

Watthydrodynamik: Die hydrodynamische Belastung von Wattgebieten

Abschlussbericht zum KFKI-Projekt 03KIS038 (BELAWATT)



Autoren:
D. Eppel
H. Kapitza
R. Onken
A. Pleskachevsky
W. Puls
R. Riethmüller
B. Vaessen

**Watthydrodynamik:
Die hydrodynamische Belastung von Wattgebieten**

Abschlussbericht zum KFKI-Projekt 03KIS038 (BELAWATT)

Autoren:

D. Eppel

H. Kapitza

R. Onken

A. Pleskachevsky

W. Puls

R. Riethmüller

B. Vaessen

(Institut für Küstenforschung)

Die Berichte der GKSS werden kostenlos abgegeben.
The delivery of the GKSS reports is free of charge.

Anforderungen/Requests:

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH
Bibliothek/Library
Postfach 11 60
D-21494 Geesthacht
Germany
Fax.: (49) 04152/871717

Als Manuskript vervielfältigt.
Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor.

ISSN 0344-9629

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH · Telefon (04152)87-0
Max-Planck-Straße 1 · D-21502 Geesthacht / Postfach 11 60 · D-21494 Geesthacht

Watthydrodynamik: Die hydrodynamische Belastung von Wattgebieten

Abschlussbericht zum KFKI-Projekt 03KIS038 (BELAWATT)

Dieter Eppel, Hartmut Kapitza, Reiner Onken, Andrey Pleskachevsky, Walter Puls, Rolf Riethmüller, Bernd Vaessen

183 Seiten mit 133 Abbildungen und 26 Tabellen

Zusammenfassung

Das BELAWATT-Untersuchungsgebiet war das Hörnummer Tidebecken. Die Arbeitsziele des Projektes waren:

- (1) Erstellung einer mehrjährigen Zeitreihe der Hydrodynamik (Wasserstand, Strömung, Seegang) im Hörnummer Tidebecken mit einem gekoppelten Strömungs-Seegangs-Modell.
- (2) Berechnen von Boden-Schubspannungen aus der Hydrodynamik-Zeitreihe. Prüfung der Schubspannungen auf Eignung als Belastungs-Kenngrößen durch Berechnung der Korrelation räumlicher Schubspannungs-Verteilungen mit entsprechenden räumlichen Verteilungen des Sediments und des Benthos. Das Ziel war, eine oder mehrere geeignete Belastungs-Kenngrößen zu finden.
- (3) Langzeit-Beobachtung der Hydrodynamik im Hörnummer Tidebecken.

Als Plattformen für langfristige Dauermessungen dienen (auch nach dem Abschluss von BELAWATT) ein im Watt fixierter Messpfahl, ein im Boden eingespülter ADCP (Boden-ADCP), verankerte Waverider-Bojen sowie ein Wellenmess-Radar (WAMOS) an Land.

Für die Berechnung der Hydrodynamik wurde das Simulationssystem MOPS (Morphodynamical Prediction System) benutzt. Die Module von MOPS sind das Strömungsmodell TRIM3D und das k-Modell für die Seegangsberechnung.

Mit MOPS wurde eine Zeitreihe der Hydrodynamik von 2 Jahren berechnet: von November 1999 bis Oktober 2001. Datenfelder des Wasserstandes, der Strömung, der signifikanten Wellenhöhe, der mittleren Wellenperiode und der Seegangsrichtung wurden alle 20 Minuten archiviert. Die Hydrodynamik-Zeitreihe November 1999 bis Oktober 2001 war die Basis der weiteren Auswertungen. Das für BELAWATT wichtigste Produkt der Hydrodynamik-Zeitreihe ist die Boden-Schubspannung.

Aus dem Abgleich der Schubspannungen sowohl mit den Sedimentdaten als auch mit den Benthosdaten ergab sich: Sediment und Benthos sind zwar hochsignifikant korreliert mit der Boden-Schubspannung; die Stärke der Korrelation ist dennoch nicht ausreichend, um Vorhersagen der zukünftigen Entwicklung des Sediment-Regimes oder der Benthos-Lebensgemeinschaft im Hörnummer Tidebecken zu ermöglichen. Die Suche nach prognosefähigen Belastungs-Kenngrößen brachte daher das Ergebnis: in BELAWATT konnte eine solche Belastungs-Kenngröße nicht gefunden werden.

Drei abschließende Szenarien-Rechnungen mit erhöhten Wasserspiegel-Lagen (Erhöhungen um 25 cm und 50 cm) sowie einer Windgeschwindigkeits-Zunahme um 10 % lieferten die Prognose: das Seegat vertieft sich und die ausgeräumten Sedimente werden im Innern des Hörnummer Tidebeckens abgelagert.

Wadden Sea hydrodynamics: The hydrodynamic impact on Wadden Sea areas

Abstract

The research area of BELAWATT was the Hörnum tidal basin. The project's objectives were:

- (1) Calculation of a several years time series of hydrodynamics (water level, currents, waves) in the Hörnum tidal basin with a coupled current-wave model.
- (2) Calculation of bed shear stresses from the hydrodynamics time series. The usefulness of shear stresses as characteristic impact parameters was tested by calculating the correlations between spatial shear stress distributions and corresponding spatial distributions of sediments and benthic communities. The objective was to find one or more useful impact parameters.
- (3) Long-term monitoring of hydrodynamics in the Hörnum tidal basin.

The platforms for long-term monitoring were a fixed monitoring pile, a bottom-mounted ADCP, wave rider buoys and a wave radar (WAMOS) at a land station.

The simulation system MOPS (Morphodynamical Prediction System) was used for the calculation of hydrodynamics. The MOPS-modules are the current model TRIM3D and the k-model for wave simulations.

MOPS was used to calculate a 2 years time series of hydrodynamics: from November 1999 to October 2001. Data of water levels, currents, significant wave heights, mean wave periods and wave directions were archived every 20 minutes. The hydrodynamics time series was the basis for the following investigations. The most important product of the time series was, for BELAWATT, the bed shear stress.

The result of the correlation between shear stresses on the one hand and sediment data and benthic data on the other hand was as follows: sediment data and benthic data are correlated at a high level of significance with the bed shear stress, but the strength of the correlation is not sufficient for forecasting the future development of the sediment regime or the benthic communities in the Hörnum tidal basin. The search for a forecast-qualified characteristic impact parameter thus had the final result: such an impact parameter could not be found in the BELAWATT project.

Three scenario simulations with increased water levels (increases of 25 cm and 50 cm) and a wind speed increased by 10 % led to the conclusion: erosion of sediments in the tidal inlet and accumulation of the eroded sediments in the inner part of the Hörnum tidal basin.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Vorgeschichte	1
1.2	Wissenschaftliche Ziele	1
1.3	Bisherige Untersuchungen	2
1.4	Vorgehensweise	3
1.4.1	Feldmessungen	3
1.4.2	Modellierung	3
1.4.3	Auswertung der Modellergebnisse	4
2	Das Untersuchungsgebiet	7
2.1	Einleitung	7
2.2	Morphologie und Sedimentbedeckung	8
2.3	Geologische und historische Entwicklung	11
2.4	Hydrologie	13
2.4.1	Wasserstände	13
2.4.2	Strömung	13
2.4.3	Seegang	14
2.5	Wind	15
2.6	Benthos-Regime	16
3	Feldmessungen	17
3.1	Dauermess-Systeme	18
3.1.1	Messpfahl	18
3.1.2	Boden-ADCP	24
3.1.3	Waverider-Bojen	26
3.1.4	WAMOS-Seegangsradar	26
3.1.5	Turtle	27
3.1.6	Schiffskampagnen	28
3.1.7	Wärmebilanz	29

4	Modellierung	35
4.1	Konzept	35
4.2	Verfügbare Daten	39
4.3	Modellkomponenten	40
4.3.1	Das atmosphärische Modul	40
4.3.2	Das Strömungsmodul	45
4.3.3	Das Seegangsmodul	48
5	Modell-Validierung	61
5.1	Wind	61
5.1.1	DWD-Vorhersagewind	61
5.1.2	MKW-Modell	62
5.2	Das Strömungsmodul	65
5.2.1	Pegel	65
5.2.2	Strömungen	70
5.3	Das Seegangsmodul	73
5.3.1	ALR-Waverider-Boje Hörnum-West	74
5.3.2	Vergleich MOPS-Seegang gegen HIPOCAS-Seegang	78
5.3.3	Waverider-Boje im Hörnum-Tief	80
6	Ergebnisse der Modellrechnungen	83
6.1	Zwei-jährige Zeitreihe aller dynamischen Größen	83
6.2	Wassertransporte	83
6.3	Seegangsinduzierte Energieeinträge in die Küstenlinie	88
6.4	Bodenschubspannungen	91
6.4.1	Boden-Rauhigkeit	91
6.4.2	Boden-Schubspannung durch Strömung	96
6.4.3	Boden-Schubspannung durch Seegang	98
6.4.4	Boden-Schubspannung durch Strömung und Seegang	99
6.4.5	Zeitreihe Boden-Schubspannung	104

7	Boden-Schubspannung als Belastungsgröße	109
7.1	Fragestellung	109
7.2	Schubspannung versus Sedimentverteilung	109
7.2.1	Verwendete Sedimentverteilungen	109
7.2.2	Korrelation Schubspannungen - Sedimentverteilung	114
7.2.3	Beurteilung der Ergebnisse	117
7.3	Schubspannung versus Benthos-Lebensgemeinschaften	118
7.3.1	Benthos-Daten im Hörnumer Tidebecken	119
7.3.2	Die physikalischen Variablen	121
7.3.3	Zusammenfassung der Benthos-Daten verschiedener Jahrgänge	126
7.3.4	Streudiagramme der Benthos-Daten	129
7.3.5	MDS-Ordination der Benthos-Daten	130
7.3.6	Benthos-Gemeinschaft versus physikalische Variablen	132
7.3.7	Das nutzungsfreie Gebiet "Hörnum Tief"	135
7.3.8	Beurteilung der Ergebnisse	137
8	Szenarienuntersuchungen	139
8.1	Vorgehensweise	139
8.2	Ergebnisse der Szenarien-Rechnungen	139
9	Zusammenfassung	155
10	Anhang A: Inter- und Extrapolation von Seegang	157
11	Anhang B: PRIMER-Statistik-Routinen	161
11.1	Multidimensionale Skalierung (MDS)	161
11.2	Zusammenhang Benthos-Daten versus physikalische Daten	163
11.3	Beurteilung des Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten	166
11.4	Daten-Test mit ANOSIM	167
	References	171

Abkürzungen

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
ADV	Acoustic Doppler Velocimeter
ALR	Amt für ländliche Räume
ANOSIM	Analysis of Similarities
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
BELAWATT	Hydrodynamische Belastung von Wattgebieten
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
CDS	European Topic Centre on Catalogue of Data Sources, Ministry for the Environment of Lower Saxony, Hannover, on contract of the European Environmental Agency, Copenhagen
CORINE	Coordination of Information on the Environment
DGM	Digitales Geländemodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
DYNAWATT	Einfluss der Hydrodynamik auf die sedimentäre, biogeochemische und biologische Dynamik im Wattenmeer
EDMED	The European Directory of Marine Environmental Data, British Oceanographic Data Centre, Birkenhead, UK
GCMD	Global Change Master Directory, National Aeronautic and Space Administration (URL: http://gcmd.gsfc.nasa.gov:80/)
GEOMIS.Bund	Metainformationssystem für Geodaten des Bundes
HGF	Helmholtzgemeinschaft der Deutschen Forschungszentren
HIPOCAS	Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe
IfK	Institut für Küstenforschung
IMAGI	Interministerieller Ausschuss für Geoinformationswesen, (URL: http://www.imagi.de/)
MDS	Multidimensionale Skalierung
MKW	Massenkonsistentes Windfeld
MOPS	Morphodynamical Prediction System
NOKIS	Metadaten - Informationssystem für die Küstenforschung und das Küsteningenieurwesen (URL: http://nokis.baw.de/)
PRIMER	Plymouth Routines In Multivariate Ecological Research
TRIM	Tidal, Residual and Intertidal Mudflat Model
UTC	Universal Time Code
WAMOS	Wave Monitoring System
WATIS	Wattenmeer-Informationssystem
WSA	Wasser und Schifffahrtsamt

1 Einleitung

Das KFKI-Forschungsvorhaben „Die hydrodynamische Belastung von Wattgebieten (BELAWATT)“ (Förderkennzeichen 03KIS038) wurde im Sommer 2002 vom BMBF für die Dauer von drei Jahren genehmigt. In zwei Zwischenberichten wurde über den Fortschritt der Arbeiten berichtet.

1.1 Vorgeschichte

Die Vorgeschichte des BELAWATT-Projektes begann mit dem im November 2000 (unter der Federführung des AWI) skizzierten Projekt DYNAWATT: „Einfluss der Hydrodynamik auf die sedimentäre, biogeochemische und biologische Dynamik im Wattenmeer“. Das Antragsvolumen betrug 10 Millionen DM. Geplante Untersuchungsgebiete waren das Lister und das Hörnum Tidebecken. Ein Modell sollte es ermöglichen, Prognosen anzustellen "über künftige Änderungen in der Morphologie und in den Lebensgemeinschaften des Wattenmeeres infolge von Klimaänderungen".

Das Projekt DYNAWATT wurde von den Geldgebern nicht weiter verfolgt. Stattdessen wurde vom damaligen Forschungsleiter Küste das Projekt BELAWATT initiiert. Damit sollte ein Haupt-Element von DYNAWATT, die Modellierung der Hydrodynamik und ihr Zusammenhang mit Sediment und Benthos, unter vorwiegend physikalisch-ozeanographischen Aspekten in die Tat umgesetzt werden. Die Modellergebnisse sollten mit eigenen Feldmessungen validiert werden.

1.2 Wissenschaftliche Ziele

Ziel Nr.1 des Projekts war es, die in Raum und Zeit stark variierende Belastung von Wattgebieten durch Strömung und Seegang am Beispiel des Hörnum Tidebeckens mit Hilfe geeigneter Kenngrößen (basierend auf Boden-Schubspannungsverteilungen) zu quantifizieren. Unter einer "Kenngröße" ist eine Einflussgröße zu verstehen, die für den Zustand eines Systems bestimmend ist. Ein Beispiel ist die Kenngröße "Tidevolumen", die in einem Wateinzugsgebiet z.B. den Querschnitt eines Seegats bestimmt. Eine Belastungs-Kenngröße wird als geeignet angesehen, wenn sie so gut korreliert mit den räumlichen Verteilungen sedimentologischer und/oder benthischer Daten im Untersuchungsgebiet, dass aus einer Änderung der Kenngröße eine Änderung der Sedimentbedeckung und/oder der Benthos-Lebensgemeinschaften prognostiziert werden kann. Die Datenbasis zur Berechnung der Kenngrößen ist eine zwei-jährige Zeitreihe (Nov. 1999 bis Okt. 2001) aller dynamischen Variablen, die den Seegang und die Strömung zeitlich hochaufgelöst und flächenhaft im gesamten Tidebecken beschreiben.

Ziel Nr. 2 war es, diese Zeitreihe mit einem gekoppelten Strömungs-Seegangs-Modell zu berechnen, bei dem sowohl die Strömung den Seegang als auch der Seegang die Strömung beeinflusst. Damit wurde der starken Wechselwirkung zwischen Seegang und Strömung gerade in den küstennahen Flachwasserbereichen Rechnung getragen. Als Antriebsdaten für das gekoppelte Modell wurden keine klimatologischen Daten, sondern die Zeitreihen von Wetter, Seegang und Strömung der offenen Nordsee verwendet. Da diese Antriebsdaten nur grob aufgelöst vorliegen, wurde eine mehrfach genestete Version des Modellsystems verwendet, um

den Skalensprung von etwa einer Seemeile im küstenfernen Bereich auf hundert Meter im Hörnumbecken zu mildern.

Die Güte der Modellrechnungen wurde u. a. geprüft durch eigene Feldmessungen (Schiffsmessungen, Dauermess-Systeme) von Strömung und Seegang. Die Kombination aktueller Feldmessungen und Modellrechnungen dient darüber hinaus als Grundlage für die zukünftige Dauerbeobachtung des Hörnumer Tidebeckens. Diese Grundlage zu schaffen war Ziel Nr. 3 des Projektes.

1.3 Bisherige Untersuchungen

Messungen. Das Hörnumer Tidebecken ist nicht der „Hausgarten“ einer Forschungseinrichtung, wie z.B. das Lister Tidebecken für die Wattenmeerstation Sylt des AWI. Entsprechend gehört das Hörnumer Tidebecken nicht zu den intensiv untersuchten Wattgebieten der Deutschen Bucht. Dieses könnte sich in Zukunft ändern, da in 1999 ein „nutzungsfreies Gebiet Hörnumtief“ (siehe Abb. 96) eingerichtet wurde, das als Referenzgebiet gegenüber genutzten Gebieten dienen soll.

Die wichtigsten Messaktivitäten im Hörnumer Tidebecken sind die Routine-Messungen der Ämter: (1) Tiefenpeilungen des BSH, des WSA Tönning und des ALR Husum, (2) Pegelmessungen des WSA Tönning und des ALR Husum. Darüber hinaus haben 3 Aktivitäten wesentlich zum aktuellen Kenntnisstand über das Hörnumer Tidebecken beigetragen:

1. Bestimmung von Sediment-Korngrößen durch BSH (Figge, 1981)
2. Mehrmonatige Feldmessungen von Strömung und Seegang in 1996 (Ross *et al.*, 1998) durch ALR Husum und BSH
3. Kartierung der Biofazies sowie der Makrofauna, des Mikrophytobenthos und der Sediment-Korngröße in 1987 und in 2001-2003 durch GKSS (van Bernem, 2004)

Modellrechnungen. Ein numerisches Modell für die Berechnung von Strömung und Wasserstand wurde von Dick & Schönfeld, 1996 für das Nordfriesische Wattenmeer entwickelt. Dieses sog. TRANSWATT-Modell hat eine horizontale Gitterweite von 450 und eine vertikale Gitterweite von 4 m, der Zeitschritt beträgt 15 s. Das Modell diente der Berechnung der Wasser-Transporte und des Wasser-Austausches. Weitergehende Ergebnisse des Modells, insbesondere unter Einbeziehung von TRANSWATT-Meßdaten (z.B. von Nährstoff-Konzentrationen), werden in Dick *et al.*, 1999 beschrieben.

Beim ALR Husum wird als sog. „Nordfriesland-Modell“ ein Strömungsmodell (TRIM2D) für das Schleswig-Holsteinische Wattenmeer betrieben. Die typische Gitterweite beträgt 100 m. Mit dem Modell werden die Auswirkungen wasserbaulicher Massnahmen untersucht. Im Rahmen des BMFT-Forschungsvorhabens „Untersuchungen zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt, Phase II“ (1991-1993) wurden von der Universität Hannover (Mewis, 1994; Milbradt, 1994) die Strömungen, der Seegang und der Sandtransport im Bereich des Hörnum-Tiefs berechnet. Insbesondere wurde die Wirkung einer Verlängerung der Hörnum Odde nach Südwest durch eine Unterwasser-Barriere („Endschwelle“) untersucht.

In einem 2000 abgeschlossenen KFKI-Vorhaben wurde der Sedimenttransport und die daraus folgende Boden-Änderung im Hörnum Tidebecken von Zanke berechnet (Hirschhäuser & Zanke, 2001b). Dabei wurden für 40 Wind-Situationen (8 Richtungs-Klassen, 5 Geschwindigkeits-Klassen) die Morphodynamik-Änderungen nach jeweils einer M2-Tide berechnet. Die Häufigkeit jeder Wind-Situation wurde aus einer 10-Jahres-Zeitreihe der Windmessungen am Messpfahl Westerland ermittelt. Jede der 40 Morphodynamik-Änderung wurde mit „ihrer“ Häufigkeit gewichtet. Die Summe der gewichteten Morphodynamik-Änderungen wurde als Basis für weitergehend Rechnungen verwendet. In einem weiteren KFKI-Vorhaben (Hirschhäuser & Zanke, 2004) wurde die Akkumulation von Feinsediment im Hörnumbecken berechnet.

Die Zusammenhänge zwischen hydraulischen Parametern und der Korngrößenverteilung im Hörnum Tidebecken wurde untersucht von Hirschhäuser & Zanke, 2001a sowie Hirschhäuser, 2003a. Das Ziel ihrer Arbeit war es, die Korngrößen-Verteilung aus der hydraulischen Belastung (Schubspannung) zu bestimmen und so eine Sedimentverteilung auch in solchen Gebieten angeben zu können, in denen keine Sediment-Messdaten vorliegen.

1.4 Vorgehensweise

1.4.1 Feldmessungen

Die Feldmessungen beinhalten Dauermessungen an festen Orten sowie räumlich variable Messkampagnen innerhalb eines begrenzten Zeitraums. Als Plattformen für langfristige Dauermessungen dienen ein im Watt fixierter Messpfahl, ein im Boden eingespülter ADCP, zwei verankerte Waverider-Bojen und ein Wellenmess-Radar (WAMOS) an Land. Für die Messkampagnen wurde stets FS Ludwig Prandtl eingesetzt.

Die Positionen der statischen Messplattformen sind in Abb. 1 eingezeichnet, und das Balkendiagramm in Abb. 6 (Abschnitt 3) vermittelt eine Übersicht über die Messzeiträume. Um Beschädigungen durch Eisgang und schweres Wetter zu vermeiden, wurden Messpfahl und ADCP jedes Jahr im Herbst geborgen und im Frühjahr des darauf folgenden Jahres wieder an den ursprünglichen Positionen ausgebracht.

1.4.2 Modellierung

Als atmosphärisches Modell wurde, um exzessive Rechenzeiten zu vermeiden, statt eines aufwendigen Mesoskalenmodells das vom Seewetteramt zur Verfügung gestellte MKW-Modell für die Bereitstellung von Winddaten verwendet. Das MKW-Modell ist nicht in das Simulationssystem integriert, sondern es erstellt die notwendigen Winddaten im Vorwege der eigentlichen Simulationsrechnungen.

Das Simulationssystem MOPS (Morphodynamical Prediction System) besteht (derzeit noch) aus einem Seegangmodul und einem Strömungsmodul. Mit MOPS wurde eine Zeitreihe von 2 Jahren (November 1999 bis Oktober 2001) für Wasserstand, Strömung und Seegang erstellt. Die Modellergebnisse wurden in zeitlichen Abständen von 20 Minuten archiviert.

Strömungsmodell: Um den beträchtlichen Skalensprung zwischen der Gitterweite von einer Seemeile des BSH-Zirkulationsmodells (Lieferant der Randwerte) und der Auflösung von 100m des TRIM-Modells im Hörnum Tidebecken zu reduzieren, wurde eine genestete Version von

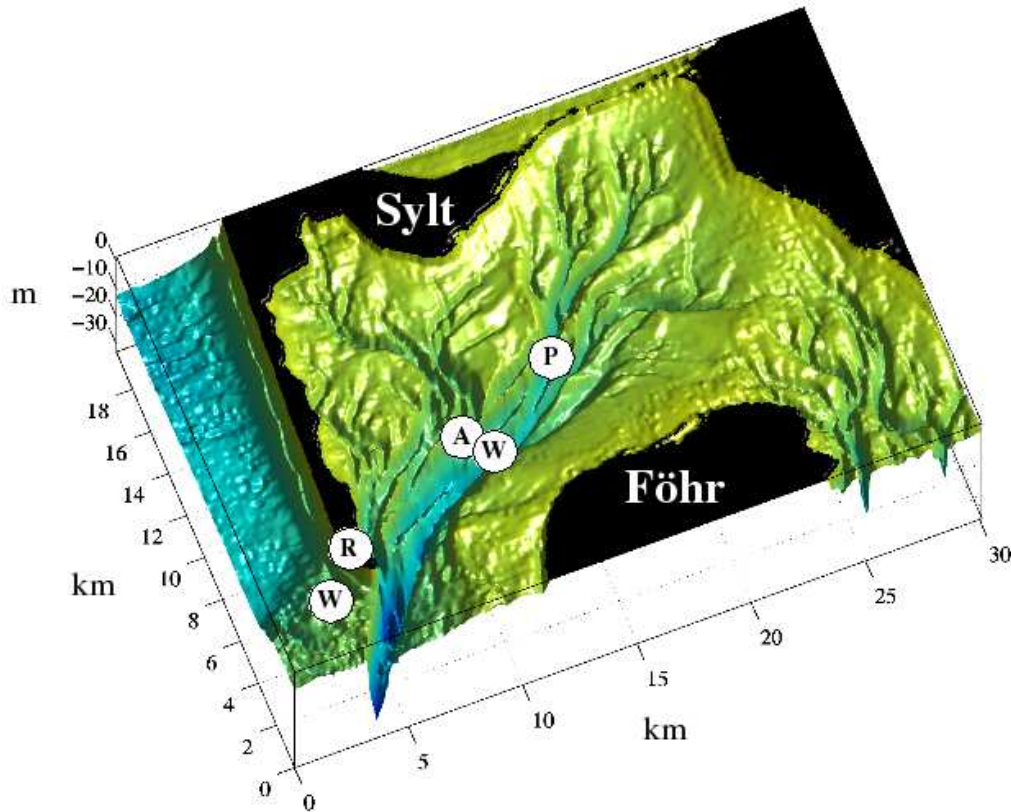


Abbildung 1: Lage der statischen Messplattformen. A = Boden-ADCP, P = Messpfahl, W = Seegangsboje, R = Seegangsradar

TRIM3D (Casulli & Stelling, 1995) erstellt. Dabei überdeckt das größte Gitter mit einer Weite von 800 m die östliche deutsche Bucht: im Norden bis Esbjerg, im Westen bis Langeoog. Dieses Modul wird von Randwerten aus dem BSH-Modell und den dort verwendeten Winden angetrieben. Die weiteren, auf das Lösungsgebiet 'hineinzoomenden' Module mit Gitterweiten von 400m, 200m, 100m erhalten ihre Randbedingungen vom jeweils größeren Modell. Der Windantrieb wird für alle Module aus dem BSH Modell übernommen. Über dem 100 m Gitter wird der vom MKW-Modell "verfeinerte" BSH-Wind verwendet.

Seegangsmodell: Als Wellenmodul wird das k-Modell (Schneggenburger *et al.*, 2000) verwendet. Es steht leider nur in einer nicht-parallelisierten Version zur Verfügung und wird eingesetzt im inneren Modellgebiet mit nomineller Gitterweite von 100 m. Um die Rechenzeit des k-Modells zu reduzieren, wurde (1) das innere Modellgebiet für das k-Modell verkleinert, und es wurde (2) statt mit 100 m Gitterweite mit 400 m Gitterweite gerechnet.

1.4.3 Auswertung der Modellergebnisse

Aus den Modellergebnissen wurden Boden-Schubspannungen berechnet. Die Verteilung der Schubspannungen wurde abgeglichen (a) mit gemessenen Sedimentdaten und (b) mit ge-

messenen Benthos-Daten des Hörnumer Tidebeckens. Für die statistische Verarbeitung der Benthos-Daten wurde das Programmpaket PRIMER (Clarke & Warwick, 1994) verwendet.

Den Abschluß der Modellrechnungen bilden Szenarien-Rechnungen: Szenario 25 und Szenario 50 mit Wasserspiegel-Lagen erhöht um 25 cm und 50 cm sowie Szenario 50+W mit einer zusätzlichen Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 % in Szenario 50.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Einleitung

Das Untersuchungsgebiet für BELAWATT kann geographisch unterteilt werden in

- das eigentliche Hörnummer Tidebecken landwärts einer Verbindungslinie Sylt-Amrum und
- das Vortrapptief mit vorgelagertem Ebb-Delta seawärts dieser Linie (siehe Abb. 2).

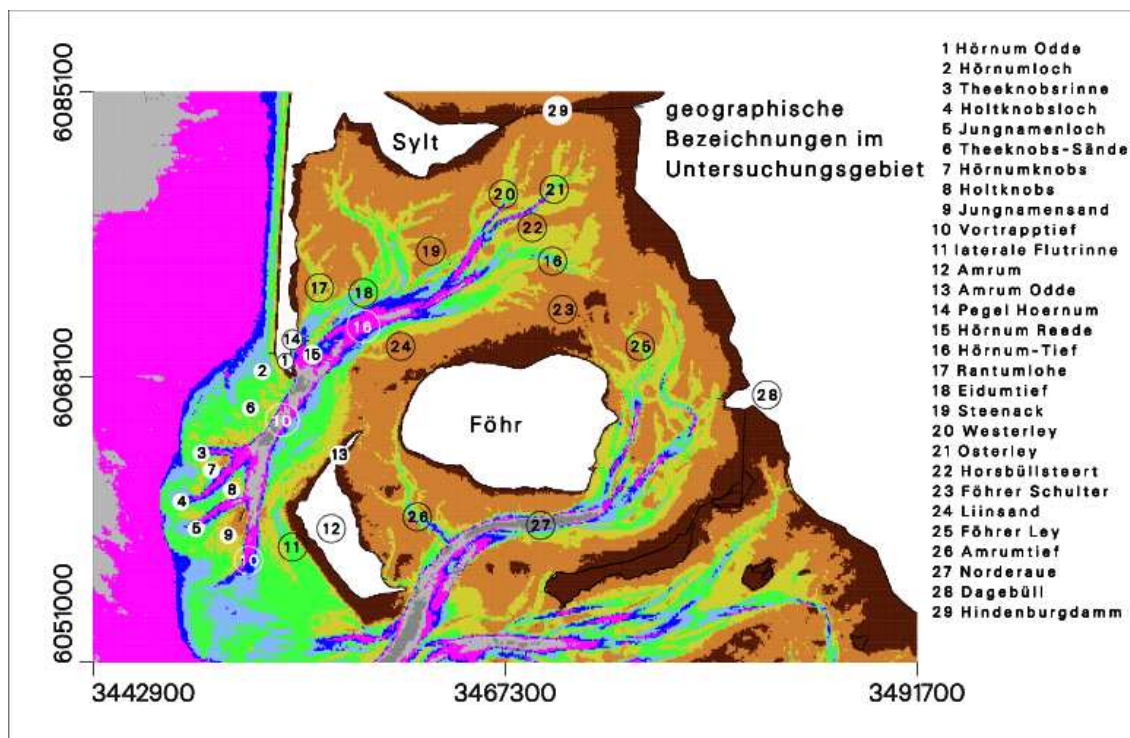


Abbildung 2: Geographische Bezeichnungen im BELAWATT-Untersuchungsgebiet.

Das Hörnummer Tidebecken ist nach dem Lister Tidebecken die zweitgrößte Wattenbucht der deutschen Nordseeküste (gemäß Lüneburg, 1969). Das Hörnumbecken wird im Westen und Norden begrenzt durch Sylt und den Hindenburgdamm, im Osten durch das Festland und im Süden durch Föhr und Amrum. Das Hörnummer Tidebecken wird auch als Rückseitenwatt bezeichnet, da es durch die Barriere-Inseln Sylt und Amrum vor dem direkten Angriff der Nordsee geschützt ist.

Die zentrale Tiderinne im Hörnummer Tidebecken ist das Hörnum-Tief. Nach Süden bestehen, über Wattwasserscheiden hinweg, Verbindungen zum Einzugsgebiet der Norderaue zwischen Amrum und Föhr sowie zwischen Föhr und dem Festland. Das Vortrapptief ist die seeseitige Verlängerung des Hörnum-Tiefs. Von der (in Nord-Süd-Richtung verlaufenden) Hauptrinne Vortrapptief zweigen drei Nebenrinnen westwärts ab. Die drei Nebenrinnen zerteilen das nach Westen vorgelagerte Ebbdelta in vier größere Riffplatten, die bei Niedrigwasser teilweise trockenfallen. Zur See hin fällt das Ebbdelta von z. T. NN-5m steil ab auf NN-10m.

2.2 Morphologie und Sedimentbedeckung

Regime-Theorie:

Mit der Regime-Theorie bzw. mit empirisch-konzeptionellen Modellen werden verschiedene morphologische Zustandsgrößen (z.B. Tideprisma, Wasserfläche bei MThw, Querschnittsfläche des Seegats, ...) zueinander in Beziehung gesetzt (siehe z.B. Niemeier *et al.*, 1995). Die jüngste morphologische Charakterisierung der Tidebecken der schleswig-holsteinischen Westküste hat Spiegel, 1997 vorgenommen.

Anhand einer 'hierarchischen Clusteranalyse' (Witez, 2002) wird gezeigt, dass das Lister und das Hörnum Tidebecken innerhalb der schleswig-holsteinischen Tidebecken eine 'eigene Klasse' bilden.

Das wichtigste Merkmal des Hörnum Tidebeckens ist zunächst einmal seine große Fläche (bei MThw: 290 km^2 , gemäß Spiegel, 1997, Daten der KFKI-Küstenkarte von 1974). Eine Folge dieser großen Beckenfläche (Abb. 3 in Spiegel, 1997): nur etwa 50 % der Beckenfläche besteht aus Eulitoral, also aus Watten im eigentlichen Sinne. Bei kleineren Tidebecken ist der Flächenanteil des Eulitorals $> 80 \%$. Die mittlere Wassertiefe (Tiefe unter Wasserspiegel) im Hörnum Tidebecken bei MThw ist 3.2 m, bei MTnw sind es 2.7 m. Während die Wassertiefe bei MThw vergleichbar ist mit den Wassertiefen in anderen Tidebecken Schleswig-Holsteins, ist die mittlere Wassertiefe bei MTnw (\approx Priel-Wassertiefe) relativ gering. Der Grund dafür: Der geringe Prozentsatz des Eulitoral (an der Gesamt-Beckengröße) bedeutet gleichzeitig (natürlich) einen hohen Prozentsatz an Wasserfläche bei MTnw. Der für das Befüllen und Entleeren des Beckens notwendige 'Priel-Querschnitt' ist somit schon bei geringer 'Priel-Wassertiefe' gewährleistet.

Die klassische (und häufigste) Anwendung der Regime-Theorie ist die Darstellung des Querschnitts der Seegat-Kehle (zwischen Sylt und Amrum) als Funktion des Tideprismas (\approx durchströmendes Flutvolumen bzw. Ebbvolumen). Gemäß Spiegel, 1997 lag der Seegat-Querschnitt des Hörnum-Tiefs im Jahre 1974 etwa 5000 m^2 'unterhalb' einer Best-Fit-Geraden, bei einem Querschnitt (unterhalb Tide-Halbwasser) von $33\,000 \text{ m}^2$. Mit anderen Worten: der 1974-Querschnitt war, im Vergleich zu anderen Tidebecken, um etwa 15 % zu gering. Der von Hofstede & Spitta, 2000 für 1994 ermittelte Querschnitt der Seegat-Kehle (unterhalb NN) ist mit $44\,000 \text{ m}^2$ erheblich größer als der aus dem Jahr 1974.

Geographie:

Die Geographie des Hörnum Tidebeckens, des Vortrapptiefs und des vorgelagerten Ebbdeltas zeigt Abbildung 2. Die hier verwendete Unterwasser-Topographie stammt größtenteils aus BSH-Peilungen: im Hörnum Tidebecken aus dem Jahr 1997, seewärts der Linie Sylt-Amrum aus 2001. Die für das BELAWATT-MOPS-Modell verwendeten Peildaten werden in Abschnitt 4.2 genannt.

Die morphologische Entwicklung des Hörnum-Tiefs wird seit dem Jahre 1939 intensiv überwacht (Hofstede & Spitta, 2000), während die erste flächendeckende Vermessung des Hörnum Tidebeckens aus dem Jahr 1955 stammt (Hirschhäuser & Zanke, 2001b).

Die zentrale Tiderinne im Hörnum Tidebecken ist das Hörnum-Tief. Es teilt das Becken in einen nördlichen und einen südlichen Wattbereich. Das Hörnum-Tief wird nach Osten hin schmaler und flacher - es endet nördlich der Föhrer Schulter. In seinem westlichen Teil ist die Breite der Hörnum-Tiefs mit 2 bis 3 km beträchtlich - dafür ist die Tiefe mit 12 bis 14 m eher bescheiden. Der Unterschied zur schmalen und tiefen Norderaue ist deutlich.

Der Wattbereich nördlich des Hörnum-Tiefs wird durchzogen von der Rantum Lohe, dem Eidumtief, der Westerley und der Osterley. Zwischen dem Eidum-Tief und der Westerley liegt die Wattfläche Steenack (Stein-Nacken), zwischen Osterley und dem landseitigen Ende des Hörnumtiefs liegt der Horsbüllsteert. Zwischen der Rantum-Lohe und dem Hörnum-Tief liegt die Hörnum Reede mit Wassertiefen von NN-10m.

Die Wattflächen südlich des Hörnum-Tiefs erstrecken sich vom Liinsand im Westen bis zur Föhrer Schulter im Osten. Hier sind, anders als im nördlichen Watt, keine Groß-Priele vorhanden. Lüneburg, 1969 vermutet, dass hier 'das Watt wesentlich resistenter ist gegen hydrodynamische Erosionen, ... da es z.T. unmittelbar von pleistozänen Schichten unterlagert ist ...'.

In der Seegat-Kehle zwischen Sylt und Amrum haben die Tideströme den Boden an zwei Stellen bis auf Tiefen von NN-34m ausgekolkt. Der tiefere der beiden Kolke liegt unmittelbar südöstlich der Hörnum-Odde, der flachere nordöstlich der Theeknobsrinne. Zwischen den beiden Kolken erhebt sich eine nur etwa 12 m tiefe Schwelle. Über die beiden Kolke und die Schwelle berichtet bereits Lüneburg, 1969, d. h. die morphologischen Strukturen im Hörnum-Tief sind zeitlich stabil.

Seewärts der Seegat-Kehle schließt sich das Vortrapptief mit einer maximalen Tiefe von 20 m an. Das Vortrapptief verläuft etwa in Nord-Süd-Richtung und 'mündet' (mit einem Bogen nach Westen) vor Amrum in das Ebbdelta. Südlich dieses 'Mündungsbereiches' geht das Ebbdelta des Hörnum- und Vortrapptiefs über in das Ebbdelta der Aue. Insbesondere in seinem südlichen Teil wird das Vortrapptief seitlich begrenzt durch ausgeprägte Flachs mit Tiefen nahe NN. Parallel zum Vortrapptief verläuft vor Amrum eine 'laterale Flutrinne' mit Wassertiefen von maximal NN-6m.

Zwischen dem Vortrapptief und der Nordsee liegt der Akkumulationskörper des Ebbdeltas bzw. der 'Riffbogen'. Nach Westen zweigen drei Tiderinnen vom Vortrapptief ab: die Theeknobsrinne, das Holtknobsloch und das Jungnamenloch. Die drei Tiderinnen zerschneiden das Ebbdelta in die vier Riffplatten Theeknobs-Sände, Hörnumknobs, Holtknobs und Jungnamensand. Die Theeknobs-Sände schließen nach Norden unmittelbar an den Vorstrand der Hörnum Odde an. Der Name Hörnumloch für den Bereich SW Hörnum Odde ist nicht (mehr) zutreffend: dort sind die Wassertiefen maximal NN-5m.

Sohlformen:

Über Sohlformen (Rippel, Dünen, ...) in der gesamten Deutschen Bucht berichtet Ulrich (Ulrich, 1973). Der vorherrschende Rippeltyp im Hörnum-Tief sind Groß- bzw. Riesenrippel mit Höhen von 1 bis 2 Metern. Von Ost nach West werden die Sohlformen im Hörnum-Tief immer ausgeprägter: von Kleinformen im Bereich Horsbüllsteert bis hin zu über 2 m hohen Riesenrippeln im Bereich der Seegat-Kehle. Von dort aus 'bedeckt ein zusammenhängendes Rippelfeld über eine Strecke von 16 km die Sohle und die Seitenhänge des Vortrapptiefs'. Lüneburg (Lüneburg, 1969) hat im Mittelteil des Vortrapptiefs Megarippel mit Höhen von 3 bis 7 m Höhe gemessen - die Längen waren 50 bis 100 m. Sie hatten einen 'typischen Ebbsteilhang ... nach Süden', ein Hinweis auf die Ebbstrom-Dominanz im Vortrapptief.

Sedimente:

Die Medianwerte der von Figge (Figge, 1981) im Untersuchungsgebiet genommenen Sedimentproben sind in Abbildung 3 eingetragen. Die grau unterlegte Topographie macht deutlich, daß

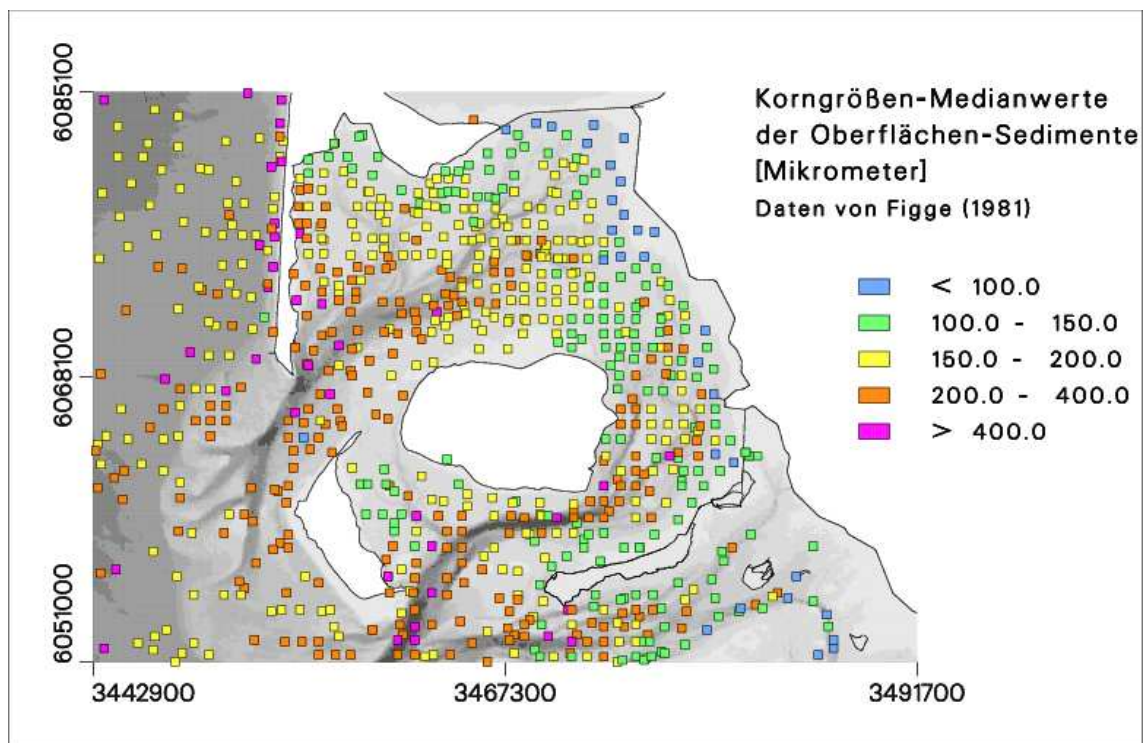


Abbildung 3: Korngrößen-Medianwerte der Oberflächensedimente im BELAWATT-Untersuchungsgebiet. Datenquelle: Figge (1981). Die Topographie ist grau unterlegt.

innerhalb des Hörnumer Tidebeckens eine Zonierung der Korngrößen besteht: je größer die Wassertiefe, desto größer das Sediment. Von Hirschhäuser und Zanke wird außerdem gezeigt (Hirschhäuser & Zanke, 2001a): je stärker die maximale Tideströmung, desto größer das Sediment. In Landnähe sind Tideströmungen am geringsten - dort ist der Anteil an Feinsediment (Schlick) am höchsten. Hirschhäuser (Hirschhäuser, 2003a) analysiert die Sedimentverteilung im Hörnumer Tidebecken mit einer Cluster-Analyse. Er unterscheidet 7 Sediment-Klassen. Das wesentliche Ergebnis: die Kornverteilung im Hörnumer Tidebecken ist durch "Transportsortierung" geprägt. Eine der sieben Sediment-Klassen deutet zusätzlich hin auf die Existenz einer "geologischen Barriere".

Eine begrenzte Untersuchung der Oberflächensedimente im Hörnum-Tief und im Vortrapp-tief (Bereich 5 km seewärts bis 10 km landwärts der Seegat-Kehle) wurde von Ahrendt, 1992 durchgeführt. Die größten Sedimente mit Medianwerten $> 1000 \mu\text{m}$ liegen im Bereich der Seegatkehle. Eine weitere räumlich begrenzte Sedimentbeprobung fand statt auf den Theeknobs-Sänden (Ahrendt, 1985). Das dort typische Sediment hat Medianwerte zwischen 350 und 500 μm . Insgesamt sind die Sedimente im Hörnumer Bereich, wie insgesamt im gesamten nordfriesischen Küstenraum, relativ grob - jedenfalls erheblich gröber als z.B. in der Dithmarscher Bucht.

2.3 Geologische und historische Entwicklung

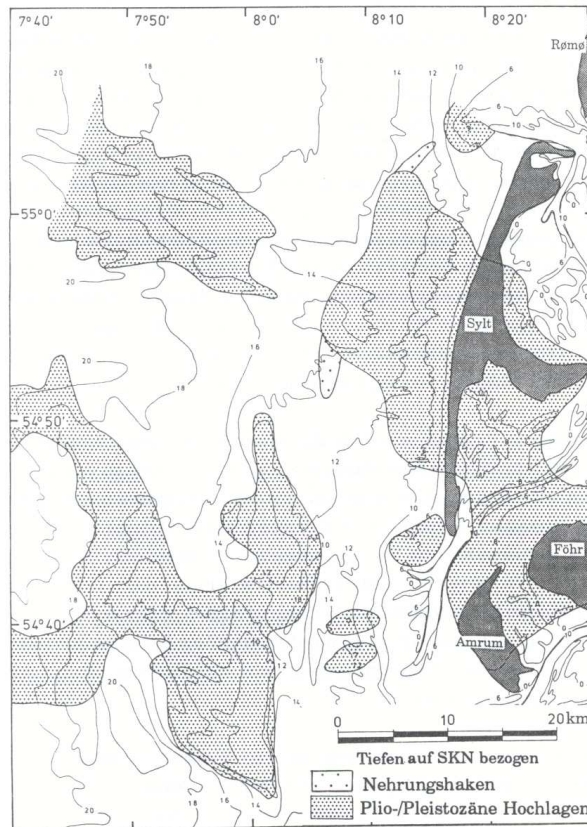


Abbildung 4: Modellhafte Darstellung der nach-eiszeitlichen Landschaftsentwicklung im Raum Sylt (Abb. aus Köster & Ahrendt, 1994).

Nordfriesische Küste:

Aus geologischer Sicht können die Nordsee-Watten Schleswig-Holsteins unterteilt werden in die Bereiche nördlich und südlich Eiderstedts. Der Wattboden und die Marsch südlich Eiderstedts (und Niedersachsens) wurde in den letzten 7000 Jahren durch den sog. Bulldozer-Effekt (Hoselmann & Streif, 1997) aus Nordsee-Sedimenten aufgeschüttet (Mächtigkeiten bis zu 30 m). Dagegen bestehen Teile des Watts nördlich Eiderstedts bereits 1 m unter der Bodenoberfläche aus altem Festlands-Boden.

Der Grund für die Sonderstellung der Nordfriesischen Küste sind die Endmoränen, die in der Saale-Eiszeit durch einen 'lokalen' Gletscher-Vorstoß im Gebiet Sylt-Amrum-Föhr entstanden. Sylt, Amrum und Föhr bildeten einen einzigen großen Geestrücken, der sich in Nord-Süd-Richtung über den Westteil des heutigen Hörnummer Tidebeckens hinwegzog (Abbildung 4 aus Köster & Ahrendt, 1994). Zwischen diesem großen Geestrücken und der Festlands-Geest im Osten existierte eine Senke.

Die Endmoränen-Landschaft aus der Saale-Eiszeit wurde in den nachfolgenden Zeiten mit Meeresspiegel-Hochstand (also in der Eem-Zeit und jetzt, im Holozän) durch die Nordsee umgestaltet. Die holozäne Umgestaltung begann vor ca. 7000 Jahren. Das Seewasser drang

z.B. in alte Schmelzwassertäler ein. Vor ca. 6500 Jahren hatte der Meeresspiegel eine Höhe von NN-5m erreicht. In der Folgezeit stieg er nur noch langsam an - zeitweise verlagerte sich die Küstenlinie sogar wieder seewärts. Kurz vor Chr. Geburt erreichte der Wasserspiegel eine Höhe, die sich kaum von der heutigen unterscheiden haben dürfte. Danach fiel er ab und stieg erst gegen Ende des ersten Jahrtausends nach Chr. wieder merklich an. Die heutige Gestalt des Wattenmeeres wurde hauptsächlich durch diesen letzten Meeresspiegel-Anstieg geformt, aber auch durch katastrophale Sturmfluten (1362, 1634). Insbesondere wurden die Geestkerne abgetragen bzw. verkleinert; das transportierte Sediment bildete Nehrungen. Die heutigen Geestkerne von Sylt, Föhr und Amrum sind die Reste des in Abbildung 4 gezeigten 'großen Geestrückens'.

Hörnummer Tidebecken:

Bis etwa 1620 lag zwischen dem östlichen Teil des heutigen Hörnummer Tidebeckens und der offenen See noch eine 'Untiefe' (etwa 5 km nordöstlich der Linie Sylt-Amrum). Diese 'Untiefe' war ein Rest des oben genannten Geestrückens Sylt-Amrum-Föhr. Das Gebiet östlich der Untiefe war Wattgebiet. Die Verbindung dieses Watts zur See erfolgte zu jener Zeit zwischen Sylt und dem Festland Richtung Norden. Durch die Gezeitenströme kam es hier zu Klei-Ablagerungen mit Mächtigkeiten von bis zu 10 m. Erst nach dem Durchbruch der Untiefe im Laufe des 17. Jahrhunderts wurde das Hörnummer Tidebecken hauptsächlich durch das Hörnum-Tief befüllt und entleert. Das Hörnum-Tief entwickelte sich seither zu einem ausgewachsenen Seegat, so wie wir es heute kennen.

Der westliche Teil des Hörnummer Tidebeckens liegt teilweise im Bereich der ehemaligen 'Untiefe'. Er besteht an seiner Oberfläche zwar aus holozänen Sänden, die aber zum Teil nur eine Mächtigkeit von 1 m haben (Ahrendt & Diethelm, 1990). Unmittelbar darunter findet man unterschiedliche Sedimente aus dem Pleistozän, z.B. Schmelzwassersände oder Geschiebelehm. Im Hörnum-Tief ist der Boden an manchen Stellen 'geradezu gepflastert mit großen Steinen und Blöcken' (Lüneburg, 1969). In dem flachen Bereich südlich des Hörnum-Tiefs vermeldet die Seekarte: 'größere Blöcke und Steine' - auch dieses sind Überbleibsel der saale-eiszeitlichen Endmoränen.

Als neuere 'geologische' Entwicklungen sind zu nennen:

- (a) die Landgewinnung, z.B. die Eindeichung des Wilhelm-Lübke-Kooges im Jahr 1956 und
- (b) der Bau des Hindenburgdammes, der seit 1927 eine rückwärtige Umströmung Sylts verhindert. Letzteres führte infolge der Strömungsberuhigung zu einer verstärkten Ablagerung von Feinsediment im Bereich des Dammes.

Auf der Grundlage der durch Peilungen seit 1950 festgestellten Bodenänderungen folgern Hirschhäuser und Zanke (2001b), daß sich das Hörnummer Tidebecken 'mehr oder weniger in einem morphologischen Gleichgewichtszustand befindet'. Morphologische Änderungen werden lediglich durch interne Sediment-Umlagerungen erzeugt.

Vortrapptief und Ebbdelta:

Starke Sediment-Umlagerungen fanden (und finden) im Bereich seewärts der Linie Sylt-Amrum statt. Hier ist genügend Seegangs-Energie vorhanden, und es war wegen der Erosion der Geestkerne (z.B. befand sich die Küste im Jahr 550 nach Chr. noch 4 km westlich der heutigen Sylter Küstenlinie, (Kaminske, 1996) reichlich Sediment vorhanden. Zusätzlich konnte natürlich auch die Nordsee (per Bulldozer-Effekt) Sand zur Küste transportieren. Auf jeden Fall waren

(und sind) die morphologischen Änderungen des Vortrapptiefs und der vorgelagerten Ebbdelta-Platen ausgesprochen intensiv: Im Bereich des Ebbdeltas wurde z.B. bis zu 30 m mariner holozäner Sand abgelagert (Ahrendt & Tabat, 1994). Im Hörnum-Tief ist 'ab 1955 eine extreme Ausräumung' festzustellen (Ahrendt, 1992). Hofstede & Spitta, 2000 geben an, daß der Querschnitt (unterhalb NN) des Hörnums-Tiefs im Bereich der Seegat-Kehle zwischen 1939 und 1994 um 32 % zugenommen hat. Gemäß Ahrendt, 1992 hat sich das Vortrapptief 'in den letzten 200 Jahren ständig vertieft', während die Rinnenachse des Vortrapptiefs 'sehr lagekonstant' war.

Das Sedimentvolumen des Ebbdeltas hat sich gemäß Hofstede & Spitta, 2000 zwischen 1968 und 1994 um 18 % verringert. Hirschhäuser & Zanke, 2001a und Hirschhäuser & Zanke, 2001b haben eine Südwärtsbewegung der Außensände (des Ebbdeltas) festgestellt. Seit 1972 werden zum Schutz von Sylt etwa eine Million m^3 Sand pro Jahr auf den Inselstrand aufgespült. Einer der neuralgischen Punkte ist das südliche Inselende, die Hörnum Odde, die in den letzten Jahrzehnten erhebliche Sandverluste erleiden mußte (z.B. von Stackelberg *et al.*, 1994).

2.4 Hydrologie

2.4.1 Wasserstände

Das Tidegeschehen im Hörnumer Tidebecken wird von der halbtägigen M2-Gezeit dominiert. Das mittlere Tidehochwasser (10-Jahres-Mittel 1991-2000) ist NN+0.97 m für Hörnum und NN+1.36 m für Dagebüll (Angaben des WSA Tönning). Die entsprechenden Mittelwerte für Tideniedrigwasser sind NN-1.09 m (Hörnum) und NN-1.63 m (Dagebüll). Der Tidenhub ist also rund 2 m für Hörnum und 3 m für Dagebüll. Hochwasser wird in Dagebüll erreicht etwa eine Stunde nach dem Hochwasser in Hörnum; bei Niedrigwasser ist die Phasendifferenz 45 Minuten.

Die zeitliche Entwicklung der Pegeldata am Pegel Hörnum zeigt (Jensen & Hinrichsen, 1994): von 1936 bis 1992 stieg das mittlere Tidehochwasser (MThw) um 20 bis 25 cm, das mittlere Tideniedrigwasser (MTnw) zeigt keinen signifikanten Trend. Zu ähnlichen Zahlen kommen Hirschhäuser & Zanke, 2004: zwischen 1951 und 1998 stieg das MThw in Hörnum um 0.38 m, das MTnw sank um 0.07 m. Das Mittelwasser stieg um 0.16 m.

Der Unterschied zwischen Nipp- und Springtidenhub ist nur etwa 10 % des mittleren Tidenhubes. Dagegen haben Windrichtung- und -stärke erhebliche Bedeutung für die Wasserstände im Hörnumer Tidebecken, siehe Ross *et al.*, 1998. Maximale Niedrigwasser können (für Hörnum) 2 m niedriger eintreten als im Mittel, maximale Hochwasser können bis zu 3 m über mittlerem Hochwasser liegen.

2.4.2 Strömung

Mit ca. 0.25 m/s sind die Strömungsgeschwindigkeiten vor der Westküste Sylts (seewärts der Brandungszone) relativ gering (Amt für Land- und Wasserwirtschaft Husum, 1997). Die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten um Sylt treten auf im Vortrapptief bei Ebbströmung mit ca. 2 m/s (Amt für Land- und Wasserwirtschaft Husum, 1997).

Umfassende Strömungsmessungen wurden im Hörnum-Tief von Ross *et al.*, 1998 durchgeführt. Wie die Wasserstände hängen (natürlich) auch die Strömungen stark von der Windsituation ab. Maximale Strömungsgeschwindigkeiten bei Starkwind wurden mit 1.77 m/s (Flutstrom) und 1.38 m/s (Ebbstrom) in der Seegat-Kehle zwischen Sylt und Amrum gemessen. Während windarmer Wetterlagen waren die maximalen Werte: 1.41 (Flutstrom) und 1.25 (Ebbstrom).

Die zeitliche Entwicklung der Strömungsgeschwindigkeiten im Hörnum-Tief läßt sich ableiten aus der zeitlichen Entwicklung von Flut- und Ebbdauer am Pegel Hörnum: Zwischen 1939 und 1994 hat die mittlere Fallgeschwindigkeit des Wasserspiegels am Pegel Hörnum (und damit auch die Geschwindigkeit der Ebb-Strömung im Seegat Hörnum-Tief) um 19 % zugenommen (Hofstede & Spitta, 2000).

Auffällig ist im Hörnum-Tief die starke horizontale Variabilität der Strömung. Die Nordseite des Hörnum-Tiefs ist ebbstrom-dominiert, die Südseite ist flutstrom-dominiert. Das Hörnum-Tief insgesamt ist ebbstrom-dominiert. Größere Variabilitäten der Strömungsrichtung in der Vertikalen wurden nicht gefunden. Detaillierte Modell-Untersuchungen der Strömungsverhältnisse im Bereich um die Sylter Südspitze wurden von Mewis, 1994 und Milbradt, 1994 durchgeführt.

In den flachen Wattbereichen werden unter 'Normalbedingungen' nur 0.3 bis 0.4 m/s als höchste Strömungsgeschwindigkeiten gemessen (Ross *et al.*, 1998). Während eines Starkwind-Ereignisses können es dagegen bis zu 1 m/s sein.

Die Netto-Wassertransporte durch die Querschnitte Sylt-Amrum, Amrum-Föhr und Föhr-Festland (siehe auch Abschnitt 6.2) zeigen starke Schwankungen, vor allem hervorgerufen durch unterschiedliche Wetterbedingungen. Aus einer Zusammenfassung von Dauermessungen über insgesamt 45 Tiden haben Ross *et al.*, 1998 die folgenden Netto-Transporte ermittelt: Amrum-Föhr: $400 \text{ m}^3/\text{s}$ nach Norden, also in das Hörnum-Tief hinein. Föhr-Festland: $600 \text{ m}^3/\text{s}$ nach Norden (zum Vergleich: der mittlere Elbe-Abfluss ist ca. $700 \text{ m}^3/\text{s}$). Die oben angegebenen transportierten Wassermassen verlassen das Hörnum-Tief Richtung Nordsee. Bei einer Querschnittsfläche des Profils Sylt-Amrum von ca. $40\,000 \text{ m}^2$ bedeutet das einen 'permanenten' Reststrom von 2.5 cm/s aus dem Hörnum-Tief in die Nordsee.

Die Wassertransporte bei Flut (Befüllen des Hörnum-Tiefs) sind rund $400 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ durch das Hörnum-Tief, $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ zwischen Amrum und Föhr und $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ zwischen Föhr und dem Festland.

2.4.3 Seegang

Maximale signifikante Wellenhöhen im Küstenvorfeld (Messboje auf Höhe des 'Messpfahls Westerland', 13 m Wassertiefe) wurden zwischen 1986 und 1993 mit $H_S = 5.25 \text{ m}$ bis 5.5 m gemessen (Amt für Land- und Wasserwirtschaft Husum, 1997). In 40 % aller Beobachtungen lagen die Wellenhöhen zwischen $H_S = 0.25 \text{ m}$ und $H_S = 0.75 \text{ m}$. Für diesen Seegang waren die Perioden zwischen 2.8 und 4.2 s. 'Hoher Seegang' mit signifikanten Wellenhöhen $H_S > 3.5 \text{ m}$ kommt ausschließlich aus den Richtungen SW bis NW; seine Häufigkeit ist 4 Tage pro Jahr. Die Wellenperioden von Seegang mit $H_S > 3.5 \text{ m}$ wurde mit 6.7 bis 8.2 s gemessen.

Bezüglich der zeitlichen Entwicklung des Seegangs im Raum Sylt verweisen Hofstede & Spitta, 2000 auf die zeitliche Zunahme der 'Höhen und Häufigkeiten von Sturmfluten' seit 1960. Dieses

deute auf eine 'Zunahme der energetischen Einwirkungen aus ... Sturmseegang ... hin'. Gemäß Alexandersson *et al.*, 2000 hat die Häufigkeit von Stürmen 'im östlichen Nordatlantik und in der Nordsee' von 1965 bis 1993 in der Tat zugenommen, danach aber nahm sie wieder deutlich ab.

Im Hörnum-Tief wurden 1996 (Ross *et al.*, 1998) Seegangsmessungen mit einer WAVEC-Boje (Wassertiefe > 10 m) durchgeführt, die Werte konnten verglichen werden mit 'ungestörten' Seegangsdaten einer Boje 3 km westlich des Tetrapodendamms Hörnum. Der Vergleich beider Messreihen zeigt:

- Beim 'Rollen der Nordseewellen über die flachen Sände zwischen Sylt und Amrum' wird dem Seegang im Hörnum-Tief das halbtägige Gezeitensignal aufgeprägt. Bei niedrigem Wasserstand über den Sänden (= Ebbdelta) wird der einlaufende Seegang besonders stark gedämpft.
- Über dem Ebbdelta werden insbesondere die langen Dünungswellen vernichtet.
- Über dem Ebbdelta wird der Seegang durch den ansteigenden Meeresboden 'in seiner Richtung gebeugt und zonal in das Becken fokussiert'. Das Ergebnis ist, daß der Seegang im Hörnum-Tief ein 'herausragendes Maximum bei etwa 300 Grad' hat, d.h. der Seegang kommt aus W bis NW.

Milbradt, 1994 zeigt die Wirkung von Ebb- und Flutstrom auf den Seegang im Hörnum-Tief (Ergebnisse von Modellrechnungen). In flachen Wattbereichen haben Seegangs-Messungen (mit Widerstandsdrähten) im Hörnumer Tidebecken zwar stattgefunden (Ross *et al.*, 1998) - die Qualität der Messdaten war aber mangelhaft. Es ist davon auszugehen, daß über den flachen Watten des Hörnumer Tidebeckens die Niemeyer-Formel 'Wellenhöhe $\approx 0.28 \cdot \text{Wassertiefe}$ ' gilt. Diese Formel gilt für Watten und für Salzwiesen - sie wurde von Niemeyer (siehe Niemeyer & Kaiser, 2001) für Wassertiefen < 4 m aus Messergebnissen abgeleitet.

Die Bedeutung des Seegangs für die Morphologie des Hörnumer Tidebeckens wird von Hirschhäuser & Zanke, 2001b angegeben: Während in den Tiderinnen die hydrodynamische Belastung durch Tiderströmungen dominiert, überwiegt auf den Wattflächen in 60-70 % der Fälle die Belastung durch Seegang.

2.5 Wind

Die mittlere Windstärke im Bereich Sylt liegt bei rund 7 m/s (Ross *et al.*, 1998). In ALR (1997) wird für den Meßpfahl Westerland eine Häufigkeitsverteilung unterschiedlicher Windsituationen (Beobachtungs-Zeitraum: 1988-1996) angegeben. Den Daten ist zu entnehmen, daß in 60 % der Beobachtungszeit der Wind aus SW bis NW weht. Starkwind (> 10 m/s, ab Windstärke 6) macht 25 % aller Beobachtungen aus. Wenn man nur den Starkwind aus SW bis NW betrachtet, so hat dieser einen Anteil von 17 % an allen Beobachtungen.

Jahres-Mittel der Jahre 1988 bis 2002 der Windgeschwindigkeit am Messpfahl Westerland (Jensen, pers. comm.) zeigen deutliche Schwankungen von Jahr zu Jahr: das Jahr mit der höchsten mittleren Windgeschwindigkeit war 1990 mit 7.93 m/s, das entgegengesetzte Extrem war 2002 mit 6.79 m/s.

Hirschhäuser & Zanke, 2004 haben die Windentwicklung (Messdaten) in Büsum zwischen 1967 und 2001 analysiert. Die Auftretens-Häufigkeit von Windgeschwindigkeiten zwischen 10 und 15 m/s nahm im Mittel um 0.49 % pro Jahr zu.

2.6 Benthos-Regime

Biofazies und Bodenfauna im Eulitoral des Hörnumer Tidebeckens zeigen gegenüber vergleichbaren Tidebecken keine Besonderheiten. Wegen der Dominanz von Sandwatt ist die Bodenfauna geprägt vom Wattwurm (*Arenicola marina*) und von weiteren Spezies der an diesen Sedimenttyp angepassten Organismengesellschaft.

Die Diversität der Habitat-Verteilung im Hörnumer Tidebecken entspricht weitgehend der im Einzugsbereich des Lister Tiefs, mit Ausnahme der eulitoralen Miesmuschelbänke. Diese sind im Hörnumer Tidebecken deutlich seltener anzutreffen. Nur zwischen Amrum und Föhr liegen zahlreiche ausgedehnte eulitorale Muschelbänke - dieser Bereich gehört aber nicht mehr zum eigentlichen Hörnumer Tidebecken.

Seegraswiesen sind anzutreffen auf der Wattseite der südlichen Sylter Halbinsel, entlang des Südufers der Nösse-Halbinsel (der nach Osten gerichteten Halbinsel Sylts) und auf der Föhrer Schulter (Watt nordöstlich Föhr). Dem Trend der Seegrassbestände im nordfriesischen Watt (seit 1991) folgend, hat der Bestand an Seegraswiesen im Hörnumer Tidebecken in 2002 gegenüber 1987/88 zugenommen (van Bernem, 2004). Es ist allerdings eine Verschiebung der Arten festzustellen von *Zostera marina* hin zu *Zostera noltii*.

Im Gegensatz zum Eulitoral weist das Sublitoral des Hörnumer Tidebeckens zwei Besonderheiten auf, die so in den anderen Tidebecken der Deutschen Bucht nicht gegeben sind:

1. Wie in Abschnitt 2.3 gesagt, befand sich vor ca. 1620 im westlichen Teil des Hörnumer Tidebeckens noch der Geestrücken Sylt-Amrum-Föhr. Überbleibsel dieses Geestrückens sind große Steine und Findlinge. Dieser Hartboden wird besiedelt von Schwämmen, See- nelken und Seeanemonen. Durch die großen Steine bietet der Boden Versteck-Möglichkeiten für Fische und Krebse.
2. Miesmuschelkulturen werden betrieben im Prielsystem Eidum-Tief/Rantumlohe (siehe Abb. 2) vom Rantum-Becken im Norden bis Hörnum im Süden. Die Muschelkulturen befinden sich vor allem im westlichen Bereich des Prielsystems.

3 Feldmessungen

Das Messkonzept verfolgt zwei sich ergänzende Absichten.

(1) Es werden im Rahmen eines längerfristig angelegten und über den Rahmen dieses Projekts hinausgehenden Monitoring-Programms Zeitreihen von charakteristischen Größen wie Seegang, Strömung und Wasserqualitätsparametern erstellt. Diese Daten sollen dazu herangezogen werden, (a) mittelfristige Trends zu erkennen und (b) als Input zu dienen für Modelle, die für größere Zeitskalen ausgelegt sind. Insbesondere sind die Seegangs-Bojendaten geeignet, das verwendete Seegangsmodell für die Hörnum-Region zu validieren.



Abbildung 5: Lage der statischen Messplattformen. Entlang den roten Linien wurden im Frühjahr 2004 Kalibrierfahrten mit FS *Ludwig Prandtl* durchgeführt. Waverider-Bojen lagen nahe dem Boden-ADCP in 2002 und 2003, östlich Hörnum Odde in 2004 und 2005 und westlich von WAMOS in 2003, 2004 und 2005.

Als Plattformen für langfristige Dauermessungen dienen ein im Watt fixierter Messpfahl, ein im Boden eingespülter ADCP (Boden-ADCP), eine verankerte Waverider-Boje sowie ein Wellenmess-Radar (WAMOS) an Land. Um Beschädigungen durch Eisgang und schweres Wetter zu vermeiden, wurden Pfahl und ADCP im Herbst jedes Jahres geborgen und im Frühjahr des darauf folgenden Jahres wieder an den ursprünglichen Positionen ausgebracht. Um den dadurch bedingten Datenausfall während der kalten Jahreszeit zu kompensieren, wurde im Jahr 2005 erstmals ein neues bodengebundenes Messsystem ("Turtle") erprobt, mit dem zukünftig auch im Winter Dauermessdaten gewonnen werden können.

(2) Es werden im Rahmen von Intensiv-Messphasen detaillierte Daten erhoben, die zwar nur kurze Zeitintervalle überdecken können, die aber, da sie vom fahrenden Schiff gemessen werden, einen großen Bereich des Hörnumbeckens abdecken. Die Daten dienen dazu, die Dynamik des Simulationssystems auch in seiner zeitlichen Entwicklung zu überprüfen. Für die Intensiv-Messkampagnen wurde stets das Forschungsschiff *Ludwig Prandtl* eingesetzt.

Die Positionen der Messplattformen sind in Abb. 5 eingezeichnet; das Balkendiagramm in Abb. 6 vermittelt eine Übersicht über die Messzeiträume.

	2002					2003					2004					2005																																													
	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O																		
Messpfahl																																																													
ADCP																																																													
Seegangsboje																																																													
WAMOS																																																													
Turtle																																																													
Schiffskampagne																																																													

Abbildung 6: Einsatzzeiträume (grün) von Dauermessgeräten und Schiffskampagnen 2002–2005. Es wurden nur Kampagnen mit einer Dauer von mehr als drei Tagen berücksichtigt.

3.1 Dauermess-Systeme

3.1.1 Messpfahl

Komponenten

Die Hauptkomponenten des Messpfahls sind in Abb. 7 skizziert. Sie bestehen aus Rumpf, Plattformaufsatz, Leiter, Sensorfahrstuhl mit Unterwassereinheit und Handkurbel, Wellenmessstab, meteorologischen Messinstrumenten, Stromversorgung und Komponenten zur Datenfernübertragung. Der Rumpf ist aus einzelnen Rohrsegmenten zusammengesetzt, von denen die untersten ca. 5 m im Wattboden eingespült werden und dem Gesamtsystem den notwendigen Halt geben. Oben auf dem Rumpf ist ein Plattformaufsatz montiert, der als Geräteträger und Arbeitsplattform für das technische Personal bei Montage und Wartung des Pfahls dient. Eine Leiter zum Besteigen des Pfahls ist fest mit den Rumpfteilen verschraubt.

Seitlich am Rumpf sind ein Wellenmessstab mit Schwimmer sowie ein Sensorfahrstuhl angebracht. Der Fahrstuhl besteht aus einem Vierkant-Stahlrohr, an dem die mit ozeanographischen Sensoren bestückte Unterwassereinheit mittels einer Handkurbel auf- und abbewegt werden kann. Diese Vorrichtung wird für Montage, Demontage und Wartung der Sensoren benötigt. Die Unterwassereinheit ist mit Sensoren zur Messung von Druck, Temperatur, Leitfähigkeit, Strömung (ADCP und ADV), Transmission und Trübung ausgestattet (Abb. 8). Erwähnenswert ist die Horizontalausrichtung des ADCP; damit kann nicht nur die Strömung unmittelbar am Pfahl gemessen werden, sondern es wird auch die horizontale Stromscherung bis zu einer Entfernung von 70 m hochauflösend erfasst.

Um weitgehend frei von störenden Einflüssen des Messpfahls zu sein, sind die meteorologischen Sensoren möglichst weit oben am Plattformaufsatz montiert. Hierbei handelt es sich um eine Windmessaanlage und Geräte zur Erfassung von Druck, Temperatur und Globalstrahlung.

Die Energieversorgung des Pfahls erfolgt mittels vier Sonnenkollektoren. Die bei Tageslicht gesammelte Strahlungsenergie wird zum Betrieb des Pfahls genutzt, überschüssige Energie wird in einem Akkumulatorpaket gespeichert und dient als Energiequelle während der Dunkelheit.

Da der Messpfahl in einem Gebiet mit sehr hoher biologischer Produktivität steht, verschmutzen die Sensoren innerhalb kurzer Zeit durch Seetang, Algen, Muscheln, Seepocken, etc. Deswegen wird in etwa einwöchigem Rhythmus eine Wartung durchgeführt. Zum Wartungsumfang gehören neben dem Reinigen der Sensoren auch Vergleichsmessungen und eine visuelle Inspektion aller Komponenten.

Datenerfassung, -übertragung und Qualitätskontrolle

Die Rohwerte aller Sensoren werden zeitlich hochauflösend erfasst, im Datenlogger gepuffert und anschließend über Kurzwellen zur Landstation gesendet, die sich in etwa 13 km Entfernung im Schöpfwerk in Südwesthörn befindet. Wegen der großen Anzahl der Sensoren ist die Datenmenge entsprechend umfangreich; deswegen werden die meisten Parameter bereits im Datenlogger über 10 Minuten gemittelt und nur die Mittelwerte übertragen. Lediglich ausgewählte Parameter, wie z.B. Strömungswerte des ADV und Pegeldaten, werden mit einer höheren Rate von bis zu 2 Hz gesendet.

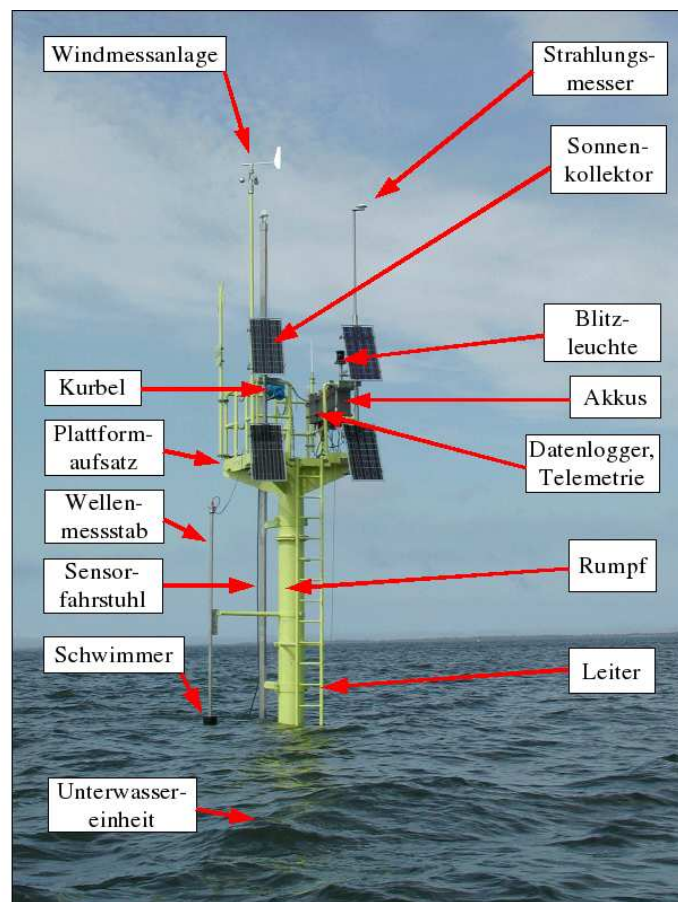


Abbildung 7: Der Messpfahl im Hörnum-Tief

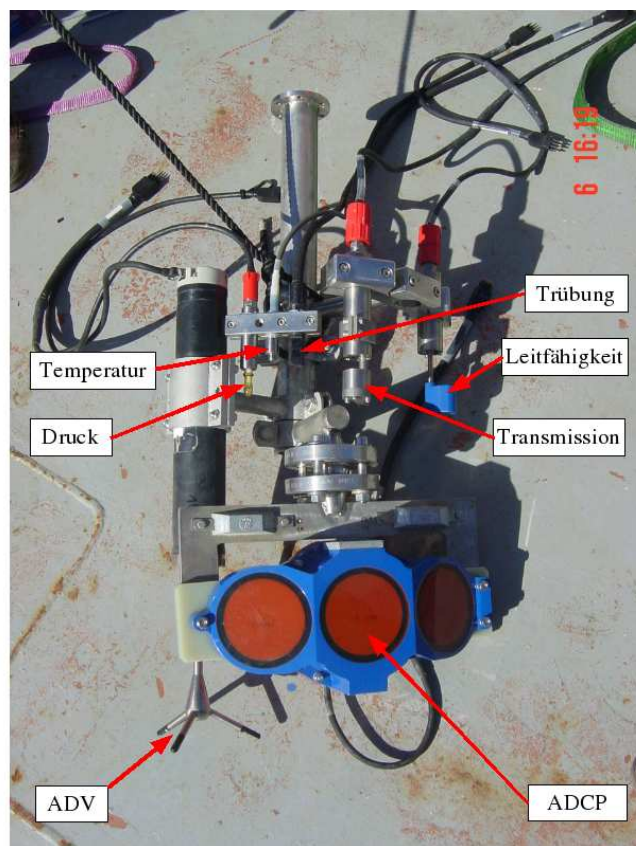


Abbildung 8: Anordnung der Sensoren in der Unterwassereinheit des Messpfahls

Von der Landstation werden die Daten dann von der GKSS nahezu in Echtzeit über Telefon-Datenleitung abgerufen und auf einer speziell eingerichteten Internet-Seite (http://w3k.gkss.de/data.html/hoernum_pile.html) sichtbar gemacht. Dies ermöglicht eine schnelle Qualitätskontrolle der Daten und ggf. die Diagnose und Behebung von Fehlern.

Bei den vom Pfahl gesendeten Daten handelt es sich um Rohdaten, d.h. die Daten müssen erst aufbereitet werden, bevor sie für die wissenschaftliche Analyse genutzt werden können. Zur Zeit erfolgt die Datenaufbereitung in folgenden Schritten:

- (a) Zusammenfassen in Monatsdateien: Gewöhnlich werden die Daten etwa halbstündlich von der Landstation abgerufen. Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden alle Daten eines Monats in eine einzige Datei abgespeichert.
- (b) Kalibrierung: Viele Parameter werden bereits in physikalischen Einheiten bereitgestellt, einige müssen jedoch erst noch mit den entsprechenden Kalibrierkoeffizienten aus Spannungswerten in physikalische Einheiten umgerechnet werden.
- (c) Monotonisierung: Durch Übertragungsfehler wird gelegentlich das Zeitwort verfälscht. Datenzyklen mit falscher Zeitinformation werden eliminiert.
- (d) Elimination von Wartungsperioden: Während der Pfahlwartung wird die Unterwassereinheit mittels der Handkurbel am Sensorfahrstuhl aus dem Wasser gehievt und danach

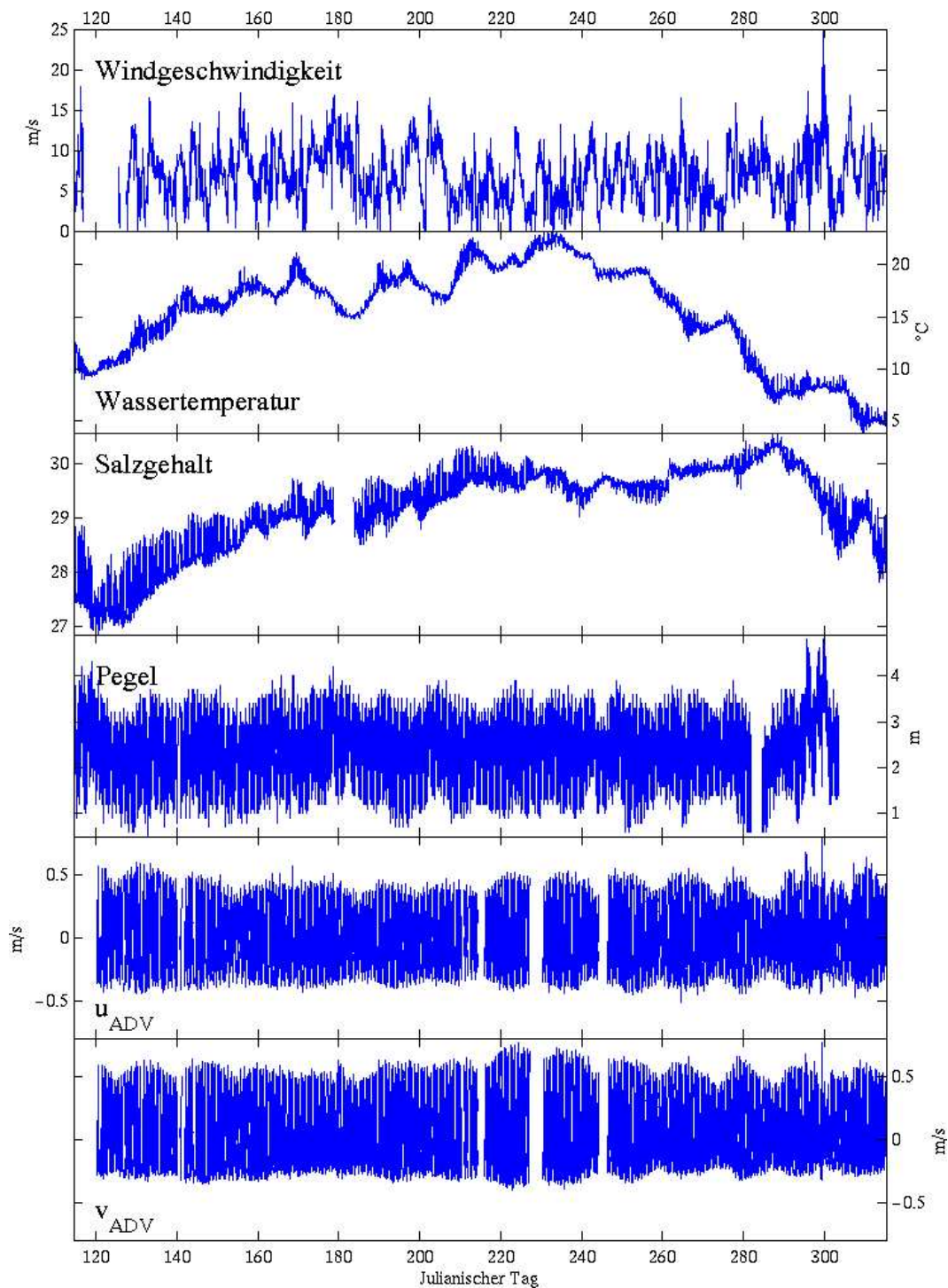


Abbildung 9: Ausgewählte bereinigte Zeitreihen des Messpfahls für das Jahr 2002. Die geplotteten Pegeldata beziehen sich auf ein willkürliches Null-Niveau des Pfahls. Eine Korrektur auf NN war zum Zeitpunkt der Ploterstellung noch nicht erfolgt.

wieder auf die Solltiefe gefiert. Die während dieses Zeitraums anfallenden Daten der an der Unterwassereinheit montierten Sensoren sind unsinnig und werden aus den Zeitrei-

hen eliminiert. Dies geschieht mit Hilfe des Drucksignals (beim Hieven fällt plötzlich der Druck) und durch Abgleich mit den Wartungsprotokollen.

- (e) Überprüfen der elektrischen Spannung: Die Spannungswerte des Datenloggers, des ADV und des ADCP sind als Parameter in den Zeitreihen enthalten. Sollte einer dieser Spannungswerte nicht innerhalb des Sollbereichs liegen, werden die entsprechenden Daten eliminiert.

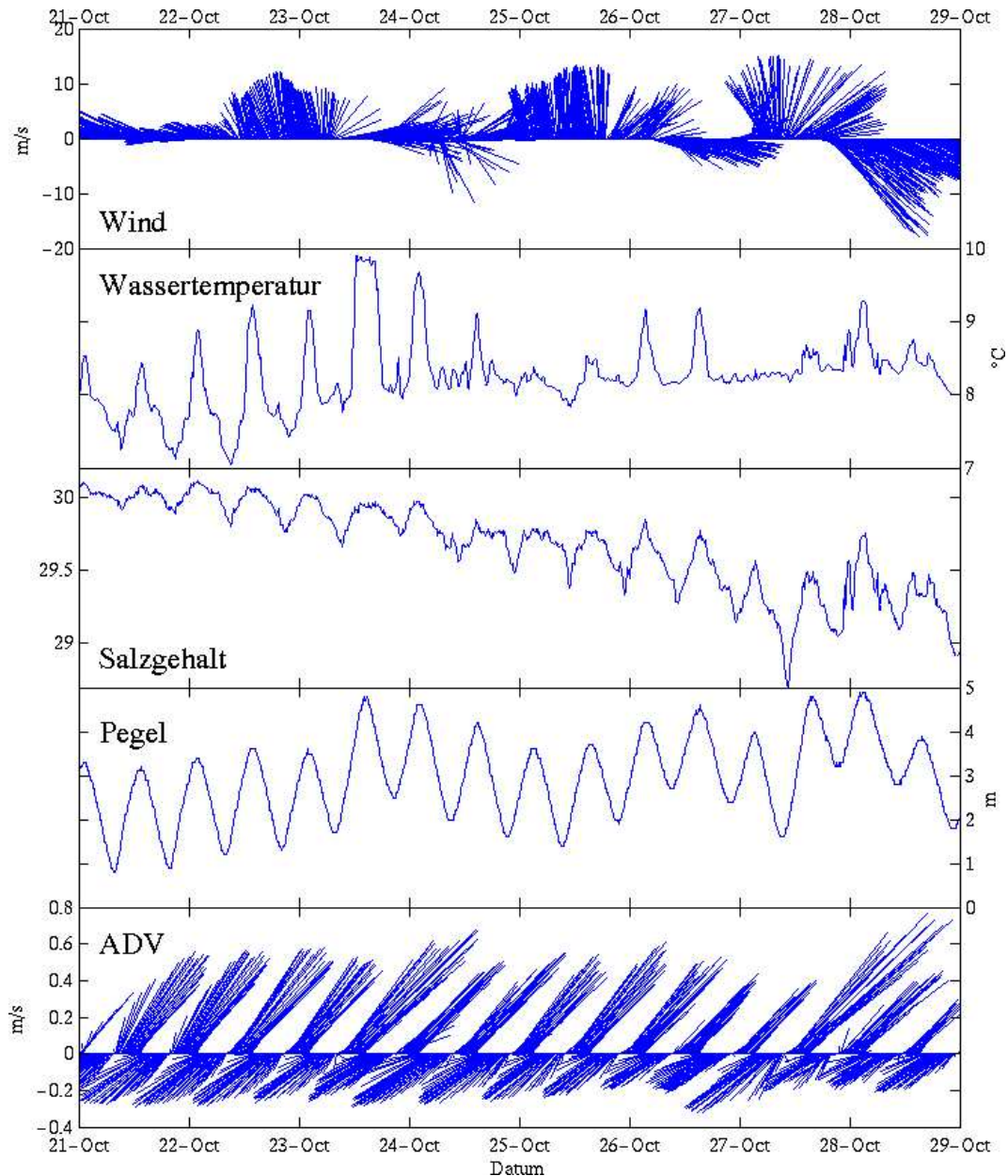


Abbildung 10: Ausgewählte bereinigte Zeitreihen des Messpfahls für den Zeitraum 21. - 29. Oktober 2002. Die Zeitmarken bezeichnen jeweils Mitternacht (0 Uhr) des entsprechenden Tages. Zum Bezugsniveau der Pegeldata siehe die Bildunterschrift von Abb. 9.

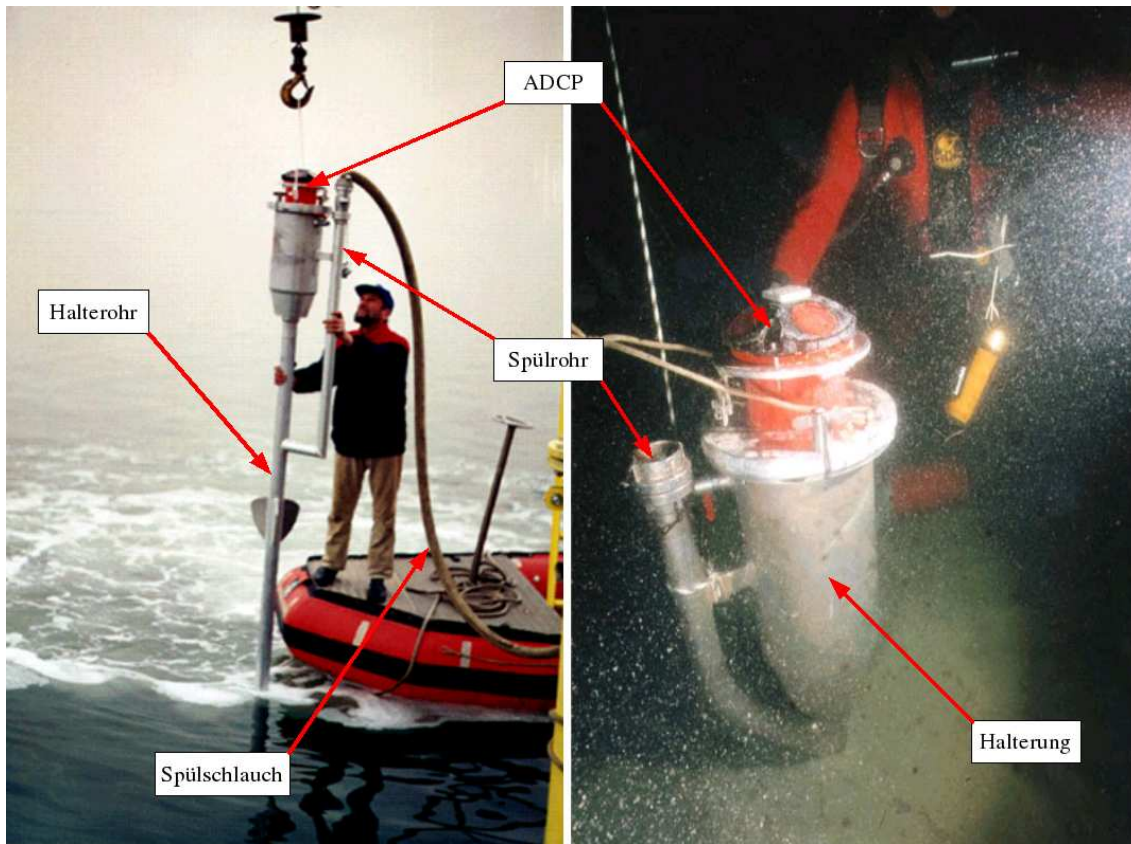


Abbildung 11: Technische Ausführung des Boden-ADCP. Das Messgerät befindet sich in einer zylinderförmigen Halterung am oberen Ende eines 2 m langen Halterohrs. Zum Einspülen der Anordnung in den Wattboden wird Wasser mit hohem Druck durch Spülschlauch, Spülrohr und Halterohr gepresst. Die rechte Abbildung zeigt das eingespülte Messsystem während einer Erprobung. In Realität wird die Halterung bis zum oberen Kragen versenkt.

- (f) Überprüfung der Echointensität: ADV und ADCP liefern als Zeitreihenparameter für jeden Schallgeber die Echointensität des rückgestreuten Signals. Sobald die Intensität unter einen empirisch ermittelten Schwellwert fällt, werden die dazugehörigen Datenzyklen eliminiert.
- (g) 'Entspikung': Nach erfolgter Durchführung der o.g. Schritte verbleiben gelegentlich noch einige Ausreißer, die entweder 'per Hand' oder mittels eines Standardabweichungs-Kriteriums beseitigt werden. Dazu werden bei Bedarf die Zeitreihen median-gefiltert und diejenigen Werte, die außerhalb der ein- oder zweifachen Standardabweichung liegen, werden eliminiert. Es ist erwähnenswert, dass der Medianfilter lediglich zur Ermittlung der Standardabweichung verwendet wird, die Daten selbst und deren zeitliche Zuordnung werden nicht angetastet. Bei der (spezifischen elektrischen) Leitfähigkeit ist es generell schwierig, mit diesem Kriterium fehlerbehaftete Messwerte zu erkennen. Deswegen wird hier zusätzlich der Salzgehalt aus Temperatur und Leitfähigkeit berechnet, der Salzgehalt wird dann wie oben beschrieben 'entspiked', und dann werden die mit den Salzgehalts-Spikes korrespondierenden Leitfähigkeitswerte weggeworfen.

- (h) Plausibilitäts-Prüfung: Mit den bisher beschriebenen Methoden werden unsichere Daten beseitigt (z.B. durch Prüfen von Spannung und Echointensität), bzw. solche, die sich auffällig verhalten (Spikes). Nicht entfernt werden fehlerhafte Daten, die sich durch solche Kriterien nicht beschreiben lassen. Gelegentlich kann es z.B. vorkommen, dass Sensoren durch Seetang oder Quallen blockiert werden. Die Messwerte bewegen sich dann durchaus noch in vernünftigen Bereichen, weisen aber eine nicht erklärbare Drift auf oder die Sensoren wirken auf einmal besonders träge. In diesen Fällen hilft nur eine visuelle Prüfung der Zeitreihen. Die nicht plausiblen Daten werden manuell eliminiert.
- (i) Datensicherung: Nach erfolgter Bereinigung wird die ein Kalenderjahr umfassende Zeitreihe für jeden Parameter in einer Einzeldatei gesichert.

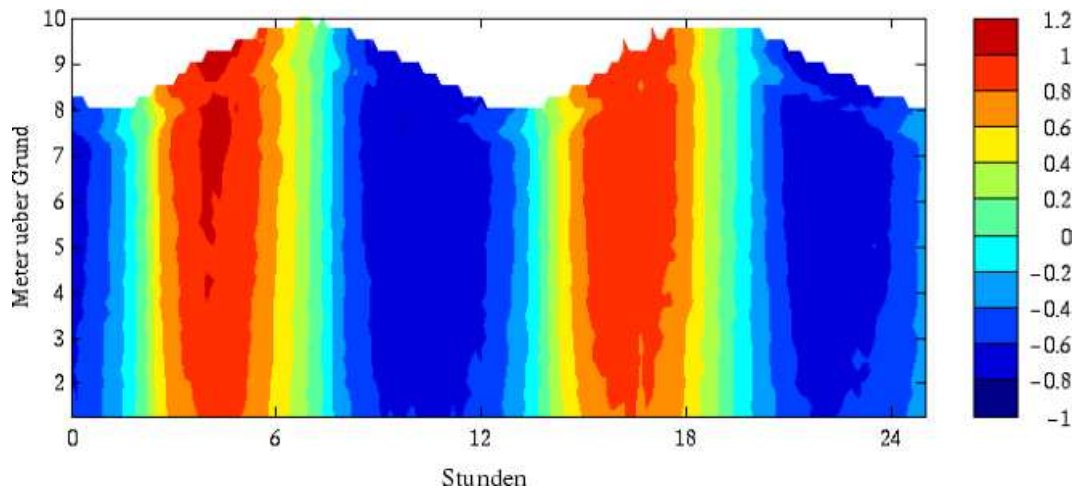


Abbildung 12: Vom Boden-ADCP am 30.9.2002 gemessene Zeitreihe der Ostkomponente der Strömung im Hörnum-Tief (in m/s)

Für den gesamten Messzeitraum des Jahres 2002 sind bereinigte Zeitreihen für eine Auswahl von Parametern in Abb. 9 dargestellt. Sichtbar sind Lücken, die durch Datenausfall bzw. die Bereinigungsverfahren erzeugt worden sind. Um einen Einblick in Details der Zeitreihen zu vermitteln, wurde in Abb. 10 ein Zeitabschnitt Ende Oktober ausgewählt, der durch den ersten Herbststurm des Winters 2002/2003 am 27. Oktober (Tag 300 in Abb. 9) charakterisiert ist. Dieses Ereignis äußert sich in einem besonders starken Flutstrom von über 0.8 m/s, hohen Pegelständen und hohen Salzgehaltswerten. Deutlich erkennbar ist auch die Korrelation der Temperatur- und Salzgehaltswerte mit der Gezeit.

3.1.2 Boden-ADCP

Die Position des Boden-ADCPs befindet sich etwa 4,5 km südwestlich vom Messpfahl (vgl. Abb. 5). Um Beschädigungen durch Fischerei zu vermeiden und außerdem einen möglichst großen Bereich der Wassersäule zu erfassen, wird das Gerät fast vollständig im Wattboden bei einer Niedrigwassertiefe von etwa 8 m (Seekarten-Null) eingespült (Abb. 11). Im operativen Betrieb wird die Strömung der gesamten Wassersäule als Mittelwert über 10 Minuten mit einer

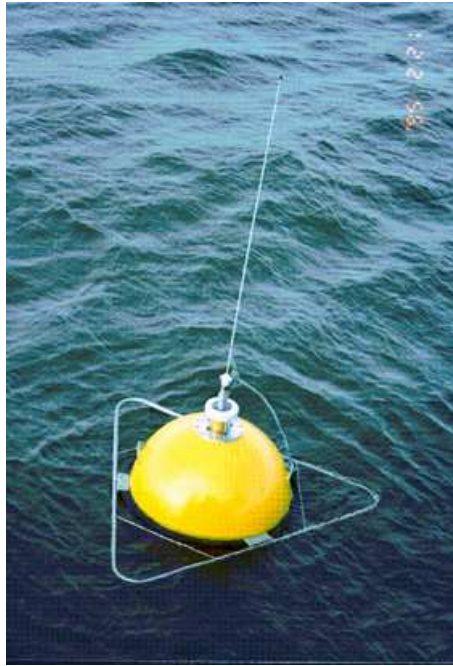


Abbildung 13: Eine Waverider-Boje

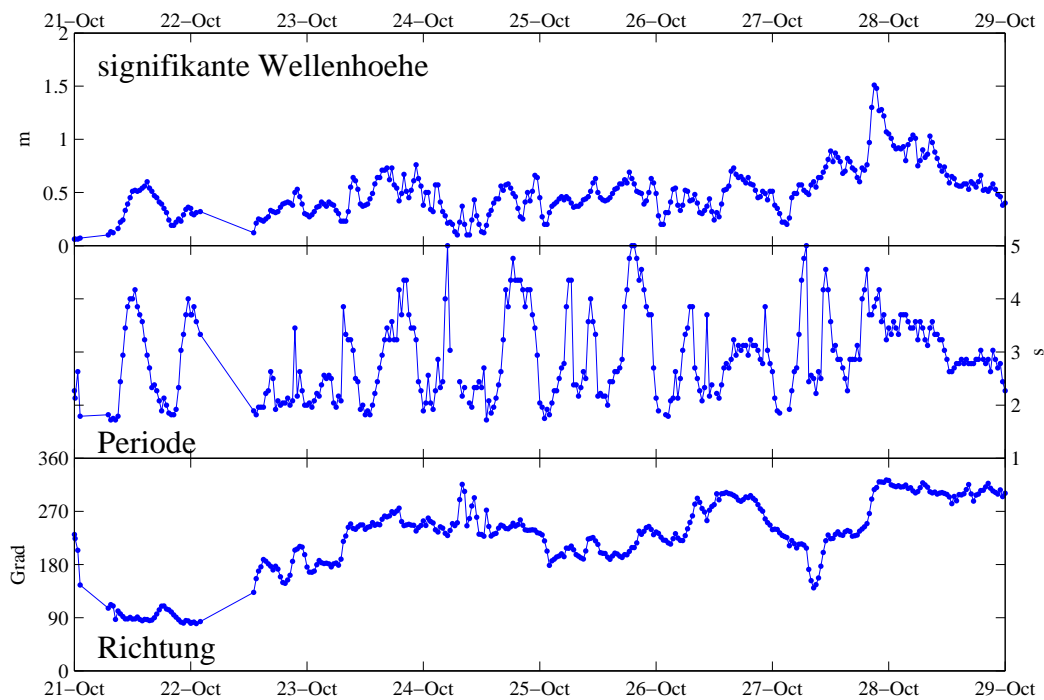


Abbildung 14: Von der Waverider-Boje im Hörnum-Tief gemessene Wellenparameter. Der zeitliche Ausschnitt ist identisch mit dem in Abb. 10.

Vertikalaufösung von 25 cm gemessen. Zum Auslesen der intern gespeicherten Messdaten und zum Batteriewechsel wird der ADCP etwa alle zwei Monate geborgen und anschließend sofort

wieder in die Halterung eingesetzt. Einen Eindruck der räumlich/zeitlichen Struktur der vom ADCP gemessenen Strömung vermittelt die Abb. 12.



Abbildung 15: Das WAMOS-Seegangsradar auf dem Unterfeuer in Hörnum.

3.1.3 Waverider-Bojen

Waverider-Bojen (Abb. 13) sind kugelförmige schwimmende Hohlkörper (Durchmesser etwa 1 m), die zur Erfassung von Seegangparametern dienen. Die Bojen werden mit einem Gummiseil am Meeresboden verankert und bewegen sich mit der Meeresoberfläche. Im Inneren der Boje wird die Vertikalbeschleunigung gemessen und mittels Zweifach-Integration in Vertikalauslenkung umgerechnet. Die Daten werden dann per Funk an eine Landstation gesendet.

Im Rahmen von BELAWATT wurden zwei Waverider-Bojen an zwei verschiedenen Positionen eingesetzt (vgl. Abb. 5) - im Hörnum-Tief sowie im Hörnum-Loch westlich der Südspitze von Sylt. Letztere Position dient zur Kalibrierung des Wellenradars WAMOS. In Abb. 14 sind Zeitreihen ausgewählter Seegangsrößen für den Zeitraum 21. -29. Oktober 2002 aufgetragen. Für diese Darstellung wurde der selbe Zeitabschnitt wie in Abb. 10 ausgewählt; man erkennt deutlich das Anwachsen der signifikanten Wellenhöhe als Response auf den Sturm am 27. Oktober.

3.1.4 WAMOS-Seegangsradar

Im Rahmen des BELAWATT-Projekts wird seit 2002 das Seegangsradar WAMOS auf dem Unterfeuer in Hörnum betrieben (Abbildungen. 5 und 15). Damit können einerseits Seegangspa-

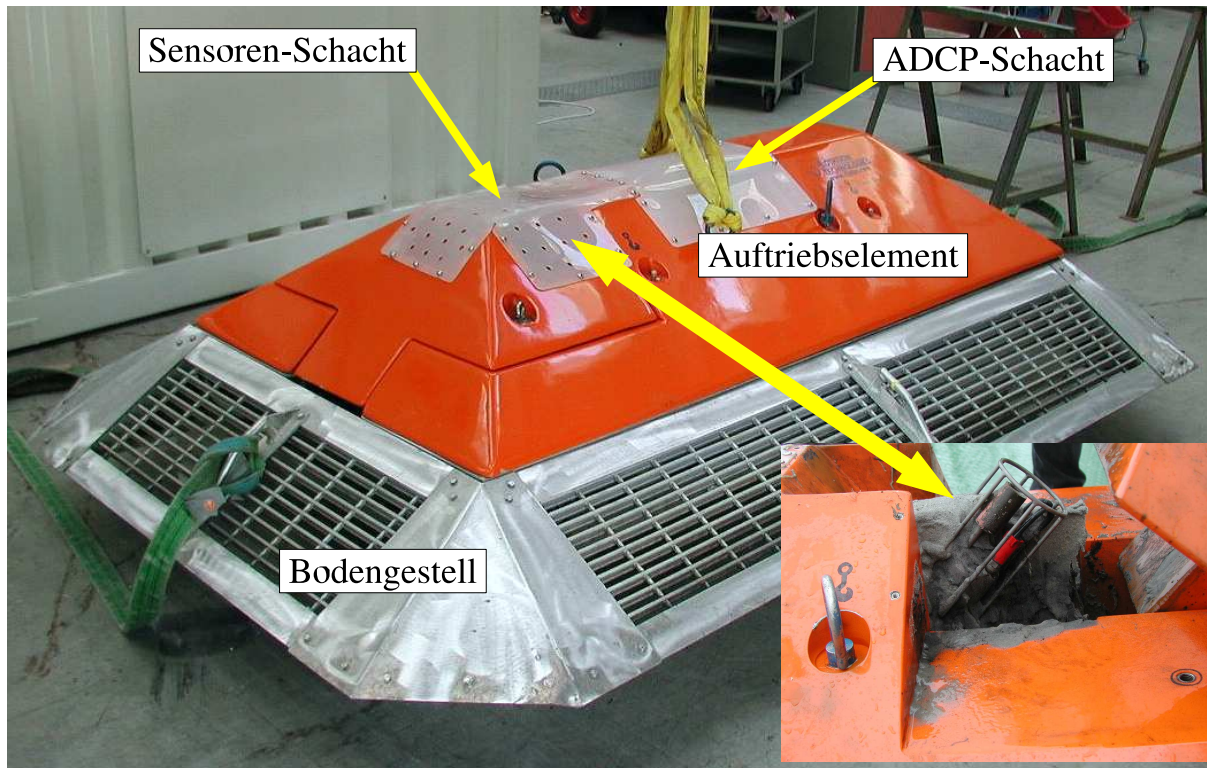


Abbildung 16: Das neue bodengebundene Messsystem "Turtle". Zum Auslesen der Daten oder zum Batteriewechsel schwimmt nur das Auftriebselement ferngesteuert zur Meeresoberfläche auf. Der ADCP und andere Sensoren sind jeweils in abgedeckten separaten Schächten untergebracht. Das kleine Foto zeigt die versandeten Sensoren nach der ersten Erprobung.

rameter, aber auch Strömungen und Wassertiefen bestimmt werden. WAMOS war als rein experimentelles System gedacht, deswegen wurden bis jetzt noch keine wissenschaftlichen Auswertungen der Daten vorgenommen. Unter anderem dient die Waverider-Boje im Hörnum-Loch als "ground truth", um die Radardaten interpretieren und kalibrieren zu können.

3.1.5 Turtle

Da viele der Dauermesssysteme im Winter nicht eingesetzt werden können, fehlen natürlich Daten für diese Jahreszeit. Um die Datenlücke zumindest teilweise zu schließen, wurde Anfang 2005 ein neues bodengebundenes Messsystem beschafft. Dieses System ist für Einsatzzeiten von bis zu sechs Monaten konzipiert und erfasst neben Strömungsdaten auch skalare Parameter wie Temperatur, Druck, Leitfähigkeit und Trübung (Abb. 16). Wegen der gewissen Ähnlichkeit mit einer Schildkröte wurde das System auf den Namen "Turtle" getauft. "Turtle" wurde erstmals zur Felderprobung im Sommer 2005 für mehrere Wochen in der Nähe des Messpfahls ausgebracht. Die Bergung gestaltete sich als äußerst schwierig, da das Messsystem völlig versandet war.

3.1.6 Schiffskampagnen

Im Rahmen des Projektes BELAWATT wurden zwei Schiffskampagnen im Bereich des Hörnum-Tiefs zur Strömungsmessung durchgeführt. Die im Rahmen von BELAWATT durchgeführten Messkampagnen sind in Abb. 17 dargestellt.

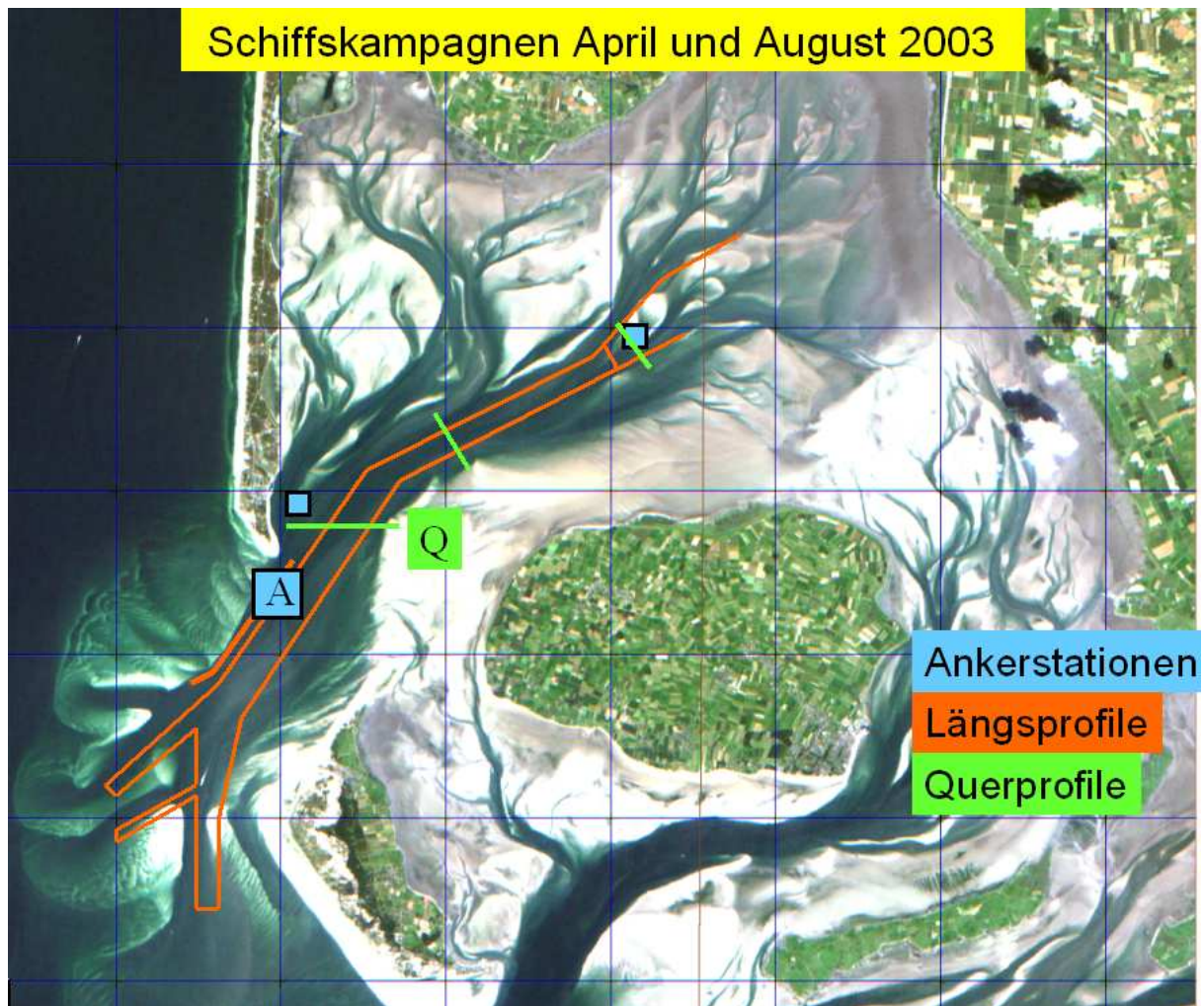


Abbildung 17: Karte des Hörnum Tiefs mit Lage der Dauermesssysteme sowie den Fahrtrouten der im April und August 2003 durchgeführten Schiffskampagnen (A - Ankerstation südlich Hörnum Odde am 25. April 2003, Q - Querprofil Hörnum Odde - Kormoraninsel am 26. April 2003)

Vom Forschungsschiff Ludwig Prandtl aus wurden vor allem ADCP-Messungen durchgeführt. Begleitend wurden, über die BELAWATT-Aufgabenstellung hinausgehend, zusätzliche Messungen mit einer Multisonde vorgenommen. Es wurden vereinzelt Vertikalprofile der Temperatur und der Leitfähigkeit sowie Schwebstoff optisch gemessen. Für die Kalibration dieser optischen Messungen wurden in unterschiedlichen Tiefen Wasserproben genommen, die sofort an Bord filtriert wurden. Zusätzlich wurde während der Augustkampagne die Topographie um den Pfahl mit Hilfe eines Fächerecholotes vermessen.

Auf dem FS Ludwig Prandtl ist der ADCP in etwa 1,6 m Tiefe im Bereich des Kiels eingebaut. Aufgrund von zusätzlich auftretenden Randeffekten werden Messdaten ab etwa 2,3 m unterhalb der Wasseroberfläche geliefert. Durch Streuung und andere Effekte ist auch eine Messung dichter als 1 m über dem Grund in der Regel ungläubwürdig. Insgesamt sind in dieser Anordnung ADCP-Messungen erst bei Wassertiefen von mehr als 3.5 m sinnvoll. Bei dem ADCP handelt es sich um ein Modell der Firma RDI Typ Broadband mit 1200kHz, die Datenaufnahme erfolgte auf einem Notebook mit der Software VISEA - AquaVision 2.02.

Die gemessenen Strömungs-Datensätze dienen dazu, Modell-Ergebnisse mit Messdaten zu vergleichen (Modell-Validierung). Von Modell-Seite wurden diverse Anforderungen an die Kampagne gestellt. Zum Beispiel wurde für die Ankerstation eine Position mit starker vertikaler Scherung der Strömungs-Richtung gesucht, um Messdaten für einen möglichst aussagekräftigen Modelltest zu gewinnen.

Die erste Kampagne erfolgte vom 22. April bis 30. April 2003. Der Wind war zu Beginn des Experiments schwach (< 5 m/s) aus östlichen Richtungen; er drehte ab dem 26. 4. 2003 auf südwestliche Richtungen mit Geschwindigkeiten von 5 - 11 m/s. Im Laufe dieser Kampagne wurden Ankerstationen südlich von Hörnum Odde und an der Pfahl-Station (der allerdings zu diesem Zeitpunkt noch nicht montiert war) bezogen. Des weiteren wurde ein Längsprofil von dem Vortrapptief bis in die Osterley sowie ein Querprofil zwischen Hörnum Odde und der Kormoraninsel abgefahren. Die Ergebnisse der Strömungsmessungen dieses Querprofiles sowie der Ankerstation südlich von Hörnum Odde werden in Abschnitt 5.2.2 mit Modellergebnissen verglichen.

Die zweite Kampagne erfolgte vom 11. August bis 20 August 2003. Nach anfänglich leichten Winden kam am 14. und 15. August der Wind aus westlichen Richtungen mit 6, in Böen 8 Bft.. Die folgenden Tage waren dann wieder durch leichte Winde sowie Nebel gekennzeichnet. Stationen dieser Kampagne waren wieder das Längsprofil von dem Vortrapptief bis in die Osterley, Querprofile auf Höhe des Pfahls und auf Höhe des verankerten ADCP sowie ein Längsprofil zwischen Hörnum Odde und den Hörnumknobs. Weiterhin gab es eine Ankerstation im Eidumtief.

3.1.7 Wärmebilanz

Neben den Schiffs-Kampagnen unter der Überschrift "Validierung der Modellergebnisse" wurden zusätzliche Messfahrten unternommen, die zum tieferen Verständnis der Dauermessungen notwendig sind und eine vom Modell unabhängige Ausbeutung der Dauermess-Daten ermöglichen.

Das Ziel dieser Kampagnen im März/April 2004 und im Juli 2005 war es, Verfahren zu entwickeln, mit denen die Punktmessungen an den Dauermess-Stationen vertikal auf die gesamte Wassersäule und horizontal auf die Verhältnisse im Fahrrinnen-Querschnitt übertragen werden können ("Repräsentativitätsuntersuchungen"). Dazu wurden mit *Ludwig Prandtl* ADCP-Schnitte quer zur Rinne in der Nähe des Boden-ADCPs bzw. unmittelbar am Pfahl gefahren, um den Volumentransport durchs Hörnum-Tief zu bestimmen (zur Lage der Schnitte siehe Abb. 5). Die Transporte wurden dann mit den zeitgleichen Strömungsmessungen der jeweiligen Dauermessgeräte korreliert (Abb. 18). In beiden Fällen ergibt sich eine nahezu lineare Beziehung, d.h., dass man mit den Strömungsmessungen der Dauermessgeräte mit großer

Genauigkeit die Volumentransporte im Hörnum-Tief berechnen kann. Außerdem ergibt sich die Möglichkeit, durch Multiplikation des Volumentransports mit der spezifischen Wärme, der Dichte des Meerwassers und der gemessenen Temperatur, Wärmetransporte zu berechnen. Dies wurde dann auch mit den Zeitreihen von Boden-ADCP und Pfahl aus dem Jahr 2004

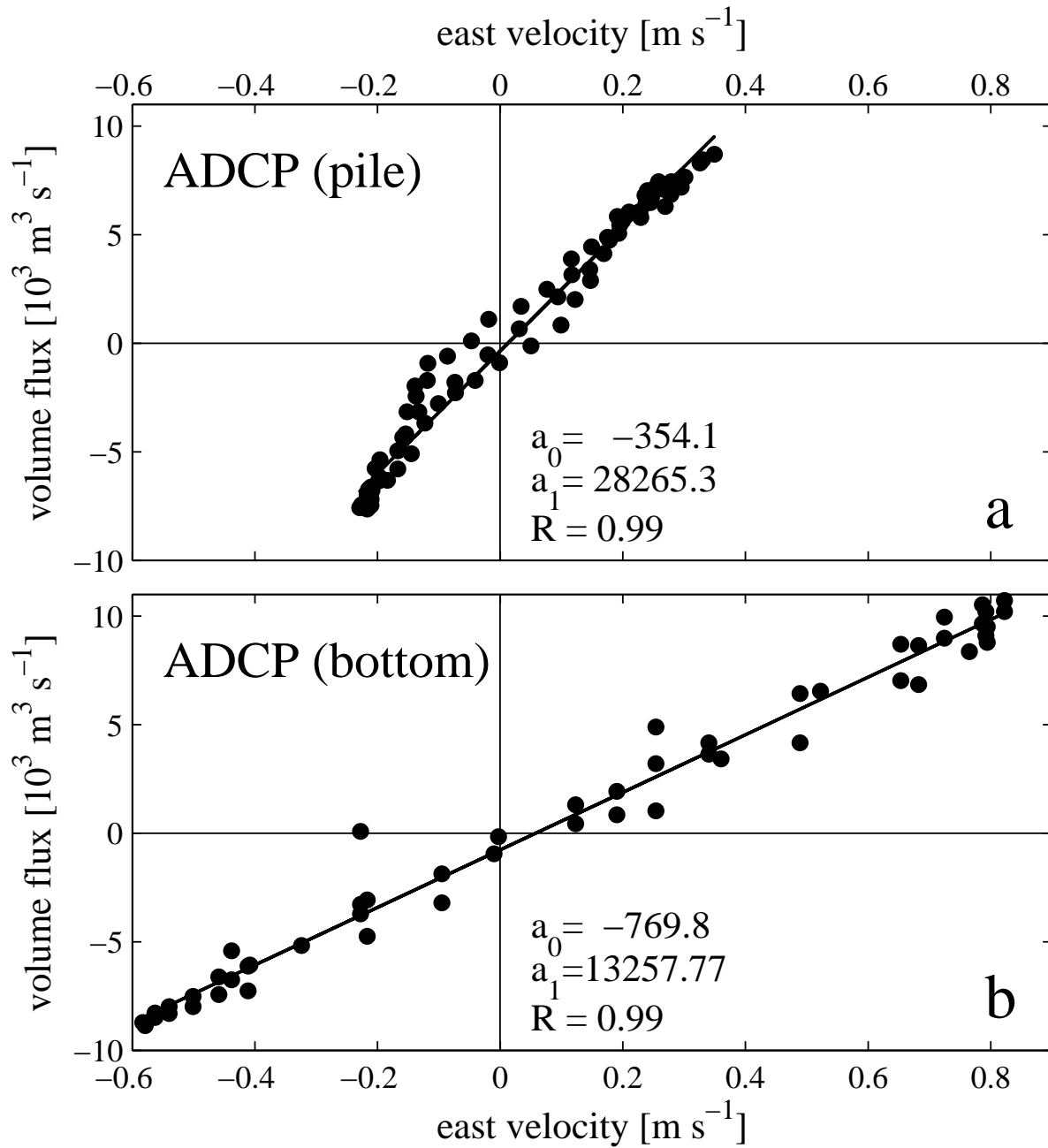


Abbildung 18: Lineare Regression von Volumenflüssen, die mit dem schiffsgebundenen ADCP gemessen wurden, mit (a) der Ostkomponente der Strömung aus den ADCP-Messungen am Pfahl und (b) mit der Ostkomponente der Strömung in mittlerer Tiefe aus Messungen mit dem Boden-ADCP. a_0 and a_1 sind Regressionskoeffizienten, R ist der Korrelationskoeffizient. Die Daten stammen aus dem März/April 2004.

getan.

Abb. 19 zeigt Zeitreihen des Boden-ADCP, die mit der genannten Methode erstellt wurden. Der Volumentransport (Abb. 19a) zeigt das gewohnte Signal einer halbtägigen Gezeit mit

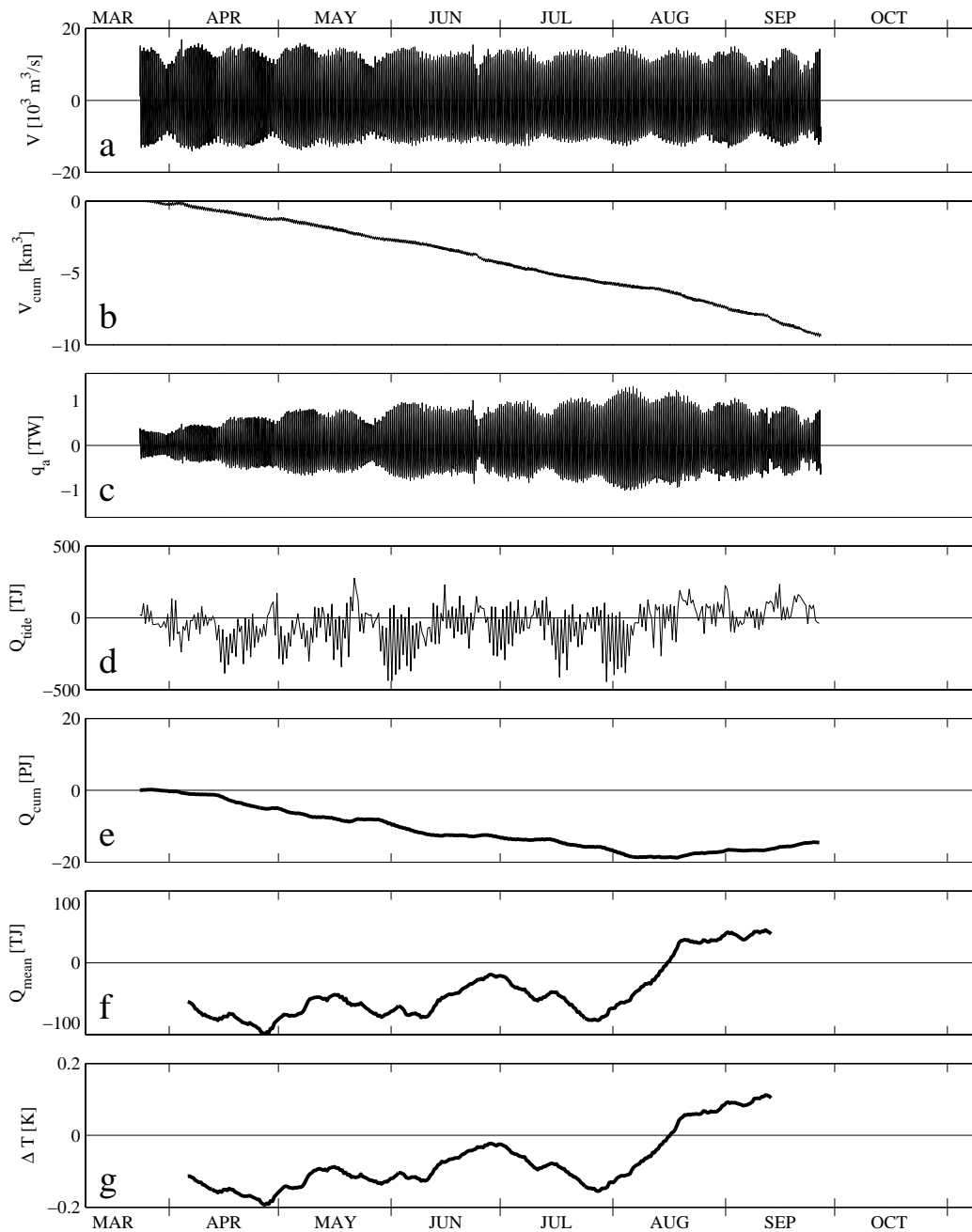


Abbildung 19: Zeitreihen aus dem Jahr 2004 am Boden-ADCP: momentaner Volumentransport (a), kumulativer Volumentransport (b), momentaner balancierter (siehe Text) Wärmetransport (c), Netto-Wärmetransport über eine Gezeit (d), kumulativer Netto-Wärmetransport über eine Gezeit (e) über einen Tropischen Monat gemittelter Netto-Wärmetransport über eine Gezeit (f), Temperaturdifferenz zwischen mittlerer Flut- und Ebbs Temperatur (g).

der täglichen und vierzehntäglichen Ungleichheit. Um das Langzeitverhalten zu veranschaulichen, wurde der Volumentransport aufintegriert (kumulativer Volumentransport, Abb. 19b). Der negative Trend dieser Kurve bedeutet einen permanenten Nettotransport Richtung Nord-

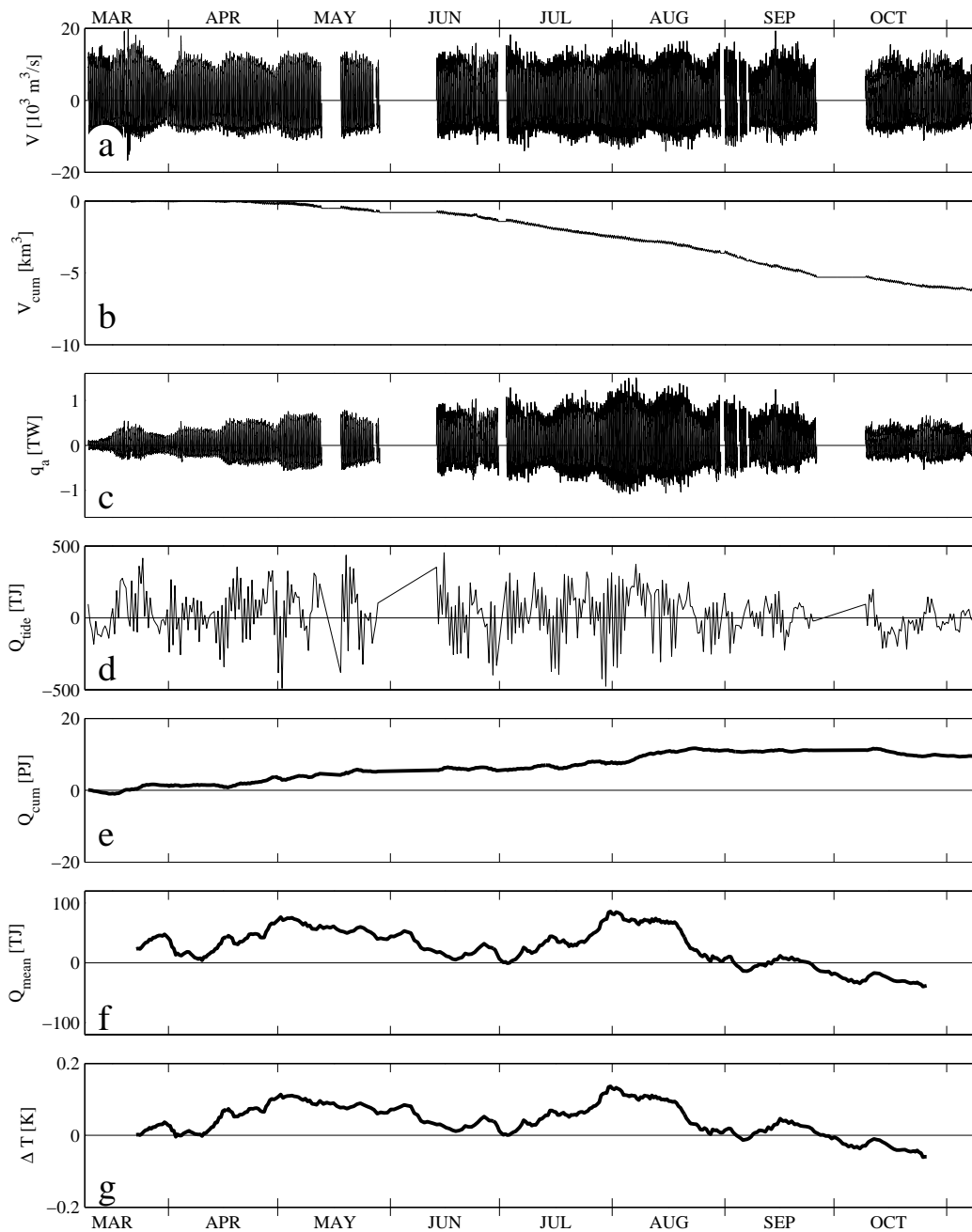


Abbildung 20: Zeitserien aus dem Jahr 2004 am Messpfahl: momentaner Volumentransport (a), kumulativer Volumentransport (b), momentaner balancierter (siehe Text) Wärmetransport (c), Netto-Wärmetransport über eine Gezeit (d), kumulativer Netto-Wärmetransport über eine Gezeit (e) über einen Tropischen Monat gemittelter Netto-Wärmetransport über eine Gezeit (f), Temperaturdifferenz zwischen mittlerer Flut- und Ebbs Temperatur.

see ("flussabwärts"), der sich zu etwa 9 km^3 über den Integrationszeitraum von 185 Tagen aufsummiert, gleichbedeutend mit etwa $2.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ pro Gezeit. Dies ist offensichtlich der Transportanteil, der zyklonal um Föhr verläuft, über die Föhrer Schulter ins Hörnum-Becken eintritt und letzteres wieder durch das Hörnum-Tief verläßt. Ross *et al.*, 1998 ermittelten für diesen Anteil $2.1 - 3.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ aus direkten Strömungsmessungen. Zur korrekten Berechnung des Wärmetransports ins Hörnum-Becken muss dieser Anteil eliminiert werden. Dazu wurde für jeden einzelnen Gezeitenzyklus der Ebbstrom künstlich in der Weise abgeschwächt, dass der Netto-Volumentransport des Ebbstroms exakt den Volumentransport des Flutstroms der vorangegangenen Halbtide balanciert. Danach wurde der so korrigierte "momentane" Volumentransport (des Wassers) multipliziert mit der "Wärmemenge pro m^3 Wasser". Die in der Rechnung verwendete Temperatur ist dabei in Celsius - korrekt wäre die Verwendung der Temperatur "in Kelvin", aber in der wissenschaftlichen Community wird stillschweigend die im Wasser unter 0° Celsius enthaltene Wärmemenge unterdrückt. Das Resultat dieser Prozedur ist in Abb. 19c dargestellt: der momentane Wärmetransport in "Terawatt" ($= 10^{12}$ Watt). Man erkennt deutlich den Trend der jahreszeitlichen Erwärmung bis Mitte August und die darauf folgende herbstliche Abkühlung. Diese Abbildung vermittelt jedoch keine Informationen über den "flussaufwärts" gelegenen Teil des Hörnum-Beckens. Deshalb wurde die Zeitreihe in 362 Gezeitenzyklen zerlegt und für jede Einzel-Gezeit wurde die resultierende Wärmebilanz berechnet. Das Ergebnis (Abb. 19d) zeigt eine oszillierende Kurve mit der halben Frequenz des momentanen Wärmetransports, d.h. die Integration des Wärmetransports über jede halbtägige Gezeit erzeugt ein Signal mit der Periode von (nahezu) einem Tag. Dieses hängt mit dem Tag-Nacht-Zyklus des Wärmeaustauschs mit der Atmosphäre zusammen. Um schließlich Informationen über die Wärmebilanz des flussaufwärts gelegenen Teils des Beckens zu erlangen, wurde die zuletzt erhaltene Zeitreihe wiederum kumulativ aufintegriert (Abb. 19e). Daraus kann man ersehen, dass der flussaufwärts gelegene Teil des Beckens von März bis Mitte August advektiv Wärme exportiert - das bei Flut einströmende Wasser wird im Becken aufgeheizt und das aufgeheizte Wasser verläßt das Becken dann mit der nächsten Ebbe. Im Spätsommer und im Herbst ist die Situation dann umgekehrt. Mitte August beträgt die Wärmebilanz 20 PJ ($1 \text{ PJ} = 1 \text{ Petajoule} = 10^{15} \text{ Joule}$); damit ergibt sich für die vorangegangenen vier Monate eine mittlere Exportrate von 2 GW. Unter der Annahme eines Einzugsgebiets (der Bereich landwärts des Boden-ADCP) von 100 km^2 (grobe Schätzung) ergibt sich daraus für den Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre ein mittlerer Wärmegewinn von 20 Wm^{-2} . In einer anderen Darstellung (Abb. 19f) wurde die Kurve aus Abb. 19d über einen Tropischen Monat gemittelt. Man erkennt jetzt an Hand des Vorzeichenwechsels Mitte August das "Umkippen" der Wärmebilanz. Zur "Kontrolle" der durchgeführten Rechnungen wurde für jedes Flut-/Ebbstrom-Paar die Differenz der mittleren Temperatur berechnet und wiederum über einen Tropischen Monat gemittelt (Abb. 19g). Damit wird bestätigt, dass von März bis Mitte August (negativ) das Wasser des Ebbstroms wärmer ist als das Wasser des voraus gegangenen Flutstroms.

Dieselben Rechnungen wie für den Querschnitt des Boden-ADCP wurden auch für den Messpfahl gemacht (Abb. 20). Im Vergleich mit Abb. 19 ergibt sich für die Grafiken (a) – (d) ein sehr ähnliches Bild. Grundlegend verschieden sind dagegen die Teilgraphiken (e), (f), (g). Während am Boden-ADCP der flussaufwärts gelegenen Teil des Hörnum-Beckens Wärme exportiert (negatives Vorzeichen in Abb. 19f), findet am Pfahl für den flussaufwärtigen Teil des Beckens ein Import von Wärme in der gleichen Größenordnung statt. Diese Erkenntnis wird untermauert durch die Temperaturdifferenz zwischen Flut- und Ebbstrom (Abb. 20g), die für den entspre-

chenden Zeitraum positiv ist. Im Sommer ist am Pfahl das von den Watten zurückströmende Wasser also kälter als das einströmende Wasser beim vorangegangenen Flutstrom.

Es wird vermutet, dass die Unterschiede durch den Standort der Dauermessgeräte begründet sind: Der Messpfahl ist "wattgeprägt", d.h. ein relativ großer Anteil des ein- und ausströmenden Wassers fließt auf die Wattflächen und wird durch die Thermodynamik derselben geprägt, und diese Thermodynamik ist mit Sicherheit verschieden von der Thermodynamik wasserbedeckter Flächen. Am Boden-ADCP ist dieser Anteil kleiner, weil hier relativ mehr Wasser vorbeiströmt, das nie auf die Wattflächen gelangt und lediglich zum Auffüllen der Priele dient. Die am Boden-ADCP berechnete Wärmebilanz ist deshalb mehr "prielgeprägt", d.h. hier wird die Wärmebilanz mehr durch Faktoren bestimmt, die für wasserbedeckte Flächen bestimmend sind.

4 Modellierung

4.1 Konzept

Das in diesem Projekt verfolgte Konzept zielt darauf ab, verbesserte Techniken in zwei Bereichen zur Anwendung zu bringen. Zum einen ist dies das Problem, in Modellen mit beschränkter raum/zeitlicher Auflösung einen dem Problem angemessenen Skalenbereich für das gewählte Lösungsgebiet abzudecken. Zum anderen sind die Voraussetzungen, die relevanten Parameter mit *separaten* Modellen (für Wind, Seegang und Strömung) im Flachwasser zu berechnen, schlecht erfüllt. Der Effekt dieser künstlichen Trennung - insbesondere die Trennung in Wellenausbreitung und Strömung - sollte bestmöglich kompensiert werden durch eine direkte Kopplung von Strömungs- und Seegangmodell.

Skalenanpassung:

Die Skalendiskrepanz zwischen Antriebsdaten der Modelle und lokaler Auflösung ist am gravierendsten beim Strömungsmodell: die Antriebsdaten des BSH liegen auf einem Gitter mit der Auflösung 1 sm vor; das Hörnumbecken jedoch soll mit einem 100 m Gitter modelliert werden. Um Artefakte durch diesen 'Scale-Mismatch' zu vermeiden, muss das Strömungsmodell an die Skalen der Antriebsdaten angepasst werden.

Bei einem Finite-Elemente-Modell (Dreiecks-Gitter) geschieht die Anpassung der Gitter-Skalen (von grob nach fein) durch kontinuierliche Verkleinerung der Dreiecks-Elemente. Ein Finite-Elemente-Modell hat allerdings den Nachteil, dass der Zeitschritt entsprechend dem kleinsten Dreiecks-Element gewählt werden muss. Mit diesem 'kleinen' Zeitschritt wird das *gesamte* Gitter berechnet, was die Rechenzeit entsprechend nach oben treibt. Hinzu kommt noch, dass die Ergebnisse im groben Bereich ungenau werden durch das 'Nicht-Zusammenpassen' von Zeitschritt und Gitterweite.

Bei dem in diesem Projekt verwendeten Finite-Differenzen-Verfahren (Rechteck-Gitter) geschieht die Skalen-Anpassung durch ein hierarchisches System von ineinander geschachtelten und immer feiner auflösenden TRIM-Modellgebieten. Die Gitterweite nimmt von einem Gitter zum nächsten um den Faktor zwei ab: von 800 m in der östlichen Deutschen Bucht bis zu 100 m im Hörnum Tidebecken (siehe Abbildungen 29 und 30). Die Rechnungen für die vier Gitter laufen gleichzeitig. Das 800 m Gitter verwendet als Antrieb die BSH-Daten, während alle feineren Gitter ihre Randwerte vom nächst-größeren erhalten. Jedes der vier Gitter rechnet dabei mit seinem 'eigenen', optimal gewählten Zeitschritt. Ein Nebeneffekt dieser Technik ist eine erhebliche Speicher- und Rechenzeitersparnis. Um die Effizienz des Systems weiter zu steigern, wurde eine Multiprozessor-Version von TRIM erstellt.

Im Gegensatz zum TRIM-Modell wird das Seegangmodell nur betrieben im Gebiet des 100 m Gitters. Auf die Realisierung der vollen Hierarchie musste verzichtet werden, da die Laufzeiten des Wellenmodells in der vorliegenden Ein-Prozessor Version weit über denen des Strömungsmodells lagen. Um die Rechenzeit für die Seegangs-Berechnung noch weiter zu reduzieren, wurde das 100 m Gebiet eingeengt (Abb. 36, rechtes Bild), und es wurde nicht mit 100 m Gitterweite gerechnet, sondern mit 400 m. Zur Berechnung der Bodenschubspannungen auf dem 100 m Gitter wurden die 400m-Seegangsdaten auf das 100 m Gitter inter- bzw. extrapoliert (Abschnitt 10). Das Problem, die extrem langen Laufzeiten des Wellenmodells per paralleler Modellierung zu reduzieren, konnte im Rahmen des Projekts nicht bearbeitet werden.

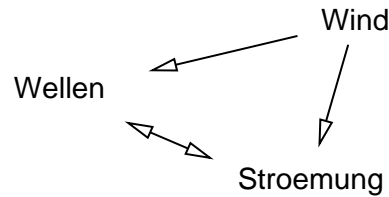


Abbildung 21: Schematische Darstellung der Wechselwirkungen (d.i. Datenaustausch) zwischen den Sub-Modellen.

Modellkopplung:

Die Aufteilung eines Modells in einzelne, spezifische Phänomene beschreibende 'Sub'-Modelle beruht auf der Erfahrung, dass häufig diese 'Sub'-Modelle interne, energiereiche Prozesse enthalten, die Wechselwirkung mit anderen Phänomenen jedoch gering ist, etwa der Einfluss der Wellenausbreitung an der Oberfläche eines Wasserkörpers auf die Strömung im Wasserkörper und umgekehrt. In den Flachwasserbereichen jedoch verliert eine derartige Trennung zunehmend seine Gültigkeit. Die im folgenden beschriebene, und für die Simulationen realisierte Technik zielt darauf ab, den Effekt dieser artifiziellen Trennung zu reduzieren - zumindest was die Wechselwirkung Strömung-Seegang anlangt. Die Wechselwirkungspfade sind in Abb. 21 dargestellt. Wellen und Strömung beeinflussen sich wechselseitig, während der Wind (auf 100 m Auflösung interpoliert mit Hilfe des MKW-Modells, siehe Abschnitt 4.3.1) als externer Antrieb auf den Seegang und die Strömung wirkt, jedoch selbst nicht beeinflusst wird.

Die traditionelle Weise, heterogene Modelle zu koppeln, besteht darin, jedes einzelne Modell für sich zu starten, wobei Rand- und Anfangswerte, die von den anderen Modellen stammen, eingelesen werden. Während des Laufs werden die Daten für die anderen Modelle auf einen Datenträger, gewöhnlich die Festplatte oder CD, ausgeschrieben. Dieser Zyklus wird wiederholt, bis die Simulationsdauer abgearbeitet ist.

Diese aus der Beschränkung von Computerressourcen herrührende 'lose' Kopplungstechnik führt eine Zeitskala (und damit auch Kopplungsstärke) des Datenaustauschs zwischen den Modellen ein, deren Realitätsnähe weitgehend von der Vorstellung der ModelliererIn abhängt. In der Natur wechselwirken Wind, Seegang und Strömung jedoch unmittelbar und ständig.

Die Möglichkeiten dynamischer Programmierung werden genutzt, um die Modelle direkt zu koppeln, ohne dass zeitaufwendige I/O Operationen notwendig werden.

TRIM und k-Modell sind in einem gemeinsamen Treiber-Programm namens MOPS (Morphodynamical Prediction System) als Unterprogramme implementiert. Der Wind für das 100 m Modellgebiet wird nicht (wie ursprünglich geplant) innerhalb des gekoppelten Systems vom MKW-Modell (siehe Abschnitt 4.3.1) berechnet. Vielmehr wird er schon im Vorwege im Rahmen der Randbedingungs-Bereitstellung berechnet.

MOPS steuert den zeitlichen Ablauf der Integration und den Datenaustausch.

Datenaustausch

In Abbildung 22 ist veranschaulicht, wie der Ablauf eines Zeitschrittes im größten TRIM-Gitter (800 m) im Zusammenspiel mit den anderen TRIM-Auflösungen und mit dem k-Modell aussieht. Alle Untermodelle müssen einen eigenen Zeitschritt derart haben, dass eine ganze

Zahl derselben in den „Taktgeber“ des größten TRIM-Zeitschrittes (hier 300 Sekunden) hineinpasst. Jedes Modell der TRIM-Hierarchie gibt zu jedem Zeitschritt die Wasserstände auf den Randpunkten zum nächstfeineren Gitters an das feinere Gitter weiter (schwarze Pfeile), die dort zeitlich interpoliert benutzt werden.

Zeitschritt-Steuerung

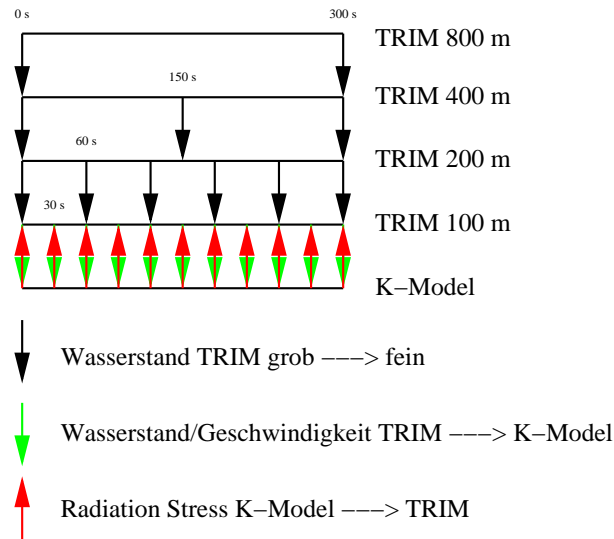


Abbildung 22: Zeitschrittsteuerung des MOPS-Systems

Parallele Implementierung

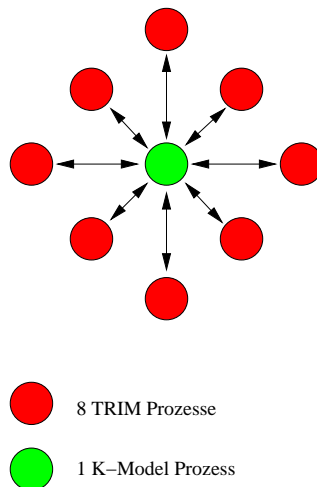


Abbildung 23: Datenaustausch zwischen dem k-Modell und TRIM3D

Das feinste TRIM-Gitter gibt komplette Felder von Wasserstand und Strömungsgeschwindigkeiten an das k-Modell weiter, die zur Integration benutzt werden. Das k-Modell wiederum kann

seine analysierten Radiation-Stresse an das feinste TRIM-Modell zurückgeben. Die Kopplung zwischen TRIM-Gitter-4 und k-Modell ist in dem Fall eine 2-Wege-Kopplung, während die Kopplung der TRIM-Gitter untereinander als 1-Weg-Kopplung realisiert ist.

Die Implementierung des Systems auf einer Multiprozessor-Rechnerarchitektur ist in Abbildung 23 demonstriert. Hier ist beispielhaft angenommen, dass TRIM auf 8 Prozessoren und das k-Modell (mangels Parallelisierung) auf einem separaten Prozessor läuft. Jeder der TRIM-Prozessoren muss mit dem k-Modell kommunizieren, da auf jedem TRIM-Prozessor ein Teilgebiet des feinsten TRIM-Gitters berechnet wird. Ebenso gibt der k-Modell-Prozessor die Radiation-Stress-Daten an alle TRIM-Prozessoren weiter. Dieser Datenaustausch bewirkt eine automatische Synchronisation des gesamten Modellablaufs, da die auf den einzelnen Prozessoren abgesetzten Receive-Operationen so lange warten müssen, bis die erwartete Botschaft angekommen ist. Die gesamte Struktur des Rechenablaufs in MOPS, einschließlich der Datenspeicherung, wird noch einmal in Abb. 24 dargestellt.

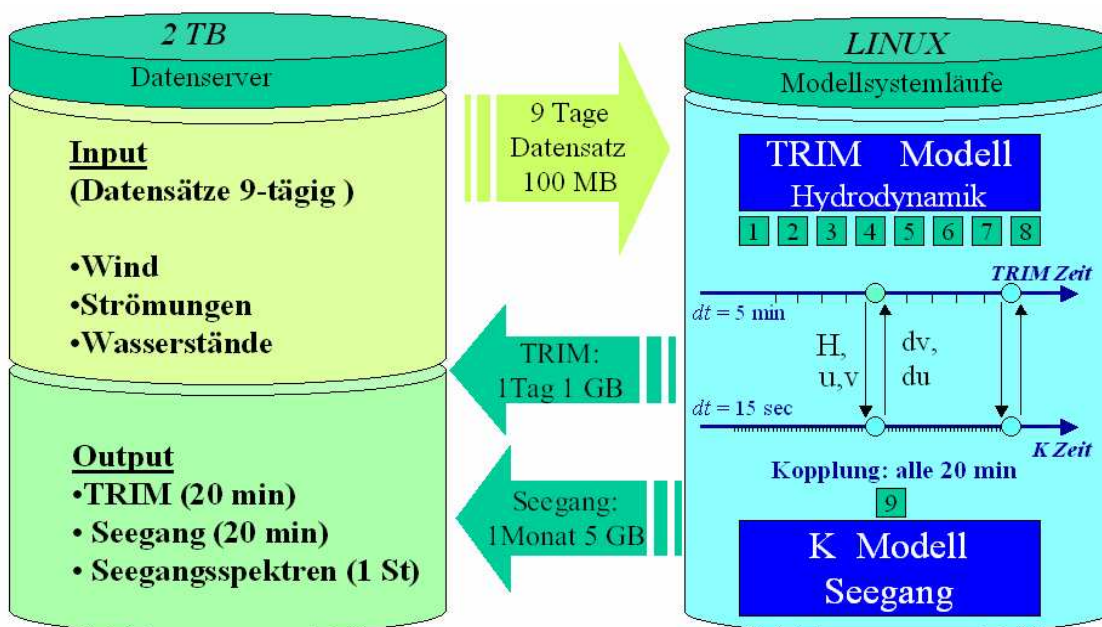


Abbildung 24: System MOPS: Links der Datenserver mit einem Fassungsvermögen von 2 Terabyte (TB). Rechts der Ablauf der MOPS-Rechnung auf dem Linux-Cluster der GKSS. Die Prozessoren des Linux-Clusters sind als grüne Kästchen dargestellt: 8 Prozessoren für TRIM, ein Prozessor (die Nummer 9) für das k-Modell. TRIM rechnet mit $\Delta t = 5 \text{ min}$, das k-Modell rechnet mit $\Delta t = 15 \text{ sec}$. Beide Modelle laufen parallel; alle 20 Minuten tauschen sich die beiden Modelle aus. Als Output werden Strömung und Wasserstand sowie die integralen Seegangs-Parameter (sign. Wellenhöhe, Wellenperiode, Seegangsrichtung) alle 20 Minuten gespeichert. Die Seegangs-Spektren werden alle 60 Minuten gespeichert.

Die Randwerte für das 800 m TRIM3D werden aus Archivdaten des operationellen BSH-Zirkulationsmodells gewonnen. Das Seegangmodell in der 400 m Auflösung bezieht seine Randwerte aus den Seegangszeitreihen des HIPOCAS Projekts.

4.2 Verfügbare Daten

Die für das BELAWATT-Projekt benötigten externen Daten lassen sich einteilen in:

- Daten für den Betrieb der Modelle
- Daten für die Kalibrierung und Validierung der Modelle
- Daten für die Auswertung der Modell-Ergebnisse. Stichwort: Eignungstest für Belastungs-Kenngrößen, siehe Abschnitt 1.2.

Daten für den Betrieb der Modelle:

Topographie-Daten werden benötigt für die Erstellung gegitterter Modell-Topographien. Zur Verfügung stehen:

- Peildaten des BSH. Als grundlegende Peilung wurde die BSH-Peilung von 2003 verwendet. Diese 2003-Peilung umfasst das gesamte Nordfriesische Watt bis etwa zur 10 m Linie.
- Peildaten des ALR Husum. Verwendet wurde Peildaten für jene Bereiche, für die aktuelle BSH-Daten nicht vorhanden waren, oder für die die Dichte der BSH-Peildaten unzureichend war. Dieses betraf insbesondere Peildaten in Küstennähe und auf den hohen Wattflächen. Darüber hinaus wurden vom ALR Husum Daten für Küstenlinien (Deich, Dünenfuß) zur Verfügung gestellt.
- Für das grobe Modell (800 m Gitterweite): neben diversen Daten deutscher Ämter auch Peildaten des Kystinspektoratet Lemvig, Dänemark.
- Land-Topographien vom ALR Husum und vom Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein (DGM 50) wurden benötigt für das Wind-Modell (Abschnitt 4.3.1)

Bodenbedeckungs-Daten für das Wind-Modell. Aus Daten der Bodenbedeckung (Wald, Wiese, ...) werden räumliche Verteilungen der Boden-Rauhigkeiten erstellt. Die Daten (sog. CORINE Datensatz) stammen von Statistischen Bundesamt Wiesbaden, Gitterweite = 50 m. Der Datensatz wurde mit ArcInfo in ASCII umgewandelt.

Rand- und Anfangswerte: Das Wind-Modell stützt sich auf Wind-Daten vom BSH (ursprünglich Vorhersage-Winddaten des DWD). Die Wasserstände sowie der Wind für den Betrieb des Strömungsmodells wurden ebenfalls vom BSH zur Verfügung gestellt. Die Winddaten des DWD werden vom BSH für das eigene operationelle Zirkulationsmodell verwendet. Die Wasserstands-Daten sind Ergebnisse dieses operationellen BSH-Modells. Die Randwerte für das Seegangmodell stammen aus dem Projekt HIPOCAS (Weisse *et al.*, 2003) Aktuell liegen HIPOCAS-Daten vor bis November 2002.

Der DWD-Vorhersagewind für den Anatol-Sturm am 3./4. Dezember 1999 stimmte nicht mit der Realität überein. Es wurde daher für die Simulation des Zeitraums 3.-4. Dezember 1999 der gemessene Stunden-Wind des DWD (Seewetterdienst Hamburg) der Stationen List und Hooge verwendet als Input für das 100 m Gitter (MKW-Modell, Abschnitt 4.3.1). Für die

Modellgebiete mit den Gitterweiten 200, 400 und 800 m wurde der Windspeed der originalen DWD-Vorhersage korrigiert (mit räumlich konstanten Faktoren), um den Vorhersagewind an den gemessenen Wind anzupassen.

Daten für Modell-Kalibrierung und -Validierung:

Pegeldaten existieren im Untersuchungsgebiet (a) beim WSA Tönning für die Pegel Hörnum Hafen, Dagebüll und Wittdün und (b) beim ALR Husum für die Pegel Rantumdam und Südwesthörn. Seegangsdaten werden vom ALR Husum westlich Hörnum (bis 2002) und westlich Westerland gemessen. Am Pfahl Westerland misst das ALR Husum den Wind und den Wasserstand. Diverse Pegel-, Strömungs- und Seegangsdaten werden von BELAWATT selbst generiert, siehe Abschnitt 3.

Daten für den Test von Belastungs-Kenngrößen:

Die aus den Modell-Ergebnissen abgeleiteten Belastungs-Kenngrößen (z.B. die räumliche Verteilung der zeitlich über 2 Jahre gemittelten Boden-Schubspannung) werden auf ihre Eignung als Belastungsgröße getestet durch den Vergleich mit räumlichen Verteilungen von Sediment- und Benthosdaten. Dahinter steht die Frage: Ist die Schubspannung prägend für Sediment und Benthos des Hörnumer Tidebeckens?

Korngrößen-Verteilungen der Oberflächen-Sedimente im Hörnumer Tidebecken wurden erhoben von Figge, 1981, siehe Abb. 3, sowie (nur im Eulitoral) von van Bernem (GKSS): (a) im Rahmen der Thematischen Kartierung des deutschen Wattenmeeres (1987-1993) und (b) während der 'Kartierung der Habitat-Diversität im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer'. Umfangreiche Untersuchungen im Bereich des Hörnum-Tiefs, des Vortrapptiefs und der Theeknobs-Sände stammen von Ahrendt, 1985 und Ahrendt, 1992. Während die Daten von Figge und van Bernem als Datensätze vorliegen, müssten die Daten von Ahrendt noch per Hand digitalisiert werden. Eine solche Digitalisierung war für BELAWATT nicht notwendig, da die digital vorhandenen Korngrößendaten ausreichen.

Die Benthos-Daten der 'Thematischen Kartierung des deutschen Wattenmeeres' sind in der GKSS-Datenbank WATIS gespeichert. Die im laufenden Projekt 'Kartierung der Habitat-Diversität im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer' erhobenen Benthos-Daten werden direkt vom Projektleiter van Bernem, von seiner Mitarbeiterin Ulrike Kleeberg oder vom Institut für Angewandte Biologie in Freiburg/Elbe zur Verfügung gestellt. Die Ergebnisse der laufenden Untersuchungen zur Makrofaunabesiedlung schleswig-holsteinischer Watten- und Nordseeküsten (hier insbesondere die Eulitoralstation Dagebüll) sind im Landesamt für Natur und Umwelt Flintbek (LANU) vorhanden (Reichert, 2003). Diese LANU-Daten werden in BELAWATT aber nicht verwendet.

4.3 Modellkomponenten

4.3.1 Das atmosphärische Modul

Windberechnung mit dem MKW-Modell

'MKW' bedeutet: 'Massenkonsistentes Windfeld'. Das MKW-Modell berechnet (für einen gegebenen Zeitpunkt) das 3-dimensionale Windfeld über einem gegebenen Gelände. Das Modell wurde in den Jahren 1990/91 im Seewetteramt Hamburg entwickelt. Es wurde z. B. verwendet

für Windrechnungen über Norderney (Schmidt & Pätsch, 1992) und über dem Nordfriesischen Wattenmeer (Rudolph, 1993). Das MKW-Modell arbeitet folgendermaßen:

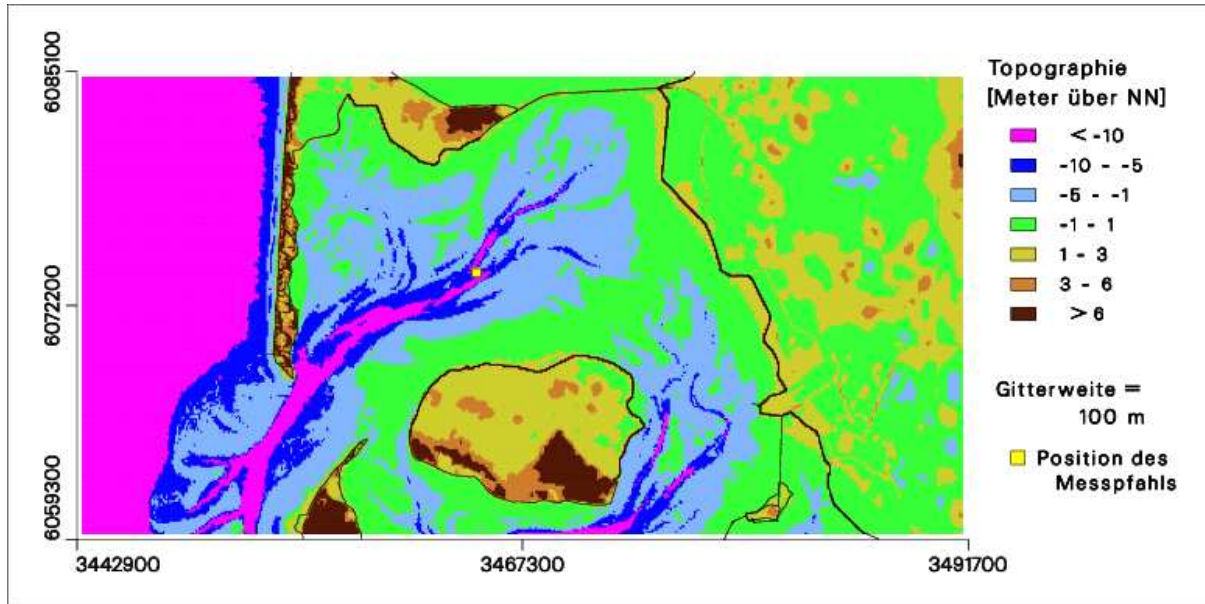


Abbildung 25: Topographie des MKW-Modellgebietes, hier dargestellt ohne Wasser. Für eine reale Höhenverteilung überdeckt der (vom TRIM Modell berechnete) Wasserstand einen Teil der tieferliegenden Topographie. Die Daten in den Watt- und Seebereichen stammen aus Peildaten diverser Ämter. Die Land-Daten stammen vom Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein, die Daten der Dämme und Deiche vom ALR Husum.

1. Es werden im gesamten Modellgebiet die Geländehöhen vorgegeben. Zu den Geländehöhen gehört das aktuelle Höhenfeld der Wasseroberfläche (berechnet vom TRIM-Modell, Abschnitt 4.3.2). In den vom Wasser bedeckten Bereichen wird zusätzlich das Feld der Wassertiefen spezifiziert. Abb. 25 zeigt die verwendete Topographie des Modellgebietes 'Hörnummer Tidebecken' ohne Wasseroberfläche.
2. Die Rauigkeitslängen z_0 werden vorgegeben. Für die BELAWATT-Rechnungen werden die Rauigkeiten über Land aus Bodenbedeckungs-Daten (Statistischen Bundesamt Wiesbaden, CORINE-Datensatz) abgeleitet (H. Schmidt, pers. comm.). Faustformel: z_0 ist die reale Höhe eines 'Rauigkeitselementes' geteilt durch 10. Über See wird die Rauigkeit vom Modell selbst in Abhängigkeit vom berechneten Windfeld bestimmt. Abb. 26 zeigt eine Verteilung der Rauigkeitslängen z_0 im Modellgebiet. Die Rauigkeiten über Land liegen fest (sie können sich saisonal ändern, z.B. für Laubwald), während sie über See vom Wind abhängen. Für die Berechnung des Windfeldes (Punkt 5) wird über See ein Anfangs- z_0 vorgegeben.
3. Der Wind (Stärke, Richtung) über dem Modellgebiet muß bekannt sein, z.B. aus einem großräumigen Modell. Aus dem bodennahen Windfeld (typischerweise 10 m über Grund) wählt man einen 'repräsentativen' Bodenwind am Ort x aus - diese ausgewählte Wind hat die Stärke q_{bot} und die Richtung dir_{bot} . Abb. 27 zeigt ein Windfeld, wie es als 'forcing' für das operationelle BSH-Küstenmodell (Gitterweite eine Seemeile) verwendet wird. Die

Wind-Daten haben ursprünglich eine Gitterweite von ca. 7 km - es handelt sich um eine 48-Stunden-Vorhersage des DWD-Lokalmodells. Als 'Ort x' wurde ausgewählt ein Punkt 4 Seemeilen westlich von Hörnum. Dieser 'Ort x' ist gewissermaßen der 'Aufhänger' für die Rechnungen mit dem MKW-Modell. Der Wind hat am Ort x eine Stärke von 10.4 m/s und eine Richtung von 135 Grad (Wind 'wohin'). Er kommt dort also genau aus NW.

4. Es wird ein Windvektor in großer Höhe (hier: 1500 m) vorgegeben. Die Stärke dieses Windes ist q_{top} , die Richtung ist dir_{bot} . Der Wert für q_{top} muß so gewählt sein, daß das MKW-Modell am Ort x einen Bodenwind mit der Stärke q_{bot} berechnet. Ist das für das gewählte q_{top} nicht der Fall, muß q_{top} entsprechend korrigiert werden (d.h. es findet eine Art Iteration statt). Beispiel: Um über dem Ort x ein $q_{bot} = 10.4$ m/s zu berechnen, wurde $q_{top} = 15.5$ m/s gesetzt.
5. Das MKW-Modell berechnet nun, basierend auf q_{top} und dir_{bot} , das 3-dimensionale Windfeld über dem Modellgebiet. Für die hier vorgestellten Ergebnisse wird 'neutrale Schichtung' angenommen. Die MKW-Modellrechnungen bestehen aus zwei Teilen:
 - Teil 1: Ausgehend von den Luv-Rändern arbeitet sich der Wind peu à peu in das Modellgebiet hinein. Bei räumlich homogener Rauigkeit bildet sich ein vertikales Gleichgewichtsprofil der Windgeschwindigkeit aus: das sog. logarithmische Windprofil, dessen Form allein von z_0 abhängt. Weiter mit einem Zitat aus Schmidt und Pätsch (1992):
'Wenn der Wind nun von einem Gebiet geringerer Rauigkeit auf eines mit höherer Rauigkeit übertritt, wird das Gleichgewicht am Boden gestört. Eine interne Grenzschicht bildet sich aus, deren Höhe mit zunehmender Entfernung vom Rauigkeitssprung wächst. Unterhalb der Grenzschicht stellt sich der Wind mit einer erhöhten Turbulenz schnell auf die neue Rauigkeit ein, oberhalb herrschen noch die alten Verhältnisse. Bei einem Rauigkeitssprung von rau nach glatt ist es ähnlich, nur dauert die Anpassung an die neuen Verhältnisse länger, da die aus dem raueren Gebiet herangeführte Turbulenz nur allmählich gedämpft wird.' Für die oben skizzierte Grenzschicht-Rechnung verwendet das MKW-Modell geländefolgende Vertikalkoordinaten.
 - Teil 2: Das in Teil 1 berechnete Windfeld ist normalerweise nicht divergenzfrei (= 'nicht massenkonsistent'), d.h. in eine Gitterzelle strömt mehr Luft hinein als aus ihr heraus oder umgekehrt. Der zweite Programmteil sorgt nun für die Massenkonsistenz 'mittels eines iterativen Potentialströmungs-Ausgleichs'. Durch den Potentialströmungs-Ausgleich ergeben sich auch die Effekte seitlicher Umströmung von Hindernissen, eine Strömungsüberhöhung über Kuppen und Kämmen sowie Vorstau und Lee-Effekte.'
6. Berechnung der Rauigkeit der Meeresoberfläche mit dem Zusatz-Programm 'seerau.f' (H. Schmidt, Seewetteramt Hamburg). Das z_0 wird berechnet aus dem Boden-Wind (vom MKW-Modell 'frisch berechnet'), der aktuellen Wassertiefe und dem Wellen-Alter. Das Wellen-Alter wiederum wird aus dem fetch des Seegangs bestimmt. Das von 'seerau.f' berechnete z_0 -Feld wird normalerweise nicht mit jenem z_0 -Feld übereinstimmen, das für die MKW-Berechnung des Windfeldes angesetzt wurde. Dann berechnet das MKW-Modell mit dem neu (von 'seerau.f') berechneten z_0 -Feld einen verbesserten Bodenwind,

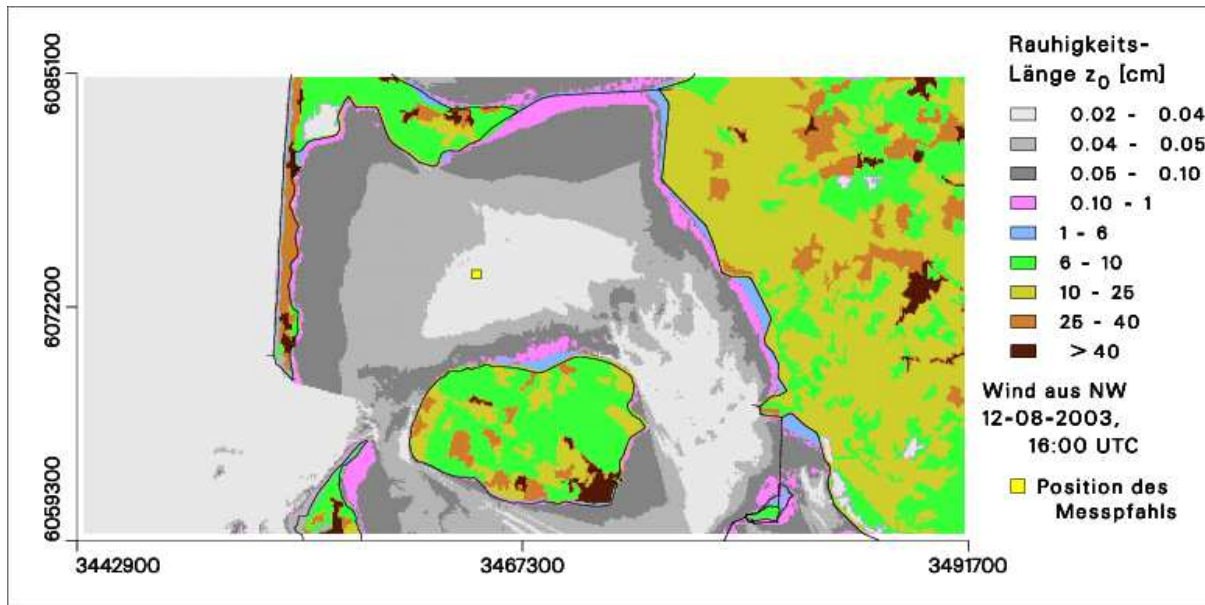


Abbildung 26: Rauheitslänge z_0 im MKW-Modellgebiet, hier bei Hochwasser und Wind von ca. 10 m/s aus NW am 12. August 2002 (in der Zeichnung fälschlich 2003), 16:00 UTC. Die größten Rauigkeiten haben 'urbane Gebiete' und Waldgebiete. Die nicht überfluteten Watten ($z_0 = 0.4$ cm) und die (nicht beweideten) Salzwiesen ($z_0 = 5$ cm) sind deutlich zu erkennen. Auffällig ist, dass die Rauigkeit der Wasseroberfläche um so kleiner ist, je tiefer das Wasser ist, und je länger der fetch für die Entwicklung des Seeganges ist.

mit dem 'seerauf.f' dann wiederum ein neues z_0 -Feld berechnet usw. Dieser Iterationsprozeß wird in der Regel dreimal durchlaufen.

Das Ergebnis einer MKW-Rechnung mit $q_{top} = 15.5$ m/s und Wind aus NW zeigt Abb. 28. Die Rechnung wurde bei Hochwasser gemacht, die zugrunde liegenden Topographie- und Rauheitsfelder sind in Abb. 25 und 26 zu sehen. Der 'Aufhänger' für die MKW-Rechnung ist der im obigen Punkt 3 genannte 'Ort x' 4 Seemeilen westlich von Hörnum. Wie nicht anders zu erwarten, liefert das MKW-Modell über der offenen See die gleiche Windgeschwindigkeit wie am 'Ort x'. Der Wind über Land ist, wegen des hohen z_0 , erheblich geringer als über See. Über dem Watt sind die Lee-Effekte der 'rauen' Inseln (und auch des Hindenburgdammes) deutlich. Ein Problem sind die Randbedingungen (die nur im Luv-Bereich zum Tragen kommen), z.B. wurde am Modell-Nordrand 'Sylt' eine See-Rauigkeit vorgegeben. Hier hat das Modell noch Verbesserungs-Reserven.

Ein Vergleich der Windfelder von Abb. 28 und 27 erscheint nicht sinnvoll - die horizontalen Skalen und die Physik der Modelle sind zu unterschiedlich. Auffällig sind aber doch die erhöhten BSH-Windgeschwindigkeiten (> 10.6 m/s) um Sylt. Wind-Speeds > 10.5 m/s werden vom MKW-Modell überhaupt nicht geliefert, da der Boden-Wind $q_{bot} = 10.4$ m/s am Aufhängepunkt (Ort x) im Bereich minimaler z_0 (siehe Abb. 26) berechnet wurde: in allen anderen Bereichen ist z_0 höher und damit auch der Speed des Bodenwindes geringer als 10.4 m/s.

Ein Vergleich mit einer Windmessung am GKSS-Meßpfahl in der Mitte des Hörnum Tidebeckens (Position ist in allen Abbildungen dieses Abschnittes eingezeichnet): Am 12. 8. 2002, 16:00 UTC wurde am Meßpfahl in 8 m Höhe über Hochwasser ein Wind-Speed von 12.2 m/s

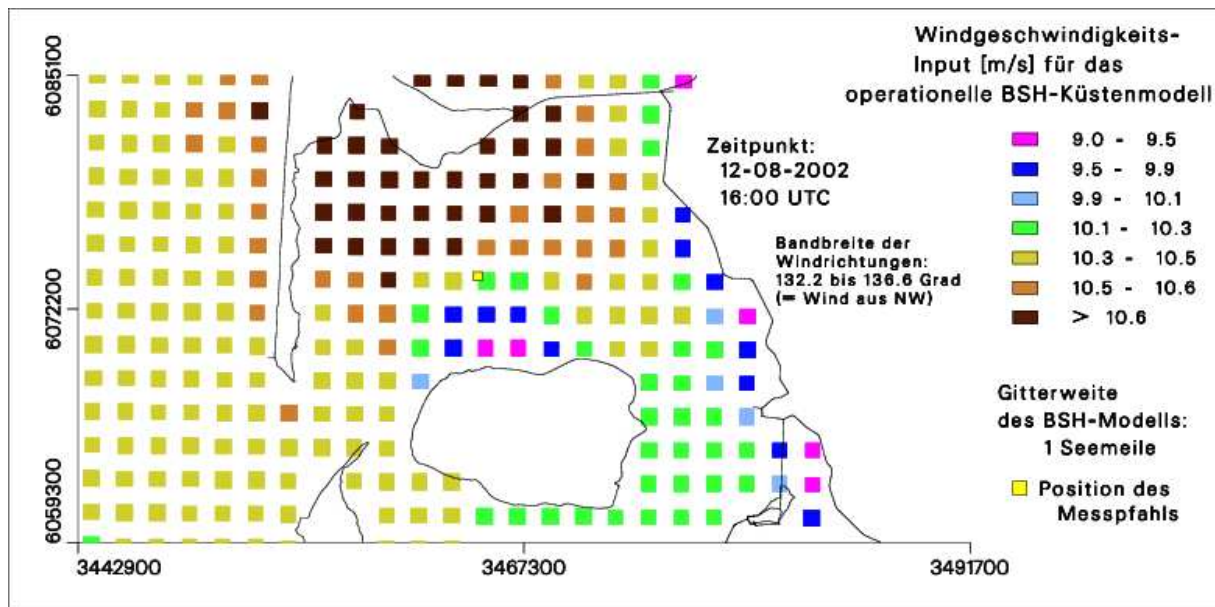


Abbildung 27: Windfeld-Vorhersage des 'Lokalen Modells' des DWD für den 12. August 2002, 16:00 UTC, 10 m über NN. Gitterweite des 'Lokalen Modells': ca. 7 km. Die Daten wurden auf das Gitter (1 Seemeile) des operationellen BSH-Küstenmodells interpoliert. Wind-Daten über Land sind im Datensatz nicht enthalten. Datenquelle: BSH.

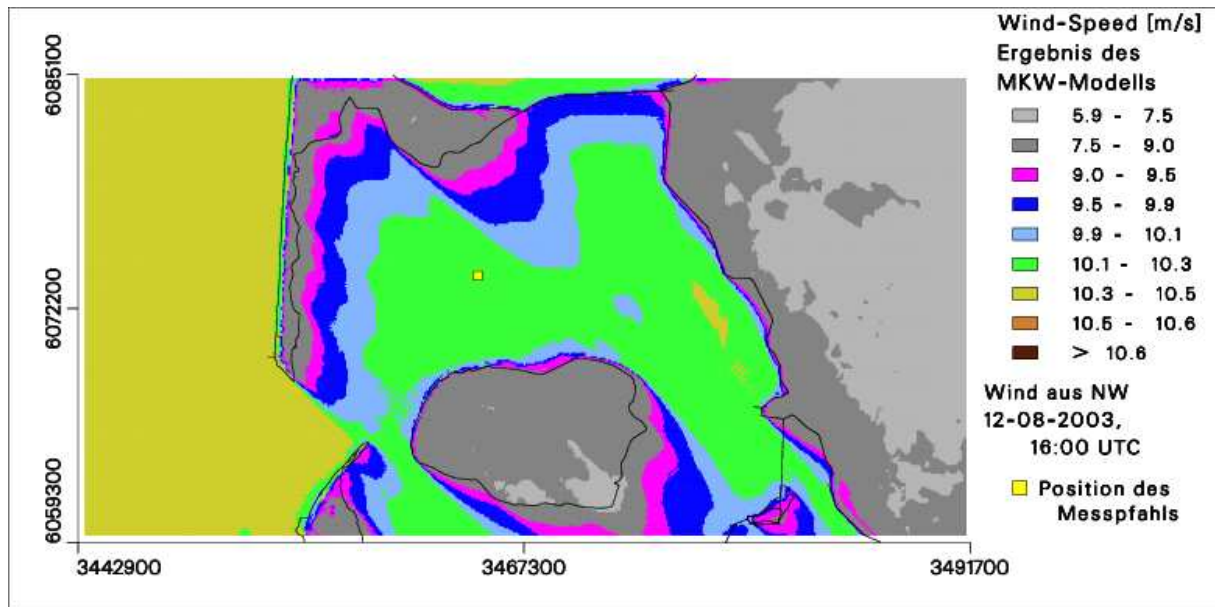


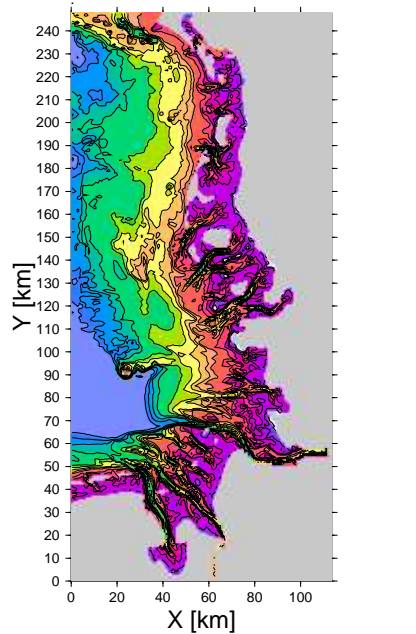
Abbildung 28: Windfeld 10 m über Boden, berechnet vom MKW-Modell. Das Windfeld gilt für den 12. August 2002 (in der Zeichnung fälschlich 2003), 16:00 Uhr UTC. Die Farben für die einzelnen Windgeschwindigkeits-Intervalle sind die gleichen wie in Abbildung 27.

und eine Windrichtung (Wind 'wohin') von 140 Grad gemessen. Im Vergleich dazu sind die Windwerte an der Meßfahl-Position in den Abbildungen 27 und 28 zu gering. Der Grund für die Abweichung: der BSH-Wind (und entsprechend auch der MKW-Wind) ist eine 48-Stunden Vorhersage, Abweichungen vom tatsächlich eintreffenden Wind können durchaus vorkommen.

Eine Validierung der MKW-Modell-Ergebnisse wird in Abschnitt 5.1.2 versucht.

4.3.2 Das Strömungsmodul

800-m-Bathymetry [m]



400-m-Bathymetry [m]

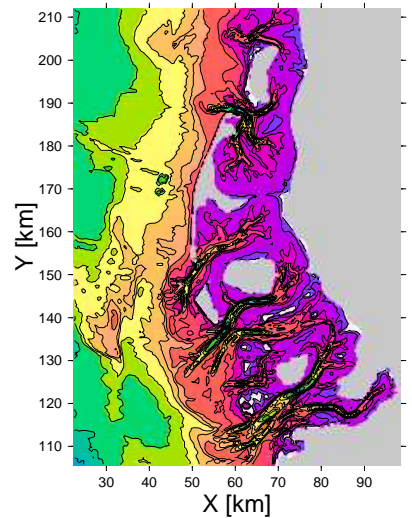
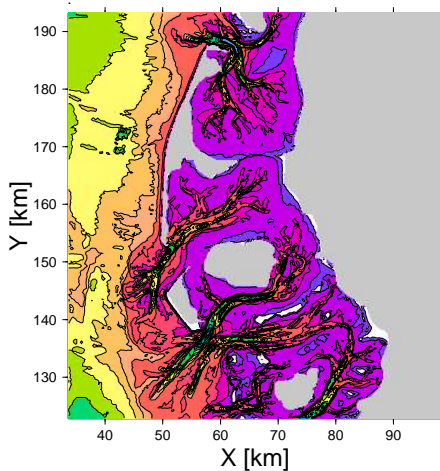


Abbildung 29: Die Gittertopographie in 800 m und 400m Auflösung

200-m-Bathymetry [m]



100-m-Bathymetry [m]

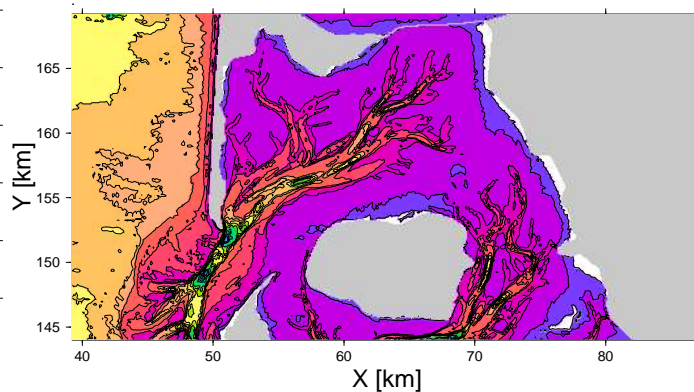


Abbildung 30: Die Gittertopographie in 200 m und 100 m Auflösung

TRIM3D ist ein auf finiten Differenzen basierendes Modell der 3-dimensionalen Navier-Stokes-Gleichungen, beinhaltet also bei Bedarf nicht-hydrostatische Effekte. Wegen der hier benutzten maximalen horizontalen Auflösung von 100 m, die im Vergleich zur Wassertiefe immer noch groß ist, ist ein Verzicht auf diese Effekte zulässig, und das Modell kann im hydrostatischen Mode betrieben werden. Dadurch wird eine Rechenzeitersparnis von ca. 50 % erreicht. Details des Modells sowie einige Validierungsrechnungen finden sich in Casulli & Stelling, 1995.

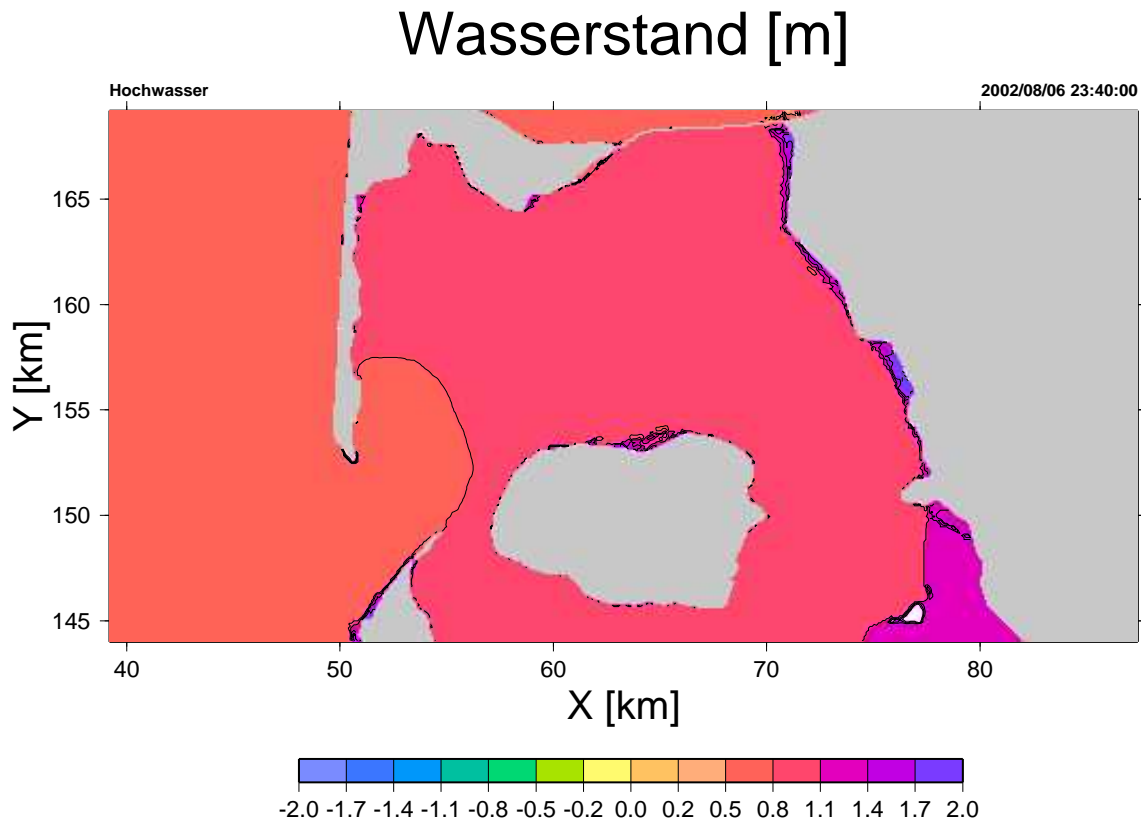


Abbildung 31: Wasserstand auf dem feinsten Gitter am 06.08.2002 zum Zeitpunkt des Hochwassers bei Dagebüll

TRIM3D benötigt als wichtigste Antriebsdaten den Wasserstand auf dem offenen Rand. Hier werden die Ergebnisse des routinemäßig betriebenen 3-dimensionalen Strömungsmodells des BSH aus der Deutschen Bucht genutzt, die eine Auflösung von einer Seemeile haben. Um die Skalendiskrepanz zwischen der größten Auflösung der Antriebsdaten (1800 m) und der feinsten Auflösung des numerischen Gitters (100 m) abzumildern, wurde für diese Anwendung eine Gitterhierarchie von 4 jeweils ineinander genesteten Gittern entworfen, deren Auflösung von Stufe zu Stufe um den Faktor 2 zunimmt (800/400/200/100 m, s. Abb. 29 und 30). Das größte Gitter wird dann direkt mit BSH-Daten betrieben, und alle feineren Gitter erhalten ihre Randwerte vom nächstgrößeren geliefert.

Die Vertikalauflösung beträgt 0.5 m mit Zeitschritten von 300 s, 150 s, 60 s und 30 s, je nach Gitter. Die Simulation wurde auf einem Linux-Cluster mit 8 Prozessoren (Pentium 4, 2.6 MHz) durchgeführt. Die 'turnaround'-Zeit war 3 h CPU für 24 h Realzeit. Dabei ist der Anteil an Kommunikationszeit, die über eine Standard 100 MB/s Leitung erfolgt, mit ca. 40 % zu veranschlagen. Ein TRIM3D Testlauf mit reduzierter Vertikalauflösung im feinsten Gitter

($\Delta_z = 2m$ für $z > -10m$, $\Delta_z = 5m$ für $-10m > z > -20m$, alles Tiefere zu einer Schicht zusammengefasst) benötigte mit den gleichen Zeitschritten etwa die gleiche Rechenzeit auf einem Doppelprozessor-LINUX-PC.

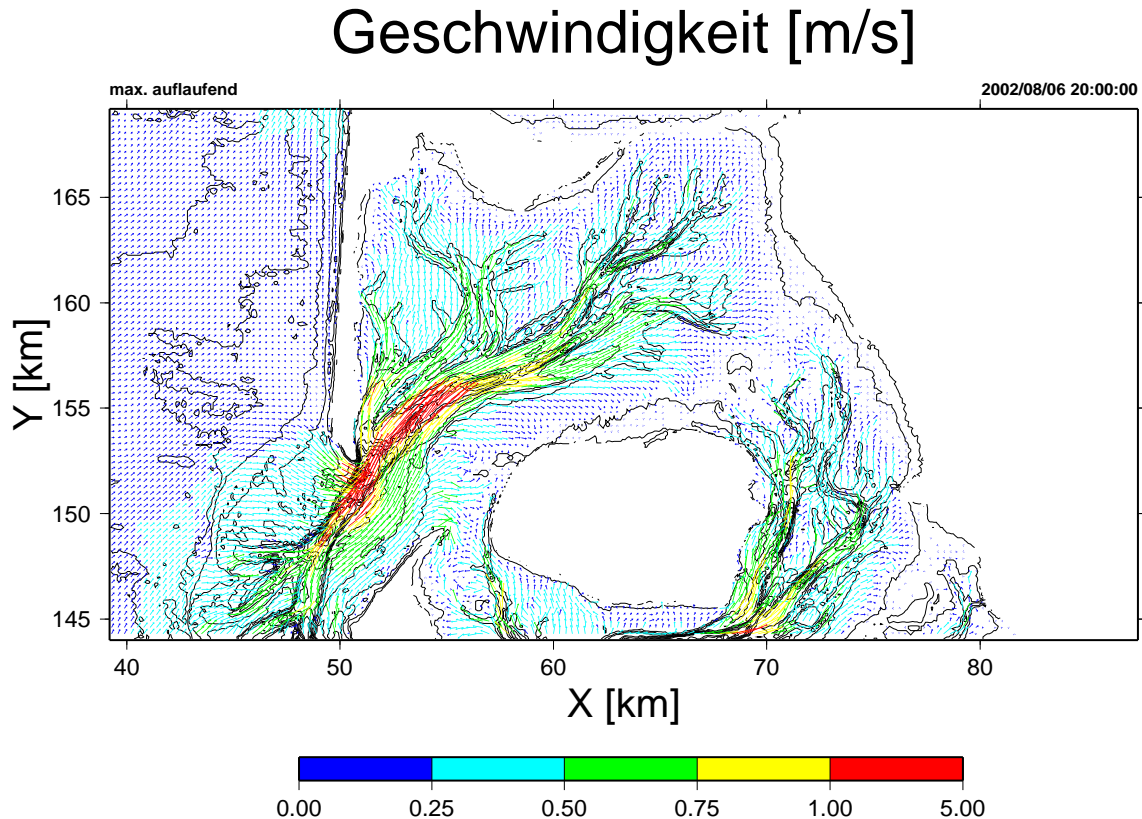


Abbildung 32: Maximaler Flutstrom in der Seegat-Kehle auf dem feinsten Gitter am 06.08.2002

Die Abbildungen 29 und 30 zeigen die Tiefenverteilungen der Gitterhierarchie mit einer einheitlichen Farbskala für die Tiefenwerte.

Im Folgenden werden einige exemplarische Ergebnisse des feinsten Gitters vorgestellt. Der Simulationszeitraum beginnt am 6.8.2002 um 01:00 GMT und endet am 11.8.2002 um 24:00 GMT. Dieser Zeitraum ist repräsentativ für eine ruhige Wetterlage.

Die Abbildung 31 zeigt die Wasserstandsverteilungen bei Hochwasser bei Dagebüll am 6.8.2002.

Die Abbildungen 32 und 33 zeigen oberflächennahe Geschwindigkeitsvektoren zum Zeitpunkt maximal auf- bzw. ablaufendem Wassers in der Seegat-Kehle. Die Vektoren sind gleichzeitig mit dem Betrag der Geschwindigkeit farbkodiert. Die maximal auftretenden Geschwindigkeiten sind etwas größer als 2 m/s und treten zwischen den Auskolkungen des Vortrapptiefs auf.

Die Abbildung 34 und 35 zeigt im Vergleich dazu die sehr niedrigen, aber deutlich von Null verschiedenen Geschwindigkeiten bei Hoch- und Niedrigwasser.

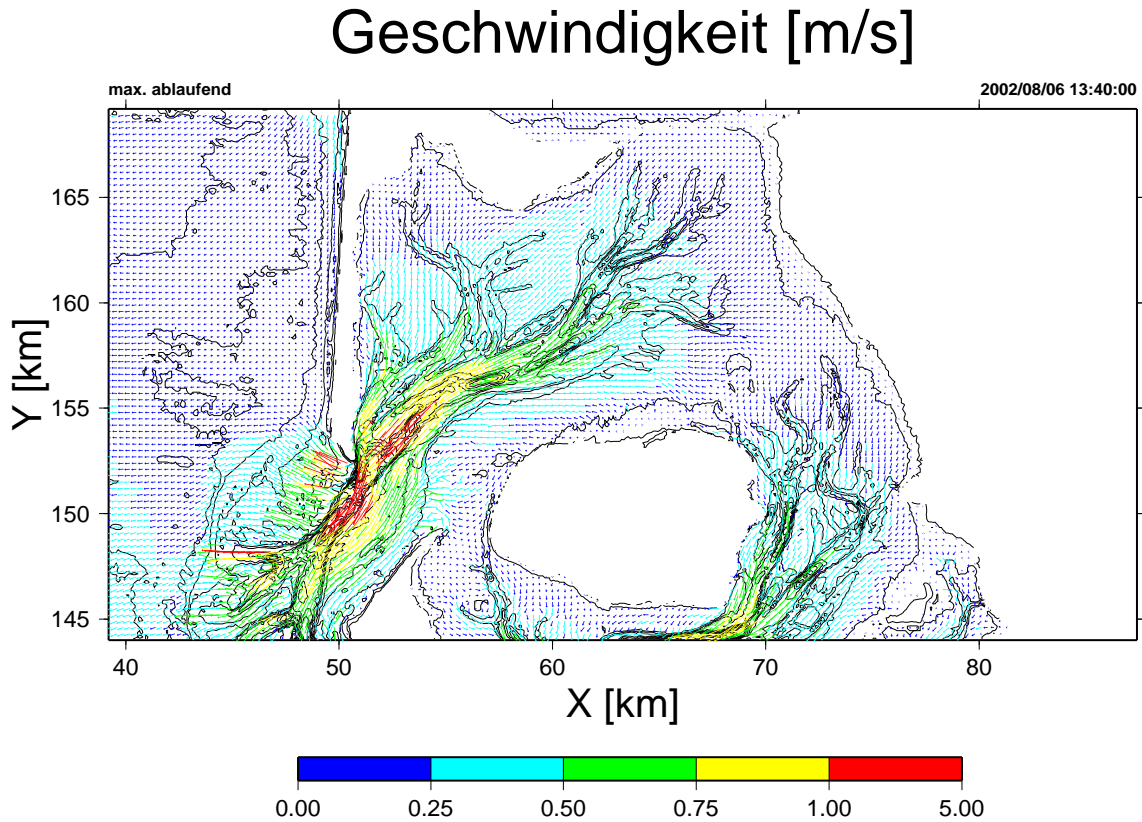


Abbildung 33: Maximaler Ebbstrom in der Seegat-Kehle auf dem feinsten Gitter am 06.08.2002

4.3.3 Das Seegangsmodul

Kurzbeschreibung:

Das k -Modell ist ein diskretes spektrales Modell, das bei GKSS aus dem WAM Modell entwickelt wurde, um den Seegang in topographisch stark strukturierten Küstengewässern zu berechnen (Schneggenburger *et al.*, 2000). Der Seegang wird im Wellenzahl/Richtungsraum (k, θ) berechnet. Die Bilanzgleichung für die zeitliche Evolution der Wirkungsdichte, $N = E/\sigma$, enthält die Advektionsterme im Orts- und Wellenzahlraum. Auf der rechten Seite stehen Quellterme. Die Bilanzgleichung hat die Form:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_x \cdot (\dot{\mathbf{x}}N) + \frac{\partial}{\partial k} \cdot (\dot{k}N) + \frac{\partial}{\partial \theta} \cdot (\dot{\theta}N) = S(N), \quad (1)$$

wobei E und σ Energiedichte und Frequenz bezeichnen. N , E und σ sind Funktionen der Wellenzahlkoordinaten (k, θ) , des Ortes \mathbf{x} und der Zeit t . Ein Punkt über einem Symbol steht für die totale Ableitung nach der Zeit. Die Quellfunktion $S(N)$

$$S(N) = S_{in} + S_{phil} + S_{dis} + S_{bot}, \quad (2)$$

enthält den Reibungsterm S_{bot} , der die Wellendämpfung im Flachwasser beschreibt. S_{in} ist der Snider Windinput, S_{phil} der Philips Windinput und S_{dis} der Dissipationsterm aufgrund

Geschwindigkeit [m/s]

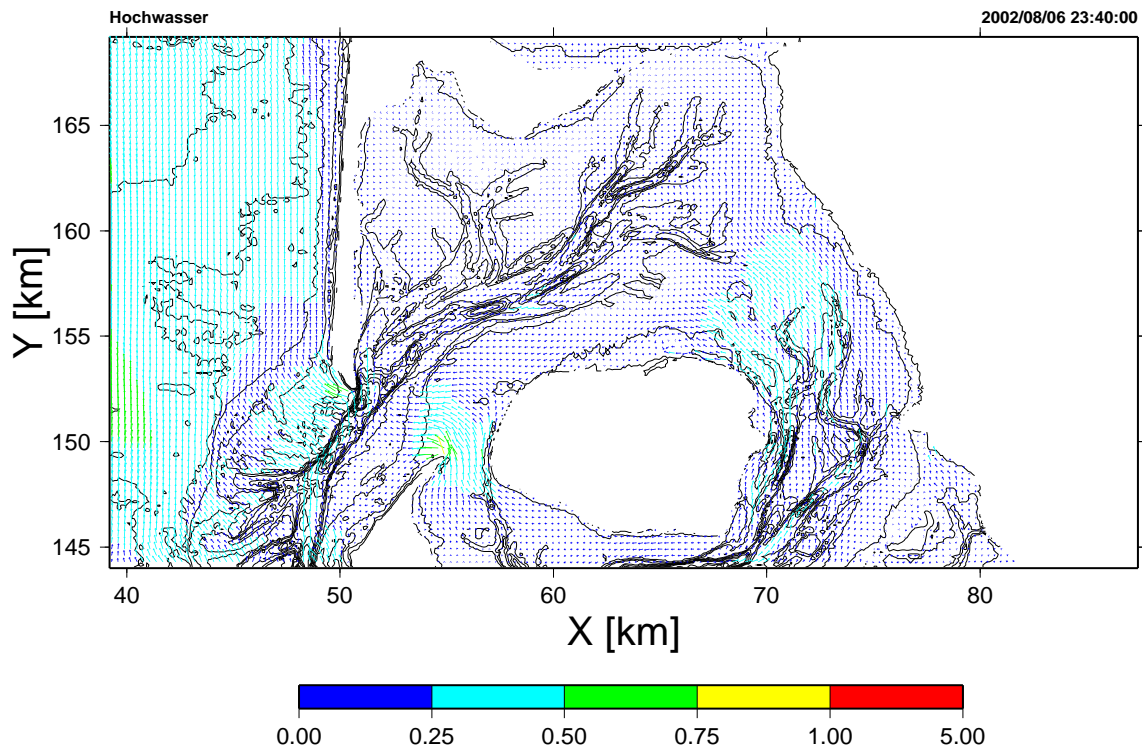


Abbildung 34: Geschwindigkeiten zu Hochwasser bei Dagebüll auf dem feinsten Gitter am 06.08.2002

nichtlinearer Wellenwechselwirkung. Gleichung 1 wird diskret approximiert, wobei der Quellterm semi-implizit und die Advektionsterme auf der linken Seite explizit behandelt werden. Eine ausführliche Beschreibung findet sich in Schneggenburger *et al.*, 2000.

Modellgebiet und Rechenzeiten:

Das Modellgebiet basiert auf der 100 m Topographie des TRIM Modells, siehe Abb. 30, rechts. Unter Benutzung einer LINUX-WORKSTATION braucht das Modell für das gesamte 100 m Modellgebiet (≈ 70000 Punkte) 3 Tage CPU für 1 Tag Realzeit - ein für die Zwecke von BELAWATT inakzeptabler Wert. Um die Zahl der aktiven Punkte zu reduzieren, wurden südliche Wattgebiete, die wenig zum Seegang in Hörnummer Tidebecken beitragen, ausgeblendet. Die südliche Modellgrenze für das k-Modell wurde zwischen Amrum Odde und Föhr (W \leftrightarrow O-Linie) sowie zwischen Föhr und dem Festland (SW \leftrightarrow NO-Linie) gezogen. Anstelle des 100 m Gitters wurde ein 400 m Gitter verwendet. Durch die letztere Maßnahme reduzierte sich die CPU-Zeit um den Faktor $dx*dy*dt=4*4*3=48$: Die Rechenzeit sank auf rund 1 Stunde CPU für 1 Tag Realzeit. Jeweils 16 Gitterzellen der 100 m Topographie wurden für die 400 m Topographie zusammengefasst. Abb. 36 zeigt die beiden Topographien. Input-Daten für das Modell sind

- (1) Topographie
- (2) Aktuelle Wasserstände und Strömungsgeschwindigkeiten aus dem TRIM-Modell. Diese Daten werden alle 20 Minuten eingelesen (jeweils von 100 m auf 400 m gemittelt).

Geschwindigkeit [m/s]

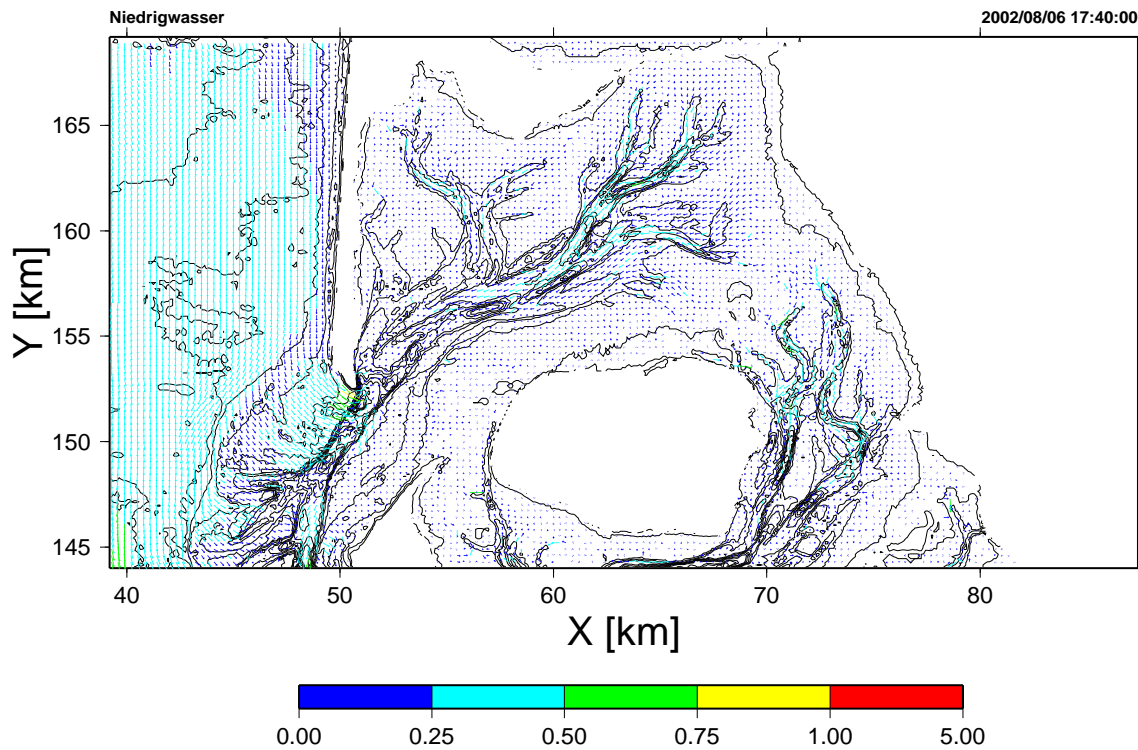


Abbildung 35: Geschwindigkeiten zu Niedrigwasser bei Dagebüll auf dem feinsten Gitter am 06.08.2002

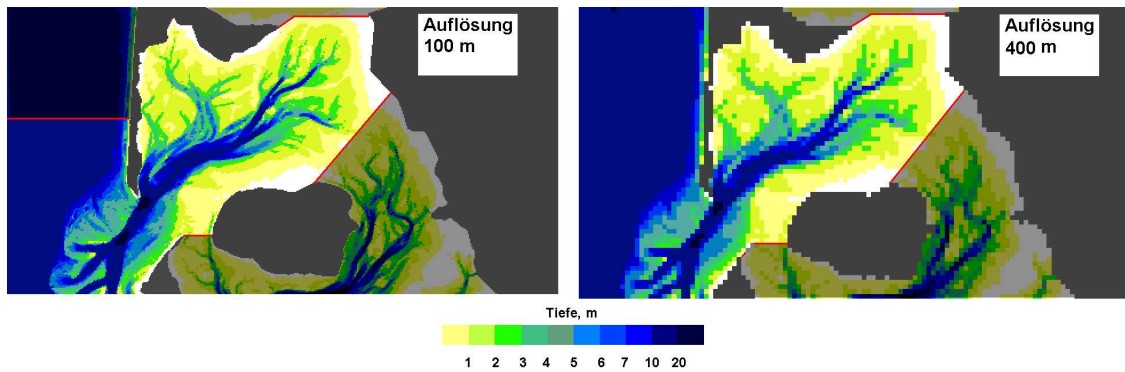


Abbildung 36: Modelltopographien in 100 m und 400 m Auflösung. Aus Rechenzeitgründen ist die NW-Ecke im 100 m Gitter ausgeblendet - der Seegang aus diesem Bereich trägt nur marginal zum Seegang im Hörnum-Becken bei.

- (3) Wellenspektren (aus dem HIPOCAS-Modell) auf den offenen Grenzen. Die Wellenspektren stehen alle 3 Stunden zur Verfügung.
- (4) Stündlicher Wind aus dem MKW-Modell.

Als ein "typisches" Seegangs-Ergebnis im Hörnum-Becken zeigt Abb. 37 die signifikante Wellenhöhe H_s bei ablandigem Wind aus Nordost. Der Seegang entwickelt sich "vom Land ins

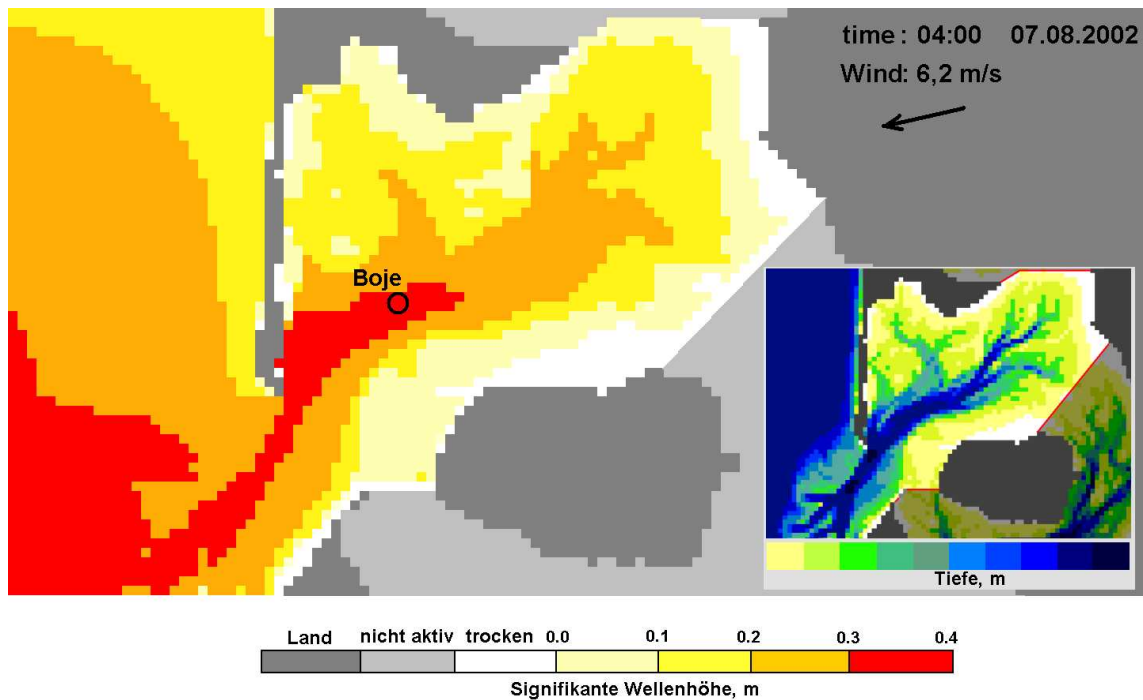


Abbildung 37: Modellierte signifikante Wellenhöhe. Zum Vergleich im rechten Bildteil die 400 m Topographie des Gebietes. Windsituation: Wind aus NE mit 6.2 m/s.

Meer". In den tiefen Rinnen kann sich der Seegang gut entwickeln, weil dort die Dissipation der Seegangenergie durch den Boden gering ist. Im Gegensatz dazu wird auf den Wattflächen die Wellenhöhe durch Dissipation gedämpft.

Für die spätere Berechnung der Boden-Schubspannungen werden die Seegangs-Ergebnisse des 400 m Gitters auf des 100 m Gitter inter- und extrapoliert, siehe Abschnitt 10.

4.3.3.1 Vergleich 100 m und 400 m Auflösung Um die geringen Unterschiede zwischen den 100 m Ergebnissen und den 400 m Ergebnissen zu dokumentieren, wurden Vergleichsrechnungen auf identischen Lösungsgebieten durchgeführt, siehe Abb. 38.

In Abb. 38 werden die Seegangs-Ergebnisse eines Modelllaufes dargestellt. Für diesen Modelllauf waren alle Inputwerte konstant: Wasserstand = NN-0.97 m, der Westwind (meteo.) mit 15 m/s, keine Strömungen. Am Westrand wurde Seegang = 0 vorgegeben. Diese Inputdaten wurde ausgewählt, damit die Unterschiede der gerechneten Seegangfelder nur auf die Unterschiede in den Topographien zurückgeführt werden können. Bei diesem Lauf haben mehr als 7500 Punkte im 100 m Gitter Wassertiefen von weniger als 1 m. Nach 3 Stunden Modellzeit war der Seegang in beiden Modell-Gittern stationär. Abb. 38 zeigt die Wassertiefe, signifikante Wellenhöhe, T_{m2} Periode und mittlere Richtung des Seegangs. Abb. 39 zeigt die jeweiligen Differenzen zwischen 100 m und 400 m Gitter für H_s und T_{m2} . Verglichen wird ein Wert im 400 m Gitter mit den entsprechenden $4 \times 4 = 16$ Werten im 100 m Gitter. Im Mittel sind die H_s im 400 m Gitter höher als im 100 m Gitter. Diese Unterschiede sind auf die gemittelte 400 m Topographie zurückzuführen, in der kleine Bänke und schmale Rinnen geglättet sind: im 400m Gitter ist im Mittel mehr Wasser über den Bänken, und der Seegang wird weniger gedämpft.

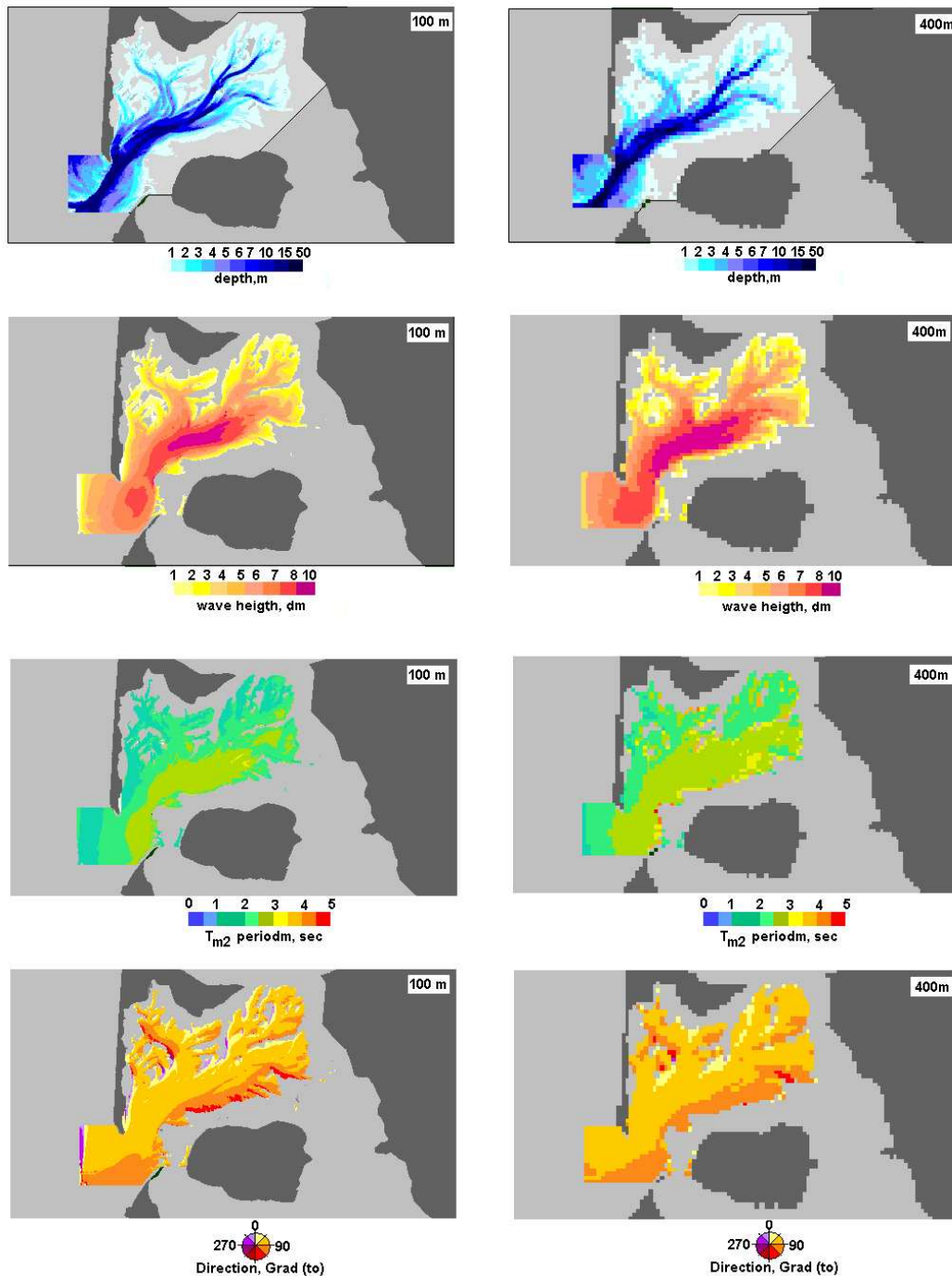


Abbildung 38: Von oben nach unten: Wassertiefe H , signifikante Wellenhöhe H_s , mittlere Periode T_{m2} und mittlere Richtung θ , links für das 100m Gitter, rechts für das 400 m Gitter. Wasserstand = NN-0.97 m, Strömung = 0, Wind aus Westen mit 15 m/s, Seegangsfeld ist stationär.

Das „schachbrettartige“ Muster (zu sehen vor allem im linken oberen Plot von Abb. 39) ist auf die Zuordnung eines 400m Gitterwertes zu den jeweils zugehörigen 16 einzelnen Werten des 100 m Gitters zurückzuführen (das heisst: jede der 16 Zellen erhält den gleichen 400m-

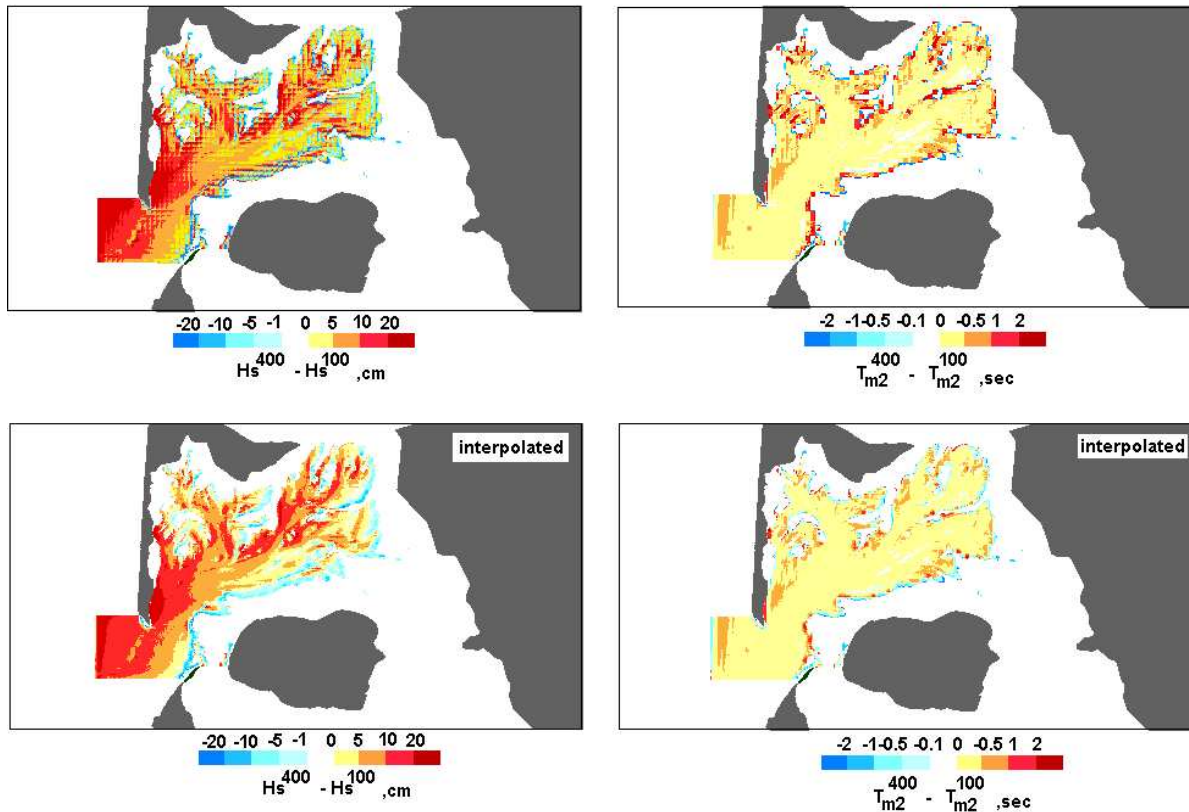


Abbildung 39: Differenzplots "400 m Gitter minus 100 m Gitter", dargestellt im 100 m Gitter. Obere Plots: signifikante Wellenhöhen H_s und mittlere Perioden T_{m2} , wobei jeweils 16 einzelne Werte des 100 m Gitters mit dem entsprechenden einen Wert des 400 m Gitters verglichen werden. Untere Plots: dito, nur diesmal sind vor der Differenzbildung die Ergebnisse des 400 m Modellauflaufs linear im 100 m Gitter interpoliert.

Wert). Zumeist gibt es einen räumlichen Gradienten in den Seegangdaten, was dazu führt, dass die Differenz der Seegang-Ergebnisse innerhalb einer 400m Gitterzelle sowohl negativ ($H_s(400) < H_s(100)$, blau) als auch positiv ($H_s(400) > H_s(100)$, rot) sein kann. Dieser Effekt kann ausgeschaltet werden, falls man eine geeignete Skalierungs- oder Interpolationsmethode verwendet, um die 400 m Gitterwerte möglichst korrekt mit den Werten des 100m Gitters zu vergleichen. Die einfachste Methode ist die Glättung der ins 100 m Gitter übergebenen 400 m Gitterwerte (es wird der 400 m Wert gesetzt in die fiktive Mitte der 16 entsprechenden Zellen des 100 m Gitters) durch eine lineare Interpolation im 100 m Gitter. In Abb. 39 unten sind die Vergleiche der interpolierten 400m Gitterwerte mit den 100 m Gitterwerten dargestellt. Man sieht, dass durch die Interpolation das „schachbrettartige“ Muster verschwunden ist.

Abb. 40 (links oben) zeigt den Scatterplotvergleich aller nassen Punkte für Wellenhöhe H_s (H_s des 400 m Gitters sind *nicht* interpoliert, im Plot sind H_s unter 0.05 m auf Null gesetzt), Abb. 40 (links unten) zeigt die mittlere Abweichung zwischen H_s für 100 m und 400 m Gitter für unterschiedliche Tiefenbereiche. Es handelt sich hier um den Vergleich der in Abb. 38 gezeigten Wellenhöhen. Die Korrelation der Wellenhöhen beträgt $R=0.89$ (siehe Legende).

In der Abbildung 40 (links oben) sieht man:

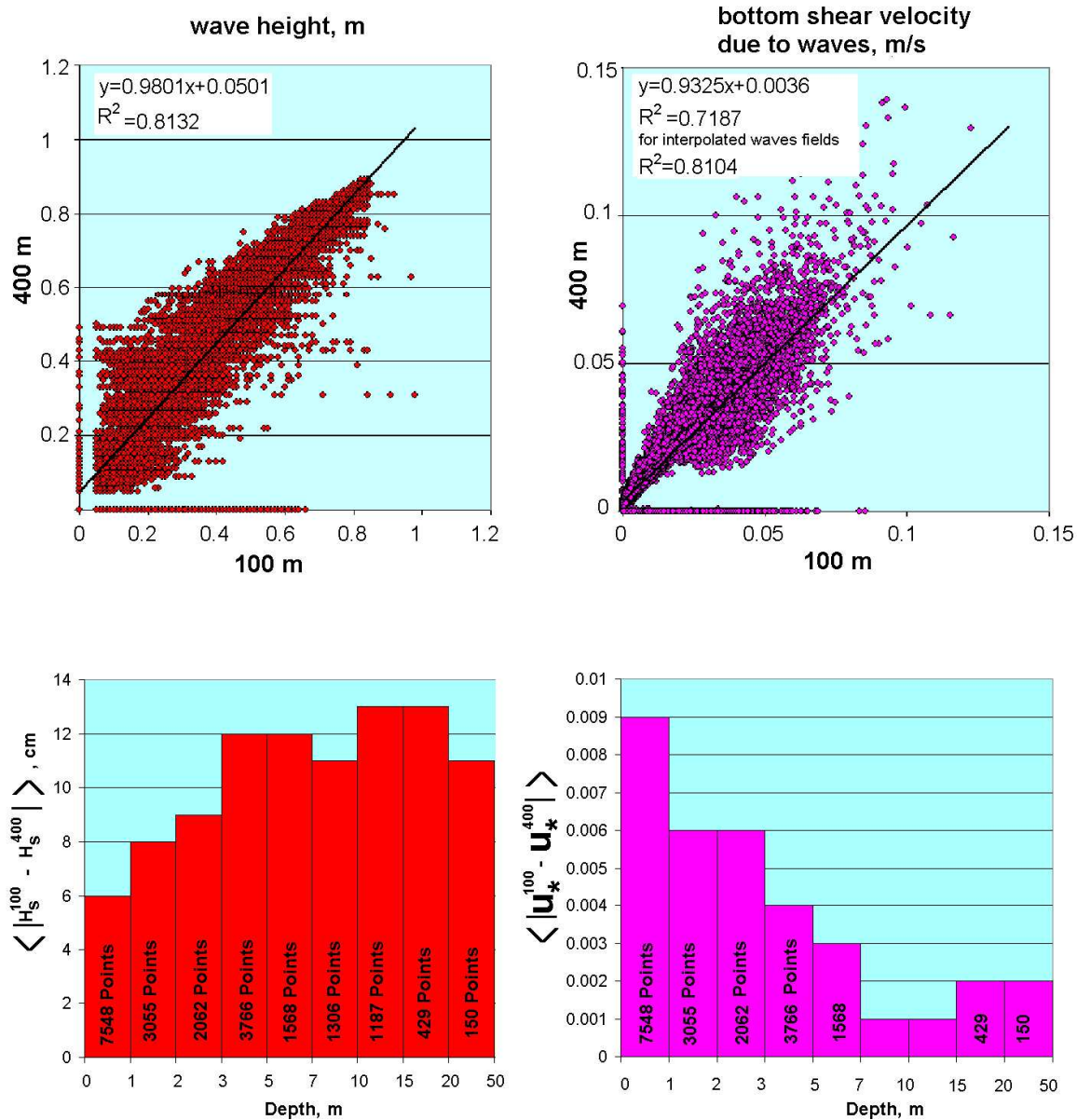


Abbildung 40: Oben: Scatterplots Wellenhöhe und Schubspannungsgeschwindigkeit u_* . Im Plot links oben wird immer 1 H_s -Wert des 400 m Gitters verglichen mit 16 einzelnen H_s -Werten des 100 m Gitters. Für den Scatterplot der u_* (rechts oben) passiert prinzipiell das gleiche, nur werden aus einem H_s und einem T_{m2} des 400 m Gitters 16 verschieden u_* berechnet dadurch, dass die 16 Wassertiefen der 100 m Topographie für die Rechnung verwendet werden. Unten: Mittlere Abweichung für Wellenhöhe und Schubspannungsgeschwindigkeit. Die Zahlen in den einzelnen Säulen bezeichnen die Anzahl der nassen Punkte pro Tiefenbereich.

1. auf der X-Achse die Punkte, die im 100 m Gitter nass, im 400 m Gitter jedoch trocken-gefallen sind,

2. auf der Y-Achse die Punkte, die im 100 m Gitter den Wert Null (bzw. $H_s < 0.05m$) haben, im 400 m Gitter aber Werte $> 0.05m$, was auf die unterschiedlichen Fetch-Längen und Tiefen zurückzuführen ist,
3. die sichtbare Diskretisierung (Ansammlung in horizontalen Reihen) ergibt sich aus der Zuordnung von jeweils 16 Werten des 100 m Gitters zu einem 400 m Gitterwert.

Um zu sehen, wie stark sich die Wellenhöhen, berechnet im 100 m und im 400 m Gitter, für verschiedene Wassertiefen voneinander unterscheiden, wurde in Abb. 40 links unten die mittleren Beträge der Abweichungen zwischen $H_s(100m)$ und $H_s(400m)$ dargestellt. Hierfür wurden folgende Tiefenbereiche ausgewählt: 0-1, 1-2, 2-3, 3-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-50 Meter. Interessant ist, dass die geringsten H_s -Abweichungen bei kleiner Wassertiefe, also über den Wattflächen auftreten. Dieser Effekt ist darauf zurückzuführen, dass (a) in diesen Tiefenbereichen (0-1 m) die Differenzen zwischen den 100 m und 400 m Topographien minimal sind: der Boden ist flach, und es treten kaum Bodengradienten auf, und dass (b) die Wellenhöhen über flachem Wasser sowieso geringer sind als über tiefem Wasser.

4.3.3.2 Bodenschubspannung Das gekoppelte Model muss als Output den Bodenstress erzeugen, um die Belastung des Bodens im Wattgebiet berechnen zu können. Deshalb wurde abgeschätzt, wie stark sich die Bathymetrieunterschiede in den 100 m und 400 m Gittern auf die Schubspannungsgeschwindigkeit, die durch Seegang erzeugt wird, auswirken. Die Schubspannungsgeschwindigkeit ist $u_* = \sqrt{\tau_w/\rho}$ (ρ = Dichte des Wassers), wobei τ_w , die Boden-Schubspannung durch Seegang, so berechnet wird wie in Abschnitt 6.4.3 angegeben.

Abb. 40 (rechte Seite) zeigt oben den Scatterplot für die Schubspannungsgeschwindigkeiten u_* . Gegeneinander aufgetragen sind die u_* des 400 m Gitters (berechnet mit den originalen, d.h. nicht interpolierten H_s und T_{m2} , feingerastert auf das 100 m Gitter) gegen die u_* des 100 m Gitters. Die Korrelation dieser beiden u_* ist $R = 0.84$. Verwendet man anstelle der originalen H_s und T_{m2} des 400 m Gitters die auf das 100 m Gitter interpolierten H_s und T_{m2} , so ist die Korrelation mit $R(\text{interpoliert}) = 0.89$ besser.

Die Abb. 40 rechts unten zeigt die mittlere absolute Differenz der u_* des 100 m und des 400 m Gitters. Diese Differenz ist größer in flachem Wasser, weil der Seegang in den flachen Bereichen stark zum Boden durchgreifen kann (u_* ist der Orbitalgeschwindigkeit der Wellen am Boden proportional). Trotzdem liegt die größte Differenz (im Bereich 0-1 m) unter dem Wert 0.009 m/s. Anzumerken ist, dass dieser Wert geringer ist als $u_{*crit} = 0.0099$ m/s, einem bei GKSS verwendeten kritischen u_* für den Beginn der Sedimentation bei Schwebstoffmodellierung. Ein u_* von 0.009 m/s entspricht einem τ von 0.08 N/m^2 . Im Vergleich dazu liegen die vom Seegang über Wattflächen (für gleiche Wassertiefe und gleiche Windgeschwindigkeit) erzeugten Bodenschubspannungen bei über 1 N/m^2 (Eppel & Riethmüller, 2003). Ein Fehler von 10 % in der Boden-Schubspannung wird für das Erreichen der BELAWATT-Ziele als unkritisch angesehen - ohnehin ist für BELAWATT nicht die Höhe der Schubspannungen, sondern deren räumliche Verteilung im Tidebecken maßgebend.

Eine Rechnung mit einem Wasserstand von NN+1 m zeigt ähnliche Ergebnisse wie die oben gezeigten Resultate für den Wasserstand NN-0.97 m.

4.3.3.3 „Radiation Stress“ Der Einfluss von Strömung und Wasserstand auf den Seegang besteht darin, dass (a) die Seegangsperiode durch die Strömung modifiziert wird (Abschnitt 5.3.3), und (b) der Seegang in Abhängigkeit von der Wassertiefe mehr oder weniger stark gedämpft wird. Dieses ist der Kopplungsteil Strömungsmodell → Seegangsmodell.

Andererseits kann ein Teil der Seegangsenergie mittels des Radiationstresses an die Strömung übergeben werden. Dieser Effekt kann beispielsweise beim Einlaufen des Seeganges ins Flachwasser, wo durch verstärkte Bodenreibung den Wellen Energie entzogen wird, zur Entstehung zusätzlichen Strömung führen (longshore current). Diese Wirkung des Seegangs kann die Strömungs- und Wasserstandsfelder verändern und dadurch den Seegang selbst, weil im Flachwasser der Seegang sehr empfindlich auf Änderungen dieser Parameter reagiert.

Die Flachwassergleichung mit „Radiation Stress“ lauten:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + f \cdot V + g \frac{\partial \eta}{\partial x} &= A_h \Delta_h^2 U + \frac{1}{H} (\tau_{wx} - \tau_{bx}) - \frac{1}{H} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} - f \cdot U + g \frac{\partial \eta}{\partial y} &= A_h \Delta_h^2 V + \frac{1}{H} (\tau_{wy} - \tau_{by}) - \frac{1}{H} \left(\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

Dabei sind U , V die tiefengemittelten Geschwindigkeitskomponenten, η ist der Wasserstand, $H = h + \eta$ ist die Wassertiefe, τ_w und τ_b bezeichnen die Schubspannungen an der Wasseroberfläche und am Boden, und

$$\mathbf{S} = \begin{Bmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{yx} & S_{yy} \end{Bmatrix} \quad (4)$$

ist der Spannungstensor, hervorgerufen durch den Seegang. Die Komponenten von \mathbf{S} werden nach Yamaguchi, 1988 berechnet:

$$\begin{aligned} S_{xx} &= g \int_0^{2\pi} d\theta \int_0^1 df \left[n \cdot \cos^2 \theta + \left(n - \frac{1}{2} \right) \right] E(\theta, f) \\ S_{xy} = S_{yx} &= g \int_0^{2\pi} d\theta \int_0^1 df n \cdot \cos \theta \sin \theta E(\theta, f) \\ S_{yy} &= g \int_0^{2\pi} d\theta \int_0^1 df \left[n \cdot \sin^2 \theta + \left(n - \frac{1}{2} \right) \right] E(\theta, f) . \end{aligned} \quad (5)$$

Der Winkel θ ist der Winkel zwischen der Laufrichtung des Seeganges und der nach Osten gerichteten x-Achse; n ist das Verhältnis zwischen Gruppen- und Phasengeschwindigkeit:

$$n = \frac{c_g}{c} = \frac{k}{2\pi f} = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kH}{\sinh(2kH)} \right) \quad (6)$$

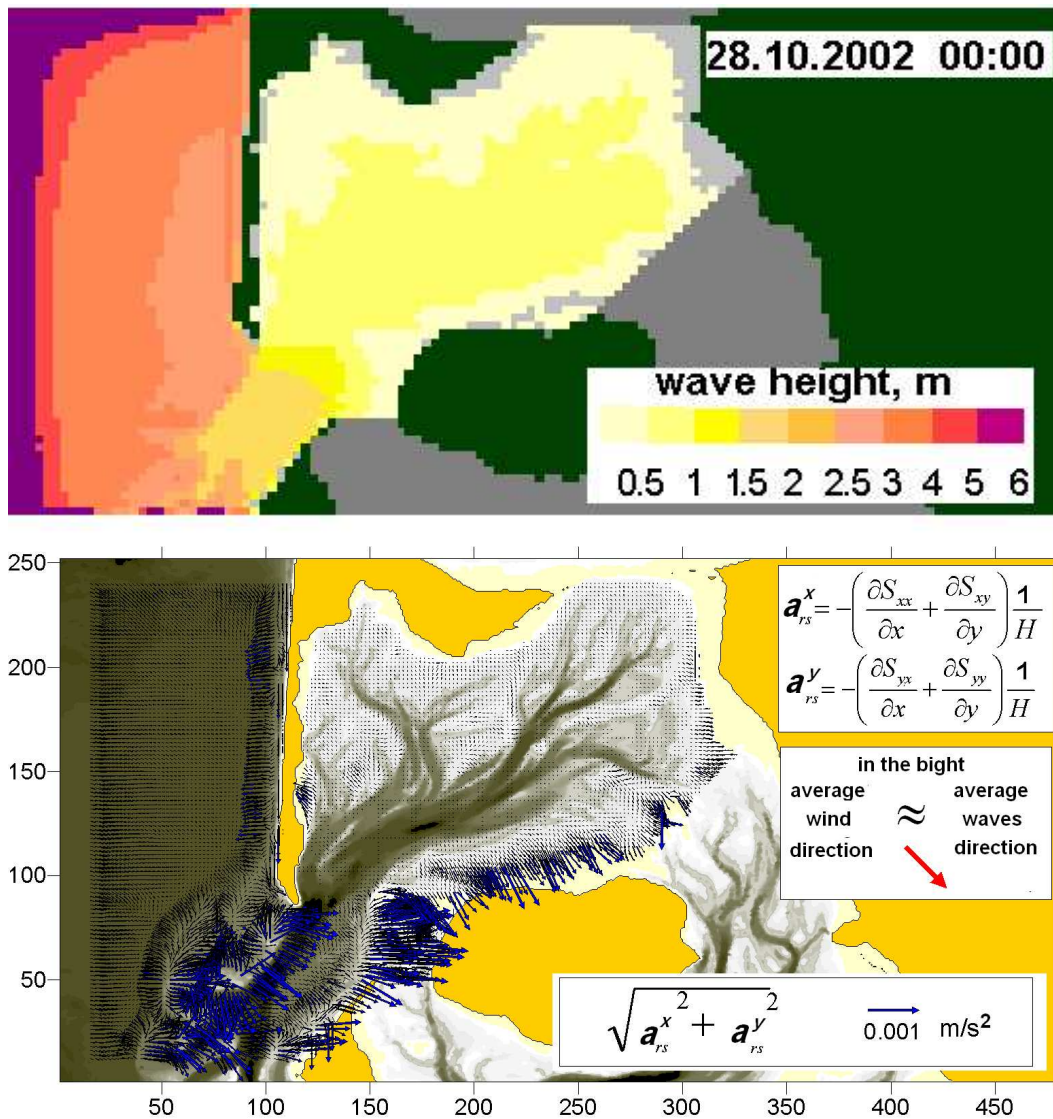


Abbildung 41: Signifikante Wellenhöhen H_s (oben) und entsprechende, durch den „Radiation Stress“ erzeugte Strömungsbeschleunigungen (unten, die Topographie ist grau unterlegt).

$E(\theta, f)$ ist das vom Seegangmodell berechnete Energiespektrum im Richtungs- und Frequenzraum (das Intervall $\theta \in [0, 2\pi]$ ist in 12 Sektoren aufgeteilt, und das Frequenzintervall $f \in [0 \text{ Hz}, 1 \text{ Hz}]$ ist durch 25 Stützstellen diskretisiert).

In das 2D Strömungsmodell wird der „Radiation Stress“ von Zeitschritt zu Zeitschritt wie folgt übergeben:

$$\Delta U = -\frac{\Delta t}{H} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) \quad \Delta V = -\frac{\Delta t}{H} \left(\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) . \quad (7)$$

Ergebnisse

Um den Einfluss des Radiation Stress auf die Strömung zu bestimmen, wurde ein Starkwind-

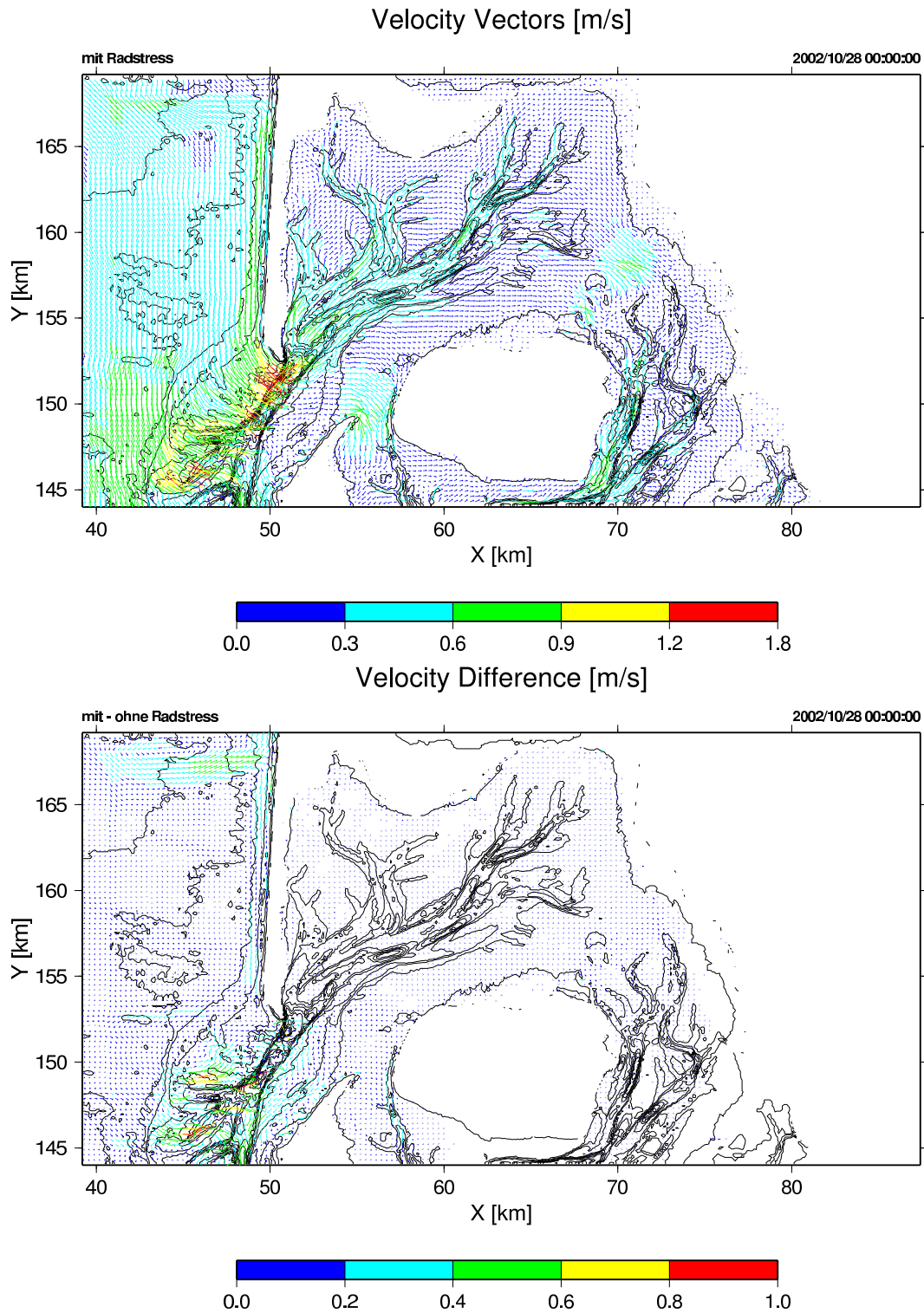


Abbildung 42: Strömungsfeld mit Seegangswechselwirkung (oben) und Differenzfeld "mit" minus "ohne" Seegangswechselwirkung (unten).

Ereignis am 28. 10. 2002 simuliert - einmal mit den durch den Radiation Stress verursachten Beschleunigungen, einmal ohne.

In Abb. 41 oben wird die von k-Model berechnete signifikante Wellenhöhe am 28.10.2002 00:00 UTC (Peak des Sturmes) dargestellt. Unten wird die durch den „Radiation Stress“ erzeugte Strömungsbeschleunigung gezeigt. Die Auswirkung des Radiation Stresses zeigt sich (a) über den Bänken des Ebbdeltas vor dem Seegat, wo der von der See kommende „äußere“ Seegang durch die starken Bodengradienten gedämpft wird (die Tiefe ändert sich auf einer Strecke von etwa 3 km von etwa 7 m auf 2 m, und die Wellenhöhe erniedrigt sich von etwa 4 m auf 1 m), (b) an der Seeküste von Sylt, und (c) an der südlichen Uferlinie des Hörnum Beckens, wo durch den Wind erzeugter „innerer“ Seegang (Windrichtung von Nord-West) am Strand zerfällt.

Abb. 42 präsentiert die Änderungen im Strömungsfeld, die durch Berücksichtigung des Radiation Stress entstehen. Man sieht deutlich den „longshore current“ - Küstenstrom, der durch den Radiation Stress erzeugt wird. Die stärksten Änderungen der Strömungen sind über dem Ebbdelta zu sehen, wo die Wassertiefe geringer wird. Im nord-westlichen Modellbereich sieht man allerdings eine Struktur am Rand, die damit verbunden ist, dass das Strömungsmodell im nächst-größeren Gitter (womit die Randwerte (Wasserstände) für unser Gitter erzeugt werden) keinen Radiation Stress berücksichtigt. Damit haben die Punkte südlich des Randes eine Beschleunigung durch den Radiation Stress, die Punkte nördlich des Randes aber nicht. Dieser Effekt zeigt sich nur sehr kurzfristig bei starkem Seegang und kann in Zukunft numerisch gelöst werden.

Der Vergleich mit Resultaten anderer Untersuchungen zeigt, dass die Größenordnung der Auswirkung des Radiation Stress auf die Strömungsdynamik richtig berechnet wurde. Die Ergebnisse der Untersuchungen und Berechnungen des Radiation Stress für den Bodensee (GKSS, 1993) zeigen, dass ein Seegang von 1 m Wellenhöhe in einer offenen Bucht eine zusätzliche Strömung (longshore current) um 10 - 20 cm/s erzeugt. Die Abb. 42 zeigt, dass der gerechnete Seegang an der Nordseeküste von Sylt (Wellenhöhe 2 - 3 m) eine zusätzliche Strömung von 20 - 30 cm/s erzeugt.

Abb. 43 zeigt, dass die seegangs-induzierte Wasserstands-Änderung 15 bis 25 cm betragen kann. Dieser Effekt kann mit den zusätzlichen, durch Radiation Stress erzeugten Strömungen im Seegat erklärt werden: es kommt mehr Wasser in das Becken mit der Flut, und mit der Ebbe fließt weniger Wasser heraus.

Die Ergebnisse zeigen, dass der Radiation Stress eine starke Auswirkung auf die Strömungsdynamik haben kann. In den Wattgebieten kann der Radiation Stress bei Sturm erhöhte Wasserstände erzeugen. Das zeigt, dass der Radiation Stress bei entsprechender Fragestellung im Modellsystem zu berücksichtigen ist.

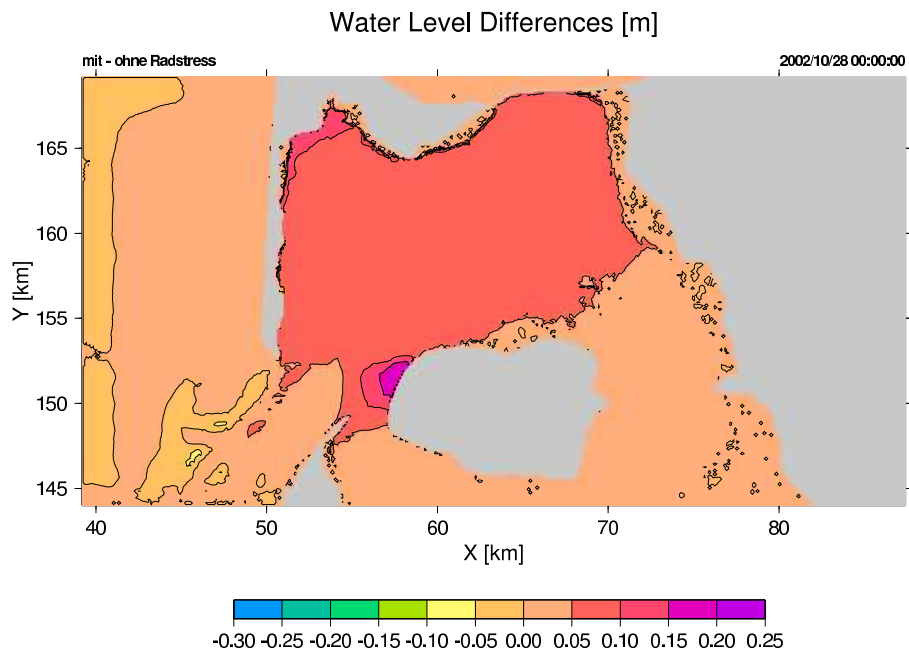
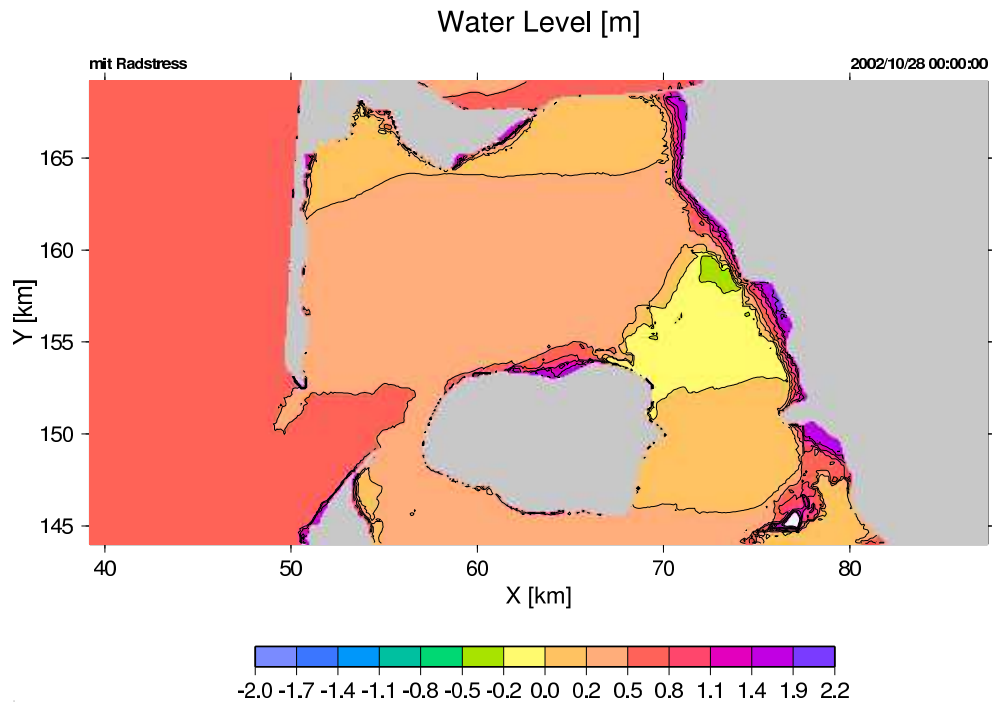


Abbildung 43: Wasserstand berechnet mit Seegangswchselwirkung (oben) und Wasserstands-
differenz "mit" minus "ohne" Seegangswchselwirkung (unten).

5 Modell-Validierung

5.1 Wind

5.1.1 DWD-Vorhersagewind

Wie in Abschnitt 4.2 bereits gesagt, wird in MOPS der gleiche Wind verwendet wie im operationellen BSH-Zirkulationsmodell. Dieser Wind ist ein Prognose-Wind des DWD. Im Zentralgebiet (100 m Gitterweite, Abb. 30, rechtes Bild) wird der DWD-Wind noch vom MKW-Modell manipuliert (siehe Abschnitt 5.1.2).

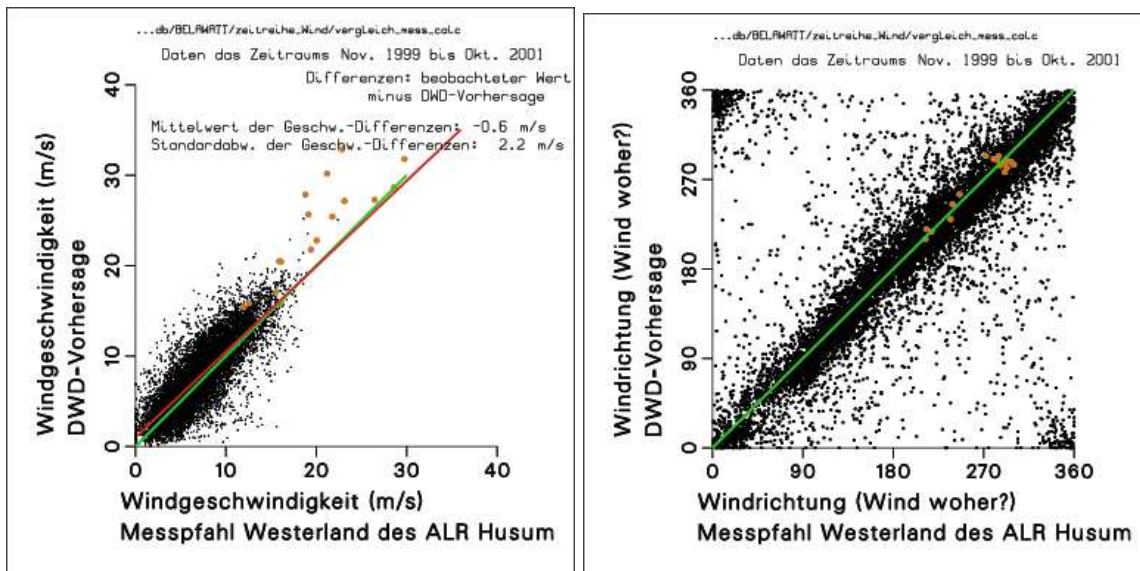


Abbildung 44: Vergleich gemessener mittlerer Windgeschwindigkeits-Daten mit Vorhersagedaten des DWD. Die Wind-Messdaten stammen vom Messpfahl Westerland des ALR Husum. Links der Betrag der Windgeschwindigkeit, rechts die meteorologische Windrichtung (Wind woher?). Auf den Achsen im rechten Plot ist der nautische Winkel aufgetragen. Es werden die Daten zur vollen Stunde miteinander verglichen - in diesem Zeitraster liegt der DWD-Prognosewind vor. Die grün eingezeichnete Gerade ist die 45°-Gerade, die rote Gerade ist die Regression. Im Richtungs-Plot ist keine Regression eingezeichnet, da die Punkthaufen in den Ecken links oben und rechts unten die Steigung der Regression „fälschlich“ verkleinern (es wurde darauf verzichtet, die Punkthaufen in den Ecken um 360 Grad zu verschieben). Die dicken Punkte in dunkel-orange sind aus dem Anatol-Zeitraum vom 3. 12. 1999 12:00 MEZ bis 4. 12. 1999 05:00 MEZ. Der Anatol-Zeitraum wird bei den Seegangsdaten gesondert betrachtet, daher auch hier die Hervorhebung der Winddaten während Anatol. Wie in Abschnitt 4.2 ausgeführt, sind die Prognose-Daten während Anatol so weit daneben, dass sie durch Messdaten des Seewetterdienstes Hamburg (sog. Stundenwind) ersetzt wurden. In den obigen Diagrammen sind also für die Anatol-Zeit nicht der DWD-Prognosewind eingetragen, sondern stattdessen der gemessene Stundenwind des Seewetterdienstes Hamburg. Die Frage ist dann: wieso weichen die Messdaten „Stundenwind“ so stark ab von den Messdaten des Pfahls Westerland? Eine mögliche Erklärung: Während der Anatol Windspitze um 18:00 MEZ am 3. 12. 1999 gab es auf ganz Sylt einen Stromausfall. Vor dem Stromausfall lagen Stundenwind und Pfahlmessung Westerland noch gut übereinander. Nach dem Stromausfall von etwa einer Stunde setzte die Messung am Pfahl Westerland wieder ein, lieferte aber (im Vergleich zum Stundenwind) zu kleine Werte. Ab 05:00 MEZ des 4. 12. setzte die Pfahlmessung dann komplett aus.

Die Richtigkeit des DWD-Vorhersagewindes wird geprüft durch Vergleich mit den Winddaten, die vom ALR Husum am Messpfahl Westerland zwischen November 1999 und Oktober 2001 gemessen wurden. Der Messpfahl liegt rund 1 km westlich der Sylter Westküste auf der Höhe von Westerland; die Wassertiefe an der Pfahlposition ist 10 m. Winddaten liegen für etwa 62 % des oben genannten Zeitraums vor. Abb. 44 zeigt im linken Diagramm den Vergleich der Windgeschwindigkeits-Beträge, im rechten Diagramm den Vergleich der Windrichtungen. Die Winddaten während des Anatol-Sturm im Dezember 1999 sind gesondert eingetragen. Das Windrichtungs-Diagramm zeigt, dass Wind aus 45° (aus Nordost) relativ selten ist. Der Betrag der Windgeschwindigkeit wurde vom DWD im Mittel um 0.6 m/s zu hoch vorhergesagt. Diese Differenz ist nicht als kritisch einzuschätzen. Die Hindcast-Windgeschwindigkeiten von HIPOCAS (Weisse *et al.*, 2003) zeigen für ein 50 x 50 km Gitter ähnliche Windgeschwindigkeits-Differenzen zwischen den Modellergebnissen und Messdaten.

Wichtig für die Beurteilung des Windspeed-Vergleiches: die DWD-Winddaten sind die Input-Daten des MKW-Modells, sie gelten für die offene See etwa 4 Seemeilen westlich Hörnum. In den DWD-Winddaten ist eine Leewirkung der Sylter Dünen bei Ostwind also nicht enthalten. Das MKW-Modell liefert eine grobe Schätzung des Lee-Effektes bei östlichen Winden. Verglichen mit dem End-Windspeed, der über der offenen See erreicht wird, hat der 10 m Wind 1 km vor der Küste (Position des Messpfahls Westerland) erst 85 bis 90 % des End-Windspeeds erreicht. Die Nicht-Berücksichtigung des Lee-Effektes trägt mit dazu bei, dass der DWD-Windspeed in linken Diagramm von Abb. 44 zu hoch ist im Vergleich zu den Messdaten.

5.1.2 MKW-Modell

Eine Validierung des MKW-Windes ist schwierig. Ein guter Test wäre ein Vergleich zwischen einer See-Station und eine Land-Station, da die Boden-Rauhigkeit den Wind über Land anständig in die Knie zwingt. Windmessungen an Land-Stationen im Zentralgebiet existieren aber nicht. Die DWD-Stationen List/Sylt und Hooge liegen weit ausserhalb, die Meteomedia-Station Tinnum liegt knapp nördlich des Zentralgebietes. Was bleibt, ist ein Vergleich zwischen den Windgeschwindigkeiten der See-Stationen „Messpfahl Westerland“ (ALR Husum) und „Messpfahl Hörnum Tidebecken“. Als Testfall wird ein Zeitraum mit einigermaßen kräftigem Wind (\geq Windstärke 6) verwendet: 25. bis 28. Oktober 2002.

Die Windmessdaten der beiden Messpfähle sind in den Abbildungen 45 und 46 gegen die Zeit aufgetragen. Der Betrag der Windgeschwindigkeit wird hier als „Windspeed“ bezeichnet. Wir sehen, dass es zwei Zeitabschnitte gibt mit relativ konstanten Windrichtungen: den 25. Oktober bis etwa 18 UTC und den gesamten 28. Oktober. Am 25. Oktober weht der Wind aus Süd, am 28. Oktober aus Nordwest. Die Windrichtungen an beiden Messpfählen sind etwa identisch, ebenso die Windspeeds. Am 25. Oktober bzw. am 28. Oktober ist der zeitlich gemittelte Windspeed „Messpfahl Hörnum“ um den Faktor 0.955 bzw. 0.963 geringer als der entsprechende zeitlich gemittelte Windspeed „Messpfahl Westerland“.

Die Frage ist, ob das MKW-Modell die gleichen Unterschiede zwischen den Windspeeds „Hörnum“ und „Westerland“ berechnet wie in Abb. 46 gezeigt. Dazu wird am MKW-Aufhängepunkt „Ort x“ (4 Seemeilen westlich Hörnum, siehe Abschnitt 4.3.1, Punkt 3) des MKW-Modells der gleiche Wind vorgegeben wie am „Messpfahl Westerland“ gemessen, siehe die rote Kurve in Abb. 47. Bemerkung: Wegen der räumlichen Homogenität des Windfeldes über See (vorausgesetzt, der Wind kommt aus westlichen Richtungen) ist es nicht wichtig, an welcher

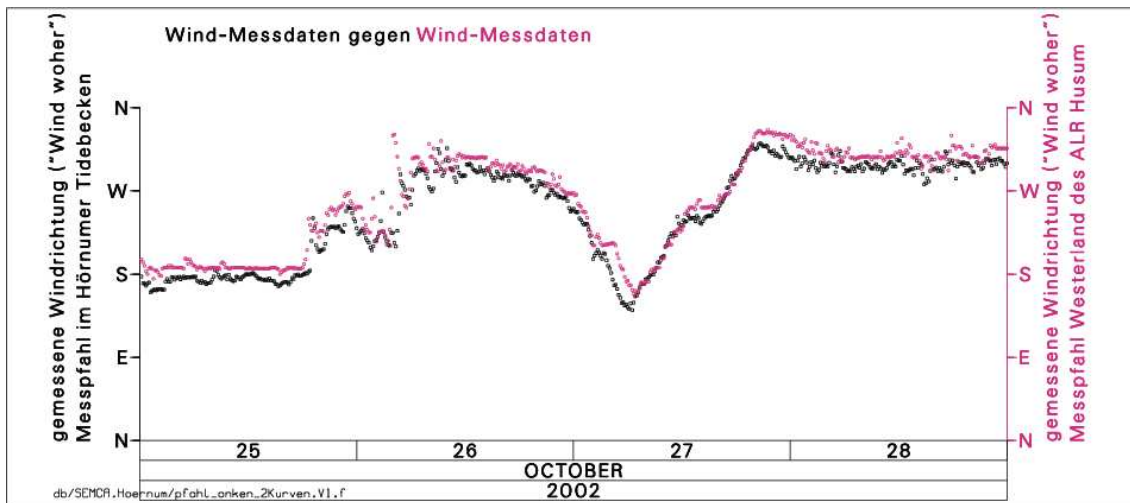


Abbildung 45: Zeitreihen zweier gemessener Windrichtungen (meteorologische Richtung, d.h. „Wind woher?“). Schwarze Punkte: GKSS-Messpfahl im Hörnummer Tidebecken. Rote Punkte: Messpfahl Westerland des ALR Husum.

Position über der offenen See der Wind für das MKW-Modell vorgegeben wird. Die schwarze Kurve in Abb. 47 ist der vom MKW-Modell an der Position „Messpfahl Hörnum“ berechnete Windspeed. Wie in Abb. 46 sind in Abb. 47 die Windspeed-Reduktions-Faktoren (in Prozent) angegeben. Die Werte in Abb. 47 liegen in der gleichen Größenordnung wie in Abb. 46. Soweit, so gut.

Der Vergleich der Abbildungen 46 und 47 zeigt aber auch Diskrepanzen: Nummer 1: Bei den zwischen dem 25. und 28. Oktober 2002 vorherrschenden Winden aus Süd↔West↔Nord ist der Windspeed „Messpfahl Hörnum“ in Abb. 47 durchweg geringer als der Windspeed „Messpfahl Westerland“. [Das ist z. B. bei Wind aus Südost anders: dann liegt der Messpfahl Westerland im Rauhgigkeits-Schatten der Sylter Dünen, während der Messpfahl Hörnum einen langen Windfethat über Wasser und/oder über Watt.] Im Gegensatz zu Abb. 47 zeigt Abb. 46 aber, dass der Windspeed „Messpfahl Hörnum“ (schwarze Kurve in Abb. 46) teilweise höher war als der Windspeed „Messpfahl Westerland“. Nummer 2: Zwischen den Abbildungen 46 und 47 zeigt sich in der zweiten Hälfte des 26. Oktober: bei Westwind ist der Unterschied zwischen den gemessenen Windspeeds „Messpfahl Hörnum“ und „Messpfahl Westerland“ relativ groß, der vom MKW-Modell berechnete Unterschied ist dagegen nur gering (wie bei Westwind auch zu erwarten, da der Messpfahl Hörnum etwa 10 km von der Sylter Süd-Halbinsel entfernt ist, siehe auch Abb. 1).

Die beiden genannten Diskrepanzen zeigen die Schwierigkeit, das MKW-Modell zu validieren anhand einer nur wenige Tage langen Zeitreihe mit den Winddaten zweier See-Messstationen. Sicherlich werden die Windspeed-Differenzen in Abb. 46 nicht nur beeinflusst durch die Rauhgigkeiten des Bodens bzw. der Wasseroberfläche, sondern auch durch räumliche Gradienten des Windfeldes. In diesem Sinne ist die Übereinstimmung der Windspeed-Reduktions-Faktoren in den Abbildungen 46 und 47 eher zufällig und damit für einen Vergleichstest wertlos. Die Zeitreihe von 4 Tagen ist zu kurz, um statistisch abgesicherte Aussagen machen zu können. Dass das MKW-Modell „funktioniert“, wurde im KFKI-Projekt MOSES (Modellierung des mittelfristigen Seegangsklimas im deutschen Nordseeküstengebiet) gezeigt anhand eines Vergleichs

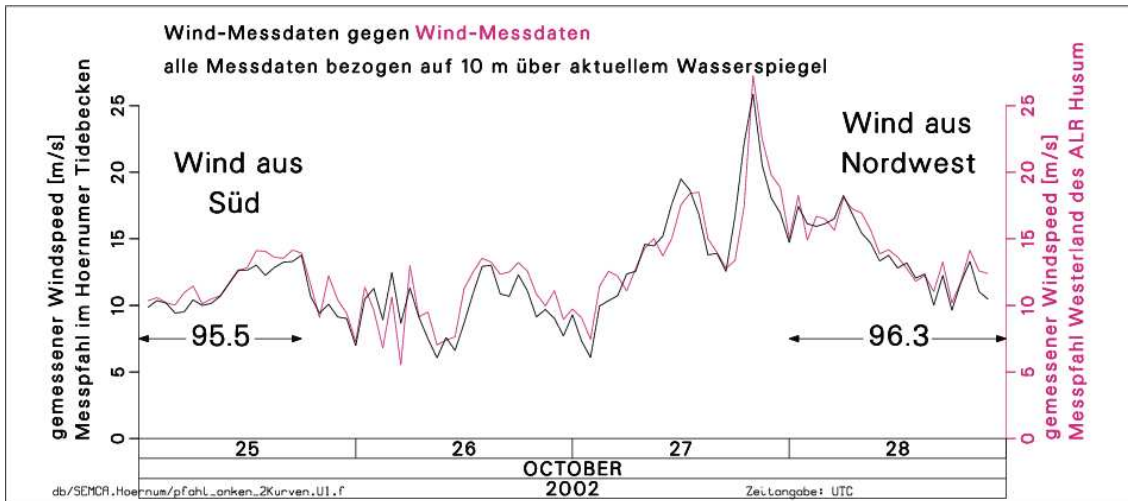


Abbildung 46: Vergleich gemessener Windgeschwindigkeits-Beträge („Windspeed“). Schwarze Kurve: Daten des GKSS-Messpfahls im Hörnum/Tidebecken. Rote Kurve: Daten des Messpfahls Westerland (ALR Husum). Wegen der besseren Übersichtlichkeit werden nur die Messdaten zur vollen Stunde eingetragen und mit Linien verbunden. Die Zahlenangaben „95.5“ und „96.3“ sind Prozent-Werte. Sie gelten für die mit $\leftarrow \rightarrow$ markierten Zeit-Intervalle. Die Windspeeds der schwarzen bzw. der roten Kurve werden über die jeweiligen Zeitintervalle gemittelt. Die Verhältnisse „schwarzer Mittelwert zu roter Mittelwert“ (multipliziert mit 100) sind die im Plot angegebenen Zahlenwerte.

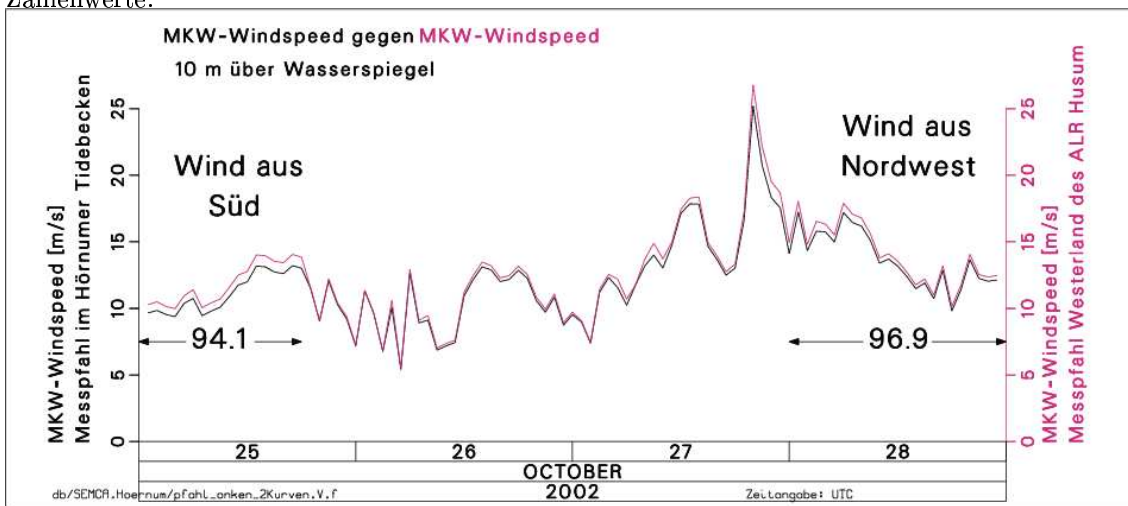


Abbildung 47: Vergleich berechneter Windgeschwindigkeits-Beträge („Windspeed“). Rote Kurve: identisch mit der roten Kurve von Abb. 46; der am Messpfahl Westerland gemessene Wind (Betrag und Richtung) wird als Input (über der offenen See) in das MKW-Modell eingegeben. Schwarze Kurve: der vom MKW-Modell berechnete Windspeed am GKSS-Messpfahl im Hörnum/Tidebecken. Die im Plot angegebenen Zahlen „94.1“ und „96.9“ kommen so zustande wie in der Bildunterschrift von Abb. 46 beschrieben.

4-jähriger Zeitreihen von Messdaten und MKW-Ergebnissen.

5.2 Das Strömungsmodul

Die Langzeit-Strömungsmessungen von GKSS/ALR Husum im Hörnum Tidebecken (Messpfehl, Boden-ADCP) begannen im April 2002, dagegen war der Oktober 2001 der letzte simulierte Monat der BELAWATT-Langzeit-Rechnungen. Daher ist ein Langzeit-Vergleich der Ergebnisse des TRIM-Strömungsmodells mit Messdaten nur für Pegel-Wasserstände möglich. In Abschnitt 5.2.1 werden Thw und Tnw der Modell-Wasserstände verglichen mit gemessenen Pegeldaten für die Pegel Hörnum Hafen, Rantumdamm und Südwesthörn.

Um auch die Geschwindigkeits-Ergebnisse des TRIM-Modells mit Messdaten vergleichen zu können, wurden ausgewählte „Episoden“ simuliert. Diese Episoden waren die Zeiten der BELAWATT-Schiffkampagnen (Ankerstationen, Querprofile, siehe Abschnitt 3.1.6). In Abschnitt 5.2.2 werden die von TRIM berechneten Strömungsgeschwindigkeiten verglichen mit Messdaten.

5.2.1 Pegel

Die mit MOPS über den Zeitraum November 1999 - Oktober 2001 berechneten Tidehochwasser (Thw) und Tideniedrigwasser (Tnw) werden mit den entsprechenden Thw und Tnw der Messpegel „Hörnum Hafen“ (WSA Tönning), „Rantumdamm“ und „Südwesthörn“ (beide betrieben vom ALR Husum) verglichen.

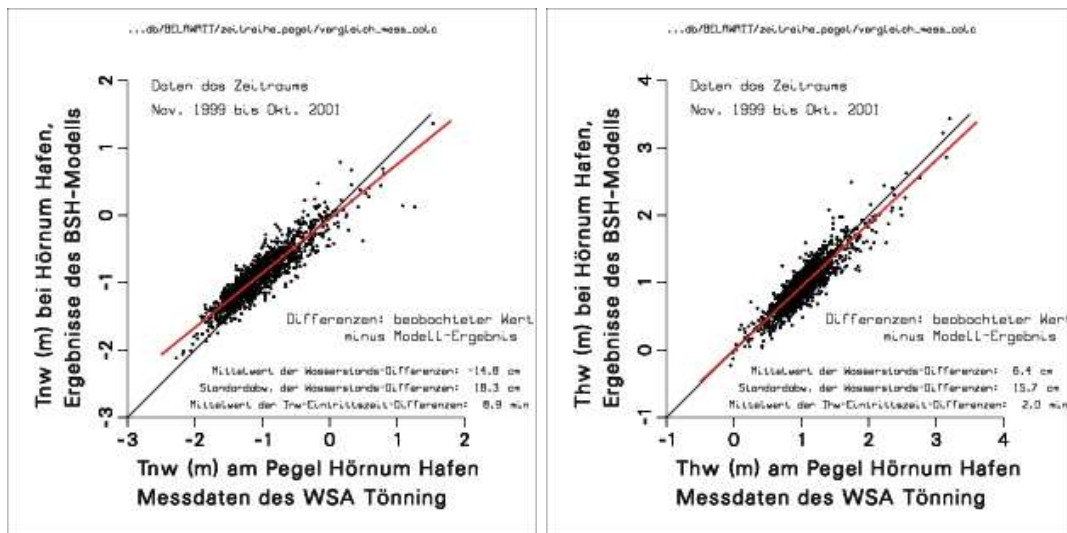


Abbildung 48: Vergleich gemessener und vom BSH-Modell berechneter Tnw und Thw am Standort Hörnum für den Zeitraum November 1999 bis Oktober 2001. Die schwarz eingezeichneten Geraden sind die 45°-Geraden. Die Regressionsgeraden sind rot eingezeichnet. Die Punkte im Thw-Plot gruppieren sich einigermaßen gut um die 45°-Gerade, insbesondere werden hohe Wasserstände vom BSH-Modell reproduziert. Beim Tnw dagegen werden insbesondere die sehr niedrigen Tnw vom Modell zu hoch berechnet. Bei den mittleren Eintrittszeiten gilt, dass das Tnw um 8 Minuten zu früh berechnet wird. Die Thw-Eintrittszeit wird vom BSH-Modell fast exakt getroffen.

Zunächst aber werden die Thw und Tnw des operationellen BSH-Zirkulationsmodells am Modell-Sonderpunkt „Hörnum“ verglichen mit den gemessenen Pegeldaten „Hörnum Hafen“.

Thw		Hörnum Hafen	Rantumdamm	Südwesthörn
Nov. 1999 - Okt. 2001				
Mittelwerte der Thw-Wasserstände (cm über NN)	Beobachtet	103	116	141
	Berechnet von MOPS	97	107	130
Differenz „Beobachtung minus Modell“ der Thw-Wasserstände (cm)	Mittelwert	6.3	9.2	11.1
	Standard Abweichung	15.3	16.6	15.9
Differenz „Beobachtung minus Modell“ der Thw-Eintrittszeiten (min)	Mittelwert	38.2	7.3	-5.0
	Standard Abweichung	18	18	13.5

Tabelle 1: Ergebnis-Vergleich bei Thw: Pegeldata gegen MOPS-Ergebnisse

Tnw		Hörnum Hafen
Nov. 1999 - Okt. 2001		
Mittelwerte der Tnw-Wasserstände (cm über NN)	Beobachtet	-103
	Berechnet von MOPS	-99
Differenz „Beobachtung minus Modell“ der Tnw-Wasserstände (cm)	Mittelwert	-4.3
	Standard Abweichung	17.9
Differenz „Beobachtung minus Modell“ der Tnw-Eintrittszeiten (min)	Mittelwert	19.7
	Standard Abweichung	13

Tabelle 2: Ergebnis-Vergleich bei Tnw: Pegeldata gegen MOPS-Ergebnisse. Tnw-Vergleiche für die Standorte Rantumdamm und Südwesthörn sind sinnlos, siehe Abb. 52

Wie bekannt, liefert das BSH-Modell die Wasserstands-Randwerte für das TRIM-Modell, siehe Abschnitt 4.2. MOPS hängt sozusagen „am Tropf“ des BSH-Modells.

Abb. 48 zeigt als Scatter-Plots den Vergleich der gemessenen und der vom BSH-Modell berechneten Tnw und Thw am Standort „Hörnum“ für den Zeitraum November 1999 bis Oktober 2001. Die Daten zeigen, dass das Tnw vom BSH-Modell nicht niedrig genug berechnet wird, und zwar im Mittel um 14.8 cm. Das Thw dagegen wird vom BSH-Modell im Mittel um 6.4 cm zu niedrig berechnet. Diese Differenzen sind in Tendenz und Größenordnung identisch mit den Ergebnissen von Müller-Navarra *et al.*, 2003: auch dort wird festgestellt, dass das Tnw das Hauptproblem der Modellergebnisse ist. Die genannten Tnw- bzw. Thw-Differenzen bedeuten eine mittlere Tidenhub-Differenz von rund 21 cm. Der mittlere Tidenhub von 2 m im Hörnum

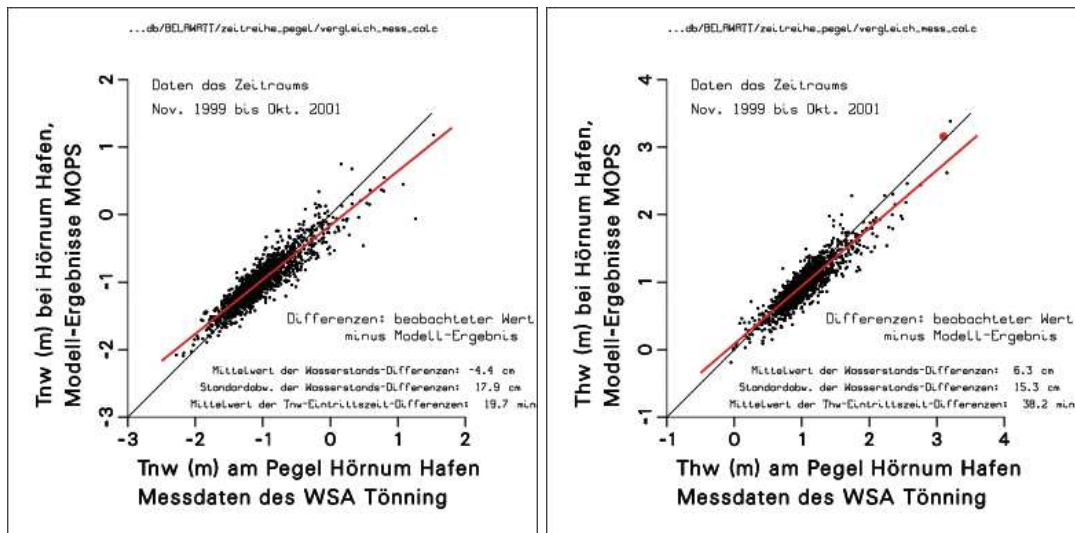


Abbildung 49: Vergleich gemessener und von MOPS berechneter Tnw und Thw am Standort Hörnum für den Zeitraum November 1999 bis Oktober 2001. Die schwarz eingezeichneten Geraden sind die 45°-Geraden. Die Regressionsgeraden sind rot eingezeichnet. Das gemessene mittlere Thw ist NN+ 1.03 m; MOPS berechnet ein um 6.3 cm zu kleines Thw. Der Mittelwerte-Vergleich mit Abb. 48 liefert: Thw wird von MOPS und BSH-Modell fast identisch berechnet, dagegen berechnet MOPS das Tnw etwa 10 cm tiefer (= besser) als das BSH-Modell. Bei den Eintrittszeiten berechnet MOPS sowohl für Tnw als auch für Thw schlechtere Ergebnisse als das BSH-Modell. Im rechten Plot für das Thw ist der Punkt für das Abend-Hochwasser des 03. Dezember 1999 (Sturmtief Anatol) nicht schwarz, sondern rot eingezeichnet. Der Grund für diese Sonderbehandlung: für das Anatol-Ereignis wurde in MOPS nicht der DWD-Vorhersagewind verwendet (s. Abschnitt 5.1.1), sondern der sog. DWD-Stundenwind, ermittelt aus den Windmessdaten der Stationen List und Hooge. Der DWD-Stundenwind wurde vom Seewetterdienst Hamburg zur Verfügung gestellt. Die Verwendung des gemessenen Stundenwindes anstelle des Vorhersagewindes lieferte in MOPS eine Erhöhung des Anatol-Thw von Hörnum von 2.76 m auf 3.16 m.

Tidebecken wird vom BSH-Modell also um rund 10 % zu gering berechnet.

Wir kommen nun zurück zu den MOPS-Ergebnissen. In den Tabellen 1 und 2 wird der Vergleich zwischen gemessenen Pegeldaten und MOPS-Ergebnissen zusammengefasst. Abb. 49 zeigt das Pendant zu Abb. 48, jetzt aber sind auf der y-Achse die Ergebnisse von MOPS aufgetragen. Optisch zeigen beide Abbildungen die gleichen Punkte-Verteilungen. Für Thw sind die mittleren Differenzen fast identisch. Eine überraschende Verbesserung liefert MOPS für Tnw: Tnw wird in Abb. 49 zwar immer noch nicht niedrig genug berechnet, die mittlere Differenz zwischen „Tnw Pegel“ und „Tnw MOPS“ beträgt jetzt aber nur noch -4.3 cm, im Gegensatz zu -14.8 cm in Abb. 48. Der von MOPS berechnete mittlere Tidenhub ist damit nur um rund 10 cm (bzw. 5 %) geringer als der reale Tidenhub.

Die Eintrittszeit des Tnw berechnet MOPS um 20 Minuten zu früh, im Vergleich zu 9 Minuten für das BSH-Modell. Erstaunlich ist das von MOPS um 38(!) Minuten zu früh berechnete Thw - erstaunlich deshalb, weil das BSH-Modell die gemessene Thw-Eintrittszeit fast exakt trifft. Dass die 38 Minuten aber ein lokaler Spezialfall ist, zeigen die Thw-Eintrittszeiten von MOPS an den Pegeln Rantumdamm und Südwesthörn: an diesen Orten berechnet MOPS das Thw nur 7 Minuten zu früh bzw. sogar 5 Minuten zu spät. Wieso der Pegel „Hörnum

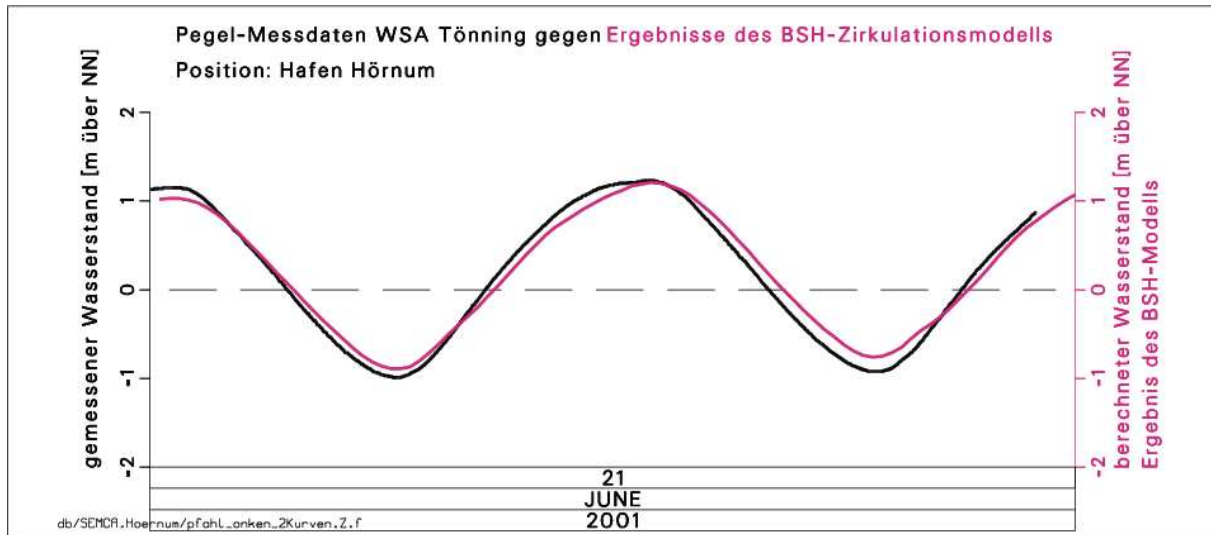


Abbildung 50: Vergleich gemessener und (vom BSH-Modell) berechneter Wasserstands-Daten für den 21. Juni 2001 am Standort „Hörnum“. Dieser Termin zeigt zur Mittagszeit die typische Eintrittszeit-Differenz „Messwert minus Modellergebnis“ für das Thw, sowohl für das BSH-Modell als auch für MOPS (Abb. 51).

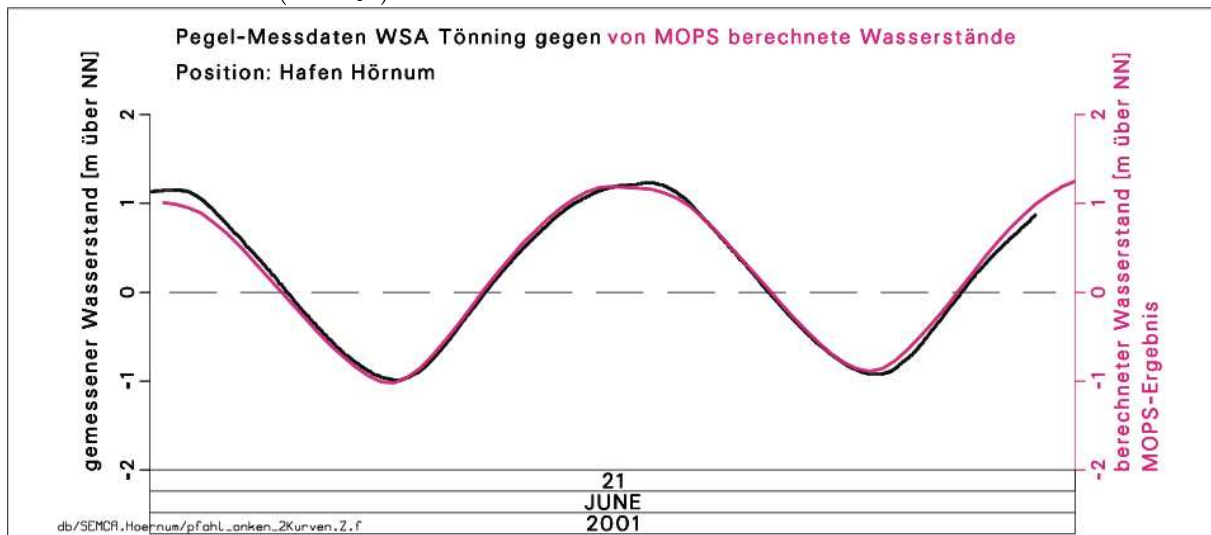


Abbildung 51: Vergleich gemessener und (von MOPS) berechneter Wasserstands-Daten für den 21. Juni 2001 am Standort „Hörnum“. Die beobachtete und die berechnete Wasserstands-Kurve liegen um das Mittags-Thw herum nahe beieinander, aber die Thw-Eintrittszeiten unterscheiden sich (für den gezeigten Termin) um fast eine Stunde.

Hafen“ ein Sonderfall ist, zeigen die Abbildungen 50 und 51. Offensichtlich ist der Verlauf der beobachteten Tidekurve um Thw herum nicht symmetrisch, sondern das Thw ist zeitlich verzögert. Das Manko von MOPS ist, dass es diesen langsamen Anstieg zum Hörnum-Thw hin nicht mitmacht, siehe Abb. 51. Im Gegensatz zu MOPS trifft das BSH-Modell den Thw-Zeitpunkt sehr gut (Abb. 50), obwohl die beiden Wasserstands-Kurven in Abb. 50 stärker voneinander abweichen als in Abb. 51.

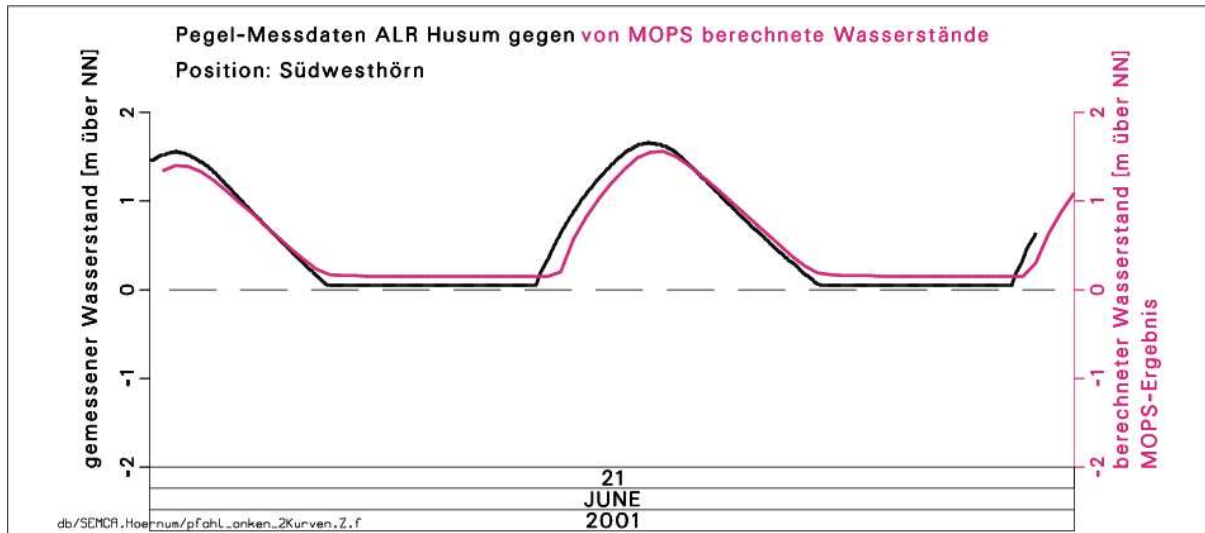


Abbildung 52: Vergleich gemessener und (von MOPS) berechneter Wasserstands-Daten für den 21. Juni 2001 am Standort „Südwesthörn“. Der ALR-Pegel Südwesthörn liegt bei geringen Wasserständen in einem isolierten „Teich“, das Watt zwischen dem Pegel und den Tiderinnen des Hörnum-Beckens ist dann trocken. Der Vergleichspunkt im Modell fällt echt trocken, d.h. NN+0.15 m ist die Gelände-Niveauhöhe im Modell an der Position Südwesthörn.

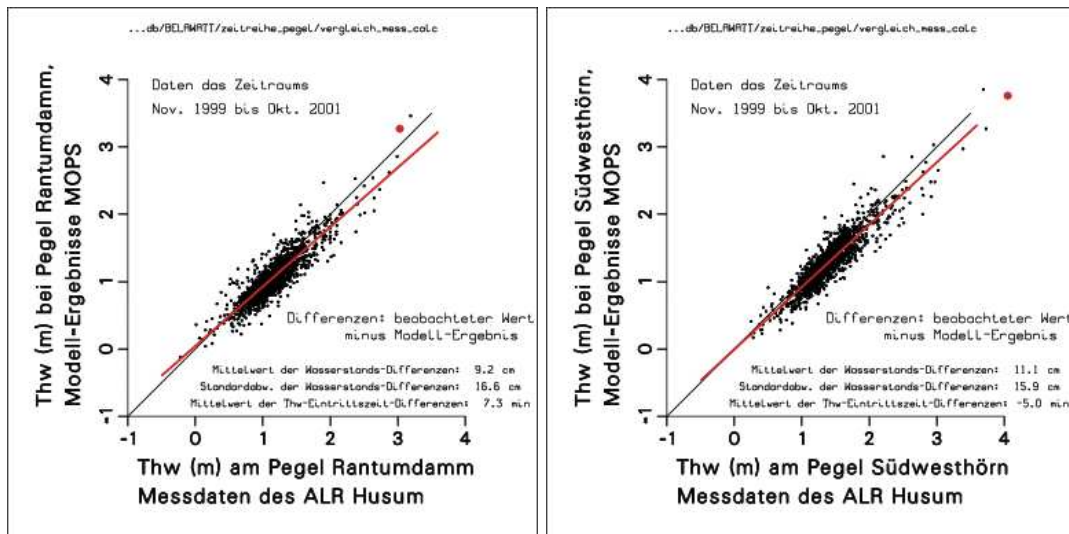


Abbildung 53: Vergleich gemessener und von MOPS berechneter Thw an den Pegel-Standorten Rantumdamme (links) und Südwesthörn (rechts) für den Zeitraum November 1999 bis Oktober 2001. Die schwarz eingezeichneten Geraden sind die 45°-Geraden. Die Regressionsgeraden sind rot eingezeichnet. Die mittleren gemessenen Thw sind NN+1.16 m (Rantumdamme) und NN+1.41 m (Südwesthörn). Der rote Punkt markiert in beiden Plots das Anatol-Thw am 03. Dez. 1999, siehe Bildunterschrift zu Abb. 49.

Für die ALR-Pegel „Rantumdamme“ und „Südwesthörn“ (Positionen siehe Abb. 76) können Scatterplots nur für Thw gemacht werden, da beide Pegel bei geringen Wasserständen gegenüber den Tiderinnen des Beckens isoliert sind. Das wird z.B. deutlich anhand der Wasserstands-Kurve für den Pegel Südwesthörn für den 21. Juni 2001, siehe Abb. 52. Die Scatterplots selbst

(Abb. 53) zeigen ein ähnliches Bild wie der rechte Plot von Abb. 49 für Hörnum Hafen.

5.2.2 Strömungen

Im folgenden geht es darum, Strömungs-Ergebnisse des TRIM-Modells mit Messdaten von Schiffskampagnen zu vergleichen. Bei der Auswahl der Vergleichszeiträume ist als Randbedingung zu beachten, dass die berechneten Wasserstände (z.B. für Hafen Hörnum) „einigermaßen gut“ übereinstimmen mit den gemessenen Pegelwerten. Der Grund: Das BELAWATT-TRIM-Modell wird an seinem seeseitigen Rand (Modellgebiet mit 800 m Gitterweite) „gesteuert“ durch die Wasserstands-Randwerte des BSH-Zirkulationsmodells (Dick *et al.*, 2001). Die BSH-Modellergebnisse sind Vorhersagen: sie verwenden Wind-Vorhersagen des DWD. Der seeseitige Rand des TRIM-Modells liegt nur etwa 100 km vor der Schleswig-Holstein-Küste der Deutschen Bucht. Die Rechnungen mit TRIM zeigen, dass die TRIM-Ergebnisse im Gebiet des Hörnum Tidebeckens stark vorbestimmt sind durch die Wasserstands-Randwerte aus dem BSH-Zirkulationsmodell. Wenn nun wegen schlechter Wind-Vorhersagen des DWD die von TRIM berechneten Wasserstände (bei Hörnum) stark abweichen von den gemessenen Pegelwerten, so ist ein Vergleich der TRIM-Strömungs-Ergebnisse mit Messdaten von vornherein sinnlos.

Für die BELAWATT begleitenden Kampagnen und Dauermessungen liegen keine Randwerte für das Wellenmodul vor; das Strömungs-Modell wurde daher für die Vergleichsrechnungen ohne die Kopplung mit den Wellen betrieben. Allerdings lag während der meisten Messungen eine ruhige Wetterlage vor, so dass der Einfluss der Wellen zu vernachlässigen ist. Die im folgenden gezeigten Vergleiche zwischen Strömungs-Messdaten und Modellergebnissen wurden für eine Ankerstation und für ein Querprofil durchgeführt, siehe auch Abschnitt 3.1.6.

5.2.2.1 ADCP-Ankerstation Modellläufe im Vorfeld der Kampagnen zeigten eine starke vertikale Scherung in der Strömung südlich von Hörnum Odde. Um Strömungs-Messdaten für einen möglichst aussagekräftigen Modell-Test für das *drei*-dimensionale TRIM zu erhalten, wurde die Ankerstation in der ersten Kampagne am 25. April (siehe Abschnitt 3.1.6) im westlichen Seitenbereich des Vortrapptiefs südlich Hörnum Odde eingerichtet. Die Position sollte möglichst nahe am Hang, aber in ausreichend tiefem Wasser gewählt werden. Entsprechend wurde die Ankerstation (unter Berücksichtigung diverser Randbedingungen wie Seekabel und trockenfallender Flachs) bei $54^{\circ} 43.9' N$, $8^{\circ} 17.7' E$ eingerichtet, siehe auch Abb. 17. An diesem Tag war laut BSH im Hörnum Hafen Hochwasser um 8:03 und 20:21 UTC, Niedrigwasser um 13:52 UTC. Mit der vor Anker liegenden Ludwig Prandtl wurden ADCP-Messungen zwischen etwa 5:00 und 18:00 UTC durchgeführt.

Ergebnisse der Messung (blau) sowie des Trim-Modells (rot) werden in Abb. 54 gezeigt. Dargestellt sind Vektoren der Geschwindigkeit aufgetragen gegen die Zeit. Die Werte sind jeweils über Tiefenintervalle von 2.5 m und über Zeitintervalle von 20 Minuten gemittelt.

Zu erkennen ist, dass in den Modellergebnissen die Flutströmung (5:00 - 7:00 und ab 17:00 UTC) im Intervall 2.5 m - 5 m stärker ostwärts gerichtet ist als die gemessene Flutströmung. Mit zunehmender Tiefe passen sich Modellergebnisse und Messdaten dem Prielverlauf in nordwestliche Richtung an. Im Modell ist diese Tendenz sogar stärker zu erkennen.

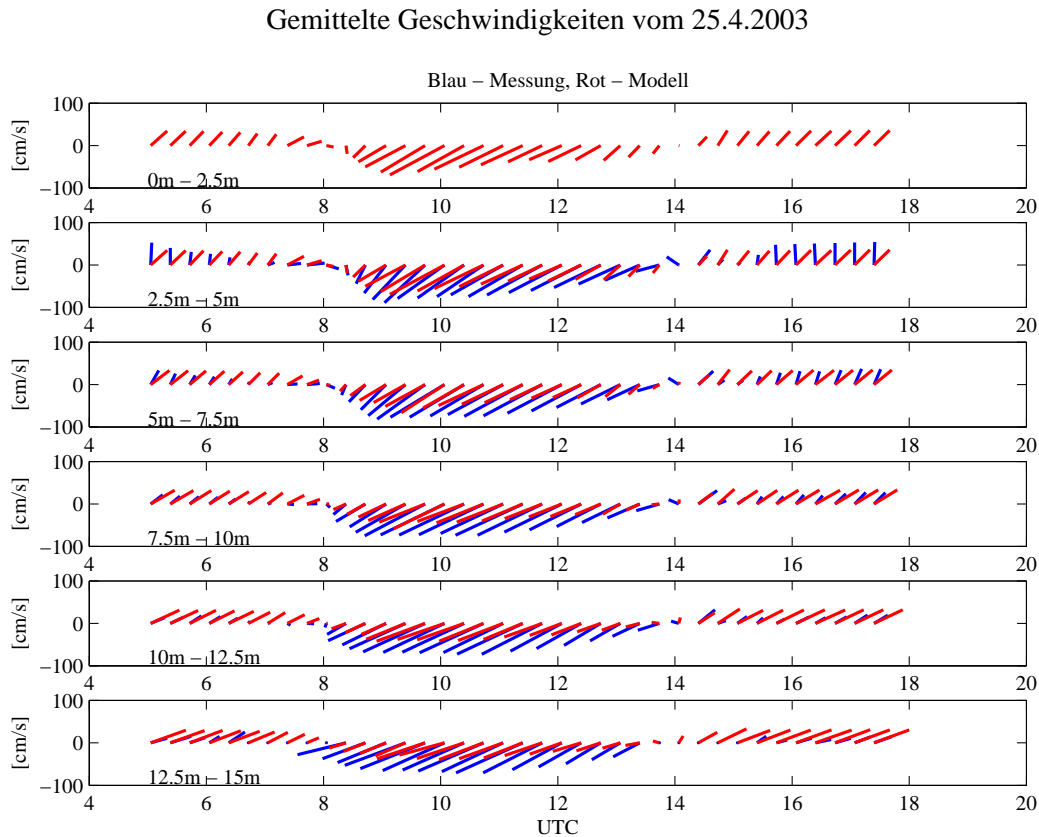


Abbildung 54: Vektordarstellung der Strömungen aus Messungen (blau) und Modell (rot) an der Ankerstation südlich Hörnum Odde am 25.4.2003. Die Vektoren sind aufgetragen gegen die Zeit. Der Maßstab für die Länge der Vektoren ist links angegeben. Die Werte sind jeweils über Tiefenintervalle von 2,5 m und über Zeitintervalle von 20 Minuten gemittelt. Da aufgrund der Einbautiefe des ADCP in dem oberen Bereich keine Messungen vorliegen, sind im obersten Intervall von 0m - 2,5m nur Modellergebnisse eingezeichnet.

Des weiteren stimmen die Beträge der Strömung im Intervall 2.5m - 5m recht gut überein. Mit zunehmender Tiefe ist die Ebbströmung im Modell zu schwach und in der Flutströmung zu stark.

5.2.2.2 Querprofile Auf dem Profil zwischen Hörnum Odde und Kormoraninsel (Verlauf direkt in Ost-/Westrichtung, Abb. 17) wurden am 26.4.2003 ADCP-Messungen durchgeführt. Hochwasser war um 8:03 bzw. 20:21 UTC, Niedrigwasser um 13:52 UTC im Hörnum Hafen.

In den Abbildungen 55 und 56 sind oben jeweils die gemessenen, unten die mit TRIM3D berechneten Strömungen in dem Querprofil dargestellt. Da wegen der Einbautiefe des ADCP gemessene Strömungen in den oberen Metern fehlen, sind, für eine bessere optische Vergleichbarkeit, die berechneten Werte in diesem Bereich schraffiert.

In Abb. 55 ist voller Flutstrom etwa 3 Stunden nach Niedrigwasser dargestellt. Positive Werte bedeuten Strömung Richtung Norden (in das Bild hinein). In der oberen Abbildung erkennt man

Querprofil Hoernum Odde – Kormoraninsel, Flutstrom am 26.4.03

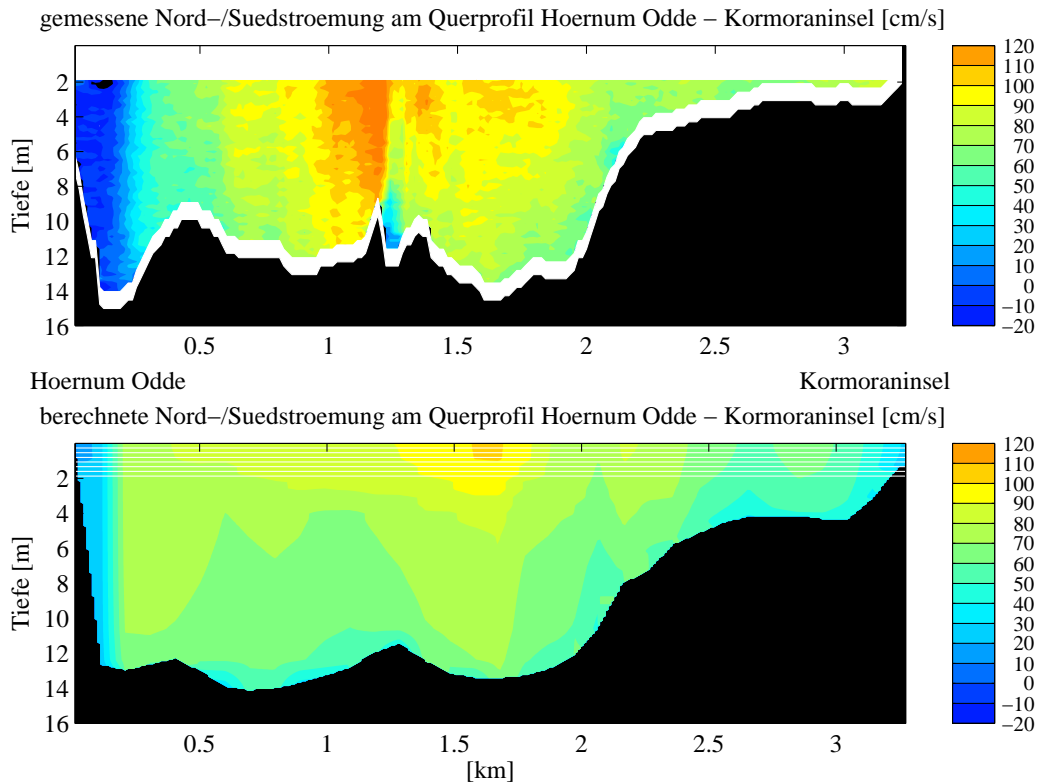


Abbildung 55: Nordkomponente der Strömungsgeschwindigkeit (positiver Wert) einer Querprofilfahrt am 26.4.2003 gegen 17:00 UTC zwischen Hörnum Odde und der Kormoraninsel. Oben die mit dem ADCP gemessenen Werte, unten die mit Trim berechneten. Einbaubedingt sind im oberen Bereich keine Messdaten vorhanden. Zur besseren Vergleichbarkeit sind daher die mit Trim berechneten Werte oberhalb von 2m schraffiert dargestellt.

an der westlichen Seite (nahe Hörnum Odde) eine gemessene Gegenströmung Richtung Süden, während die Strömung im übrigen Profil nordwärts gerichtet ist. Diese Gegenströmung ist im Modell nicht wiederzufinden, was aber auch nicht verwundert, da die horizontale Auflösung des Modells gerade nur ein- bis zweimal der Breite der gemessenen Gegenströmung entspricht. Es ist aber doch bemerkenswert, dass auch die Modellergebnisse vor Hörnum Odde eine deutliche Verlangsamung des Flutstroms zeigen.

Auffällig ist, dass in den Modellergebnissen die Strömung in der Vertikalen stärker variiert als in den Messdaten. Die maximalen Flutstrom-Geschwindigkeiten sind in den Modellergebnissen mit 101 cm/s viel geringer als in den Messdaten mit bis zu 135 cm/s.

Während des ablaufenden Wassers (Abb. 56) ist eine Gegenströmung nicht zu vorhanden. Sowohl in den Messdaten als auch in den Modellergebnissen lassen sich zwei Bereiche mit leicht erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten erkennen. Hierbei handelt es sich im östlichen Querprofil um die Hauptströmungen des Hörnumtiefs, im westlichen Abschnitt nahe Hörnum Odde um den Zufluss aus der Rantum Lohe bzw. dem Eidumtief. Die geringen Verschiebungen dieser

Querprofil Hoernum Odde – Kormoraninsel, Ebbstrom am 26.4.03

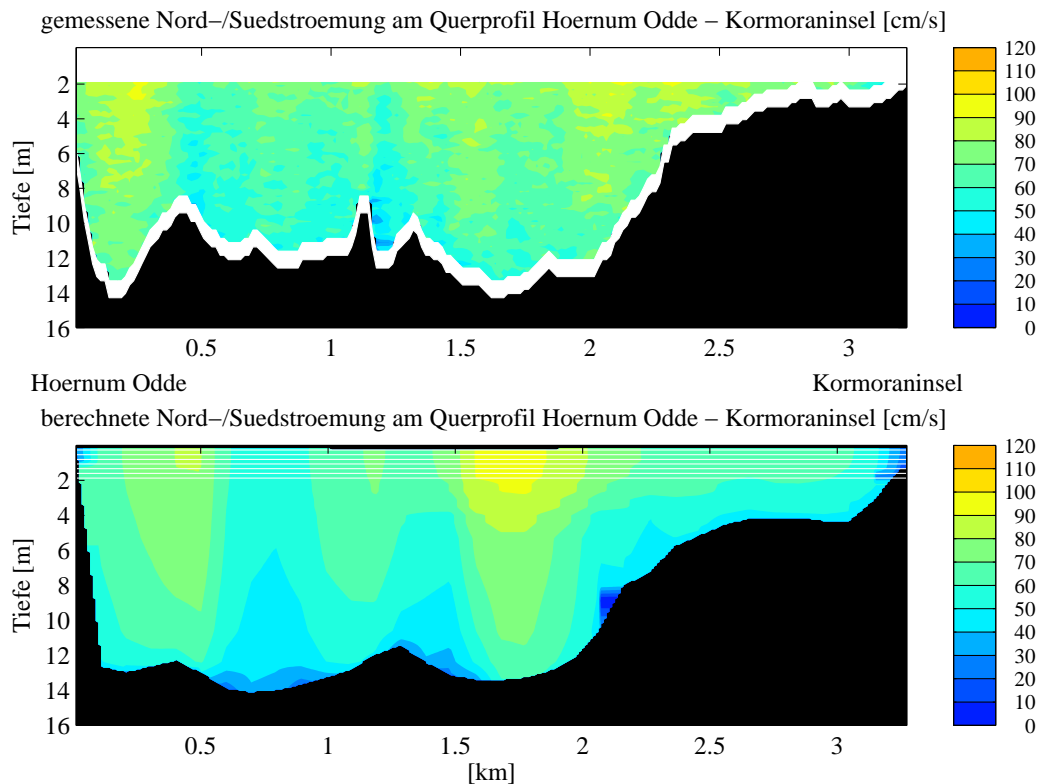


Abbildung 56: Sudkomponente der Stromungsgeschwindigkeit (positiver Wert) einer Querprofil-fahrt am 26.4.2003 gegen 12:00 UTC zwischen Hornum Odde und der Kormoraninsel. Oben die mit dem ADCP gemessenen Werte, unten die mit Trim berechneten. Einbaubedingt sind im oberen Bereich keine Messdaten vorhanden. Zur besseren Vergleichbarkeit sind daher die mit Trim berechneten Werte oberhalb von 2m schraffiert dargestellt.

Bereiche lassen sich durch Unterschiede zwischen Modelltopographie und tatsachlicher Topographie erklaren. Zwar ist auch die maximale Ebbstrom-Geschwindigkeit der Modellergebnisse mit 93 cm/s geringer als die der Messdaten mit 102 cm/s, aber die Differenz ist deutlich kleiner als bei Flutstrom.

Qualitativ stimmen die gemessenen und die berechneten Stromungen zwar weitgehend uberein, aber zumeist ist der Betrag der Geschwindigkeit im Modell geringer als bei den Messungen.

5.3 Das Seegangsmodul

Die Validierung der Seegangsdaten geschieht durch Vergleich der MOPS-Ergebnisse mit den Messdaten zweier Seegangsbojen: (a) einer Boje in der offenen See rund 4 km westlich von Hornum Odde, Wassertiefe 10 m, betrieben vom ALR Husum, und (b) einer GKSS-Boje, ebenfalls an einer Position mit 10 m Wassertiefe, jetzt aber im Innern des Hornum Tidebeckens.

5.3.1 ALR-Waverider-Boje Hörnum-West

Die Position der ALR-Waverider-Boje (keine Richtungs-Boje) ist in Abb. 76 eingezeichnet. Die Messdaten bestehen aus 1-dimensionalen Energiespektren $E(f)$: für 254 Frequenz-Bins (von $f = 0.005$ Hz bis $f = 1.2755$ Hz) mit einer konstanten Bin-Breite von $df = 0.005$ Hz. Eigentlich sollten die Seegangsmessungen im Stunden-Takt vorliegen. Wegen der beschränkten Speicherkapazität des Data-Loggers wurden die Messzeit-Intervalle bei schwachem Seegang auf typischerweise 4 Stunden vergrößert. Jede Seegang-Messung ist ein 30-Minuten-Mittel.

Die spezifische Seegangenergie E_S einer Sinus-Welle pro Quadratmeter Meeres-Oberfläche ist

$$E_S = \frac{1}{2} \rho g a^2 \quad (8)$$

wobei a die Wellenamplitude ist, g ist die Erdbeschleunigung und ρ ist die Dichte des Wassers. In der Seegangs-Community wird E_S stillschweigend dividiert durch $\rho \cdot g$. Die spezifische Seegangenergie hat dann die Dimension $[m^2]$. In dieser Form stehen auch die Messdaten der ALR-Boje zur Verfügung: die Werte des Energiespektrums $E(f)$ haben die Dimension $[m^2/Hz]$.

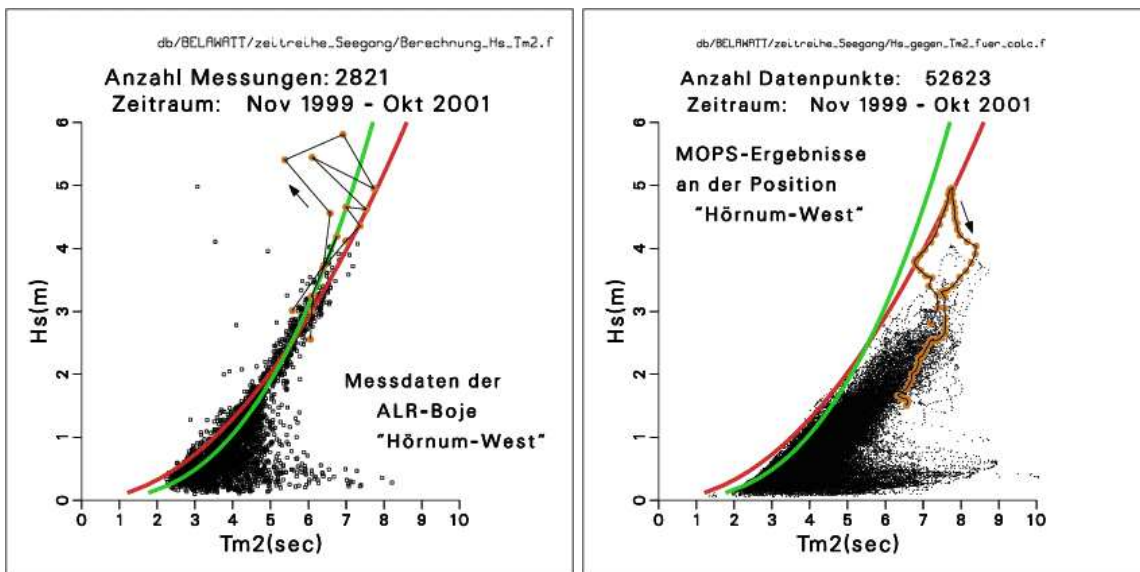


Abbildung 57: Streudiagramme für den Zusammenhang zwischen der sign. Wellenhöhe H_S und der mittleren Wellenperiode T_{m2} . Links die Messdaten der ALR-Waverider-Boje „Hörnum West“, rechts die MOPS-Ergebnisse für die gleiche Position. Die Wassertiefe an der Messposition ist etwa 10 m. Die Anzahl der Messdaten ist „nur“ knapp über 2800, da die Mess-Intervalle bei geringem Seegang auf 4 Stunden verlängert sind. Ausserdem gibt es diverse Mess-Ausfälle, z.B. im Januar-März 2000, Juni-Juli 2000, November-Dezember 2000 und Februar 2001. Das Modell dagegen liefert alle 20 Minuten einen Seegangs-Zustand, daher die hohe Zahl der Datenpunkte im rechten Plot. Die rot eingezeichnete Kurve zeigt eine von Soulsby (1997) angegebene Relation zwischen H_S und T_{m2} , die grüne Kurve stammt von Kortenhaus und Oumeraci (2002). Die dunkel-orangefarbene eingezeichneten Punkte sind die während des Anatol-Sturm beobachteten bzw. berechneten Seegangs-Zustände; diese Punkte sind gemäß ihrer zeitlichen Abfolge durch Linien verbunden. Die Richtung der zeitlichen Abfolge wird durch einen Pfeil angezeigt.

Zur Berechnung der signifikanten Wellenhöhe H_S und der T_{m2} -Periode werden zunächst das nullte und das zweite Moment des Energiespektrums berechnet:

$$m_0 = \int df E(f) f^0 \quad (9)$$

$$m_2 = \int df E(f) f^2 \quad (10)$$

und dann

$$H_S = 4 \sqrt{m_0} \quad (11)$$

$$T_{m2} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad (12)$$

Die T_{m2} -Periode wird in Soulsby, 1997 als „mean period“ bezeichnet, sie entspricht in etwa T_Z , der „zero upcrossing wave period“. Die Seegangs-Parameter H_S und T_Z werden von Soulsby als Ausgangsgrößen verwendet, wenn es z.B. darum geht, die durch Seegang erzeugte Boden-Schubspannung zu berechnen.

Abb. 57 zeigt als Scatter-Plots den Zusammenhang von T_{m2} und H_S für die Messdaten der ALR-Boje Hörnum-West (linker Plot) und für die MOPS-Ergebnisse an gleicher Position (rechter Plot). Die Daten gelten für den Zeitraum zwischen November 1999 und Oktober 2001.

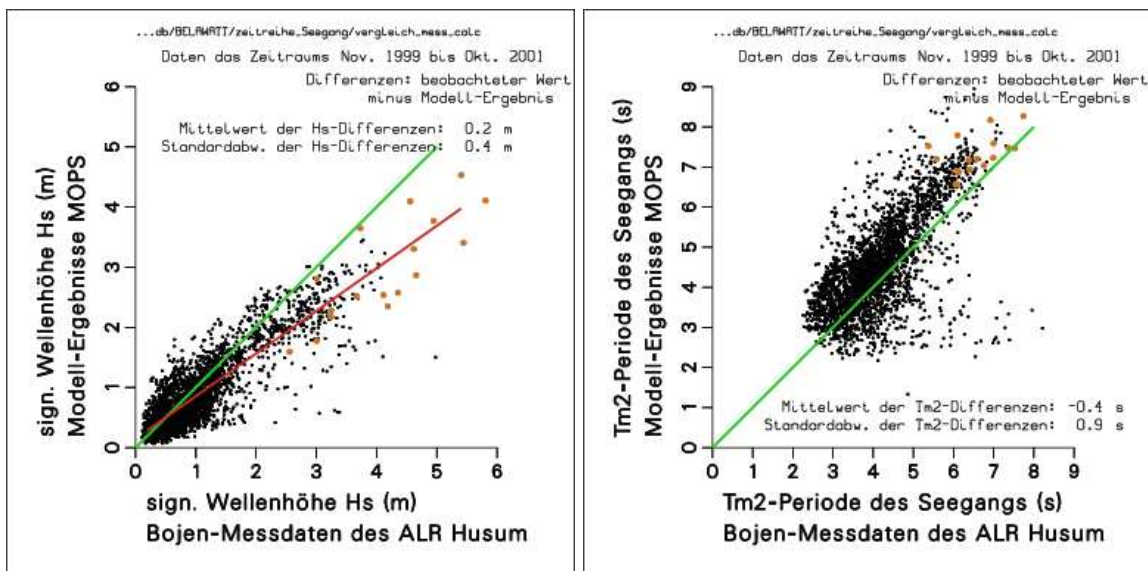


Abbildung 58: Vergleich gemessener Seegangsdaten (Waverider-Boje Hörnum-West, ALR Husum) mit MOPS-Ergebnissen. Linker Plot die signifikante Wellenhöhe H_S , rechter Plot die mittlere Wellenperiode T_{m2} . Die grünen Linien sind die 45°-Geraden, die rote Linie im linken Plot ist die Regressions-Gerade. Wegen der Bumerang-Form der T_{m2} -Datenwolke wurde im rechten Plot keine Regressions-Gerade eingezeichnet. Die dunkel-orange eingezeichneten Punkte gelten für die Zeit des Anatol-Sturms im Dezember 1999.

Generell zeigen die beiden Plots von Abb. 57 das gleiche Muster: zunächst eine Daten-Agglomeration für T_{m2} -Werte zwischen 2 s und 5 s mit H_S zwischen 0 und 2 m. Von dieser Agglomeration gehen zwei Datenstränge ab: ein erster waagerechter Strang nach „rechts“ mit

H_S um 0.5 m und relativ hohen T_{m2} (Dünung) und ein zweiter Strang nach „rechts oben“ mit einer deutlichen Relation zwischen H_S und T_{m2} (Seegang bei Starkwind, Windgeschwindigkeit > 10 m/s bzw. > 6 Beaufort). Um die in Abb. 57 dargestellten Ergebnisse besser einschätzen zu können, sind zwei farbige Linien in jedes der Diagramme eingezeichnet. Die Linien stellen „empirische Faustformeln“ dar. Die rote Kurve von Soulsby, 1997 gilt für „a number of shallow water sites“. Die grüne Kurve ist von Kortenhuis & Oumeraci, 2002 für „den Bereich der Nordsee“. Die Kurve von Soulsby deckt sich weitgehend mit Ergebnissen des FETLI-Programms von H. Günther (pers. comm.) für 10 m Wassertiefe und einen fetch von 400 km. Die Seegangs-Zustände während des Anatol-Sturms vom 3./4. Dezember 1999 sind in den beiden Diagrammen der Abb. 57 als dunkel-orange Punkte eingezeichnet, die zudem gemäß ihrer zeitlichen Abfolge durch Linien verbunden sind.

Der Vergleich der ALR-Messdaten mit den MOPS-Ergebnisse in Abb. 57 zeigt: Daten-Agglomeration und Dünung werden von MOPS simuliert, nicht aber der Seegang bei Starkwind (Strang nach „rechts oben“). Offensichtlich wird die Wellenperiode von MOPS zu hoch und/oder die Wellenhöhe zu gering berechnet. Insbesondere gibt es in den MOPS-Starkwind-Ergebnissen nur wenige Seegangs-Zustände in unmittelbarer Nähe der roten Soulsby-Kurve.

Die in Abb. 57 einander gegenübergestellten Bojen-Messdaten und MOPS-Seegangs-Ergebnisse werden in Abb. 58 direkt miteinander verglichen. Das linke Diagramm in Abb. 58 zeigt, dass die von MOPS berechneten H_S im Mittel um 0.2 m niedriger liegen als die Bojen- H_S . Mittelwerte der signifikanten Wellenhöhen sind $H_S = 1.06$ m bzw. $\bar{H}_S = 0.90$ m für die Bojen-Daten bzw. für die zum Vergleich verwendeten MOPS-Ergebnisse. Die Diskrepanz zwischen den gemessenen und den berechneten H_S wird umso größer, je weiter die Wellenhöhe ansteigt. Eine Differenz von 0.2 m ist relativ hoch im Vergleich zu den H_S -Differenzen, die in Tabelle 1 von Weisse *et al.*, 2003 angegeben werden: die Differenzen zwischen den H_S -Messdaten von Nordsee-Stationen und HIPOCAS-Modellergebnissen liegen betragsmäßig zwischen 0.05 und 0.1 m. Andererseits ist aus Abb. 60 zu ersehen, dass die HIPOCAS- H_S für „Hörnium-West“ um 0.2 m höher liegen als die Bojen-Messdaten. Das ist betragsmäßig der gleiche Wert wie für die MOPS-Ergebnisse. Erstaunlich ist aber, dass die MOPS- H_S um 0.2 m zu tief liegen, die HIPOCAS- H_S aber um 0.2 m zu hoch im Vergleich zu den Messdaten. Erstaunlich deshalb, weil der HIPOCAS-Seegang als Randwert für den MOPS-Seegang dient. Weiter unten werden HIPOCAS-Seegang und MOPS-Seegang eingehender miteinander verglichen.

Bei der mittleren Wellenperiode T_{m2} (rechtes Diagramm in Abb. 58) ist das von MOPS berechnete T_{m2} im Mittel um 0.4 s höher als das T_{m2} der Bojendaten. Die Verteilung der Punkte ist im T_{m2} -Diagramm aber komplizierter als im H_S -Diagramm: ein Teil der Punkte liegt weit unterhalb der grünen 45°-Geraden, d.h. $T_{m2}(\text{Boje}) \gg T_{m2}(\text{MOPS})$. Dabei handelt es sich um Termine, für die die Boje Dünung gemessen hat, MOPS aber keine Dünung berechnet. Entsprechend gilt auch umgekehrt: hat MOPS für einen Termin Dünung berechnet, so vermeldet die Boje für den gleichen Termin: keine Dünung. Das heisst: in Abb. 57 ist zwar eine optische Übereinstimmung (zwischen Boje und MOPS) in puncto „Dünung“ vorhanden, die Dünung tritt aber in beiden „Systemen“ nicht zu den gleichen Terminen auf.

Die in Abb. 57 dunkel-orange hervorgehobenen Seegangs-Zustände während des Anatol-Sturms zeigen in beiden Diagrammen den gleichen Verlauf - allerdings sind die Messdaten, im Vergleich zu den MOPS-Ergebnissen, zu höheren H_S und zu kleineren T_{m2} hin verschoben. Am auffälligsten ist das Verhalten der Anatol-Punkte in der Phase ansteigenden Windspeeds und entsprechend ansteigendem H_S . Während das von MOPS berechnete H_S sich in dieser Phase

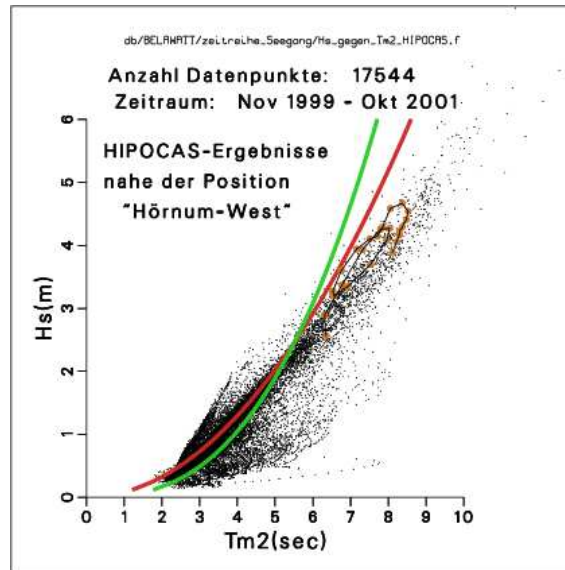


Abbildung 59: Streudiagramme für den Zusammenhang zwischen der sign. Wellenhöhe H_S und der mittleren Wellenperiode T_{m2} für die HIPOCAS-Seegangs-Ergebnisse an der Position „Hörnum West“. Die Wassertiefe an der Messposition ist im HIPOCAS-Modell etwa 9 m. HIPOCAS liefert alle Stunde einen Seegangs-Zustand. Wie in Abb. 57 ist die rot eingezeichnete Kurve von Soulsby (1997), die grüne Kurve stammt von Kortenhaus und Oumeraci (2002). Die dunkel-orangefarbene eingezeichneten Punkte sind die während des Anatol-Sturms von HIPOCAS berechneten Seegangs-Zustände. Anders als in Abb. 57 ist das für den Anatol-Sturm von MOPS berechnete H_S von rund 4.6 m bei weitem nicht das höchste der von HIPOCAS berechneten H_S .

auf der roten Soulsby-Kurve bewegt, hat die Boje in dieser Phase zum Teil außergewöhnliche Seegangs-Zustände gemessen. Z.B. hat ein Seegang mit $H_S = 5.5$ m und $T_{m2} = 5.4$ s eine Wellen-Steilheit von mehr als $1/10$, was der maximal möglichen Steilheit von $1/7$ schon recht nahe kommt. Die rote Soulsby-Kurve gilt für eine Wellen-Steilheit von $1/20$.

Um die in Abb. 57 gezeigten Seegangs-Zustände besser einschätzen zu können, werden zum Vergleich die Seegangs-Daten anderer Flachwasser-Messungen betrachtet:

(a) Das von Soulsby, 1997 gezeigte Streudiagramm „ H_S gegen T_Z “ hat (für den Starkwind-Bereich $T_Z > 5$ s, $H_S > 2$ m) den Schwerpunkt der beobachteten Datenwolke rechts der roten Soulsby-Kurve (z.B. $H_S \approx 2.75$ m für $T_Z \approx T_{m2} = 7.25$ s). Allerdings liegen auch rund 25 % des Starkwind-Seeganges „links oberhalb“ der roten Soulsby-Kurve.

(b) Bojen-Seegangsdaten nahe der Forschungsplattform Nordsee (FPN, Position in der Deutschen Bucht, Wassertiefe 30 m) aus den Jahren 1981-82 liefern das gleiche Bild wie die Seegangsdaten von Soulsby. Für den Starkwind-Bereich „ $T_Z > 5$ s, $H_S > 2$ m“ liegen die FPN-Seegangsdaten zu 16 % oberhalb und zu 84 % unterhalb der roten Soulsby-Kurve. Die FPN-Seegangs-Daten wurden gemessen vom BSH. Sie wurde von H. Günther (pers. comm.) zur Verfügung gestellt.

Verglichen mit den gemessenen Seegangs-Daten der beiden obigen Beispiele weisen sowohl die Messdaten als auch die MOPS-Ergebnisse in Abb. 57 Unterschiede auf:

(1) Alle Messdaten liegen für Starkwind in unmittelbarer Nähe der roten Soulsby-Kurve. Messdaten rechts unterhalb der Kurve fehlen vollständig. Warum das so ist, konnte nicht

geklärt werden.

(2) Die MOPS-Ergebnisse liegen für $T_{m2} > 5$ s und $H_S > 2$ m fast ausschließlich „rechts unterhalb“ der roten Soulsby-Kurve. Auf der Soulsby-Kurve liegt nur der Anatol-Seegang während der 4 Stunden vor dem Erreichen des H_S -Maximums. Eine Erklärung wird im folgenden versucht.

5.3.2 Vergleich MOPS-Seegang gegen HIPOCAS-Seegang

Von MOPS berechneter Starkwind-Seegang fehlt in der Nähe bzw. „links oberhalb“ der roten Soulsby-Kurve (rechtes Diagramm in Abb. 57). Eine mögliche Erklärung dafür liefert der Vergleich der MOPS-Ergebnisse mit den HIPOCAS-Seengangsdaten. Die rote Soulsby-Kurve gilt für sich entwickelnden Seegang, d.h. für Seegang, der in direkter Relation steht zum aktuell vorhandenen Wind. Eine solche Relation besteht für Situationen mit zunehmendem oder zeitlich konstantem Wind.

Ein gutes Beispiel für sich entwickelnden Seegang sind die auf der roten Soulsby-Kurve liegenden dunkel-orangen Anatol-Punkte im rechten Diagramm von Abb. 57. Nach dem Überschreiten der maximalen Anatol-Windgeschwindigkeit nimmt H_S ab, T_{m2} aber nimmt zu. Der Seengangs-Zustand entfernt sich (nach rechts unten) von der roten Soulsby-Kurve. Fast alle MOPS-Datenpunkte im Strang „Seegang bei Starkwind“ gelten also offenbar für „alten Seegang“ bzw. für Seegang, der langsamer abklingt als der Wind (Extremfall: Dünung). Man spricht hier auch von „nachlaufender Windsee“ oder von „toter Windsee“. Die Frage ist dann aber, warum es im rechten Diagramm von Abb.57 nicht eher eine fifty-fifty-Verteilung gibt: die eine Hälfte des MOPS-Starkwind-Seenganges im Bereich der roten Soulsby-Kurve, die andere Hälfte rechts davon (denn auffrischender Wind und abflauender Wind sollten sich zeitlich etwa die Waage halten). Eine Antwort gibt der Vergleich der MOPS-Ergebnisse mit den HIPOCAS-Seengangsdaten.

Die Seengangs-Randwerte für MOPS stammen, wie bereits in Abschnitt 4.2 gesagt, aus dem HIPOCAS-Projekt, Weisse *et al.*, 2003. Abb. 59 zeigt für eine Position „nahe Hörnum-West“ die von HIPOCAS berechneten Seengangs-Zustände für den Zeitraum November 1999 bis Oktober 2001. Die Verteilung in Abb 59 unterscheidet sich deutlich vom rechten Diagramm der Abb. 57. Den Vergleich der HIPOCAS-Seengangs-Ergebnisse mit den Bojen-Messdaten von „Hörnum-West“ zeigt Abb. 60; über diesen Vergleich wurde bereits weiter oben gesprochen. Der Vergleich der von HIPOCAS und MOPS berechneten signifikanten Wellenhöhen H_S und mittleren Wellenperioden T_{m2} , also der Vergleich der Ergebnisse zweier Modelle, ist in Abb. 61 dargestellt. Die H_S -Ergebnisse von MOPS liegen im Mittel um 0.3 m unterhalb der H_S -Ergebnisse von HIPOCAS. Dieses könnte einem im Vergleich zu HIPOCAS zu geringem MOPS-Wind geschuldet sein. Aber: der HIPOCAS-Wind (Hindcast) stimmt gut mit Beobachtungsdaten überein, und der von MOPS verwendete DWD-Prognose-Wind ist im Mittel sogar um 0.6 m/s zu stark im Vergleich mit den Beobachtungen am Pfahl Westerland (siehe Abschnitt 5.1 bzw. Abb. 44). Am Wind kann es also nicht liegen. Der Unterschied in den H_S -Ergebnissen von HIPOCAS und MOPS kann dann nur noch erklärt werden durch Unterschiede zwischen den verwendeten Seengangs-Modellen selbst: Das in MOPS verwendete k-Modell liefert bei gleichen Bedingungen geringere H_S als das in HIPOCAS verwendete WAM. Der Effekt wird umso deutlicher, je größer H_S ist.

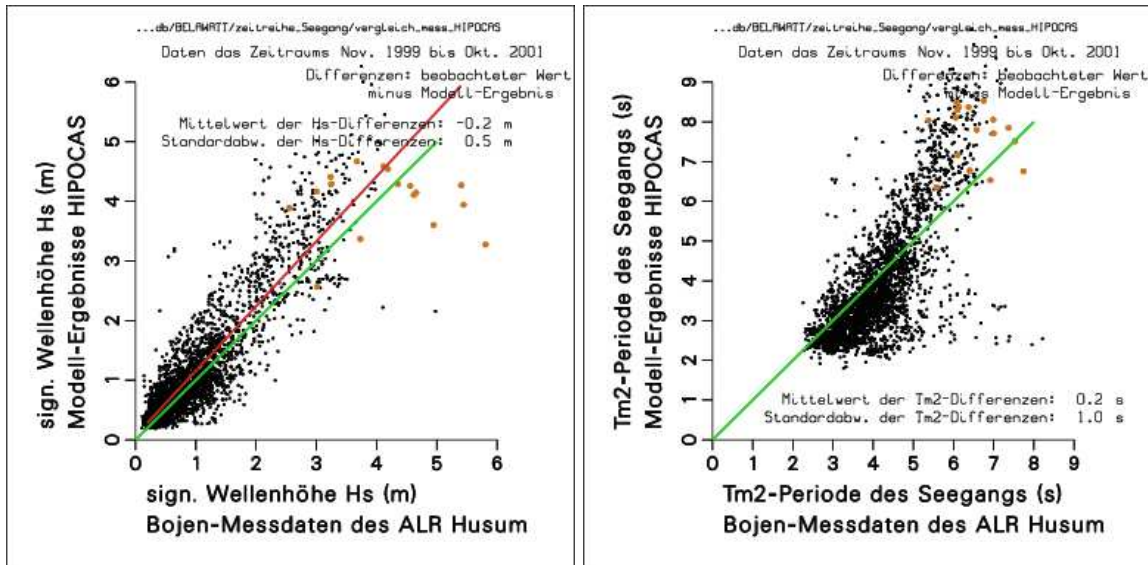


Abbildung 60: Vergleich gemessener Seegangsdaten (Waverider-Boje Hörnum-West, ALR Husum) mit HIPOCAS-Ergebnissen. Linker Plot die signifikante Wellenhöhe H_S , rechter Plot die mittlere Wellenperiode T_{m2} . Die grünen Linien sind die 45°-Geraden, die rote Linie im linken Plot ist die Regressions-Gerade. Die dunkel-orange eingezeichneten Punkte gelten für die Zeit des Anatol-Sturms im Dezember 1999.

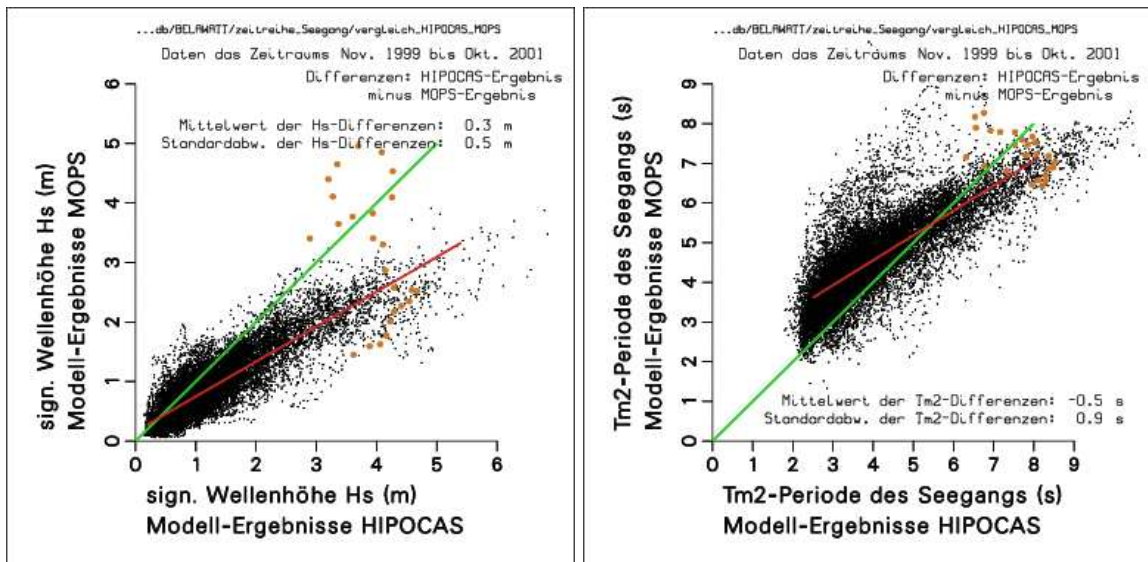


Abbildung 61: Vergleich von HIPOCAS-Seegangsergebnissen mit MOPS-Seegangsergebnissen für die Position der ALR-Seegangsboje Hörnum-West. Linker Plot die signifikante Wellenhöhe H_S , rechter Plot die mittlere Wellenperiode T_{m2} . Die grünen Linien sind die 45°-Geraden, die rote Linie im linken Plot ist die Regressions-Gerade. Die dunkel-orange eingezeichneten Punkte gelten für die Zeit des Anatol-Sturms im Dezember 1999.

Eine Ausnahme-Situation gibt es im linken Diagramm von Abb. 61: Für einige Datenpunkte des Sturmtiefs Anatol gilt $H_S(\text{MOPS}) > H_S(\text{HIPOCAS})$. Der Grund dafür ist die lokal begrenzte kräftige Windspitze während Anatol (siehe auch die Bildunterschrift zu Abb. 44). Diese

Windspitze war im HIPOCAS-Wind so ausgeprägt nicht enthalten: der maximale Windspeed im Seegebiet vor Sylt während Anatol ist bei HIPOCAS: 20 m/s. Im Vergleich dazu ist der aus DWD-Messdaten abgeleitete maximale Windspeed in MOPS: 33 m/s. Das k-Modell stand hier also vor der Situation, den am Rand vorgegebenen HIPOCAS-Seegang noch weiter zu erhöhen (noch weiter zu entwickeln). Die für diese Situation berechneten Seegangs-Zustände liegen in Abb. 57 (rechtes Diagramm) auf der roten Soulsby-Kurve. In praktisch allen anderen Fällen war der am Modellrand vorgegebene HIPOCAS-Starkwind-Seegang aber bereits zu hoch für das k-Modell in MOPS: in MOPS entartete der Seegang zu einer „nachlaufenden Windsee“. Das könnte der Grund sein dafür, dass die Seegangs-Zustände des „MOPS-Starkwind-Stranges“ im rechten Diagramm von Abb. 57 fast komplett rechts der roten Soulsby-Kurve liegen.

Im Gegensatz zu H_S werden die von HIPOCAS vorgegebenen Wellenperioden T_{m2} von MOPS noch erhöht, siehe das rechte Diagramm von Abb. 61. Nur dann, wenn das HIPOCAS- T_{m2} bereits sehr hoch ist (> 6 s), wird T_{m2} von MOPS verkleinert.

Das Überraschendste am Vergleich von Abb. 59 mit dem rechten Diagramm von Abb. 57 ist das Fehlen einer ausgeprägten Dünung im HIPOCAS-Seegang. Eigentlich ist angesichts des rechten Diagramms von Abb. 57 davon auszugehen, dass die von MOPS berechnete Dünung bereits von HIPOCAS vorgegeben wird. Das ist aber ganz offensichtlich nicht so! Eine Betrachtung des Dünungs-Stranges der MOPS-Ergebnisse zeigt: Das Gros der MOPS-Dünung ist entstanden aus HIPOCAS-Seegang mit $H_S < 1.2$ m und T_{m2} zwischen 3 s und 5 s. Aus diesem HIPOCAS-Seegang ist durch MOPS (k-Modell) ein Seegang entstanden mit $H_S < 0.8$ m und T_{m2} zwischen 6 s und 8 s. Der Frage, welche Modell-Mechanismen diese Seegangs-Transformation bewirkt haben, oder die Frage, bei welchen Wind-Situationen die Transformation passiert, wird hier nicht weiter nachgegangen.

5.3.3 Waverider-Boje im Hörnum-Tief

Für den Vergleich der MOPS-Seegangs-Ergebnisse mit Bojendaten (Position der Boje siehe Abb. 37) wurde der Zeitraum 00:00 UTC 06.08.2002 bis 00:00 UTC 12.08. 2002 ausgewählt.

Über den gesamten modellierten Zeitraum war der Wind relativ konstant ablandig aus östlichen Richtungen mit Windgeschwindigkeiten um 5 m/s. Ein Zeitraum mit schwachen Winden wurde deshalb gewählt, weil das k-Modell für stärkere Winde bereits getestet wurde (Schneeggenburger *et al.*, 2000). Die Abb. 37 zeigt eine für solche Windsituationen typische Entwicklung des Seegangs, der sich "vom Land ins Meer" entwickelt.

Als Messdaten stehen nur die Daten der Seegangsboje zur Verfügung; die Wellendaten des Messpfahls (2 Hz Werte) sind 'wegen massiver Kommunikationsprobleme zwischen Messpfahl und Empfangsrechner' für den August 2002 nicht vorhanden. Die Messdaten der Seegangsboje sind für Schwachwind dadurch beeinträchtigt, dass nur Seegang mit Frequenzen < 0.6 Hz (Wellenperioden > 1.7 sec) gemessen wird. Dadurch sind die gemessenen Wellenperioden generell zu hoch, und die gemessenen Wellenhöhen sind, weil der hochfrequente Teil des Seegangs-Spektrums nicht berücksichtigt wird, generell zu gering.

Die Bojendaten wurden bezüglich der Peakperiode gefiltert: die Messungen mit unsinnigen Peakperioden wurden nicht weiter verwendet.

Es wurden zwei Versionen des Seegangs berechnet: mit und ohne Berücksichtigung der vom

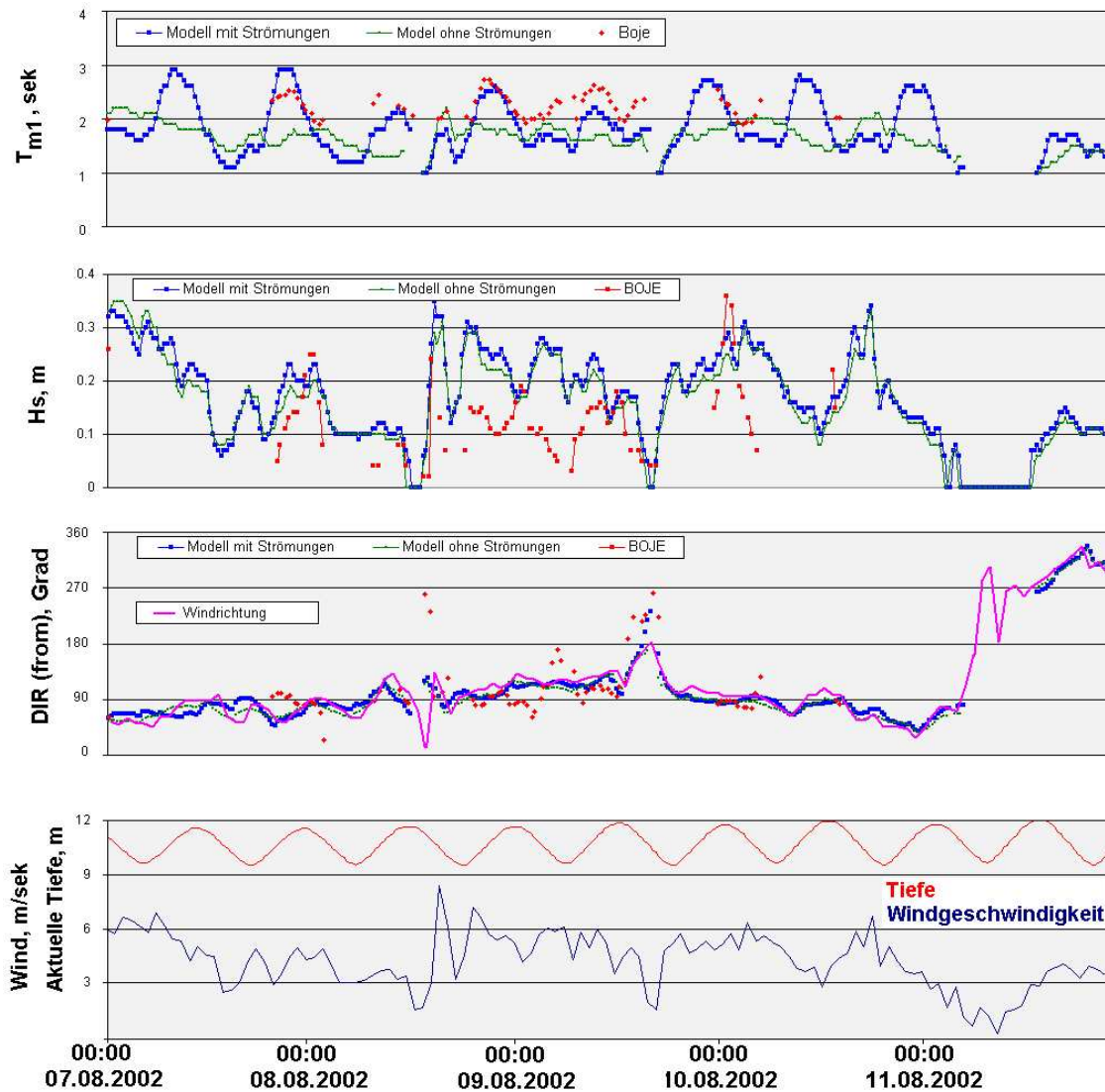


Abbildung 62: Vergleiche mit Bojendaten: Wellenhöhe, T_{m1} -Periode (hier ausnahmsweise anstelle der T_{m2} -Periode), Richtung. Der Wind wurde am GKSS-Pfahl gemessen. Strömungen und Wassertiefen wurden vom TRIM-Modell berechnet.

TRIM Modell berechneten Tidedrömung. Der Vergleich der Modellergebnisse mit den Bojendaten zeigt folgendes (siehe Abb. 62):

1. Die Messdaten der Boje zeigen eine sinusoidale Variation der T_{m1} Periode (= mittlere Periode) im Abhängigkeit von der Tidephase. Bei Flutstrom werden die Wellenperioden größer, bei Ebbstrom kleiner (zur Orientierung ist der Wasserstand in untersten Plot (rot) eingezeichnet). Die zeitliche Variation der T_{m1} Periode ergibt sich aus der Dopplerverschiebung des Seegangs durch die Strömung. Das Modell gibt diesen Prozess gut wieder (Berechnung *mit* Strömungen: blau).
2. Bei den berechneten signifikanten Wellenhöhen H_s gibt es kaum Unterschiede zwischen den Versionen mit Strömung und ohne Strömung. Die berechneten H_s reagieren, wie nicht anders

zu erwarten, exakt auf den Wind-Input (Plot ganz unten).

3. Die modellierten H_s zeigen im Vergleich zu den Bojendaten die größeren Werte. Das erklärt sich aus der Nicht-Berücksichtigung der Wellen-Frequenzen $> 0,6$ Hz bei den Bojendaten. Aus dem gleichen Grund ist ein detaillierter Vergleich der gemessenen und der berechneten H_s -Zeitreihen problematisch.

4. Im zweiten Plot von unten sind die Windrichtung (Pfahlmessung) sowie die Richtungen des berechneten und des gemessenen Seegangs eingezeichnet. Abgesehen von der Streuung (Messfehler bei sehr niedrigem Seegang) der gemessenen Daten ist die Übereinstimmung der gemessenen und berechneten Seegangsrichtungen akzeptabel.

6 Ergebnisse der Modellrechnungen

6.1 Zwei-jährige Zeitreihe aller dynamischen Größen

Die verfügbare CPU-Zeit erlaubte es, den Zeitraum von November 1999 bis Oktober 2001 mit "realen" Antriebsdaten mit dem gekoppelten Modellsystem MOPS zu simulieren. Die dynamischen Felder für Geschwindigkeit, Wasserstand, Wellenhöhe, Wellenperiode und Seegangrichtung wurden im 20-Minuten-Takt, die Seegangsspektren im 1-Stunden-Takt archiviert. Diese Daten sind die Basis für die weiteren Untersuchungen.

6.2 Wassertransporte

Wassertransporte / Flüsse

Aus den MOPS-Modellergebnissen des Zeitraums November 1999 bis Oktober 2001 wurden Wassertransport-Bilanzen für das Hörnumertidebecken berechnet. Die zugrunde liegenden Querschnitte zwischen Sylt und Amrum, Amrum und Föhr sowie Föhr und Festland (Abb. 63) orientieren sich an Ross *et al.*, 1998. Die berechneten Wassertansporte werden hier dargestellt für zwei Monate: den windschwachen August 2000 und den Starkwind-Monat Dezember 1999.

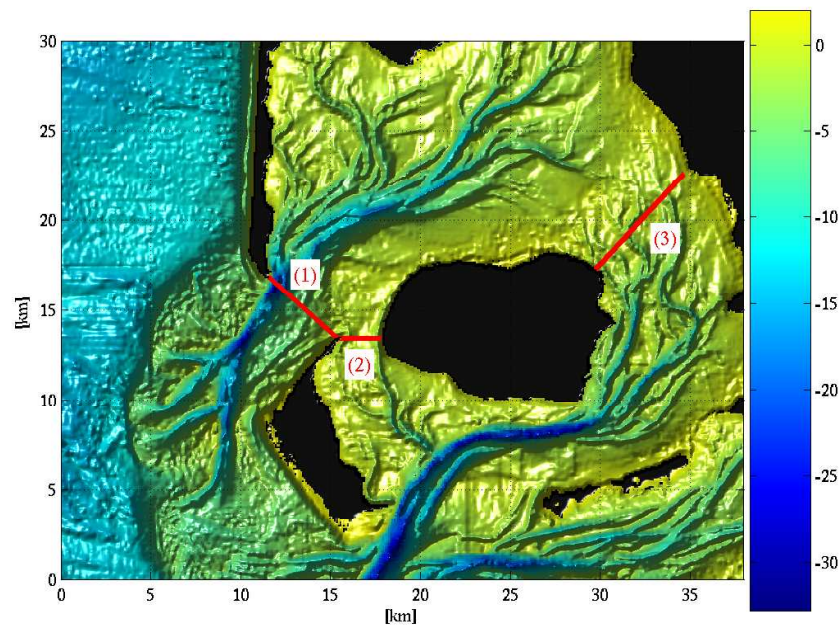


Abbildung 63: Tiefenverteilung [m] im Hörnumertidebecken mit Lage der Querschnitte für die Berechnung der Wassertransporte: (1) Sylt-Amrum, (2) Amrum-Föhr, (3) Föhr-Festland

Wie in der unteren Grafik in Abb. 64 zu sehen, war im August 2000 der Wind meist deutlich geringer als 10 m/s. Im oberen Diagramm von Abb. 64 sind die Transporte durch die drei

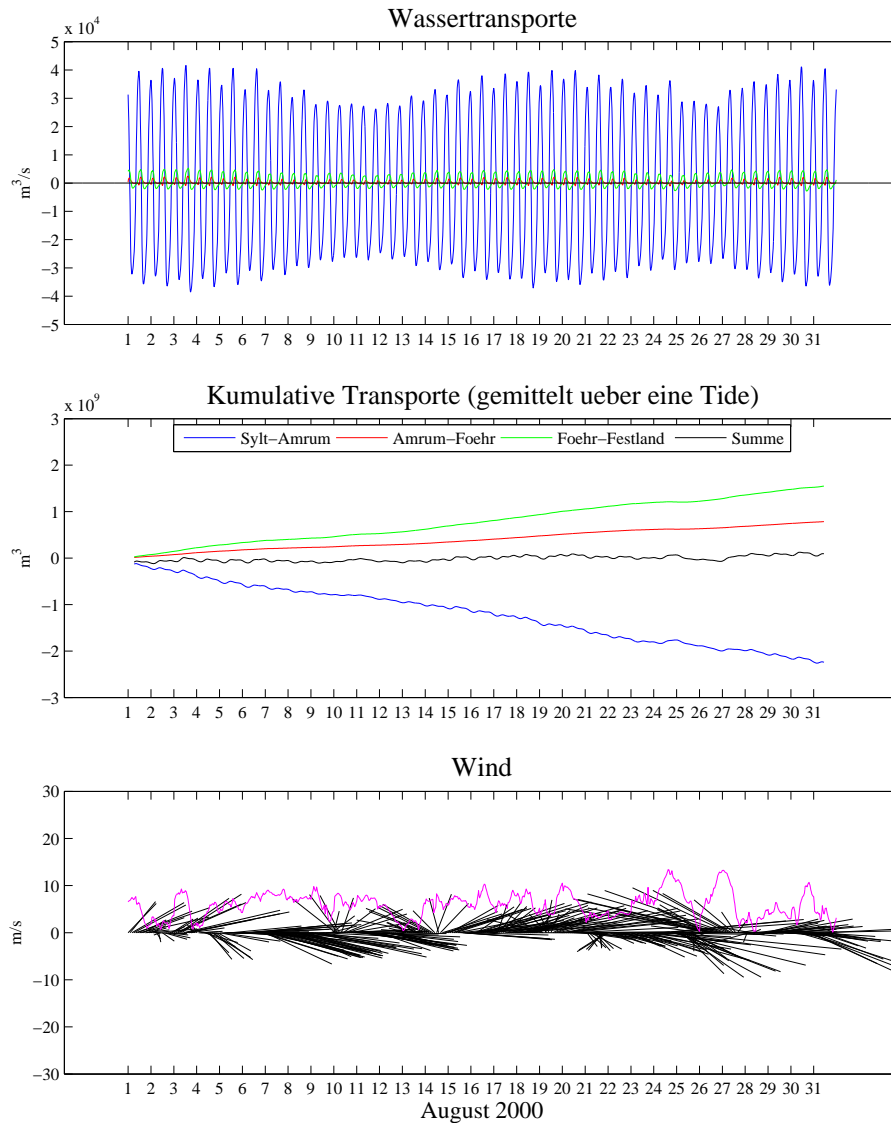


Abbildung 64: Wassertransporte im August 2000 durch die in Abb. 63 gezeigten Querschnitte. Positive Werte sind Transporte in das Tidebecken hinein. Oben: zeitlich aufgelöste Wassertransporte in m^3/s . Mitte: Kumulative Transporte (=Wassermengen) [m^3] berechnet aus den Netto Transporten über eine M2-Tide. Im unteren Diagramm ist der Wind aufgetragen, in schwarz Vektoren des Windes, zusätzlich in rot die zugehörige Windgeschwindigkeit [m/s]. Die Länge der Wind-Vektoren ist proportional zur Windgeschwindigkeit. Ein Vektor startet auf der Null-Achse und zeigt in jene Richtung, in die der Wind weht.

Querschnitte abgebildet, positive Werte bedeuten einen Transport in das Becken hinein. In Blau dargestellt sind die kräftigen Transporte durch den Schnitt Sylt-Amrum. Die Transporte durch die Querschnitte Föhr - Festland (grün) und Amrum - Föhr (rot) sind deutlich geringer. Beim Wassertransport durch den Schnitt Sylt-Amrum erkennt man die halbtägige Hauptmond tide

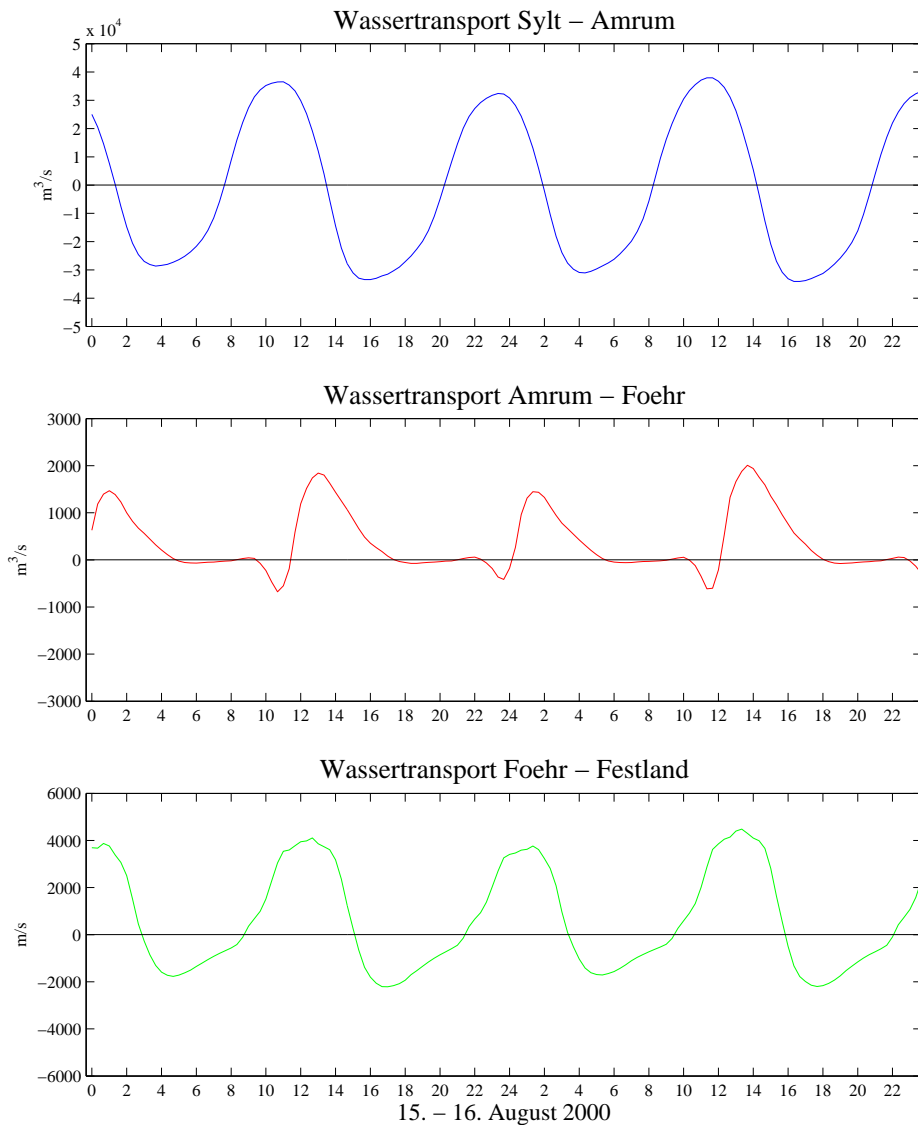


Abbildung 65: Aus MOPS-Ergebnissen berechnete Wassertransporte am 15.-16. August 2000. Positive Wassertransporte laufen in das Hörnum Tidebecken hinein.

M2 als stärkste Faktor. Auch andere Gezeiten, insbesondere die tägliche Ungleichheit und der Spring-/Nippzyklus sind gut zu erkennen.

Abb. 65 zeigt die Wassertransporte en detail (für 2 Tage) durch die drei Schnitte mit jeweils passendem Maßstab. Die Kurve des Wassertransports zwischen Amrum und Föhr weist innerhalb einer Tide Asymmetrien auf, während die Transporte durch die beiden anderen Schnitten nahezu sinusförmig verlaufen. Dies deutet auf komplizierte Strömungsverhältnisse in dem Gebiet zwischen Amrum Tief (Abb. 2) und Hörnum Tief hin.

In der mittleren Grafik der Abb. 64 ist der Wassertransport über die Zeit aufaddiert und über

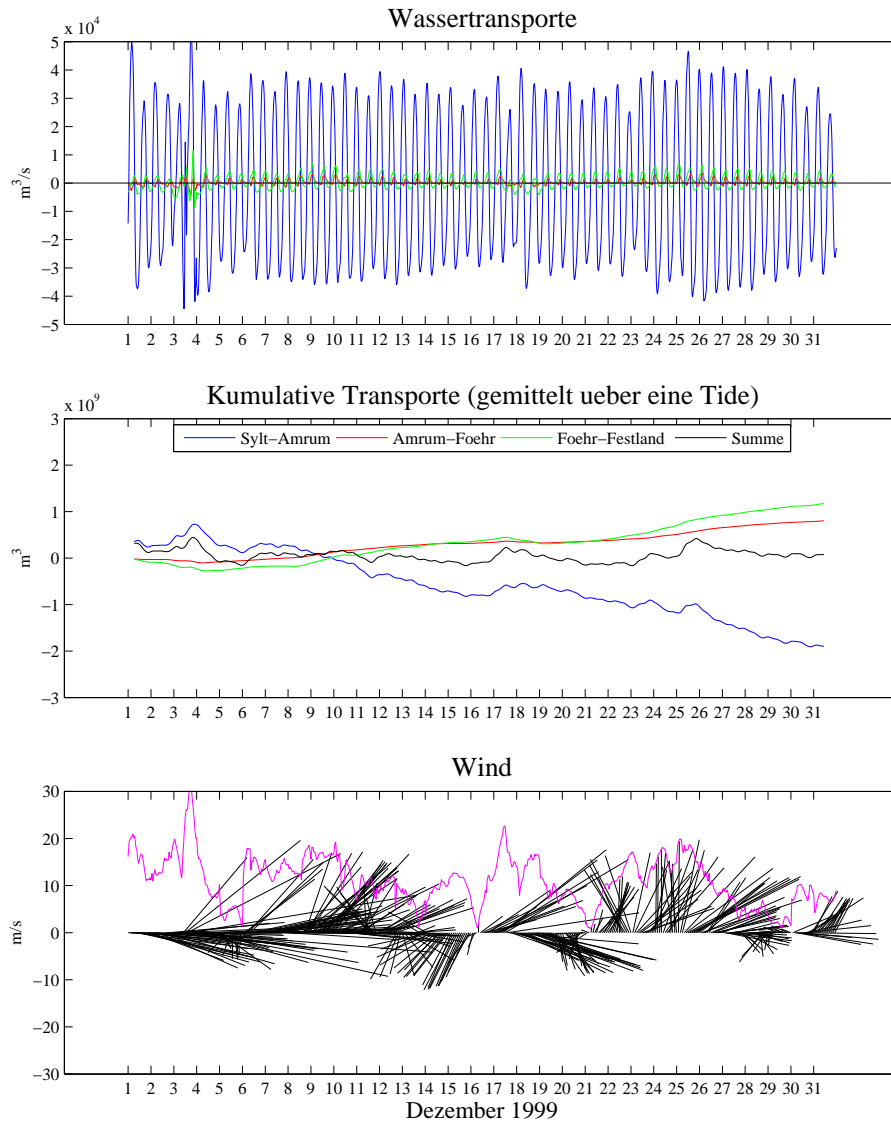


Abbildung 66: Wassertransporte im Dezember 1999 durch die in Abb. 63 gezeigten Querschnitte. Weitere Information siehe Bildunterschrift zu Abb. 64.

eine Tide gemittelt abgebildet. Es ist zu erkennen, dass durch den Schnitt zwischen Sylt und Amrum netto Wasser ausgetragen wird. In den 31 Tagen des August 2000 betrug diese Menge $2.24 \cdot 10^9 m^3$. Die entsprechende Menge musste durch die Schnitte Amrum-Föhr ($0.78 \cdot 10^9 m^3$) und Föhr-Festland ($1.55 \cdot 10^9 m^3$) eingetragen werden.

Betrachtet man den Wassertransport zu einer Zeit mit stärkeren Windereignissen wie im Dezember 1999 (Abb. 66), so ist auch der Windeinfluss deutlich. Aus der Addition der Transporte in der mittleren Grafik der Abb. 66 lässt sich erkennen, dass während starker Windereignisse aus westlichen Richtungen der Netto-Transport durch den Schnitt Sylt-Amrum sogar positiv ist. So

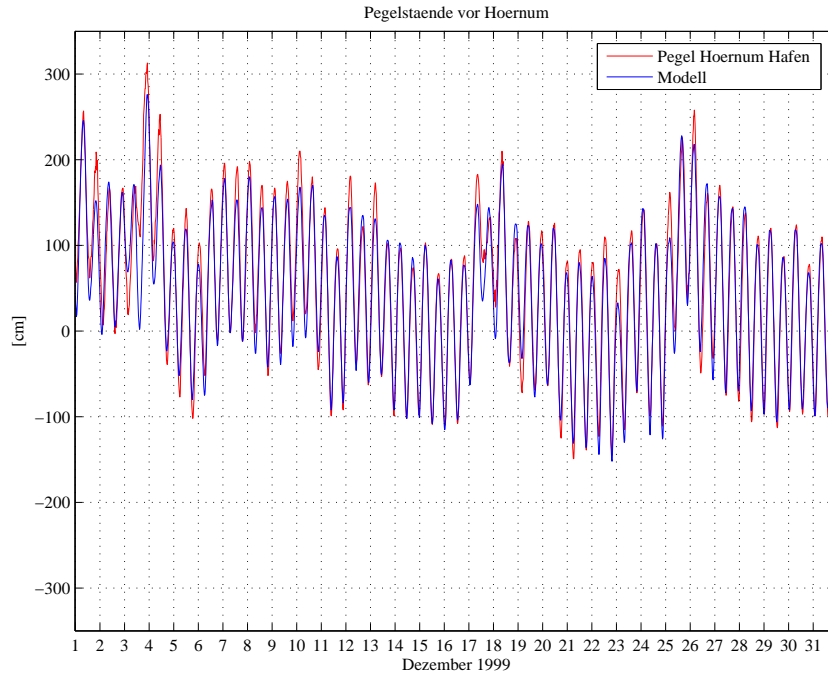


Abbildung 67: Pegelstände im Dezember 1999, Rot - gemessene Pegelstände im Hörnummer Hafen (WSA Tönning), Blau - Modellergebnisse bei Hörnum

wird auch im Vergleich zum August 2000 in diesen 31 Tagen mit $1.88 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ weniger Wasser durch diesen Schnitt heraus transportiert. Der Netto-Transport durch den Schnitt Amrum-Föhr ist mit $0.80 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ im Vergleich zum August 2000 nahezu identisch. Der 'Ausgleich' erfolgt durch den reduzierten Eintrag von $1.18 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ durch den Schnitt Föhr-Festland.

In den mittleren Diagrammen der Abbildungen 64 und 66 ist neben dem kumulativen Transport durch die drei Querschnitte auch die Summe der bis zum jeweiligen Termin aufgelaufenen 3 kumulativen Querschnitts-Transporte als schwarze Kurve eingezeichnet. Ist die Summe der kumulativen Transporte gleich Null, so ist die Wassermenge im Hörnummer Tidebecken konstant. Dann hat sich der mittlere Wasserstand im Hörnummer Tidebecken gegenüber dem Beginn des jeweiligen Monats nicht geändert. Da in den mittleren Grafiken von Abb. 64 und Abb. 66 über eine M2-Tide gemittelt wurde, sind Wasserstandsänderungen innerhalb einer M2-Tide nicht zu sehen. Im August 2000 weicht die Summe daher nur gering von Null ab. Im Dezember 1999 hingegen gibt es Zeiträume, in denen die Summe größer Null ist. Das sind Zeiträume mit erhöhtem Wasserstand, der durch Windstau verursacht wurde. Dies wird auch bei der Betrachtung des Wasserstandes für den Bereich Hörnum deutlich. In Abb. 67 sind in rot die vom WSA Tönning gemessenen Pegelstände im Hörnummer Hafen, in blau die von MOPS berechneten Wasserstände dargestellt.

6.3 Seegang induzierte Energieeinträge in die Küstenlinie

Daten über seegang induzierte Belastungen des Küstenvorlandes und des Strandes sind von grundlegender Bedeutung für die Planung von Baumaßnahmen und zur Abschätzung von Risiken, insbesondere im Hinblick auf sich ändernde Umweltbedingungen. Diese Informationen sind schwierig zu beschaffen. Ein Verfahren der Wahl ist, von Seegangsböjen gemessene Zeitreihen relevanter Parameter dazu zu verwenden, den Energiefluss und die Energiedissipation des Wellenfeldes am Ort der Boje abzuleiten, und diese Werte mit Hilfe empirischer Formeln auf den (nicht gemessenen) Energiefluss und die Energiedissipation unmittelbar an der Küste zu extrapolieren (siehe Witte *et al.*, 2000). Geeignete Strömung-Seegangmodelle können diese Interpolationen/Extrapolationen auf ganze Küstenregionen ausdehnen.

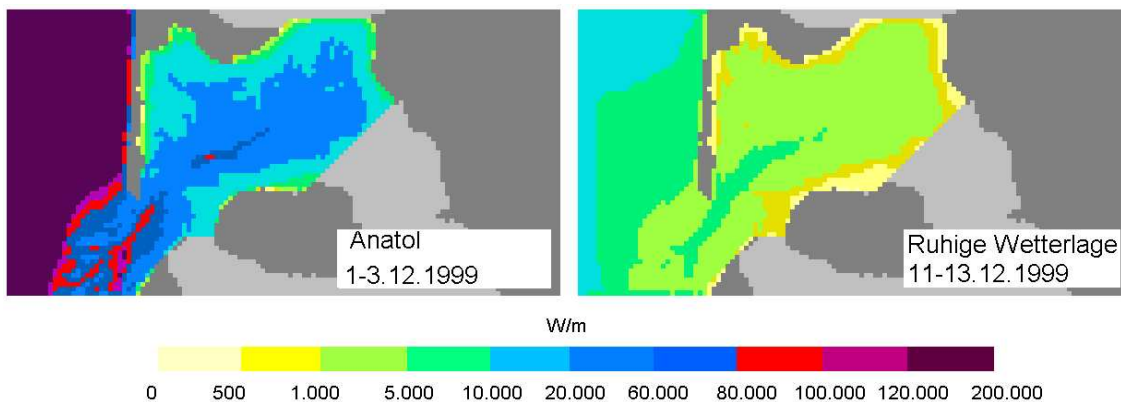


Abbildung 68: Energiefluss (Absolutbetrag) des Seegangs. Links: Mittelwert über 3 Tage während des Sturms Anatol. Rechts: Mittelwert über 3 Tage während einer Schönwetterlage

Die in BELAWATT in 20-minütigem Abstand vorliegenden berechneten Zeitreihen flächenhafter Seegangsinformation erlauben es, den Energietransport des Seegangs und den Energieeintrag in die Küste direkt abzuschätzen. Hierzu wird aus der zwei-jährigen Zeitreihe der Dezember 1999 gewählt, da dieser Monat durch starke auflandige Winde (der Sturm Anatol fällt in diesen Zeitraum) gekennzeichnet ist.

Ausgangspunkt ist die berechnete Seegang-Energiedichte E_w (= Wellenenergie pro Einheitsfläche mit der Dimension $[kg/s^2] = [J/m^2] = [Ws/m^2]$). Der Energiefluss (d.h. die Leistung, welche über einen Meter quer zur Ausbreitungsrichtung vom Wellenfeld transportiert wird) ist dann gegeben durch:

$$\mathbf{F} = E_w \mathbf{C}_g \quad (13)$$

wobei C_g die Gruppengeschwindigkeit der Wellen ist. Abb. 68 zeigt den über mehrere Tage gemittelten Absolutbetrag des Energieflusses für eine Sturmperiode (links) und für einen Schönwetterabschnitt (rechts). Die Energieflüsse unterscheiden sich um bis zu drei Größenordnungen.

Um die Energieflüsse in Strandnähe zu berechnen (siehe Abb. 69), wird angenommen, dass keine Wellenreflexion stattfindet, d.h. zwischen dem strandnächsten nassen Gitterpunkt und dem trockenen Strand wird der normal gerichtete Energiefluss vollständig dissipiert.

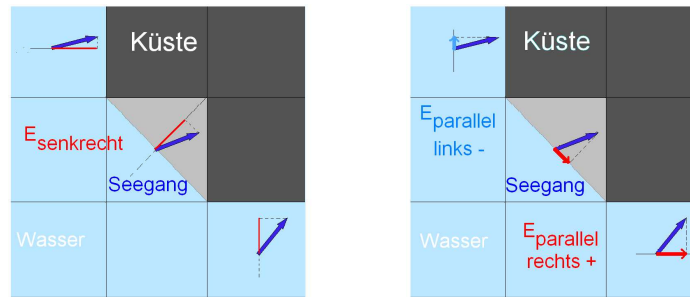


Abbildung 69: Berechnung der küstennormalen und küstenparallelen Komponente des Energieflusses. Für eine Küstenlinie, die parallel zu den Gitterlinien des Modells verläuft, ist die Berechnung der Energiefluss-Komponenten eindeutig. Im Fall einer "gestuften" Modell-Küstenlinie wird eine diagonale Hilfslinie gezogen (Linie zwischen blau und hellgrau). Anhand dieser Hilfslinie werden die küstennormale und die küstenparallele Komponente des Energieflusses definiert.

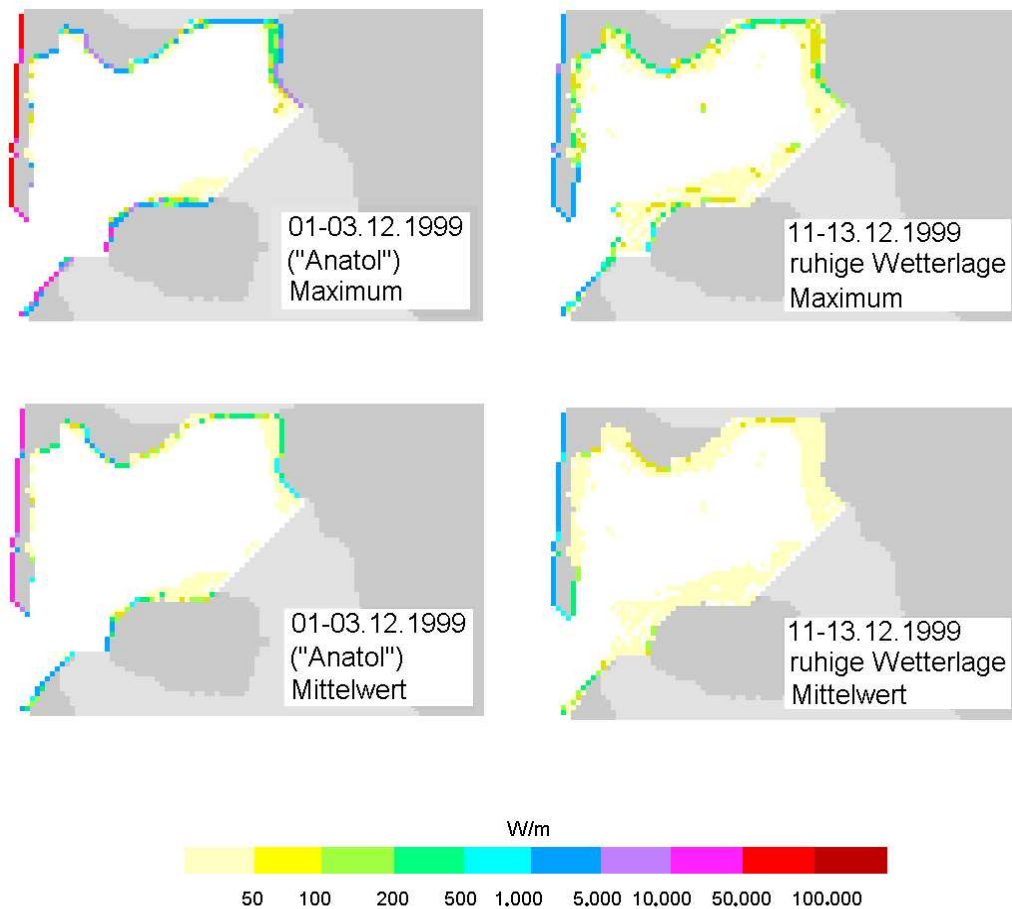


Abbildung 70: Die küstennormale Komponente des Energieeintrags für zwei dreitägige Episoden im Dezember 1999. Obere Reihe: Maximalwerte. Untere Reihe: Über die Dauer der Episoden gemittelte Werte. Die küstennormale Komponente trägt zur Erosion der Küste und zur Mobilisierung des Sediments bei.

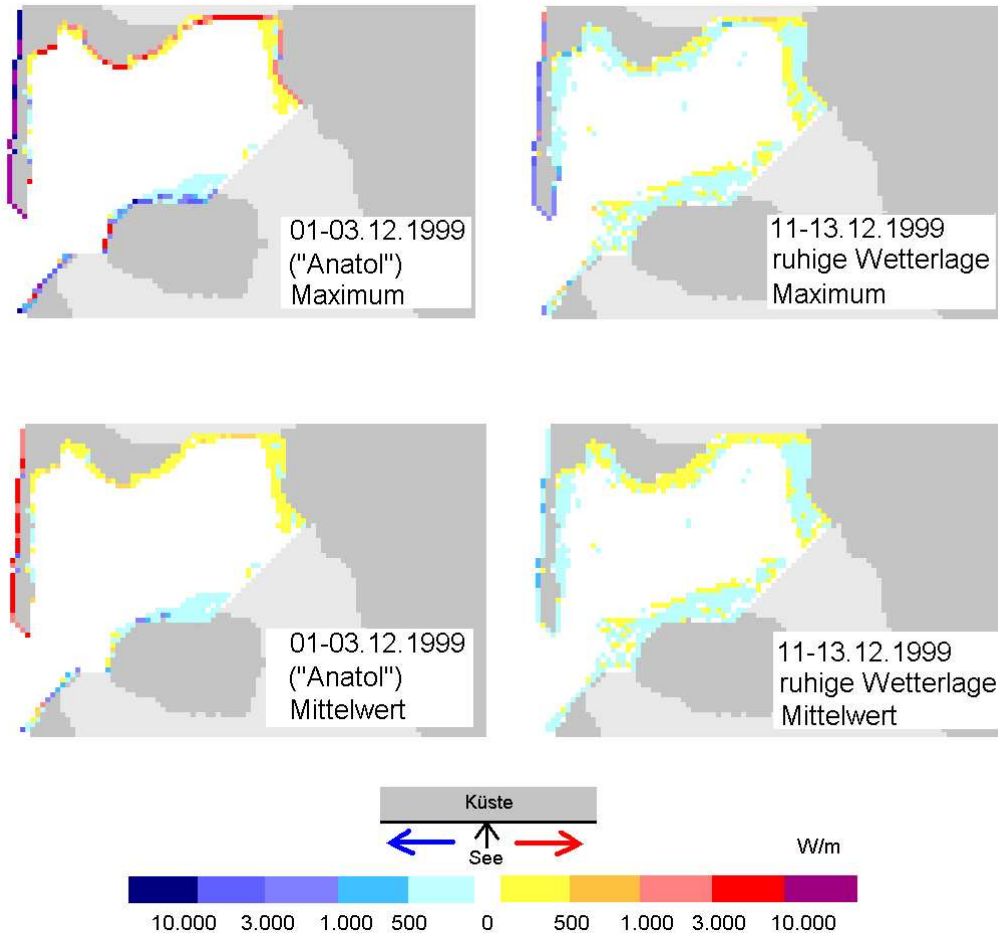


Abbildung 71: Die küstenparallele Komponente des Energieflusses für zwei dreitägige Episoden im Dezember 1999. Obere Reihe: Maximalwerte. Untere Reihe: Über die Dauer der Episoden gemittelte Energieflüsse. Diese Komponente trägt zum küstenparallelen Sedimenttransport bei.

Abb. 70 zeigt die Energiedissipation entlang der Küstenlinie. Maximalwerte (von über 50 KW/m) werden erwartungsgemäß entlang der Außenstrände von Sylt und Amrum erreicht. Falls detaillierte Information über die Bodenstruktur im unmittelbaren Strandvorland verfügbar ist, kann man abschätzen, wo innerhalb des eine Gitterzelle breiten Streifens der Hauptanteil der Energie dissipiert wird.

Abb. 71 zeigt die der Abb. 70 entsprechenden küstenparallelen Energieflüsse. Die Flussrichtung ist farbcodiert: blickt man von See auf den Strand, dann ist der nach links gerichtete Fluss in Blautönen, und der nach rechts gerichtete in Rottönen gefärbt. Die küstenparallelen Energieflüsse sind deutlich geringer als die Normalenflüsse in Abb. 70, können jedoch bei Sturm über 10 KW/m erreichen.

Zur Darstellung des zeitlichen Verlaufs einiger Parameter wurden drei Stationen gewählt: Station 1 - Westseite Sylt als exponierte Station, Station 2 - südlich der Nösse Halbinsel als geschützter Ort und Station 3: westlich von Föhr - Dunsum als temporär exponierte Lage. Die Positionen der drei Stationen sind in den Abbildungen 72 bis 74 jeweils rechts oben "inge-

blendet“.

In den Abbildungen 72 bis 74 sind über die Tage des Dezember 1999 die folgenden berechneten Parameter von oben nach unten aufgetragen: Signifikante Wellenhöhe, küstenparallele Strömung, Seegangs-Energiefluss F_S senkrecht auf die Küste (Dissipation), Seegangs-Energiefluss F_P parallel zur Küste, Betrag der Windgeschwindigkeit 10 m über Grund, tidenabhängige Wassertiefe am jeweiligen Standort.

Die Farbcodierung in den Abb. 72 bis 74 unterscheidet zwischen dem Dezember 1999 (Ist-Zustand) und einem 'Klima-Dezember' (siehe Abschnitt 8.1), bei dem der Meeresspiegel um 0.5 m erhöht und der Wind um 10 % verstärkt wurde (Szenario 50+W). Blau: Simulation des Ist-Zustandes, Violett: Klimasimulation, Rot: Differenz Klimasimulation minus Ist-Zustand. Die Energieflüsse des Seegangs steigen um bis zu 30 % während Starkwindlagen an.

Abb. 75 zeigt schließlich den seegangs-erzeugten Energiefluss in einem West-Ost-Profil querab des Sylter Außenküste. Details sind der Bildunterschrift zu entnehmen.

6.4 Bodenschubspannungen

Die Belastung des Wattbodens durch Hydrodynamik wird in BELAWATT beschrieben bzw. quantifiziert durch die sog. Boden-Schubspannung τ . Drei Gründe sprechen für die Verwendung von τ als Belastungsgröße:

- (1) „Belastung“ wird landläufig mit „Druck“ gleichgesetzt. Die Boden-Schubspannung ist ein Druck, wenn auch ein an der Sohle tangential angreifender. Die Dimension der Boden-Schubspannung ist $[N/m^2]$.
- (2) τ wird von den Wasserbau-Ingenieuren verwendet für die Berechnung des Sediment-Transports, also für eine typische Reaktion des Gewässerbodens auf Belastung.
- (3) Die Boden-Schubspannung τ wird berechnet sowohl für Strömung (τ_c), für Seegang (τ_w) und für Strömung und Seegang gemeinsam (τ_{cw}). Das heisst: es kann ein und dieselbe Größe „Boden-Schubspannung“ verwendet werden, um die Belastung des Gewässerbodens durch Strömung und/oder Seegang zu beschreiben.

Das Gebiet für die Berechnung der Boden-Schubspannung τ ist das gleiche wie das Rechengebiet des k-Modells, siehe Abb. 76. Im Gegensatz zum Seegang wird die Strömung im *gesamten* Modellgebiet berechnet. Insbesondere sind also die Grenzlinien zwischen Amrum und Föhr bzw. zwischen Föhr und dem Festland für das Strömungsmodell nicht vorhanden. Im Unterschied zur Gitterweite (400 m) des k-Modells ist die horizontale Gitterweite fuer die τ -Berechnung: 100 m. Die Seegangs-Ergebnisse des k-Modells werden auf das 100 m Gitter interpoliert, siehe Abschnitt 10. Jedes 100 m Gitter-Element steht für eine Wassersäule mit entsprechender Grundfläche. Die Wassersäule ist vertikal aufgeteilt in einzelne Gitterzellen mit Dicken zwischen 0.5 und 2 m. Die Boden-Schubspannung $\tau(x, y)$ wird in Boden-Mitte einer Wassersäule berechnet.

6.4.1 Boden-Rauhigkeit

Im TRIM-Modell wird die Bodenreibung für die Strömungsberechnung durch die Rauheitslänge $z_0(x, y)$ vorgegeben. Die Rauheitslänge $z_0(x, y)$ beinhaltet sowohl den Reibungseffekt der am Boden liegenden Sedimentkörner (skin friction) als auch den Reibungseffekt der

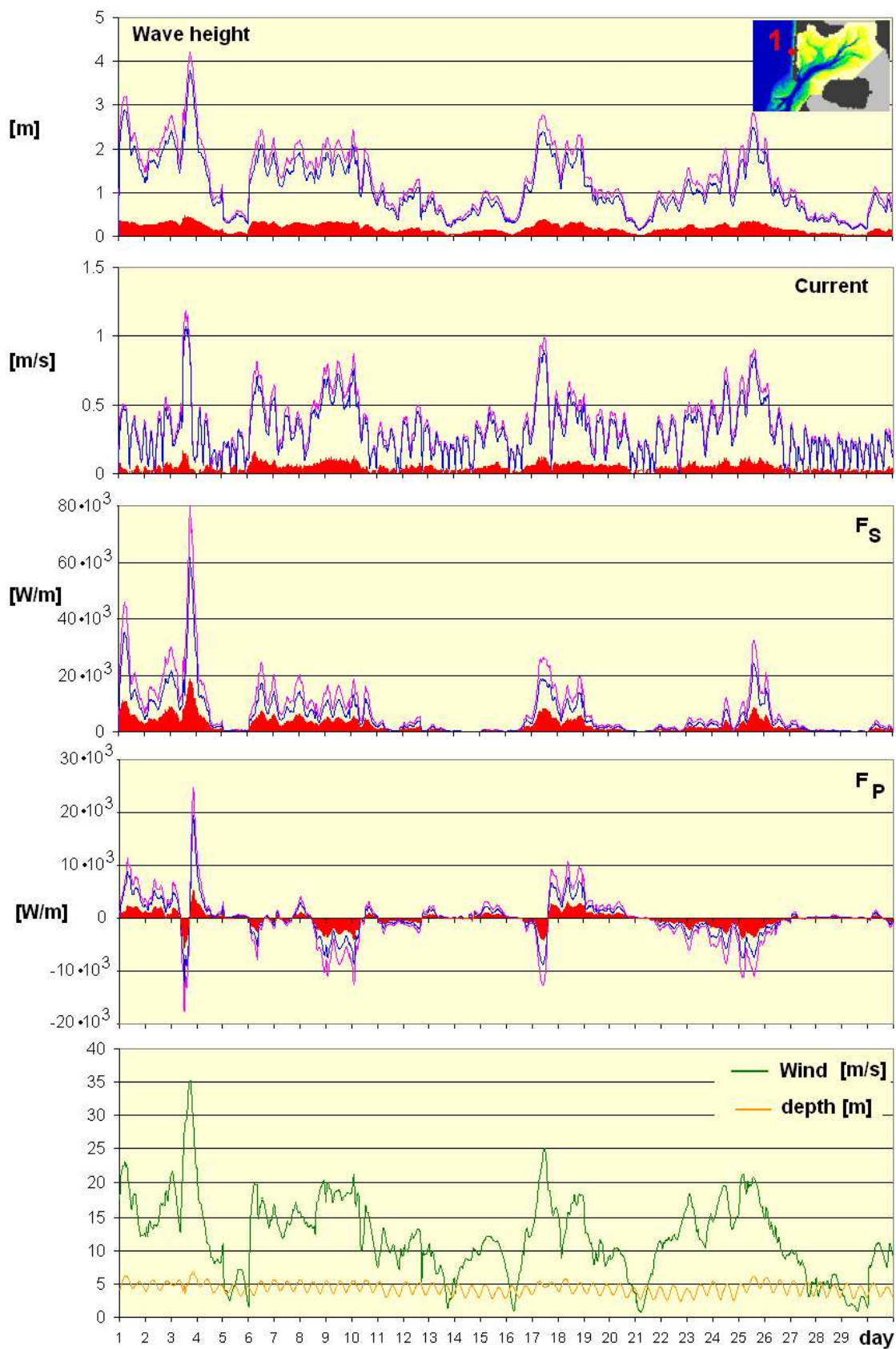


Abbildung 72: Zeitreihen für Station 1 (siehe Inlay)

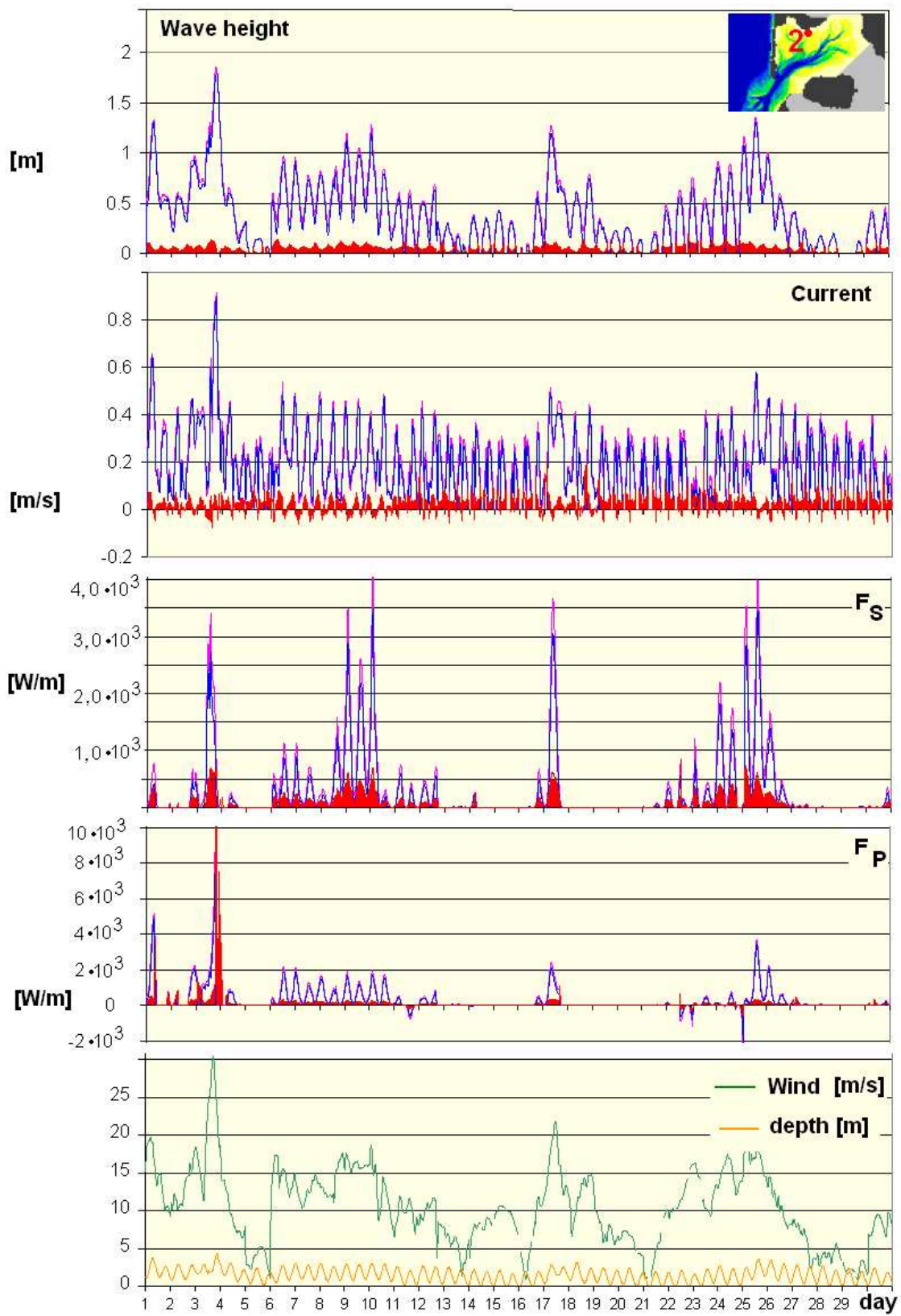


Abbildung 73: Zeitreihen für Station 2 (siehe Inlay)

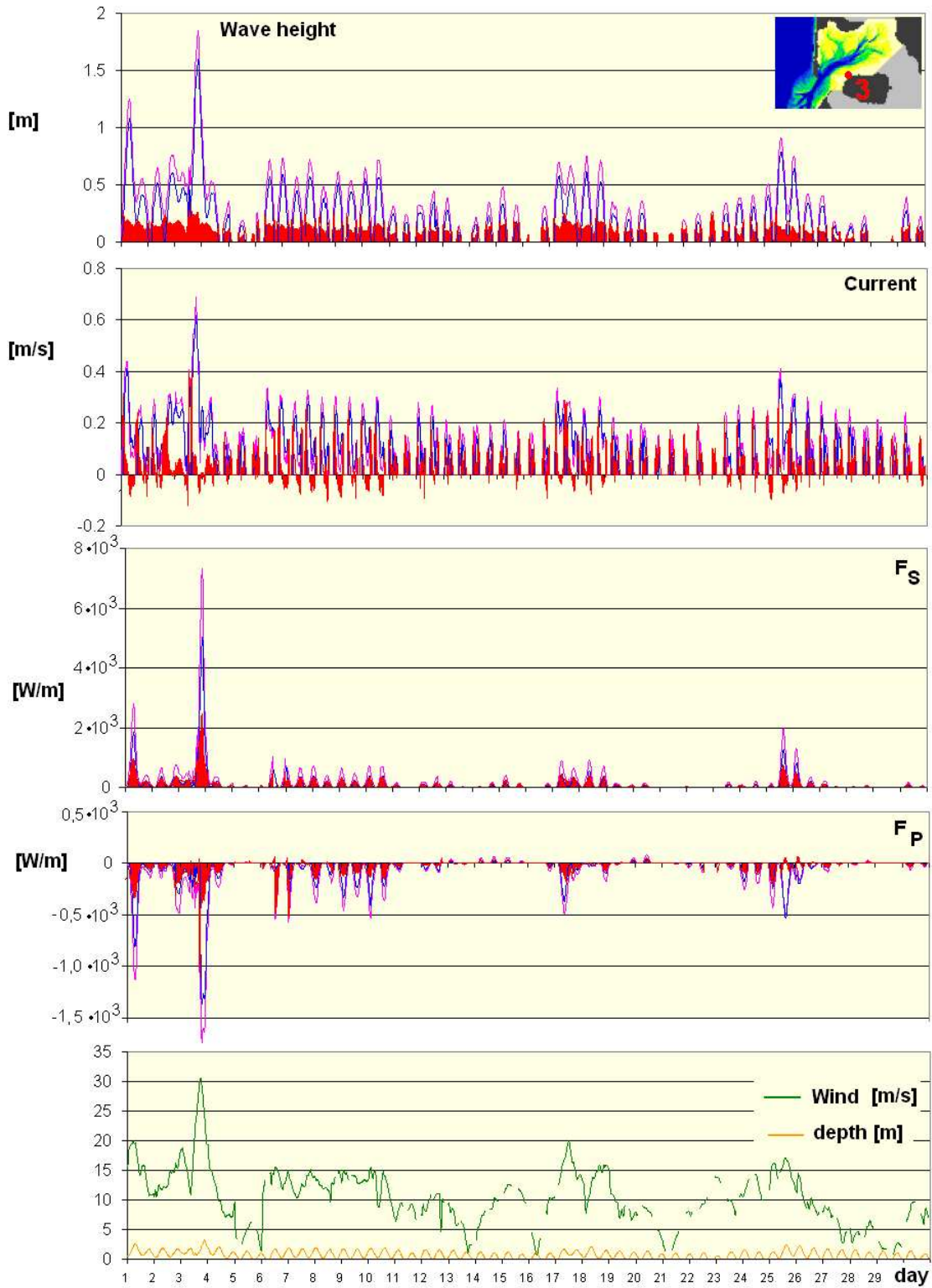


Abbildung 74: Zeitreihe für Station 3 (siehe Inlay)

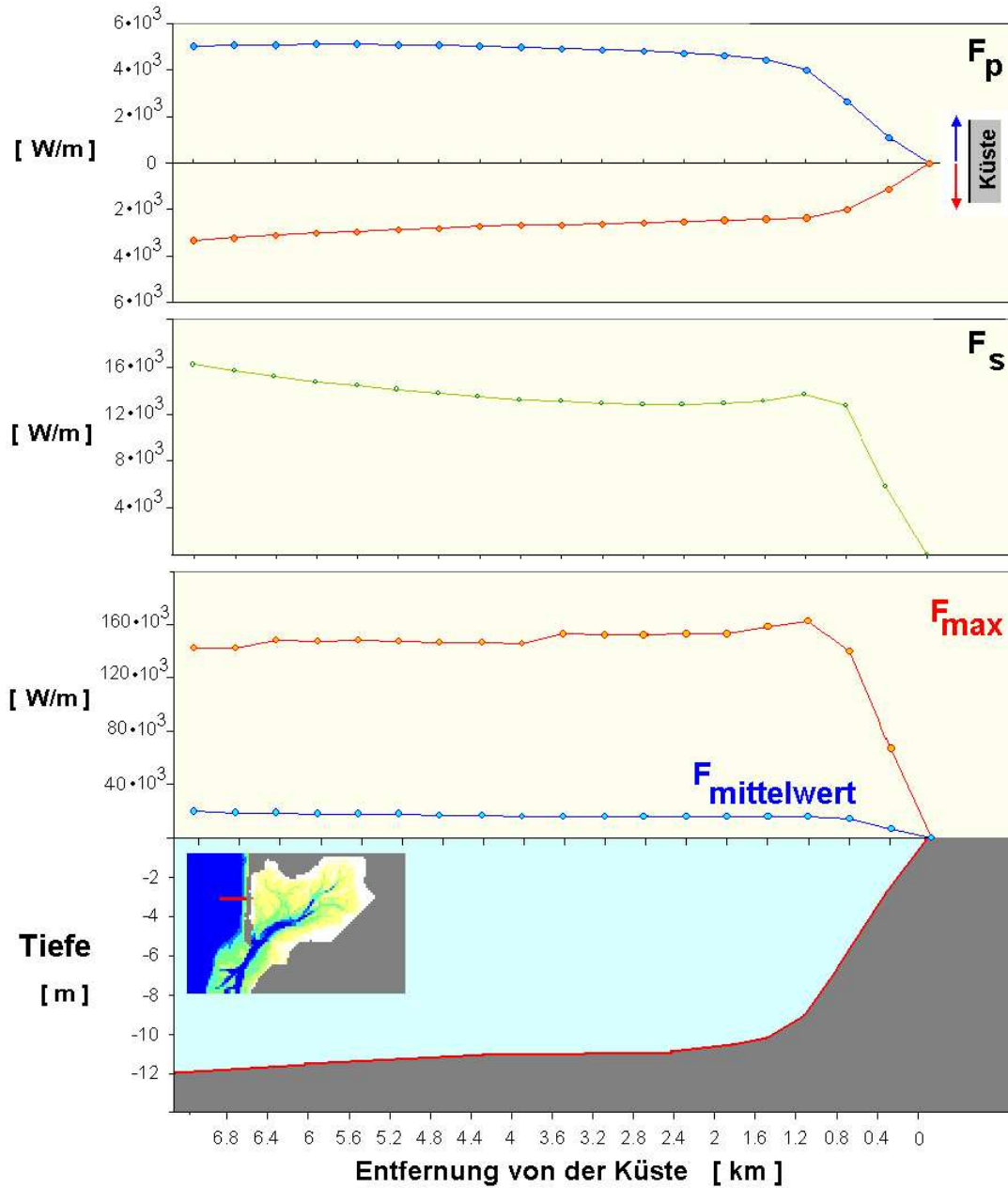


Abbildung 75: Energiefluss des Seeganges in einem West-Ost-Profil vor der Westküste Sylts. Der Energiefluss wurde aus Ergebnissen des k-Modells berechnet. Der Energiefluss ist die Seegangs-Energie, die pro Zeiteinheit durch eine „Längeneinheit quer zur Flussrichtung“ (hier: 1 m) hindurchfließt. Die Energieflüsse F_p , F_s und $F_{\text{mittelwert}}$ sind zeitliche Mittelwerte des Monats Dezember 1999. Die Bodentopographie des Profils ist im unteren Diagramm gegeben - dort ist in einem Inlay auch die Position des West-Ost-Profiles eingezeichnet. F_p ist der küstenparallele Energiefluss: blau nach Norden, rot nach Süden. F_s im Diagramm darunter ist der Energiefluss senkrecht zur Küste; er ist erheblich stärker als F_p . $F_{\text{mittelwert}}$ schließlich ist das Monatsmittel „Dezember 1999“ des Energiefluss-Betrages, und F_{max} ist der maximale Energiefluss-Betrag innerhalb des Dezember 1999. Der maximale Energiefluss trat auf während Anatol am 3. Dezember 1999.

Sohlformen (form drag). Wenn es nun aber nicht um die Wirkung der Sohle auf die Strömung geht, sondern umgekehrt um die Wirkung der Strömung auf die Sohle (die „Belastung“ der Sohle durch Strömung), so wird nur die auf die Sedimentkörner der Sohle wirkende Boden-Schubspannung, also die skin friction, berechnet. Die skin friction ist die für den Sedimenttransport am Boden (bed load) „zuständige“ Boden-Schubspannung.

Die Rauheitslänge für die Berechnung der skin friction ist $z_0 = d_{50}/12$, wobei d_{50} der Korngrößen-Medianwert des Bodensedimentes ist. Für das Hörnum Tief typisch ist etwa $d_{50} = 200\mu m$ - daraus ergibt sich $z_{0,skin} = 0.017 mm$. Dieser „typische“ Wert wird einheitlich im gesamten Hörnumer Tidebecken verwendet. Ein einheitliches $z_{0,skin}$ ist notwendig, denn im Mittelpunkt des BELAWATT-Projektes steht unter anderem die Frage nach einer Korrelation zwischen den räumlichen Verteilungen von Boden-Schubspannung und Korngröße im Hörnumer Tidebecken. Die Verwendung der realen Korngrößenverteilung als Input für die Berechnung der Boden-Schubspannung würde zu einer Schein-Korrelation zwischen τ und Korngröße führen.

6.4.2 Boden-Schubspannung durch Strömung

Die Strömungsgeschwindigkeiten sind die Ergebnisse des 3D-TRIM-Modells. Jede der 4 vertikalen Wände einer Gitterzelle enthält eine Horizontal-Geschwindigkeit: entweder ein west-ost gerichtetes u an der westlichen und der östlichen Zellenwand, oder ein süd-nord gerichtetes v an der südlichen und der nördlichen Zellenwand. Jede Geschwindigkeits-Komponente steht für das Geschwindigkeits-Mittel des durch die jeweilige Zellwand fließenden Wassers.

Da der Boden des Modellgebietes variabel ist, das Rechengitter aber fest, ändern sich die Dicken der bodennächsten Gitterzellen von Wassersäule zu Wassersäule. Bei der Berechnung von τ_c (= Boden-Schubspannung durch Strömung) kommt es darauf an, dass die räumliche Variabilität der Bodenabstände sich nicht niederschlägt in der räumlichen Verteilung von $\tau_c(x, y)$.

Die Boden-Schubspannungen werden, wie oben schon gesagt, in der Boden-Mitte einer jeden Wassersäule berechnet. Der Vorgang zur Berechnung eines τ_c in einer einzelnen Wassersäule ist folgender:

1. Es werden für jede der 4 Seitenwände (bzw. Himmelsrichtungen) der Wassersäule die mittleren Strömungsgeschwindigkeits-Komponenten u_W, u_E, v_S und v_N berechnet. Grundlage für diese Mittelwerte sind die beiden jeweils bodennächsten Zellwände. Die Abstände vom Boden bis zu Oberkante der jeweils zweiten Zelle sind h_W, h_E, h_S und h_N . Die Verwendung von zwei Zellwänden über Grund ist ein Kompromiss: zum einen soll die Boden-Schubspannung τ_c aus der bodennahen Strömung berechnet werden, zum anderen neigt das τ_c bei Verwendung von nur einer Zellwand über Grund zu kleinskaliger räumlicher Variabilität. Natürlich: wenn die Wassersäule im Flachwasser nur aus einer einzigen Zelle besteht, wird auch nur diese eine Zelle für die Rechnung verwendet.
2. Aus dem vertikal über den Bodenabstand h_W gemittelten u_W wird die Schubspannungsgeschwindigkeit u_{*W} berechnet mit:

$$u_{*W} = \frac{\kappa}{\ln \frac{h_W}{z_{0,skin}} - 1} u_W \quad (14)$$

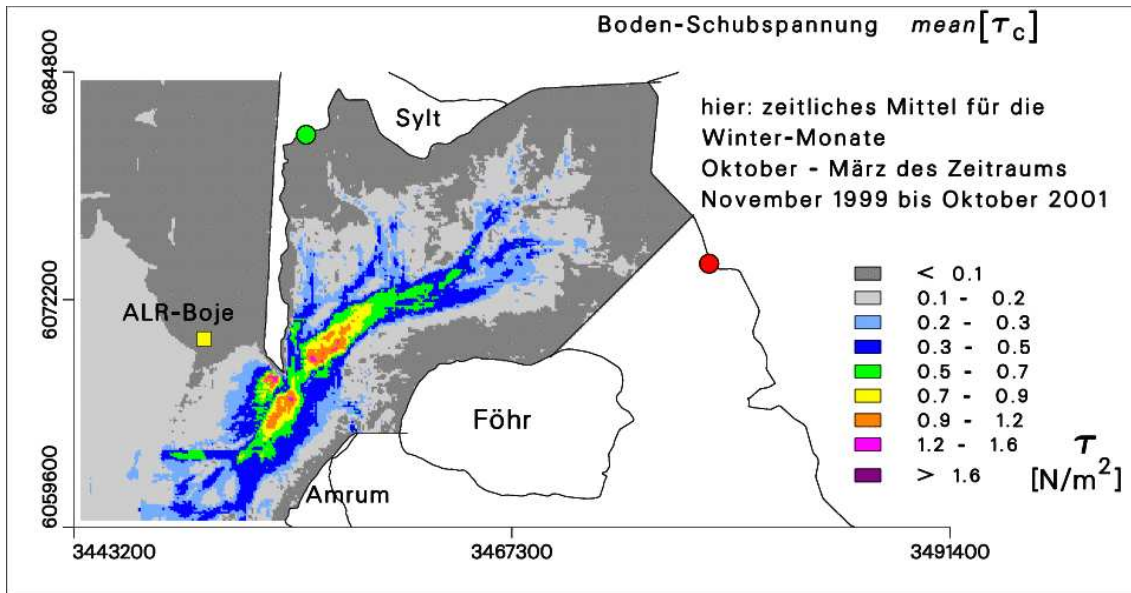


Abbildung 76: Verteilung der Boden-Schubspannung $mean(\tau_c)$ im Hörnumer Tidebecken, berechnet aus der sohnahen Strömungsgeschwindigkeit. Aus den im Zeitabstand von 20 Minuten archivierten MOPS-Strömungsfeldern werden τ_c -Felder berechnet. Hier dargestellt ist das zeitliche Mittel ("mean") aller τ_c -Felder der Wintermonate (Oktober bis März) des BELAWATT-Simulationszeitraums November 1999 bis Oktober 2001. Trockenfall-Zeiten werden bei der zeitlichen Mittelung nicht berücksichtigt. Die höchsten τ_c treten auf im Hörnum Tief und über den Theeknobs-Sänden (vergl. Abb. 2). Die geringsten τ_c treten auf in der offenen See und über den hohen Wattflächen. Die „Lücke“ mit $\tau_c < 0.7 \text{ N/m}^2$ zwischen zwei Flächen mit $\tau_c > 0.7 \text{ N/m}^2$ im Hörnum Tief südöstlich von Hörnum Odde kommt dadurch zustande, dass der Rinnenquerschnitt sich dort erweitert durch eine Wassertiefen-Zunahme von bis zu 30 m unter NN. Der rote Punkt zeigt die Position des ALR-Pegels "Südwesthörn", der grüne die Position des ALR-Pegels "Rantumdamm", siehe Abschnitt 5.2.1. Die Position der ALR-Seegangs-Boje "Hörnum -West" (Abschnitt 5.3.1) ist gelb eingezeichnet

mit $\kappa \approx 0.4$. Entsprechend werden auch die anderen drei u_* der Wassersäule berechnet. Wichtig ist hier die Verwendung der einheitlichen Korn-Rauhigkeitslänge $z_{0,skin} = 17\mu\text{m}$.

- Um τ_c im Boden-Zentrum der Wassersäule zu berechnen, werden zunächst

$$u_{*WE} = 0.5 \cdot (u_{*W} + u_{*E}) \quad (15)$$

$$u_{*SN} = 0.5 \cdot (u_{*S} + u_{*N}) \quad (16)$$

berechnet.

- Der Betrag der Boden-Schubspannung durch Strömung ist dann (ρ = Dichte des Wassers):

$$\tau_c = \rho \cdot (u_{*WE}^2 + u_{*SN}^2) \quad (17)$$

- Die Richtung von τ_c wird bestimmt durch die Richtung der Strömung in Bodennähe (1 m über Grund).

Als Beispiel für eine räumliche Verteilung von $\tau_c(x, y)$ zeigt Abb. 76 das Feld der zeitlich gemittelten τ_c der Winter-Monate Oktober - März aus dem Zeitraum November 1999 bis Oktober 2000. Die zeitlich gemittelten τ werden bezeichnet mit " $mean(\tau)$ ". In Abb. 76 wird also gezeigt: $mean(\tau_c)$.

6.4.3 Boden-Schubspannung durch Seegang

Die Seegangsdaten werden im Zentrum einer jeden Wassersäule berechnet. Die Mindest-Wassertiefe ist 10 cm - für flacheres Wasser wird kein Seegang berechnet.

Der erste Schritt auf dem Wege zur Berechnung von τ_w , der Boden-Schubspannung durch Seegang, ist die Interpolation der Seegangsergebnisse des 400 m k-Modells auf das „originale“ 100 m Gitter des Hörnummer Tidebeckens. Hierüber wird im Anhang (Abschnitt 10) berichtet.

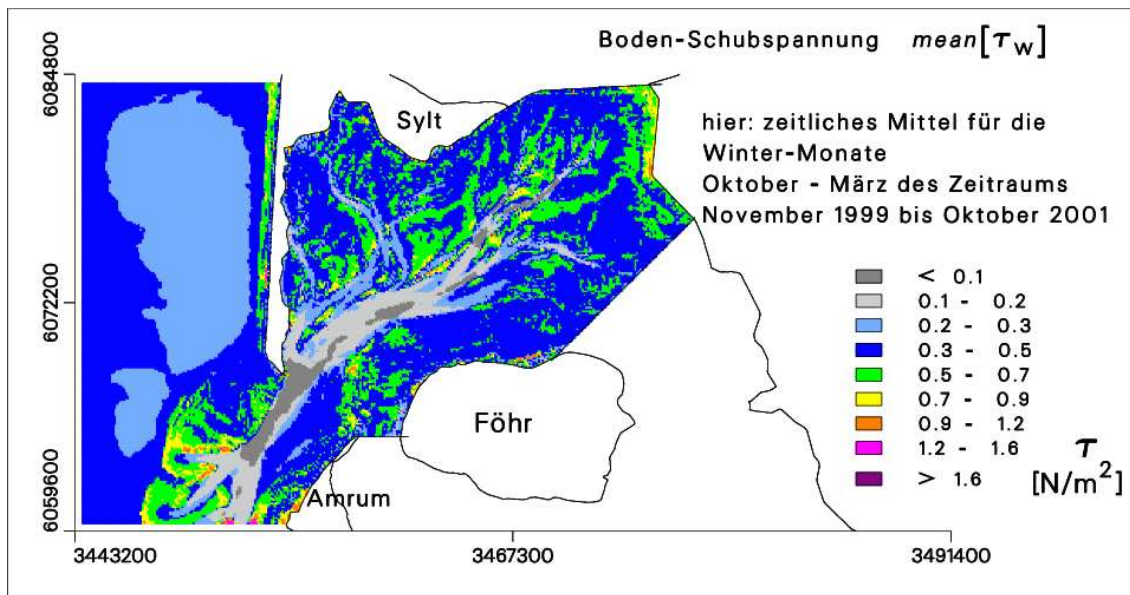


Abbildung 77: Verteilung der Boden-Schubspannung $mean(\tau_w)$ im Hörnummer Tidebecken, berechnet aus Seegangsdaten. Aus den im Zeitabstand von 20 Minuten archivierten MOPS-Seegangsfeldern werden τ_w -Felder berechnet. Hier dargestellt ist das zeitliche Mittel aller τ_w -Felder der Winter-Monate (Oktober bis März) des Zeitraums November 1999 bis Oktober 2001. Trockenfall-Zeiten werden bei der zeitlichen Mittelung nicht berücksichtigt. Überall dort, wo das Wasser flach ist (über den Wattflächen), kann der Seegang gut zum Boden durchgreifen - τ_w ist dort entsprechend hoch. Die höchsten τ_w treten dort auf, wo der Seegang aus tiefem Wasser unmittelbar in erheblich flacheres Wasser einläuft: über dem Ebbdelta und über mehreren Wattflächen, die unmittelbar an das Hörnum Tief stoßen. Ein erhöhtes τ_w wird ebenfalls berechnet über den Barren entlang der Sylter Westküste. Der Bereich mit hohen τ_w vor dem Lübke Koog im Nordosten des Hörnummer Tidebeckens besteht aus Salzwiesen, die nur selten (bei Sturmfluten) überflutet werden. Die geringsten τ_w treten auf über den Tiderinnen im Innern des Tidebeckens. Im Tidebecken ist der Seegang lokal erzeugt und entsprechend schwach. Wenn das Wasser dann tief genug ist, kann der Seegang den Boden nicht erreichen - τ_w ist dort sehr klein. In der offenen See wird der über den Modellrand einlaufende HIPOCAS-Seegang mit wachsender Entfernung vom Rand schwächer (vergl. Abschnitt 5.3.2). Entsprechend nimmt auch das τ_w ab, trotz des (geringen) Anstiegs der Topographie zur Küste hin.

Für die Berechnung von τ_w werden Formeln von Soulsby, 1997 verwendet. Diese Formeln enthalten allerdings nicht H_S und T_{m2} (die signifikante Wellenhöhe und die mittlere Wellenperiode eines Wellenspektrums), sondern die Bodengeschwindigkeit U_w und die Periode T einer monochromatischen Welle (kein Wellenspektrum, sondern eine Welle mit nur einer Frequenz). Der in Soulsby, 1997 vorgegebene Weg ist folgender:

Anstelle der Höhe der monochromatischen Welle wird direkt U_w berechnet: $U_w = \sqrt{2} \cdot U_{RMS}$. U_{RMS} ist die Standardabweichung der durch das reale Wellenspektrum am Boden erzeugten Orbitalgeschwindigkeit, U_w ist die Orbitalgeschwindigkeits-Amplitude der äquivalenten monochromatischen Welle in Bodennähe. U_{RMS} ergibt sich aus einer sog. JONSWAP-Kurve (Fig. 14 in Soulsby, 1997). Mittels dieser JONSWAP-Kurve kann U_{RMS} aus H_S , T_{m2} und der Wassertiefe berechnet werden. Im Vergleich zur Ermittlung von U_{RMS} ist die Umrechnung von T_{m2} in T einfach: $T = 1.218 \cdot T_{m2}$. Mit den so gewonnenen Werten für T und U_w wird die seegangs-erzeugte Boden-Schubspannung τ_w berechnet:

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho f_w U_w^2 \quad (18)$$

Der Reibungskoeffizient f_w wird bestimmt durch $f_w = \max(f_{wr}, f_{ws})$, wobei f_{wr} = Koeffizient bei rauhem („rough bed friction“) und f_{ws} bei glattem („smooth bed friction“) Untergrund. Die Unterscheidung erfolgt mit Hilfe der Reynoldszahl R_w , berechnet mit:

$$R_w = \frac{U_w A}{\nu}, \quad A = \frac{U_w T}{2\pi} \quad (19)$$

(ν ist die kinematische Viskosität). Die Reibungskoeffizienten können dann bestimmt werden durch:

$$f_{wr} = 0.237 \left(\frac{A}{30 \cdot z_{0,skin}} \right)^{-0.52}, \quad f_{ws} = B R_w^{-N} \quad (20)$$

B und N sind bestimmt durch

$$\begin{aligned} B = 2, \quad N = 0.5, \quad & : R_w \leq 5 \cdot 10^{-5} \quad (\text{laminar}) \\ B = 0.0521, \quad N = 0.187, \quad & : R_w > 5 \cdot 10^{-5} \quad (\text{smoothturbulent}) \end{aligned} \quad (21)$$

Abb. 77 zeigt eine räumliche Verteilung von $mean(\tau_w)$ im Hörnummer Tidebecken: das zeitliche Mittel der Winter-Monate Oktober - März aus dem Zeitraum November 1999 bis Oktober 2001. Der Vergleich mit τ_c in Abb. 76 zeigt: τ_w ist besonders gering dort, wo τ_c besonders hoch ist.

6.4.4 Boden-Schubspannung durch Strömung und Seegang

Sind Strömung und Seegang gemeinsam vorhanden, so ist die erste Idee, die gemeinsame Boden-Schubspannung zu berechnen durch lineare Addition von $\vec{\tau}_c$ und $\vec{\tau}_w$. Da der Vektor $\vec{\tau}_w$ sich alternierend hin und her bewegt, ist sein vektorieller Mittelwert über eine Wellenperiode

gleich Null. Das hieße, der Wellenperioden-Mittelwert $\vec{\tau}_{cw,m}$ des gemeinsamen Wirkens von $\vec{\tau}_c$ und $\vec{\tau}_w$ ist gleich $\vec{\tau}_c$. Was dabei aber nicht berücksichtigt wird: Die seegangs-erzeugte alternierende Wasserbewegung nahe der Sohle erzeugt eine seegangs-induzierte Turbulenz zusätzlich zur Turbulenz der mittleren Strömung.

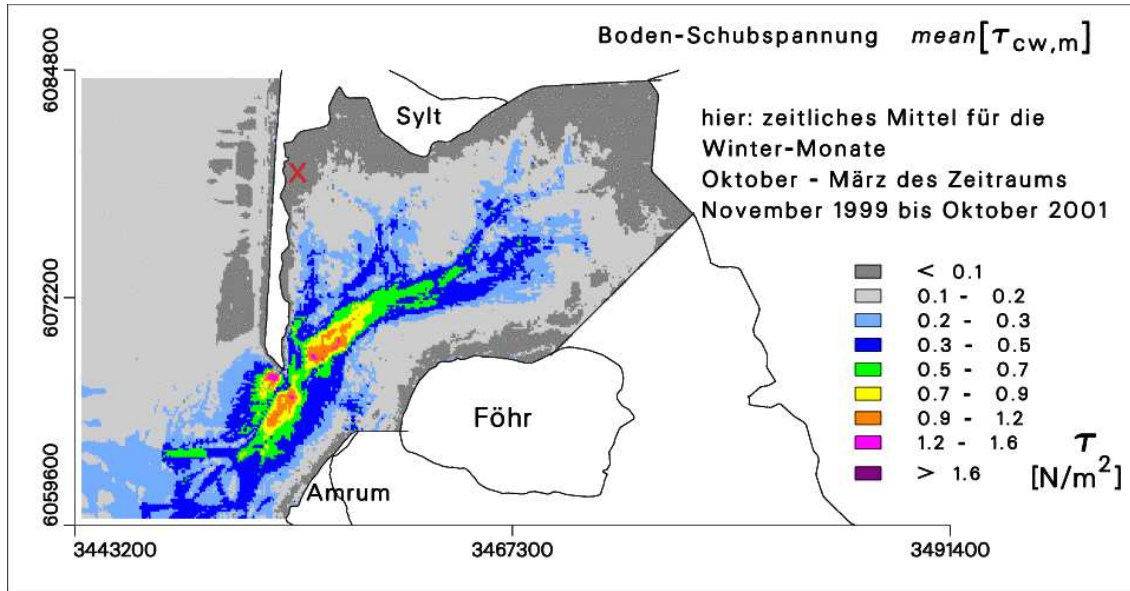


Abbildung 78: Verteilung der Boden-Schubspannung $mean(\tau_{cw,m})$ im Hörnum Tidebecken, berechnet aus Strömungs- und Seegangsdaten. Aus den im Zeitabstand von 20 Minuten archivierten MOPS-Strömungs- und Seegangsfeldern werden $\tau_{cw,m}$ -Felder berechnet. Hier dargestellt ist das zeitliche Mittel aller $\tau_{cw,m}$ -Felder der Winter-Monate (Oktober - März) aus dem Zeitraum November 1999 bis Oktober 2001. Trockenfall-Zeiten werden bei der zeitlichen Mittelung nicht berücksichtigt. Entsprechend Formel (22) ist die räumliche Verteilung von $\tau_{cw,m}$ ähnlich der von τ_c in Abb. 76, und es gilt generell $\tau_{cw,m} \geq \tau_c$. Eine deutlich sichtbare Erhöhung von $\tau_{cw,m}$ gegenüber τ_c gibt es in der offenen See. Über den hohen Wattflächen ist die Zone besonders geringer τ (dunkelgraue Tönung) für $\tau_{cw,m}$ deutlich schmaler als für τ_c . In den tiefen Bereichen des Hörnum Tiefs ist praktisch $\tau_{cw,m} = \tau_c$, da dort der Gewässerboden den Seegang kaum spürt. Das rote „x“ bezeichnet eine Position, für die in Abschnitt 6.4.5 eine Zeitreihe für diverse MOPS-Ergebnisse gezeigt wird.

Durch die erhöhte Turbulenz (bzw. den erhöhten vertikalen Austausch) verstärkt sich der „Kontakt“ der mittleren Strömung zur Sohle: $\tau_{cw,m}$ erhöht sich gegenüber τ_c durch den Einfluss des Seeganges. Bemerkung: der verstärkte Kontakt der mittleren Strömung zur Sohle äußert sich auch „umgekehrt“ in einer erhöhten Bodenreibung für die mittlere Strömung, die sog. „apparent roughness“.

Der oben skizzierte Vorgang wird beschrieben als „nichtlineare Wechselwirkung“ zwischen den Boden-Grenzschichten der mittleren Strömung und des Seegangs - dazu gibt es diverse theoretische Modellvorstellungen. Soulsby, 1997 empfiehlt anstelle einer komplizierten Theorie seine sog. DATA2-Methode, deren Resultat den Ergebnissen der „besten Theorien“ nahekommt:

$$\tau_{cw,m} = \tau_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right] \quad (22)$$

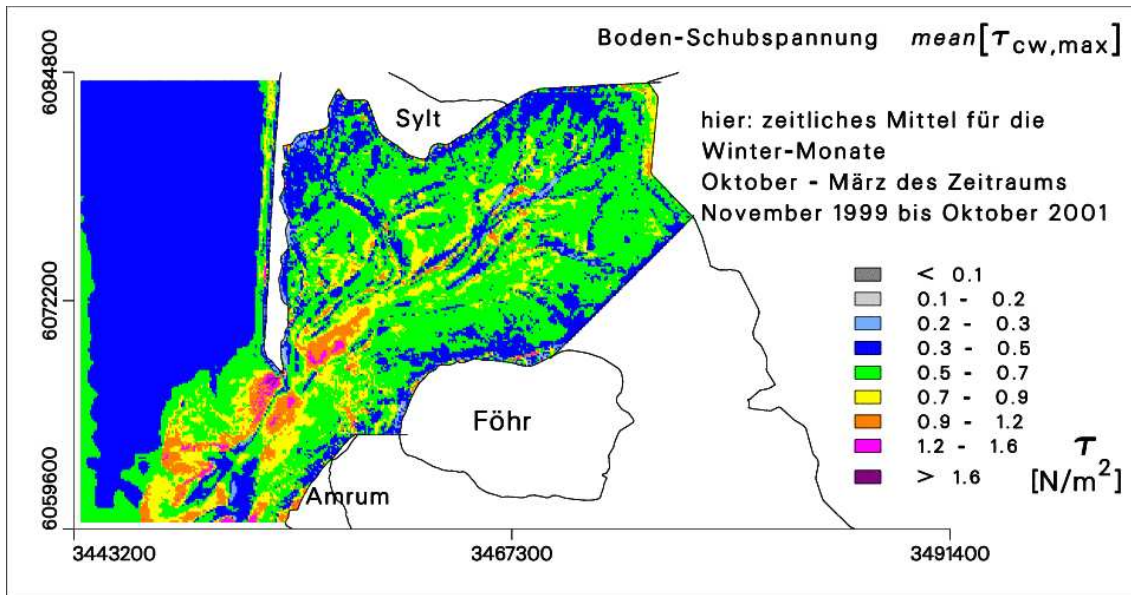


Abbildung 79: Verteilung der Boden-Schubspannung $mean(\tau_{cw,max})$ im Hörnumer Tidebecken, berechnet aus Strömungs- und Seegangdaten. Aus den im Zeitabstand von 20 Minuten archivierten MOPS-Strömungs- und Seegangsfeldern werden $\tau_{cw,max}$ -Felder berechnet. Hier dargestellt ist das zeitliche Mittel aller $\tau_{cw,max}$ -Felder der Winter-Monate (Oktober bis März) des Zeitraums November 1999 bis Oktober 2001. Trockenfall-Zeiten werden bei der zeitlichen Mittelung nicht berücksichtigt. Die räumliche Verteilung von $\tau_{cw,max}$ ist, grob gesagt, die Addition von τ_w (Abb. 77) und $\tau_{cw,m}$ (Abb. 78). Da τ_w und $\tau_{cw,m}$ sich gegenseitig ergänzen (τ_w ist dort groß, wo $\tau_{cw,m}$ klein ist und umgekehrt), fehlen in der Verteilung von $\tau_{cw,max}$ die sehr kleinen τ . Die „Maxima“ von τ_w und $\tau_{cw,m}$ sind auch in der $\tau_{cw,max}$ -Verteilung deutlich. Die Rinnestruktur im mittleren und östlichen Teil des Tidebeckens ist sichtbar: über den Wattflächen ist $\tau_{cw,max}$ größer als über den Rinnen. Interessant ist eine dünne Linie geringer $\tau_{cw,max}$ südlich von Hörnum Odde, die zwei Flächen mit $\tau_{cw,max} \geq 0.9 N/m^2$ voneinander trennt. Über der Trennlinie ist die Strömung gering (siehe Abb. 76), da dieser Bereich (a) nicht mehr zum Haupt-Strömungskanal des Hörnum Tiefs gehört, (b) aber bereits so tief ist, dass der Speed der Querströmung („quer“ zur Strömung im Hörnum Tief) über den Theeknobs-Sänden dort wegen der Querschnitts-Erweiterung schon nachlässt. Bzgl. τ_w sind die Theeknobs-Sände flach genug (Boden bei 2 bis 4 m unter NN), um vom Seegang erreicht zu werden - daher auch die höheren $\tau_{cw,max}$ im Vergleich zu den $\tau_{cw,m}$ in Abb. 78. Über der Trennlinie jedoch nimmt die Wassertiefe von den Theeknobs-Sänden zum Hörnum Tief hin stark zu, so dass der Einfluss des Seegangs schnell kleiner wird. Auf diese Weise ist die zwar dünne, aber doch deutliche „grüne“ Trennlinie mit geringen $\tau_{cw,max}$ zwischen den Theeknobs-Sänden und dem Hörnum Tief zu erklären.

Dabei ist die Richtung von $\vec{\tau}_{cw,m}$ gleich der Richtung von $\vec{\tau}_c$. Der Faktor in den eckigen Klammern beschreibt die Erhöhung von τ_c durch den Einfluss des Seeganges. Die maximale Erhöhung von τ_c passiert bei $\tau_w \gg \tau_c$, dann ist $\tau_{cw,m} = \tau_c \cdot 2.2$.

Das während einer Wellenperiode maximale τ berechnet Soulsby, 1997 durch Vektor-Addition von $\vec{\tau}_{cw,m}$ und $\vec{\tau}_w$

$$\tau_{cw,max} = \left[(\tau_{cw,m} + \tau_w \cdot |\cos \Phi|)^2 + (\tau_w \sin \Phi)^2 \right]^{0.5} \quad (23)$$

Dabei ist Φ der Winkel zwischen der mittleren Strömung und der Ausbreitungsrichtung des

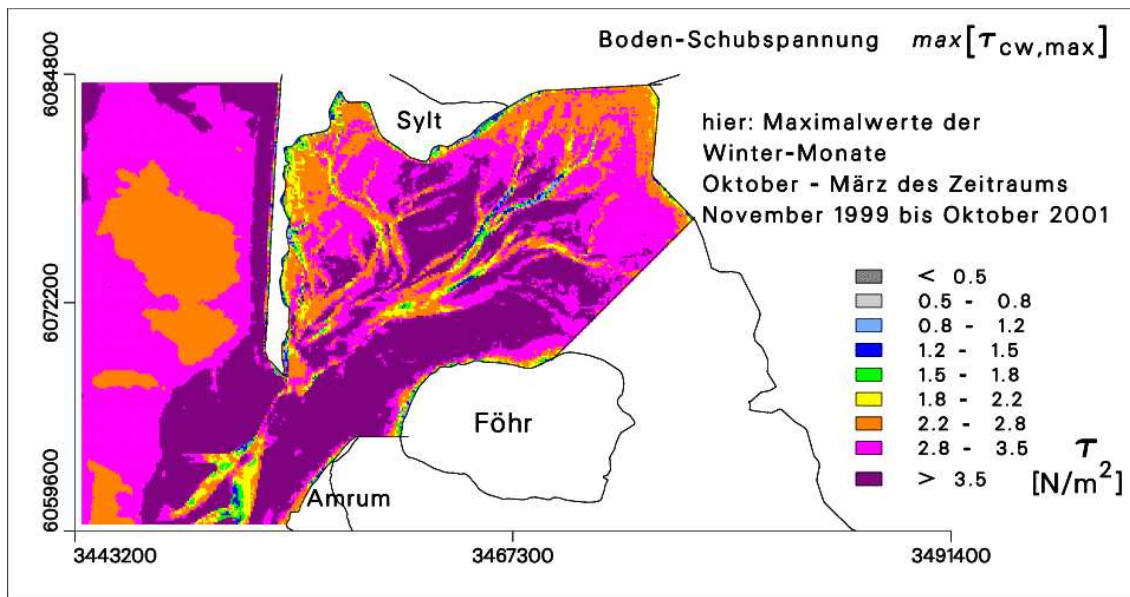


Abbildung 80: Verteilung der Boden-Schubspannung $\max(\tau_{cw,max})$ im Hörnumer Tidebecken, berechnet aus Strömungs- und Seegangdaten. Aus den im Zeitabstand von 20 Minuten archivierten MOPS-Strömungs- und MOPS-Seegangsfeldern werden $\tau_{cw,max}$ -Felder berechnet. Für jede Gitterzelle G wird der Maximalwert der $\tau_{cw,max}$ separat bestimmt aus den $\tau_{cw,max}$ -Werten dieser Gitterzelle G für die Winter-Monate (Oktober bis März) des Zeitraums November 1999 bis Oktober 2001. Von einigen kleinflächigen Bereichen abgesehen, ist die Winter-Verteilung von $\max(\tau_{cw,max})$ ziemlich homogen. Während in Abb. 79 die höchsten $mean(\tau_{cw,max})$ dort auftreten, wo die Strömung dominiert, zeigt die Verteilung der $\max(\tau_{cw,max})$ die höchsten Werte auf den Wattflächen - dieses wird deutlich durch Vergleich mit Abb. 77. In den Uferbereichen des Tidebeckens treten die geringsten $\max(\tau_{cw,max})$ im Leebereich der vorherrschenden Westwinde auf. In den Tiderinnen im östlichen Teil des Tidebeckens erreicht $\max(\tau_{cw,max})$ im Vergleich zur unmittelbaren Umgebung nur geringe Werte. Die hier gewählte τ -Skala unterdrückt die räumlichen Strukturen im Bereich $\max(\tau_{cw,max}) > 3.5 \text{ N/m}^2$. Die Skala wurde so gewählt, um einen direkten Vergleich mit Abb. 82 zu ermöglichen.

Seeganges.

Das $\vec{\tau}_{cw,m}$ sorgt in den bed load Formeln von Soulsby, 1997 für die Verfrachtung von Sediment. Dagegen wird $\tau_{cw,max}$ in den bed load Formeln „nur“ gebraucht für die Beantwortung der Frage, ob Sedimenttransport überhaupt stattfindet. Nur wenn $\tau_{cw,max}$ größer ist als die sog. kritische Boden-Schubspannung τ_{cr} des Boden-Sediments, kann Sedimenttransport stattfinden.

Die Abbildungen 78 und 79 zeigen die zeitlichen Mittelwerte $mean(\tau_{cw,m})$ und $mean(\tau_{cw,max})$ für die Winter-Monate (Oktober - März) des Zeitraums November 1999 bis Oktober 2001. Als letzte der τ -Verteilungen für "Winter" zeigt Abb. 80 jetzt nicht wie in Abb. 79 die zeitlichen Mittelwerte $mean(\tau_{cw,max})$, sondern die Verteilung der Maximalwerte $\max(\tau_{cw,max})$. Das maximale τ wird für jede Gitterzelle separat bestimmt aus allen τ (des betrachteten Zeitraums) dieser Gitterzelle. Bei einer $\max(\tau)$ -Verteilung wie in Abb. 80 handelt es sich also nicht um einen "Schnappschuss", sondern um "Patchwork". Die τ -Skala in der Legende von Abb. 80 ist gegenüber den vorhergehenden Abbildungen geändert. Die in den Abbildungen 80 und 82 gezeigten räumlichen Verteilungen der $\max(\tau)$ sind nicht so repräsentativ wie die Verteilungen der $mean(\tau)$. Ein zusätzliches starkes Sturmereignis kann eine $\max(\tau)$ -Verteilung wesentlich

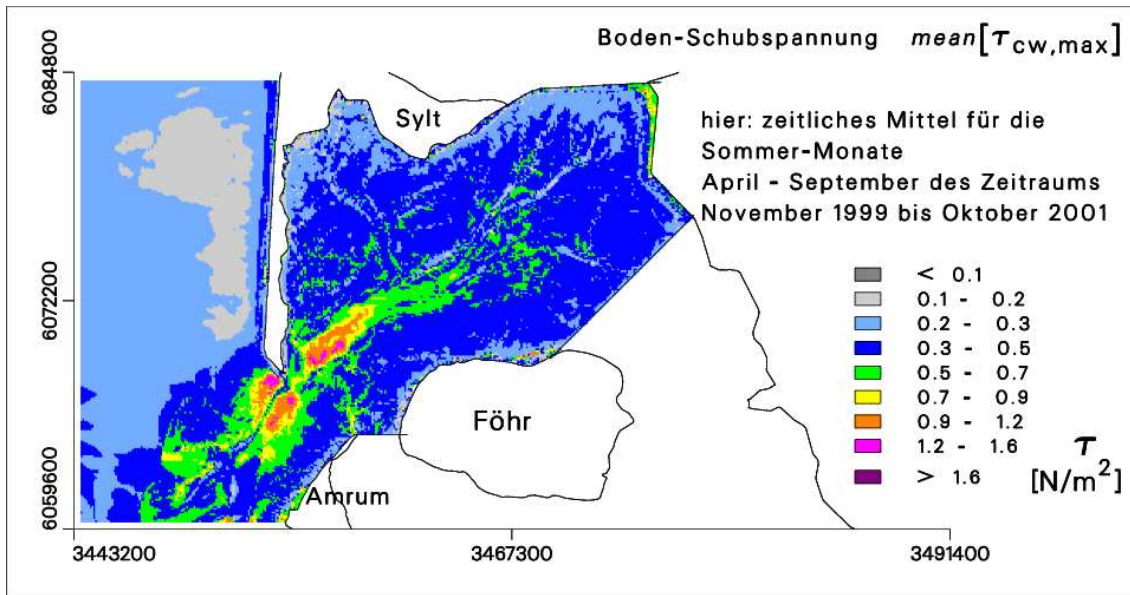


Abbildung 81: Verteilung der Boden-Schubspannung $mean(\tau_{cw,max})$ im Hörnumer Tidebecken, berechnet aus Strömungs- und Seegangdaten. Aus den im Zeitabstand von 20 Minuten archivierten MOPS-Strömungs- und MOPS-Seegangfeldern werden $\tau_{cw,max}$ -Felder berechnet. Hier dargestellt ist das zeitliche Mittel aller $\tau_{cw,max}$ -Felder der Sommer-Monate (April - September) des Zeitraums November 1999 bis Oktober 2001. Trockenfall-Zeiten werden bei der zeitlichen Mittelung nicht berücksichtigt. Im Vergleich mit der Winter-Verteilung der $mean(\tau_{cw,max})$ in Abb. 79 zeigt die hier dargestellte Sommer-Verteilung in den tiefen Rinnen die gleichen Werte (Dominanz der Tideströmung). Der Unterschied zwischen Winter und Sommer ist auf den Wattflächen zu sehen: die räumlichen Strukturen sind in Abb. 79 und hier zwar weitgehend identisch, aber die hier gezeigten Sommer- $mean(\tau_{cw,max})$ sind auf dem Watt um rund 0.2 N/m^2 geringer als die Winter- $mean(\tau_{cw,max})$ in Abb. 79.

verändern.

Die durch Tideströmungen erzeugten bzw. dominierten zeitlich gemittelten τ -Verteilungen von Abb. 76 und Abb. 78 sind nur wenig abhängig von der Jahreszeit. Anders sieht es aus mit Schubspannungen, bei denen der Seegang eine Rolle spielt: hier sind die τ im Winter höher als im Sommer. Die Abbildungen 81 und 82 zeigen $mean(\tau_{cw,max})$ und $max(\tau_{cw,max})$ für die *Sommer*-Monate (April bis September) des BELAWATT-Simulationszeitraums November 1999 bis Oktober 2001. Diese beiden $\tau_{cw,max}$ -Verteilungen für "Sommer" können direkt verglichen werden mit den entsprechenden τ -Verteilungen für "Winter" in den Abbildungen 79 and 80. Zusätzlich zeigen die beiden Abbildungen 83 und 84 die Differenzen zwischen den Winter- und Sommer-Zuständen von $mean(\tau_{cw,max})$ und $max(\tau_{cw,max})$.

Häufigkeits-Verteilungen der Boden-Schubspannungen

Vier Häufigkeits-Verteilungen der Schubspannungen τ_c und τ_w zeigen die Unterschiede zwischen "Sommer" und "Winter" in den Abbildungen 85 und 86. Die Häufigkeits-Verteilungen gelten für eine Position am Westrand (also an der der offenen See zugewandten Seite) des Ebbdeltas. Dieser Bereich ist besonders stark dem von Westen einlaufenden Seegang ausgesetzt. Die Skalen der x-Achsen für τ_c (Abb. 85) und τ_w (Abb. 86) sind unterschiedlich.

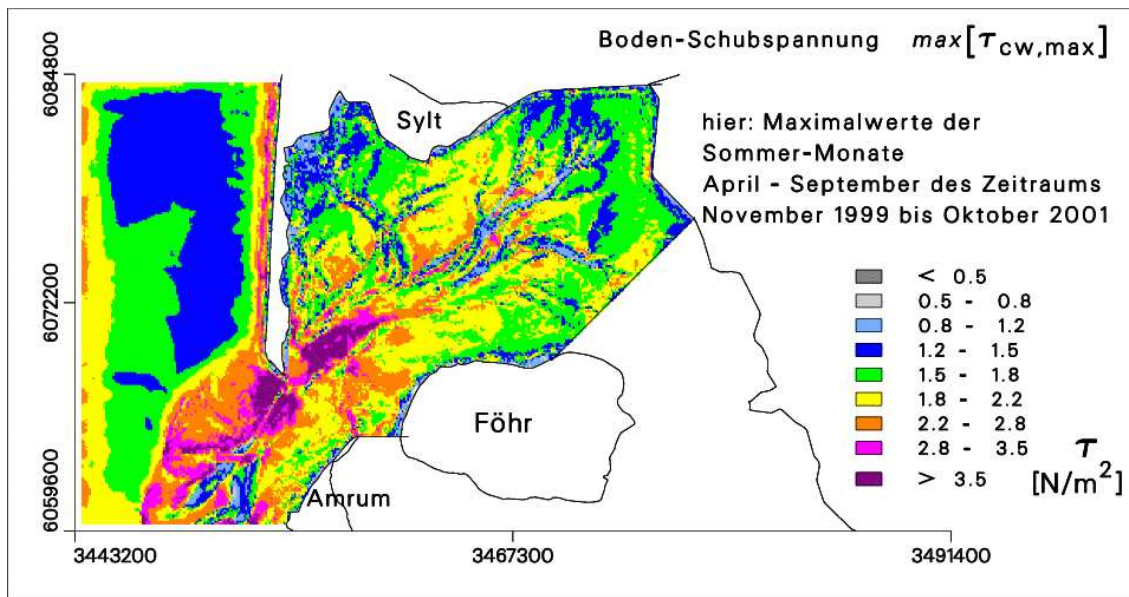


Abbildung 82: Verteilung der Boden-Schubspannung $\max(\tau_{cw,max})$ im Hörnumer Tidebecken, berechnet aus Strömungs- und Seegangdaten. Aus den im Zeitabstand von 20 Minuten archivierten MOPS-Strömungs- und MOPS-Seegangsfeldern werden $\tau_{cw,max}$ -Felder berechnet. Für jede Gitterzelle G wird der Maximalwert der $\tau_{cw,max}$ separat bestimmt aus den $\tau_{cw,max}$ -Werten dieser Gitterzelle G für die Sommer-Monate (April - September) des Zeitraums November 1999 bis Oktober 2001. Der Vergleich der hier gezeigten Sommer-Maximalwerte $\max(\tau_{cw,max})$ mit den Sommer-Mittelwerten $\text{mean}(\tau_{cw,max})$ in Abb. 81 zeigt: in den tiefen Rinnen liegen die Maximalwerte etwa um den Faktor 3 über den zeitlichen Mittelwerten (zu beachten: die τ -Skala dieses Bildes ist nicht die gleiche wie in Abb. 81), auf den Wattflächen etwa um den Faktor 5. Der Vergleich zwischen den hier gezeigten $\max(\tau_{cw,max})$ für Sommer und den $\max(\tau_{cw,max})$ für Winter (Abb. 80) zeigt einen großen Unterschied im Gesamt-Niveau der Schubspannungen. Im Winter gibt es die höchsten $\max(\tau_{cw,max})$ auf den Wattflächen, während die hier gezeigte Sommer-Verteilung die höchsten $\max(\tau_{cw,max})$ in der Hauptrinne des Hörnum Tiefs hat. Weiter nach Osten in das Tidebecken hinein dreht sich das Kräfteverhältnis aber auch im Sommer um: im östliche Teil des Beckens dominiert das $\max(\tau_{cw,max})$ auf den Wattflächen, da die Strömung in den schmalen und flachen werdenden Tiderinnen immer mehr nachlässt (siehe auch Abb. 76).

6.4.5 Zeitreihe Boden-Schubspannung

Abb. 87 zeigt für eine Modell-Gitterzelle auf einer Wattfläche des Sylter Rückseitenwatts die MOPS-Ergebnisse für Seegang, Strömung, Wassertiefe sowie $\tau_{cw,m}$ und $\tau_{cw,max}$. Ausgewählt wurde der 26. Dezember 1999. Die Position der Gitterzelle ist eingetragen in Abb. 78 als ein rotes „x“.

Wassertiefe und Strömung: Die Wassertiefe (also nicht der Wasserstand) ist in dem mittleren Diagramm von Abb. 87 als grüne Kurve gezeichnet. Wegen des starken Windes aus SW liegen die beiden Tidehochwasser bei 2 m über NN und damit rund 1 m über dem mittleren Tidehochwasser. Das Nachmittags-Hochwasser ist niedriger als das Morgen-Hochwasser wegen des abflauenden Windes aus SW. Die Strömung (gezeichnet ist nur der Betrag) setzt bei Flut nach Norden und bei Ebbe nach Süden. Ausnahme: in der letzten Ebbphase der morgendlichen Überflutung fließt das Wasser (bei bereits niedriger Wassertiefe von < 50 cm) in Richtung NO.

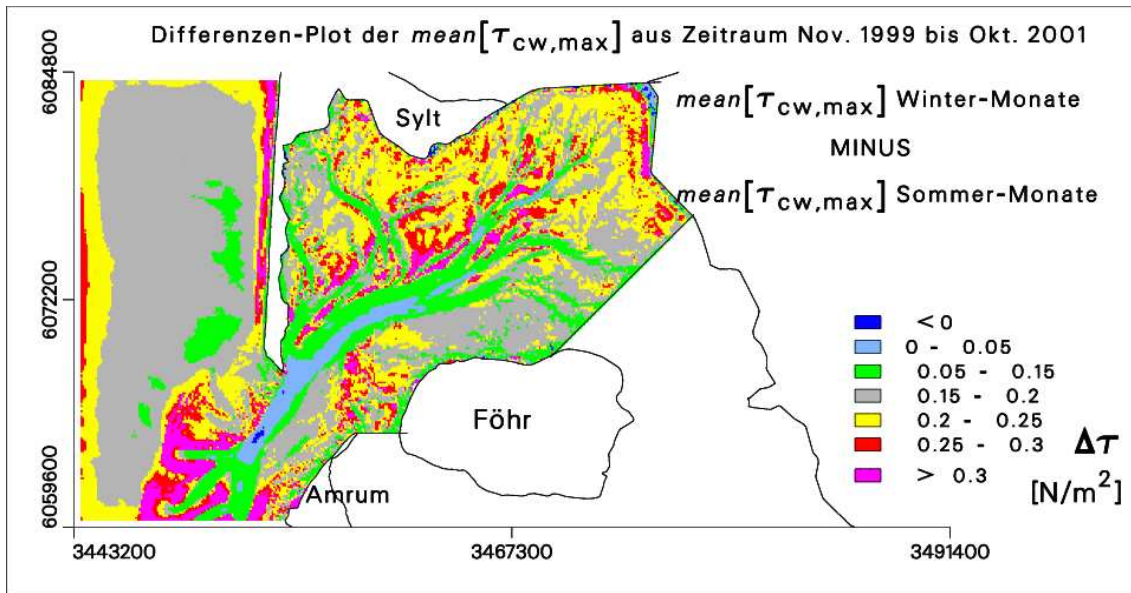


Abbildung 83: Differenz der in den Abbildungen 79 und 81 gezeigten $mean(\tau_{cw,max})$ für Winter und Sommer. Zu erwarten ist eine signifikante positive Differenz (Winter-Werte $>$ Sommer-Werte) im gesamten Gebiet. In den tiefen Bereichen des Hörnum Tiefs und des Vortrapp Tiefs ist aber $mean(\tau_{cw,max})$ im Winter nur unwesentlich größer als im Sommer. Dieses zeigt einmal mehr, dass der starke Seegang des Winters den Boden der tiefen Tiderinnen kaum erreicht, es zeigt aber vor allem, dass (in den tiefen Rinnen) die Strömung im Sommer im Mittel ähnlich stark ist wie im Winter (jedenfalls hat MOPS es so berechnet). Die höchsten Differenzen werden berechnet über dem Ebbdelta und entlang des Sylter Weststrandes. Aber auch im Innern des Tidebeckens sind Differenzen $> 0.3 N/m^2$ vorhanden.

Typisch für die Strömung über dem Watt ist, dass sie zu Beginn der Überflutung sofort relativ kräftig einsetzt.

Signifikante Wellenhöhe H_S und mittlere Wellenperiode T_{m2} (oberes Diagramm) haben etwa den gleichen Verlauf wie die Wassertiefe. Der Seegang ist im wesentlichen nach NO gerichtet, also in Richtung des Windes. Eine Umkehr der Strömungsrichtung (Strömungs-Kurve nahe Null im mittleren Diagramm) bewirkt in den H_S - und T_{m2} -Kurven eine leichte Unstetigkeit (vergl. Abschnitt 5.3.3).

Boden-Schubspannung: Die über eine Wellenperiode gemittelte Boden-Schubspannung $\tau_{cw,m}$ ist mit Werten von unter $0.1 N/m^2$ sehr klein, entsprechend der schwachen Strömung von weniger als 20 cm/s. Der Verlauf von $\tau_{cw,m}$ folgt dem Betrag der Strömungs-Geschwindigkeit. Die maximale Boden-Schubspannung innerhalb einer Wellenperiode $\tau_{cw,max}$ wird vom Seegang dominiert und ist erheblich höher als $\tau_{cw,m}$. Typisch sind die höchsten Werte für $\tau_{cw,max}$ zu Beginn und zum Ende einer Überflutungsphase. H_S und T_{m2} gehen zu diesen Zeiten zwar ebenfalls zurück, aber der Effekt der kleiner werdenden Wassertiefe (besserer Durchgriff der Wellen zum Boden hin) ist ausschlaggebend.

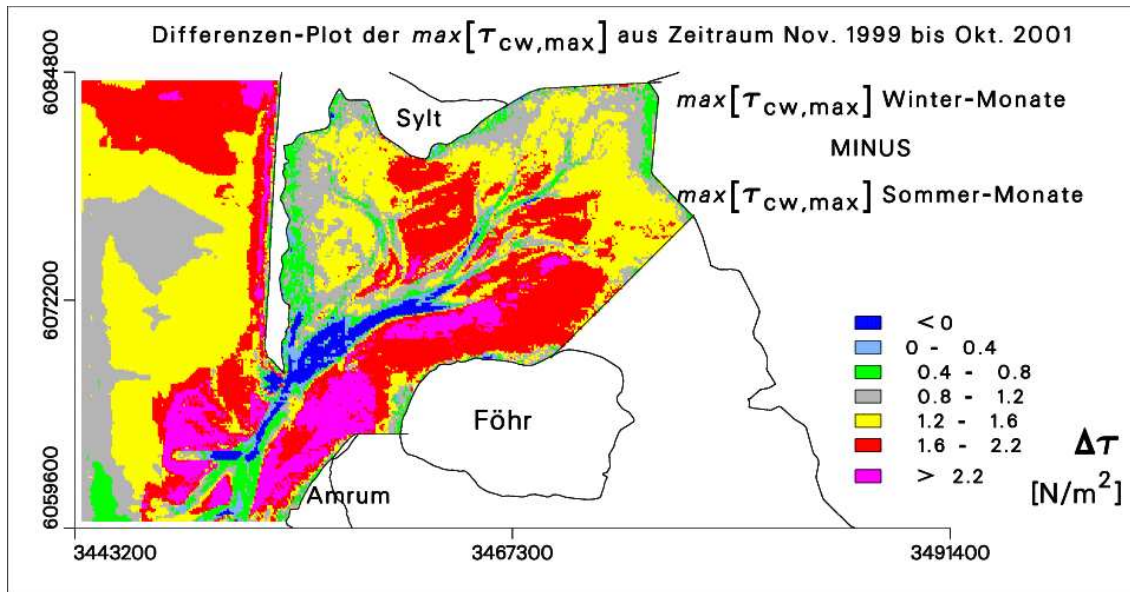


Abbildung 84: Differenz der in den Abbildungen 80 und 82 gezeigten $\max(\tau_{cw,max})$ für Winter und Sommer. Die Differenzwerte (der Legende) sind in diesem Plot gegenüber Abb. 83 stark erhöht. In diesem Bild haben wir in den tiefen Rinnen die Situation, dass die Sommer-Werte höher sind als die Winter-Werte! Das heißt, es gab innerhalb der Sommermonate des 2-jährigen Simulations-Zeitraums mindestens einen sehr kräftige Anstieg oder Abfall des Wasserstandes (mit entsprechend starken Tideströmungen), der so in den Wintermonaten nicht vorkam. Im Vergleich zu den $mean(\tau_{cw,max})$ -Differenzen (Abb. 83) zeigen die $\max(\tau_{cw,max})$ -Differenzen dieses Bildes hohe Werte über dem Liin-Sand (Abb. 2) und über den Wattflächen nördlich Föhr.

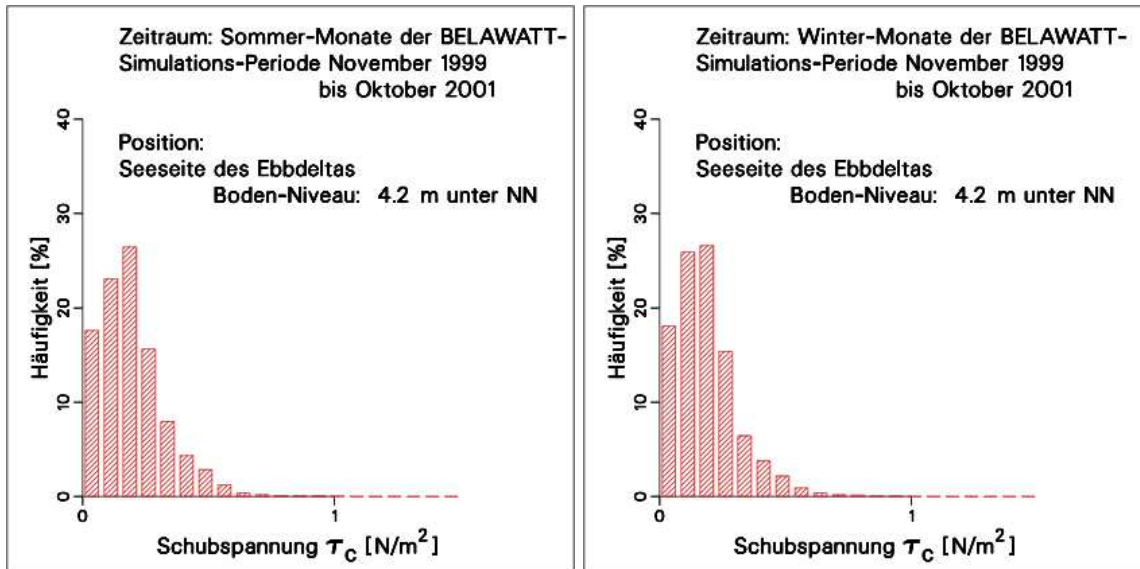


Abbildung 85: Häufigkeits-Verteilungen der allein durch Strömung erzeugten Bodenschubspannung τ_c an einer Position auf der Westseite des Ebbdeltas. Die τ_c -Unterschiede zwischen Sommer (links) und Winter (rechts) sind gering, d.h. die Strömungsgeschwindigkeiten sind im Sommer und im Winter ähnlich. Im Bereich höherer τ_c ($\geq 0.3 \text{ N/m}^2$) ist τ_c im Sommer häufiger vertreten als im Winter. Beim maximalen τ_c liegt der Winter mit $\tau_c = 1.2 \text{ N/m}^2$ knapp vor dem Sommer; bei 4 m Wassertiefe entspricht $\tau_c = 1.2 \text{ N/m}^2$ einer vertikal gemittelten Strömungsgeschwindigkeit von 0.77 m/s. Die Häufigkeits-Verteilungen basieren auf rund 26000 Einzelwerten (12 Monate, alle 20 Minuten ein archivierter Termin).

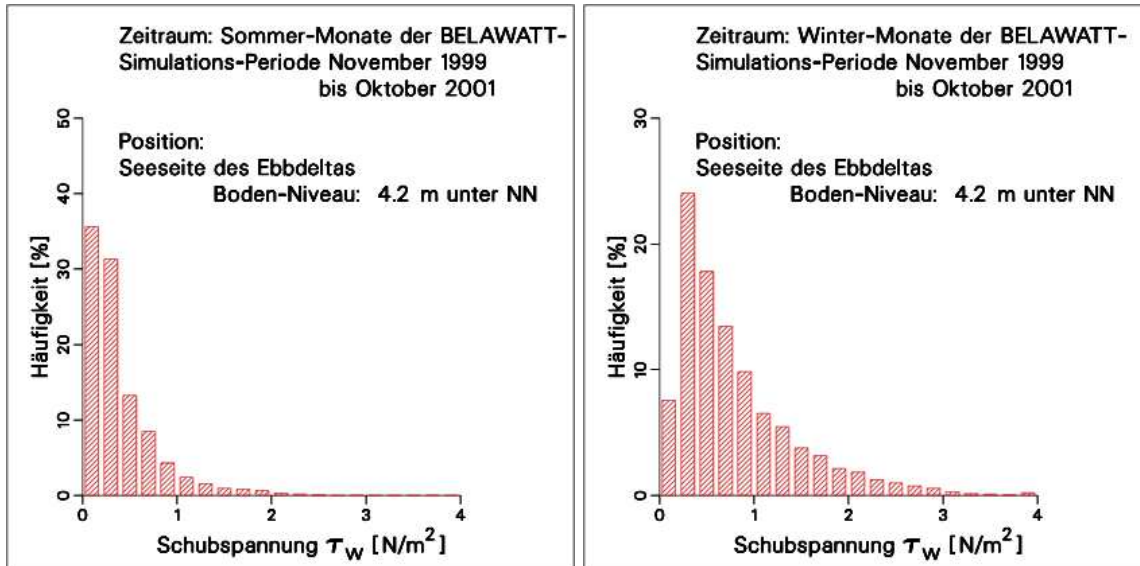


Abbildung 86: Häufigkeits-Verteilungen der allein durch Seegang erzeugten Bodenschubspannung τ_w an einer Position auf der Westseite des Ebbdeltas. Im Winter (rechts) sind die $\tau_w > 0.4 \text{ N/m}^2$ deutlich häufiger vertreten als im Sommer (links). Die letzte Säule in der (rechten) Winter-Verteilung "sammelt" alle τ_w -Ereignisse $> 4 \text{ N/m}^2$ - sie ist daher etwas höher als ihre links liegenden Nachbarinnen. Die Verteilungen basieren auf rund 26000 Einzelwerten.

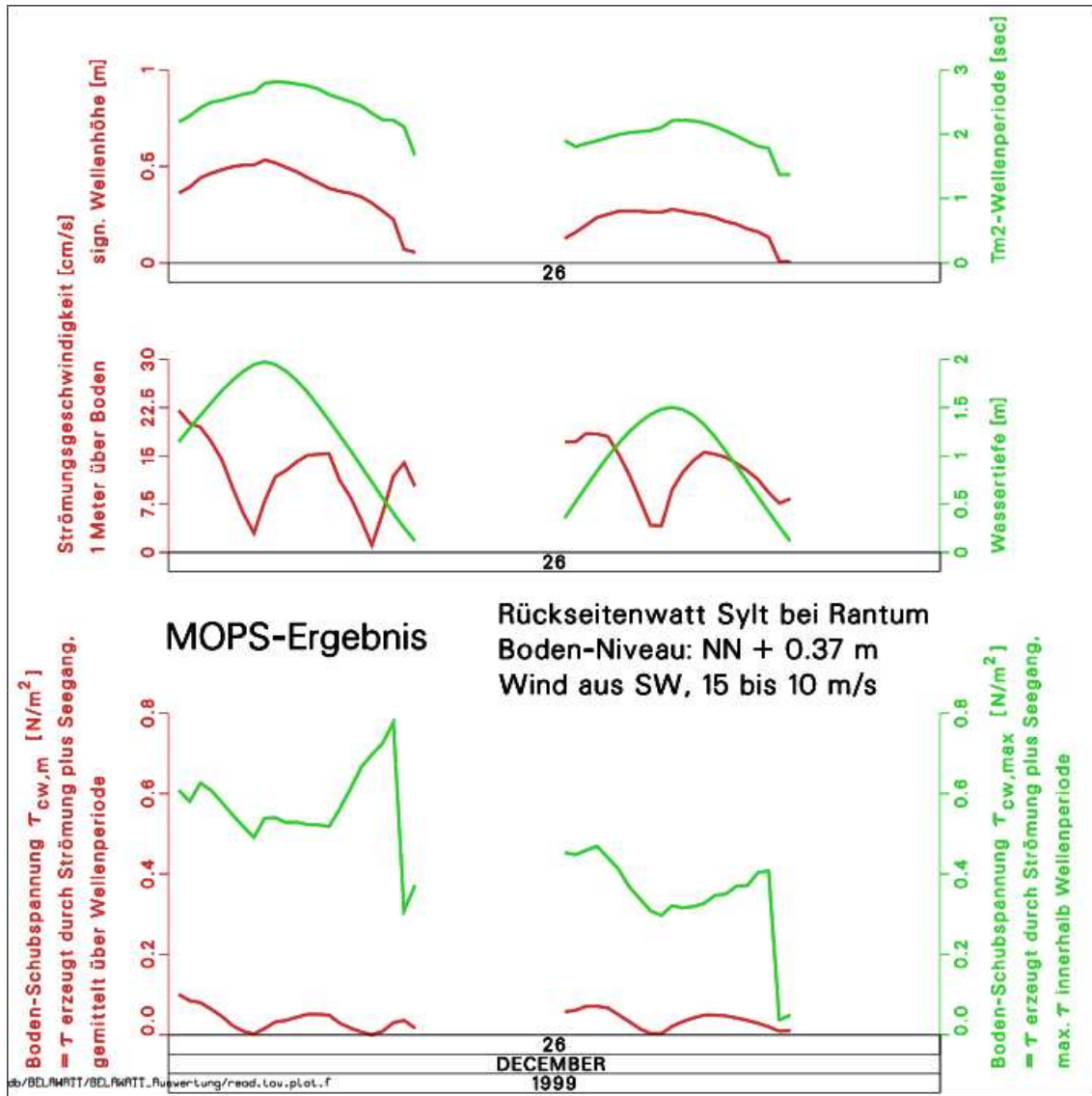


Abbildung 87: Zeitreihen von MOPS-Ergebnissen in einer Gitterzelle des Sylter Rückseitenwatts. Die Position der Gitterzelle ist eingezeichnet in Abb. 78. Als Termin wurde ausgewählt der 26. Dezember 1999, die Zeitreihe gilt von 00:00 bis 24:00 UTC. Die Höhe des Wattbodens ist NN+0.37 m. Der Wind kam am 26. Dezember 1999 aus Südwest mit einer zeitlich von 15 m/s auf 10 m/s abnehmenden Windgeschwindigkeit. Für die Trockenfallzeiten (definiert als Zeiten mit Wassertiefe < 10 cm) werden die Linien der Zeitreihen unterbrochen. Kurven und y-Achsen gleicher Farbe gehören zusammen.

7 Boden-Schubspannung als Belastungsgröße

7.1 Fragestellung

Es ist das Ziel von BELAWATT, Belastungs-Kenngrößen für das Hörnummer Tidebecken zu spezifizieren. Kenngrößen wie "Seegat-Querschnitt" und "Tidevolumen" werden z.B. verwendet, um den Zusammenhang zwischen der Geometrie eines Watteinzugsgebietes und seinem Tide-regime zu beschreiben (Abschnitt 2.2). Belastungs-Kenngrößen sollen "einfach" sein, und sie sollen mit einer gewissen Verlässlichkeit das Sediment-Regime und/oder das Benthos-Regime charakterisieren und *vorhersagen* - vor allem auch mit Blick auf eine praktische (methodische) Anwendung. Anwendungen können sein die Auswirkung baulicher Massnahmen im Watt oder die Auswirkung von Klimaänderungen. Dazu gehört auch (was aber hier kein Thema ist), dass die Kenngrößen nicht nur für das Hörnummer Tidebecken gelten, sondern auch für andere Wattgebiete der Deutschen Bucht.

Die Frage ist, ob die Boden-Schubspannung eine geeignete Größe ist, um damit das Sediment- oder das Benthos-Regime in einem Tidebecken beschreiben zu können. Das normale Verfahren zur Beantwortung dieser Frage wäre es, (1) *mehrere* Tidebecken zu untersuchen und für jedes Becken das Sediment, das Benthos und die Schubspannung zu charakterisieren und (2) nach Zusammenhängen zwischen diesen Größen zu suchen. Da BELAWATT nur ein Tidebecken untersucht, muss die Frage nach der Kenngröße anders lauten: Ist die räumliche Verteilung des Sediments bzw. des Benthos im Hörnummer Tidebecken korreliert mit der räumlichen Verteilung einer Boden-Schubspannung?

7.2 Schubspannung versus Sedimentverteilung

7.2.1 Verwendete Sedimentverteilungen

In den statistischen Analysen dieses Abschnittes wird das Sediment charakterisiert ausschließlich durch den Median-Korndurchmesser D_{50} . Einen Überblick über die typische räumliche Sedimentverteilung im Hörnummer Tidebecken gibt bereits Abschnitt 2.2. Die räumliche Verteilung der D_{50} wird verwendet (a) für den direkten Vergleich der räumlichen Verteilungen von Sediment und Boden-Schubspannung und (b) als potentielle abiotische Einflussgröße für die Zusammensetzung der Benthos-Gemeinschaften im Hörnummer Tidebecken. Für die unter (b) genannten Untersuchungen werden in erster Linie jene Korngrößen-Proben verwendet, die an den gleichen Stationen genommen wurden wie die Benthos-Proben. Es handelt sich dabei um die Korngrößen-Proben der Habitat-Charakterisierungen 2001, 2002 und 2003. Diese Auftrags-Arbeiten wurden durchgeführt vom Institut für Angewandte Biologie Freiburg (Elbe) und von GKSS (Bearbeiter: van Bernem). Auftraggeber war das Landesamt für Natur und Umwelt (LANU) in Flintbek. Abb. 88 zeigt die Median-Korngrößen D_{50} der drei Aufnahmen 2001, 2002 und 2003 zusammengefasst zu einer räumlichen Verteilung.

Die in Abb. 88 gezeigten D_{50} -Daten können, wie oben unter Punkt (b) gesagt, als Testgröße verwendet werden für die Beantwortung der Frage, inwieweit die räumliche Sedimentverteilung die räumliche Verteilung des Benthos "erklären" kann. Wenn es dagegen um die Frage geht, inwieweit die Sedimentverteilung *selbst* abhängt von der Boden-Schubspannung, muss man sich nicht beschränken auf die Sediment-Daten von 2001-2003. Der Sediment-Datensatz kann

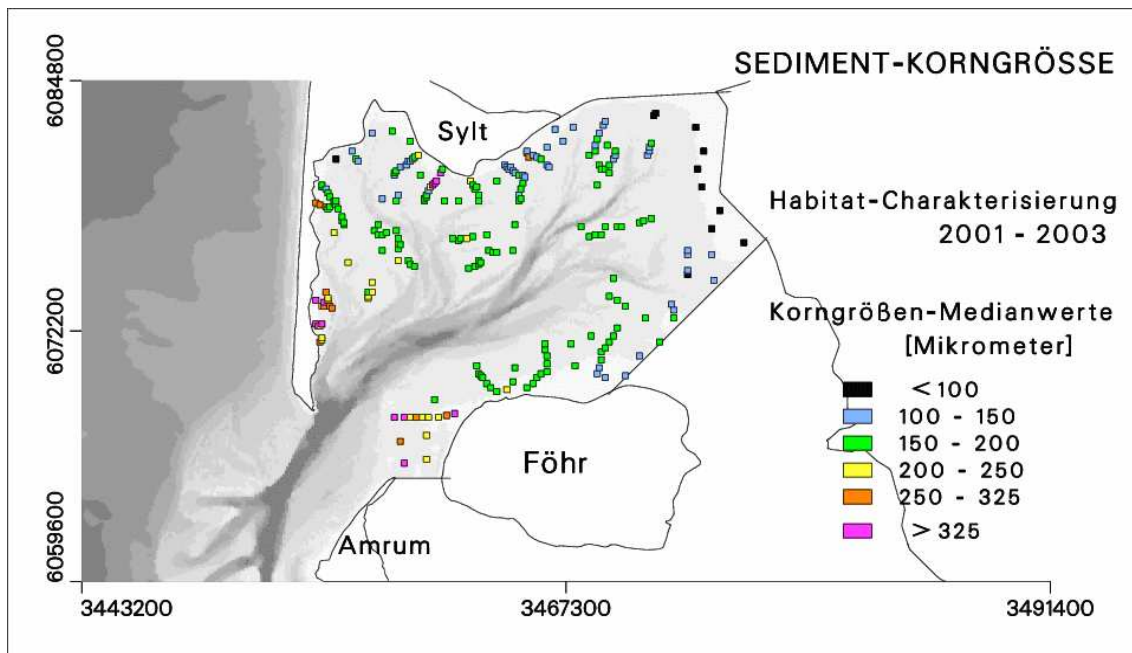


Abbildung 88: Verteilung der Median-Korngröße D_{50} im Hörnumer Tidebecken: Sediment-Bodenproben der Habitat-Charakterisierungen 2001, 2002 und 2003. Die Topographie des BELAWATT-Gebietes ist grau unterlegt. Die Probennahme erfolgte "zu Fuß", daher liegen sämtliche Probennahme-Stationen auf Wattflächen.

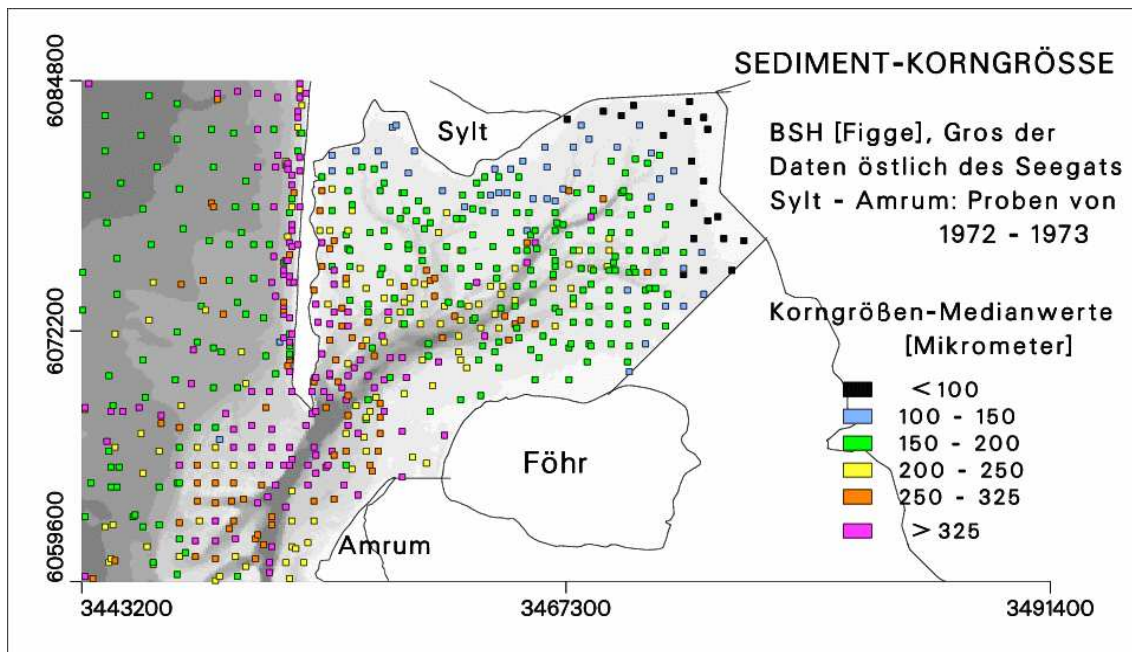


Abbildung 89: Verteilung der Median-Korngröße D_{50} im Hörnumer Tidebecken: Sediment-Bodenproben des BSH (Figge). Die Topographie des BELAWATT-Gebietes ist grau unterlegt.

erweitert werden durch die Korngrößen-Daten von Figge (Figge, 1981) sowie die Korngrößen-Daten der Sensitivitäts-Kartierung im deutschen Wattenmeer (van Bernem *et al.*, 1994). Abb.

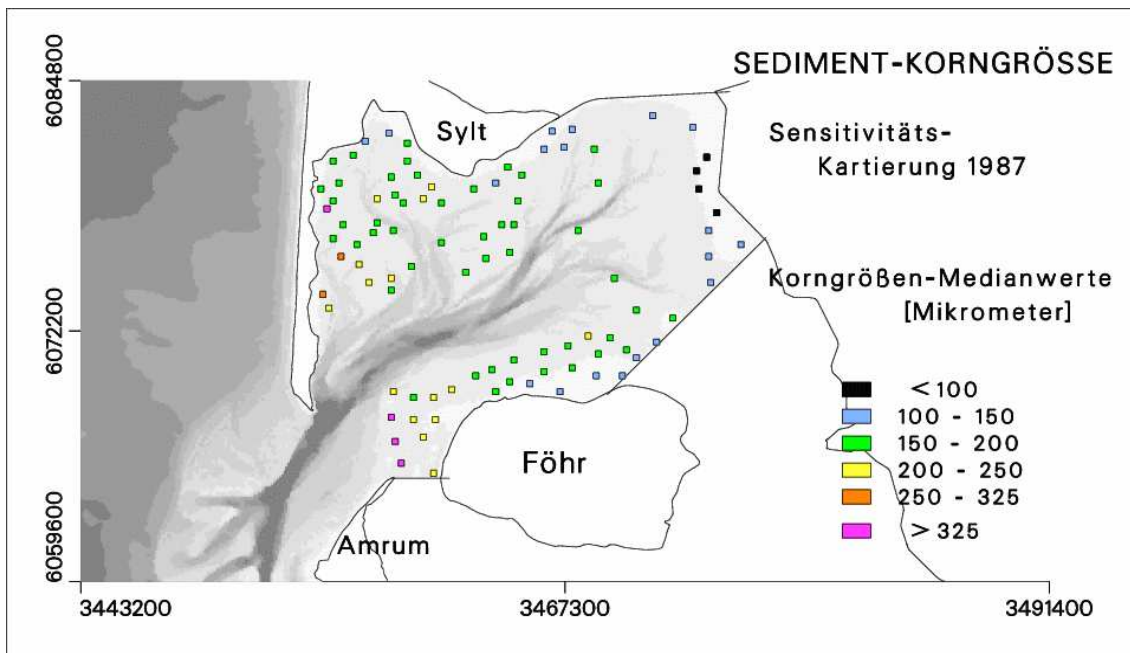


Abbildung 90: Verteilung der Median-Korngröße D_{50} im Hörnumer Tidebecken: Sediment-Bodenproben der Sensitivitäts-Kartierung im deutschen Wattenmeer 1987. Bearbeiter: van Bernem. Die Topographie des BELAWATT-Gebietes ist grau unterlegt.

89 zeigt die Figge-Daten für das BELAWATT-Gebiet. Hier wurden auch die tiefen Rinnen und die offene See beprobt. Das Gros der Figge-Daten für das Hörnumer Tidebecken (also der Bereich östlich des Seegats Sylt - Amrum) stammt aus 1972/73. Die Korngrößen-Stationen der Sensitivitäts-Kartierung (Abb. 90) liegen dagegen sämtlich auf den Wattflächen; die Proben wurden 1987 genommen.

Die Frage ist, ob die Korngrößen-Daten von 1972/73, 1987 und 2001-2003 zu *einem* Datensatz zusammengefasst werden dürfen. Dieses ist nur dann erlaubt, wenn die D_{50} der verschiedenen Datensätze nicht wesentlich voneinander abweichen. Um dieses zu prüfen, müssen die D_{50} identischer Positionen miteinander verglichen werden. Dazu werden die Figge- D_{50} räumlich interpoliert innerhalb des 100 m Modellgitters. Die Interpolation geschieht mit der Methode der "inversen Distanzgewichtung" mit quadrierten Distanzen. Extrapolation wird weitgehend vermieden. Eine Interpolation über steile Topographie-Gradienten hinweg (also z.B. von einer Tiderinne auf eine Wattfläche) wird unterdrückt. Die Reichweite der Interpolation war 1.5 km. Die Ergebnis-Daten liegen in den Zellenmitten des 100 m Modellgitters. Abb. 91 zeigt das Ergebnis der Interpolation.

Die interpolierten Figge- D_{50} werden verglichen mit den 4 D_{50} -Datensätzen von 1987, 2001, 2002 und 2003. Dabei stellte sich heraus, dass im Datensatz der Sensitivitäts-Kartierung 1987 die D_{50} schlückiger Sedimente systematisch zu hoch liegen im Vergleich zu den Figge- D_{50} . Solche Proben (mit $D_{50} < 130 \mu\text{m}$) wurden aus dem 1987-Datensatz entfernt. Für den Vergleich der 4 Datensätze von 1987, 2001, 2002 und 2003 [dataA] mit den interpolierten D_{50} von Abb. 91 [dataB] wurde zu jedem D_{50} von [dataA] ein "Nachbar" in [dataB] gesucht. Der Such-Radius war 100 m. Wurden mehr als *ein* Nachbar gefunden, wurde der Nachbar mit der geringsten Entfernung ausgewählt.

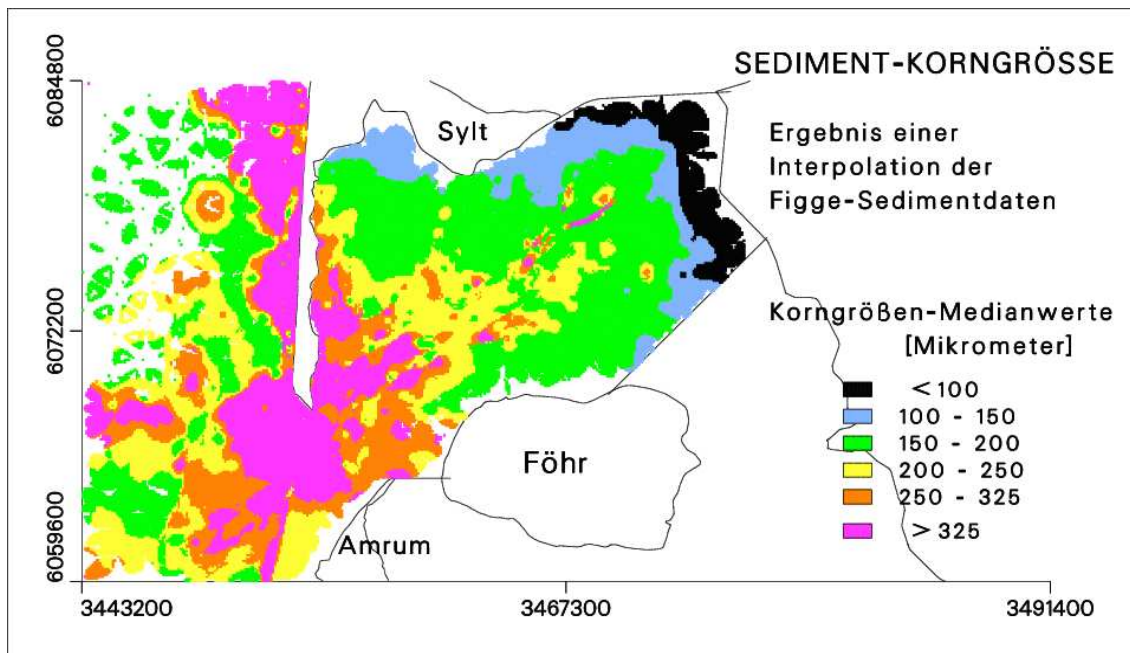


Abbildung 91: Interpolierte Verteilung der Median-Korngrößen D_{50} von Figge im Hörnumer Tidebecken, basierend auf der Korngrößen-Verteilung von Abb. 89. Die Reichweite der Interpolation wurde mit 1.5 km relativ klein gewählt. Daher sind diverse Bereiche, insbesondere in der offenen See, nicht mit Daten belegt. Auffällig ist die zonale Verteilung der D_{50} im Tidebecken (östlich des Seegats Sylt-Amrum); dieses wurde bereits von Hirschhäuser (2003a) festgestellt.

Den Vergleich der so entstandenen 330 Daten-Paare zeigt Abb. 92 in einem log-log-Streudiagramm. Zur Interpretation sind in Abb. 93 die prozentualen Differenzen " $(D_{50Bernem} - D_{50Figge})/D_{50Figge} \cdot 100$ " eingezeichnet. In Abb. 92 ist zunächst zu sehen, dass das Gros sowohl der Figge- wie auch der Bernem-Daten sich konzentriert bei D_{50} -Werten zwischen 130 und 200 μm . Diese D_{50} treten auf über den weiten Wattflächen nördlich und südlich des Hörnum Tiefs. Die gute Übereinstimmung von $D_{50Figge}$ und $D_{50Bernem}$ für $130 \mu m < D_{50} < 200 \mu m$ zeigt, dass die Wattflächen des Hörnumer Tidebeckens bzgl. der Korngröße in den letzten 30 Jahren stabil geblieben sind, siehe die Bereiche mit grauen Kästchen in Abb. 93. Die gute flächendeckende Übereinstimmung ist aber auch ein Indiz für die räumliche Homogenität der Sedimente dieser Wattflächen.

Im Bereich $D_{50} < 130 \mu m$ bzw. $D_{50} > 200 \mu m$ zeigt Abb. 92 eine erhebliche Streuung der Daten. Dieses deckt sich mit dem Vorkommen farbiger (d.h. nicht-grauer) Datenpunkte (Kästchen) in Abb. 93: farbige Kästchen existieren (a) im östlichen Teil des Beckens über den Schlickwatten nahe der Festlandsküste, (b) westlich Föhr, (c) südlich der Sylter Nösse-Halbinsel und (d) entlang des Ostufers der Sylter Süd-Halbinsel. Letzterer Bereich ist von der hydrodynamischen Beaufschlagung her ein Watt für Feinsediment, der Bereich ist aber auch stark beeinflusst vom Flugsand der Sylter Land-Dünen (aeolischer Sediment-Eintrag). Die so entstandene *heterogene* Korngrößen-Verteilung wird durch die wenigen Sediment-Proben (und insbesondere durch die interpolierten D_{50}) nicht erfasst. Die Folge ist eine starke räumliche Variabilität der D_{50} -Differenzen im Flugsand-Gebiet.

Die stärksten positiven Abweichungen von der 45°-Geraden in Abb.92 gelten für ein Gebiet

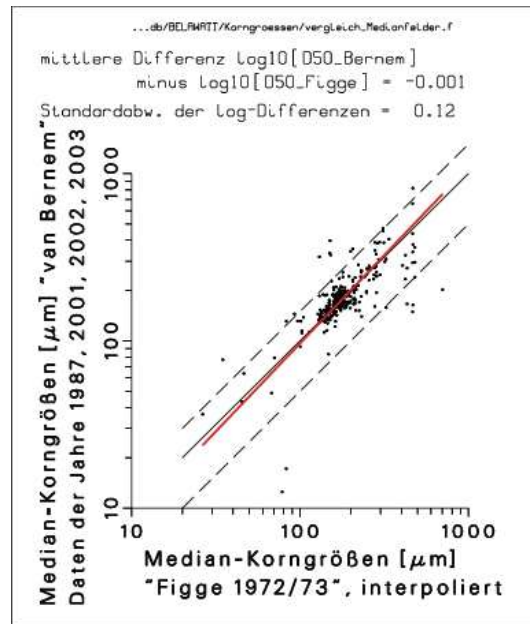


Abbildung 92: Vergleich der Median-Korngrößen D_{50} in einem log-log-Streudiagramm. Auf der y-Achse die D_{50} von 4 Feldaufnahmen: der Sensitivitäts-Kartierung im deutschen Wattenmeer von 1987 (Abb. 90) und die drei Habitat-Charakterisierungen von 2001, 2002 und 2003 (Abb. 88). Auf der x-Achse die "zugehörigen" D_{50} der interpolierten Figge-Daten, Abb. 91. Die schwarze Gerade ist die 45°-Gerade, die rote "Gerade" ist die Regression. Die Regression wurde berechnet durch Minimierung der lotrechten Abstände der Datenpunkte von der Geraden, also nicht, wie üblich, durch Minimierung der in y-Richtung gemessenen Abstände. Der Grund: die Figge-Daten der x-Achse sind genauso fehlerbehaftet wie die Daten der y-Achse. Die beiden gestrichelten Linien parallel zur 45°-Geraden sind die Linien für $D_{50Bernem} = 1.5 \cdot D_{50Figge}$ bzw. für $D_{50Bernem} = 0.5 \cdot D_{50Figge}$. Diese Linien entsprechen den Grenzen +50 % bzw. -50 % in Abb. 93.

südlich der Sylter Nösse-Halbinsel (in Abb. 93 direkt südlich des "S" im Namen "Sylt"). Dort wurde von van Bernem in 2002 ein Gebiet beprobt, das erheblich sandiger ist als die Umgebung. Hier tritt sandig-steiniger Geschiebemergel zutage. Von Figge wurde dieses kleinräumige Gebiet (wenige Hektar groß) nicht erfasst - die in das Gebiet hinein-interpolierten $D_{50Figge}$ (Abb. 91) sind daher erheblich kleiner als die real vorhandenen $D_{50Bernem}$.

Die beiden Beispiele ("Flugsand", "Geschiebemergel") zeigen, dass die Unterschiede zwischen $D_{50Bernem}$ und $D_{50Figge}$ nicht unbedingt durch zeitliche Veränderungen des Sediments zustande kommen müssen, sondern dadurch, dass der räumliche Scale der Sedimentverteilung feiner ist als der der Probenahme. Eine zusätzliche Rolle spielen auch mögliche D_{50} -Unterschiede durch unterschiedliche Aufbereitung der Sedimentproben für die Siebung und durch unterschiedliche Sieb-Verfahren. Angesichts all dieser Einflüsse ist die in Abb. 92 angegebene kleine mittlere Differenz $\log(D_{50Bernem}) - \log(D_{50Figge})$ von -0.001 eher Zufall. Diese mittlere Differenz ist gleichbedeutend mit einem mittleren $\log(D_{50Bernem}/D_{50Figge})$ von -0.001 bzw. einem mittleren Verhältnis $D_{50Bernem}/D_{50Figge}$ von 0.998.

Das Fazit lautet: Die Datensätze von Figge und van Bernem können zu einem gemeinsamen Datensatz vereinigt werden. Ausschlaggebend ist nicht das Ergebnis von Abb. 92, sondern die flächendeckende Häufung der "grauen Kästchen" über jenen Wattflächen (Abb. 93), die bzgl.

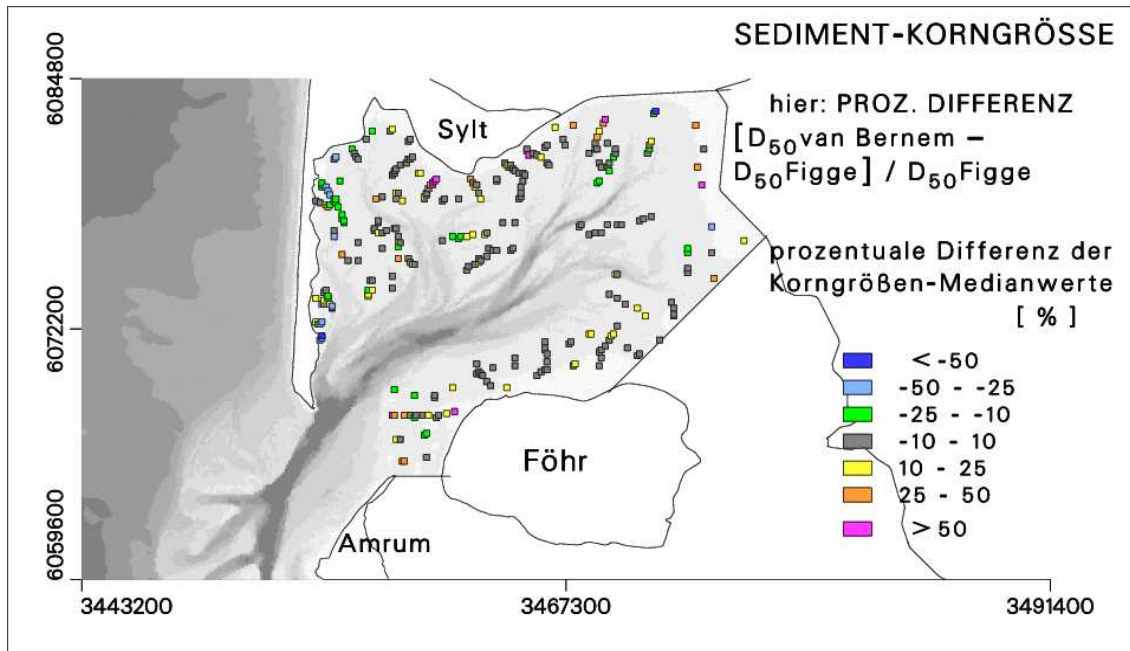


Abbildung 93: Verteilung der prozentualen Differenzen $(D_{50Bernem} - D_{50Figge}) / D_{50Figge} \cdot 100$ im Hörnumer Tidebecken. Siehe auch die Bildunterschrift zu Abb. 92. Die Topographie des Gebietes ist grau unterlegt. Die grauen Kästchen bezeichnen jene Bereiche, in denen sich die Median-Korngröße D_{50} des Sediments in den letzten 30 Jahren kaum geändert hat.

der Sedimente räumlich homogen sind.

7.2.2 Korrelation Schubspannungen - Sedimentverteilung

Die Frage ist: besteht ein Zusammenhang zwischen den von MOPS berechneten Bodenschubspannungen und den Sediment-Messdaten (in Form der Korngrößen-Medianwerte D_{50}) im Hörnumer Tidebecken?

Als Schubspannungen werden verwendet die zeitlichen Mittelwerte " $mean(\tau)$ " und die Maximalwerte " $max(\tau)$ " der $\tau_{cw,m}$ und der $\tau_{cw,max}$, siehe Abschnitt 6.4.4. Die Schubspannungen allein durch Strömung (τ_c) oder allein durch Seegang (τ_w) werden nicht verwendet, da sie (bei gleichzeitiger Anwesenheit von Strömung und Seegang) keine "real existierenden" Kräfte darstellen: τ_c und τ_w sind "nur" Zwischengrößen für die Berechnung von $\tau_{cw,m}$ und $\tau_{cw,max}$.

Von den zur Verfügung stehenden Korngrößen-Daten (siehe Abschnitt 7.2.1) werden nur die Daten auf den Wattflächen des Hörnumer Tidebeckens verwendet, und zwar das Sediment oberhalb der ungefähren Tideniedrigwasser-Linie bei NN-1m. Die Gründe für den Ausschluss der "tiefen Rinnen": (1) Um Konsistenz bzgl. des Untersuchungs-Bereiches zu erzielen, denn die zur Verfügung stehenden Benthos-Daten (Abschnitt 7.3.1) befinden sich ausschließlich auf den *Wattflächen* des Hörnumer Tidebeckens, (2) In den tiefen Rinnen ist $\tau_{cw,m} \approx \tau_{cw,max}$, da der Seegang den Seeboden dort nicht erreicht. Bei Einbeziehung der tiefen Rinnen werden (für die Wattflächen eventuell vorhandene) Unterschiede in den Zusammenhängen zwischen D_{50} und $\tau_{cw,m}$ einerseits und D_{50} und $\tau_{cw,max}$ andererseits "undeutlich gemacht". Das Flugsandgebiet (mit teilweise sehr grobem Sediment) östlich der Sylter Südhälfte wird ausgeblendet,

da hier kein ursächlicher Zusammenhang zwischen Hydrodynamik und Sediment-Korngröße besteht. Solche Nicht-Zusammenhänge gelten im übrigen auch für andere Bereiche des Hörnummer Tidebeckens, in denen (a) pleistozänes Sediment an der Oberfläche liegt (Hirschhäuser, 2003a spricht in diesem Zusammenhang von einer "geologischen Barriere") oder (b) Feinsediment z.B. durch Miesmuscheln akkumuliert wurde. Solche Bereiche sind nicht auszublenden, da sie eher verstreut liegen und nicht eindeutig lokalisierbar sind. Für den Abgleich mit den Schubspannungen aus MOPS stehen letztlich 278 Sediment-Korngrößen zur Verfügung. Die zugehörigen τ (MOPS-Ergebnisse) werden aus den zu den jeweiligen D_{50} -Positionen passenden Modell-Gitterelementen genommen.

Die Abbildungen 94 und 95 zeigen als Beispiele: Median-Korngröße D_{50} logarithmisch aufgetragen gegen $mean(\tau_{cw,m})$ und gegen $mean(\tau_{cw,max})$. Die Schubspannungen sind zeitliche Mittelwerte über alle *Winter*-Monate zwischen November 1999 und Oktober 2001. Die Skalierung der x-Achsen beider Plots ist nicht identisch. Die Verteilungen der Datenpunkte in beiden Abbildungen zeigen: D_{50} -Werte um $160 \mu m$ dominieren die Punkt-Verteilungen über eine weite Spanne von Schubspannungen, mit einem schwachen Anstieg der D_{50} mit wachsenden τ . Dieses "Einheits-Sediment" bildet das Gros der Wattsedimente des Hörnummer Tidebeckens.

In Abb. 95 ist zusätzlich eingezeichnet die Shields-Kurve (z.B. Soulsby, 1997), die den Beginn des Sedimenttransports (bei einer sog. "kritischen Schubspannung" τ_{cr}) in Abhängigkeit von der Median-Korngröße angibt. Wie in Abschnitt 6.4.4 gesagt, ist $\tau_{cw,max}$ jene Schubspannung, die für das Mobilisierung (bzw. die Erosion) von Sediment zuständig ist. Die Lage der Shields-Kurve in Abb. 95 zeigt, dass das gesamte Sediment auf den Watten des Hörnummer Tidebeckens während der Wintermonate die meiste Zeit über in Bewegung sein müßte. Feldmessungen der kritischen Schubspannung τ_{cr} (z.B. Mahatma, 2004) zeigen aber, dass τ_{cr} eher im Bereich von 0.5 bis $1 N/m^2$ liegt.

Der Zusammenhang zwischen Boden-Schubspannungen und Sediment-Korngrößen wird durch lineare Korrelations-Koeffizienten quantifiziert. Dabei wird bei den Schubspannungen unterschieden zwischen "Sommer" und "Winter", siehe Abschnitt 6.4.4. Wie in der Sedimentologie üblich, geht die Korngröße nicht als lineare, sondern als logarithmierte Größe in die Berechnung ein. Tabelle 3 zeigt die so berechneten linearen Korrelations-Koeffizienten für die 4 Schubspannungs-Versionen.

Versionen der von MOPS berechneten Boden-Schubspannung (N/m^2)	linearer Korrelations- Koeffizient	
	Sommer	Winter
$mean(\tau_{cw,m})$	0.43 ± 0.08	0.43 ± 0.08
$max(\tau_{cw,m})$	0.45 ± 0.07	0.54 ± 0.07
$mean(\tau_{cw,max})$	0.28 ± 0.08	0.20 ± 0.08
$max(\tau_{cw,max})$	0.37 ± 0.07	0.51 ± 0.07

Tabelle 3: Korrelation zwischen 8 berechneten Schubspannungs-Feldern (4 für "Sommer", 4 für "Winter") und gemessenen Korngrößen-Medianwerten D_{50} der Wattflächen-Sedimente (Bereich oberhalb von NN-1m, das entspricht etwa der Tideniedrigwasser-Linie) im Hörnummer Tidebecken. Die linearen Korrelations-Koeffizienten wurden berechnet mit logarithmierten D_{50} . Zu jedem Koeffizienten ist angegeben die *doppelte* Standardabweichung.

Die Berechnung linearer Korrelations-Koeffizienten r ist nur dann sinnvoll, wenn tatsächlich ein linearer Zusammenhang zwischen τ und D_{50} vorliegt. Ein Blick auf die Abbildungen 94 und

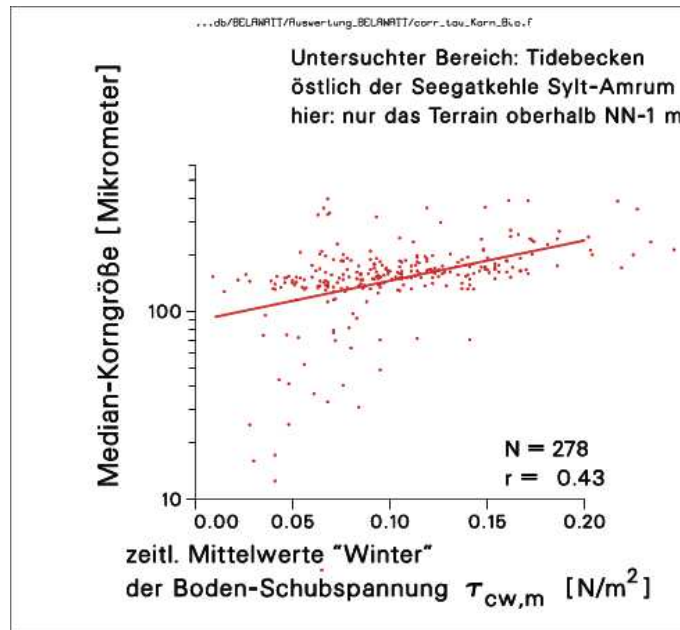


Abbildung 94: Gemessene Median-Korngröße D_{50} der Wattsedimente im Hörnum Tidebecken, aufgetragen gegen die (von MOPS berechnete) Schubspannung $mean(\tau_{cw,m})$. Die τ sind zeitlich gemittelt über die Winter-Monate des Zeitraums November 1999 bis Dezember 2001. Die rote Gerade ist die Regressions-Gerade.

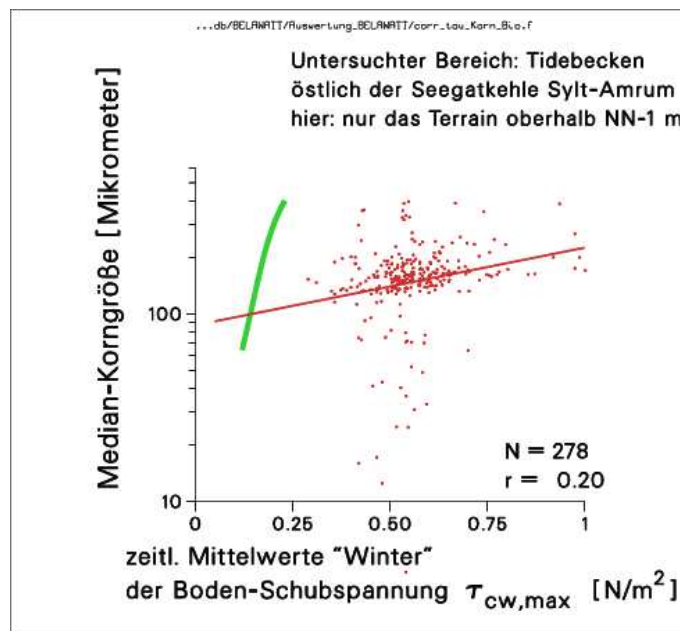


Abbildung 95: Wie Abb. 94, aber mit $mean(\tau_{cw,max})$ anstelle von $mean(\tau_{cw,m})$. Zusätzlich eingezeichnet ist die Shields-Kurve (grün), siehe Text.

95 zeigt, dass ein komplett linearer Zusammenhang nicht existiert, aber dass doch Hoffnung besteht auf einen zumindest "schwachen" linearen Zusammenhang zwischen τ und D_{50} .

Tests des linearen Korrelationskoeffizienten r erfordern eine Normalverteilung der verwendeten Daten. Die Normalität der τ und der $\log(D_{50})$ wird mit einem Shapiro-Wilk-Test (NAG-Routine) geprüft. Die Nullhypothese "Die Verteilung der Daten entspricht einer Normalverteilung" wird abgelehnt mit teilweise sehr geringen Irrtums-Wahrscheinlichkeiten von z.B. 10^{-6} . Die Daten sind in der Regel also nicht normalverteilt, die Anwendung üblicher Testverfahren (z.B. t-Test) ist nicht zulässig. Es wird daher ein "bootstrap-Verfahren" (z.B. Efron & Tibshirani, 1993) angewendet: Aus dem Pool der 278 Wertepaare (τ, D_{50}) werden 278 Wertepaare (mit Zurücklegen) per Zufall gezogen. In den so entstanden "neuen Daten" sind mehrere Wertepaare doppelt und dreifach vertreten, andere garnicht. Es wird der lineare Korrelations-Koeffizient r' für die "neuen Daten" berechnet. Dieser Vorgang wird z.B. 1000 mal wiederholt. Am Ende hat man eine Verteilung von 1000 r' , deren Mittelwert dem r der Originaldaten nahekommt. Die Standardabweichung der r' ist ein Maß für den Fehler des originalen r . In Tabelle 3 sind die so berechneten *doppelten* Standard-Abweichungen angegeben. Mit welcher Irrtumswahrscheinlichkeit die Nullhypothese " D_{50} und τ sind in Wirklichkeit nicht linear miteinander korreliert" verworfen werden kann, ergibt sich daraus, ob und wo die r' -Verteilung die Null einschließt.

Aus dem bootstrap-Verfahren ergibt sich, dass sämtliche Korrelations-Koeffizienten in Tabelle 3 hochsignifikant von Null verschieden sind. Das zeigt, dass die Berechnung eines linearen Zusammenhanges zwischen D_{50} und τ zumindest teilweise gerechtfertigt ist. Die Größe der (doppelten) Standardabweichungen zeigen, dass die 8 Korrelations-Koeffizienten sich nicht signifikant unterscheiden. Die Unsicherheit der Korrelations-Koeffizienten für die *maximalen* τ ist dabei noch höher einzuschätzen als in Tabelle 3 angegeben, da die räumlichen Verteilungen der maximalen τ zu einem gewissen Teil Zufallsprodukte sind, abhängig von den jeweils stärksten Wind-Ereignissen innerhalb des MOPS-Simulationszeitraumes. Im Lichte dieser Unsicherheiten müssen die folgenden Aussagen gesehen werden:

- (1) Die maximalen τ haben mehr Einfluss auf die Sedimentverteilung (im Hörnummer Tidebecken) als die zeitlich gemittelten τ .
- (2) $\tau_{cw,m}$ beeinflusst die Sedimentverteilung stärker als $\tau_{cw,max}$.
- (3) Die Hydrodynamik in den Wintermonaten Oktober - März hat etwa den gleichen Einfluss auf die Sedimentverteilung wie die Hydrodynamik in den Sommermonaten April - September.
- (4) Den geringsten Einfluss auf die Sedimentverteilung hat $mean(\tau_{cw,max})$, der zeitliche Mittelwert des für die Sediment-Mobilisierung zuständigen $\tau_{cw,max}$.

Test z.B. mit Quotienten zweier τ -Versionen (von Tabelle 3) oder z.B. mit $\sqrt{mean(\tau_{cw,m})}$ lieferten keine nennenswerten Fortschritte in Sachen "Korrelation mit D_{50} ".

Hirschhäuser (Hirschhäuser, 2003a) erstellt für das Hörnummer Tidebecken funktionale Zusammenhänge zwischen der maximalen Tidestrom-Geschwindigkeit und der Wassertiefe bei Hochwasser einerseits und den Kornverteilungs-Parametern D_{10} , D_{50} und D_{90} andererseits. Bei diesen funktionalen Zusammenhängen handelt es sich um "Polynome sechsten Grades" und "logarithmische Funktionen". Die Funktions-Gleichungen werden in Hirschhäuser, 2003a nicht dargestellt, "... da daraus keine auf andere Gebiete übertragbaren Erkenntnisse hervorgehen".

7.2.3 Beurteilung der Ergebnisse

In Abschnitt 7.1 wurde die Frage gestellt, ob die räumliche Verteilung des Sediments korreliert mit der räumlichen Verteilung einer Boden-Schubspannung. Die Antwort auf diese Frage ist: Die Korrelations-Koeffizienten r in Tabelle 3 sind zwar hochsignifikant von Null verschieden,

jedoch (bei einem mittleren $r \approx 0.4$) in ihrer Aussagekraft beschränkt: nur rund $r^2 \approx 0.16$ (also 16 %) der Gesamt-Variation von D_{50} wird durch einen linearen Zusammenhang (also durch eine Regression) zwischen τ und D_{50} beschrieben. Eine erklärte Varianz von nur etwa 16 % wird als nicht ausreichend angesehen für eine vorhersage-fähige Kenngröße.

Wir stellen also fest, dass die Daten (Korngrößen-Medianwerte D_{50} , Boden-Schubspannungen τ) es nicht erlauben, eine Kenngröße für die Wattgebiete des Hörnumer Tidebeckens abzuleiten. Die Sediment-Verteilung hängt jedenfalls nur zu einem Prozentsatz von 10 bis 20 % statisch ab von den in BELAWATT berechneten Boden-Schubspannungen. Es gibt mehrere Antworten auf die Frage, wovon die Sediment-Verteilung ebenfalls abhängen kann. Der wichtigste Punkt ist natürlich der Sedimenttransport selbst, also ein dynamischer Vorgang. Hirschhäuser (Hirschhäuser, 2003a) unterteilt die Sedimente des Hörnumer Tidebeckens in 7 Klassen, von denen 6 geprägt sind durch eine "Transportsortierung". Weitere Einflußgrößen sind (1) die geologische Vorgeschichte (Stichwort: zutage tretende pleistozäne Sedimente), (2) Biodeposition von Feinsediment (Hirschhäuser, 2003b) oder (3) die Herkunft des Sediments. Zum Punkt (3) ist zu sagen, dass die Watt-Sedimente in der inneren Deutschen Bucht (z.B. in den Piep-Rinnen) erheblich feinkörniger sind als im Hörnumer Tidebecken.

An diese Stelle kann darauf hingewiesen werden, dass ein statistisches Verfahren keine direkte Kausalität nachweisen kann. Die Statistiker werden nicht müde, dieses immer wieder zu betonen.

7.3 Schubspannung versus Benthos-Lebensgemeinschaften

Im Rahmen der Habitat-Charakterisierung des Benthos im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer (van Bernem, Auftrag des LANU) wurden im Hörnumer Tidebecken mehr als 300 Stationen dokumentiert. Jeder einzelne Station wurde untersucht auf die Abundanz (Anzahl) von 20 bis 30 Spezies (von denen 6 in der BELAWATT-Analyse verwendet werden). Zusätzlich wurden diverse abiotische Begleit-Parameter (sog. Bio-Fazies wie Rippel-Länge, Wattfarbe, Korngröße) bestimmt.

Typischerweise sind in einer Benthos-Gemeinschaft die Abundanz-Zahlen für eine einzelne Spezies heterogen im Raum verteilt: mit vielen Null-Werten und einigen wenigen Proben mit stark erhöhten Abundanzen. Das gilt z.B. für die Herzmuschel im Hörnumer Tidebecken mit 25 % Nullen und 2 % der Stationen mit mehr als 400 Individuen/ m^2 . Für *Lanice* (Bäumchenröhrenwurm) wurde dagegen nur unterschieden zwischen den Kategorien 0 (nicht vorhanden), 1 (vereinzelt) und 2 (häufig). Solche heterogenen Daten (siehe auch Tabelle 17) werden üblicherweise mit multivariaten statistischen Methoden analysiert.

Im diesem Kapitel geht es zunächst darum, die biologischen Habitat-Daten des Hörnumer Tidebeckens von 2001, 2002 und 2003 zu ordnen (die Biologen sprechen von "Ordination") mit dem sog. MDS-Verfahren (MDS = Multi-Dimensional Scaling). Danach werden die biologischen Daten mit physikalischen Daten (z.B. Boden-Schubspannungen) korreliert. Die Signifikanz der Korrelation wird mit einem Permutations-Verfahren getestet. Die Verfahren werden in Abschnitt 11 beschrieben anhand einfacher Beispiel-Daten.

7.3.1 Benthos-Daten im Hörnummer Tidebecken

Die Benthos-Daten wurden im Rahmen einer die gesamten deutschen Nordsee-Watten umfassenden Habitat-Kartierung erhoben, siehe van Bernem *et al.*, 2006. Die Benthos-Stationen im Hörnummer Tidebecken wurden in den Jahren 2001, 2002 und 2003 dokumentiert. Einen Überblick über die Kartierungs-Stationen und ihre zeitliche Zuordnung gibt Abb. 96. Die Kartierung erfolgte "zu Fuß" auf trockenengefallenen Wattflächen. Die Stationen von 2001 sind gleichmäßig gestreut, die Kartierungen von 2002 und 2003 erfolgten (in Absprache mit BELAWATT) in Transsekten. Die Kartierungen wurden vorgenommen in den Monaten August bis Anfang Oktober 2001, Juli bis August 2002 sowie Juni bis September 2003.

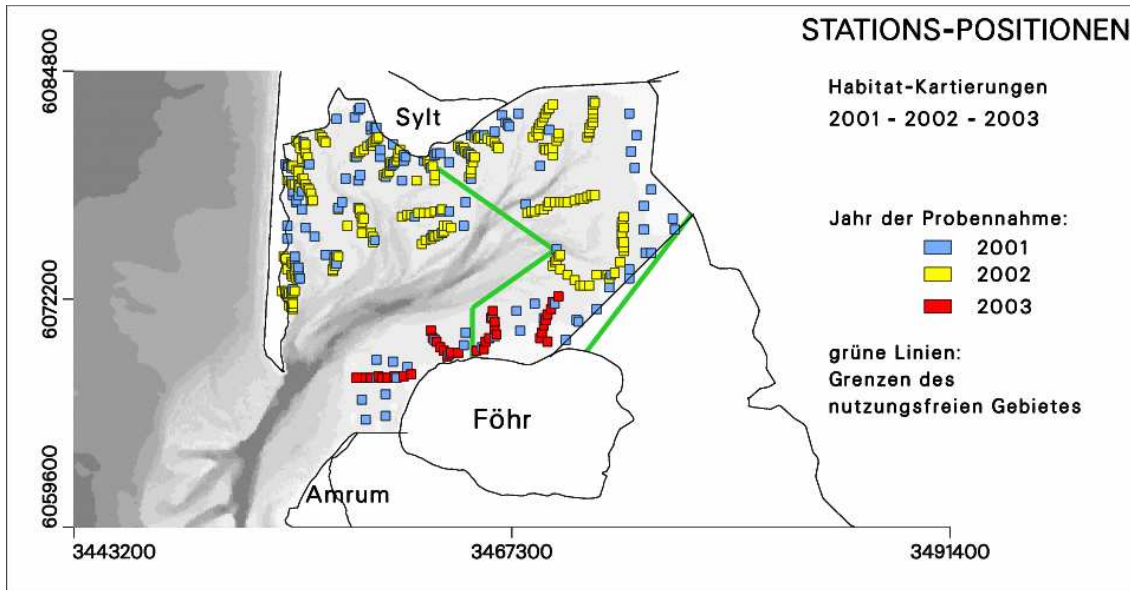


Abbildung 96: Verteilung der Stations-Positionen der Habitat-Kartierungen im Hörnummer Tidebecken. Die Stations-Positionen der Jahre 2001, 2002 und 2003 haben unterschiedliche Farben. Die Stationen von 2002 und 2003 wurden zum Großteil in Transsekten genommen. Die grünen Linien zeigen die Grenzen des sogenannten nutzungsfreien Gebietes "Hörnum Tief", siehe Abschnitt 7.3.7.

Von den auf oder unmittelbar unter der Sediment-Oberfläche lebenden Spezies wurden während der Kartierungen rund 25 Spezies dokumentiert. Aus diesen dokumentierten Spezies wurden in BELAWATT 6 Spezies ausgewählt:

- Wattwurm (*Arenicola marina*)
- Herzmuschel (*Cerastoderma edulis*)
- Bäumchenröhrenwurm (*Lanice conchilega*)
- Kieselalgen (*Diatomeen*)
- Kleines Seegrass (*Zostera noltii*)
- Meersalat (*Ulva lactuca*)

Die Auswahl der 6 Spezies erfolgte unter drei Gesichtspunkten:

- (1) Die Abundanz der Spezies ist differenziert erfasst (d.h. besser als mit einer Unterscheidung "presence" - "absence"). Dieses trifft zu auf *Arenicola* (Individuen pro m^2 , aufgeteilt in 6 Klassen) und auf *Cerastoderma* (Individuen pro m^2).
- (2) Es wird für die Spezies eine Sensitivität bzgl. der hydrodynamischen Belastung vermutet.

	Arenicola	Cerastoderma	Lanice	Diatomeen	Zostera noltii
Arenicola					
Cerastoderma	0.029				
Lanice	-0.126	0.026			
Diatomeen	-0.052	0.183	0.018		
Zostera noltii	0.026	0.116	-0.203	0.221	
Ulva	-0.124	0.226	0.170	0.197	-0.068

Tabelle 4: Gegenseitiger Zusammenhang unter den 6 ausgewählten Benthos-Spezies für 309 Benthos-Stationen im Hörnum Tidebecken. Der Zusammenhang zwischen den Vorkommen der einzelnen Spezies wird beschrieben durch den linearen Korrelations-Koeffizienten. Die für die Rechnung verwendeten Benthos-Daten sind die transformierten Daten. Korrelations-Koeffizienten, die betragsmäßig größer als 0.2 sind, sind fett gedruckt.

Dieses trifft zu auf *Lanice* und die Grünalge *Ulva* (erfasst mit den Zahlen 0, 1 und 2 für "nicht vorhanden", "vereinzelt" und "dicht") sowie auf Kieselalgen und Seegras (beide erfasst in der Form "Boden-Deckung in %").

(3) Die ausgewählten Benthos-Spezies sollen keine zu hohen Korrelationen untereinander aufweisen. Der stärkste Zusammenhang zwischen den 6 gewählten Benthos-Spezies besteht zwischen *Ulva* und *Cerastoderma* mit +0.226, siehe Tabelle 4. Der Grund für das Kriterium "keine hohen Korrelationen untereinander": man kann z.B. mehrere Benthos-Typen in die Liste aufnehmen, die eine starke (negative) Korrelation aufweisen zur Schubspannung durch Strömung τ_c . Dieses sind Spezies, die vornehmlich auf den hohen Watten siedeln, wo τ_c besonders gering ist. Die Gesamtheit der Benthos-Daten ist dann umso mehr von τ_c abhängig, je mehr von diesen Benthos-Typen in der Liste stehen. Auf diese Weise kann man das Ergebnis der Untersuchungen beeinflussen. Zwei Arten standen anfangs noch auf der Liste, wurden dann aber entfernt: Nummer 1: *Zostera marina* (Grosses Seegras) und *Zostera noltii* haben eine sehr starke Korrelation von 0.543, daher wurde nur eine der beiden Seegras-Arten ausgewählt. Beide Seegras-Arten zeichnen sich aus durch eine starke Abhängigkeit von "Strömung/Seegang" - da *Zostera noltii* gegenüber *Zostera marina* die stärkere Abhängigkeit zeigt, wurde *Zostera noltii* ausgewählt. Nummer 2: *Enteromorpha* spp. und *Ulva* sind korreliert mit 0.603. Entsprechend wurde nur eine der beiden Grünalgen ausgewählt. Die Wahl fiel auf *Ulva*, da *Enteromorpha* mit *Lanice* unerwünscht stark korreliert ist ($r = 0.306$).

Für den Datensatz, bestehend aus rund 400 Benthos-Stationen (für das BELAWATT-Gebiet des Hörnum Tidebeckens) mit je 6 biologischen Spezies, werden Bray-Curtis-Koeffizienten (Abschnitt 11, Formel 24) berechnet. Danach wird eine Ordination der Stationen mit dem MDS-Verfahren gemacht. Die Analyse erfolgt für die Gesamtheit der Daten - es werden keine einzelnen Spezies herausgepickt. Da das verwendete Statistik-Paket PRIMER (siehe Abschnitt 11) für die genannten Analysen keine "missing values" erlaubt, werden nur jene Kartierungs-Stationen analysiert, für die sämtliche 6 Spezies dokumentiert wurden. Dieses sind insgesamt 309 Stationen. In den Abbildungen 97 bis 102 werden die räumlichen Verteilungen der 6 betrachteten Benthos-Spezies dargestellt. In den Abbildungen sind jedesmal sämtliche Stationen eingezeichnet, für die ein Messwert der jeweiligen Spezies vorliegt. Die Spanne der jeweiligen Stations-Mengen reicht von 316 für *Cerastoderma* bis 381 für *Zostera noltii*.

Um die Bray-Curtis-Koeffizienten (Distanz-Maß, Similarity) nach Formel 24 sinnvoll zu be-

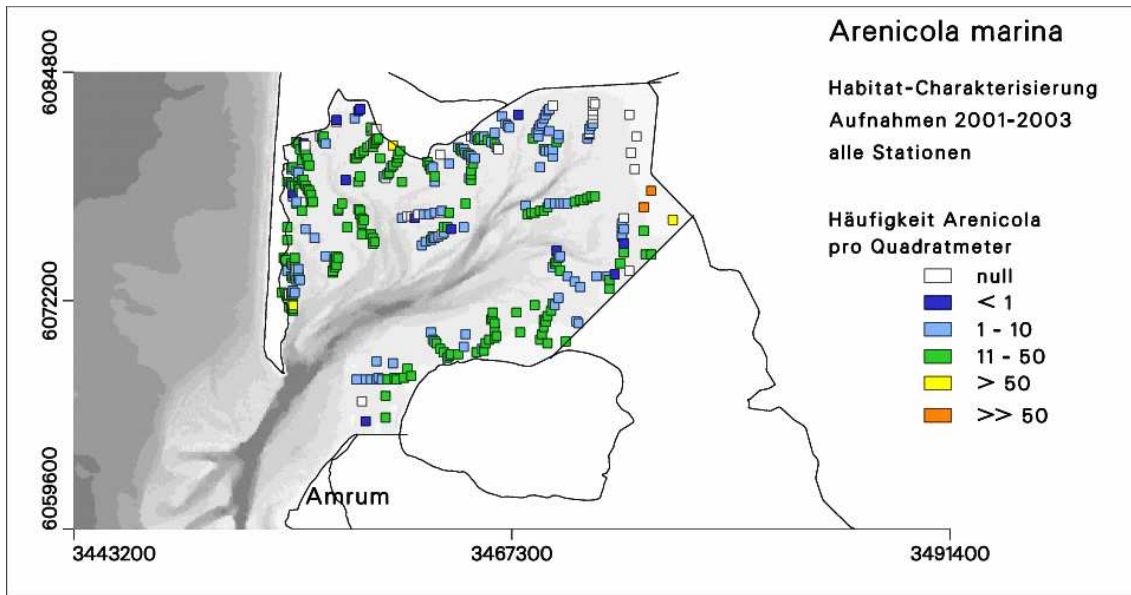


Abbildung 97: Räumliche Häufigkeits-Verteilung des Wattwurms (Pierwurms) *Arenicola marina* im Hörnumer Tidebecken, Zusammenfassung von Aufnahmen aus 2001, 2002 und 2003. Jedes eingezeichnete Kästchen ist eine Kartierungs-Station. Die *Arenicola*-Häufigkeit wird in 5 Klassen von "0" bis " $\gg 50$ " angegeben. Bei den sehr hohen Werten nahe dem Festland handelt es sich um juvenile Würmer. Typisch ist eine fast homogene Präsenz des Wattwurms über sandigen Wattflächen. Im Schlickwatt in der NE-Ecke des Tidebeckens fehlt *Arenicola*.

rechnen, werden die biologischen Daten transformiert. Das Ziel ist, dass die Zahlenwerte aller 6 Spezies nach der Transformation im gleichen Zahlenbereich liegen. Als Maßstab wird die Einteilung der *Arenicola*-Abundanzen in 6 Klassen (Zahlen von 0 bis 5) gewählt. Um z.B. eine prozentuale Boden-Deckung (Zahlen von 0 bis 100) auf das *Arenicola*-Zahlenniveau zu drücken, wird diese Boden-Deckung mit $\sqrt[3]{y}$ transformiert. Im einzelnen werden folgende Transformationen gewählt:

<i>Arenicola</i> :	-
<i>Cerasto</i> :	$\sqrt[4]{y}$
<i>Lanice</i> :	$y \cdot 2$
Diatomeen:	$\sqrt[3]{y}$
<i>Zostera noltii</i> :	$\sqrt[3]{y}$
<i>Ulva</i> :	$y \cdot 2$

Die Zahlenwerte (0,1,2) für *Lanice* und für *Ulva* werden verdoppelt, um auf das *Arenicola*-Niveau zu kommen.

7.3.2 Die physikalischen Variablen

Aus den von MOPS berechneten Strömungs- und Seegangsfeldern (abgespeichert alle 20 Minuten) wurden Felder der Boden-Schubspannung τ berechnet, siehe Abschnitt 7.3.1. Im einzelnen handelt es sich um folgende 4 τ -Felder:

- τ durch Strömung = τ_c
- τ durch Seegang = τ_w

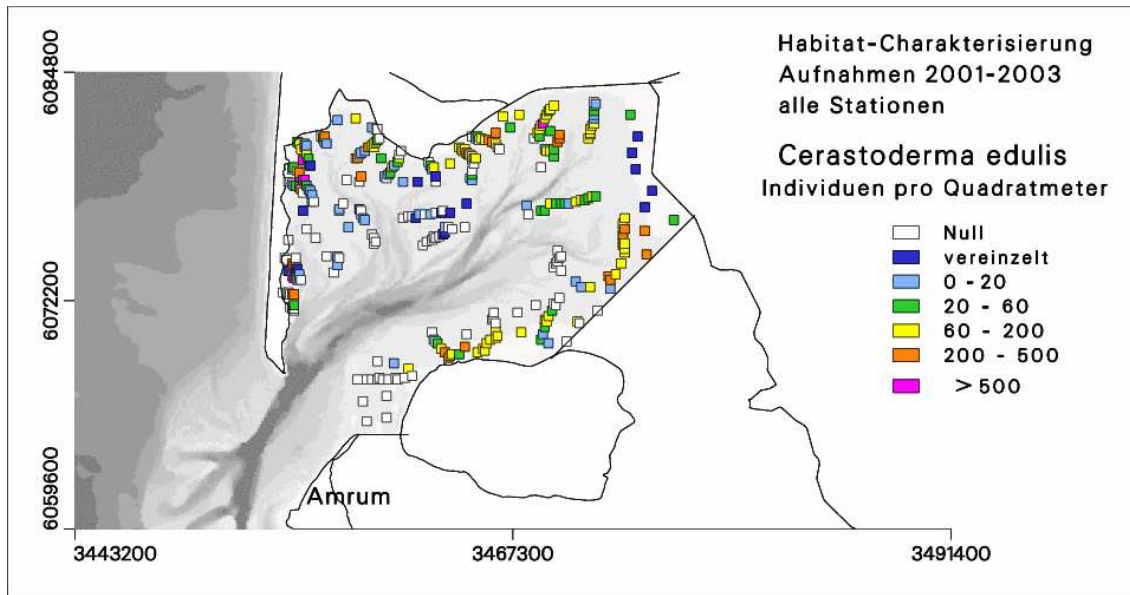


Abbildung 98: Räumliche Häufigkeits-Verteilung der Herzmuschel *Cerastoderma edulis* im Hörnumer Tidebecken. Die Herzmuschel-Häufigkeit wird in den Daten mit absoluten Zahlen (also keine Einteilung in Häufigkeits-Klassen) angegeben. Die Herzmuschel-Häufigkeit wächst mit wachsender Entfernung von den Tiderinnen. Dieses kann damit zusammenhängen, dass Jungtiere (Besiedlungsdichte *hoch*) sich eher in höheren Wattflächen aufhalten (bessere Nahrungs-Situation, besserer Schutz vor Verdriftung), adulte Herzmuscheln (Besiedlungsdichte *gering*) suchen dagegen gern tiefergelegene Wattflächen auf. Im Schlickwatt in der NE-Ecke des Tidebeckens ist die Herzmuschel weniger häufig als in anderen Wattbereichen. Im stark von Seegang beaufschlagten Gebiet westlich Föhr ist die Herzmuschel selten - vielleicht auch wegen des dort vorhandenen größeren Sediments. Die starke Heterogenität "hinter" der Sylter Süd-Halbinsel spiegelt die Heterogenität des Sediments (Flugsand + Schlickwatt) in diesem Bereich wider.

- τ durch Strömung plus Seegang, Mittelwert über eine Wellenperiode = $\tau_{cw,m}$
- τ durch Strömung plus Seegang, Maximalwert innerhalb einer Wellenperiode = $\tau_{cw,max}$

Aus den jeweils vier 20-minütigen τ -Feldern (für jeden Termin die Felder für τ_c , τ_w , $\tau_{cw,m}$ und $\tau_{cw,max}$) werden berechnet: (a) zeitliche τ -Mittelwerte und (b) τ -Maximalwerte für die Monate Oktober bis März ("Winter") sowie für April bis September ("Sommer") des von BELAWATT simulierten Zeitraumes November 1999 bis Oktober 2001. Ein Feld der τ -Maximalwerte setzt sich zusammen aus den für jede Gitterzelle separat festgestellten τ -Maximalwerten. Auf diese Weise entstehen $4 \cdot 2 \cdot 2 = 16$ verschiedene zusammenfassende τ -Felder.

Es geht nun darum, den biologischen Daten jeder Benthos-Kartierung (Abschnitt 7.3.1) einen Satz physikalischer Daten zuzuordnen. Für jeder der 309 Benthos-Kartierungs-Stationen werden die τ der entsprechenden Modell-Gitterzelle herausgepickt. Das gleiche gilt für die Trockenfall-Zeiten "dry" (angegeben in %). Schließlich wird noch für jede Benthos-Station eine Median-Korngröße D_{50} gesucht. Häufig wurden parallel zur biologischen Kartierung auch Sediment-Proben genommen, die im Labor per Siebung auf Korngröße analysiert wurden. Eine direkte Zuordnung einer Median-Korngröße zu einer Benthos-Station war für 227 der 309 Benthos-Stationen möglich. Der Rest der Benthos-Stationen erhielt ein D_{50} aus einer räumlich interpolierten D_{50} -Verteilung. Grundlage für die Interpolation waren die D_{50} -Daten der Benthosk-

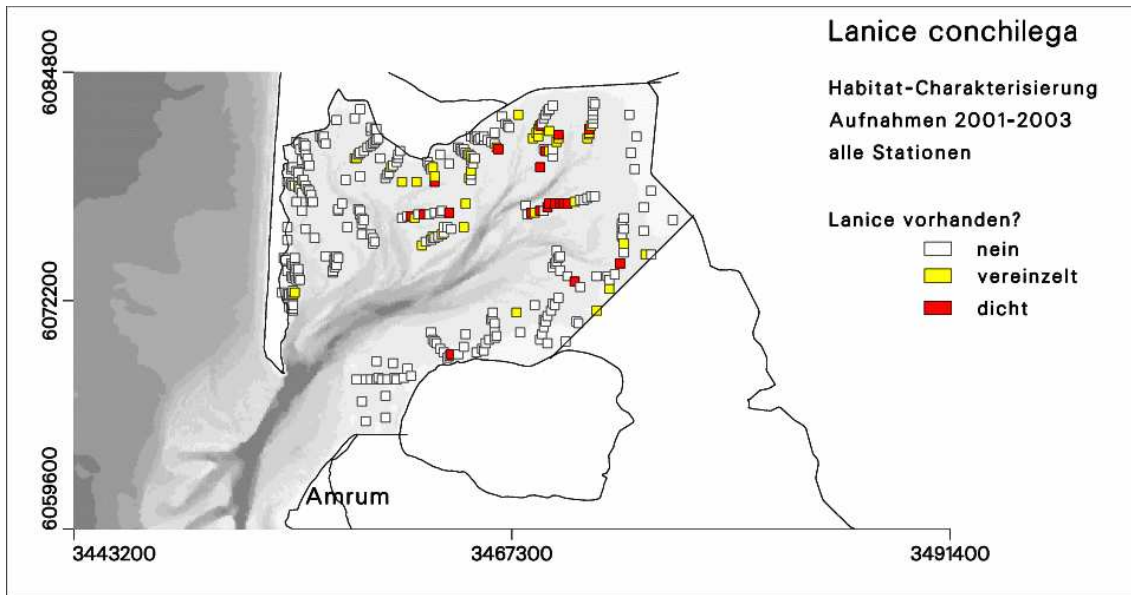


Abbildung 99: Räumliche Häufigkeits-Verteilung des Röhrenbäumchenwurms *Lanice* im Hörnener Tidebecken. *Lanice* ist ein Filtrierer (suspension feeder) und somit auf die Existenz von (fließendem) Wasser angewiesen. Entsprechend siedelt *Lanice* eher in niedriger liegenden Wattflächen mit kurzen Trockenfall-Perioden. Zudem meidet der Wurm das Schlickwatt, weil er Sandkörnchen benötigt für den Bau seiner Röhre.

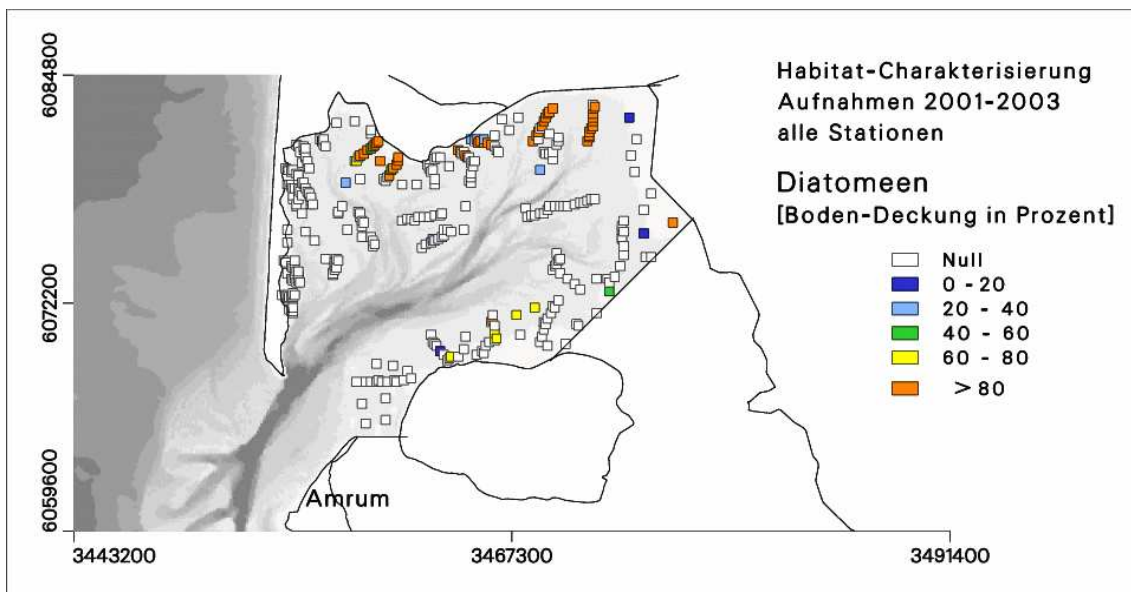


Abbildung 100: Räumliche Verteilung der Wattboden-Bedeckung durch Kieselalgen. Die Kieselalge ist bevorzugt auf höherliegenden Wattflächen anzutreffen. Dort sind die Bedingungen für Kieselalgen günstig: viel Licht bei langer Trockenfall-Zeit und wenig Belastung durch Strömung und Seegang. Ein Vergleich mit einer in 1987 (van Bernem et al. 1994) gemessenen Diatomeen-Verteilung zeigt, dass die in der Abbildung gezeigte Diatomeen-Häufung südlich der Nösse-Halbinsel und des Hindenburgdammes nicht permanent vorhanden ist.

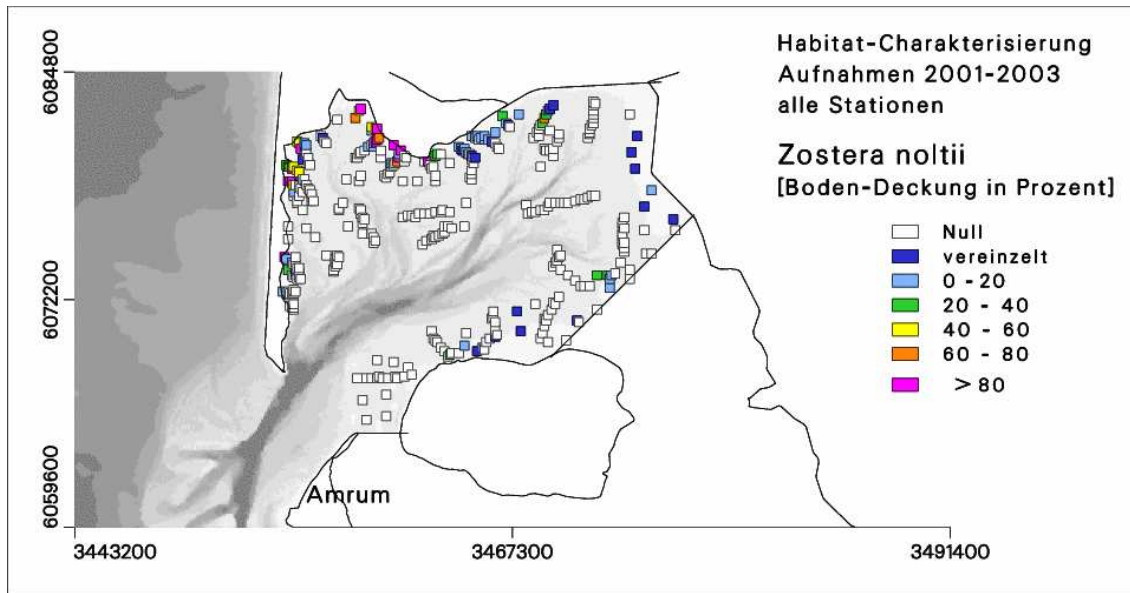


Abbildung 101: Räumliche Verteilung der Wattboden-Bedeckung durch das Kleine Seegras *Zostera noltii*. Da starke Wasserbewegung sich negativ auf den Seegras-Bestand auswirkt, ist *Zostera noltii* nur auf den hohen Wattflächen in unmittelbarer Küstennähe anzutreffen. Im Schlickwatt (in der NE-Ecke des Tidebeckens) ist *Zostera noltii*, trotz der ruhigen Strömungs-Bedingungen, entweder garnicht oder nur vereinzelt anzutreffen.

artierung 1987, der Habitat-Kartierungen 2001-2003 sowie der Figge-Daten, siehe Abschnitt 7.2.1. Die Interpolation der D_{50} erfolgte auf die gleiche Weise wie in Abschnitt 7.2.1, allerdings mit einer geringeren Reichweite von nur 1000 m anstelle von 1500 m.

Wie in Abschnitt 7.2.2 wurden τ_c und τ_w nicht als unabhängige physikalische Variable verwendet, da es sich bei τ_c und τ_w nicht um "reale" Schubspannungen handelt; sie dienen nur als Zwischengrößen bei der Berechnung von $\tau_{cw,m}$ und $\tau_{cw,max}$. Ohnehin lieferte eine Vorab-Auswertung der τ -Daten fuer Dezember 1999 lineare Korrelations-Koeffizienten von mehr als 0.95 zwischen

- den zeitlichen Mittelwerten von τ_c und $\tau_{cw,m}$
- den Maximalwerten von τ_c und $\tau_{cw,m}$
- den zeitlichen Mittelwerten von τ_w und $\tau_{cw,max}$
- den Maximalwerten von τ_w und $\tau_{cw,max}$.

Die Korrelationen gelten für die 309 Benthos-Stationen, also ausschließlich für Positionen auf den Wattflächen. Im PRIMER-Manual (Clarke & Warwick, 1994) wird empfohlen, aus jedem Paar der stark miteinander korrelierten τ -Variablen nur *eine* Variable behalten. Anstelle von 16 verschiedenen (zusammenfassenden) τ -Feldern bleiben als noch 8 übrig: 4 Felder (zeitl. Mittelwerte für $\tau_{cw,m}$ und $\tau_{cw,max}$ sowie Maximalwerte fuer $\tau_{cw,m}$ und $\tau_{cw,max}$) für "Sommer" und die entsprechenden 4 Felder für "Winter".

Für "Sommer" und "Winter" zeigen die Tabellen 5 und 6 die Korrelationen der physikalischen Variablen untereinander. Dabei ist die Variable "Korngröße D_{50} " unabhängig von der Jahreszeit; bei ihr handelt es sich um eine Messgröße.

SOMMER	D_{50}	dry	$mean(\tau_{cw,m})$ (\approx Strömung)	$max(\tau_{cw,m})$ (\approx Strömung)	$mean(\tau_{cw,max})$ (\approx Seegang)
D_{50}					
dry	0.056				
$mean(\tau_{cw,m})$	0.238	-0.437			
$max(\tau_{cw,m})$	0.289	-0.168	0.813		
$mean(\tau_{cw,max})$	0.185	-0.151	0.722	0.584	
$max(\tau_{cw,max})$	0.271	-0.029	0.685	0.647	0.837

Tabelle 5: Gegenseitiger Zusammenhang unter den 6 verwendeten physikalischen Variablen für 309 Benthos-Stationen im Hörnum Tidebecken. Der Zusammenhang zwischen den einzelnen Variablen wird beschrieben durch den linearen Korrelations-Koeffizienten. Die verwendeten Schubspannungen sind die MOPS-Ergebnisse für die Sommermonate April-September der Jahre 2000 und 2001. Wie zu erwarten, sind die Zusammenhänge zwischen den zeitlich gemittelten und den maximalen τ gleicher Sorte am höchsten mit 0.813 und 0.837. Die ungefähre Gleichsetzung von $\tau_{cw,max}$ und "Seegang" gilt nur dort, wo die Strömung gering ist, z.B. auf Wattflächen. Wie zu erwarten, ist die Trockenfallzeit "dry" am stärksten korreliert mit $mean(\tau_{cw,m})$, da $mean(\tau_{cw,m})$ am ehesten das normale Tidegeschehen repräsentiert. Die Korngröße ist stärker korreliert mit der Strömung ($\tau_{cw,m}$) als mit dem Seegang ($\tau_{cw,max}$), und innerhalb von Strömung/Seegang gilt: die maximalen Werte sind offenbar wichtiger für das Sediment als die zeitlich gemittelten Werte.

WINTER	D_{50}	dry	$mean(\tau_{cw,m})$ (\approx Strömung)	$max(\tau_{cw,m})$ (\approx Strömung)	$mean(\tau_{cw,max})$ (\approx Seegang)
D_{50}					
dry	0.085				
$mean(\tau_{cw,m})$	0.256	-0.341			
$max(\tau_{cw,m})$	0.326	0.025	0.776		
$mean(\tau_{cw,max})$	0.152	-0.121	0.697	0.508	
$max(\tau_{cw,max})$	0.048	-0.221	0.707	0.786	0.647

Tabelle 6: Gegenseitiger Zusammenhang unter den 6 verwendeten physikalischen Variablen für 309 Benthos-Stationen im Hörnum Tidebecken, für mehr Information siehe Bildunterschrift zu Tabelle 5. Die verwendeten Schubspannungen sind die MOPS-Ergebnisse für die Wintermonate Oktober bis März der Jahre 1999, 2000 und 2001. Der Vergleich mit den Sommer-Werten in Tabelle 5 zeigt: D_{50} hängt im Winter noch stärker von der Strömung ($\tau_{cw,m}$) ab als im Sommer, während die Korrelation von D_{50} mit dem Seegang ($\tau_{cw,max}$) im Winter schwächer ist als im Sommer. Letzteres überrascht, denn allgemein werden die Stürme (und damit der Seegang?) der Winterzeit verantwortlich gemacht für die Sediment-Umlagerung von den Wattflächen in die Tiderinnen. Die Zahlen sagen: Wie im Sommer, so ist es auch im Winter die Strömung, die im Vergleich mit dem Seegang den stärkeren Einfluß auf das Sediment hat.

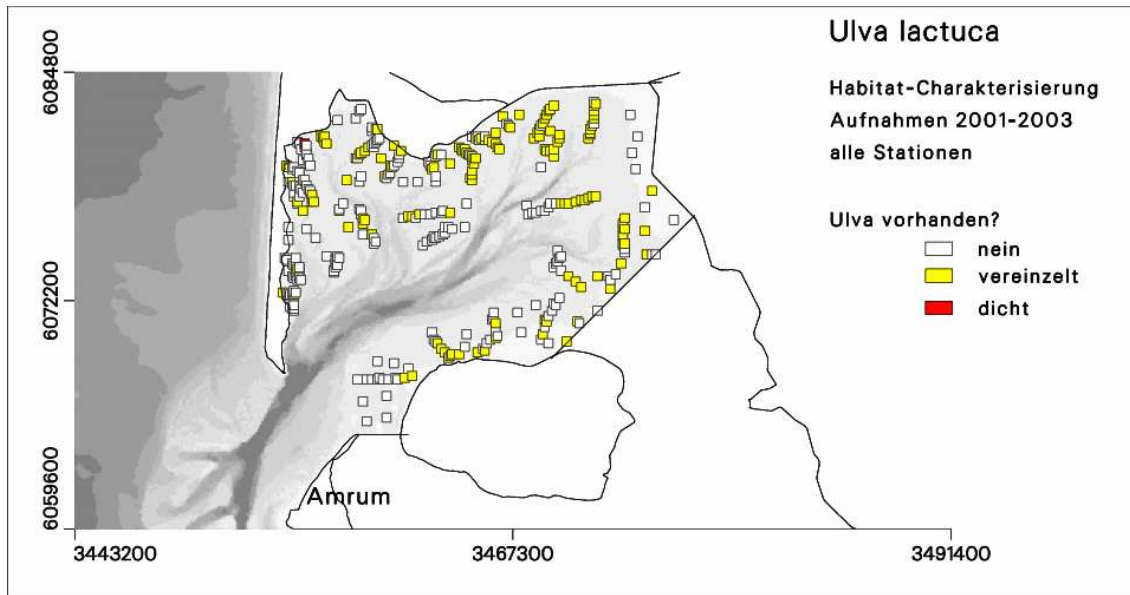


Abbildung 102: Räumliche Verteilung der Wattboden-Bedeckung durch den Meersalat *Ulva lactuca*. Der Meersalat gehört zu den Grünalgen. Die Pflanze ist blattartig und kann eine Größe von rund 50 cm erreichen. An insgesamt nur 4 Stationen wurde eine "dichtes" Vorkommen von *Ulva lactuca* festgestellt, und zwar in NW-Ecke des Tidebeckens. Diese Stationen sind von anderen Stationen weitgehend überdeckt und daher nicht zu sehen. Die räumliche Verteilung von *Ulva* ist vor allem bestimmt durch Verdriftung mit der Strömung. Die dargestellte Verteilung ist zeitlich relativ stabil. Z.B. ähnelt die räumliche *Ulva*-Verteilung von 2001-2003 dem Ergebnis der Benthos-Kartierung von 1987.

7.3.3 Zusammenfassung der Benthos-Daten verschiedener Jahrgänge

Für die Prüfung "Zusammenhang zwischen Benthos-Daten und physikalischen Variablen" stehen Daten von 309 Stationen im Hörnum Tidebecken zur Verfügung. Für jede Station gibt es (transformierte) Daten von 6 Benthos-Spezies und Werte von 6 physikalischen Variablen. Bevor ein Abgleich zwischen den Benthos-Daten und den physikalischen Variablen erfolgen kann, ist noch die Frage zu klären, ob die Benthos-Daten der Jahre 2001, 2002 und 2003 (Abb. 96) zu einem gemeinsamen Datensatz zusammengefasst werden dürfen, oder ob sie getrennt voneinander analysiert (d.h. auf Korrelation mit physikalischen Variablen hin untersucht) werden müssen.

Zusätzlich wird geprüft, ob sich die Werte der *physikalischen* Variablen für die Stationen der Jahre 2001, 2002 und 2003 signifikant voneinander unterscheiden. Zum Beispiel kann es sein, dass die *Lanice*-Population von Jahr 1 zum darauffolgenden Jahr 2 durch Frost komplett zusammenbricht. Wenn in Jahr 1 das Gebiet A (zufällig ist τ in Gebiet A hoch) kartiert wurde, in Jahr 2 das Gebiet B (mit niedrigem τ), so wird sich eine Schein-Korrelation "Lanice meidet Gebiete mit geringem τ " ergeben. Um solche Schein-Korrelationen zu vermeiden, dürfen entweder die physikalischen Variablen oder die Benthos-Gemeinschaft der Kartierungen von 2001, 2002 und 2003 nicht signifikant voneinander abweichen.

Es ist davon auszugehen, dass die Benthos-Daten stark variabel sind in Raum und Zeit. Die zeitliche Variabilität von Jahr zu Jahr ist dabei höher einzuschätzen als die zeitliche Variabilität

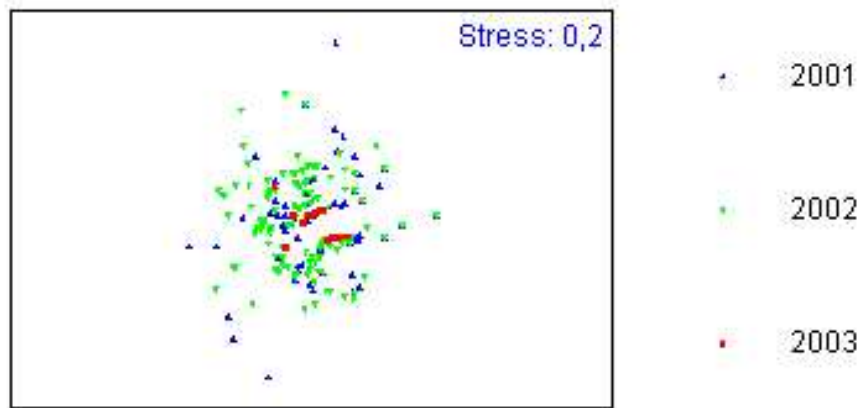


Abbildung 103: MDS-Ordination der Vorkommen von 6 Benthos-Spezies (Arenicola, Cerastoderma, Lanice, Diatomeen, Zostera noltii, Ulva) im Hörnumer Tidebeckens. Die Farbcodierung unterscheidet die einzelnen Kartierungs-Jahre. Eine 2-dimensionale MDS-Ordination mit einem Stress von 0.2 ist gemäß Clarke and Warwick (1994) ein "potentiell brauchbares 2-dimensionales Bild, allerdings sollten Details nicht überbewertet werden".

innerhalb einer Kampagne von z.B. 2 Monaten. Schwankungen der Benthos-Abundanzen von einem Jahr zum nächsten können z.B. davon abhängen, ob (a) das Benthos im Frühjahr die richtige Nahrung zum richtigen Zeitpunkt bekommt, ob (b) zur Zeit der Vermehrung viele Räuber (Krabben, Vögel ...) da sind oder ob (c) es im Winter starken Frost (eventuell mit Eis auf den Wattflächen) gegeben hat. Eine MDS-Ordination (Abschnitt 11.1) der Benthos-Daten mit farblicher Unterscheidung der Jahre 2001, 2002 und 2003 zeigt Abb. 103. Eine Gruppenbildung oder eine Separation nach Jahren ist nicht zu erkennen. Ein ANOSIM-Test (Abschnitt 11.4) der Nullhypothese "Die Stationen der Jahre 2001, 2002 und 2003 unterscheiden sich hinsichtlich der Benthos-Gemeinschaft *nicht*" liefert $R = -0.009$. Die Nullhypothese wäre abzulehnen mit der sehr großen Irrtums-Wahrscheinlichkeit von 62 %. Mit anderen Worten: die in 2001, 2002 und 2003 kartierten Benthos-Gemeinschaften können zu einem gemeinsamen Datensatz zusammengefasst werden.

Angesichts des obigen ANOSIM-Ergebnisses ist das Risiko einer Schein-Korrelation mit den physikalischen Variablen sehr klein. Dennoch kann eine Prüfung der physikalischen Variablen aufschlussreich sein. Zu testen ist, ob die Stationen der Jahre 2001, 2002 und 2003 hinsichtlich der *physikalischen Variablen* der gleichen Grundgesamtheit angehören (Nullhypothese). Die physikalischen Variablen sind die Sommer- und Winter-Werte (zeitliche Mittelwerte, Maximalwerte) der MOPS-Ergebnisse von November 1999 bis Oktober 2001 an den Benthos-Stationen. Die Nullhypothese wird mit einer Kruskal-Wallis Variationsanalyse (z.B. Weber, 1980) geprüft. Die Kruskal-Wallis-Analyse verwendet die Rangzahlen der physikalischen Daten, jede physikalische Variable wird separat geprüft. Die Nullhypothese kann akzeptiert werden, wenn eine (von Kruskal-Wallis berechnete) Irrtumswahrscheinlichkeit p größer ist als ein vorgegebenes Signifikanzniveau α - üblicherweise wird $\alpha = 0.05$ verwendet. Das Ergebnis (der p -Wert) der Tests für jede der physikalische Variablen ist in Tabelle 7 angegeben, getrennt für Sommer und Winter.

physikalische Variable	p-Wert	arithmetische Stations-Mittelwerte		
		2001, 94 Stat.	2002, 196 Stat.	2003, 19 Stat.
$\log(D_{50}/\mu m)$	0.83	2.209	2.227	2.225
Sommer-Monate April bis September				
Trockenfallzeit "dry"	$2.9 \cdot 10^{-5}$	28%	22%	45%
$mean(\tau_{cw,m})$	0.77	0.097	0.091	0.089
$max(\tau_{cw,m})$	0.03	0.55	0.47	0.51
$mean(\tau_{cw,max})$	0.70	0.35	0.36	0.35
$max(\tau_{cw,max})$	0.91	1.82	1.82	1.76
Winter-Monate Oktober bis März				
Trockenfallzeit "dry"	$4.9 \cdot 10^{-6}$	26%	20%	44%
$mean(\tau_{cw,m})$	0.47	0.112	0.103	0.105
$max(\tau_{cw,m})$	$1.2 \cdot 10^{-8}$	0.79	0.67	1.10
$mean(\tau_{cw,max})$	0.03	0.56	0.58	0.52
$max(\tau_{cw,max})$	$4.5 \cdot 10^{-4}$	3.21	3.17	3.72

Tabelle 7: Irrtums-Wahrscheinlichkeiten "p" für das Verwerfen der Nullhypothese, Ergebnisse von Kruskal-Wallis Varianzanalysen für jede der in der Tabelle aufgeführten physikalischen Variablen. Die Nullhypothese behauptet: alle Stationen der Kartierungs-Jahre 2001, 2002 und 2003 (siehe Abb. 96) gehören hinsichtlich der physikalischen Variablen der gleichen Grundgesamtheit an. Zusätzlich zu den p-Werten enthält die Tabelle die arithmetischen Mittelwerte der physikalischen Variablen über alle Stationen des jeweiligen Beobachtungs-Jahres. Für die MOPS-Ergebnisse wird unterschieden zwischen "Sommer" und "Winter". Beispiele aus den Sommer-Ergebnissen: Für die Variable "dry" ist p sehr klein, die Nullhypothese muß (kann) also abgelehnt werden mit einer sehr geringen Irrtumswahrscheinlichkeit (bzw. mit sehr hoher Sicherheit). Für die Sommer-Maximalwerte der $\tau_{cw,m}$ ist $p = 0.03$. Da dieses p kleiner ist als die übliche Signifikanz-Schranke $\alpha = 0.05$, wird auch für $max(\tau_{cw,m})$ die Nullhypothese abgelehnt. Die p-Werte aller übrigen Sommer-Variablen sind $> \alpha$. Für diese Variablen ist der p-Wert so hoch, dass ein Verwerfen der Nullhypothese nicht gerechtfertigt ist. Es besteht "kein Widerspruch zur Nullhypothese", die Nullhypothese wird als gültig angenommen.

Das Ergebnis des Kruskal-Wallis-Tests ist durchwachsen: von den 11 p-Werten in Tabelle 7 sind über die Hälfte kleiner als 0.05, d.h. die Nullhypothese kann (muss leider) für diese Variablen mit geringer Irrtumswahrscheinlichkeit abgelehnt werden. Ein Beispiel ist die Trockenfallzeit "dry": Die arithmetischen Mittelwerte von "dry" für die drei Jahre 2001, 2002 und 2003 (siehe Tabelle 7) zeigen: für die Stationen von 2003 sind die Trockenfallzeiten erheblich höher als für die Stationen von 2001 und 2002. Der Grund: in 2003 wurden die Benthos-Kartierungen ausschließlich auf den relativ hoch liegenden Watten nördlich Föhr vorgenommen (siehe Abb. 96). Auffällig ist die starke Schwankung der p-Werte für $max(\tau_{cw,m})$ und $max(\tau_{cw,max})$. Der Grund dafür ist, dass die räumlichen Verteilungen der Maximal-Schubspannungen stark zufallsabhängig sind in dem Sinne, dass ein einziges Sturmereignis diese räumlichen Verteilungen völlig "umschmeissen" kann.

Das Ergebnis des Kruskal-Wallis Tests zeigt, wie kritisch es werden kann, wenn Benthos-Kartierungen aus verschiedenen Jahren (oder auch aus zeitlich mehrere Wochen bis Monate auseinander liegenden Kartierungen innerhalb des gleichen Jahres) und an verschiedenen Orten zusammengefasst werden. Die potentielle Gefahr ergibt sich nicht aus der Zusammenfassung der Benthos-Daten an sich (da zeigt sich dann nur eine verstärkte räumlich-zeitliche Variation, was ja durchaus in der Natur der Sache liegt), sondern aus der anschließenden

(Fehl-)Interpretation, z.B. infolge einer Verknüpfung mit physikalischen Daten.

7.3.4 Streudiagramme der Benthos-Daten

Die Abbildungen 104 bis 106 zeigen die Daten der 6 Benthos-Variablen in 6 Streudiagrammen, jeweils aufgetragen gegen die Sommer-Werte von $mean(\tau_{cw,m})$, den zeitlichen Mittelwerten von $\tau_{cw,m}$ für die Sommer-Monate (April - September) des BELAWATT-Simulations-Zeitraums November 1999 bis Oktober 2001. In jedem Diagramm sind angegeben die Anzahl der Datenpunkte "N", der Spearman-Rangkorrelationskoeffizient "rs" und der lineare Korrelationskoeffizient "r". Die Anzahl der Datenpunkte ist in jedem Diagramm größer als 309 - es wurde in jedem Diagramm die Gesamtzahl der Benthos-Messdaten (innerhalb des Hörnummer Tidebeckens) für die jeweilige Benthos-Variable verwendet. Die Benthos-Daten sind teilweise transformiert, so wie in Abschnitt 7.3.1 angegeben. Da die Verteilung der Daten in der Regel nicht einer Normalverteilung entspricht, wurde die Signifikanz von "r" mit einem bootstrap-Verfahren getestet (siehe Abschnitt 7.2.2). Die Tests liefern: abgesehen von "r = 0.04" für *Arenicola* sind alle linearen Korrelationskoeffizienten "r" hochsignifikant von Null verschieden. Es ist festzustellen, dass die Spearman-Koeffizienten "rs" und die linearen Korrelationskoeffizienten "r" etwa die gleichen Werte haben.

Lineare Korrelationskoeffizienten zwischen den Benthos-Daten und diversen physikalischen Variablen sind auch in den Tabellen 8 und 9 angegeben. In diesen beiden Tabellen ist die Anzahl der Benthos-Daten aber konstant bei N = 309.

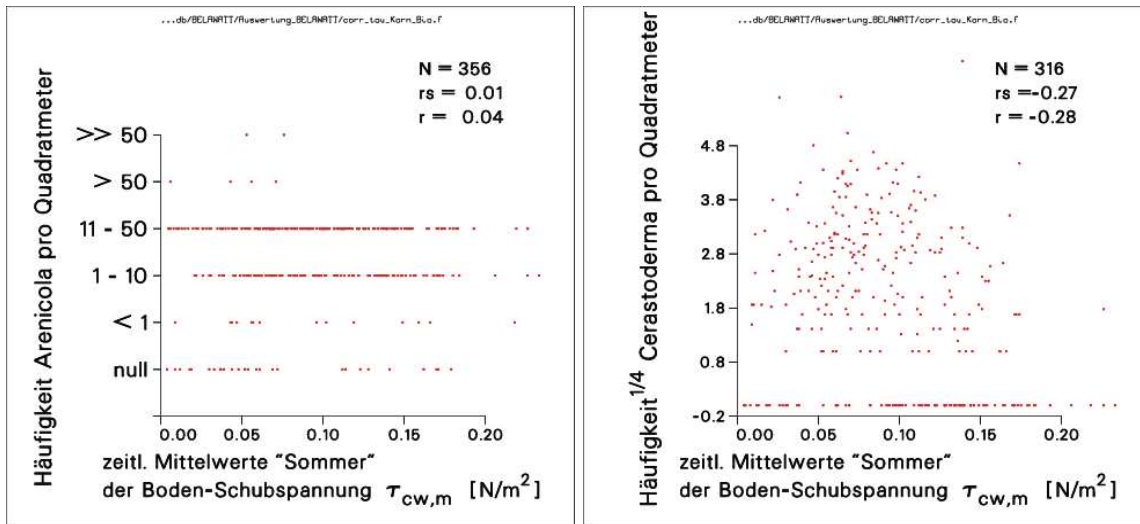


Abbildung 104: Gemessene Abundanzen des Wattwurms *Arenicola marina* (links) und der Herzmuschel *Cerastoderma edulis* (rechts) im Hörnummer Tidebecken, aufgetragen gegen die (von MOPS berechneten) Boden-Schubspannungen $mean(\tau_{cw,m})$. Die τ sind zeitlich gemittelt über die Sommer-Monate des Zeitraums November 1999 bis Dezember 2001. "N" ist die Anzahl der Datenpunkte, "rs" der Spearman-Rangkorrelationskoeffizient und "r" der lineare Korrelationskoeffizient. Die *Cerastoderma*-Abundanzen y sind transformiert mit $\sqrt[4]{y}$. Eine *Cerastoderma* - Häufigkeit^{1/4} = 2.8 bedeutet eine Häufigkeit von $2.8^4 \approx 60$ Individuen/m².

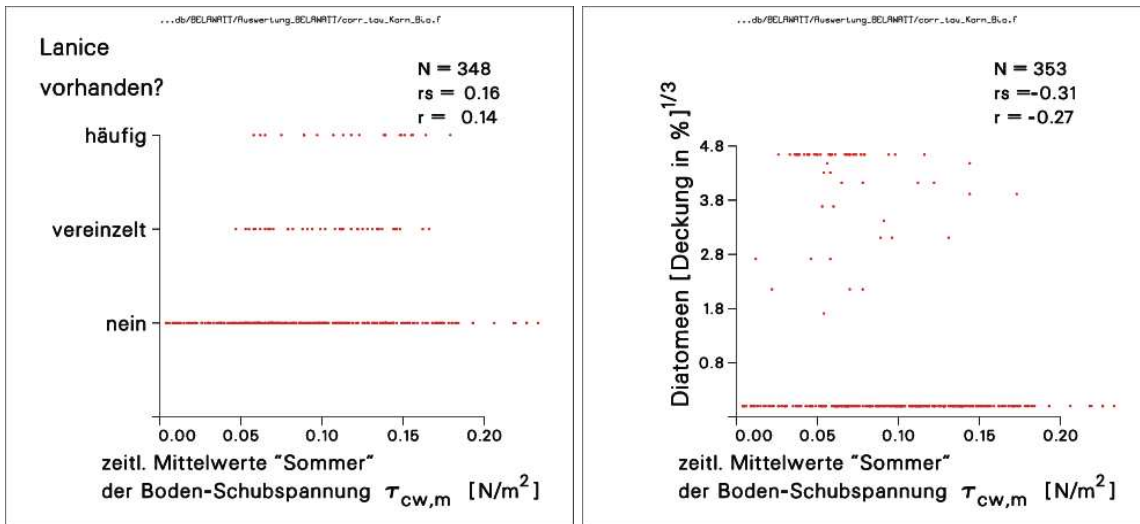


Abbildung 105: Gemessene Abundanzen des Bäumchenröhrenwurms *Lanice conchilega* (links) und gemessene prozentuale Boden-Deckung durch Diatomeen (rechts) im Hörnummer Tidebecken, aufgetragen gegen die (von MOPS berechneten) Boden-Schubspannungen $mean(\tau_{cw,m})$. Weiter Information siehe Unterschrift zu Abb. 104. Bei den *Lanice*-Abundanzen wird nur unterschieden zwischen "nicht vorhanden", "vereinzelt" und "häufig". Die Boden-Deckung durch Diatomeen (in %) ist transformiert mit $\sqrt[3]{\dots}$.

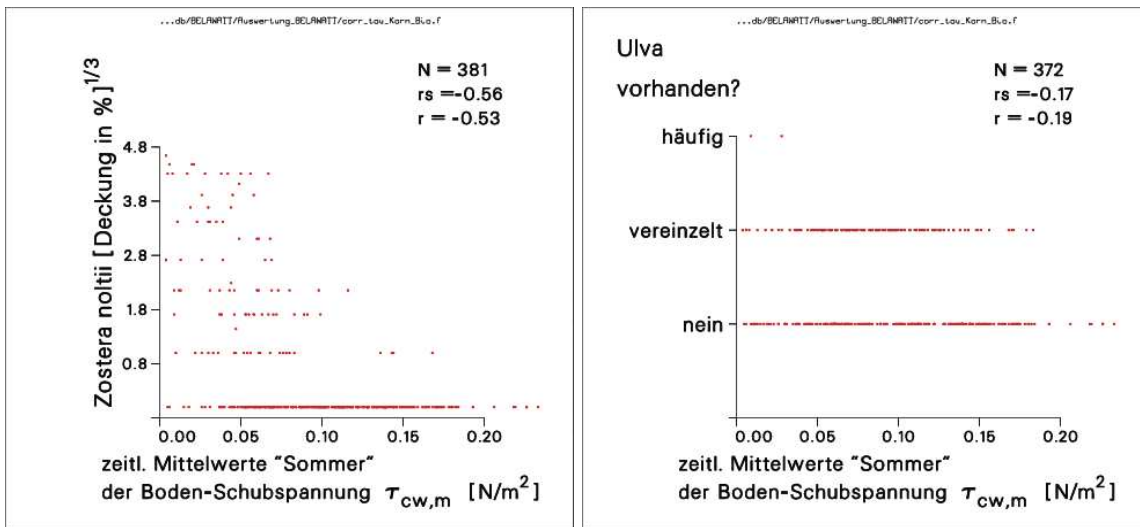


Abbildung 106: Gemessene prozentuale Boden-Deckung durch das Kleine Seegrass *Zostera noltii* (links) und gemessene Abundanzen des Meeressalats *Ulva lactuca* (rechts) im Hörnummer Tidebecken, aufgetragen gegen die (von MOPS berechneten) Boden-Schubspannungen $mean(\tau_{cw,m})$. Weiter Information siehe Unterschrift zu Abb. 104. Die Boden-Deckung durch *Zostera noltii* (in %) ist transformiert mit $\sqrt[3]{\dots}$. Bei den *Ulva*-Abundanzen wird nur unterschieden zwischen "nicht vorhanden", "vereinzelt" und "häufig".

7.3.5 MDS-Ordination der Benthos-Daten

Die in Abb. 103 gezeigte MDS-Ordination wird in den Abbildungen 107 und 108 wiederholt, jetzt aber farblich differenziert nach den Abundanzen von *Zostera noltii* (Abb. 107) und *Ulva*

(Abb. 108). Beide MDS-Plots zeigen eine Zonierung der Stationen: *Zostera noltii* von links unten nach rechts oben, *Ulva* von links oben nach rechts unten. Ein Blick auf die Tabellen 8 und 9 zeigt: *Zostera noltii* ist schlecht korreliert mit der Median-Korngröße D_{50} , aber gut korreliert mit den Schubspannungen. Dagegen korreliert *Ulva* besser mit D_{50} als mit den Schubspannungen. In der Tat zeigt die gleiche Ordination der Benthos-Stationen, farblich differenziert nach dem zeitl. Mittel von $\tau_{cw,m}$ bzw. nach Korngröße (diese MDS-Plots werden nicht gezeigt), dass *Zostera noltii* (Abb. 107) geprägt ist von "Strömung" und *Ulva* (Abb. 108) geprägt ist von der Korngröße. Die MDS-Ordination der Benthos-Daten folgt also zwei räumlichen Gradienten: zunehmende Belastung durch Hydrodynamik (hier: Strömung) von links unten nach rechts oben (parallel dazu eine Abnahme der Trockenfallzeiten bzw. eine Abnahme des Wathöhen-Niveaus), und zunehmende Korngröße D_{50} von links oben nach rechts unten.

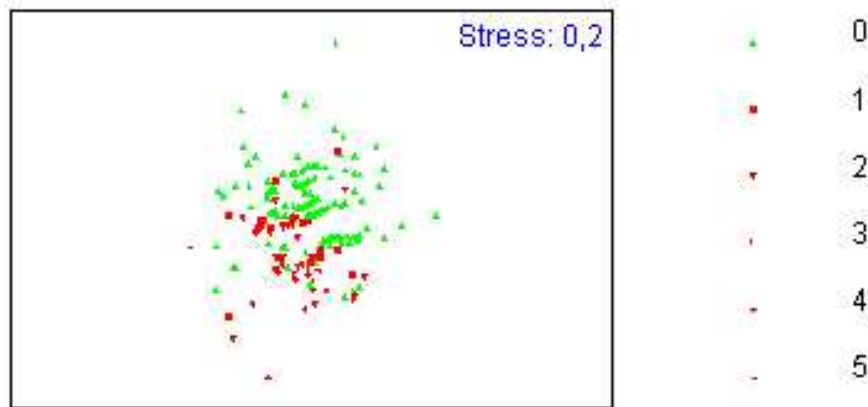


Abbildung 107: MDS-Ordination der Benthos-Gemeinschaft, bestehend aus *Arenicola*, *Cerastoderma*, *Lanice*, Diatomeen, *Zostera noltii* und *Ulva*. Die Benthos-Daten stammen von 309 Stationen im Hörnumer Tidebecken - der MDS-Plot enthält also 309 einzelne Punkte. Die Farben der Punkte richtet sich nach der Boden-Deckung durch *Zostera noltii*, der Farb-Code ist rechts im Bild zu sehen. Die Boden-Deckung durch *Zostera noltii* wurde hier wegen der besseren Übersichtlichkeit in nur zwei Klassen eingeteilt: grün = "nicht vorhanden", rot = "vorhanden". Eine Aufteilung der Stationen von links unten (*Zostera* vorhanden) nach rechts oben (*Zostera* nicht vorhanden) ist deutlich. Die vom Pulk der Datenpunkte nach links unten abgesonderten Stationen zeichnen sich dadurch aus, dass sie (von den 6 ausgewählten Spezies) nur jeweils zwei enthalten. Die Station ganz unten enthält nur *Zostera noltii*. Die vereinzelt Station ganz oben im Plot enthält dagegen *Lanice* als einzige Spezies.

Die gleiche MDS-Ordination wie in Abb. 107 bzw. Abb. 108, aber mit farblicher Differenzierung nach den Häufigkeiten von *Arenicola*, *Cerastoderma*, *Lanice* und Diatomeen zeigen:

- für *Arenicola*: Zunahme der Abundanzen von links oben nach rechts unten. Für *Arenicola* ist also die Korngröße des Sediments wichtig, je größer desto besser.
- für *Cerastoderma*: Abnahme der Abundanz von links unten nach rechts oben, aber auch geringere Abundanzen ganz rechts unten. *Cerastoderma* mag also keine starke Strömung. Die Sediment-Beschaffenheit ist nicht so wichtig, nur zu grob sollte das Sediment nicht sein.
- für *Lanice*: Zunahme der Abundanzen von unten nach oben, aber keine Vorkommen ganz

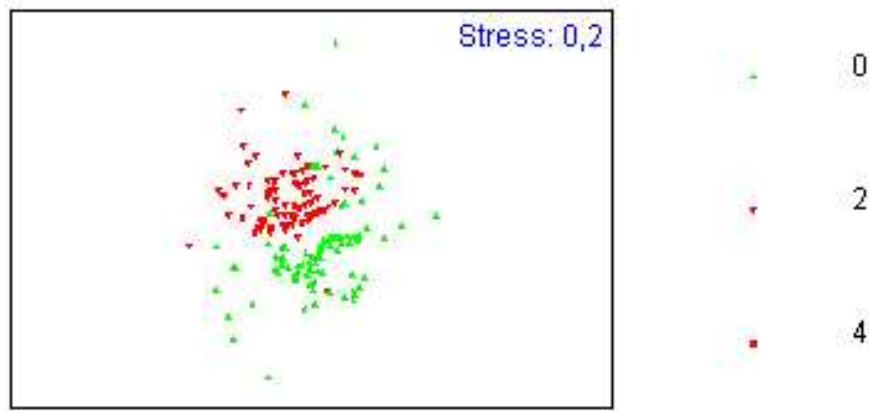


Abbildung 108: MDS-Ordination der Benthos-Gemeinschaft, bestehend aus Arenicola, Cerastoderma, Lanice, Diatomeen, Zostera noltii und Ulva. Die Benthos-Daten stammen von 309 Stationen im Hörnum Tidebecken - der MDS-Plot enthält also 309 einzelne Punkte. Die Farben der Punkte richtet sich nach dem Vorkommen von Ulva, der Farb-Code ist rechts im Bild zu sehen. Das Vorkommen von Ulva wurde hier wegen der besseren Übersichtlichkeit in nur zwei Klassen eingeteilt: grün = "nicht vorhanden", rot = "vorhanden". Im Gegensatz zur Farbcodierung in Abb. 107 zeigt die Ulva-Farbcodierung eine Aufteilung in "links oben" und "rechts unten". Es gibt sogar eine Lücke zwischen "Ulva vorhanden" und "Ulva nicht vorhanden".

links oben. Lanice bevorzugt also stärkere Strömung und feineres Sediment - nur *zu fein* sollte das Sediment auch nicht sein. Dieses deutet darauf hin, dass Lanice *mittlere* Korngrößen bevorzugt. Jedenfalls zeigen Tests mit Bayes'schen Netzwerken (Cowell *et al.*, 1999) diesen Trend für die Hörnum-Benthos-Daten.

-für Diatomeen: Abnahme der Bodendeckung von links nach rechts. Diatomeen mögen also keine starke Strömung und sie mögen kein grobes Sediment (von drei Ausnahme-Stationen mit hohem Deckungsgrad bei grobem Sediment abgesehen).

Die in den Tabellen 8 und 9 angegebenen linearen Korrelations-Koeffizienten zwischen den einzelnen Benthos-Spezies und den physikalischen Variablen bestätigen im wesentlichen die aus der MDS-Ordination für die Benthos-Gemeinschaft entnommenen Zusammenhänge. Nur für Lanice bestätigt sich der MDS-Befund nicht: sowohl die Strömung als auch das Sediment ist Lanice ziemlich egal (hinsichtlich einer linearen Abhängigkeit). Wichtig für Lanice ist vielmehr die Trockenfallzeit "dry": je geringer "dry" ist, desto besser für Lanice - für einen Filtrierer (suspension feeder) auch kein Wunder.

7.3.6 Benthos-Gemeinschaft versus physikalische Variablen

Wie in Abschnitt 11.2 beschrieben, vergleicht das PRIMER-Programm BIO-ENV die physikalischen Variablen in allen möglichen Kombinationen mit den Benthos-Daten. Anstelle der 7 Kombinationen wie in der Beispiel-Tabelle 24 sind bei 6 physikalischen Variablen $2^6 - 1 = 63$ Kombinationen möglich. Die Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten ρ_s werden für die besten 5 Kombinationen (d.h. für die Kombinationen mit den höchsten ρ_s) und zusätzlich für die 6 einzelnen physikalischen Variablen in den Tabelle 10 und 11 gezeigt. Tabelle 10 zeigt die ρ_s

SOMMER	D_{50}	dry	$mean(\tau_{cw,m})$ \approx Strömung	$max(\tau_{cw,m})$ \approx Strömung	$mean(\tau_{cw,max})$ \approx Seegang	$max(\tau_{cw,max})$ \approx Seegang
Arenicola	0.318	0.182	0.029	0.155	0.098	0.113
Cerastoderma	-0.176	0.135	-0.280	-0.211	-0.200	-0.174
Lanice	-0.022	-0.246	0.171	0.022	0.107	0.069
Diatomeen	-0.189	0.080	-0.272	-0.248	-0.153	-0.156
Zostera noltii	0.019	0.515	-0.513	-0.410	-0.393	-0.263
Ulva	-0.296	-0.075	-0.160	-0.186	-0.125	-0.173

Tabelle 8: Zusammenhang zwischen dem Vorkommen von Benthos-Spezies und physikalischen Variablen für 309 Benthos-Stationen im Hörnummer Tidebecken. Der Zusammenhang zwischen den einzelnen Variablen wird beschrieben durch lineare Korrelations-Koeffizienten. Die für die Rechnung verwendeten Benthos-Daten sind die transformierten Daten. Die verwendeten Schubspannungen und Trockenfallzeiten sind die MOPS-Ergebnisse für die Sommermonate April-September der Jahre 2000 und 2001. Korrelations-Koeffizienten, die betragsmäßig größer als 0.3 sind, sind fett gedruckt. Die ungefähre Gleichsetzung von $\tau_{cw,max}$ und "Seegang" gilt nur dort, wo die Strömung gering ist, z.B. auf Wattflächen.

WINTER	D_{50}	dry	$mean(\tau_{cw,m})$ \approx Strömung	$max(\tau_{cw,m})$ \approx Strömung	$mean(\tau_{cw,max})$ \approx Seegang	$max(\tau_{cw,max})$ \approx Seegang
Arenicola	0.318	0.190	0.050	0.175	0.093	0.048
Cerastoderma	-0.176	0.102	-0.293	-0.207	-0.196	-0.175
Lanice	-0.022	-0.255	0.151	0.056	0.105	0.187
Diatomeen	-0.189	0.059	-0.287	-0.235	-0.083	-0.069
Zostera noltii	0.019	0.506	-0.489	-0.314	-0.306	-0.360
Ulva	-0.296	-0.102	-0.185	-0.217	-0.099	-0.048

Tabelle 9: Zusammenhang zwischen dem Vorkommen von Benthos-Spezies und physikalischen Variablen für 309 Benthos-Stationen im Hörnummer Tidebecken. Die verwendeten Schubspannungen und Trockenfallzeiten sind die MOPS-Ergebnisse für die Wintermonate Oktober-März der Jahre 1999, 2000 und 2001. Weiter Information siehe Unterschrift von Tabelle 8. Ein Vergleich der Winter-Zahlen in dieser Tabelle mit den Sommer-Zahlen von Tabelle 8 zeigt keine wesentlichen Unterschiede. Größere saisonale Veränderungen der Korrelations-Koeffizienten gibt es vor allem in der letzten Spalte, bei $max(\tau_{cw,max})$

für die Schubspannungen und Trockenfallzeiten der Sommermonate, Tabelle 11 die entsprechenden Ergebnisse für die Wintermonate.

Der Unterschied der Ergebnisse für "Sommer" und "Winter" ist marginal. Die ρ_s sind für "Winter" etwas geringer als für "Sommer", und für "Winter" ist $max(\tau_{cw,max})$ die viertwichtigste physikalische Variable, im Sommer ist es $max(\tau_{cw,m})$

Den höchsten Spearman-Koeffizienten liefert (für "Sommer") die Kombination aus D_{50} und dem zeitlichen Sommer-Mittel von $\tau_{cw,m}$ mit $\rho_s = 0.312$. Die Hinzunahme von "dry" lässt ρ_s auf 0.304 sinken. Bei den einzelnen Variablen erzielen $mean(\tau_{cw,m})$ und D_{50} die bei weitem besten Korrelationen. Mit $\rho_s = 0.085$ liefert $max(\tau_{cw,max})$ den kleinsten aller 63 Spearman-Koeffizienten für den "Sommer". Negative ρ_s gibt es praktisch nicht, siehe Abschnitt 11.2. Ein ρ_s nahe Null besagt, dass es keinerlei Übereinstimmung gibt zwischen der Benthos-Gemeinschaft und den jeweiligen physikalischen Variablen.

Verwendete Variable(n)				Spearman-Koeff. ρ_s
D_{50}		mean($\tau_{cw,m}$)		0.312
D_{50}	dry	mean($\tau_{cw,m}$)		0.304
D_{50}	dry	mean($\tau_{cw,m}$)	max($\tau_{cw,m}$)	0.292
D_{50}	dry	mean($\tau_{cw,m}$)	mean($\tau_{cw,max}$)	0.288
D_{50}		mean($\tau_{cw,m}$)	max($\tau_{cw,m}$)	0.288
D_{50}		mean($\tau_{cw,m}$)		0.235
		max($\tau_{cw,m}$)		0.211
	dry	max($\tau_{cw,m}$)		0.154
		mean($\tau_{cw,max}$)		0.128
		max($\tau_{cw,max}$)		0.085

Tabelle 10: Korrelation zwischen physikalischen Variablen "Sommer" und der Benthos-Gemeinschaft im gesamten Hörnummer Tidebecken. Das Maß für die Stärke der Korrelation ist der Spearman Rangkorrelationskoeffizient ρ_s , ermittelt wie in Abschnitt 11.2 beschrieben. ρ_s kann Werte annehmen zwischen -1 und +1, ein ρ_s nahe 0 bedeutet eine schwache Korrelation. Aufgelistet sind oben die 5 Kombinationen der physikalischen Variablen, die die höchsten ρ_s -Werte erzielen, und unten die ρ_s -Werte der *einzelnen* physikalischen Variablen.

Verwendete Variable(n)				Spearman-Koeff. ρ_s
D_{50}		mean($\tau_{cw,m}$)		0.308
D_{50}	dry	mean($\tau_{cw,m}$)		0.298
D_{50}	dry	mean($\tau_{cw,m}$)	max($\tau_{cw,max}$)	0.285
D_{50}	dry	mean($\tau_{cw,m}$)	max($\tau_{cw,m}$)	0.284
D_{50}	dry	mean($\tau_{cw,m}$)	mean($\tau_{cw,max}$)	0.283
D_{50}		mean($\tau_{cw,m}$)		0.230
		dry		0.211
		max($\tau_{cw,m}$)		0.116
		max($\tau_{cw,max}$)		0.115
		mean($\tau_{cw,max}$)		0.093

Tabelle 11: Korrelation zwischen physikalischen Variablen "Winter" und der Benthos-Gemeinschaft gesamten im Hörnummer Tidebecken. Weitere Information siehe Unterschrift Tabelle 10. Aufgelistet sind oben die 5 Kombinationen der physikalischen Variablen, die die höchsten ρ_s -Werte erzielen, und unten die ρ_s -Werte der *einzelnen* physikalischen Variablen.

Angesichts des Ergebnisses der MDS-Ordinierung der Benthos-Daten (Abschnitt 7.3.5) ist Platz 1 für die Kombination $mean(\tau_{cw,m})$ plus D_{50} keine Überraschung. Da in der ρ_s -Einzeltwertung die Variable $mean(\tau_{cw,m})$ vor D_{50} liegt, ist festzustellen: Die mittlere Strömung ($\approx mean(\tau_{cw,m})$) ist für die Benthos-Gemeinschaft auf den Watten des Hörnummer Tidebeckens die einflussreichste unter den 6 untersuchten physikalischen Variablen. An zweiter Stelle steht die Korngröße des Sediments. Von geringerer Bedeutung sind die maximale Strömung (\approx

$max(\tau_{cw,m})$), die Trockenfallzeiten "dry", der mittlere Seegang ($\approx mean(\tau_{cw,max})$) und der maximale Seegang ($\approx max(\tau_{cw,max})$). Bemerkenswert ist (1) die geringe Bedeutung (für das Benthos) des Seeganges im Vergleich zur mittleren Strömung und (2) die geringe Bedeutung (für das Benthos) der Strömungs-Maximalwerte im Vergleich zu den zeitlichen Mittelwerten der Strömung.

Test der Spearman-Koeffizienten:

Mit dem PRIMER-Programm RELATE (siehe Abschnitt 11.3) werden die in den Tabellen 10 und 11 angegebenen Zusammenhänge zwischen (a) der Benthos-Gemeinschaft und (b) den verschiedenen Kombinationen der 6 physikalischen Variablen geprüft. getestet wird die Nullhypothese "Kein Zusammenhang zwischen (a) und (b)".

Das Ergebnis ist erstaunlich: selbst der kleinste ρ_s -Wert aller Variablen-Kombinationen, $\rho_s = 0.085$ für $max(\tau_{cw,max})$ im Sommer (siehe Tabelle 10) ist gemäß RELATE hochsignifikant von Null verschieden! Unter 9999 Permutationen sind nur 9 dabei, die ein $\rho_s \geq 0.085$ liefern. Die Nullhypothese wird also verworfen mit einer Irrtums-Wahrscheinlichkeit von 0.1 %. Es ist festzustellen: sämtliche 6 physikalischen Variablen, in welcher Kombination auch immer, sind hochsignifikant korreliert mit der Benthos-Gemeinschaft.

7.3.7 Das nutzungsfreie Gebiet "Hörnum Tief"

In 1999 wurde im Nationalparkgesetz das nutzungsfreie Gebiet "Hörnum Tief" festgelegt. Zweck des nutzungsfreien Gebietes ist vor allem, als Referenzgebiet gegenüber genutzten Gebieten zu dienen. Das nutzungsfreie Gebiet überdeckt im wesentlichen die Wattflächen im östlichen Teil des Hörnumer Tidebeckens. Abb. 96 zeigt die Grenzen des nutzungsfreien Gebietes. Innerhalb des Referenzgebietes befinden sich 139 von insgesamt 309 untersuchten Stationen. Tabelle 12 zeigt, inwieweit sich das nutzungsfreie Gebiet hinsichtlich der physikalischen Variablen vom Rest des Hörnumer Tidebeckens unterscheidet.

	139 Stationen innerhalb des nutzungs-freien Gebietes		170 Stationen außerhalb des nutzungs-freien Gebietes		alle 309 Stationen	
	Sommer	Winter	Sommer	Winter	Sommer	Winter
D_{50} (μm)	139	139	193	193	166	166
dry (%)	28.3	25.7	22.6	21.6	25.2	23.4
$mean(\tau_{cw,m})$ N/m^2	0.093	0.106	0.093	0.107	0.093	0.107
$max(\tau_{cw,m})$ N/m^2	0.48	0.73	0.51	0.73	0.50	0.73
$mean(\tau_{cw,max})$ N/m^2	0.36	0.57	0.35	0.56	0.35	0.56
$max(\tau_{cw,max})$ N/m^2	1.81	3.36	1.82	3.09	1.82	3.21

Tabelle 12: Arithmetische Mittelwerte der 6 physikalischen Variablen an den Kartierungs-Stationen innerhalb und außerhalb des nutzungsfreien Gebietes sowie im Gesamtgebiet. Es wird zusätzlich unterschieden zwischen Sommermonaten (April bis September) und Wintermonaten (Oktober bis März). Die Median-Korngröße des Sediments ist als Mittel langjähriger Messungen für Sommer und Winter identisch.

Abb. 109 zeigt eine MDS-Ordination der Benthos-Gemeinschaft im Hörnumer Tidebecken, farbcodiert nach Zugehörigkeit zum nutzungsfreien Gebiet. Die Frage ist, ob sich die Benthos-Gemeinschaften innerhalb und außerhalb des nutzungsfreien Gebietes signifikant unterscheiden.

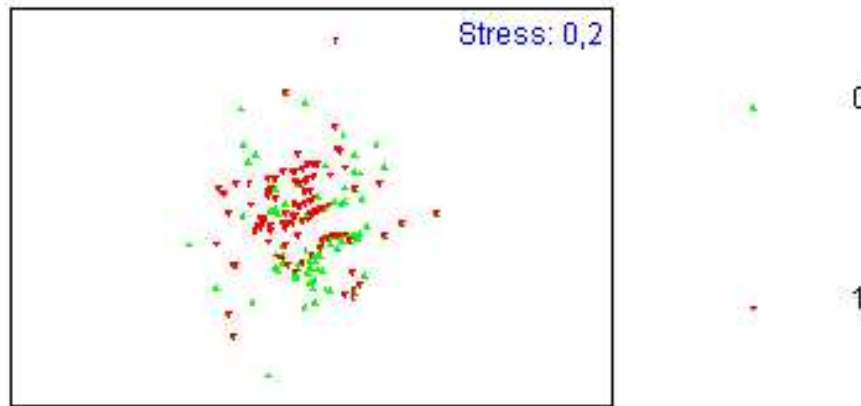


Abbildung 109: MDS-Ordination der Benthos-Gemeinschaft, bestehend aus Arenicola, Cerastoderma, Lanice, Diatomeen, Zostera noltii und Ulva. Die Benthos-Daten stammen von 309 Stationen im Hörnummer Tidebecken - der MDS-Plot enthält also 309 einzelne Punkte. Die Farben der Punkte richtet sich nach der Zugehörigkeit der jeweiligen Station zum nutzungsfreien Gebiet, siehe Abb. 96. Der Farb-Code ist rechts im Bild zu sehen: grün = "außerhalb", rot = "innerhalb des nutzungsfreien Gebietes".

Getestet wird die Nullhypothese "Die Benthos-Gemeinschaften beider Bereiche unterscheiden sich nicht". Ein ANOSIM-Test (Abschnitt 11.4) der Nullhypothese liefert $R = 0.129$. Von 9999 Permutationen ist keine dabei, deren R größer ist als 0.129. Die Nullhypothese kann also abgelehnt werden mit einer sehr geringen Irrtums-Wahrscheinlichkeit von weniger als 0.01 %. Mit anderen Worten: die Benthos-Gemeinschaften innerhalb und außerhalb des nutzungsfreien Gebietes unterscheiden sich hochsignifikant.

Die Ergebnisse der PRIMER-Programms BIO-ENV (siehe Abschnitte 11.2 und 7.3.6) für die Benthos-Gemeinschaft und die physikalischen Variablen (1) innerhalb und (2) außerhalb des nutzungsfreien Gebietes zeigen die Tabellen 13 und 14, jetzt nur für "Sommer" ("Winter" unterscheidet sich kaum von "Sommer", wie schon in den Tabellen 10 und 11).

Der Unterschied zwischen den Sommer-Ergebnissen für das gesamte Tidebecken (Tabelle 10) und den Ergebnissen für das nutzungsfreie Gebiet (Tabelle 13) ist gering: D_{50} und $mean(\tau_{cw,m})$ sind in beiden Tabellen die am besten "passenden" physikalischen Variablen. Beide Variable liefern gemeinsam den jeweils höchsten ρ_s -Wert. Bzgl. der Einzel-Variablen liegt D_{50} für die Stationen des nutzungsfreien Gebietes aber vor $mean(\tau_{cw,m})$, und insgesamt sind die ρ_s -Werte für das nutzungsfreie Gebiet um einiges höher als für das Gesamtgebiet.

Anders sieht es aus für den Vergleich der Stationen des Gesamtgebietes (Tabelle 10) mit den Stationen *außerhalb* des nutzungsfreien Gebietes (Tabelle 14). In Tabelle 14 ist neben $mean(\tau_{cw,m})$ nicht D_{50} , sondern die Trockenfallzeit "dry" die wichtigste Größe. Die Hinzunahme von D_{50} zu der Variablen-Kombination aus $mean(\tau_{cw,m})$ und dry verschlechtert ρ_s von 0.286 auf 0.260. Die eher unwichtige Rolle von D_{50} für die Stationen außerhalb des nutzungsfreien Gebietes zeigt sich am deutlichsten in der Rangfolge der Einzel-Variablen: statt auf Platz 2 wie in Tabelle 10 oder sogar auf Platz 1 (mit $\rho_s = 0.363$) wie in Tabelle 13 liegt D_{50} in Tabelle 14 nur auf Platz 5 mit $\rho_s = 0.069$. Der "Gewinner" für die Stationen außerhalb des

Verwendete Variable(n)			Spearman-Koeff. ρ_s
D_{50}		$\text{mean}(\tau_{cw,m})$	0.413
D_{50}	dry	$\text{mean}(\tau_{cw,m})$	0.392
D_{50}		$\text{mean}(\tau_{cw,m})$ $\text{mean}(\tau_{cw,max})$	0.385
D_{50}	dry	$\text{mean}(\tau_{cw,m})$ $\text{mean}(\tau_{cw,max})$	0.382
D_{50}	dry	$\text{mean}(\tau_{cw,m})$ $\text{max}(\tau_{cw,m})$	0.380
D_{50}			0.363
		$\text{mean}(\tau_{cw,m})$	0.263
		$\text{max}(\tau_{cw,m})$	0.181
		$\text{mean}(\tau_{cw,max})$	0.162
		$\text{max}(\tau_{cw,max})$	0.107
	dry		0.106

Tabelle 13: Korrelation zwischen physikalischen Variablen "Sommer" und der Benthos-Gemeinschaft *innerhalb* des *nutzungsfreien* Gebietes im östlichen Teil des Hörnummer Tidebeckens. Weitere Information siehe Unterschrift Tabelle 10.

Verwendete Variable(n)			Spearman-Koeff. ρ_s
D_{50}	dry	$\text{mean}(\tau_{cw,m})$	0.286
D_{50}	dry	$\text{mean}(\tau_{cw,m})$	0.260
D_{50}	dry	$\text{mean}(\tau_{cw,m})$ $\text{mean}(\tau_{cw,max})$	0.256
		$\text{mean}(\tau_{cw,m})$	0.251
D_{50}	dry	$\text{mean}(\tau_{cw,m})$ $\text{max}(\tau_{cw,m})$	0.247
		$\text{mean}(\tau_{cw,m})$	0.251
	dry		0.208
		$\text{max}(\tau_{cw,m})$	0.138
		$\text{mean}(\tau_{cw,max})$	0.109
D_{50}			0.069
		$\text{max}(\tau_{cw,max})$	0.057

Tabelle 14: Korrelation zwischen physikalischen Variablen "Sommer" und der Benthos-Gemeinschaft *außerhalb* des *nutzungsfreien* Gebietes. Weitere Information siehe Unterschrift Tabelle 10. Die Zeile mit $\rho_s = 0.251$ ist zweimal in der Tabelle enthalten.

nutzungsfreien Gebietes ist die Trockenfallzeit *dry*.

Die einzige "Konstante" im Vergleich der Stationen des Gesamtgebietes, der Stationen innerhalb und der Stationen außerhalb des *nutzungsfreien* Gebietes ist die physikalische Variable $\text{mean}(\tau_{cw,m})$, also die zeitlich gemittelte Strömung.

7.3.8 Beurteilung der Ergebnisse

Die Eingangsfrage des Kapitels 7 war (siehe Abschnitt 7.1), ob die räumliche Verteilung des Sediments und/oder des Benthos korreliert mit der räumlichen Verteilung einer Boden-

Schubspannung. Das Wort "Schubspannung" kann hier im Benthos-Abschnitt ersetzt werden durch "physikalische Variable". Die Antwort auf die Frage ist sinngemäß die gleiche wie in Abschnitt 7.2.3: Die Benthos-Gemeinschaft ist zwar hochsignifikant korreliert mit diversen physikalischen Variablen, jedoch ist die Aussage- bzw. Vorhersage-Kraft dieser Zusammenhänge beschränkt.

Die Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten ρ_s in den Tabellen 10 und 11 eignen sich nicht dafür, durch Quadrieren eine "erklärte Varianz" anzugeben, da ρ_s nicht basiert auf den Rangzahlen zweier unabhängiger Variablen, sondern auf den Rangzahlen zweier Distanz-Matrizen (siehe auch Abschnitt 11.3). Wir verwenden daher die Ergebnisse von Abschnitt 7.3.4 und der Tabellen 8 und 9. Die linearen Korrelationskoeffizienten r zwischen den 6 ausgewählten Benthos-Spezies und $mean(\tau_{cw,m})$ (damit werden in den Tabellen 10 und 11 die höchsten ρ_s -Werte für eine einzelne physikalische Variable erzielt) liegen in den Abbildungen 104 bis 106 sowie in den Tabellen 8 und 9 für $|r|$ zwischen 0.04 und 0.53 und sind somit in der gleichen Größenordnung wie die ρ_s in den Tabellen 10 und 11. Wenn wir für die aus den 6 Spezies gebildete Benthos-Lebensgemeinschaft als "wohlwollendes Mittel" aller $|r|$ den Wert $|r| = 0.4$ wählen, so kommen wir zur gleichen Aussage wie in Abschnitt 7.2.3: Die erklärte Varianz r^2 wird mit nur 16 % nicht als ausreichend angesehen dafür, um mit $mean(\tau_{cw,m})$ die räumliche Verteilung der Benthos-Lebensgemeinschaften im Hörnumer Tidebecken vorherzusagen.

Hinzu kommt noch ein zweiter Punkt, der sich ergibt aus den Ergebnissen von BIO-ENV für die Daten *innerhalb* und *außerhalb* des nutzungsfreien Gebietes im Hörnumer Tidebecken (Abschnitt 7.3.7). Der Vergleich der Tabellen 13 und 14 zeigt: die Benthos-Lebensgemeinschaft *innerhalb* des nutzungsfreien Gebietes hängt nicht in der gleichen Weise von den physikalischen Variablen ab wie die Benthos-Lebensgemeinschaft *außerhalb* des nutzungsfreien Gebietes. Von einem belastbaren (vorhersage-fähigen) Zusammenhang ist aber zu erwarten, dass er überall gilt. Das ist offenbar nicht der Fall. Die zu Beginn von Abschnitt 7 gestellte Frage nach einer (physikalischen) Kenngröße, die die Benthos-Lebensgemeinschaft im Hörnumer Tidebecken "charakterisiert und *vorhersagt*", ist also so zu beantworten: Es wurde keine geeignete (physikalische) Belastungs-Kenngröße gefunden.

Der Zusammenhang zwischen der Benthos-Lebensgemeinschaft und den physikalischen Variablen ist so wenig aussagekräftig, weil eine aktuelle räumliche Verteilung (ein Schnappschuss) der Benthos-Gemeinschaft von vielen kurzfristigen (saisonalen) Einflüssen abhängt. Zu diesen Einflüssen gehören, um nur einige zu nennen, die Temperatur (Frost, Eis), die Nahrungs-Verfügbarkeit und der Druck durch Räuber (Vögel, Krabben, ...). Strömung und Seegang gehören ebenfalls zu den wichtigen kurzfristigen Einflüssen (sie "erklären" 10 % bis 20 % der Gesamt-Variabilität), aber sie wirken auch langfristig. Die Frage ist, ob die Ergebnisse dieses Kapitels dazu taugen, längerfristige Änderungen der Benthos-Gemeinschaften als Folge von Langfriständerungen der Hydrodynamik vorherzusagen. Aber auch hier gilt: Es gibt viele weitere Einflussgrößen, die ebenfalls langfristig wirken, z.B. das Einwandern neuer Arten in das Watt. Hinzu kommt, dass alle oben genannten "kurzfristige Einflüsse" ebenfalls langfristig wirken können. Eine Vorhersage der langfristigen Entwicklung von Benthos-Gemeinschaft wäre also ähnlich riskant wie eine Kurzfrist-Prognose.

8 Szenarienuntersuchungen

8.1 Vorgehensweise

Neben den Untersuchungen des Ist-Zustandes für den Zeitraum November 1999 bis Oktober 2000 untersucht BELAWATT drei Szenarien:

1. *Szenario 25*: Wasserstands-Erhöhung um 25 cm
2. *Szenario 50*: Wasserstands-Erhöhung um 50 cm
3. *Szenario 50+W*: Wasserstands-Erhöhung um 50 cm plus Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 %.

Diese Szenarien wurden gemeinsam mit der projektbegleitenden Gruppe festgelegt. Auf der Grundlage von Daten des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) wurde als Basis-Szenario eine Wasserspiegel-Erhöhung von 50 cm (bis 2100) in der Deutschen Bucht festgelegt. Die Wasserspiegel-Erhöhung um 25 cm sollte als Zwischenzustand dazu dienen, die Szenarienergebnisse auf Linearität zu prüfen (Sensitivitäts-Test). Um der prognostizierten Erhöhung der Windgeschwindigkeit (vor allem der Winde aus westlichen Richtungen, Woth *et al.*, 2005) Rechnung zu tragen, wurde zusätzlich zu Szenario 50 mit Szenario 50+W ein drittes Szenario definiert mit einer um 10 % erhöhten Windgeschwindigkeit. Ähnliche Szenarien wurden z.B. untersucht im Projekt "Fallstudie Sylt" (Witte *et al.*, 2000). Für die genannten drei Szenarien wurde der Starkwind-Monat Dezember 1999 und die zweite Monatshälfte des September 2000 (mit Ostwindlagen bis zu 15 m/s) gerechnet.

Außer den Erhöhungen des Wasserspiegels und der Erhöhung der Windgeschwindigkeit (im Szenario 50+W) wurde an der Modell-Auslegung nichts geändert. Es wird allgemein angenommen, dass das Höhen-Niveau der Wattflächen einem Anstieg des Meeresspiegels folgt, so dass die mittlere Wassertiefe über den Wattflächen langfristig konstant bleibt, z.B. Louters & Gerritsen, 1994. In den hier gerechneten Szenarien wurde die Topographie jedoch *nicht* "angepasst". Bemerkung: Szenario 25 kann auch interpretiert werden als Szenario 50 mit allgemeiner Erhöhung der Topographie um 25 cm.

Die Wasserstands-Randwerte, eingesteuert an den seeseitigen Rändern des 800 m Gitters (siehe Abschnitt 4.3.2) wurden entsprechend dem jeweiligen Meeresspiegel-Anstieg erhöht, die eingesteuerte Tide (der Tidenhub) blieb konstant. Im Modellgebiet konnte die Tide auf die allgemein vergrößerte Wassertiefe reagieren. Ebenso konnte der vom k-Modell berechnete Seegang auf die vergrößerte Wassertiefe reagieren. Die Seegangs-Randwerte aus HIPOCAS blieben für die drei Szenarien unverändert.

Im folgenden werden nur die Ergebnisse der Szenarien-Rechnungen für den Dezember 1999 gezeigt, da dieser Starkwind-Monat für die Belastung des Watts weitaus wichtiger ist als der September 2000.

8.2 Ergebnisse der Szenarien-Rechnungen

Ergebnisse der 3 Szenarien sowie des Ist-Zustandes werden in den Tabellen 15 und 16, in den Abbildungen 110 und 111 sowie (zum Teil) in räumliche Verteilungen dargestellt: die signifikante Wellenhöhe H_S , die mittlere Wellenperiode T_{m2} , die Wassertiefe sowie die Schubspannungen

τ_c , τ_w , $\tau_{cw,m}$ und $\tau_{cw,max}$ (siehe Abschnitt 6.4 zur Bedeutung der einzelnen τ -Größen). Für jede der genannten Größen werden Felder der zeitlichen Mittelwerte (gemittelt über Dezember 1999) und der Maximalwerte (für Dezember 1999) berechnet. Abb. 112 zeigt ein solches Feld im BELAWATT-Modellgebiet mit 100 m Gitterweite: die Verteilung der H_S -Zeit-Mittelwerte $mean(H_S)$ für Dezember 1999. Die Felder der Zeit-Mittelwerte und der Maximalwerte werden schließlich räumlich zu Mittelwerten zusammengefasst, und zwar für die Gebiete

- (1) östlich der Seegat-Kehle Hörnum Odde \longleftrightarrow Amrum Odde (also für das eigentliche Hörnum-Tidebecken)
- (2) Gebiet wie (1), aber nur der Bereich mit Watthöhen oberhalb NN - 1m (\approx Linie des mittleren Tideniedrigwassers)
- (3) Gebiet wie (1), aber nur der Bereich mit Watthöhen oberhalb NN + 1m (\approx Linie des mittleren Tidehochwassers).

Im folgenden wird in den meisten Fällen nicht auf Unterschiede zwischen Szenario 25 und Szenario 50 eingegangen. Von wenigen Ausnahmen abgesehen ist die Wirkung von Szenario 50 in die gleiche Richtung und etwa doppelt so groß wie die von Szenario 25 (Abbildungen 110 und 111). Der Fokus der folgenden Diskussion liegt auf den Szenarien 50 und 50+W.

Wassertiefen

Die zeitlich gemittelten Wassertiefen in Tabelle 15 zeigen für "Tidebecken gesamt": gegenüber dem Ist-Zustand liefert Szenario 25 eine Erhöhung von $3.285 - 3.114 = 0.17$ m, Szenario 50 liefert eine Erhöhung von 0.35 m. Diese Werte sind geringer als die im Modell realisierten Wasserspiegel-Erhöhungen. Der Grund für die "zu geringen" Anstiege der Wassertiefen: Das Hörnum-Tidebecken ist kein permanent von Wasser bedecktes Meeresgebiet mit steilen Ufern, sondern ein Wattgebiet mit neu überfluteten Gebieten infolge einer allgemeinen Wasserspiegel-Erhöhung. Je weiter wir uns vom Seegat entfernen, desto deutlicher wird der Effekt der neu überfluteten Gebiete: die Wassertiefen-Erhöhungen (in Tabelle 15) gehen noch weiter in die Knie, wenn nur über die Bereiche $> NN-1m$ oder $> NN+1m$ gemittelt wird. Den Fall "ständig von Wasser bedecktes Meeresgebiet mit steilen Ufern" mit Wassertiefen-Anstiegen von ≈ 25 cm und ≈ 50 cm haben wir etwa bei den Wassertiefen-Maximalwerten (rechte Seite von Tab. 15) vor uns, mit den Deichen als "steilen Ufern". Entsprechend ist auch nur für die Wassertiefen-Maximalwerte eine ungefähre Gleichsetzung mit der Wasserstands-Entwicklung erlaubt: Die um 10 % erhöhte Windgeschwindigkeit in Szenario 50+W liefert eine Erhöhung der maximalen Hochwasserstände gegenüber Szenario 50 von rund 0.17 m.

Seegang

Die Reaktion des zeitlich gemittelten Seeganges auf die Anhebungen des Wasserspiegels: die Daten von Tabelle 15 liefern fast nur Erhöhungen von T_{m2} und H_S . Diese Erhöhung der Seegangparameter ist bei einer Erhöhung der Wassertiefe auch zu erwarten, z.B. ist das die Aussage der fetch-Gesetze (Abb. 127). Ein Blick auf die relativen (prozentualen) Änderungen durch die Szenarien 25 und 50 (gelbe und grüne Balken) der Zeit-Mittelwerte in Abb. 110 zeigt, dass die relative H_S -Erhöhung für das *gesamte* Tidebecken gering ist, für den Bereich $> NN-1m$ schon stärker ausfällt und für die hohen Watten $> NN+1m$ wieder abnimmt. Dieses Verhalten der H_S -Änderung infolge von Szenario 50 zeigt sich auch in Abb. 113. Über den hohen Watten ist $\Delta H_S < 5$ cm, in den tiefen Rinnen des Hörnum Tiefs ist ΔH_S in weiten Bereichen sogar negativ(!) und auf den Wattflächen dazwischen ist ΔH_S zwischen 5 und 10 cm. Eine unmittelbare Erklärung für die *Reduktion von H_S* im Hörnum Tief bei *Erhöhung der Wassertiefe* gibt es nicht. Verantwortlich ist (eventuell) die Wechselwirkung des Seegangs mit der

Szenario	räumliche Mittelwerte berechnet aus					
	zeitlichen Mittelwerten des Dez. 1999			Maximalwerten des Dezember 1999		
	H_S [m]	T_{m2} [s]	Wassertiefe [m]	H_S [m]	T_{m2} [s]	Wassertiefe [m]
	gesamtes Hörnum Tidebecken östlich Seegat-Kehle					
Ist	0.58	3.00	3.11	2.31	5.86	5.61
25	0.60	3.07	3.29	2.40	6.02	5.88
50	0.60	3.07	3.46	2.38	5.93	6.13
50+W	0.70	3.26	3.48	2.81	6.57	6.30
	nur Wattflächen oberhalb NN-1m (\approx Tnw-Linie)					
Ist	0.40	2.49	1.23	1.82	5.13	3.63
25	0.42	2.56	1.39	1.92	5.32	3.89
50	0.44	2.63	1.55	1.98	5.41	4.14
50+W	0.50	2.73	1.57	2.31	5.87	4.31
	nur hohe Wattflächen oberhalb NN+1m (\approx Thw-Linie)					
Ist	0.26	2.39	0.55	1.12	4.25	2.02
25	0.27	2.39	0.64	1.21	4.47	2.26
50	0.28	2.45	0.72	1.27	4.68	2.47
50+W	0.32	2.52	0.75	1.50	4.99	2.64

Tabelle 15: Raum-zeitliche Mittelwerte bzw. Maximalwerte der signifikanten Wellenhöhe H_S , der T_{m2} -Wellenperiode und der Wassertiefe (a) für den Ist-Zustand und (b) für drei Wasserstands- und Wind-Szenarien. Mittelungs-Zeitraum: Dezember 1999, Mittelungs-Gebiete: drei verschiedene Bereiche des Hörnum Tidebeckens. Die Zahlen in dieser Tabelle werden erklärt für zwei H_S -Werte in der ersten Zeile der Tabelle: für die zeitlich gemittelte sign. Wellenhöhe $H_S = 0.58$ m und für das maximale $H_S = 2.31$ m. Die beiden H_S -Werte werden in zwei Schritten berechnet: (1) Aus den MOPS-Ergebnissen (alle 20 Minuten ein abgespeicherter Termin) für H_S , für Dezember 1999 und für den Ist-Zustand werden für jede einzelne Gitterzelle der *zeitliche H_S -Mittelwert* und der *H_S -Maximalwert* bestimmt. Bei der zeitlichen Mittelung zählen Trockenfall-Zeiten nicht mit. (2) Sämtliche in Schritt (1) ermittelten H_S -Werte in den Gitterzellen des Hörnum Tidebeckens (also in allen Gitterzellen östlich der Seegat-Kehle zwischen Hörnum Odde und Amrum Odde) werden *räumlich gemittelt*. Für die räumliche Mittelung der *Zeit-Mittelwerte* gilt: für jede Gitterzelle geht als Gewichtung ein die Zeit der Wasserbedeckung dieser Gitterzelle. Bei der räumliche Mittelung der *Maximalwerte* hat jeder Maximalwert die Gewichtung 1. Letztlich basiert der Wert $H_S = 0.58$ m auf sämtlichen H_S -Werten des Dezember 1999 innerhalb des Hörnum Tidebeckens, das sind mehr als $50 \cdot 10^6$ einzelne H_S -Werte, während $H_S = 2.31$ aus knapp 29000 Maximalwerten (= Anzahl der im Dezember 1999 im Hörnum Tidebecken mindestens einmal wasserbedeckten Gitterzellen) gemittelt wurde. Auf diese Art werden sämtliche in der Tabelle aufgeführten Mittel- und Maximalwerte bestimmt. Das obere Drittel der Zahlen gilt für das gesamte Hörnum Tidebecken (Bereich östlich der Seegat-Kehle Hörnum Odde - Amrum Odde), das mittlere Drittel gilt nur für die Wattflächen des Eulitoral oberhalb der ungefähren mittleren Tideniedrigwasser-Linie bei NN - 1 m. Das untere Drittel gilt für die hohen Watten bzw. Salzwiesen oberhalb der ungefähren mittleren Tidehochwasser-Linie bei NN + 1 m.

durch die Wasserspiegel-Erhöhung geänderten Strömung oder (eventuell) geringeres shoaling bei größerer Wassertiefe. Möglich ist natürlich auch ein Fehler bei der Daten-Auswertung. Wie die Abbildungen 113 und 114 zeigen, bewirkt die zusätzliche Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 % (Szenario 50+W im Vergleich zu Szenario 50) einen zusätzlichen H_S -Anstieg auf den Watten um rund 5 cm, in den tiefen Rinnen aber um mehr als 20 cm. Die inhomogene Reaktion des H_S auf Szenario 50 (Abb. 113) ist in Abb. 114 sozusagen "ausgebügelt".

Szenario	räumliche Mittelwerte diverser τ [N/m^2] berechnet aus							
	zeitlichen Mittelwerten des Dez. 1999				Maximalwerten des Dezember 1999			
	τ_c	τ_w	$\tau_{cw,m}$	$\tau_{cw,max}$	τ_c	τ_w	$\tau_{cw,m}$	$\tau_{cw,max}$
	gesamtes Hörnum Tidebecken östlich Seegat-Kehle							
Ist	0.161	0.542	0.210	0.721	0.651	2.567	0.900	3.196
25	0.160	0.533	0.207	0.710	0.644	2.583	0.889	3.202
50	0.158	0.509	0.203	0.683	0.627	2.476	0.859	3.078
50+W	0.161	0.614	0.213	0.794	0.714	2.997	1.005	3.674
	nur Wattflächen oberhalb NN-1m (\approx Tnw-Linie)							
Ist	0.069	0.617	0.115	0.705	0.469	2.614	0.732	3.144
25	0.071	0.603	0.115	0.692	0.467	2.649	0.730	3.177
50	0.072	0.589	0.116	0.679	0.460	2.645	0.720	3.165
50+W	0.076	0.684	0.124	0.780	0.547	3.006	0.851	3.609
	nur hohe Wattflächen oberhalb NN+1m (\approx Thw-Linie)							
Ist	0.024	0.604	0.054	0.643	0.223	1.953	0.359	2.126
25	0.025	0.584	0.053	0.622	0.264	2.014	0.408	2.199
50	0.027	0.568	0.053	0.606	0.304	2.037	0.456	2.249
50+W	0.032	0.646	0.063	0.692	0.377	2.301	0.557	2.560

Tabelle 16: Wie Tabelle 15, jetzt aber für Boden-Schubspannungen τ in [N/m^2]. Die Bedeutung der diversen τ -Versionen ist in Abschnitt 6.4 erklärt.

Boden-Schubspannung τ_c durch Strömung

Eine Erhöhung des Wasserspiegels (d.h. eine Vergrößerung des Strömungs-Querschnittes) um ΔH bei gleichbleibenden Wasser-Durchflüssen (Tidenhub ist nominell unverändert) bewirkt bei einer Wassertiefe H eine relative Verringerung der Strömungsgeschwindigkeit um $\Delta H/(H + \Delta H)$. Die entsprechende relative Verringerung der τ_c ist $\approx 2\Delta H/(H + 2\Delta H)$. Dieser Effekt "Querschnitts-Erhöhung" gilt flächendeckend im gesamten Tidebecken.

Der Gegenspieler des Effekts "Querschnitts-Erhöhung" ist die "Durchfluss-Erhöhung" (bzw. Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit) durch Überflutung zusätzlicher Wattflächen in Szenario 25 und Szenario 50. Aus der hypsographischen Kurve des Hörnum Tidebeckens ergibt sich ein Tidevolumen zwischen NN-1m und NN+1m (Ist-Zustand) von rund $4.9 \cdot 10^8 m^3$, zwischen NN-0.5m und NN+1.5m (Szenario 50) ein Tidevolumen von $5.4 \cdot 10^8 m^3$. Die Differenz von $5 \cdot 10^7 m^3$ fließen in Szenario 50, verglichen mit dem Ist-Zustand, zusätzlich in das Tidebecken hinein. Bei einem Seegat-Querschnitt von rund $40 \cdot 10^3 m^2$ für den Ist-Zustand (Ross *et al.*, 1998) und einer Flutstrom-Dauer von 6 Stunden entspricht das einer Zunahme der mittleren Strömungsgeschwindigkeit im Seegat von etwa 6 cm/s. Eine Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit im Seegat von 1 m/s auf 1.06 m/s entspricht einer Zunahme des τ_c von $1.53 N/m^2$ auf $1.72 N/m^2$, also einer τ_c -Zunahme von etwa $0.2 N/m^2$.

Abb. 119 zeigt die räumliche Verteilung der $\tau_{cw,m}$ -Änderung durch Szenario 50 (das entsprechende Bild für τ_c sieht von der Verteilung her ähnlich aus, daher wird nur das $\tau_{cw,m}$ -Bild gezeigt). Wenn $\Delta\tau_{cw,m}$ in Abb. 119 positiv ist, ist der Effekt "Durchfluss-Erhöhung" dominierend über den Effekt "Querschnitts-Erhöhung". Im Bereich des Seegats ist die Durchfluss-Erhöhung am ausgeprägtesten, da das Wasser für *sämtliche* Wattflächen durch das Seegat strömen muss. In den Tiderinnen im Innern des Beckens ist die Strömung (durch Szenario 50) am stärksten reduziert. Über den hohen Watten ist die Situation nicht eindeutig. Wie Tabelle

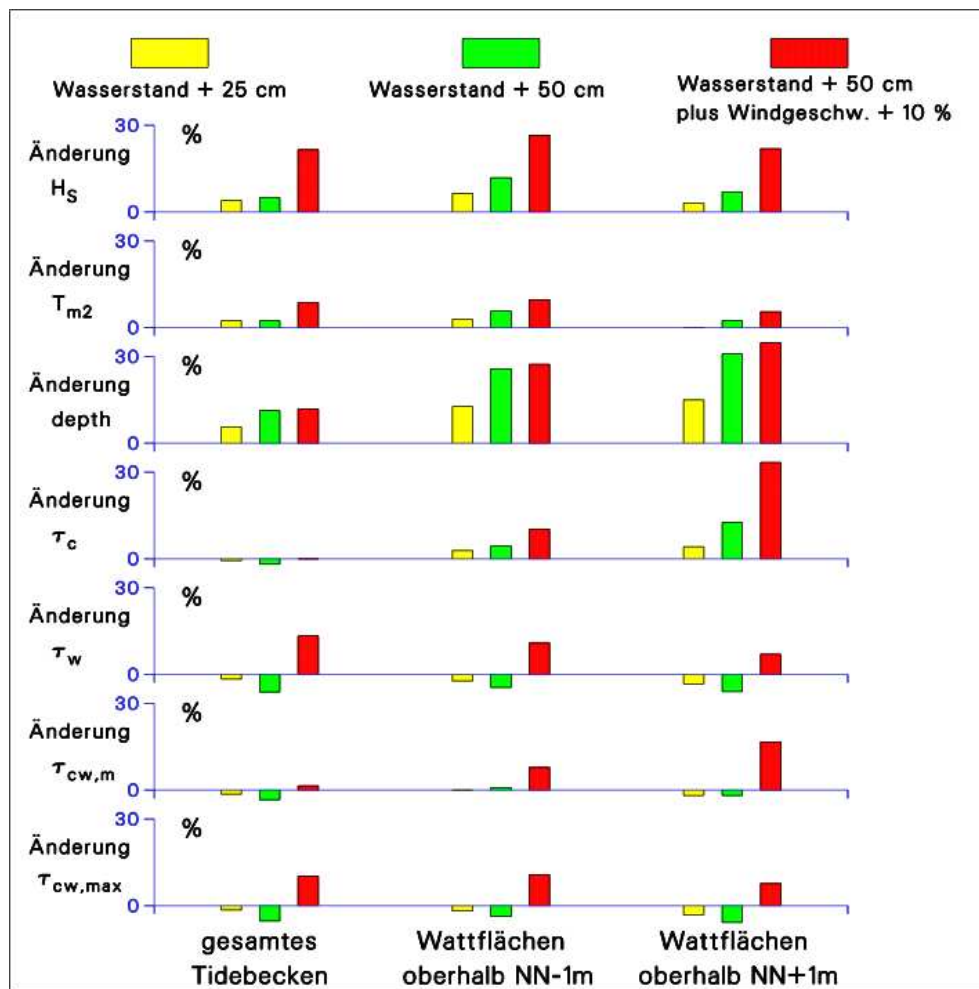


Abbildung 110: Graphische Verarbeitung der Zahlen aus den Tabellen 15 und 16. Datenbasis für die räumlichen Mittelungen sind hier: die zeitlichen Mittelwerte, d.h. es handelt sich um die linken Hälften der Tabellen 15 und 16. Dargestellt sind hier nicht wie in den beiden Tabellen die räumlichen Mittelwerte selbst, sondern deren prozentuale Änderungen im Vergleich zum Ist-Wert: "(Szenario-Wert minus Ist-Wert)/Ist-Wert". Die Farben geben an, welches Szenario jeweils zugrunde liegt (oben in der Zeichnung). Unten im Bild ist angegeben, in welchem Bereich räumlich gemittelt wurde.

16 zeigt, ändert sich das zeitliche Mittel $mean(\tau_c)$ in den 3 Mittelungs-Gebieten durch die Szenarien 25 und 50 nur geringfügig.

Die Änderung $\Delta max(\tau_c)$ der τ_c -Maximalwerte durch die Szenarien 25 und 50 ist räumlich noch heterogener als die des $mean(\tau_c)$. In weiten Bereichen des Beckens ist $\Delta max(\tau_c)$ *negativ*. Der Grund: maximale Strömungsgeschwindigkeiten bzw. maximale τ_c sind korreliert mit hohen Wasserstands-Änderungen. Hohe Wasserstände funktionieren das Watt (bereits im Ist-Zustand) um von einem Wattgebiet mit Trockenfall zu einer "ständig wasserbedeckten Lagune", in der der Effekt "Querschnitts-Erhöhung" (d.h. Verminderung der Strömungsgeschwindigkeit) bei einer Wasserspiegel-Erhöhung dominierend ist. Nur über den hohen Watten $> NN+1m$ haben wir eine kräftige prozentuale Erhöhung (um mehr als 30 % für Szenario

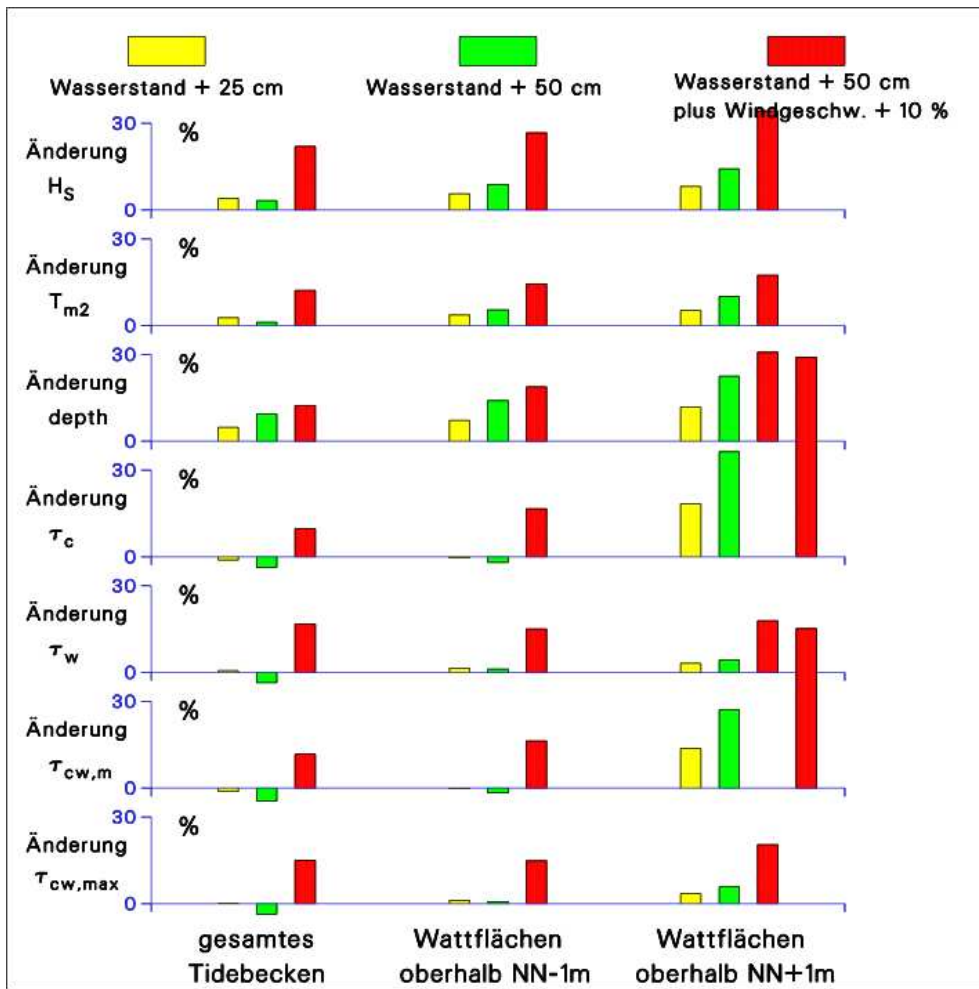


Abbildung 111: Graphische Verarbeitung der Zahlen aus den Tabellen 15 und 16. Datenbasis für die räumlichen Mittelungen sind hier: die Maximalwerte, d.h. es handelt sich um die rechten Hälften der Tabellen 15 und 16. Weitere Information siehe Unterschrift Abb. 110. Wegen ihrer Überlänge wurden zwei der roten Balken etwas nach rechts gerückt.

50) der τ_c -Maximalwerte infolge der Szenarien 25 und 50 (Abb. 111). In absoluten Zahlen: $max(\tau_c)$ erhöht sich durch Szenario 50 über den hohen Watten von 0.223 N/m^2 auf 0.304 N/m^2 . Das entspricht einer Zunahme der vertikal gemittelten Strömungsgeschwindigkeit (2 m Wassersäule, siehe Tabelle 15) von nur 5 cm/s.

Die Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 % bewirkt in den meisten Fällen einen Anstieg des τ_c in Szenario 50+W gegenüber Szenario 50. Hier haben wir die Situation, dass der Wind direkt auf die Strömung und damit direkt auf das τ_c wirkt. In absoluten Zahlen (Tabelle 16) sind die τ_c -Zuwächse durch Szenario 50+W gegenüber Szenario 50 in allen drei Gebieten etwa gleich groß - das gilt sowohl für die zeitlichen Mittelwerte mit $\Delta\tau_c \approx 0.004 \text{ N/m}^2$ als auch für die Maximalwerte mit $\Delta\tau_c$ zwischen 0.07 und 0.09 N/m^2 . Wir haben also, grob gesagt, im gesamten Hörnum Tidebecken eine homogene Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit durch die 10 %ige Erhöhung der Windgeschwindigkeit. Das wird qualitativ auch deutlich durch Vergleich der Abbildungen 119 und 120 (die Bilder für $\tau_{cw,m}$ und τ_c ähneln

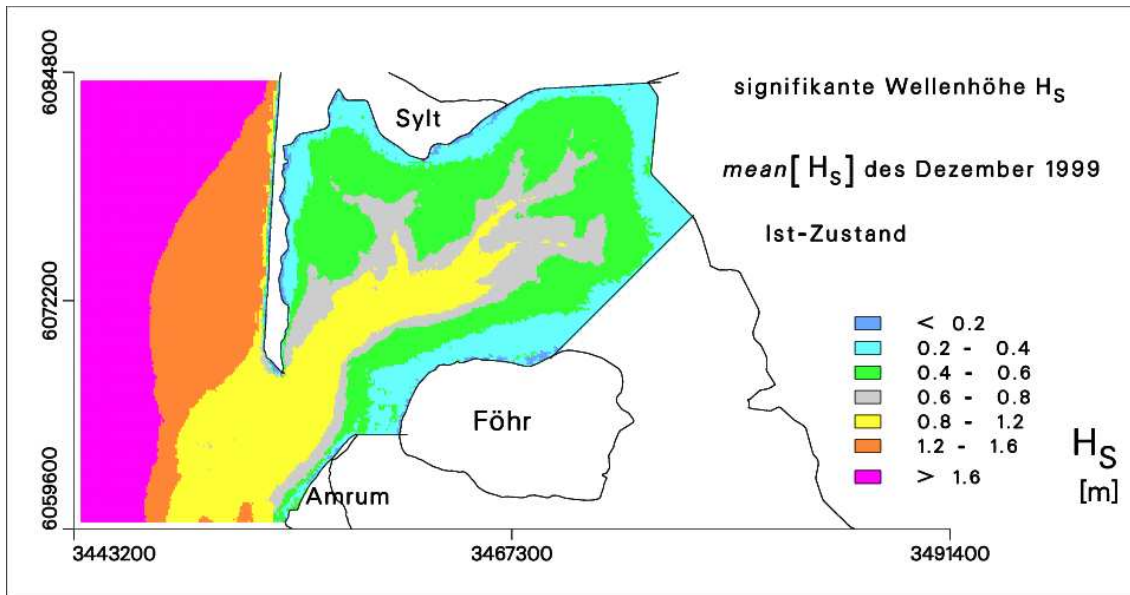


Abbildung 112: Ist-Zustand: Verteilung der über den Dezember 1999 zeitlich gemittelten signifikanten Wellenhöhen $mean(H_S)$ im Hörnumer Tidebecken.

sich weitgehend). Die größten relativen winderzeugten Zuwächse für τ_c (Abbildungen 110 und 111, Unterschied zwischen den roten und grünen Balken) haben wir über den hohen Wattten $> NN+1m$, da hier die Strömungsgeschwindigkeiten und damit auch die τ_c generell am geringsten sind. Umgerechnet in Strömungsgeschwindigkeit verliert der so prägnant wirkende relative τ_c -Zuwachs (Höhen der roten Balken in den Abbildungen 110 und 111) schnell an Bedeutung: Das $max(\tau_c)$ erhöht sich durch Szenario 50+W von $0.223 N/m^2$ auf $0.377 N/m^2$, das entspricht einem Zuwachs der vertikal gemittelten Strömungsgeschwindigkeit (2 m Wassertiefe) von 9 cm/s. Davon gehen (siehe oben) bereits 5 cm/s auf das Konto von Szenario 50. Der Effekt der zusätzlichen Windgeschwindigkeits-Erhöhung ist also nur 4 cm/s. Dieses gilt, wohlgemerkt, für das *maximale* τ_c über den hohen Wattten und entsprechend auch für die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten.

Boden-Schubspannung τ_w durch Seegang

Tabelle 16 ist zu entnehmen, dass $mean(\tau_w)$ - im Gegensatz zu $mean(\tau_c)$ - zu den hohen Wattten hin nicht abnimmt. Der Grund: die Seegangparameter H_S und T_{m2} nehmen vom tiefen ins flachen Wasser zwar ab, aber gleichzeitig nimmt auch die Wassertiefe ab, so dass der Seegang besser zum Wattboden hin durchgreifen kann (siehe auch Abschnitt 10). Ein Vergleich der Ist-Zustände in den Abbildungen 115 und 118 macht die grundlegend unterschiedlichen Verteilungen von τ_w und τ_c (qualitativ gleichzusetzen mit $\tau_{cw,m}$) deutlich.

Die Wirkung der Szenarien 25 und 50 auf das zeitlich gemittelte $mean(\tau_w)$ (Abb. 110) ist in allen drei Wattgebieten die gleiche: $mean(\tau_w)$ verringert sich infolge der Wasserspiegel-Erhöhen nicht besonders deutlich (maximal um 6 % für Szenario 50, grüne Balken), aber doch räumlich homogen (siehe Abb. 116). Nur außerhalb des Tidebeckens, über dem Ebbdelta und am Sylter Weststrand, nimmt $mean(\tau_w)$ deutlich zu. Die Maximalwerte $max(\tau_w)$ ändern sich infolge der Wasserspiegel-Erhöhung ebenfalls nur wenig (maximal um 4 % für Szenario 50, Abb. 111).

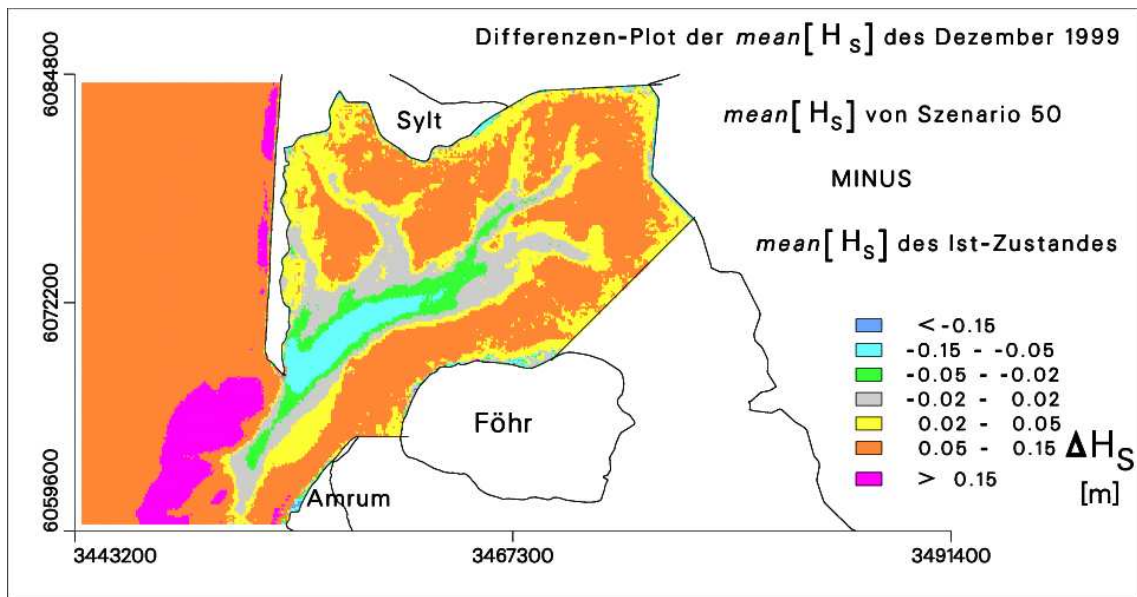


Abbildung 113: Differenz ΔH_S der $mean(H_S)$ für den Dezember 1999: Szenario 50 minus Ist-Zustand. Positive ΔH_S bedeuten also: $mean(H_S)$ wurde in Szenario 50 (Wasserspiegel-Erhöhung um 50 cm) höher berechnet als im Ist-Zustand. Nicht erklärt ist die *Abnahme* des $mean(H_S)$ in der Tiderinne des Hörnum Tiefs.

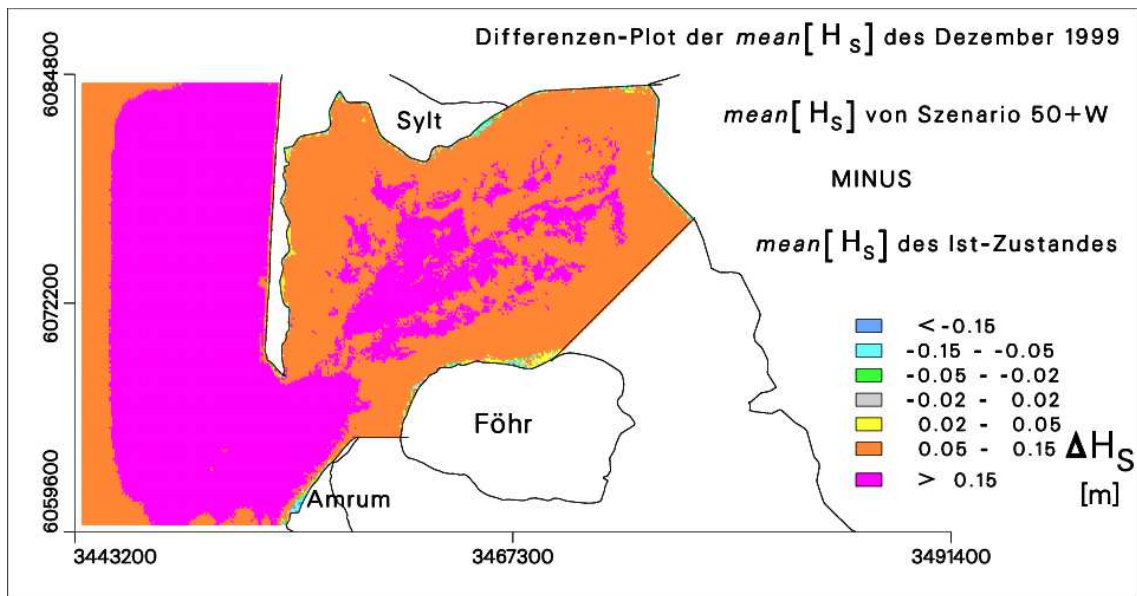


Abbildung 114: Differenz ΔH_S der $mean(H_S)$ für den Dezember 1999: Szenario 50+W minus Ist-Zustand. Die Legende ist gegenüber Abb. 113 unverändert. Auffällig ist, dass die zusätzliche Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 % die in Abb. 113 noch vorhandenen räumlichen Strukturen "ausgebügelt" hat.

Im Vergleich zur Wasserspiegel-Erhöhung um 50 cm bringt die Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 % einen weitaus deutlicheren Effekt. Z.B. wächst $mean(\tau_w)$, gemittelt über das gesamte Tidebecken, von 0.509 N/m^2 auf 0.614 N/m^2 (Tabelle 16), das sind 20 %. Die

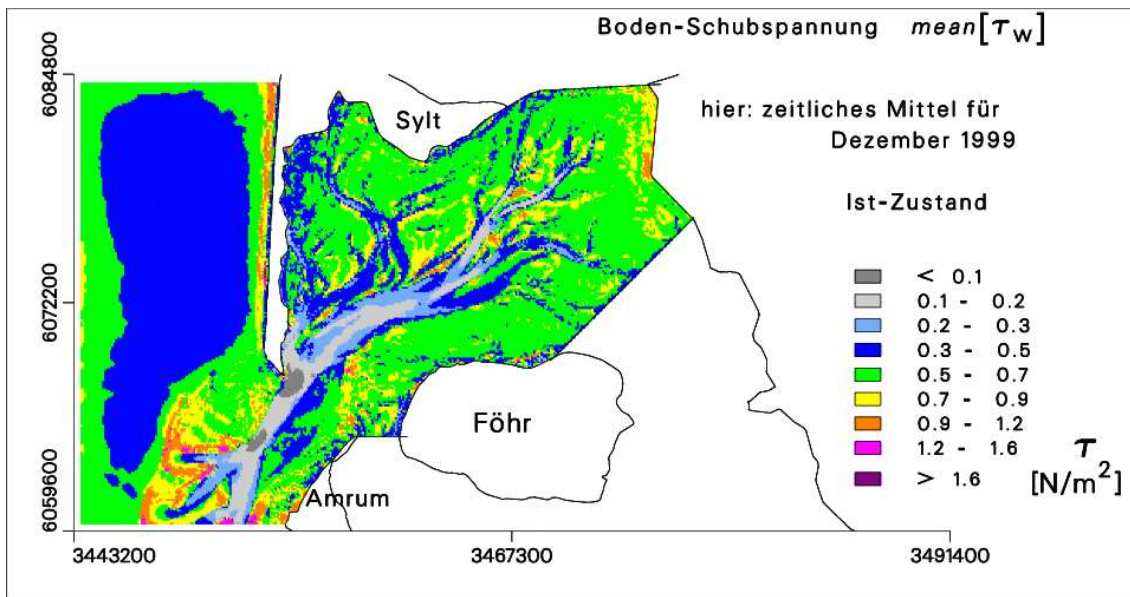


Abbildung 115: Ist-Zustand: Räumliche Verteilung der über den Dezember 1999 zeitlich gemittelten Boden-Schubspannungen $mean(\tau_w)$. Für mehr Information siehe die Bildunterschrift zu Abb. 77.

räumlich Homogenität von $\Delta\tau_w$ durch Szenario 50+W zeigt sich in Abb. 117 und in den etwa gleich langen roten τ_w -Balken in den Abbildungen 110 und 111.

Boden-Schubspannung $\tau_{cw,m}$ durch Strömung und Seegang

Die Boden-Schubspannung $\tau_{cw,m}$ (siehe Gleichung 22) basiert in erster Linie auf τ_c . Die seegangs-erzeugte Turbulenz in der Boden-Grenzschicht erhöht die Wirkung der Strömung auf die Sohle, so dass $\tau_{cw,m} \geq \tau_c$. Die Abbildungen 110 und 111 zeigen, dass $\tau_{cw,m}$ ähnlich auf die drei Szenarien reagiert wie τ_c . *Unterschiede* zwischen den Änderungen von $\tau_{cw,m}$ und τ_c erklären sich durch die jeweiligen Änderungen des τ_w . Z.B. sinkt das zeitlich gemittelte τ_c für "Tidebecken gesamt" (Tabelle 16) von $0.161 N/m^2$ (Ist-Zustand) auf $0.158 N/m^2$ in Szenario 50, also um $0.003 N/m^2$. Dagegen sinkt $\tau_{cw,m}$ deutlicher um $0.007 N/m^2$, weil sich τ_w in Szenario 50 gegenüber dem Ist-Zustand verringert hat. Abb. 118 zeigt den Ist-Zustand $mean(\tau_{cw,m})$ für den Dezember 1999. Die räumlichen Verteilungen der $\tau_{cw,m}$ -Änderungen (Abbildungen 119 und 120) wurden bereits im Zusammenhang mit τ_c besprochen. Die größte $\tau_{cw,m}$ -Änderung durch die Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 % liefert Tabelle 16 für $max(\tau_{cw,m})$ in "Tidebecken gesamt". Der Zuwachs von $max(\tau_{cw,m}) = 0.859 N/m^2$ auf $1.005 N/m^2$ entspricht einer Erhöhung der vertikal gemittelten *maximalen* Strömungsgeschwindigkeit (6 m Wassertiefe, siehe Tabelle 15) von 0.68 m/s auf 0.74 m/s. Dieses sind räumliche Mittelwerte für das gesamte Tidebecken.

Boden-Schubspannung $\tau_{cw,max}$ durch Strömung und Seegang

$\tau_{cw,max}$ ist das Ergebnis der Vektor-Addition von $\tau_{cw,m}$ und τ_w . Während $\tau_{cw,m}$ für den Transport (Verfrachtung) von Sediment zuständig ist, beantwortet $\tau_{cw,max}$ die Frage, ob Sedimenttransport überhaupt stattfindet. Das heißt: $\tau_{cw,max}$ ist das eigentliche Maß für die Belastung des Wattbodens bzw. des Watt-Sediments. Abb. 121 zeigt den Ist-Zustand des Monats-Mittels Dezember 1999 für $\tau_{cw,max}$. Dieses Bild ähnelt Abb. 79, nur sind in Abb. 121 die $\tau_{cw,max}$ etwas höher. In den tiefen Rinnen ist die Strömung ausschlaggebend für $\tau_{cw,max}$,

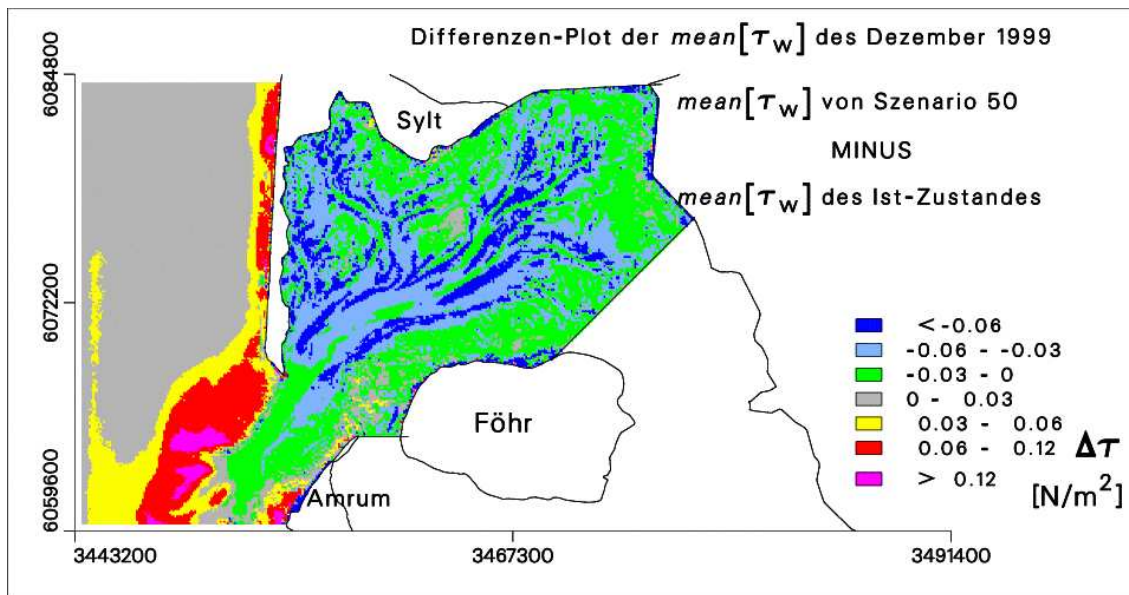


Abbildung 116: Differenz $\Delta\tau$ der $mean(\tau_w)$ für den Dezember 1999: Szenario 50 minus Ist-Zustand. Die Erhöhung des Wasserspiegels um 50 cm bewirkt eine Zunahme des $mean(\tau_w)$ über dem Ebbdelta und am Sylter Weststrand, ansonsten sehen wir aber eine weitgehende Reduktion des $mean(\tau_w)$ im Innern des Hörnum-Tidebeckens.

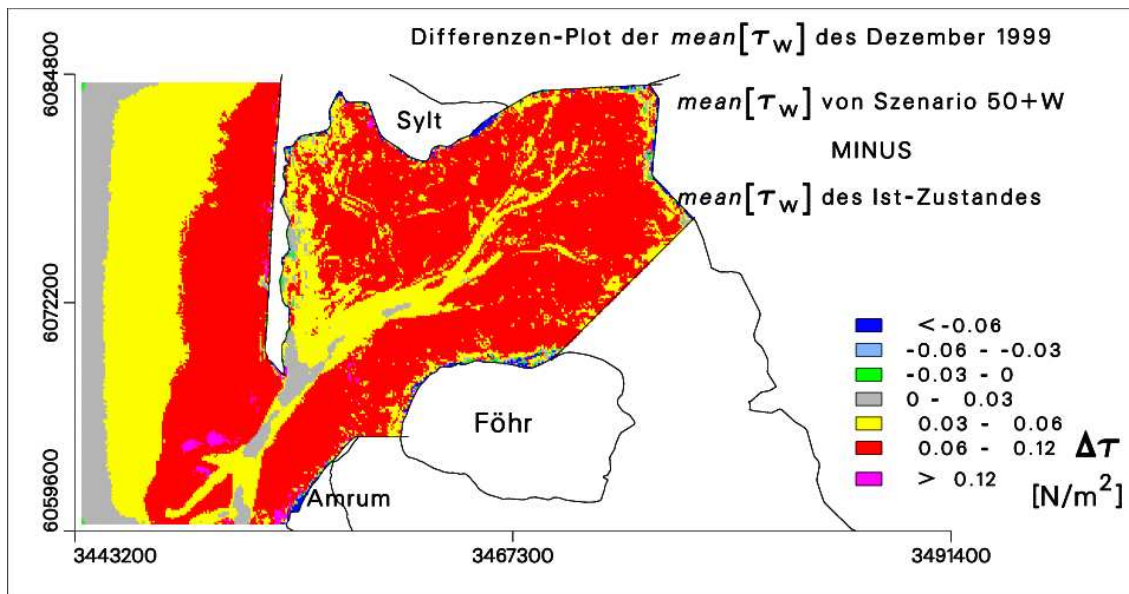


Abbildung 117: Differenz $\Delta\tau$ der $mean(\tau_w)$ für den Dezember 1999: Szenario 50+W minus Ist-Zustand. Wie schon in Abb. 114 erweist sich auch hier der Wind als dominierend gegenüber der Wirkung der Wasserspiegel-Erhöpfung (Abb. 116).

über den Wattflächen ist es der Seegang. Die Abbildungen 122 und 123 zeigen die räumlichen Verteilungen der Wirkungen von Szenario 50 und Szenario 50+W auf das zeitlich gemittelte $mean(\tau_{cw,max})$.

Die Wirkung von Szenario 50 (Erhöhung des Meeresspiegels um 50 cm) auf $mean(\tau_{cw,max})$ ist

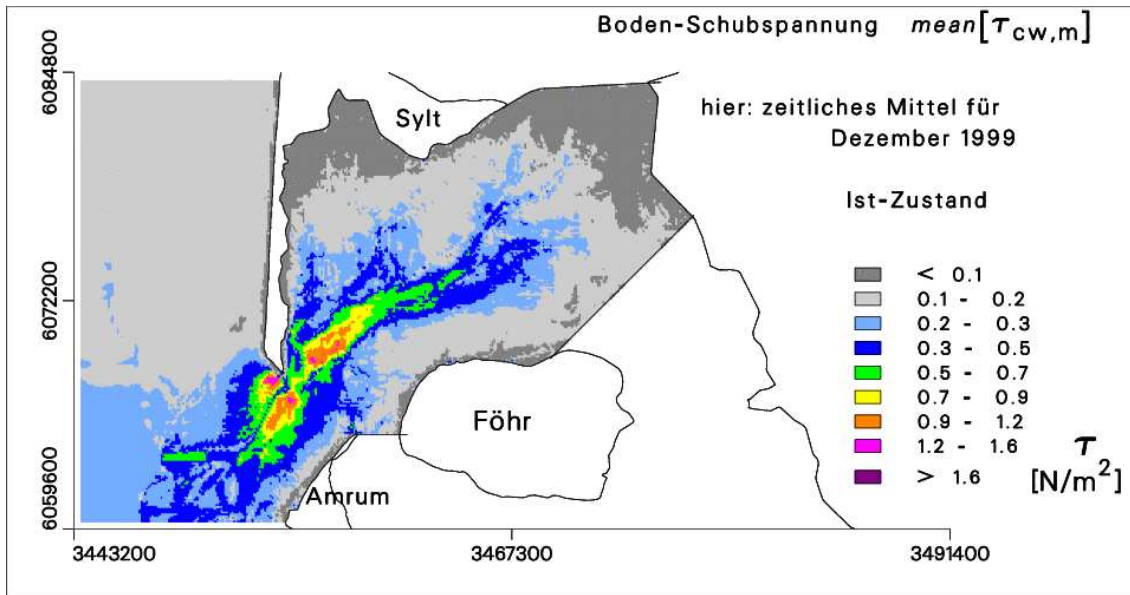


Abbildung 118: Ist-Zustand: Räumliche Verteilung der über den Dezember 1999 zeitlich gemittelten Boden-Schubspannungen $mean(\tau_{cw,m})$. Zur Erinnerung: eine räumliche Verteilung der $\tau_{cw,m}$ ist qualitativ gleichzusetzen mit einer räumlichen Verteilung der Strömungsgeschwindigkeit. Für mehr Information siehe die Bildunterschrift zu Abb. 78.

eine generelle Reduktion des $mean(\tau_{cw,max})$ im gesamten Tidebecken. Eine erhöhte Belastung erfährt dagegen das *Ebbdelta*. Dort nimmt der Seegang infolge der Wasserspiegelerhöhung um 50 cm so stark zu (Abb. 113), dass die erhöhte Wassertiefe nicht für einen Ausgleich in puncto $mean(\tau_{cw,max})$ sorgt. Eine Zunahme der Belastung ist in Abb. 122 auch für den Sylter Weststrand zu sehen. Die Änderungen durch Szenario 50 in Abb. 122 in absoluten Zahlen: in den tiefen Rinnen und den angrenzenden tiefer liegenden Bereichen ist $mean(\tau_{cw,max})$ reduziert um 0.06 N/m^2 , über den Wattflächen $> \text{NN}-1\text{m}$ um 0.025 N/m^2 (letzterer Wert aus Tabelle 16, Differenz von 0.679 N/m^2 und 0.705 N/m^2). Die durch die Szenarien 25 und 50 bewirkten relativen Änderungen sind für $mean(\tau_{cw,max})$ einigermaßen einheitlich, siehe Abb. 110 (gelbe und grüne Balken). Die Reduktion des $mean(\tau_{cw,max})$ beträgt in allen Gebieten rund 5 %. Die relativen Änderungen der maximalen $\tau_{cw,max}$ (Abb. 111) zeigen ebenfalls Verringerungen für "Tidebecken gesamt" und Gleichstand für den Bereich $> \text{NN}-1\text{m}$, aber erhöhte $max(\tau_{cw,max})$ über den hohen Wattflächen $> \text{NN}+1\text{m}$. Nur hier und nur für $max(\tau_{cw,max})$ führen die Szenarien 25 und 50 zu einer erhöhten hydrodynamischen Belastung des Wattbodens im Hörnummer Tidebecken. In allen anderen Fällen führt eine Erhöhung des Wasserspiegels zu einer Verringerung der Belastung.

Nach den Szenarien 25 und 50 betrachten wir nun die Wirkung von Szenario 50+W (im Vergleich zu Szenario 50) auf $\tau_{cw,max}$. Der Vergleich der roten und grünen Balken in den Abbildungen 110 und 111 zeigt, dass $\tau_{cw,max}$ durch die 10 %ige Erhöhung der Windgeschwindigkeit räumlich homogen um rund 15 % erhöht wird (Differenz der roten und grünen Balken). Dieses gilt sowohl für $mean(\tau_{cw,max})$ als auch für $max(\tau_{cw,max})$. Die Erhöhung der roten Balken gegenüber den grünen Balken zeigt sich bereits in τ_w und $\tau_{cw,m}$ der Abbildungen 110 und 111. Die räumliche Verteilung der Differenz "Szenario 50+W minus Ist-Zustand" zeigt (für $mean(\tau_{cw,max})$) die Abbildung 123. Hier sehen wir die deutlichsten $\tau_{cw,max}$ -Zuwächse über

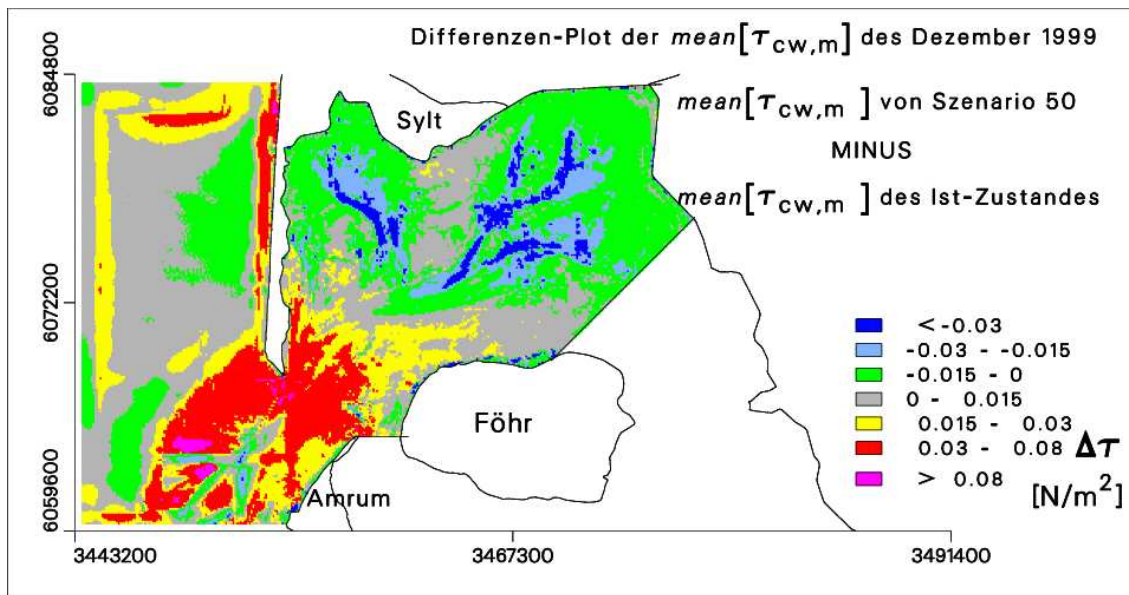


Abbildung 119: Differenz $\Delta\tau$ der $mean(\tau_{cw,m})$ für den Dezember 1999: Szenario 50 minus Ist-Zustand. Entscheidend an diesem Bild ist die Aufteilung in einen "roten Bereich" im Seegat mit erhöhten $mean(\tau_{cw,m})$ und einen "blau-grünen Bereich" im Innern des Beckens mit reduzierten $mean(\tau_{cw,m})$. Diese Situation führt zu einem Sediment-Austrag aus dem Seegat und zu einer Sediment-Auflandung im Innern des Beckens. Voraussetzung dafür: der Sedimenthaushalt befindet sich im Ist-Zustand in einem (dynamischen) Gleichgewicht.

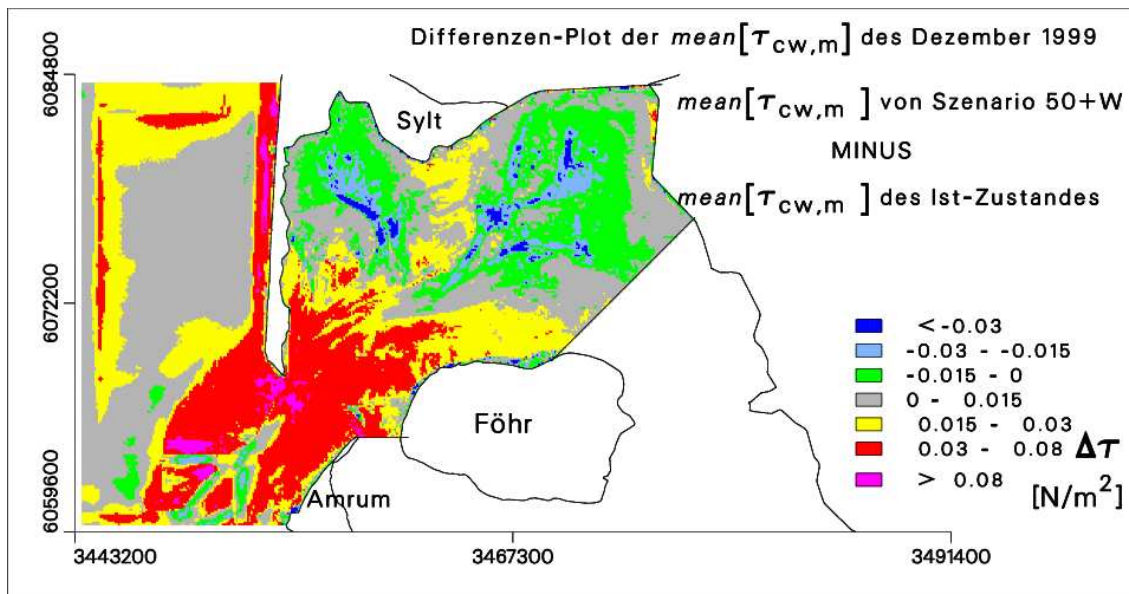


Abbildung 120: Differenz $\Delta\tau$ der $mean(\tau_{cw,m})$ für den Dezember 1999: Szenario 50+W minus Ist-Zustand. Hier hat die Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 % im Vergleich zu Abb. 119 das Gesamtbild nicht entscheidend verändert.

dem Ebbdelta und am Sylter Weststrand (wie schon in Abb. 122), aber auch über den Wattflächen des Tidebeckens ist $mean(\tau_{cw,max})$ jetzt um 0,08 bis 0,15 N/m^2 erhöht gegenüber

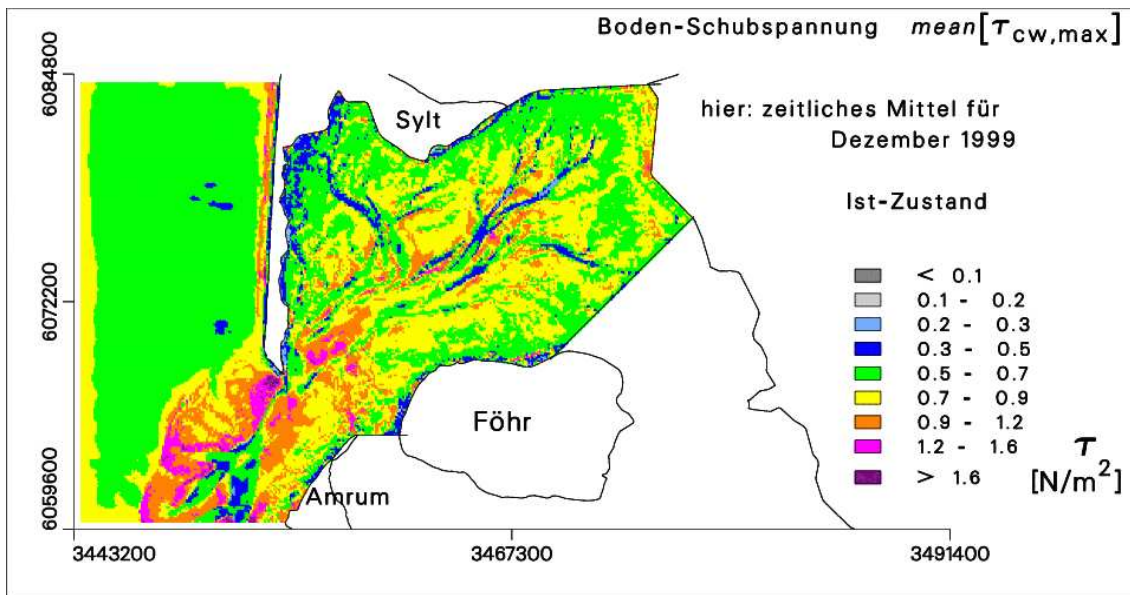


Abbildung 121: Ist-Zustand: Räumliche Verteilung der über den Dezember 1999 zeitlich gemittelten Boden-Schubspannungen $mean(\tau_{cw,max})$. Für mehr Information siehe die Bildunterschrift zu Abb. 79.

dem Ist-Zustand. Die *relative* Änderung des $\tau_{cw,max}$ durch Szenario 50+W gegenüber dem Ist-Zustand (absolute Längen der roten Balken in den Abbildungen 110 und 111) ist höher für die Maximalwerte (Abb. 111) als für die zeitlichen Mittel (Abb. 110). Innerhalb der Maximal- $\tau_{cw,max}$ ist die Erhöhung am deutlichsten über den hohen Watten $> NN+1m$.

Folgerungen aus den Szenarien-Ergebnissen

Konzeptionelle Modelle für Wateinzugsgebiete (siehe Abschnitt 2.2) befassen sich zumeist mit den Querschnitten von Seegaten und den Tidevolumina des durch die Seegaten ein- bzw. ausströmenden Wassers. Dabei spielt der Seegang keine unmittelbare Rolle.

Wie Abb. 119 zeigt, liefert Szenario 50 einen Anstieg des $mean(\tau_{cw,m})$ im Seegat. Ein Anstieg der Strömungsgeschwindigkeit im Seegat nach einer Meeresspiegel-Erhöhung wird von Misdorp *et al.*, 1990 als "case C" bezeichnet: Als Folge der Meeresspiegel-Anstiegs vergrößert sich das Tidevolumen proportional stärker als der Querschnitt des Seegats. Die Konsequenzen sind gemäß Misdorp *et al.*, 1990: (1) Erhöhung der Sedimenterosion im Seegat, (2) Mögliche Sedimentation auf den Wattflächen. Die Sediment-Ablagerung auf den Wattflächen verlangsamt den Trend der Tidevolumen-Erhöhung und trägt somit zum Erreichen eines neuen Gleichgewichtszustandes zwischen Seegat-Querschnitt und Tidevolumen bei.

Entscheidend für die Frage von Abtrag und Auflandung von Sediment als Folge eines Szenarios ist, wie sich die Schubspannungs-Gradienten zwischen Tidebecken und Seegat entwickeln. Eine τ -Erhöhung in Bereich A und eine τ -Verminderung (bzw. eine geringere τ -Erhöhung) im benachbarten Bereich B (also ein negativer τ -Gradient von A nach B) kann einen Netto-Sedimenttransport von A nach B bewirken. Die Ergebnisse von Szenario 50 zeigen für $mean(\tau_{cw,m})$ und $mean(\tau_{cw,max})$ in den Abbildungen 119 und 122 gleiche Tendenzen: ein negativer τ -Gradient vom Seegat (und dem Ebbdelta) in das Tidebecken. Entsprechend kann Sediment im Seegat (und insbesondere vom Sandkörper des Ebbdeltas) abgetragen und im Becken aufgelandet werden.

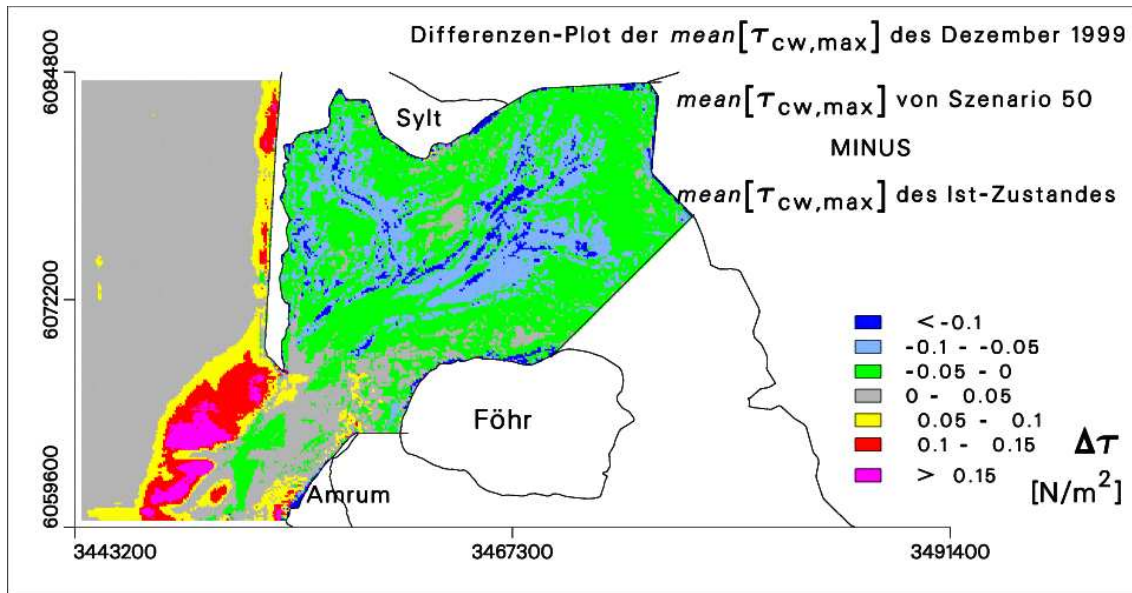


Abbildung 122: Differenz $\Delta\tau$ der $mean(\tau_{cw,max})$ für den Dezember 1999: Szenario 50 minus Ist-Zustand. Mit Ausnahme des Ebbdeltas und des Sylter Weststrands ist $mean(\tau_{cw,max})$ durch die Wirkung der Wasserspiegel-Erhöhung um 50 cm entweder leicht erhöht (Seegat) oder reduziert (innerer Bereich des Beckens).

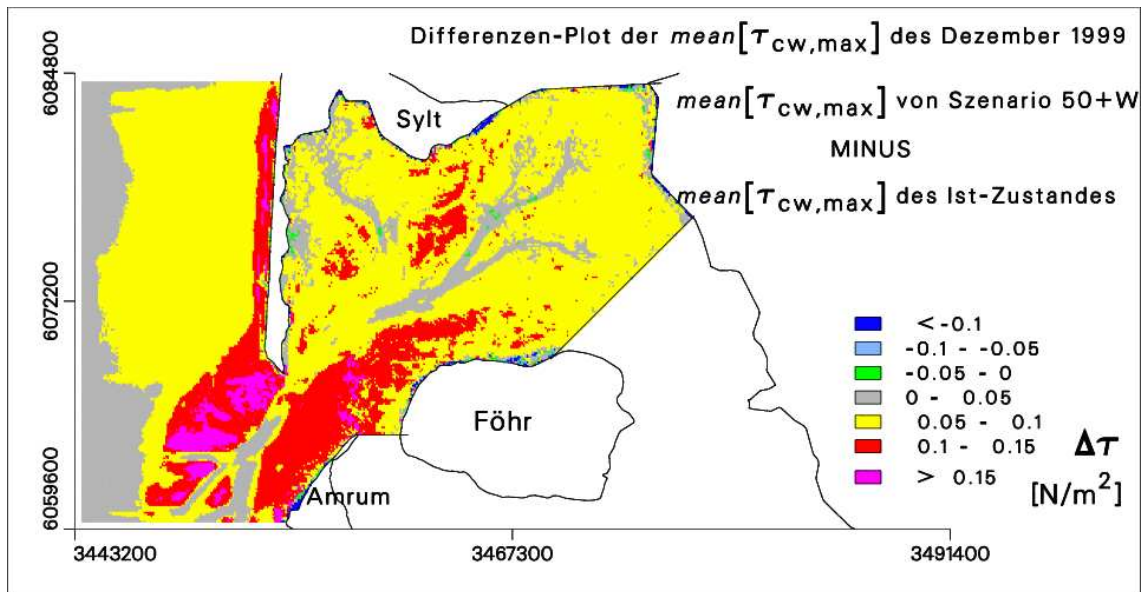


Abbildung 123: Differenz $\Delta\tau$ der $mean(\tau_{cw,max})$ für den Dezember 1999: Szenario 50+W minus Ist-Zustand. Die zusätzliche Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 % führt im gesamten Bereich zu erhöhten $mean(\tau_{cw,max})$.

Der gleiche Mechanismus gilt natürlich auch im Innern des Tidebeckens: Netto-Sediment-Umlagerungen im Innern des Beckens sind möglich von den Wattflächen in die tieferen Bereiche. Die Abbildungen 119 und 122 zeigen gleiche Tendenzen für die räumlichen (durch Szenario 50 hervorgerufenen) $\Delta\tau$ -Gradienten im Innern des Beckens.

Die Folgen von Szenario 50+W sind ähnlich den Folgen von Szenario 50. Der Vergleich der Abbildungen 120 und 119 zeigt, dass in Szenario 50+W $\Delta\tau$ generell erhöht ist gegenüber $\Delta\tau$ in Szenario 50, dass aber die Richtung des $mean(\tau_{cw,m})$ -Gradienten sich nicht ändert. Durch die in Szenario 50+W generell erhöhten τ ist lediglich mit einer Intensivierung des Sediment-transportes (also mit einer schnelleren Anpassung an geänderte hydrodynamische Verhältnisse) zu rechnen.

Das gleiche gilt für $mean(\tau_{cw,max})$. In Abb. 123 ist $mean(\tau_{cw,max})$ gegenüber Abb. 122 durchweg erhöht, der *Gradient* der durch Szenario 50+W bewirkten Änderungen von $mean(\tau_{cw,max})$ in Abb. 123 zeigt aber in die gleiche Richtung wie der $\tau_{cw,max}$ -Gradient in Abb. 122. Die Tatsache, dass $mean(\tau_{cw,max})$ in Abb. 123 im Innern des Beckens gegenüber dem Ist-Zustand *generell erhöht* ist, muss nicht beunruhigen. Bodensediment hat die Angewohnheit, einer (permanenten bzw. langfristigen) erhöhten Belastung mit verstärkter Armierung zu begegnen; mit einer Ausräumung des Tidebeckens ist also nicht zu rechnen.

Auch in Szenario 50+W gilt (wie in Szenario 50): Im Innern des Tidebeckens kann es zu Netto-Sediment-Umlagerungen kommen von den flachen Watten in die tieferen Bereiche hinein.

Der Vorteil der obigen Schlußfolgerungen gegenüber konventionellen Analysen (z.B. von Misdorp *et al.*, 1990) der Auswirkung eines Meeresspiegel-Anstieges ist: (1) Es wird nicht nur der Effekt der Strömung, sondern auch der Effekt des Seeganges berücksichtigt. (2) Durch die räumliche Auflösung wird z.B. auch die potentielle Bedeutung des Ebbdeltas für den Sedimenthaushalt deutlich.

Die oben angegebenen Sediment-Verlagerungen gehen davon aus, dass im Ist-Zustand ein (dynamischer) Gleichgewichts-Zustand bzgl. des Sedimenthaushalts und der Morphodynamik besteht. Nur unter dieser Voraussetzung ist es erlaubt, aus einer Änderung der Schubspannungen auf eine Änderung des Sedimenthaushalts zu schließen. An dieser Stelle ist es wichtig zu wissen, dass für das Hörnummer Tidebecken nicht unbedingt die allgemeine Erhöhung des Meeresspiegels entscheidend ist, sondern der Anstieg des Tidenhubes: Hirschhäuser & Zanke, 2004 geben für den Pegel Hörnum an: Anstieg des Mittelwassers 1951 - 1998 ist 16 cm, aber Anstieg des Tidenhubes ist 45 cm (siehe auch Abschnitt 2.4.1). Dass sich die Morphologie des Hörnummer Tidebeckens unter diesen Bedingungen in einem langfristigen Gleichgewicht befindet, ist nicht sehr wahrscheinlich, auch wenn Hirschhäuser & Zanke, 2001b nach der Analyse von BSH-Peildaten schlußfolgern, dass sich das Hörnummer Tidebecken "annähernd im morphologischen Gleichgewicht befindet". Gemäß Witez, 2002 nehmen in drei ausgewählten schleswig-holsteinischen Tidebecken (Hoogeloch, Piep und Norderhever-Heverstrom) (a) die Prieltiefen zu und (b) die Watthöhen ab. Witez, 2002 führt beides auf die Zunahme des Tidenhubes (mit der Folge verstärkten Seeganges und erhöhter Tidestromgeschwindigkeit) zurück. Weitere Zahlen zur morphologischen Entwicklung siehe Abschnitt 2.3.

Ergebnisse von Sedimenttransport-Modellrechnungen von Hirschhäuser & Zanke, 2004 bestätigen die oben aus den Szenarien-Ergebnissen abgeleiteten Schlußfolgerungen für den Sedimenthaushalt des Hörnummer Tidebeckens in groben Zügen. Die Modellrechnungen von Hirschhäuser & Zanke, 2004 wurden in der Dithmarscher Bucht durchgeführt. Ein Meeresspiegel-Anstieg um 10 cm lieferte als Ergebnis "eine leicht erhöhte Sedimentation auf den Wattgebieten". In der Haupttiderinne Piep (dem Seegat gleichzusetzen) "kam es aufgrund der höheren Tidestromgeschwindigkeiten zu einer verstärkten Erosion". Eine zusätzliche Erhöhung der Windgeschwindigkeit ergab in Hirschhäuser & Zanke, 2004 "in einigen Bereichen der Wattflächen ... verstärkte Erosion ... durch den verstärkten Seegang". Gleichzeitig lieferte das Zanke-Modell

”verstärkte Sedimentation vor allem in den Endbereichen der Priele”. Dieses entspricht der oben genannten Sediment-Umlagerung im Innern des Beckens von den flachen Watten in die tieferliegenden Bereiche hinein.

9 Zusammenfassung

Das KFKI-Projekt BELAWATT ("Die hydrodynamische Belastung von Wattgebieten") ist entstanden aus der Absicht des KFKI, den physikalisch-ozeanographischen Teil des nicht geförderten Verbundprojektes DYNAWATT ("Einfluss der Hydrodynamik auf die sedimentäre, biogeochemische und biologische Dynamik im Wattenmeer") unter *erheblich* verkleinerten Rahmenbedingungen zu realisieren. Als Untersuchungsgebiet wurde das Hörnum Tidebecken gewählt, nicht zuletzt weil in 1999 im östlichen Teil des Hörnumbeckens ein "nutzungsfreies Gebiet" eingerichtet wurde, das als Referenzgebiet gegenüber genutzten Gebieten dienen soll.

Die drei wichtigsten Arbeitziele von BELAWATT waren:

- (1) Erstellung einer mehrjährigen Zeitreihe der Hydrodynamik (Wasserstand, Strömung, Seegang) im Hörnum Tidebecken mit einem gekoppelten Strömungs-Seegangs-Modell.
- (2) Berechnung von Boden-Schubspannungen (als potentielle Belastungs-Größen) aus Strömung und Seegang. Der Zusammenhang zwischen den Boden-Schubspannungen einerseits und den räumlichen Verteilungen von Bodensediment und Benthos-Lebensgemeinschaft im Hörnum Tidebecken andererseits war festzustellen, und es war zu prüfen, ob die Schubspannung geeignet ist, als maßgebende Belastungs-Kenngröße zukünftige Änderungen des Sediment- und Benthosregimes in Wattgebieten vorherzusagen zu können.
- (3) Langzeit-Beobachtungen hydrodynamischer Größen sollten die Grundlage bilden für ein zukünftiges Monitoring des Hörnum Tidebeckens, insbesondere im Hinblick auf die Repräsentanz des nutzungsfreien Gebietes als Referenzgebiet.

Als Plattformen für langfristige Dauermessungen dienen ein im Watt fixierter Messpfahl, ein im Boden eingespülter ADCP (Boden-ADCP), eine verankerte Waverider-Boje sowie ein Wellenmess-Radar (WAMOS) an Land. Aus den Messdaten dieser Geräte werden Zeitreihen von charakteristischen Größen wie Seegang, Strömung und Wasserqualitätsparametern erstellt. Zusätzlich wurden (für die Validierung der Modell-Ergebnisse) im Rahmen von Intensiv-Messphasen detaillierte Daten erhoben, z.B. Querprofil-Daten der Strömungsgeschwindigkeit im Hörnum Tief. Für die Intensiv-Messkampagnen wurde stets das Forschungsschiff *Ludwig Prandtl* eingesetzt.

Für die Berechnung der Hydrodynamik wurde das Simulationssystem MOPS (Morphodynamical Prediction System) entwickelt. Es besteht aus einem Strömungs- und einem Seegangsmodul. Als Strömungsmodell wird das parallelisierte TRIM3D verwendet. Das Modellgitter für TRIM3D ist genestet: es reduziert sich von 800 m in der östlichen Deutschen Bucht über 400 und 200 m auf 100 m Gitterweite im eigentlichen BELAWATT-Gebiet, dem Hörnum Tidebecken. Für die Berechnung des Seeganges im BELAWATT-Gebiet wird das k-Modell verwendet. Das k-Modell liegt nur in einer nicht-parallelisierten Form vor. Um die Rechenzeit des k-Modells an die TRIM-Rechenzeit anzupassen, rechnet das k-Modell im BELAWATT-Gebiet mit 400 m statt 100 m Gitterweite; zusätzlich wurde das Rechengebiet für das k-Modell verkleinert. Der vom operationellen Zirkulationsmodell des BSH verwendete Wind wird auch in MOPS verwendet. Lediglich über dem BELAWATT-Gebiet wird der BSH-Wind durch das MKW-Modell verfeinert. Die Kopplung zwischen dem Strömungs- und dem Seegangsmodell besteht (a) in der Übergabe von Strömung und Wasserstand vom TRIM- zum k-Modell und (b) in der Übergabe des vom Seegang erzeugten Radiation-Stress vom k- zum TRIM-Modell.

Mit MOPS wurde eine Zeitreihe der Hydrodynamik von 2 Jahren berechnet: von November 1999 bis Oktober 2001 (= BELAWATT-Zeitraum). Datenfelder des Wasserstandes, der

Strömung, der signifikanten Wellenhöhe, der mittleren Wellenperiode und der Seegangsrichtung sind alle 20 Minuten archiviert.

Der BSH-Wind sowie die von MOPS berechneten Wasserstände, Wellenhöhen und Wellenperioden wurden für den BELAWATT-Zeitraum (Langfrist-Validierung) verglichen mit Messdaten des ALR Husum und des WSA Tönning. Für detaillierte (kurzfristige) Validierungen wurden die während BELAWATT erhobenen GKSS-Messdaten verwendet.

Die Hydrodynamik-Zeitreihe November 1999 bis Oktober 2001 war die Basis für alle weiteren Arbeiten. Ergebnisse sind die Wassertransporte durch die drei Zugänge zum Hörnumer Tidebecken und die seegangs-erzeugten Energie-Einträge in die Küstenlinie. Das für BELAWATT wichtigste Produkt der Hydrodynamik-Zeitreihe ist die Boden-Schubspannung. Für die Berechnung der durch Strömung *plus* Seegang erzeugt Boden-Schubspannung wurden Formeln von Soulsby, 1997 verwendet.

Für den Abgleich mit der räumlichen Verteilung der Boden-Schubspannungen τ im Hörnumer Tidebecken wurden Sediment-Daten von Figge und van Bernem verwendet. Die lineare Korrelation zwischen der Median-Korngröße D_{50} und τ ist zwar hochsignifikant, aber sie erklärt nur etwa 10 bis 20 % der Gesamt-Variation von D_{50} - zu wenig, um die Boden-Schubspannung τ als prognose-fähige Kenngröße für das Sedimentregime im Hörnumer Tidebecken zu akzeptieren.

Das gleiche Ergebnis liefert der Abgleich der "physikalischen Variablen" (Boden-Schubspannung τ , ergänzt durch Trockenfallzeiten und Median-Korngröße des Sediments) mit der Benthos-Lebensgemeinschaft im Hörnumer Tidebecken: auch hier ist der Zusammenhang zwischen den physikalischen Variablen hochsignifikant, aber für eine Prognose zukünftiger Entwicklungen nicht ausreichend. Diese Aussage wird untermauert durch den Befund, dass die Benthos-Lebensgemeinschaft *innerhalb* des nutzungsfreien Gebietes nicht in der gleichen Weise von den physikalischen Variablen abhängt wie die Benthos-Lebensgemeinschaft *außerhalb* des nutzungsfreien Gebietes. Von einem belastbaren Zusammenhang ist aber zu erwarten, dass er überall gilt. Die Schlußfolgerung lautet: Die Hydrodynamik ist zwar eine wichtige Einflussgröße für das Benthos (sonst wäre die Korrelation zwischen physikalischen Variablen und dem Benthos nicht hochsignifikant), aber die Hydrodynamik ist nur *eine* Einflussgröße *von vielen*.

Das Fazit der Suche nach einer hydrodynamischen Belastungs-Kenngröße, die das Sedimentregime und/oder die Benthos-Lebensgemeinschaft im Hörnumer Tidebecken beschreibt, lautet also: *in BELAWATT wurde eine solche Belastungs-Kenngröße nicht gefunden.*

Drei Szenarien-Rechnungen wurden für den Starkwind-Monat Dezember 1999 durchgeführt mit Wasserspiegel-Erhöhungen um (a) 25 cm und (b) 50 cm sowie einer Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 10 % zusätzlich zu Fall (b). Die Szenarien sollten eigentlich dazu dienen, anhand der gefundenen physikalischen Belastungs-Kenngröße die Auswirkung klimatischer Änderungen auf das Sediment-Regime bzw. auf die Benthos-Lebensgemeinschaft im Hörnumer Tidebecken zu prognostizieren. Da eine Belastungs-Kenngröße nicht gefunden wurde, entfällt diese Möglichkeit. Die Szenarien-Ergebnisse sind aber dennoch von Interesse für die zukünftige morphologische Entwicklung des Hörnumer Tidebeckens. Aus den Ergebnissen der Szenarien-Rechnungen wird der Schluß gezogen: die Folge *aller drei Szenarien* ist eine Vertiefung des Seegats und eine (teilweise) Ablagerung des im Seegat ausgeräumten Materials im Innern des Hörnumer Tidebeckens.

10 Anhang A: Inter- und Extrapolation von Seegang

Wie in Abschnitt 6.4.3 gesagt, werden die Seegangs-Ergebnisse des 400 m k-Modells inter- und extrapoliert auf das originale 100 m Gitter des Hörnumer Tidebeckens. Als Beispiel und zugleich als Test für das Ergebnis dieser Interpolation werden die Ergebnisse eines 100 m Test-Rechenlaufes des k-Modells verwendet. Abb. 124 zeigt eine original berechnete Verteilung der signifikanten Wellenhöhe H_S bei Tnw.

Um Ausgangsdaten eines entsprechenden k-Modell-Rechenlaufes mit einem 400 m Gitter zu bekommen, wurden die Ergebnisse der 100 m Rechnung nur in jeder sechzehnten Gitterzelle behalten, alle anderen Gitterzellen wurden geleert. Abb. 125 zeigt diesen Zustand.

Die Aufgabe besteht nun darin, die leeren 100 m Gitterzellen von Abb. 125 mit Seegangsdaten (sign. Wellenhöhe H_S , Wellenperiode T_{m2} , Wellenrichtung) zu füllen. Dieses passiert zunächst durch Interpolation zwischen den besetzten Gitterzellen. Nach der Interpolation sind die Randbereiche des von Wasser bedeckten Gebietes aber weiterhin leer. Diese Randbereiche werden aufgefüllt (a) durch Fortsetzung des Seegangs zum Rand hin mittels Kitaigorodskii-Transformation (Bouws *et al.*, 1985), falls die Wellen aus dem mit Seegang bereits besetzten Bereich in den Randbereich hineinlaufen, (b) durch Anwendung von fetch-Gesetzten (Programm FETLI.f von H. Günther, pers. comm.) in allen anderen Fällen. Das Ergebnis von Inter- und Extrapolation von H_S ist in Abb. 126 zu sehen. Entsprechende Interpolationen werden für die T_{m2} -Seegangsperiode und für die Seegangsrichtung gemacht. Würde eine Extrapolation von Seegang in die Uferbereiche hinein nicht erfolgen, so wäre der Bereich „Flachwasser“ in den τ_w -Ergebnissen unter-repräsentiert.

Im folgenden wird die Extrapolation des H_S und des T_{m2} per Kitaigorodskii bzw. per fetch-Gesetz anhand zweier prinzipieller Beispiele erläutert, auch im Hinblick auf das aus H_S , T_{m2} und Wassertiefe resultierenden τ_w .

Abb. 127 zeigt (als Beispiel) die Entwicklung des Seeganges, wie sie aus fetch-Gesetzen berechnet wird. Die maximale fetch-Länge ist in dieser Abbildung: 400 m. Der Wattboden wird als flach abfallend vorgegeben: auf der fetch-Länge von 400 m (Abb. 127 hat zwei x-Achsen) wächst die Wassertiefe linear von 10 cm auf 50 cm - eine Neigung des Wattbodens von 0.001 ist typisch für das Hörnumer Tidebecken. Als Windspeed wird 15 m/s vorgegeben; der Wind weht ablandig.

Mit wachsendem fetch und wachsender Wassertiefe wächst H_S von null auf 0.12 m, während T_{m2} nur langsam zunimmt. Interessant ist der Verlauf von τ_w , denn wir haben hier den Wettkampf zweier Effekte: zunehmendes H_S (und zunehmendes T_{m2}) bedeutet größeres τ_w , zunehmende Wassertiefe bedeutet fallendes τ_w , weil der Seegang dann schlechter zum Boden durchgreifen kann. Für das Beispiel in Abb. 127 wächst τ_w zunächst kräftig an, um aber danach ab einer Wassertiefe von rund 35 cm fast konstant zu bleiben. Entscheidend ist offenbar, dass H_S ab dieser Wassertiefe weniger stark anwächst als vorher, so dass die stetig wachsende Wassertiefe dem H_S -Zuwachs Paroli bieten kann. Eine Rechnung mit einem längeren fetch (aber sonst unveränderten Bedingungen) zeigt, dass τ_w bei einer Wassertiefe von 65 cm ein Maximum von 0.264 N/m^2 erreicht.

Zurück zur Extrapolation im 100 m Modellgitter: Um mit den fetch-Gesetzen eine „korrekte“ Extrapolation des bereits vorhandenen Seeganges zu erreichen, müssen die am Ende der fetch-Strecke berechneten H_S und T_{m2} an den (im tieferen Wasser) vorhandenen Seegang „nahtlos“

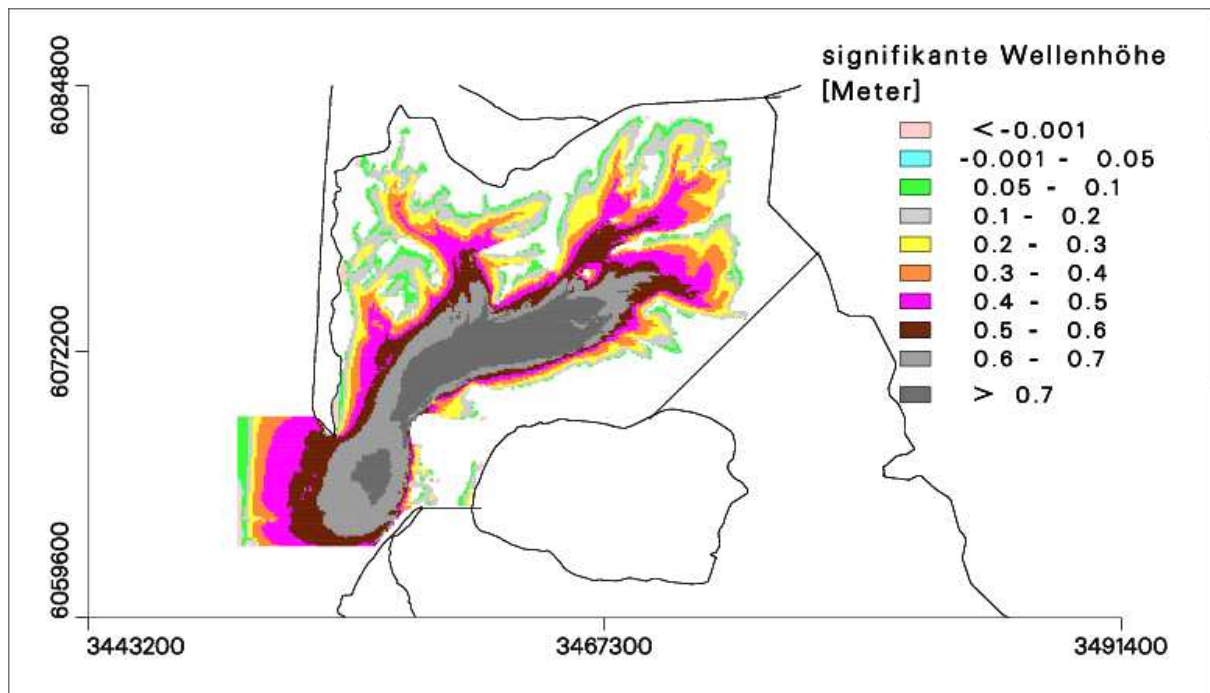


Abbildung 124: Berechnete signifikante Wellenhöhe H_S im Hörnummer Tidebecken bei Tideniedrigwasser, erzeugt durch Wind aus Westen mit 15 m/s. Die Abbildung zeigt das Ergebnis einer Testrechnung mit dem k-Modell; die Gitterweite ist 100 m. Um die Rechenzeit zu verkürzen, ist die offene See weitgehend ausgeblendet. Die Strömung ist Null gesetzt. Farbiger dargestellt ist jenes Gebiet, in dem die Wassertiefe mindestens 10 cm beträgt. Vom k-Modell werden zu geringe Wellenhöhen ($H_S < 5$ cm) nicht dargestellt; an diesen Stellen (z.B. im Windschatten der südlichen Sylter Halbinsel) wird H_S negativ gesetzt.

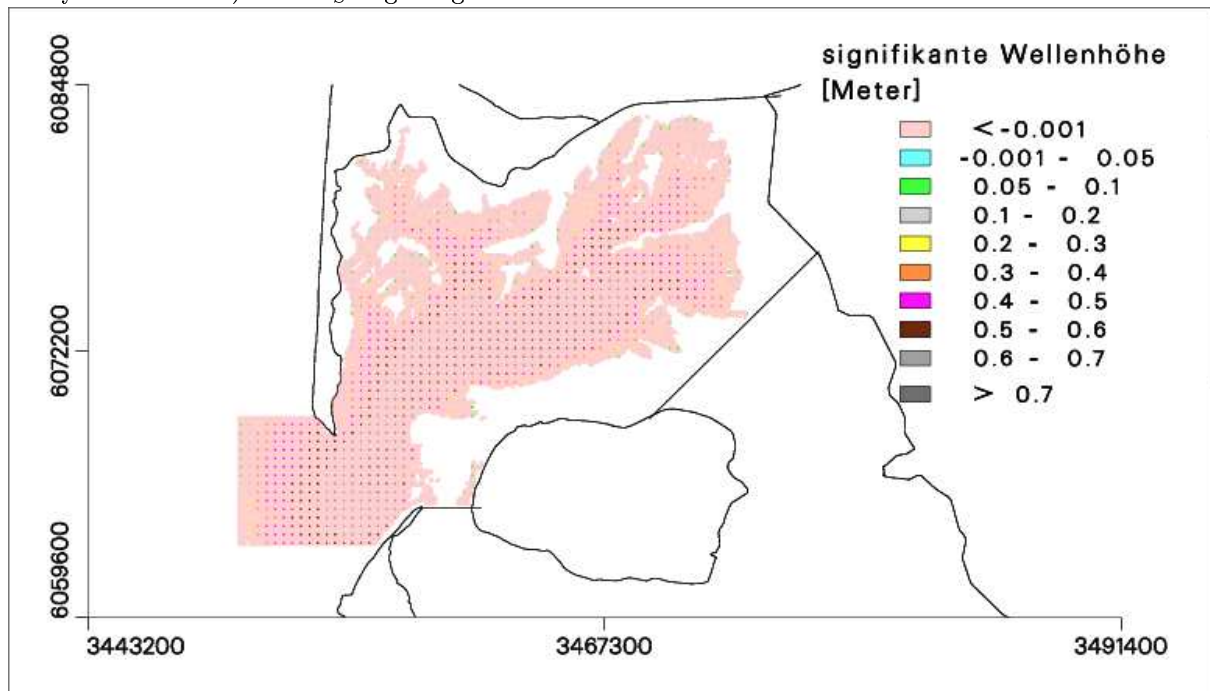


Abbildung 125: Gleiches Ergebnis wie in Abb. 124 - hier ist aber nur jede 16. Gitterzelle besetzt, alle anderen Zellen sind leer. Farbiger unterlegt ist jenes Gebiet, in denen die Wassertiefe mindestens 10 cm beträgt (Bereiche mit negativen H_S). Dieses farbige unterlegte Gebiet muss per Inter- und Extrapolation mit Seegangdaten gefüllt werden.

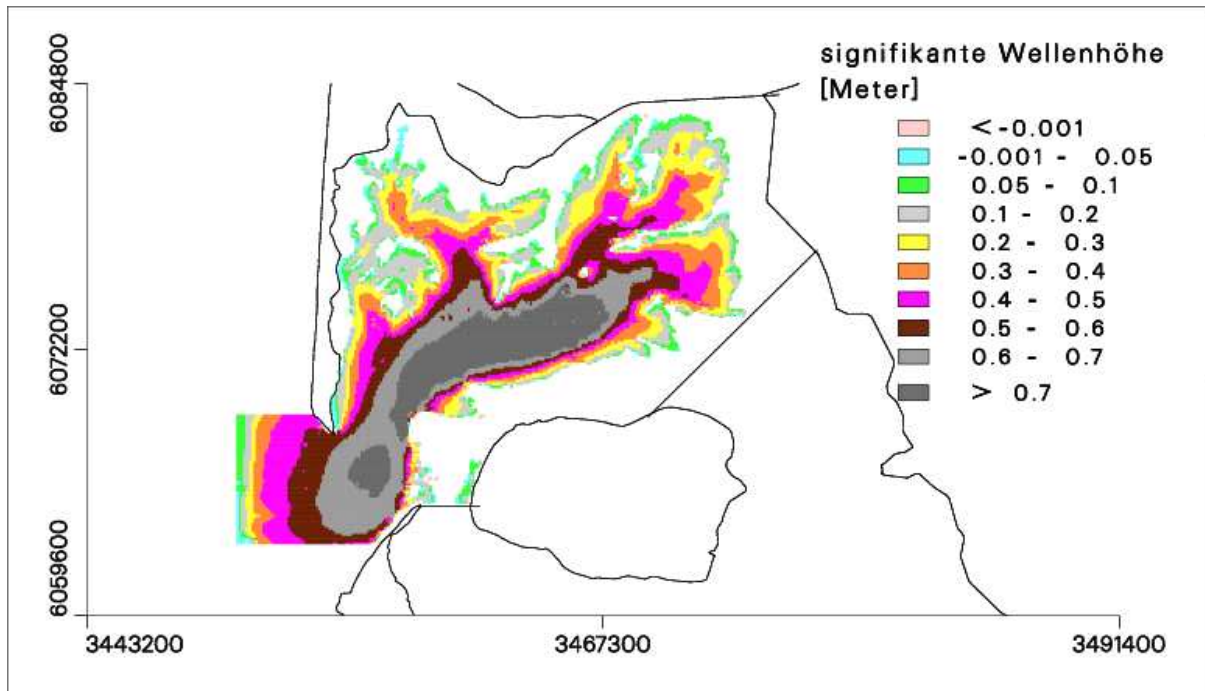


Abbildung 126: Signifikante Wellenhöhe H_S , Ergebnis von Inter- und Extrapolation. Die Ausgangsdaten zeigt Abb. 125. Die hier gezeigte H_S -Verteilung sollte im Idealfall identisch sein mit dem Ergebnis von Abb. 124.

anschlüssen. Denn dieser vorhandene Seegang ist ja der Aufhänger für die Extrapolation. Der Anschluss wird dadurch erreicht, dass das fetch-Gesetz (fiktiv) in einem ersten Schritt auf den vorhandenen Seegang angewendet wird: es wird nach jenem Wind gesucht, der den vorhandenen Seegang per fetch-Gesetz reproduziert. Der gefundene Wind (kann stark vom realen Wind abweichen) wird dann im zweiten Schritt verwendet für die Extrapolation von H_S und T_{m2} per fetch-Gesetz, so wie in Abb. 127 gezeigt.

Die am Ende der fetch-Strecke in Abb. 127 berechneten H_S und T_{m2} werden als Start-Werte für das in Abb. 128 gezeigte Beispiel für Kitaigorodskii-Extrapolation verwendet. Die Richtung des Seeganges hat sich in Abb. 128 im Vergleich zu Abb. 127 umgekehrt: der Seegang läuft in Abb. 128 in Richtung Ufer, also vom tiefen ins flache Wasser. Die Wellenperiode bleibt bei der Kitaigorodskii-Transformation konstant, während H_S mit der Wassertiefe abnimmt. Nimmt die Wassertiefe in Seegangs-Richtung dagegen zu, bleibt die Wellenhöhe konstant. Wie in Abb. 128 zu sehen, sinkt (in diesem Beispiel) H_S fast linear mit abnehmender Wassertiefe. Dagegen bleibt das aus H_S und T_{m2} berechnete τ_w zunächst fast konstant. Erst für Wassertiefe < 20 cm geht τ_w etwas in die Knie.

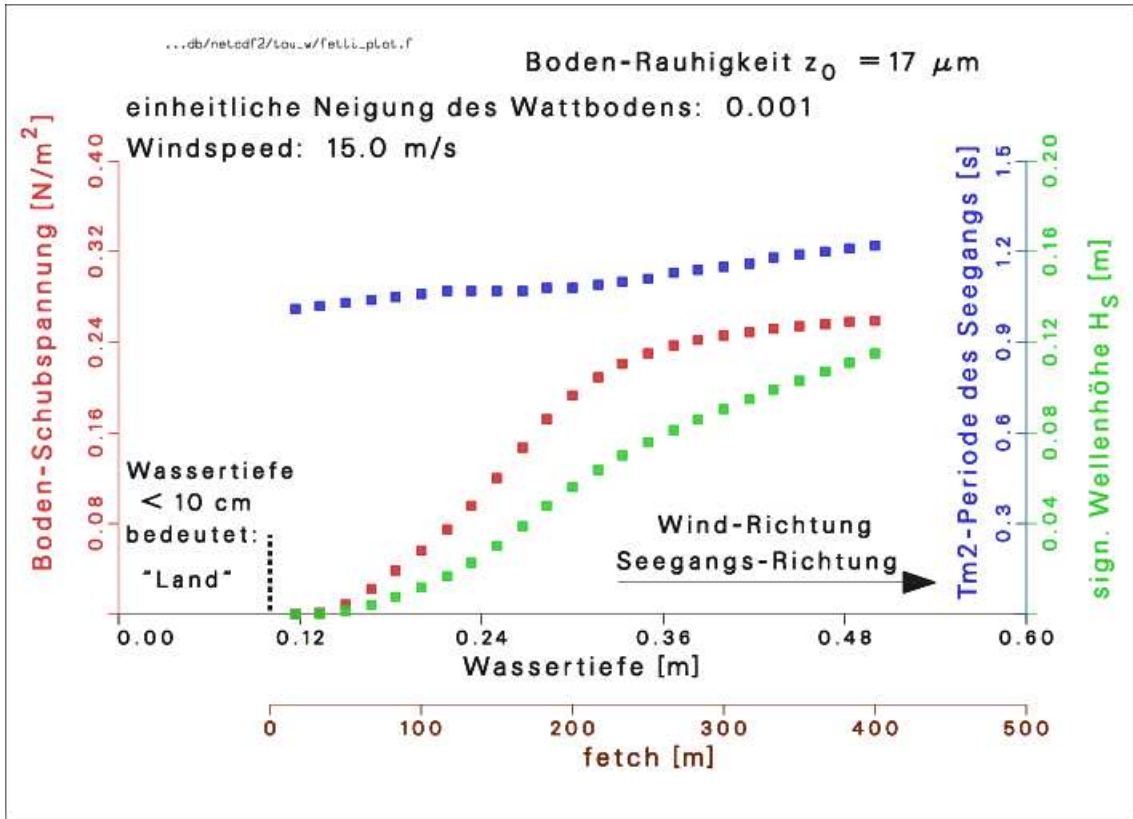


Abbildung 127: Berechnung von H_S und T_{m2} mit fetch-Gesetzen (Programm FETLI.f, H. Günther pers. comm.). Der Wind weht ablandig mit 15 m/s. Aus H_S , T_{m2} und Wassertiefe wird die ufernahe Entwicklung der Boden-Schubspannung τ_w berechnet, siehe Abschnitt 6.4.3.

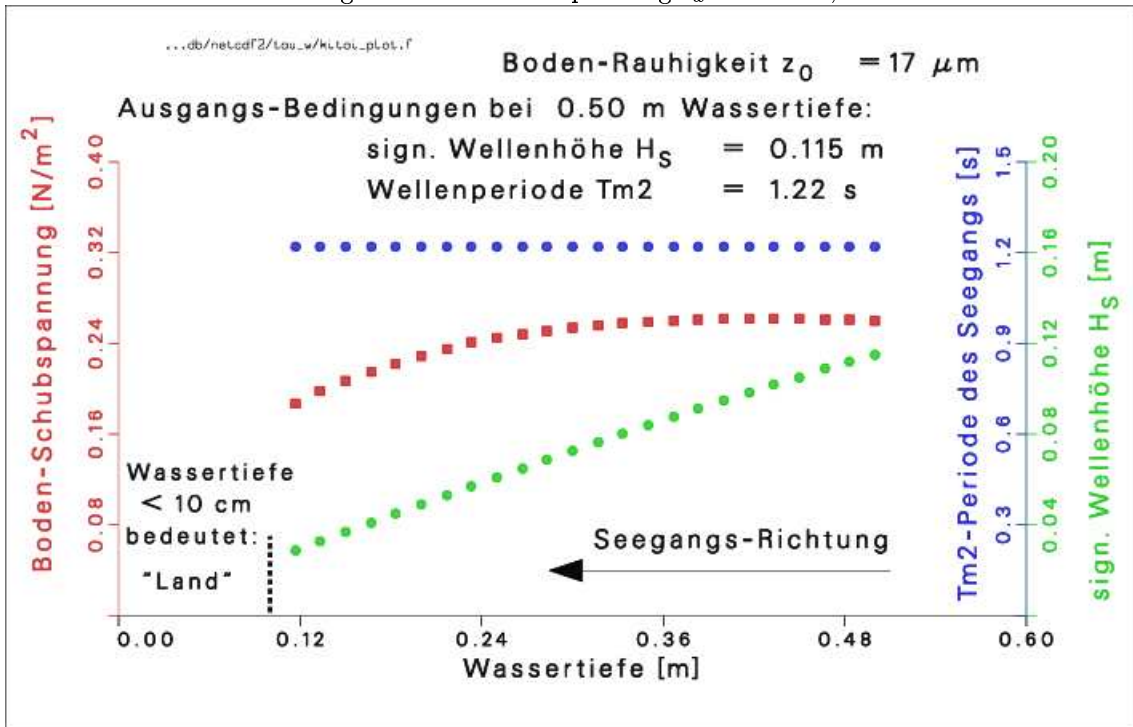


Abbildung 128: Berechnung von H_S und T_{m2} mittels Kitaigorodskii-Transformation. Der Seegang läuft vom tiefen ins flache Wasser, also von rechts nach links. Die aus H_S , T_{m2} und Wassertiefe berechnete Boden-Schubspannung τ_w zeigt nach einem schwach ausgeprägten Maximum eine Abnahme zum Land hin.

11 Anhang B: PRIMER-Statistik-Routinen

11.1 Multidimensionale Skalierung (MDS)

Das MDS-Verfahren wird im folgenden anhand des Beispiels in Tabelle 17 beschrieben. Das Beispiel wird übernommen aus Clarke & Warwick, 1994. Tabelle 17 zeigt die biologischen Ausgangsdaten (Abundanz-Matrix) des Beispiels: 4 Bodenproben mit den Abundanz von jeweils 6 Spezies A bis F. Die Hälfte der Abundanz sind Null, und die Spezies D und E haben sehr große Abundanz im Vergleich zu den anderen Spezies.

Proben-Nr.	Spezies A	Spezies B	Spezies C	Spezies D	Spezies E	Spezies F
1	9	19	9	0	0	0
2	0	0	37	12	128	0
3	0	0	0	144	344	0
4	0	3	10	9	2	0

Tabelle 17: Abundanz-Matrix von 6 Spezies A-F in 4 Bodenproben. Beispiel aus Clarke and Warwick (1994)

Proben-Nr.	Spezies A	Spezies B	Spezies C	Spezies D	Spezies E	Spezies F
1	1.7	2.1	1.7	0	0	0
2	0	0	2.5	1.9	3.4	0
3	0	0	0	3.5	4.3	0
4	0	1.3	1.8	1.7	1.2	0

Tabelle 18: Abundanz-Matrix von 6 Spezies A-F in 4 Bodenproben, nach einer $\sqrt[3]{y}$ -Transformation. Beispiel aus Clarke and Warwick (1994)

	Probe 1	Probe 2	Probe 3	Probe 4
Probe 1	-			
Probe 2	25.6	-		
Probe 3	0	67.9	-	
Probe 4	52.2	68.1	42.0	-

Tabelle 19: Bray-Curtis-Koeffizienten S_{ik} (= Similarity-Werte in Promille) berechnet aus den Daten von Tabelle 18. Beispiel aus Clarke and Warwick (1994)

	Probe 1	Probe 2	Probe 3	Probe 4
Probe 1	-			
Probe 2	2	-		
Probe 3	1	5	-	
Probe 4	4	6	3	-

Tabelle 20: Rangzahlen der Dissimilarity-Werte δ_{ik} , basierend auf den Daten von Tabelle 19. Der kleinste Wert der Similarity-Werte S_{ik} von Tabelle 19 bekommt in der Dissimilarity-Wertung den Rang 1.

Die im Statistik-Paket PRIMER (Plymouth Routines In Multivariate Ecological Research, Clarke & Warwick, 1994) verwendeten multivariaten Statistik-Methoden basieren auf dem Konzept des Distanz-Maßes: das Distanz-Maß ("Similarity") beschreibt das Maß der Ähnlichkeit zweier Proben bzgl. der in den beiden Proben vorhandenen Spezies-Abundanzen. Das geläufigste Distanz-Maß für Benthos-Lebensgemeinschaften ist der Bray-Curtis-Koeffizient S_{ik} (in %). Der Bray-Curtis-Koeffizient (die Ähnlichkeit) der Proben i und k ist definiert als:

$$S_{ik} = 100 \cdot \left[1 - \frac{\sum_{j=1}^p |y_{ij} - y_{kj}|}{\sum_{j=1}^p (y_{ij} + y_{kj})} \right] \quad (24)$$

Dabei ist y_{ij} die Abundanz von Spezies j in Probe i. p ist die Anzahl der verschiedenen Spezies (p=6 in Tabelle 17). Zum Beispiel ist der Bray-Curtis-Koeffizient der Proben 3 und 4:

$$S_{34} = 100 \cdot \left[1 - \frac{0 + 3 + 10 + 135 + 342 + 0}{0 + 3 + 10 + 153 + 346 + 0} \right] = 4.3\% \quad (25)$$

In der Berechnung von S_{34} zeigt sich ein Problem vieler Distanz-Maße: die Spezies mit den großen Abundanzen dominieren sowohl Zähler als auch Nenner in Formel 24. Der Einfluß von Spezies mit geringeren Abundanzen wird auf ungebührliche Weise unterdrückt. Daher werden die Original-Daten y vor der Berechnung des Distanz-Maßes transformiert, z.B. mit $\log(y+1)$ oder mit $\sqrt[4]{y}$. Die mit $\sqrt[4]{y}$ transformierten Abundanzen von Tabelle 17 werden in Tabelle 18 gezeigt. Das Ziel der Transformation ist, dass alle Spezies vergleichbare Abundanz-Zahlen aufweisen. Treibt man es mit der Transformation auf die Spitze, gibt es am Ende in der Abundanz-Matrix nur noch "0" und "1". Eine solche Unterteilung in "absence" und "presence" wird für die Beschreibung einer Benthos-Gemeinschaft häufig verwendet.

Die aus den Daten von Tabelle 18 berechneten Bray-Curtis-Koeffizienten sind in Tabelle 19 zu sehen. Zum Beispiel ist zwischen den Proben 1 und 3 keine Ähnlichkeit vorhanden, was aus den Daten in Tabelle 18 auch unmittelbar ersichtlich ist. Gemeinsame "Nullen" schlagen nicht zu Buche.

Die Bray-Curtis-Koeffizienten in Tabelle 19 sind die Ausgangsbasis für eine MDS-Ordination. Das Ziel ist, in einem Diagramm die einzelnen Proben (bzgl. ihrer Spezies-Abundanzen) so zu positionieren, dass die gegenseitigen räumlichen Abstände der Proben proportional sind zu den "Dissimilarity-Werten" $\delta_{ik} = 100 - S_{ik}$. Das so entstandene Diagramm (der MDS-Plot) ist in Abb. 129 zu sehen.

Generell (d.h. bei einer großen Anzahl von Proben) ist es nicht möglich, die einzelnen Punkte im MDS-Plot so zu arrangieren, dass die gegenseitigen (metrischen) Punkt-Abstände d_{ik} im Plot exakt übereinstimmen mit den Dissimilarity-Werten δ_{ik} . Das Maß für die Proportionalität zwischen d_{ik} und δ_{ik} ist der sog. stress - je geringer der stress, desto besser korrespondieren d_{ik} und δ_{ik} . In Abb. 129 ist rechts oben angegeben: stress = 0. Dennoch ist es nicht so, dass d_{ik} und δ_{ik} exakt zueinander proportional sind. Dieses wäre der Fall bei einer sog. metrischen MDS-Analyse. In PRIMER wird dagegen eine nichtmetrische MDS-Analyse gemacht, bei der nicht die Zahlenwerte der Dissimilarities δ_{ik} das Maß sind für die d_{ik} , sondern lediglich die Rangzahlen der δ_{ik} . Entsprechend gilt für den MDS-Plot von Abb. 129: die Abstände der Punkte i und k voneinander haben exakt die gleiche (daher stress = 0) Rangfolge wie die Rangfolge der Dissimilarity-Werte δ_{ik} . Die Rangzahlen der Dissimilarity-Werte δ_{ik} sind angegeben

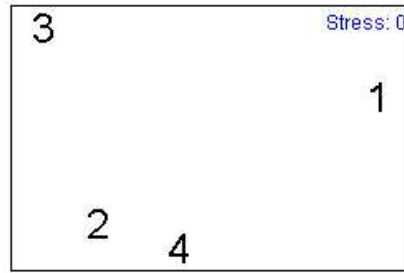


Abbildung 129: Zwei-dimensionale MDS-Ordination für die Daten von Tabelle 18. Die eingetragenen Ziffern sind die Proben-Nummern. Die Proben 1 und 3 sind sich am wenigsten ähnlich, entsprechend sind diese beiden Proben im MDS-Plot am weitesten voneinander entfernt. Zur Angabe "stress = 0" siehe Text. Ein MDS-Plot hat keine Achsen-Bezeichnungen, es kommt nur an auf den gegenseitigen Abstand der Punkte voneinander. Entsprechend könnte der Plot z.B. auch auf den Kopf gestellt werden - an seiner Aussage würde sich nichts ändern. Anstelle einer 2-dimensionalen kann man auch 3-dimensionale (oder noch höher dimensionierte) Ordinationen wählen. Der stress wird dann geringer, aber eine 3-dimensionale Darstellung ist nicht mehr so übersichtlich wie eine 2-dimensionale.

in Tabelle 20. Der Grund für die Bevorzugung einer nichtmetrischen MDS-Analyse ist die Unsicherheit bzgl. der Zahlenwerte der Bray-Curtis-Koeffizienten, ersichtlich z.B. aus der Willkür der Verwendung bzw. der Wahl der "richtigen" Transformation der Ausgangsdaten von Tabelle 17. Die Rangfolge der Bray-Curtis-Koeffizienten wird (im Vergleich zu deren Zahlenwerten) als die zuverlässigere Datenbasis angesehen.

Das erhoffte Ergebnis einer MDS-Analyse ist z.B. die Bildung einzelner Gruppen (community pattern) im MDS-Plot, oder eine räumliche Anordnung der Proben im MDS-Plot, die sich erklären läßt durch einen äußeren Einfluss. Ein äußerer Einfluss kann z.B. sein - Thema von BELAWATT - die Belastung des Benthos durch die Hydrodynamik.

11.2 Zusammenhang Benthos-Daten versus physikalische Daten

Die zu beantwortende Frage ist: In welchem Maß beeinflusst die Hydrodynamik und/oder das Boden-Sediment die räumliche Verteilung des Benthos im Hörnummer Tidebecken?

Im Statistik-Paket PRIMER wird die Verbindung zwischen Benthos-Daten und physikalisch/-chemischen Variablen (letztere in Clarke & Warwick, 1994 bezeichnet als "environmental variables") geprüft, indem die physikalischen Daten in einem ersten Schritt der gleichen Prozedur unterworfen werden wie die Benthos-Daten: Es wird wie in Tabelle 19 ein Distanz-Maß für die physikalischen Daten berechnet, jetzt aber keine Similarity in Form der Bray-Curtis-Koeffizienten (Gleichung 24), sondern es wird als Dissimilarity eine euklidische Distanz berechnet zwischen zwei "Proben" (bzw. Stationen) i und k :

$$E_{ik} = \sqrt{\sum_{j=1}^p (z_{ij} - z_{kj})^2} \quad (26)$$

Dabei ist z_{ij} die Variable Nr. j (z.B. $j=1$ für Korngröße, $j=2$ für Trockenfall-Zeiten, ...) an der Station i . Wichtig ist, dass die physikalischen Größen z in (26) standardisierte (bzw. normierte) Variable sind, d.h. von den Originalwerten y wird der arithmetische y -Mittelwert abgezogen, die Differenz wird durch die y -Standardabweichung geteilt. Auf diese Weise hat jede normierte Variable z den Mittelwert 0 und die Standardabweichung 1.

Tabelle 21 zeigt als Beispiel eine Matrix mit physikalischen Daten: 3 Variable an den gleichen 4 Stationen (bzw. Probennahme-Orten) wie in Tabelle 17. In Tabelle 22 sind die aus Formel (26) berechneten Euklidischen Distanzen E_{ik} angegeben, in Tabelle 23 die Rangzahlen der E_{ik} von Tabelle 22. Der Vergleich mit den Rangzahlen von Tabelle 20 liefert die Antwort auf die eingangs gestellte Frage, inwieweit die physikalischen Variablen die Benthos-Gemeinschaft beeinflussen.

Zunächst aber liegt es nahe, einen MDS-Plot auf der Grundlage der E_{ik} (bzw. ihrer Rangzahlen) vorzunehmen. Das Ergebnis zeigt Abb. 130. Der Vergleich von Abb. 130 und Abb. 129 lässt vermuten, dass zwischen den Benthos-Daten von Tabelle 18 und den physikalischen Daten von Tabelle 21 ein Zusammenhang besteht. Probe/Station Nr. 1 ist in beiden MDS-Plots "isoliert". Zudem ist Nr. 1 in beiden MDS-Plots am weitesten entfernt von Nr. 3 und am nächsten zu Nr. 4. Dagegen stimmt die Konstellation der Nummern 2, 3 und 4 in den beiden MDS-Plots nicht überein.

Station	Korngröße (my)	dry (%)	tau (N/m^2)
1	360	3	2.5
2	147	30	1.5
3	90	86	1.7
4	230	51	1.8

Tabelle 21: Beispiel-Daten dreier physikalischen Variablen (dry bedeutet: Trockenfall-Zeit, tau ist eine Schubspannung) an den gleichen Positionen wie die Daten in Tabelle 17. Die Datenwerte sind frei erfunden.

	Station 1	Station 2	Station 3	Station 4
Station 1	-			
Station 2	3.03	-		
Station 3	3.78	1.73	-	
Station 4	2.39	1.16	1.57	-

Tabelle 22: Euklidische Distanzen (Dissimilarity-Werte) berechnet aus den normierten Daten von Tabelle 21.

	Station 1	Station 2	Station 3	Station 4
Station 1	-			
Station 2	2	-		
Station 3	1	4	-	
Station 4	3	6	5	-

Tabelle 23: Rangzahlen der Euklidischen Distanzen von Tabelle 22.

Wir kommen nun zurück zu den Dissimilarity-Rangzahlen in den Tabellen 20 und 23. Bei n

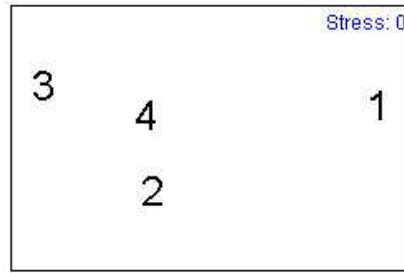


Abbildung 130: Zwei-dimensionale MDS-Ordination für die Daten von Tabelle 21. Die eingetragenen Ziffern sind die Stations-Nummern; sie entsprechen den Proben-Nummern in Abb. 129.

= 4 Proben bzw. Stationen sind es $N = n \cdot (n - 1)/2$ Rangzahlen in jeder Tabelle. Die Rangzahlen der Benthos-Daten in Tabelle 20 werden mit R_i bezeichnet ($i = 1, \dots, N$), die Rangzahlen der physikalischen Daten mit s_i ($i = 1, \dots, N$). Der Zusammenhang zwischen den r_i und den s_i (bzw. der Zusammenhang zwischen den Benthos-Daten und den physikalischen Daten) wird quantifiziert durch den Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten ρ_s :

$$\rho_s = 1 - \frac{6}{N \cdot (N^2 - 1)} \sum_{i=1}^N (r_i - s_i)^2 \quad (27)$$

ρ_s kann Werte annehmen zwischen -1 und +1. Der Fall $\rho_s = 1$ bedeutet, dass die Rangzahlen der Benthos-Daten und der physikalischen Daten komplett übereinstimmen, $\rho_s = -1$ bedeutet komplett gegenläufige Rangzahlen. Der Spearman-Koeffizient ρ_s der Rangzahlen in den Tabellen 20 und 23 ist 0.829.

Verwendete Variable(n)	Spearman-Koeffizient ρ_s
Korngröße	0.94
Korngröße tau	0.89
Korngröße dry	0.83
dry tau	0.83
Korngröße dry tau	0.83
tau	0.54
dry	0.43

Tabelle 24: Für die möglichen 7 Kombination der drei Variablen von Tabelle 21 berechnet BIO-ENV die Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten ρ_s . Die Variante "Korngröße allein" liefert den höchsten Wert für ρ_s .

Die Berechnung von ρ_s wird im PRIMER-Programm BIO-ENV vorgenommen. Die eigentliche Arbeit von BIO-ENV besteht aber darin, alle Kombinationen der physikalischen Daten daraufhin zu prüfen, welche Kombination am besten (rangmäßig) korreliert mit den Benthos-Daten. Bei n physikalischen Daten gibt es $2^n - 1$ Kombinationen. In unserem Beispiel mit 3 physikalischen Variablen sind es $2^3 - 1 = 7$ Kombinationen, z.B. "Korngröße allein" oder "Trockenfall plus tau", siehe Tabelle 24. Gesucht wird die Kombination mit dem höchsten ρ_s . In unserem

	Station 1	Station 2	Station 3	Station 4
Station 1	-			
Station 2	2	-		
Station 3	1	6	-	
Station 4	4	5	3	-

Abbildung 131: Rangzahlen jener Euklidischen Distanzen, die berechnet wurden allein aus den Daten "Korngröße" von Tabelle 21.

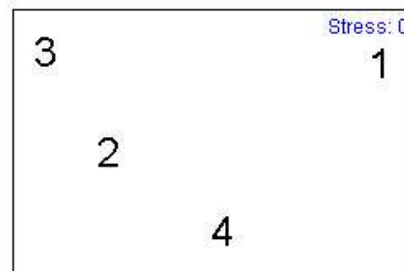


Abbildung 132: Zwei-dimensionale MDS-Ordination für die Rang-Matrix von Tabelle 131. Es ist deutlich, dass diese Anordnung der Punkte besser passt zu Abb. 129 als die MDS-Ordination von Abb. 130.

Beispiel (Tabelle 23) liefert "Korngröße allein" mit $\rho_s = 0.94$ den besten Zusammenhang mit den Benthos-Daten. Die Rang-Matrix der Euklidischen Distanzen ist für "Korngröße allein" gegeben in Tabelle 131, der MDS Plot in Abb. 132.

Eine Bemerkung zu den von BIO-ENV berechneten Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten ρ_s : Die ρ_s liegen theoretisch zwischen -1 und +1. Das BIO-ENV-Verfahren liefert gemäß Clarke & Warwick, 1994 aber "praktisch keine negativen ρ_s ". Der Grund dafür: "die speziellen Eigenschaften der Similarity Matrix". Jedenfalls zeigt aber ein ρ_s nahe Null an, dass es zwischen der Benthos-Gemeinschaft und den (der) physikalischen Variablen *keinerlei* Übereinstimmung gibt.

11.3 Beurteilung des Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten

In der univariaten Statistik wird die Signifikanz des Spearman-Koeffizienten ρ_s geprüft mittels einer vorgegebenen Tabelle mit Signifikanz-Schranken für gewählte Irrtums-Wahrscheinlichkeiten. Gemäß Clarke & Warwick, 1994 kann das in Formel (27) berechnete ρ_s nicht mit einem standardmäßigen Signifikanz-Test beurteilt werden, da ρ_s in (27) nicht aus den Rangzahlen *zweier unabhängiger Variablen* gewonnen wird (das ist der Normalfall), sondern aus den Rangzahlen zweier Dissimilarity-Matrizen (Distanz-Matrizen), welche berechnet wurden aus allen möglichen Paaren zweier Proben/Stationen-Ensembles. Statt dessen wird das in (27) berechnete ρ_s im PRIMER-Programm RELATE durch ein Permutations-Verfahren getestet. Getestet wird die Null-Hypothese, nämlich dass keine Relation ($\rho_s = 0$) besteht zwischen den Benthos-Daten (Tabelle 18) und den physikalischen Daten (Tabelle 21). Das grundlegende Argument für das Permutations-Verfahren ist: Wenn tatsächlich kein Zusammenhang besteht, können die physikalischen Stationen (mitsamt ihren Daten) willkürlich innerhalb der Zeilen von

Tabelle 21 neu angeordnet (permutiert) werden. Durch eine solche Permutation sollte sich ρ_s kaum ändern, da es ja (gemäß Null-Hypothese) egal ist, in welcher Zeile in Tabelle 21 welche Station auftaucht. Bemerkung: Es könnten ebenso gut die Zeilen der Benthos-Proben-Matrix von Tabelle 18 oder die Zeilen von Tabelle 21 und Tabelle 18 permutiert werden.

In RELATE werden die Zeilen-Nummern der physikalische Stationen permutiert. Bei n Stationen sind es $T = n!$ unterschiedliche Permutations-Möglichkeiten. Da die Permutationen per Zufall gewählt werden, wird üblicherweise eine große Anzahl von Permutationen gebildet, z.B. $T = 9999$. Jede Permutation der Stationen von Tabelle 21 bedeutet eine neue Dissimilarity-Rang-Matrix, deren Zusammenhang zur (nicht permutierten) Benthos-Rangmatrix (Tabelle 20) durch einen Spearman-Koeffizient ρ'_s quantifiziert wird. Auf diese Weise erhält man schließlich T Werte für ρ'_s . Die Frage ist nun: wo in der Verteilung der ρ'_s ist das mit den Original-Rangzahlen (Tabelle 23) berechnete ("beobachtete") ρ_s angesiedelt? Wenn z.B. das "beobachtete" ρ_s höher (oder gleich) ist als sämtliche durch Permutation gewonnenen ρ'_s , so ist klar: ρ_s ist mit hoher Wahrscheinlichkeit von Null verschieden. Quantitativ ausgedrückt: Wenn von den T durch Permutation berechneten Koeffizienten ρ'_s eine Summe von t Koeffizienten größer *oder gleich* ρ_s ist, so kann die Nullhypothese abgelehnt werden mit einer prozentualen Irrtums-Wahrscheinlichkeit von $(t + 1)/(T + 1) \cdot 100$.

Im besten Fall [wenn also keine der von der originalen Stations-Reihenfolge in Tabelle 21 abweichenden Permutationen ein ρ'_s liefert, das echt größer ist als das originale ("beobachtete") ρ_s] ist $t \approx T/n!$. In diesem besten Fall ist die prozentuale Irrtums-Wahrscheinlichkeit etwa $1/n!$. In unserem Beispiel mit $n = 4$ ist $1/n! = 0.042$ bzw. 4.2 %. Wegen der üblichen Signifikanz-Schranke von 5 % ist bei $n = 4$ Stationen eine Ablehnung der Null-Hypothese also gerade noch möglich. Bei $n = 3$ Stationen ginge das schon nicht mehr: dann wäre das Ergebnis einer Permutations-Rechnung im besten Fall: $1/6 = 0.17 = 17$ % Irrtums-Wahrscheinlichkeit, was für eine Ablehnung der Null-Hypothese nicht ausreicht.

Die Anwendung des PRIMER-Programms RELATE auf die Daten von Tabelle 18 und Tabelle 21 (in Tabelle 21 werden alle drei Variablen verwendet, $\rho_s = 0.83$) liefert: in $t = 829$ Fällen von insgesamt $T = 9999$ Stations-Permutationen von Tabelle 21 ist $\rho'_s \geq \rho_s$. Von den $n! = 4! = 24$ möglichen Permutationen sind also zwei dabei (wegen $2 \cdot T/n! = 833$) mit $\rho'_s \geq \rho_s$. Wir könnten die Null-Hypothese nur ablehnen mit einer recht großen Irrtums-Wahrscheinlichkeit von 8.3 %. Da die übliche Schranke für das Ablehnen der Null-Hypothese bei einer Irrtums-Wahrscheinlichkeit von 5 % liegt, kann die Null-Hypothese *nicht* abgelehnt werden. Es besteht also kein signifikanter Zusammenhang zwischen der Gesamtheit der Benthos-Daten von Tabelle 18 und der Gesamtheit der physikalischen Variablen von Tabelle 21.

11.4 Daten-Test mit ANOSIM

ANOSIM (= ANalysis Of SIMilarities) ist ein weiteres Programm des Statistik-Paketes PRIMER. Die Ausgangslage ist folgende: In verschiedenen Bereichen (bzw. zu verschiedenen Zeiten) wurden Messdaten erhoben, und zwar in jedem Bereich an mehreren Stationen. Die Frage ist, ob die Bereiche (bzw. Zeiträume) sich hinsichtlich der erhobenen Messdaten signifikant voneinander unterscheiden. Getestet wird die Nullhypothese: "Es gibt keine Unterschiede zwischen den Bereichen".

Der ANOSIM-Test wird anhand eines Beispiels beschrieben. Tabelle 25 zeigt die Ausgangsdaten: Es gibt drei Bereiche A, B und C. In jeden der drei Bereiche werden an drei Stationen (1,

Station	x1	x2	x3	x4	x5
A1	1.0	1.9	3.9	2.5	3.0
A2	1.3	1.5	4.0	1.8	2.8
A3	1.3	2.7	3.5	2.2	3.0
B1	0.3	3.6	3.0	0.5	2.5
B2	1.1	4.5	2.2	1.0	4.0
B3	1.0	2.6	4.0	2.0	3.5
C1	0.6	1.8	3.9	1.7	2.0
C2	2.0	1.0	2.8	2.0	2.5
C3	1.6	2.7	4.0	1.0	1.0

Tabelle 25: Test-Daten für ANOSIM. Es handelt sich um 3 unterschiedliche Bereiche, bezeichnet mit A, B und C. In jedem der drei Bereiche gibt es 3 Stationen (1, 2, 3). An jeder der insgesamt 9 Stationen wurden die Daten von 5 Variablen x1 bis x5 gemessen.

	A1	A2	A3	B1	B2	B3	C1	C2	C3
A1	-								
A2	<i>3</i>	-							
A3	<i>4</i>	<i>7</i>	-						
B1	28	29	20	-					
B2	30	32	23	<i>18</i>	-				
B3	2	6	1	<i>25</i>	<i>21</i>	-			
C1	8	5	11	26	36	10	-		
C2	14	9	12	33	35	22	<i>19</i>	-	
C3	24	17	13	27	34	15	<i>16</i>	<i>31</i>	-

Tabelle 26: Rangzahlen der Bray-Curtis-Koeffizienten, berechnet aus den Daten von Tabelle 25. Die bereichs-internen Rangzahlen sind kursiv dargestellt.

2 und 3) die Daten für 5 Variable x1 bis x5 gemessen.

Schritt 1: Es werden Bray-Curtis-Koeffizienten berechnet nach Formel 24. Auf diese Weise entsteht eine Similarity-Matrix wie z.B. in Tabelle 19.

Schritt 2: Die Rangzahlen der Similarity-Matrix werden bestimmt, wobei der höchste Bray-Curtis-Koeffizient den Rang 1 bekommt. Tabelle 26 zeigt die so entstandenen Rangzahlen. Tabelle 26 enthält 36 Rangzahlen.

Schritt 3: Es werden arithmetische Mittelwerte der Rangzahlen berechnet, und zwar zum ersten \bar{r}_W = das Mittel aller ("bereichs-internen") Rangzahlen innerhalb der Bereiche. Die Rangzahlen innerhalb Bereich A sind z.B. 3, 4 und 7. Entsprechend sind die Rangzahlen für Bereich B: 18, 25 und 21 sowie für Bereich C: 19, 16 und 31. Das Mittel aller dieser 9 Rangzahlen ist $\bar{r}_W = 16$. Zum zweiten wird berechnet \bar{r}_B als Mittel aller restlichen ("bereichs-externen") Rangzahlen zwischen den Bereichen. Das Mittel dieser Rangzahlen ist $\bar{r}_B = 19.33$.

Schritt 4: Es wird eine Prüfgröße R berechnet: $R = (\bar{r}_B - \bar{r}_W)/(M/2)$, wobei $M = n \cdot (n-1)/2$ mit n = Anzahl aller Stationen. Mit $n = 9$ ergibt sich: $R = 0.185$. Der Wertebereich für R

liegt zwischen -1 und +1. $R = 1$ bedeutet: die Rangzahlen innerhalb der Bereiche sind die Zahlen 1 bis 9, d.h. die bereichs-internen Bray-Curtis-Koeffizienten sind sämtlich größer als alle übrigen bereichs-externen Bray-Curtis-Koeffizienten. R ist nahe Null, wenn \bar{r}_B und \bar{r}_W sich kaum unterscheiden, wenn also die Rangzahlen der bereichs-internen und der bereichs-externen Bray-Curtis-Koeffizienten im Mittel nahe beieinander liegen. Ein stark negatives R ist unwahrscheinlich, denn dann wären die Stations-Ähnlichkeiten *zwischen* den Bereichen größer als *innerhalb* der Bereiche. In diesem Fall (so Clarke & Warwick, 1994) ist zu vermuten, dass "die Proben bzgl. der Stations-Namen falsch beschriftet wurden". Je weiter R von Null (positiv) abweicht, desto stärker unterscheiden sich die Bereiche voneinander.

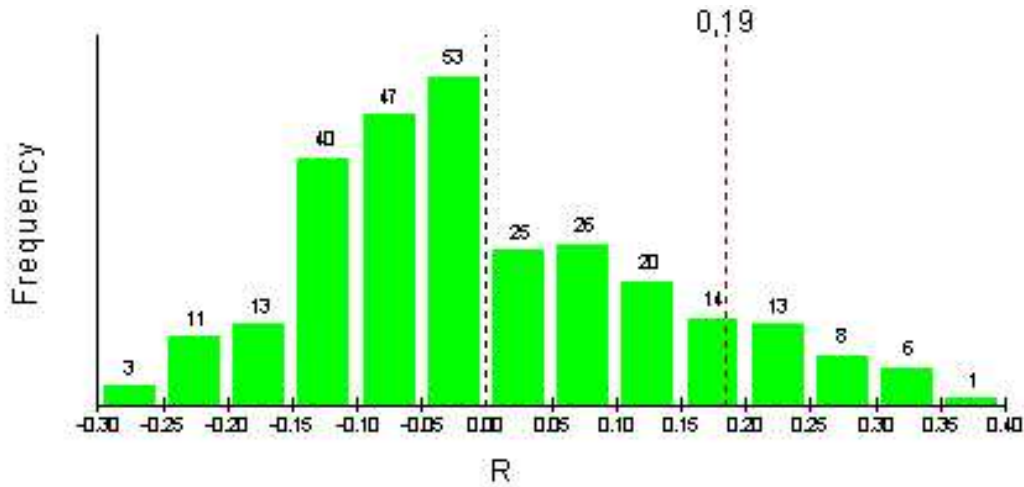


Abbildung 133: Durch Permutation der Stations-Label berechnete Verteilung der Prüfgröße R' . Der Permutation wurden durchgeführt unter Annahme der Nullhypothese "keine Unterschiede zwischen den Bereichen A, B und C". Die Position der "beobachteten" Prüfgröße $R = 0.185$ (≈ 0.19) ist im Histogramm eingezeichnet.

Schritt 5: Es wird getestet, ob die in Schritt 4 berechnete Prüfgröße R signifikant von Null abweicht. Ist das der Fall, so kann die Nullhypothese (siehe Bildunterschrift Abb. 133) abgelehnt werden. Wie im Programm RELATE (Abschnitt 11.3) werden die in Tabelle 25 links stehenden Stationen permutiert. Allerdings werden hierbei nur die Bereichs-Label A, B und C permutiert. Wenn z.B. B1 und B2 vertauscht werden, so ändert sich die Prüfgröße R nicht, die Permutation ist "ungültig". Jede gültige Permutation der Zeilen in Tabelle 25 führt zu einer neuen Prüfgröße R' . In unserem Beispiel sind insgesamt 280 gültige Permutationen möglich, wir bekommen also 280 verschiedene R' . Abb. 133 zeigt die Häufigkeits-Verteilung der 280 R' . Die Frage ist (so wie in Abschnitt 11.3), wo der beobachtete Wert R innerhalb der Verteilung der R' liegt. Das Ergebnis: 33 der 280 R' (= 11,8 %) sind größer als $R = 0.185$. Die Nullhypothese könnte also abgelehnt werden mit einer Irrtums-Wahrscheinlichkeit von 11,8 %. Diese Irrtums-Wahrscheinlichkeit ist aber höher als die übliche Schranke von 5 %, d.h. die die Nullhypothese kann *nicht* abgelehnt werden. Mit anderen Worten: Die Behauptung "Es besteht kein Unterschied zwischen den Bereichen A, B und C (hinsichtlich der Messdaten x1 bis x5)" kann nicht widerlegt werden.

Danksagung

Unser Dank gilt zunächst der KFKI-Beratergruppe, die durch aufgeschlossene Diskussionen und konstruktive Vorschläge zum Fortschritt dieses Projektes beigetragen hat.

Das ALR-Husum hat einen großen Teil der Feldarbeiten (Einspülen des Messpfahls, Ausbringen und Verlegen der Seegangsbojen) durchgeführt. Die Wartung des Messpfahls wird von einem 'Ranger' des Nationalparkamtes Tönning vorgenommen. Die für die Erstellung der Modell-Topographien benötigten Peildaten und Landvermessungsdaten wurden in großzügiger Weise vom BSH und vom ALR Husum zur Verfügung gestellt. Das MKW-Modell wurde vom DWD-Seewetterdienst überlassen. Für die Langzeit-Validierung der MOPS-Ergebnisse wurden Winddaten des Messpfahls Westerland, Seegangs-Daten der Boje "Hörnum-West" sowie Pegeldaten von Rantumdam und Südwesthörn vom ALR Husum zur Verfügung gestellt. Das WSA Tönning stellte für den gleichen Zweck Pegeldaten von "Hafen Hörnum" zur Verfügung. Für diese Unterstützung bedanken wir uns bei allen Beteiligten.

References

- AHRENDT, K. 1985. *Die Sedimente der Westküste Hörnums (Sylt) -Kartierung von Strand, Vorstrand und Seegrund und Untersuchungen der Auswirkungen eines Spülkörpers auf die Sedimentationsverhältnisse. Diplom-Arbeit, 180 Seiten.* Universität Kiel.
- AHRENDT, K. 1992. Entwicklung und Sedimenthabitus des Hörnum- und Vortrapptiefs. *Meyniana*, **44**, 53–65.
- AHRENDT, K., & DIETHELM, R. 1990. *Bericht zum Vorhaben 'Sicherung der Hörnum-Odde', Teil II: Auswertung von Bohrungen und geophysikalischen Profilen, Auswertungsstand März 1990.* Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel.
- AHRENDT, K., & TABAT, W. 1994. Ein Vierteljahrhundert sedimentologische Forschung vor der Küste Sylts/Deutsche Bucht. *Meyniana*, **46**, 11–36.
- ALEXANDERSSON, H., TUOMENVIRTA, H., SCHMITH, T., & IDEN, K. 2000. Trends of storms in NW Europe derived from an updated data set. *Climate Research*, **14**, 71–73.
- AMT FÜR LAND- UND WASSERWIRTSCHAFT HUSUM. 1997. *Fachplan Küstenschutz Sylt. Fortschreibung.* 109 Seiten.
- BOUWS, E., GÜNTHER, H., ROSENTHAL, W., & VINCENT, C.L. 1985. Similarity of the wind wave spectrum in finite depth water. 1. Spectral form. *Journal of geophysical Research*, **90** C1, 975–986.
- CASULLI, VINCENZO, & STELLING, GUUS S. 1995. Simulation of Three-dimensional, Non-Hydrostatic Free-Surface Flows for Estuaries and Coastal Seas. *Pages 1–12 of: Proc. of the 4th Int. Conf. on Estuaries and Coastal Modeling.*
- CLARKE, K. R., & WARWICK, R. M. 1994. *Change in marine communities: An approach to statistical analysis and interpretation.* Plymouth Marine Laboratory, UK.
- COWELL, R. G., DAWID, A. P., LAURITZEN, S. L., & SPIEGELHALTER, D. J. 1999. *Probabilistic Networks and Expert Systems.* Springer-Verlag.
- DICK, S., & SCHÖNFELD, W. 1996. Water transport and mixing in the North Frisian Wadden Sea - Result of numerical investigations. *DHZ*, **48**, 27–48.
- DICK, S., BROCKMANN, U.H., VAN BEUSEKOM, J.E.E., FABISZISKY, B., GEORGE, M., HENTSCHE, U., HESSE, K.-J., MAYER, B, NITZ, T., POREMBA, K., SCHAUMANN, K., SCHÖNFELD, W., STARKE, A., TILLMANN, U., & WEIDE, G. 1999. Exchange of matter and energy between the Wadden Sea and the coastal waters of the German Bight - Estimations based on numerical simulations and field measurements. *DHZ*, **51**, 181–219.
- DICK, S., KLEINE, E., MÜLLER-NAVARRA, S. H., KLEIN, H., & KOMO, H. 2001. *The operational circulation model of BSH (BSHcmod) - Model description and validation.* Tech. rept. 29. Bundesamtes fr Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg, Germany.
- EFRON, B., & TIBSHIRANI, R. J. 1993. *An Introduction to the Bootstrap.* Chapman and Hall.

- EPPEL, D., & RIETHMÜLLER, R. 2003. *BELAWATT Zwischenbericht*. Tech. rept. 2. GKSS, Geesthacht, Germany.
- FIGGE, K. 1981. *Begleitheft zur Karte der Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht (Karte Nr. 2900)*, 13 S. Deutsches Hydrographisches Institut.
- GKSS. 1993. *Flächenhafte Seegangsuntersuchungen in der Friedrichshafener Bucht des Bodensee-Obersees*. Abschlussbericht Dezember 1993.
- HIRSCHHÄUSER, T. 2003a. *Sedimentologische und biologische Aspekte der morphodynamischen Modellierung von Tidebecken*, Dissertation, 136 Seiten. Ph.D. thesis, Technische Universität Darmstadt.
- HIRSCHHÄUSER, T. 2003b. Morphodynamische Modellierung der Biodeposition in einem Testfeld der Dithmarscher Bucht. *Die Küste*, **67**, 23–50.
- HIRSCHHÄUSER, T., & ZANKE, U.C.E. 2001a. *Hydraulic interpretation of grain size distributions in the Hörnum tidal basin*. Unveröff. Vortrags-Manuskript zum Meeting 'MARGINS 2001', Universität Kiel.
- HIRSCHHÄUSER, T., & ZANKE, U.C.E. 2001b. Morphologische Langfristprognose für das System Tidebecken-Außensände am Beispiel Sylts und der Dithmarscher Bucht. *Die Küste*, **64**, 127–160.
- HIRSCHHÄUSER, T., & ZANKE, U.C.E. 2004. Langfristige Sedimentdynamik des Systems Tidebecken-Ebbdelta unter besonderer Berücksichtigung von verändertem Seegang und Wasserständen. *Die Küste*, **68**, 201–248.
- HOFSTEDE, J.L.A., & SPITTA, V. 2000. Morphogenese und -dynamik im Seegat und Ebb-Delta des Hörnum-Tiefs. *Die Küste*, **62**, 141–157.
- HOSELMANN, C., & STREIF, H. 1997. Bilanzierung der holozänen Sedimentakkumulation im niedersächsischen Küstenraum. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **148**(3-4), 431–445.
- JENSEN, F., & HINRICHSSEN, A. 1994. Hydrologie. Report zum BMFT-Forschungsvorhaben. *In: Untersuchung zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt - Phase II, Statusseminar*. BMBF.
- KAMINSKE, V. 1996. *Wattenküste - Diercke Handbuch zum Diercke Weltatlas*, S. 13. Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig.
- KORTENHAUS, A., & OUMERACI, H. 2002. *Probabilistische Bemessungsmethoden für See- deiche (ProDeich)*. Tech. rept. 877. Leichtweiss-Institut für Wasserbau, Braunschweig, Germany.
- KÖSTER, R., & AHRENDT, K. 1994. Geologische-sedimentologische Rahmenbedingungen der Entwicklung der Sylter Westküste. Report zum BMFT-Forschungsvorhaben. *Pages 21–27 of: Untersuchung zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt - Phase II, Statusseminar*. BMBF.

- LOUTERS, T., & GERRITSEN, F. 1994. *The Riddle of the Sands. A Tidal System's Answer to a Rising Sea Level*. Report RIKZ-94.040, National Institute for Coastal and Marine Management/RIKZ, Niederlande.
- LÜNEBURG, H. 1969. Sedimenthabitus und Sedimentdynamik in den Pieprinnen vor Büsum und im Hörnum-Tief vor Sylt (Deutsche Bucht). *Tech. Publ. Inst. für Meeresforschung, Bremerhaven*, **11**, 137–164.
- MAHATMA, L. 2004. *The spatial and temporal patterns of erodibility of an intertidal flat in the East Frisian Wadden Sea, Germany*. Report 2004/14, GKSS-Forschungszentrum GMBH, Geesthacht.
- MEWIS, P. 1994. Modellierung der 3D-Strömungsstruktur im Bereich der Hörnum-Odde. Report zum BMFT-Forschungsvorhaben. *Pages 151–164 of: Untersuchung zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt - Phase II, Statusseminar*. BMBF.
- MILBRADT, P. 1994. Mathematisch-numerische Modelle zur Beschreibung der hydrodynamischen Vorgänge im Küstenbereich. Report zum BMFT-Forschungsvorhaben. *Pages 144–150 of: Untersuchung zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt - Phase II, Statusseminar*. BMBF.
- MISDORP, R., STEYAERT, F., HALLIE, F., & DE RONDE, J. 1990. Climate change, sea level rise and morphological developments in the Dutch Wadden Sea, a marine wetland. *In: ET AL., J.J. BEUKEMA (ed), Expected effects of climatic change in marine coastal ecosystems*. The Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H., W.LANGE, DICK, S., & SOETJE, K. C. 2003. Über die Verfahren der Wasserstands- und Sturmflutvorhersage. *promet*, **29**(1-4), 117–124.
- NIEMEYER, HANZ DIETER, GOLDENBOGEN, ROLAND, SCHROEDER, ERNST, & KUNZ, HANS. 1995. Untersuchungen zur Morphodynamik des Wattenmeeres im Forschungsvorhaben WADE. *Die Küste*, **57**, 65–94.
- NIEMEYER, H.D., & KAISER, P. 2001. Hydrodynamische Wirksamkeit von Lahnungen, Hellern und Sommerdeichen. *Die Küste*, **64**, 15–60.
- REICHERT, J. 2003. *Küstengewässerbericht Nordsee 2000. Report des Inst. für Angewandte Biologie, Freiburg Niederelbe*. Im Auftrag des Landesamtes für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein (LANU), 117 S.
- ROSS, J., MITTELSTAEDT, E., KLEIN, H., BERGER, R., & RICKLEFS, K. 1998. Der Wasseraustausch im Tidebecken Hörnum-Tief. Abschlussbericht BMBF-Projekt 616-3892-MTK 40582. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*, **16**, 1–98.
- RUDOLPH, E. 1993. *Impulsaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean im Küstenbereich*. 94pp. GKSS Report 93/E/57.
- SCHMIDT, H., & PÄTSCH, J. 1992. Meteorologische Messungen auf Norderney und Modellrechnungen. *Die Küste*, **54**, 113–142.

- SCHNEGGENBURGER, CHRISTOPH, GÜNTHER, HEINZ, & ROSENTHAL, WOLFGANG. 2000. Spectral wave modelling with non-linear dissipation: validation and applications in a coastal tidal environment. *Coastal Engineering*, **41**, 201–235.
- SOULSBY, R. 1997. *Dynamics of Marine Sands*. Thomas Telford.
- SPIEGEL, F. 1997. Morphologische Charakterisierung der Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres vor dem Hintergrund säkularer Meeresspiegeländerungen. *Die Küste*, **59**, 117–142.
- ULRICH, J. 1973. Die Verbreitung submariner Riesen- und Großrippeln in der Deutschen Bucht. *Die Küste, Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Reihe B(4^o)(Nummer 14)*, 1–31.
- VAN BERNEM, K. 2004. *HIMOM. 2nd Yearly Report, pages 35-39. EU Project Contract Number EVK3-CT2001-00052*. Tech. rept. Dr. Carsten Brockmann, Brockmann Consult, Geesthacht, Germany.
- VAN BERNEM, K., SCHILLER, H., KRASEMANN, H., KLEEBERG, U., & DOERFFER, R. 2006. *Sensitivitätsraster Deutsche Nordseeküste II - Aktualisierung und Erstellung eines operationellen Modells zur Vorsorgeplanung bei der Bekämpfung von Ölfällen, Abschlussbericht*. Tech. rept. GKSS, Geesthacht, Germany.
- VAN BERNEM, K.-H., GROTHJAHN, M., KNÜPLING, J., KRASEMANN, H.L., MÜLLER, A., NEUGEBOHRN, L., PATZIG, S., RAMM, G., RIETHMÜLLER, R., SACH, G., & SUCHROW, S. 1994. *Thematische Kartierung und Sensitivitätsraster im deutschen Wattenmeer, Juni 1987 - Juni 1993*. Report 94/E/10, GKSS-Forschungszentrum GMBH, Geesthacht.
- VON STACKELBERG, O.-B., SCHADE, D., & HINRICHSSEN, A. 1994. Detaillierter untersuchte Baumaßnahmen, Sonderbauweisen. *Pages 172–189 of: Untersuchung zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt - Phase II, Statusseminar*. BMBF.
- WEBER, E. 1980. *Grundriss der biologischen Statistik*. Gustav Fischer Verlag.
- WEISSE, R., FESER, F., & GÜNTHER, H. 2003. *Wind- und Seegangsklimatologie 1958-2001 für die südliche Nordsee basierend auf Modellrechnungen*. Report 2003/12, GKSS Forschungszentrum GMBH.
- WITEZ, P. 2002. *GIS-gestützte Analysen dynamischer 3D-Visualisierungen der morphologischen Entwicklung schleswig-holsteinischer Tidebecken. Dissertation, 192 Seiten, (http://e-diss.uni-kiel.de/diss_665/)*. Ph.D. thesis, Universität Kiel.
- WITTE, J.-O., KOHLHASE, S., RADOMSKI, J., & FRÖHLE, P. 2000. *Fallstudie Sylt, Teilprojekt "Strategien und Optionen der Küstenschutzplanung für die Insel Sylt, Abschlußbericht"*. Tech. rept. Institut für Wasserbau der Universität Rostock, Wismar, Germany.
- WOTH, K., WEISSE, R., & VON STORCH, H. 2005. *Dynamical modelling of North Sea storm surge extremes under climate change conditions - an ensemble study*. Report 2005/1, GKSS-Forschungszentrum GMBH, Geesthacht.

- YAMAGUCHI, M. 1988. A numerical model of nearshore currents due to irregular waves. *Pages 1113–1126 of: Proc. of the 21st Int. Conf. on Coastal Engineering, Malaga.*