in Helgoland nicht signifikant.

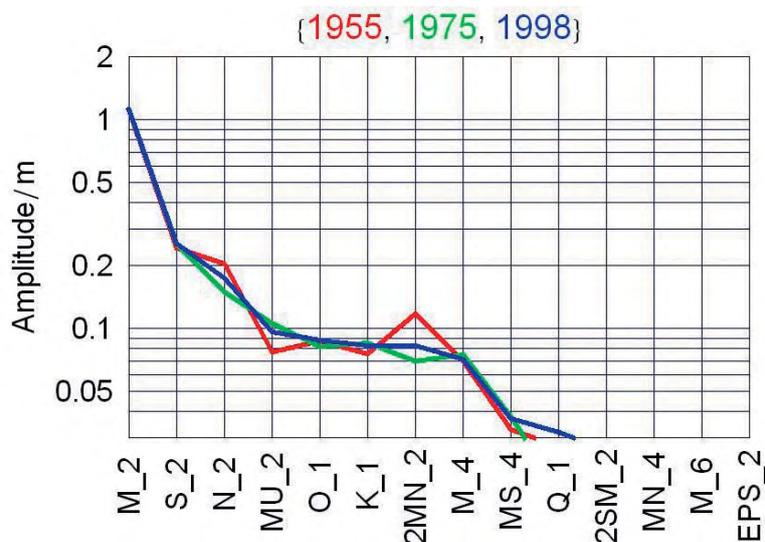


Abb. 15: Vergleich der Partialtiden am Standort Helgoland für die Jahre '55, '75 und '98

8.2 Übergang von See ins Ästuar

Die in die Ästuarie eindringenden Tidewellen werden durch Reibung, Reflexion, Überlagerung, Advektion und Wechselwirkungen der einzelnen Partialtiden untereinander weiter verändert. Aufgrund nichtlinearer Effekte resultieren Verstärkung oder Dämpfung der Amplituden der Partialtiden. Die Seichtwassertiden werden mit Eintritt in das Küstenvorfeld und in die Ästuarie angeregt oder zumindest verstärkt. Diese nichtlinearen Effekte führen zu einer typischen Verformung der Tidekurve und werden hier anhand der Tidekennwertanalyse und der Partialtidenanalyse dokumentiert. Zum Beispiel ist in diesem Zusammenhang die Erhöhung der Amplitude der M_6 -Gezeit von Helgoland nach Brunsbüttel zu nennen.

Das mittlere Thw steigt in allen Ästuaren flussaufwärts zu den drei Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 an. Das mittlere Tnw sinkt in gleicher Richtung teilweise stark ab. Gleichzeitig verschieben sich die Eintrittszeiten der Hoch- und Niedrigwasser. Betrachtungen der regionalen Veränderungen des mittleren Thb ergeben einen typischen Anstieg flussaufwärts, insbesondere in der Weser. In Helgoland ist die Tidekurve asymmetrisch mit verlängerter Ebbedauer. In Richtung der Ästuarie verkürzt sich die Ebbedauer im Außenbereich der Mündungstrichter, so dass die Tidekurve symmetrischer wird ($T_F/T_E \approx 1$). Weiter flussaufwärts verstärkt sich dann die Asymmetrie der Tidekurve erneut mit stark verkürztem Flutast, bis die Ebbedauer schließlich länger als in Helgoland ist.

Anhand der Partialtidenanalyse können in der Zeitspanne von April bis Juli '98 folgende Veränderungen in den Ästuaren zwischen der Mündung und dem Inneren der Ästuarie nachgewiesen werden: Die Amplitude der O_1 -Gezeit nimmt ästuarwärts geringfügig ab, während die Amplitude der K_1 -Gezeit geringfügig zunimmt. Die Amplitude der μ_2 -Gezeit wird ästuarwärts nahezu durchgehend verstärkt. Dieses Phänomen ist vermutlich bedingt durch das Analyseverfahren.

An allen Standorten im Ästuar wird die Amplitude der M_4 -Gezeit im Vergleich zu Helgoland verstärkt. Allerdings sind die Veränderungen der Amplitude dieser vierteltägigen Tide ästuarwärts zwischen den einzelnen Standorten nicht gleich groß. Die Amplitude der M_4 -Gezeit ist am größten in Hamburg St. Pauli und Bremen Große Weserbrücke. Ein zweites, lokales Maximum der Amplitude der M_4 -Gezeit kann in den Ästuaren an dem Ort beobachtet werden, an dem eine starke Verengung des Mündungstrichters stattfindet: In der Weser ('98) in Bremerhaven und in der Ems ('00) in Emden. Die Distanz zwischen den ermittelten Amplitudenmaxima der M_4 beträgt 40 km in der Ems und 67 km in der Weser. Es findet eine Modulation der einlaufenden Welle statt. Die zwei Amplitudenmaxima geben einen Hinweis darauf, dass ein Teil der Welle reflektiert wird, so dass der stehende Anteil vergrößert wird. Die Schwingungsknoten liegen etwa an den genannten Positionen.

Dazu ein Rechenbeispiel: Es gilt für die Länge L der Schwingung: $L = c \cdot T/4$, mit der Wellenfortschrittsgeschwindigkeit $c = \sqrt{g \cdot h}$, der Gravitationsbeschleunigung $g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$, der Wassertiefe h und der Periode T der Schwingung.

Für die Weser ergibt sich bei Annahme von $h = 9 \text{ m}$ und $T_{M_4} = 6.21 \text{ h}$ dabei eine Länge L_{M_4} von ca. 53 km.

Analog ergibt sich für die Ems mit einer verringerten Wassertiefe von $h = 6.5 \text{ m}$ eine Länge L_{M_4} von ca. 45 km. Die kürzere Länge L_{M_4} in der Ems ist, verglichen mit der Weser, durch die geringere Wassertiefe in der Ems begründet. Das Rechenbeispiel zeigt, dass die Annahme eines Schwingungsknotens an diesen Positionen begründet ist. Die gemessene Distanz ist in der Weser höher als die berechnete und in der Ems geringer. Diese Abweichungen

sind zum einen bedingt durch die geringe Anzahl von Pegelstandorten, die nur eine geringe räumliche Auflösung im Messgebiet ermöglichen, und zum anderen dadurch, dass die Bodenreibung durch den Ansatz nicht berücksichtigt wird.

In der Elbe ist ein vergleichbares mündungsnahes Maximum der Amplitude der M_4 -Gezeit im Jahr '98 nicht exakt bestimmbar, da es sich von Cuxhaven bis Glückstadt verteilt. Vermutlich liegt das daran, dass die Verengung des Ästuars am Mündungstrichter in der Elbe geringer ist als in Weser und Ems und sich der Effekt der Anregung und Verstärkung der M_4 -Gezeit am Mündungstrichter der Elbe von dem der anderen Ästuar unterscheidet.

Die Amplitude der M_6 -Gezeit ist flussaufwärts generell höher als in Helgoland. Im Ästuar schwankt sie stark in Abhängigkeit der Lage der Schwingungsknoten und der Art der zusätzlichen Anregung. Nicht immer ist das Maximum im Innersten der Ästuar zu beobachten.

Der Einfluss des Oberwassers wird im Rahmen dieser Arbeit nur als Effekt langperiodischer physikalischer Prozesse nachgewiesen. Im Allgemeinen gilt, dass bei hoher Oberwasserabflussrate das Mittelwasser ansteigt. Mit dem erhöhten Mittelwasserstand ist eine Dämpfung der einlaufenden Tidewelle verbunden. Ein durch höheren Oberwasserabfluss bedingter erhöhter Mittelwasserstand wird meist durch langfristig steigende Niederschläge bzw. verminderte Verdunstung verursacht, die sich überwiegend langfristig bzw. saisonal entwickeln.

Veränderungen, die typischerweise nur in den einzelnen Ästuar auftreten, werden im Folgenden getrennt für die Jade, Elbe, Weser und Ems aufgelistet.

8.2.1 J a d e

Die Jade ist kein klassisches, sondern ein nahezu von Oberwasser unbeeinflusstes Ästuar. Da es sich hier nicht um den Mündungsbereich eines Flusses handelt, kann die Jade nicht im Idealfall als nahezu geschlossener Kanal angenommen werden. Es handelt sich um ein sehr flaches, breites Gebiet mit annähernd linearem Anstieg des Bodens.

Gestützt auf Wasserstandsmessungen an fünf Standorten (L.T. Alte Weser, Mellumplate, Voslapp, Wilhelmshaven Neuer und Alter Vorhafen) im Jahr '98 (April–Juli) wird eine geringe regionale und signifikante Veränderung der Amplitude der M_4 -Gezeit beobachtet. Die Amplitude der M_4 -Gezeit wird am L.T. Alte Weser im Vergleich zu den Verhältnissen in Helgoland gedämpft. Zwischen Mellumplate und Wilhelmshaven wird sie hingegen annähernd gleich stark verstärkt.

Durch einen Vergleich der Amplituden weiterer Partialtiden zeigt sich, dass deren Größen überwiegend den Verhältnissen im Gebiet zwischen Scharhörner Riff und Zehnerloch entsprechen. Dadurch unterscheidet sich die Jade deutlich von den oberwasserbeeinflussten Ästuar.

Es wird auch bei einem Vergleich mit Jahreszeitreihen (d.h. längeren Zeitreihen und damit verbundener höherer Anzahl von Partialtiden) keine signifikante Veränderung der Amplitude der μ_2 -Gezeit zwischen den Standorten beobachtet. Im Vergleich zum Ästuar schwankt die Amplitude von O_1 und K_1 von Standort zu Standort.

Die Amplitude der M_6 -Gezeit nimmt geringfügig zwischen Mellumplate und Wilhelmshaven zu.

8.2.2 Elbe

Die detaillierte Analyse für die Elbe fügt sich zu einem typischen Bild der lokalen und temporären Veränderungen in diesem Ästuar zusammen.

Die Ergebnisse in der Elbe lassen sich zusammenfassen, wobei der Standort Hamburg St. Pauli eine Ausnahme bildet. Dort sind die Auswirkungen der natürlichen und anthropogenen Veränderungen deutlich zu erkennen. Im Vergleich mit den anderen Standorten in der Elbe sind der $M_{Thb_{98}}$ und das $M_{Thw_{98}}$ wesentlich höher als in den Jahren '55 und '75. Das Gleiche gilt für die Amplituden der halbtägigen Gezeiten, der M_4 - und der M_6 -Gezeit. Als besondere Lage in der Elbe zeichnet sich der Standort Glückstadt aus: Die Ergebnisse der Partialtidenanalyse deuten hier auf die Existenz eines Schwingungsknotens der halbtägigen Gezeiten hin. Die Veränderungen der Tidekennwerte zwischen den Zeitspannen in den Jahren '55, '75 und '98 sind in Cuxhaven ähnlich zu denen in Helgoland.

Für die größten Amplituden der halbtägigen Gezeiten (M_2 , S_2 , N_2) gilt in der Elbe für die drei Zeitabschnitte folgender Zusammenhang: Die Amplitude der M_2 -Gezeit ändert sich in Helgoland näherungsweise nicht. Auch in Cuxhaven sind die Werte für '55, '75 und '98 mit $1.4 \text{ m} \pm 0.04 \text{ m}$ nahezu unverändert.

In Glückstadt ist die Amplitude der M_2 -Gezeit mit $1.2 \text{ m} \pm 0.02 \text{ m}$ ebenso verhältnismäßig konstant. Dieser Standort bildet ein lokales Minimum der Amplitude der M_2 -Gezeit im Ästuar. Die Amplitude der M_2 -Gezeit in Hamburg St. Pauli in den Jahren '55, '75 und '98 erhöht sich von 1.05 m ('55) um ca. 46 % auf 1.53 m ('98) (Abb. 16). Diese starken Effekte der natürlichen und anthropogenen topografischen Veränderungen auf die Tidekurve treten hier in der Elbe erst am Pegelstandort Hamburg St. Pauli auf.

Mit größeren Wassertiefen im Ästuar ist eine Verringerung der Reibung verbunden. Dadurch wird die Dämpfung der rücklaufenden Welle geringer. Je geringer die Dämpfung ist, desto höher die Reflexion und damit die Ausbildung einer stehenden Welle. Vergleichbare Verhältnisse lassen sich für die Amplitude der S_2 -Gezeit für die Elbe in den Jahren ('55, '75, '98) feststellen.

Der Pegel Glückstadt zeichnet sich als besonderer Standort bezogen auf die Amplituden der halbtägigen Tiden aus. In den Jahren '75 und '98 ist dort ein Minimum dieser Partialtiden im Ästuar nachzuweisen, das sich deutlich bei einem Vergleich mit Helgoland zeigt. Die Amplitude der M_2 -Gezeit erhöht sich in Glückstadt deutlich geringer als an den übrigen Standorten im Ästuar. Die Amplituden der N_2 - und der S_2 -Gezeit sind während der drei Untersuchungszeitspannen in Glückstadt – im Gegensatz zu allen anderen Standorten im Ästuar – geringer als in Helgoland. Das zunehmend verstärkte Minimum der Amplitude der halbtägigen Partialtiden ist ein Anzeichen einer stehenden Welle, deren Anteil im Laufe der Zeit zunimmt. Diese Annahme wird durch Modellergebnisse (SEISS, 2001) und frühere Beobachtungen (ANNUTSCH, 2002, mündl. Mitteilg.) bestätigt. Bedingt durch die geringfügig unterschiedlichen Perioden der verschiedenen halbtägigen Tiden liegt deren Schwingungsknoten nicht immer direkt in Glückstadt. Die Veränderungen der Größe der Amplituden der halbtägigen Tiden liegen daher zwischen leichter Verstärkung und Dämpfung im Vergleich zu Helgoland.

In der Elbe werden im Vergleich zu Helgoland die signifikanten Amplituden der halbtägigen Gezeiten überwiegend leicht verstärkt. Die Amplituden der vierteltägigen Gezeiten werden im Vergleich zu Helgoland in den Jahren '55, '75 und '98 ästuarwärts verstärkt. Im Jahr '98 kann in Schulau ein Minimum für die vierteltägigen Tiden M_4 , MN_4 und MS_4 nachgewiesen werden. Es handelt sich dabei möglicherweise um einen Schwingungsknoten

der vierteltägigen Gezeit. Aufgrund fehlender Daten kann dieses Phänomen in den Jahren '55 und '75 nicht belegt werden.

Die *charakteristische Form* der Tidekurve ergibt sich flussaufwärts durch einen Vergleich der gemessenen Wasserstände in Helgoland (1), dem Großen Vogelsand (2) und Cuxhaven (3) für die Zeitspanne April bis Juli '98: Die Eintrittszeiten des Thw und Tnw verschieben sich von (1) nach (3). Das Thw und das Tnw treten in Richtung Ästuar später ein. Das Thw steigt und das Tnw fällt, wobei sich die mittleren Werte bei (2) und (3) kaum voneinander unterscheiden und um 0.2–0.3 m deutlich von (1) abweichen.

Der Übergang Helgoland–Scharhörner Riff ist im Jahr '98 durch eine signifikante Zunahme der Amplituden der halb-, viertel-, sechsteltägigen Tiden gekennzeichnet. Hier zeigt sich deutlich der Einfluss der Veränderungen der topografischen Verhältnisse in Richtung Küste.

Aus der Analyse der Tidekennwerte ergeben sich folgende typische Merkmale für die Elbe:

Generell werden, wie auch anhand der Partialtidenanalyse belegt, charakteristische Übereinstimmungen an den Standorten Helgoland, Cuxhaven und Glückstadt beobachtet, während sich die Entwicklung in Hamburg St. Pauli davon stark unterscheidet und eine eigene, typische Struktur aufweist (s. Tab 1a und b).

Für die zeitliche Veränderung des MTnw gilt: Von Helgoland bis nach Glückstadt ist es an jedem Standort im Jahr '75 am geringsten und nahezu übereinstimmend groß in den Jahren '55 und '98 (Tab. 1a und b). In Hamburg beträgt die Differenz zwischen dem MTnw ('55/'75) und ('75/'98) je 0.55 m.

Der MThb ändert sich an den Standorten Helgoland und Cuxhaven zwischen den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 kaum. Wie auch die Amplitude der M_2 -Gezeit ist der MThb in Cuxhaven deutlich höher als in Helgoland und in Glückstadt. In Glückstadt beträgt die Differenz zwischen den drei MThb-Werten einige Zentimeter. Markante Änderungen sind nur in Hamburg St. Pauli zu beobachten, wo die Differenz zwischen '55 und '98 insgesamt 1.1 m beträgt. Die Veränderung der Zunahme des MThw und des MThb, insbesondere die Abnahme des MTnw in Hamburg St. Pauli zwischen '55 bis '98 wird auch von HEYER (2001, pers. Mitteilg.) bestätigt.

Lokale und zeitliche Veränderungen des Verhältnisses T_F/T_E lassen sich flussaufwärts beobachten. In den Jahren '55, '75 und '98 ist das Verhältnis T_F/T_E an den Standorten Helgoland und Cuxhaven nahezu gleich. In Glückstadt und Hamburg St. Pauli verändert sich dagegen die Länge der Flutdauer: Zwischen den Jahren '55 und '75 verlängert sie sich um etwa 5 min und zwischen '75 und '98 um weitere 10 min, so dass die Tidekurve symmetrischer wird. Dadurch ist die Flutdauer in Cuxhaven im Jahr '55 noch etwa 20 min länger als in Glückstadt und im Jahr '98 gleich lang.

Vergleich der Amplituden der M_2 -Gezeit und deren harmonischen Obertiden in der Elbe am Standort Scharhörner Riff im Jahr '98:

Um einen Überblick über die Größenordnung der analysierten Amplituden der verschiedenen Partialtiden zu geben, sind diese Werte für den Standort Scharhörner Riff im Jahr '98 in Tab. 5 aufgelistet: Die Amplitude der M_2 -Gezeit liegt im Bereich von Metern, die Größenordnung der Amplitude der M_4 und M_6 im Bereich von Zentimetern. Die Amplituden der M_8 , M_{10} und M_{12} sind nur noch einige Millimeter groß und liegen damit überwiegend innerhalb des Fehlerbereichs. Die Amplitude der M_{14} ist nicht nachweisbar.

Ästuarwärts sind die Amplituden der M_4 bis zur M_{14} höher als in Scharhörner Riff (Abb. 15). Der Anstieg elbeaufwärts verläuft nicht stetig. Schwankungen ergeben sich

aus der Lage der Schwingungsknoten. In Hamburg St. Pauli ist die Amplitude der M_4 am größten. Anzumerken ist, dass es sich hierbei um die größte Amplitude der Obertiden der M_2 handelt.

Tab. 5: Größe der Amplituden [m] der Tiden in Scharhör Riff (April–Juli '98)

M_2	1.390 m
M_4	0.082 m
M_6	0.048 m
M_8	0.006 m
M_{10}	0.003 m
M_{12}	0.001 m
M_{14}	0.000 m

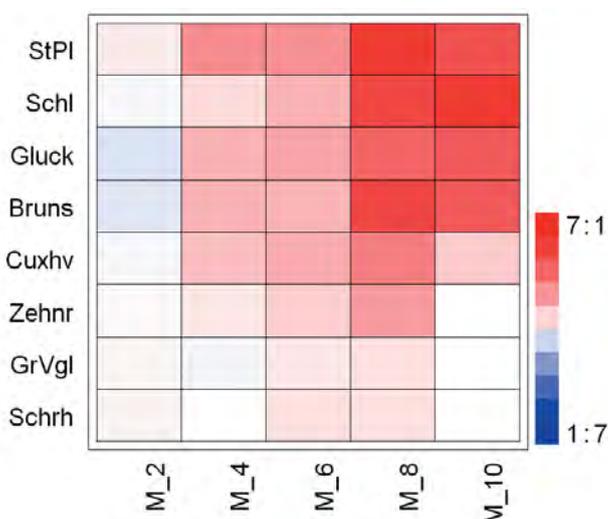


Abb. 16: Verhältnis der Amplitude der M_2 -Gezeit und ihrer Obertiden im Elbästuar zu den entsprechenden Amplituden in Scharhör Riff

Elbaufwärts kann eine Anregung und Verstärkung der Seichtwassertiden beobachtet werden: In Scharhör Riff sind die Amplituden der M_8 , M_{10} und M_{12} nicht messbar. Elbaufwärts werden diese Amplituden größer. Die Amplitude der M_6 wird vom Standort Zehnerloch bis nach Glückstadt zunehmend größer. Der Standort Schulau zeichnet sich durch ein Minimum der Amplituden der M_4 und der M_6 und ein Maximum der Amplituden der M_{10} , M_{12} und M_{14} aus. Die Amplitude der M_8 -Gezeit ist in Brunsbüttel und Hamburg St. Pauli am größten (0.025 m/0.030 m). Die M_{14} hat ein zweites Maximum in Brunsbüttel (0.002 m).

Zeitliche Entwicklung der Partialtiden am Pegel Hamburg St. Pauli im April–Juli der Jahre '55, '75 und '98:

Die Veränderungen der Amplituden der Partialtiden in Helgoland lassen sich nicht in Hamburg St. Pauli beobachten (Abb. 17). Ein Vergleich zeigt keinerlei Übereinstimmungen. Die Auswirkungen der natürlichen und anthropogen (Vertiefung, Vordeichung) bedingten Veränderungen der Topografie beeinflussen die Amplituden der Partialtiden und damit auch die Form der Tidekurve in Hamburg in großem Maße, wie bereits die Unterschiede der Amplitude der M_2 -Gezeit zeigen.

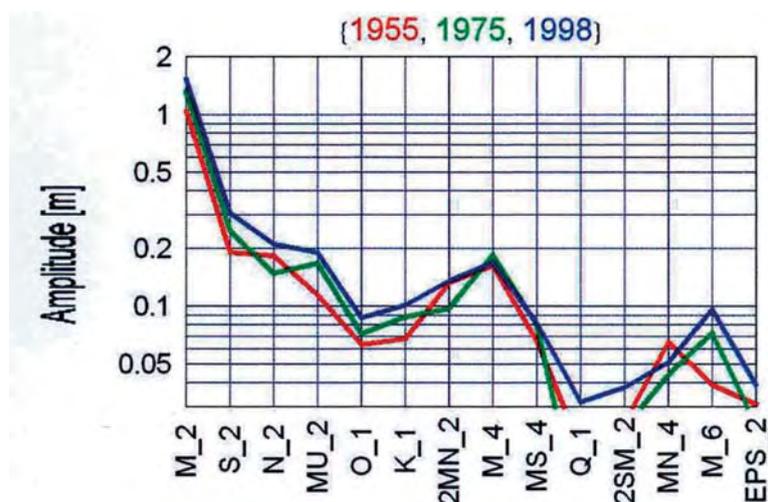


Abb. 17: Vergleich der Partialtiden am Standort St. Pauli für die Jahre '55, '75 und '98

Diese Unterschiede zeigen sich auch für die Tiden S_2 , μ_2 , O_1 , K_1 und M_4 . Abgesehen von der Amplitude der M_4 und der MN_4 sind die Amplituden im Jahr '98 in Hamburg am größten. Die starken Unterschiede sind in Cuxhaven und Glückstadt geringer. An diesen Standorten ist die Form der Tidekurve eher gleichbleibend. Die oben genannten Merkmale sind ortsfest.

8.2.3 Weser

Die Veränderungen der Tidekurve zwischen den betrachteten Zeitabschnitten der Jahre '55, '75 und '98 sind am Standort Bremerhaven mit den entsprechenden Veränderungen in Helgoland und Cuxhaven vergleichbar. Änderungen an den Standorten Vegesack und Bremen weichen stark von diesen ab. Dort sind die Veränderungen mit geringeren Unterschieden ähnlich denen in Hamburg St. Pauli.

Die Eintrittszeiten der Hoch- und Niedrigwasser verschieben sich, vergleichbar mit den Verhältnissen in der Elbe, flussaufwärts vom L.T. Alte Weser/Roter Sand bis nach Bremen in den drei Untersuchungsperioden: Je weiter die Station ästuarwärts liegt, desto später treffen Hoch- oder Niedrigwasser ein. Zugleich steigt das MThw ästuarwärts stets bis nach Bremen an. Diese Differenz nimmt '75 und '98 zu.

Geringe lokale Unterschiede zeigen sich bei der zeitlichen Veränderung des MThw: Die Schwankungen des MThw zwischen den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 sind in Bremerhaven mit denen in Helgoland und Cuxhaven vergleichbar. Die Differenzen ($MThw_{98} - MThw_{55}$) von 0.24 m in Vegesack und 0.19 m in Bremen sind geringer als in Hamburg.

Das niedrigste MTnw im Bereich der gesamten Weser wird in jedem der untersuchten Zeitabschnitte in Bremerhaven gemessen. Besonders starke Unterschiede zeigen sich bei zeitlichen Veränderungen des MTnw und damit verbunden auch des MThb an den verschiedenen Standorten.

Im Jahr '55 ist das MTnw in Vegesack und Bremen höher als am L.T. Alte Weser, mit Maximum in Bremen. Im Jahr '75 sind die Verhältnisse überwiegend vergleichbar. Im Jahr '98 ist das MTnw erstmals in Bremen geringer als am L.T. Alte Weser und in Vegesack. 1955,

1975 und 1998 steigt das MThw vom Leuchtturm Alte Weser bis nach Bremen gleichbleibend an. Damit ist ein enormer Anstieg des MThb an den Orten Vegesack und Bremen von etwa 0.6 m verbunden. Die Verhältnisse haben sich im Inneren des Ästuars der Weser im Laufe der Zeit durch natürliche und anthropogene Einflüsse vollends geändert.

Die zeitlichen Veränderungen der Flut- und Ebbedauer in Vegesack und Bremen von der Tendenz sind identisch mit den Veränderungen in Glückstadt und Hamburg St. Pauli. Die Flutdauer verlängert sich im Laufe der Zeit, ist aber auch '98 deutlich kürzer als die Ebbedauer.

Partialtidenanalyse: Im Gegensatz zum Pegel Glückstadt in der Elbe gibt es kein Minimum der Amplituden der halbtägigen Gezeiten im Weserästuar. Die Amplitude der M_4 -Gezeit wird ästuaraufwärts unregelmäßig verstärkt: Zwei Maxima in Bremerhaven und Bremen in den drei Zeitspannen deuten wie bereits erwähnt auf die Lage der Schwingungsknoten hin.

Das Maximum der Amplitude der M_6 -Gezeit ist in jedem Jahr in Bremen zu beobachten. Die Amplitude steigt generell flussaufwärts an mit lokalem zweiten geringen Maximum in Bremerhaven in den Jahren 1955 und 1975 (Abb. 18).

Zeitliche Entwicklung der Partialtiden am Pegel Bremen im April–Juli der Jahre '55, '75 und '98:

Die zeitlichen Veränderungen der Amplituden der signifikanten Tiden in Bremen Große Weserbrücke der Jahre '55, '75 und '98 (Abb. 18) sind ähnlich wie in Hamburg. Es gibt nur geringe Unterschiede. Diese betreffen eher die Größe der Amplituden als die Art der Änderungen. Im Vergleich zu Hamburg kann auch in Bremen ein Zuwachs der Amplituden der dominanten halbtägigen M_2 - und S_2 -Gezeit beobachtet werden, wenngleich auch schwächer. Insgesamt sind die Amplituden der meisten Partialtiden höher als in Hamburg. Die zeitlichen Veränderungen der Amplituden der hochfrequenten Tiden sind mit denen in Hamburg vergleichbar. Die Amplitude der M_6 ist schon '55 relativ groß. Die ähnlichen Verhältnisse und vergleichbaren Veränderungen lassen sich durch folgende Argumente erklären: Bremen liegt wie Hamburg im Inneren eines Ästuars, das zwischen den Jahren '55 und '98 durch Vertiefungsmaßnahmen und natürliche topografische Veränderungen geprägt ist.

Wesentliche, durch die Lage im Ästuar bedingte Änderungen der Tidekurve treten in der Weser in Bremen und in Vegesack auf, wohingegen sie in der Elbe nur in Hamburg

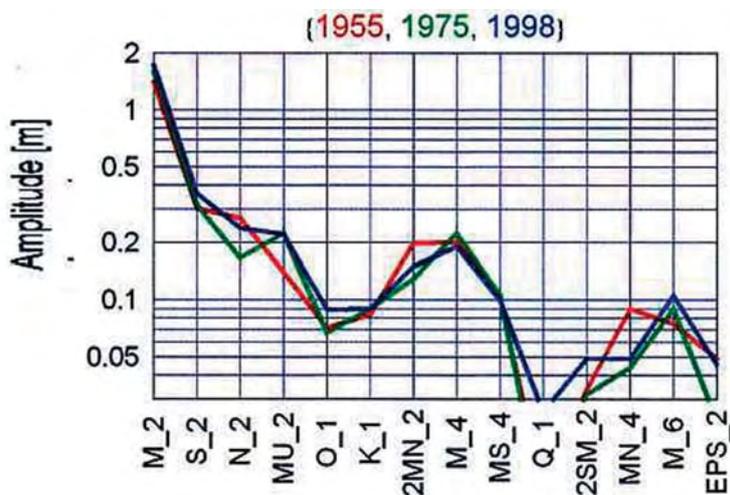


Abb. 18: Vergleich der Partialtiden am Standort Bremen für die Jahre '55, '75 und '98

extrem auftreten. Dieser Effekt hängt vermutlich mit der Form der Weser zusammen, die durch eine starke Verengung am Mündungstrichter geprägt ist und die in Vegesack bereits sehr schmal ist.

8.3 Sylt

Die Insel Sylt gilt als Besonderheit im Untersuchungsgebiet, bedingt durch die exponierte Lage nahe der 10m-Tiefenlinie und die geringe Entfernung zur Amphidromie der M_2 -Gezeit.

Im Jahr '98 stehen 5 Pegel zur Verfügung, in den Jahren '75 und '55 nur einer (Hörnum Hafen). Aus diesem Grund beschränken sich die Interpretationen der zeitlichen Veränderungen der Tidekurve für die gesamte Insel auf einen Standort.

Die Nähe der M_2 -Amphidromie bedingt rund um die Insel Sylt den geringsten MThb des gesamten Untersuchungsgebietes. Dementsprechend ist das MTnw hoch und das MThw gering. Die zeitlichen Änderungen der Tidekurve sind sehr gering. Die Tidekurvenform ist um die ganze Insel verteilt '98 recht gleichförmig mit annähernd einheitlich hohen MThw und MTnw.

Auffälligerweise ist die mittlere Ebbedauer T_E '98 in Hörnum Hafen 22 min kürzer als '55. Im Vergleich dazu ist sie in Helgoland nahezu unverändert. Das Verhältnis T_F/T_E verändert sich dadurch von 0.93 auf 1.04., d.h. die Flutdauer wird im Laufe der Zeit länger als die Ebbedauer. Die Form der Tidekurve an den Extrempunkten ist verhältnismäßig rund, so dass Änderungen der Ebbedauer in diesem Zusammenhang vermutlich nicht von großer Bedeutung sind.

Beobachtungen zeigen eine Verzögerung der Eintrittszeit der Hoch- und Niedrigwasser im Jahr '98 in Hörnum Hafen und in List Hafen im Vergleich zur Außenküste. Beim Hochwasser ist die Verzögerung noch größer als beim Niedrigwasser. Besonders interessant ist, dass das Hochwasser zuerst am Messpfahl in Westerland eintritt und erst danach in List West und Hörnum West und später auf der dem Land zu gewandten Seite in Hörnum Hafen bzw. List Hafen (siehe Skizze).

Partialtidenanalyse für den Zeitabschnitt April bis Juli '98:

Vor allem die Amplituden der halbtägigen Tiden, aber auch einige der eintägigen Tiden sind geringer als in Helgoland, da die Insel Sylt nahe dem amphidromischen Knoten der M_2 -Gezeit liegt: Somit ist die Amplitude der M_2 an allen Pegeln von Sylt deutlich niedriger als in Helgoland.

An der Außenküste Sylts ist die Amplitude der M_4 -Gezeit leicht verstärkt gegenüber Helgoland. Dieses Ergebnis kann nicht durch Modellrechnungen bestätigt werden, da vermutlich die Auflösung der komplexen Tiefenstruktur im Bereich der Insel zu gering ist, um die kleinskaligen Veränderungen zu erfassen. Möglicherweise wird die Verstärkung der Amplitude der M_4 -Gezeit an der Außenküste durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten vor der Insel und starken horizontalen Geschwindigkeitsgradienten verursacht. Die Advektion bedingt dann lokal höhere Amplituden der M_4 -Gezeit. Im Allgemeinen führen geringere Strömungsgeschwindigkeiten zu einer verminderten Amplitude der M_4 .

8.4 Umströmte Insel (Föhr)

In den drei Zeitabschnitten stehen jeweils vier Pegel (Standorte: Wittdün, Wyk, Dagebüll und Hörnum Hafen) zur Verfügung. Der Pegel Wittdün liegt auf ähnlicher geografischer Länge wie der Pegel Hörnum Hafen.

Im Jahr '98 (April–Juli) tritt das höchste MTnw in Hörnum Hafen auf. Es wird geringer von Wittdün über Wyk nach Dagebüll. Gleichzeitig ist das MThw am geringsten in Hörnum Hafen und steigt wiederum von Wittdün über Wyk nach Dagebüll an.

Das Tnw tritt zuerst in Wittdün, dann in Hörnum Hafen und dann in Wyk ein. Zuletzt erreicht es Dagebüll. Genauso verhält es sich mit der Eintrittszeit vom Thw mit dem Unterschied, dass es nahezu zeitgleich in Wyk und Dagebüll gemessen wird. Im Vergleich zu Hörnum Hafen weist die Tidekurve von Dagebüll und Wyk eine deutliche Asymmetrie auf, die durch eine verkürzte Flutdauer entsteht. In den Jahren '75 und '55 sind die Verhältnisse ähnlich.

Die Änderungen der Amplituden der M_4 -Gezeit und der M_6 -Gezeit in Richtung Dagebüll sind ähnlich wie beim Übergang von See ins Ästuar: Die Amplituden werden größer. Auch in diesem Bereich sind die Auswirkungen der Advektion, Reflexion und Dissipation auf die Tidekurve zu erkennen.

8.5 Übergang von der See zur Küste

Für den Übergang von der See zur Küste werden die Tidekurven an den Standorten Norderney bis Büsum mit denen in Helgoland verglichen. Daten dieser drei Pegel stehen für die drei Zeitabschnitte zur Verfügung. Der Pegel Norderney Riffgat wurde verlegt und hat im Jahr '55 noch Norderney Hafen geheißen. Die Lage der beiden Pegel ist ähnlich.

Ein Merkmal des Übergangs von Helgoland zur nordfriesischen Küste (Büsum) ist eine höhere Amplitude der M_4 -Gezeit in Richtung Küste. Neben dem Anstieg des Meeresbodens in Richtung Küste ist die Region um Büsum des Weiteren gekennzeichnet durch große Priele und Watten. SIEFERT et al. (1980) erwähnen südlich von Büsum einen Reststrom in die Dithmarscher Bucht hinein mit mittleren Strömungsgeschwindigkeiten von 0.3–0.6 m/s. In dieser Region ist daher eine starke horizontale Advektion zu vermuten, wodurch die M_4 -Gezeit angeregt wird. Dagegen ist die Lage des Pegels in Norderney auf der dem Land zugewandten Seite der Insel geprägt durch weite Wattgebiete bis zum Festland, unterbrochen von Prielen. Der Reststrom fließt dort nördlich der Insel nach Osten. Es ist anzunehmen, dass die Strömung, und damit verbunden auch die horizontalen Gradienten südlich der Insel, im Messbereich vergleichsweise gering sind. Dafür spricht die durchgehend geringe Amplitude der M_4 -Gezeit.

Die Größe der Amplitude der M_4 -Gezeit nimmt an den Standorten Büsum und Norderney zwischen den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 ab. In Büsum beträgt sie im Jahr '98 nur noch 72 %, in Norderney 65 % der Amplitude im Jahr '55. Sie ist im Jahr '98 in Büsum mit 0.08 m fast dreimal so groß wie in Norderney. Im Vergleich dazu: In Helgoland schwankt die Amplitude nur geringfügig zu den drei Zeitpunkten.

Die Veränderungen der Amplitude der M_6 -Gezeit sind den Veränderungen der Amplitude der M_4 -Gezeit teilweise entgegengerichtet. Die Amplitude nimmt in Büsum zu und ist im Jahr '98 mit 0.054 m etwa dreimal so groß wie im Jahr '55. In Helgoland und Norderney ändert sie sich zwischen den Zeitpunkten '55 bis '98 kaum. Am Pegel Norderney ist die Amplitude stets etwa dreimal so groß wie in Helgoland. In Büsum ist sie dagegen in den Jahren

'55 und '75 geringer als in Helgoland – nur im Jahr '98 ist sie etwa doppelt so groß. Im Allgemeinen hängt die Anregung der M_6 -Gezeit mit veränderten Reibungs- und Reflexionsverhältnissen zusammen. Insofern ist es schwierig, die Zusammenhänge in diesem Fall in der Region Übergang von See zur Küste beurteilen zu können. Es ist lediglich festzustellen, dass die Amplitude der M_6 -Gezeit entlang der Küste in der Größenordnung von wenigen Zentimetern liegt. Die erhöhte Amplitude in Büsum im Jahr '98 lässt hier auf veränderte Reibungs- und Reflexionsverhältnisse im Vergleich zu den Jahren '55 und '75 schließen.

Am höchsten ist die Amplitude der M_2 -Gezeit an allen drei Standorten im Jahr '75. In Büsum ist die Amplitude stets um ca. 0.5 m höher als in Helgoland, in Norderney stets niedriger (0.01–0.1 m).

Bei einem Vergleich der Flutdauer T_F an verschiedenen Pegeln entlang der ostfriesischen Küste werden '98 folgende Veränderungen beobachtet: Die Flutdauer T_F wird von Borkum bis Langeoog geringer. Die Veränderungen betragen wenige Minuten. Am Leuchtturm Alte Weser ist sie etwa 10 min kürzer als auf Langeoog. Das Verhältnis T_F/T_E variiert dabei zwischen 0,99 (am Standort Borkum) und 0,96 (Norderney/Leuchtturm Alte Weser), was auf eine nahezu symmetrische Tidekurve hindeutet. Im Vergleich dazu ist die Tidekurve auf Helgoland mit einem Verhältnis von $T_F/T_E = 0,84$ asymmetrisch.

Bei einem Vergleich im selben Jahr entlang der nordfriesischen Küste ergibt sich Folgendes: Das Verhältnis T_F/T_E wird in Richtung Norden kleiner und die Tidekurve damit asymmetrischer. T_F/T_E beträgt in Büsum 1,09, in Husum 0,94, in Dagebüll 0,86 und in Hörnum Hafen nur noch 0,79.

Betrachtet zu den Zeitpunkten in den Jahren '55, '75 und '98 schwankt das Verhältnis T_F/T_E an den Pegelstandorten Norderney, Büsum und Husum sehr geringfügig. Die Verhältnisse in den Jahren '55 und '98 stimmen an den drei Standorten nahezu überein.

8.6 Eidersperrwerk

Die Interpretationsmöglichkeiten sind an diesem Ort durch den Bau und die Steuerung des Sperrwerkes stark beeinflusst. Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, dass die Lage der Pegel Hundeknöll ('55) und Eidersperrwerk AP ('75/'98) nicht exakt übereinstimmt.

Eine deutliche Veränderung ergibt sich im Hinblick auf die Flutdauer an diesem Standort: Sie ist im Jahr '75 um 24 min kürzer als im Jahr '55. Insgesamt verändert sich das Verhältnis T_F/T_E von 0.87^('55) auf 0.73^('98). Die Tidekurve ist im Jahr '98 wesentlich asymmetrischer als im Jahr '55. Dies kann im Zusammenhang mit der Tidesteuerung des Sperrwerkes gesehen werden.

In Bezug auf die Partialtiden werden folgende Veränderungen festgestellt: Die Größe der Amplitude der M_2 -Gezeit erreicht im Jahr '55 ein Maximum (ca. 1.5 m) und unterscheidet sich nur um einige Millimeter von der Größe im Jahr '75. Im Vergleich dazu ist sie im Jahr '98 um fast 10 cm geringer als in den beiden anderen Jahren.

Die Amplituden der M_2 , S_2 , N_2 und μ_2 sind im Jahr '98 am geringsten. Im Vergleich dazu liegen sie in diesem Jahr zwischen denen der Jahre '55 und '75.

Weiterhin sind starke Schwankungen der Amplituden der Tiden μ_2 , O_1 , K_1 , $2MN_2$ und M_4 zu beobachten. Auffällig ist die erhöhte Amplitude der K_1 im Jahr '98. Des Weiteren sticht das Maximum der $2MN_2$ '55 hervor. Im Vergleich dazu sind die Amplituden der Tiden μ_2 , O_1 , K_1 , $2MN_2$ und M_4 im Jahr '98 in Helgoland annähernd gleich groß. Ein Maximum der Amplitude der $2NM_2$ ist dort auch im Jahr '55 zu beobachten, wengleich es nicht so stark ausgeprägt ist wie am Pegel Eidersperrwerk AP.

Der Einfluss nichtlinearer Effekte ist anhand der auffallend erhöhten Amplituden der vierteltägigen und sechsteltägigen Tiden in den drei Jahren zu erkennen. Die absolute Größe der Amplitude variiert in den drei Jahren abgesehen von der der M_6 -Gezeit unwesentlich.

9. Parameter zwecks Charakterisierung der Tidekurve zur praxisorientierten Anwendung

Für den Anwender sind nicht nur die Ergebnisse unterschiedlicher Analysen und Beschreibungen von Bedeutung. Vielmehr sollten zur detaillierten Beschreibung der charakteristischen Form einer Tidekurve noch zusätzliche Parameter zur Verfügung stehen.

Das Verfahren wird beispielhaft an einer gelaufenen Tide an den Standorten Scharhörn, Schulau, Büsum, Hörnum Hafen, Hörnum West und Helgoland vorgestellt, aus der zusätzliche Parameter für die Charakterisierung der Tidekurve entwickelt werden. Bei diesem Verfahren wird die Abweichung des linear interpolierten Wasserstandes von der Sinuskurve berechnet. Es lässt sich so die Änderung von einem gleichförmigen Tideverlauf parametrisieren. Gleichzeitig können so durch Vergleich von auf diesem Wege parametrisierten Tidekurven Änderungen an einem Ort über die Zeit definiert werden oder aber Tidekurven verschiedener Standorte verglichen werden.

Hier wird beispielhaft eine gelaufene Tide am jeweiligen Standort aus dem Monat April bzw. Mai '98 ausgewählt. Folgende Bedingungen gelten für die gewählten Tiden: Die Werte T_{hw} , T_{nw} , T_{hb} , T_E und T_F sollen mit denen des MT_{nw} , MT_{hw} , MT_F und MT_E am besten übereinstimmen. Die Untersuchungen werden anhand der Flutäste durchgeführt. Die Abweichungen von der Sinuskurve treten dort deutlicher hervor als bei den Ebbeästen. Durch die beispielhafte Darstellung an dieser Stelle ließe sich die Anwendung des Verfahrens auf den Ebbeast bzw. auf eine mittlere Tidekurve leicht übertragen.

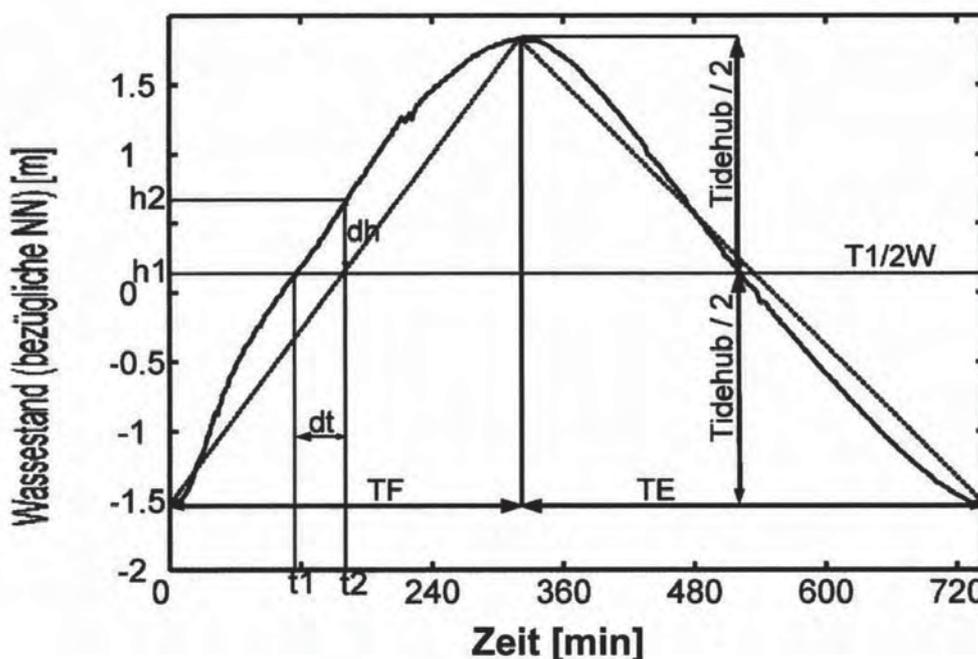


Abb. 19: Mittlere Tidekurve und linear interpolierter Wasserstand am Pegel Schulau im April '98

Mithilfe der Abb. 19 wird das Verfahren visualisiert. Die Parameter sind wie folgt definiert:

- $T_{1/2W}$: Tidehalbwasser. Es handelt sich um die Wasserstandshöhe, die der Hälfte des Tidehubs entspricht.
- t_1 : Zeitpunkt, an dem die Wasserstandshöhe der gelaufenen Tide (Flutast) an einem Standort der Höhe des Tidehalbwassers entspricht.
- t_2 : Zeitpunkt, an dem der linear interpolierte Wasserstand das Tidehalbwasser erreicht. Der linear interpolierte Wasserstand ergibt sich aus der direkten Verbindung von T_{nw} und dem darauf folgenden T_{hw} (siehe gestrichelte Linie in Abb. 8.2); t_2 entspricht auch dem Schnittpunkt des linear interpolierten Wasserstands mit der Sinuskurve.
- h_1 : Wasserstandshöhe des Tidehalbwassers zum Zeitpunkt t_1 .
- h_2 : Wasserstandshöhe zum Zeitpunkt t_2 .
- A : Zeitintervall von der Eintrittszeit des T_{nw} bis t_1 .
- B : Zeitintervall von t_1 bis t_2 .
- C : Zeitintervall von t_2 bis zur Eintrittszeit des darauf folgenden T_{hw} .

In der Tab. 6 werden weitere Parameter genannt. Es handelt sich dabei um:

- v_A, v_B und v_C : Jeweilige durchschnittliche Steiggeschwindigkeiten in den entsprechenden Zeitintervallen.
- v_F : Mittlere Steiggeschwindigkeit über die gesamte Flutdauer (T_F) betrachtet.
- $dt = t_2 - t_1$: Zeitliche Differenz der realen Tidekurve und des linear interpolierten Wasserstands.

Tab. 6: Ergebnisse des genannten Verfahrens in Bezug auf die Charakterisierung der Tidekurve an verschiedenen Pegelstandorten

Pegelstandort	h_1 [cm]	h_2 [cm]	dh [cm]	t_1 [min]	t_2 [min]	dt [min]	v_F [cm/h]	v_A [cm/h]	v_B [cm/h]	v_C [cm/h]
Schulau	168	218	50	116	160	44	63,0	86,9	68,2	41,6
Scharhörn	122	174	52	132	177	45	42,5	55,4	69,3	30,3
Büsum	173	189	16	181	189	8	55,4	57,7	120,0	50,6
Hörnum Hafen	118	168	50	135	187	52	37,9	52,4	57,7	21,8
Hörnum West	102	110	8	155	164	9	36,7	40,0	53,3	36,0
Helgoland	116	138	22	153	174	21	40,0	45,8	62,9	30,2

Ein Vergleich der mittleren Steiggeschwindigkeiten der drei Zeitintervalle A, B und C mit der mittleren Steiggeschwindigkeit über die gesamte Flutdauer einer Sinuskurve zeigt, dass die Steiggeschwindigkeiten in den Intervallen A und C gleich groß sind. Die Länge des Zeitintervalls B ist gleich null ($dt = 0$). Denn der Zeitpunkt, an dem die Sinuskurve die Höhe des Tidehalbwassers erreicht, ist gleich dem Zeitpunkt, an dem der linear interpolierte Wasserstand die Höhe des Tidehalbwassers erreicht. Gleichzeitig ist die Steigung an diesem Punkt der Kurve am größten, so dass hier die größte Steiggeschwindigkeit vorliegt.

Bei einem Vergleich dieser Parameter an verschiedenen Standorten mit den Bedingungen, die bei der Sinuskurve vorliegen, zeigen sich erhebliche standortbedingte Abweichungen. Diese Abweichungen sind charakteristisch für die verschiedenen Regionen und letztendlich für den praktisch arbeitenden Ingenieur von besonderer Wichtigkeit.

Es treten große zeitliche Differenzen dt auf. Das Verhältnis der drei Steiggeschwindigkeiten zueinander ist an jedem Standort anders. Überwiegend ist die Steiggeschwindigkeit im

Zeitintervall B am größten, wie erwartet. Aber es gibt auch Abweichungen davon. Die Steiggeschwindigkeit ist im Zeitabschnitt A an allen Standorten höher als im Abschnitt C. Der Faktor schwankt dabei zwischen 1.1 und 2.1.

Bei der hier vorliegenden stichprobenartigen Auswahl findet sich in Bezug auf die zeitlichen Differenzen dt ein Maximum in Hörnum Hafen von 52 min. Dagegen beträgt dt in Hörnum West nur 9 min. Besonderheiten in der Umgebung der Insel Sylt werden anhand dieser Ergebnisse hervorgehoben. Auch anhand der Steiggeschwindigkeiten ergeben sich Unterschiede. An beiden Standorten sind die Steiggeschwindigkeiten im Intervall B am höchsten. In Hörnum Hafen ist die Steiggeschwindigkeit im Intervall A mehr als doppelt so hoch verglichen mit dem Intervall C. Am Pegelstandort Hörnum West hingegen sind die Steiggeschwindigkeiten in Intervall A und C annähernd gleich.

An den Standorten Schulau, Scharhörn und Hörnum West erreicht der Wasserstand die Bezugshöhe des Tidehalbwassers 44 bis 52 min früher, als es bei der Sinuskurve der Fall wäre. Das Zeitintervall A ist dort stark verkürzt, d.h. die Wasserstandshöhe des Tidehalbwassers wird schnell erreicht. Damit verbunden sind starke Strömungsgeschwindigkeiten an diesen Standorten. Deutlich geringer sind die Strömungsgeschwindigkeiten in Abschnitt C, da dieser eine längere Zeitspanne und einen geringeren Tidehub umfasst.

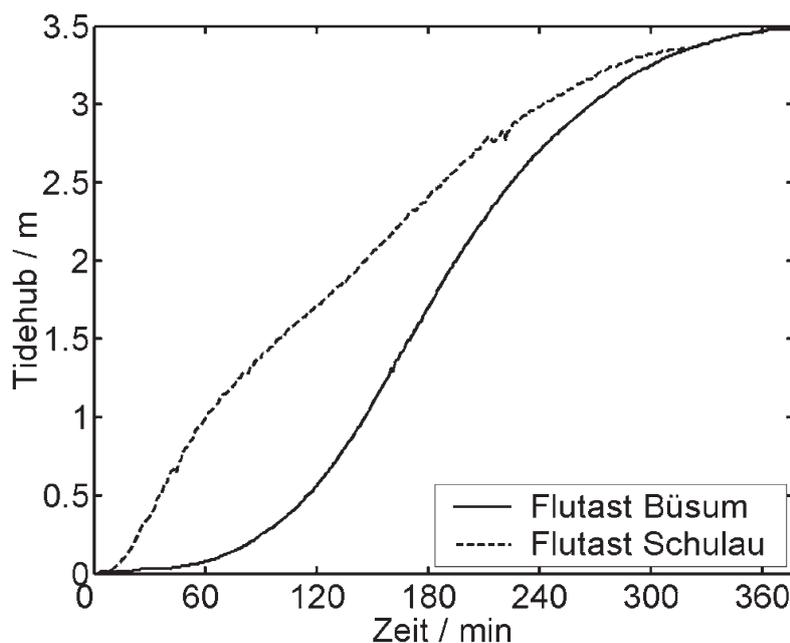


Abb. 20: Verlauf der Flutäste an den Standorten Büsum und Schulau

In Abb. 20 ist die Wasserstandshöhe der gelaufenen Tide während der Flutdauer an den Standorten Büsum und Schulau dargestellt. Es ergeben sich dabei deutliche Unterschiede an den beiden Standorten. Die Tide verläuft in Büsum annähernd sinusförmig. Dagegen ist die Steigung des Flutastes am Pegelstandort Schulau bereits zu Beginn der Flutdauer am größten und verringert sich mit fortschreitender Zeit. Diese Form des Flutastes weicht stark von der einer Sinuskurve ab.

Durch einen Vergleich der mittleren Steiggeschwindigkeiten v_A , v_B und v_C mit der jeweils mittleren Steiggeschwindigkeit über die gesamte Flutdauer an den verschiedenen

Standorten werden ebenfalls starke Abweichungen der gelaufenen Tiden von der Sinuskurve beobachtet: Wie zu erwarten, treten überwiegend im Zeitintervall B die höchsten Geschwindigkeiten auf. Abweichend ist am Standort Schulau die Geschwindigkeit v_A deutlich höher als v_B und v_C . In diesem Hinblick gleicht der Flutast der Tidekurve an den Standorten Hörnum West und Büsum am ehesten dem einer Sinuskurve. Dort ist die zeitliche Differenz dt gering, ebenso wie der Unterschied der Geschwindigkeiten v_A und v_C . Die Abb. 21 verdeutlicht diese Ergebnisse. Dargestellt sind dort die mittleren Steiggeschwindigkeiten v_A , v_B und v_C an den Standorten Büsum und Schulau.

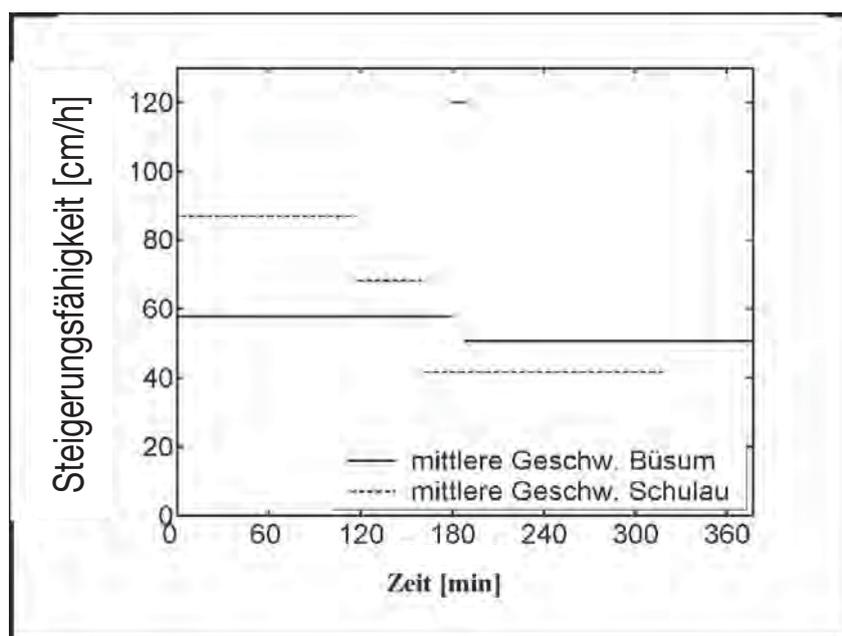


Abb. 21: Mittlere Steiggeschwindigkeiten v [cm/h] an den Standorten Büsum und Schulau für die Intervalle A, B und C

Im Allgemeinen kann die Steiggeschwindigkeit als Maß für die Strömungsgeschwindigkeit herangezogen werden. Zu beachten ist, dass je schneller das Wasser steigt, desto höher die Strömungsgeschwindigkeit ist.

Für den Strombau ist dies beispielsweise von großer Bedeutung, da bei höherer Strömungsgeschwindigkeit eine größere Sedimentfracht mitgeführt wird. Diese lagert sich zum Teil bei niedrigeren Strömungsgeschwindigkeiten wieder ab. Dies zeigt sich besonders am Standort Schulau, ist aber auch an anderen Standorten in etwas abgeschwächter Form gegeben.

10. Zusammenfassung und Ausblick

Die Form der Tidekurve an einem Ort lässt sich durch den gemessenen Wasserstand, durch Tidekennwerte, durch die Zusammensetzung der Amplituden und Phasen der harmonischen Partialtiden oder deren Spektren beschreiben. Vollenden lässt sich die Beschreibung der Tidekurve erst mithilfe der Analyse der Strömungsverhältnisse.

Großen Einfluss auf die Form und Ausprägung der Tidekurve haben die Bathymetrie und die Form der Küste, die die hydrodynamischen Gegebenheiten beeinflussen. Auswirkungen physikalischer Prozesse wie Reflexion, Reibung, Advektion und anderer nichtlinearer Wechselwirkungen sind daher an jedem Ort unterschiedlich und führen zu einer lokal oder gebietsweise charakteristischen Tidekurve.

Unter diesen Gesichtspunkten wurden im Rahmen dieser Arbeit Wasserstände an bis zu 44 verschiedenen Pegelstandorten in den Jahren '55, '75 und '98 untersucht. Die Daten wurden qualitätsgeprüft. Es wurden Datensätze aus einer 4-monatigen Zeitspanne (1. April–31. Juli) dieser Jahre gewählt, um den Einfluss der Meteorologie zu minimieren.

Morphologische Veränderungen führen entlang der Küste und in den Ästuaren dazu, dass sich dort die Form der Tidekurve ändert. Es werden Verschiebungen der Eintrittszeiten, Veränderungen der Höhe des mittleren Hoch- und Niedrigwassers und damit verbunden des Tidehubs beobachtet. Auch die Dauer der Flut und der Ebbe verändert sich.

Eine ausführliche Beschreibung der aus diesen Datensätzen berechneten Tidekennwerte liegt vor. Am Standort Helgoland unterscheiden sich die Tidekennwerte verschiedener Jahre kaum voneinander. Im Vergleich dazu sind die Unterschiede an den Standorten im Inneren der Ästuarie (Hamburg, Bremen) sehr groß und lassen auf einen starken Einfluss anthropogener und natürlich bedingter morphologischer Veränderungen schließen.

Weiterhin bestätigt sich anhand der Veränderungen der Tidekennwerte bei gleichem Vorzeichen die Vermutung, dass sich Veränderungen der Tidekurve in der inneren Deutschen Bucht teilweise bis in Küstennähe und bis in die Ästuarie fortsetzen.

Mittels Fourier- und Partialtidenanalyse der Wasserstände wird verdeutlicht, dass Obertiden in Küstennähe angeregt und verstärkt werden. Dieses Phänomen tritt besonders deutlich in den Ästuaren auf, was mit der Reflexion der Tidewelle in Zusammenhang steht. Auch die Reibung und die Advektion spielen dort eine große Rolle. Detailliert wird an verschiedenen Standorten die Wirkung dieser drei Faktoren beschrieben. Die Amplituden der Seichtwassertiden in Küstennähe und in den Ästuaren sind deutlich höher als in Helgoland.

Ein für weitere Untersuchungen interessantes Ergebnis der Fourieranalyse ist, dass der meteorologische Einfluss so groß ist, dass er nicht vernachlässigt werden kann.

Das Ziel, mithilfe der Fourieranalyse ein einfaches standorttypisches Maß zu finden, um mit wenigen Argumenten die gemessene Tidekurve rekonstruieren zu können, wurde leider nicht erreicht.

In den Ästuaren der Elbe, Weser und Ems wird der Einfluss der Oberwassermenge durch eine direkte Korrelation von Wasserstands- und Abflussdaten und einer Korrelation der Fouriertransformierten dieser Daten untersucht.

Flächenhafte Analysen des Wasserstandes werden mittels des numerischen HN-Modells der Deutschen Bucht durchgeführt, um eine konsistente Darstellung der Tidekennwerte sowohl in den Mündungsbereichen der Ästuarie zwischen den Pegelpositionen als auch seawärts darüber hinaus in der Deutschen Bucht zu erhalten. Es wird die Verteilung der Amplituden und Phasen der Partialtiden O_1 , K_1 , M_2 , S_2 , M_4 und M_6 innerhalb der Deutschen Bucht beschrieben.

Um die Tidekurve vollständig zu erfassen, müssen Wasserstand und Strömung sowie gegebenenfalls die Dichte gegeben sein. Daher werden charakteristische Parameter wie der zeitliche Verlauf der Stärke und die Richtung der Strömung und die Phasenverschiebung der maximalen Strömungen gegenüber der Phase der Wasserstandsextrema mittels des numerischen HN-Modells ermittelt und erläutert.

Beispielhaft wird eine Korrelation von Strömung und Tidekurve an Hand von Messdaten durchgeführt und die berechnete Phasenverschiebung der maximalen Strömung gegen-

über den Wasserstandsextrema vorgestellt, um die Anwendung der Parametrisierung an einem Standort zu demonstrieren und die Beschreibung einer Tidewelle zu ermöglichen. Den Ansatz dieses Verfahrens können spätere Anwender auf eigene Ansprüche übertragen.

Für nachfolgende Untersuchungen werden weitere Vertiefungsmöglichkeiten vorgeschlagen:

- Durch Langzeitstudien können mehr Partialtiden erfasst werden. Auch ist dann eine klarere Trennung in den Frequenzen erreichbar.
- Das Modellgitter sollte in Küstennähe weiter verfeinert werden, damit die Topografie dort besser aufgelöst werden kann. Damit verbunden könnten physikalische Prozesse weitgehender analysiert und damit ihr Einfluss bewertet werden.
- Es sollte eine vertiefte Analyse der Korrelation von Strömung und Tidekurve mit einer größeren Anzahl von Messpunkten durchgeführt werden. Sie dient der Vervollständigung des Verständnisses der Charakterisierung der Tidekurve, denn diese setzt sich aus beiden Parametern, dem Wasserstand und der Strömung, zusammen.

Auf Basis dieser Untersuchungen ergibt sich ein Feld für vertiefende Untersuchungen auf einer erweiterten Datenlage mithilfe der Modellierung. Hierbei könnte der Schritt verifiziert werden, die hier lokalisierten physikalischen Hintergründe z.B. für die Strömung in einen erweiterten Zusammenhang zu bringen.

11. Dank

An der erfolgreichen Bearbeitung der Inhalte waren viele kooperative Menschen und Institutionen beteiligt. So trafen wir auf eine sehr gute Zusammenarbeit bei allen Ämtern, die uns die Daten zur Verfügung stellten. Darüber hinaus unterstützte uns Herr Jensen (ALR Husum) stets mit konstruktiven Ideen und Diskussionen. Herr Lassen und Herr Annusch verhalfen nicht nur in der Startphase, sondern auch im ganzen Projektzeitraum mit fachlichen Anregungen dem Projekt zum erfolgreichen Abschluss. Herrn Marausic, Frau Thumm und Herrn Rienas sei für ihre gute Arbeit auch in arbeitsintensiven Zeiten gedankt.

Der projektbegleitenden Gruppe mit Herrn Petersen, Herrn Blasi, Herrn Dick, Herrn Kunz, Herrn Schaller und Frau Töppe möchten wir für die konstruktive Diskussion danken.

Ein ganz besonderer Dank geht an Herrn Eggert und Herrn Heyer, die stets dem Projekt zur Seite standen.

12. Schriftenverzeichnis

- ARBEITSGRUPPE WDFÜ: Berichte über den Betrieb der WDFÜ (Wasserstandsdatenfernübertragung), Kap. 6.2.3.3 WSD'n Nord u. Nordwest, 2000.
- GODIN, G.: The analysis of tides. Liverpool, 1972
- GODIN, G.: Tides. Ottawa, 1988.
- GODIN, G.: Reprints in oceanography: 1965–1995. Ottawa, 1996.
- PLÜß, A.: Das Nordseemodell der BAW zur Simulation der Tide in der Deutschen Bucht. In: Die Küste, H. 67: 83–127, 2004.
- SEISS, G.: Analyse der Partialtiden. Vortrag Kolloquium. <http://www.hamburg.baw.de/talk/t15112001-de.htm>, 2001.
- SIEFERT, W.; FAHSE, H.; MIESSNER, F.; RICHTER, H.-H.; TAUBERT, A. u. WIELAND, P.: Die Strömungsverhältnisse vor der Westküste Schleswig-Holsteins – Ergebnisse eines KFKI-Messprogramms. In: Die Küste, H. 35: 147–186, 1980.

Wellendruckschlagbelastungen auf historische Küstenbauwerke

Von GERALD MÜLLER u. GUIDO WOLTERS

Zusammenfassung

Im 19. und frühen 20. Jahrhundert wurden viele Küstenschutzbauwerke als so genannte ‚*blockwork structures*‘ oder Blockbauwerke aus Granit- oder Betonblöcken gebaut. Eine große Zahl dieser Bauwerke ist auch heute noch in Gebrauch. Die an diesen Bauwerken kontinuierlich auftretenden Schäden sowie ein möglicher Anstieg der Wellenlasten durch verstärkte Sturmhäufigkeit bedeuten, dass Küstenbauingenieure für diese gelegentlich Reparaturmaßnahmen planen oder Risikoanalysen durchführen müssen. Erhältliche Informationen über diesen Bauwerkstyp sind jedoch beschränkt, und die Interaktion von Welle und Bauwerk ist nicht vollständig bekannt. Schäden an Blockbauwerken deuten darauf hin, dass Wellendruckschläge in wassergefüllte Spalten und Fugen eindringen können und die dadurch im Inneren hervorgerufenen Sprengdrücke einzelne Blöcke seewärts aus dem Verband drücken. Verschiedene Schadensfälle an Wellenbrechern und Kaimauern illustrieren diesen Mechanismus. Modellversuche zur Fortpflanzung von Druckstößen bestätigten, dass diese Druckwellen in wasser- und luftgefüllten Spalten verursachen, wobei die Geschwindigkeit der Druckwelle eine Funktion der Spaltbreite ist. Großmaßstabsversuche und Feldmessungen haben weitere Informationen über die Eigenschaften der Druckwellen geliefert. Ein ähnlicher Schadenverursachender Mechanismus ist möglicherweise für seeseitige Schäden an Deichen verantwortlich. Eine spannungsoptische und numerische Modellierung der Spannungsverteilung im Blockverband zeigte, dass diese stark von den üblichen Annahmen abweicht, weswegen die auf einzelne Blöcke wirkenden Haltekräfte weitaus geringer sein können als angenommen. Die Auswertung der Schadensfälle und der Versuche ergab, dass zur Bewertung des Versagensrisikos eines Blockbauwerkes nicht nur die Standsicherheit, sondern auch die Integrität des Bauwerks beachtet werden sollte.

Summary

During the 19th and the early 20th Century, many coastal structures were built from blockwork, i.e. large granite or concrete blocks. A large number of these structures are still in use. The continuous damage to blockwork structures, as well as a possible increase in wave loading due to increased storm activities, mean that coastal engineers occasionally have to develop repair and maintenance strategies or conduct risk assessments. The available information about this type of structures is however limited, and the interaction between waves and structure is not fully understood. A number of observed cases of damage indicate that wave impact induced pressure pulses may propagate into water or air filled joints or cracks, generating high pressure fluctuations inside of the structure. These pressures then push individual blocks out of their position into the sea. Several cases of damage to existing breakwaters illustrate this mechanism. Model tests showed that wave impacts can generate pressure pulses which then propagate into water and air filled cracks, whereby the speed of propagation increases with increasing crack width. Large scale tests and field measurements gave additional information about the characteristics of the pressure pulses. A similar damage mechanism is thought to be responsible for damage to sea dykes. Photoelastic and numerical models of blockwork walls showed that the stress distribution inside of such a wall deviates considerably from standard assumptions. The analysis of damage events and model tests showed that not only the stability but also the integrity of the structure should be considered for the risk-assessment of blockwork structures.

Keywords

Wellendruckschlag, Blockbauwerke, Wellenlasten, Druckausbreitung
Wave impact loads, wave loading, blockwork structures, pressure propagation

Inhalt

1. Einführung	144
2. Wellendruckschläge	146
3. Bestehende Blockbauwerke	147
3.1 Bedeutung	147
3.2 Schäden und Reparaturstrategien	147
3.4 Technische Richtlinien	149
3.5 Wirtschaftliche Aspekte	150
4. Schadensverursachende Mechanismen	150
4.1 Allgemeines	150
4.2 Fortpflanzung von Wellendruckschlägen	151
4.3 Eigenschaften der Druckwelle	152
4.4 Einfluss der Geometrie	153
4.5 Versuche im großen Wellenkanal und Feldversuche	154
4.6 Numerisches Modell	155
5. Statische Analyse des Bauwerks	157
6. Diskussion	158
7. Deiche und Deckwerke	159
8. Schluss	161
9. Danksagungen	161
10. Schriftenverzeichnis	162

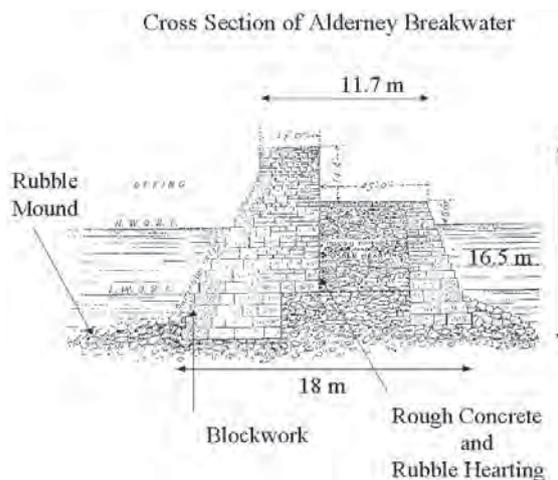
1. Einführung

Viele Küstenbauwerke des 19. und frühen 20. Jahrhunderts wurden als so genannte ‚*blockwork structures*‘ ausgeführt, also aus großen Granit- oder Betonblöcken von 2,4 bis über 5 m Länge, 0,6 bis 2,1 m Höhe und 0,9 bis 2,1 m Breite gebaut. Zwei typische Blockbauwerke, der Wellenbrecher Peterhead East (Betonblöcke $2,1 \times 2,1 \times 5,1$ m) und der Admiralty Breakwater Alderney, sind in Abb. 1 gezeigt. Andere Beispiele sind Holyhead Breakwater (Wales), die Hafentmole St. Andrews (Schottland), die Wellenbrecher Madras/Indien, Ymuiden/Niederlande usw. In diesen Wellenbrechern gibt es Spalten, Risse oder auch Fugen im Bereich des Mittelwasserspiegels, die dem direkten Angriff brechender Wellen ausgesetzt sind. Schadensfälle beginnen oft in diesem Bereich. Schäden in aus Blöcken gebauten Wellenbrechern und Schutzwänden zeigen häufig ein eigenartiges Bild, in dem einzelne Blöcke aus ihrem Verband herausgelöst und dann in die See geworfen werden. Im Englischen hat sich für diesen Mechanismus die Bezeichnung ‚*pluck and throw*‘ eingebürgert. Die Schäden werden oft auf nicht direkt von außen, sondern auf von innen wirkende Kräfte zurückgeführt: „*Wo immer Fugen oder Spalten im Fels oder in Kunstbauwerken vorhanden sind, schreitet die chemische und mechanische Erosion am schnellsten fort. Abgesehen von dem natürlichen Schwachpunkt, den solche Fugen darstellen, werden das Wasser oder die Luft, welche in den Fugen eingeschlossen sind, wenn diese von einer Welle getroffen werden, in ein sehr zerstörerisches Medium verwandelt.*“ (SHIELD, 1895).

Nachdem die ersten Blöcke aus dem Verband gelöst sind, ist es für die Wellen oft leicht, weitere Elemente zu entfernen, was schließlich zum Verlust der Integrität und zum Versagen des Bauwerks führen kann, so geschehen z.B. beim Admiralty Breakwater auf Alderney/Ka-



a. Peterhead Breakwater (Schottland)



b. Querschnitt Admiralty Breakwater auf Alderney/Kanalinseln

Abb. 1: Typische Blockbauwerke

nalinseln: „Es wurde berichtet, dass die Höhe der Wassersäule, die durch den Aufschlag der Wellen in die Luft geworfen wurde, bis zu 200 Fuß (67 m) betragen hat. Die fürchterlichen Schläge entfernten zunächst Teile des Blockwerks der Seefront, zerstörten dann das Deck und schließlich den Wellenbrecher selbst ... Die Risse im Bauwerk wurden durch die ungleichförmige Setzung des Wellenbrechers hervorgerufen. Das Eindringen von Wasser und Luft in die Risse, und die darauf folgenden Hammerschläge der Wellen führten zu ungeheuren inneren Sprengdrücken“, auf die schließlich das Versagen des Wellenbrechers zurückgeführt wurde (MINIKIN, 1950). Die Abb. 2 zeigt eine auf den Wellenbrecher Louannec/Bretagne schlagende brechende Welle; die Aufnahme gibt einen lebendigen Eindruck der Gewalt des Wellenschlages.



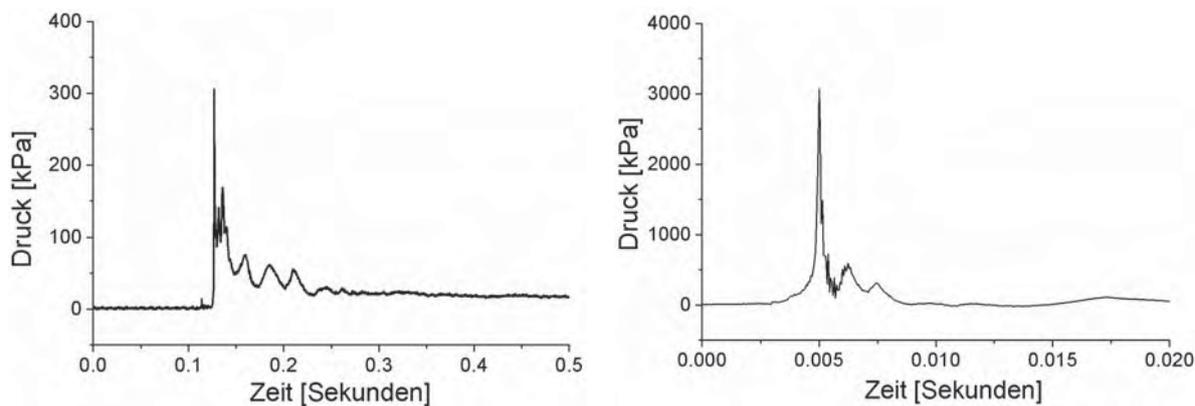
Abb. 2: Wellenbrecher Louannec/Bretagne (© VALÉRIE HACHE, mit freundl. Genehmigung)

Viele der im 19. und frühen 20. Jahrhundert gebauten Blockbauwerke werden auch heute noch genutzt, so dass die Frage nach schadensverursachenden Mechanismen und der Sicherheit der bestehenden Bauwerke gelegentlich an im Küstenbau tätige Ingenieure herangetragen wird. Nach Wissen der Autoren gibt es aber kaum veröffentlichte Informationen oder Richtlinien zu diesem Bauwerkstyp. Im Vereinigten Königreich arbeitet daher seit 1999 eine lose zusammengeschlossene Arbeitsgruppe (BloCSNet, siehe <http://www.see.ed.ac.uk/~tbruce/blockwork/>) bestehend aus Universitäten und beratenden Ingenieurbüros daran, eine Wissensbasis zum Thema Blockbauwerke zu schaffen, wobei diese Basis von der Aufnahme von Schadensbildern über die Grundlagen der Interaktion von Welle und Bauwerk bis hin zur Bauwerksanalyse und schließlich der Entwicklung von Reparaturempfehlungen reicht. Die vielfältigen Probleme bei der Bewertung von Blockbauwerken reichen dabei von den großen Unsicherheiten bei der Abschätzung der Wellendrucklasten bis hin zur Analyse der Bauwerksspannungen und der Entwicklung eines für diese Bauwerke spezifischen Versagensmechanismus. In diesem Beitrag wird der innerhalb des BloCSNet erreichte derzeitige Wissensstand zum Thema ‚Blockbauwerke‘ dargestellt.

2. Wellendruckschläge

Die durch brechende Wellen verursachten Druckschläge sind Druckstöße kurzer Dauer von hoher Intensität. Die gegenwärtig üblichen Formeln zur Berechnung der Höhe der Druckschläge (nach MINIKIN, 1950; BLACKMORE u. HEWSON, 1984) können wohl durchweg als im besten Fall unzuverlässig bezeichnet werden (MÜLLER u. WHITTAKER, 1996). Auch die in der EAK (2002) empfohlenen Verfahren liefern entweder statisch äquivalente Lasten für Caissons (TAKAHASHI, siehe EAK 2002), die wesentlich geringer als die tatsächlichen Wellendrucklasten sein können, oder sind komplex und noch mit Unsicherheiten verbunden (PROVERBS, siehe EAK 2002). Feldmessungen von Wellendruckschlägen an fast vertikalen Kaimauern im Jahr 1938 ergaben einen Maximalwert von 690 kPa bei einer Dauer von 10 ms (ROUVILLE et al., 1938), neuere Messungen aus den Jahren 1999 und 2002 einen von 396 kPa (BULLOCK et al., 1999, 2003). Ein zur Zeit laufendes gemeinsames Forschungsprogramm der Universitäten Plymouth, Bristol und Belfast befasst sich mit Großmaßstabs- und Feldmessungen von Wellendruckschlägen sowie deren Fortpflanzung in Bauwerksrissen. Dieses Forschungsvorhaben soll die für eine realistische Abschätzung der Wellendruckschläge sowie deren Auswirkungen auf Bauwerke unbedingt notwendigen Daten liefern (BULLOCK et al., 2003).

Die Abb. 3a zeigt einen 2002 gemessenen Druckschlag von 306 kPa Höhe und etwa 2,4 ms Steigzeit. Im Großmaßstabsversuch wurden im März 2003 an einem 1:4-Modell des Admiralty Breakwaters im Großen Wellenkanal (Hannover) Maximaldrücke von 3.500 kPa und einer Steigzeit von etwa 0,1 ms bei einer Wellenhöhe von 1,35 m gemessen; d.h. der Druckschlag überstieg den hydrostatischen Druck der Welle um den Faktor 260. Die Abb. 3b zeigt einen typischen Druckschlag von 3.070 kPa Höhe und einer Steigzeit von 0,75 ms. Diese sehr hohen Drücke sind allerdings stark örtlich begrenzt. Obwohl die gezeigten Schadensbeschreibungen und die Vermutungen über den möglichen Schadensmechanismus seit langem bekannt sind, gab es bis vor kurzem nur wenige Informationen zur Fortpflanzung von Druckstößen. SKLADNEV u. POPOV (1969) haben welleninduzierte Drücke auf und unterhalb von Deckwerksblöcken gemessen und festgestellt, dass, insbesondere wenn die Brecherzunge auf die Fuge zwischen zwei Blöcken schlägt fast gleichzeitig hohe Auftriebsdrücke unterhalb der Blöcke entstehen. Versuche von FÜHRBÖTER u. SPARBOOM (1988) zu



a. Druckschlag (Feldversuch),
(BULLOCK et al., 2003)

b. Druckschlag (1:4 Modell, GWK),
(BULLOCK et al., 2003)

Abb. 3: Wellendruckschlag (Feldmessung und GWK-Versuch)

diesem Problem zeigten, dass maximale Auftriebsdrücke vor dem Aufschlag der Brecherzunge auftreten; bei diesen Versuchen wurden allerdings durch Druckschläge verursachte dynamische Drücke vernachlässigt. Versuche, bei denen durch Wellendruckschlag verursachter Auftrieb an Caissons gemessen wurde, zeigten schließlich, dass Wellendruckschläge sich als Kompressionswellen in einer wassergesättigten Schüttung fortpflanzen können (KORTENHAUS et al., 1994).

3. Bestehende Blockbauwerke

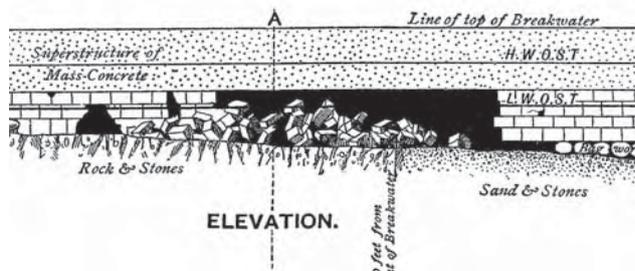
3.1 Bedeutung

Eine große Anzahl von Blockbauwerken ist heute noch in Gebrauch; diese sichern oft sehr bedeutende Häfen wie Dover oder Teesside. Die häufig wiederkehrenden Schäden an den Bauten haben zu Fragen nach der besten Reparaturstrategie sowie zur Risikoabschätzung der bestehenden Bauwerke geführt. Der letzte Punkt ist insbesondere wegen der Zunahme der Sturmhäufigkeit und -intensität im Nordatlantik von Bedeutung. Reparaturmaßnahmen sind hierbei oft kostengünstiger als Neubauten. Gleichzeitig zeigen die heute angewandten Reparaturmaßnahmen sehr unterschiedliche Erfolge bei doch recht hohen durchschnittlichen Kosten. Das zunehmende Alter der Bauwerke lässt zumindest gleichbleibende Unterhaltungskosten erwarten. Eine genauere Abklärung des schadensverursachenden Mechanismus ist daher von großer Bedeutung sowohl für das *risk-assessment* als auch für die Entwicklung einer rationalen Erhaltungsstrategie für derartige Bauwerke.

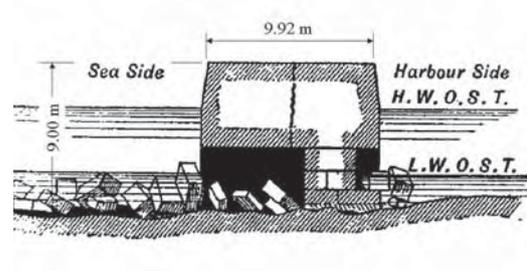
3.2 Schäden und Reparaturstrategien

Einige für Blockbauwerke typische Schadensbilder sind in den folgenden Abb. 4 bis 6 gezeigt. Der Wellenbrecher Aberdeen wurde aus etwa $3 \times 1,2 \times 1,2$ m großen Betonblöcken gebaut. Auf diesen Unterbau wurde eine 4,80 m dicke Ortbetondecke aufgesetzt. Im Mittelteil des Wellenbrechers setzte sich der Unterbau geringfügig, was zur Rissbildung führte, da der feste Betonoberbau den Baugrundbewegungen nicht folgen konnte. Die Wellen-

druckschläge gelangten durch diese Risse ins Innere des Bauwerks, wo sie Sprengdrücke verursachten und einzelne Blöcke aus dem Verband lösten. Strömungskräfte bewegten diese Blöcke dann seewärts. Interessanterweise führten die Wellendruckschläge auch dazu, dass, obwohl die Blockwerkwand nicht durchbrochen wurde, Blöcke an der Hafenseite ebenfalls aus ihrem Verband gelöst und ins Hafenbecken geworfen wurden wie in Abb. 4b gezeigt.



a. Vorderansicht des beschädigten Abschnitts



b. Querschnitt A - A

Abb. 4: Schadensbild am Breakwater Aberdeen (Schottland), 18.3.1883 (SHIELD, 1895)

Die Schäden wurden durch mit trockenem Beton gefüllte Säcke repariert; dies dauerte allerdings mehrere Monate, wobei weitere Schäden am Bauwerk durch Sturmereignisse während der Reparaturen eintraten. Der Admiralty Breakwater auf Alderney wurde mehrere Male nach Auftreten ähnlicher Schadensmechanismen durchbrochen, so zum letzten Male 1992.

Abroath West Breakwater besteht aus einem 160 m langen Wellenbrecher, der die Hafeneinfahrt und den inneren Wellenbrecher schützt. An der Leuchtturmmole treten seit mehreren Jahren sich ausweitende Schäden auf. Diese bestehen aus Rissbildung, dem Entfernen einzelner Blöcke seewärts, dem Verlust von feinem Füllmaterial und dem Eindringen von Blöcken in den Wellenbrechern an Stellen, an denen innere Hohlräume entstanden sind. Wegen des unklaren Schadensmechanismus sind die Reparaturmaßnahmen bisher nur mäßig erfolgreich. Reparaturen bestanden aus dem Einfügen von Blöcken, Verpressen von Hohlräumen, Verfugen von Rissen, Spalten und Löchern sowie dem Anbringen von Stahlbändern, um das Aufweiten der Fugen zu verhindern, siehe Abb. 5.



a. Leuchtturmmole Abroath West Breakwater



b. Nahaufnahme der Schäden und Sicherungsmaßnahmen, Mai 2003

Abb. 5: Abroath West Breakwater (Schottland)

Der Wellenbrecher Roscoff (Frankreich) zeigt heute noch Spuren von Schäden, siehe Abb. 6a. Als Schutzmaßnahme wurde hier eine Stahlbetonwand vor das Blockwerk vorbetoniert, Abb. 6b. Die Betonwand vergrößert dabei die Standsicherheit nur unbedeutend.



a. Aus dem Verband gelöste Blöcke



b. Sanierung mit Ortbetonwand

Abb. 6: Wellenbrecher Roscoff/Bretagne

Ihre eigentliche Rolle dürfte darin bestehen, eine undurchlässige Schutzwand vor das Blockwerk zu legen, um damit das Eindringen von Wellendrücken und das dadurch hervorgerufene Entfernen von Einzelblöcken zu verhindern. Eine derartige Lösung ist ebenfalls für die Sanierung der Ostkaje Helgoland vorgeschlagen worden (VIERFUSS, 2002). Die in Abb. 6 gezeigte Lösung hat allerdings den Schwachpunkt, dass die obere horizontale Fuge zwischen Betonwand und Hauptkörper der durch brechende Wellen verursachten, herunterfallenden Wassersäule ausgesetzt ist. Die beim Aufschlag dieser Wassersäule entstehenden Drücke können durchaus die Höhe von Druckschlägen erreichen, wie aufgetretene Schäden und Modellversuche zeigten (BRUCE et al., 2001). Messungen am 1:4-Modell im GWK ergaben, dass diese vertikalen Wellendruckschläge Druckhöhen von bis zu 220 kPa von 0,6 bis 20 ms Dauer verursachen können.

3.4 Technische Richtlinien

Der Verlust schon eines einzelnen Blockes verringert die Haltekraft an den unmittelbar benachbarten Blöcken, so dass der Verlust der Bauwerksintegrität eine Gefährdung des gesamten Bauwerkes zur Folge haben kann. Die Bauwerkssicherheit kann bei Blockbauwerken also nicht nur als Standsicherheit bzw. Sicherheit gegen Gleiten und Kippen aufgefasst werden, wie das bei monolithischen Bauwerken geschieht. Küstenschutzbauwerke in Blockbauweise werden – obwohl es eine große Anzahl von ihnen gibt – in der Fachliteratur nur selten behandelt (z.B. BRAY u. TATHAM, 1992; ALLSOP u. BRAY, 1994); diese geben allerdings lediglich Beschreibungen von Bauweisen, Anwendungen und Schadensfällen. Gegenwärtig gibt es nach Wissen der Autoren nur sehr allgemeine technische Regeln zum Entwurf von Blockbauwerken (EAU, 2000), die zudem empfehlen, dass in Bereichen, in denen eine Uferwand brechenden Wellen ausgesetzt ist, diese Bauart wegen der hohen Risiken bezüglich der Stabilität und der Dauerfestigkeit der Blöcke nicht verwendet werden sollte. Für die Bewertung bestehender Küstenschutzbauwerke sind diese Hinweise daher nur sehr begrenzt anwendbar. In den ‚Empfehlungen‘ wird allerdings darauf hingewiesen, dass sich, aufgrund

der niedrigen Durchlässigkeit der Blockwände, innerhalb des Bauwerks ein höherer Wasserspiegel als vor dem Bauwerk (insbesondere während des Wellentals) einstellen kann. Dieser verursacht nach außen gerichtete Druckkräfte; die Möglichkeit von nach der Seeseite hin wirkenden Kräften wird also in Betracht gezogen.

3.5 Wirtschaftliche Aspekte

Häufig werden die bei Blockbauwerken zwangsläufig entstehenden Kosten für dauernde Unterhaltungs- und Reparaturmaßnahmen als Gründe für Um- bzw. Neubau eines Wellenbrechers angeführt. Der sehr exponierte Admiralty Breakwater (Alderney/Kanalinseln) hat jährliche durchschnittliche Unterhaltungskosten von etwa 750.000 €. Der Eigentümer, die *States of Guernsey*, hatte daher im Jahr 2002 einen Um- bzw. Neubau des Wellenbrechers ausgeschrieben, um die jährlichen Kosten zu minimieren. Dies führte zu einem starken Widerstand der Bevölkerung, die dieses Bauwerk als Teil ihrer Geschichte und der Insel ansieht. Die auf die Ausschreibung erfolgten Angebote ergaben zum anderen Kosten von etwa 37 Mio. €. Abgesehen von politischen Schwierigkeiten, die jede das Erscheinungsbild des Wellenbrechers verändernde Lösung zwangsläufig nach sich gezogen hätte, stellen die Unterhaltungskosten lediglich 2 % des für eine Baumaßnahme notwendigen Kapitals dar. Am Kapitalmarkt können jedoch wahrscheinlich mehr als 5 % Verzinsung erreicht werden. Die Entscheidung der *States of Guernsey* fiel daher im Frühjahr 2003 gegen einen Umbau aus. Das Beispiel des Admiralty Breakwaters zeigt, dass der Erhalt dieser Bauwerke sowohl wegen ihrer historischen Bedeutung als auch aus wirtschaftlichen Gründen häufig einem Neubau vorzuziehen ist. Selbst relativ hoch erscheinende jährliche Unterhaltungs- und Reparaturkosten rechtfertigen einen Neubau nicht notwendigerweise (PRICE, 2003).

4. Schadensverursachende Mechanismen

4.1 Allgemeines

Die beobachteten Schäden deuten darauf hin, dass neben dem Ausspülen von Feinstmaterial insbesondere durch Wellen verursachte und im Inneren des Bauwerkes wirkende Kräfte verantwortlich sind. Für diese Drücke gibt es zwei vermutete Entstehungsmechanismen:

1. Die auf das Bauwerk kontinuierlich auflaufenden Wellen verursachen den Aufbau eines hohen Wasserspiegels im Inneren des (durchlässigen) Bauwerks. Dieser Wasserspiegel kann die Höhe des Wellenberges erreichen. Wenn das Wellental das Bauwerk erreicht, ergibt sich, da der innere Wasserspiegel wegen der Porosität des Kerns und den schmalen Fugen des Blockwerks der Wellenbewegung kaum folgt, eine maximale Höhendifferenz zwischen dem inneren und dem äußeren Wasserspiegel. Die aus dieser Höhendifferenz entstehenden Kräfte bewirken eine nach außen auf die Blöcke der Seeseite gerichtete Kraft (BEZUIJEN et al., 2002). Aus den Beispielrechnungen ergeben sich maximale Drücke von etwa 25 kPa (durch eine 5,4 m hohe Welle erzeugt). Diese sind zu gering, um einen Betonblock von etwa 440 kN Gewicht aus dem Verbund zu lösen. Der Aufbau eines über Mittelwasser gelegenen inneren Wasserspiegels wird allerdings die auswärts wirkenden Kräfte aus anderen Mechanismen verstärken. Zu erwähnen sei außerdem, dass die z.B. in BEZUIJEN et al. (2002) angegebenen Drücke für den Fall einer undurchlässigen Hafenseite

berechnet wurden; in Wirklichkeit wird jedoch die hafenseitige Wand wenigstens ebenso durchlässig sein wie die seeseitige und der entstehende hydrostatische Druck dementsprechend niedriger ausfallen.

2. Wellendruckschläge verursachen Druckwellen, die durch wasser- bzw. luftgefüllte Fugen in das Innere des Bauwerkes eindringen. Die kurze Dauer der Druckschläge bewirkt, in Verbindung mit der relativ langsamen Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Druckwellen, dass sich im Inneren hohe phasenverschobene transiente Drücke und daraus folgend starke nach außen gerichtete Kräfte bilden können. Dieser Mechanismus wurde schon lange vermutet (siehe die vorhergehenden Zitate aus SHIELD (1895)), wurde jedoch erst 1997 zum ersten Mal experimentell nachgewiesen (MÜLLER, 1997). Numerische Simulationen ergaben, dass Druckschläge von 500 kPa Höhe seewärts wirkende Drücke von 120 kPa Größe und 50–100 ms Dauer verursachen können (MÜLLER et al., 2003a).

Die relativ niedrigen Drücke aus Mechanismus (1) werden wahrscheinlich einzelne Blöcke nicht bewegen können. In dem von BEZUIJEN angeführten Beispiel des Wellenbrechers St. Andrews/Schottland reichen die aus der Wasserspiegeldifferenz entstehenden Drücke nicht aus, um die zwischen einem Betonblock und seiner Unterlage entstehenden Reibungskräfte zu überwinden.

Da die an Wellenbrechern verursachten Schäden ausschließlich nach Stürmen mit brechenden Wellen beobachtet wurden, scheint es, dass eine Kombination von Mechanismus (1) und Mechanismus (2) die wahrscheinliche Schadensursache darstellt. Die Schäden treten insbesondere dann auf, wenn z.B. durch Unterspülungen oder andere Ursachen lokale kleinere Setzungen und dadurch Risse im Blockwerk auftreten. In diese Risse können dann die durch die Wellendruckschläge verursachten Druckwellen eindringen. Da die Eigenschaften dieser Druckwellen nicht allgemein bekannt sind, sollen diese im Nachfolgenden etwas genauer beschrieben werden.

4.2 Fortpflanzung von Wellendruckschlägen

Die ersten Versuche zur Fortpflanzung von Druckschlägen in wassergefüllten Spalten wurden 1997 an der Queen's University Belfast unternommen. In einem Wellenkanal von 17,00 m Länge, 0,35 m Breite und 0,97 m Wassertiefe wurde ein künstlicher Boden eingebaut, der die Wassertiefe mit einer Steigung von 1:10 auf 0,11 m reduzierte. Im Flachwasserbereich befand sich eine vertikale Wand, in die ein aus Plexiglas gefertigtes Modell eines Spaltes eingebaut war, siehe Abb. 7. Erste Versuche wurden mit einem Spalt mit einer Öffnung von $0,5 \times 25$ mm Querschnitt, 115 mm Länge und einem Außendurchmesser von 25×55 mm durchgeführt. Dieses Modell war in die vertikale Wand eingebaut, wobei sich die Öffnung des Spaltes vollständig unter Wasser befand. Die Versuche ergaben, dass sich Druckschläge in wassergefüllten Spalten mit einer Geschwindigkeit von 50–100 m/s fortpflanzen (MÜLLER, 1997). Die Druck- Zeitverläufe zeigten ebenfalls einen Druckanstieg am Ende des Spaltes; dies und die zeitverschobene zweite Druckspitze an Positionen 1 und 2 deuten darauf hin, dass der Druckstoß reflektiert wird (Abb. 8a). Die niedrige Fortpflanzungsgeschwindigkeit, die weit unter der theoretischen Schallgeschwindigkeit von 1450 m/s in Wasser lag, wurde darauf zurückgeführt, dass das Wasser kleinste Luftblasen enthält, die das Wasser-Luftgemisch in ein Zweiphasen-Medium mit dramatisch erhöhter Kompressibilität verwandeln. 1 % Luftblasengehalt z.B. reduziert die Schallgeschwindigkeit in Wasser von 1450 auf 100 m/s (PRANDTL et al., 1984).

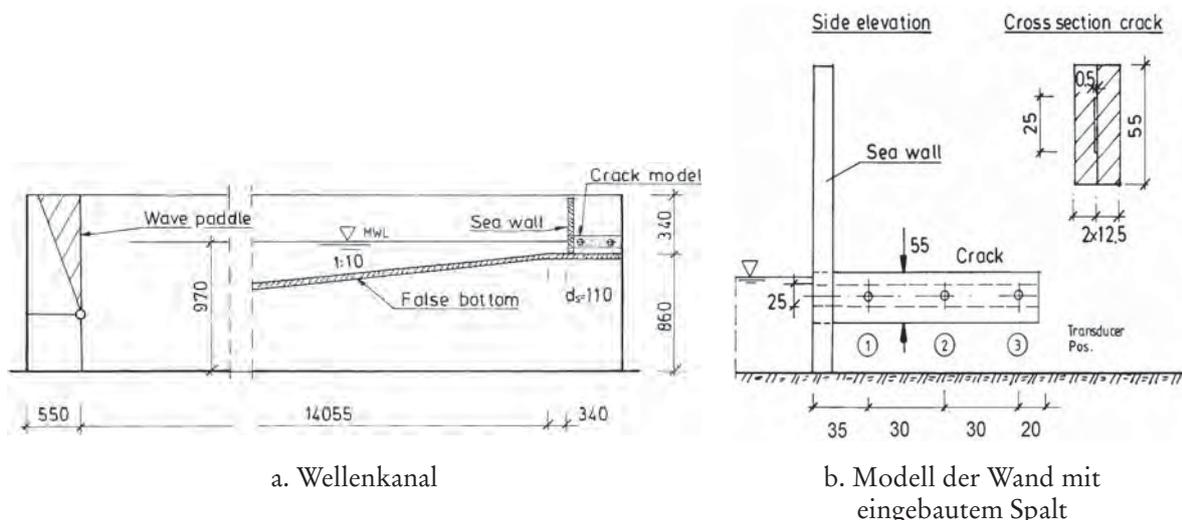


Abb. 7: Versuchsaufbau

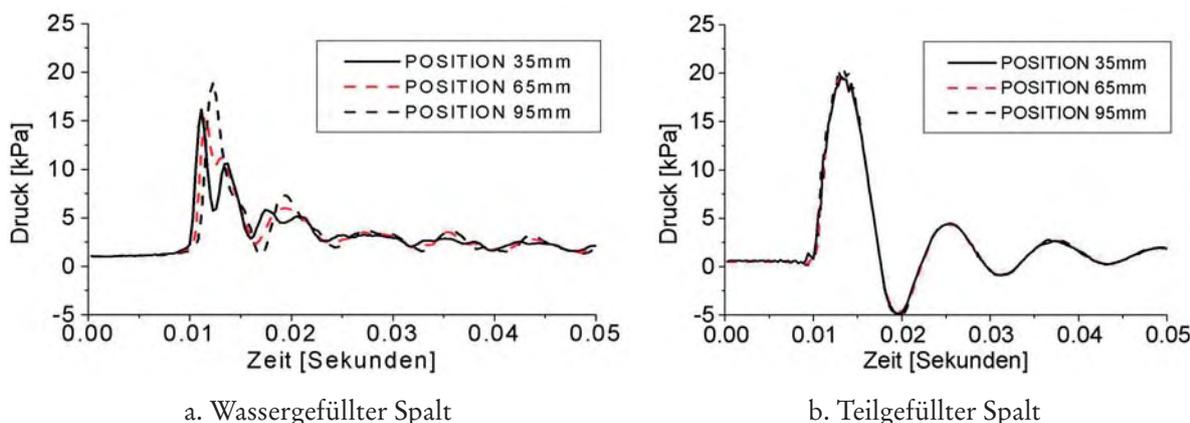


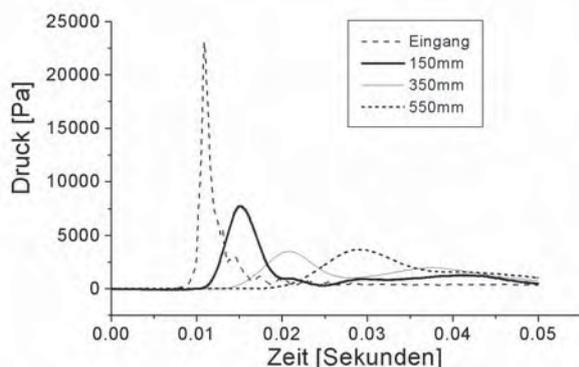
Abb. 8: Drücke an Positionen 35, 65 und 95 mm in 1,0 x 25 mm Spalt (L = 115 mm)

In Bauwerken werden jedoch insbesondere diejenigen Fugen und Risse, welche sich nahe am Ruhewasserspiegel befinden, nicht vollständig mit Wasser gefüllt sein. In einer weiteren Versuchsreihe wurde der Spalt so montiert, dass der Wasserspiegel in Spaltmitte lag, um einen teilgefüllten Spalt zu untersuchen. Abb. 8b zeigt einige Ergebnisse. Hier pflanzt sich der Druckschlag mit einer Geschwindigkeit von 300–350 m/s anscheinend durch die Luft fort. Eine Reflektion des Druckes ist nicht sichtbar (MÜLLER u. WÖLTERS, 2001).

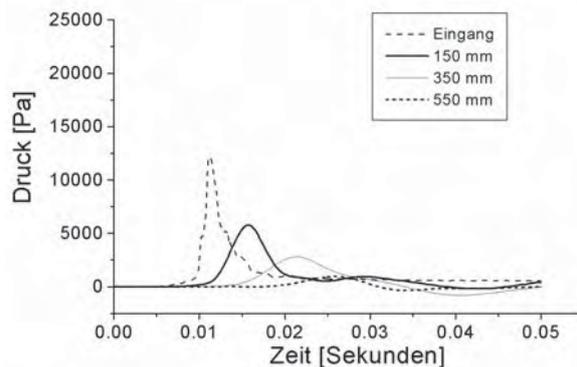
4.3 Eigenschaften der Druckwelle

Die Versuche im Wellenkanal hatten jedoch einige Nachteile, insbesondere die Tatsache, dass Wellendrucke auch scheinbar identischer Brecher stark variieren können und dass die Drücke im Spalt und an der Spaltöffnung wegen der Größe der Druckaufnehmer nicht gleichzeitig gemessen werden können. Um die Eigenschaften der Druckfortpflanzung sowie den Einfluss der Spaltgeometrie (Querschnitt und Aufsicht) unter kontrollierten Bedingungen näher zu bestimmen, wurde daher eine Versuchsreihe mit einem speziell entworfenen Versuchsstand durchgeführt (MÜLLER et al., 2003a). Abb. 9a und b zeigen Ergebnisse für

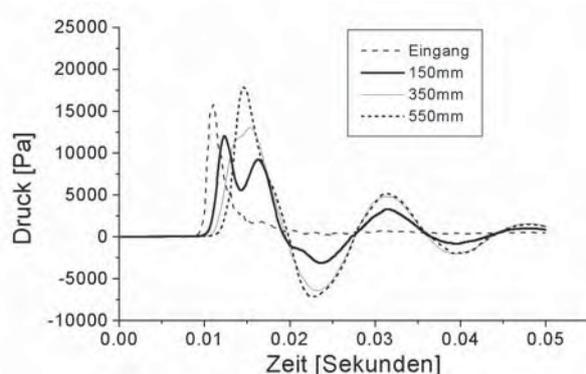
einen 600 mm langen Spalt von $0,5 \times 10$ mm Querschnitt mit geschlossenem und offenem Ende, Abb. 9c und d die für einen Spalt von $10,0 \times 10$ mm Querschnitt. Die Position ‚Eingang‘ gibt den Druck an der Öffnung des Spaltes an. Der Druck verringert sich rasch, wie Abb. 9a zeigt. In Abb. 9b erzwingt das offene Ende eine druckfreie Randbedingung; die Reflektion des negativen ‚Bildes‘ des Druckstoßes ist sichtbar. Für beide Versuche wurden Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von 50–70 m/s gemessen. Der breitere Spalt, Abb. 9c und d, zeigt eine wesentlich höhere Geschwindigkeit des Druckstoßes von bis zu 300 m/s. Eine Verringerung der Druckhöhe ist ebenfalls sichtbar; zusätzlich hierzu zeigt das Signal eine harmonische Schwingung.



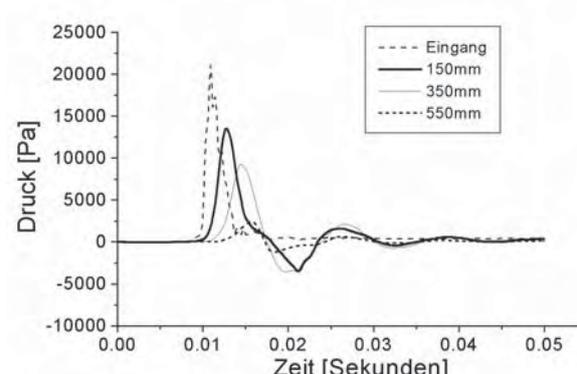
a. $0,5 \times 10$ mm, geschlossenes Ende



b. $0,5 \times 10$ mm, offenes Ende



c. $10,0 \times 10$ mm, geschlossenes Ende



d. $10,0 \times 10$ mm, offenes Ende

Abb. 9: Drücke an Positionen Spaltöffnung, 150, 350 und 550 mm für einen 600 mm Spalt mit verschiedenen Querschnitten

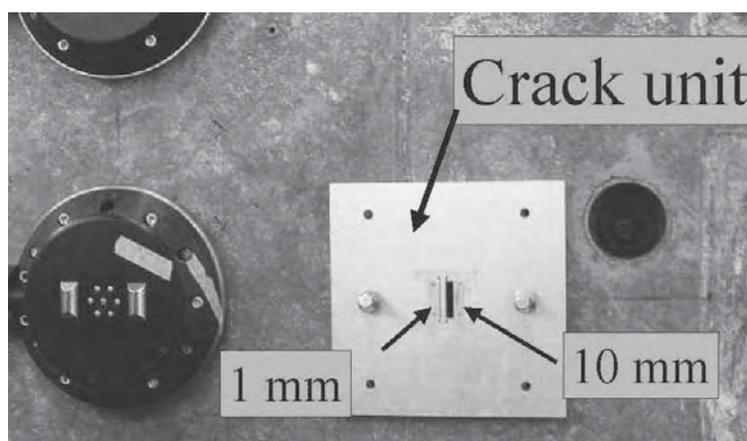
4.4 Einfluss der Geometrie

Um den Einfluss der Form des Spaltes zu untersuchen, wurden Messungen an einem Modell mit einer 90° -Ecke durchgeführt. Der Vergleich der Drücke im geraden und im abgewinkelten Spalt zeigte, dass keine teilweise oder vollständige Reflektion des Druckes an der Ecke auftritt, wie zunächst angenommen worden war. Zur Untersuchung der Auswirkung einer plötzlichen Aufweitung des Spaltes wurden Versuche mit einem Spalt mit $0,5 \times 25$ mm Querschnitt und 600 mm Länge, an dessen Ende ein zylindrischer Hohlraum von 25 mm Innendurchmesser und 50 mm Länge befestigt war, durchgeführt. Die Messungen im Spalt ohne angeschlossenen Hohlraum ergaben Drücke am geschlossenen Ende, die genauso hoch

waren wie die im Spalt mit angeschlossenem Hohlraum und im Hohlraum selbst (MÜLLER et al., 2003). Aus diesen Ergebnissen lässt sich schließen, dass Geometrieänderungen eines Spaltes, zumindest solange sie räumlich begrenzt sind, keinen Einfluss auf die Fortpflanzung des Druckstoßes haben.

4.5 Versuche im großen Wellenkanal und Feldversuche

Die kleinmaßstäblichen Versuche haben wertvolle Erkenntnisse zum Verhalten der Druckstöße in wasser- und luftgefüllten Spalten gegeben. Um die Druckfortpflanzung in Bauwerken weiter zu untersuchen, werden derzeit in Zusammenarbeit mit den Universitäten Plymouth und Bristol Feldmessungen am Admiralty Breakwater auf Alderney/Kanalinseln sowie Großmaßstabsversuche am Großen Wellenkanal (GWK) in Hannover an einem 1:4-Modell des Admiralty Breakwaters durchgeführt. Für die Großmaßstabsversuche wurde ein aus Aluminium gefertigtes Modell eines Bauwerksspaltens gebaut, das zwei 1000 mm lange und 50 mm tiefe Spalten enthält, die 1 bzw. 10 mm breit und mit jeweils vier Druckmessern in Abstand von 280 mm instrumentiert sind.



a. Vorderansicht Spaltmodell (Crack unit)



b. Brechende Welle

Abb. 10: GWK-Versuche

Die Abb. 10a zeigt eine Vorderansicht des Modells, Abb. 10b eine brechende Welle im GWK. Das kreisförmige Instrument links von dem Spaltmodell ist eine kombinierte Druck- und Luftgehaltsmesseinrichtung der Universität Plymouth. In Abb. 11a ist ein Druckschlag, der von der in Bild 11a gezeigten Messdose gemessen wurde, gezeigt. Abb. 11b und c zeigen die gleichzeitig gemessenen Drücke im 1 und 10 mm Spalt. Die Messungen zeigen, dass der Druckschlag sich in verminderter Größe, aber mit längerer Dauer, im Spalt fortpflanzt. Die an Positionen 100 mm und 380, 660 und 940 mm gemessenen Druckstöße deuten darauf hin, dass der Spalt (Eingang über Mittelwasser) nur teilweise (bis über Position 100 mm) mit Wasser gefüllt war. Der Druck pflanzt sich teilweise mit großer Geschwindigkeit (50–450 m/s) fort, wobei der Druck auf etwa 10–25 % des Druckschlages reduziert ist, die Größe des Druckes über die Spaltlänge aber nicht wesentlich abnimmt.

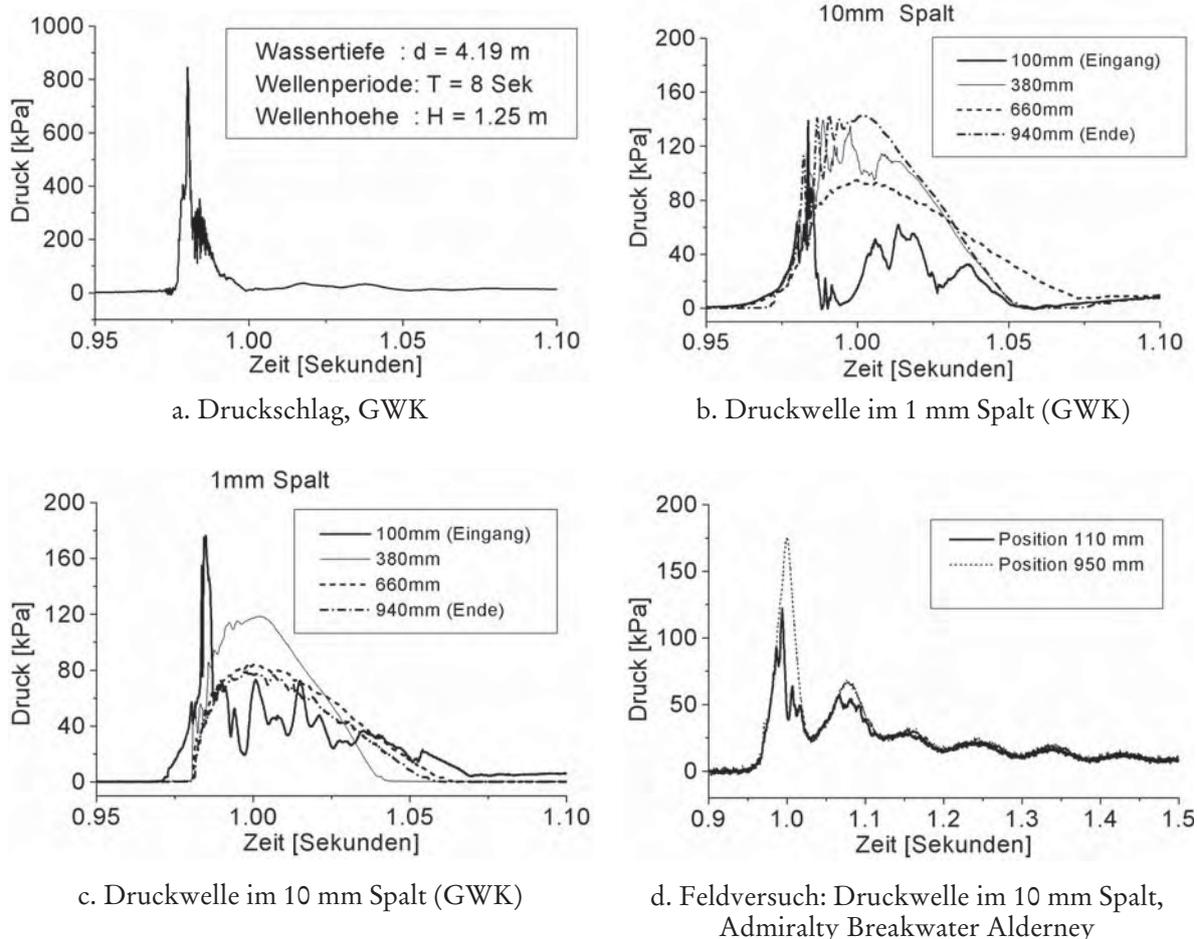


Abb. 11: Druckschlag und Druckfortpflanzung

Die Feldversuche auf Alderney werden derzeit mit einer ähnlichen Versuchsanordnung wie im GWK durchgeführt. Eine mit 2×5 Druckmessern instrumentierte ‚crack unit‘ von 1m Länge mit zwei Spalten von 1 und 10 mm Breite und 50 mm Höhe wurde in die Vorderwand, etwa in Höhe des mittleren Hochwasserspiegels, des Wellenbrechers eingebaut. Abb. 11d zeigt einen Druckschlag und die Druckwelle im 10 mm Spalt an den Positionen 110 mm sowie 950 mm entfernt von der Spaltöffnung.

Die Versuche im Großmaßstab und am Bauwerk zeigten deutlich, dass Wellendruckschläge in wasser- oder luftgefüllten Spalten und Rissen des Bauwerks Druckwellen erzeugen, die in das Bauwerk eindringen. Wegen der langsamen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten können diese Druckwellen an den seeseitigen Blöcken hohe seewärts gerichtete Kräfte erzeugen, da die Kräfte im Inneren noch wirken, während der Wellendruckschlag außen schon abgeklungen ist.

4.6 Numerisches Modell

Die gemessenen Druckstöße werden am geschlossenen Ende des Spaltes reflektiert, wobei sich die Amplitude stark erhöht; am offenen Ende wurde ein negatives Bild des Pulses reflektiert. Der reflektierte Puls überlagert sich mit dem hineinkommenden Signal, und insbesondere in den breiteren Spalten zeigen sich harmonische Schwingungen.

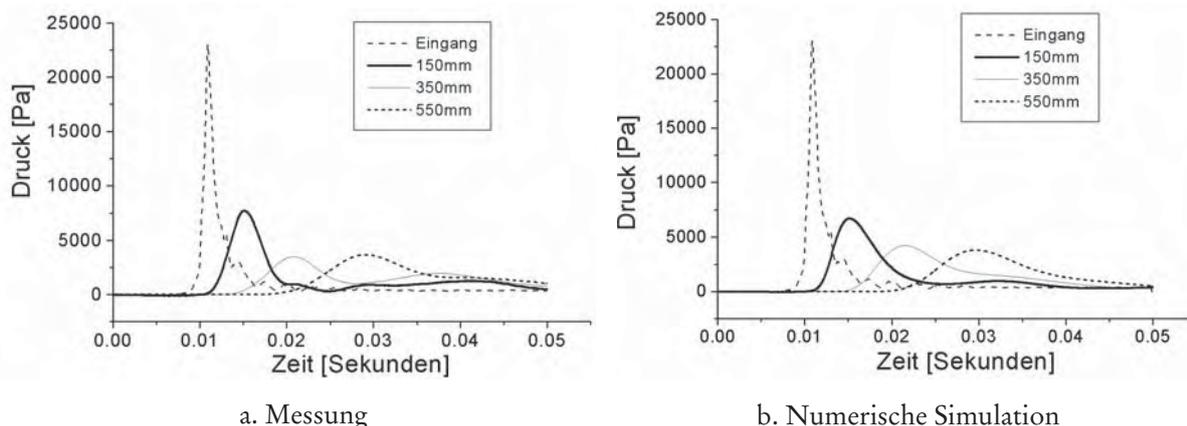


Abb. 12: Vergleich Versuch und numerisches Modell (0,5 mm Spalt, geschlossen)

Die Messungen führten daher zu der Annahme, dass sich in den hier betrachteten sehr kurzen Zeiträumen das Wasser-Luftgemisch wie ein elastischer Körper verhält. In (WYLIE u. STREETER, 1978) wurde vorgeschlagen, die Wasser-Luftgemische als Masse-Feder-Dämpferketten zu idealisieren; hierfür wurde ein numerisches Modell entwickelt. In Abb. 12 sind einige Ergebnisse des numerischen Modells für die Messung im $0,5 \times 10$ mm Spalt von 600 mm Länge gezeigt. Die Abb. 12 zeigt, dass das numerische Modell die Fortpflanzung des Druckstoßes und die Veränderung des Pulses simulieren kann. Die in Wirklichkeit auftretenden hohen Drücke erlauben keine Linearisierung des E-Moduls der Luft mehr. Daher wurde eine Version des Programmes geschrieben, in der die nichtlineare Kompressibilität der Luft (Boyle-Mariotte'sches Gesetz) berücksichtigt wird. Mit diesem Modell wurde das folgende Beispiel berechnet: Ein $1,8 \times 1,2 \times 0,6$ m großer Granitblock an der Seeseite eines Wellenbrechers wird von einem idealisierten Druckschlag von 500 kPa Spitzendruck und 10 ms Dauer getroffen. Der Druckschlag wird von einem länger andauernden hydrodynamischen Druck von 50 kPa gefolgt. Der Druckschlag hat seinen Maximalwert an einer seitlichen Spalte des Blockes und geht zum anderen Ende des Blockes auf null zurück. Es wird angenommen, dass die Fuge auf einer Seite des Blockes einen 1 cm breiten und 0,6 m hohen Spalt gebildet hat, der sich auch über die gesamte Rückseite des Blockes hinzieht und der mit Wasser gefüllt ist. Das Wasser im Spalt hat einen geschätzten Luftgehalt von 4 %. Abb. 13a zeigt

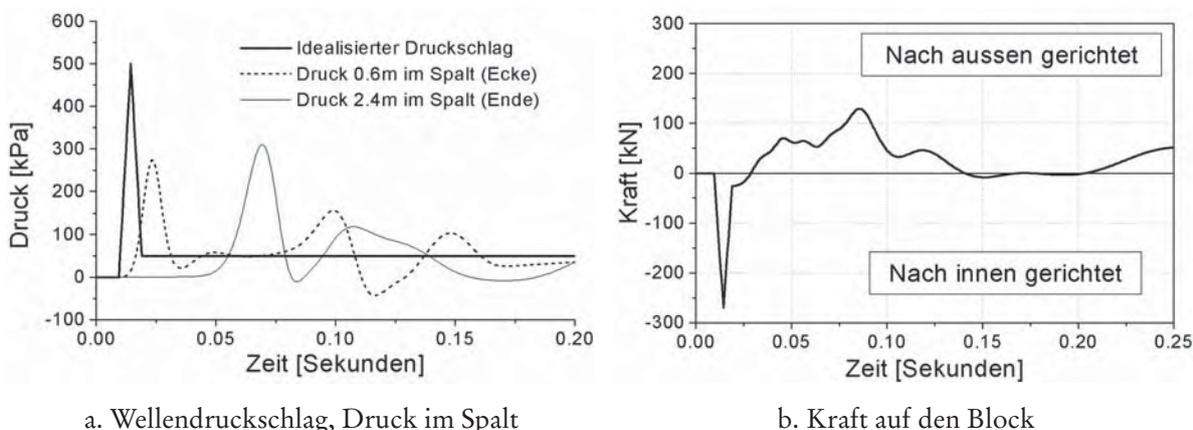


Abb. 13: Druck im Bauwerkspalt und auf einen Block $1,8 \times 1,2 \times 0,6$ m wirkende Kräfte (numerische Simulation)

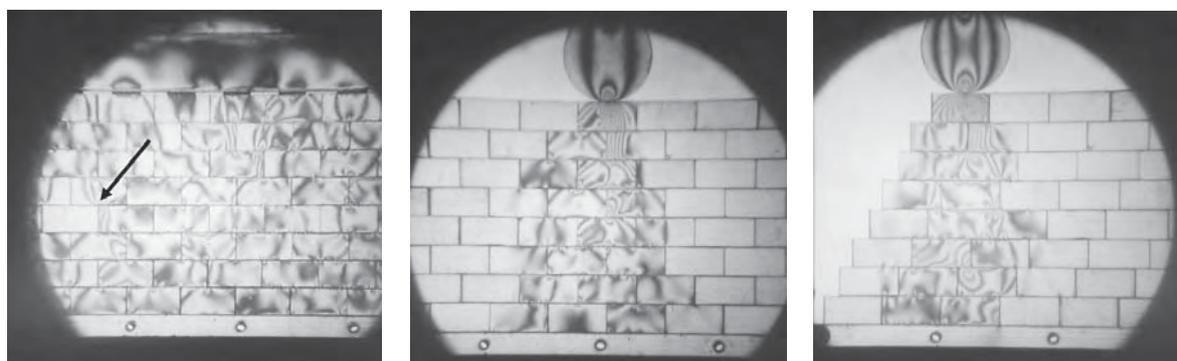
den Druckschlag und die Druckverläufe an den beiden inneren Ecken des Blockes, Abb. 13b die resultierende Kraft.

Die Abbildung illustriert, dass Wellendruckschläge trotz ihrer kurzen Dauer relativ lange dauernde und hohe seewärts wirkende Kräfte verursachen können; in diesem Fall wirken maximal 129,2 kN seewärts auf einen Block von 35–40 kN Gewicht. Es ist daher vorstellbar, dass durch eine Abfolge von Druckschlägen ein Block schrittweise aus seiner Position herausgedrückt wird.

5. Statische Analyse des Bauwerks

Für das Abschätzen der Standsicherheit eines Blockbauwerkes sind nicht nur die äußeren Lasten und die äußere Sicherheit (Kippen, Gleiten) wichtig, sondern auch die inneren Lasten und die Bauwerksintegrität. Die Bauwerke wurden früher jedoch meist nicht berechnet, sondern nach Faustregeln entworfen. Dies führte gelegentlich dazu, dass der Entwurf noch während der Bauphase geändert werden musste, so im Fall Alderney, wo die Neigung der Vorderwand die zunächst 1:1,5 betrug, im zweiten Bauabschnitt auf 1:2, im dritten schließlich auf 1:3 verringert wurde, da schon während des Baues Schäden auftraten. Außerdem wurde die seeseitige Wand des Wellenbrechers erweitert und erhöht, um die Auflast auf die äußeren Blöcke der Seeseite und damit die auf diese wirkenden Haltekräfte zu erhöhen.

Gegenwärtig gibt es keine Berechnungsmethode für Blockbauwerke. Moderne Finite-Element (FE)-Programme erlauben jedoch den Bau ‚diskreter Blöcke‘, aus welchen Modelle derartiger Bauwerke zusammengesetzt werden können. Ein derzeit laufendes Forschungsprojekt an der Queen’s University Belfast beschäftigt sich mit der Ermittlung der Spannungszustände innerhalb von Blockbauwerken. Die ersten FE-Rechnungen zeigten Ergebnisse, die einen sehr starken Zusammenhalt der Blöcke suggerierten, was den Beobachtungen an realen Bauwerken widersprach. Um ein qualitatives Bild der Spannungszustände zu erhalten, wurden daher spannungsoptische Versuche durchgeführt. Bei dieser Versuchstechnik wird ein 2D-Modell, z.B. eines typischen Querschnittes aus einem transparenten Kunststoffmaterial, nachgebaut. Unter polarisiertem Licht erscheinen die durch äußere Lasten hervorgerufenen Spannungen als Linienbild. Der große Vorteil dieser Versuchstechnik ist die Tatsache, dass das Bauwerksmodell einfach aus Blöcken aufgebaut werden kann, so dass alle nichtlinearen Rand- und Übergangsbedingungen erfüllt sind. Die Abb. 14a zeigt eine Vorderansicht einer Wand mit Gleichstreckenlast, Abb. 14b dieselbe Wand mit Punktlast und 14c schließlich einen Querschnitt durch Alderney Breakwater mit einer Punktlast an der Seeseite.



a. Wand mit Gleichstreckenlast

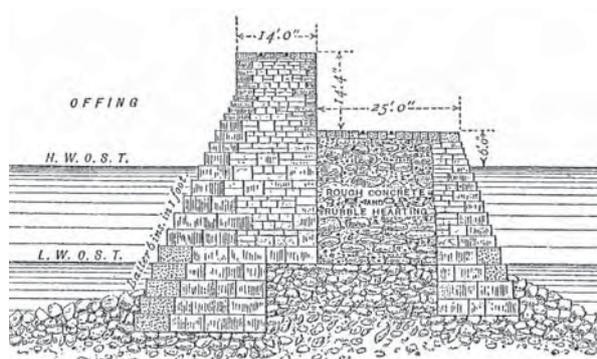
b. Wand mit Punktlast

c. Schräge Wand mit Punktlast

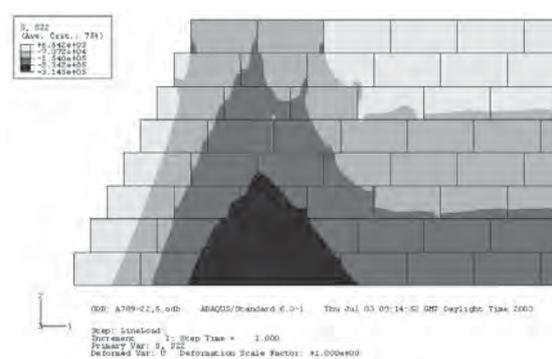
Abb. 14: Spannungsoptische Versuche mit Blockwerk-Wand (KLAVZAR, 2003)

Die Abb. 14a zeigt, dass selbst in einer regelmäßigen Wand einzelne Blöcke (Pfeil) eine stark reduzierte Auflast erfahren können; dies ist höchstwahrscheinlich durch Imperfektionen (kleine Abweichungen der Größe der Blöcke voneinander) verursacht. Die Modellblöcke waren 20×10 mm groß, die Standardabweichung der Länge und Höhe der Blöcke betrug 0,3 %. Dies verringert natürlich die Kraft, die zum Entfernen des Blockes benötigt wird. Abb. 14b zeigt das überraschende Ergebnis, dass die durch eine Punktlast erzeugten Spannungen sich nicht unter einem Winkel von etwa 60 Grad ausbreiten, wie allgemein angenommen wird, sondern, dass die Spannungen nach anfänglicher Ausbreitung eine Art ‚Stütze‘ bilden. In einer abgetreppten Wand hat dies zur Folge, dass die Auflast kaum zusätzliche Vertikalkräfte auf die seeseitigen Blöcke des Hauptkörpers des Wellenbrechers ausübt, siehe Abb. 14c. Der erwartete positive Effekt der Seewand scheint daher nur unvollkommen zu sein. Die bestehenden Imperfektionen der Blöcke (oder z.B. kleinste Baugrundbewegungen) können daher einen starken Einfluss auf das Bauwerksverhalten haben.

Mit den aus den spannungsoptischen Versuchen gewonnenen Erkenntnissen konnten das FE-Modell korrigiert und ähnliche Ergebnisse erzielt werden (Abb. 15). Die genauere Analyse der Blockbauwerke steht jedoch erst am Anfang; derzeit können weder dynamische Lasten noch die Bewegung der einzelnen Blöcke modelliert werden.



a. Querschnitt Admiralty Breakwater



b. Spannungen aus FE-Rechnung

Abb. 15: Ergebnisse der FE-Rechnung

Die Spannungsanalyse zeigte, dass die Haltekräfte, die auf einzelne Blöcke wirken, deutlich geringer sein können, als die allgemeine Annahme der gleichmäßigen Verteilung der Spannungen impliziert. Die Wahrscheinlichkeit eines Schadensfalles (Herausdrücken) ist daher nicht gleichmäßig auf alle Blöcke verteilt, sondern erreicht für einzelne Blöcke mit niedrigen Haltekräften einen Maximalwert.

6. Diskussion

Die Ergebnisse von Untersuchungen zu Wellendrücken und den dadurch verursachten Druckwellen lassen in Kombination mit den Spannungsuntersuchungen am Bauwerksmodell und den aufgezeigten Schadensbeschreibungen und Sanierungsmaßnahmen zusammen einige Schlussfolgerungen bezüglich der Sanierung von Blockbauwerken zu. Da die Schäden aller Wahrscheinlichkeit nach durch von außen verursachte, aber von innen wirkende Drücke verursacht werden, sind Behelfsmaßnahmen, wie das Verkeilen der Blöcke gegeneinander

oder das Anbringen von Stahlbändern, um das Aufweiten von Rissen zu vermeiden, nur bedingt hilfreich. Das Herstellen einer undurchlässigen Außenhaut – durch sorgfältiges Vermörteln und im Extremfall durch Vorbetonieren einer Stahlbetonwand – verringert die Gefahr des plötzlichen Innendrucks und daher der Schadensentstehung. Schadstellen haben wahrscheinlich schon vor dem Auftreten des Schadens Schwachstellen dargestellt, an denen z.B. die Außenblöcke nicht genug Auflast bekamen. Eine Reparatur durch Einfügen neuer Blöcke oder durch Ausbetonieren sollte hier also eine Verankerung der Blöcke auf Zug beinhalten.

Das Abschätzen des Versagensrisikos eines Blockbauwerks stellt auch heute eine Herausforderung dar; gleichzeitig wird ein ‚*risk-assessment*‘ aber häufig aus Gründen der Überflutungssicherheit (bei Kaimauern) oder aus versicherungstechnischen Gründen notwendig. Dies kann gerade heute auch bei gegenwärtig standsicheren Bauwerken erforderlich sein, da die Sturmhäufigkeit und -intensität und damit die Belastung der Küstenbauwerke ansteigt. In einigen Fällen hat sich auch, z.B. durch eine von Schnellfähren verursachte Verformung des geschütteten Unterbaues, die Wellenbelastung stark erhöht (Breakwater Holyhead). Zu den Gründen für die Schwierigkeiten bei der Risikoabschätzung ist anzumerken: Die Größe, Dauer und Auftretenswahrscheinlichkeit der Wellendruckschläge sind weitgehend unbekannt, ebenso wie die Eigenschaften des Wasser-Luftgemisches im Bauwerk selbst. Die Antwort des Bauwerks auf die dynamischen Lasten ist noch unklar. Die im Rahmen des BloCSNet-Netzwerkes bisher geleistete Arbeit hat jedoch mit der Identifizierung der wahrscheinlichen schadensverursachenden Mechanismen, des statischen Verhaltens und der Analyse von Blockbauwerken sowie der Bauwerksanforderungen (Standicherheit und Bauwerksintegrität) schon einige Fortschritte gebracht.

7. Deiche und Deckwerke

Der im Vorigen beschriebene schadensverursachende Mechanismus, bei dem Druckwellen durch wassergefüllte Risse und Spalten ins Innere eines Bauwerks vordringen, tritt vermutlich auch bei Deichen mit undurchlässiger Deckschicht (Klei oder Bitumen) oder Deckwerken auf. Hier wird angenommen, dass Fugen oder z.B. im Sommer entstandene Trockenrisse oder durch von Nagetieren gegrabene Löcher sich während eines Sturmereignisses mit Wasser füllen. Eine auf die Fugen- oder Rissöffnung schlagende Brecherzunge verursacht dann hohe Drücke an der Außenseite und Spalt- bzw. Auftriebskräfte im Inneren des Deiches. Abb. 16 zeigt einige Schadensfälle, wobei die kraterähnlichen Schäden in Abb. 16a sowie die nach oben gehobenen Deckwerksblöcke in Abb. 16b eine von innen heraus wirkende Kraft vermuten lassen.

Aufgrund der beobachteten Schäden hatten FÜHRBÖTER et al. (1976) vermutet, dass gleichzeitig mit dem Auftreten des Druckschlages gleichhohe ‚hydrostatische‘ Drücke innerhalb von Fugen bzw. Trockenrissen und unterhalb von Deckwerksblöcken entstehen. Diese Drücke würden dann zu Spalt- (Trockenriss) bzw. abhebenden Kräften (Deckwerke) führen (FÜHRBÖTER et al., 1976).

Die im Zusammenhang mit Blockbauwerken durchgeführten Versuche führen hingegen zu der Annahme, dass die Druckschläge auf Deiche ebenfalls Kompressionswellen verursachen, die durch Risse oder Fugen ins Innere der Deiche eindringen und dort zeitverschobene und wesentlich kleinere Drücke erzeugen. Hierbei sollte bemerkt werden, dass die Fugenöffnungen für die Kompressionswellen nach Verschwinden des Druckschlages atmosphärischen Druck erzwingen.



a. Kraterförmige Schäden an einem Deich



b. Schäden an einem Deckwerk

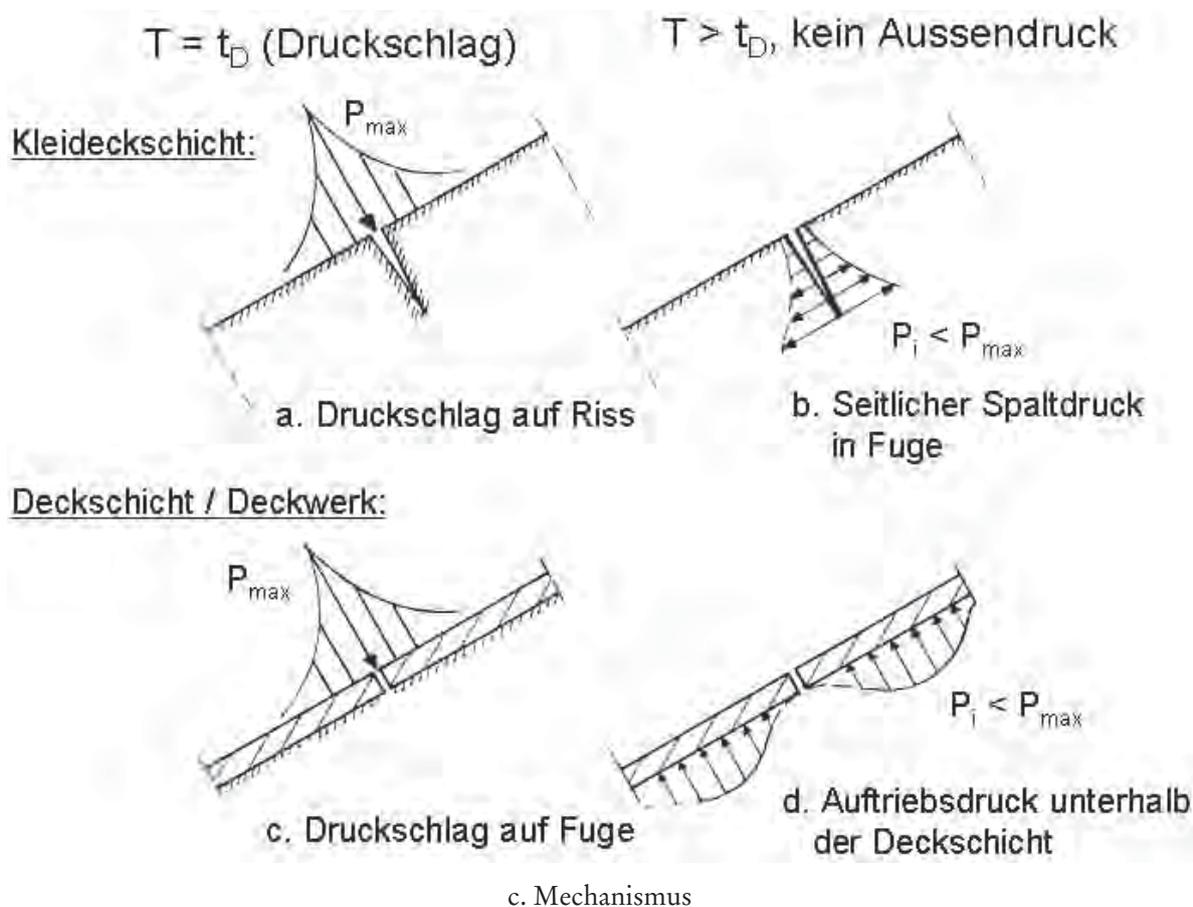


Abb. 16: Schäden und schadensverursachender Mechanismus an Deichen

Die Abb. 16c zeigt den vermuteten Mechanismus. Gegenwärtig ist noch wenig über die eigentlichen Ursachen der in Abb. 16 gezeigten Schäden oder über die Eigenschaften der Kompressionswelle im wassergesättigten Material bekannt, obwohl ein genaueres Wissen um den Mechanismus natürlich auch für eine Abschätzung der Versagenswahrscheinlichkeit derartiger Bauwerke von großer Wichtigkeit ist. Geotechnische Betrachtungen zur Stabilität von Deckschichten unter Sprengwirkung wurden von RICHWIEN (2002) durchgeführt.

8. Schluss

Viele Küstenschutzbauwerke aus dem 19. und frühen 20. Jahrhundert wurden als so genannte *blockwork structures* ausgeführt, also als Bauwerke, die aus großen Fels- oder Betonblöcken aufgebaut sind. Eine große Anzahl dieser Bauwerke wird auch heute noch genutzt. Schäden an Blockbauwerken gaben Anlass zu der Vermutung, dass welleninduzierte Sprengdrücke sich durch wasser- und luftgefüllte Spalten ins Innere des Bauwerks fortpflanzen können. Modellversuche bestätigten diese Annahme. Innerhalb eines derzeit noch laufenden Forschungsprogrammes werden Feldmessungen und Modellversuche im Großmaßstab durchgeführt. Hierbei wurden Wellendruckschläge sowie die durch diese hervorgerufenen Druckwellen in (künstlichen) Rissen am Admiralty Breakwater auf Alderney/Channel Islands sowie im Großen Wellenkanal (Hannover) gemessen. Da das statische Verhalten von Blockbauwerken weitestgehend unbekannt ist und keine Berechnungsverfahren für diese existieren, wurden spannungsoptische Modellversuche und FE-Berechnungen durchgeführt. Aus den verschiedenen Forschungsaktivitäten können die folgenden Schlüsse gezogen werden:

1. Wellendruckschläge können durch wasser- oder luftgefüllte Risse und Spalten ins Innere eines Bauwerks dringen und dort zeitlich verschobene, nach außen wirkende Sprengdrücke verursachen.
2. Die Besonderheiten der Spannungsverteilung in Blockbauwerken kann bewirken, dass einzelne Blöcke kaum Auflast bekommen, so dass die an diesen wirkende Haltekraft gering und die Gefahr eines Entfernens durch Sprengdrücke hoch ist.
3. Aufbauend auf den Erkenntnissen aus diesem Forschungsprogramm zum Thema Blockbauwerke wurde ein Zusammenwirken der Wellendruckschläge und von besonderen Eigenschaften der Blockbauwerke als wahrscheinlich schadensverursachende Ursache identifiziert.
4. Die Versagenssicherheit von Blockbauwerken gegen den Angriff brechender Wellen besteht nicht nur aus der Standsicherheit (Kippen, Gleiten), sondern auch aus der Sicherung der Bauwerksintegrität.

Die in diesem Projekt gewählte Herangehensweise als eine Kombination aus Bestands- und Schadensaufnahme, klein- und großmaßstäblicher hydraulischer Modellversuche, Feldmessungen und der physikalischen und numerischen Modellierung der Spannungszustände im Bauwerk hat wesentlich zum Verständnis der Interaktion von Wellenlast und Bauwerk beigetragen. Obwohl einige Fortschritte erzielt wurden, besteht bei der Analyse der Interaktion brechender Wellen mit nicht-monolithischen Küstenbauwerken (Blockbauwerke, Deiche) immer noch erheblicher Forschungsbedarf, um realistische Versagenswahrscheinlichkeiten ermitteln zu können.

9. Danksagungen

Die Autoren möchten sich bei William Allsop (Hydraulic Research Wallingford), Adam Bezujin (GeoDelft), Tom Bruce (University of Edinburgh), Prof. Geoff Bullock (University of Plymouth), Joachim Grüne (Forschungszentrum Küste), Andreas Klavzar (Universität Karlsruhe), Andreas Kortenhaus (TU Braunschweig), Charlotte Obhrai (University of Plymouth), Prof. Hocine Oumeraci (TU Braunschweig) und Steven Price (States of Alderney) für die für dieses Projekt geleistete Unterstützung bedanken.

Die hier beschriebenen Forschungsarbeiten wurden durch die Unterstützung des

Engineering and Physical Sciences Research Council (EPSRC) unter Grant No. GR/R30600 ermöglicht, die Versuche im Großen Wellenkanal durch das EU-Programm „Access to Research Infrastructure Action of the Human Potential Programme (contract HPRI-CT-1999-00101)“.

10. Schriftenverzeichnis

- ALLSOP, N. W. H. u. BRAY, R. N.: Vertical Breakwaters in the United Kingdom: Historical and Recent Experience, Proc. Int. Works. Wave Barriers in Deepwaters, Port & Harbour Research Institute, Yokosuka (Japan), 76–100, 1994.
- BEZUIJEN, A.; ALLSOP, N. W. H. u. BRUCE, T.: Stability of Blockwork Breakwaters and Seawalls, Proc. 28th Int. Conf. Coastal Eng., Cardiff/UK, 1317–1327, 2002.
- BLACKMORE, P. A. u. HEWSON, P.: Experiments on Full-Scale Wave Impact Pressures, Coastal Engineering, Vol. 8, pp. 331–346, Elsevier, Amsterdam, 1984.
- BRAY, R. N. u. TATHAM, P. F. B.: Old Waterfront Walls – Management, Maintenance and Rehabilitation, E & FN Spon, 1992.
- BRUCE, T.; FRANCO, L.; ALBERTI, P.; PEARSON, J. u. ALLSOP, N. W. H.: Violent Wave Overtopping: Discharge Velocities, Trajectories and Resulting Crown Deck Loading, Proc. 4th Int. Symposium Waves 2001, Am. Soc. Civ. Eng., 1783–1796, 2001.
- BULLOCK, G. N.; HEWSON, P.; CRAWFORD, A. R. u. BIRD, P. A. D.: Field and Laboratory Measurements of Wave Loads on Vertical Breakwaters, Proceedings Coastal Structures 99, Santander/Spain, 613–622, 1999.
- BULLOCK, G.; OBHRAHI, C.; MÜLLER, G.; WOLTERS, G.; PEREGRINE, H. u. BREDMOSE, H.: Field and Laboratory Measurement of Wave Impacts, Proc. Coastal Structures 2003, Portland/Oregon, 2003.
- EAK: Empfehlungen für Küstenschutzwerke, Die Küste, Heft 65, 2002.
- EAU: Recommendations of The Committee for Waterfront Structures, Harbors and Waterways, 7th Ed., Ernst & Sohn, Berlin, 2000.
- FÜHRBÖTER A., DETTE H. H. u. GRÜNE J.: Response of Seadykes Due to Wave Impacts, Proc. 15th Int. Conf. Coast. Eng., 2605–2620, 1976.
- FÜHRBÖTER, A. u. SPARBOOM, U.: Full Scale Investigations on the Stability of Concrete Block Slope Revetments, in: Modelling Soil-Water-Structure Interactions, Balkema, Rotterdam, 209–217, 1988.
- KLAUZAR, A.: The Structural Analysis of Blockwork Coastal Structures, Diplomarbeit, Queen's University Belfast, Civil Engineering Department & Universität Karlsruhe, Fakultät für Bauingenieurwesen, Institut für Baustatik, 2003.
- KORTENHAUS, A.; OUMERACI, H.; KOHLHASE, S. u. KLAMMER, P.: Wave Induced Uplift Loading of Caisson Breakwater, Proc. 24th Int. Conf. Coast. Eng., 1298–1311, 1994.
- MINIKIN, R. R.: Winds, Waves and Maritime Structures, Griffin & Co. Ltd, London, 1950.
- MÜLLER, G. u. WHITTAKER T. J. T.: An Evaluation of Design Wave Impact Pressures, ASCE Journal of Waterw. Port, Coastal and Ocean Engng., Vol. 122, No 1, 55–58, 1996.
- MÜLLER, G.: Propagation of Wave Impact Pressures into Water Filled Cracks, Proc. Inst. Civ. Engineers, Water and Maritime, Vol. 124, Issue 2, 79–85, 1997.
- MÜLLER, G. u. WOLTERS, G.: The Effect of Wave Action on Structures With Large Cracks, Proc. 4th Int. Symp. on Ocean Wave Measurement and Analysis, Vol. 2, San Francisco, 1773–1782, 2001.
- MÜLLER, G.; WOLTERS, G.; BULLOCK, G. u. OBHRAI, C.: Druckschlagfortpflanzung in Rissen von Bauwerken, Tagungsband 4. Fzk-Kolloquium, Forschungszentrum Küste, Hannover, 119–131, 2003.
- MÜLLER, G.; WOLTERS, G. u. COOKER, M.: Characteristics of Pressure Pulses Propagating Through Water Filled Cracks, Coastal Engineering, Vol. 49, No. 1–2, 83–98, 2003a.
- PRANDTL, L.; OSTWATITSCH, K. u. WIEGHARDT K.: Führer durch die Strömungslehre, 8. Aufl., F. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 1984.
- PRICE, S.: Pers. Kommunikation, States of Alderney, 2003.

- RICHWIEN, W.: Ansatz zur Bemessung von Außenböschungen von Seedeichen, BAW-Kolloquium: Der Einfluss von Lufteinschlüssen auf die Strömungs- und Druckdynamik in Erdbauwerken, Karlsruhe, 2002.
- ROUVILLE, M. A.; BESSON, M. M. P. u. PETRY P.: Etudes Internationales sur les effort dus aux lames, Ann. Ponts Et Chaussées, No. VII, Vol. 108, 5–113, 1938.
- SHIELD, W.: Principles and Practice of Harbour Construction, Longmans, London, 1895.
- SKLADNEV, M. F. u. POPOV, I. Y.: Studies of Wave Loads on Concrete Slope Protections of Earth Dams, Proc. Symp. Research on Wave Action, Vol. 2, Delft Hydraulics, Delft, 1969.
- VIERFUSS, U.: Ermittlung der Seegangsbelastung für Helgoländer Molenbauwerke, HANSA 139, Heft 1, S. 68–73, Januar 2002.
- WYLIE, B. u. STREETER, V. L.: Fluid Transients, McGraw Hill Inc., New York, 1978.

A method to correlate granulometrical sediment parameters and hydrographical data

Von BJÖRN HEISE, BERND BOBERTZ u. JAN HARFF

Abstract

This article presents a method for the semi-quantitative investigation of the impact of near bottom currents on the sediments at the sea floor. The critical shear stress velocities of the surface layer sediments, characterised by grain size parameters “median” and “sorting” and the free flow velocities next to the sea bottom are combined in one diagram (“Erosion-Rose”). Currents capable of transporting sediment (“events”) were detected by quantitative methods presented in this paper and form the base of this study. The method is applied using data obtained by a 3D numerical circulation model and grain size data from bottom sediments. The simulation covers the period from October 1996 to September 1997.

Keywords

Erosionsrose, Sedimenttransport, Strömungsereignis, Korngrößenverteilung, hydrodynamische Situation, Hauptkomponentenanalyse, Schubspannungsgeschwindigkeit, Strömungsbeständigkeit, Tangentenwinkel, Varianzellipse

Erosion-Rose, sediment transport, current event, grain size distribution, hydrographical situation, principal component analysis, shear stress, velocity, current constancy, tangent angle, variance ellipse

Contents

1. Introduction	165
2. Data	166
2.1 Definition for sediment properties	166
2.2 Definition for currents	168
3. Method	171
3.1 General scheme	171
3.2 Definition of a current event	171
3.3 Scheme to distinguish a current event (CE)	172
4. Applications	176
5. Summary	185
6. References	186

1. Introduction

The influence of near bottom currents on sediments at the sea floor is an intensively studied field of science (e.g. MILLER et al., 1997; NIELSEN, 1992; SOULSBY u. WHITEHOUSE, 1997; SOULSBY, 1997b; ZANKE, 1982 u. 2002). Sedimentologists, biologists and oceanographers as well as engineers are interested in the change of the sea floor sediment properties due to the hydrodynamic conditions, the drift of dumped sediment material from excavation and dredging or possible transport of contaminated matter escaped as a consequence of ship acci-

dents such as the “Baltic Carrier Accident” in 2001. Especially the western Baltic Sea with its narrow Kadet Channel is a highly frequented traffic area. In view of these facts, an interdisciplinary project DYNAS (“Dynamics of Natural and Anthropogenic Sedimentation”, <http://www.io-warnemuende.de/projects/dynas>), funded by the Federal Ministry of Education and Research of Germany, was started in 2001. Here, scientists of different disciplines (sedimentology, oceanography, macrozoobenthos and microbiology, geostatistics, numerical modelling) from the Baltic Sea Research Institute Warnemünde (Germany) and the University of Rostock (Germany) work closely together with national state agencies and federal government authorities.

The task of this study was to create a tool for the correlation of the surface sediment’s properties with the near bottom currents. The quality and quantity of the influence of the current on the surface sediment were to be defined and displayed in a graph. The method presented in this paper can be applied as a supporting tool for the decision where and when to dump dredged material.

2. Data

The primary data needed for this study are the current directions and current velocities next to the sea bottom and grain size parameters describing the mean grain size and the “sorting” (approximation of the standard deviation of the grain size distribution).

Generally, there is no way to measure the **hydrographical situation** all over the area of survey and period of investigation. For this reason, results from a numerical model were taken instead. The results originate from the oceanographic Baltic Sea model which is run by the Section of Physical Oceanography and Measuring Technique of the Baltic Sea Research Institute Warnemünde (IOW - Germany). During the application, this hydrographical 3D numerical model was based on MOM-2 (PACANOWSKI, 1996). Today MOM-3 is used (KUHRTS et al., 2002). The modelled data were taken from the period 1996-10-01 – 1997-09-30. The horizontal model resolution was 1 nm (nautical mile) in the area of investigation. Every 6th hour the current vectors in the model box closest to the sea floor were stored for further processing (RIETZ et al. 2000). Waves were not taken into account because they have no capability for directed transport. Anyway, they lower the threshold for mobilisation of clastic material. Further methodological developments will include this fact.

The **sediment data** were taken from HARFF et al. (1997). They contain sieve analyses as well as settling analyses obtained when applying different measurement standards.

HYPOTHESIS

The assumption is that the surface sediment is primarily mobilised and/or transported for the period of **Current Events** (*CE*, see definitions for currents). The *CE* are defined by their capability to mobilise and/or transport surface sediments. Therefore, conditions have to be defined where currents near the sea floor are influencing the sediment qualitatively.

2.1 Definitions for sediment properties

Grain Size Distribution

The cumulative frequency distribution of the sediments at the sea floor is approximated applying a method after TAUBER (1995). The function proposed approaches the Gaussian

normal distribution. The values of parameters “median” and “sorting” are adjusted to the given grain size data of a sample using a least sum of squares algorithm. The parameters are roughly comparable with the grain size parameters proposed by FOLK and WARD (1957).

$$f(x) = \frac{1}{1 + e^{-1.7 \frac{x - \text{median}}{\text{sorting}}}}; \text{“sorting”} > 0 \quad (1)$$

x particle size (phi-scale)
 “median” “median” of the grain size distribution
 “sorting” “sorting” resp. standard deviation of the grain size distribution
 -1.7 parameter of adjustment to approach the Gaussian normal distribution.

The function values range between 0 and 1.

Critical Shear Stress Velocities

The critical shear stress velocities were derived using the mean grain diameter of the surface sediments.

The equation from ZANKE (1982) reads:

$$u_* = \sqrt{c_1(\rho'gd)} \quad (2)$$

u_* critical shear stress
 c_1 = 0.04
 g = 981-cm/s² (gravitation constant)
 d = mean of the particle size distribution in cm
 ρ' = $(\rho_s - \rho_f) / \rho_f$ (relative density of sediment particles in relation to the density of a fluid)
 ρ_s = 2.65-g/cm³ (density of sediment particles)
 ρ_f = 1-g/cm³ (density of water)

The relation between critical shear stress velocities and free flow velocities expressed after SOULSBY-(1983,-1997a):

“quadratic friction law”:

$$\tau = pC_D u^2 \quad (3)$$

“friction (or shear) velocity”:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{p}} \quad (4)$$

equations 3 and 4 added:

$$u_* = \sqrt{C_D u} \quad (5)$$

After SOULSBY-(1997a) it is possible to use for C_D (“drag coefficient”) an averaged value of 0,0025.

$$u_* = \sqrt{0,0025u} \quad (6)$$

$$u_* = \frac{1}{20} u \quad (7)$$

- τ = critical shear stress (N/m²)
 u_* = critical shear stress velocity
 u = free flow velocity
 ρ = density of water (1027 kg/m³ after SOULSBY [1997a])
 C_D = drag coefficient

To calculate the critical free flow velocities (u) for selected grain sizes the value for u_* from equation 2 was inserted in equation 7.

In order to calculate critical shear stress velocities and free flow velocities in this work, the way presented above is sufficient. If there are further considerations e.g. of shielding or bed armouring it is necessary to change the equations 2 to 7 to make it suitable for such current task. However, these changes will not have any influence on the applicability of the method presented here.

2.2 Definitions for currents

In general, a **Current Event (CE)** is characterised by a low to relatively constant current direction within a specific time frame. The current velocity is not considered for the definition of a *CE* because a current with a specific velocity may have different effects on the sediment depending on its grain size. In order to assure a verifiable sediment transport and particle movement distance a time frame of 72 hours was chosen based on the investigation of the temporal autocorrelation of the dataset used.

Basic mathematical principles to define Current Events (CE)

In order to define a CE the *current constancy* and the *angle between the tangents at the variance ellipse and the origin of the coordinate system (TA)* are used.

Current constancy

The **current constancy** characterises the positions of the vector endpoints in reference to the origin of a coordinate system (Fig. 1).

$$\text{current constancy} = \frac{\text{norm of the average vectors}}{\text{mean of the norms of the single vectors}} \quad (8)$$

$$\text{norm of the average vectors} = \left| \sum_{i=1}^n \vec{x}_i \right|$$

$$\text{mean of the norms of the single vectors} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \vec{x}_i \right|$$

- \vec{x}_i = current vectors (v_i, u_i)
 u_i and v_i = u- and v- component of the current vector
 n = number of values

The current constancy has high values when the cloud of vector endpoints is distributed over one or two adjacent quadrants of the coordinate system (see Fig. 1, clouds number 3, 4, and 5). It is low when the cloud of vector endpoints scatters over three or four quadrants

or within opposite quadrants (see Fig. 1, cloud numbers 1 and 2). The values of the current constancy range from 0 till 1.

Through the calculation of the current constancy a first classification of the contemplated period can be made (e.g. Fig. 1 cloud 3 = high current constancy and low variation of current directions is postulated in the definition of a *CE*). The test of the current constancy assures that the centre of the coordinate system does not fall into the current variance ellipse. This is important for further calculations.

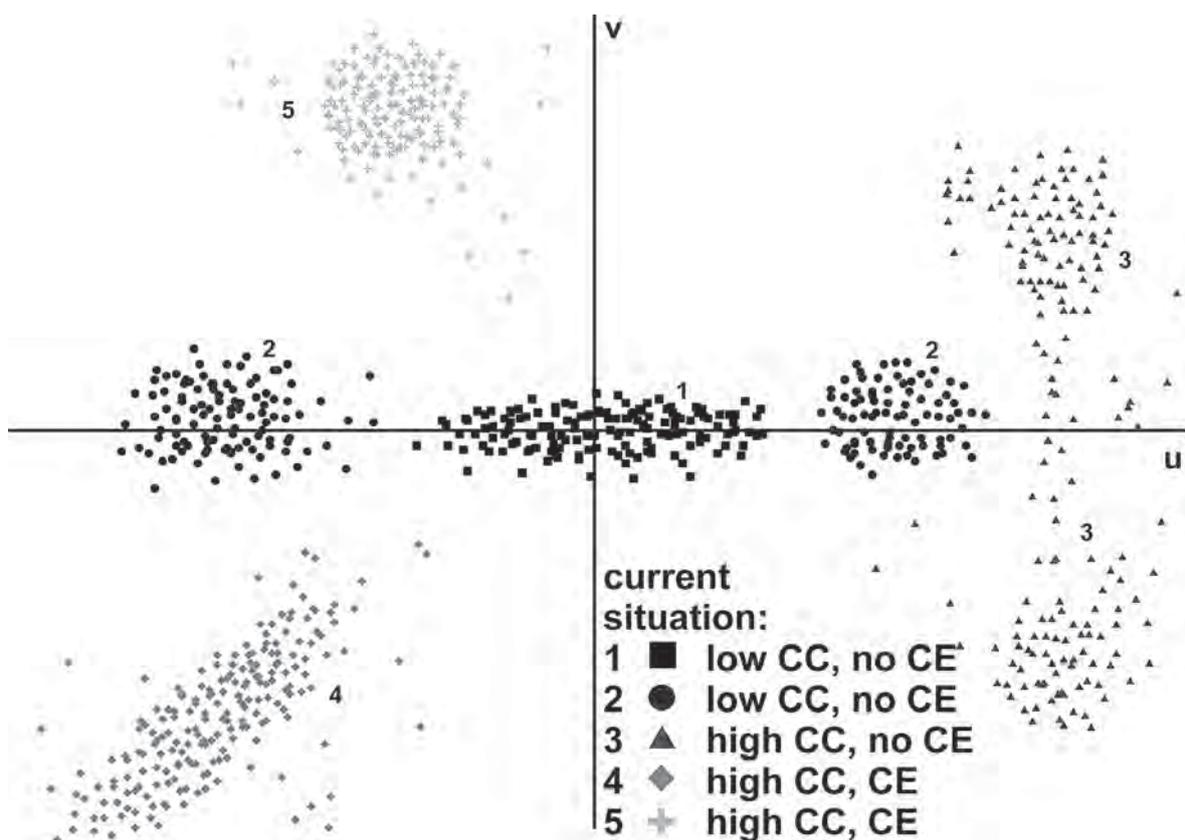


Fig.1: Examples for clouds (one cloud = one time frame with all included modelled values) of current vector endpoints displayed through the vector components u_i and v_i over a defined period. All current situations with low current constancy (CC) are not Current Events (CE) in the sense of this study

Tangent Angles (TA)

The angle between the tangents of the variance ellipse and the origin of the Coordinate System (*TA*) is used to characterise the average variation of the flow direction of a current event. A relative proportion of the vector endpoints of $(e-1)/e \approx 0.63$ ($e = \text{Euler's Number}$) falls inside the variance ellipse characterising the majority of the data sets.

The calculation of the variance ellipses is based on the Principal Component Analysis (e.g. EMERY and THOMSON, 1998). The variances and covariances are measures of the variability of the 2D vector components (u and v). Through these parameters, the major axis and minor axis of a variance ellipse can be derived.

Calculation of the major axis (a) and minor axis (b) of the two principal variances after EMERY and THOMSON (1998):

$$a = \sqrt{\frac{S_{uu} + S_{vv} + \sqrt{(S_{uu} - S_{vv})^2 + 4S_{uv}^2}}{2}} \quad (9)$$

$$b = \sqrt{\frac{S_{uu} + S_{vv} - \sqrt{(S_{uu} - S_{vv})^2 + 4S_{uv}^2}}{2}} \quad (10)$$

Calculation of the eigenvalue of the principal components:

$$S_{uv} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n u_i v_i \quad (11)$$

$$S_{uu} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n u_i^2 \quad (12)$$

$$S_{vv} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n v_i^2 \quad (13)$$

- S_{uv} = empirical covariance between the vector components
- S_{uu} and S_{vv} = empirical variance of the single vector components
- u_i = $(u_i - \bar{u})$ difference of u-component of the i-th vector and the u-component of the average vector
- v_i = $(v_i - \bar{v})$ difference of v-component of the i-th vector and the v-component of the average vector
- a = major axis
- b = minor axis
- \bar{u} and \bar{v} = mean of the u- and v-component

With increasing fluctuation of the vector endpoints, the major and minor axis are getting longer. To set these facts in relation to the current direction, the tangents (Fig. 2) at the variance ellipses crossing the origin of the coordinate system were calculated. Between these tangents at least 63-% of the current vector endpoints are enclosed. In order to express the variation of the current directions over a period of time the TA (Fig. 2) was used.

Calculation of the “principal angles” in a bivariate data set after PREISENDORFER (1988):

$$\vartheta = \frac{1}{2} \arctan \left[\frac{2S_{uv}}{S_{uu} - S_{vv}} \right] \quad (14)$$

- S_{uv} = empirical covariance between the vector components
- S_{uu} and S_{vv} = empirical variance of the single vector components
- ϑ = angle of the major axis of the variance ellipse to the u-axis of the coordinate system (see Fig. 2)

Thereby, a statement can be made about the directional characteristic of the currents over a pre-determined period.

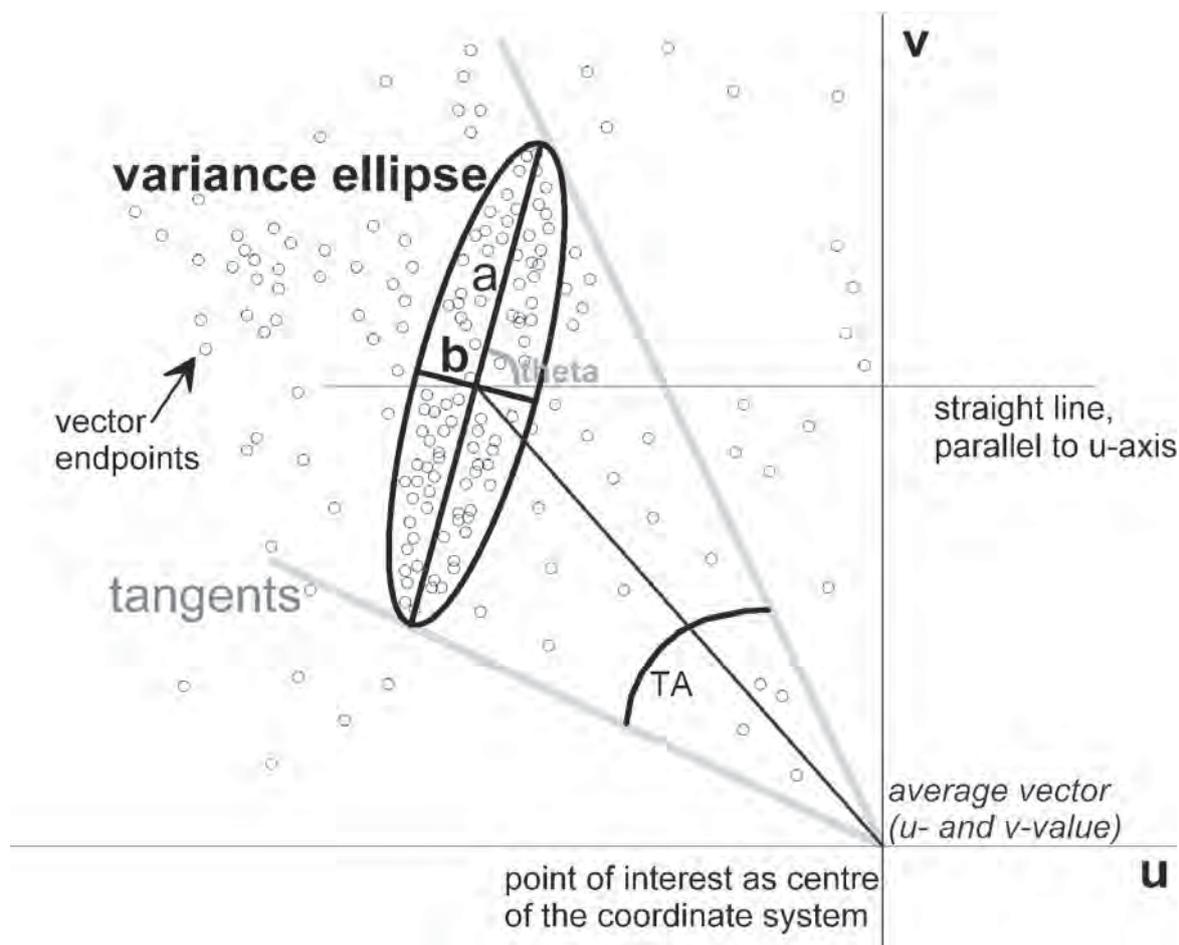


Fig. 2: Angle between the tangents of the current ellipse and the point of origin (between the tangents are at least approximately 63 % of the vector endpoints)

ϑ (theta) = angle between major axis of the variance ellipse and the u-axis

TA = angle between the tangents of the ellipse

tangents = tangents of the ellipse crossing the origin

vector endpoints = endpoints of the current vectors

3. Method

3.1 General scheme

In Fig. 3 the general working scheme is presented. There are two data sources (grain size and current velocity) described by different parameters. They have to be transformed to compare them in one graph (Erosion-Rose).

In order to automate this process, the software Surfer[®] for Windows[™] (SURFER, 1999) was used and macros were written in programming language Visual Basic for Applications[™].

3.2 Definition of a current event (CE)

For this investigation, a **Current Event (CE)** is defined through a high current constancy and a small TA. A threshold value for each parameter was obtained by empirical statistical analysis of the given data. Therefore, the current vectors at a location (Fig. 5, point

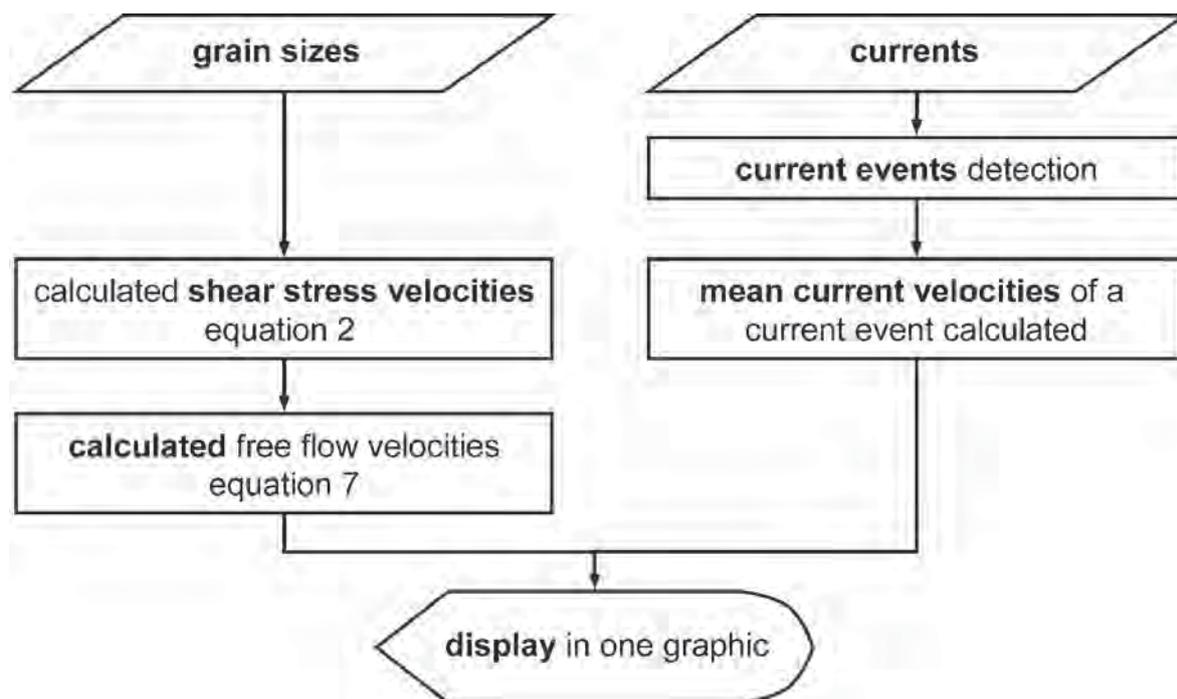


Fig. 3: General working scheme

24-32, longitude 12.3 decimal degree East, latitude 54.52 decimal degree North) in the area of survey were taken during the time span 1996-10-1 06:00 to 1996-10-22 18:00. This period was chosen because of its low variation in the vector-norm vs. time diagram of point 24-32. The location was selected because of the relatively constant current direction during this period.

In order to calculate the threshold values for the current constancy and the *TA* the following method was used. A 72 hours time frame was set at the beginning of the investigation period. Within this, the values of current constancy and *TA* were calculated. Afterwards the time frame was shifted one time step forward and current constancy and *TA* within the new period were calculated. This process was repeated until the end of the entire investigation period (ref. Fig. 4). From all values of current constancy the third quartile was calculated and selected as a threshold value. The first quartile was taken as a threshold for the *TA*.

Consequently, for the contemplated area of survey a Current Event over a distinct period (at least 72 hours) is defined by a current constancy ≥ -0.96 and a *TA* $\leq 23^\circ$.

3.3 Scheme to distinguish a current event

The scheme shown in Fig. 4 describes the way determining *CE*.

Stage 1 (Fig. 4):

The first step is to set a constant time frame (e.g. 72 h, Fig. 4) at the beginning of the period of investigation. Within this time frame current constancy and *TA* are calculated from the current data. The values obtained are compared with the selected thresholds. If the requirements of a *CE* are fulfilled (current constancy ≥ -0.96 , *TA* $\leq 23^\circ$), the values and time step are stored for further processing.

Thereafter, the constant time frame is moved one time step forward and the calculations are repeated until the end of the investigation period.

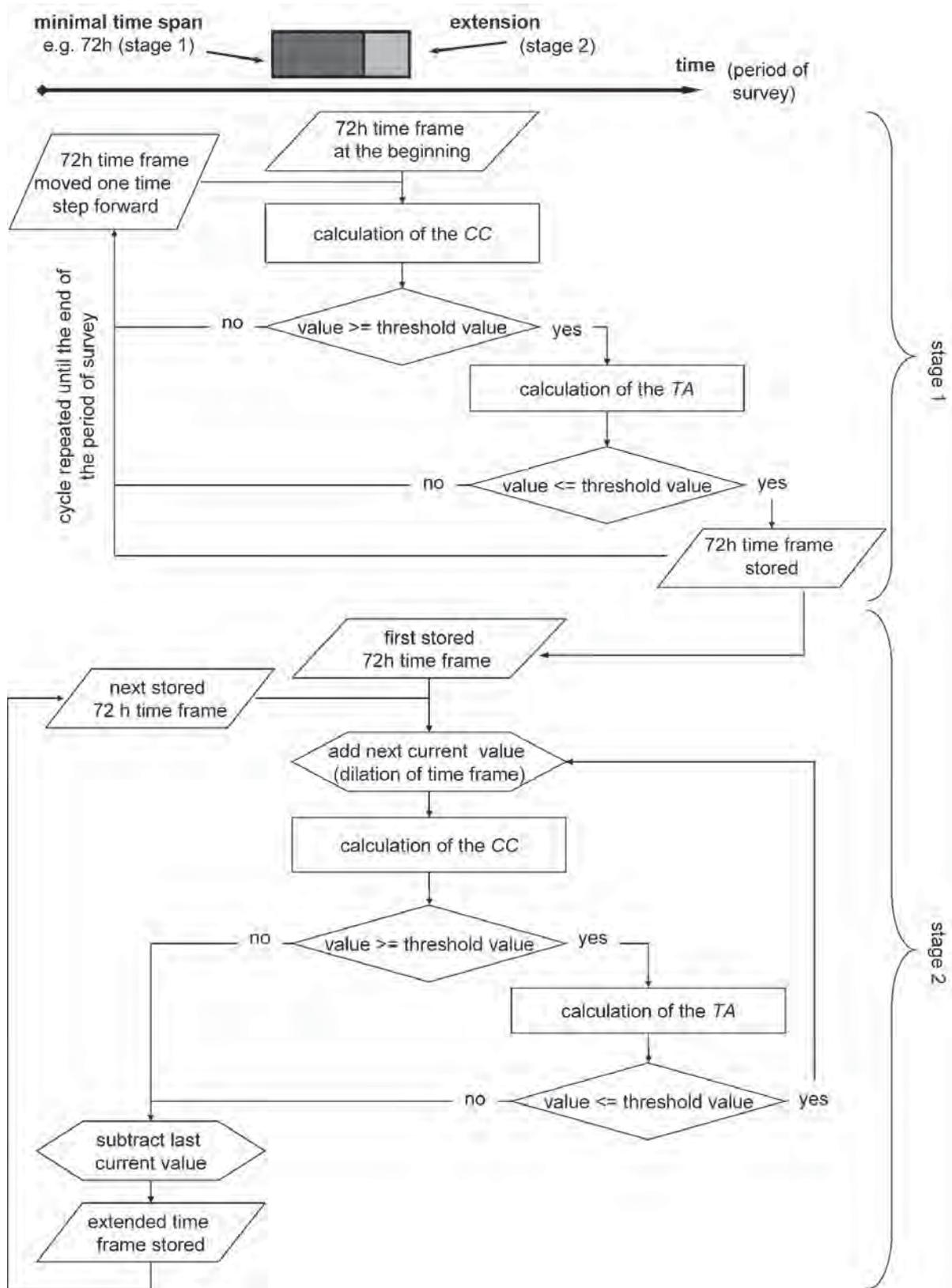


Fig. 4: Method of detecting current events

Stage 2 (Fig. 4):

The improved version of the moving time window presented in stage 1 is the extension of the time frame as long as the requirements for a CE are satisfied. This reduces the number of single CEs which are assumed to be parts of one longer CE.

Combining Graph (EROSION-ROSE)

In this paper, the diagram combining the sediment properties and the current events is called **Erosion-Rose** (HEISE, 2002). Its components are described in Fig. 5. The figure shows CEs and their relation to the surface sediment at the location marked in Fig. 7 (Northwest of Darßer Ort in the Southwestern Baltic Sea) exemplarily. The average direction and average

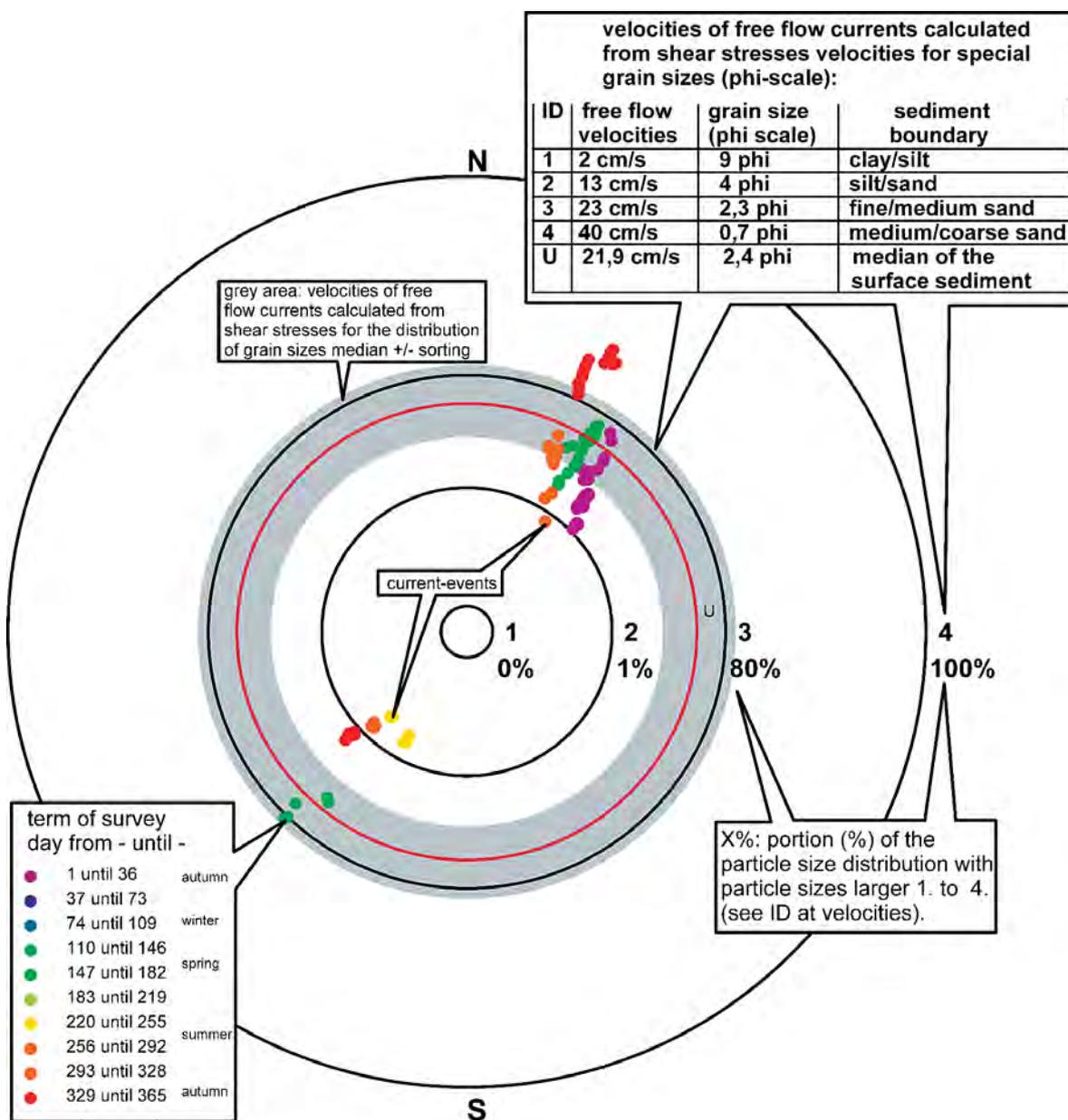


Fig. 5: Erosion-Rose: This graphic displays CE (direction, average velocity, annual occurrence) in relation to the surface sediment (mean grain size, "sorting", free flow velocities derived from critical shear stress velocities for selected grain sizes). As an example a location Northwest off Darßer Ort in the Southwestern Baltic Sea was chosen (see Fig. 7)

free flow velocities of the *CE* with a length of 72 hours, their annual occurrence, the critical shear stress velocity for the sediment at the sea floor and the granulometrical parameters “median” and “sorting” are integrated in one diagram.

Every **coloured dot** represents one *CE*. Its average flow direction and average flow velocity is given through the position in the direction circle.

The **black circles** (numbers 1–4) characterise free flow velocities estimated from the critical shear stress velocities necessary for transport of particles with a diameter equal or less than the grain size associated with the circle. This assumes a linear dependency between grain size and critical shear stress velocity (ZANKE, 1982). For the conversion of the critical shear stress velocity an equation after SOULSBY (1983, 1997a) was applied.

The percent values below the circle numbers are the estimated (cf. equation 1) weight percents of the particles of the surface sediment with smaller diameters (larger numbers at the phi scale KRUMBEIN, 1934) than the grain size values associated with the circles.

The **red circle** (labelled with U) reflects the minimal free flow velocity which is needed to mobilise particles with grain sizes smaller or equal than the “median”.

The **grey annulet** describes the range of “median”-±-“sorting”. Approximately 2/3 of the mass of all sediment particles are within this range. Through the size of the annulet the “sorting” can be appraised.

How to interpret the Erosion-Rose (Fig. 5)?

1. A dominance of *CE* into the North-Northeast to Northeast direction is visible through accumulation of *CE*.
2. *CE* into Southwest occur sporadically.
3. The average velocities of the Northeast directed *CE* are higher than Southwest directed events visible through the distance from the circle centre.
4. The main occurrence of *CE* at this point of survey falls into autumn and spring (colour of dots).
5. A part of the *CE* in Northeast direction influence almost the entire spectrum of particle sizes of the surface sediment. They are outside the grey annulet, meaning that more than 80 % of the sediment mass is influenced.
6. The Southwest directed *CE* are not capable to mobilise or transport all particle sizes of the surface sediment. Most of them are placed near the circle centre below the inner border of the grey annulet, meaning that less than 16 % of the sediment mass may be influenced.
7. The mobilised sediment was mainly transported into the Northeast direction, in agreement with the conclusion of the facts presented before.
8. The surface sediment consists of particles with approximately 1 % silt fraction, 79 % fine sand fraction and 20 % medium sand fraction.
10. The surface sediment is well sorted.
11. The value for the “median” lies in the fraction of fine sand.

4. Applications

The area of survey (Fig. 6) is situated in the Southwestern Baltic Sea between the North-eastern part of the Mecklenburgian Bight and the western part of the Arkona Basin. Both basin structures are separated by the shallow Darss Sill located in the centre of the area. It is separated by the Kadet Channel system.

In Fig. 7 the high variability of the modelled near bottom currents expressed by the variance ellipses and average current vectors can be seen. Often the variance ellipses and average current vectors reflect the morphology of the seafloor (e.g. Kadet Channel). In Fig. 8 the “median” of the bottom sediments in the area of survey and the location of the point of closer examination are displayed. Near the coast and in the Darss Sill area sediments with a small value for the “median” (phi-scale) can be found. On the contrary, the marginal areas of the Mecklenburgian Bight and the Arkona Basin show high values for the “median”.

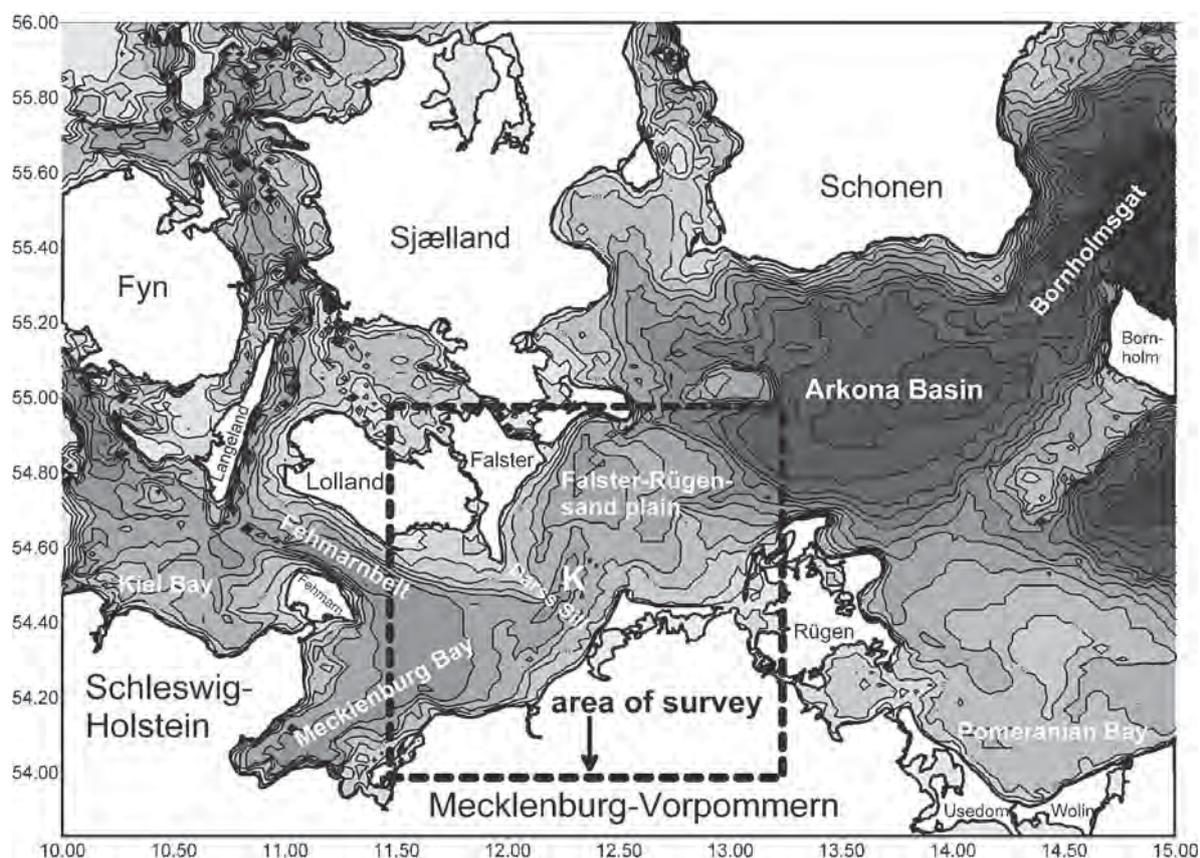


Fig. 6: Western Baltic Sea with area of survey; (bathymetry data by SEIFERT and KAYSER, 1995); K = Kadet Channel (modified from LEMKE, 1998)

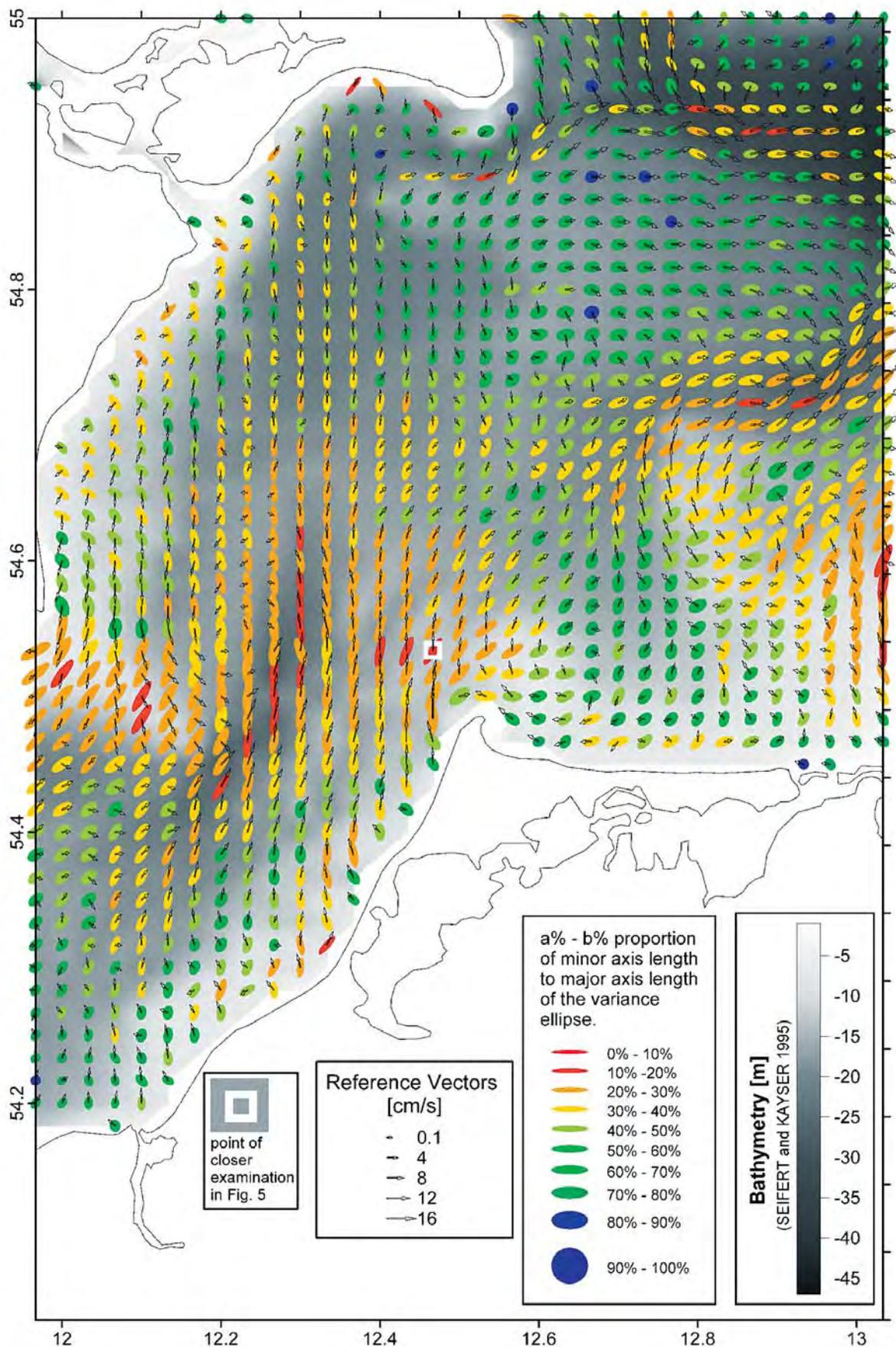


Fig. 7: Current-ellipses, average current vector for the model-year 1996-10-1 – 1997-09-30 (modified after HEISE, 2002)

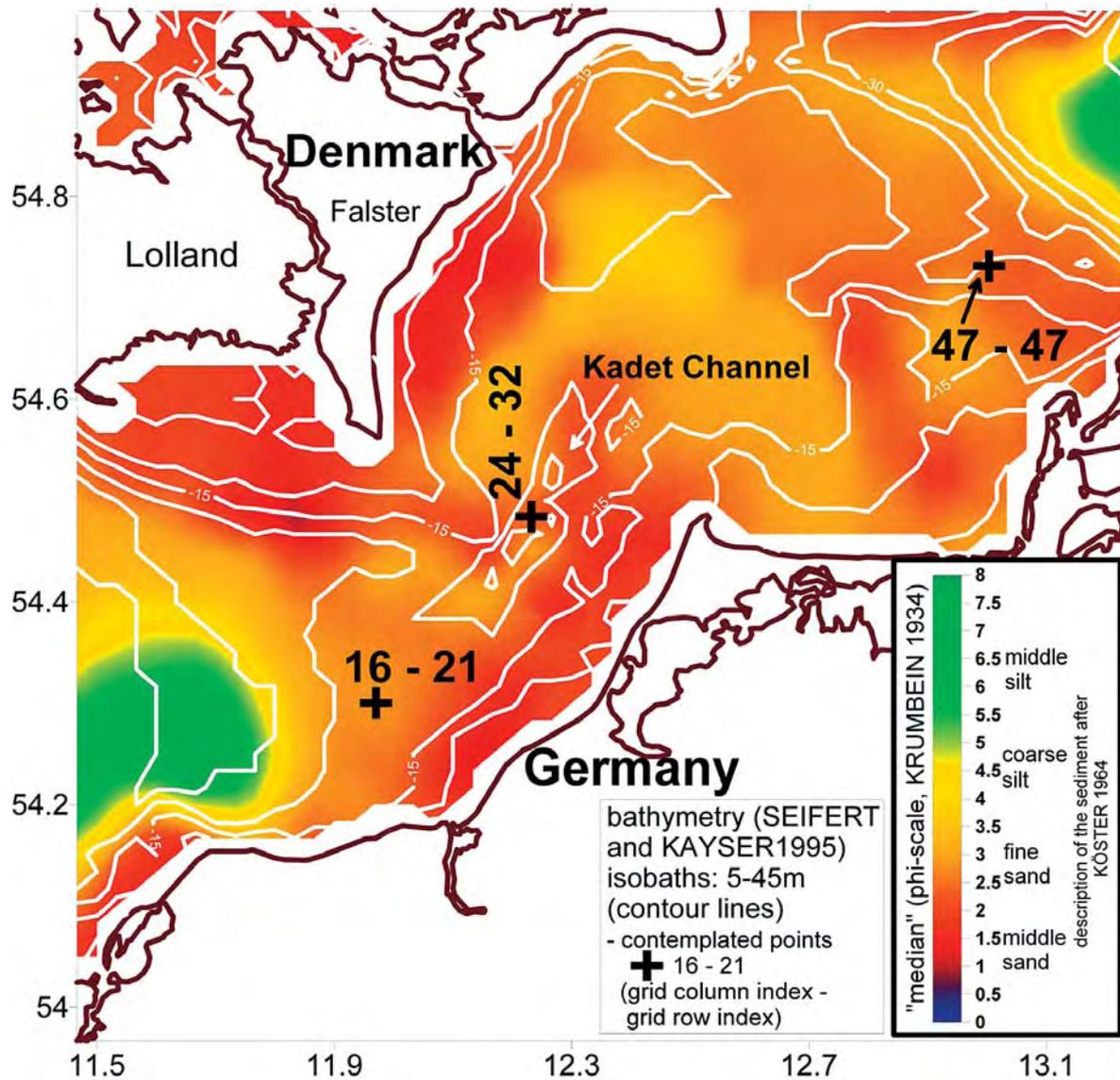


Fig. 8: "median" of the surface sediments in the area of survey with contemplated points (see further on)

Example

Fig. 9 presents an example of the *CE* occurring within the period of investigation in the Kadet Channel (point 24–32). The extended *CE* (see Fig. 4) with their duration and direction of the first six months of the period of survey are presented here.

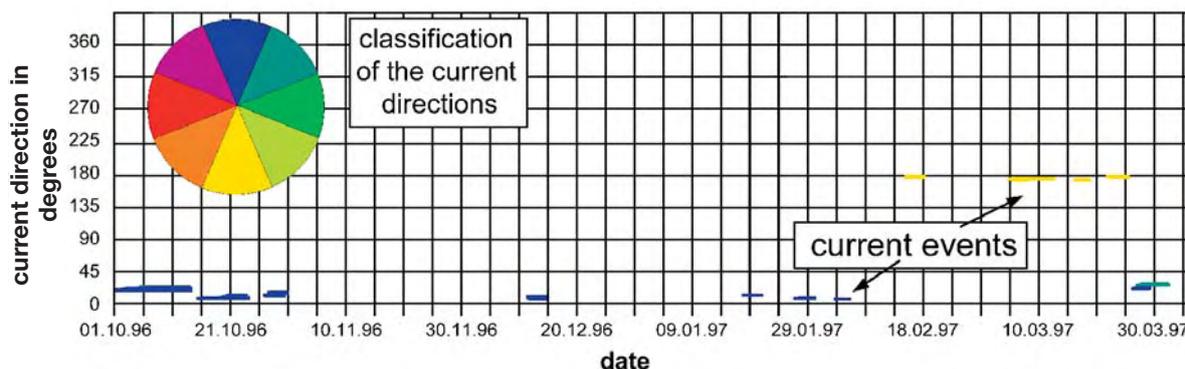


Fig. 9: Extended CE occurring in the first six months of the investigation period at the point 24–32 (Kadet Channel)

In the following section, three locations are examined in detail. The locations were chosen because of their different morphologic properties.

Point 16-21:

This point is situated in the transition area between the Mecklenburgian Bight and the Darss Sill (Fig. 8). The sediment is well sorted fine sand (93 %) with a portion of 7 % medium sand (Fig. 11), and a “median” of 2.8 (phi-scale). The examination of the current vector endpoints and the current rose (Fig. 10) over the modelled period (1996-10-01 to 1997-09-30) reveals a slightly bi-directional current situation.

The Erosion-Rose shows only a few *CE* (Fig. 11). The mean velocities of these *CE* are too low to influence the surface sediment.

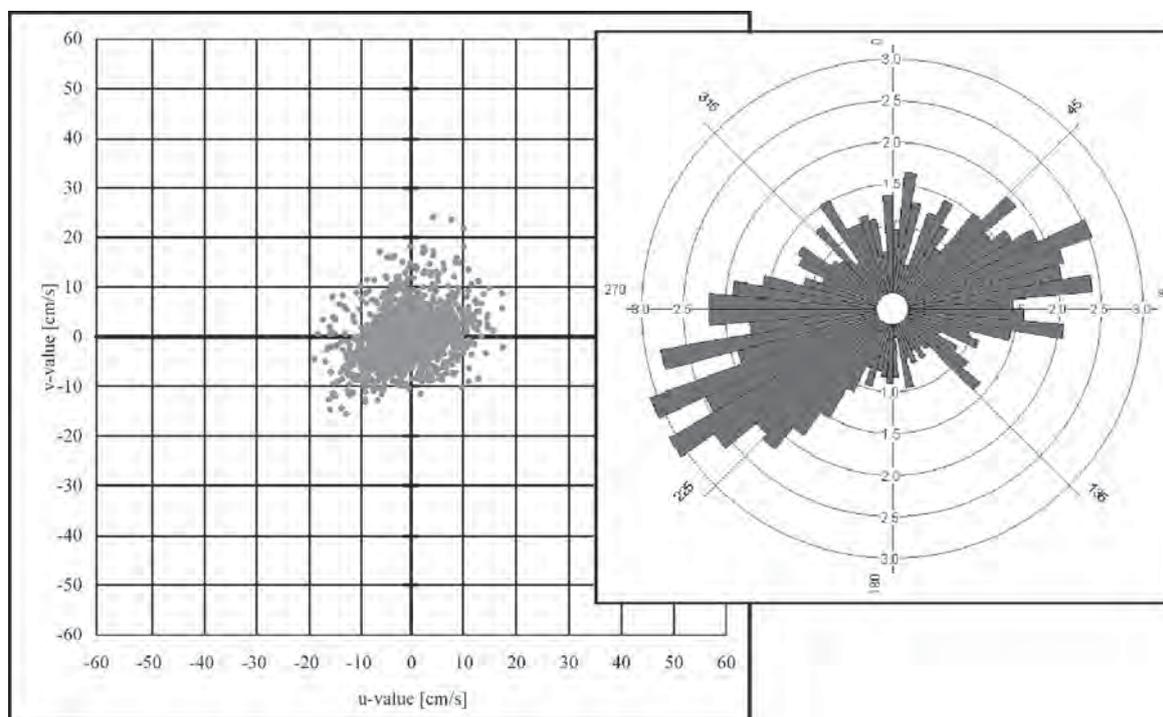


Fig. 10: Endpoints of the current vectors and the current rose at the point 16–21, transition area from the Mecklenburgian Bight to the Kadet Channel (see Fig. 8) during the modelled year 1996-10-01 – 1997-09-30

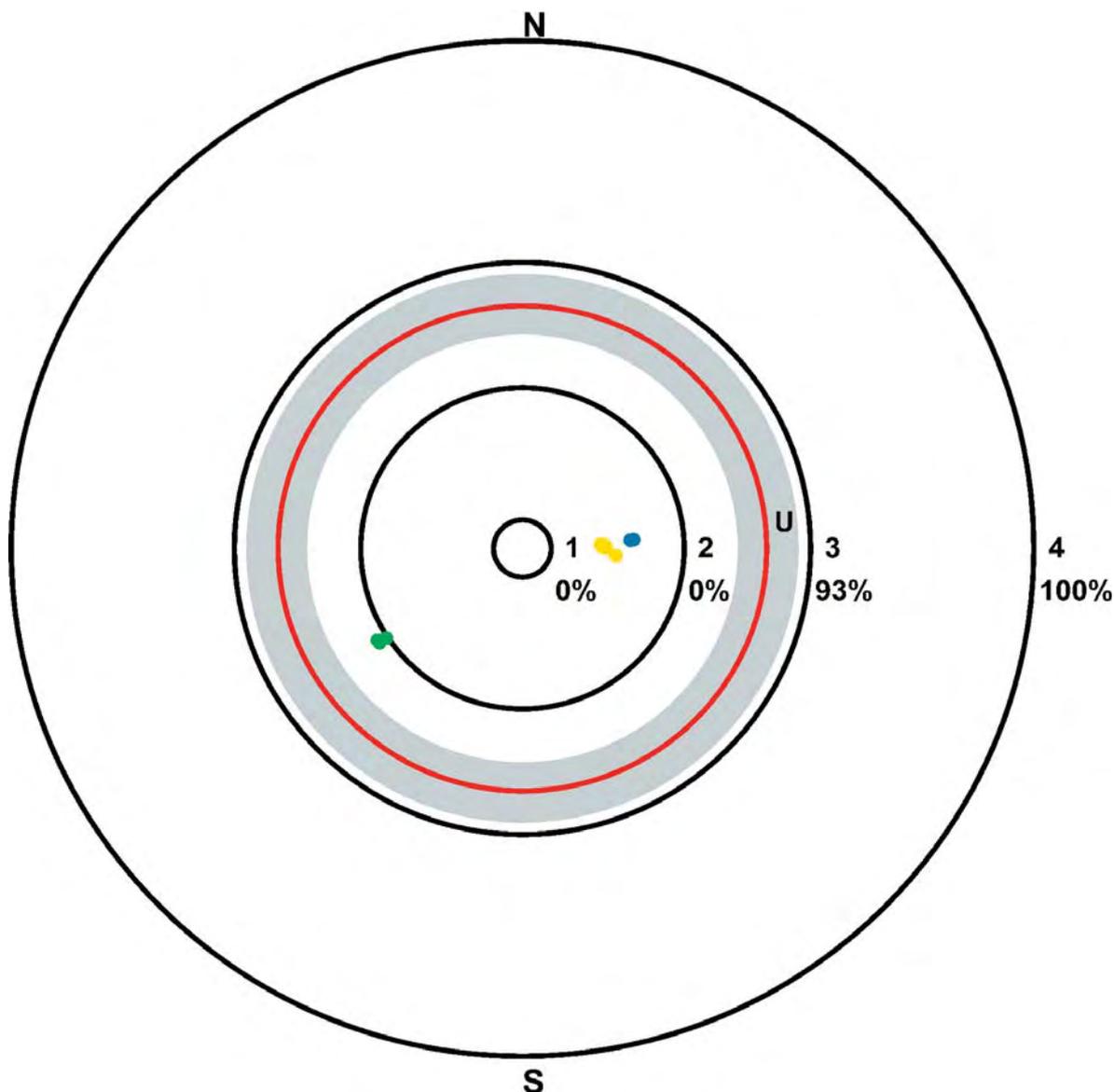


Fig. 11: Erosion-Rose: Point 16–21: transition area Mecklenburgian Bight – Darss Sill;
CE: current constancy ≥ 0.96 , angle between the tangents of the variance ellipse $\leq 23^\circ$;
modelled year: 1996-10-01 – 1997-09-30;
sediment: “median” = 2.8, “sorting” = 0.33;
numbered circles: velocities of free flow currents calculated from critical shear stress velocities for special grain sizes (phi-scale)
 1. 2 cm/s, 9 phi, clay/silt-boundary
 2. 13 cm/s, 4 phi, silt/sand-boundary
 3. 23 cm/s, 2.3 phi, fine/medium sand-boundary
 4. 40 cm/s, 0.7 phi, medium/coarse sand-boundary
 U. 19.3 cm/s, 2.8 phi, “median” of the grain size distribution of the surface sediment;
grey annulet: velocity of free flow currents calculated from shear stress velocities for the distribution of grain sizes “median” \pm “sorting”;
percentage values at the black circles: portion (%) of the grain size distribution with particle sizes larger 1. to 4 (phi-scale);
coloured dots: Current Events occurring during the term of survey, day from – until –
 ● 1 until 36 ● 37 until 73 ● 74 until 109 ● 110 until 146
 ● 147 until 182 ● 183 until 219 ● 220 until 255 ● 256 until 292
 ● 293 until 328 ● 329 until 365

Point 24–32:

The point is located in the centre of the Kadet Channel (Fig. 8). The surface sediment is poorly sorted with a “median” of 2.3 (ϕ -scale). The illustration of the endpoints of the current vectors and the current rose reflects a bi-directional current situation, mainly caused by the bathymetry (Fig. 12). The Erosion-Rose shows a high number of occurring *CE* (Fig. 13). The main *CE* direction is North-Northeast. The mean current velocities of the *CE* into this direction are partly high enough to influence nearly the whole spectrum of the particle sizes. A minor *CE* direction occurs in south direction. The velocities into this direction are relatively low and rarely influence the surface sediment. The main direction for sediment transport for the period of survey was North-Northeast. The transport of sediment appears mainly during autumn (Fig. 13).

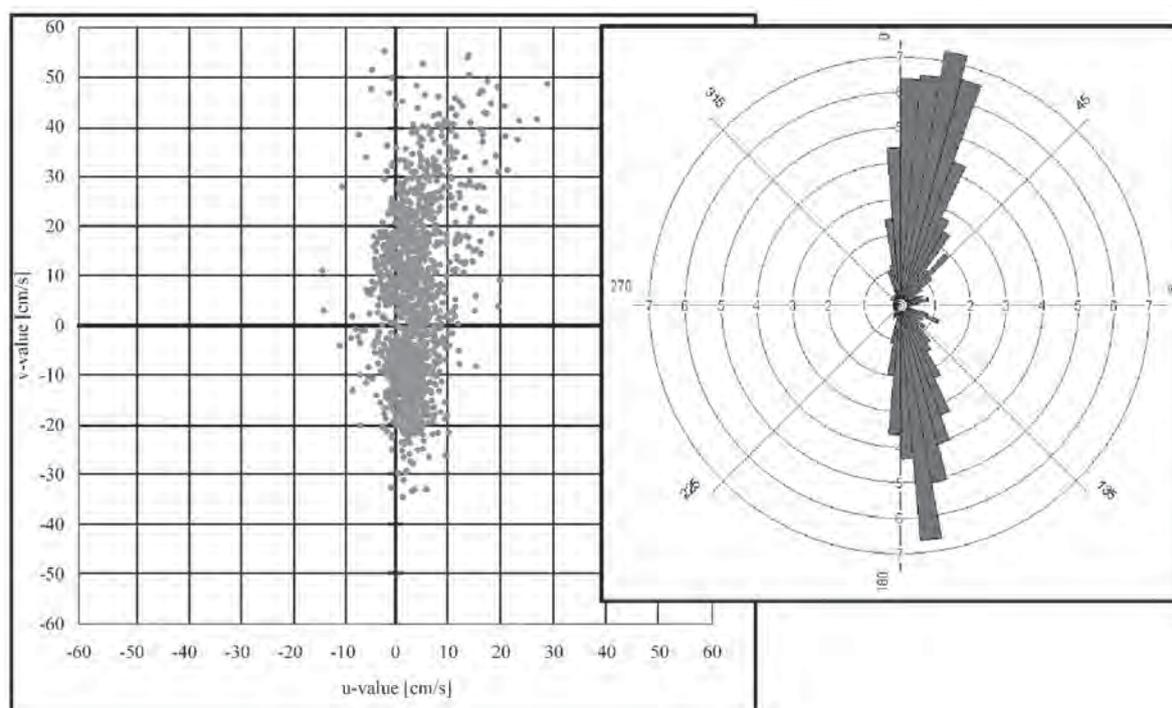


Fig. 12: Endpoints of the current vectors and the current rose at the point 24–32 (see Fig. 8) over the modelled year 1996-10-01 – 1997-09-30

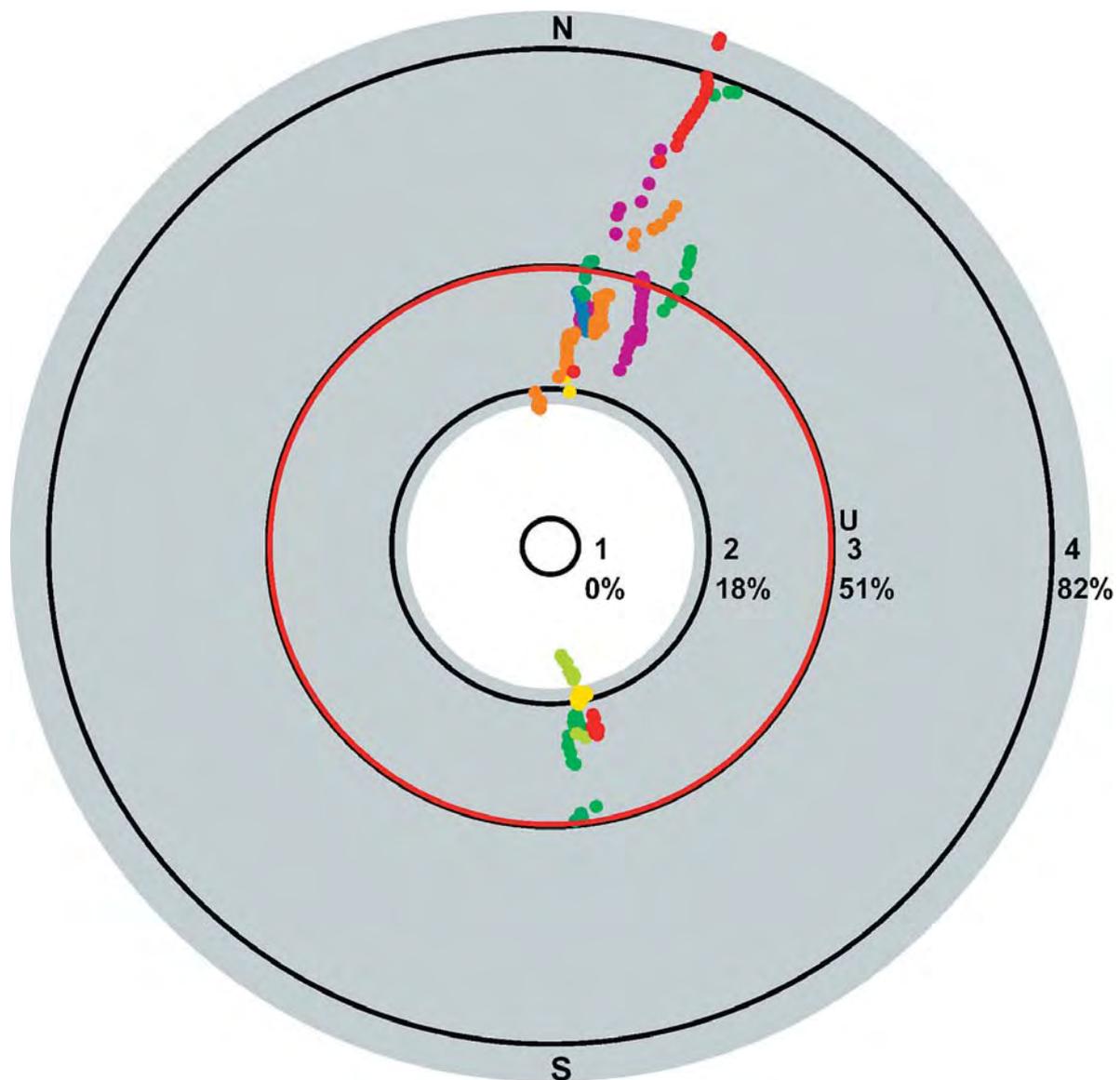


Fig. 13: Erosion-Rose: Point 24-32: Kadet Channel;

CE: current constancy ≥ 0.96 , angle between the tangents of the variance ellipse $\leq 23^\circ$;

modelled year: 1996-10-01 – 1997-09-30;

sediment: “median”= 2.4, “sorting”= 1.9;

numbered circles: velocities of free flow currents calculated from critical shear stress velocities for special grain sizes (phi-scale)

- | | | | |
|----|----------|----------|-----------------------------|
| 1. | 2 cm/s, | 9 phi, | clay/silt-boundary |
| 2. | 13 cm/s, | 4 phi, | silt/sand-boundary |
| 3. | 23 cm/s, | 2.3 phi, | fine/medium sand-boundary |
| 4. | 40 cm/s, | 0.7 phi, | medium/coarse sand-boundary |

U. 22.6 cm/s, 2.3 phi, “median” of the grain size distribution of the surface sediment;

grey annulet: velocity of free flow currents calculated from shear stress velocities for the distribution of grain sizes “median” \pm “sorting”;

percentage values at the black circles: portion (%) of the grain size distribution with particle sizes larger 1. to 4 (phi-scale);

coloured dots: Current Events occurring during the term of survey, day from - until -

- | | | | |
|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| ● 1 until 36 | ● 37 until 73 | ● 74 until 109 | ● 110 until 146 |
| ● 147 until 182 | ● 183 until 219 | ● 220 until 255 | ● 256 until 292 |
| ● 293 until 328 | ● 329 until 365 | | |

Point 47–47:

The point is located at the transition area into the Arkona Basin (Fig. 8). The surface sediment here is well sorted and consists of 61% fine sand fraction with 39% medium sand fraction (Fig. 15). The endpoints of the current vectors and the current rose indicate a unidirectional current situation (Fig. 14). This situation is reflected by the Erosion-Rose (Fig. 15). The major *CE* direction is East-Northeast throughout the period of investigation. These *CE* differ in their directions only in a small angle. Their velocities are mostly high enough to mobilise the whole spectrum of particle sizes of the surface sediment. As a result, the sediment should be transported into the Arkona Basin. There are just a few *CE* into Southwest direction. Their velocities are not high enough to influence the surface sediment.

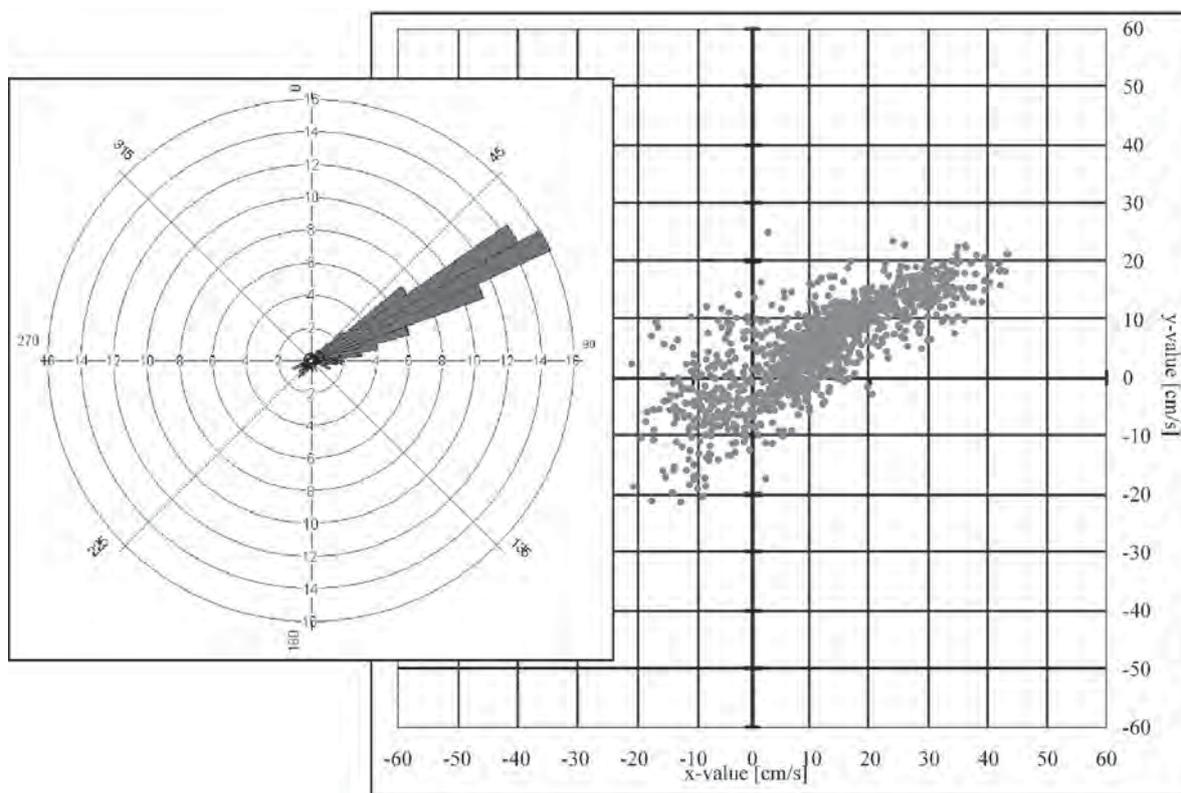


Fig. 14: Endpoints of the current vectors and the current rose at the point 47–47 (see Fig. 8) over the modelled year 1996-10-01 – 1997-09-30

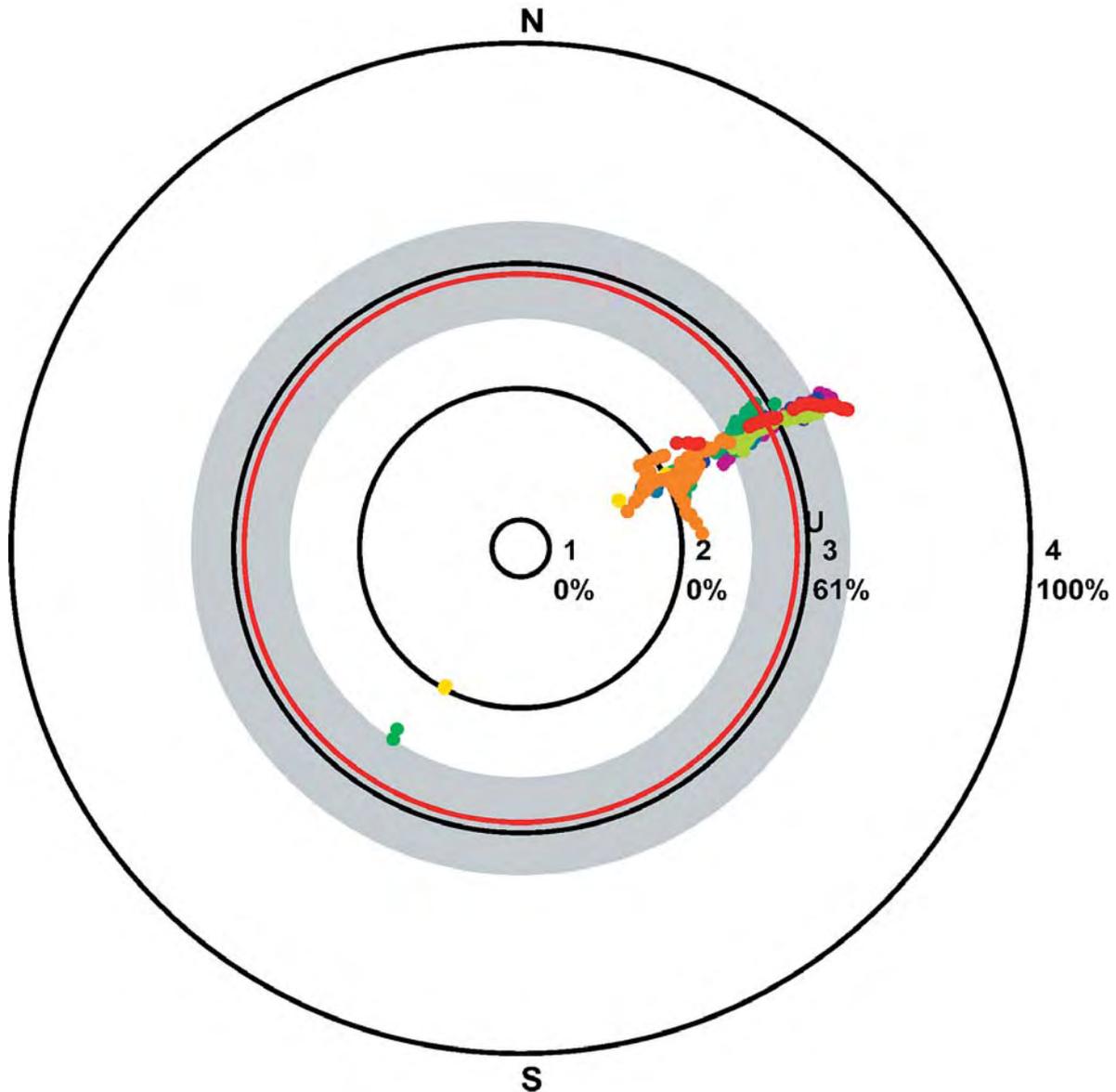


Fig. 15: Erosion-Rose: point 47–47: transition area Darss Sill–Arkona Basin;
CE: current constancy ≥ 0.96 , angle between the tangents of the variance ellipse $\leq 23^\circ$;
modelled year: 1996-10-01 – 1997-09-30;
sediment: “median” = 2.4, “sorting” = 0.48;
numbered circles: velocities of free flow currents calculated from critical shear stress velocities for special grain sizes (phi-scale)
 1. 2 cm/s, 9 phi, clay/silt-boundary
 2. 13 cm/s, 4 phi, silt/sand-boundary
 3. 23 cm/s, 2.3 phi, fine/medium sand-boundary
 4. 40 cm/s, 0.7 phi, medium/coarse sand-boundary
 U. 21.9 cm/s, 2.4 phi, “median” of the grain size distribution of the surface sediment;
grey annulet: velocity of free flow currents calculated from shear stress velocities for the distribution of grain sizes “median” \pm “sorting”;
percentage values at the black circles: portion (%) of the grain size distribution with particle sizes larger 1. to 4 (phi-scale);
coloured dots: Current Events occurring during the term of survey, day from - until -
 ● 1 until 36 ● 37 until 73 ● 74 until 109 ● 110 until 146
 ● 147 until 182 ● 183 until 219 ● 220 until 255 ● 256 until 292
 ● 293 until 328 ● 329 until 365

5. Summary

In order to correlate the surface sediment properties with the currents near the sea floor, two tasks were solved. First, the descriptions of the sediment properties were done. Secondly, the question “how the potential influence of current situations onto the sediments at the sea bottom can be estimated at selected points” is answered.

The primary data required for the investigation were the current directions and current velocities near the sea bottom measured or modelled in short lags (e.g. 6 h) over a period of time (e.g. half or one year) as well as the grain size parameters “median” and “sorting” of the surface sediments. For the characterisation of the hydrographical situation numerically modelled data were taken. They originate from a Baltic Sea Model operated by the Section of Physical Oceanography of the Baltic Sea Research Institut Warnemünde. The granulometry of the surface sediments is characterised by parameters “median” and “sorting” of a function describing the cumulative grain size distribution (TAUBER, 1995).

The assumption behind this work is that the sediment is mainly influenced (mobilised, transported) during **Current Events** (*CE*). The main aspect for the characterisation of such *CE* is their ability for sediment erosion/transport in one direction. In order to obtain this, the following question needs to be answered: Which conditions have to exist at the sea floor that the surface sediments are qualitatively influenced and changed in their granulometrical properties?

The current conditions at a specific location have to be almost stable over a defined minimal period in order to initiate a transport of clastical material over verifiable distances. The variation of the current direction has to be low in order to assure a directed transport. Two characteristics were chosen to assure the requirements: the currents constancy and the angle between the tangents, crossing the origin of the u-v-coordinate system, at the variance ellipse of the vector endpoints (*TA*). A statistical analysis at a specific location gives threshold values for the current constancy (≥ 0.96) and the *TA* ($\leq 23^\circ$). The velocity of the current at the point of investigation is not considered for the definition of a *CE*.

The *CE* and the critical shear stress velocity of the sediment at the sea floor are compared in the diagram explained in Fig. 5. It was named Erosion-Rose.

The average *CE* directions and average *CE* velocities, the annual occurrence of the *CE*, the sediment properties critical shear stress velocities as well as grain size parameters “median” and “sorting” are displayed in one comprehensive and easy-to-interpret graph. This graph relates the current situation to the sediment at the sea floor. Information about the situation at/near the sea floor like the dominance of *CE* directions and annual occurrence, their velocities related to grain size distribution of the surface sediment and, as a deduction, possible erosion and transport directions of sediment material can be obtained. The surface sediment is displayed by the portion of selected particle size fractions and the “sorting”.

With this information at selected locations continuative conclusions can be made, e.g. about the main transport directions of sediment material.

6. References

- EMERY, W. J. and THOMSON, R. E.: The Spatial Analyses of Data Fields. – [In:] EMERY, W. J.; THOMSON, R. E.: *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. – 305–371, Oxford, 1998.
- FOLK, R. L. and WARD, W. C.: Brazors River Bar, a Study in the Significance of Grain-Size Parameters. – *J. Sediment. Petrol.*, 27: 3 – 27, 1957.
- HARFF, J.; BLIESENER, A. and Reimer, C.: Zusammenstellung und wissenschaftliche Interpretation von Daten über den Meeresboden der westlichen Ostsee aus den Jahren 1953–1985. – Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Warnemünde; 1997.
- HEISE, B.: Strömungsschwankungen am Meeresboden zwischen Mecklenburger Bucht und Arkonabecken nach Modellierungsergebnissen und mögliche Auswirkungen auf die Sedimentation. – unpublished diploma thesis 102p. University of Greifswald, 2002.
- KÖSTER, E.: Klassifikation natürlicher Gemische. – [In:] KÖSTER, E. (1964): *Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen*. – 7–13, Enke, 1964.
- KRUMBEIN, W.-C.: Size Frequency Distribution of Sediments. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 4: 65–77, Tulsa, Okla., 1934.
- KUHRTS, C.; FENNEL, W.; SEIFERT, T. and SCHMIDT, M.: Modelling Sedimentary Processes in the Western Baltic. – Copenhagen, CM 2002/P:06, ICES CM documentation annular report (CD-ROM), 2002.
- LEMKE, W.: Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Lithorinatransgression. – *Meereswissenschaftliche Beiträge*, 31: 156 p., Warnemünde, 1998.
- MILLER, M. C.; MCCAVE, I. N. and KOMAR, P. D.: Threshold of Sediment Motion Under Unidirectional Currents. – *Sedimentology* 24: 507–527, 1997.
- NIELSEN, P.: Coastal Bottom Boundary Layer and Sediment Transport. – *Advanced Series on Ocean Engineering* 4, World Scientific Edition, 1992.
- PACANOWSKI, R. C.: MOM-2 Documentation User's Guide and Reference Manual. – 3.2, GFDL, Princeton, 1996.
- PREISENDORFER, R. W.: Introductory Example: Bivariate Data Set. – [In:] PREISENDORFER, R.W.: *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. – *Developments in Atmospheric Science* 17: 11–25, 1988.
- RIETZ, V.; BOBERTZ, B.; SEIFERT, T. and HARFF, J.: Numerical Simulations of Sediment Transport Processes Caused by Currents and Waves in the Western Baltic Sea. – 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro – Brazil: Rio de Janeiro, 2000.
- SEIFERT, T. and KAYSER, B.: A High Resolution Spherical Grid Topography of the Baltic Sea. – *Meereswissenschaftliche Berichte*, 9: 73–88, Warnemünde, 1995.
- SOULSBY, R. L.: The Bottom Boundary Layer in Shelf Seas. – [In:] JOHNS, B. (Hrsg.): *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*. – Elsevier Oceanography Series: 189–266, Amsterdam, 1983.
- SOULSBY, R. L.: Currents. – [In:] SOULSBY, R. L.: *Dynamics of Marine Sands*: 43–63, London (T. Telford Publ.), 1997a.
- SOULSBY, R. L.: *Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications*. – HR Wallingford Report SR, 466. Thomas Telford Publications, 249 pp, 1997b.
- SOULSBY, R. L. and WHITEHOUSE, R.: Threshold of Sediment Motion in Coastal Environments. – *Proc. Pacific Coasts and Ports '97 Conf.* University of Canterbury, New Zealand. Christchurch. 1: 149–154, 1997.
- SURFER®: *Surfer® for Windows® 7.0 User's Guide Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers*. – PC-Software Golden Software Inc. Golden (Colorado), 1999.
- TAUBER, F.: Characterization of Grain-Size Distributions for Sediment Mapping of the Baltic Sea Bottom. – *The Baltic. 4th Marine Geological Conference*. SGU/Stockholm Center for Marine Research: Uppsala, 1995.
- ZANKE, U.: Ansatz von Zanke. – [In:] ZANKE, U.: *Grundlagen der Sedimentbewegung*. – 149–169, Berlin & Heidelberg, 1982.
- ZANKE, U.: *Hydromechanik der Gerinne und Küstengewässer: für Bauingenieure, Umwelt- und Geowissenschaftler*. – Parey, Berlin, 2002.

Submarine Warmwasserquellen? Eine geothermische Entdeckung in der Mecklenburger Bucht

Von MEINO MÜLLER u. NORBERT KAUL

Zusammenfassung

Im Rahmen einer Exkursion wurden im Herbst 2001, am 24. und 25. Oktober, mit dem Forschungsschiff FS Heincke auf der Fahrt HE 158 erstmals *in situ* Temperaturmessungen in der Mecklenburger Bucht durchgeführt. Die Messungen fanden mit einer 6 m langen Temperatursonde sowohl am westlichen als auch am östlichen Rand der Mecklenburger Bucht statt. Sie sollten Aufschluss über Temperaturveränderungen im Ostseesediment geben, die durch den starken Temperatur-Jahresgang in der Bodenwassertemperatur bedingt sind. Im östlichen Teilgebiet nahe Kühlungsborn und Bad Doberan wurde dabei als überraschende Beobachtung eine thermische Anomalie mit merklich erhöhten Untergrundtemperaturen gefunden. Nach Auswertung der Daten und weiterer Recherche vermuten wir aufsteigende warme Wässer als Quelle der Anomalie. Dem IOW (Institut für Ostseeforschung Warnemünde) und dem Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern waren die Warmwasserquellen vor der Küste von Mecklenburg-Vorpommern bisher nicht bekannt. Die Recherche bei den anliegenden Gemeinden Rerik und Kühlungsborn lieferte Informationen über die lokale Hydrologie und die Erkenntnis, dass es in Rerik und Umgebung Warmwasserquellen an Land gibt. Den Gemeinden ist das Vorkommen der Quellen seit Anfang der 70er-Jahre bekannt. In Zeiten der DDR ist man bei Probebohrungen sowie beim Verlegen der Versorgungsleitungen zum Meerwasserbad Kühlungsborn auf sie gestoßen. Allerdings sind die Unterlagen in den Wirren der Wiedervereinigung und mit der Umstrukturierung der Forschungseinrichtungen verloren gegangen.

Summary

In the fall of 2001 a field trip was made with the research vessel FS Heincke, cruise HE 158, into the southern Baltic Sea. During the cruise, in situ temperature measurements were carried out in the sediment of the western and eastern part of the Mecklenburg Bay. For the first time, a 6 m long temperature probe was used in this area. The main interest of the investigations was the influence of bottom water disturbances in the sediment. In the eastern part of the bay near Kühlungsborn and Bad Doberan a geothermal anomaly in the underground was found as a side effect. After investigation, the thermal anomaly was associated with upwelling of warm groundwater. Neither the IOW (Institute of Baltic Research Warnemünde) nor the State Office of Environmental Protection and Geology of Mecklenburg-Vorpommern had a knowledge about these offshore geothermal anomalies. A request at the municipalities of Rerik and Kühlungsborn was successful in gaining local information. In the era of the GDR, thermal springs were found in the surroundings of Rerik and Kühlungsborn. However, in the course of German Unification many documentations were lost within the reorganisation of the research facilities.

Keywords

Hydrothermale Zirkulation, Temperaturanomalie, südliche Ostsee, Jahresgang der Temperatur

Hydrothermal circulation, temperature anomaly, Southern Baltic Sea, seasonal variation of temperature

Inhalt

1. Einleitung und Zielsetzung	188
2. Einfluss zeitlich veränderlicher Temperatursignale auf den lokalen geothermischen Gradienten	188
3. Lokale Sedimentologie der Mecklenburger Bucht	191
4. Instrumente und Ablauf der Messung	193
5. Ergebnisse	194
5.1 Ergebnisse im westlichen Teilgebiet	194
5.2 Ergebnisse im östlichen Teilgebiet	195
6. Interpretation und Diskussion der Ergebnisse	197
7. Einbindung der Ergebnisse in die lokale Geologie	198
7.1 Ausblick	199
8. Schriftenverzeichnis	199

1. Einleitung und Zielsetzung

Temperaturmessungen des Untergrundes an Land und auf See werden durchgeführt, um Aussagen über lokale und regionale Variationen des Temperaturfeldes zu gewinnen. Geothermische Anomalien liefern Hinweise auf Untergrundstrukturen, z.B. Salzstöcke oder Bruchzonen. Vorzugsweise verwendet man dazu tiefe Bohrlöcher oder tiefe Gewässer, um vom Einfluss des Tages- und Jahresganges der Oberflächentemperatur befreit zu sein. Im tiefen Ozean mit stabiler Temperaturschichtung lässt sich der geothermische Gradient messen, indem man den Temperaturgradienten in den obersten Metern des Sediments bestimmt. In Flachmeeren und Seen treten alle Zwischenstufen von ungestörten Temperaturen bis zu Jahresgängen von mehr als 10 °C auf.

Ziel der Messung in der Ostsee war es, Temperaturveränderungen im Ostseesediment auf Grund des Jahresganges der Bodenwassertemperatur aufzuzeichnen und zu interpretieren. Ein zweites Ziel war die Messung des regionalen Temperaturfeldes.

Die Strategie zur Bestimmung des regionalen Temperaturfeldes erfordert die Messung entlang von Profilen, so genannten geothermischen Stationen, mit einer Reihe von Messpunkten. Zwei Stationen, eine in der westlichen Mecklenburger Bucht und eine ca. 16 km nördlich von Kühlungsborn, konnten während der Reise vermessen werden (westliche Station und östliche Station in Abb. 1). Die Auswahl der Stationen mit ausreichenden Erfolgsaussichten erfolgte auf Grund der Vorkenntnisse über die Schlickbedeckung in den Becken und den flacheren, sandigen Bereichen. Sand behindert das Vordringen in größere Tiefen erheblich.

2. Einfluss zeitlich veränderlicher Temperatursignale auf den lokalen geothermischen Gradienten

Die Jahresdurchschnittstemperatur an der Erdoberfläche stellt sich als Gleichgewicht aus dem Wärmestrom des Untergrundes und der klimatischen Temperaturkurve in der Atmosphäre ein. Die Lufttemperatur, und hier insbesondere der Jahresgang, stellt bekanntermaßen eine periodische, stark schwankende Funktion dar. Demgegenüber ist die geothermische Wärmestromdichte an einem bestimmten Ort an der Erdoberfläche als konstant anzusehen. Bei homogenem Gestein im Untergrund mit gleichbleibender Wärmeleitfähigkeit stellt sich ein linearer Gradient ein. Die kontinuierliche Temperaturzunahme mit der Tiefe

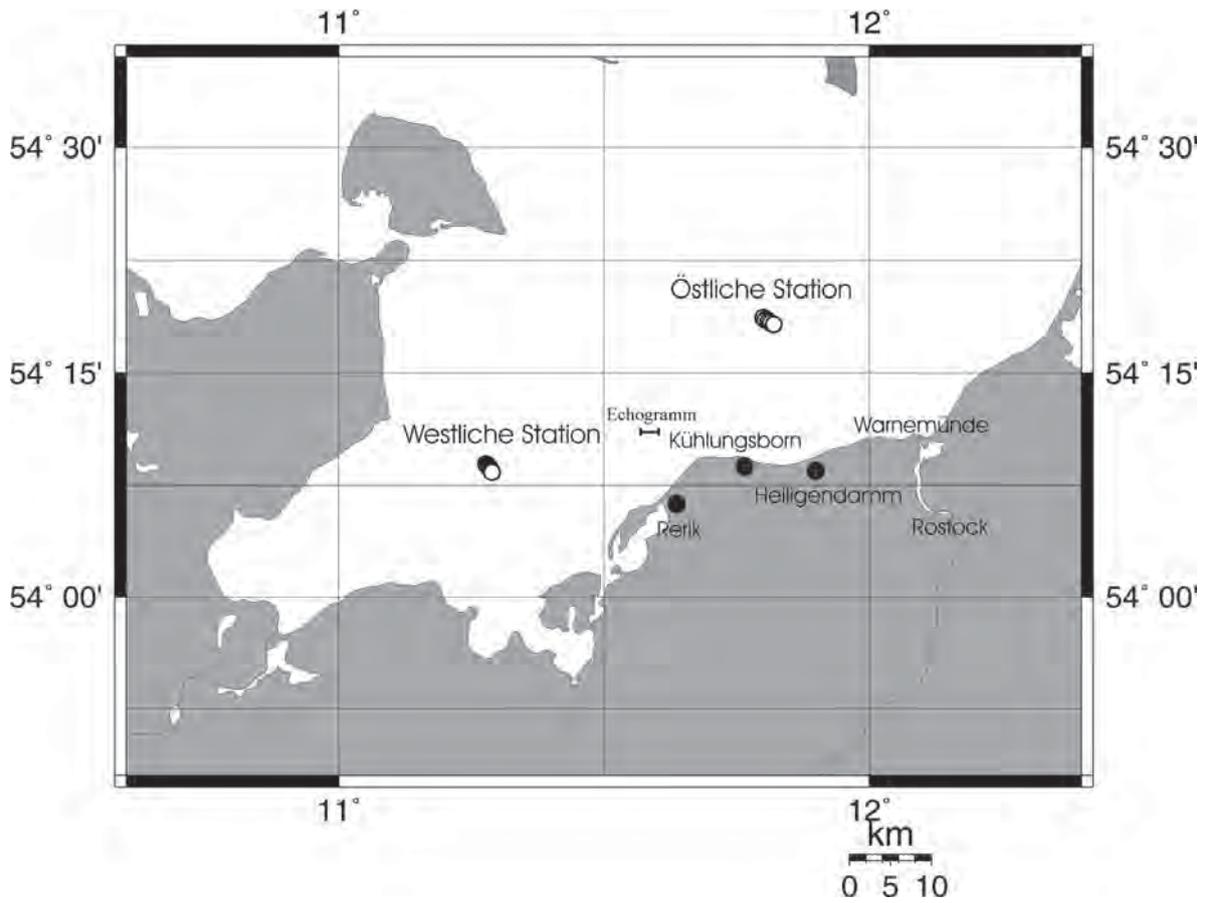


Abb. 1: Stationskarte der Mecklenburger Bucht

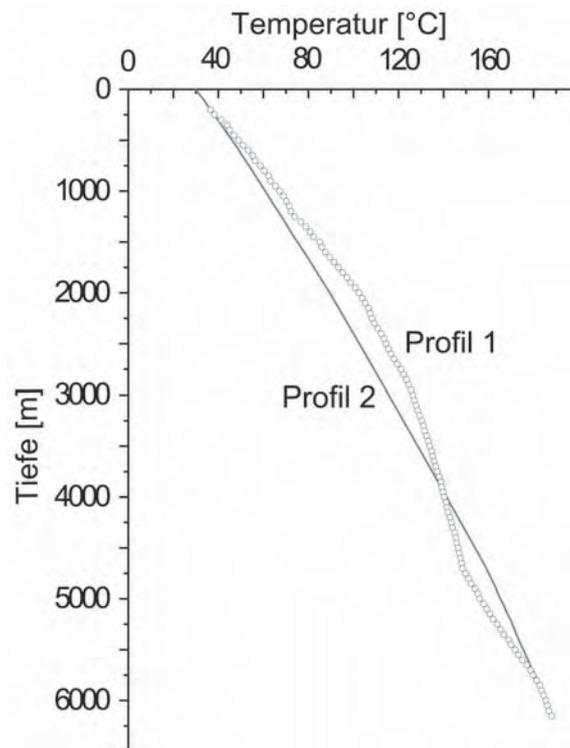


Abb. 2: Temperaturprofil der Tiefbohrung Parchim 1/68 (LOTZ und FÖRSTER, 2002)

erfährt Veränderungen bei Schichtungen mit unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeit, im betrachteten Gebiet z.B. Schlick, Sand, Sandstein und Salz.

Ein typisches Temperatur-Tiefen-Profil einer Tiefbohrung in Mecklenburg-Vorpommern ist in Abb. 2 dargestellt (aus LOTZ und FÖRSTER, 2002). Das Profil 1 zeigt die gemessene *in-situ* Temperatur gegen die Tiefe aufgetragen. Die Abweichung von der Linearität ist hier hauptsächlich auf eine eingeschaltete Lage von Zechstein-Salz zurückzuführen. Durch Modellierung eines thermischen Gradienten auf Grund des gefundenen basalen Wärmestroms ohne Salzhorizont ergibt sich das Profil 2. Im Abschnitt bis ca. 4500 m Teufe findet man einen Gradienten von ca. 27 °C/km. Dieser Wert entspricht dem Hintergrundgradienten der Region Parchim im Südwesten Mecklenburg-Vorpommerns. Im Vergleich dazu beläuft sich der Hintergrundgradient im nordwestlichen Mecklenburg-Vorpommern auf etwa 30–50 °C/km (LUNG, 2000). Man findet dort, wo sich das Messgebiet befindet, demnach leicht erhöhte Gradienten.

Die zu beobachtende Jahresmitteltemperatur der Oberfläche in Deutschland von 8–10 °C ergibt sich als Gleichgewichtstemperatur aus der jahreszeitlichen Temperaturkurve und der basalen Energiezufuhr. Der Jahresgang dringt mit abnehmender Amplitude und zeitlicher Verzögerung in den Untergrund ein, beispielsweise ist ein Temperatursignal des terrestrischen Jahresganges von ±10 °C in 30 m Tiefe auf ein Tausendstel Grad Celsius abgeklungen. Diese Bedingungen gelten sinngemäß auch in der Mecklenburger Bucht, wobei das Wasser der Ostsee als zusätzlicher Puffer mit einer eigenen Dynamik zu berücksichtigen ist. Im Zentrum der Mecklenburger Bucht beträgt der Jahresgang der Temperatur in den obersten Metern der Wassersäule annähernd 20 °C (BSH, 2001) (vgl. Abb. 3). Der Wasserkörper puffert die Wärmemenge, transportiert sie und erzeugt eine Variation der Bodenwassertemperatur mit abgeschwächter Amplitude. In einer Wassertiefe von 20 m beträgt die Amplitude des Jahresganges noch 10 °C. Während das Minimum und das Maximum der Oberflächentem-

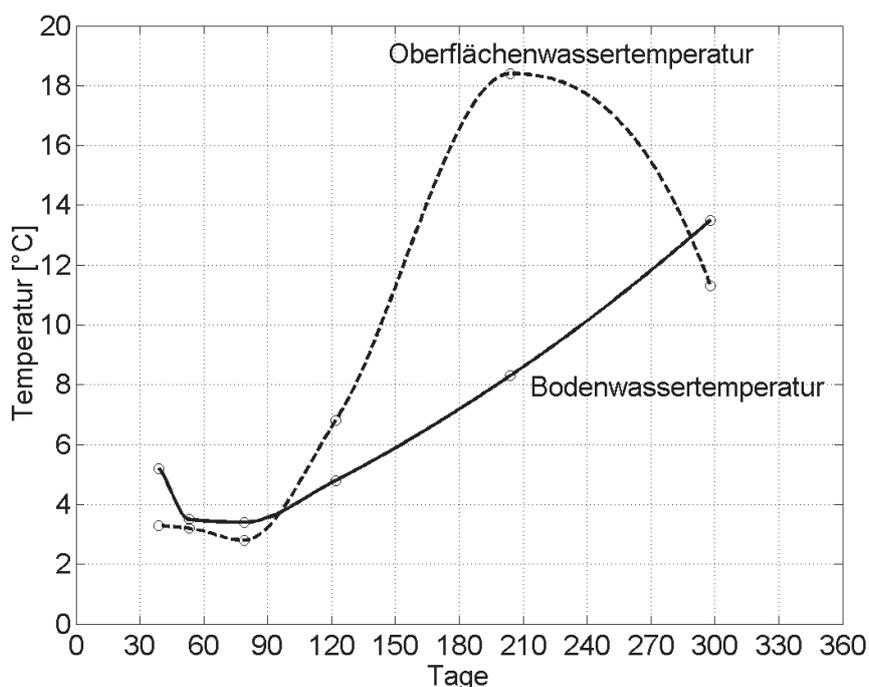


Abb. 3: Oberflächen- und Bodenwassertemperaturen in der Mecklenburger Bucht 2001 (BSH, 2001)

peratur mit Frühjahr und Hochsommer zusammenfallen, treten die Signale im Bodenwasser z.T. zeitverzögert auf. Im Winter und Frühjahr sinkt kaltes und dichteres Wasser von der Oberfläche in die Tiefe und bildet unmittelbar das kalte Bodenwasser. Im Gegensatz dazu kann das im Sommer erwärmte Oberflächenwasser auf Grund der Dichteschichtung nicht den gesamten Wasserkörper durchmischen. Dies geschieht erst unter dem Einfluss des Windes, so dass das Temperaturmaximum zeitverzögert erst im Herbst ausgebildet wird.

Die verursachte Temperaturstörung breitet sich auf Grund der Wärmeleitung im Sedimentkörper unter Abschwächung in die Tiefe aus. Geht man von einer konstanten Temperaturleitfähigkeit des Sedimentes aus, d.h. von einer konstanten Geschwindigkeit, mit der die Störung in die Tiefe vordringt, so lassen sich Modelle für den zeitlichen Verlauf der Störung erstellen. Mit Hilfe von komplexen Inversionsverfahren über die gemessenen Temperaturprofile kann eine Rekonstruktion der Bodenwassergeschichte vorgenommen werden. Dies gibt einen Hinweis auf die thermische Vergangenheit des Messortes. Die Messungen mit der 6 m langen Temperatursonde erlauben auf Grund der vergleichsweise geringen Messtiefe die Rekonstruktion der Bodenwassertemperatur der letzten Monate (WANG u. BECK, 1987).

3. Lokale Sedimentologie der Mecklenburger Bucht

Mit der Mecklenburger Bucht wurde ein Messgebiet aufgesucht, in dem unterschiedliche Sedimentverhältnisse vorherrschen. Im Zentrum der Bucht befindet sich eine bis zu 5 m mächtige Schlickschicht über sandigem Untergrund (LEMKE, 1998). Zu den Rändern hin nimmt die Schlickbedeckung ab. An beiden Messstationen war eine Schlickmächtigkeit von ca. 3 m vorherrschend, so dass mit einem vollständigen Eindringen der Sonde in den weichen Untergrund gerechnet werden konnte. Einen Überblick über die Bathymetrie und die Sedimentationsverhältnisse im östlichen Teilgebiet gibt Abb. 4 (IOW, 2003).

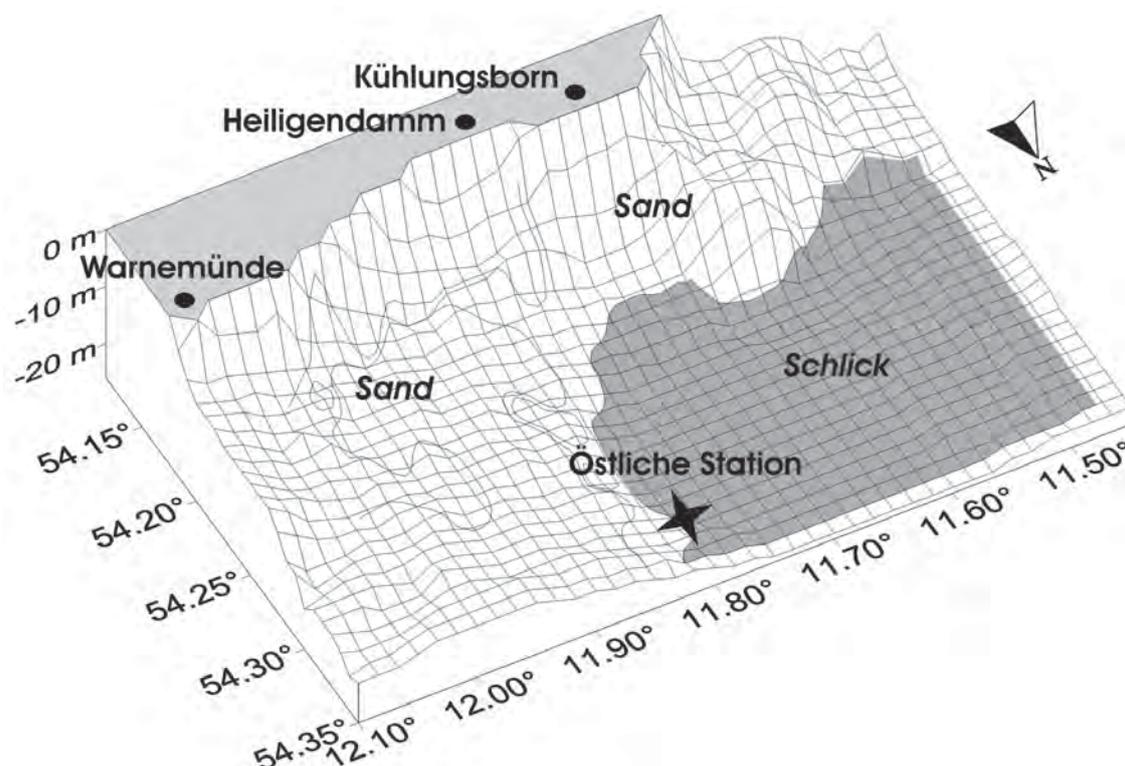


Abb. 4: Bathymetrie und Sedimente im östlichen Teilgebiet der Mecklenburger Bucht (aus IOW, 2003)

Der Schlick in der Mecklenburger Bucht zeichnet sich durch einen hohen Wassergehalt und einen hohen Gehalt an organischem Material aus. Wassergehalte bis 67 % und Gehalte an organischen Kohlenstoffen bis 5,7 % sind typisch für die Region. Unterhalb des Schlicks befindet sich Fein- bis Mittelsand mit wesentlich geringerem Wassergehalt und geringerem Anteil an organischen Kohlenstoffen (IOW, 2003). Die Durchlässigkeit für Grundwasserströmung von Schlick ist weitaus geringer als die von Sand, ausgedrückt durch die Werte für die Permeabilität von 10^{-5} – 10^{-7} cm/s für Schlick gegenüber 10^{-1} – 10^{-3} cm/s für Sand (MEANS u. PARCHER, 1963). Im Sedimentecholot-Profil in Abb. 5 sind die sedimentologischen Einheiten deutlich zu erkennen (IOW, 2003), Schlick und Sand sind durch einen klaren Horizont getrennt.

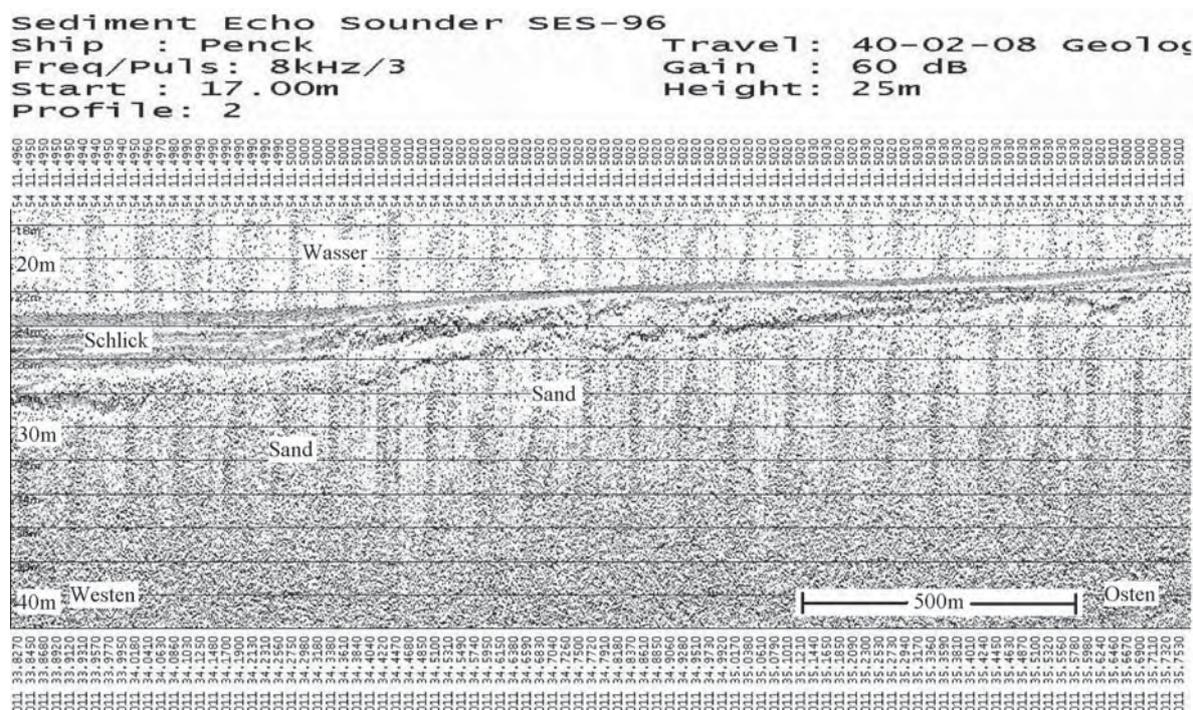


Abb. 5: Sedimentecholot-Profil aus dem Osten der Mecklenburger Bucht (aus IOW, 2003). Es stellt ein typisches Beispiel für ein mit Schlick gefülltes Becken dar. Das Profil hat eine W-E-Erstreckung von ca. 2,2 km. Der Meeresboden wird in einer Tiefe von 23 m, ansteigend auf 20 m abgebildet. Im Becken findet man ca. 3 m mächtige Schlickablagerungen über sandigem Untergrund

Das in Abb. 5 dargestellte seismische Profil zeigt das ca. 2 km lange West-Ost-Profil aus Abb. 1, welches etwa 10 km west-nordwestlich von Kühlungsborn aufgezeichnet wurde. Das Profil zeigt im Gegensatz zu einem geologischen Profil eine Echolotaufzeichnung, in dem die Horizonte als unterschiedlich starke Schallreflektoren erscheinen. Entsprechend der beschriebenen Sedimentschichtung in Abb. 4 ist der Übergang eines mit Schlick bedeckten Bereichs (links, im Tiefenintervall 23–26 m) in ein Gebiet mit zunehmend größerem Material wie Feinsand (rechts) zu sehen. Im oberen Bereich finden sich über die gesamte Profillänge sehr schwache Reflexionen von weichen Sedimenten, die übereinstimmend mit der Schlickverteilung im östlichen Teilgebiet der Mecklenburger Bucht den Übergang zwischen aufliegendem Schlick und Sand charakterisieren.

4. Instrumente und Ablauf der Messung

Zur Temperaturmessung im Ostseesediment kam eine 6 m lange Sonde, bestehend aus einem Gewichtskopf und einer massiven Stahllanze, zum Einsatz. Entlang der Lanze waren 6 Halterungen, bestückt mit autonomen Temperatursensoren (Miniaturized Temperature Data Logger, MTL), angebracht. Der Abstand betrug jeweils einen Meter. Zusätzlich wurde im westlichen Teilgebiet ein weiterer MTL am Kopf der Sonde montiert, um die Bodentemperatur zu registrieren. Die MTL sind eine Entwicklung der Universität Bremen und der Firma Antares und für den Einsatz in der Tiefsee konstruiert (PFENDER u. VILLINGER, 2002). Sie arbeiten autonom und besitzen eine Temperatur-Auflösung von 1 mK. Die Aufzeichnungszeit beträgt maximal 18 Stunden bei einem Aufzeichnungsintervall von einer Sekunde. Nach dem Einsatz können die Daten über eine Schnittstelle am Computer ausgelesen und bearbeitet werden.



Abb. 6: 6-m-Sonde mit MTL beim Aussetzen

An einer Messstation wird die Sonde im so genannten *pogo-style*-Verfahren (Springverfahren) eingesetzt, d.h. eine Reihe von Messungen findet in geringen Abständen entlang eines Profiles statt. Das Instrument wird mit 1 m/s Windengeschwindigkeit gefiert, so dass die Lanze samt Sensoren ins Sediment eindringen kann. Die Angleichzeit im Boden zum Erreichen einer Gleichgewichtstemperatur beträgt ca. 7 Minuten. Die Gesamtzahl der erfolgreichen Messungen an zwei Stationen beläuft sich auf 8 bzw. 5 Einzelmessungen.

Die Einsatzorte wurden anhand vorliegender Seismogramme so ausgewählt, dass mit einer vollständigen Eindringung der Sonde zu rechnen war. Die Messungen fanden jeweils in Randbereichen der Bucht statt, in denen eine bis zu 3 m mächtige Schlickschicht über sandigem Untergrund vorherrschend war.

5. Ergebnisse

5.1 Ergebnisse im westlichen Teilgebiet

Die westliche Station umfasst 8 Temperaturgradientenmessungen im Abstand von ca. 200-m in einer Wassertiefe von 20 m. Eine Übersichtskarte der Messpunkte sowie die gemessenen Temperatur-Tiefen-Profile sind in Abb. 7 und Abb. 8 dargestellt.

Die Temperatur-Tiefen-Profile in Abb. 8 zeigen einen Verlauf mit negativem Gradienten von ca. 13 °C am Meeresboden bis zu einem Temperaturminimum von ca. 7,7 °C in einer Tiefe von 4–5 m unter dem Meeresgrund. Mit zunehmender Tiefe steigt die Temperatur wieder leicht an bis zu einer maximalen gemessenen Temperatur von 7,8 °C. Der Gradientenverlauf ist an keiner Stelle hinreichend gerade, er gibt also keine stationären Bedingungen wieder, die zum Bestimmen des geothermischen Hintergrundgradienten geeignet wären. Dagegen bildet der Temperaturverlauf den Jahresgang von ± 5 °C der Bodenwassertemperatur ab (vgl. Abb. 3). Die Sommerwelle ist zu diesem Zeitpunkt bis in ca. 3 m Tiefe

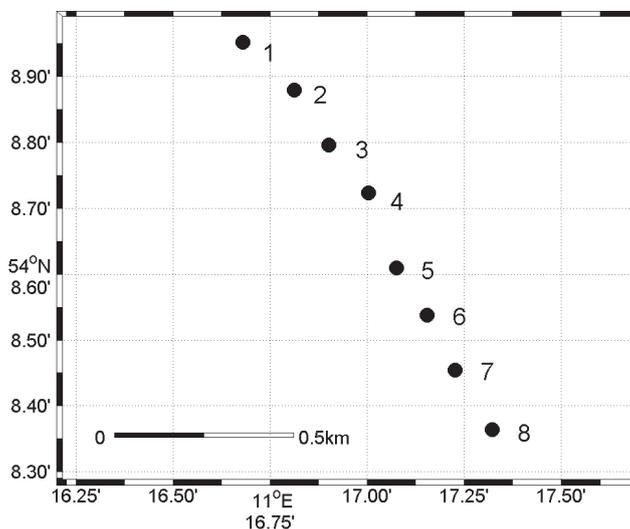


Abb. 7: Stationskarte westliche Station

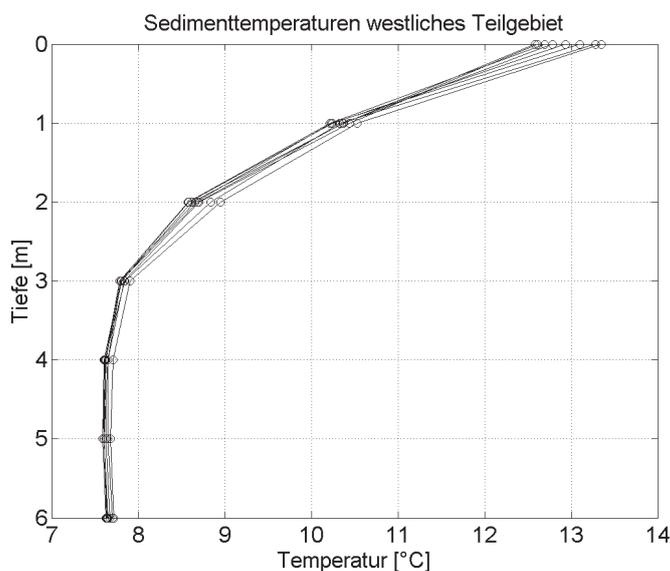


Abb. 8: Temperatur-Tiefen-Profile für 6 MTL im Grund und einem im Wasser

vorgedrungen, zwischen 4 m und 5 m sorgen die Relikte der letzten Winterwelle für ein Temperaturminimum. Aus numerischen Modellierungen erhält man das Ergebnis, dass die Amplitude des Jahresgangs in einer Tiefe von 6 m auf ein Fünfzigstel abgeklungen ist. Die Jahresmitteltemperatur kann hier mit $7,8 \pm 0,1$ °C abgelesen werden. Diese Profile stellen die Normalsituation für den späten Herbst in der Region dar.

Leichte Differenzen zwischen den Profilen sind auf Unterschiede in der lokalen Wassertiefe, der Eindringtiefe der Sonde und der Bodenwassertemperatur zurückzuführen.

5.2 Ergebnisse im östlichen Teilgebiet

Im östlichen Teilgebiet wurden einen Tag früher, also nahezu zeitgleich zu den Messungen im westlichen Teilgebiet, an fünf Einzelpunkten Temperaturmessungen im Abstand von 300–400 m durchgeführt. Die Wassertiefe im Einsatzgebiet lag ebenfalls bei ca. 20 m. Die Übersichtskarte sowie die gemessenen Temperatur-Tiefen-Profile sind in Abb. 9 und Abb. 10 dargestellt.

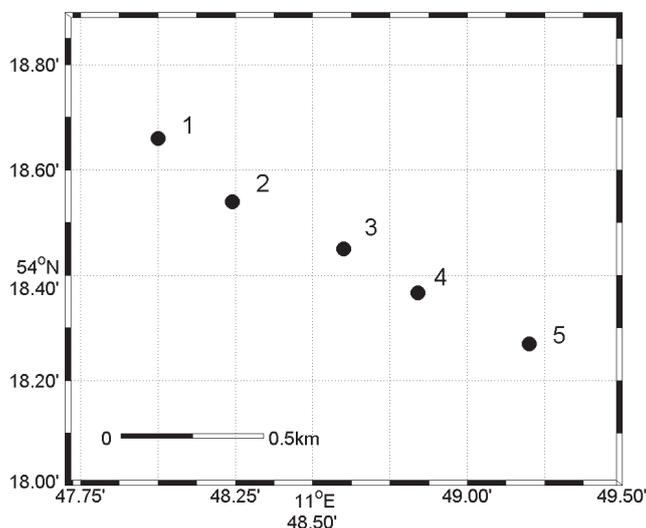


Abb. 9: Stationskarte östliche Station

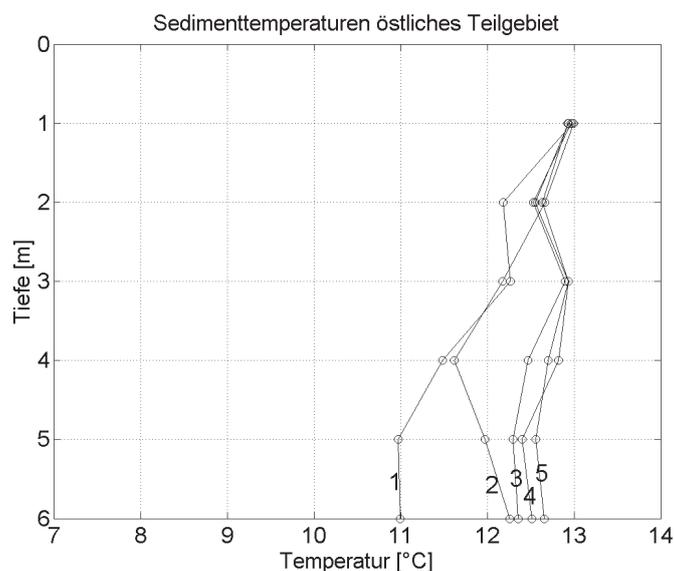


Abb. 10: Temperatur-Tiefen-Profile

Im östlichen Teilgebiet zeichnet sich ein völlig anderes Bild als im westlichen ab. Der Abstand der Messungen, die Wassertiefe, die Beschaffenheit des Sedimentes, der Jahresgang in der Bodenwassertemperatur sowie die verwendete Apparatur entsprechen im Wesentlichen den Bedingungen im westlichen Teilgebiet. Die Temperatur-Tiefen-Profile unterscheiden sich jedoch deutlich. Wir beobachten Temperaturen am Meeresboden von ca. 13 °C, darunter negative Gradienten bis zu einer Tiefe von 5 m, wobei die Minimaltemperaturen zwischen 11 °C und 12,5 °C liegen. Im Intervall 5–6 m steigt die Temperatur wieder leicht an. Bemerkenswert hieran ist, dass die Minimaltemperaturen über +11 °C liegen und damit um 3,7–5 °C über den Temperaturen im westlichen Vergleichsgebiet. Weiterhin ist zu beobachten, dass die Maximaltemperaturen von Station 1 nach 5, also von NW nach SE hin ansteigen. Die Unterschiede sind dem direkten Vergleich in Abb. 11 leicht zu entnehmen.

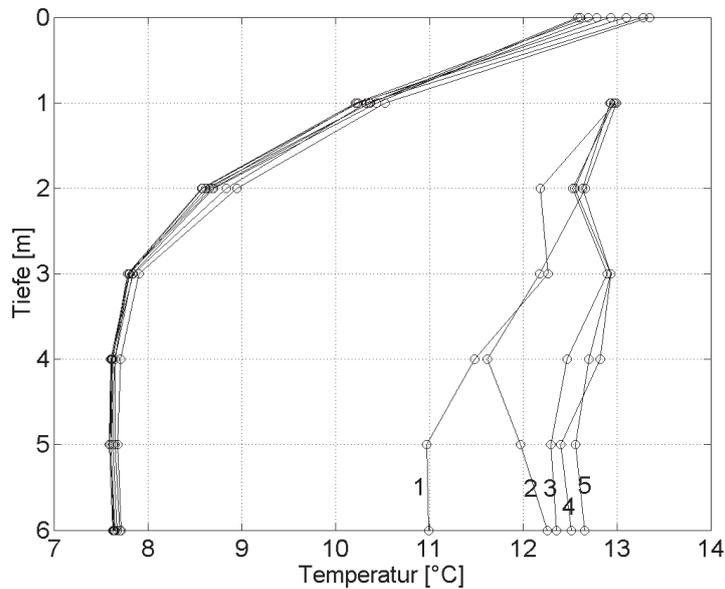


Abb. 11: Vergleichende Darstellung der Temperatur-Tiefen-Profile beider Stationen

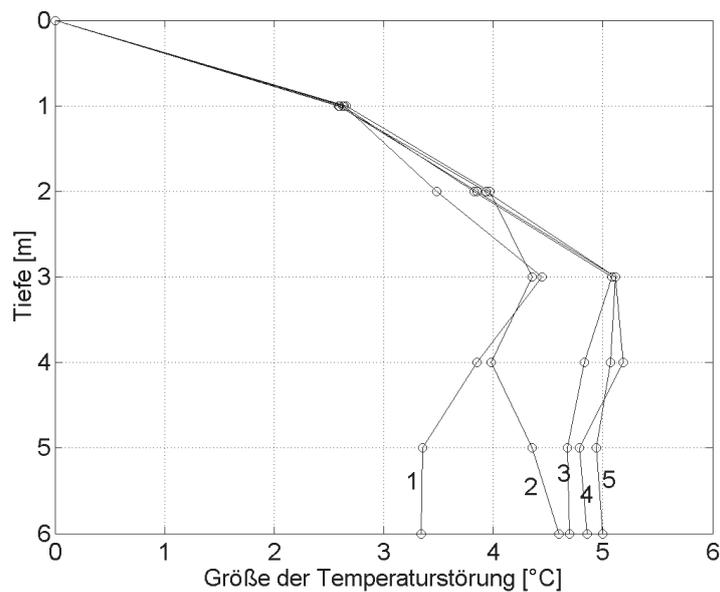


Abb. 12: Temperatur-Anomalie der östlichen Station, bezogen auf die westliche

Nun kann man die Messungen im westlichen Teil als „Normalfall“ für die Mecklenburger Bucht heranziehen und die Anomalie der östlichen Station im Vergleich hierzu bestimmen. Mit Hilfe dieser Normierung, die in Abb. 12 dargestellt ist, werden folgende Aspekte deutlich: a) die Meeresbodentemperatur beträgt in beiden Fällen ca. 13 °C, d.h. das Meerwasser gleicht Temperaturunterschiede effektiv aus, b) die Anomalie baut sich in den obersten Metern bis zu einer Tiefe von 3 m am stärksten auf und c) in größeren Tiefen als 3 m ist der vertikale Gradient gering oder negativ, die stärkste Anomalie liegt also bei 3–4 m Tiefe. Zusätzlich ist in der Tiefe ein horizontaler Gradient von ca. 1,7 °C über 1,5 km zu erkennen.

Diese Beobachtungen zusammengenommen legen den Schluss nahe, dass es eine Wärmequelle im Untergrund gibt, die in der Lage ist, die Temperatur nachhaltig auf 5 °C über der Umgebungstemperatur zu halten. Des Weiteren ist die Quelle lokal, da wir eine Richtungsabhängigkeit erkennen können. Auf Grund der großen Wärmekapazität von Wasser und des sehr wirksamen Wärmetransportes durch Konvektion ist die Vermutung, dass aufsteigendes warmes Grundwasser die Ursache der thermischen Anomalie ist.

6. Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

Es stellt sich die Frage, woher die Wärme aus dem Untergrund von Kühlungsborn kommt. Zunächst gab es die Vermutung, dass das ca. 1,5 km südlich vom Messgebiet entfernte Baltic Cable, längstes submarines Gleichstromkabel der Welt zwischen Deutschland und Schweden mit einer Leistung von 600 MW, eine Rolle spielen könnte. Energetische Kalkulationen haben gezeigt, dass selbst ein 100 °C warmes Kabel nach einem Jahr Dauerheizung die Sedimenttemperatur nur im Umfeld von wenigen Meter um mehr als 1 °C erhöhen kann. Diese Möglichkeit kommt also nicht in Betracht. Als zweite Möglichkeit wurde die Verklappung von Kampfstoffen herangezogen. Eine Nachfrage bei den zuständigen Seeschiffahrtsämtern konnte die Vermutung aber nicht bestätigen. Als dritte Möglichkeit kam die anaerobe Verrottung von organischem Material im Schlick in Frage. Dieser Prozess läuft allerdings sehr langsam und thermisch nicht isoliert ab, wodurch eine kurzfristige Freisetzung von größeren Energiemengen auszuschließen ist.

Für aufsteigendes Grundwasser sehen die Modellüberlegungen so aus: erwärmtes Wasser kann aus der Tiefe aufsteigen. Die sandigen Lagen des Quartärs, die hier ab einer Tiefe von 3-m unter Meeresboden vorkommen, begünstigen diesen Fluss. Die darüber liegenden marinen Ablagerungen in der Ostsee mit ihrem hohen Anteil an Schlick und entsprechend geringer Permeabilität behindern jedoch den weiteren vertikalen Aufstieg. Das Grundwasser sucht sich daraufhin den leichteren Weg in horizontaler Richtung durch die sandigen Lagen. Dies erklärt am leichtesten die maximale Temperaturanomalie in 3–4 m Teufe, also in der Sandlage direkt unterhalb der schlackigen Bedeckung und gleichzeitig den horizontalen Gradienten der Temperatur.

Die Gemeinden Rerik und Kühlungsborn lieferten den entscheidenden Hinweis. Von dort kam die Auskunft, dass es in den Orten und der näheren Umgebung ausgedehnte Warmwasserquellen gibt. Das Vorkommen von Warmwasserquellen in der Region und die aus dem Untergrund kommende Temperaturstörung ergeben ein übereinstimmendes Bild. Zum einen umfasst das östliche Messgebiet ein Areal von ca. 2 km², es handelt sich also um einen Effekt mit ausreichender Ausdehnung und Quellstärke für eine nachhaltige Temperaturerhöhung. Zum anderen konnte die thermische Anomalie im darauf folgenden Herbst 2002 mit den Messungen einer kurzen Sonde von 40 cm Länge bestätigt werden. Mit ihr wurde auch über das angrenzende Seekabel hinaus gemessen, ohne dass ein Zusammenhang zwischen der

Temperaturstörung und dem Kabel festgestellt werden konnte. Der Einsatz der 40-cm-Sonde lieferte allerdings keine befriedigenden Ergebnisse, da die Temperaturstörung mit einer solch geringen Messtiefe nicht voll erfasst werden kann.

7. Einbindung der Ergebnisse in die lokale Geologie

Letztendlich stellt sich die Frage, welchen Ursprung die Warmwasserquellen haben. Eine Erklärung erhält man aus einem Blick auf die Stratigraphie des Nordostdeutschen Beckens (NODB). In Abb. 13 ist ein geologischer Schnitt durch das NODB dargestellt (WOLFGRAMM, 2002).

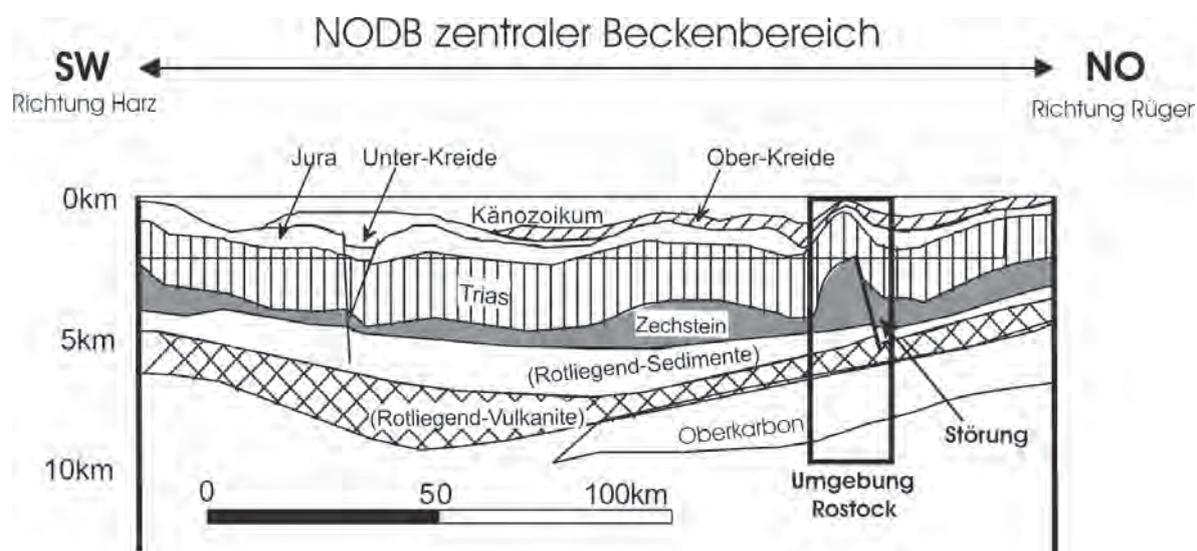


Abb. 13: Geologischer Schnitt durch das Nordostdeutsche Becken (WOLFGRAMM, 2002)

In Rostock und Umgebung findet man im Salz des Zechsteins und den Niveaus darüber eine Antiklinalstruktur. Dieses Phänomen steht in direktem Zusammenhang mit dem Auftreten von Salzdiapirismus, geothermischen Anomalien und ausgeprägten tektonischen Störungen in der unmittelbaren Umgebung. Von Rostock aus verlaufen entlang einer Linie über ca. 40 Kilometer Länge permische Störungen (im markierten Rechteck in Abb. 13) in Richtung Südosten. Entlang dieser Linie treten Salzstöcke auf, die mit erhöhter geothermaler Aktivität einhergehen (LUNG, 2000). Die geothermische Anomalie ist dabei auf die hohe Wärmeleitfähigkeit von Salz im Vergleich zum Umgebungsmaterial zurückzuführen. Verlängert man die Linie der auftretenden Anomalien von Rostock aus in Richtung Nordwesten, so trifft man auf das Messgebiet der östlichen Station. Die beobachteten Phänomene können daher miteinander in Verbindung gebracht werden.

Notwendig für das Vorkommen von Warmwasserquellen ist ebenfalls, dass für die Speisung der Quellen Grundwasserleiter zur Verfügung stehen. Auch diese Bedingung ist in Mecklenburg-Vorpommern durch zahlreiche Aquifere zwischen den Niveaus Unter-Kreide und Zechstein erfüllt (LUNG, 2000). Eine große Ansammlung von Aquiferen findet sich im Jura, welches im Messgebiet von 2000 m Teufe auf 600 m ansteigt. Zudem ist der geothermale Hintergrundgradient in der Umgebung von Rostock, d.h. ca. 30 km südöstlich des Messge-

bietes, infolge der auftretenden Salzstrukturen Fresendorf und Goritz besonders hoch. Werte von über 50 mK/m werden erreicht. Dieser Wert ist 10–20 mK/m höher als im übrigen Teil Nordwest-Mecklenburg-Vorpommerns.

Mithilfe dieser Kenntnisse lassen sich Überlegungen zur Quelltiefe des aufsteigenden Wassers anstellen. Bei einem geothermalen Hintergrundgradienten von 50 mK/m, entsprechend 50 °C/km, wird die beobachtete Temperatur-Anomalie von +5 °C bereits in 100 m Tiefe erreicht. Im adiabatischen Fall, d.h. bei ausreichend schnellem Aufstieg des Grundwassers, sollte das liefernde Aquifer in mindestens 100 m Tiefe zu suchen sein.

Über Transportraten von Wassermenge und Temperatur der Quelle sowie deren Tiefenlage können zum jetzigen Zeitpunkt der Untersuchungen noch keine endgültigen Aussagen getroffen werden. Festgestellt werden kann allerdings, dass die geologischen Bedingungen der Region das Auftreten von Warmwasserquellen begünstigen.

7.1 Ausblick

In Zukunft stehen weitere Forschungsfahrten vor der Küste Mecklenburg-Vorpommerns aus. Ziel dieser Fahrten wird es sein, ein zusammenhängendes Bild über die Verteilung und Ausdehnung von Warmwasserquellen in der Region zu gewinnen. Von Interesse ist dabei eine mögliche wirtschaftliche Nutzung. Sowohl die Wärme als auch das „Thermalwasser“ könnten in den anliegenden Gemeinden direkt genutzt werden. Von weiterem wissenschaftlichen Interesse ist z.B., welche Auswirkungen Warmwasseraustritte auf die Sediment-eigenschaften und das angrenzende Ökosystem haben. Weiterhin kann der Salzgehalt des aufsteigenden Wassers Rückschlüsse auf Salzstrukturen im Untergrund geben. Zu klären ist auch, aus welcher Tiefe das Wasser stammt und wie groß die Transportraten von Wassermenge und Wärmeenergie sind.

8. Schriftenverzeichnis

- BSH (BUNDESAMTES FÜR SEESCHIFFFAHRT UND HYDROGRAPHIE): Wassertemperaturen 2001 in der Mecklenburger Bucht, Messwerte der Station M2 aus der Internet-Datenbasis des BSH, 2001.
- IOW (INSTITUT FÜR OSTSEEFORSCHUNG WARNEMÜNDE), FACHBEREICH BIOLOGIE DER UNIVERSITÄT ROSTOCK: DYNAS Abschlussbericht, Dynamik natürlicher und anthropogener Sedimentation; Vorhaben: Sedimentationsprozesse in der Mecklenburger Bucht, 2003.
- LOTZ, B. u. FÖRSTER, A.: Heat Flow of the NE German Basin: A Matter of Revision?, Auszug aus einem Poster vom Geoforschungszentrum Potsdam, 2002.
- LUNG (LANDESAMT FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND GEOLOGIE MECKLENBURG-VORPOMMERN): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Übersichtskarte 1:500 000 – Geothermie –, 2000.
- LEMKE, W.: Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Littorinatransgression, Warnemünde: Institut für Ostseeforschung. 156 S. (Meereswissenschaftliche Berichte; 31), 1998.
- MEANS, R. E. u. PARCHER J. V.: Physical Properties of Soils, Charles E. Merrill Books, Inc., 1963.
- PFENDER, M. u. VILLINGER, H.: Miniaturized Data Loggers for Deep Sea Sediment Temperature Gradient Measurements, Marine Geology, 186, pp 557–570, 2002.
- WANG, K. u. BECK, A. E.: Heat Flow Measurements in Lacustrine or Oceanic Sediments Without Recording Bottom Temperature Variations, Journal of Geophysical Research, Vol. 92, No. B12, pp 12837–12845, November 10, 1987.

WOLFGRAMM, M.: Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken – Petrographie, Mikrothermometrie und Geochemie stabiler Isotope, Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.), vorgelegt an der Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, verteidigt am 13.5.2002.

Langfristige Sedimentdynamik des Systems Tidebecken-Ebbdelta unter besonderer Berücksichtigung von verändertem Seegang und Wasserständen

Von THOMAS HIRSCHHÄUSER und ULRICH ZANKE

Z u s a m m e n f a s s u n g

Ziel des Forschungsvorhabens *Langfristige Sedimentdynamik des Systems Tidebecken-Ebbdelta unter besonderer Berücksichtigung von verändertem Seegang und Wasserständen* war es, die derzeitigen Möglichkeiten der morphodynamischen Modellierung des Systems Tidebecken-Ebbdelta aufzuzeigen.

Zentral sollte hierfür eine morphologische Matrix erstellt werden. Die morphologische Matrix setzt sich aus den morphodynamischen Wirkungen verschiedener Einzelereignisse zusammen. Durch Kombination und Wichtung dieser Einzelereignisse sollte eine bestmögliche Annäherung an einen natürlichen Referenzzustand erreicht werden.

Weitere Untersuchungsschwerpunkte lagen auf Sensitivitätsstudien bezüglich eines steigenden Meeresspiegels und eines veränderten Seegangs. Zusätzlich wurden die im System Tidebecken-Ebbdelta zurückgelegten Sedimenttransportpfade aufgezeigt.

S u m m a r y

The project long-term sediment-dynamics in tidal basins with special consideration of an increase of the mean sea-level and water level variations was carried out in order to demonstrate the present capabilities of morphodynamic models.

The main part was to develop a morphological matrix, which consists of the morphodynamic effects of different hydrodynamic conditions. By combining and weighting these situations a best-possible agreement with a reference condition was to be fulfilled.

Furthermore, the morphodynamic effect of an increase of the mean sea level and wave conditions was investigated, and the transport paths of sediment within the tidal basin were pointed out.

K e y w o r d s

Morphodynamische Modellierung, morphologische Matrix, Sensitivitätsanalyse, Referenzzustand, Langzeitprognose, Schwebstoffe, Sedimenttransportpfade, Kornverteilung, Nordsee

Morphodynamic modelling, morphological matrix, sensitivity analysis, reference conditions, long-term prognosis, suspended sediment, sediment transport paths, grain distribution, North Sea

I n h a l t

1. Einleitung	202
2. Morphologische Matrix	203
2.1 Projektgebiet Dithmarscher Bucht	203
2.2 Ermittlung des Referenzzustandes	204
2.3 Ermittlung der sedimentologischen Randbedingung	207

2.4 Erstellung der morphologischen Matrix	207
2.4.1 Rechnungen mit der Variation der ins Gebiet strömenden Feinstschwebstoffe	209
2.4.2 Rechnungen mit parametrisierter Sekundärströmung	210
2.4.3 Rechnungen mit Variation des Seegangs	211
2.5 Prognosezeitraum	216
3. Sensitivitätsstudien mit verändertem Seegang und Wasserstand	218
3.1 Anstieg des mittleren Meeresspiegels	218
3.2 Veränderter Seegang	218
3.3 Kombination aus Meeresspiegelanstieg und verändertem Seegang	222
4. Alternative Berücksichtigung der Seegangswirkung.....	223
5. Sedimenttransportpfade.....	224
5.1 Akkumulation von feinkörnigem Sediment im Hörnumbecken	224
5.1.1 Untersuchungsgebiet.....	225
5.1.2 Sedimentbedarf im Hörnumbecken bei steigendem Meeresspiegel	226
5.1.3 Modellierung der Akkumulation von feinkörnigem Material im Hörnumbecken	228
5.1.4 Bestimmung der akkumulationsrelevanten Konzentration unter verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen	236
5.2 Sedimenttransportpfade Hörnumbecken unter Tidebedingungen.....	238
5.3 Identifikation verschiedener Kornverteilungstypen.....	240
6. Zusammenfassung	246
7. Danksagung.....	247
8. Schrifttum	247

1. Einleitung

Die Beschreibung der großräumigen Sedimentdynamik und der steigende Prognosezeitraum lassen die Anforderungen an den Betrieb eines morphodynamischen Modells wachsen. Die Qualität der von einem morphodynamischen Modell zu erwartenden Ergebnisse hängt für längere Zeiträume vor allem von drei Faktoren ab, die möglichst vollständig erfasst und mit teilweise erweiterten Methoden beschrieben werden müssen und somit zentrale Forschungsaufgaben darstellen:

- Sedimentströme am offenen Rand
- Seegangsbedingter Transport
- Auswahl und Bestimmung der zu berücksichtigenden Ereignisse.

Repräsentative Ereignisse ergeben bei einer entsprechenden Wichtung dieselben Morphologieänderungen wie die Gesamtheit der in der Natur auftretenden Ereignisse. Hierzu wird eine morphologische Matrix mit den Morphologieänderungen verschiedener Einzelereignisse erstellt. Durch Kombination und Wichtung der Einzelereignisse werden repräsentative Ereignisse gefunden, die möglichst nahe an die Morphologieänderungen eines Referenzzustandes kommen.

Die Erstellung einer morphologischen Matrix bietet gegenüber bisher angewandten Verfahren der Eingabefilterung den Vorteil, dass die Auswahl der zu berücksichtigenden Ereignisse nicht auf der Basis von Häufigkeiten auftretender hydrodynamischer Situationen (DE VRIEND et al., 1993) sondern von zu erwartenden Morphologieänderungen getroffen wird und somit aus morphologischer Sicht die bestmögliche Annäherung an die Natur erreicht wird.

Darüber hinaus sollten Aussagen zur morphologischen Entwicklung bei verändertem Seegang und Wasserständen erarbeitet und im System Tidebecken-Ebbdelta zurückgelegte Sedimenttransportpfade aufgezeigt werden.

Zur Anwendung kam das mit dem spektralen Seegangmodell SWAN (RIS, 1997) gekoppelte morphodynamische Modell TIMOR (ZANKE, 1995; HIRSCHHÄUSER u. ZANKE, 2001).

2. Morphologische Matrix

Eines der Hauptziele des Forschungsvorhabens war die morphodynamische Modellierung unter Anwendung einer morphologischen Matrix.

Die Beschränkung auf eine bestimmte Anzahl Ereignisse, die sogenannte Eingabefilterung (Input-Filtering), ist unerlässlich, da es aus rechenzeittechnischen Gründen derzeit noch nicht möglich ist, alle in der Natur auftretenden Ereignisse zu berücksichtigen. Die Auswahl ist allerdings sehr komplex, weil einzelne Ereignisse in gegensätzlicher Weise zueinander wirken können. Beispielsweise wird durch Tidebeeinflussung Material aus den Rinnen auf die Wattflächen verlagert, wohingegen einzelne Seegangereignisse Material von den Wattflächen in die Rinnen verlagern. Daher muss das Gewicht einzelner Ereignisse im Hinblick auf den langfristigen Gesamteffekt gewahrt bleiben. Die Auswahl solcher Ereignisse muss sehr sorgfältig durchgeführt werden, weil das Ergebnis durch die Vorgabe der zu berücksichtigenden Ereignisse beeinflusst werden kann. Daher stellt sie einen wesentlichen Schritt bei der Erstellung von Langfristprognosen dar. Bei der Auswahl der Ereignisse für Langfristprognosen wird das folgende Konzept der morphologischen Matrix angewandt werden:

Repräsentative Ereignisse ergeben bei einer entsprechenden Wichtung dieselben Morphologieänderungen wie die Gesamtheit der in der Natur auftretenden Ereignisse. Hierzu wird eine morphologische Matrix mit den Morphologieänderungen verschiedener Einzelereignisse erstellt. Durch Kombination und Wichtung der Einzelereignisse werden repräsentative Ereignisse gefunden, die möglichst nahe an die Morphologieänderungen eines Referenzzustandes kommen. Hierzu werden alle in einem bestimmten Zeitraum auftretenden Ereignisse hinsichtlich Windrichtung und -stärke klassifiziert. Für alle klassifizierten Ereignisse werden dann morphodynamische Rechnungen durchgeführt und die Morphologieänderungen der einzelnen Rechnungen entsprechend ihrer Auftretenswahrscheinlichkeit gewichtet und anschließend linear superponiert. Als repräsentativ werden nun diejenigen Kombinationen von Einzelereignissen, die unter Einhaltung einer Fehlertoleranz die beste Näherung an den Referenzzustand erzeugen, aufgefasst. Daher liegt auch allen berechneten Einzelereignissen die gleiche Ausgangstopographie zugrunde.

Ein optimaler Referenzzustand muss für das Untersuchungsgebiet Dithmarscher Bucht zunächst gefunden werden.

Die Erstellung einer morphologischen Matrix bietet gegenüber bisher angewandten Verfahren der Eingabefilterung den Vorteil, dass die Auswahl der zu berücksichtigenden Ereignisse auf der Basis von zu erwartenden Morphologieänderungen getroffen wird und somit aus morphologischer Sicht die bestmögliche Annäherung an die Natur erreicht wird.

2.1 Projektgebiet Dithmarscher Bucht

Das Projektgebiet Dithmarscher Bucht ist in seiner Lage innerhalb der Deutschen Bucht in Abb. 2.1 dargestellt. Das Gebiet schließt sich nördlich an die Mündung der Elbe an. Im Zuge des Generalplans Deichverstärkung, Deichverkürzung und Küstenschutz in Schleswig-Holstein wurden insgesamt 34 km² in zwei Teilabschnitten abgedeicht: 1972 wurden 11,5 km² im Südosten der Bucht aus dem Einzugsgebiet des Sommerkoog-Steertlochs abgedeicht. 1978 kamen noch 22,5 km² aus dem Einzugsgebiet der Priele Wöhrdener Loch und Kronenloch hinzu.

Der Tidehub am Pegel Büsum beträgt 3,30 m.

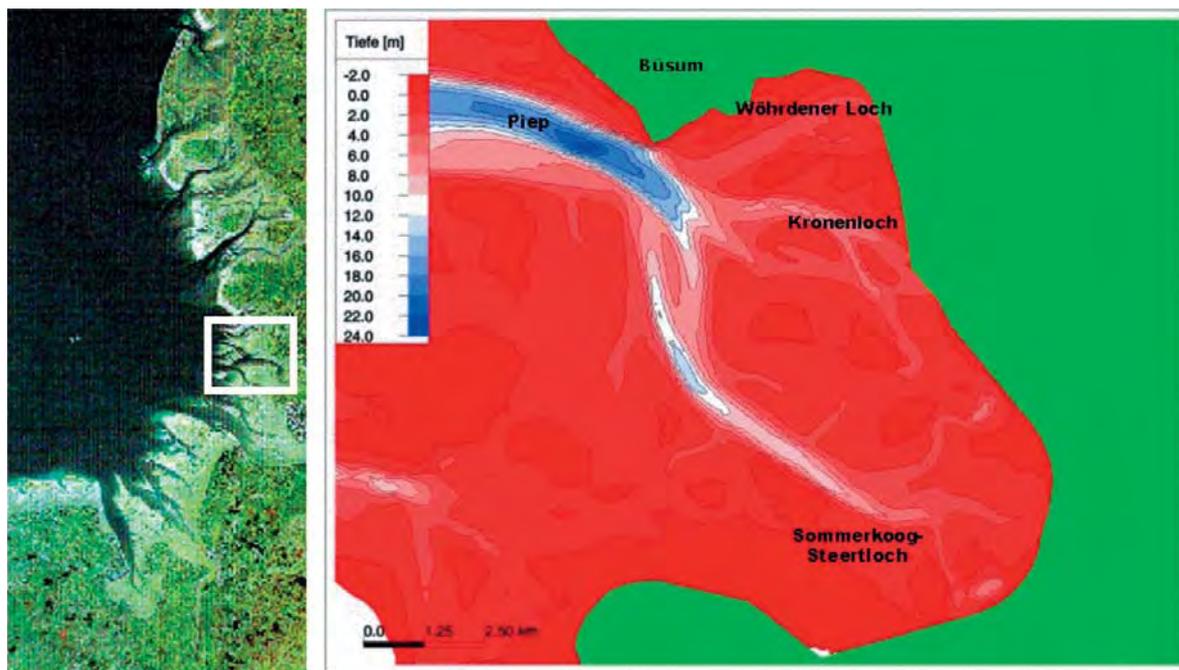


Abb. 2.1: Lage des Projektgebiets Dithmarscher Bucht

2.2 Ermittlung des Referenzzustandes

Zunächst muss ein Referenzzustand ermittelt werden, mit dem die Modellierungsergebnisse verglichen werden. Dieser sollte sich möglichst gut dazu eignen, das morphodynamische Modell zu kalibrieren. Die Analyse der Tiefendifferenzen zeigte, dass die Zustände bis 1979 aus verschiedenen Gründen als Referenzzustände ungeeignet sind. Es stellte sich heraus, dass der Datensatz von 1976 offensichtlich fehlerhaft beschickt wurde. Zwischen 1973 und 1976 wurde demnach in allen Tiefenschichten Material erodiert (vgl. Abb. 2.3). Dies erscheint auch vor dem Hintergrund der Fertigstellung des ersten Dammschnittes 1972 unglaublich. 1979 ist das Material in etwa denselben Tiefenschichten wieder vorhanden. Dies deutet darauf hin, dass der Datensatz von 1976 zu tief eingemessen bzw. fehlerhaft beschickt wurde.

Diese Inkonsistenz ist aus Abb. 2.2 oben rechts klar zu erkennen. Weiterhin sind Tiefendifferenzen, in deren Zeitraum ein Teil des Damms fertig gestellt wurde, ungeeignet, da sich nicht eindeutig zwischen natürlichen und bauwerksinduzierten morphologischen Veränderungen unterscheiden lässt.

Die Tiefendifferenzen nach 1979 eignen sich als Referenzzustände. Sie sind in Abb. 2.2 dargestellt. Schlussendlich wurde der Zustand von 1979–1982 gewählt, weil in diesen Zeitraum die morphologische Initialanpassung an den zweiten Dammschnitt fällt und sich außerdem ein möglichst langer Differenzzeitraum erzeugen lässt, so dass Aussagen über den möglichen Prognosezeitraum eines 2D-morphodynamischen Modells gemacht werden können.

Für alle Tiefendifferenzen wurde das Umlagerungsvolumen pro m Tiefenschicht bestimmt und in Abb. 2.3 für den Zeitraum 1969–1979 und in Abb. 2.4 für den Zeitraum 1979–1990 dargestellt. Diese Darstellung ermöglicht eine Interpretation, in welchen Tiefenschichten Material umgelagert wurde. Beispielsweise lässt sich erkennen, dass die morpho-

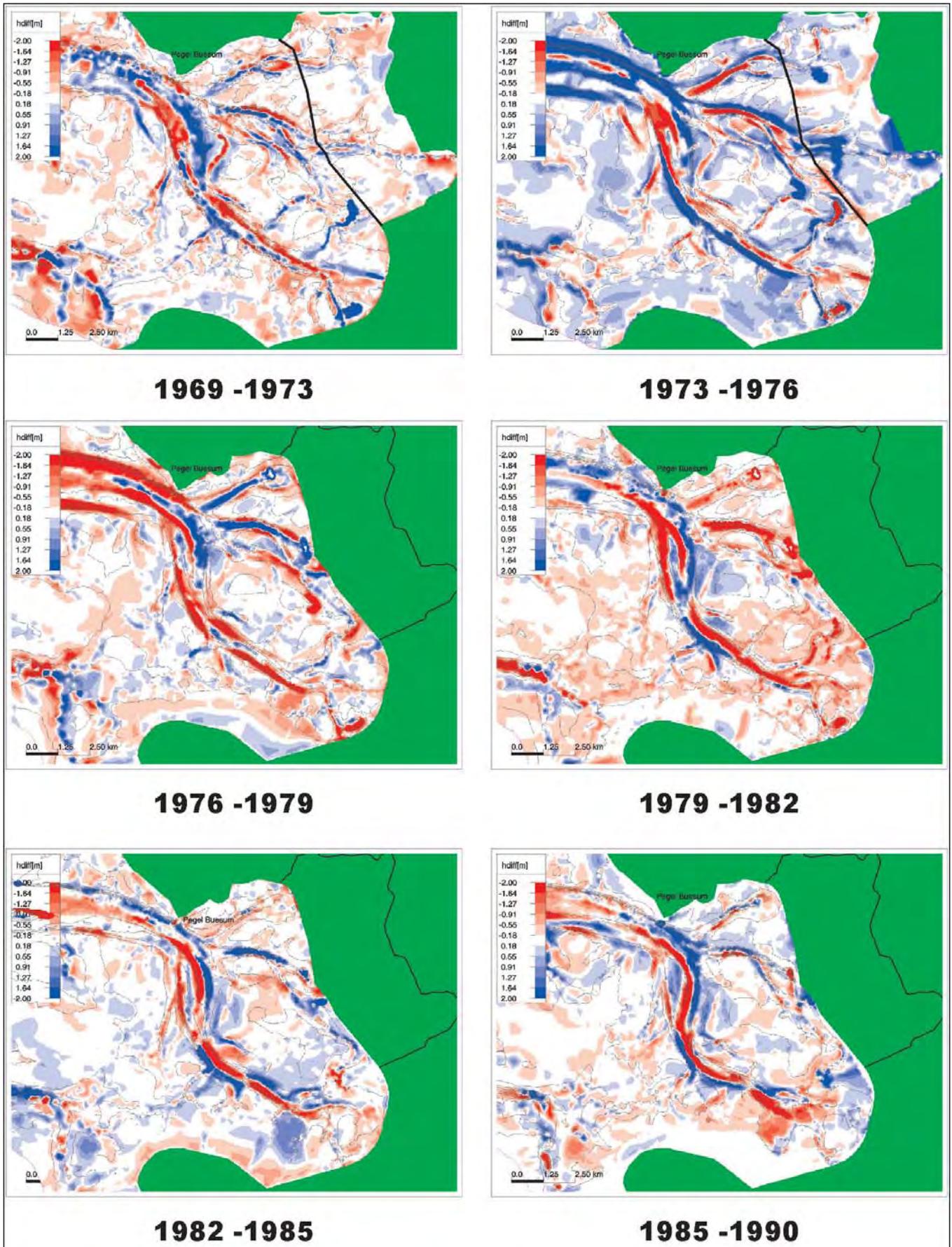


Abb. 2.2: Gemessene Tiefendifferenzen für unterschiedliche Zeiträume (blau: Erosion)

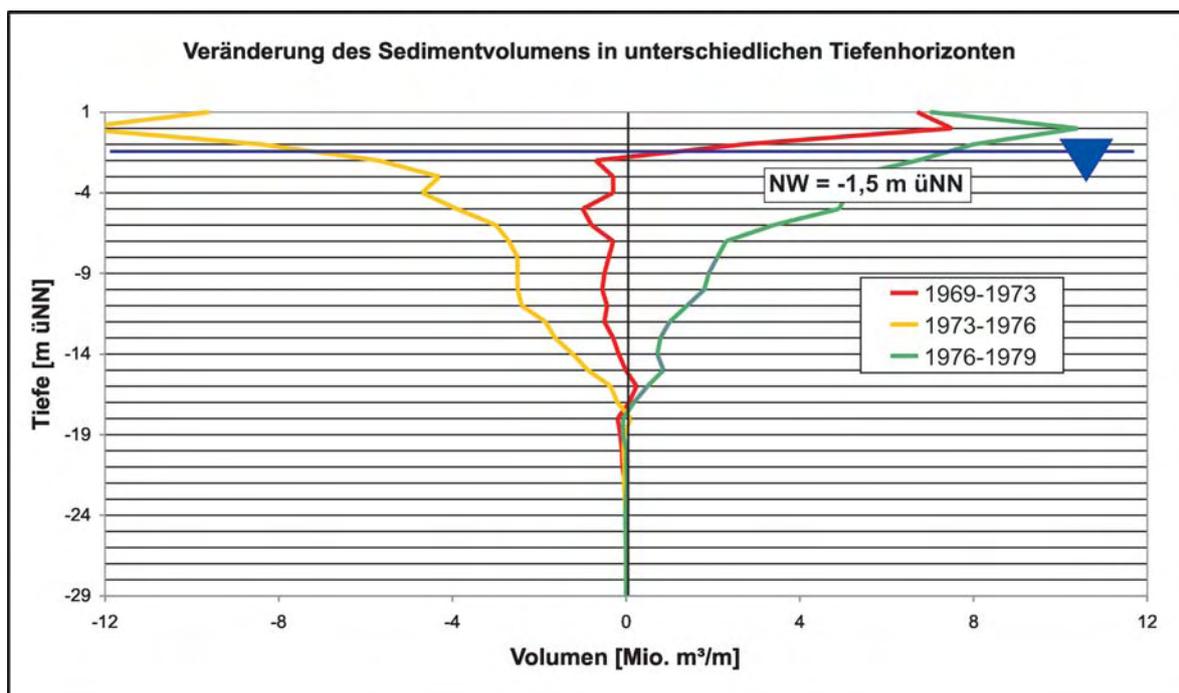


Abb. 2.3: Umgelagertes Sedimentvolumen pro m Tiefenschicht 1969–1979

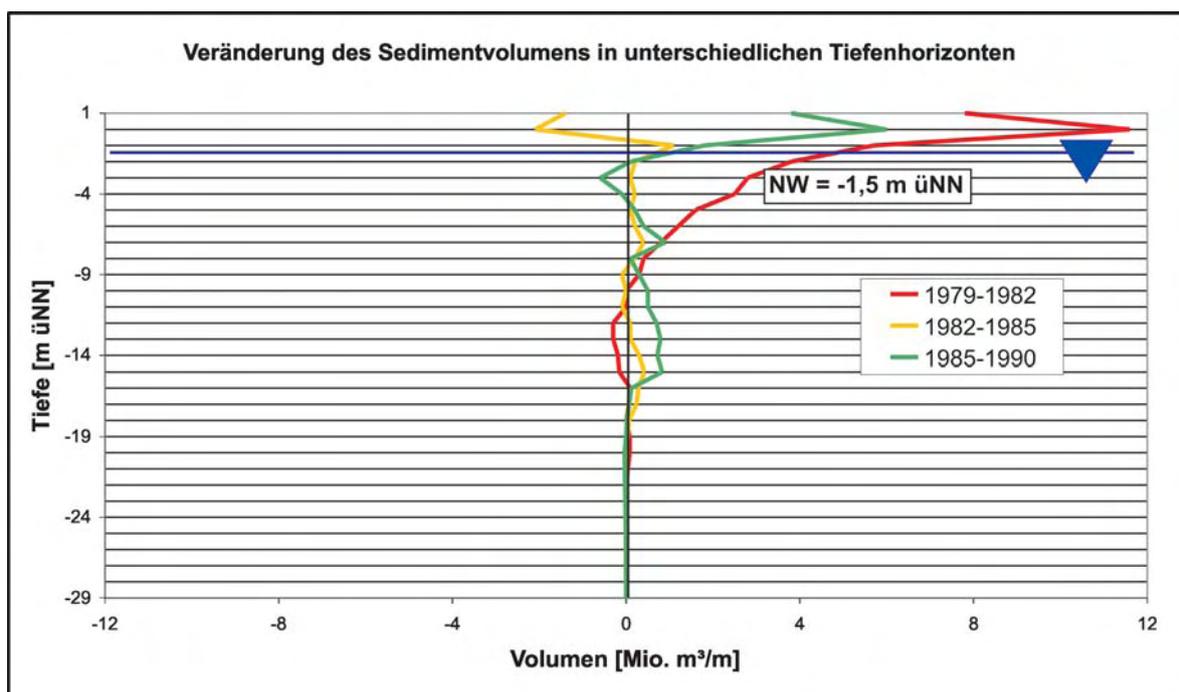


Abb. 2.4: Umgelagertes Sedimentvolumen pro m Tiefenschicht 1979–1990

logische Entwicklung zwischen 1979 und 1990 keineswegs einheitlich verlief. So findet zwischen 1979 und 1982 eine ausgeprägte Initialanpassung an das veränderte Tidebecken statt. Vor allem auf den Wattflächen, aber auch in den Rinnenbereichen bis 10 m kommt es zu Sedimentationen. Dieses Material wird größtenteils über die Gebietsgrenzen, wahrscheinlich als feinkörniger Schwebstoff, in das Modellgebiet eingetragen. Nur ein kleiner Teil des sedimentierenden Materials stammt aus den tieferen Rinnenbereichen.

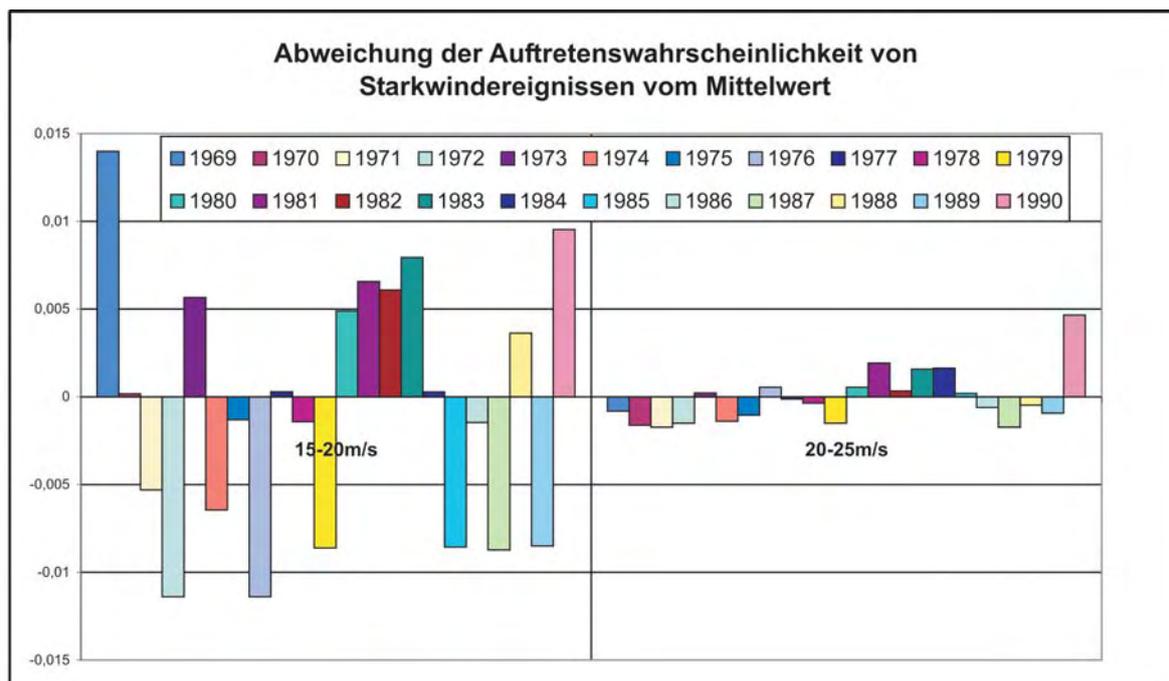


Abb. 2.5: Abweichung der Auftretenswahrscheinlichkeit von Starkwindereignissen vom Durchschnittsjahr

Von 1982 bis 1985 kommt es zu Erosionen auf den Wattflächen. Das Material wird in den Rinnenbereichen abgelagert, wo es zwischengespeichert und von dort zwischen 1985 und 1990 wieder auf die Wattflächen verlagert wird. Die zwischenzeitliche Verlagerung von Material von den Wattflächen in die Rinnen dürfte mit einer erhöhten Seegangsbelastung in diesem Zeitraum erklärt werden können. Aus Abb. 2.5 ist zu entnehmen, dass der Anteil an Starkwindereignissen in diesem Zeitraum deutlich über dem langjährigen Mittel lag.

2.3 Ermittlung der sedimentologischen Randbedingung

Für das Untersuchungsgebiet wurde eine globale Sedimentbilanz von einem Vermessungszeitpunkt zum jeweils nächsten erstellt. Hiermit sollte ermittelt werden, wieviel Material von außerhalb der Gebietsgrenzen in das Modellgebiet einströmt beziehungsweise es verlässt. Die ermittelten Volumina können einen Hinweis darauf geben, in welchem Maß Sediment in Suspension ins Untersuchungsgebiet einströmt, welches bei der morphodynamischen Modellierung berücksichtigt werden muss. Bei der Darstellung in Abb. 2.6 ist darauf zu achten, dass die Volumina auf die Gebietsgrenzen des jeweils späteren Datensatzes bezogen sind. Somit ist das Gebiet hinter dem zweiten Dammabschnitt, der 1978 fertiggestellt wurde, in den ersten beiden Bilanzen noch vorhanden. Aus Abb. 2.6 ist die starke Sedimentation nach 1979 zu entnehmen.

2.4 Erstellung der morphologischen Matrix

Eines der Hauptziele des Forschungsvorhabens war es, die morphologische Entwicklung des Systems Tidebecken-Ebbdelta durch Anwendung einer morphologischen Matrix zu prognostizieren. Die morphologische Matrix setzt sich aus den Morphologieänderungen von Einzelereignissen zusammen, die miteinander kombiniert und gewichtet eine bestmögliche

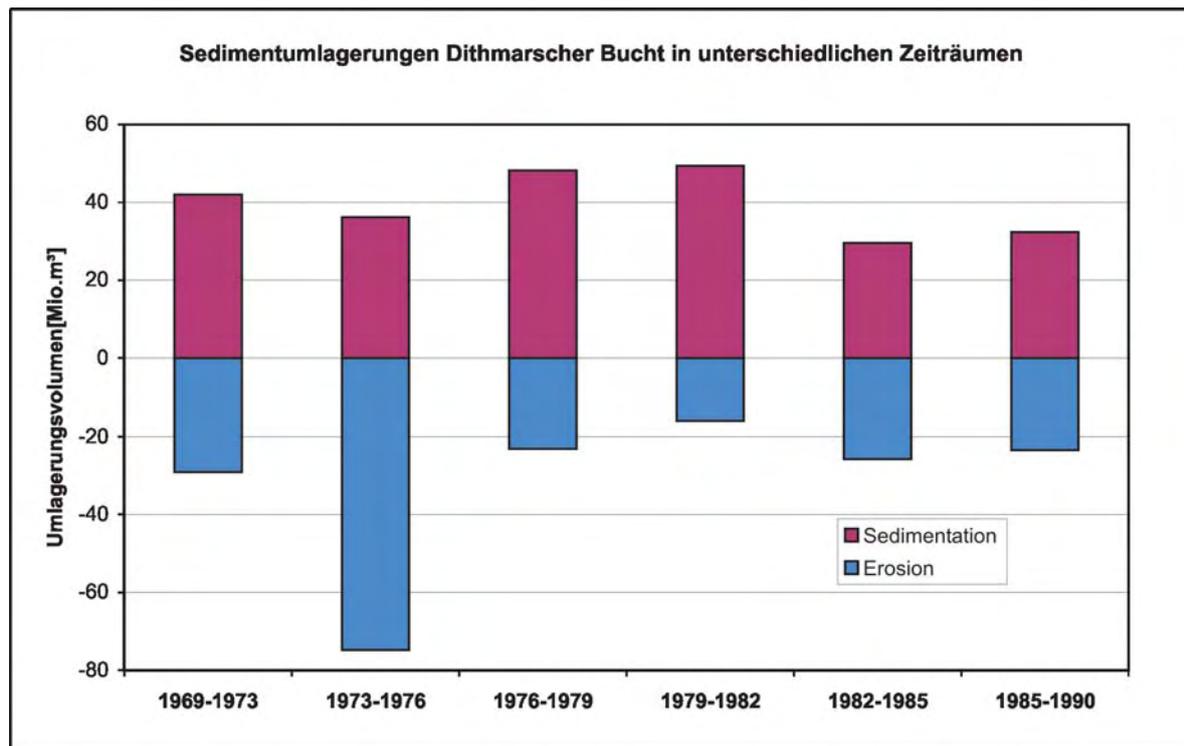


Abb. 2.6: Globale Sedimentbilanz Dithmarscher Bucht

Annäherung an den Referenzzustand erbringen sollen. Ereignisse die für die morphologische Entwicklung des Gebietes von besonders starker Bedeutung sind, können somit an einem hohen Wichtigkeitsfaktor erkannt werden.

Um einen ersten Überblick zu bekommen, welche hydrodynamischen Situationen welche Morphologieänderungen hervorrufen, werden Rechnungen mit Variation einzelner Parameter vorgestellt:

- Rechnungen mit Variation der ins Gebiet strömenden Feinstschwebstoffe.
- Rechnungen mit Variation der Tiderandbedingung: Leichtere Variationen in der Tiderandbedingung blieben ohne nennenswerte Auswirkungen auf die Morphodynamik. Erst bei höherem Windstau zeigten sich signifikante Unterschiede. Daher wird dieser Punkt unter Rechnungen mit Variation des Seegangs berücksichtigt, da erhöhter Windstau immer mit stärkerem Seegang verbunden ist.
- Rechnungen mit Berücksichtigung parametrisierter Sekundärströmungen: Die Rinnen in der Dithmarscher Bucht weisen eine starke Tendenz zur Mäandrierung auf. Die Mäanderbildung ist stark von Sekundärströmungen geprägt, die in einem tiefengemittelten 2D-Modell nicht berücksichtigt werden. Um die offensichtlich vorhandene Wirkung zu berücksichtigen, wurde dieser Effekt parametrisiert in das morphodynamische Modell TIMOR integriert.
- Rechnungen mit Variation des Seegangs: Die auftretenden Situationen werden in acht Richtungs- und fünf Geschwindigkeitsklassen aufgeteilt. Für die stärkeren Windsituationen ab 10 m/s wurde eine Wind-/Windstaukorrelation für den Pegel Blauort erstellt und diese bei der Vorgabe der Wasserstandsrandbedingung berücksichtigt.

Die Rechnungen mit Seegang wurden jeweils über einen Zeitraum ausgeführt, die dem Auftretenszeitraum dieser Situationen in dem Zeitraum 1979–1982 entspricht. Der Simulationszeitraum der anderen Rechnungen betrug 3 Jahre.

2.4.1 Rechnungen mit Variation der ins Gebiet strömenden Feinstschwebstoffe

Es wurde im Rahmen der Konzeption des Forschungsvorhabens als wesentlich angesehen, die sedimentologische Randbedingung für Langfristberechnungen adäquat wiederzugeben. Zusammen mit der in Kapitel 2.3 erstellten globalen Sedimentbilanz wurden Sensitivitätsrechnungen bezüglich des Eintrags von Schwebstoffen über den offenen Rand gemacht. Diese wurden unter reinen Tidebedingungen für den Zeitraum von 1979–1982 durchgeführt. Beste Übereinstimmung ergab sich für einen Schwebstoffeintrag von 60 mg/l. Dieser wurde für alle weiteren Rechnungen angesetzt.

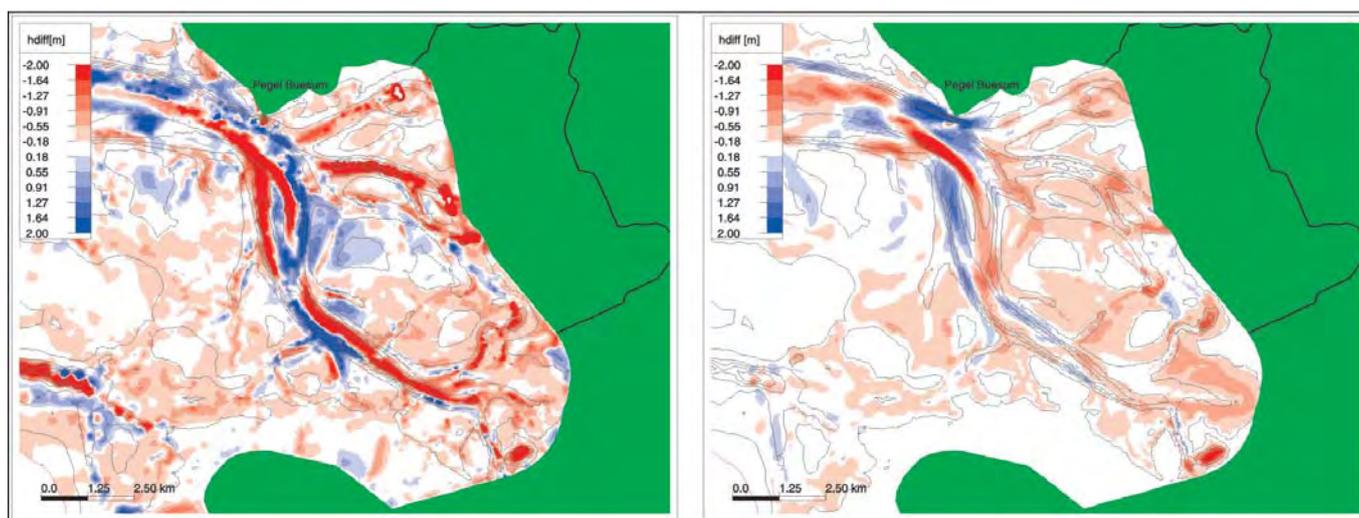


Abb. 2.7: Links: Gemessene Tiefenänderungen 1979–1982; rechts: Berechnete Tiefenänderungen 1979–1982 (blau: Erosion); Schwebstoffeintrag über offenen Rand 60 mg/l

Vergleicht man die Berechnungsergebnisse des morphodynamischen Modells TIMOR mit den gemessenen Tiefenänderungen in Abb. 2.7, so erkennt man, dass das morphodynamische Modell TIMOR die Morphologieänderungen für den betrachteten 3-Jahreszeitraum sowohl von der Tendenz als auch von der Quantität in weiten Bereichen zufriedenstellend wiedergibt, wenn der Schwebstoffeintrag am offenen Rand 60 mg/l beträgt. Die Lage und Quantität der flächenhaften Sedimentationen, die als Anpassung des Gebietes an die verkleinerte Wateinzugsgebietsfläche interpretiert werden müssen, können gut wiedergegeben werden. Die Auffüllung der durch den Dammbau entstandenen Baggerlöcher im südöstlichen Teil wird von der Quantität her gut wiedergegeben. Die morphologische Anpassung in den Endbereichen der Rinnen wird zwar in der Tendenz wiedergegeben, jedoch in einem weit geringeren Umfang als in der Natur. Hier dürfte u. a. die Vernachlässigung des Seegangs eine Rolle spielen, der Material von den Wattflächen erodiert, welches dann in den Rinnen angelagert wird. Eine sich ausbildende Verbindung zwischen Sommerkoog-Steertloch und Kronenloch in der Nähe des neuen Deichs wird vom Modell in der Tendenz wiedergegeben. Sie dürfte eine Reaktion auf die Verkleinerung der Tidebeckenfläche sein.

Die Mäandrierung der Piep südlich Büsums kann nur in Teilen wiedergegeben werden, was auch auf die im Modell nicht berücksichtigten Sekundärströmungserscheinungen zurückzuführen sein dürfte. In einer weiteren Stufe wurden daher quasi 3D-Effekte in das Modell einbezogen, worauf später eingegangen wird.

Der Erosionsbereich auf der Wattfläche zwischen Kronenloch und Sommerkoog-Steertloch kann aufgrund seiner Seegangsexposition nicht wiedergegeben werden. Der Seegang wirkt vor allem in der Gestalt, dass er Material von den Rinnenufern und den Wattflächen erodiert und dieses Material in den Rinnen abgelagert wird. Die Tideströmung hingegen transportiert das Material aus den Rinnen auf die Wattflächen.

Auch die Sedimentation in dem östlich an den Bielshovensand anschließenden Ebbast der Piep kann nicht wiedergegeben werden.

Der globalen Sedimentbilanz war zu entnehmen, dass ein erheblicher Teil des sedimentierenden Volumens über die Gebietsgrenzen ins Untersuchungsgebiet strömt, so dass zu erwarten war, dass die sedimentologische Randbedingung sehr sensitiv ist.

2.4.2 Rechnungen mit parametrisierter Sekundärströmung

Um die Mäandrierungserscheinungen in den Haupttrinnen der Dithmarscher Bucht im tiefengemittelten morphodynamischen Modell besser wiedergeben zu können, wird ein Ansatz zur Berücksichtigung von Sekundärströmungen und deren Einfluss auf den Sedimenttransport in das morphodynamische Modell integriert. Hierbei wird überall dort, wo eine Schiefstellung der Wasseroberfläche existiert, eine für den Sedimenttransport relevante sohlnahe Rückströmung angesetzt, die der Wasserspiegelauslenkung proportional ist.

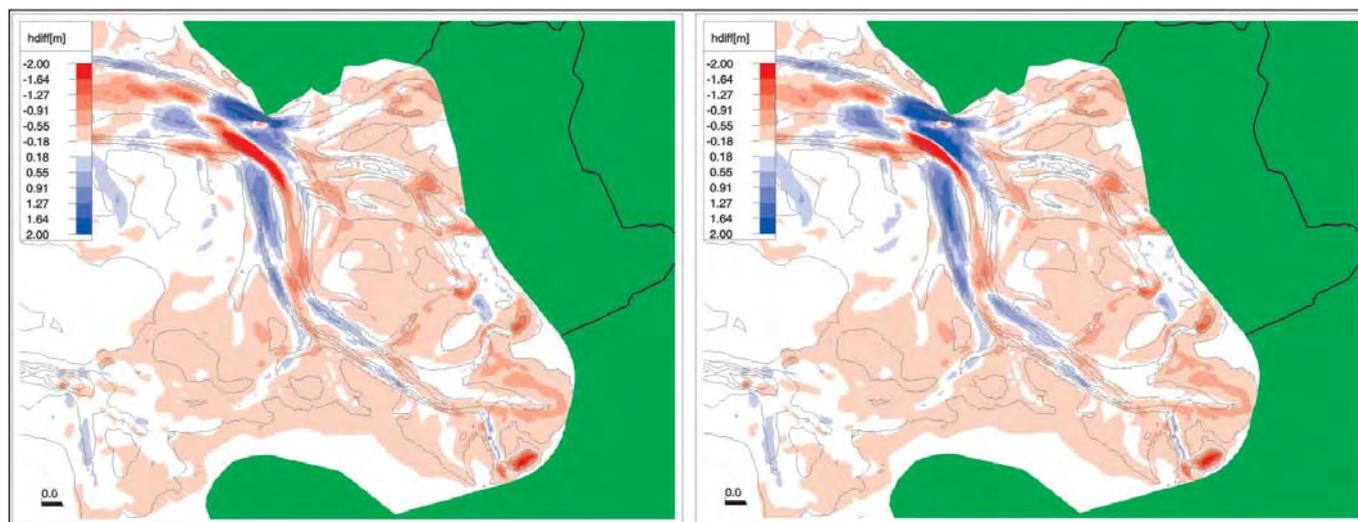


Abb. 2.8: Links: Berechnete Tiefenänderungen 1979–1982 ohne parametrisierte Sekundärströmung; rechts: Berechnete Tiefenänderungen 1979–1982 mit parametrisierter Sekundärströmung

Ergebnisse mit Integration dieses Effektes sind vergleichend in Abb. 2.8 dargestellt. Man erkennt, dass die Erosionserscheinungen an den Außenkurven leicht verstärkt sind. Die in der Natur anzutreffende Sedimentation im östlich an den Bielshovensand angrenzenden Ebbast der Piep konnte allerdings durch diesen Effekt nicht wiedergegeben werden. Der Effekt wurde in allen weiteren Rechnungen mit Berücksichtigung des Seegangs integriert.

2.4.3 Rechnungen mit Variation des Seegangs

Im Folgenden werden Rechnungen mit Berücksichtigung des Seegangs vorgestellt. Diese gehen als Einzelereignisse in die morphologische Matrix ein. Die morphologische Matrix verwendet im Gegensatz zu bisher eingesetzten Verfahren der Eingabefilterung zu erwartende Morphologieänderungen als Grundlage zur Auswahl repräsentativer Ereignisse. Hierzu wurden die an der Windmessstation Büsum gemessenen Windgeschwindigkeiten und -richtungen in acht Richtungs- und fünf Geschwindigkeitsklassen eingeteilt. Dies ist in Tab. 2.1 dargestellt.

Tab. 2.1: Mittlere Auftretenswahrscheinlichkeit verschiedener Windsituationen an der Windmessstation Büsum von 1967–2001

	0–5 m/s	5–10 m/s	10–15 m/s	15–20 m/s	20–25 m/s
N	6,36 %	2,77 %	0,22 %	0,01 %	0,00 %
NO	4,96 %	2,92 %	0,33 %	0,02 %	0,00 %
O	4,97 %	6,95 %	1,50 %	0,08 %	0,00 %
SO	3,56 %	5,51 %	1,05 %	0,04 %	0,00 %
S	3,29 %	6,03 %	2,02 %	0,20 %	0,01 %
SW	2,55 %	7,05 %	5,31 %	0,84 %	0,06 %
W	3,63 %	7,88 %	5,06 %	0,99 %	0,09 %
NW	3,70 %	6,64 %	2,85 %	0,42 %	0,02 %

Die morphodynamischen Rechnungen werden für die aufgeführten Windsituationen jeweils für die Dauer durchgeführt, in der diese Situationen von Juli 1979–Juli 1982 aufgetreten sind. Diese Häufigkeit kann von der über den Zeitraum 1967–2001 gemittelten Häufigkeit abweichen.

Für Rechnungen mit einer Windgeschwindigkeit von mehr als 10 m/s wurde ein zusätzlicher Windstau bzw. -sunk am offenen Rand (Pegel Blauort) angesetzt. In Voruntersuchungen hatte sich gezeigt, dass der Wasserstand erheblichen Einfluss auf den sich ausbildenden Seegang und damit die Sohlbelastung hat und deshalb berücksichtigt werden sollte. Er wurde über eine Wind-/Windstaukorrelation am Pegel Blauort ermittelt und ist in den nachfolgenden Abbildungen vermerkt.

Für Ereignisse der Windgeschwindigkeitsklasse 7,5 m/s stellen sich für alle Windrichtungen ähnliche Verteilungsmuster von Sedimentation und Erosion ein (vgl. Abb. 2.9), die hauptsächlich in ihrer Stärke variieren, die wiederum stark abhängig von dem Berechnungszeitraum ist. Für Ereignisse der Windgeschwindigkeitsklasse 12,5 m/s (Abb. 2.10) stellt sich das anders dar, da hier neben der Berechnungszeit auch die hydrodynamischen Randbedingungen mit unterschiedlichen mittleren Wasserständen und Tidehuben variieren. Bei Starkwindereignissen der Windgeschwindigkeitsklasse 17,5 m/s (Abb. 2.11) wird durch den stärkeren Seegang besonders an den Rinnenrändern Material erodiert. Dieses wird hauptsächlich in die Rinnen verlagert.

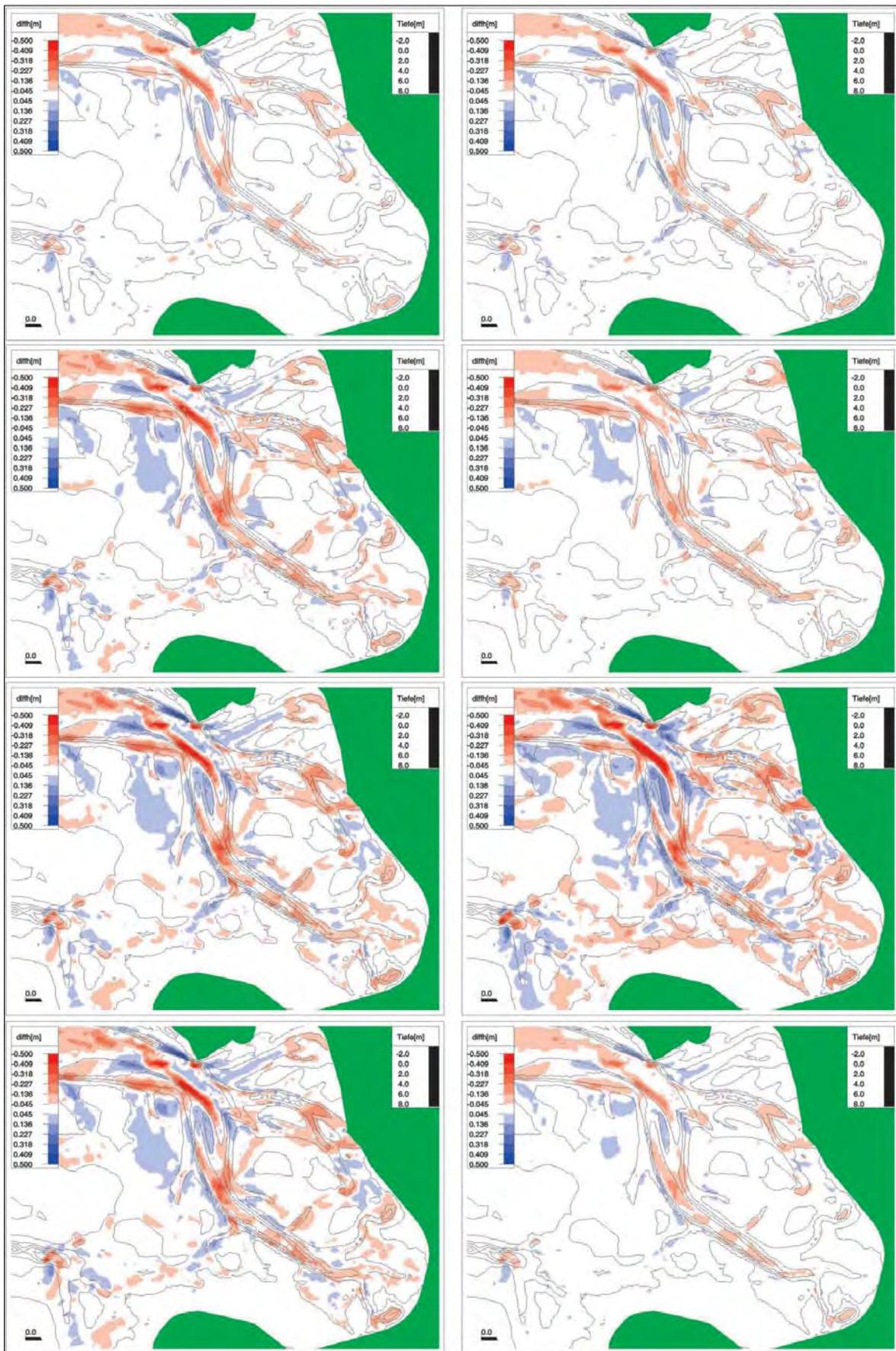


Abb. 2.9: Einzelereignisse morphologische Matrix. Von oben nach unten: links NO 7,5 m/s (58,3 Tiden), SO 7,5 m/s (146,4 Tiden), SW 7,5 m/s (127,0 Tiden), NW 7,5 m/s (165,9 Tiden); rechts: O 7,5 m/s (61,5 Tiden), S 7,5 m/s (116,0 Tiden), W 7,5 m/s (148,5 Tiden), N 7,5 m/s (139,8 Tiden). Rot: Sedimentation

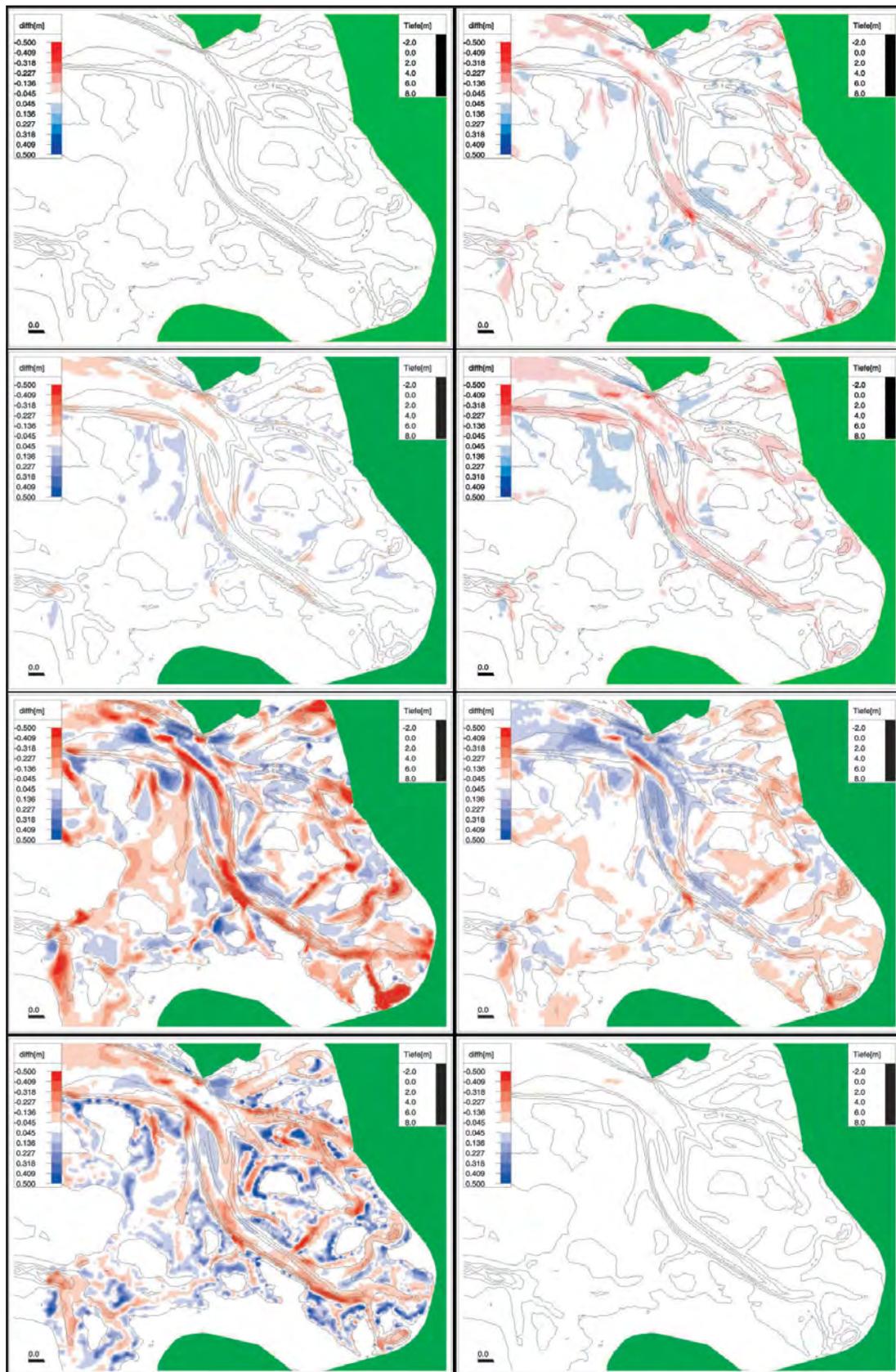


Abb. 2.10: Einzelereignisse morphologische Matrix. Von oben nach unten: Links NO 12,5 m/s (6,9 Tiden, WST -0,47 m, Thb \times 1,03), SO 12,5 m/s (22,1 Tiden, WST -0,41 m, Thb \times 0,99), SW 12,5 m/s (111,8 Tiden, WST +0,3 m, Thb \times 1,03), NW 12,5 m/s (107,0 Tiden, WST +0,22 m, Thb \times 1,0); rechts: O 12,5 m/s (31,6 Tiden, WST -0,64 m, Thb \times 1,0), S 12,5 m/s (42,5 Tiden, WST +0,28 m, Thb \times 1,05), W 12,5 m/s (107,0 Tiden, WST +0,27 m, Thb \times 1,0), N 12,5 m/s (4,6 Tiden, WST +0,28 m, Thb \times 1,0).

Rot: Sedimentation

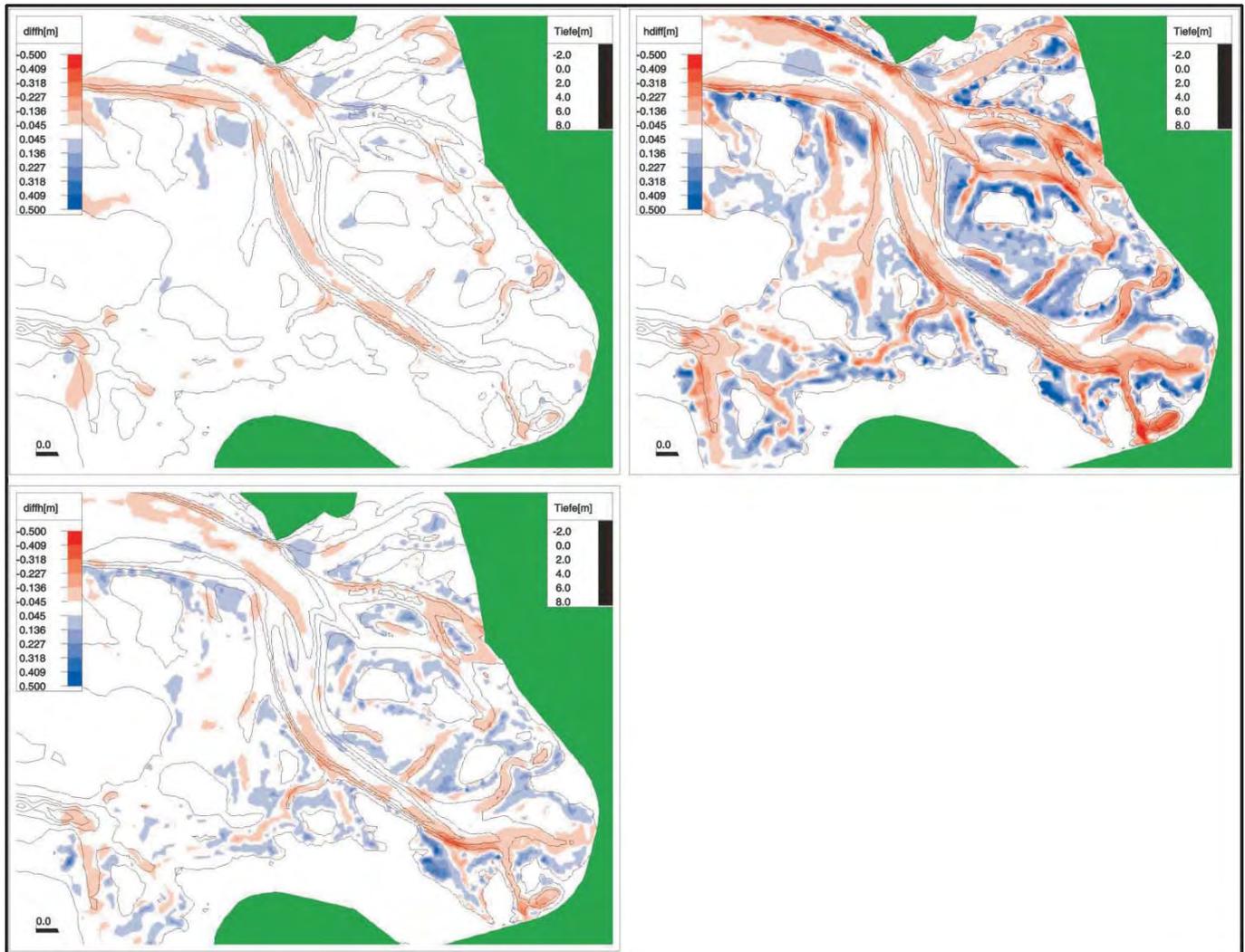


Abb. 2.11: Einzelereignisse morphologische Matrix. Oben links SW 17,5 m/s (111,8 Tiden, mittlerer Wasserstand + 0,72 m, Tidehub \times 1,05), oben rechts W 17,5 m/s (107,0 Tiden, mittlerer Wasserstand + 0,94 m, Tidehub \times 0,97), unten links: NW 17,5 m/s (107,0 Tiden, mittlerer Wasserstand + 0,63 m, Tidehub \times 1,05). Rot: Sedimentation

Die beste morphologische Übereinstimmung ergab sich schlussendlich durch Anwendung eines Optimierungsverfahrens aus einer Kombination von: W 7,5 m/s \times 3,25, SO 7,5 m/s \times 0,5 und N 12,5 \times 5,0 (s. Abb. 2.12).

Generell ist die Übereinstimmung zwischen morphodynamischer Berechnung unter Anwendung einer morphologischen Matrix und den natürlichen Veränderungen in vielen Bereichen sowohl qualitativ als auch quantitativ sehr hoch. Die morphologische Tendenz wurde in mehr als 80 % des Untersuchungsgebietes korrekt wiedergegeben. Viele kleinräumige Strukturen wurden quantitativ und qualitativ gut wiedergegeben.

Es zeigte sich somit für das Untersuchungsgebiet Dithmarscher Bucht, dass im Sinne der Eingabefilterung nicht zwingend solche Ereignisse, die am häufigsten auftreten auch die stärkste morphodynamische Wirkung haben. Vielmehr kann es dadurch, dass verschiedene Ereignisse morphodynamisch gegensätzliche Wirkungen haben können, dazu kommen, dass Ereignisse die stark unterschiedliche morphodynamische Wirkungen haben, in der Kombination die beste Annäherung an die Natur erbringen.

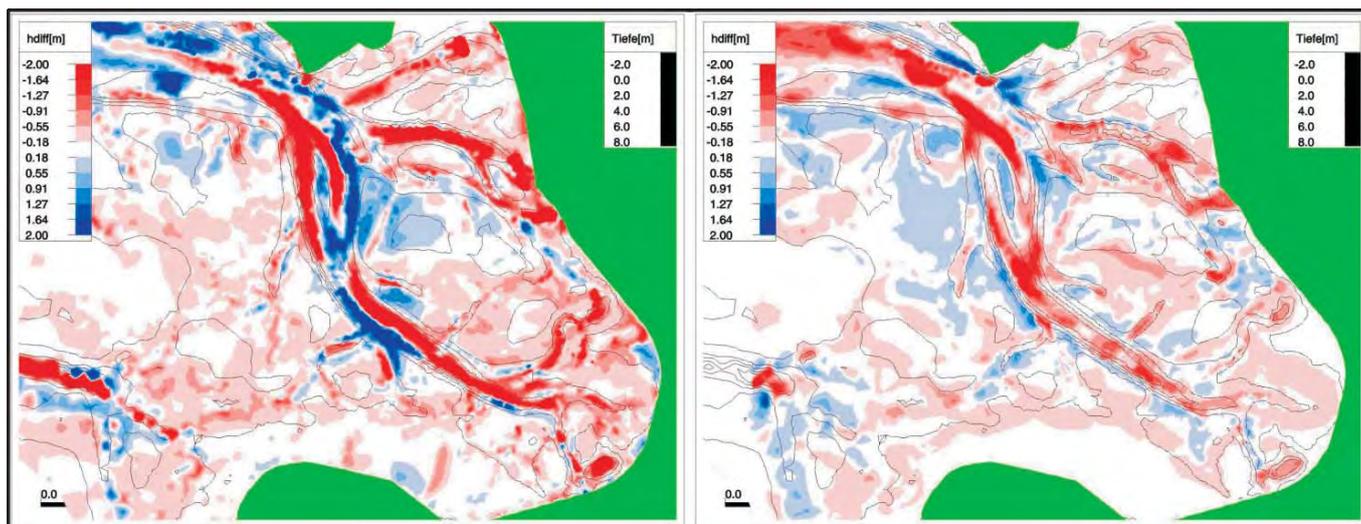


Abb. 2.12: Morphologische Matrix. Links: Gemessene Tiefendifferenzen 1979–1982, rechts: mit morphologischer Matrix berechnete Tiefenänderung (Kombination aus: W 7,5 m/s \times 3,25, SO 7,5 m/s \times 0,5, N 12,5 \times 5,0)

Die morphologische Übereinstimmung mit dem Referenzzustand konnte noch verbessert werden, indem im Bereich des Bielshovensandes die angesetzte Korngröße verdoppelt wurde (s. Abb. 2.13). Von GAST et al. (1984) wird für diesen Bereich eine Muschelbesiedelung kartiert. Möglicherweise ist diese dafür verantwortlich, dass das Sediment in diesem Bereich stabilisiert ist.

Um kleinräumige morphologische Strukturen besser modellieren zu können, sollten daher mittelfristig auch morphologisch relevante biogene Prozesse in ein morphodynamisches Modell integriert werden.

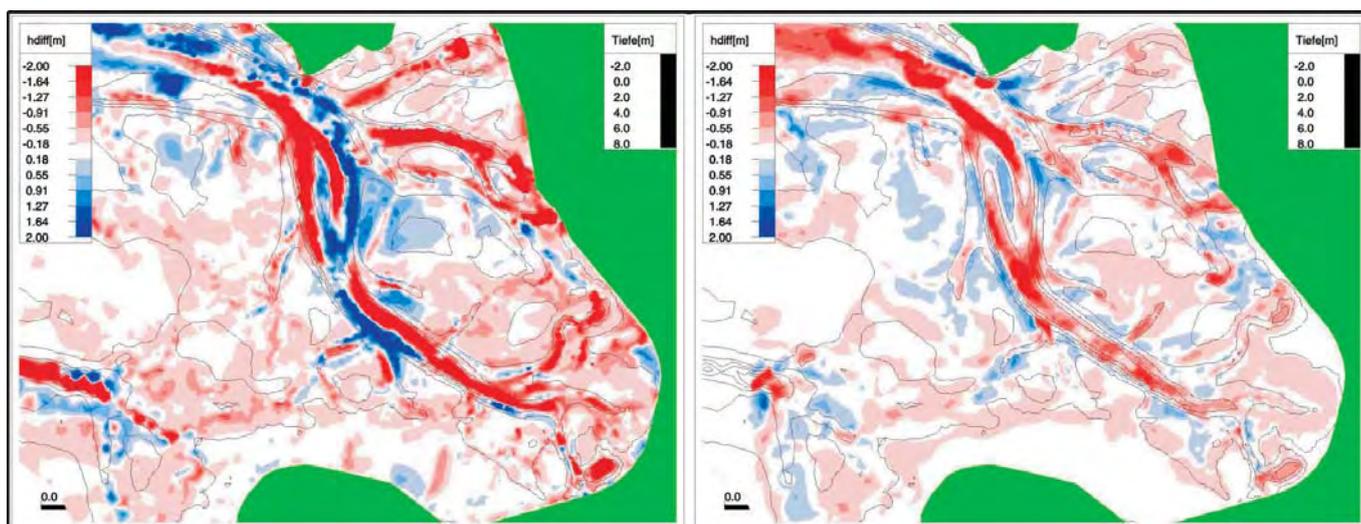


Abb. 2.13: Morphologische Matrix mit Korngrößenverdoppelung im Bereich Bielshovensand. Links: Gemessene Tiefendifferenzen 1979–1982, rechts: mit morphologischer Matrix berechnete Tiefenänderung (Kombination aus: W 7,5 m/s \times 3,25, SO 7,5 m/s \times 0,5, N 12,5 \times 5,0)

2.5 Prognosezeitraum

Es wurde weiterhin untersucht, für welche Prognosezeiträume in einem Gebiet dieser Größe mit komplexer Topographie noch naturähnliche Morphologieänderungen berechnet werden können. Hierzu wurde die Rechnung mit der Ausgangstopographie von 1979 über einen Berechnungszeitraum von 11 Jahren fortgesetzt, so dass der endgültige Berechnungszustand mit der Topographie von 1990 verglichen werden konnte. Die Rechnung wurde unter reinen Tidebedingungen betrieben.

Nach VAN RIJN (1998) ist die Anwendungsgrenze eines 2D-morphodynamischen Modells für ein Gebiet der Größe der Dithmarscher Bucht 5–10 Jahre. Der Berechnungszeitraum liegt somit am oberen Rand der von Van Rijn angegebenen Anwendungsgrenze.

Die Modellergebnisse sind in den meisten Bereichen naturähnlich (vgl. Abb. 2.14). Die morphologische Anpassung auf den Wattflächen wird zufriedenstellend wiedergegeben. Auch die morphologische Anpassung der Rinnen wird von der Quantität gut wiedergegeben. Wie auch schon für den Zeitraum 1979–1982 werden bei ausschließlicher Berücksichtigung der Tide vor allem der Bereich des Ebbastes der Piep und der Bereich der Wattfläche zwischen Kronenloch und Sommerkoog-Steertloch unzureichend wiedergegeben.

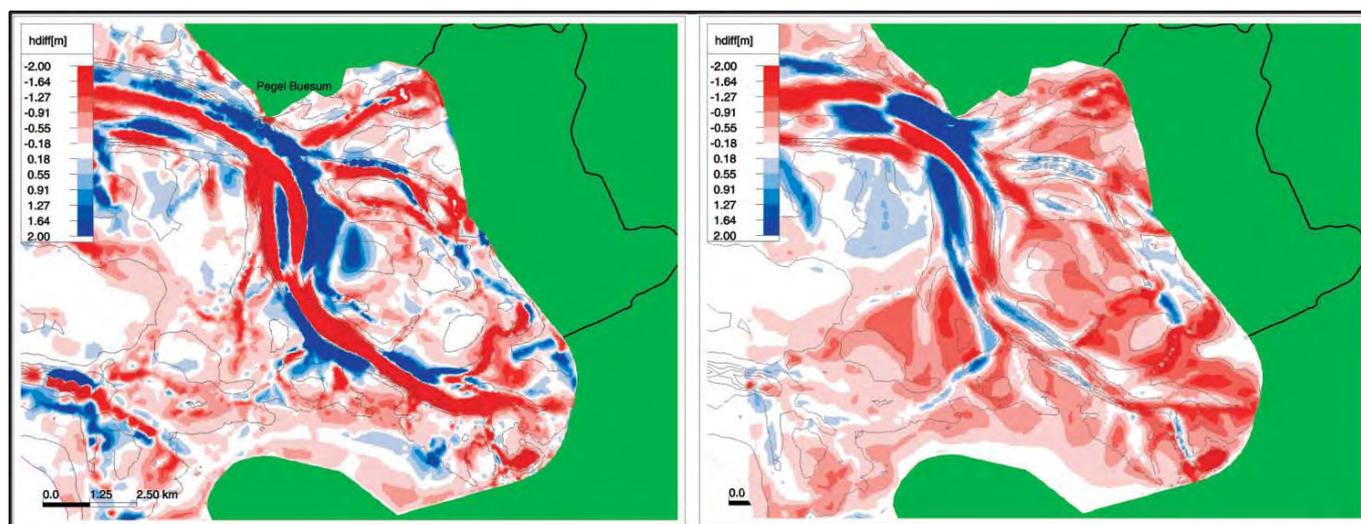


Abb. 2.14: Links: Gemessene Tiefenänderungen 1979–1990; rechts: Berechnete Tiefenänderungen 1979–1990 (blau: Erosion)

In der Natur fand die morphologische Anpassung zum größten Teil bereits in den ersten 3 Jahren statt, während das Modell diese Anpassung über einen längeren Zeitraum berechnet. Dies ist aus Abb. 2.15 zu erkennen. Hier sind gemessene und berechnete Sedimentumlagerungen pro m Tiefenschicht von 1979–1990 dargestellt. Über kürzere Zeiträume kann es bedingt durch Einzelereignisse zu morphologischen Veränderungen kommen, die entgegen dem langfristigen Trend laufen, wie beispielsweise 1982–1985, wo viel Material von den Wattflächen erodiert wurde. Sie werden aber in ihrer längerfristigen Entwicklung durch die Tideströmung wieder ausgeglichen, was daran abgelesen werden kann, dass das Modell, das hier ja nur mit einer morphologischen Tide (LATTEUX, 1995) betrieben wird, über einen Zeitraum von 11 Jahren in ähnlichen Tiefenbereichen Material anlagert, wie das auch in der Natur geschieht. Dies deutet auf die dominierende Rolle der Tideströmung in diesem Gebiet hin.

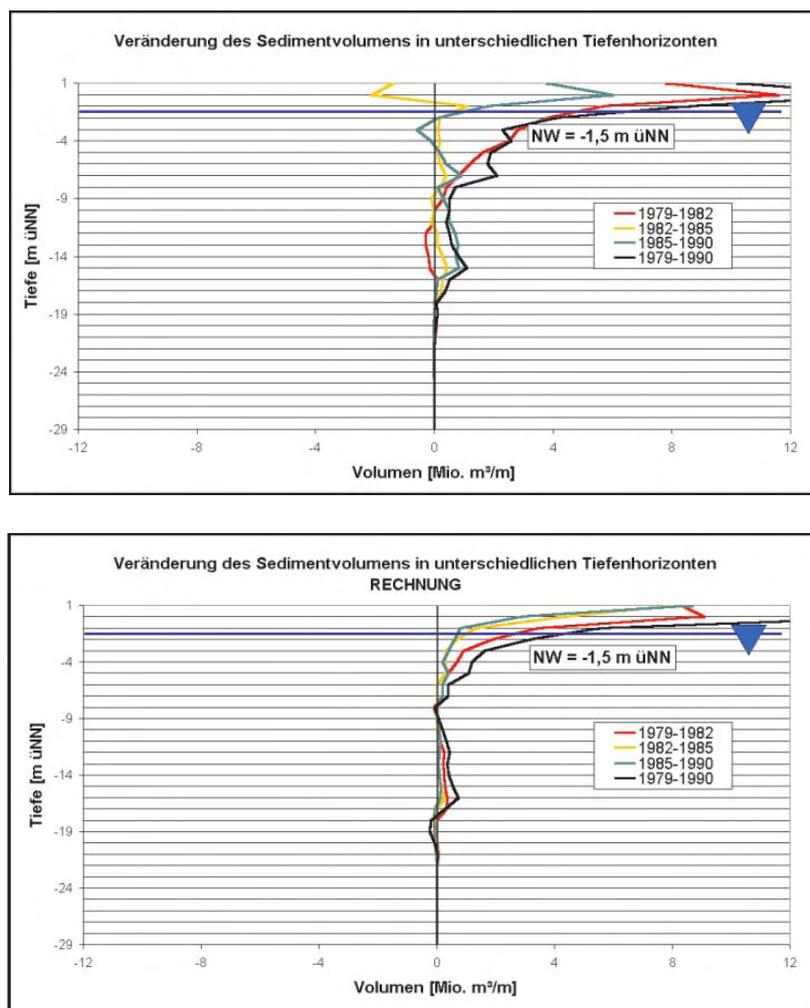


Abb. 2.15: Oben: Gemessene Sedimentumlagerungen pro m Tiefenschicht für den Bereich westlich des neuen Deichs 1979–1990, unten: Berechnete Sedimentumlagerungen pro m Tiefenschicht für den Bereich westlich des neuen Deichs 1979–1990

Generell zeigt sich, dass das Modell für einen Prognosezeitraum von 11 Jahren einen in weiten Teilen naturähnlichen (Gleichgewichts-)Zustand generiert. Die Angabe von zeitlichen Anwendungsgrenzen dürfte daher stark von den die Morphologie bestimmenden Prozessen abhängen. Ist dies wie im Falle der seegangsgeschützten Dithmarscher Bucht die Tideströmung, die nur relativ geringen Schwankungen unterliegt, kann die Anwendungsgrenze für die Bereiche, die durch die Tideströmung dominiert sind, durchaus auch über 10 Jahren liegen. Je stärker jedoch die Rolle des Seegangs wird, desto kürzer wird auch der vertretbare Prognosezeitraum, da es durch Extremereignisse zu Morphologieänderungen wie beispielsweise Rinnenbildungen kommen kann, die das System stark verändern. Im Falle der Dithmarscher Bucht ist davon auszugehen, dass die Prognose bei Berücksichtigung des Seegangs in einigen Bereichen verbessert werden kann, da der Seegang einerseits direkt auf einzelne seegangsexponierte Bereiche einwirkt, andererseits aber auch indirekt Einfluss auf die großräumige Sedimentdynamik hat.

3. Sensitivitätsstudien mit verändertem Seegang und Wasserstand

3.1 Anstieg des mittleren Meeresspiegels

Es wurden Wasserstandsaufzeichnungen an einigen ausgewählten Pegeln des Nordfriesischen Wattenmeeres analysiert. Aus den Aufzeichnungen wurde der jährliche Trend der Niedrig- und Hochwasserstände ermittelt. Daraus wurde ein jährlicher Trend zur Mittelwasserentwicklung und zur Tidehubentwicklung berechnet. Die Ergebnisse sind in Tab. 3.1 dargestellt.

Tab. 3.1: Wasserstandsentwicklung an einigen ausgesuchten Pegeln

Trends – Steigung in cm/Jahr		Jahr		Jahr	
		MTnw	MTnw	Mittelwasser	Tidehub
Büsum	(1940–1998)	0,17	0,31	0,24	0,15
Friedrichskoog	(1951–1998)		0,43		
Blauort	(1981–1998)	–0,37	–0,35	–0,36	0,02
Trischen	(1957–1980)	–0,04	0,48	0,22	0,52
Eider-Sperrwerk	(1973–1998)	0,58	0,10	0,34	–0,47
Hundeknöll	(1954–1972)	0,30	–0,15	0,08	–0,45
Helmsander-Koog	(1982–1998)	0,09	–0,13	–0,02	–0,22
Meldorf Hafen	(1951–1978)	0,66	0,35	0,51	–0,31
Hörnum	(1951–1998)	–0,07	0,38	0,16	0,45

Für den Pegel Büsum beträgt somit der extrapolierte säkulare Meeresspiegelanstieg 24 cm. Um die morphodynamische Wirkung eines solchen Meeresspiegelanstiegs aufzuzeigen, wurde der kalibrierte Zeitraum von 1979–1982 noch einmal mit einem 10 cm erhöhten Wasserstand durchgerechnet. Dies entspricht somit dem zu erwartenden mittleren Meeresspiegel in ca. 40 Jahren. Der Seegang blieb dabei unberücksichtigt. Die relative Änderung gegenüber der ursprünglichen Rechnung ist somit ausschließlich auf den veränderten Wasserstand zurückzuführen.

Die Ergebnisse sind in Abb. 3.1 dargestellt. Auf den Wattflächen kommt es zu stärkerer Sedimentation. Das hierzu erforderliche Material kommt zum Teil aus der Haupttiderinne Piep, wo aufgrund der höheren Strömungsgeschwindigkeiten mehr Material erodiert wird. Insgesamt befindet sich aber bei angenommener gleicher Schwebstoffkonzentration und höherem Wasserstand mehr Sediment in der Wassersäule. Dies erklärt den Überschuss an Sedimentation bei höherem Wasserstand.

3.2 Veränderter Seegang

Eine Änderung der Auftretenswahrscheinlichkeit von Seegangsereignissen ist für das relativ geschützte Tidebecken der Dithmarscher Bucht fast ausschließlich auf eine Veränderung der lokalen Windverhältnisse zurückzuführen.

Daher wurden die Windaufzeichnungen an der Windmessstation Büsum für den vorliegenden Zeitraum von 1967–2001 analysiert. Hierzu wurden die auftretenden Ereignisse in acht Richtungs- und fünf Geschwindigkeitsklassen unterteilt. Folgende Parameter wurden ermittelt:

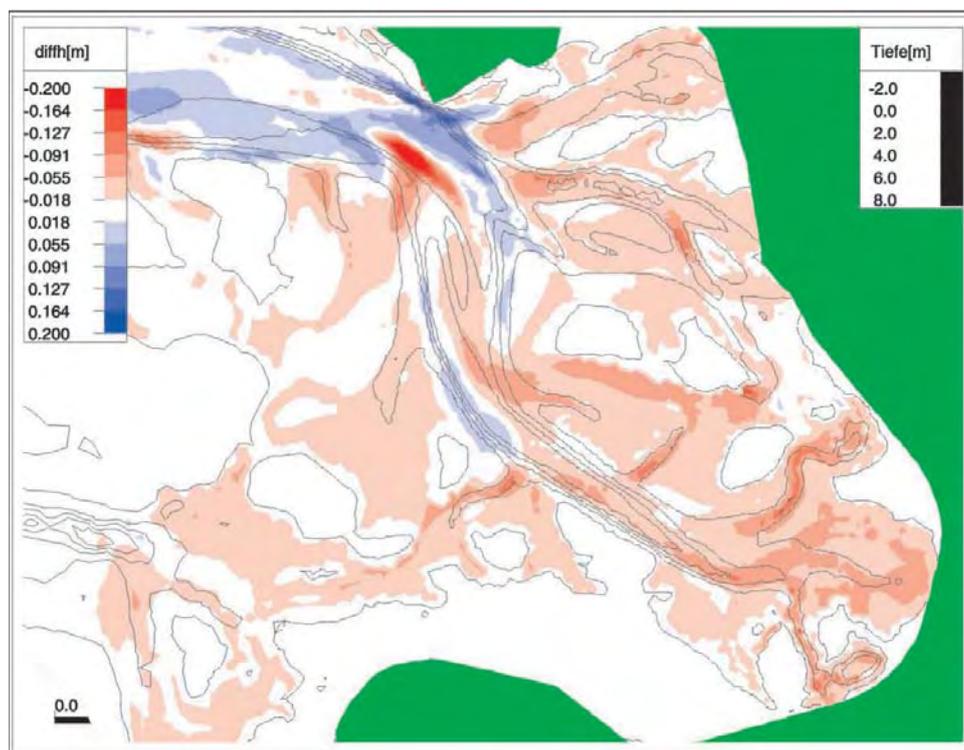


Abb. 3.1: Morphodynamische Wirkung eines mittleren Meeresspiegelanstiegs von 10 cm

- Mittelwert der Auftretenshäufigkeit 1967–2001 (Tabelle 3.2)
- Absoluter Trend der Auftretenshäufigkeit (Tabelle 3.3)
- Relativer Trend der Auftretenshäufigkeit (Tabelle 3.4)
- Absoluter Trend von Windstärkeklassen (Abbildung 3.2)
- Relativer Trend von Windstärkeklassen (Tabelle 3.5)

Aus Tabelle 3.4 geht hervor, dass hauptsächlich Starkwindsituationen aus südlicher und südwestlicher Richtung deutlich zunehmen. Starkwindsituationen aus nördlicher Richtung werden hingegen seltener.

Tab. 3.2: Mittelwert der Auftretenshäufigkeit 1967–2001 Windmessstation Büsum

	0–5 m/s	5–10 m/s	10–15 m/s	15–20 m/s	20–25 m/s
N	6,36 %	2,77 %	0,22 %	0,01 %	0,00 %
NO	4,96 %	2,92 %	0,33 %	0,02 %	0,00 %
O	4,97 %	6,95 %	1,50 %	0,08 %	0,00 %
SO	3,56 %	5,51 %	1,05 %	0,04 %	0,00 %
S	3,29 %	6,03 %	2,02 %	0,20 %	0,01 %
SW	2,55 %	7,05 %	5,31 %	0,84 %	0,06 %
W	3,63 %	7,88 %	5,06 %	0,99 %	0,09 %
NW	3,70 %	6,64 %	2,85	0,42 %	0,02 %

Tab. 3.3.: Trend der Auftretenshäufigkeit von Windklassen an der Windmessstation Büsum in %/Jahr

	0–5 m/s	5–10 m/s	10–15 m/s	15–20 m/s	20–25 m/s
N	–0,0500 %	–0,0700 %	–0,0100 %	–0,0005 %	0,0000 %
NO	–0,0600 %	0,0300 %	0,0200 %	0,0007 %	0,0000 %
O	–0,0400 %	–0,0007 %	0,0500 %	–0,0020 %	0,0000 %
SO	–0,0100 %	–0,0200 %	–0,0080 %	0,0010 %	0,0000 %
S	0,0100 %	0,0800 %	0,0500 %	0,0060 %	0,0006 %
SW	0,0400 %	0,0030 %	–0,0040 %	0,0200 %	0,0020 %
W	0,0300 %	0,0500 %	0,0300 %	0,0040 %	0,0010 %
NW	–0,0060 %	–0,0400 %	–0,0700 %	–0,0300 %	–0,0010 %

Tab. 3.4: Relativer Trend der Auftretenshäufigkeit von Windklassen an der Windmessstation Büsum in % / Jahr; rot: relative Erhöhung höher als 2 %; blau: relative Verringerung höher als 2 %

	0–5 m/s	5–10 m/s	10–15 m/s	15–20 m/s	20–25 m/s
N	–0,79 %	–2,52 %	–4,57 %	–5,36 %	0,00 %
NO	–1,21 %	1,03 %	6,02 %	3,23 %	0,00 %
O	–0,81 %	–0,01 %	3,33 %	–2,50 %	0,00 %
SO	–0,28 %	–0,36 %	–0,76 %	2,66 %	0,00 %
S	0,30 %	1,33 %	2,48 %	2,97 %	7,39 %
SW	1,57 %	0,04 %	–0,08 %	2,39 %	3,58 %
W	0,83 %	0,63 %	0,59 %	0,41 %	1,15 %
NW	–0,16 %	–0,60 %	–2,46 %	–7,06 %	–4,69 %

Tab. 3.5: Relativer Trend der Auftretenshäufigkeit von Windstärkeklassen an der Windmessstation Büsum in % / Jahr

0–5 m/s	5–10 m/s	10–15 m/s	15–20 m/s	20–25 m/s
–0,39 %	0,09 %	0,49 %	0,12 %	1,73 %

Ausgehend von dieser Analyse wurde die morphodynamische Wirkung einer relativen Erhöhung der Auftretenswahrscheinlichkeit der Windsituation SW 17,5 m/s um 25 % untersucht. Dies entspricht bei einem jährlichen relativen Anstieg dieser Windsituation den Verhältnissen nach ca. 10 Jahren. Das Ergebnis ist in Abb. 3.3 dargestellt. Es zeigt sich, dass es zu einer leicht erhöhten Erosion von Material auf den Wattflächen von ca. 3 cm kommt.

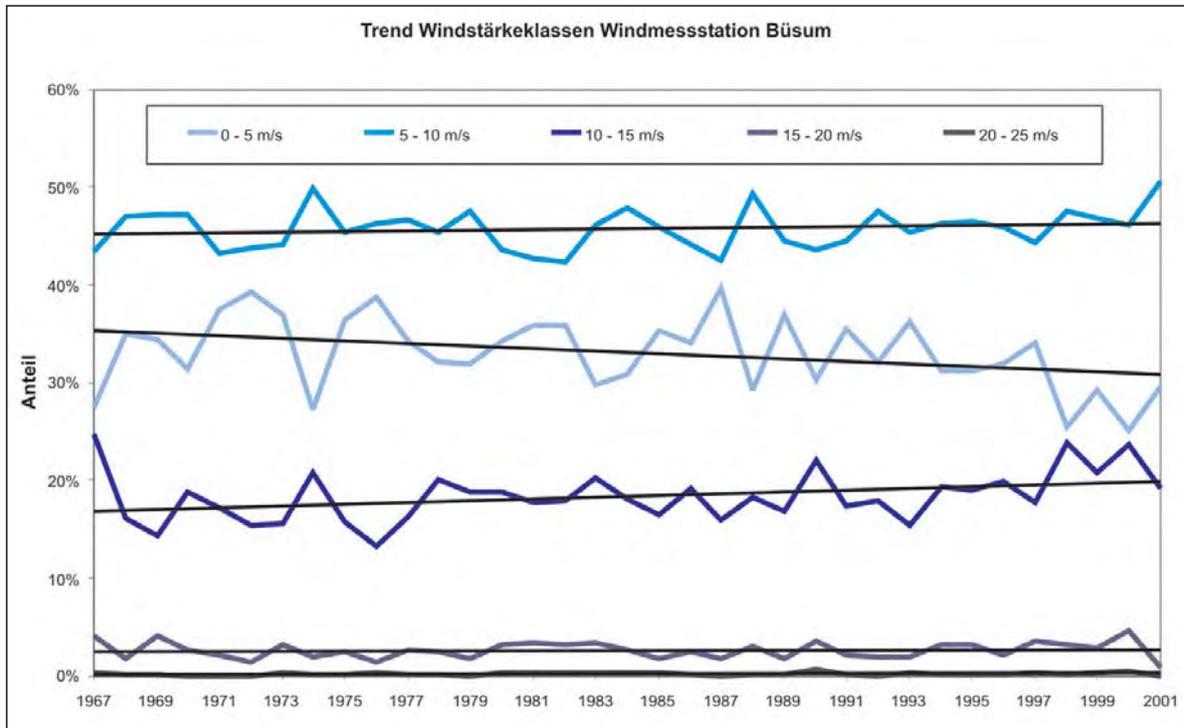


Abb. 3.2: Trend von Windstärkeklassen an der Windmessstation Büsum

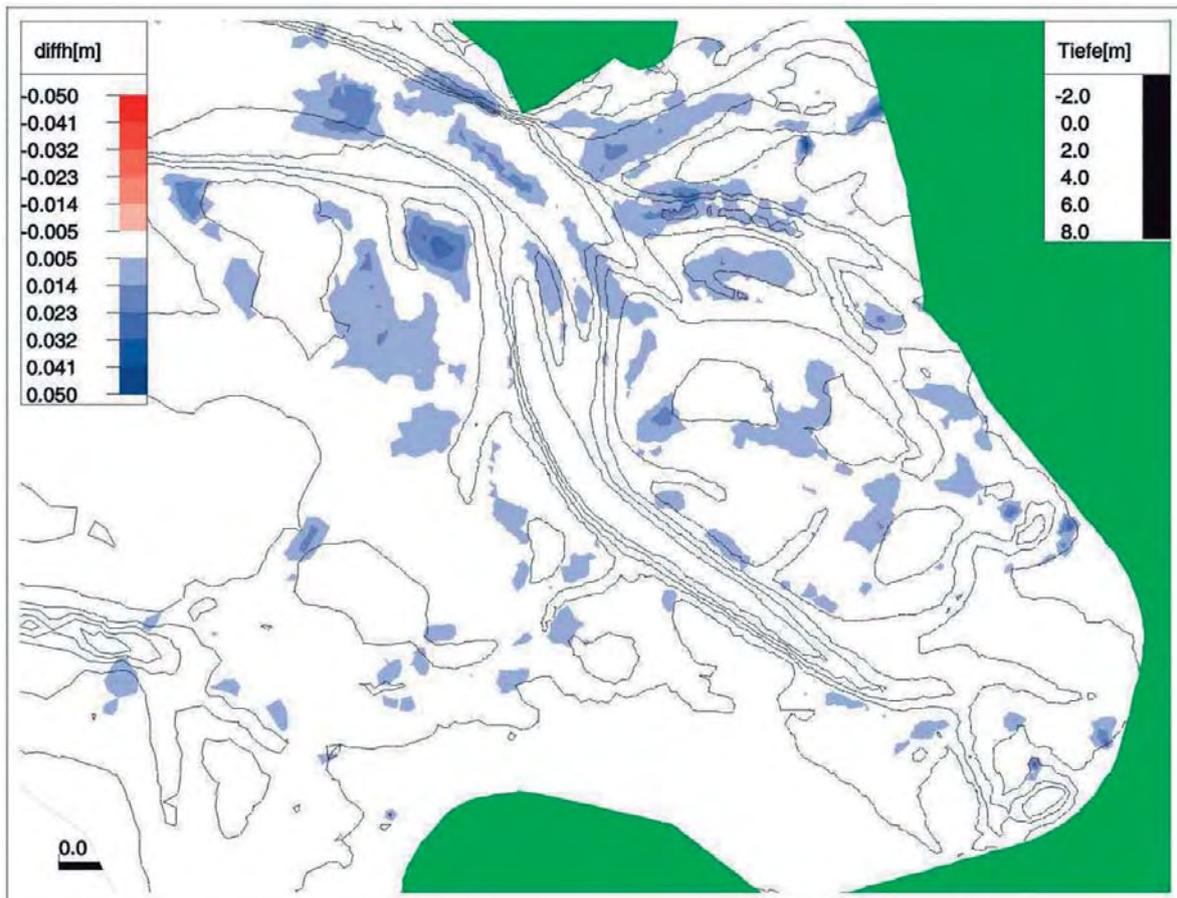


Abb. 3.3: Morphodynamische Wirkung einer relativen Erhöhung der Auftretenswahrscheinlichkeit der Windsituation SW 17,5 m/s um 25 %

3.3. Kombination aus Meeresspiegelanstieg und verändertem Seegang

Neben der getrennten Berücksichtigung von veränderten Wasserständen und Seegang sollte auch eine Kombination dieser Szenarien untersucht werden. Sie stellt das realistischste Szenario dar, da sich beide Einflussfaktoren verändern werden.

Untersucht wurde ein Szenario mit einem um 10 cm erhöhten Meeresspiegel und einer um 25 % erhöhten Auftretenswahrscheinlichkeit der Windsituation 17,5 m/s. Die relative Veränderung zum heutigen Zustand ist in Abb. 3.4 dargestellt. Durch den verstärkten Seegang kommt es in einigen Bereichen der Wattflächen zu einer verstärkten Erosion. Der erhöhte Wasserstand ist jedoch gleichzeitig für eine verstärkte Sedimentation vor allem in den Endbereichen der Priele verantwortlich. Insgesamt wird die erhöhte Erosion durch verstärkten Seegang durch die verstärkte Sedimentation durch erhöhten Wasserstand mehr als kompensiert.

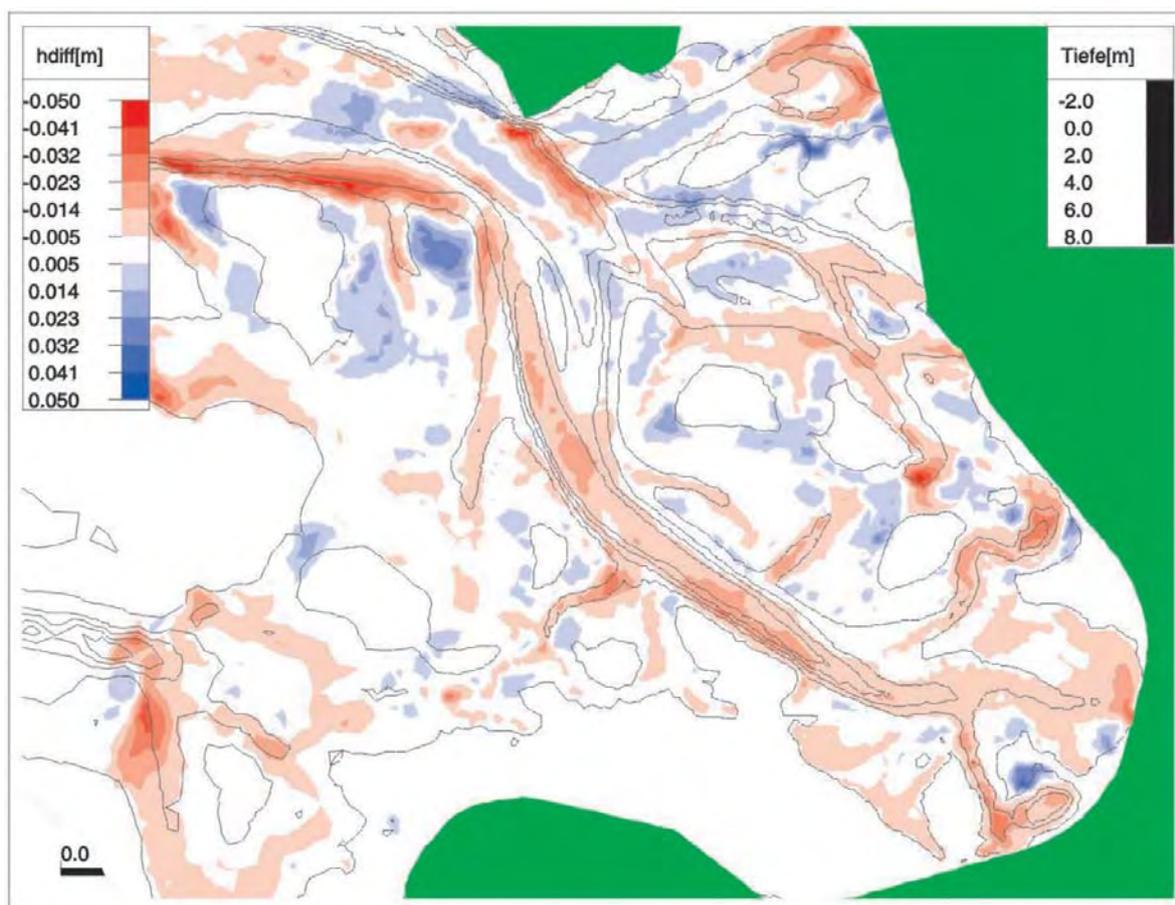


Abb. 3.4: Morphodynamische Wirkung einer relativen Erhöhung der Auftretenswahrscheinlichkeit der Windsituation SW 17,5 m/s um 25 % und eines Anstiegs des mittleren Meeresspiegels um 10 cm

4. Alternative Berücksichtigung der Seegangswirkung

Die Berücksichtigung des Seegangs über die morphologische Matrix ist vergleichsweise zeitaufwendig. Überdies bleiben Fragen nach dem Einfluss der zeitlichen Abfolge. Daher wurde im Nachgang zur Projektlaufzeit ein vergleichsweise einfaches Verfahren zur Berücksichtigung der Seegangswirkung erprobt: Der Seegang wirkt im Wesentlichen durch eine Mobilisierung der Sedimente, hervorgerufen durch die bodennahen Orbitalströmungen. Weitere Effekte sind die erhöhte Durchmischung, ggf. im Zuge der Wellenperiode, Verschwenkungen der Richtung des Tidestroms sowie die mehr oder weniger ausgeprägte Asymmetrie der wellenbedingten Schubspannungen.

Leitgedanke beim Entwurf des alternativen Verfahrens war, dass die mobilisierende Wirkung in Bereichen mit ausgeprägten Tideströmungen dominiert. Seegangsbedingter eigenständiger Transport existiert dagegen vornehmlich auf hochliegenden Watten oberhalb Tmw (NIEMEYER, 1983). Vor diesem Hintergrund wurde die lokale Wellenhöhe in Anlehnung an die Ergebnisse von Naturmessungen im See- und Wattengebiet von Norderney (NIEMEYER, 1979, 1983), in der Leybucht und auf den Groninger Watten (NIEMEYER, 1983) sowie an der Wurster Küste und im Nordfriesischen Watt (NIEMEYER et al. 1995/2) in einen linearen Bezug zur lokalen Wassertiefe gesetzt. Die Orbitalströmungen an der Sohle wurden nach der Wellentheorie 1. Ordnung berechnet und in ihren Beträgen der Tideströmung zuaddiert. Je nach vorgegebener Wellenperiode klingt die Wellenwirkung in bestimmter Tiefe aus. Die Vorgehensweise bewirkt, dass ständig ein „morphologisch wirksamer“ Seegang berücksichtigt wird, der zeitweilig den wirklichen Seegang überschätzt, aber auch Sturmereignisse unterschätzt. Hierbei wurde die phänomenologische Erkenntnis berücksichtigt, dass die morphologische Wirksamkeit des Seegangs am ehesten über normale Starkwindereignisse parametrisiert werden kann (NIEMEYER, 1983).

Dieses Verfahren wurde für die Dithmarscher Bucht auf den Zeitraum 1979–1990 angewandt. Als ‚maßgebende‘ Wellenhöhe wurde $H = 0,4$ m permanent bei 3,5 s Periode vorgegeben. Das Ergebnis zeigt Abb. 4.1, rechts. Im Vergleich mit den Resultaten des Kapitels 2 ergibt die morphodynamische Simulation mit diesem Verfahren deutlich naturnähere Tiefenänderungen als die Simulation allein mit Tide, wie ein Vergleich mit Abb. 2.14 zeigt. Messung und Rechnung stimmen in vielen Details überein, wobei natürlich wegen der Unschärfen in den Messungen und den numerischen Formulierungen keine exakte Übereinstimmung erwartet werden darf. Einzig auffallend nicht gut getroffen ist der Bereich rechts der Stromspaltung am Eingang zum Sommerkoog Steertloch (fehlende blaue Zone etwa Mitte des rechten Bildes).

Das Ergebnis trifft die Natur nicht nur vergleichsweise gut bezüglich der Muster, sondern auch bezüglich des Gesamtniveaus Auflandung-Erosion. Das grundlegende Ergebnisbild erwies sich in Variationstests auch als recht robust gegenüber

- einer Variation der Geschiebeformeln von MEYER-PETER/MÜLLER (1948/49) und von ZANKE (1999/2001),
- einer Verschiebung der Korngrößen um 25 % und
- einer mäßigen Änderung der in Ansatz gebrachten Wellenkennwerte.

Höhere Wellen und/oder größere Perioden führten in erster Linie zu Erosionen auf den hohen Watten.

Intermittierendes Zu- und Abschalten der Seegangswirkung resultierte nicht in signifikant anderen Ergebnissen sondern äußerte sich i.W. wie permanent wirkende Wellen mit geringerer Höhe.

Als Tiderandbedingung wurde auch hier eine mittlere Tide zyklisch wiederholt, was

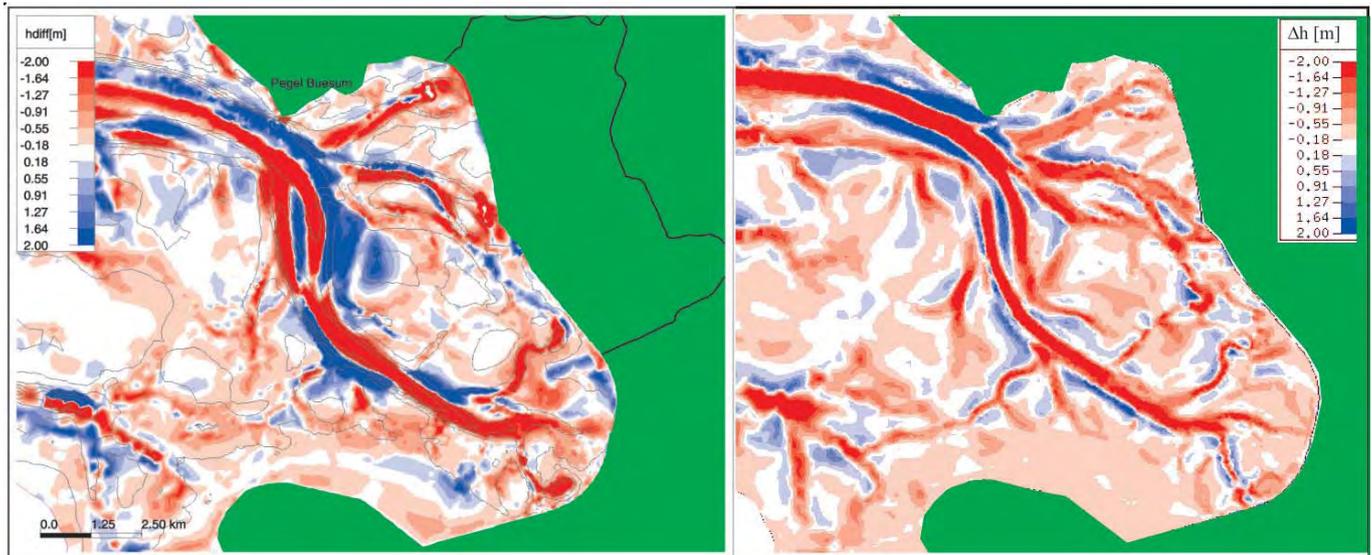


Abb. 4.1: Links: Gemessene Tiefenänderungen 1979–1990; rechts: Mit vereinfachter Berücksichtigung des Seegangs und mit Tidewirkung berechnete Tiefenänderungen 1979–1990 (blau: Erosion)

zum einen die Erkenntnisse von LATTEUX (1995) bestätigt, gemäß derer mittlere Tiden bzw. im Hub leicht erhöhte mittlere Tiden morphologisch wirksam sind und was zum anderen noch weitere Verbesserungen im Detail möglich sein lässt, wenn natürliche Tidezyklen zugrunde gelegt werden.

5. Sedimenttransportpfade

Ein weiterer Schwerpunkt des Forschungsvorhabens war es, Sedimenttransportpfade, die im System Tidebecken-Ebbdelta zurückgelegt werden, aufzuzeigen. Zu diesem Themenkomplex wurden folgende Untersuchungen durchgeführt:

- Morphodynamische Studie über den Verbleib feinkörnigen Sediments unter verschiedenen hydrodynamischen Randbedingungen
- Ermittlung der im System Tidebecken-Ebbdelta von verschiedenen Korngrößen zurückgelegten Transportpfade
- Ermittlung der im Hörnumbecken auftretenden Kornverteilungstypen.

5.1 Akkumulation von feinkörnigem Sediment im Hörnumbecken

Zwischen der Nordsee und ihren angrenzenden Tidebecken findet ein beträchtlicher Austausch an Sedimenten statt. Das Ausmaß dieses Austausches bestimmt dabei in entscheidender Weise die Fähigkeit der Wattflächen zu wachsen, da sich feine Sedimente auf den Wattflächen absetzen können.

Die Feststoffe haben zumeist einen hohen organischen Anteil und entstammen in der Regel aus unterschiedlichen Phasen des organischen Stoffkreislaufs oder aber aus einem Eintrag über die Ästuarie Elbe, Weser und Ems in die offene Nordsee. Auf den Wattflächen werden sie teilweise mineralisiert.

Eine wichtige Fragestellung in diesem Zusammenhang ist, ob die Menge der eingetragenen und im Tidebecken verbleibenden Feststoffe ausreichend ist, um die Wattflächen mit steigendem Meeresspiegel mitwachsen zu lassen.

Aus diesem Grund wurde eine morphodynamische Studie durchgeführt, in der die Akkumulation von feinkörnigem Material unter verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen untersucht wurde.

5.1.1 Untersuchungsgebiet

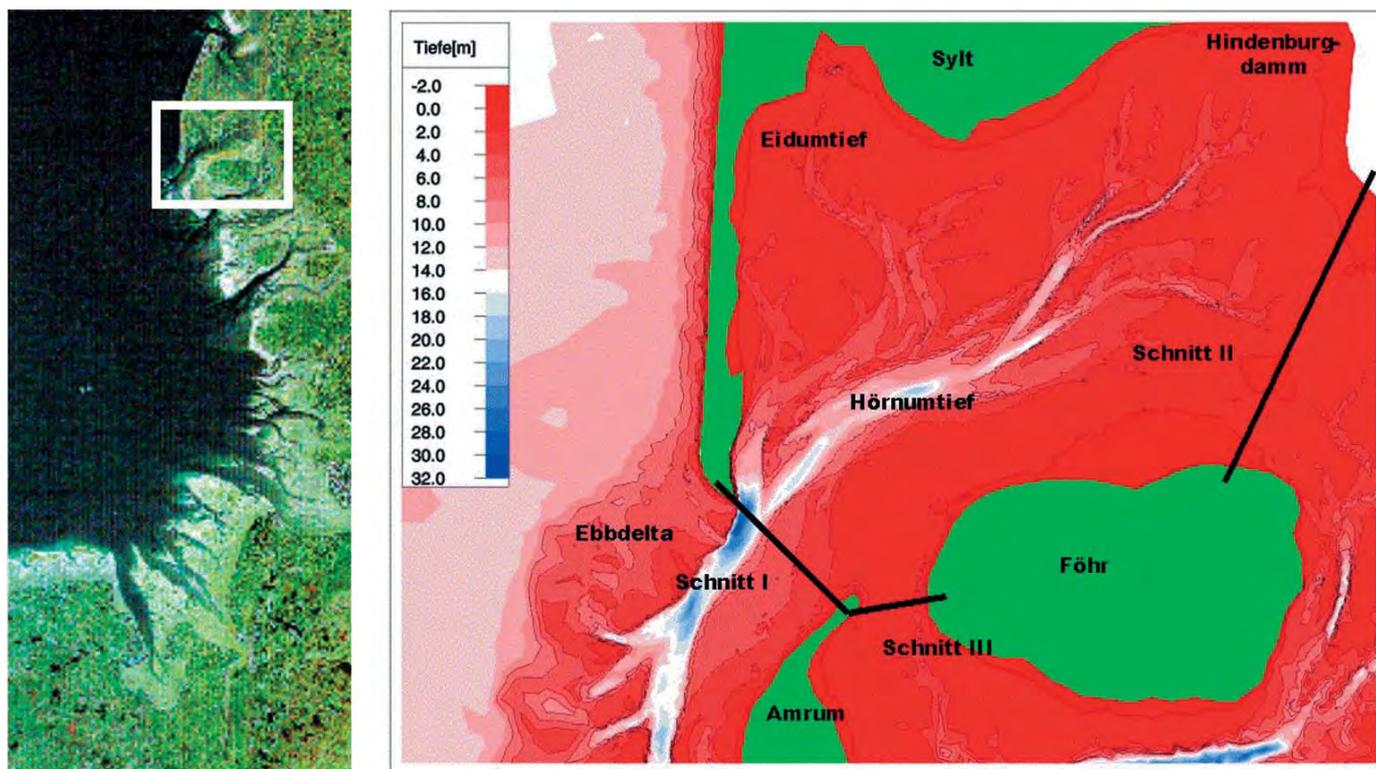


Abb. 5.1: Tiefenverteilung Hörnumbecken mit Lage der Schnitte I–III

Das Hörnumbecken befindet sich südöstlich der Insel Sylt in der Deutschen Bucht. Die Größe des Beckens mit seinem dazugehörigen Ebbdelta umfasst ca. 400 km². Die maximale Tiefe wird im Hörnumtief südlich von Sylt (siehe Abb. 5.1) mit 30 m unter NN erreicht. Ungefähr 50 % des Beckens sind zeitweise trockenfallende Wattflächen, was im Vergleich mit anderen Tidebecken der Deutschen Bucht ein sehr geringer Wert ist. Anthropogene Eingriffe veränderten das Hörnumbecken maßgeblich. So wurde 1927 ein Eisenbahndamm gebaut, welcher Sylt mit dem Festland verbindet. Dieser Damm verringerte das Tideprisma des Beckens, weil er den Tidereststrom in das nördlich angrenzende Lister Tidebecken unterbindet. Der Tidehub beträgt etwa 2 m. Der Seegang innerhalb des Tidebeckens wird hauptsächlich durch lokale Windwellen geprägt, da höhere Wellen am Ebbdelta brechen und danach aufgrund von Refraktion weiter verflachen.

Der Austausch an feinkörnigem Sediment wurde an den drei in Abb. 5.1 dargestellten Schnitten für verschiedene morphodynamische Simulationsrechnungen ermittelt.

5.1.2. Sedimentbedarf im Hörnumbecken bei steigendem Meeresspiegel

Eine wichtige Fragestellung im Zusammenhang mit der Akkumulation von feinkörnigem Material in Tidebecken ist, ob die Menge des eingetragenen feinkörnigen Materials ausreichend ist, um die Wattflächen bei steigendem Meeresspiegel im gleichen Maße mitwachsen lassen zu können.

Daher sollte untersucht werden, wie groß der Sedimentbedarf für das Hörnumbecken bedingt durch den Meeresspiegelanstieg in Zukunft ist und ob er befriedigt werden kann. Hierbei wurde ausschließlich der feinkörnige Anteil betrachtet. Dieses Material ist wesentlich mobiler als gröberes, da es über weite Distanzen in Suspension transportiert werden kann. Als mögliche Quellen können der Schwebstoffeintrag über die Ästuare sowie organische Stoffe genannt werden. Für die gröberen Fraktionen kommt hauptsächlich der von Westerland an im Jahresmittel südlich gerichtete Küstenlängstransport in Frage. Dieser nährt zunächst das Ebbdelta, welches als eine Art Sedimentzwischenpuffer funktioniert. Von hier aus wird Material in das Tidebecken eingetragen oder weiter nach Süden verfrachtet.

Der erforderliche Sedimentbedarf kann bei einem angenommenen Anstieg des Meeresspiegels von 10 cm in 40 Jahren, was einem säkularen Anstieg von 25 cm entspricht, mit Beziehungen der Regime-Theorie abgeschätzt werden:

Zum Ansatz der Regime-Theorie wurden die Beziehungen von NIEMEYER (1995/1), FERK (1995) und RENGER (1976) angewandt. Nach allen drei Autoren ist das Becken derzeit nicht im Gleichgewicht. Aus den Ansätzen ergibt sich aber übereinstimmend ein Sedimentbedarf von ca. 9 Mio. m³, um eine der heutigen Situation geometrisch ähnliche Beckentopographie zu erhalten.

Bei einer angenommenen Akkumulation im gesamten Becken ergibt sich ein Bedarf von 29 Mio. m³, bei angenommener Akkumulation auf den Wattflächen ein Bedarf von 13,7 Mio. m³.

Der Sedimentbedarf (S) kann auf das mittlere Tidevolumen (P), welches in der betrachteten Zeit in das Gebiet strömt, bezogen werden, wodurch man eine erforderliche akkumulationsrelevante Konzentration c_a erhält. Diese kann als die mittlere Differenz der in das Becken ein- und ausströmenden Suspensionskonzentration interpretiert werden. Die Dichte (ρ) des Materials und die Porosität (p) müssen berücksichtigt werden. Nach BARTHOLDY u. PHEIFFER MADSEN (1985) kann für $\rho \cdot (1-p)$ ein Wert von 1000 kg/m³ gut für derartiges Material angesetzt werden. Somit ergibt sich:

$$c_a = \frac{S}{P} = \frac{9 \text{ Mio. m}^3}{520 \text{ Mio.} \cdot \frac{\text{m}^3}{\text{Tide}} \cdot 705 \cdot \frac{\text{Tiden}}{a} \cdot 40a} \cdot 1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} = 0,65 \text{ mg/l}$$

In der folgenden Tab. 5.1 sind gemessene akkumulationsrelevante Konzentrationen c_a aus anderen Teilen des Wattenmeeres zusammengestellt.

Tab. 5.1: Aus Messungen bestimmte akkumulationsrelevante Konzentrationen c_a

Tidebecken	ca. [mg/l]	Autor
Dollart	3,1	VAN ES [1977] (in BARTHOLDY and PHEIFFER MADSEN, 1995)
Niederländisches Wattenmeer	0,35–1,04	DELFT HYDRAULIC LABORATORY [1980]
Jade	1,8	EISMA [1981]
Gradyb	1,5	BARTHOLDY and PHEIFFER MADSEN [1985]

Für das Hörnumbecken steht kein vergleichbarer Wert zur Verfügung und kann aufgrund der problematischen Qualität der dortigen Vermessungsdatensätze auch nicht bestimmt werden.

Auf den ersten Blick scheint es, dass die erforderliche akkumulationsrelevante Konzentration im Hörnumbecken im Bereich der gemessenen Werte anderer Tidebecken liegt; doch Dollart, Jade und Gradyb sind als Gebiete intensiver Deposition bekannt. Für das Hörnumbecken hingegen ist ein solches Verhalten nicht dokumentiert, obwohl 1927 ein Damm gebaut wurde, der die Fläche des Tidebeckens verringert hat, wonach mit starken Sedimentationen zu rechnen wäre.

Es gibt drei weitere Gründe, die auf eine beschränkte Verfügbarkeit an feinkörnigem Material im Hörnumbecken hindeuten:

- Das Hörnumbecken hat im Vergleich zu anderen Tidebecken einen relativ kleinen Anteil an intertidalen Flächen. Das kann als eine beschränkte Verfügbarkeit an Feinkornmaterial gedeutet werden, da man davon ausgehen kann, dass zum Aufbau von Wattflächen eine große Menge an feinem Material erforderlich ist, welches überwiegend in Suspension transportiert und in geschützten Bereichen des Tidebeckens abgelagert wird.
- Die Distanz zu den Ästuaren Elbe, Weser und Ems, die einen beträchtlichen Anteil an dem in der Nordsee verfügbaren feinen Material beisteuern, ist relativ groß. Dadurch dürfte die Verfügbarkeit an feinem Sediment im Hörnumbecken im Vergleich zu anderen Tidebecken klein sein.
- Die Genese des Hörnumbeckens: Im Gegensatz zu anderen Tidebecken in der Deutschen Bucht besteht der Kern der Barriereinsel Sylt aus relativ grobkörnigem Material. Betrachtet man weiterhin die gemittelte Zusammensetzung aus mehr als 500 Sedimentproben im Hörnumbecken in Abb. 5.2, so wird deutlich, dass im Becken ein Mangel an bestimmten Korngrößen ($d = 0,21$ mm und $d = 0,35$ mm) besteht. Dies ist ein Anzeichen dafür, dass das Sediment des Hörnumbeckens zu einem Großteil aus Material des Sylter Inselkerns besteht, in dem diese Korngrößen ebenfalls unterrepräsentiert sind. Das bedeutet, dass die Transportpfade innerhalb der Deutschen Bucht von nur geringer Ausdehnung sind, denn andernfalls sollten die Fraktionen $d = 0,21$ mm und $d = 0,35$ mm im Hörnumbecken nicht unterrepräsentiert sein.

Zusammenfassend folgt, dass im Hörnumbecken aufgrund des lokalen Mangels an feinkörnigem Sediment, der innerhalb der Deutschen Bucht relativ kurzen Sedimenttransportpfade und der Entfernung zu den schwebstoffreichen Ästuaren eine vergleichsweise geringe Verfügbarkeit an feinkörnigem Material vorliegen dürfte, weshalb es im unteren Bereich der ak-

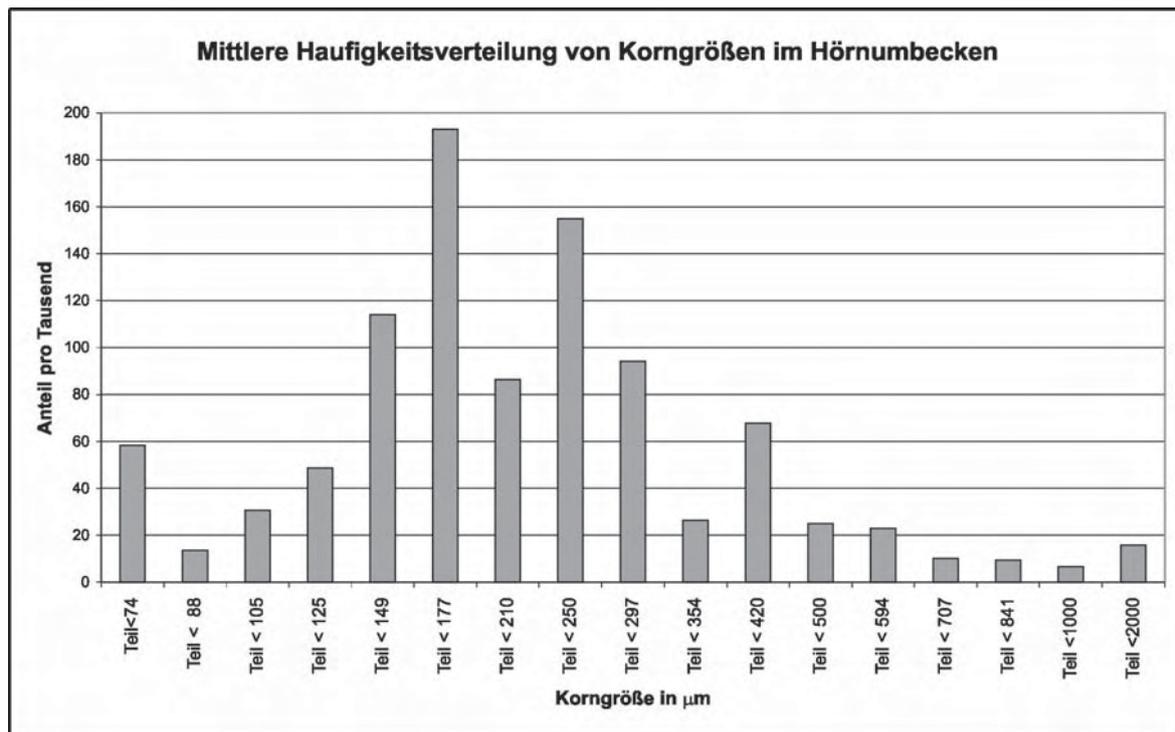


Abb. 5.2: Mittlere Kornverteilung Hörnumbecken, erstellt aus mehr als 500 Sedimentproben aus der Sedimentdatenbank des BSH

kumulationsrelevanten Konzentrationen des niederländischen Wattenmeeres (vgl. Tab. 1) einzuordnen ist. Damit reichte der Import an feinem Material nicht aus, um den Sedimentbedarf bei steigendem Meeresspiegel zu decken.

5.1.3 Modellierung der Akkumulation von feinkörnigem Material im Hörnumbecken

Um die Anlagerung von Feinkornmaterial unter verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen zu untersuchen, wurden drei Rechnungen durchgeführt:

- Rechnung **TIDE**: Die Randbedingung für den Wasserstand wurde entsprechend der mittleren Tide gewählt.
- Rechnung **WELLE**: Es wurde eine repräsentative Seegangssituation ermittelt (HIRSCHHÄUSER et al., 2000). Hierbei wurde ein Westwind mit 5–10 m/s angesetzt. Das Seegangsklima kann als moderat beschrieben werden. Die Wasserstandsrandbedingung wurde entsprechend der mittleren Tide gewählt.
- Rechnung **STURM**: Eine stürmische Periode im Oktober 1996 mit Windgeschwindigkeiten von bis zu 25 m/s wurde ausgewählt. Der Windstau am Pegel Hörnum betrug bis zu 2 m.

Ziel der Studie war es zu ermitteln, inwiefern und in welchen Mengen feinkörniges Material, das mit der Tideströmung in das Hörnumbecken gelangt, dort unter verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen zur Ablagerung kommen kann. Das morphodynamische Modell TIMOR verfügt, da es den Sedimenttransport in mehreren Kornklassen berechnet, über die Möglichkeit, den Verbleib einzelner Fraktionen nachzuvollziehen, sozusagen Sediment in

der Art eines Tracers „anzufärben“. Dabei verändert das Sediment seine physikalischen Eigenschaften nicht.

Dem feinkörnigen Material, welches in der Folge als Fraktion I bezeichnet wird, wurde eine Sinkgeschwindigkeit von $0,000032 \text{ m/s}$ zugewiesen. Die Anfangssuspensionskonzentration für dieses Material wurde im gesamten Becken zu 7 mg/l gewählt. Dies liegt in der Größenordnung der im KFKI-Forschungsvorhaben *Wasseraustausch Hörnumtief* für die Frühjahrsperiode gemessenen Suspensionskonzentrationen und steht auch in Übereinstimmung mit von POSTMA (1981) zusammengestellten Werten. Zu Anfang der Rechnung befindet sich dieses Material im Modell nicht in der Bodenschicht, so dass sein Verbleib einfach verfolgt werden kann. Die Hintergrundkonzentration dürfte einen spürbaren Einfluss auf die Modellierungsergebnisse haben, ihre quantitative Vorgabe ist allerdings von starken Unsicherheiten behaftet.

Daher werden zum Abschluss noch Ergebnisse bei Variation der Hintergrundkonzentration vorgestellt. Weiterhin wurde ein Material (Fraktion II) mit den gleichen physikalischen Eigenschaften im Boden vorgegeben, welches mit einem räumlich differenzierten Anteil gemäß der örtlichen maximalen Tideströmung angesetzt wurde (HIRSCHHÄUSER et al., 1998). Somit kann das prinzipielle Verhalten des feinkörnigen Materials unter den verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen beobachtet werden.

Morphologieänderungen

Die Berechnungsergebnisse werden für den Zustand nach drei Tiden diskutiert, um eine Vergleichsmöglichkeit zur Simulation STURM zu ermöglichen.

In Abb. 5.3 links sind die Morphologieänderungen nach drei Tiden für Rechnung TIDE dargestellt. Die berechneten morphologischen Änderungen in dieser relativ kurzen Zeit sind klein. Nur an der südöstlichen Spitze der Insel Sylt werden Tiefenänderungen von bis zu 20 cm berechnet. Auf den Wattflächen werden nur sehr geringe morphologische Veränderungen berechnet, da die Tideströmungen hier nicht stark genug sind, um größere Mengen an Material zu transportieren. Diese Simulation ist nur für sehr ruhige Bedingungen repräsentativ.

Aufgrund der kurzen Berechnungsdauer trägt die Feinkornfraktion nur in sehr geringem Maße zu den Morphologieänderungen bei. Gleichwohl können Rückschlüsse über die im Gebiet verbleibenden Mengen dieser Fraktion getroffen werden. Da es sich bei der Akkumulation von feinkörnigem Material um einen fortwährend wirkenden Prozess handelt,

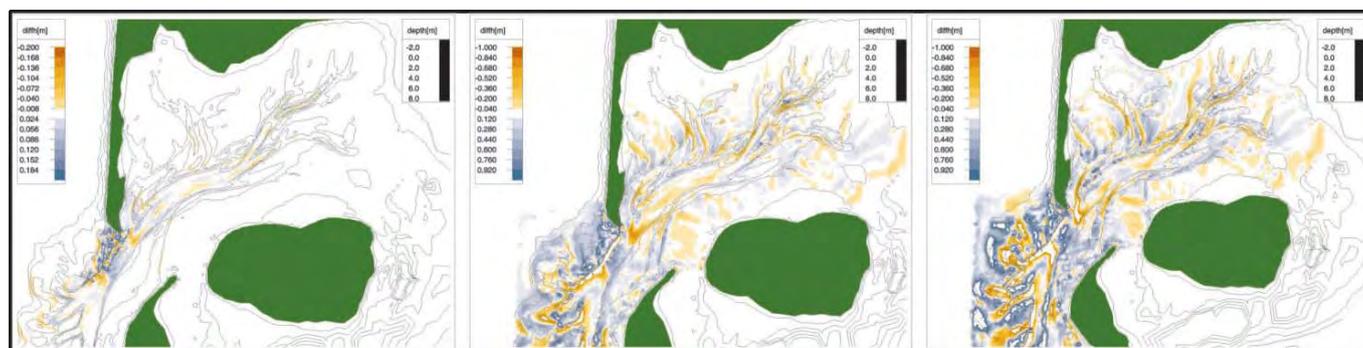


Abb. 5.3: Berechnete Tiefenänderungen in drei Tiden (blau: Erosion); links: TIDE, Mitte: WELLE, rechts: STURM

liegt seine Wirkung vor allem in der langfristigen Beeinflussung der Morphodynamik des Beckens.

Die berechneten Morphologieänderungen in Simulation WELLE, dargestellt in Abb. 5.3 Mitte, übersteigen deutlich die der Rechnung TIDE. Besonders auf dem Ebbdelta, wo die Wellen brechen und viel Material in Suspension gebracht wird, sowie im Hörnumtief sind die morphologischen Änderungen beträchtlich. Der westliche Bereich des Ebbdeltas wird durch die von Westen kommenden Wellen erodiert. Dieses Material wird in Suspension transportiert und kommt zwischen den Flachs aber auch im zentralen Bereich des Hörnumtiefs zur Ablagerung. Nur Bereiche, die nicht tiefer als ca. 8 m unter NN liegen, sind von der Erosion betroffen. Unterhalb dieses Horizonts sind die Bodenorbitalgeschwindigkeiten zu klein, um größere Mengen an Sediment aufzuwirbeln.

Aber auch auf den Wattflächen sind morphologische Änderungen zu beobachten. Einige Rinnenufer driften aufgrund der von Westen kommenden Wellen leicht in Richtung Osten.

Die größten morphologischen Änderungen treten bei der Rechnung STURM auf (s. Abb. 5.3 rechts). Diese Simulation spiegelt die Wirkung extremer Ereignisse wieder. Die Windgeschwindigkeit betrug bis zu 25 m/s am Windmesspfahl Westerland, wobei der Wind von Südwest auf Nordwest drehte; diese Abfolge ist typisch für Sturmereignisse in der Region. Der Windstau am Pegel Hörnum betrug bis zu 2 m.

Am Ebbdelta wurde Erosionen bis zu 1 m berechnet. Die Bodenorbitalgeschwindigkeit ist so groß, das auch Sediment aus Lagen unterhalb von 8 m unter NN aufgewirbelt werden kann. Das erodierte Material lagert sich zum Teil in den Rinnen zwischen dem Ebbdelta ab; ein anderer Teil wird in das Hörnumbecken transportiert und lagert sich hier in den Rinnen ab.

Auch die Wattflächen sind von stärkeren Morphologieänderungen betroffen. Die signifikante Wellenhöhe erreicht im Becken bis zu 1,2 m. Im Allgemeinen werden die Rinnenränder erodiert, und das Material wird in den Rinnen abgelagert, nämlich dort, wo die Bodenorbitalgeschwindigkeiten genügend klein sind. Aufgrund höherer Wasserstände und der daraus resultierenden höheren Wellen wird mehr Material transportiert. Teilweise wird das Material auf den hohen Wattflächen im südlichen Teil des Beckens abgelagert. Im Allgemeinen zeigen die morphologischen Änderungen ein ähnliches Muster wie bei der Rechnung WELLE, sie sind jedoch deutlich stärker ausgeprägt.

Reaktion der feinkörnigen Sedimentfraktion I

Die Analyse der Reaktion der feinkörnigen Sedimentfraktion I unter verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen war das Hauptziel dieser Studie. Der Austausch von feinkörnigem Material zwischen Tidebecken und der offenen See spielt eine wichtige Rolle für das Anwachsen der Wattflächen mit steigendem Meeresspiegel. Generell unterliegt dieser Austauschprozess starken saisonalen Schwankungen, was durch die stark schwankende Primärproduktion bedingt ist. Analysiert man das Verhalten dieser Fraktion genauer, so lassen sich bei den untersuchten hydrodynamischen Bedingungen drei verschiedene Wirkungsmechanismen identifizieren:

- Eine Akkumulation von feinkörnigem Material im gesamten Becken, wenn der Einfluss des Seegangs vernachlässigt wird; dies führt zu einem Nettoimport von Material.
- Eine verminderte Deposition von Material westlich des Seegats, wenn der Seegang berücksichtigt wird; dies führt zu einem höherem Nettoimport von Material.

- Eine verstärkte Erosion von Material innerhalb des Beckens, wenn der Seegang berücksichtigt wird; dies führt zu einem größeren Nettoexport von Material.

Simulation TIDE

Wie Abb. 5.4 zu entnehmen ist, lagert sich das feinkörnige Material in dieser Berechnung im gesamten Becken ab. Dargestellt ist der Anteil dieser Fraktion in der durchmischten obersten Bodenschicht, die ungefähr die Höhe von Transportkörpern besitzt. Besonders in den Rinnen setzt sich anfangs viel von diesem Material ab. Das System hat allerdings im Zeitraum von drei Tiden noch kein Gleichgewicht erreicht. Dies ist in Abb. 5.5 zu erkennen, die die Entwicklung dieser Fraktion an einigen ausgewählten Berechnungsknoten zeigt: Anfangs steigt der Anteil an feinkörnigem Material in den Rinnen stark, dieses Material wird jedoch nach einiger Zeit auf die Wattflächen weitertransportiert.

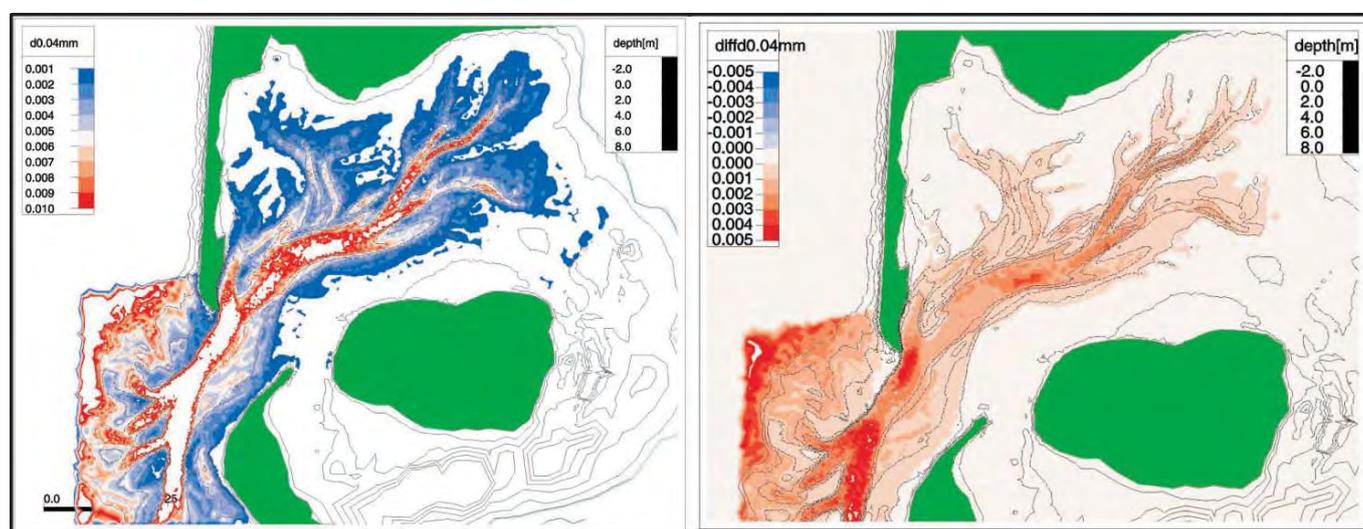


Abb. 5.4: Links: Anteil Fraktion I in der obersten Bodenschicht nach drei Tiden (Rechnung TIDE), rechts: Änderung des Anteils Fraktion I in der obersten Bodenschicht in der dritten Tide (Rechnung TIDE) (rot: Zunahme)

Zu berücksichtigen ist weiterhin, dass die Wattflächen temporär trocken fallen, so dass dort nicht jederzeit eine Ablagerung stattfinden kann. Bemerkenswert ist die Ablagerung westlich des Ebbdeltas. Die Tideströmung ist in diesem Bereich nicht so hoch, so dass bei Vernachlässigung des Seegangs ein Anwachsen des Anteils der Feinkornfraktion zu beobachten ist. Wie zu erwarten kommt es im Zeitraum von drei Tiden zu einem Nettoimport von feinkörnigem Material, wobei nur eine sehr kleine Varianz in der Zeit auftritt. Dies kann Abb. 5.10 entnommen werden.

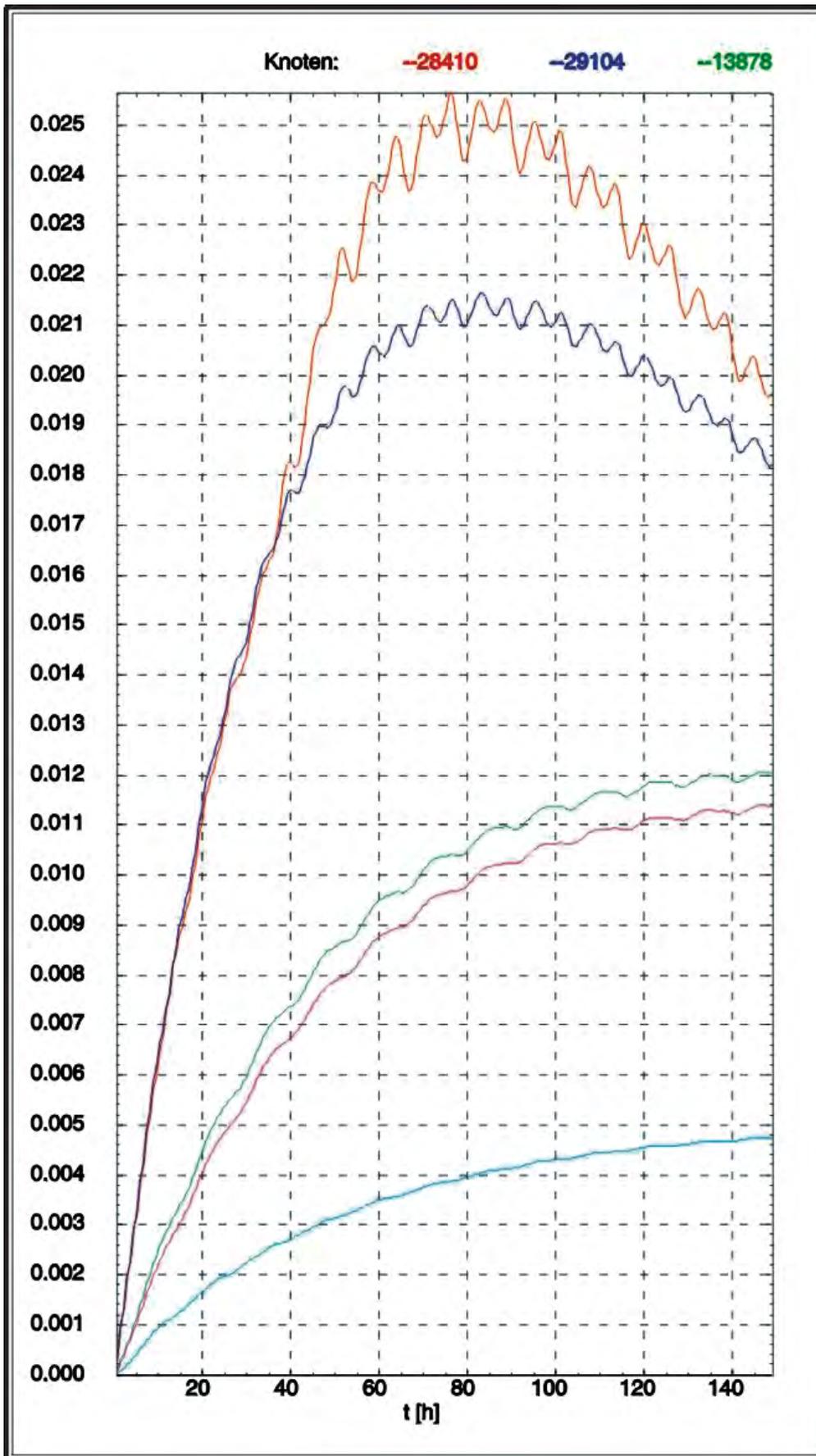


Abb. 5.5: Anteil Fraktion I in der obersten Bodenschicht an einigen ausgewählten Rinnenknoten

Simulation WELLE

Aufgrund der Seegangswirkung am Ebbdelta kann sich das feinkörnige Material dort nicht absetzen (s. Abb. 5.6). Weiterhin ist die Ablagerung westlich des Ebbdeltas im Vergleich mit den Ablagerungen in Simulation TIDE weit geringer. Dies kann durch die seegangsinduzierten Bodenschubspannungen erklärt werden.

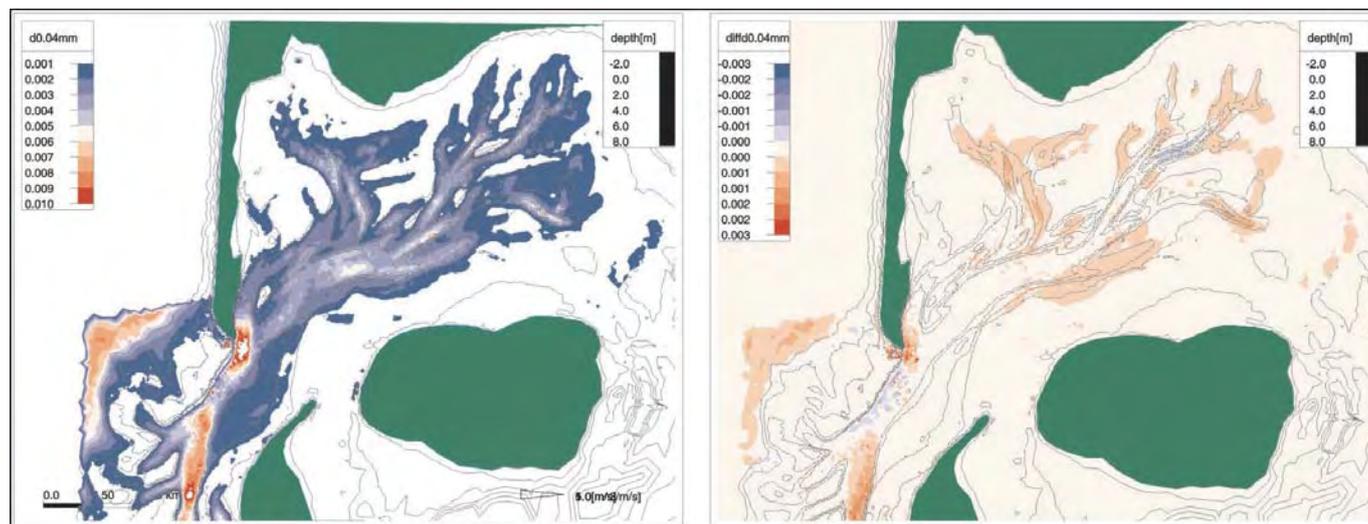


Abb. 5.6: Links: Anteil Fraktion I in der obersten Bodenschicht nach drei Tiden (Rechnung WELLE), rechts: Änderung des Anteils Fraktion I in der obersten Bodenschicht in der dritten Tide (Rechnung WELLE) (rot: Zunahme)

Im Allgemeinen wird ein größerer Teil des Materials in Suspension gehalten, wodurch sich weniger Material dieser Fraktion in die oberste Bodenschicht einmischt. Aus Abb. 5.6 rechts wird deutlich, dass sich das Material während der dritten Tide in den Endbereichen der Rinnen absetzt und sich für den Rest des Beckens eine dynamische Gleichgewichtssituation einstellt.

Ein Grund für den geringeren Anteil an feinem Material auf der Sohle der Rinnen im Vergleich zur Berechnung TIDE kann in der generellen Ablagerung auch anderer Fraktionen liegen, welche in der Berechnung WELLE in diesem Teil des Beckens stattfindet (siehe hierzu Abb. 5.3). Der relative Anstieg an feinen Anteilen ist kleiner, wenn auch anderes Material zur Ablagerung kommt.

In dieser Berechnung kommt es zum stärksten Import von feinkörnigem Material in das Becken (siehe Abb. 5.10). Die Ursache für diesen Import ist in der verminderten Deposition des Materials am Ebbdelta und dessen Transport in Suspension in das Becken zu suchen. Eine Deposition von feinkörnigem Material ist nur innerhalb des Beckens möglich, wo die Bodenschubspannungen kleiner sind.

Weiterhin findet ein Export über die Wattwasserscheide (Schnitt II, vgl. 5.1) hinweg ins Nachbarbecken statt. Dies geschieht aufgrund der leicht ostwärts gerichteten Strömung, welche durch westliche Winde induziert wird (siehe Abb. 5.9). Während ruhiger Wetterperioden (Berechnung TIDE) gibt es eine Nettoströmung in das Becken durch Schnitt II.

Simulation STURM

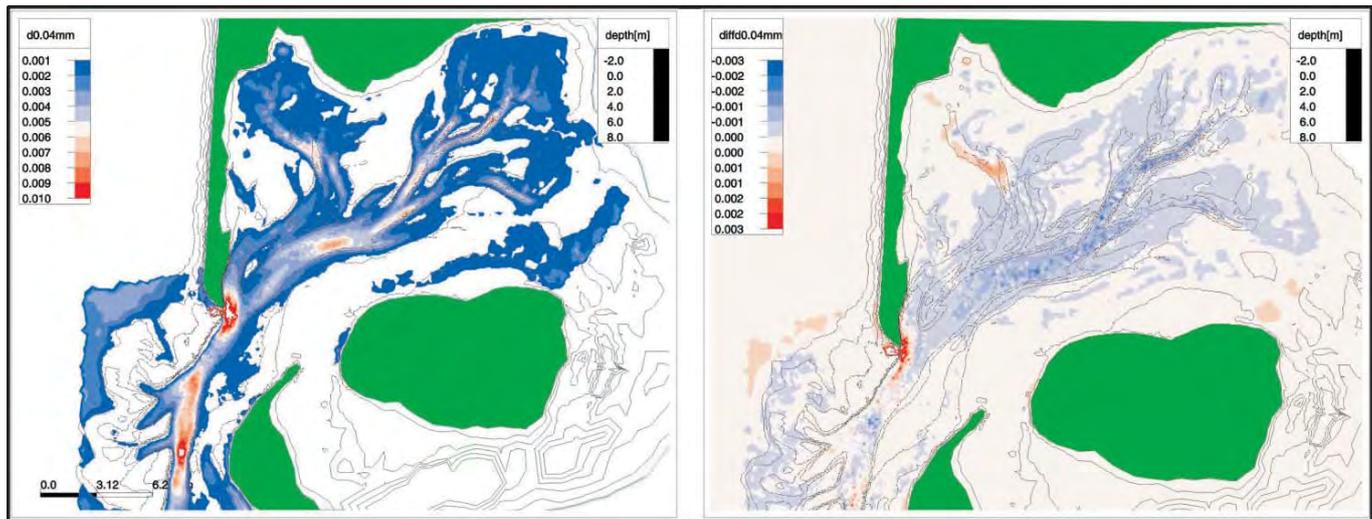


Abb. 5.7: Links: Anteil Fraktion I in der obersten Bodenschicht nach drei Tiden (Rechnung STURM), rechts: Änderung des Anteils Fraktion I in der obersten Bodenschicht in der dritten Tide (Rechnung STURM) (rot: Zunahme)

Während der Berechnung STURM unterscheiden sich die Strömungsverhältnisse stark von denen der anderen beiden Simulationen. Ein Vergleich bezüglich der Einteilung in drei Tiden ist nicht möglich, da die Dauer der ersten Tide durch die angenommenen Wasserstandsrandbedingung und den Windeinfluss verlängert wurde. Nach 37,5 h (drei Tiden) ist die hydrodynamische Bilanz zwischen ein- und ausströmendem Wasser noch nicht ausgeglichen, was bedeutet, dass der mittlere Wasserspiegel in dem Becken am Ende höher ist als zu Beginn der Berechnung. Dies führt zu einem Nettowasservolumentransport in das Becken von über 400 Mio. m³ während der ersten 12,5 h (s. Abb. 5.9). Darum ist es nicht überraschend, dass der Nettoimport von feinkörnigem Sediment während dieser Phase einen Maximalwert erreicht. Aber die Nettoströmung in das Becken ist nicht der einzige Grund für den starken Import von Sediment in das Becken. Abb. 5.7 zeigt, dass sich westlich des Seegats kein Feinkornmaterial ablagern kann, womit es in das Becken hinein transportiert wird. Andererseits bewirkt der stärkere Seegang innerhalb des Beckens eine verstärkte Aufnahme von Sediment. Am Ende des Sturmereignisses mit abflauendem Wind wird das Sediment, welches sich in hoher Konzentration in Suspension befindet, aufgrund der Ebbdominanz der Strömung aus dem Becken hinaus transportiert. Nach drei Tiden ist die hydrodynamische Bilanz wieder fast ausgeglichen. Während der letzten beiden Tiden wird ein Teil des anfangs importierten Materials wieder exportiert, was der aus dem Becken heraus gerichteten Nettoströmung kombiniert mit immer noch großen Suspensionskonzentrationen zugeschrieben werden kann. Neben dem Transport durch das Seegat ist der Transport von Material durch Schnitt II beträchtlich. Dies geschieht aufgrund hoher Wellen und eines hohen Wasserspiegels, die eine starke Strömung über die Wattwasserscheide bewirken.

In der dritten Tide findet ein Export von Material statt, und der Anteil an feinkörnigem Material in der obersten Bodenschicht sinkt, wie Abb. 5.7 rechts zu entnehmen ist. Dies bedeutet, dass der Verlust an Material nicht nur der aus dem Becken heraus gerichteten Nettoströmung zugerechnet werden kann.

Generell deutet die Simulation an, dass die Deposition zu Beginn des Sturms bedingt

durch eine starke Erosion von Material westlich des Seegats und einer innerhalb der ersten Tideperiode positiven hydrodynamischen Bilanz ansteigt; große Mengen dieses Materials werden aber bei fallendem Wasserspiegel wieder exportiert. Am Ende dieses Ereignisses kann nur eine geringe Netto-Deposition des Feinkornmaterials bilanziert werden.

Verteilung der Fraktion II in Suspension

Die Suspensionskonzentration der Fraktion II wurde in den unterschiedlichen Simulationen verglichen. Dieses Material war zu Beginn der Rechnung in der obersten Bodenschicht vorhanden und besitzt ansonsten dieselben physikalischen Eigenschaften, wie das in Suspension zugegebene Material der Fraktion I. Der Anteil von Fraktion II in der obersten Bodenschicht, die in etwa die Stärke von Transportkörpern hat, wurde durch ein Verfahren bestimmt, welches in Abhängigkeit von den Bodenschubspannungen, hervorgerufen durch die maximale Tideströmung, eine ortsvariable Anfangskornverteilung zuweist.

Die Suspensionskonzentration der Fraktion II bei Hochwasser kann Abb. 5.8 entnommen werden.

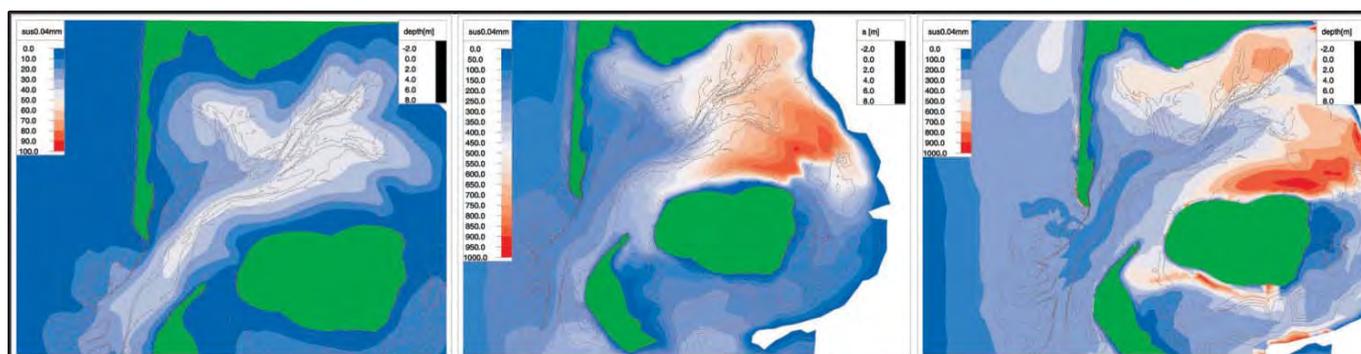


Abb. 5.8: Suspensionskonzentrationen bei Hochwasser. Links: Rechnung TIDE (rot: 100 mg/l); Mitte: Rechnung WELLE (rot: 1000 mg/l); rechts: Rechnung STURM (rot: 1000 mg/l)

Während der Simulation TIDE treten die höchsten Suspensionskonzentrationen in den Rinnen auf, weil dort höhere Geschwindigkeiten zu einer teilweisen Erosion der Fraktion führen. Dieses Material wird konvektiv in Suspension auf die Wattflächen transportiert, wo die Strömung nicht mehr stark genug ist, um Material zu erodieren. Im Vergleich mit den beiden anderen Rechnungen sind die Konzentrationen um eine Größenordnung kleiner.

In der Simulation WELLE wird das feinkörnige Material durch die Wellen auf den Wattflächen dort erodiert, wo die Kornfraktion in genügender Menge verfügbar ist und durch die Flutströmung Richtung Osten transportiert wird. Dies führt zu einem ausgeprägtem Maximum der Suspensionskonzentration im östlichen Teil des Beckens.

Betrachtet man die Suspensionskonzentration in der Simulation STURM (siehe Abb. 5.8 rechts), so wird eine ähnliche Situation deutlich: Die höchsten Konzentrationen sind im östlichen Teil zu finden. Aber ebenso gibt es erhöhte Konzentrationen im nordwestlichen Teil des Beckens, südlich der Insel Föhr (hervorgerufen durch den konvektiven Transport der windinduzierten Strömung) und westlich der Insel Sylt. Die erhöhte Konzentration muss den größeren Bodenorbitalgeschwindigkeiten zugeschrieben werden, welche zu einer verstärkten Erosion des Materials führen.

5.1.4 Bestimmung der akkumulationsrelevanten Konzentration unter verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen

Das Ziel dieser Studie war es, die Anlagerung von feinkörnigem Material unter verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen zu untersuchen. Um die Ergebnisse der Studie mit Daten anderer Autoren und der aus dem Sedimentbedarf ermittelten erforderlichen akkumulationsrelevanten Konzentration zu vergleichen, wurde eine Sedimentbilanz für das feinkörnige Material erstellt. Der Transport von Sedimenten der feinkörnigen Fraktion wurde für die drei in Abb. 5.1 dargestellten Schnitte bestimmt. Der Nettosedimenttransport in Suspension wurde für eine Zeitdauer von drei Tiden (ca. 36,5 h) gemäß der folgenden Beziehung ermittelt:

$$S = \int q \cdot c \cdot dt$$

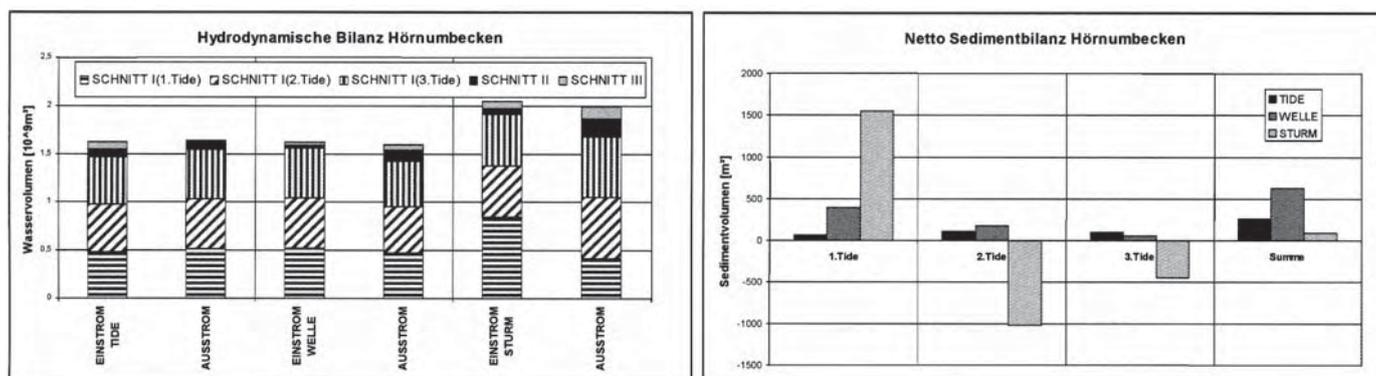


Abb. 5.9: Links: hydrodynamische Bilanz, rechts: Sedimentbilanz Fraktion I

Die Ergebnisse sind in Abb. 5.9 dargestellt. Der größte Nettoimport findet in der Berechnung WELLE statt. Die drei zuvor erwähnten Wirkungsmechanismen müssen berücksichtigt werden, um die Nettosedimentbilanz zu interpretieren:

Der erste Wirkungsmechanismus (Akkumulation von Feinkornmaterial im gesamten Becken bei Vernachlässigung des Seegangs) ist in allen drei Simulationen vorhanden; er kann separat in der Simulation TIDE analysiert werden. Ihm ist ein beträchtlicher Anteil der Akkumulation zuzuschreiben.

Eine Verminderung von Deposition westlich des Seegats ist nur im Falle von ausreichend starkem Seegang möglich. Durch diesen Wirkungsmechanismus wird in der Summe mehr Feinkornmaterial in das Becken hinein transportiert, was grundsätzlich eine stärkere Deposition ermöglicht. Diese wird aber andererseits durch die Wirkung des Seegangs innerhalb des Beckens und der daraus resultierenden Erosion von Material innerhalb des Beckens mit der Möglichkeit zum Export wieder reduziert. Ein Vergleich der Berechnungen WELLE und STURM macht deutlich, dass unter moderaten Bedingungen die Deposition steigt, wohingegen unter extremen Bedingungen der Effekt der Erosion von Material innerhalb des Beckens dominiert. Insgesamt wird in der Berechnung STURM die kleinste Nettodeposition beobachtet.

Betrachtet man die Sedimentbilanz in jedem Schnitt wird klar, dass der Hauptanteil des Materials durch das Seegat transportiert wird. Angesichts der negativen hydrodynamischen

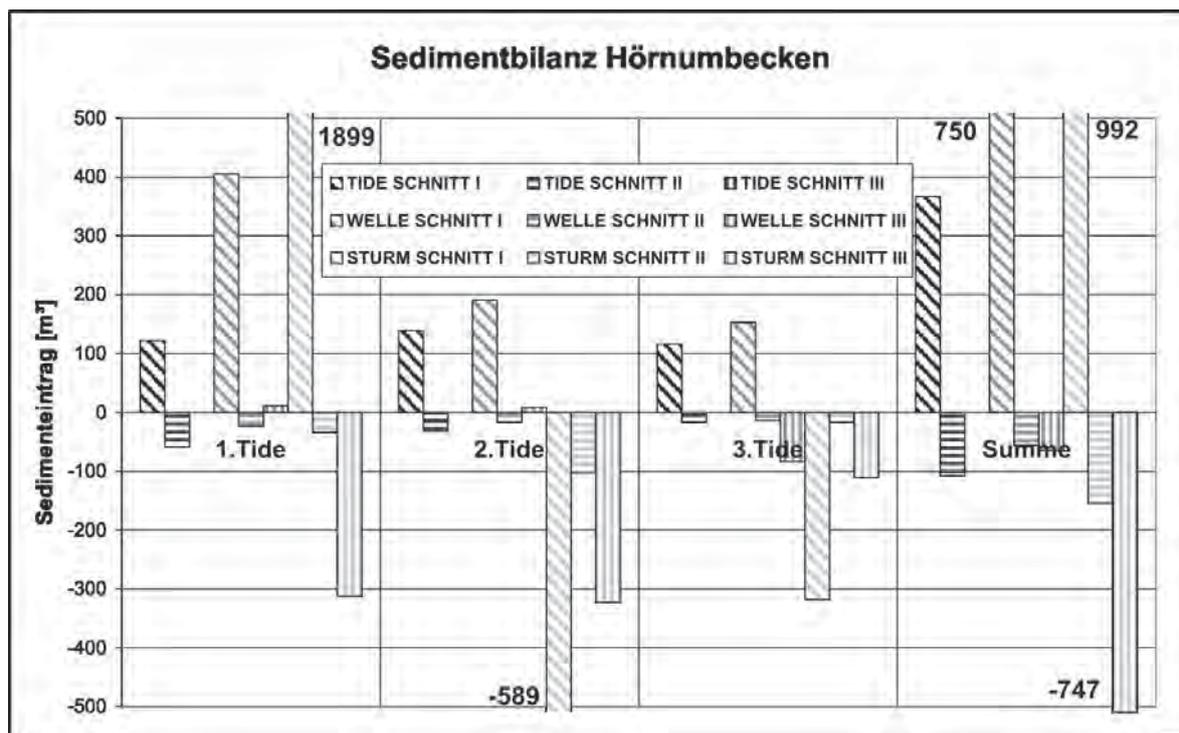


Abb. 5.10: Sedimentbilanz Fraktion I nach Schnitten

Bilanz in diesem Schnitt während einer mittleren Tide kann dies nur mit einer teilweisen Ablagerung des Materials im Becken erklärt werden.

Durch Seegang gewinnt die Verhinderung der Deposition von Material westlich des Seegats an Bedeutung. Dies wird durch den größeren Import von Sedimenten in den Simulationen STURM und WELLE im Vergleich zu TIDE belegt. Auf der anderen Seite führt die veränderte hydrodynamische Situation zu einem Sedimentexport durch Schnitt III zwischen Amrum und Föhr, wofür die relativ hohen, konvektiv vom Ebbdelta heran transportierten Suspensionskonzentrationen verantwortlich gemacht werden können.

Mithilfe des importierten feinkörnigen Sedimentvolumens und des mittleren Tidevolumens der Berechnung, die in Abb. 5.9 dargestellt ist, kann die mittlere akkumulationsrelevante Konzentration bestimmt werden.

Diese liegt bei 0,05 mg/l für die Berechnung STURM, 0,17 mg/l für die Berechnung TIDE und 0,42 mg/l für die Berechnung WELLE. Für die Berechnung STURM muss berücksichtigt werden, dass die hydrodynamische Bilanz am Ende der Berechnung noch nicht vollständig ausgeglichen ist, was bedeutet, dass es eventuell sogar keine Nettodeposition innerhalb des Beckens nach einem Sturmereignis gibt.

Die Akkumulation von feinkörnigen Sedimenten im Hörnumbecken ist unter mäßigem Seegang am größten. Die für Simulation WELLE ermittelte akkumulationsrelevante Konzentration c_a scheint im Vergleich mit Literaturwerten ein realistischer Wert zu sein. Allerdings wurde in keiner der Berechnungen die erforderliche akkumulationsrelevante Konzentration c_a , die ein Anwachsen der Wattflächen mit steigendem Meeresspiegel gewährleistet, erreicht. Ein Grund dafür könnte in der vorgegebenen Suspensionskonzentration der Feinkornfraktion im Wasser der offenen Nordsee von nur 7 mg/l sein.

Daher wurden ergänzend für die Rechnung WELLE eine Hintergrundkonzentration von 21 mg/l und für die Rechnung STURM eine von 42 mg/l angesetzt.

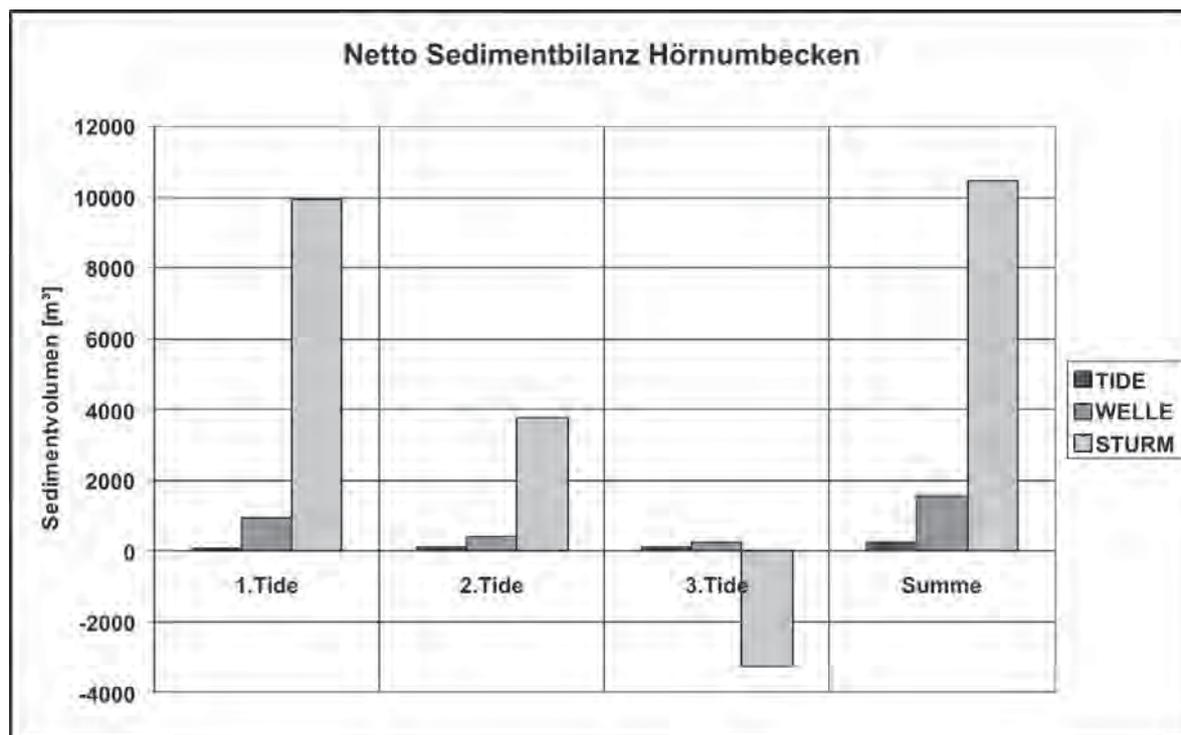


Abb. 5.11: Sedimentbilanz Fraktion I bei erhöhter Schwebstoffkonzentration in der offenen See für Rechnung WELLE und STURM

Tab. 5.2: Akkumulationsrelevante Konzentrationen für verschiedene Szenarien

	Hintergrundkonzentration [mg/l]	akkumulationsrelevante Konzentration [mg/l]
erforderlich		0,65
TIDE	7	0,17
WELLE	7 21	0,42 1,05
STURM	7 42	0,05 5,8

5.2 Sedimenttransportpfade Hörnumbecken unter Tidebedingungen

Weiterhin sollte untersucht werden, welche Transportpfade von anderen Korngrößen im System Tidebecken-Ebbdelta unter Tidebedingungen (Vernachlässigung des Seezugs) zurückgelegt werden. Die Analysen beziehen sich hierbei auf einen Zeitraum von 20 Tiden. Transportpfade, die über einen Zeitraum von Jahren zurückgelegt werden, können nur unter erheblichem Aufwand ermittelt werden, da hier im Gegensatz zu berechneten Tiefenänderungen keine Beschleunigung über den morphodynamischen Faktor möglich ist.

Die Analyse von zurückgelegten Sedimenttransportpfaden ist nur in einem Modell möglich, welches den Sedimenttransport in mehreren Kornklassen berechnet. Dabei wird eine Korngröße mit definierten physikalischen Eigenschaften auf zwei Klassen (A und B) aufgeteilt, wovon eine (A) nur in den interessierenden Bereichen eingesetzt wird, während sie im Rest des Gebietes nicht vorhanden ist. Dort tritt nur die physikalisch identische Kornklasse B auf. Dadurch wird ermöglicht, dass sich das physikalische System nicht verändert. Im Postprocessing sind die Kornklassen A und B jedoch zu unterscheiden.

Es wurden die Korngrößen 0,15 mm (Fraktion I und II), 0,3 mm (Fraktion III und IV) und 0,6 mm (Fraktion V und VI) untersucht. Die Fraktionen I, II und V wurden an vier charakteristischen Stellen (Theeknobssand, Hörnumtief, Eidumtief, Osterley) markiert und in ihrem an diesen Orten vorkommendem Anteil angesetzt. Im Rest des Gebietes sind diese Fraktionen nicht vertreten, sondern nur die physikalisch identischen Fraktionen II, IV und VI.

In Abb. 5.13 sind die Änderungen des Anteils der Tracerfraktionen in der obersten Bodenschicht auf der linken Seite, sowie rechts ihre Konzentration in Suspension nach 20 Tiden zum Zeitpunkt maximaler Ebbstromgeschwindigkeiten dargestellt.

Die blauen Bereiche auf den oberen Abbildungen markieren ungefähr den Bereich in dem das Tracermaterial vorgegeben wurde: Hier ist der Anteil in dem Zeitraum von 20 Tiden gesunken. Das Material wurde in die benachbarten roten Bereiche transportiert, wo der Anteil stieg. Zu beachten ist, dass der Anteil des Ausgangsmaterials örtlich variiert: So ist beispielsweise der Anteil der Fraktion 0,15 mm im Eidumtief höher als im Osterley.

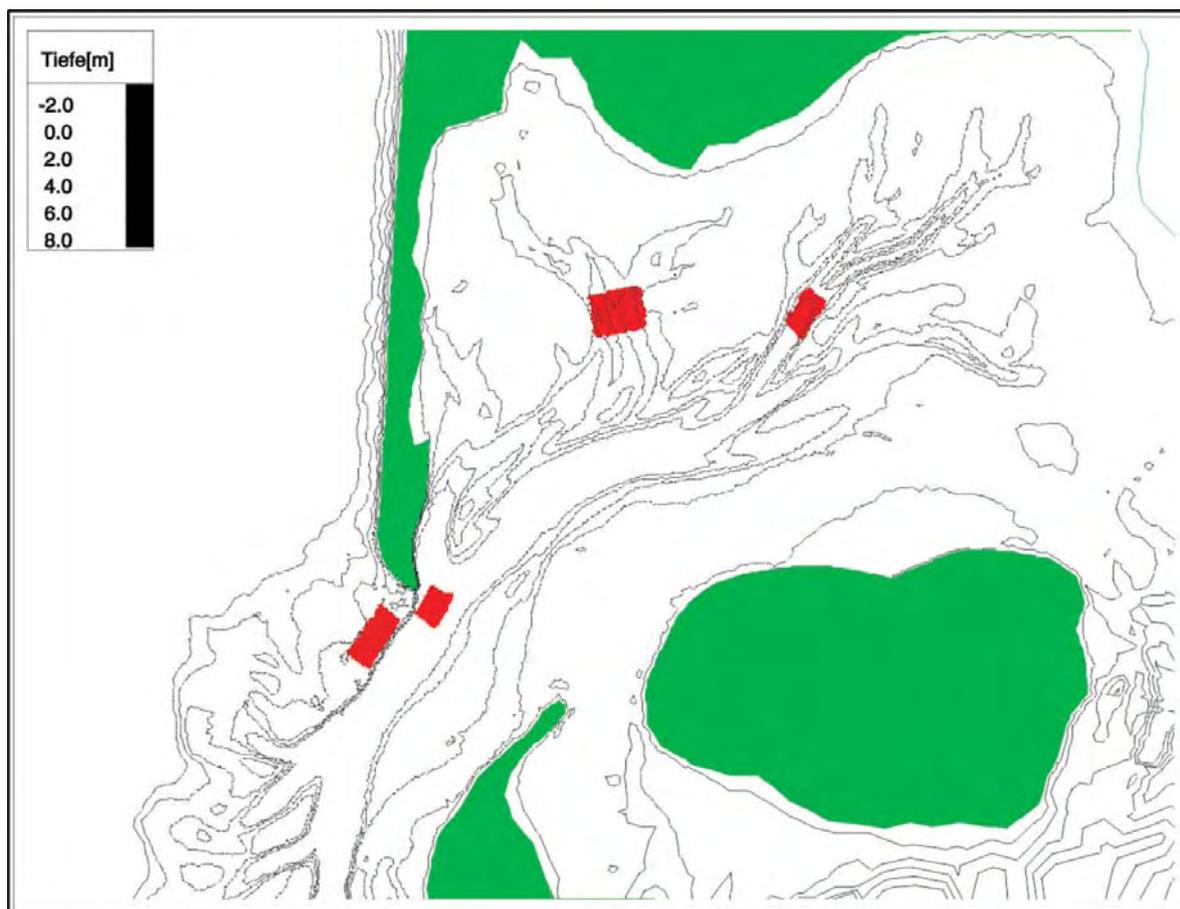


Abb. 5.12: Ausgangslage des Tracermaterials; die untersuchten Korngrößen wurden örtlich variabel entsprechend ihrem Vorkommen angesetzt

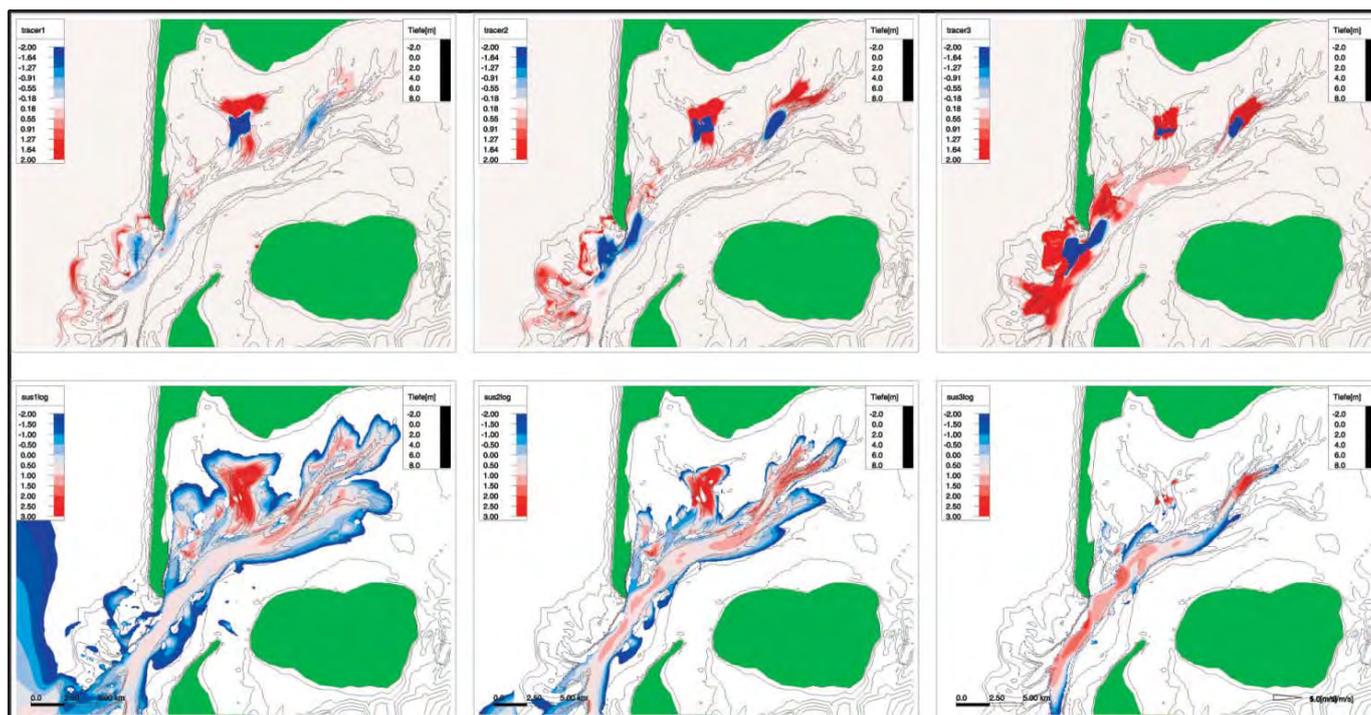


Abb. 5.13: Oben: Veränderung der Tracerfraktionen in der obersten Bodenschicht nach 20 Tiden (rot: Zunahme); unten: Verteilung der Tracerfraktionen in Suspension während maximaler Ebbstromgeschwindigkeit nach 20 Tiden; links: 0,15 mm, Mitte: 0,3 mm; rechts: 0,6 mm

Zu erkennen ist die stärkere Ausbreitung mit kleinerem Korndurchmesser. Die Fraktion 0,15 mm wird nach 20 Tiden sogar im Wasser der freien Nordsee westlich von Sylt angetroffen, allerdings in sehr geringer Konzentration. Die Ausbreitung der Korngrößen 0,15 mm und 0,3 mm in Suspension ist in den Rinnen flächendeckend, jedoch in geringer Konzentration dort, wo die Entfernung zu den Ursprungsorten groß ist.

5.3 Identifikation verschiedener Kornverteilungstypen

Für das Hörnumbecken stand eine Datenbasis aus der Sedimentdatenbank des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) zur Verfügung. Der Großteil der Proben wurde als Summengewichtskurven mit einer Abstufung in $\frac{1}{4}$ -PHI-Graden durch Siebanaalyse bestimmt, wobei die kleinste Fraktion größer 3,75 PHI (entspricht kleiner 0,074 mm) und die größte -1 PHI (entspricht 2 mm) war. Einige Proben waren in einer Auflösung von 1 PHI abgestuft. Hier wurden die Zwischenwerte interpoliert, was vor dem Hintergrund, dass die Distanz der Kornverteilungen zueinander damit nicht verändert wurde, als vertretbar angesehen wurde.

Weiterhin sind in der Datenbank Probenahmetiefe und Datum der Probenahme vermerkt, in wenigen Fällen auch die Uhrzeit, so dass in der Regel das zur Probenahme herrschende Fließregime bekannt ist. Das dürfte vor allem in den Rinnen von Bedeutung sein, wo sich zur Kenterzeit eine größere Menge an feinkörnigem Material absetzen kann, das bei wieder ansteigenden Strömungsgeschwindigkeiten resuspendiert werden kann.

Hinzu kommt, dass die jeweilige Gebietstopographie zum Probenahmezeitpunkt unbekannt ist, da die Proben über einen Zeitraum von 30 Jahren genommen wurden, so dass mit einem numerischen Modell berechnete Fließgeschwindigkeiten gewisse Unsicherheiten enthalten. Weitere chemische und physikalische Parameter, auch die veränderte Kornverteilung nach einer Vorbehandlung mit HCl, die teilweise erhoben wurden, fanden in der vorliegenden Arbeit keine Verwendung.

Insgesamt enthielt der berücksichtigte Datensatz 547 Sedimentproben.

Zunächst sollten verschiedene Kornverteilungstypen, die im Hörnumbecken auftreten, identifiziert werden. Die Identifikation solcher Kornverteilungstypen bildet den Ausgangspunkt zur hydraulischen Interpretation und zur Bestimmung einer Anfangskornverteilung für das morphodynamische Modell, wenn man annimmt, dass ähnliche Kornverteilungen unter ähnlichen hydrodynamischen Bedingungen entstanden sind.

Die Einteilung der Sedimentproben als Objekte in eine Anzahl von Klassen oder Cluster kann mit der Clusteranalyse durchgeführt werden. Prinzipiell stehen auch andere Verfahren zur Verfügung, die sich hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit jedoch nur dann abgrenzen lassen, wenn kausale Einschränkungen der zu klassifizierenden Objekte vorliegen, was hier nicht der Fall ist.

Grundsätzlich kann die Klassifikation mit den fraktionsweisen Siebrückständen beziehungsweise den Summenhäufigkeiten der Fraktionen als Faziesvariable oder aber mit abgeleiteten Parametern wie Median, Sortierung und Schiefe betrieben werden. Beides hat Vor- und Nachteile: Liegen beispielsweise Probe A mit 100 % knapp unterhalb einer Schranke X und Probe B zu 100 % knapp oberhalb einer Schranke X, so sind diese Proben physikalisch sehr ähnlich. Sie werden aber als vollkommen unterschiedlich eingestuft, da bei clusteranalytischen Verfahren die Reihenfolge keine Rolle spielt. Dieser Nachteil fällt weg, wenn die Summenhäufigkeit der Körner, die kleiner oder gleich der betrachteten Korngröße sind, einen bestimmten Grenzwert über-/unterschreiten. Umgehen kann man dieses Problem auch, wenn man abgeleitete Parameter wie Median, Schiefe und Sortierung heranzieht, jedoch geht damit auch ein Verlust der Basisinformation einher (BOBERTZ, 2001). Bei der hier vorliegenden sehr feinen Abstufung in $\frac{1}{4}$ -PHI-Grade wurde es als nicht notwendig erachtet, abgeleitete Parameter heranzuziehen. Es wurde mit den Summenhäufigkeiten gearbeitet.

Bei der Clusteranalyse werden auf der Basis von Ähnlichkeiten (oder Distanzen) die Objekte so gruppiert, dass die Unterschiede der Objekte eines Clusters möglichst klein und die Unterschiede zwischen den Clustern möglichst groß sind (BORTZ, 1977).

Zu unterscheiden sind hierarchische und nicht-hierarchische Verfahren: Die hierarchischen Verfahren beginnen mit der feinsten Partitionierung, bei der jedes Objekt ein eigenes Cluster bildet. Man berechnet dann die paarweisen Distanzen und fusioniert diejenigen beiden Objekte, die die geringste Distanz aufweisen. Mit jedem Schritt reduziert sich die Anzahl der Cluster um 1. In einem Dendrogramm wird zusammenfassend verdeutlicht, in welcher Abfolge die Objekte schrittweise zusammengefasst wurden und wie groß die Distanz zwischen den jeweils zusammengefassten Clustern ist. Ein Nachteil der hierarchischen Verfahren besteht darin, dass die Zuordnung eines Objektes zu einem Cluster im Laufe des Clusterprozesses nicht mehr revidierbar ist.

Für die Fusionierung zweier Cluster existieren unterschiedliche Kriterien:

- Minimum-Methode: Es werden die paarweisen Ähnlichkeiten zwischen den Objekten des einen Clusters zu den Objekten des anderen Clusters gebildet und diejenigen Cluster vereint, welche die zueinander am nächsten liegenden Objekte besitzen (nearest neighbour).

- Maximum-Methode: Hierbei werden für alle Paare von Clustern, die am weitesten entfernten Objekte bestimmt (furthest neighbour). Es werden diejenigen Cluster fusioniert, für die diese Maximal-Distanz minimal ist.
- Durchschnitts-Methode: Für je zwei Cluster wird der Durchschnitt aller Objektdistanzen berechnet. Die Cluster mit der geringsten durchschnittlichen Objektdistanz werden fusioniert.

Dem entgegen stehen die nicht hierarchischen Verfahren, bei denen die Anzahl der Cluster bereits von Beginn an bekannt sein muss. Man gibt die Zugehörigkeit eines Objektes zu einem Cluster vor und versucht, die Startgruppierung durch schrittweises Verschieben einzelner Objekte von einem Cluster zu einem anderen zu verbessern. Für eine vorgegebene Anzahl von Clustern kann man mit diesem Verfahren die tatsächlich beste Aufteilung der Objekte zu einem Cluster zu ermitteln.

Diese Vorgehensweise erschien für die vorliegende Fragestellung die sinnvollste zu sein, da es als Einschränkung angesehen wurde, dass eine einmal vorgenommene Zuordnung zu einem Cluster nicht revidierbar ist. Der Hauptnachteil der nicht hierarchischen Verfahren, nämlich dass die Anzahl der Cluster von Beginn an bekannt sein muss, kann dadurch umgangen werden, dass sie für unterschiedliche Anzahlen von Clustern durchgeführt werden kann. Das erschien realistisch, da davon auszugehen war, dass die Anzahl der Cluster klein ist, wenn diese noch hydraulisch interpretierbar sein sollen.

Als Beurteilungskriterium wurde das Varianz-Kriterium gewählt. Hierbei wird die quadrierte Abweichung aller Objekte eines Clusters vom Clusterdurchschnitt berechnet und über alle Cluster aufsummiert.

Die Clusteranalyse wurde mit der Software SPSS durchgeführt. Das Verfahren wurde zunächst mit einer Wahl von zwei Clustern begonnen. Die Wahl von zwei Clustern ergibt sich aus der Anfangsvermutung, dass zumindest zwischen Sedimentproben auf Wattflächen (eher vom Suspensionstransport geprägt) und solchen in den Tiderinnen (eher vom bodennahen Geschiebetransport geprägt) signifikante Unterschiede bestehen. Biologisch geprägte, von einer geologischen Barriere beeinflusste Proben und Proben des Ebbdeltas wurden als weitere Kandidaten für eigene Cluster angesehen. Es war weiterhin zu vermuten, dass sich weitere Cluster als Differenzierungen aus den hydrodynamischen Bedingungen erklären ließen.

Die Kornverteilungskurven der Clusterzentren für eine Gesamtzahl von fünf bis acht Clustern sind in Abb. 5.14 dargestellt.

Bei einer Einteilung in insgesamt fünf Cluster ergeben sich fünf deutlich voneinander getrennte Kornverteilungen, die sich untereinander (fast) nicht schneiden. Die feinste Klasse dürfte hierbei landnahen Positionen zugeordnet werden, an denen ein hoher Anteil bindigen Materials vorzufinden ist. Eventuell spielen hier auch biologische Prozesse eine Rolle. Die folgenden drei Klassen weisen alle eine gute Sortierung bei steigendem mittleren Korndurchmesser auf. Die größte Klasse ist deutlich schlechter sortiert (flacherer Verlauf der Kornverteilungskurve) und dürfte Proben in den Tiderinnen zuzuordnen sein.

Bei einer Einteilung in sechs Cluster kommt es zu einer Überschneidung der Kornverteilungskurven. Der neu gebildete Cluster speist sich dabei aus Objekten aller bisherigen Cluster, was aus Abb. 5.15 hervorgeht. Dies ändert sich beim Übergang von sieben zu acht Clustern. Hierbei teilt sich lediglich ein Cluster auf, derweil die anderen Cluster fast unverändert bleiben.

Das deutet darauf hin, dass die Grundverteilungen bereits bestimmt sind und sich weitere Cluster nur noch als Aufspaltungen jeweils eines Clusters bilden. Aus diesem Grund wurde die Einteilung der Sedimentproben in sieben Cluster als sinnvoll angesehen.

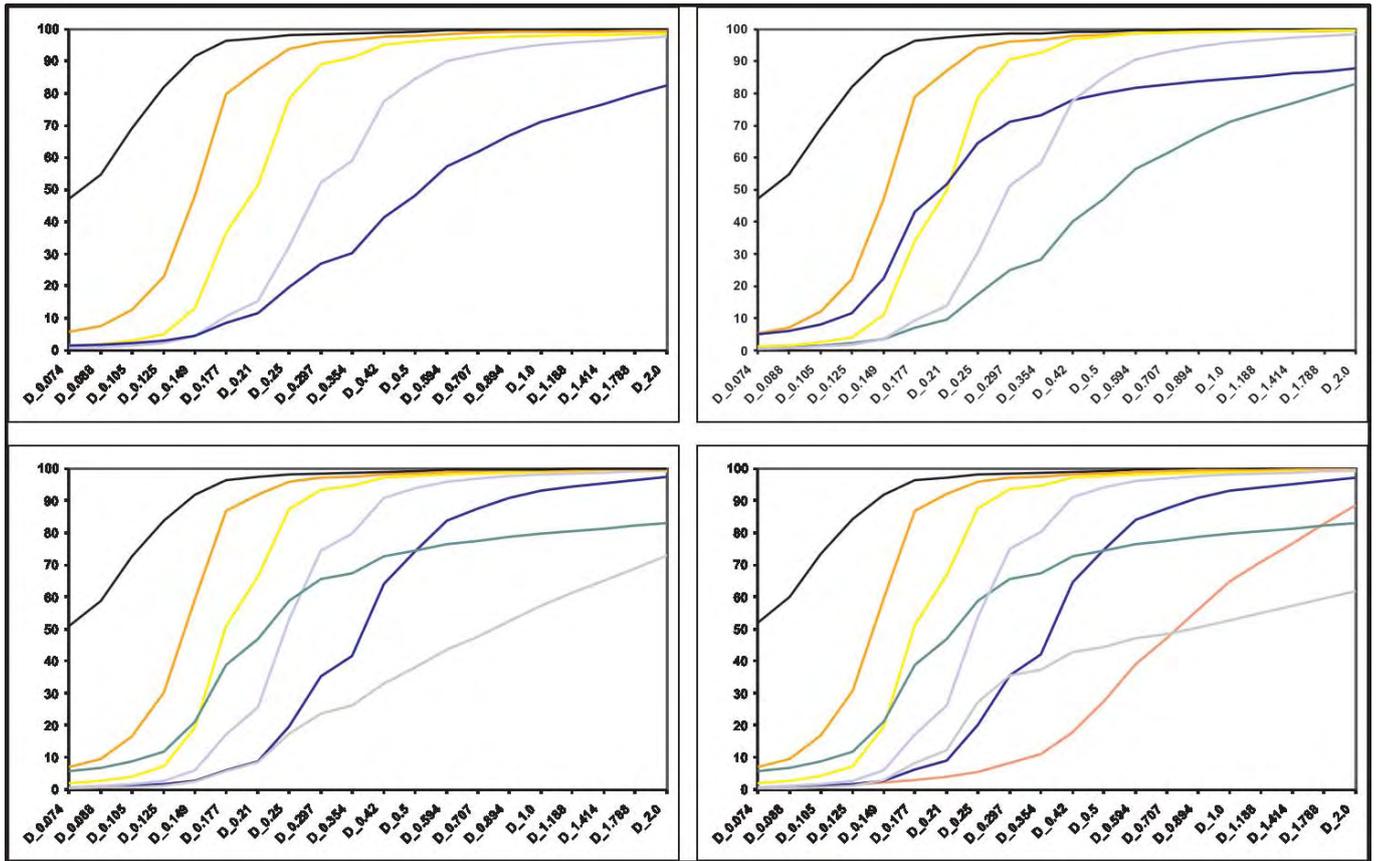


Abb. 5.14: Kornverteilung der Clusterzentren bei Einteilung in fünf bis acht Cluster

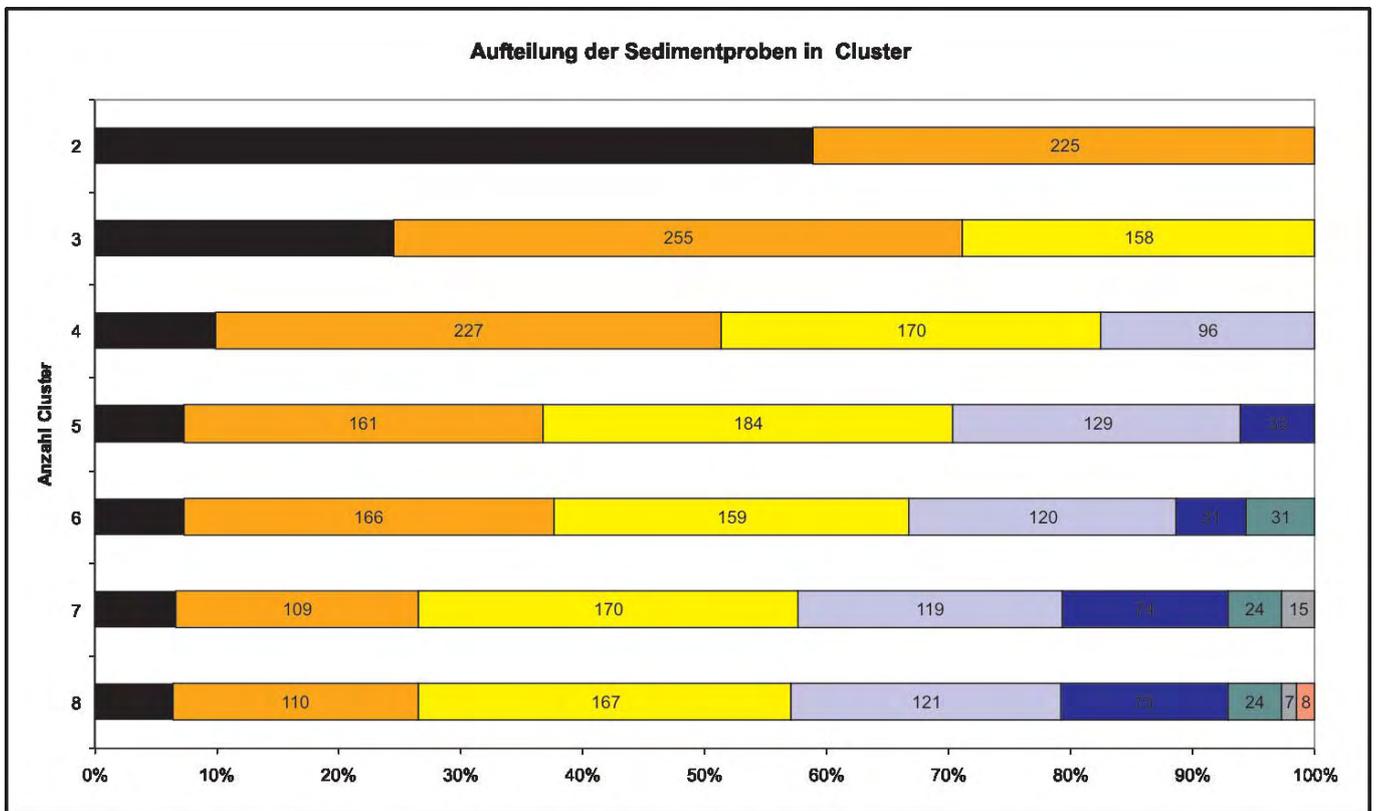


Abb. 5.15: Aufteilung der Sedimentproben in Cluster. Farbgebung angepasst an Abb. 5.14

Die mittlere euklidische Distanz der Sedimentproben zum Clusterzentrum ist in Tab. 5.3 dargestellt. Sie ist definiert als:

$$d_{ii} = \sqrt{\sum_{j=1}^p (x_{ij} - \bar{x}_{i,j})^2}$$

Hierin ist x_{ij} die Merkmalsausprägung des Merkmals j einer Sedimentprobe und $\bar{x}_{i,j}$ die Merkmalsausprägung im Clusterzentrum.

Tab. 5.3: Mittlere euklidische Distanz der Sedimentproben zum Clusterzentrum

Sedimentklasse	I	II	III	IV	V	VI	VII
mittleres euklidisches Distanzmaß	40,23	26,43	25,32	28,47	31,15	38,27	50,12

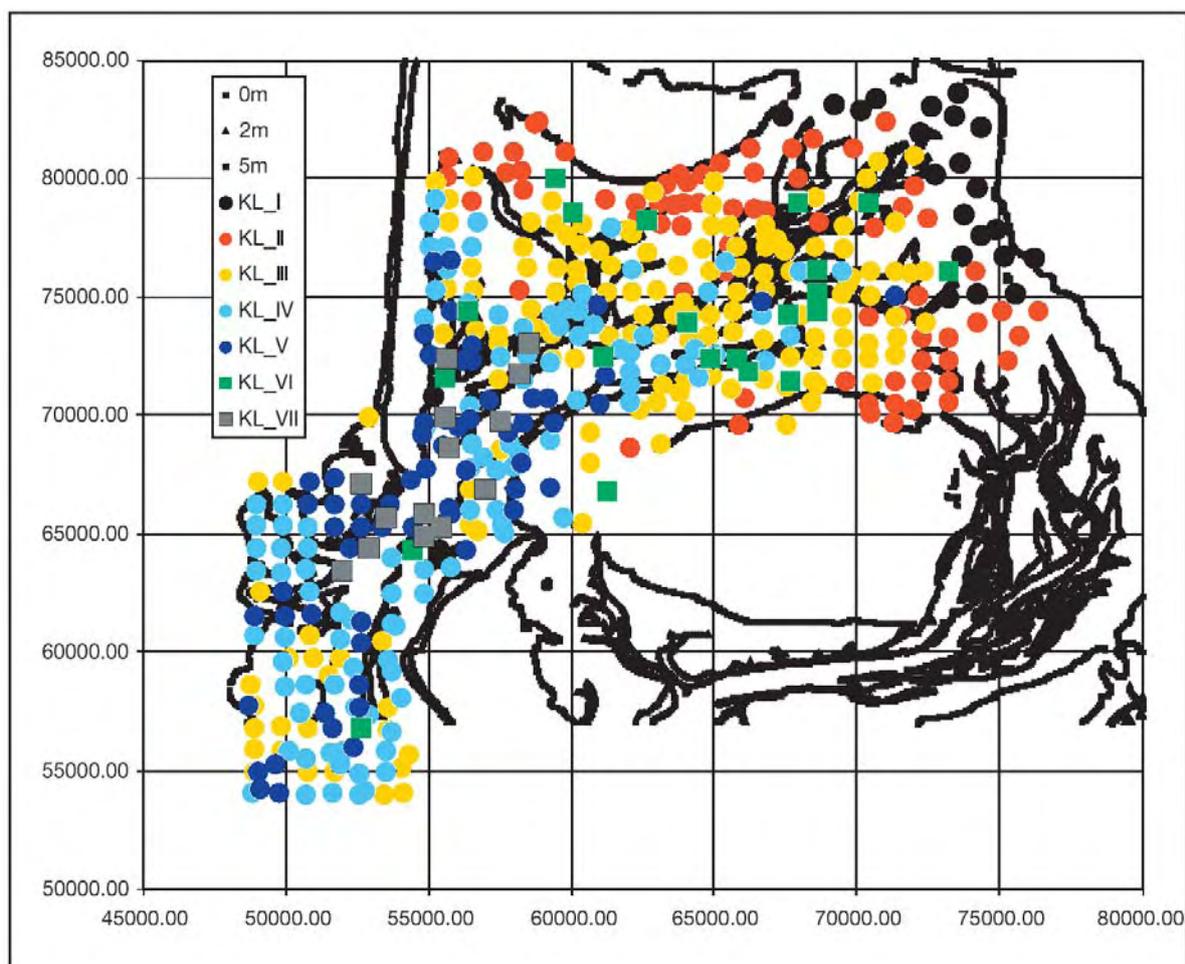


Abb. 5.16: Klasseneinteilung Sedimentproben Hörnumbecken bei einer Aufteilung in sieben Klassen mit 0-m-, 2-m- und 5-m-Tiefenlinie

Betrachtet man die Lage der Sedimentproben der einzelnen Cluster in Abb. 5.16, lässt sich folgende Systematik erkennen:

Klasse I (schwarz): Die Sedimentproben mit einem hohen Anteil an bindigem Material sind fast ausnahmslos im nordöstlichen Teil des Beckens zu finden. Hier fanden mit dem Bau des Hindenburgdammes 1927 und des Friedrich-Wilhelm-Lübke-Koogs 1954 zwei größere anthropogene Eingriffe statt. In einem ähnlichen Fall fand die morphologische Anpassung auf die Deichvorlegung in der Dithmarscher Bucht fast ausschließlich mit feinkörnigem Material statt (HIRSCHHÄUSER u. ZANKE, 2001). Ob der hohe Anteil an feinkörnigem Sediment mit diesen Maßnahmen in Verbindung steht, kann nur gemutmaßt werden. Auch biologische Einflüsse wie z.B. Muschelbesiedelungen können hier eine Rolle spielen.

Klasse II (orange): Diese Sedimentproben finden sich im nördlichen Teil des Beckens im Endbereich des Eidumtiefs sowie auf der Föhrer Schulter. Die gute Sortierung (s. Abb. 5.14) und die zonale Verteilung mit einer optisch gut erkennbaren Abgrenzung zu den Klassen I und III lässt hier auf eine Transportsortierung schließen.

Klasse III (gelb): Diese Sedimentproben sind auf den rinnennahen Wattflächen innerhalb des Hörnumbeckens und in den tiefergelegenen, seeganggeschützten Bereichen des Ebbdeltas anzutreffen. Derweil die Klassen I und II nur innerhalb des Tidebeckens und mit Entfernungen größer als 10–15 km vom Seegat zu finden sind, tritt diese Klasse auch am Ebbdelta auf.

Klasse IV (hellblau) und Klasse V (dunkelblau): Diese Proben sind an den Rinnenrändern anzutreffen. Die Entfernung zum Seegat übersteigt 10 km nur in wenigen Fällen. Die feinere Klasse IV wird weiter transportiert als Klasse V, weshalb auch hier eine Transportsortierung vermutet werden kann.

Klasse VI (grün): Diese Sedimentproben sind in Nachbarschaft von Klasse III anzutreffen. Betrachtet man die Kornverteilung des Clusterzentrums in Abb. 5.14, so ist festzustellen, dass die Zusammensetzung im feineren Bereich (bis zum d_{40}) ähnlich der von Klasse III ist. Der weitere Verlauf ist sehr flach und lässt eine geologische Barriere vermuten. Die Vertreter dieser Klasse sind somit nur teilweise durch Transportsortierung geprägt.

Klasse VII (grau): Die Vertreter dieser Klasse finden sich in direkter Nähe zum Seegat. Hier sind die hydrodynamischen Belastungen am größten. Dies spiegelt sich auch in der hohen Heterogenität dieser Gruppe wieder, denn bei Bildung von acht Clustern teilt sich diese Klasse auf, was in Abb. 5.15 dargestellt ist. In diesem Bereich ist von einer Transportsortierung auszugehen. Die hohe Intensität des Transports einerseits und die Variabilität aufgrund der instationären Strömung andererseits dürften in diesem Bereich aber schon kleinräumig zum Beispiel zwischen Transportkörperkamm und -tal sowie innerhalb einer Tide zwischen Kenterpunkt und maximaler Tidedrömung zu großen Variationen führen. Diese sind in den Sedimentdaten, da in den meisten Fällen keine genauen Informationen über den Probenahmezeitpunkt vorliegen, nicht differenziert erfasst.

Die Klasseneinteilung der Sedimentproben durch eine Clusteranalyse offenbart also mit Ausnahme von Klasse VI eine Systematik, die den Schluss zulässt, dass die Kornverteilungen durch eine Transportsortierung geprägt sind.

Betrachtet man den Anteil der Sedimentcluster an einer Sedimentfraktion (dargestellt in Abb. 5.17) in Verbindung mit der räumlichen Zuordnung, so liegt die Vermutung einer Transportsortierung nahe. Beim Übergang von einer Klasse zur angrenzenden nächst feineren nimmt der Anteil gröberer Fraktionen ab, derweil der Anteil feinerer Fraktionen steigt. Die Länge des Transportweges scheint hier von Bedeutung zu sein.

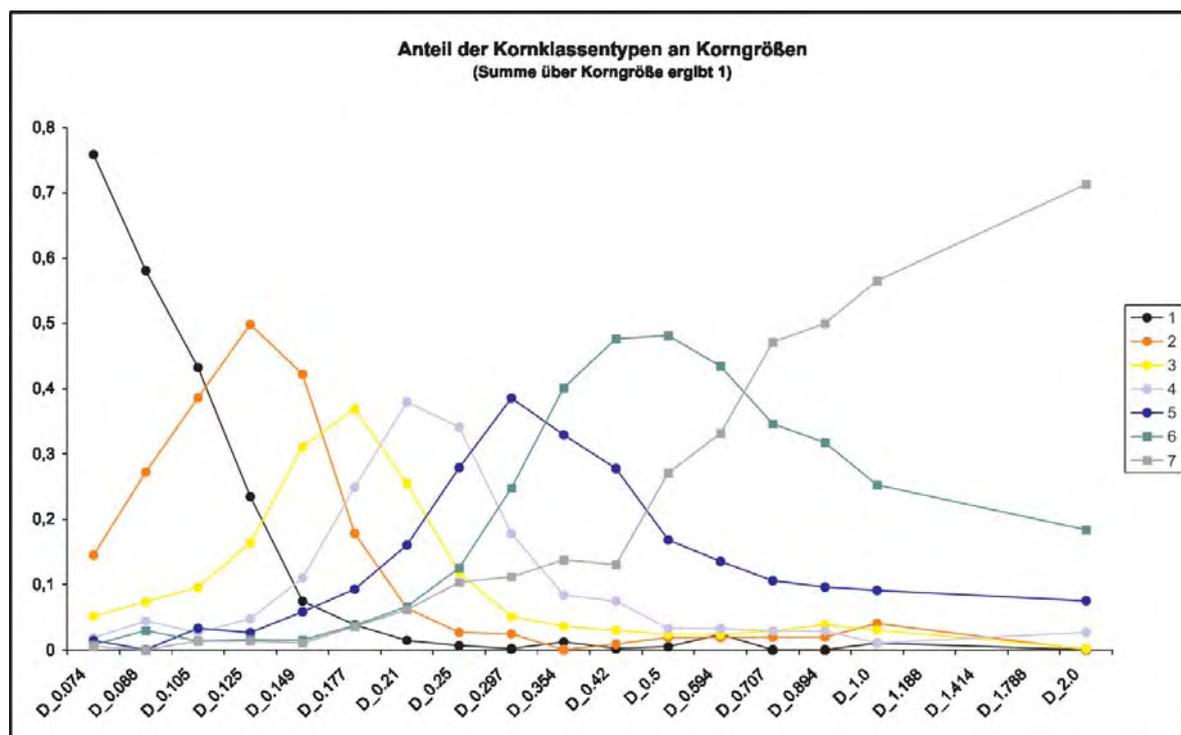


Abb. 5.17: Anteil der Sedimentklassen an Kornfraktionen (Summe über eine Fraktion ergibt 1.0)

6. Zusammenfassung

Ziel des Forschungsvorhabens *Langfristige Sedimentdynamik des Systems Tidebecken-Ebbdelta unter besonderer Berücksichtigung von verändertem Seegang und Wasserständen* war es, die derzeitigen Möglichkeiten der morphodynamischen Modellierung des Systems Tidebecken-Ebbdelta aufzuzeigen.

Zentral sollte hierfür eine morphologische Matrix erstellt werden. Die morphologische Matrix setzt sich aus den morphodynamischen Wirkungen verschiedener Einzelereignisse zusammen. Durch Kombination und Wichtung dieser Einzelereignisse sollte eine bestmögliche Annäherung an einen natürlichen Referenzzustand erreicht werden.

Weitere Untersuchungsschwerpunkte lagen auf Sensitivitätsstudien bezüglich eines steigenden Meeresspiegels und eines veränderten Seegangs. Zusätzlich wurden die im System Tidebecken-Ebbdelta zurückgelegten Sedimenttransportpfade aufgezeigt.

Wichtigste Projektergebnisse waren folgende:

- Die morphodynamische Modellierung der Dithmarscher Bucht unter Anwendung einer morphologischen Matrix erbrachte in weiten Teilen des Gebiets sowohl vom Trend als auch von der Größenordnung eine sehr gute Übereinstimmung mit einem natürlichen Referenzzustand. Die beste Übereinstimmung wurde mit einer Kombination aus Situationen mit Wind aus westlicher, südöstlicher und nördlicher Richtung erreicht.
- Für einen angesetzten Meeresspiegelanstieg ergab sich eine leicht erhöhte Sedimentation auf den Wattgebieten gegenüber den heutigen Verhältnissen. In der Haupttiderinne Piep kam es aufgrund der höheren Tidestromgeschwindigkeiten zu einer verstärkten Erosion.
- Die morphodynamische Folge einer Erhöhung der Auftretenswahrscheinlichkeit von Starkwindereignissen insbesondere aus süd- und südwestlicher Richtung ist eine leicht verstärkte Erosion auf den Wattgebieten.

- Bei Kombination dieser beiden Szenarien ergibt sich eine leicht erhöhte Erosion auf den Wattflächen, die von einer verstärkten Sedimentation in den Endbereichen der Priele mehr als kompensiert wird.
- Es wurde untersucht, ob das unter verschiedenen hydrodynamischen Randbedingungen ins Untersuchungsgebiet Hörnumbecken eingetragene Feinkornmaterial im Becken sedimentieren kann und ob die Größenordnung der Sedimentation ausreichend ist, um den durch einen Meeresspiegelanstieg hervorgerufenen Materialbedarf zu decken. Dies war bei einer angenommenen Suspensionskonzentration in der offenen See von 7 mg/l weder unter reinen Tidebedingungen noch bei mäßiger Seegangsbelastung oder einem Sturm der Fall. Bei einer Erhöhung der Suspensionskonzentration in der offenen See auf 21 mg/l bei mäßigem Seegang und 42 mg/l bei einem Sturm konnte der zusätzliche Materialbedarf bei steigendem Meeresspiegel gedeckt werden. Es wurden weiterhin die im System Tidebecken-Ebbdelta auftretenden Sedimenttransportpfade beispielhaft aufgezeigt.

7. D a n k s a g u n g

Das Forschungsvorhaben Langfristige Sedimentdynamik des Systems Tidebecken-Ebbdelta unter besonderer Berücksichtigung von verändertem Seegang und Wasserständen wurde als Projekt des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen vom Bundesministerium für Bildung und Forschung unter dem Förderkennzeichen KIS028 gefördert.

8. S c h r i f t e n v e r z e i c h n i s

- BARTHOLDY, J. u. PHEIFFER MADSEN, P.: Accumulation of Fine Grained Material in a Danish Tidal Basin, *Marine Geology* 67, 121–137, 1985.
- BOBERTZ, B.: Regionalisierung der sedimentären Fazies der südwestlichen Ostsee, Dissertation an der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 2001.
- BORTZ, J.: Statistik für Sozialwissenschaftler, Springer Verlag 1977.
- Delft Hydraulic Laboratory: Zware metalen in sedimenten van de Waddenzee, Report M 1839, (1980), 88p., 1980.
- DE VRIEND, H. J.; CAPOBIANCO, M.; CHESHER, T.; DE SWART, H. E.; LATTEUX, B. u. STIVE, M. J. F.: Approaches to Long-Term Modelling of Coastal Morphology: a Review, *Coastal Engineering* 21, 1993.
- EISMA, D.: Supply and Deposition of Suspended Matter in the North Sea. In: Nio, Shuttenham and van Weering (Edts.), *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*, Blackwell, London, 415–428, 1981.
- FERK, U.: Folgen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs für die Wattgebiete der niedersächsischen Nordseeküste, *Küste* 57, 135–156, 1995.
- GAST, R., KÖSTER, R. u. RUNTE, K.-H.: Die Wattsedimente in der nördlichen und mittleren Meldorfer Bucht, *Die Küste*, Heft 40, 1984.
- HIRSCHHÄUSER, T.; MEWIS, P. u. ZANKE, U.: Determination of the Initial Particle Size Distribution for Morphodynamic Modeling in Tidal Areas, *Proceedings of the 3rd ICHE*, Cottbus, 1998.
- HIRSCHHÄUSER, T.; MEWIS, P.; ZANKE, U. u. WITTING, M.: Determination of Representative Wind Situations for the Long-Term Morphology of the Hörnum Tidal Basin, *Proceedings of the 4th ICHE*, Seoul, 2000.
- HIRSCHHÄUSER, T. u. ZANKE, U.: Morphologische Langfristprognose für das System Tidebecken – Außensände am Beispiel Sylts und der Dithmarscher Bucht, *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU Darmstadt*, Heft 102, 2001.
- LATTEUX, B.: Techniques for Long-Term Morphological Simulation Under Tidal Action, *Marine Geology* 126, 1995.

- MEYER-PETER, E. u. MÜLLER, R.: Eine Formel zur Berechnung des Geschiebetriebes. Schweizer Bauzeitung, 1949.
- NIEMEYER, H. D.: Wave Climate Study in the Region of the East Frisian Islands and Coast. Proc. 16th Int. Conf. Coast. Engg. Hamburg/ Germany. ASCE, New York, 1979.
- NIEMEYER, H. D.: Über den Seegang an einer inselgeschützten Wattküste. BMFT-Forschungsber. MF 203, 1983.
- NIEMEYER, H. D. et al.: Untersuchungen zur Morphodynamik des Wattenmeeres im Forschungsvorhaben WADE, Die Küste, H. 57, 65–94, 1995/1.
- NIEMEYER, H. D.; BRANDT, G.; GÄRTNER, J.; GLASER, D.; GRÜNE, J.; JENSEN, F. u. KAISER, R.: Naturuntersuchungen von Wattseegang an der deutschen Nordseeküste. Ber. Forsch.-Stelle Küste, Bd. 40, 1995/2.
- POSTMA, H.: Exchange of Material Between the North Sea and the Wadden Sea, Marine Geology 40, 1981.
- RENGER, E.: Quantitative Analyse der Morphologie von Wateinzugsgebieten und Tidebecken, Mitteilungen des Franzius Instituts der TU Hannover, Heft 43, 1–160, 1976.
- RIS, R. C.: Spectral Modeling of Wind Waves in Coastal Areas, Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering, TU Delft, 1997.
- VAN RIJN, L.: Principles of Coastal Morphology, Aqua Publications, 1998.
- ZANKE, U.: Sachstandsbericht zur Entwicklung eines numerischen Modells mit beweglicher Sohle, TU Darmstadt (unveröffentlicht), 1995.
- ZANKE, U.: Zur Physik von strömungsgetriebenem Sediment (Geschiebetrieb). Mitt. TU Darmstadt, Inst. für Wasserbau u. Wasserwirtschaft, Heft 106, 1999.
- ZANKE, U.: On the Physics of Flow Driven Sediments. Int. Journal of Sediment Research, Beijing. Vol. 16, No. 1, 2001.

Reisebericht XXX. IAHR-Kongress Thessaloniki

Von RAINER LEHFELDT

Der 30. Kongress der International Association of Hydraulic Research IAHR fand vom 25.–29. August 2003 in Thessaloniki unter dem Motto „Wasserbau und Forschung in einer lernenden Gemeinschaft: Moderne Entwicklungen und traditionelle Konzepte“ statt. Auditorien und Vorlesungsräume der Aristoteles Universität Thessaloniki AUTH boten ein luftiges Ambiente für die rund 800 Besucher.

60 % der Teilnehmer kamen aus Europa, 24 % aus Asien und 10 % aus Nordamerika. Die intensive Nachwuchsforscher-Betreuung des IAHR schlug sich in einer Beteiligung von 170 Studenten als Delegierte nieder. Erstmals wurde eine Sonderveranstaltung während der Kongresstage durchgeführt, bei der 60 Personen an einem „Long Wave Symposium“ teilnahmen, das gemeinsam vom IAHR und dem COPRI (Coasts, Oceans, Ports and River Institute des ASCE) organisiert wurde.

Drei anregende Grundsatzreden zu den Themen Klimaänderung, der Verantwortung des Ingenieurs in gesellschaftlichen Entscheidungsprozessen und den Herausforderungen der Lernenden Gesellschaft machten erneut die weltweite Vernetzung lokal beobachteter Phänomene deutlich, forderten zum sorgfältigen Umgang mit den natürlichen Ressourcen und zur Intensivierung der Ausbildung sowie zur Bildung und verstärkten Nutzung von Informationsnetzwerken auf. Diese Beiträge von Dr. Robert Watson, Direktor des Climate Change Programme der Weltbank, von Prof. Themistocles Xanthopoulos, Rektor der Universität von Athen und von Dr. Janos Bogardi von der UNESCO können von der Website des IAHR, <http://www.iahr.net>, heruntergeladen werden, leider nur für Mitglieder des IAHR.

Die fünf Hauptthemen der Konferenz und die zugehörigen Themenfelder wurden in knapp 600 angekündigten Beiträgen in sechs parallelen Vortragsblöcken, unterbrochen von Pausen mit Erfrischungen im Freien, präsentiert:

- A) Prozesse im Küstenumfeld und Integriertes Management (85 Beiträge, 4 deutsche)
- Prozesse und Wechselwirkungen des Küstensystems mit Land, Luft und offener See
 - Wechselwirkungen von Süßwasserzuflüssen in der Küstenzone. Phänomene an den Schnittstellen Salz-/Süßwasser und Wasser/Sediment
 - Küstenzugänge: Tidebecken, Ästuare, Lagunen, Lochs, Vorländer
 - Küstenschutzmaßnahmen gegen Überflutung und Erosion. Umweltverträgliche Küstenschutzwerke. Küstenentwicklung und Management
 - Monitoring und Management von Küstenprozessen und der Küstenzone
 - Bemessung und Modellierungstechniken
- B) Städtische und ländliche Wassersysteme (95 Beiträge, 4 deutsche)
- Hydrologische Prozesse, Bewirtschaftung und Wasserhaushalt; Überflutung, Risiko- und Unsicherheitsanalyse, Berechnungsmethoden
 - Süßwasser Ökosysteme und Sumpfbereiche
 - Wasserversorgungssysteme; Diagnose und Analyse, Abwasserbehandlung
 - Wechselwirkung von Hochwasser und Abwasser
 - Grundwasserprobleme und Eigenschaften von Grundwasserleitern, Eindringen von Salzwasser, Mehrphasenströmung, Grundwasserqualität
 - Hydraulische Probleme in landwirtschaftlichen Bewässerungssystemen

- C) Binnengewässer: Forschung, Technik und Management (189 Beiträge, 6 deutsche)
- Morphologische und Vermischungs-Prozesse in Flüssen und Bächen
 - Hydrodynamische und ökologische Prozesse in Binnengewässern. Sedimentation in Reservoiren und dessen Monitoring, Auswirkung von extremen Hochwasserereignissen auf Sedimentations- und Schadstoff-Bilanzen und auf Ökosysteme
 - Flussbau (Kolke, Flussrestauration), Schutz von Seen und Aquakulturen: neue Ansätze/Technologien und ökologische Aspekte. Kopplung von numerischen Simulationsmodellen und Feldmessungen
 - Integriertes Management von Flusseinzugsgebieten und Binnengewässern einschließlich sedimentologischer Fragen
 - Extremzustände in Flüssen: Mengen- und Qualitäts-Fragen in eisbedeckten Strömungen, Muren, Überschwemmungen und bei Wasserarmut
- D) Hydroinformatik und Datentechnik (86 Beiträge, 4 deutsche)
- Daten und Modellierungssysteme und ihre Integration; Techniken zur Datenassimilierung, Prinzipien zur Kalibrierung und Validation; Data-Mining und Knowledge Discovery; auftauchende Phänomene und Prozesse
 - Probabilistische Ansätze für natürliche und anthropogene Systeme: Anwendungen auf morphodynamische Prozesse in Küsten- und Fluss-Systemen; Bemessung von Küstenbauwerken. Anwendung in Siedlungswasserwirtschaft und Hydrologie
 - Suche nach neuen Paradigmen der nachhaltigen Entwicklung von Wasser-Ressourcen: Wissensbasierte Management-Prinzipien. Wissenschaftlicher und sonstiger Wissenszuwachs, Kapselung und Verteilung. Bewertungs- und Beratungssysteme
 - Sensortechnologie und Geräte für Datenerhebung und -übertragung, Auswirkungen auf online-Operationen. Rückkopplungs-Prinzipien bei Bauwerkserrichtung und -unterhaltung
 - Entwicklung von berührungslosen Messmethoden für Flussüberwachung und Vermessung. Feldmessungen für physikalische und numerische Modellierung, Betrieb von Wasserbauwerken und Monitoring im Wassermanagement. Messverfahren mit vernachlässigbaren ökologischen Auswirkungen
 - Geographische Informationssysteme (GIS) und geographische Positionierungssysteme (GPS) für Szenarien-Entwicklung und online-Projekt-Management beim Bau und für die Unterhaltung von Bauwerken
 - CFD und Strömungsmechanik. Zwei-Phasen-Strömung in Wasserbauwerken und Maschinen. Neue Bemessungen und Verfahren für Abflusskanäle. Versagen von Wasserbauwerken und Maschinen und deren Konsequenzen
- E) Ausbildung (38 Beiträge, 6 deutsche)
- Integration von Anforderungen aus Berufswelt und Forschung in die universitären Studienpläne
 - Neue Medien in der Ausbildung für Wasserbau-Ingenieure
 - Entwicklung von Kursen und Ausbildungsmaterial für Wasserbau und Wasserbauwerke mit Bezug zu Feldmessungen und Laborexperimenten
 - Qualitätsbewertung in der wasserbaulichen Ingenieurausbildung
 - Partnerschaft und Wechselwirkungen zwischen Universitäten, der Industrie, Behörden und der Öffentlichkeit
 - ETNET21

Zum Thema Lernen und Ausbildung wurden Beiträge in Zusammenarbeit mit dem von der EU geförderten Projekt ETNET21, European Thematic Network of Education and Training (<http://etnet21.bauinf.tu-cottbus.de/index.html>) präsentiert. Vor allem die Konferenzteilnehmer aus den internationalen Student Chapters der IAHR nahmen an den Diskussionen über das erfolgreich durchgeführte HydroWeb-Projekt (<http://www.hydro-web.org>) teil, in dem seit 1999 regelmäßig internet-basierte Zusammenarbeit in Kursen und Projekten praktiziert wird.

Eine Reihe von Seminaren zur Geschichte der Hydraulik, zur Kalibrierung und Verifikation von 3-D-Modellen, zum Recycling von Wasser sowie Workshops von Geräteherstellern und -Nutzern, die Technical Tours, unter anderem zu einem EU-Demonstrationsprojekt der Abwasserbehandlung, mit anschließendem traditionellen griechischen Abend und das Gala-Dinner zum Ende der Konferenz rundeten den positiven Eindruck von diesem Kongress ab. Gänzlich überflüssig war allerdings die Poster-Ausstellung, abseits des Geschehens und mit wenig Sorgfalt präsentiert.

Im September 2005 ist die nächste IAHR-Konferenz in Seoul geplant.

Die Proceedings liegen als 7-bändige Ausgabe vor, ergänzt um die Proceedings des gleichzeitig stattfindenden „Symposiums für Lange Wellen“ und einen „Überblick von neueren Veröffentlichungen zu Ausbildung und Training im Wasserwesen“. Alle Bände können in der KFKI-Bücherei ausgeliehen werden. Sämtliche Beiträge sind auch auf zwei CDs mit Autoren- und Titel-Index digital verfügbar. Der online-Zugang zu diesen elektronischen Dokumenten ist über die KFKI-Homepage realisiert <http://kfk.baw.de/conferences/IAHR/2003/home.pdf>.

Der Autor dankt dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen für die finanzielle Unterstützung bei der Teilnahme an der XXX IAHR.

Deutsche Beiträge zur XXX. IAHR Thessaloniki:

- AUFLEGER, M.; NIEDERMAYR, A. u. STROBL, T.: Widening of Gravel Bed Rivers – Physical Model Tests in Large Scale.
- BECKER, T.: Stochastic Simulation Algorithm for Coupled Reactive Transport Processes.
- BLENINGER, T.; JIRKA, G. H. u. LIPARI, G.: Design and Optimization Program for Internal Diffuser Hydraulics.
- BORNSCHEIN, A. u. POHL, R.: Dam Break During the Flood in Saxony/Germany in August 2002.
- BREITING, TH.; HINKELMANN, R.; SHETA, H. u. HELMIG, R.: Coupling of Hydroinformatic Methods and Techniques for the Simulation of Gas-Water Flow Processes in the Subsurface.
- DEMNY, G.; HOMANN, C.; SHOEMAKER, C. u. KONGETER J.: Automatic Optimization of Hydraulic Structures.
- EDEN, H.: LOG_aDSLIP-Echosounder; A New Surveying Technology.
- GELLER, S.: Object-oriented Modeling of an Adaptive, Quadtree-based, Finite Volume Method for the Shallow Water Equations.
- HACK, H. P.; FRENZEL, H. W. u. MATTHIES, S.: Integrative and Co-operative Teaching and Learning System by Use of New; Media in Supplementary Studies “Water & Environment” at the Bauhaus University Weimar.
- HINKELMANN, R.; HELMIG, R.; PAUL, M. u. BREITING, T.: Teleteaching and Telelearning in Environmental and Water-Related Engineering Education.

- HOLZ, K.-P. u. HILDEBRANDT, G.: Virtual Laboratories-Some Considerations from Practical Experience.
- HORLACHER, H. B. u. MOERICKE, U.: River Engineering Measures for the Stabilization of the Sediment Balance in the Leipzig River System.
- KOBAYASHI, K.; HINKELMANN, R. u. HELMIG R.: Comparison of Different Model Concepts for Gas-Water Processes in the Subsurface.
- KOBUS, H.: From European to Global Scale-Engineering Graduate School Environment Water IAHR-EGW.
- LEHFELDT, R. u. HEIDMANN C.: Information Infrastructure for Integrated Coastal Zone Management.
- MAI, S. u. BERKHAHN, V.: Generation of Regular Meshes for Numerical Wave Modeling.
- MAI, S.; OHLE, N.; ASSHEUER, J. u. ZIMMERMANN C.: Hazard Analysis of Coastal Regions.
- MOHRLOK, U.: Modeling Groundwater Dynamics in River Valleys Considering the Hydraulic Coupling of Flood Plains.
- MOLKENTHIN, F.: Hydro Web: Web-Based Collaborative Engineering in Hydroscience – An Education – Experiment in the Internet.
- MOLKENTHIN, F.; APPT, J. u. STUMPP, S.: Turtle – Web-Based Information System: Data Monitoring, Analysis and Reporting for Field Measurements.
- NICKEL, D.; BARTHEL, R.; SCHMID, C. u. BRAUN, J.: A Large-Scale Water Supply Model for the Upper Danube Basin.
- PATT, H.: Natural Development of a River Bend.
- PAUL, M.; MUELLER, M.; HINKELMANN, R.; HELMIG, R. u. KAULE, G.: Development of an Interactive Learning Module for GIS-Supported Groundwater Flow Simulation.
- REUTER, C.; WEDERSHOVEN, C. u. KOENGETER, J.: Physical and Numerical Experiments on Turbulence Affected Sedimentation.
- RUBBERT, S.; VAN LINN, A.; RETTEMEIER, K. u. KOENGETER, J.: Comparison of ADCP Measurements and 3D Large-Eddy-Based Simulations of Flow in Small, Shallow Quitzdorf Reservoir.
- SHRESTHA, R. R.: Flood Routing Using Artificial Neural Networks.
- STOESSER, T.; FROHLICH, J. u. RODI, W.: Identification of Coherent Flow Structures in Open-Channel Flow over Rough Bed Using Large Eddy Simulation.
- WALTHER, W.; REINSTORF, F.; PAETSCH, M. u. WELLER, D.: Management Tools to Minimize Nitrogen Emissions into Groundwater in Agricultural Used Catchment Areas, Northern Low Plain of Germany.
- WESTRICH, B.; SCHMID, G. u. WITT, O.: Comprehensive Investigation on Cohesive Sediment Erodibility by Field and Laboratory Experiments.
- WYRWA, J.: Evaluating $k-\epsilon$ Turbulence Model within Suspended Sediment Transport Simulations.