Abschlußbericht

zum BMBF-Vorhaben

Einfluß der Ostsee und des Jahresganges der Eisbedeckung auf den Wasser- und Energiehaushalt der BALTEX-Region

Teilprojekt A: Energie-, Wasser-, Salz- und Eisbilanz der Ostsee

1.5.2001 bis 31.12.2004

Prof. Dr. Wolfgang Krauß Dr. Andreas Lehmann

Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wird mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie unter dem Förderkennzeichen <u>01LD0025</u> gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt liegt bei den Autoren.

Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel Düsternbrooker Weg 20 24105 Kiel Tel. 0431 600 1566 e-mail: <u>wkrauss@ifm-geomar.de</u> <u>alehmann@ifm-geomar.de</u>

Erfolgskontrollbericht

1. Beitrag des Ergebnisses zu den förderpolitischen Zielen des Förderprogramms

Die Untersuchung des Energie-, Wasser-, Salz- und Eiszyklus der Ostsee stellt im Rahmen des Deutschen Klimaforschungsprogramms (DEKLIM), Regionale Prozessstudien im Ostseeraum, einen wesentlichen Teilaspekt dar. BASEWECS zielte darauf ab den Wasser- und Energiehaushalt der Ostsee für die BRIDGE-Periode zu bestimmen und mit einer Klimatologie der Gegenwart, die auf den letzten 26 Jahren beruht, zu vergleichen. Die Ergebnisse werden im Rahmen von BALTEX (Baltic Sea Experiment) zur Gesamtbilanzierung der BALTEX-Region verwendet und lieferten Beiträge zu einem gekoppelten Atmosphäre-Eis-Ostsee-Landoberflächen- Modell (BALTIMOS) für Klimamvorhersagen. Im Bereich der Regionalen Prozesstudien im Ostseeraum konnte BASEWECS wesentliche Beiträge im Bereich der Modellentwicklung und –Validierung sowie in der Untersuchung von der Zirkulation, Auftrieb und Wassermassenaustausch der Ostsee mit der Nordsee leisten.

2. Wissenschaftliche und technische Ergebnisse des Vorhabens

Das Projekt hat zu einem tieferen Verständnis der Dynamik der Ostsee beigetragen. Wesentlich sind die in Kooperation mit den Teilprojekten erbrachten Leistungen hinsichtlich Modellverbesserung und –Validierung. Mit dem Teilprojekt B wurde die Energiebilanz der turbulenten Deckschicht untersucht und mit Modellergebnissen verglichen. Im Teilprojekt C konnte der Transport durch den Fehmarnbelt an Hand von Messungen berechnet werden. Im Vergleich mit dem Modell wurde die Frage erörtert, wie viele Messpunkte notwendig sind, um den Wassermassenaustausch durch den Fehmarnbelt zu bestimmen. In Zusammenarbeit mit dem Teilprojekt D wurden simulierte Meeresoberflächenschwankungen mit verschiedenen Beobachtungen verglichen. Desweiteren wurden extreme Einstromsituationen in die Ostsee in den Jahren 2002 und 2003 untersucht und erfolgreich simuliert. Die Auswirkungen verschiedener Zustände der NAO auf die Zirkulation in der Ostsee und dem Wassermassenaustausch mit der Nordse, die Untersuchung der Variabilität der Oberflächenflüsse und die Berechnung der Transporte zwischen den tiefen Becken der Ostsee waren weitere Schwerpunkte des Vorhabens. In Kooperation mit dem Verbundvorhaben BALTIMOS konnte ein gekoppeltes Atmosphäre-Eis-Ostsee-Landoberflächenmodell entwickelt und validert werden.

3. Einhaltung der Ausgaben- und Zeitplanung

Der Finanzierungsplan wurde eingehalten. Durch eine kostenneutrale Verlängerung des Projektes konnten weitere wichtige Analysen im Teilprojekt fortgeführt werden. Vor allem die Kooperation mit dem Verbundvorhaben BALTIMOS profitierte von der kostenneutralen Verlängerung.

4. Verwertbarkeit der Ergebnisse

Die erzielten Ergebnisse werden bzw. wurden publiziert. Messdaten die während hydrographischer Messfahrten gewonnen wurden, sind in das BALTEX Oceanographic Data Center geliefert worden und stehen so der BALTEX-Community zur Verfügung. Die Modellergebnisse wurden zentral gespeichert und werden ebenfalls in den nächsten Jahren noch Basis für weitere Publikationen sein. Die gewonnenen Erkenntnisse und die während der Projektlaufzeit entstandenen Partnerschaften mit nationalen und internationalen Institutionen und Wissenschaftlern bilden eine wichtige und wertvolle Grundlage für zukünftige Projekte im Bereich Klima- und Ostseeforschung.

5. Arbeiten, die zu keiner Lösung geführt haben

-keine-

Abschlußbericht

BASEWECS-Einfluß der Ostsee und des Jahresganges der Eisbedeckung auf den Wasser- und Energiehaushalt der BALTEX-Region

Förderkennzeichen: 01 LD 0025

Teilprojekt A: Energie-, Wasser-, Salz- und Eisbilanz der Ostsee

1. Kurzdarstellung

1.1 Aufgabenstellung

Die wesentlichen Komponenten, die den Energie-, Wasser- und Salzhaushalt der Ostsee kontrollieren, sind die lang- und kurzwellige Einstrahlung, die langwellige Ausstrahlung, sensible und latente Wärmeflüsse, Süßwassereinträge sowie der Ein- und Ausstrom durch die Dänischen Meeresstraßen. Die genaue Kenntnis der einzelnen Komponenten oder deren Wirkung auf das System Ostsee sind Voraussetzung, um die Bilanzen schließen zu können. Für den Wasserhaushalt gilt es den Flusswassereintrag, den netto Effekt von Niederschlag und Verdunstung, Ein- und Ausstrom und die Schwankungen des mittleren Wasserstandes der Ostsee zu bilanzieren. Die Flusswassereinträge und die Wasserstände entlang der Küste lassen sich durch entsprechende Messsysteme erfassen. Aufgrund der hohen Variabilität der Ein- und Aussstromlagen ist die Registrierung der Strömungsverhältnisse in der Beltsee nur mit hohem technischen Aufwand möglich. Niederschlagsmessungen auf See erweisen sich aufgrund der räumlichen und zeitlichen Variabilität ebenfalls als äußerst schwierig. Die Messungen der Komponenten des Energiehaushalts sind mit weiteren Problemen verbunden. Schwierigkeiten ergeben sich aus der Bestimmung der netto Strahlungsaufnahme der Ostsee, die durch Wolkenbedeckung und der Entwicklung der Meeresoberflächentemperatur entscheidend beeinflusst wird. Die Entwicklung des Wärmeinhaltes der Ostsee ist abhängig von der Schichtung, internen Wärmeflüssen und Turbulenz. Die Meereisbedeckung im Winter führt zu einer Modifikation der Impuls- und Wärmeflüsse mit der Atmosphäre. Eine Schließung der Energie- und Wasserbilanz kann deshalb nur mit konsistenten Modellen, die mit realistischen Atmosphärendaten und Flußwassereinträgen angetrieben werden, erzielt werden. Im Rahmen des Teilprojekts wurden mit einem hochauflösenden gekoppelten Meereis-Ozeanmodell Schichtung, Strömung, Wasserstand und Eisbedeckung über eine Periode von 26 Jahren simuliert, um die gegenwärtigen Klimabedingungen der Ostsee unter realistischen atmosphärischen Antrieb und Flußwassereinträgen zu bestimmen. In einem weiteren Fokus wurden die allgemeine Zirkulation in der Ostsee, extreme Einstromsituationen und Auftriebsgebiete untersucht. Die Ergebnisse der Teilprojekte B, C und D flossen direkt in die Modellvalidierung, -Verbesserung und Assimilation ein.

1.2 Voraussetzung zur Durchführung des Vorhabens

Für die Durchführung des Vorhabens war das gekoppelte Meereis-Ozeanmodell der Ostsee Voraussetzung. Dieses Modell konnte in den letzten Jahren vor allem durch Fördermittel des BMBF im Rahmen von BALTEX weiter entwickelt und verbessert werden. Die Möglichkeiten für umfangreiche Rechnungen sind an der Universität Kiel vorhanden. Dort wurden die 26 Modelljahre gerechnet. Insgesamt stehen 3-dimensionale Modelldaten der gesamten Ostsee für die Periode 1979-2004 (6-stündlich) für weitere Analysen zur Verfügung. Datenanalyse und Visualisierung wurde auf institutseigenen Rechnern durchgeführt. Die in diesem Teilprojekt durchgeführten Forschungsfahrten

wurden mit FS Alkor unternommen. Die dort gewonnenen hydrographischen Daten wurden in das BALTEX Oceanographic Data Center überführt und stehen so der BALTEX-Community zur Verfügung.

1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Die Arbeiten wurden gemäß dem im Projekt verankerten Zeitplan durchgeführt. Der Zeitplan konnte im wesentlichen eingehalten werden. Durch die kostenneutrale Verlängerung wurde eine intensivierte Zusammenarbeit mit dem Verbundvorhaben BALTIMOS möglich.

1.4 Wissenschaftlicher und technischer Ausgangszustand

Die Basis für die Arbeiten im Teilprojekt war das gekoppelte Meereis-Ozeanmodell der Ostsee (Lehmann, 1995; Lehmann & Hinrichsen, 2000). Dieses Modell wurde in den letzten Jahren im Rahmen von BALTEX am Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel entwickelt und verbessert. Das Modellsystem ist führend im Bereich Ostseeforschung. Im Rahmen von BALTIMOS wurde das Meereis-Ostsee Modell als Komponente in einem gekoppelten Atmosphäre-Meereis-Ozean-Landoberflächenmodell integriert.

1.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Im Rahmen von BASEWECS fand eine intensive Zusammenarbeit mit den anderen Teilprojekten statt (TP B IOW Institut für Ostseeforschung Warnemünde; TB C IFM-GEOMAR, TB D Planetare Geoäsie TU Dresden). Das SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden) Flusswasserdaten atmosphärischen Antrieb die stellte den und zur Verfügung. Oberflächentemperaturkarten der Ostsee zur Validierung des Ostseemodells wurden vom BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie) bereitgestellt. Das FIMR (Finnish Institute for Marine Research) lieferte Eiskarten. Zusätzlich fand eine intensive Kooperation mit dem MPI-HH (BALTIMOS-Verbund) statt. Modelldaten des gekoppelten Meereis-Ostseemodells wurden dem deutschen GLOBEC-Projekt für Driftstudien und IBM-Modellierung zur Verfügung gestellt.

2. Durchgeführte Arbeiten und Ergebnisse

2.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

Während der Projektlaufzeit wurde eine 26-jährige Modellperiode (1979-2004) mit dem gekoppelten Meereis-Ostseemodell simuliert. Der momentane Modellzustand wurde alle 6 Stunden komplett extrahiert. Der gesamte Modelldatensatz umfasst ca. 3 TeraBytes. Diese Daten bildeten die Grundlage für eine Vielzahl von Analysen und wurden ebenfalls den Teilprojekten B, C und D zur Verfügung gestellt (s. Abschlußberichte der Teilprojekte). Die in den ersten Projektjahren aufgenommen hydrographischen Messdaten dienten im wesentlichen der Modellvalidierung- und –Assimilation . Die Simulationsperiode beinhaltet die BALTEX/BRIDGE Periode für die spezielle Analysen durchgeführt wurden. In den Jahren 2002 und 2003 kam es zu extremen Einstromsituationen in die Ostsee, die sowohl mit dem gekoppelten Meereis-Ostsee-Model als auch mit dem integrierten gekoppelten Modellsystem BALTIMOS erfolgreich simuliert werden konnten.

In intensiver Zusammenarbeit mit dem Teilprojekt D wurden die Meeresoberflächentopographien aus den Modelldaten extrahiert und verschiedene Experimente durchgeführt, um die westliche Randbedingung des Ostseemodells derart zu verbessern, dass niederfrequente Wasserstandsschwankungen deutlich realistischer vom Modell beschrieben werden konnten. Die Berechnung der internen Flüsse von Wärme, Salz und Volumen zwischen den tiefen Becken der Ostsee wurde auf die Periode von 26 Jahren ausgedehnt. Die wissenschaftliche Arbeit über den Wasser-, Wärme- und Salzaustausch zwischen den tiefen Becken der Ostsee und dem Austausch mit dem Kattegat bzw. der Nordsee wurde auf der 4. Study Conference of BALTEX vom 22.05.-28.5.2004 auf Bornholm präsentiert. Parallel wurde eine Sensitivitätsstudie zum Auftrieb in der Ostsee durchgeführt. In Zusammenarbeit mit dem Forschungsbereich 3 (Fischereibiologie, Deutsches Nordund Ostsee GLOBEC) wurden in den Jahren 2002 und 2003 insgesamt 15 Forschungsfahrten in die Ostsee durchgeführt und in das Datenarchiv von BASEWECS übernommen. Zur Untersuchung von extremen Einstromereignissen in die Ostsee wurde in Zusammenarbeit mit dem Verbundprojekt BALTIMOS der Zeitraum von Februar 2002 bis Oktober 2003 mit dem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell simuliert. Die Ergebnisse dieser Studie wurden in mehreren Beiträgen auf der 4 Study Conference on BALTEX präsentiert. In Zusammenarbeit mit dem Teilprojekt B wurden hydrographische Beobachtungen und die Dissipation der turbulenten kinetischen Energie mit Modellergebnissen verglichen.

2.2 Ergebnisse zu den Arbeitsschwerpunkten bezüglich des Projektsarbeitsplans

A1. Modellläufe BRIDGE und Bestimmung der Energie-, Wasser-, Salz- und Eisbilanzen der Ostee

Die BALTEX/BRIDGE-Periode ist die intensive Beobachtungs- und Modellierphase in BALTEX Phase I und deshalb von besonderem Interesse. Aufgrund von extremen Einstromereignissen im Herbst 2002 und Januar 2003 wurden die Simulationen und Analysen auf das Jahr 2003 ausgedehnt (Lehmann et al., 2004). Mit den 29 Forschungsfahrten, die in der BRIDGE-Periode (1999-2003) vom Institut für Meereskunde unternommen wurden, steht ein umfangreicher Datensatz zur Verfügung, um die Energie-, Wasser-, Salz- und Eisbilanzen der Ostsee zu bestimmen. Im Rahmen von BALTIMOS wurde die BRIDGE-Periode mit einem gekoppelten Atmosphäre-Meereeis-Ozean-Landoberflächenmodell ebenfalls simuliert. Der im Rahmen des Teilprojekts erzeugte Datensatz dient als Vergleichsdatensatz für gekoppelte und ungekoppelte Modellläufe. Die Berechnung des Bilanzen von Wasser, Wärme und Salz zwischen den tiefen Becken der Ostsee ist in Lehmann und Hinrichsen (2002) beschrieben. Weitere Ergebnisse wurden auf der DEKLIM Abschlussveranstaltung in Leibzig 10-12.05.2005 vorgestellt (Poster BASEWECS Teilprojekt A: Energie-, Wasser- und Eisbilanz der Ostsee, s. Anhang)

A2. Validierung von BRIDGE und Modelllauf mit Datenassimilation

Aufgrund der Bewilligung des Projektes auf nur 3 Jahre (beantragt waren 5 Jahre) konnten Modellläufe mit Datenassimilation nicht durchgeführt werden. Allerdings wurden in Zusammenarbeit mit dem Teilprojekt C Transporte durch die Dänischen Meeresstraßen berechnet und mit Beobachtungen verglichen. Diese Arbeiten wurden im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführt (s. Abschlußbericht Teilprojekt C).

A3. Modellläufe für 20-Jahresperiode und Bestimmung des gegenwärtigen Klimazustandes

Die im Projekt durchgeführten Modellläufe umfassen einen Zeitbereich von 26 Jahren (1979-2004). Alle 6 Stunden wurde ein kompletter Modelldatensatz gespeichert. Insgesamt wurden ca. 3.2 TeraBytes an Modelldaten auf Magnetbändern gespeichert. Dieser Datensatz mit einer horizontalen Auflösung von ca. 5 km und 3 m in der Vertikalen ist sicherlich einzigartig für die Ostseeforschung. Die bisherigen Analysen konzentrierten sich besonders auf den Wasser-, Salz- und Wärmeaustausch zwischen den tiefen Becken der Ostsee, den Süßwassereinträgen sowie der Verdunstung (Lehmann et al. 2002; Lehmann und Hinrichsen, 2002). Ein wesentlicher Umverteilungsprozess von Wasser, Wärme, Salz und Nährstoffen ist Auf- und Abtrieb. Hierzu wurde eine Sensitivitätsstudie durchgeführt in der erstmals die durch Auftrieb erzeugten Transporte berechnet wurden (Lehmann und Hinrichsen, 2004). Durch die Bilanzierung des Salz- und Wärmehaushalts in den tiefen Becken lassen sich Informationen über die interne Wassermassentransformation und den Verweilzeiten erhalten. Das Hauptinteresse der Untersuchungen liegt hierbei in der Analyse der inter- und intraanuellen Variabilitäten und deren Ursachen (Lehmann et al. 2002).

A4. Verbesserung des Meereismodells und des Deckschichtsmodell

In Zusammenarbeit mit dem Teilprojekt B wurden turbulente Vermischungsprozesse in der Ostsee mit Modellsimulationen verglichen. Die Vergleiche der Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen und der Strömung und der Dissipation der turbulenten kinetischen Energie zeigen eine überraschend gute Übereinstimmung (Modelllauf im Januar 1979 gestartet; keine weiteren Korrekturen, s. Poster Teilprojekt BASEWECS A: Energie-, Wasserund Eisbilanz der Ostsee, DEKLIM Abschlussveranstaltung in Leibzig, 10-12.05.2005). Die Ergebnisse belegen, dass der im Modell gewählte turbulente Vermischungsansatz (k-epsilon Turbulenzmodell) die wesentlichen Prozesse der Vermischung in der Deckschicht simulieren kann.

Zur Verbesserung des Meereismodells wurde eine Studie über die zeitlich und räumliche Variabilität der Oberflächenflüsse über Meereis in der nördlichen Ostsee angefertigt (s. Poster BASEWECS Teilprojekt A: Energie-, Wasser- und Eisbilanz der Ostsee, DEKLIM Abschlussveranstaltung in Leibzig, 10-12.05.2005, BALTEX Newsletter No.7, s. Anhang).

A5. Bereitstellung, Analyse und Vergleich der Meereis-Ozeankomponente für BALTIMOS

Die Meereis-Ozeankomponenten wurde erfolgreich in das BALTIMOS-System integriert und erste Modellläufe mit dem gekoppelten Modellsystem BALTIMOS wurden durchgeführt. Die Ergebnisse wurden mit dem ungekoppelten Referenzdatensatz analysiert. Extreme Einstromsituationen in 2002 und 2003 wurden mit dem BALTIMOS simuliert und mit Beobachtungsdaten verglichen. Es zeigte sich, dass BALTIMOS die extremen Einstromsituationen sehr gut beschreiben konnte. Erstmals konnte der zeitliche Ablauf der Einstromereignisse und der zugehörige Wassermassentransport im Detail beschrieben werden (Lehmann, et al. 2004)

A6. Durchführung und Auswertung der EOP's

In Zusammenarbeit mit dem Forschungsbereich 3 (Fischereibiologie, Nord- und Ostsee GLOBEC, BMBF) wurden mit F.S. Alkor im Jahr 2002 10 Forschungsfahrten in das Kattegat und der westlichen Ostsee und im Jahr 2003 5 Forschungsfahrten in die westliche und zentrale Ostsee unternommen. Die hydrographischen Daten der Messfahrten wurden in die BASEWECS-Datenbank aufgenommen und der ODCB (Oceanographic Data Bank of BALTEX) zur Verfügung gestellt. Die Daten dienten im wesentlichen der Modellvalidierung und –Assimilation.

Zusammenarbeit mit den Teilprojekten B, C und D

Im Rahmen von BASEWECS fand eine intensive Zusammenarbeit mit den anderen Teilprojekten statt (s. hierzu Abschlußberichte der Teilprojekte). Auserdem gab es eine enge Kooperation mit dem MPI-HH (BALTIMOS-Verbund). Aus ersten vollgekoppelten BALTIMOS Modellläufen wurden extreme Einstromsituationen in 2002 und 2003 analysiert (Lehmann et al. 2004).

Veröffentlichungen, Vorträge und Poster, die in Bezug zum durchgeführten Forschungsvorhaben stehen

Jacob, D., Lorenz, P. and Lehmann, A., 2004. Baltic Sea water inflow 2003 – Simulated with teh coupled regional climate model system BALTIMOS. Oral presentation. Fourth Study Conference on BALTEX, Bornholm, Denmark, 24-28-05.2004.

Lehmann, A. Krauss, W. and Hinrichsen, H.-H., 2002. Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea. Tellus 54: 299-316.

Lehmann, A. und H.-H. Hinrichsen, 2002. Water, heat and salt exchange between the deep basins of the Baltic Sea. Boreal Env. Res. Vol. 7, 405-415.

Lehmann, A., 2002. BASEWECS- Baltic Sea Water and Energy Cycle Study. BALTEX Newsletter No. 4.

Lehmann, A. and Krauss, W., 2004. BASEWECS – Baltic Sea water and energy cycle. Oral presentation. Fourth Study Conference on BALTEX, Bornholm, Denmark, 24-28-05.2004.

Lehmann, A. and Hinrichsen, H.-H., 2004. Upwelling in the Baltic Sea – A numerical model case study. Poster, Fourth Study Conference on BALTEX, Bornholm, Denmark, 24-28-05.2004.

Lehmann, A. Lorenz, P. and Jacob, D., 2004. Modelling the exceptional Baltic Sea inflow events in 2002-2003, GRL, 31, L21308, doi:10.1029/2004GL020830.

Liebsch, G. Novotny, K. Dietrich, R. und Lehmann, A., 2001. Comparison of different techniques fort he determination of sea –level variations in the Baltic Sea. Poster, IAG 2001 Scientific Assembly, Budapest, Hungary, September 2-7, 2001.

Liebsch, G. Novotny, K. Dietrich, R. und Lehmann, A., 2002. Intercomparison of oceanographic models and sea-level observations in the Baltic Sea. Oral presentation, EGS XXVI General Assembly, Nice France, March 25-30, 2001.

Novotny, K. Liebsch, G., Dietrich, R. Lehmann, A., 2001. Sea-level variations in the Baltic Sea. Consistency of geodetic observations and oceanographic models. Oral presentation. IAG 2001 Scientific Assembly, Budapest, Hungary, September 2-7, 2001.

Novotny, K. Liebsch, G., Dietrich, R. Lehmann, A., 2001. Untersuchungen zur Konsistenz unterschiedlicher Meereshöhen in der Ostsee. Vortrag, Geodätische Woche 2001, Köln, 18.-21.9.2001.

Novotny, K. Liebsch, G., Dietrich, R. Lehmann, A., 2002. Altimeter validation by comparison of sea surface heights obtained by different techniques: A case study in the southern Baltic Sea. Oral presentation, EGS XXVII General Assembly, Nice France, April 22-26, 2002.

Novotny, K. Liebsch, G., Dietrich, R. Lehmann, A., 2002. Sea level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models. In Adam, J. and Schwarz, K.-P. (Hrsgr.): Vistas for geodesy in the New Millenium, Band 125 Springer Series of IAG Symposium, S. 493-498. Springer.

Novotny, K. Liebsch, G., Dietrich, R. Lehmann, A., 2002. Studying seasonal sea-level variations in the Baltic Sea using geodetic measurements and an oceanographic model. Poster, 50 years Geodetic Sience at the Ohio State University, Wekko A. Heiskanen Symposium, Columbus, Ohio (USA), Oct. 1-4.2002.

Novotny, K. Liebsch, G., Dietrich, R. Lehmann, A., 2003. Combination of sea level observations and

an oceanographic model for geodetic applications in the Baltic Sea. Oral presentation, IUGG General Assembly, Sapporo, Japan, June 30-July 11, 2003.

Novotny, K. Liebsch, G., Dietrich, R. Lehmann, A., 2004. Comparison of observed and modelled sealevel heights in order to validate and improve the oceanographic model,. Oral presentation, Fourth Study Conference on BALTEX, Bornholm, Denmark, 24-28-05.2004.

Rudolph, C. and Lehmann, A., 2005. Temporal and Spatial Variability of surface fluxes over sea ice in the northern Baltic Sea – A model-data comparison. BALTEX Newsletter No.7.

Literaturverzeichnis

Lehmann, A., 1995. A three-dimesnional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. Tellus, 47A: 1013-1031.

Lehmann, A. and Hinrichsen, H.-H., 2000. On the thermohaline variability of the Baltic Sea. J. Mar. Sys. 25, 333-357.

INSTITUT FÜR OSTSEEFORSCHUNG WARNEMÜNDE



BASEWECS Teilprojekt B: Energiebilanz der turbulenten Deckschicht

Dr. H. U. Lass Dr: H. Prandke T. Heene

Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie unter dem Förderkennzeichen 01LD0025 gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt liegt bei den Autoren.

> Abschlußbericht 01.05.2001-31.12.2004

Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) Seestr. 15 18119 Rostsock-Warnemünde Tel. 0381 / 5197 130 e-mail: lass@io-warnemuende.de

Zielstellung

Die durch die enge Wechselwirkung zwischen Seegang, Turbulenz und Strömung geprägte Dynamik der durchmischten Oberflächenschicht des Ozeans ist von großer Bedeutung für den Material-, Energie- und Impulsaustausch zwischen dem Ozean und der Atmosphäre. Brechende Oberflächenwellen erzeugen in die Deckschicht eindringende Luftblasen, die den Gasaustausch zwischen Wasser und Luft verstärken. Die an der Meeresoberfläche platzenden Blasen spritzen Wassertröpfchen in die Luft, die dort verdampfen und durch die Verdampfungsrückstände Material aus dem Meere in die Atmosphäre transportieren. Die durch die brechenden Wellen in die Deckschicht injizierte Turbulenz stört die molekulare Grenzschicht zwischen Wasser und Atmosphäre und verstärkt den Wärme- und Wasseraustausch zwischen beiden Flüssigkeiten. Der mit dieser Turbulenz verbundene Impulstransport ist von Bedeutung für die Anregungen von Strömungen in der Deckschicht. Turbulenz kann in der Deckschicht auch unabhängig vom Seegang durch Instabilität der mittleren horizontalen Strömung durch ihre vertikale Scherung entstehen.

Die Überlagerung der mittleren Strömung mit hochfrequenten Bewegungen der Turbulenz und des Seegangs erschwerten bis vor kurzem experimentelle Untersuchungen der turbulenten Flüsse von Energie und Impuls in der Deckschicht des Meeres. Seit einigen Jahren stehen Meßsysteme zur Verfügung, die es ermöglichen den bisherigen Kenntnisstand zu dieser Problematik zu erweitern.

Ziel des Vorhabens war es durch neuartige Meßsysteme vertikale Profile der turbulenten kinetischen Energiedissipation und des vertikalen turbulenten Impulstransportes in der Deckschicht der Ostsee bei verschiedenen Schichtungs- und Anregungsbedingungen zu messen. Die Messergebnisse sollen dazu dienen, den physikalischen Zusammenhang zwischen Strömung, Seegang und Turbulenz besser zu verbesserte Parametrisierung verstehen und Ansätze zur der in den Zirkulationsmodellen verwendeten turbulenten Austauschkoeffizienten zu liefern.

Zusammenfassung

Der Schwerpunkt der Arbeiten im Rahmen des Projektes lag in der Durchführung und Auswertung von Messungen mit der vom Boden bis an die Meeresoberfläche aufsteigenden Dissipationssonde. Die vertikale Struktur der Dissipation der turbulenten kinetischen Energie wurde untersucht und in Beziehung zur Arbeit des Windes pro Zeitund Flächeneinheit und des Auftriebsflusses an der Meeresoberfläche gesetzt. Die Messungen der Reynoldsschen Schubspannungen in der Deckschicht des Meeres erwiesen sich als schwierig. Da das anfänglich verfügbaren Gerät (Pulse Coherent Acoustic Doppler Profiler PCADP der Firma Sontek) sich als ungeeignet für die Messung der Reynoldsschen Schubspannung erwies, wurden ein Mode 12 ADCP der Firma RDI mit einer Sendefrequenz von 600 kHz zur indirekten Messung von Profilen der Reynoldsschen Schubspannung beschafft. Es zeigte sich, dass mit diesem Gerät die Reynoldsche Schubspannung im Frequenzbereich des Seegangs nicht bestimmt werden turbulenten, kann. da die nicht durch Seegang bedingten Geschwindigkeitsfluktuationen, zwei Größenordnungen größer sind als die Turbulenz Geschwindigkeitsfluktuationen entsprechenden der in diesem Periodenbereich. Jedoch ist das Gerät geeignet, die Geschwindigkeitsfluktuationen im Frequenzbereich der Langmuirzirkulation mit Perioden zwischen 100 s und 2000 s mit hinreichender Genauigkeit zu erfassen.

Die Dissipation der turbulenten kinetischen Energie erfolgt in der Wassersäule in unterschiedlichen physikalischen Regimen. In der Deckschicht des Meeres wird die Turbulenz durch brechende Oberflächenwellen in eine dünne Oberflächenschicht injiziert. In dieser Schicht herrscht eine außergewöhnlich starke Dissipation der turbulenten kinetischen Energie die annähernd exponentiell von der Meeresoberfläche in die Tiefe abnimmt. Die vertikale Skale der Abnahme beträgt annähernd eine signifikante Wellenhöhe. Die gesamte Dissipation in dieser Schicht beträgt ungefähr ein drittel der Dissipation in der Deckschicht des Meeres.

Unterhalb der Injektionsschicht schließt sich eine weitere Schicht mit einer gegenüber dem Inneren der Wassersäule erhöhten Dissipation, die Transportschicht benannt wurde. Bis zum Boden der Transportschicht ist die Wassersäule immer gut durchmischt, so dass der Auftriebsfluß in der Energiebilanz der turbulenten kinetischen Energie in den beiden oberen Schichten der Wassersäule keine Rolle spielt. Die Dicke der Transportschicht beträgt annähernd das Zweifache der inversen Wellenzahl die zur Frequenz im Maximum des Seegansspektrums gehört. Die Eindringtiefe der Turbulenz in die Deckschicht des Meeres ist somit streng mit dem Quadrat der Windgeschwindigkeit korreliert. Die funktionale Struktur des vertikalen Profils der Dissipation in der Transportschicht konnte nicht eindeutig bestimmt werden. Sie kann sowohl durch das Gesetz der Wandturbulenz als auch durch eine Exponentialfunktion mit der Peakwellenzahl des Seegangs als Exponentialfaktor beschrieben werden. Innerhalb der Transportschicht werden zwei Drittel der turbulenten Energie dissipiert, wobei 2-3% des turbulenten Energieflusses von der Atmosphäre in den Ozean in den beiden oberen Schichten der Deckschicht dissipieren. Die Dicke der Transportschicht ist bei üblichen Windgeschwindigkeiten kleiner als die Dicke der klassischen Deckschicht, wird aber größer als diese bei hohen Windgeschwindigkeiten. In diesem Falle wird der am Boden der Deckschicht nicht dissipierte Anteil des atmosphärischen turbulenten Energieflusses für die Erosion der Deckschicht und damit zur Erhöhung der potentiellen Energie der Wassersäule verwendet.

Im Inneren der Wassersäule ist die Dissipation der turbulenten kinetischen Energie wesentlich schwächer als in der Deckschicht. Die turbulente kinetische Energie wird durch das Brechen interner Wellen oder durch Kelvin-Hemholtz Instabilitäten lokalisiert erzeugt und durch Dissipation und Vermischung des geschichteten Wassers reduziert.

Die vertikale Komponente der Langmuirzirkulation im Periodenbereich zwischen 100 s und 2000 s ist relativ schwach in der Injektionsschicht erreicht unterhalb derselben ihr Maximum und klingt dann bis zum Boden der Transportschicht ab. Es drängt sich somit die Vermutung auf, dass ein Zusammenhang zwischen der vertikalen Verteilung der kleinmaßstäblichen Turbulenz im Dissipationsbereich und der Langmuirzirkulation dadurch besteht, dass die Langmuirzirkulation die Turbulenz aus der Injektionsschicht über die Wassersäule bis zum Boden der Transportschicht verteilt. Damit würde innerhalb der Transportschicht die Dissipation die Divergenz des vertikalen Flusses der turbulenten kinetischen Energie kompensieren.

Der Zusammenhang zwischen dem Reynoldsstress und der mittleren Strömung konnte beim gegenwärtigen Stand der Untersuchungen noch nicht geklärt werden, ist aber Gegenstand der weitergehenden Auswertungen der vorliegen und eventueller ergänzender Messungen.

Die kontinuierliche Überwachung der Strömung, der Temperatur und des Salzgehaltes auf der Darßer Schwelle wurde während der gesamten Laufzeit des Projektes durchgeführt. Die Daten wurden validiert und stehen für Modelläufe des Teilprojekt A zur Verfügung.

Schichtungsmessungen werden in der Ostsee vom Gebiet des Fehmarn Belts bis zur Nordspitze Gotlands wurden fünfmal pro Jahr ausgeführt. Die Daten wurden validiert und abgespeichert. Sie stehen für Modelläufe im Rahmen des Teilprojekt A zur Verfügung.

1 Wichtigste wissenschaftliche Ergebnisse

1.1 Personalmittel/ Investitionen

Im Berichtszeitraum war Herr Toralf Heene als Diplom Ingenieur für Elektronik beschäftigt.

Ein ADCP vom Typ Workhorse der Firma RD Instruments mit einer Sendefrequenz von 600 kHz wurde aus Mitteln des Instituts für Ostseeforschung beschafft, und die beschaffte Firmware für den Betrieb des Mode 12 implementiert. Dieses Gerät ermöglicht im Mode 12 eine hinreichende statistische Genauigkeit bei der Messung Reynoldsscher Schubspannungen mit der 4-Strahlmethode.

Der beschädigte Wellenmesser vom Typ SBE-26 wurde von der Firma Seabird Electronics aus Haushaltsmitteln des IOW repariert und war seit dem Sommer 2003 wieder einsatzbereit.

1.2 Wissenschaftliche Arbeiten

1.2.1 Einleitung

Das bessere Verständnis der Turbulenz ist das Hauptziel der Dynamik der Deckschicht des Ozeans, weil turbulente Prozesse wesentlich den Austausch von Impuls, Wärme, gelöster und partikulärer Stoffe zwischen Atmosphäre und Ozean bestimmen. Bis vor kurzem waren Fortschritte bei der Kenntnis der Turbulenz in der Deckschicht stark limitiert durch die Schwierigkeiten der Messung der Fluktuationen von Geschwindigkeitskomponenten nahe der Meeresoberfläche in hinreichender Entfernung von störenden Plattformen, die die erforderlichen Instrumente tragen.

Es gibt unterschiedliche konzeptionelle Modelle der Deckschicht des Ozeans, die sich sogar in der kausalen Beziehung zwischen der Turbulenz und der mittleren Strömung unterscheiden. Die Überprüfung solcher Modelle durch Feldbeobachtungen bleibt eine Herausforderung, da sowohl die Überlagerung der Wellenbewegung mit der Turbulenz als auch der stark intermittierende Charakter der Turbulenz den Zugang zu statistisch zuverlässigen Ergebnissen erschweren.

Im Teilprojekt Deckschichtdynamik des BMBF Verbundprojektes BASEWECS wurde versucht, die Beziehungen zwischen der Dissipation der turbulenten kinetischen Energie und den Oberflächenwellen in der oberflächennahen Deckschicht mittels einer aufsteigenden Dissipationssonde (MSS) zu untersuchen, Der Schwerpunkt lag auf der Bestimmung der Beziehung zwischen der Eindringtiefe der Turbulenz und der Wellenlänge der Oberflächenwellen im Energiemaximum des Seegangs als auch auf der Abhängigkeit der Dissipation als Funktion der Wassertiefe. Darüber hinaus wurde versucht die Reynoldssche Schubspannung in der Deckschicht zu bestimmen.

1.2.2 Theoretische Grundlagen

1.2.2.1 Hydrodynamische Zustandsgleichung

Die Bewegungen einer Flüssigkeit auf der rotierenden Erde werden durch die Erhaltungsgleichungen für Impuls, Masse, Wärme und gelöste konservative Stoffe beschrieben. Die Impulsbilanz lautet in der Vektornotation

$$\frac{\partial(\rho u_i)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho u_i u_j) + \varepsilon_{ijk}\rho \Omega_j u_k + \frac{\partial p}{\partial x_i} - \rho g_i = \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_i^2}$$

wobei ρ die Dichte des Wassers, u_i die Geschwindigkeitskomponenten in Kartesischen Koordinaten x_i, p der Druck, g_i die Erdbeschleunigung, μ die Zähigkeit des Wassers, Ω i die Winkelgeschwindigkeit der Erde um ihre polare Achse sind.

Die Kontinuitätsgleichung hat die Form

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial (\rho u_i)}{\partial x_i} = 0$$

Die Inkompressibilität des Wassers kann durch die Form $\frac{d\rho}{dt} = 0$ ausgedrückt werden, wodurch sich die Konitnuitätsgleichung des Wassers auf die Form

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0$$

reduziert.

Die Wärmeenergiegleichung hat die Form

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial u_i T}{\partial x_i} = \frac{\chi}{\rho c_p} \frac{\partial^2 T}{\partial x_i^2}$$

wobei T die Temperatur, c_p die spezifische Wärme und χ die molekulare Wärmeleitung ist. Die Erhaltungsgleichung für die gelösten Salze S lautet

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial u_i S}{\partial x_i} = \kappa \frac{\partial^2 S}{\partial x_i^2}$$

wobei k die molekulare Diffusion des Salzgehaltes im Wasser ist.

Die Dichte des Wassers wird durch die Zustandsgleichung als eine Funktion des Drucks, der Temperatur und des Salzgehaltes beschrieben

$$\rho = \rho(p, T, S)$$

Das Ensemble von Erhaltungssätzen ergibt ein System von nichtlinearen partiellen Differentialgleichungen, die die Bewegungsvorgänge aller im Meer vorkommender Skalen beschreiben, jedoch in der allgemeinen Form nicht lösbar sind.

1.2.2.2 Reynoldssche Mittelung

Eine gewisse Vereinfachung dieses Gleichungssystems erhält man durch die Zerlegung der Variablen in einen gemittelten Anteil \overline{u} und einen fluktuierenden Anteil u' nach Reynolds. Hierbei beschreibt der gemittelte Anteil die langperiodischen Variationen, die mit der mittleren Strömung verbunden sind und der fluktuierende Anteil die durch die hochfrequenten turbulenten Strömungen bewirkte Varianz. Sind beide Anteile durch eine hinreichend große spektrale Lücke getrennt, gelten die Reynoldsschen Regeln auch für die zeitliche Mittelung der Variablen

$\overline{\overline{u}_i} = \overline{u}_i$ und $\overline{u'_i} = 0$

Wird ein Mittelungsoperator auf die Impulsbilanzgleichung angewandt, so erhalten wir für die mittlere Strömung unter Berücksichtigung der Reynoldsschen Regeln und der Annahme, dass die Dichtefluktuationen klein im Vergleich mit den Geschwindigkeitsfluktuationen sind und die molekulare Zähigkeit vernachlässigbar im Vergleich mit dem Gradienten des turbulenten Impulsaustauschs ist.

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j \frac{\partial}{\partial x_j} U_i + \varepsilon_{ijk} \Omega_j U_k + \frac{\partial P}{\partial x_i} - \frac{\overline{\rho}}{\rho_0} g_i = -\frac{\partial u_i u_j}{\partial x_j}$$

Der turbulente Impulsfluß $u_i u_j$ wird auch als Reynoldssche Schubspannung bezeichnet. Hier beschreiben die mit großen Buchstaben bezeichneten Variablen die gemittelten Variablen. Es ist nun in der Bilanzgleichung für den gemittelten Impuls eine Kopplung zwischen statistischen Momenten erster Ordnung mit denen zweiter Ordnung aufgetreten. Dies führt zu einem hierarchischen Gleichungssystem, das durch sinnvolle physikalische Annahmen bei einer n-ten Ordnung abgebrochen werden muß, um eine Lösung zu erhalten.

1.2.2.3 Ekmanregime in der Deckschicht

Betrachten wir die mittlere Strömung in der turbulenten Deckschicht des Ozeans, die sich aus dem Gleichgewicht zwischen der Corioliskraft und dem vertikalen Gradienten der Reynoldsschen Schubspannung ergibt, erhalten wir aus der gemittelten Impulsbilanzgleichung an einem Ort der geographischen Breite φ die folgenden Gleichungen für die mittleren horizontalen Geschwindigkeitskomponenten (U,V)

$$\frac{\partial U}{\partial t} - 2\Omega \sin(\varphi)V = -\frac{\partial u'w'}{\partial z}$$

und

$$\frac{\partial V}{\partial t} + 2\Omega \sin(\varphi)U = -\frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}$$

Es gibt zwei unterschiedliche physikalische Hypothesen, die zu einer Lösung der Gleichungen für die windgetriebene Strömung in der Deckschicht führen. Die erste Hypothese geht auf V. Ekman (1905) zurück. Ekman drückte die Reynoldsschen Schubspannungen in Analogie zur molekularen Reibung durch die vertikalen Gradienten der mittleren Strömung aus.

$$-\overline{u_iw} = A_v \frac{\partial U_i}{\partial z}$$

wobei Av der vertikale turbulente Austauschkoeffizient ist. Ekmans Hypothese läuft darauf hinaus, dass die Turbulenz in der Deckschicht durch die vertikale Scherung der mittleren Strömung wie in einer Wandreibungsschicht erzeugt wird. Die Lösung der Gleichungen mit dem obigen Ansatz führt zu einem vertikalen Profil der mittleren Strömung in der Deckschicht in Form der Ekmanspirale. Die bisher durchgeführten Strömungsmessungen in der Deckschicht haben zwar eine Ablenkung der Oberflächenströmung nach rechts von der Windrichtung auf der Nordhalbkugel ergeben, jedoch konnte bisher noch keine vertikale Strömungsstruktur in der Form der Ekmanspirale gemessen werden. Die zweite Hypothese geht davon aus, dass die durch brechende Wellen in die Deckschicht injizierte Turbulenz unabhängig von der mittleren Strömung durch die Wechselwirkung mit der Seegangsbewegung in die Tiefe diffundiert und in der Deckschicht ein vertikales Profil der Reynoldsschen Schubspannung erzeugt, deren vertikaler Gradient als gegebene Volumenkraft die mittlere Strömung in der Deckschicht anregt und im Gleichgewicht mit der Corioliskraft ihren Betrag und ihre Richtung bestimmt. Um die mittlere Strömung zu bestimmen, muß die vertikale Verteilung der Reynoldsschen Schubspannung in der Deckschicht als Funktion des Windes bekannt sein. Die in der Einleitung beschriebenen Schwierigkeiten der Messung der Turbulenz in der Deckschicht im Allgemeinen und der Reynoldsschen Schubspannung im Besonderen erschwerten bisher Erkenntnisse über diesen Zusammenhang.

1.2.2.4 Oberflächenwellen

Von Störungen der Meersoberfläche aus ihrer Ruhelage breiten sich Oberflächenwellen mit einer bestimmten Frequenz σ und Wellenzahl k aus. Wellenzahl und Frequenz stehen in einer eindeutigen Beziehung, der Dispersionsbeziehung, zueinander. Für Oberflächenwellen in einem Meer mit ebenen Boden in der Tiefe H gilt die Dispersionsbeziehung

 $\sigma^2 = gk \tanh(kH)$

wobei g die Erdbeschleunigung ist. Zwischen der Auslenkung der Meeresoberfläche $\zeta = a \cos(kx - \sigma t)$ und der Bewegung des Wassers unterhalb der Meeresoberfläche besteht die Beziehung

$$u = \frac{\sigma a \cosh k (z + H)}{\sinh k H} \cos(kx - \sigma t)$$

und

$$u = \frac{\sigma a \sinh k(z+H)}{\sinh kH} \sin(kx - \sigma t)$$

Die durch die Welle erzeugte Druckstörung p ist

$$p = \rho g a \frac{\cosh k(z+H)}{\cosh kH} \cos(kx - \sigma t)$$

In tiefem Wasser, d.h. kH>>1, klingen die Strömungsfluktuationen und die Druckstörungen exponentiell mit der Tiefe wie $\exp(kz)$ ab. Die Dispersionsbeziehung vereinfacht sich dann zu folgender Form $\sigma^2 = gk$.

Der über die Meeresoberfläche wehende Wind regt ein stochastisches Gemisch von Wellen mit einem kontinuierlichen Spektrum an, die sich weitgehend in Richtung des Windes ausbreiten. Die Energieübertragung vom Wind auf den Seegang ist proportional der Differenz zwischen Windgeschwindigkeit U₁₀ und der Phasengeschwindigkeit c der entsprechenden Wellenkomponente. Dadurch werden nur den Frequenzen des Spektrums Energie zugeführt, deren Phasengeschwindigkeit c < U₁₀ ist. Der Seegang wird dann für diesen Frequenzbereich stationär wenn die Energiezufuhr durch den Wind durch das Brechen des Seegangs und den schwach nichtlinearen Energietransfer zu langen Wellen, deren Phasengeschwindigkeit c > U₁₀ ist, ausgeglichen wird. Das resultierende Seegangsspektrum Φ hat dann einen Peak bei der Frequenz σ_p , deren Phasengeschwindigkeit gleich U ist. Aus der Dispersionsbeziehung für Tiefwasserwellen ergibt sich für die Frequenz des Peaks des Seegangsspektrums

$$\sigma_p = \frac{g}{U_{10}}$$
 und für die zugehörige Wellenzahl k_p $k_p = \frac{g}{U_{10}^2}$. Da die Wellenzahl des

Peaks in erster Näherung die kleinste des Wellenspektrums ist, bestimmt sie die Eindringtiefe des Seegangs in die Deckschicht des Meers. Die Strömung klingt mit der Tiefe wie $\exp(k_pz)$ ab, d.h. für die Tiefe $z_a=-a/k_p=-aU_{10}^2/g$ ist der Seegang auf $\exp(-a)$ abgeklungen.

Das Seegangsspektrum hat für den Frequenzbereich oberhalb der Peakfrequenz nach Phillips (1985) die folgende Form

$$\Phi(\sigma) = \Theta(\sigma - \sigma_p) 4\beta I(p) u_{*A} g \sigma^{-4}$$

Die signifikante Wellenhöhe H_s kann aus dem Seegangsspektrum berechnet werden

$$H_{s} = 4\sqrt{\overline{\varsigma^{2}}} = 4\left[\int_{0}^{\infty} \Phi(\sigma)d\sigma\right]^{\frac{1}{2}}$$

Mit dem Phillips-Spektrum ergibt sich für H_S

$$H_{s} = 4\sqrt{\frac{4}{3}\beta I(p)}\sqrt{c_{A}}\frac{U_{10}^{2}}{g}$$

Nimmt man die Werte nach Phillips (1985) $\beta = 7x10^{-3}$, I(1/2) = 2.5 und $c_A = 1.3x10^{-3}$ erhält man

$$H_{\frac{1}{3}} = 0.12 \frac{U_{10}^2}{g}$$

1.2.2.5 Turbulenz

Die Turbulenz in einer Flüssigkeit stellt eine stochastische Bewegungsform dar, deren Geschwindigkeitsfeld eine Rotation aufweist, die über ein kontinuierliches Spektrum im Frequenz- und Wellenzahlbereich verteilt ist und die in keiner eindeutigen Beziehung zueinander stehen, also kein Dispersionsbeziehung aufweisen. Diese Eigenschaften machen die turbulente Bewegung diffus und dissipativ.

Formt man das skalare Produkt der Bewegungsgleichung für die fluktuierenden Geschwindigkeitskomponenten u_i so erhält man für die Deckschicht des Ozeans, in der die mittlere Strömung weitgehend horizontal ist und die horizontalen Gradienten der statistischen Momente gegenüber deren vertikalen Gradienten zu vernachlässigen sind:

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{1}{2}\overline{u_{i}^{2}} + \frac{\partial}{\partial z}\left[w\left(p/\rho_{0} + \frac{1}{2}u_{i}^{2}\right)\right] = -\overline{u_{\alpha}w}\frac{\partial U_{\alpha}}{\partial z} - \frac{\overline{\rho'}}{\rho_{0}}gw - \varepsilon$$

wobei a über die Zahlen 1 und 2 summiert wird. Der erste Term der linken Seite beschreibt die lokale Änderungsrate der turbulenten kinetischen Energie, der zweite Term ist die Divergent des Energieflusses, der die Umverteilung der Energie im physikalischen Raum durch die Turbulenz selber beschreibt, also die turbulente Diffusion der Turbulenz. Die rechte Seite der Gleichung enthält die Quellen und Senken der Turbulenz in der Deckschicht. Der erste Term ist gewöhnlich, jedoch nicht notwendigerweise positiv und ist die Rate mit der turbulente kinetische Energie durch die Arbeit der Reynoldsschen Schubspannung gegen den vertikalen Gradienten der mittleren Strömung erzeugt wird. Der zweite Term ist die Kovarianz zwischen dem Auftrieb und der vertikalen Geschwindigkeitsfluktuation. Dieser Term ist positiv, wenn die Dichteschichtung instabil ist und vertikale Konvektion erzeugt wird. Er ist positiv, wenn die Dichteschichtung stabil ist. Dann wird die turbulente kinetische Energie gedämpft und die potentielle Energie der Wassersäule erhöht. Der letzte Term ist die Dissipationsrate, die immer positiv ist. So dass dieser Term den ständigen Energieverlust der turbulenten Bewegung durch die kinematische Zähigkeit der Flüssigkeit beschreibt, die die innere Energie der Flüssigkeit erhöht.

Das Spektrum der Turbulenz ist dadurch charakterisiert, dass die Energiequellen die kinetische Energie in die großen Skalen des Spektrums übertragen. Die starke nichtlineare Wechselwirkung transportiert die Energie durch die mittleren Skalen des Turbulenzspektrums zu den kleinen Skalen des Spektrums und in den kleinskaligen Bereichen des Spektrums dissipiert die turbulente kinetische Energie zu Wärme. Dieser Vorgang des Energieflusses im Wellenzahlspektrum wird als Energiekaskade der Turbulenz bezeichnet. Die statistischen Eigenschaften des Turbulenzspektrums im kleinskaligen Bereich sind stationär, isotrop und unabhängig von seinen Komponenten im Bereich der Energieeinspeisung. Die Eigenschaften des Spektrums im Bereich der Dissipation sind dann nur noch durch die kinematische Zähigkeit v und die Dissipationsrate ε bestimmt. Aus Dimensionsgründen ergibt sich damit die charakteristische Länge, bei der die Turbulenz dissipiert, die Kolmogorov-Länge η zu

$$\eta = \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon}\right)^{\frac{1}{4}}$$

das Wellenzahlspektrum der Turbulenz E(k) hat dann im kleinskaligen Wellenzahlbereich die Form des Kolmogorov-Spektrums

$$E(k) = A\varepsilon^{\frac{2}{3}}k^{-\frac{5}{3}}$$

wobei A=(1.4±0.07) die dimensionslose Kolmogorov-Konstante ist.

Wenn die Turbulenz in der homogenen Deckschicht des Meeres durch die vertikale Scherung der mittleren Strömung erzeugt und durch die lokale Dissipation der turbulenten kinetischen Energie ausbalanciert wird, stellt sich ein bestimmtes vertikales Profil der Dissipation ein, das dem der Turbulenz in einer Wandreibungsschicht entspricht.

$$\mathcal{E}_{wall}(z) = \frac{u_*^3}{\kappa (z_0 + z)}$$

Hier ist die Schubspannungsgeschwindigkeit $u_*^2 = \tau / \rho_w$ durch die tangentiale Windschubspannung τ an der Meeresoberfläche definiert, κ die von Karmansche Konstante und z_0 die Rauhigkeitslänge, die an der Meeresoberfläche aus nahe liegtenden Gründen gleich der signifikanten Wellenhöhe H_s gesetzt werden kann. Normalisieren der Dissipation mit $\tau U_{10}/H_s$ und der Tiefe $z_n=z/H_p$ ergibt

$$\varepsilon_{wn}(z_n) = \frac{\rho_w \varepsilon_{wall} H_s}{U_{10} \tau} = \frac{\sqrt{\frac{c_a \rho_a}{\rho_w}}}{\kappa \left(1 + \frac{H_p}{H_s} z_n\right)}$$

In der gleichen Weise erhalten wir für die vertikal integrierte Dissipation

$$\int_{0}^{z} dz' \frac{\rho_{w} \varepsilon_{wall}}{U_{10} \tau} = \frac{\sqrt{\frac{c\rho_{a}}{\rho_{w}}}}{\kappa} \ln\left(1 + \frac{H_{p}}{H_{s}} z_{n}\right)$$

Mit typischen Werten für die Parameter erhält man für die bis $z_n=1$ integrierte normierte Dissipation 0.009.

1.2.3 Messtechnische Grundlagen

1.2.3.1 Dissipationsmessungen

Auf den Forschungsreisen im Rahmen des Projektes wurde der Mikrostruktur Profiler MSS90 für Stromscherungsmessungen im Bereich der Mikroskalen und für feinskalige CTD Messungen im aufsteigenden Modus eingesetzt. Der MSS Profiler ist ein Instrument für gleichzeitige Mikrostruktur- und Präzisionsmessungen physikalischer Parameter in marinen Gewässern. Die Daten werden über ein elektrisches Kabel an eine Bordeinheit und weiter auf einen PC zur Datenspeicherung übertragen. Das Gehäuse des Profilers besteht aus einem Titan-Zylinder mit einer Länge von 1000 mm und einem Durchmesser von 89 mm. Das Gehäuse ist bis zu einer Tiefe von ~ 400 m druckfest. Mit Hilfe von Gewichten und Auftriebsringen werden Stabilität und Auftrieb des Profilers den Erfordernissen des Einsatzes angepasst.

1.2.3.1.1 Aufbau und Messanordnung

Der MSS Profiler war bestückt mit 2 Scherungssensoren (SHE1, SHE2), einem Temperaturmikrostruktursensor (NTC), Standard CTD-Sensoren für Präzisionsmessungen (PRESS, TEMP, COND), einem Vibrationskontrollsensor (ACC), ein Oberflächendetektionssensor (SD) und zwei Neigungssensoren (TILTX, TILTY). Die Abtastrate für alle Sensoren ist 1024 Hz, die Auflösung beträgt 16 Bit. Die Sensoren sind am Ende des Gehäuses in Bewegungsrichtung montiert. Die Mikrostruktursensoren sind jeweils an einem schmalen, ungefähr 150 mm langen Schaft vor den CTD Sensoren angebracht. Der MSS Profiler ist von *Prandke et al.*, 2000 in seinen Einzelheiten beschrieben.

Zur Messung der Turbulenz von der thermischen Sprungschicht in rund 25 m Tiefe bis zur Meeresoberfläche wurde der MSS Profiler in einem aufsteigenden Modus eingesetzt. Die Steiggeschwindigkeit betrug annähernd 0.8 m/s. Der Profiler wurde über eine spezielle, auf dem Schiff montierte Winde SWM 2000 und einer rund 100 m vom Schiff entfernt am Boden abgesetzten Umlenkrolle für das Kabel betrieben. Der Platz für die Umlenkrolle wurde relativ zum Schiff so positioniert, dass die Störungen der Wellen und der Turbulenz durch das Forschungsschiff so klein wie möglich gehalten wurden. Nach Winddrehungen wurde die Umlenkrolle aufgenommen und entsprechend der neuen Windrichtung wieder ausgelegt.

Um Vibrationen nicht von dem Verbindungskabel auf den Profiler zu übertragen, wurde unter dem Profiler ein Auftriebskörper angebracht, der die Aufgabe hatte, während des Messaufstiegs das Kabel aus der Umlenkrolle zu ziehen. Dieser Auftriebskörper enthielt einen Drucksensor. Während des Messaufstiegs wurde durch kontrolliertes Fieren des Kabels zwischen dem Auftriebskörper und dem Profiler eine Druckdifferenz aufrecht gehalten, die kleiner als die Kabellänge zwischen Auftriebskörper und Profiler war. Durch diese Prozedur sollten eine hinreichende Lose des zum Profiler führenden Kabels erreicht werden. Diese Annahme setzt allerdings eine hinreichend geringe horizontale Strömungsgeschwindigkeit voraus. Eine Kontrolle der Vibrationen des Profilers erhält man über seine Beschleunigungssensoren.

Das Prinzip der aufsteigenden Messungen ist in Abbildung 1 dargestellt.



Abbildung 1: Anordnung für aufsteigende MSS Profilermessungen in flachem Wasser.

Die Abbildung 2 und Abbildung 3 zeigen Photos des MSS Profiler für aufsteigende Messungen, den Auftriebskörper und die Umlenkrolle.



Abbildung 2: MSS Profiler für aufsteigende Messungen mit Auftriebskörper an Deck des FS Prof. A. Penck.



Abbildung 3: Umlenkrolle für aufsteigende Messungen mit dem MSS Profiler.

Mit der oben beschriebenen Konfiguration konnten Dissipationsmessungen bis zu einer Wassertiefe von rund 50 m durchgeführt werden.

1.2.3.1.2 Vibrationen des Profilers

Profiler Vibrationen erzeugen ein Rauschsignal des Scherungssensors, das als Dissipationsrate ausgedrückt werden kann (Pseudodissipationsrate). Zur Bestimmung der Pseudodissipation des aufsteigenden MSS Profilers während der Forschungsreisen wurden die Messungen der horizontalen Komponente der Beschleunigung des Profilers (ACC Sensor) genutzt. Die Einzelheiten der Berechnung der Pseudodissipation sind bei *Prandke and Stips*, 1996, beschrieben. Der bestimmte Wert der Pseudodissipation lag bei 10⁻¹⁰ W/kg. Dieser Wert ist eine Größenordnung höher als der typische Wert für den sinkenden Profiler, der bei 10⁻¹¹ W/kg liegt. Der erhöhte Wert wird durch die die v. Karmansche Wirbelstraße erzeugt, die sich vom Kabelstück zwischen Auftriebskörper und Gehäuse des Profilers ablöst.

Abbildung 4 zeigt ein Beispiel der gemessenen Dissipation und der Pseudodissipation während eines relativ starken Windereignisses. Im Gegensatz zu den Erwartungen steigt das Niveau der Pseudodissipation nicht wesentlich unter dem Einfluß der Oberflächenwellen an der Meeresoberfläche im Vergleich zu dem Tiefenbereich unterhalb der Sprungschicht. Die Dissipation liegt somit in allen Tiefenbereichen um mindestens eine Größenordnung über dem Rauschen des Meßsystems.



Abbildung 4: Pseudodissipationsrate (pepsilon) and Dissipationsrate (epsilon2, berechnet vom Scherungssensor SHE2) des Profils Re010193. Die Unterbrechung im Pseudodissipationsprofil zwischen 8 und 24 m ist durch die starke Temperaturdrift des Beschleunigungssensors nach dem Passieren der thermischen Sprungschicht in rund 25 m erzeugt.

1.2.3.1.3 Bestimmung des Profilendes

Die Profilmessungen wurden nach dem Durchbrechen des Profilers durch die Meeresoberfläche abgebrochen. Demzufolge ist der letzte Teil eines Profils in der Luft gemessen. Dieser Teil des Profils wurde von den Messungen durch eine interaktive Routine eliminiert.

Das Durchbrechen der Meeresoberfläche durch den MSS Profiler wird durch den Oberflächendetektionssensor (SD) wegen der Oberflächenspannung des Wassers nur mit einer Genauigkeit von einigen cm angezeigt. Diese Information wurde deshalb als eine erste Approximation für die Bestimmung des Zeitpunktes beim Durchbrechen der Meeresoberfläche genutzt. Mit Hilfe dieser Information konnte aus dem charakteristischen Verlauf des Signals der beiden Dissipationssensoren und des Mikrostruktursensors der Wassertemperatur der Tiefenbereich des Durchbrechens der Meeresoberfläche bis auf wenige Millimeter bestimmt werden (siehe Abbildung 5). Der Druck wurde an der Meeresoberfläche gleich 0 gesetzt.



Abbildung 5: Beispielprofil (Re010022) für die Meßwerte der einzelnen Kanäle in der Nähe der Grenzfläche Wasser-Luft. Die in der Luft gemessenen Daten wurden aus den Profilen eliminiert.

1.2.3.1.4 Validation der Daten

Messungen mit den Scherungssensoren sind stark kontaminiert mit Ausreißern, die durch Zusammenstöße mit Planktonpartikeln, Schallwellen von Echoloten, Übertragungsfehlern der Elektrik, usw. Verursacht werden. Darüber hinaus maskieren niederfrequente Drifteffekte das Meßsignal. Daher erfordert die Bestimmung der Dissipationsrate aus den Scherungsmessungen eine sorgfältige Validation der Meßdaten. Die folgenden Schritte wurden zur Validation der Scherungsmessungen durchgeführt:

- 1. Bestimmung von ausgefallenen Datenzeilen
- 2. Bestimmung der außerhalb physikalisch sinnvoller Grenzen liegenden Werte
- 3. Bestimmung singulärer Ausreißer

4. Bestimmung der Werte, die außerhalb eines Vielfachen der Standardabweichung innerhalb eines Tiefenintervalls liegen.

Die so ermittelten unsicheren Werte wurden im Datenfile markiert und interpoliert. In einem nächsten Schritt wurde der gemessene Druck mit einem nicht rekursiven Tiefpass Butterworth-Filter mit der Abschneidefrequenz $f_{sample}/f_{cut} = 200$ gefiltert.

Aus den Messungen der Scherungssensoren wurde nach einem standardisierten Verfahren unter Berücksichtigung der Kalibrierungskonstanten der Sensoren die vertikale Stromsscherung berechnet.

1.2.3.1.5 Herausfiltern der Vibrationen

Wie bereits erwähnt sind die Messungen des Profilers im aufsteigenden Modus stärker durch Vibrationen kontaminiert als im absteigenden Modus , siehe Abbildung 6. Dort sind die gemittelten Scherungsspektren einer Reihe im aufsteigenden und sinkenden Modus gemessener Profile dargestellt. Das Spektrum der Scherungsmessungen vom sinkenden Profiler zeigt die nach einem Maximum zu hohen Wellenzahlen abfallende typische Form, die bei hohen Frequenzen von einer schmalbandigen Störung überlagert ist. Dagegen ist das Scherungsspektrum bereits in der Nähe des Maximums des Spektrums von Störsignalen überlagert.

Die schmalbandige Störung der aufsteigenden Scherungsmessungen kann durch eine Tiefpassfilterung beseitigt werden. Dabei wird ein Teil des natürlichen Scherungssignals eliminiert. Die Existenz eines universellen Scherungsspektrums gestattet jedoch aus der Information über den ungefilterten Teil des Spektrums, den gefilterten Anteil zu rekonstruieren Aus der Kenntnis über den gesamten Teil des Scherungsspektrums kann dann die Dissipationsrate bestimmt werden.



Abbildung 6: Scherungsspektrum einer Reihe von sinkenden (links) und aufsteigenden Messungen (rechts). Die anregenden Windbedingungen für die Turbulenz der Deckschicht waren bei beiden Messungen gleich (aufsteigende Messungen am Sept. 7 2001 14.00 - 18.00 MESZ, sinkende Messungen 19.30 - 19.45 MESZ)

Die Tiefpassfilterung der Scherungsdaten wurde mit einem Butterworth Tiefpassfilter 2. Ordnung mit einer Abschneidefrequenz von 18 Hz (entsprechend einer Wellenzahl von 20 cpm) durchgeführt. Diese Filterung arbeitete sowohl bei niedrigen als auch bei hohen Dissipationsraten, wie aus dem Vergleich der gemessenen dimensionsfreien Scherungsspektren mit dem universellen Turbulenzspektrum hervorgeht (siehe Abbildung 7). Bei hohen Dissipationsraten ist der weg gefilterte hochfrequente Anteil des Scherungspektrums größer und es bedarf deshalb eines vom Integral über den ungefilterten Anteil des Scherungsspektrums abhängigen Korrekturfaktors (siehe Abschnitt 7.6).



Abbildung 7: Vergleich der dimensionsfreien Scherungsspektren (nach der beschriebenen Tiefpassfilterung) mit den universellen Turbulenzspektrum (Nasmyth Spektrum) für niedrige (links) und hohe Turbulenzintensität (rechts).

1.2.3.1.6 Berechnung der Dissipationsrate

Aus den zwischen 2 bis 22 cpm heraus gefilterten Stromscherungsmessungen wurde die Dissipationsrate ε für isotrope Turbulenz entsprechend

$$\varepsilon = 7.5 \, v \left[(du/dz)^2 \right] \tag{15}$$

berechnet, wobei v die temperaturabhängige kinematische Viskosität des Wassers ist, die durch folgendes Polynom approximiert wurde.

$$v = 1.792747 - 0.05126103 \text{ T} + 0.0005918645 \text{ T}^2$$
(16)

T ist die Wassertemperatur in °C, die Viskosität v ist in 10^{-6} m²/s angegeben.

Die Varianz der Stromscherung wurde aus jeweils 512 zusammenhängenden Datenblöcken (entsprechend annähernd 0.4 m Tiefeninterval), wobei 256 Datenblöcke mit denen des vorangegangenen Tiefenintervalls überlappten. Abschließend wurde die Dissipationsrate für 0.5 m Tiefenintervalle berechnet. Die Korrektur der Dissipationsrate bezüglich der herausgefilterten Signale der Stromscherung wurde auf der Grundlage des Nasmyth Spektrum berechnet und nach folgender Tabelle vorgenommen.

Dissipation rate	Correction factor for	Correction factor for
(W/kg)	cut off at 2 cpm	cut off at 22 cpm
10 ⁻¹⁰	1.56	1.00
10 ⁻⁹	1.14	1.00
10 ⁻⁸	1 07	1.05
10 ⁻⁷	1.04	1.43
10 ⁻⁶	1.01	2.42
10^{-5}	1.00	5 44

Korrekturfaktoren für den herausgefilterten Teil Stromscherungsspektrums

Darüber hinaus wurden die Temperaturabhängigkeit und die Nichtlinearität der Scherungssensoren korrigiert. Die Dissipationsrate wurde aus den Scherungsmessungen beider Sensoren berechnet. Die aus beiden Sensoren bestimmten Dissipationsraten sind an einem Beispiel in Abbildung 8 dargestellt. War die Abweichung der Dissipationsrate zwischen beiden Sensoren kleiner als der Faktor 5, wurde als endgültiges Ergebnis der Mittelwerte aus beiden Sensoren genommen. War der Unterschied größer als der Faktor 5, wurde der kleinere der beiden Werte genommen. Die großen Unterschiede wurden aller Wahrscheinlichkeit durch Kollision der einzelnen Sensoren mit größeren Partikeln verursacht.

22



Abbildung 8: Beispiel für die Bestimmung der Dissipationsrate aus den mit beiden Scherungssensoren gemessenen Profilen epsilon1 und epsilon2. Die beiden Ausreißer in dem Profil von epsilon1 in 22 und 27 m wurden im gemittelten ε Profil nicht berücksichtigt.

1.2.3.2 Messungen der Reynoldsschen Schubspannung mit einem ADCP

Lohrmann et al. (1990) haben gezeigt, daß man mit einem vierstrahligen ADCP mit einer Arbeitsfrequenz von 600 kHz und mehr die Reynoldssche Schubspannung direkt messen kann, da die Reynoldssche Schubspannung zum größten Teil von den großskaligen Wirblen des Turbulenzspektrums gebildet wird. Diese Wirbel werden auch von einem ADCP mit einer Schichtmessdicke von rund einem Meter aufgelöst.



Nehmen wir an, daß ein auf dem Meersboden stehender ADCP die Geschwindigkeiten in Strahlkoordinaten registriert, was die Projektion des Geschwindigkeitsvektors \vec{k} auf den Einheitsvektors \vec{k} in Strahlrichtung darstellt.

$$v_r = v \cdot e = u i \cdot e + w k \cdot e = u \sin \varphi + w \cos \varphi$$

Für das Quadrat der Geschwindigkeitskomponente in Strahlrichtung erhalten wir

$$v_r^2 = u^2 \sin^2 \varphi + 2uw \sin \varphi \cos \varphi + w^2 \cos^2 \varphi$$

Für den in der gleichen Ebene in Richtung – messenden Strahl ergibt sich

$$v_{-r}^2 = u^2 \sin^2 \varphi - 2uw \sin \varphi \cos \varphi + w^2 \cos^2 \varphi$$

Die Subtraktion der Varianzen des Strahlenpaares ergibt

$$v_r^2 - v_{-r}^2 = 4\sin\varphi\cos\varphi uw = 2\sin2\varphi uw$$

Aus der obigen Gleichung ergibt sich, daß die Reynoldssche Schubspannung prinzipiell aus der Varianz der in einer durch die Achse des Instrumentes gehenden Ebene gemessenen Geschwindigkeit in Strahlkomponenten bestimmt werden kann.

1.2.3.2.1 Fehler der Varianzmessung mit dem ADCP

Die mit einem ADCP in Strahlkomponenten gemessenen Geschwindigkeiten weisen neben der natürlichen Varianz durch Turbulenz und Wellen ein durch das Meßsystem bedingtes Rauschen der Einzelmessung auf, das durch die Frequenz, die Schichtdicke und das Messverfahren des Gerätes bestimmt ist. Durch eine Vielzahl von Einzelmessungen, die in einem zeitlichen Abstand von annähernd 1 Sekunde durchgeführt werden können, umfasst das Ensemble zur Bildung statistischer Momente ein Anzahl n in der Größenordnung von 10^3 Einzelmessungen, was einer Messdauer von annähernd 20 Minuten entspricht. Während der Fehler des Schätzwertes des Mittelwertes eines statistischen Ensembles mit $1/\sqrt{n}$ abnimmt, nimmt der Fehler des

Schätzwertes der Varianz wesentlich langsamer mit der Anzahl der Ensemblemitglieder ab.

Nach Zurmühl (1963) liegt der Schätzwertes s der Standardabweichung σ für mehr als 30 Freiheitsgrade f = n-1 in dem Fehlerintervall

$$\frac{s}{1 + \frac{u_s}{\sqrt{2f}}} \le \sigma \le \frac{s}{1 - \frac{u_s}{\sqrt{2f}}}$$

Da die Reynoldssche Schubspannung aus der Differenz der Varianz zweier Strahle berechnet wird, verdoppelt sich der Fehler für die Reynoldssche Schubspannung. Für eine sehr große Anzahl von Freiheitsgraden erhält man somit für den Fehler der Reynoldsschen Schubspannung näherungsweise

$$\Delta\sigma^2 \approx 2 \frac{4u_s}{\sqrt{2f}}$$

wobei $u_s = 1.96$ für 95% Wahrscheinlichkeit und $u_s=2.576$ für 99% Wahrscheinlichkeit ist.

Für einen 600 kHz Workhorse ADCP mit einer Schichtdicke von einem Meter gibt die Herstellerfirma eine Standardabweichung der Einzelpingmessung von 7 cm/s an. Damit ergibt sich bei f = 1000 ein Fehler der Varianzdifferenz von annähernd 8 cm²/s². Dieser Fehler ist zu groß, um die durch den Wind übertragene Windschubspannung mit der obigen Methode zu messen. Betreibt man den ADCP im Mode 12, so besteht die Einzelmessung im Abstand von einer Sekunde aus dem Mittelwert einer Anzahl von Subpings, bei denen die Strahlkomponenten über die Anzahl der Subpings gemittelt wird. Diese Mittelung vermindert die Standardabweichung der Einzelmessung mit 1/ \sqrt{n} .

Bei 10 Subpings, die man auf einer Wassertiefe von 20m erzielen kann, gibt der Hersteller eine Standardabweichung von 2.2 cm/s an. Damit ergibt sich ein Fehler der Varianzdifferenz von annähernd 1 cm²/s². Dieser Fehler liegt in der Größenordnung der Windschubspannung an der Meeresoberfläche bei einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s. Es müssen daher Mittelwerte der Strömungsmessungen über etwa 10 Pings gebildet werden, um einen hinreichend geringen Fehler für die Messung der Reynoldsschen Schubspannung in Bezug auf die windbedingte Schubspannung zu erreichen. Durch diese Mittelung werden natürlich die Turbulenzelemente im Frequenzbereich des Seegangs heraus gefiltert.

1.2.3.2.2 Varianzmessung bei überlagerten Seegang

Schwierigkeiten ergeben sich für die Messung der Reynoldsschen Schubspannungen, wenn den turbulenten Geschwindigkeitsschwankungen die Fluktuationen Partikelgeschwindigkeiten des Seegangs überlagert sind, deren charakteristische Schwankungen um Größenordnungen über denen der Turbulenz liegen. Ist der ADCP nicht exakt vertikal ausgerichtet, was unter realen Meßbedingungen immer der Fall ist, so befinden die entsprechenden Meßzellen der beiden Strahlen nicht in der gleichen Tiefe und durch den vertikalen Gradienten der Varianz der Partikelgeschwindigkeit des Seegangs messen beide Strahlen eine unterschiedliche Varianz, deren Differenz

$$\Delta v^{2} = 2\Delta z \frac{\partial w^{2}}{\partial z} = 4\Delta z k \sigma^{2} a^{2} e^{2kz} = \Delta z k \sigma^{2} H_{s}^{2} e^{2kz}$$

beträgt. Nehmen wir als Schätzwerte die entsprechenden Frequenzen und Wellenzahlen des Peaks des Seegangsspektrums, so erhalten wir in der Nähe der Meeresoberfläche

$$\Delta v^2 = (0.12)^2 g \Delta z$$

Damit liegt bei einem ADCP mit einem Winkelfehler von 1° und einer Strahllänge von 20 m, die durch den Seegang bedingte Differenz der Varianz bei $2x10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^2$. Dieser Fehler liegt um zwei Größenordnungen über dem Signal der Reynoldschen Schubspannung, deren charakteristischer Wert an der Meeresoberfläche $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}^2$ bei einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s beträgt.

1.2.4 Messkampagnen

1.2.4.1 Voruntersuchungen

Zum Testen von Geräten und ihren Konfigurationen wurden mehrere Voruntersuchungen im Plauer See und im Seegebiet vor Warnemünde durchgeführt. Diese Gebiete sind leicht zugänglich und haben eine hinreichende Wassertiefe, um die Tests unter realistischen Bedingungen durchzuführen.

Im Plauer See wurden am 25. April 2002 auf 23 m Wassertiefe bei Windstille Versuchsmessungen unternommen, die durch die höhere Varianz der Geschwindigkeitsmessung des ADCP bedingten Fehler der Reynoldschen Schubspannung und der kinetischen Energie quantitativ zu bestimmen. Während des ganzen Experiments herrschte schwacher Südwind mit Geschwindigkeiten unter 2 m/s. Das 10°C warme Oberflächenwasser wurde vom 7°C warmen Bodenwasser durch eine Sprungschicht in rund 7 m Tiefe getrennt. Der Wasserstand in der Bucht beim Plauer

Werder fiel über drei Stunden um rund 1.5 cm. Am Messort herrschte oberhalb der Sprungschicht ein schwacher (2 cm/s) nach NE gerichteter Strom, in der Bodenschicht war der Strom entgegengesetzt von gleicher Stärke.

Ein 600 kHz SCADCP von RDI wurde am Boden abgesetzt und registrierte aufwärts gerichtet über rund 30 Minuten mit einer Abtastzeit von 1 Sekunde die Geschwindigkeit in Strahlkomponenten. Die Schichtdicke war auf 1 m eingestellt.



Abbildung 9. Standardabweichung der Geschwindigkeit in Strahlkomponenten gemessen mit dem SCADCP 600 kHz, 1 m Bins. Die vom Hersteller angegebene Standardabweichung der Strahlgeschwindigkeit beträgt 2.8 cm/s für die gewählte Konfiguration.

Die vertikalen Profile der Standardabweichungen der Strahlgeschwindigkeiten sind in Abbildung 9 dargestellt. Sie streuen unterhalb der Sprungschicht in der Nähe des vom Hersteller angegebenen Wertes. Oberhalb der Sprungschicht wird die Streuung größer.



Abbildung 10.Differenzen der Standardabweichung der Geschwindigkeit in Strahlkomponenten zwischen einzelnen Strahlenpaaren. Gemessen wurde mit dem BBADCP 600 kHz, 1 m Bins.Die Zeichen (o) und (*) geben die untere und obere Vetrauensgrenze der Varianz für N=2300 Freiheitsgrade und 95% Wahrscheinlichkeit an.

Aus den Differenzen der Varianzen gegenüber liegender Strahlenpaare kann die Reynoldsche Schubspannung ermittelt werden. Aus Abbildung 10 ist zu erkennen, dass die Reynoldsche Schubspannung mit einem minimalen Fehler von $0.5 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ bestimmt werden kann. Das entspricht einem Schubspannungswert von 0.5×10^{-1} Pa. Das ist ein charakteristischer Wert der Schubspannung an der Meeresoberfläche für moderate Windstärken (τ =1.6x10⁻¹ Pa für V₁₀=10 m/s).

Da die zu erwartende Reynoldsche Schubspannung mit der Tiefe abklingt, liegt das erwartete Signal in der Größenordnung des Fehlers. Die Reynoldssche Schubspannung der Bodenreibungsschicht in Gezeitengewässern ist dagegen um mehr als eine Größenordnung höher. Damit ist diese Methode zwar für durch Gezeiten generierte Turbulenz, jedoch nur bedingt für die von brechenden Wellen ausgelöste Turbulenz in der Deckschicht des Meeres geeignet.
1.2.4.2 Feldmessungen

Das Arbeitsgebiet für die Turbulenzmessungen in der Deckschicht muß einerseits weit genug von den Ufern der Ostsee entfernt sein, um bei allen Windrichtungen vom Uferbereich ungestörte Strömungs- und Seegangsfelder zu ermöglichen. Andererseits sollte es im Arbeitsgebiet flach genug sein, um das Forschungsschiff verankern zu können und Messgeräte am Boden absetzen zu können, die mit einem Kabel permanent mit dem Schiff verbunden sind. Die in der zentralen Ostsee befindliche Mittelbank, siehe Abbildung 11, genügte diesen Anforderungen und wurde als Messgebiet ausgewählt. Um verschiedene Rahmenbedingungen wie atmosphärische Anregungen und Schichtung zu erhalten, wurden insgesamt vier Forschungsreisen zu verschiedenen Jahreszeiten durchgeführt, siehe Tabelle 1.

Neben den Dissipationsmessungen vom verankerten Forschungsschiff, wurden auf dem Schiff kontinuierliche Messungen meteorologischer Parameter zur Bestimmung der Wärme- und Auftriebsflüsse durch die Meeresoberfläche und stündlich ein Vertikalprofil mit der CTD-Sonde zur Überwachung der Schichtung und ihrer Bewegungen durchgeführt. Darüber hinaus wurde in hinreichendem Abstand vom Schiff ein ADCP am Meeresboden verankert, der stündlich ein vertikales Strömungsprofil gemessen und aufgezeichnet hatte. Gleichzeitig wurde mit einem in 5 m Tiefe verankerten Wellenmesser einmal stündlich ein Seegangsspektrum registriert.

Expedition	Beginn	Ende	Bemerkung
Reynolds1	27.08.2001	09.09.2001	Dissipationsmessungen
Reynolds2	25.06.2002	07.07.2002	Dissipationsmessungen
Reynolds3	30.09.2002	10.10.2002	Dissipationsmessungen
Reynolds4	17.02.2004	28.02.2004	Hochaufgelöste Strömungsmess.

Tabelle 1: Durchgeführte Expeditionen

Während der Expedition Reynolds4 wurden keine Dissipationsmessungen durchgeführt. Stattdessen kam ein am Meeresboden verankerter WHADCP mit 600 kHz Sendefrequenz im Mode 12 zum Einsatz, der in einem Bodengestell kardanisch aufgehängt war. Das Gerät wurde für annähernd 20 Stunden neben dem verankerten Schiff ausgelegt, wo es aus 10 Subpings gemittelte Strahlgeschwindigkeitskomponenten im Abstand einer Sekunde abspeicherte. Danach wurde es aufgenommen, der Speicher ausgelesen und das Gerät erneut verankert.



REYNOLDS 2001

Stationmap

Abbildung 11. Arbeitsgebiet für die Turbulenzmessungen in der Deckschicht der Ostsee. Die schwarzen Punkte markieren die Positionen der Meßstationen während der Forschungsreisen.

1.2.5 Ergebnisse

1.2.5.1 Meteorologische Bedingungen

Die meteorologischen Bedingungen während der Forschungsreisen auf denen Dissipationsmessungen durchgeführt wurden, sind in Abbildung 12 dargestellt. Die Reise im August/September 2001 war durch einen Sturm zum Antritt der reise gekennzeichnet, der zu Beginn der Dissipationsmessungen abgeflaut war. Während der Dissipationsmessungen wechselten Phasen schwacher Windanregung mit Phasen starker Windanregung. Der Auftriebsfluß war während der Dissipationsmessungen so gerichtet, dass er überwiegend stabilisierend auf die Schichtung der Wassersäule wirkte.



Abbildung 12. Flüsse der turbulenten kinetischen Energie (linke Spalte) und des Auftriebs durch die Meeresoberfläche. Negativer Auftriebsfluß stabilisiert die Wassersäule. Der Zeitraum der Dissipationsmessungen ist durch die schwarze Linie markiert.

Die atmosphärischen Anregungen während der zweiten Reise im Juni/Juli 2002 waren denen während der voran gegangenen Forschungsreise ähnlich, nur dass kein Sturm vor Beginn der Messungen war. Im Herbst 2002 begannen die Dissipationsmessungen bei geringer atmosphärischer Anregung, die sich im Verlauf der Messungen laufend steigerte. Der Wärmeverluste der Wassersäule an die Atmosphäre war klar ausgeprägt und wirkte destabilisierend auf die Schichtung.

1.2.5.2 Schichtung

Der Aufbau der Schichtung und ihre zeitliche Variation waren während aller drei Reisen sehr ähnlich. Eine warme sommerliche Deckschicht war durch eine ausgeprägte Sprungschicht in etwa 25 m Tiefe von dem darunter liegenden winterlichen Zwischenwasser getrennt, siehe Abbildung 13. Am Boden drang zeitweise salzreiches Tiefenwasser aus dem Bornholmbecken in einer mehrere Meter dicken Schicht zum Ort der Messungen vor. Da die Dissipationsmessungen zirka 10 m über dem Meeresboden begannen, wurden sie durch dieses Bodenwasser nicht beeinflusst. Die Schichtung war während der anderen beiden Reisen prinzipiell gleich aufgebaut. Die Sprungschichttiefe variierte zwischen 30 m und 25 m Tiefe.



Abbildung 13. Charakteristischer zeitlicher Verlauf der Schichtung im Untersuchungsgebiet

Zeitweise wurden vertikale Variationen der Sprungschicht mit der Periode von Trägheitswellen beobachtet. In dem hier dargestellten Fall wurden die Trägheitsschwingungen durch den Durchzug eines Tiefdruckgebietes und den damit verbundenen Schwankungen der Windrichtung und –Stärke angeregt.

1.2.5.3 Mittlere Strömung

Die von einem auf dem Meeresboden verankerten ADCP gemessene mittlere Strömung ist in Abbildung 14 dargestellt. Das herausragende Strömungssignal sind die Trägheitsschwingungen und –Wellen mit der Periode der lokalen Trägheitsperiode von rund 14 h. Die Trägheitsbewegungen in der Wassersäule sind neben der Periode durch unterschiedliche Bewegungen zwischen dem oberflächennahen Teil der Wassersäule und dem darunter liegenden Teil charakterisiert, die 180° in der Phase verschoben sind.



Abbildung 14. Mittlere Strömung im Messgebiet dargestellt in Nordkomponente (oben) und Ostkomponenten (Mitte). Die akustische Rückstreuintensität ist unten dargestellt.

Diese Phasenverschiebung wird durch von den Ufern der Ostsee ausgehenden barotropen Trägheitswellen so eingerichtet, dass der Massentransport der Wassersäule senkrecht zum Ufer verschwindet. Normalerweise wird der Phasensprung der Strömung um 180° an der Sprungschicht beobachtet. Bei den hier vorliegenden Messungen tritt der Phasensprung zu Beginn der Messungen, zwischen dem 31. August und dem 2. September 2001, jedoch auch innerhalb der Deckschicht auf. In der zweiten Hälfte der Beobachtungen erfolgt der Phasensprung an der permanenten Sprungschicht in 25 m Tiefe.

1.2.5.4 Dissipation

Die vertikalen Profile der Dissipation der turbulenten kinetischen Energie aller drei Reisen sind in Abbildung 15 bis Abbildung 17 dargestellt. In die Abbildungen sind darüber hinaus die Isothermen der Wassertemperatur, die signifikante Wellenhöhe und die Eindringtiefe des Seegangs, charakterisiert durch die Wellenlänge des spektralen Maximums des Seegangsspektrums, eingezeichnet.



REYNOLDS 1, 30.08.2001 - 07.09.2001

Abbildung 15. Dissipation der turbulenten kinetischen Energie farblich kodiert, Die blaue Linie zweigt die signifikante Wellenhöhe, während die rote Linie die Eindringtiefe des Seegangs, charakterisiert durch die Tiefe $z_p = -2/k_p$, beschreibt. Die Isothermen der Wassertemperatur sind durch dünne schwarze Linien dargestellt.

Die vertikale Verteilung der Dissipation ist dadurch charakterisiert, dass sie in einer dünnen Schicht an der Meeresoberfläche, die von der Dicke der signifikanten Wellenhöhe ist, außerordentlich intensiv ist. Diese Schicht bezeichnen wir als Injektionsschicht. Darunter schließt sich eine Schicht an, in der die Dissipation zwar geringer als in der Injektionsschicht, jedoch gegenüber dem Inneren der Wassersäule erhöht ist. Die Dicke dieser Schicht beträgt annähernd $H_p = 2/k_p$. Sie hängt somit vom Quadrat der lokalen Windgeschwindigkeit ab und die Schichtdicke variiert zwischen nahe der Meeresoberfläche bei geringen Windstärken und der Tiefe der saisonalen Deckschicht bei hinreichend starkem Wind, Abbildung 16. Diese Schicht kann also bei hinreichend schwachem Wind innerhalb der Deckschicht enden, ohne dass starke

Auftriebskräfte eine senke für die turbulente kinetische Energie darstellen. Ist die Eindringtiefe des Seegangs größer als die Deckschichttiefe, stellt die Sprungschicht mit ihren großen Auftriebskräften eine Barriere gegen das weitere Eindringen der Turbulenz in die Tiefe dar. Die durch die Auftriebskräfte vernichtete turbulente kinetische Energie führt dann zu einer Erhöhung der potentiellen Energie der Schichtung, die sich in einer Vertiefung der Sprungschicht ausdrückt (Sprungschichterosion). Die Sprungschichterosion ist am Ende der zweiten Messphase in Abbildung 16 ansatzweise zu erkennen.

Unterhalb dieser Schicht werden in Raum und Zeit sporadisch verteilte Gebiete mit relative schwacher Dissipation beobachtet, die sich im Bereich der saisonalen thermischen Sprungschicht häufen. Diese lokalisierten Gebiete erhöhter Dissipation turbulenter kinetischer Energie werden durch das Brechen interner Wellen erzeugt.



REYNOLDS 2, 26.06.2002 - 29.06.2002

Abbildung 16. WieAbbildung 15 während der Forschungsreise im Juni/Juli 2002.

Dieses charakteristische Verhalten der Dissipation in der Deckschicht ist im Herbst 2002 von Ereignissen überlagert, bei der die Eindringtiefe der Dissipation in die Wassersäule tiefer reicht als die Eindringtiefe des Seegangs, Abbildung 17. Während dieser Messphase war ein verstärkter Wärmefluß aus dem Meer in die Atmosphäre gerichtet, der zu instabiler Dichteschichtung und damit verbundener Vertikalkonvektion führte.



REYNOLDS 3, 02.09.2002 - 06.10.2002

Abbildung 17. WieAbbildung 15 während der Forschungsreise im Herbst 2002.

Die mit der Dissipationssonde gemessenen Temperatur- und Salzgehaltsprofile ermöglichten die Bestimmung der Dichte. Aus diesen Dichteprofilen wurde die Dichteänderung gegenüber der Meeresoberfläche gegen die normierte Tiefe zn in Abbildung 18 aufgetragen. Bei allen drei Beobachtungsphasen wurde eine nahezu völlige Vermischung der Dichte im Tiefenbereich $0 > z_n > -1$ gemessen. Unter gewissen Bedingungen, z.B. vertikale Konvektion, kann diese Vermischung ein Vielfaches von $z_n = 1$ betragen. Unterhalb von $-1 > z_n$ wächst die Schichtung geringfügig an, um dann beim Erreichen der saisonalen Sprungschicht sprunghaft anzusteigen. Aus dem Zusammenhang zwischen Schichtung und Dissipation als Funktion der normierten Tiefe schließen wir, dass für den Tiefenbereich der Eindringtiefe des Seegangs bis $z_n = -1$ die Auftriebskräfte in der Energiebilanz der Turbulenz keine Rolle spielen. In diesem Tiefenbereich ist sie nur durch die Injektion der turbulenten Energie durch brechende Oberflächenwellen in die unmittelbare Meeresoberfläche, der vertikalen turbulenten Diffusion der kinetischen Energie der Turbulenz in die Tiefe, der Produktion durch die vertikale Scherung der mittleren Strömung, und der Dissipation bestimmt. In Tiefen -1 > zn beginnen die Auftriebskräfte zusätzlich eine Rolle in der Energiebilanz der turbulenten kinetischen Energie zu spielen, während im Bereich der Sprungschicht und darunter die Produktion der turbulenten kinetischen Energie durch vertikale Stromscherung sowie ihre Vernichtung durch Arbeit gegen die Auftriebskräfte und Dissipation die dominierenden Terme der Energiebilanz sind.



Abbildung 18. Dichtedifferenzen $\sigma(z)$ - $\sigma(0m)$ aufgetragen über die normierte Tiefe z_n während aller drei Forschungsreisen mit Dissipationsmessungen.

Die Beobachtungen der mittleren Strömung zeigen keine stark ausgeprägte vertikale Scherung in den oberen Bereichen der Deckschicht, siehe Abbildung 14, daher kann die Produktion turbulenter kinetischer Energie durch Scherung der mittleren Strömung im Tiefenbereich $0 > z_n > -1$ nicht die dominierende Rolle spielen. Es bleibt damit nur noch der Ausgleich der Dissipation durch die vertikale Divergenz des turbulenten Transports der turbulenten kinetischen Energie in dieser Schicht übrig, weshalb wir diese Schicht die Transportschicht nennen.

Die mit dem turbulenten Energiefluß durch die Meeresoberfläche normierte Dissipation wurde als Funktion der normierten Tiefe z_n untersucht, siehe Abbildung 19. Es zeigt sich dass in der Injektionsschicht die Dissipation gegenüber der Dissipation entsprechend der Wandturbulenz wesentlich überhöht ist. In der darunter liegenden Transportschicht ist die Dissipation im Allgemeinen auch noch höher als die der Wandturbulenz. Die Energiebilanz der turbulenten kinetischen Energie wird für Tiefen größer als $z_n = 1$ merkbar durch die Auftriebskräfte in diesem Tiefenbereich beeinflusst, was sich in einer sprungartigen Verringerung der Dissipation bemerkbar macht. Da im Tiefenbereich zn = 1 wegen der stärkeren Scherung der mittleren Strömung die dadurch bedingte Produktion der Turbulenz stärker in die Energiebilanz eingeht, muß in diesem Tiefenbereich die Wandturbulenz beim Übergang von der Transportschicht zum inneren Turbulenzregime eine stärkere Rolle spielen.



Abbildung 19. Normierte Dissipation als Funktion der normierten Tiefe während der drei Forschungsreisen in doppel-logarithmischen(oben) und semi-logarithmischen Koordinaten (unten).

Um die Bedeutung der einzelnen Schichten im Tiefenbereich $0 > z_n > -1$ zu untersuchen wurde angenommen, dass in der durch Wechselwirkung mit dem Seegang beeinflussten Injektions- und Transportschichtschicht das normierte Dissipationsprofil durch jeweils eine Exponentialfunktion und die Wandturbulenz durch eine Potenzfunktion beschrieben werden kann.

$$\varepsilon_n = p(1) \exp(p(2) z_n) + p(3) \exp(p(4) z_n) + p(5) / (1 + p(6) z_n)^{p(7)}$$

Die gemessene Dissipation wurde der aktuellen Windgeschwindigkeit entprechend mit $\epsilon n = \rho \epsilon H_s/(\tau U_{10})$ und die Tiefe mit $z_n = z/z_p$ normiert. Die normierten Profile der ersten beiden Forschungsreisen, die nicht durch vertikale Advektion beeinflusst wurden, wurden mit einem nichtlinearen Regressionsschema analysiert und die Koeffizienten zusammen mit der relativen Abweichung der Regressionskurve von den gemessenen Werten für verschiedene Kombinationen von Regressionsfunktionen ermittelt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2 dargestellt. Betrachten wir die Ergebnisse der Regression bezüglich des relativen Fehlers, so können wir die Regression mit einer reinen Injektionsschicht und einem reinen Regime von Wandturbulenz wegen zu großer Fehler verwerfen. Die Kombinationen der Injektionsschicht mit der Transportschicht und der Wandturbulenz ergeben ein deutlich besseres Regressionsergebnis, wobei sich die drei Kombinationen im Regressionsergebnis nicht wesentlich unterscheiden.

Das stabilste Ergebnis wird für die Koeffizienten der Injektionsschicht erzielt.

	P(1)	P(2)	P(3)	P(4)	P(5)	P(6)	P(7)	<e<sup>2></e<sup>
equat.	$\varepsilon_n = p(1) * \exp(p(2) * z_n)$							
Exp.1	0.0078	13.5						0.55 %
Exp.2	0.021	17.8						0.52 %
equat.	$\varepsilon_n = p(1)./(1+p(2)*z_n)^{p(3)}$							
Exp.1	0.026	-134	1.002					0.16 %
Exp.2	0.035	-66	1.1					0.20 %
equat.	$\varepsilon_n = p(1) \exp(p(2) z_n) + p(3) \exp(p(4) z_n)$							
Exp.1	0.0096	24.3	0.0009	1.33				0.05 %
Exp.2	0.0238	35.6	0.0034	2.61				0.16 %
equat.	$\varepsilon_n = p(1) \exp(p(2) z_n) + p(3) / (1 + p(4) z_n)^{p(5)}$							
Exp.1	0.0084	27.1	0.0026	-25.7	0.7			0.03 %
Exp.2	0.023	25.3	0.00096	-8.3	0.05			0.30 %
equat.	$\varepsilon_n = p(1) \exp(p(2) z_n) + p(3) \exp(p(4) z_n) + p(5) / (1 + p(6) z_n)^{p(7)}$							
Exp.1	0.0086	29.4	0.0016	11.1	0.00072	-0.045(v)	21.3(v)	0.03 %
Exp.2	0.023	37.1	0.0025	2.62	0.0017	-7.7	1.3	0.16 %

 Tabelle 2. Regressiongleichungen und die dazu ermittelten Koeffizienten mit der relativen Varianz der

 Abweichung für die erste und zweite Forschungsreise.

Der Koeffizient p(1) variiert zwischen $(1-2)10^{-2}$ und der Koefizient p(2) zwischen 25-30. Das bedeutet, dass der inverse dimensionsbehaftete Exponentialkoeffizient der Injektionsschicht zwischen U₁₀² /(12.5g) und U₁₀² /(15g) liegt. Das ist nach Kapitel 1.2.2.4 etwas geringer als die signifikante Wellenhöhe, die Hs = 0.12 U₁₀²/g beträgt.

Für die Kombination zwischen der Injektionsschicht und der Transportschicht, sowie der Wandturbulenz erhalten wir das stabilste Regressionsergebnis für die Kombination zwischen Injektions- und Transportschicht für die beiden Expeditionen. Der Koeffizient p(3) liegt zwischen $(1-3)10^{-3}$ und der Koeffizient p(4) liegt zwischen 1.3 und 2.6. Nehmen wir als Mittelwert für P(4)=2, so ergibt sich für den inversen dimensionsbehafteten Exponentialkoeffizienten k_p^{-1} . Die Abnahme der Dissipation der turbulenten kinetischen Energie in der Transportschicht ist also durch die Wellenzahl im Peak des Seegangspektrums bestimmt.

Das Integral der normierten Dissipation ε_n über die normierte Tiefen z_n ergibt sich für den Fall der Kombination der Injektionsschicht mit der Transportschicht aus dem Verhältnis der Koeffizienten p(1)/p(2) und p(3)/p(4). Nimmt man die entprechenden Werte der Tabelle 2 und berechnet die relativen Anteile der vertikal integrierten Dissipation, so ergeben sich 1/3 für die Injektionsschicht und zwei Drittel für die Transportschicht. Normiert man das vertikale Integral der Dissipation auf den Fluß der turbulenten kinetischen Energie durch die Meeresoberfläche, so muß das Intergral der normierten Dissipation über die normierte Tiefe mit H_P/H_S, rund 16, multipliziert werden. Daraus ergibt sich, dass während des ersten Experiments rund 2 % des turbulenten Energieflusses dissipiert wurden und während des zweiten Experiments rund 3.2 %.

Die Regression des Dissipationsprofils durch ein reines Potenzgesetz ergab für beide Forschungsreisen recht ähnliche Ergebnisse und die Potenz lag in beiden Fällen nicht signifikant von 1 verschieden, wie man es für die klassische Wandturbulenz erwarten würde. Die Kombination der Injektionsschicht mit der Wandturbulenz ergab lediglich liegende für die erste Reise eine bei Potenz. Die dabei erzielten 1 Regressionskoeffizienten für das Potenzgesetz der Wandturbulenz liegen in der Nähe der theoretischen Koeffizienten entsprechend der Kapitel 1.2.2.4 und 1.2.2.5, nämlich p1=0.003, p2=17 und p3=1. Bei der Kombination von Injektionsschicht, Transportschicht und Wandturbulenz ergaben die Messungen während der zweiten Reise ein stabiles Resultat mit einer bei 1 liegenden Potenz, wobei die Regressionskoeffizienten für die Wandturbulenz wiederum in der Größenordnung der theoretisch erwarteten Koeffizienten lagen.

1.2.5.5 Seegang

Der Seegang wurde während der Experimente mit dem hochgenauen Druckmesser SBE-26, der nahe dem Forschungsschiff in ungefähr 5 m Tiefe verankert war, mit 4 Hz abgetastet. Die vom Hersteller bereit gestellte Software korrigierte die durch die Messtiefe weg gefilterten Druckschwankungen und erlaubten die Berechnung der signifikanten Wellenhöhe, die hier in während der Forschungsreise im Februar 2004 in Abbildung 20 gezeigt wird. Die signifikante Wellenhöhe variierte mit den Schwankungen der Windgeschwindigkeit entsprechend dem Durchzug der Tiefdruckgebiete, wobei sich die Spitzenwerte vom Beginn der Messungen bis zu ihrem Ende von rund 1 m auf 3 m erhöhten.

Der Wellenmesser war so konfiguriert, dass alle Stunde ein Seegangsspektrum registriert wurde. Die zeitliche Entwicklung des Seegangsspektrums ist in Abbildung 21 gezeigt. Es weist erwartungsgemäß ähnlich zeitliche Schwankungen auf wie die signifikante Wellenhöhe. Die eingezeichnete theoretische Peakfrequenz liegt leicht



Abbildung 20. Signifikante Wellenhöhe gemessen während der Forschungsreise im Februar 2004 auf der Mittelbank.

unterhalb der gemessenen Werte und ist etwas in der Phase verschoben. Beide Effekte lassen sich gut erklären. Die Frequenzverschiebung der theoretischen Peakfrequenz zu Werten ergibt sich durch die Annahme eines niedrigeren ausgereiften Seegangsspektrums im tiefen Ozean bei unendlicher Streichlänge für die Bestimmung der theoretischen Peakfrequenz. Unter den realen Anregungsbedingungen mit schwankenden Windgeschwindigkeiten, endlichen Streichlängen in der Ostsee und begrenzten Wassertiefen ist diese Annahme natürlich nur eingeschränkt gültig. Es ist dennoch überraschend wie gut die die Peakfrequenz des Seegangs durch diese einfache Beziehung bestimmt werden kann. Die Phasenverschiebung zwischen der theoretischen Peakfrequenz und dem gemessenen Verlauf des Spektrums kommt vor allem durch den nicht ausgereiften Seegang bei wachsenden Windgeschwindigkeiten und dem Abklingen der Dünung bei fallenden Windgeschwindigkeiten zustande.

Die ansonsten gute Übereinstimmung zwischen theoretischer Peakfrequenz und aktuellem Seegangspektrum lässt die Schlussfolgerungen zu, dass die abgeleiteten Größen aus dem theoretischen Seegangspektrum näherungsweise gültig sind.



Abbildung 21. Zeitliche Entwicklung des Seegangsspektrums nach dem 20. Februar2004 auf der Mittelbank. Die schwarze Linie markiert die theoretische Peakfrequenz des Seegangsspektrums, das aus der lokalen Windgeschwindigkeit berechnet wurde.

1.2.5.6 Geschwindigkeitsfluktuationen

Die Geschwindigkeitsfluktuationen in Richtung der vier Schallstrahlen eines 600 kHz WHADCP von RDI wurden im Abstand von 1 Sekunde registriert. Der ADCP wurde im Mode 12 mit 10 Subpings innerhalb der einen Sekunde betrieben. Das Gerät war am Boden in einer kardanischen Aufhängung abgesetzt



Abbildung 22. Spektrum der Eigenwerte der CEOF Analyse der Geschwindigkeitsfluktuationen in Richtung der Achse von Schallstrahl#1.

Die Analyse der ADCP Messungen mit Complexen Empirischen Orthogonal Funktionen erlaubt Aussagen über das spektrale Verhalten der einzelnen Moden der Bewegung. Das Spektrum der Eigenwerte zeigt, siehe Abbildung 22, dass die dominierende Bewegung der erste (barotrope) Mode des Seegangspektrums mit Frequenzen größer als 0.1 Hz darstellt. Die Energie der Seegangsbewegung fällt von der Peakfrequenz zu niedrigeren Frequenzen sehr schnell ab, und zu höheren Frequenzen langsamer ab. Im Frequenzbereich 0.01 Hz < f < 0.1 Hz hat das Spektrum des ersten Moden sehr geringe Energie in Form eines weißen Rauschens, die für Frequenzen f < 0.01 Hz langsam wieder ansteigt, was auch für den zweiten Moden gilt.

Die erste Eigenfunktion der CEOF Analyse ist in Abbildung 23 als Funktion der Wassertiefe und der Frequenz gezeigt. Auch hier ist das dominierende Signal im Bereich des Seegangspektrums und es zeigt sich, dass die niedrigen Frequenzen des Seegangs tief reichende Geschwindigkeitsfluktuationen haben, deren Eindringtiefe in die Wassersäule mit zunehmender Frequenz stark abnimmt. Die gemessene Abnahme der Partikelgeschwindigkeiten des Seegangs mit der Wassertiefe stimmt gut mit den aus der linearen Seegangstheorie bestimmten Werten, die in Abbildung 24 gezeigt sind, überein.



Abbildung 23. Eigenfunktion des ersten Moden der CEOF der Radialgeschwindigkeit als Funktion der Tiefe und der Frequenz.

Im Frequenzbereich 0.01 Hz < f < 0.1 Hz zeigt die erste CEOF der Geschwindigkeit keine klare Struktur, jedoch für Frequenzen f < 0.01 Hz ist eine Struktur vorhanden, die geringe Werte an Oberfläche und Boden aufweist und ein Maximum in 7 m Tiefe hat. Die dazu gehörende Periode liegt bei 300 s oder rund 5 min. Da diese Form der Bewegung nur mit einer entgegengesetzten Bewegung der Massenerhaltung genügen kann, ist sie als räumlich ausgedehnte Walze mit horizontaler Achse vorstellbar. Es drängt sich die Vermutung auf, diese Bewegungsform der Langmuirzirkulation zuzuordnen. Nach Plueddemann et al. (1996) ist die charakteristische Zeitskale der Langmuirzirkulation im Ozean in der Größenordnung von 5 Minuten. Das Spektrum der Eigenwerte lässt erwarten, dass diese Bewegungsform auch noch höhere Moden enthält.

Die vertikale Struktur der zweiten Eigenfunktion als Funktion der Frequenz enthält in der Tat signifikante Strukturen im Frequenzbereich f < 0.01 Hz.

Da es beim gegenwärtigen Stand der Technik aussichtslos ist, Reynoldssche Schubspannungen mit der Differenzmethode in der Gegenwart von Seegangsbewegungen zu messen, ergibt sich aus den spektralen Eigenschaften der untersuchten Radialgeschwindigkeiten die Zielstellung die Eigenschaften der Geschwindigkeitsfluktuationen im Bereich der Langmuirzirkulation zu untersuchen. Dazu können die Radialgeschwindigkeiten des ADCP mit einem



Abbildung 24. Theoretische Verteilung der Geschwindigkeitsfluktuationen des Seegangs als Funktion der wassertiefe und der Frequenz bezogen auf den Wert an der Meeresoberfläche.

Tiefpassfilter der Trennfrequenz fc = 0.01 Hz gefiltert werden. Das hat zur Folge, dass die resultierenden Geschwindigkeiten um den Faktor 10 genauer werden. Die entsprechenden Bewegungen sind eine Folge von ab- und aufwärts verbundenen Strömungsfluktuationen, die mit einer entsprechenden vertikalen Fluktuation des Rückstreusignals des ADCP verbunden ist, das durch die Rückstreuung des vom ADCP ausgesandten Schalls an den durch das Brechen der Wellen in die Deckschicht injizierten Luftblasenschleier hervorgerufen wird. Dieser Blasenschleier wird durch die Langmuirzirkulation in vertikaler Richtung auf und ab bewegt.

Die gemessenen Radialgeschwindigkeiten wurden mit einem Bandpassfilter gefiltert, das in einen Frequenzbereich von 0.0005 Hz bis 0.01 Hz, dem vermutlichen Frequenzbereich der Langmuirzirkulation, die Geschwindigkeitsfluktuationen passieren ließ. Die resultierenden Geschwindigkeitsfluktuationen wurden quadriert, über alle vier Strahlen gemittelt, und anschließend wieder mit einem Tiefpassfilter gefiltert. Die zeitliche Entwicklung der vertikalen Struktur der so erhaltenen Langmuirzirkulation ist in Abbildung 25 dargestellt. Die mit der Langmuirzirkulation (LC) verbundenen Geschwindigkeitsfluktuationen dringen in gleichem Maße wie die dissipierende Turbulenz in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in die Wassersäule ein. Im Gegensatz zur dissipierenden Turbulenz sind die Geschwindigkeitsfluktuationen der LC in der Injektionsschicht schwächer als einige Meter darunter. Es ist zu vermuten, dass in der Injektionsschicht die durch das Brechen der Oberflächenwellen induzierten rotierenden Walzen den vertikalen Impulstransport übernehmen und an die LC übergeben, durch die der Impuls wie auch die kleinmaßstäbliche Turbulenz in größere Tiefen transportiert wird. Die Geschwindigkeitsfluktuationen der LC haben einen maximalen Wert der Standardabweichung von 2 cm/s, die am 24. Februar 2004 gegen 18 Uhr UTC in einer Wassertiefe von bis zu 8 m erreicht wurde. Dieser Wert entspricht

etwa dem Wert von $u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_w}}$. Bei geringen Windgeschwindigkeiten ist die

gemessene Standardabweichung der LC größer als u*, was aller Wahrscheinlichkeit auf das Rauschen der Geschwindigkeitsmessung zurück zuführen ist.



Abbildung 25. Standardabweichung der radialen Komponente der Geschwindigkeit im Bereich des Frequenzbereiches der Langmuir Zirkulation gemittelt über alle vier Strahlen. Die Tiefe ist in [m] über dem Meeresboden angegeben. Die rote Linie gibt die Tiefe der Injektionsschicht (signifikante Wellenhöhe) und die schwarze Linie die Eindringtiefe des Seegangs $Hp=2U_{10}^{2}/g$ an.

1.3 Zusammenarbeit mit Dritten

Zusammenarbeit mit Dritten war im Rahmen des Teilprojektes B nicht vorgesehen und erfolgte auch nicht.

2 Vergleich des Standes des Vorhabens mit dem geltenden Arbeits-, Zeit- und Finanzierungsplan

2.1 Stand des Arbeitsplans

Im dritten Jahr des Vorhabens waren wissenschaftliche Auswertung der Dissipationsmessungen und eine Messfahrt unter winterlicher Schichtung vorgesehen. Die Forschungsfahrt unter winterlicher Schichtung wurde in der zweiten Hälfte des Februar 2004 durchgeführt.

Der Haushalt der turbulenten kinetischen Energie und die Parametrisierung der Dynamik der turbulenten Deckschicht wurden in 2003 auf der Grundlage der beiden Messfahrten des Jahres 2002 untersucht.

Die Schichtungsmessungen in der Ostsee und die kontinuierliche Überwachung der Strömung, der Temperatur und des Salzgehalts an der Darßer Schwelle wurden fortgeführt, die Daten validiert und bereitgestellt.

2.2 Stand des Zeitplans

Die auf der Forschungsreise im Februar 2004 mit dem FS Prof. A. Penck durchgeführten Messungen mit dem Mode 12 ADCP wiese auf Grund der bergrenzend Speicherkapazität des Gerätes Lücken auf. Ausgehend von den jetzt vorliegenden Erfahrungen bei der Turbulenzmessung mit dem Mode 12 ADCP im Bereich der Langmuirzirkulation soll im April 2005 mit einer modifizierten Konfiguration des Mode 12 ADCP eine ununterbrochene Messreihe über die Dauer von 10 Tagen durchgeführt werden, die in die Publikation der diesbezüglichen Ergebnisse einfließen soll.

2.3 Stand des Finanzierungsplans

Die für die Vergabe von Aufträgen an die Firma IWS, Dr. H. Prandke, vorgesehenen Mittel wurden bisher nicht in vollem Umfang verbraucht und sind zurückgeführt worden.

3 Angabe von Gründen, falls sich die Aussichten für die Erreichung der Ziele des Vorhabens innerhalb des angegebenen Berichtszeitraums gegenüber dem geltenden Antrag geändert haben

Innerhalb des Berichtszeitraums haben sich die Aussichten für die Erreichung der Ziele des Vorhabens nicht geändert.

4 Hinweise aus Ergebnissen, die inzwischen von dritter Stelle bekannt wurden und für die Durchführung des Vorhabens von Bedeutung sind

Derartige Hinweise sind nicht bekannt.

5 Begründung für notwendige Änderungen in der Zielsetzung

Innerhalb des Berichtszeitraums haben sich keine Änderungen in der Zielsetzung ergeben.

6 Fortschreibung des Verwertungsplans

Innerhalb des Berichtszeitraums haben sich keine neuen Aspekte zum Verwertungsplan ergeben.

PD Dr. habil Hans Ulrich Lass Teilprojektleiter Warnemünde, den. 29.04.2005

BASEWECS

Teilprojekt C

Förderkennzeichen 01LD0025

Wassermassenaustausch durch den Fehmarnbelt

01. Mai 2001 – 31. Dezember 2004

Arbeitsgruppe

Prof. Dr. U. Send (Leitung ab Juli 2001)
Dr. S. Harms (Leitung bis Juli 2001)
Dr. T.J. Müller (seit Juli 2001)
Dr. J. Karstensen (seit Dezember 2002)
Dipl.-Oz. L. Böhme (Nov. 2003-Juni 2004)
J. König (Diplomand, Juli 2003 – Dezember 2004)

TA M. Nielsen (seit November 2003)

Anmerkung

Im Sommer 2001 wechselte die Teilprojektleiterin Dr. S. Harms in die Industrie. Für sie trat Dr. T.J. Müller in das Teilprojekt ein. Prof. Dr. U. Send als Mitantragsteller übernahm die Leitung des Teilprojekts.

Zusammenstellung des Berichts

T.J. Müller

Erfolgskontrollbericht

1. Beitrag des Ergebnisses zu den förderpolitischen Zielen des Förderprogramms

Das Ergebnis erhöht das Vertrauen in die Ergebnisse aus Modellrechnungen auch auf kleinen Raumskalen wie dem Fehmarnbelt. Es trägt deshalb dazu bei, die Vorhersagbarkeit von Schwankungen im klimarelevanten Wasserhaushalt der Ostsee zu verbessern und dient somit den förderpolitischen Zielen des Förderprogramms.

2. Wissenschaftliche und technische Ergebnisse des Vorhabens

Das wichtigste Ziel, nämlich zu prüfen, ob mittels Profilmessungen in der Wassersäule an einer einzelnen ausgewählten Position im Fehmarnbelt Aussagen über den Gesamttransport gemacht werden können, wurde erreicht. Transportabschätzungen aus Messungen an dieser einzelnen Position korrelieren auf Zeitskalen, die größer als eine Woche sind, mit 0.7 oder höher mit den Ergebnissen aus den Modellrechnungen und denjenigen Transporten, die aus den Schwankungen des Füllstandes der Ostsee mittels des Pegels Landsort abgeleitet wurden.

Der Einsatz von bodennahen Messsystemen, die sicher sind gegen Fischerei, hat sich im Vergleich zu früher verwendeten Standardverfahren bewährt.

3. Einhaltung der Ausgaben und Zeitplanung

Der Finanz- und Zeitplan wurde entsprechend Antrag, Zuwendungsbescheid sowie den mit dem Projektträger vereinbarten Änderungen eingehalten.

4. Verwertbarkeit der Ergebnisse

Es handelt sich um Ergebnisse der Grundlagenforschung, die sich nicht unmittelbar verwerten lassen. Die Ergebnisse fließen jedoch in die Verbesserung der Vorhersagbarkeit durch Modelle ein.

5. Arbeiten, die zu keiner Lösung geführt haben

Es wurden keine derartigen Arbeiten durchgeführt.

BASEWECS Förderkennzeichen 01LD0025 Teilprojekt C

02. Mai 2001 – 31. Dezember 2004

Wassermassenaustausch durch den Fehmarnbelt

Schlussbericht

1. Kurzdarstellung

1.1 Aufgabenstellung

Ziel des Teilprojekts war es, Kontrollmechanismen für den Wassermassentransport durch den Fehmarnbelt zu identifizieren und zu prüfen, ob Messungen in der Wassersäule an einer Position des Belts ausreichen, um den gesamten Transport durch den Belt abzuschätzen. Hierzu sollten Feldmessungen in einer Verankerung am Südosten des Belts sowie wiederholte Schnitte quer zum Belt im Vergleich mit Modellergebnissen aus dem Teilprojekt A dienen.

1.2 Voraussetzung zur Durchführung des Vorhabens

Frühere Messungen

Zu Beginn des Teilprojekts lagen bereits Erfahrungen aus früheren Fahrten sowie bodennahe Registrierungen von Strömung, Temperatur und Salzgehalt seit 1997 am Südostausgang des Belts vor. Auf der Basis dieser Messungen, der Literatur sowie der Modellkonfiguration im Teilprojekt A wurde entschieden, sowohl die Lage des Schnitts quer zum Fehmarnbelt als auch die Verankerungsposition beizubehalten, da sie günstig für die Beantwortung der Fragestellung im Teilprojekt gelegen sind.

Personelle Voraussetzungen

Genügend erfahrenes wissenschaftliches und technisches Personal stand für die Leitung und die technische Durchführung des Projekts zur Verfügung; für die Aufbereitung der Daten und die Auswertung war Personal im Projekt bewilligt.

Logistische und instrumentelle Voraussetzungen

Das Forschungsschiff ALKOR, ersatzweise der Forschungskutter LITTORINA, beide IFM-GEOMAR, stand für die notwendigen Fahrten zur Verfügung, ebenso CTD und Kalibrierlabor. Zusätzlich notwendige Geräte (ADCP, MicroCat) waren im Projekt bewilligt.

1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Da die im Projekt bewilligten Mittel für Geräte erst verzögert zur Auszahlung kamen, wurden diese zunächst aus der Grundausstattung beschafft und nach einer Testphase erstmals im Mai 2002 erfolgreich verankert. Bis dahin wurden technische ältere Geräte eingesetzt.

Insgesamt wurden im Projektzeitraum wie geplant drei Fahrten pro Jahr mit ALKOR für die Feldmessungen und Wartung bzw. Wechsel der verankerten Geräte durchgeführt. Bei einer zusätzlichen Tagesfahrt mit LITTORINA wurden die neu beschafften Geräte im Mai 2002 erstmals ausgelegt.

Die Verankerungsdaten bildeten gemeinsam mit den Modellergebnissen an den Gitterpunkten des Fehmarnbelt die zentrale Datenquelle für die Auswertung, die mit einer Diplomarbeit in 2004 vorläufig abgeschlossen wurde.

Der frühe Wechsel in der Projektleitung im Sommer 2001 hatte keinen negativen Einfluss auf die Durchführung und auf das Ergebnis, da guter personeller Ersatz zur Verfügung stand. Der Mittelabfluss erfolgte entsprechend Antrag, Zuwendungsbescheid sowie einvernehmlichen Abänderungen zwischen den Teilprojekten und mit dem Projektträger.

1.4 Wissenschaftlicher und technischer Ausgangszustand

Der wissenschaftliche und technische Ausgangszustand hatte sich bei Erteilung der Zuwendung gegenüber der Antragstellung nicht geändert. Zu Projektbeginn standen wie geplant zur Verfügung:

- Das wissenschaftliche und technische Personal
- Das Forschungsschiff ALKOR wie beantragt, ersatzweise LITTORINA
- Alle Geräte einschließlich der technisch älteren zu verankernden Strömungsmesser, die im Laufe des Projektes durch ADCP und MicroCats zu ersetzen waren
- Das Modell im Teilprojekt A für die Modellvergleiche

1.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Die Zusammenarbeit erfolgte vor allem innerhalb des Verbundes, insbesondere hinsichtlich des Vergleiches mit den Ergebnissen des Modells im TP A, aber auch hinsichtlich ergänzender älterer Messungen der Kollegen vom Institut für Ostseeforschung (IOW, U. Lass) zu Vergleichszwecken.

Weitere Datensätze wurden von den zuständigen Datenzentren auf Anfrage zur Verfügung gestellt:

- Pegel Landsort als Maß für den Füllstand der Ostsee
- Pegel Heiligenhafen und Rödby als Maß für Transportschwankungen durch den Fehmarnbelt
- Temperatur- und Salzgehalt von der Fehmarnbelttonne als Maß für die Schichtungsänderungen entlang der Achse des Belts

2. Durchgeführte Arbeiten und Ergebnisse

2.1 Ziele und Methoden

Zu Beginn des Teilprojekts lagen bereits Erfahrungen aus früheren Fahrten in den Fehmarnbelt sowie seit 1999 bodennahe Registrierungen von Strömung, Temperatur und Salzgehalt am Südostausgang des Belts vor. Aus diesen Messungen, der Literatur sowie der Modellkonfiguration im Teilprojekt A war bekannt (Abb. 1):

- Im Fehmarnbelt liegt in erster Näherung in der Vertikalen fast immer eine Zweischichtung vor; dabei liegt die Halokline, die im Mittel salzarmen Ausstrom von salzreichem Einstrom trennt, im Nordosten tiefer als im Südwesten des Rinne und im Mittel bei ca. 17 m Tiefe
- Am Südostausgang des Belts bei der Verankerung V399, ab Mai 2002 V431, findet man bodennah in 20 m Tiefe fast immer Einstrom salzreichen Wassers, der in der Intensität zwar schwankt, aber nur an wenigen Tagen im Jahr die Richtung ändert.
- Das Modell im Teilprojekt A besitzt in diesem Bereich des Modellgebietes sowohl horizontal als auch vertikal genügend gute Auflösung, um einen Vergleich mit den Feldmessungen zu erlauben.



Abb. 1: Der Fehmarnbelt mit Feld- und Modellpositionen der Verankerung V431 und des Schnittes; Tiefenbereiche siehe Farbskala

Auf der Basis dieser Kenntnisse wurde entschieden, sowohl die Lage des Schnitts quer zum Fehmarnbelt als auch die Position der Verankerung so beizubehalten, wie sie 1997 'gewählt worden sind, da sie günstig gelegen sind für die Beantwortung der wichtigsten Frage im Teilprojekt, nämlich zu prüfen, ob Messungen in der Wassersäule an einer Position des Belts ausreichen, um den gesamten Transport durch den Belt abzuschätzen. Drei sich ergänzende methodische Ansätze wurden hierzu verfolgt (Abb. 1; Tab. 1):

- In einer Verankerung am Südostausgang des Belts wurden ab Mai 2002 mit einem akustisch messendem Strömungsprofilmessgerät (ADCP) und mit einem Messgerät zur Registrierung Temperatur und Salgehalts (CTD vom Typ MicroCat) Dauerregistrierungen von Strömungsprofilen sowie der TS-Eigenschaften in Bodennähe durchgeführt. Bereits ab 1997 bis Mai 2002 lagen hier bodennahe Messungen mit technisch älteren Geräten vor.
- Auf Schnitten quer zum Fehmarnbelt wurden etwa dreimal im Jahr Schichtungs- und Strömungsprofile mit ADCP aufgenommen.
- Die Messdaten wurden mit den Ergebnissen aus den Modellrechnungen des TP A und anderen relevanten Daten verglichen.

2.2 Feldarbeiten

Die Feldarbeiten konnten planmäßig durchgeführt werden (Tab. 1). Daten liegen seit 1997 vor. Der Schnitt wurde mit CTD und mit ADCP abgefahren, teilweise mehrfach außer bei einigen eintägigen Fahrten, die ausschließlich der Wartung der Verankerung dienten. Die Strommesserverankerung hatte anfangs nur ein bodennahes Gerät vom Typ Anderaa RCM4/5, mit dem Strömung, Temperatur und Salzgehalt registriert wurden. Wegen der Oberflächenmarkierung war sie jedoch anfällig gegen totalen Verlust (September 1998) bzw. Beschädigung der Oberflächenmarkierung, so dass Taucher von Bord des WSFS DENEB des BSH in Amtshilfe eingesetzt werden mussten (Juni 1999, Oktober 2002). Ab Mai 2002 wurde der RCM4/5 dann im Projekt durch einen ADCP ersetzt, mit dem das Strömungsprofil in der Wassersäule gemessen wurde. Zusätzlich wurde ein CTD vom Typ MicroCat verankert, so dass bodennah weiterhin Temperatur- und Salzgehaltsmessungen vorliegen. Beide Geräte sind in einem Schild gegen Beschädigungen geschützt, so dass keine weiteren Verluste auftraten. Für einige Monate registrierte noch der RCM4/5; der durchgeführte Datenvergleich zeigte gute Übereinstimmung für die bodennahen Werte.

Datum		Schiff	Schnitt		Verankerung		
Auslaufen					aufgenommen ↑ / ausgelegt ↓		
			CTD	ADCP		V341	
					RCM4/5	ADCP & MC	
1997	02.09.	ALKOR	1	2	\downarrow		
1998	17.02.	ALKOR 125			$\uparrow\downarrow$		
	01.09.	ALKOR 133	1	1	Verloren		
1999	23.02.	ALKOR 140	1	1	\downarrow		
	14.06.	ALKOR	1	1	Abgerissen		
	30.08.	LITTORINA			Geortet		
	21.09.	ALKOR 150	1	1			
	Okt.	DENEB			↑		
2000	01.02.	ALKOR 155	1	1			
	14.07.	ALKOR 164	1	1	Ļ		
	04.10.	ALKOR 169	1	2	↑↓		
2001	18.02.	ALKOR 175	1	2	↑↓		
	30.07.	ALKOR 186	1	2	↑↓		
	08.10.	ALKOR 191b	1	2	↑↓		
2002	11.03.	ALKOR 199	2	4	↑↓		
	0805.	LITTORINA				Aussetzen	
	03.06.	ALKOR 204	2	4	$\uparrow\downarrow$	$\uparrow \downarrow$	
	14.10.	ALKOR 213	2	4	Abgerissen	↑↓	
2003	19.02.	ALKOR 215	2	3	_	↑↓	
	17.03.	DENEB			↑		
	07.07.	ALKOR 223	2	4		$\uparrow\downarrow$	
	15.09.	ALKOR 229	2	4		↑↓	
2004	23.01.	ALKOR				↑↓	
	29.06.	ALKOR 240	2	4		↑↓	
	11.10.	ALKOR 247	2	4		1	
	30.11.	LITTORINA				ļ į	

Tab. 1: Fahrten in den Fehmarnbelt (s. Abb. 1). Fahrtdauer jeweils zwischen einem und vier Tage. Schnitt mit CTD und / oder Schiffs-ADCP; Verankerung ab 1997 mit bodennahem Anderaa RCM4/5 (Strömung, Temperatur, Salzgehalt), seit Mai 2002 mit ADCP und CTD im Schutzschild am Boden

2.3 Ergebnisse

Zusammenfassung

Die Grundlage der Untersuchungen bilden die Daten von den Schnitten und aus der Verankerung in Verbindung mit den Modellergebnissen aus dem Teilprojekt A sowie den Pegeldaten von Landsort, welche den Füllstand der Ostsee charakterisieren. Hier werden die wichtigsten Eigenschaften dargestellt hinsichtlich der Schichtung im Fehmarnbelt sowie Ergebnisse zu den Korrelationen von höher als 0.7 zwischen den Transporten, wie sie aus den Verankerungsdaten mit den Modellergebnissen sowie den Änderungen im Pegel Landsort abgeleitet sind. Alle Ergebnisse, auch weitergehender linearer statistischer Analysen, findet man in der Diplomarbeit von J. König (2004).

Schichtung im Fehmarnbelt

Typische Schichtungsverhältnisse (Abb. 3) im Fehmarnbelt sind gekennzeichnet durch eine stark ausgebildete Halokline, die in einer mittleren Tiefe von ca. 17 m liegt, salzarmes Ausstromwasser von salzreichem Einstromwasser trennt und entsprechend der Dynamik von Nordosten nach Südwesten ansteigt. Die Halokline ist ganzjährig zu finden.



Abb. 2: Schichtung im Fehmarnbelt im Herbst 2004 (Lage s. Abb. 1); Temperatur (oben), Salzgehalt (Mitte), Dichte (unten). Es fällt auf, dass die Sprungschicht entsprechend der zu Grunde liegenden Dynamik von Nordosten (links) nach Südwesten (rechts) ansteigt und dass der Dichtegradient im Nordosten größer ist.

Seit Mai 2002 wurden die beiden neu beschafften ADCP und MicroCat in der Verankerung und bei schiffsgebundenen Messungen eingesetzt. Zusammen mit den seit Februar 1999 gewonnenen Daten zeigte sich, dass am Südostausgang des Fehmarnbelt der Einstrom am Boden nur an wenigen Tagen unterbrochen wird bzw. eine Umkehr erfährt. Zur Oberfläche hin gibt es dagegen durchaus häufig Zeiträume von einigen Tagen bis Wochen, in denen Ausstrom überwiegt. Bodennah unterliegen Temperatur und Salzgehalt einem deutlichen Jahresgang. Im Sommer ist der bodennahe Salzgehalt höher als im Winter, da die thermische sommerliche Sprungschicht den vertikalen Austausch in der Tiefe unterbindet (Abb. 3).



Abb. 3: Bodennaher Salzgehalt im Fehmarnbelt, 1999-2004; Messungen verankerter Geräte (o) und Modelldaten (durchgezogene Linie).

Transportschwankungen im Fehmarnbelt

Um der zentralen Fragestellung nachzugehen, inwieweit Messungen des vertikalen Strömungsprofils an einer einzelnen Position im Fehmarnbelt den gesamten Wassermassentransport durch den Belt repräsentieren, konzentrierte sich die Auswertung darauf, Pegeldaten und Ergebnisse des Modells aus TPA einzubeziehen. Hierzu wurden Pegeldaten von Landsort (1974-2003), beiden Seiten des Beltes (Rödby und Heiligenhafen, beide 1997-2003) und dem Öresund (1999-2003) genutzt, sowie die für den Vergleich notwendigen Modellergebnisse für diese Regionen extrahiert.

Als wichtigstes Ergebnis liegt die Korrelation zwischen dem aus den Verankerungsdaten berechneten vertikal integriertem Transport pro Fläche und dem über dem Modellschnitt berechneten Transport pro Fläche vor (Abb. 4). Für längere Zeitskalen (> 7 d) ist sie mit r = 0.70 erstaunlich hoch, und der resultierende mittlere quadratische Fehler aus der linearen Regression um die Verankerungsdaten umfasst fast überall das Modellergebnis.



Abb. 4: Korrelation zwischen dem aus Verankerungsdaten abgeleiten Transport pro Einheitsfläche und dem für den Modellschnitt berechneten Transport für das Jahr 2003t; die Korrelation auf der Zeitskala > 7 d ist 0,70. Für andere Jahre ist der Vergleich ähnlich gut.

Ein ähnliches Ergebnis liefert der Vergleich zwischen den Pegeldaten bei Landsort und den Verankerungsdaten. Der Stand des Pegels Landsort ist ein Maß für den Füllstand der Ostsee, d.h. seine zeitliche Änderung ergibt den Gesamttransport durch Belte und Sund (nach Abzug der Nettofrischwasserzufuhr), und er ist nach den Modellergebnissen mit dem modellierten Transport durch Belte und Sund hoch korreliert (Lehmann & Hinrichsen, *Phys. Chem. Earth, 2001*). Der Vergleich mit dem aus den Verankerungsdaten geschätztem Transport durch den Fehmarnbelt ergibt auf Zeitskalen größer als 7 d hohe Korrelation (r = 0.82, Abb. 5) und gute Übereinstimmung zwischen Transporten aus Pegel- und Verankerungsdaten innerhalb der Fehlergrenzen.



Abb. 5: Korrelation zwischen dem aus Verankerungsdaten abgeleiten Transport pro Einheitsfläche und dem aus den Pegelschwankungen berechneten Gesamttransport für das Jahr 2002/2003; die Korrelation auf der Zeitskala > 7 d ist 0,82.

Bisher wurde nur der Gesamttransport betrachtet. Wichtig ist es aber auch, Einund Ausstromsituationen in ihrer Intensität unterscheiden zu können. Eine EOF-Analyse der Ein- und Ausstromkomponente im Fehmarnbelt zeigt, dass zwei Moden vorherrschen (Abb. 6): Etwa 77% der Varianz lassen sich mit der ,normalen' Einund Ausstromsituation erklären, bei die der Strömungskomponente in etwa 20 m Tiefe das Vorzeichen wechselt, wobei die obere Schicht Ausstrom und die untere Schicht Einstrom bezeichnet. Dies ist in etwa auch die übliche Tiefenlage der Haloklinen (abgesehen von Schwankungen mit dem Jahresgang). Weitere 21% der Varianz sind in einer Mode enthalten, die eine ähnliche Form wie die erste Mode besitzt, jedoch das Vorzeichen bereits in 11 m Tiefe wechselt, und die man deshalb als diejenige interpretieren kann, die auch durch größere Mächtigkeit der unteren Schicht starke Einstromereignisse beschreibt. Alle weitere Moden enthalten weniger als 1% der Varianz und sind deshalb energetisch unwichtig.



Abb. 6: Vertikale Verteilung der Ein- und Ausstromkomponente der Strömung aus Verankerungsdaten nach einer EOF-Analyse. Die erste Mode (77% der Varianz) beschreibt die Normalsituation (,Outflow mode', blaue Kurve) mit mittlerer Tiefe der Stromumkehr in 20 m Tiefe; die zweite Mode(21%) die Situationen von starken Einstromereignissen (,Inflowmode') mit größerer Mächtigkeit der salzreichen Schicht und Stromumkehr in 11 m Tiefe.

Die Korrelationsanalyse hat gezeigt, dass das Strömungsprofil an einer einzelnen Position im Fehmarnbelt bereits gut den Gesamttransport durch den Belt beschreiben kann, jedenfalls auf Zeitskalen von etwa einer Woche und länger. Eine offene Frage ist, ob und wie die beiden Moden mit dem Windfeld korrelieren, ebenso, ob die Fehler durch den bisher unberücksichtigten Transport durch den Sund erklärt werden können.

2.4 Veröffentlichungen, Vorträge, Poster

König. J., (2004): Wassermassenaustausch durch den Fehmarnbelt. Dipl.-Arb., Mat.-Natuw. Fak. Univ. Kiel, 54 S.

König, J., Send, U., Müller, T.J., Lehmann, A., Karstensen, J. (2005); "Water Mass Exchange through the Fehmarn Belt". Poster, BALTEX Meeting, Leipzig, 09.05.-13.05.2005.

Abschlußbericht

zum BMBF-Vorhaben

Einfluß der Ostsee und des Jahresganges der Eisbedeckung auf den Wasser- und Energiehaushalt der BALTEX-Region

Teilprojekt D:

Monitoring des Wasserstandes der Ostsee mit verschiedenen Methoden zur Validierung ozeanographischer Modelle

Förderkennzeichen:	01 LD 0025
Zuwendungsempfänger:	Prof. DrIng.habil. R. Dietrich Institut für Planetare Geodäsie Technische Universität Dresden 01062 Dresden

Dresden, 8. Juni 2005

Prof. Dr.-Ing. R. Dietrich Projektleiter

Erfolgskontrollbericht

1 Beitrag des Ergebnisses zu den förderpolitischen Zielen des Förderprogrammes

Die Untersuchung des Energie-, Wasser-, Salz- und Eiszyklus' der Ostsee stellt im Rahmen des Deutschen Klimaforschungsprogrammes (DEKLIM), B: Regionale Prozessstudien im Ostseeraum, einen wichtigen Teilaspekt dar. Das durchgeführte Vorhaben leistete in enger Zusammenarbeit mit dem IFM-GEOMAR Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel einen Beitrag zur Analyse und Verifikation des in Kiel entwickelten ozeanographischen Modelles der Ostsee (siehe Teilprojekt A), was schließlich zur Modifikation und Verbesserung des Modells führte. Hierbei konnte an die erfolgreiche frühere Kooperation der TU Dresden und des IFM-GEOMAR im Projekt VEREXT (BMBF Förderkennzeichen 03F0199A) angeknüpft werden.

Die durchgeführten Forschungen stellen auch im Rahmen internationaler Programme (BALTEX, seinerseits ein GEWEX *continental scale experiment*) einen wertvollen Beitrag dar.

Die interdisziplinäre Zusammenarbeit von Geodäten und Ozeanographen bildet noch immer eine Ausnahme. Die gemeinsame Interpretation und Präsentation der Ergebnisse stellte jedoch eine für alle Seiten wertvolle Bereicherung dar und lieferte neue Ideen und Konzepte für die eigene Arbeit.

2 Wissenschaftliche und technische Ergebnisse des Vorhabens

Die im Vorhaben erbrachten Leistungen können drei wesentlichen Komplexen zugeordnet werden.

Erstens wurde die Datengrundlage über Variationen des Meeresspiegels der Ostsee wesentlich erweitert. Dabei konnten mit der Entwicklung eines multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meeresspiegelhöhen an MARNET Stationen (siehe Abschlußbereicht Abschnitt 2.6) erstmals Meeresspiegelhöhen auf offener See kontinuierlich in einem einheitlichen geodätischen Bezugssystem bestimmt und in mehrmonatigen Zeitreihen erfaßt werden. Dies stellt mit den hierbei erreichten Genauigkeiten einen wesentlichen technisch-technologischen Fortschritt dar.

Zweitens konnten nach der Analyse beobachteter Variationen des Meeresspiegels der Ostsee ozeanographisch modellierte Variationen in unterschiedlichen Spektralbereichen bis hin zu Extremereignissen untersucht und verifiziert sowie die Genauigkeit der modellierten Meeresspiegelhöhen abgeschätzt werden.

Die Validierung der modellierten Meereshöhen führte zu einem besseren Prozeßverständnis des Systems Ostsee. Dies ergab drittens Ansätze zur Verbesserung des ozeanographischen Modells der Ostsee (siehe Abschlußbericht Abschnitt 2.6). Diese Ergebnisse stießen auch international bereits auf großes Interesse.
3 Einhaltung der Ausgaben- und Zeitplanung

Der Finanzierungsplan wurde eingehalten (siehe zahlenmäßiger Nachweis).

Zur Erreichung der gesteckten Ziele war es notwendig, technische Änderungen am multisensoralen Messsystem vorzunehmen. Dies führte zu einem Zeitverzug bei der schließlichen Erhebung der Daten gegenüber dem im Projektantrag verankerten Zeitplan (siehe Zwischenbericht 2003). Mit der Bewilligung einer kostenneutralen Verlängerung des Projektes um ein halbes Jahr (01.06.2004-31.12.2004) konnte diesem Umstand Rechnung getragen werden. Schließlich wurde durch Mittelumwidmung von Teilprojekt A in Teilprojekt D im letzten Jahr der Projektlaufzeit die personelle Auswertekapazität so aufgestockt, daß alle Auswertearbeiten erfolgreich abgeschlossen wurden.

4 Verwertbarkeit der Ergebnisse

Die erzielten Ergebnisse wurden bzw. werden publiziert. Ganz wesentlich und unmittelbar fließen sie in die o.g. Vorhaben zur Klimaforschung ein (siehe Abschnitt 1). Die neuen Ergebnisse und Erkenntnisse, aber auch die im Projekt entstandene enge Partnerschaft zwischen den unterschiedlichen beteiligten Institutionen und Wissenschaftlern, bilden auch eine wichtige und wertvolle Grundlage für zukünftige Projekte zur Klimaforschung.

5 Arbeiten, die zu keiner Lösung geführt haben

-keine-

Abschlußbericht

Zuwendungsempfänger	Prof. R. Dietrich, Technische Universität Dresden, Projektleiter		
Förderkennzeichen:	01 LD 0025		
Vorhabenbezeichnung:	Einfluß der Ostsee und des Jahresganges der Eisbedeckung auf den Wasser- und Energiehaushalt der BALTEX-Region		
	Teilprojekt D: Monitoring des Wasserstandes der Ostsee mit ver- schiedenen Methoden zur Validierung ozeanographischer Modelle		
Laufzeit:	01.05.2001 bis 31.12.2004		

1 Kurzdarstellung

1.1 Aufgabenstellung

Mit Hilfe ozeanographischer Modelle können hochaufgelöste räumliche und zeitliche Meeresspiegeländerungen bestimmt werden, die z.B. Aussagen über die Variabilität des Meeresspiegels erlauben und im Zusammenhang mit Simulationen zukünftiger Klimaentwicklungen mögliche Veränderungen des Meeresspiegels aufzeigen. Dies ist vor allem für den dicht bevölkerten und intensiv genutzten Ostseeraum und seine Anrainerstaaten in wissenschaftlicher wie auch in sozioökonomischer Hinsicht von hoher Relevanz. Eine besondere Bedeutung erlangt hierbei auch die Vorhersage und Modellierung von Sturmhochwassern, die im Rahmen des Vorhabens ebenfalls untersucht wurde.

Ziel des Vorhabens war der Vergleich modellierter Meeresspiegeländerungen der Ostsee mit gemessenen Meereshöhen im Küstenbereich, im Küstenvorfeld sowie in der offenen See, um eine unabhängige Bewertung des genutzten ozeanographichen Modells und eine Abschätzung dessen Genauigkeit zu ermöglichen.

Die Genauigkeit und Operativität geodätischer Verfahren zur Bestimmung von Punktpositionen bzw. Meereshöhen hat sich in den letzten Jahren stark verbessert, insbesondere aufgrund der Weiterentwicklung von Satellitenmethoden (Global Positioning System – GPS, Altimetrie). Auch hinsichtlich der Genauigkeit der vorhandenen Geoidmodelle und der Zugänglichkeit zu nationalen Höheninformationen im Ostseeraum sind erhebliche Fortschritte zu verzeichnen. Damit ist es möglich geworden, Meereshöhen in einem einheitlichen Bezugssystem (Geoid) mit einer Genauigkeit von wenigen Zentimetern anzugeben.

Für die Untersuchungen wurden Pegelmessungen von verschiedenen, im Ostseegebiet verteilten Küstenstationen verwendet. Meereshöhen auf offener See werden durch Satellitenaltimetermissionen geliefert, deren Daten ebenfalls einbezogen wurden. Zusätzlich wurde im Rahmen des Projektes ein multisensorales Meßsystem zur Bestimmung von Meereshöhen auf offener See entwickelt und auf zwei MARNET Stationen installiert. Damit konnten Zeitreihen von Meeresspiegelhöhen in küstennahen Gewässern der südlichen Ostsee in einem einheitlichen geodätischen Bezugssystem gewonnen werden, die eine wertvolle Ergänzung und Erweiterung der Datenbasis darstellen. Das verwendete ozeanographische Modell der Ostsee wurde am IFM-GEOMAR Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel entwickelt (Dr. A. Lehmann, Teilprojekt A) und wird dort betrieben. Das Modell liefert präzise Oberflächenauslenkungen des Meeresspiegels der gesamten Ostsee in einer hohen räumlichen Auflösung in Bezug auf eine Niveaufläche des Erdschwerefeldes (Äquipotentialfläche).

Die Analysen und Vergleiche umfassten Untersuchungen sowohl zu mittleren Meeresspiegelhöhen als auch zu langfristigen und kurzperiodischen Änderungen des Meeresspiegels. Der Zeitraum, in dem Daten des ozeanographischen Modells zum Vergleich vorliegen (1979-2004), wurde durch geodätisch bestimmte Meereshöhen (insbesondere Pegelmessungen) in das längerfristige Verhalten des Meeresspiegels der Ostsee eingeordnet. Im Ergebnis der Analyse konnten Aussagen zum Genauigkeitspotential der modellierten Oberflächenauslenkungen für unterschiedliche Frequenzbereiche getroffen und Schlußfolgerungen für eine Verbesserung des Modells durch Modifikation des Modellrandes gezogen werden. Die durchgeführten Untersuchungen schließen auch Genauigkeitsbetrachtungen zu den einzelnen Meßverfahren (Messungen der Küstenpegel, Satellitenaltimetrie, Bestimmung von Meeresspiegelhöhen auf offener See mittels GPS) und der notwendigen Zusatzinformationen (Höhenbestimmungen an Pegeln mittels GPS und Nivellements, Geoidmodelle) ein.

1.2 Voraussetzung zur Durchführung des Vorhabens

Bei der Durchführung der im Projekt vorgesehenen Aufgaben konnte auf umfangreiche Erfahrungen, die aus Arbeiten früherer Forschungsprojekte am Institut für Planetare Geodäsie resultieren, zurückgegriffen werden. Davon sowie von vorhandenen Geräten, Software und Auswertealgorithmen konnten sowohl die praktischen Feldarbeiten als auch die durchgeführten Analysen profitieren.

In den zurückliegenden Jahren waren Mitarbeiter des Institutes wiederholt an Feldarbeiten in unterschiedlichen Regionen der Erde (z.B. Ostsee, Vogtland, Grönland, Patagonien, Antarktis) beteiligt. Bei diesen Meßkampagnen, die mit verschiedenen Zielstellungen und unter unterschiedlichen äußeren Bedingungen stattfanden, konnten Erfahrungen gesammelt werden, die bei der Konzeption und Installation des multisensoralen Meßsystems auf offener See und bei der Planung und Durchführung der Feldarbeiten dieses Vorhabens nutzbringend angewendet werden konnten. Dabei konnten besonders die Erfahrungen im Aufbau und Betrieb von autonomen GPS Stationen Gewinn bringend eingebracht werden. Die bereits beim Einsatz und Betrieb von Druckpegeln gesammelten Erkenntnisse flossen direkt in die Planung des multisensoralen Meßsystems ein. Durch die im Rahmen des Projektes durchgeführten Arbeiten konnte der am Institut für Planetare Geodäsie vorhandene Erfahrungsschatz u.a. im Hinblick auf marine Anwendungen geodätischer Meßverfahren entscheidend erweitert werden.

Für die Kalibrierung und Validierung der Meßergebnisse des multisensoralen Meßsystems konnte auf vorhandene Technik und Erfahrungen am Institut für Planetare Geodäsie zurückgegriffen werden. Dabei wurden die vorhandenen Druckpegel WLR7 der Firma AANDERAA (Norwegen) sowie die GPS-Schleppboje und die erprobte Auswertetechnologie eingesetzt.

Die am Institut für Planetare Geodäsie vorhandene Sachkenntnis bei der Auswertung von GPS Netzen mit Hilfe der wissenschaftlichen GPS Software BERNESE war von großem Nutzen für die Anbindung der Referenzstation in ein terrestrisches Bezugssystem (ITRF). Vorhandene Erfahrungen im Umgang mit kinematischer GPS Software, auch unter Bedingungen veränderlicher Datenqualität, wurden für die Anbindung der multisensoralen Meßsysteme an die Referenzstation genutzt.

Die in die Analysen eingegangenen Pegel- und Altimeterdaten wurden bestehenden Datenbanken entnommen. In den vergangenen Jahren wurde am Institut für Planetare Geodäsie Arbeiten zum einheitlichen Höhenbezug von langjährigen Pegelreihen in der südlichen Ostsee geleistet, deren Ergebnisse ebenfalls in die Untersuchungen eingeflossen sind. Im Rahmen der *Baltic Sea Level* Meßkampagnen 1990, 1993 und 1997, an denen sich auch Mitarbeiter des Institutes für

Planetare Geodäsie beteiligten, wurden Beiträge zur Vereinheitlichung der Höhenbezüge von Pegelmessungen geleistet, die als Grundlage in die durchgeführten Arbeiten eingingen.

Bereits bestehende gute Kontakte mit dem IFM-GEOMAR Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel aus einen früheren Projekt und erste Erfahrungen in der Verarbeitung modellierter Oberflächenauslenkungen bildeten ebenfalls einen guten Ausgangspunkt für die Zusammenarbeit in diesem Vorhaben.

Diese Voraussetzungen ermöglichten eine effiziente und erfolgreiche Bearbeitung der im Rahmen des Projektes anstehenden Aufgaben zur Validierung des ozeanographischen Modells.

1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Entsprechend der angestrebten Resultate ergaben sich zwei inhaltliche Schwerpunkte, die im Rahmen des Vorhabens zu bearbeiten waren:

- 1. Entwicklung eines multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen auf offener See und Installation auf zwei MARNET Stationen vor der Küste der südlichen Ostsee, Einrichtung einer Referenzstation an Land (Hiddensee), Planung und Durchführung der Feldarbeiten sowie Primärauswertung der Daten;
- 2. Beschaffung und Analyse der Pegel- und Altimeterdaten, Vergleich der gemessenen mit modellierten Meeresspiegelhöhen und Bewertung des Modells anhand der Ergebnisse.

Die Arbeiten wurden gemäß dem im Projekt verankerten Zeitplan durchgeführt. Im Laufe des Vorhabens wurde es notwendig, technische Änderungen am multisensoralen Messsystem vorzunehmen, was zu einer zeitlichen Verzögerung für die Erhebung der Meßdaten gegenüber dem im Projektantrag verankerten Zeitplan führte. Mit der Bewilligung einer kostenneutralen Verlängerung des Projektes um ein halbes Jahr (01.06.2004-31.12.2004) konnte diesem Umstand Rechnung getragen werden.

Die Organisation und Planung der Arbeiten wurde durch den Projektleiter, Prof. R. Dietrich wahrgenommen. Im Laufe der Projektlaufzeit, insbesondere im letzten Jahr, waren mehrere Mitarbeiter des Institutes für Planetare Geodäsie für das Projekt tätig. Zu personellen Wechseln kam es einerseits, da Mitarbeiter zur Aufnahme einer anderweitigen Tätigkeit das Institut verließen. Andererseits ist es gerade zum Ende der Projektlaufzeit durch Mittelumwidmung aus Teilprojekt A gelungen, durch eine erweiterte Personalkapazität die sehr intensiven Auswertearbeiten qualitäts- und termingerecht abzuschließen. Als Projektmitarbeiter waren Dr. G. Liebsch (bis Aug. 2003, BAT IIa-O), Dipl.-Ing. M. Neukamm (Dez. 2003 bis Juni 2004, BAT IIa-O/2), Dipl.-Ing. A. Rülke (Feb. bis Dez. 2004, BAT IIa-O), Dr. J. Wendt (März 2004 bis Sept. 2004, BAT IIa-O), Dipl.-Ing. M. Fritsche (Aug. bis Dez. 2004, BAT IIa-O/2) und Dipl.-Ing. S. Roemer (Dez. 2004, BAT IIa-O/2) beschäftigt. An der Durchführung der Feld- und Auswertearbeiten waren darüber hinaus weitere Mitarbeiter des Institutes für Planetare Geodäsie sowie studentische Hilfskräfte beteiligt. Zu Teilaspekten des Vorhabens wurden Studien- und Diplomarbeiten angefertigt.

Mit Beginn der Projektlaufzeit wurde mit der Planung und Konzeption des multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meeresspiegelhöhen auf offener See begonnen. Gleichzeitig wurde mit der Beschaffung der in der Konzeption genannten Hardwarekomponenten begonnen. Die Entwicklung des Meßsystems und dessen Installation auf zwei MARNET Stationen erfolgte in enger Zusammenarbeit mit verschiedenen Institutionen (siehe Abschnitt 1.5). Nach der Auslieferung der multisensoralen Meßsysteme durch den Hersteller wurde im 2. Quartal 2002 mit einem umfangreichen Probebetrieb begonnen, in dessen Ergebnis weitere Verbesserungen vorgenommen wurden. Schließlich wurden die zwei Systeme im November 2002 (Arkona See) und Februar 2003 (Darsser Schwelle) auf den MARNET Stationen installiert und liefern seitdem Daten zur Bestimmung des aktuellen Meeresspiegels an diesen Stationen (Abbildung 2).

Im November 2002 konnte in Absprache und Zusammenarbeit mit dem Wasser- und Schifffahrtsamt Stralsund eine GPS Referenzstation auf dem Leuchtturm Hiddensee eingerichtet werden (Abbildung 5). Alle notwendigen Wartungsarbeiten zur Steuerung des GPS-Empfängers, zum Datenmanagement etc. können mit einer Software vorgenommen werden, die dafür vom Institut für Planetare Geodäsie entwickelt wurde.

Nach der Installation und Einrichtung aller Meßsysteme wurde mit der Auswertung und Analyse der Daten begonnen. Dabei stand zunächst die Erarbeitung von Zeitreihen von Meeresspiegelhöhen in einem geodätischen Bezugssystem aus GPS Messungen im Vordergrund.

Über die gesamte Projektlaufzeit hinweg wurden gleichzeitig Daten von Küstenpegeln und aus Satellitenaltimetrie beschafft. Diese Zeitreihen wurden zur Validierung des ozeanographischen Modelles genutzt. Im Ergebnis konnte eine Verbesserung des Modells basierend auf der Modifizierung der Modellrandbedingung vorgeschlagen und getestet werden. Unter Berücksichtigung des Fehlerhaushaltes der verschiedenen Verfahren erfolgte die Bewertung des Modelles.

1.4 Wissenschaftlicher und technischer Ausgangsstand

Die Entwicklung weltraumgestützter Meßverfahren seit den 70er Jahren ging einher mit einer deutlichen Steigerung der Meßgenauigkeit. Sowohl die Positionsbestimmung mit GPS als auch die der Meereshöhenbestimmung mit Satellitenaltimetrie ist heute weltweit mit Zentimetergenauigkeit möglich. Moderne wissenschaftliche Erkenntnisse über die Einflüsse, denen die Messungen unterworfen sind, werden in verfügbarer Auswertesoftware implementiert und führen zu leistungsfähigen Produkten (präzise Satellitenorbits, Koordinaten und Meßdaten von Referenzstationen im terrestrischen Bezugssystem (Boucher u.a., 2004)), auf die zurückgegriffen werden kann. Aus der Anwendung von GPS-Messungen im Rahmen des skandinavischen *BIFROST*-Projektes (Scherneck u.a., 2002) und im Rahmen der *Baltic Sea Level* Kampagnen (Poutanen u.a., 1999) resultierten präzise Informationen über Höhen und Höhenänderungen im gesamten Ostseeraum. Dank der satellitengestützten Altimetermessungen ist in Ergänzung zu klassischen Pegelmessungen an der Küste die Bestimmung hochgenauer Meereshöhen im Gebiet der offenen See möglich (Tapley und Kim, 2001), wodurch die Informationsbasis für Kenntnisse des Meersspiegelverhaltens bedeutend erweitert wurde.

Die Verfügbarkeit und Zusammenführung von Schweremessungen aus unterschiedlichen Ländern, die in den 1990er Jahren möglich war, führte zu entscheidenden Verbesserungen des Kenntnisstandes über das Erdschwerefeld im Ostseegebiet. Auf dieser Basis konnten verbesserte Geoidmodelle (Forsberg u.a., 1996; Denker und Torge, 1998) bereitgestellt werden, auf deren Grundlage ein einheitlicher Höhenbezug von Meeresspiegelhöhen an verschiedenen Orten und aus unterschiedlichen Meßverfahren realisiert werden kann. Flugzeug- und satellitengest ützte Vermessungen des Schwerefeldes lassen eine weitere Steigerung in der Genauigkeit der Geoidmodellierung v.a. im Bereich der offenen See in naher Zukunft erwarten.

Speziell der Ostseeraum verfügt über ein dichtes Netz langjähriger Pegelbeobachtungen (z.T. seit etwa 1800 (Ekman, 1988)). Aus der Auswertung dieses Beobachtungsmaterials resultiert ein vergleichsweise hoher Kenntnisstand über Abläufe des lang- bis kurzfristigen Meeresspiegelverhaltens sowie des Verhaltens der Erdkruste in dieser Region (Ekman und Mäkinen, 1996; Ekman, 1996b; Ekman, 1996a; Ekman, 1998). Fundierte Kenntnisse des Meeresspiegelverhaltens in Verbindung mit einem dichten Netz von Messungen der Meereshöhen, das im Ostseeraum aktuell vorhanden ist, ergeben wiederum gute Möglichkeiten, die Leistungsfähigkeit und Präzision mo-

derner Verfahren der Meereshöhenbestimmung (Satellitenaltimetrie, Meereshöhenbestimmung mittels GPS, ozeanographische Modellierung) zu prüfen und zu bewerten.

1.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Ziel des Vorhabens ist die Verifizierung und Genauigkeitsbewertung ozeanographisch modellierter Oberflächenauslenkungen durch Vergleich mit geodätisch bestimmten Meeresspiegelhöhen. Dies erfolgte in intensiver Zusammenarbeit mit den Betreibern des Modells, dem IFM-GEOMAR Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel (A. Lehmann) sowie den weiteren Projektpartnern (U. Lass, Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde; T. Müller, IFM-GEOMAR). Gemeinsam erfolgte und gemeinsam geplante Präsentationen der Ergebnisse unterstreichen den Erfolg der Zusammenarbeit.

Das Ingenieurbüro Dr. Schlüter VDI entwickelte im Auftrag und nach Vorgeben des Institutes für Planetare Geodäsie das multisensorale Meßsystem für den Einsatz auf den MARNET Stationen. Durch den engen Kontakt zum Ingenieurbüro Dr. Schlüter VDI konnte eine schnelle und effektive Umsetzung aller geforderten Spezifikationen bei der hard- und softwaretechnischen Umsetzung des multisensoralen Meßsystems erreicht werden. Ebenso konnten kleinere notwendige Änderungen am System durch die gute Kooperation schnell eingearbeitet werden.

Die Installation der Meßsysteme auf den MARNET Stationen wurde in Zusammenarbeit mit dem Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde Sektion Physikalische Ozeanographie und Meßtechnik (IOW) (S. Krüger und W. Roeder) durchgeführt. Auch die notwendigen Wartungsarbeiten erfolgten in Absprache mit dem IOW, wobei hierzu Schiffe bzw. Schiffszeiten des IOW genutzt werden konnten.

Die für den Betrieb der Meßsysteme notwendige GPS Referenzstation konnte durch die Unterstützung des Wasser- und Schifffahrtsamtes Stralsund (Herr Adam, Herr Drave, Herr Thumann) auf dem Leuchturm Hiddensee eingerichtet werden. Das Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern (LVMA-MV) (R. Bomhauer-Beins, M. Hölzel) stellte im Rahmen von SAPOS (Satellitenpositionierungsdienst der deutschen Landesvermessung) die Daten von 8 Stationen bereit. Die für die Einbindung der Referenzstation notwendigen Daten wurden dem International GNSS Service (IGS) entnommen und durch den SAPOS Dienst des LVMA-MW (LVMA-MV) bereitgestellt.

Ein wesentlicher Teil der einbezogenen Meereshöhendaten wurde internationalen Datenbanken entnommen. Die verwendeten Altimeterdaten wurden vom AVISO-Datenzentrum der französischen Raumfahrtagentur CNES zur Verfügung gestellt (AVISO/Altimetry, 1996). Pegelreihen monatlicher Mittelwerte von Pegelstationen im Ostseeraum entstammen der Datenbank des *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL) (Woodworth und Player, 2003). Die darüberhinaus verwendeten Pegelreihen stündlicher Beobachtungen in der Küste Mecklenburg-Vorpommerns wurden vom WSA Stralsund (Herr J. Kraft und Frau M. Zimmermann) sowie vom BSH Rostock (Herr H.-J. Stigge und Frau I. Perlet) zur Verfügung gestellt. Hochauflösende Pegelbeobachtungen des Nordseepegels Borkum (Südstrand) wurden ausserdem vom Wasser- und Schifffahrtsamt Emden bereitgestellt.

2 Durchgeführte Arbeiten und Ergebnisse

2.1 Entwicklung eines Multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen auf offener See

Ein Hauptbestandteil des Forschungsprojektes war die Konzeption und Entwicklung eines multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen auf offener See. Die Systeme sollten auf zwei in der Ostsee vorhandenen ozeanographischen Plattformen des Marinen Umweltüberwachungs-Messnetzes (MARNET) des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) installiert werden (Abbildung 1). Dazu wurde in der Anfangsphase des Projektes eine interne Konzeptionsstudie angefertigt (siehe Anlage), auf deren Grundlage das Ingenieurbüro Dr. Schlüter VDI die Herstellung eines solchen Meßsystems übernahm. Bei der Entwicklung des Systems mußten auch die durch den Betreiber der MARNET Stationen (IOW) gegebenen Randbedingungen eingehalten werden, die in erster Linie in einem limitierten Strombudget bestanden. Nach Fertigstellung der Meßsysteme wurden diese einem intensiven Testprogram am Institut für Planetare Geodäsie unterzogen. Im Rahmen dieser Tests konnten kleinere Probleme in der Hardund Software der Meßsysteme in Zusammenarbeit mit dem Ingenieurbüro Dr. Schlüter VDI behoben werden. Nach erfolgreichem Testabschluß wurde im November 2002 auf der MARNET Station Arkona See das erste multisensorale Meßsystem installiert und liefert seit Februar 2003 Meßdaten. Im Februar 2003 konnte auch das zweite System auf der Station Darßer Schwelle in Betrieb gehen und liefert ebenfalls Meßdaten seit diesem Zeitpunkt (Abbildungen 2 und 3). Das Meßsystem auf der Station Arkona See wurde mit einem Radarpegel ausgestattet. Dieser experimentelle Sensor erwies sich als sehr zuverlässig und die mit ihm gewonnenen Daten sind

von hoher Qualität (Eberlein und Liebsch, 2003). Aufgrund dieser Erfahrungen wurde im September 2003 auch auf der Station Darßer Schwelle ein Radarpegel installiert. Die zu Beginn verwendeten Drucksonden hingegen zeigten Probleme im rauhen offshore Einsatz und wurden daher im Septemper 2003 gegen Sonden eines anderen Herstellers ausgetauscht.

2.2 Feldarbeiten

Die innerhalb des Projektes durchgeführten Feldarbeiten gliedern sich in zwei Teile:

1. Arbeiten zum Aufbau, Betrieb und Wartung der multisensoralen Meßsysteme auf den MARNET Stationen.

Durch den engen Kontakt zu den Mitarbeitern des IOW, Sektion Physikalische Ozeanographie und Meßtechnik, war es möglich, regelmäßig an den Wartungsfahrten zu den Stationen teilzunehmen und so Wartungsarbeiten und notwendige technische Veränderungen an den multisensoralen Meßsystemen vorzunehmen. Zu diesem Zweck wurden entsprechende Sicherheitsausrüstungen für zwei Mitarbeiter des Institutes für Planetare Geodäsie beschafft, um den notwendigen Arbeitsschutz bei den Arbeiten im Offshorebereich zu gewährleisten. Während dieser regelmäßigen Fahrten, die durch die Mitnutzung von Schiffen bzw. Schiffszeiten des IOW möglich waren, kam meist auch die am Institut für Planetare Geodäsie vorhandene GPS Schleppboje zum Einsatz. Zusätzlich wurden Druckpegel der Firma AAN-DERAA ausgebracht und wieder geborgen. Die mit diesen Systemen gewonnenen Daten dienen der Validierung der Meßergebnisse der multisensoralen Meßsysteme.

2. Arbeiten zum Aufbau, Betrieb und Wartung der GPS Referenzstation Leuchturm Hiddensee Diese Arbeiten wurden in enger Kooperation mit dem Wasser- und Schifffahrtsamt Sralsund durchgeführt. Die GPS Daten werden per Datenfernübertragung an das Intitut für Planetare Geodäsie übertragen. Entsprechende Programme für das Betriebssystem Linux wurden hierfür am Institut für Planetare Geodäsie entwickelt. Durch die technische Auslegung der Referenzstation bedurfte diese keiner regelmäßigen Wartung (Abbildung 5).

2.3 Bezugssysteme gemessener und modellierter Meeresspiegelhöhen

Aufgrund ihrer unterschiedlichen räumlichen als auch zeitlichen Auflösung sowie aufgrund der unterschiedlichen Verfahren zur Bestimmung der Meeresspiegelhöhen lassen sich aus den verschiedenen Datenreihen unterschiedliche Phänomene des Meeresspiegelverhaltens bestimmen (Tabelle 1). Zur Bestimmung und Analyse der stationären Meerestopographie und vor allem zum Vergleich der aus unterschiedlichen Verfahren abgeleiteten mittleren Meeresspiegelhöhen sind darüberhinaus Informationen zum Höhenbezug der Meßwerte notwendig (Tabelle 2), um einen Bezug der Messungen auf eine einheitliche Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes (Geoid) zu ermöglichen. Im folgenden werden die wesentlichen Grundlagen sowie Arbeiten zur Vereinheitlichung der Bezugssysteme zusammengestellt.

Geoidmodelle im Ostseeraum

Für die Untersuchungen wurden zwei unterschiedliche Geoidmodelle, das European Quasigeoid aus dem Jahr 1997 (EGG97, (Denker und Torge, 1998)) und das Geoidmodell der Nordischen Geodätischen Kommission aus dem Jahr 1996 (NKG96, (Forsberg u.a., 1996)) verwendet. Die Genauigkeit der Geoidhöhen hängt von der Größe des betrachteten Gebietes ab und wird für kleinere Regionen (bis 100 km) mit 1-5 cm angegeben. In Gebieten von der Größe des gesamten Ostseeraumes können die Unsicherheiten Beträge bis zu 2 dm annehmen. Durch neue Satellitenmissionen zur Erkundung des Erdschwerefeldes (CHAMP, GRACE, GOCE) und flugzeuggestützte Schweremessungen (Aerogravimetrie) sind in Zukunft weitere Genauigkeitssteigerungen zu erwarten. Die derzeitige Genauigkeit der Geoidmodelle ermöglicht absolute Vergleiche von Meeresspiegelhöhen insbesondere in lokal bzw. regional begrenzten Gebieten, z.B. im Küstengebiet Mecklenburg-Vorpommerns.

Höhenbezug von Pegelreihen

Mit Pegelmessungen wird die Änderung des Meeresspiegels relativ zum Festland bestimmt. Der Höhenbezug wird durch Festpunkte im jeweiligen Landeshöhensystem realisiert. Vergleiche der Pegelmessungen von Stationen unterschiedlicher Staaten setzen Kenntnise über die Unterschiede der Nullniveaus der jeweiligen Landeshöhensysteme voraus. Beiträge zur Vereinheitlichung der Höhenbezuüge von Pegelmessungen im gesamten Ostseeraum resultieren v.a. aus Arbeiten von Ekman und Mäkinen (1996) und Ekman (1999).

Durch die Kombination hochauflösender, genauer ozeanographischer Modelle und Geoidmodelle ist ebenfalls eine Vereinheitlichung der Höhenbezüge und die Bestimmung der Systemdifferenzen zwischen unterschiedlichen Höhensystemen möglich. Diese Möglichkeit wird zukünftig mit der Entwicklung verbesserter ozanographischer Modelle und präziseren Geoidmodellen sicher an Bedeutung gewinnen.

Ein einheitlicher Bezug der Höhen von Pegelstationen bezüglich eines Referenzellipsoides kann mit Hilfe von GPS-Messungen an den Pegelstationen realisiert werden. Durch Kombination dieser Informationen mit einem Geoidmodell erfolgt der Übergang auf eine Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes. Vergleiche mit Festpunkthöhen im Landessystem erlauben Aussagen zur Genauigkeit sowohl der GPS-Messungen und des Geoidmodells in der Region als auch zur Genauigkeit der Höhen im Landessystem. Entsprechende Untersuchungen wurden auf der Grundlage des *Baltic Sea Level* Projektes 1997 (Poutanen u.a., 1999) exemplarisch für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns vorgenommen. Die Ergebnisse zeigen eine hohe Genauigkeit aller Komponenten und verdeutlichen, daß in regional begrenzten Teilen des Ostseeraumes ein Übergang zwischen ellipsoidischen Höhen und Höhen bezüglich einer Äquipotentialfläche mit Zentimetergenauigkeit möglich ist.

Höhenbezug von Altimetermessungen

Mit Satellitenaltimetermessungen sind räumlich hoch auflösende Meeresspiegelhöhen auf offener See relativ zu einem Referenzellipsoid und mit einem Genauigkeitsniveau von derzeit etwa 5 cm (Tapley und Kim, 2001) bestimmbar. Die Messungen können von systematischen Fehlern beeinflußt sein, die im wesentlichen durch eine konstante, missionsabhängige Nullpunktskorrektion (Offset) ausgedrückt werden können. Ein zweiter wesentlicher Faktor ist eine mögliche Drift des Meßsystems, die jedoch bei den derzeitig betriebenen Altimetern als sehr klein bezeichnet werden kann (Leuliette u.a., 2004).

Zur Bestimmung des Offsets ist eine absolute Kalibrierung notwendig, die u.a. auf der Basis von Vergleichen mit Pegelmessungen realisiert werden kann. Untersuchungen zur Kalibrierung von Altimetersatelliten wurden in verschiedenen Regionen der Erde durchgeführt (Haines u.a., 2003; Mitchum, 2000; Watson u.a., 2004; Bonnefond u.a., 2003). Am Institut für Planetare Geodäsie erfolgten Arbeiten zur Altimeterkalibrierung in der südlichen Ostsee (Liebsch u.a., 2002), in deren Ergebnis die systematischen Fehler unterschiedlicher Missionen mit einer Unsicherheit von 2-3 cm bestimmt wurden.

Höhenbezug des multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meeresspiegelhöhen an MARNET Stationen

Die aktiven Sensoren zur Bestimmung von Wasserständen des multisensoralen Meßystems (Drucksonde und Radarpegel) besimmen den Wasserstand bezüglich eines körperfesten kartesischen Koordinatenssystems auf den MARNET Sationen mit einer Genauigkeit von 1 cm. Diese Meßwerte können mit Hilfe der bekannten Exzentrizitäten und der Neigungsmessungen (Abbildung 4) in ein lokales Horizontsystem überführt werden. Für die Drucksonde kann diese Transformation mit einer Genauigkeit von etwa 1-2 cm durchgeführt werden, für den Radarpegel läßt sich die Transformation aufgrund der kleinen Exzentrizität zur GPS Antenne (Abbildung 3) mit einer viel höheren Genauigkeit von kleiner 3 mm durchführen. Daraus ergibt sich aus der kinematischen GPS Auswertung für einen Meßzyklus eine Genauigkeit von 2-3 cm.

Mit dem multisensoralen Meßsystem können zeitlich hochauflösende räumlich gebundene Meeresspiegelhöhen auf offener See relativ zu einem geozentrisch gelagerten Referenzellipsoid (GRS80) mit einer Genauigkeit von etwa 2-4 cm bestimmt werden. Mit Hilfe von Geoidmodellen (siehe oben) lassen sich diese Höhen auf eine einheitliche geodätische Bezugsfläche (Geoid) reduzieren.

Charakterisierung des ozeanographischen Modells

Bei dem verwendeten ozeanographischen Modell handelt es sich um ein gekoppeltes Meereis-Ozean-Modell mit einer hohen räumlichen Auflösung (Lehmann, 1995) (siehe Teilprojekt A). Die anhand des Modelles bestimmten Oberflächenauslenkungen beziehen sich auf eine Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes, wobei das Referenzniveau im Grenzbereich zur Nordsee festgelegt wird. Die modellierten Meeresspiegelhöhen sind somit vergleichbar mit geodätisch bestimmten Meeresspiegelhöhen, die sich auf das Geoid beziehen. Zeitliche Variationen des Meeresspiegels lassen sich unabhängig vom Höhenbezug vergleichen.

Zusammenfassung

Es liegen Meeresspiegelhöhen im gesamten Ostseegebiet vor, die aus unterschiedlichen geodätischen Meßverfahren resultieren. Die hohe Leistungsfähigkeit der Verfahren spiegelt sich im Zentimeterniveau der Meßgenauigkeit wieder. Die Ergebnisse decken sowohl die Küstengebiete als auch die Bereiche der offenen See ab. Wesentliche Informationen zur Vereinheitlichung des Höhendatums liegen ebenfalls vor.

Variationen des Meeresspiegels sind aus den Ergebnissen aller Meßverfahren im Rahmen der Meßgenauigkeiten bestimmbar und vergleichar.

2.4 Geodätisch bestimmte Meeresspiegelhöhen

Meeresspiegelhöhen an MARNET Stationen

Das multisensorale Meßsystem liefert zunächst die Daten der unterschiedlichen Sensoren mit einem einheitlichen Zeitbezug, die einzeln ausgewertet und schließlich zu einer Meeresspiegelhöhe zusammengeführt werden. Dementsprechend zerfällt die Auswertung der Daten des multisensoralen Meßsystems in zwei Teile:

- Auswertung der GPS Daten und
- Auswertung der anderen Sensordaten (Drucksensor, Radarpegel, Luftdrucksensor, Neigungssensoren)

Dabei unterteilt sich die GPS Auswertung wiederum in zwei Bereiche:

- Einbindung der Referenzstation in ein global terrestrisches Bezugssystem (ITRF2000) Die auf dem Leuchtturm Hiddensee installierte Referenzstation ist in ein regionales GPS-Netz von permanent messenden GPS-Stationen (IGS, EPN, SAPOS, IGLOS) eingebunden, für welches eine tägliche Lösung berechnet wird (Abbildungen 6 und 7). Es liegen somit kontinuierliche Zeitreihen aus der GPS-Auswertung vor, die für Untersuchungen zum Zeitverhalten herangezogen werden können (Abbildung 8).
- Kinematische Anbindung der multisensoralen Meßsysteme auf den MARNET Stationen an die Referenzstation Mit Hilfe einer kinematischen GPS Software werden die Positionen der GPS Antennen der multisensoralen Meßsysteme auf den MARNET Stationen in Bezug auf die Referenzstation hertimett (Abbildung 0). Somit enricht eich die Uähe den CDS Antennen auf den MARNET

multisensoralen Meßsysteme auf den MARNET Stationen in Bezug auf die Referenzstation bestimmt (Abbildung 9). Somit ergibt sich die Höhe der GPS Antenne auf den MARNET Stationen bezogen auf ein globales geodätisches terrestrisches Bezugssystem.

Für die Zusammenführung der gewonnenen Daten des multisensoralen Meßsystems auf den MARNET Stationen muß die relative Lage der einzelnen Sensoren des Systems zueinander bekannt sein. Da sich die Station Darßer Schwelle zum Zeitpunkt der Inbetriebnahme des Meßsystems schon an ihrem Einsatzort in der Ostsee befand, konnten klassische geodätische Meßverfahren (Richtungs- und Streckenmessung mit Tachymeter) nicht zur Anwendung kommen. Diese durch die erschwerten Bedingungen auf offener See nicht triviale Aufgabe wurde mit den Mitteln der digitalen Nahbereichsphotogrammetrie an beiden Stationen gelöst (Abbildungen 11 - 13). Damit konnten die Sensorexzentrizitäten erfolgreich bestimmt werden. Zusätzlich konnten für die Station Arkona See die Exzentrizitäten auch mittels klassischer Methoden (Tachymetrie) bestimmt werden, da sich die Station bis Sommer 2002 an Land befand.

Die Komposite aller Einzelergebnisse führt zum in situ Meeresspiegel an den MARNET Sationen in einem globalen Bezugssytem (Abbildungen 4 und 9). Diese Höhen spiegeln sowohl das kurzzeitige Variationsverhalten des Meeresspiegels als auch niederfrequente Schwankungen im Füllstand der Ostsee wieder. Bedingt durch die noch kurzen Datenreihen (etwa 1.5 Jahre) lassen sich die saisonalen und interannualen Variationen jedoch noch nicht aus den an den MARNET Stationen gewonnenen Zeitreihen ableiten. Vielmehr liegt der Wert dieser Messungen in der Möglichkeit zur Bestimmung von Meeresspiegelhöhen in der offenen See, die wenig beeinflußt sind von lokalen Effekten, wie sie beispielsweise in Häfen zu beobachten sind, und die einen direkten Vergleich mit den modellierten Oberflächenauslenkungen bieten. Durch den Bezug dieser Meeresspiegelhöhen in ein globales geodätisches Bezugssystem ist auch ein direkter absoluter Vergleich mit den Küstenpegeldaten und modellierten Höhen gegeben.

Durch den Einsatz des am Institut für Planetare Geodäsie vorhandenen Druckpegels (WLR7 der Firma AANDERAA) an der Station Darsser Schwelle ist für diese Position eine direkte Überprüfung der Meeresspiegelvariationen, die das multisensorale Meßsystem liefert, möglich. Abbildung 10 verdeutlicht die hohe Übereinstimmung der unabhängig gewonnenen Daten und bestätigt die hohe Qualität der Ergebnisse des multisensoralen Meßsystems.

Pegelbeobachtungen

Die im Vorhaben verwendeten Reihen monatlicher Mittelwerte an Pegelstationen im Ostseeraum wurden zum größten Teil der Datenbank des *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL) (Woodworth und Player, 2003) entnommen. Die Stationen sind insgesamt recht gleichmäßig im Ostseeraum verteilt, wobei eine leichte Konzentration in der südlichen und nördlichen Ostsee festzustellen ist (Abbildung 14). Pegelreihen monatlicher Mittelwerte an einigen weiteren Stationen im Nordseeraum stammen ebenfalls vom PSMSL (Abbildung 15).

Zusätzlich standen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns Pegelreihen stündlicher Beobachtungen zur Verfügung, die zeitlich hoch auflösende Untersuchungen und Vergleiche mit dem ozeanographischen Modell ermöglichten.

Aus den Reihen der monatlichen Mittelwerte läßt sich das niederfrequente Verhalten des Meeresspiegels der Ostsee, insbesondere saisonale und interannuale Variationen, ableiten. Teilweise recht lange zurückreichende Pegelreihen erlauben darüberhinaus Aussagen über mögliche Änderungen der säkularen Meeresspiegeländerung (Änderung des Meeresspiegelanstiegs) oder des saisonalen Zyklus' (Ekman, 1988; Ekman, 1998; Omstedt u.a., 2004). Die hochaufgelösten Reihen stündlicher Pegelwerte geben Informationen über hochfrequente Variationen des Ostseespiegels, die vor allem durch atmosphärische Einflüsse hervorgerufen werden, und erlauben eine Validierung des ozeanographischen Modells auch in diesem Frequenzbereich.

Satellitenaltimetrie

Zum Vergleich modellierter und beobachteter Meeresspiegelhöhen auf offener See wurden im wesentlichen die Beobachtungen des Satellitenaltimeters an Bord von TOPEX/Poseidon verwendet. Die Daten liegen seit Start der Mission (Okt. 1992) vor und werden vom AVISO-Datenzentrum der französischen Raumfahrtagentur CNES zur Verfügung gestellt (AVISO/Altimetry, 1996) (http://www.avsio.oceanobs.com/). Die Lage der Subsatellitenspuren im Ostseeraum gibt Abbildung 15 wieder.

Für den Vergleich mit modellierten Meeresspiegelhöhen wurden die einzelnen Altimeterbeobachtungen in sog. "Normalpunkten" im Abstand von etwa 15 km entlang der Spuren zusammengefaßt. Zur Reduktion vom tatsächlichen Meßpunkt zum Normalpunkt wurde ein Geoidmodell verwendet. Die Zeitreihen der Altimetermeereshöhen, die bedingt durch den Wiederholzyklus des Satellitenorbits an den einzelnen Normalpunkten in einer zeitlichen Auflösung von etwa 10 Tagen vorliegen, enthalten vor allem Informationen über die niederfrequenten Variationen des Meeresspiegels. In den einzelnen Beobachtungen, die Momentanwerte der Meeresspiegelhöhen darstellen, sind jedoch auch hochfrequente Signalanteile enthalten. Zusätzlich geben die Beobachtungen des Satellitenaltimeters auch Informationen über die räumliche Variation des Meeresspiegels während des Satellitenüberfluges. Satellitenaltimetrie und Pegelmessungen ergänzen sich daher hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Auflösung und ihres Informationgehaltes sehr gut. Die niederfrequenten Variationen des Meeresspiegels der Ostsee sind eng verbunden mit Füllstandsvariationen der Ostsee. Zur Untersuchung dieser Variationen wurde aus den Beobachtungen von TOPEX eine Zeitreihe monatlicher Füllstandswerte der Ostsee abgeleitet, indem alle altimetrischen Meeresspiegelhöhen bezogen auf das Geoid und bis zu einer geografischen Breite von 60°N innerhalb eines Monats gemittelt wurden.

2.5 Validierung des ozeanographischen Modells

Die Validierung des ozeanographischen Modells erfolgte durch den Vergleich modellierter Oberflächenauslenkungen mit beobachteten Meeresspiegelhöhen. Aus den Ergebnissen der Vergleiche lassen sich Aussagen über die Genauigkeit der modellierten Höhen in unterschiedlichen Frequenzbereichen ableiten.

Zum Vergleich mit beobachteten Meeresspiegelhöhen wurden 6-stündliche modellierte Oberflächenauslenkungen in der unmittelbaren Umgebung der Pegelstationen ausgelesen und ggf. in Monatsmitteln zusammengefaßt. Ebenso wurden modellierte Höhen an den Beobachtungsorten von TOPEX/Poseidon ausgelesen und auf den Zeitpunkt der Altimetermessung interpoliert.

Mittlere Meerestopographie

Die mittlere Meerestopographie spiegelt die räumliche Verteilung der mittleren Meeresspiegelhöhen bezogen auf das Geoid wider. Für die Ostsee ist ein Anstieg der mittleren Meerestopographie ausgehend vom Ostseeeingang im Südwesten bis zum Inneren des Bottnischen Meerbusens von etwa 25-30 cm bekannt (Lisitzin, 1974; Ekman und Mäkinen, 1996; Kakkuri und Poutanen, 1997; Carlsson, 1998). Mittlere Meeresspiegelhöhen abgeleitet aus dem verwendeten ozeanographischen Modell der Ostsee zeigen ein gleiches Verhalten (Abbildung 16). Im Gegensatz zu geodätischen Bestimmungen der mittleren Meerestopographie, die auf Beobachtungen an der Küste beruhen (Ekman und Mäkinen, 1996; Kakkuri und Poutanen, 1997), und den Ergebnissen früherer ozeanographischer Modellierungen mit räumlich weniger hoch aufgelösten Modellen (Lisitzin, 1974; Carlsson, 1998) gibt das verwendete ozeanographische Modell der Ostsee räumlich hoch aufgelöste Informationenen über den mittleren Meeresspiegel auch innerhalb der offenen Ostsee. Ähnliche Ergebnisse können auch aus satellitenaltimetrischen Beobachtungen abgeleitet werden (Poutanen, 2000; Novotny u.a., 2002) (Abbildung 16). Dabei ist jedoch aufgrund der geringeren räumlichen Auflösung der Beobachtungen und der beschränkten Genauigkeit der verfügbaren Geoidmodelle die Genauigkeit der mittleren Meerestopographie ebenfalls begrenzt.

Säkulare Meeresspiegeländerung

Bedingt durch seine Randbedingung und der ozeanographischen Modellierung beinhalten die modellierten Meeresspiegelhöhen keinen säkularen Trend. Die aus modellierten Meeresspiegelhöhen geschätzten Trends reflektieren daher nur die internen Effekte in der Ostsee und interannuale Variationen des Meeresspiegels (Abbildung 17). Meeresspiegeltrends, die aus Pegelreihen abgeleitet werden, zeigen zunächst die relative Veränderung des Meeresspiegels in Beziehung zur Küste und enthalten neben der absoluten Meeresspiegeländerung auch die vertikalen Verformungen der Erdkruste. Letztere können im nördlichen Ostseeraum Werte bis zu etwa 10 mm/Jahr annehmen. Werden die relativen Meeresspiegeländerungen an den Pegeln nur aus kürzeren Zeiträumen geschätzt, sind diese Ergebnisse zusätzlich durch niederfrequente Variationen des Meeresspiegels beeinflußt.

In Abbildung 17 sind die Differenzen geschätzter Trends der relativen Meeresspiegeländerung eingetragen, die aus Zeiträumen von jeweils 83 Jahren (1920-2002) und 23 Jahren (1979-2002) ermittelt wurden. Durch diese Differenzbildung wird die relative Meeresspiegeländerung am Pegel (absolute Meeresspiegeländerung minus vertikale Krustendeformation) von den kürzerfristigen Effekten getrennt. Die Ergebnisse zeigen den Einfluß der niederfrequenten Meeresspiegelvariationen und ostseeinternen Effekte an den Pegeln, und sind damit mit den aus modellierten Meeresspiegelhöhen geschätzten Trends vergleichbar. Tatsächlich zeigen die aus Pegelreihen ermittelten Trenddifferenzen gute Übereinstimmung mit den Trends modellierter Oberflächenauslenkungen. Dies bestätigt, daß im ozeanographischen Modell keine langfristigen Meeresspiegeländerungen enthalten sind.

Langperiodische Variationen des Meeresspiegels

Langperiodische Variationen des Meeresspiegels der Ostsee mit Periodenlängen von mehreren Monaten (saisonal) bis zu mehreren Jahren werden im wesentlichen durch den Wasseraustausch mit der Nordsee verursacht. Samuelsson und Stigebrandt(1996) zeigen, daß der Meeresspiegel der Ostsee für Periodenlängen von etwa 1 Monat und länger im wesentlichen durch die Meeresspiegelhöhe im Kattegat bestimmt wird (ostsee-externe Effekte), während höherfrequente Variationen hauptsächlich durch atmosphärische Wirkungen (u.a. Wind) hervorgerufen werden (ostsee-interne Effekte).

Wesentlichen Einfluß auf die langperiodischen Variationen des Ostseespiegels haben auch Variationen der großräumigen Luftdruckvariationen über dem Nordatlantik (*North Atlantic Oscillation*, NAO) (Lehmann u.a., 2002; Andersson, 2002) und der meridionale Luftdruckgradient über der Nordsee (Gustafsson und Andersson, 2001), die ihrerseits Variationen des Meeresspiegels der Nordsee beeinflussen.

Zur Bewertung des ozeanographischen Modells im Bereich niederfrequenter Variationen in der Ostsee wurden modellierte Oberflächenauslenkungen mit monatlichen Pegelmittelwerten verglichen. Hierbei wurden die Pegelreihen zunächst um ihren linearen Trend berichtigt. Abbildung 18 zeigt die Zeitreihen monatlicher Mittelwerte an fünf ausgewählten Pegeln sowie die dazugehörigen Fourierspektren der Pegelbeobachtungen und der modellierten Höhen. Dominant tritt das saisonale Signal mit einer Periodenlänge von 1 Jahr hervor, dessen Amplituden ein Ansteigen in nördliche Richtung zeigen (Ekman, 1996a). Das Modell gibt die beobachteten Variationen gut wieder, insbesondere wird die Zunahme der Amplituden der langperiodischen Variationen vom Ostseeeingang im Südwesten bis in das Innere der Meerbusen deutlich. Wie jedoch aus dem Vergleich der Fourierspektren modellierter und beobachteter Meeresspiegelhöhen hervorgeht, sind im Bereich der niederfrequenten Variationen im Modell fehlende Signalanteile zu verzeichnen.

Eine weitere Möglichkeit zur Validierung der modellierten niederfrequenten Meeresspiegelvariationen bietet der Vergleich mit monatlichen Füllstandshöhen der Ostsee, die aus satellitenaltimetrischen Beobachtungen von TOPEX/Poseidon gewonnen werden können (siehe Abschnitt 2.4). Beide Zeitreihen sind in Abbildung 19 dargestellt und zeigen eine hohe Korrelation mit den Meeresspiegelvariationen an den Küstenpegeln in Abbildung 18. Auch in dieser Darstellung wird für das ozeanographische Modell ein fehlender Signalanteil im niederfrequenten Bereich deutlich. Die Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen in der Ostsee zeigen eine sehr große Übereinstimmung unabhängig vom Ort der Beobachtung (Abb. 20). Dies bedeutet, daß die im ozeanographischen Modell fehlende Signalkomponente eine Füllstandsvariation der Ostsee darstellt. Die fehlende Signalkomponente weist darüberhinaus eine hohe Korrelation mit beobachteten Meeresspiegelvariationen an Nordseepegeln auf. Dies läßt darauf schliessen, daß die ostsee-externen Effekte im Modell unterschätzt werden.

Kurzperiodische Variationen des Meeresspiegels

Abbildung 21 zeigt den Vergleich beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen am Pegel Sassnitz für einen Winter- bzw. Sommermonat. Die Zeitreihen wurden auf den jeweiligen Monatsmittelwert zentriert und zeigen somit nur die hochfrequenten Variationen des Meeresspiegels. Während im Winter größere Variationen zu beobachten sind, ist der Ostseespiegel im Sommer i.a. recht ruhig (vgl. Samuelsson und Stigebrandt, 1996). Die beobachteten kurzperiodischen Variationen werden vom Modell sehr gut wiedergegeben. Dies kommt auch im Vergleich modellierter Oberflächenauslenkungen mit beobachteten Meeresspiegelhöhen an den MARNET Stationen zum Ausdruck (Abbildungen 23 und 24).

Eine weitere Bestätigung , daß die ostseeinternen Effekte von dem verwendeten ozeanographischen Modell der Ostsee sehr gut erfaßt werden, liefert der Vergleich der modellierten Oberflächenauslenkungen mit satellitenaltimetrisch beobachteten Meeresspiegelhöhen. Die Variationen des Meeresspiegels entlang zweier ausgewählter Subsatellitenspuren ist in Abbildung 22 dargestellt. Aus diesem Vergleich beobachteter und modellierter Variationen läßt sich vor allem erkennen, daß das Modell sehr gut in der Lage ist, die räumliche Verteilung momentaner Meeresspiegelhöhen wiederzugeben.

2.6 Verbesserung des ozeanographischen Modells

Modifikation der Randbedingung des ozeanographischen Modells

Aus den Vergleichen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen geht hervor, daß im Modell langperiodische Füllstandsvariationen der Ostsee unterschätzt, kurzperiodische Variationen jedoch sehr gut erfaßt werden. Die hohe Korrelation der Differenzen beobachter und modellierter Meeresspiegelhöhen in der Ostsee mit beobachteten Meeresspiegelvariationen der Nordsee führte zu der Erkenntnis, daß ostsee-externe Effekte unter der Bedingung einer fixierten Meerespiegelhöhe am westlichen Modellrand einen zu geringen Einfluß erhalten.

In Abbildung 25 wird nochmals die hohe Korrelation der Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen in der Ostsee mit beobachteten Meeresspiegelvariationen der Nordsee deutlich. Dargestellt sind die ersten 6 Komponenten nach einer Hauptkomponentenanalyse der Zeitreihen (*Single Spectrum Analysis*, SSA) (Vautard und Ghil, 1989; Unal und Ghil, 1995). Ähnlich wie die Hauptkomponentenanalyse für multivariate Zeitreihen (Preisendorfer und Mobley, 1988) erlaubt die SSA die Zerlegung der ursprünglichen Zeitreihe auf der Basis einer datenanpassenden, orthogonalen Basis. Damit lassen sich im Ergebnis der SSA nichtlineare, anharmonische Oszillationen im ursprünglichen Signal auffinden und durch jeweils zwei empirische Funktionen darstellen.

Die ersten 6 Komponenten erfassen insgesamt fast zwei Drittel der gesamten Variabilität der Zeitreihen. Die meiste Energie enthält dabei das saisonale Signal, gefolgt von interannualen Variationen des Meeresspiegels. Zur Verbesserung des Modells wurden beobachtete Meeresspiegelvariationen auf den westlichen Modellrand angepaßt und somit eine Variation des Wasserstandes der Nordsee im Modell erlaubt. Die Modifikation des Modellrandes wurde für ein ausgewähltes Jahr und in zwei Schritten getestet: zunächst wurde der Einfluß langperiodischer Variationen der Nordsee durch Anpassung monatlicher Pegelmittelwerte an den Modellrand untersucht, danach wurde die Wirkung kürzerperiodischer Variationen durch Verwendung täglicher Pegelmittelwerte analysiert.

Die Untersuchungen wurden für ein ausgewähltes Jahr (1995) durchgeführt. Die Simulation wurde im Sommer 1994 begonnen, da in dieser Zeit nur geringe Meeresspiegelvariationen auftreten. Damit wurde dem Modell auch einige Zeit zur Anpassung an die neue Randbedingung gegeben. Monatliche mittlere Meeresspiegelhöhen am Modellrand wurden als gewichtete Mittel der Beobachtungen an den Pegeln Stavanger, West-Terschelling und North Shields gewonnen (vgl. Abb. 14), wobei sich die Gewichte entsprechend der Entferung der Pegel von der Modellgrenze ergaben. Zusätzliche tägliche Meeresspiegelvariation der Nordsee wurden aus hochaufgelöste Pegelbeobachtungen des Pegels Borkum (Südstrand) gewonnen, aus denen nach Berichtigung der Gezeiteneffekte tägliche Mittelwerte berechnet wurden.

Die zur Verbesserung des ozeanographischen Modells verwendeten Meeresspiegelvariationen am Modellrand sind in Abbildung 26 dargestellt. Da die flache und enge Verbindung zwischen Nordund Ostsee als starker Tiefpaßfilter wirkt (Samuelsson und Stigebrandt, 1996), werden nur die in den täglichen Variationen enthaltenen niederfrequenten Variationen in der Ostsee wirksam. Aus diesem Grund wurde die Zeitreihe der täglichen Mittelwerte in der Abbildung zusätzlich geglättet, um diese niederfrequenten Variationen in der Zeitreihe deutlich zu machen.

Ergebnisse der Modellverbesserung

Um die Wirkung der Modifikation des Modellrandes auf modellierte Oberflächenauslenkungen in der Ostsee zu untersuchen, wurden zunächst die Zeitreihen modellierter Meeresspiegelvariationen an ausgewählten Modellpunkten innerhalb der Ostsee vor und nach der Modifikation verglichen. Abbildung 26 zeigt die Differenzen der modellierten Meeresspiegelvariationen, die sich nach der Modellverbesserung im Vergleich zu den ursprünglichen Variationen ergeben. Die jeweils drei einzelnen Zeitreihen verschmelzen in der Abbildung zu einer Zeitreihe, was dem erwarteten Ergebnis einer einheitlichen Veränderung der modellierten Meeresspiegelhöhen in der Ostsee (Veränderung des modellierten Füllstandes) entspricht. Darüberhinaus weisen die modellierten Oberflächenauslenkungen in der Ostsee nur niederfrequente Änderungen auf. Die an den Modellrand angepaßten (niederfrequenten) Meeresspiegelvariationen der Nordsee werden dabei mit geringer zeitlicher Verzögerung in annähernd der gleichen Größenordnung in die Ostsee übertragen, wodurch sich der modellierte Füllstand der Ostsee um bis zu 25 cm verändert. Der hauptsächliche Anteil der Änderung wird durch die monatlichen Variationen der Nordsee im Modell hervorgerufen. Jedoch führen die täglichen Variationen immerhin noch zu zusätzlichen Änderungen der modellierten Oberflächenauslenkungen von bis zu etwa 10 cm.

Der Vergleich der Amplitudenspektren der modellierten Meeresspiegelvariationen in Abbildung 26 macht deutlich, daß das Modell vor allem im niederfrequenten Bereich verändert wurde, wobei insbesondere die Amplitude des saisonalen Signals ($f = 1 Jahr^{-1}$) deutlich zugenommen hat. Die verbesserten modellierten Meeresspiegelhöhen können wiederum mit beobachteten Meeresspiegelvariationen entlang der Subsatellitenspuren von TOPEX/Poseidon verglichen werden. In Abbildung 27 sind die Ergebnisse für zwei ausgewählte Satellitenüberflüge entlang zweier Satellitenspuren dargestellt. Deutlich erkennbar in der Abbildung ist die räumlich gleichmäßige Veränderung der modellierten Oberflächenauslenkungen. Nach der Modellrandmodifikation wird auch die Differenz zwischen beobachteten und modellierten Meeresspiegelvariationen geringer. Schließlich kann die Verbesserung des ozeanographischen Modells durch die Modifikation der Randbedingung im Vergleich der modellierten Oberflächenauslenkungen mit Pegelbeobachtungen untersucht werden. Abbildung 28 zeigt die beobachteten und modellierten Meeresspiegelbeobachtungen (Monatsmittel) für das Jahr 1995 vor und nach der Modellrandmodifikation. Die Ver-

besserung des Modells wird insbesondere im rechten Teil der Abbildung deutlich, in der die Änderung der (absoluten) Differenzen der beobachteten minus modellierten Meeresspiegelhöhen dargestellt ist. Ein positiver Wert bedeutet eine geringere Differenz im modifizierten Modell, d.h. eine bessere Anpassung der modifizierten modellierten Höhen an beobachtete Meeresspiegelhöhen. Eine deutliche Verbesserung der modellierten Oberflächenauslenkungen im Vergleich mit den beobachteten Meeresspiegelhöhen ist vor allem für den Anfang des Jahres 1995 zu verzeichnen. Während dieses Zeitraumes traten in der Ostsee bedingt durch niederfrequente interannuale Variationen besonders hohe Wasserstände auf (vgl. Abb. 25), die durch das Modell bisher unterschätzt wurden.

Vergleich von beobachteten und modellierten Meeresspiegelhöhen in Situationen von Extremwasserständen

Die Auswahl des Jahres 1995 für den Test einer Modellverbesserung erfolgte auch im Hinblick auf die Frage, ob durch die Modifikation des Modells eine verbesserte Simulation eines Sturmhochwassers an der südlichen Ostseeküste erreicht werden kann. Am 3./4. November kam es an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns zu einer erheblichen Sturmflut, während der der mittlere Wasserspiegel am Pegel Warnemünde um etwa 1,50 m überschritten wurde. Der zeitliche Verlauf der Wasserstandsentwicklung, die ihr Maximum am 3. November 1995 gegen 23:00 Uhr MEZ (22:00 Uhr UTC) erreichte, ist im Abbildung 29 gemeinsam mit modellierten Meeresspiegelhöhen für die Pegel Warnemünde und Sassnitz dargestellt. Die Scheitelhöhe der Sturmflut wird vom Modell in beiden Fällen unterschätzt (Warnemünde ≈ 20 cm, Sassnitz ≈ 27 cm). Nach Modifikation des Modellrandes werden die Differenzen in der Scheitelhöhe jedoch geringer (Warnemünde ≈ 15 cm, Sassnitz ≈ 19 cm).

Die Fähigkeit des Modells zur realistischen Simulation einer Sturmflut wird vor allem deutlich, wenn die räumliche Verteilung der modellierten Meeresspiegelhöhen betrachtet wird. Abbildung 30 zeigt die modellierte Meerestopographie zum Zeitpunkt des Höhepunktes der Sturmflut. Dabei ist deutlich das starke Ansteigen des Meeresspiegels gegen die Küste Mecklenburg-Vorpommerns zu erkennen, das im wesentlichen durch den Windstau starker Nordost-Winde verursacht wird. Im unteren Teil der Abbildung, in dem die modellierten Wasserstände entlang von zwei auf die Pegel zulaufenden Profile dargestellt sind, ist darüberhinaus gut der Effekt der Modellverbesserung erkennbar.

Die verbleibenden Differenzen zwischen den beobachteten und modellierten Scheitelhöhen können unterschiedliche Ursachen haben. So können lokale Effekte innerhalb der Häfen, in denen die Pegel i.d.R. installiert sind, zu einer systematischen Erhöhung des beobachteten Wasserstandes führen. Andererseits ist die räumliche Auflösung des Modells, insbesondere nahe der Küste, nicht ausreichend, um mögliche nichtlineare Windstaueffekte kurz vor der Küste zu erfassen. Ebenso kann der tatsächliche Wind vom im Modell verwendeten Wind, der aus großräumigen Luftdruckfeldern errechnet wurde, abweichen und darüberhinaus Böen enthalten, die im Modell nicht erfaßt sind. Insgesamt kann jedoch eingeschätzt werden, daß das Modell sehr gut in der Lage ist, derartige Extremwasserstandsereignisse zu simulieren.

Diskussion und Zusammenfassung

In diesem Teilprojekt wurden modellierte Oberflächenauslenkungen mit beoachteten Meeresspiegelhöhen verglichen. Die momentane Höhe des Meeresspiegels und deren räumliche Veränderung ist nur ein Parameter neben einer Reihe weiterer Größen (z.B. Salzgehalt, Temperatur), die vom Modell geschätzt werden. Die Höhe der Wassersäule ist jedoch eng verbunden mit dem Gesamtzustand des Meeresgebietes (z.B. Dichte, Strömungen), und eine Änderung einer Größe bewirkt in der Regel auch Änderungen in anderen Parametern. Der untersuchte Modellzeitraum (1979-2003) ordnet sich sehr gut in das aus langen Pegelreihen bestimmbare Verhalten des Meeresspiegels der Ostsee in den letzten 150 Jahren ein, wobei die beobachteten Variationen des Meerespiegels im wesentlichen dem aus Langzeitbeobachtungen abgeleiteten Verhalten der Ostsee entprechen (vgl. Ekman 1988; Omstedt u.a. 2004).

Aus den Differenzen der beobachteten und modellierten Meeresspiegelhöhen lassen sich Aussagen über die Genauigkeit der modellierten Meeresspiegelhöhen in unterschiedlichen Frequenzbereichen und Regionen der Ostsee ableiten. Dabei werden die Differenzen sowohl von der Genauigkeit des Modells als auch von lokalen Effekten am Pegel, die im Modell nicht enthalten sein können, beeinflußt. Die Streuung der Differenzen stellt dann ein Maß für die (statistische) Genauigkeit des ozeanographischen Modells am untersuchten Pegel dar.

Im Bereich hochfrequenter Variationen läßt sich eine Genauigkeit der modellierten Oberflächenauslenkungen von etwa 5 bis 10 cm ableiten. Abbildung 31 zeigt die Streuung der Differenzen 6-stündlicher beobachteter minus modellierter Meeresspiegelhöhen pro Monat an den Pegeln Warnemünde, Sassnitz und Landsort. Dabei wurden alle Werte auf das Monatsmittel des entsprechenden Monats reduziert, d.h. nur die hochfrequenten Variationen bleiben erhalten. In der Abbildung sind zum einen die Unterschiede im saisonalen Verhalten des Meeresspiegels der Ostsee als auch zum anderen Unterschiede, die sich aus der Lage der Pegel ergeben, zu erkennen. Während der Meeresspiegel der Ostsee im Sommer i.a. recht ruhig ist, treten in den Wintermonaten z.T. recht große, im wesentlichen durch Wind verursachte kurzzeitige Variationen der Meeresspiegelhöhen auf. Entsprechend weist auch die Streuung der Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen ein entsprechendes saisonales Verhalten auf.

Für hochfrequente Variationen (kürzer als 1 Monat) agiert die Ostsee wie ein geschlossenes Becken, wobei die maximalen Variationen an den Enden (Finnischer Meerbusen bzw. südwestliche Ostsee) zu beobachten sind (Samuelsson und Stigebrandt, 1996). In der Region um Stockholm/Landsort befindet sich in etwa die Knotenlinie der Eigenschwingungen, und die Variabilit ät des Meeresspiegels der Ostsee wird dort am geringsten. Dieses Verhalten zeigt sich auch in den geringeren Streuungen der Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen am Pegel Landsort gegenüber den Pegeln Warnemünde und Sassnitz in Abbildung 31.

Der Vergleich monatlicher mittlerer Meeresspiegelhöhen erlaubt Aussagen über die Genauigkeit der modellierten Oberflächenauslenkungen im niederfrequenten Bereich. In Abbildung 32 sind die Streuungen der Differenzen monatlicher Mittelwerte für unterschiedliche Pegelstationen pro Monat dargestellt. Die Genauigkeit der modellierten Oberflächenauslenkungen im niederfrequenten Bereich kann mit 5 bis 12 cm angegeben werden, wobei wiederum ein saisonales Verhalten der Streuungen mit niedrigen Werten im Sommer zu erkennen ist.

Zusammenfassend lassen sich aus dem Vergleich der modellierten und beobachteten Meeresspiegelhöhen in der Ostsee vier wesentliche Aussagen zur Genauigkeit der modellierten Oberflächenauslenkungen ableiten:

(1) Der vom Modell wiedergegebene mittlere Meeresspiegel der Ostsee entspricht im wesentlichen den aus geodätischen Beobachtungen abgeleiteten Modellen. Das verwendete ozeanographische Modell enthält keinen säkularen Trend der Meeresspiegelhöhen.

(2) Hochfrequente Meeresspiegelvariationen, die größtenteils auf ostseeinternen Effekten und atmosphärischen Anregungen beruhen, werden vom Modell sehr gut erfaßt.

(3) Die räumliche Verteilung der modellierten Meeresspiegelhöhen und deren Variationen stimmt mit Beobachtungen sehr gut überein.

(4) Niederfrequente Meeresspiegelvariationen der Ostsee werden vom Modell leicht unterschätzt, wobei die fehlende Signalkomponente im wesentlichen eine fehlende Variation im (modellierten) Füllstand der Ostsee widerspiegelt. Eine Verbesserung des Modells kann durch die Modifikation des Modellrandes und die Einbeziehung von Meeresspiegelvariationen in der Nordsee erzielt werden.

Veröffentlichungen, Vorträge und Poster, die in Bezug zum durchgeführten Forschungsvorhaben stehen

Eberlein, L., Dietrich, R., Neukamm, M. und Liebsch, G. (2004):

Sea-level monitoring at MARNET stations in the southern Baltic Sea. Poster, IVth Study Conference on BALTEX, Gudhjem, Denmark, 24-28 May 2004.

Eberlein, L., Liebsch, G. (2003):

Experiences with the Vega radar gauge on a buoy. Vortrag, Paris, France, 14-16 October 2003.

Eberlein, L., Liebsch, G. (2003):

Experiences with the Vega radar gauge on a buoy. IOC Workshop Report No. 193.

Liebsch, G., Eberlein, L. und Dietrich, R. (2003):

Realisation of a multisensoral observation system for the determination of offshore sea-level heights. Poster, EGS-AGU Joint Assembly, Nice, France, 06-11 April 2003.

Liebsch, G., Eberlein, L. und Dietrich, R. (2003):

Realization of a sea-level monitoring system on oceanographic platforms in the Baltic Sea. Vortrag, IUGG 2003 General Assembly, Sapporo, Japan, June 30-July 11, 2003.

Liebsch, G., Novotny, K., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2001):

Comparison of different techniques for the determination of sea-level variations in the Baltic Sea. Poster, IAG 2001 Scientific Assembly, Budapest, Hungary, September 2-7, 2001.

Liebsch, G., Novotny, K., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2002):

Intercomparisons of oceanographic models and sea-level observations in the southern Baltic Sea. Vortrag, EGS XXVII General Assembly, Nice, France, April 22-26, 2002.

Liebsch, G., Novotny, K., Dietrich, R. und Shum, C. (2001):

Comparison of multi-mission altimetric sea-surface heights with tide gauge observations in the southern Baltic Sea. Vortrag, EGS XXVI General Assembly, Nice, France, March 25-30, 2001.

Liebsch, G., Novotny, K., Dietrich, R. und Shum, C. (2001):

Intercomparison of height references realized by different altimeter missions. Vortrag, AG International Symposium on Vertical Reference Systems, Cartagena, Colombia, February 20–23, 2001.

Liebsch, G., Novotny, K., Dietrich, R. und Shum, C. (2002):

Comparison of multi-mission altimetric sea-surface heights with tide gauge observations in the southern Baltic Sea. *Marine Geodesy*, 25(3):213–234.

Liebsch, G., Novotny, K., Dietrich, R., Wendt, J. und Shum, C.K. (2001):

Altimeter calibration in the southern Baltic Sea. Poster, 7th GLOSS Group of Experts Meeting, Hawaii, April 2001.

Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2001):

Sea-level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models. Vortrag, IAG 2001 Scientific Assembly, Budapest, Hungary, September 2-7, 2001.

Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2001):

Untersuchungen zur Konsistenz unterschiedlich bestimmter Meereshöhen in der Ostsee. Vortrag, Geodätische Woche 2001, Köln, 18.-21. Sept. 2001.

Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2002):

Altimeter validation by comparison of sea-surface heights obtained by different techniques: A case study in the southern Baltic Sea. Vortrag, EGS XXVII General Assembly, Nice, France, April 22-26, 2002.

Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2002):

Sea-level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models. In Ádám, J. und Schwarz, K.-P. (Hrsgr): Vistas for Geodesy in the New Millenium, Band 125 Springer Series of IAG Symposia, S. 493–498. Springer.

Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2002):

Studying seasonal sea-level variations in the Baltic Sea using geodetic measurements and an oceanographic model. Poster, 50 years Geodetic Science at The Ohio State University, Weikko A. Heiskanen Symposium, Columbus, Ohio (USA), Oct. 1-4, 2002.

Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2003):

Combination of sea-level observations and an oceanographic model for geodetic applications in the Baltic Sea. Vortrag, IUGG General Assembly, Sapporo, Japan, June 30-July 11, 2003.

Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2004):

Comparison of observed and modelled sea-level heights in order to validate and improve the oceanographic model. Vortrag, IVth Study Conference on BALTEX, Gudhjem, Denmark, 24-28 May 2004.

Wolf, M., Liebsch, G., Richter, A. und Dietrich, R. (2001):

Anwendung von Druckpegel- und GPS-Messungen zur Bestimmung von Meereshöhen. Vortrag, Geodätische Woche 2001, Köln, 18.-21. Sept. 2001.

Im Rahmen des Projektes angefertigte Studien- und Diplomarbeiten

Mucha, C. (2003): Bestimmung von Exzentrizitäten zwischen Sensoren auf der MARNET-Meßplattform Arkona See. Studienarbeit.

Neukamm, M. (2002): Vorbereitende Betrachtungen zum geodätischen Betrieb auf den MARNET-Stationen im Rahmen des BASEWECS-Projektes. Studienarbeit.

Neukamm, M. (2003): Bestimmung von Meereshöhen an MARNET-Stationen in einem globalen geodätischen Bezugssystem. Diplomarbeit.

Würriehausen, F. (2003): Erprobung und Bewertung eines multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen in der offenen Ostsee. Diplomarbeit.

Literaturverzeichnis

- Andersson, H. C. (2002). Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. Tellus, 54A:76–88.
- AVISO/Altimetry (1996). AVISO User Handbook for Merged TOPEX/POSEIDON products. AVI-NT-02-101-CN, 3 Ausg.
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Ménard, Y., Orsoni, A., Jan, G. und Jeansou, E. (2003). Absolute calibration of Jason-1 and TOPEX/Poseidon altimeters in Corsica. Marine Geodesy, 26(3-4):261– 284.
- Boucher, C., Altamimi, Z., Sillard, P. und Feissel-Vernier, M. (2004). *The ITRF2000*. Verlag des Bundesamtes für Geodäsie und Kartographie, Frankfurt am Main. IERS Technical Note No. 31.
- Carlsson, M. (1998). Mean sea-level topography in the Baltic Sea determined by oceanographic methods. Marine Geodesy, 21(3):203-217.
- Denker, H. und Torge, W. (1998). The European Gravimetric Quasigeoid EGG97 An IAG supported continental enterprise. In Forsberg, R., Feissel, M. und Dietrich, R., Hrsgr., Geodesy on the move gravity, geoid, geodynamics and Antarctica. IAG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, September 3–9, 1997, Band 119 of Springer Series of IAG Symposia, S. 249–254. Springer.
- Eberlein, L. und Liebsch, G. (2003). Experiences with the Vega radar gauge on a buoy. IOC Workshop Report No. 193.
- Ekman, M. (1988). The world's longest continued series of sea level observations. Pure and Applied Geophysics, 127:73–77.
- Ekman, M. (1996a). A common pattern for interannual and periodical sea-level variations in the Baltic Sea and adjacent waters. Geophysica, Finnish Geophysical Society, Helsinki, 32(3):261–272.
- Ekman, M. (1996b). A consistant map of postglacial uplift of Fennoscandia. Terra Nova, 8:158–165.
- Ekman, M. (1998). Secular change of the sea level variation in the Baltic Sea and secular change of the winter climate. Geophysica, 34(3):131–140.
- Ekman, M. (1999). Using mean sea surface topography for determination of height system differences across the Baltic Sea. Marine Geodesy, 22:31–35.
- Ekman, M. und Mäkinen, J. (1996). Mean sea surface topography in the Baltic Sea and its transition area to the North Sea: A geodetic solution and comparisons with oceanographic models. Journal of Geophysical Research, 101(C5):11.993–11.999.
- Forsberg, R., Kaminskis, J. und Solheim, D. (1996). Geoid of the Nordic and Baltic region from gravimetry and satellite altimetry. In Segawa, J., Fujimoto, H. und Okubo, S., Hrsgr., Gravity, Geoid and Marine Geodesy, Band 117 of IAG Symposia, S. 540–547. Springer.
- Gustafsson, B. und Andersson, H. (2001). Modeling the exchange of the Baltic Sea from the meridional atmospheric pressure difference across the North Sea. Journal of Geophysical Research, 106(C9):19731–19744.
- Haines, B., Dong, D., Born, G. und Gill, S. (2003). The Harvest experiment: Monitoring Jason-1 and TOPEX/POSEIDON from a California offshore platform. Marine Geodesy, 26(3-4):239–259.
- Kakkuri, J. und Poutanen, M. (1997). Geodetic determination of the surface topography of the Baltic Sea. Marine Geodesy, 20(4):307–316.
- Lehmann, A. (1995). A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. Tellus, 47A:1013–1031.
- Lehmann, A., Krauss, W. und Hinrichsen, H.-H. (2002). Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea. Tellus, 54A:299–316.

- Leuliette, E., Nerem, R. und Mitchum, G. (2004). Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change. Marine Geodesy, 27(1-2):79–94.
- Liebsch, G., Novotny, K., Dietrich, R. und Shum, C. (2002). Comparison of multi-mission altimetric seasurface heights with tide gauge observations in the southern Baltic Sea. Marine Geodesy, 25(3):213– 234.
- Lisitzin, E. (1974). Sea-Level Changes. Number 8 in Elsevier Oceanography Series. Elsevier.
- Mitchum, G. (2000). An improved calibration of satellite altimetric heights using tide gauge sea levels with adjustment for land motion. Marine Geodesy, 23:145–166.
- Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R. und Lehmann, A. (2002). Sea-level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models. In Ádám, J. und Schwarz, K.-P., Hrsgr., Vistas for Geodesy in the New Millenium, Band 125 of Springer Series of IAG Symposia, S. 493–498. Springer.
- Omstedt, A., Pettersen, C., Rhode, J. und Winsor, P. (2004). Baltic Sea climate: 200 yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation. Climate Research, 23(3):205– 216.
- Poutanen, M. (2000). Sea surface topography and vertical datums using space geodetic techniques. Publications of the Finnish Geodetic Institute, 128.
- Poutanen, M., Malkin, Z., Voinov, A., Liebsch, G. und Pan, M. (1999). Combined solution of the Baltic Sea Level 1997 GPS campaign. In Poutanen, M. und Kakkuri, J., Hrsgr., Final Results of the Baltic Sea Level 1997 GPS Campaign, S. 9–40. Reports of the Finnish Geodetic Institute, 99:4.
- Preisendorfer, R. und Mobley, C. (1988). *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier Science Publishers B.V.
- Samuelsson, M. und Stigebrandt, A. (1996). Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic Sea. Tellus, 48A(5):672–683.
- Scherneck, H.-G., Johansson, J., Elgered, G., Davis, J., Jonsson, B., Hedling, G., Koivula, H., Ollikainen, M., Poutanen, M., Vermeer, M., Mitrovica, J. und Milne, G. (2002). *BIFROST: Observing the threedimensional deformation of Fennoscandia*. In Mitrovica, J. und Vermeersen, B., Hrsgr., Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth, Band 29 of *Geodynamics Series*, S. 69–94. American Geophysical Union.
- Tapley, B. und Kim, M. (2001). Applications to geodesy. In Fu, L. und Cazenave, A., Hrsgr., Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications, Band 69 of International Geophysics Series, S. 371–406. Academic Press.
- Unal, Y. S. und Ghil, M. (1995). Interannual and interdecadal oscillation patterns in sea level. Climate Dynamics, 11:255–278.
- Vautard, R. und Ghil, M. (1989). Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series. Physica D, 35(3):395–424.
- Watson, C., White, N., Coleman, R., Church, J., Morgan, P. und Govind, R. (2004). TOPEX/Poseidon and Jason-1: Absolute calibration in Bass Strait, Australia. Marine Geodesy, 27(1-2):107–131.
- Woodworth, P. und Player, R. (2003). The Permanent Service for Mean Sea Level: An update to the 21st century. Journal of Coastal Research, 19(2):287–295.

Tabellen

Tabelle 1: Möglichkeiten zur Bestimmung zeitlicher Änderungen von Meeresspiegelhöhen mittels verschiedener MeßverfahrenAusgehend vom Zeitraum und der zeitlichen Auflösung der zur Verfügung stehenden Daten sind die Möglichkeiten zur Untersuchung unter-
schiedlicher, bekannter Meeresspiegel-Phänomene mit den einzelnen Verfahren zusammengestellt.

	Meß-/Modellierungsverfahren						
	Küstenpegel	MARNET Meßsy- stem	${f Satellitenaltimetrie}$	Ozeanographische Modellierung			
Länge der Zeitreihen	bis zu 150 Jahre	1.5 Jahre	etwa 12 Jahre	20 Jahre			
zeitliche Auflösung	1 Stunde (deutsche Ost- seeküste) bzw. 1 Monat (gesamte Ostsee)	1 Stunde	10-35 Tage (missions- abhängig)	6 Stunden			
Möglichkeiten zur Untersuchung von Meeresspiegeländerungen							
langperiodische Änderun- gen, säkularer Trend	Berücksichtigung der vertikalen Landbewe- gung	nein	nein	nein			
dekadische Variationen	ja	nein	ja	nur regionale Ursachen berücksichtigt			
mehrjährige Variationen	ја	nein	ја	ja			
saisonale Variationen	ja	(ja)	ja	ja			
Beckenschwingungen	nein (keine stündlichen Daten in der gesamten Ostsee)	nein (keine Daten in der gesamten Ostsee)	nein	ja			
Gezeiten	deutsche Ostseeküste	ja	ja (Gezeitenaliasing)	nicht modelliert			
Sturmhochwasser	deutsche Ostseeküste	ja	nein	ja			

Tabelle 2: Charakterisierung von Meeresspiegelhöhen, die mittels verschiedener Verfahren gewonnen werden

Die Daten der unterschiedlichen Verfahren werden hinsichtlich ihrer räumlichen Auflösung und ihres Höhenbezuges charakterisiert. Außerdem sind die Korrektionen und Zusatzinformationen zusammengestellt, die für räumliche Vergleiche der verschiedenen Höhen notwendig sind.

	Meß-/Modellierungsverfahren						
	Küstenpegel	MARNET stem	Meßsy-	${f Satellitenaltimetrie}$	Ozeanographische Modellierung		
Räumliche Verteilung der Daten	punktuell an der Küste	punktuell		flächendeckend (entlang von Subsatellitenspu- ren, missionsabhängig)	rasterförmig (Gitterwei- te $\approx 5 \text{ km x } 5 \text{ km}$)		
Höhenbezug des Verfah- rens	lokal	geozentrisch Ellipsoid	gelagertes	geozentrisch gelagertes Ellipsoid	Äquipotentialfläche		
Zusatzinformationen zur Vereinheitlichung des Höhenbezuges							
GPS-Messungen	Bezug auf geozentrisch gelagertes Elliposid						
Nivellements	Bezug auf Äquipotenti- alfläche						
Geoidmodelle	Reduktion ellipsoidischer Höhen auf eine Äquipotentialfläche						

Abbildungen



Abbildung 1: Lage der MARNET-Stationen (Darsser Schwelle und Arkona See) und der GPS Referenzstation auf dem Leuchtturm Hiddensee



Abbildung 2: MARNET Stationen Darsser Schwelle (links) und Arkona See (rechts) vor der Küste Mecklenburg-Vorpommerns. Auf den Auslegern wurden GPS Antenne und Radarpegel montiert.



Abbildung 3: Multisensorales Meßsystem zur Bestimmung des Meeresspiegels auf offener See links: Hardwarekomponenten des Systems

rechts: Container auf der Plattform der MARNET Station, in dem das Beobachtungssystem untergebracht wurde.



Abbildung 4: Meßprinzip des multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung des Meeresspiegels auf den MARNET Stationen und die Effekte der Neigung der Plattform auf die Beobachtungskonfiguration

In grün sind die Beobachtungen der Sensoren dargestellt, deren Meßwerte zusammen die Höhe des augenblicklichen Meeresspiegels an der Station ergeben. Mit rot sind die Höhenexzentrizitäten in einem plattformfesten Koordinatensystem bezeichnet, die mittels digitaler Nahbereichsphotogrammetrie bestimmt wurden und in die Auswertung der Meßdaten einfließen. Die Neigung der Plattform wird zur Transformation der einzelnen Beobachtungen in ein lokales Horizontsystem genutzt.



Abbildung 5: GPS Referenzstation Hiddensee

links: Leuchtturm Hiddensee. Die GPS Antenne befindet sich auf dem nach oben gerichteten Ausleger über dem Dach des Leuchtturms. mitte: GPS Antenne über dem Dach des Leuchtturms (oben); GPS Empfänger und Telekommunikationseinrichtung im Inneren des Turmes (unten)

rechts: Schema des Hardware Konzepts



Abbildung 6: Übersicht der in der Auswertung des regionalen Netzes verwendeten permanenten GPS-Stationen mit der genutzten Auswertekonfiguration



Abbildung 7: Detailansicht für die angestrebte Anbindung der verwendeten permanenten GPS-Stationen an der deutschen Ostseeküste (insbesondere SAPOS-Stationen)







Abbildung 9: Gemessene Wasserstände an der MARNET Station Arkona See (multisensorales Meßsystem) Die grüne Line ist die Summe der Messungen des Radarpegels (rot) und der GPS Höhen (blau). Sie zeigt den Meeresspiegel über dem Referenzellipsoid (GRS80).


Abbildung 10: Vergleich der Meeresspiegelhöhen aus Beobachtungen des multisensoralen Meßystems auf der MARNET Station Darsser Schwelle mit Messungen des Druckpegels AANDERAA WLR7 an der Station. Während das multisensorale Meßsystem Meeresspiegelhöhen über einem Referenzellipsoid liefert, ergeben die Beobachtungen des Druckpegels Meeresspiegelhöhen über dem Drucksensor des Pegels (Höhe der Wassersäule über dem Meeresgrund). Für den Vergleich wurden beide Reihen auf ihren jeweiligen Mittelwert zentriert.



Abbildung 11: An der Station angebrachte retroreflektierende Meßmarken, die zum Festlegen eines lokalen körperfesten Koordinatensystems dienen, in dem die Exzentrizitäten der Sensoren (GPS Antennenreferenzpunkt, Pegelnullpunkte) bestimmt werden



Abbildung 12: Separate Bestimmung der Exzentrizitäten auf dem Geräteträger, die im weiteren Verlauf über gleiche Punkte in das lokale körperfeste Koordinatensystem der jeweiligen Station transformiert werden



Abbildung 13: Darstellung aller angemessenen Objektpunkte des lokalen körperfesten Koordinatensystems am Beispiel der MARNET Station Darsser Schwelle



Abbildung 14: Pegelstationen im Ostseeraum, an denen monatliche mittlere Meeresspiegelhöhen im Modellzeitraum (ab 1979) zur Verfügung standen. Die Daten wurden der Datenbank des PSMSL entnommen, wobei nur Reihen mit während des gesamten Beobachtungszeitraumes einheitlichem Höhenbezug (sog. RLR –*revised local reference*– Reihen) verwendet wurden. An den Pegeln der südlichen Ostseeküste (Mecklenburg-Vorpommern) standen zusätzlich auch

An den Pegeln der südlichen Ostseeküste (Mecklenburg-Vorpommern) standen zusätzlich auch stündliche Beobachtungen der Meeresspiegelhöhen zur Verfügung.

Modellgrenze, TOPEX



Abbildung 15: Lage der Subsatellitenspuren des Altimetersatelliten TOPEX/Poseidon im Ostseeraum. Die einzelnen Spuren werden entsprechend des Wiederholzyklus' des Satellitenorbits aller ≈ 10 Tage überflogen. Entlang zweier ausgewählter Spuren wurde außerdem die Lage der zum Vergleich mit dem ozeanographischen Modell verwendeten "Normalpunkte" dargestellt, die einen Abstand von etwa 15 km haben.



Abbildung 16: Mittlere Meerestopographie aus modellierten Meeresspiegelhöhen (1979 bis 2001) und aus Altimeterbeobachtungen (TOPEX, 1993-2000)

Der Anstieg der mittleren Meeresspiegelhöhen um etwa 30 cm vom Eingang der Ostsee im Südwesten bis ins Innere des Bottnischen Meerbusens im Norden ist in beiden Abbildungen deutlich erkennbar. Während das ozeanographische Modell räumlich sehr hoch aufgelöste Werte liefert, wurden die altimetrischen Meeresspiegelhöhen in Gitterzellen von etwa 25 km x 25 km zusammengefaßt und mittels eines Geoidmodells (NKG96, (Forsberg u.a., 1996)) auf eine Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes reduziert. Zur Darstellung wurden die altimetrisch bestimmten mittleren Meeresspiegelhöhen zusätzlich geglättet (Tiefpaßfilter).





Abbildung 17: Trends der Meeresspiegelhöhen aus modellierten Oberflächenauslenkungen (1979-2001, links) und Differenzen der relativen Meeresspiegeländerungen, die aus Pegelreihen über Zeiträume von jeweils 83 Jahren (1920-2002) und 23 Jahren (1979-2002) ermittelt wurden (rechts). Da im ozeanographischen Modell keine säkularen Meeresspiegeländerungen mitgeschätzt werden, spiegeln die Ergebnisse langperiodische (interannuale) Variationen des Meeresspiegels und interne Effekte innerhalb der Ostsee wider. Die aus Pegeln geschätzten relativen Meeresspiegeländerungen enthalten den langfristigen säkularen Meeresspiegelanstieg und vertikale Bewegungen der Erdkruste, sowie für kürzere Beobachtungszeiträume außerdem den Einfluß langfristiger Meeresspiegelvariationen. Die Differenzen dieser Trends zeigen nur den Einfluß der langperiodischer (interannualen) Variationen und sind damit mit den aus modellierten Meeresspiegelhöhen geschätzten Trends vergleichbar.



Abbildung 18: Vergleich monatlicher Mittelwerte modellierter und beobachteter Meeresspiegelhöhen an ausgewählten Pegeln in der Ostsee für einen Zeitraum von 20 Jahren (Jan.1982–Dez.2001). Der rechte Teil der Abbildung zeigt das Amplitudenspektrum der Zeitreihen nach einer Fouriertransformation.

Zum Vergleich mit dem ozeanographischen Modell wurden die Pegelreihen um ihren linearen Trend berichtigt. In der Darstellung wurden die einzelnen Pegelreihen jeweils mit einem Offset versehen, um die Lesbarkeit des Diagramms zu erhöhen.

43

Vergleich Fuellstand TOPEX/oMod-Daten Ostsee (Monatsmittel)



Abbildung 19: Vergleich des monatlichen Füllstandes der Ostsee aus beobachteten Meeresspiegelhöhen des Satellitenaltimeters TOPEX und aus modellierten Oberflächenauslenkungen (1993-2002). Ebenfalls dargestellt ist das Amplitudenspektrum der Zeitreihen nach einer Fouriertransformation.



Abbildung 20: Differenzen beobachteter und modellierter Monatsmittelwerte an ausgewähten Pegeln in der Ostsee sowie Differenz des beobachteten (TOPEX) und modellierten monatlichen Füllstandes der Ostsee

Die Zeitreihen der Differenzen weisen eine hohe Korrelation auf und deuten auf eine einheitliche, im Modell fehlende Signalkomponente hin, die eng mit dem Füllstand der Ostsee verbunden ist. Diese fehlende Signalkomponente ist darüberhinaus korreliert mit Meeresspiegelvariationen, die an Pegelstationen in der Nordsee (Stavanger, ganz unten) beobachtet werden können.

Für eine bessere Lesbarkeit wurden die einzelnen Reihen mit einem Offset versehen.



Abbildung 21: Vergleich beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen am Pegel Sassnitz für einen Winter- bzw. Sommermonat 1997

Dargestellt sind stündliche Pegelbeobachtungen und 6-stündliche modellierte Höhen, die auf den jeweiligen Monatsmittelwert zentriert wurden und somit nur die hochfrequenten Variationen des Meeresspiegels zeigen. In den stündlichen Beobachtungen des Pegels sind noch die (kleinen) Gezeitenvariationen am Pegel Sassnitz sichtbar, die im gezeitenfreien Modell nicht enthalten sind.



Abbildung 22: Beobachtete und modellierte Meeresspiegelhöhen entlang zweier Subsatellitenspuren von TOPEX/Poseidon. Dargestellt sind Meeresspiegelvariationen in Normalpunkten entlang der Spur um die jeweilige mittlere Meeresspiegelhöhe am Normalpunkt. Die linke Seite der Abbildung zeigt die beobachteten Höhenvariationen, rechts sind modellierte Meeresspiegelvariationen dargestellt. Hervorgehoben wurden drei Satellitenüberflüge, während derer der Meeresspiegel der Ostsee besonders hoch, niedrig bzw. geneigt war. Alle drei Ereignisse werden vom Modell adäquat wiedergegeben.



Abbildung 23: Vergleich der Meßwerte des multisensoralen Meßystems auf den MARNET Stationen Darsser Schwelle (oben) und Arkona See (unten) mit modellierten Oberflächenauslenkungen (6-stündliche Werte) für einen Zeitraum von 1 Monat (Dezember 2003)
Das multisensorale Meßsystem liefert aktuelle Meeresspiegelhöhen bezogen auf das Geoid (Angaben in Meter). Zum Vergleich wurden modellierte Meeresspiegelhöhen dargestellt, die auf ihren jeweiligen Mittelwert im dargestellten Zeitraum zentriert wurden. Die Meeresspiegelvariationen an den beiden MARNET-Stationen weisen eine hohe Korrelation auf, was auch die Richtigkeit und Qualität der an den MARNET-Stationen bestimmten Meereshöhen bestätigt. Darüberhinaus ist eine gute Übereinstimmung der gemessenen und modellierten Meeresspiegelhöhen festzustellen.



 Abbildung 24: Vergleich der Meßwerte des multisensoralen Meßystems auf der MARNET Station Darßer Schwelle mit modellierten Oberflächenauslenkungen (6-stündliche Werte) für einen Zeitraum von etwa 2 Monaten (Feb., März 2004)
 Das multisensorale Meßsystem liefert aktuelle Meeresspiegelhöhen bezogen auf das Geoid. Zum Vergleich wurden die modellierten Meeresspiegelhöhen auf ihren Mittelwert im dargestellten Zeitraum zentriert.



Abbildung 25: Darstellung der ersten sechs Hauptkomponenten der Zeitreihen der Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen in der Ostsee (Pegel Stockholm) bzw. beobachteter Meeresspiegelvariationen in der Nordsee. Gezeigt sind die rekonstruierten Zeitreihen nach einer Hauptkomponentenanalyse für Zeitreihen. Die ersten sechs Komponenten, die insgesamt fast zwei Drittel der gesamten Variabilität der ursprünglichen Zeitreihen enthalten, zeigen ein deutliches saisonales Signal sowie langperiodische Variationen des Meeresspiegels. Die beobachteten Meeresspiegelvariationen der Nordsee wurden aus einer gewichteten Mittelwertbildung der Pegel Stavanger, West-Terschelling und North Shields gewonnen.



Vergleich oMod vor/nach Modellmodifikation

Abbildung 26: Ergebnis der Modellrandmodifikation für modellierte Meeresspiegelvariationen in der Ostsee

Im oberen Teil der Abbildung sind die monatlichen und täglichen Variationen der Nordsee, die auf den Modellrand aufgebracht wurden, dargestellt. Die täglichen Mittelwerte wurden zusätzlich durch eine gleitende Mittelwertbildung geglättet, um niederfrequente Variationen innerhalb der Zeitreihe sichtbar zu machen.

Der mittlere Teil der Abbildung zeigt die Differenzen modellierter Oberflächenauslenkungen vor und nach der Modellverbesserung für drei ausgewählte Modellpunkte innerhalb der Ostsee, jeweils für das mit monatlichen bzw. mit täglichen Variationen verbesserte Modell. Die Differenzen der modellierten Meerespiegelhöhen wurden dabei aller 6 Stunden gebildet und dargestellt.

Die Zeitreihen modellierter Oberflächenauslenkungen an einem ausgewählten Modellpunkt wurden mittels Fouriertransformation in ihre spektralen Anteile zerlegt (unten). Das Amplitudenspektrum der Zeitreihe nach der Modellrandmodifikation zeigt eine deutliche Veränderung des Modells im niederfrequenten Bereich.

Vgl. sl anomalien in Normalpunkten entlang Spur



Abbildung 27: Beobachtete und modellierte Meeresspiegelvariationen entlang zweier Subsatellitenspuren von TOPEX/Poseidon im Jahr 1995. Die linke Seite zeigt die beobachteten Variationen des Meeresspiegels in Normalpunkten entlang der Spuren. Hervorgehoben sind jeweils zwei Satellitenüberflüge, für die im rechten Teil der Abbildung der Effekt der Modellrandmodifikation auf die modellierten Meeresspiegelvariationen zum Zeitpunkt der Altimeterbeobachtung dargestellt ist. Deutlich wird eine räumlich gleichmäßige Änderung der modellierten Oberflächauslenkungen. Nach der Modellverbesserung werden auch die Differenzen zwischen beobachteten und modellierten Variationen geringer.



Abbildung 28: Vergleich beobachteter und modellierter monatlicher mittlerer Meeresspiegelhöhen an ausgewählten Pegeln vor und nach der Modellrandmodifikation

Der linke Teil der Abbildung zeigt die Zeitreihen der monatlichen Mittelwerte für das Jahr 1995. Im rechten Teil ist die Änderung der Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen als Ergebnis der Modellrandmodifikation zu sehen. Ein positiver Wert (schwarzer Balken) bedeutet dabei, daß die (absolute) Differenz geringer wurde, d.h. daß sich die modifizierten modellierten Meeresspiegelhöhen besser den Beobachtungen anpassen.



Abbildung 29: Beobachtete und modellierte Meeresspiegelhöhen an den Pegeln Warnemünde und Sassnitz während der Sturmflut vom 3./4. November 1995



Abbildung 30: Verteilung modellierter Meeresspiegelhöhen zum Zeitpunkt des Höhepunktes der Sturmflut vom November 1995 vor der südlichen Ostseeküste. Deutlich erkennbar ist der im wesentlichen durch Windstau verursachte starke Anstieg der Meeresspiegelhöhen gegen die Küste Mecklenburg-Vorpommerns. Im unteren Teil sind modellierte Wasserstände entlang von zwei auf die Pegel Warnemünde und Sassnitz zulaufenden Profilen dargestellt, entlang derer zusätzlich der Effekt der Modellrandmodifikation verdeutlicht wird.



Abbildung 31: Streuung der Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen (6-stündlich) pro Monat

Die einzelnen Höhen wurden jeweils auf den Monatsmittelwert des entsprechenden Monats reduziert, um nur die hochfrequenten Variationen in den Zeitreihen zu erhalten (Hochpaßfilter). Die Streuung der Differenzen gibt dann Aufschluß über die Genauigkeit der modellierten Meeresspiegelhöhen im hochfrequenten Bereich. Dabei sind Unterschiede sowohl im Jahresgang, als auch abhängig von der Lage des Pegels in der Region festzustellen. Am unteren Rand der Diagramme wurden die monatlichen mittleren Streuungen aus allen Jahren (1979-2003) dargestellt.



Streuungen der monatlichen Differenzen (Monatsmittelwerte) an Pegeln

Abbildung 32: Streuung der Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen (monatliche Mittelwerte) im Zeitraum 1979-2002 in Abhängigkeit vom Monat an ausgewählten Pegeln Die Streuungen der Differenzen geben Aufschluß über die Genauigkeit des ozeanographischen Modells im Bereich der niederfrequenten Meeresspiegelvariationen. Dabei ist ein Unterschied im Jahresgang erkennbar. In der letzten Zeile ist die monatliche mittlere Streuung aus den sechs ausgewählten Pegeln dargestellt.

ANLAGEN

Liebsch, G. und Eberlein, L. (2002): Konzeption eines multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen auf MARNET-Stationen. Interne Studie, Institut für Planetare Geodäsie.

Liebsch, G. und Eberlein, L. (2002): Auswertekonzeption des multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen auf MARNET-Stationen. Interne Studie, Institut für Planetare Geodäsie.

Liebsch, G., Eberlein, L. und Dietrich, R. (2003): Realisation of a multisensoral observation system for the determination of offshore sea-level heights. Poster, EGS-AGU Joint Assembly, Nizza (Frankreich), 06.-11. April 2003.

Eberlein, L., Liebsch, G. (2003): Experiences with the Vega radar gauge on a buoy. IOC Workshop Report Nr. 193. Paris (Frankreich) 14.-16. Okt. 2003.

Eberlein, L., Dietrich, R., Neukamm, M. und Liebsch, G. (2004): Sea-level monitoring at MARNET stations in the southern Baltic Sea. Poster, IVth Study Conference on BALTEX, Gudhjem (Dänemark), 24.-28. Mai 2004.

Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R., Lehmann, A. (2002): Sea-level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models. In Ádám, J. und Schwarz, K.-P. (Hrsgr): Vistas for Geodesy in the New Millenium, Band 125 Springer Series of IAG Symposia, S. 493–498. Springer.

Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R., Lehmann, A. (2003): Combination of sealevel observations and an oceanographic model for geodetic applications in the Baltic Sea. Proc. IUGG General Assembly, Sapporo (Japan), 30.Juni-11.Juli 2003.

Novotny, K., Liebsch, G., Lehmann, A., Dietrich, R. (2005): Variability of sea surface heights in the Baltic Sea: An intercomparison of observations and model simulations. Manuskript zur Veröffentlichung in Marine Geodesy

Dietrich, R., Novotny, K., Eberlein, L. (2005): Monitoring des Wasserstandes der Ostsee mit verschiedenen Methoden zur Validierung ozeanographischer Modelle. Poster, DEKLIM Abschlußsymposium, Leipzig, 10-12. Mai 2005.

Konzeption eines multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen auf MARNET-Stationen

Gunter Liebsch, Lutz Eberlein Technische Universität Dresden Institut für Planetare Geodäsie 01062 Dresden



Version 1.0

 $7.\mathrm{Februar}\ 2002$

Inhaltsverzeichnis

Verzeichnis der Tabellen 5						
Verzeichnis der Abbildungen						
1	Übe	Übersicht				
	1.1	Systemkomponenten	7			
	1.2	Allgemeine Anforderungen an des multisonsorale Meßystem	7			
	1.0	Meßkonzent	8			
	$1.4 \\ 1.5$	Grundzüge des Auswertekonzeptes der Messungen	8			
2	MA	MARNET-Stationen in der Ostsee				
	2.1	Lage der MARNET-Stationen des IOW	9			
	2.2	MARNET-Station Darßer Schwelle	10			
	2.3	MARNET-Station Arkonasee	10			
3	Har	Hardwarekomponenten des multisensoralen Meßsytems				
	3.1	GPS-Empfänger Leica SR530	10			
	3.2	Pegel	11			
		3.2.1 Druckpegel Althen M6420-002-06	11			
		3.2.2 Radarpegel VEGAPULS 41	11			
	3.3	Luftdrucksensor Vaisala PTB101C	11			
	3.4	Neigungssensor Seika SB2 G	12			
	3.5	Datenlogger MesSenNord GmbH, Dr. Schlüter VDI	12			
	3.6	Schaltschrank	12			
	3.7	Positionen der Sensoren und des Datenloggers auf den MARNET-Stationen	13			
4	Dat	enlogger	13			
	4.1	Firmware des Datenloggers	13			
	4.2	Meßregime	14			
	4.3	Datenformat des Datenloggers (Entwurf)	14			
	4.4	Kodierung der Statusinformationen (Entwurf)	17			
	4.5	Protokoll zum Datenaustauch mit dem Bordrechner der MARNET-Station (Ent-	10			
	1.0	$wuri) \dots \dots$	18			
	4.0	Fernwartung (Entwurf)	19			

Verzeichnis der Tabellen

1	Koordinaten der MARNET-Stationen des IOW	10
Ve	erzeichnis der Abbildungen	
1	Lage der MARNET-Stationen des IOW	8
1	Geometrisches Grundprinzip zur Auswertung der Messungen auf den MARNET-	
	Stationen	9

1 Übersicht

1.1 Zielstellung

Ein Schwerpunkt des Forschungsprojektes BASEWECS BAltic Sea Water und Energy Cycle Study), Teilprojekt 4: "Monitoring of the sea level of the Baltic Sea with different techniques to validate oceanographic models", ist die Bestimmung zeitlicher Variationen von Meereshöhen im Bereich der offenen Ostsee. Hierfür wird ein längerfristiges Meßprojekt konzipiert, in dem in-situ Wasserstandsmessungen auf den Meßplattformen des MARNET Stationsnetzes (MARine Monitoring NETwork) durchgeführt werden. Die vom Institut für Ostseeforschung Warnemünde im Auftrag des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) betriebenen MARNET-Stationen der Ostsee befinden sich z.T. seit 1992 an ozeanographisch relevanten Orten (Abbildung 1). Auf ihnen werden langfristige Meßprogramme zur Bestimmung von ozeanographischen und meteorologischen Meßgrößen durchgeführt. Präzise Meereshöhen und Meereshöhenänderungen werden derzeitig auf den MARNET-Stationen nicht erfaßt.

Insgesamt ist die Realisierung von 2 Meßsystemen vorgesehen. Diese sollen auf den MARNET-Stationen Darsser Schwelle und Arkonasee eingesetzt werden.

1.2 Systemkomponenten

Zur Erfassung der Meereshöhen ist die Entwicklung eines multisensorales Meßsystems notwendig. Dieses Meßsystem besteht aus einem Pegel (zur Erfassung des Wasserstandes), einem GPS-Empfänger (zur Bestimmung und Überwachung des Pegelnullpunktes in Relation zu einem erdfesten Bezugssystem) sowie einem Neigungsmesser (zur Reduktion der Meßgrößen aufgrund von Neigungsänderungen der Meßplattform). Integraler Bestandteil des Meßsystems ist ein Datenlogger. Er realisiert die Ansteuerung und Synchronisierung aller Sensoren sowie die Speicherung der anfallenden Meßdaten.

Mit den genannten Systemkomponenten soll die Erfassung der Meereshöhen in einem geodätischen Höhensystem mit einer Genauigkeit von ca. einem Zentimeter gewährleistet werden. Zusätzlich ist die Bestimmung der Wellenhöhen geplant.

1.3 Allgemeine Anforderungen an das multisensorale Meßystem

Mit dem multisensorale Meßsytem wird eine einfach handhabbare und zuverlässige Lösung der geplanten Wasserstandsmessungen angestrebt, die den Umgebungsbedingungen auf den MARNET-Stationen Rechnung trägt. Das Meßsystem muß einen weitgehend autonomen Betrieb gewährleisten. Dies umfaßt die Steuerung der Sensoren, die Speicherung der Meßdaten sowie einen Datenaustausch relevanter Systemparameter mit dem Stationsrechner der MARNET-Stationen. Eine Übertragung von Meßdaten in Echtzeit ist nicht vorgesehen. Planmäßige Wartungen der Systeme auf den MARNET-Stationen finden in Abständen von bis zu 3 Monaten statt.

Für die Wartung der multisensoralen Meßsysteme unmittelbar vor Ort steht wenig Zeit zur Verfügung. Die äußeren Bedingungen lassen keine detaillierten Systemanalysen auf den MARNET-Stationen zu. Die Wartung wird sich damit im wesentlichen auf den Austausch von Systemkomponenten beschränken müssen. Da keine Datenfernübertragung angestrebt wird, betrifft dies vor allem den Austausch der Speichermedien sowie eine Prüfung der Sensorfunktionalität. Eine Fernwartung mittels Satelliten- bzw. GSM-Verbindungen über den Stationsrechner der MARNET-Stationen ist nur im Bedarfsfall möglich (z.B. Ausfall von Sensoren, Neuinitialisierung von Sensoren oder des Datenloggers) bzw. für geringfügige Arbeiten an der Systemabstimmung. Die



Abbildung 1: Lage der MARNET-Stationen des IOW

Stromversorgung des Meßsystems wird durch die MARNET-Stationen bereitgestellt.

1.4 Meßkonzept

Das Meßkonzept ist primär auf die Erfassung des Wasserstandes ausgerichtet. Darüber hinaus ist die Bestimmung der Wellenhöhen beabsichtigt. Die Messungen werden in regelmäßigen Intervallen von 60 min durchgeführt. Jeder Meßzyklus hat eine Länge von maximal 15 min. In den einzelnen Meßzyklen erfolgen hochfrequente Messungen der verschiedenen Sensoren. Die Aufzeichnungsrate der Sensoren wird in Abhängigkeit von den Verankerungskonzepten der MARNET-Stationen und dem damit verbundenen Bewegungsverhalten der Plattformen (Kapitel 2), den Wartungsintervallen, den verwendeten Sensoren (Kapitel 3) und den Möglichkeiten des Datenloggers (Kapitel 4), z.B. Ausbaustufen der Hardware hinsichtlich des Speicherumfangs, festgelegt.

1.5 Grundzüge des Auswertekonzeptes der Messungen

Das geometrische Grundprinzip der Auswertungen ist in Abbildung 1 dargestellt. Hierbei wird vorausgesetzt, daß die GPS-Antenne und der Pegelsensor (Radarpegel) an einem seitlichen Ausleger montiert und lotrecht übereinander angeordnet sind. Der vertikale Abstand zwischen dem Antennenreferenzpunkt und dem Nullpunkt des Pegelsensors Δh_{PG} wird als bekannt vorausgesetzt. Von diesem Grundprinzip abweichende Anordnungen der Sensoren werden gesondert diskutiert (siehe "Auswertekonzept des multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen auf den MARNET-Stationen").

Mit Hilfe der GPS-Messungen wird für jede Meßepoche die ellipsoidische Höhe des GPS-Antennenreferenzpunktes h_G bestimmt. Der Neigungssensor bestimmt zeitsynchron die Neigung der Meßplattform gegenüber der Horizontalen in zwei senkrecht zueinander stehenden Richtun-



Abbildung 1: Geometrisches Grundprinzip zur Auswertung der Messungen auf den MARNET-Stationen

gen. Daraus wird die maximale Neigung α bestimmt. Mit Hilfe der Pegelmessungen wird der Höhenunterschied zwischen dem Pegelnullpunkt und der momentanen Wasseroberfläche Δh_{WP} ermittelt, so daß sich die ellipsoidische Höhe der Wasseroberfläche h_W mit

$$h_W(t) = h_G(t) - \Delta h_{PG} \cdot \cos \alpha(t) - \Delta h_{WP}(t)$$
(1.5-1)

$$=h_P(t) - \Delta h_{WP}(t) \tag{1.5-2}$$

ergibt. Werden die Messungen der Sensoren mit einer ausreichend hohen Meßrate durchgeführt, können aus den Meßwerten eines Intervalls von 15 Minuten sowohl die Höhe des mittleren Meeresspiegels $\overline{h_W}$ als auch signifikante Wellenhöhen abgeleitet werden. Für die Fehlerabschätzung der Meereshöhen ist neben der Genauigkeit der Sensoren die Größe und die Genauigkeit der Höhenexzentrizität Δh_{PG} von Bedeutung. Das Problem der Exzentrizitätbestimmung wird in "Auswertekonzept des multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen auf den MARNET-Stationen" behandelt.

2 MARNET-Stationen in der Ostsee

2.1 Lage der MARNET-Stationen des IOW

Die drei IOW-MARNET-Stationen in der Ostsee befinden sich an den in Tabelle 1 angegebenen Positionen. Die Ausbringung der Station Arkonasee ist im Sommer 2002 geplant. Details über die Stationen sind unter der folgenden Internetadresse zu finden:

http://www.io-warnemuende.de/public/phy/marnet/html/en_home.htm

Aufgrund der Lage der Stationen werden die beiden Meßsysteme auf den Stationen Darßer Schwelle und Arkonasee eingesetzt.

Stationsname	Status	Breite		Länge	
		0	,	0	,
Darsser Schwelle	seit 1993	54	42.0	12	42.0
Arkona See	im Aufbau (2002)	54	50.5	13	30.0
Oderbank	seit 1996	54	4.6	14	9.6

Tabelle 1: Koordinaten der MARNET-Stationen des IOW

2.2 MARNET-Station Darßer Schwelle

Bei der Station handelt es sich um einen Meßmast, der auf dem Meeresboden in einer Tiefe von 21m in einem Gelenk gelagert ist. Etwa 4m über der Meeresoberfläche befindet sich eine ca. 2m x 3m große Plattform, auf der sich ein Container befindet. Die Auslenkung des Mastes aus der Vertikalen beträgt maximal 10° . Höhenänderungen des gesamten Masten werden eher gering sein.

2.3 MARNET-Station Arkonasee

In der Arkonasee soll im Sommer 2002 eine Spierenboje ausgebracht werden. Die Boje ist 22m lang. Die Eintauchtiefe beträgt 12m. Die Boje wird mit entsprechenden Abspannungen am Meeresboden verankert. In 4.5m Höhe über dem Meeresspiegel befindet sich eine Plattform von etwa 3m x 5m, auf der sich ein Container befindet. Aufgrund der Trägheit wird die Spierenboje hochfrequenten Wasserstandsänderungen (Wellen) im wesentlichen nicht folgen. Nach Angaben des IOW kann bei einer Wellenhöhe von 8m ein maximalen Hub der Boje von 1m erreicht werden.

3 Hardwarekomponenten des multisensoralen Meßsytems

Das multisensorale Meßsystem besteht aus einem GPS-Sensor, einem Druckpegelsensor, einem Radarpegel, einem Luftdrucksensor, einem Neigungssensor und einem Datenlogger. Der Einsatz des Radarpegels dient vor allem Testzwecken und ist deshalb optional vorgesehen. Er wird abwechselnd auf einer der beiden Marnet-Stationen betrieben bzw. auf einer Station fest installiert.

3.1 GPS-Empfänger Leica SR530

Technische Merkmale:

12 Kanal L1/L2 Empfänger
16MB PCMCIA Speicherkarte (144.000 Epochen bei 5 Satelliten)
Spannung 12V
Leistung 7W
Anschlüsse: 0 – PWR, 1 – seriell, 2 – PWR/seriell, 3 – seriell, 2 x event port, 1 x PPS output, Antenne
Meßraten bis 10 Hz möglich

äußere Bedingungen Empfänger -20 bis +55 C Antenne -40 bis +75 C Genauigkeit einer kinematischen Vermessung Horizontal: 10mm + 1ppm der Streckenlänge sVertikal: 20mm + 1ppm sInitialisierungszeit: 10sec Verzögerung <0.03s

3.2 Pegel

Für die Pegelmeßtechnik kommen sowohl Drucksensoren als auch ein Radarpegel zum Einsatz. Der Radarpegel wird optional auf einem der beiden Systeme verwendet.

3.2.1 Druckpegel Althen M6420-002-06

Technische Merkmale

Brunnensonde, Abmessungen absoluter Drucksensor Druckbereich 2bar, d.h. max 10 m Wassertiefe Kennlinienabweichung $i=\pm 0.1\%$ des Meßbereiches, d.h. ± 2 cm analoge Stomschnittstelle 4-20mA, Zweileitersystem Versorgungsspannung 12-32V DC Betriebstemperatur -20 - $\pm 100^{\circ}$ C kompensierter Temperaturbereich -20 - $\pm 80^{\circ}$ C

3.2.2 Radarpegel VEGAPULS 41

Technische Merkmale

Meßbereich bis 10m, Auflösung 1mm

analoge Stomschnittstelle 4-20mA, Zweileitersystem

Versorgungsspannung

Temperaturbereich -40 bis $+130^{\circ}$ C

Öffnungswinkel 22-30°, d.h. 11-15° von der Mittelachse

Der Radarpegel ist vom Hersteller für die Überwachung von Füllständen konzipiert worden. Hochfrequente Wasserstandsänderungen (z.B. Wellenbewegung) werden einer starken Tiefpassfilterung unterzogen.

3.3 Luftdrucksensor Vaisala PTB101C

Technische Merkmale:

Messbereich 900 -1100 h Pa Genauigkeit bei 20° C: ± 0.3 hPa Ausgangssignal 0-2.5V Versorgungsspannung 10-30 VDC

3.4 Neigungssensor Seika SB2 G

Technische Merkmale:

biaxialer Neigungsmesser mit analogem Ausgang Meßbereich $\pm 20^o$ Ausgangssignal0.5– $4.5\mathrm{V}$

3.5 Datenlogger MesSenNord GmbH, Dr. Schlüter VDI

Der Datenlogger übernimmt die Aufgaben zur Steuerung der Sensoren sowie zur Vorverarbeitung und Speicherung der Meßdaten. Weiterhin wird über den Datenlogger die Kommunikation mit dem Stationsrechner der MARNET-Stationen realisiert.

Technische Merkmale:

Versorgungsspannung 8-15V, Power Down Mode ; 1mA)

Arbeitsspeicher: 256kB SRAM (nicht gepuffert)

Programmspeicher: 256kB FlashEEROM

Speicherumfang 512MB Compact Flash Card im erweiterten Temperaturbereich, separat austauschbar

2serielle Schnittstellen RS 232C

5 freie analoge Eingänge $0\text{-}4\mathrm{V}$ (12 Bit)

 $2~{\rm Schaltausgänge}$

9 LED zur Anzeige verschiedener Betriebszustände

Schutzgrad IP65

ggf. konfigurierbar über eine Steuerdatei auf der Compact Flash Card (z.B. Aufzeichnungsraten der Sensoren, Dauer eines Meßzyklus', Intervall der Meßzyklen)

3.6 Schaltschrank

Technische Merkmale:

Stromversorgungs-Baugruppe mit DC/DC-Wandler 10W (Eingang für Bordnetz 10-30V, Ausgang 12V)

Überspannungsschutz für alle nach außen führenden Kabelverbindungen (Bordnetz, serielle Schnittstelle zum Bordrechner, Druckpegel , Radarpegel, ggf. Neigungssensor)

Analogeingangs-Baugruppe (5 Kanäle 4-20mA oder 0-4V) für Druckpegel, Lufdrucksensor, biaxialen Neigungssensor, Radarpegel)

Stützbatterie: Blei-Gel-Akku A500 $12\mathrm{V}/10\mathrm{Ah}$

Anschlußkabel für Datenlogger

Montageplätze für GPS-Empfänger, Luftdrucksensor, Neigungssensor und Datenlogger

Anschluß eines Luftschlauches an den Druckausgleichssystem des IOW im Container (falls nicht im gesamten Container ein Druckausgleich realisiert wird.)

Schutzgrad IP65

Abmessung: H 513 x B 412 x T227 mm

3.7 Positionen der Sensoren und des Datenloggers auf den MAR-NET-Stationen

Die einzelnen Hardwarekomponenten werden an den folgenden Positionen auf den MARNET-Stationen befestigt:

GPS-Antenne	– auf einem seitlichen Ausleger der Plattform (Zur Einmessung der Sensoren
	werden temporär zusätzliche Antennen, z.B. auf der Mastspitze installiert.)
Radarpegel	– an einem seitlichen Ausleger der Plattform
Druckpegel	– am Mast in ca. 2.5m Tiefe
Schaltschrank	– im Container
GPS-Empfänger	– im Schaltschrank
Neigungssensor	– im Schaltschrank bzw. auf dem seitlichen Ausleger
Luftdrucksensor	– im Schaltschrank
Datenlogger	– im Schaltschrank

Die Kabel zwischen den Sensoren und dem Datenlogger werden durch wasserdichte Verbindungen in das Innere des Containers gezogen und mit dem Schaltschrank durch eine Steckleiste bzw. entsprechende Steckverbindungen angeschlossen. Für das GPS-Antennenkabel ist eine spezielle Steckverbindung geplant.

4 Datenlogger

4.1 Firmware des Datenloggers

Die Firmware des Datenloggers wird speziell für das multisensorale Meßsystem entwickelt. Funktionen:

Hardwareinitialisierung nach Einschalten der Betriebsspannung

Zeitsynchronisierung nach dem GPS-Zeitsignal (1PPS Output)

Aufnahme der Daten der Analogsensoren

Steuerung des Meßregimes aller Sensoren (GPS, Druckpegel, Radarpegel, Neigungsmesser, Luftdrucksensor)

Aufnahme der Daten der Analogsensoren

Übernahme der GPS-Daten

Vorverarbeitung der Sensordaten (Berechnung von Mittelwert, Standardabweichung und Extremwerten des Druckpegels, des Neigungssensors und des Radarpegels)

Berechnung von Kennwerten des Seegangs (optional zu einem späteren Zeitpunkt nach Inbetriebnahme der Meßsysteme) Kommunikation mit dem Bordrechner der MARNET-Station im Stundenraster auf Anfrage des Bordrechners der MARNET-Station (Übermittlung von Mittel- und Extremwerten des Druckpegels und des Neigungssensors, der Zeit, ggf. der Position, der Statusinformation des Meßsystems)

ggf. Fernwartung des Systems über Satelliten- bzw. GSM-Verbindung

4.2 Meßregime

Die Messungen erfolgen stündlich für einen Zeitraum von jeweils 15 Minuten. Da die Statusinformationen des Datenloggers jeweils zur vollen Stunde durch den Bordrechner der MARNET-Station abgefragt werden, beginnen die Messungen jeweils zur halben Stunde. Die Messungen in den einzelnen Zyklen erfolgen nach einem einheitlichen Schema:

- 1. Anschalten aller Sensoren und des GPS-Empfängers
- 2. Messung des Luftdrucks
- 3. Bestimmung einer Echtzeitposition des GPS-Empfängers
- 4. Start der GPS-Messungen
- 5. Erfassung der Messungen des Drucksensors (5Hz Aufzeichnungsrate), des Neigungssensors (1Hz Aufzeichnungsrate) und des Radarpegels (1Hz Aufzeichnungsrate) in einer Zeitschleife über 15 Minuten
- 6. Beenden der GPS-Messungen
- 7. Messung des Luftdrucks
- 8. Übertragung der Daten des GPS-Empfängers
- 9. Abschalten aller Sensoren und des GPS-Empfängers
- 10. Vorverarbeitung der Daten (Berechnung von Mittelwert, Standardabweichung, Extremwerten des Drucksensors, des Neigungssensors und des Radarpegels)
- 11. ggf. Verdichtung der Daten z.B. von 5Hz auf 1Hz (Neigungssensor, Radarpegel)
- 12. Abspeicherung der Meßdaten

##

Zwischen den einzelnen Meßzyklen wird der Datenlogger in einen low-power Modus versetzt.

4.3 Datenformat des Datenloggers (Entwurf)

```
## 1. Jeder Messzyklus mit einer Laenge zwischen 5 min und 15 min wird in einer
```

eigenen Datei gespeichert. ## ## ## 2. Dateinamenkonvention ## ## ## ## 3. Zeilen, die mit # beginnen, markieren die Kopf- oder Fusszeilen der Datei. ## Sie enthalten Informationen, die in einem Messzyklus nur einmal benoetigt werden und am Anfang bzw. am Ende des Zyklusses ## ## erhoben werden. ## ## 4. Kopfzeilenkennzeichen ## # TO: jjjj mm tt hh mm ss.s ... Referenzzeitpunkt (T null) ## [Jahr Monat Tag Stunde Minute Sekunde] ## # AP: aaaa.a ... Luftdruck (Air Pressure) [hPa] ## Fuehrende Leerzeichen bzw. Nullen koennen entfallen. ## ## ## 5. Fusszeilenkennzeichen ## # PG: mmmmm sssss hhhhh 11111 ... Primaerauswertung der Druckpegelmessungen (Pressure Gauge), ## ggf. robuste Schaetzmethoden verwenden ## ## [Mittelwert, Standardabweichung, ## Maximum, Minimum in dPa] # IX: mmmmmm sssss hhhhhh llllll ... Primaerauswertung der ## ## Neigungsmessungen in x-Richtung (INclination), ## ## ggf. robuste Schaetzmethoden verwenden ## [Mittelwert, Standardabweichung, Maximum, Minimum in Milligrad] ## # IY: mmmmmmm sssss hhhhhh llllll ... Primaerauswertung der ## ## Neigungsmessungen in y-Richtung ## (INclination), ## ggf. robuste Schaetzmethoden verwenden ## [Mittelwert, Standardabweichung, ## Maximum, Minimum in Milligrad] # RG: mmmmm sssss hhhhh 11111 ... Primaerauswertung der ## ## Radarpegelmessungen (Radar Gauge), ## [Mittelwert, Standardabweichung, ## Maximum, Minimum in mm] ## # GP: nnnnnnnn.nnn sssss ... Name und Groesse der GPS Datei [Byte] # IF: xx.xxxx yy.yyyy zz.zzzz ... Funktionen der Neigungswinkel ## ## [sin y, sin $x * \cos y$, ## $\cos x * \cos y$] ## # WH: mmmm ... mittlere Wellenhoehe (Wave Height) [mm] ## ## Fuehrende Leerzeichen bzw. Nullen koennen entfallen. ## ## 6. Zwischen Kopf- und Fusszeilen stehen die Daten, die innerhalb des Mess-
zyklusses gewonnen werden (Druckpegel 5Hz, Radarpegel 1Hz, ## Neigungswinkel 1 Hz). ## ## Die Messungen einer Sekunde werden in einer Zeile abgespeichert: ## sssss ... Zeit seit der Referenzepoche TO [1/10s], ## ddddd ... Messwert des Druckpegels der Epoche [dPa] (entspricht mmWS), ## ddddd ... Messwert des Druckpegels der Epoche +0.2s [dPa], ## ddddd ... Messwert des Druckpegels der Epoche +0.4s [dPa], ## ddddd ... Messwert des Druckpegels der Epoche +0.6s [dPa], ddddd ... Messwert des Druckpegels der Epoche +0.8s [dPa], ## ## xxxxxx ... Neigung in x-Richtung [Milligrad] ## yyyyyy ... Neigung in y-Richtung [Milligrad] ## rrrr ... Messwert des Radarpegels [mm] ## ## Laenge <=54 byte ## ## Fuehrende Leerzeichen bzw. Nullen koennen entfallen. ## ## symbolisches Beispiel: ## # TO: jjjj mm tt hh mm ss.s # AP: 1111.1 sssss ddddd ddddd ddddd ddddd xxxxxx yyyyyy rrrr sssss ddddd ddddd ddddd ddddd axxxxx yyyyyy rrrr . . . sssss ddddd ddddd ddddd ddddd axxxxx yyyyyy rrrr # PG: mmmmm sssss hhhhh 11111 # IX: mmmmmm sssss hhhhhh llllll # IY: mmmmmm sssss hhhhhh llllll # RG: mmmmm sssss hhhhh 11111 # GP: nnnnnnn.nnn ssssss # IF: xx.xxxx yy.yyyy zz.zzzz # WH: mmmm ## ## Zahlenbeispiel: ## # TO: 2002 4 1 10 44 1 # AP: 1013.3 573 13495 13182 13037 13152 13284 -10235 2745 5428 583 13323 13012 12874 12932 13024 -10124 3012 5528 . . . 9563 13434 13304 13445 13321 13235 13257 -9247 1476 5257 # PG: 13485 524 14214 12037 # IX: -9875 1374 -10563 -9135 # IY: 2570 1129 3125 12365 # RG: 5363 210 5623 4938

GP: mnds-138.012 112345
IF: 0.04244 -0.15562 0.98424
WH: 1034

##							
##	Aba	schaetzung de	es Speicherbedau	rfs			
##							
##	A)	Kopfzeilen					
##		# TO	28+2 Byte	Э			
##		# AP	12+2 Byte	Э			
##		Summe			44	byte	
##	B)	Datenrecord	(54+2)byte pro	s x 900s			
##		Summe			50400	byte	
##	C)	Fusszeilen					
##		#PG	29+2byte				
##		#IX	32+2byte				
##		#IY	32+2byte				
##		#RG	29+2byte				
##		#GP	25+2byte				
##		#IF	32+2byte				
##		#WH	10+2byte				
##		Summe			203	byte	
##	Spe	eicherbedarf	pro Zyklus von	900s			50647 byte
##	Spe	eicherbedarf	fuer 24*100 Zył	klen			ca. 120 Mb

4.4 Kodierung der Statusinformationen (Entwurf)

```
##
## Statusinformationen des multisensoralen Messsystems
##
## Erlaeuterungen:
##
## 1. Statusinformationen ueber den Betriebszustand des multisensoralen
##
     Messystem mit einer Laenge von 2 Byte koennen stuendlich an den
     Bordrechner der MARNET-Station als ASCII-Zeichen uebertragen werden.
##
     Die Statusinformationen werden gemeinsam mit anderen Daten vom IOW
##
     routinemaessig ueber eine Satellitenverbindung an Land uebertragen und
##
##
     koennen ueber FTP-Verbindungen eingesehen werden.
##
## 2. Es koennen nur lesbare ASCII-Zeichen uebertragen werden. Steuerzeichen
     (ASCII-Zeichen unter 32 (dezimal) sind nicht zulaessig. ASCII-Zeichen
##
##
     ueber 127 (dezimal) sind ebenfalls nicht zulaessig.
##
## 3. Es stehen damit maximal 127-31=96 verschiedene Zustaende pro Byte zur
     Verfuegung.
##
##
```

```
## 4. Der Betriebszustand der Sensoren soll unabhaengig voneinander
##
      betrachtet und binaer kodiert werden. Pro Byte koennen somit 6 Zustaende
##
      uebertragen werden, d.h. 64 verschiedene Systemzustaende pro Byte.
            111111 (binaer) = 63 (dezimal)
##
      Bsp.
##
## 5. Bedeutung der einzelnen Bits
##
      Fuer jeden Sensor und den Datenlogger werden jeweils 2 Bit verwendet.
##
      Es wird nach der Verfuegbarkeit der Messdaten (Daten erhalten/nicht
##
      erhalten) und nach der Plausibilitaet der Messdaten (Plausibilitaetstest
      bestanden, nicht bestanden) gefragt. Bit 0 ist das niederwertige
##
##
      Bit (2<sup>0</sup>). Bit 5 ist dementsprechend das hochwertigste Bit (2<sup>5</sup>). Der
##
      Zustand "Wahr" ist mit "1" belegt, "Falsch" mit "0".
##
##
      Byte 1, Bit 0 ... Neigungsdaten der letzten Stunde erhalten?
##
      Byte 1, Bit 1 ... Neigungsdaten plausibel?
##
      Byte 1, Bit 2 ... Pegeldaten der letzten Stunde erhalten?
      Byte 1, Bit 3 ... Pegeldaten plausibel?
##
      Byte 1, Bit 4 ... GPS-Daten der letzten Stunde erhalten?
##
##
      Byte 1, Bit 5 ... GPS-Daten plausibel?
##
##
      Byte 2, Bit 0 ... Datenlogger
##
      Byte 2, Bit 1 ... Datenlogger
      Byte 2, Bit 2 ... Luftdruckdaten der letzten Stunde erhalten?
##
##
      Byte 2, Bit 3 ... Luftdruckdaten plausibel?
##
      Byte 2, Bit 4 ... Radarpegeldaten der letzten Stunde erhalten?
##
      Byte 2, Bit 5 ... Radarpegeldaten
##
##
      Die Werte der beiden Bytes liegen damit zwischen 0 und 63 (dezimal).
##
## 6. Als erstes benutzbares ASCII-Zeichen wird das Zeichen mit dem ASCII-Kode
      33 (dezimal) festgelegt. Es entspricht dem Zeichen "!" (Ausrufezeichen).
##
##
      Das prinzipiell nutzbare ASCII-Zeichen 32 (dezimal) wird nicht verwendet.
      Es enspricht dem Leerzeichen. Der ASCII-Kode des zu uebertragenden
##
##
      Zeichens ergibt sich damit nach
##
##
      ASCII-Kode = 33 + (Wert des Bytes)
##
##
      und liegt zwischen 33 (dezimal) und 99 (dezimal). Die entsprechenden
      ASCII-Zeichen lauten "!" und "c".
##
```

4.5 Protokoll zum Datenaustauch mit dem Bordrechner der MARNET-Station (Entwurf)

Der Bordrechner der MARNET-Station sendet einen String an den Datenlogger (z.B. \$99TD), der daraufhin einen Datenstring zurücksendet. Der Datenstring enthält Informationen über die Zeitpunkt der Datenübertragung, die Position (optional), Mittelwert und Extrema der Neigungsmessungen, Mittelwert und Extrema der Druckpegelmessungen (Mittelwert ggf. um mittlere Neigung korrigiert), Dateigröße der GPS-Datei und die Statusinformationen. Das Format wird durch das IOW festgelegt.

4.6 Fernwartung (Entwurf)

Die Möglichkeit einer Fernwartung des Meßsystems ist nur bei schwerwiegenden Problemen vorgesehen, die ggf. durch Steuerbefehle behoben werden können (z.B. Neustart des Datenloggers; Initialisierung von Speicherbereichen; Änderung von Einstellungen am GPS-Empfänger). Dazu werden über den Bordrechner der MARNET-Station Dateien an den Datenlogger gesendet. Diese Datei enthält entweder Steuerbefehle für den Datenlogger selbst oder den GPS-Empfänger (OWI-Befehle). Die entsprechenden Steuerbefehle müssen noch spezifiziert werden.

Auswertekonzeption des multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung

von Meereshöhen auf MARNET-Stationen

Gunter Liebsch, Lutz Eberlein Technische Universität Dresden Institut für Planetare Geodäsie 01062 Dresden



Version 1.0

 $7. Februar\ 2002$

Inhaltsverzeichnis

Ve	Verzeichnis der Tabellen			
Ve	erzeio	chnis der Abbildungen	5	
1	Aus	wertekonzept	7	
	1.1	Vorbemerkungen	7	
	1.2	Geometrie	7	
		1.2.1 Vereinfachte Variante	$\overline{7}$	
		1.2.2 Allgemeiner Fall	$\overline{7}$	
	1.3	Datenvorverarbeitung im Datenlogger	9	
		1.3.1 Mittlerer Wasserstand	9	
		1.3.2 Wellenhöhen und Wellenperioden	9	
		1.3.3 Wasserstandsbestimmung auf den MARNET-Stationen	10	
		1.3.4 Zusammenfassung	11	
	1.4	Auswertung der GPS-Messungen	11	
2	Genauigkeitsabschätzung			
	2.1	Vorbemerkungen	11	
	2.2	Genauigkeit des Neigungssensors	12	
		2.2.1 Anschauliche Grobabschätzung im vereinfachten Fall	12	
		2.2.2 Einfluß eines Fehlers in der Neigungsbestimmung auf die Höhenexzentrizität	12	
	2.3	Genauigkeit der Exzentrizitätsbestimmung	14	
	2.4	Orientierung des Neigungssensors	15	
	2.5	Zusammenfassung	16	
3	Bes	timmung der Exzentrizitäten	17	
	3.1	Bestimmung der Exzentrizitäten mit Hilfe der GPS-Boje	17	

Verzeichnis der Tabellen

1 Genauigkeitsabschätzung zur Bestimmung der Meereshöhen an MARNET-Station			
	mit einer Genauigkeit von 1cm	7	

Verzeichnis der Abbildungen

1 Auswertekonzept

1.1 Vorbemerkungen

Neben der in "Konzeption eines multisensoralen Meßsystems zur Bestimmung von Meereshöhen auf MARNET-Stationen" beschriebenen Anordnung der Sensoren auf den MARNET-Stationen, werden im folgenden zwei weitere Möglichkeiten diskutiert und die Formeln zur Bestimmung der Wasserstandshöhe angegeben. Unter der Annahme, daß

die Messungen aller Sensoren hinreichend synchronisiert sind,

die Messungen aller Sensoren eine ausreichende Abtastrate aufweisen,

die Messungen aller Sensoren zu denselben Zeitpunkten vorliegen bzw. auf gemeinsame Zeitpunkte interpoliert werden können und

die Exzenrizitäten der Sensoren mit der notwendigen Genauigkeit bestimmt wurden,

können nach den angegebenen Formeln Zeitreihen für die momentanen Wasserstandshöhen berechnet werden. Durch geeignete Filterverfahren kann daraus die signifikante Wellenhöhe sowie der mittlere Wasserstand ermittelt werden.

Dabei ist zu beachten, daß die Auswertung der GPS-Messungen nicht in Echtzeit, d.h. auf den MARNET-Stationen, erfolgen wird. Die Bestimmung der ellipsoidische Höhe der GPS-Antenne in Echtzeit setzt eine Datenübertragung von Messungen der Referenzstation an Land voraus. Dies ist mit einem erheblich höheren Aufwand (hoher Sendemaste, entsprechende Sendeleistung, Genehmigung zum Betrieb eines Senders an der Landstation sind notwendig; zusätzlicher Stromverbrauch durch Empfangsantenne auf der MARNET-Station;) sowie zusätzlichen Unsicherheiten (Wasserstandshöhen sind nur bestimmbar, wenn Datenübertragung nicht unterbrochen wird) verbunden und wird deshalb im vorliegenden Konzept nicht angestrebt. Die GPS-Messungen sowie die Meesungen der übrigen Sensoren werden daher durch den Datenlogger mit einer entsprechenden Aufzeichnungsrate abgespeichert werden und nachträglich ausgewertet.

1.2 Geometrie

1.2.1 Vereinfachte Variante

Es wird davon ausgegeangen, daß eine Achse des Neigungssensors bereits bei der Montage auf der Meßplattform mit hinreichender Genauigkeit in der Vertikalebene von GPS-Antenne und Pegelsensor ausgerichtet werden kann (Abbildung ??). In diesem Fall muß neben der vertikalen Exzentrizität zwischen Pegel und GPS-Antenne Δh_{PG} auch die horizontale Exzentrizität s_{PG} bestimmt werden. Die Höhe des Wasserstandes h_W ergibt sich damit nach

$$h_W(t) = h_G(t) - \Delta h_{PG} \cdot \cos \alpha(t) - s_{PG} \cdot \sin \alpha - \Delta h_{WP}(t)$$
(1.2-1)

$$=h_P(t) - \Delta h_{WP}(t) \tag{1.2-2}$$

mit

 h_G ... ellipsoidische Höhe des Antennenreferenzpunktes

 $\alpha \qquad \ldots$ Neigung der Plattform in der Vertikalebene von GPS-Antenne und Pegelsensor

 Δh_{WP} ... Messung des Pegels

1.2.2 Allgemeiner Fall

Die Positionen der GPS-Antenne, des Pegelsensors und des Neigungssensors werden in einem körperfesten Koordinatensystem K der Plattform bestimmt. Der Ursprung dieses drei-

dimensionalen kartesischen Koordinatensystem soll durch die Position der GPS-Antenne festgelegt werden. Die Orientierung des Koordinatensystems in x_{K} - und y_{K} -Richtung soll durch die Achsrichtungen des Neiungssensors bestimmt werden. Die z_{K} -Achse steht dementsprechend senkrecht auf der durch die Achsen des Neigungssensors aufgespannten Ebene. Der Pegelsensor weist in diesem Koordinatensystem die Exzentrizitäten $x_{K}(PG)$ und $y_{K}(PG)$ und $z_{K}(PG)$ auf, die als bekannt vorausgesetzt werden.

Als zweites Koordinatensystem wird ein Horizontsystem H definiert. Der Ursprung dieses Systems soll wiederum durch die Position der GPS-Antenne festgelegt werden. Die x_{H} - und y_{H} -Achse befinden sich in der Horizontalebene. Dementsprechend ist die z_{H} -Achse durch die Lotlinie im Koordinatenursprung festgelegt.

Durch den Neigungssensor werden die Neigungswinkel der Plattform $\hat{\alpha}$ und $\hat{\beta}$ gegen die Horizontalebene bestimmt. Für kleinere Neigungen können diese in der jeweiligen Vertikalebene der Sensorachsen bestimmten Neigungswinkel den Rotationswinkeln α und β zwischen dem Horizontsystems H und dem körperfesten Koordinatensystem K gleichgesetzt werden. Allgemein ergeben sich damit die Exzentrizitäten im Horizontssystem nach

$$\begin{pmatrix} x_H \\ y_H \\ z_H \end{pmatrix} = R(\alpha, \beta, \gamma) \cdot \begin{pmatrix} x_K \\ y_K \\ z_K \end{pmatrix}$$
(1.2-3)
$$= R_z(\gamma) \cdot R_y(\beta) \cdot R_x(\alpha) \cdot \begin{pmatrix} x_K \\ y_K \\ z_K \end{pmatrix}$$
$$= \begin{vmatrix} \cos \gamma & \sin \gamma & 0 \\ -\sin \gamma & \cos \gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} \cos \beta & 0 & -\sin \beta \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \beta & 0 & \cos \beta \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \alpha & -\sin \alpha \\ 0 & \sin \alpha & \cos \alpha \end{vmatrix} \cdot \begin{pmatrix} x_K \\ y_K \\ z_K \end{pmatrix}$$
$$= \begin{vmatrix} \cos \beta \cos \gamma & \cos \alpha \sin \gamma + \sin \alpha \sin \beta \cos \gamma & \sin \alpha \sin \gamma - \cos \alpha \sin \beta \cos \gamma \\ -\cos \beta \sin \gamma & \cos \alpha \cos \gamma - \sin \alpha \sin \beta \sin \gamma & \sin \alpha \cos \gamma + \cos \alpha \sin \beta \sin \gamma \\ \sin \beta & -\sin \alpha \cos \beta & \cos \alpha \cos \beta \end{vmatrix} \cdot \begin{pmatrix} x_K \\ y_K \\ z_K \end{pmatrix}$$
(1.2-4)

(Die Winkel α , β und γ sind im zu transformierenden System K definiert. Eine bessere Näherung ist die Definition um die Achsen des Horizontsystems H. Die Reihenfolge der Rotationen ist von Bedeutung und muß prinzipiell überdacht werden. Die angegebenen Gleichungen gelten für ein Linkssysteme, z.B. x-Achse nach Nord, y-Achse nach Ost. Die Richtung der positiven Winkelzählung kann ggf. anders definiert werden.)

Da im folgenden nur die Höhenexzentrizität von Interesse ist, müssen Rotationen um den Winkel γ nicht betrachtet werden bzw. können nachfolgend als Null angenommen werden. Die Höhenexzentrizität zwischen GPS-Antenne und Pegelsensor beträgt damit

$$z_H(PG) = \Delta h_{PG} = \sin\beta \cdot x_K(PG) - \sin\alpha\cos\beta \cdot y_K(PG) + \cos\alpha\cos\beta \cdot z_K(PG)$$
(1.2-5)

Die Höhe der Meeresoberfläche ergibt sich folglich mit

$$h_W(t) = h_G(t) - \Delta h_{PG}(t) - \Delta h_{WP}(t)$$
(1.2-6)

(Für die Sonderfälle $\alpha = 0$ bzw. $\beta = 0$ geht dieser allgemeine Fall der Sensoranordnung in den vorher beschriebenden Spezialfall über. In diesen Fällen haben die Exzentrizität in y- bzw. x-Richtung keinen Einfluß auf die berechnete Höhe im Horizontsystem.)

1.3 Datenvorverarbeitung im Datenlogger

Die Datenvorverarbeitung durch den Datenlogger dient der Erfassung von Primärwerten der Meßdaten (Mittelwerte, Standardabweichung, Extremwerte) sowie der Bestimmung von Informationen über die Meeresspeiegänderungen in Echtzeit. Anhand spezifischer Grenzwerte ist damit ein Test der Messwerte hinsichtlich ihrer Plausibilität möglich. Ggf. kann eine Datenselektion der zu speichernden Daten erfolgen (z.B. Herabsetzen der Aufzeichnungsrate; Kürzung des Meßintervalls, nach einem Test der Wasserstandsdynamik am Anfang eines Meßzyklus). Unmittelbar vor Ort können die Daten des Neigungssensors und des Pegels ausgewertet werden. Zusätzlich stehen die Exzentrizitätsinformationen für eine Auswertung zur Verfügung. Die Auswertung der GPS-Messungen kann nicht ohne einen erheblichen gerätetechnischen und logistischen Mehraufwand in Echtzeit realisiert werden. Die Vorverarbeitung der Daten ist deshalb auf die Pegel- und Neigungsmessungen beschränkt. Im folgenden werden Möglichkeiten der Datenvorverarbeitung durch den Datenlogger diskutiert.

1.3.1 Mittlerer Wasserstand

Der mittlere Wasserstand soll in regelmäßigen Abständen (z.B. jede Stunde) bestimmt werden. Hierzu werden hochfrequente Messungen über einen Zeitraum von wenigen Minuten durchgeführt. Der mittlere Wasserstand aus n einzelnen Meßepochen ergibt sich mit Hilfe der Formeln 1.2-6 und 1.2-5 zu

$$\overline{h_W} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n h_W(t_i)$$

$$= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_G(t_i) - \sin\beta(t_i) \cdot x_K(PG) + \sin\alpha(t_i)\cos\beta(t_i) \cdot y_K(PG) - \cos\alpha(t_i)\cos\beta(t_i) \cdot z_K(PG)) - \Delta h_{WP}(t_i))$$

$$= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n h_G(t_i) - x_K(PG) \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin\beta(t_i) + y_K(PG) \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin\alpha(t_i)\cos\beta(t_i) - z_K(PG) \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos\alpha(t_i)\cos\beta(t_i) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta h_{WP}(t_i)$$

$$= \overline{h_G} - x_K(PG) \overline{\sin\beta} + y_K(PG) \overline{\sin\alpha\cos\beta} - z_K(PG) \overline{\cos\alpha\cos\beta} - \overline{\Delta h_{WP}}$$
(1.3-2)

Zur Bestimmung der mittleren Wasserstände können die Terme $\sin \beta$, $\sin \alpha \cos \beta$, $\cos \alpha \cos \beta$ und $\overline{\Delta h_{WP}}$ in Echtzeit durch den Datenlogger berechnet und abgespeichert werden. Hierzu ist offensichtlich keine Strenge Zeitsynchronität aller Messungen notwendig. Die Abtastrate jedes einzelnen Terms muß ausreichend hoch gewählt werden, um Aliasingeffekte zu vermeiden. Die Abtastrate kann ggf. für jeden einzelnen Term individuell festgelegt werden.

1.3.2 Wellenhöhen und Wellenperioden

Wellenhöhen

signifikante Wellenhöhe H_S :

Fourieranalyse und anschliesende Mittelung des höchsten Drittels aller Amplituden

$$H_S = 4 \cdot \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(h_W(i) - \overline{h_W}\right)^2}$$

maximale Wellenhöhe:

maximale Amplitude des Fourierspektrums oder maximale Höhe über einem Schwellwert $(0.04H_S)$

Wellenperioden

mittlere Wellenperiode:

Länge des Beobachtungsintervalls / Anzahl der Wellen im Beobachtungsintervall

signifikante Wellenperiode:

Fourieranalyse und anschließende Mittelung der Perioden für das höchste Drittel aller Amplituden

Peakperiode:

Periode der Sinusschwingung mit der größten Amplitude im Fouriespektrum

1.3.3 Wasserstandsbestimmung auf den MARNET-Stationen

Aufgrund der fehlenden GPS-Höhen ist die Bestimmung der mittleren Meereshöhen und der Wellenhöhen in Echtzeit nicht bzw. nur mit geringerer Genauigkeit möglich. Im folgenden werden für die MARNET-Stationen "Darßer Schwelle" und "Arkonasee" die sich daraus ergebenden Einschränkungen diskutiert.

Darsser Schwelle

Der Mast ist unmittelbar auf dem Meersboden in einem Gelenk verankert. Bei Kenntnis der Lageexzentrizitäten (Abstand von der z-Achse im körperfesten Koordinatensystem) und des Abstandes Gelenk – Sensor können Höhenkorrektionen aufgrund der Neigung der Plattform direkt bestimmt werden. Im Ergebnis erhält man Meeresspiegelhöhen über dem Gelenk des Mastes bzw. über dem Meeresboden. Innerhalb eines Meßintervalls von wenigen Minuten können mögliche Veränderungen der Höhe des Gelenks vernachlässigt werden. Damit ist die Ableitung der Wellenhöhen und -perioden sowie der mittleren Meereshöhe (über Grund) mit eingeschränkter Genauigkeit unmittelbar aus den reduzierten Meereshöhen in Echtzeit möglich. Die GPS-Messungen können in diesem Fall als nachträgliche Korrektion der Höhe des Pegelnullpunktes angesehen werden.

Arkonasee

Höhenänderungen aufgrund der Neigung der Boje können in Echtzeit berechnet werden, wenn die Exzentrititäten des Pegels bezüglich des Schwerpunktes der Boje bekannt sind. Die Boje folgt den Wasserstandänderungen, wobei die Wellenbewegungen erheblich gedämpft werden (Durchlaß 1:8 der Wellenhöhe, Phasenverschiebung ?). Aus den Pegelmessungen können demzufolge "Differenzwasserstände" bestimmt werden, die im wesentlichen hochfrequente Wasserstandschwankungen und mögliche niederfrequente Änderungen in der Eintauchtiefe der Boje widerspiegeln. Letztere können im Zeitraums eines Meßintervalls von wenigen Minuten als konstant angenommen werden. Durch eine Frequenzanalyse kann damit die "Differenzamplitude" der Wellenhöhe und dazugehörigen Perioden bestimmt werden. Ist die Filtercharakteristik der Boje im Frequenzbereich des Wellenspektrums hinreichend bekannt, so kann aus den Pegelmessungen in Echtzeit auf die tatsächlichen Wellenhöhen und ihre Perioden geschlossen werden. Grundsätzlich bestehen somit Möglichkeiten Wellenhöhen und -perioden mit geringerer Genauigkeit sowie die mittlere Eintachtiefe der Boje in Echtzeit zu überwachen.

1.3.4 Zusammenfassung

Für die spätere Primäranalyse der mittleren Wasserstände am Institut sind folgenden Terme durch den Datenlogger zu berechnen:

 $\sin\beta$, $\sin\alpha\cos\beta$, $\cos\alpha\cos\beta$ und $\overline{\Delta}h_{WP}$

In Echtzeit sind folgende Parameter zu bestimmen und für eine Abfrage durch den Stationsrechner der MARNET-Station im Stundenraster bereitzustellen

- 1. Zeitinformation
- 2. Mittelwert und bester PDOP Wert der Stationsposition (ggf. Empfänger so programmieren, daß Höhe für die Echtzeitberechnung der Position festgehalten wird!)
- 3. Mittel- und Extrem
werte der Neigungswinkel α und β
- 4. Schätzung der mittleren Meereshöhe bzw. der mittleren Eintauchtiefe der Boje
- 5. Schätzung der Wellenhöhen und -perioden

Die Abspeicherung dieser Werte ist nur in einem Zeitraum von wenigen Tagen sinnvoll.

1.4 Auswertung der GPS-Messungen

Die Auswertung der GPS-Messungen (statische und kinematische) erfolgt mit der Berner Software.

Literatur zur kinematische Auswertung mit mehreren Referenzstationen

Wanninger; Fortes, P.F.: Use of Multi-Reference GPS Station Network for Precise 3D Positioning in Constricted Waterways, International Hydrographic Review, Vol. 1 No. 1 (New Series), July 2000

2 Genauigkeitsabschätzung

2.1 Vorbemerkungen

Nach den in Abschnitt 1.2.2 beschrieben geometrischen Grundlagen der Auswertung ist die Genauigkeit der Höhenbestimmung abhängig von der Genauigkeit

der aus GPS-Messungen bestimmten ellipsoidischen Höhe der GPS-Antenne

der Höhenbestimmung zwischen GPS-Antenne und Pegel zum Zeitpunkt der Messung sowie

der Pegelmessungen

Der durch die GPS- und die Pegelmessungen hervorgerufenen Fehlereinflüsse auf die Meereshöhenbestimmung hängen wesentlich von den verwendeten Geräten ab und sind häufig zufälliger Natur. Fehler in der Bestimmung der Höhenexzentrizität wirken sich hingegen in systematischer Weise aus. Nachfolgend werden die Fehlereinflüsse auf die Bestimmung der Höhenexzentrizität diskutiert. Hierzu zählen Fehler in

der Neigungsbestimmung,

der Bestimmung der Lageexzentrizitäten und der Höhenexzentrizität im körperfesten Koordinatensystem

der Orientierung des Neigungssensors im körperfesten Koordinatensystem

Ausgehend von Gleichung 1.2-5 werden die einzelnen Fehlereinflüsse nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz bestimmt.

2.2 Genauigkeit des Neigungssensors

2.2.1 Anschauliche Grobabschätzung im vereinfachten Fall

Die notwendige Genauigkeit des Neigungssensors wird am Beipsiel des Meßmastes Darßer Schwelle abgeschätzt. Lageexzentrizitäten werden vernachlässigt. Der Abstand s des Drucksensors vom Meeresboden, auf dem der Mast in einem Gelenk gelagert ist beträgt ca. 18m (21m Wassertiefe minus 3m Sensorfiefe). Die maximale Neigung der Meßplattform wird mit $\alpha = 10^{\circ}$ angenommen. Die durch eine Neigung der Meßplattform hervorgerufene Höhenänderungen des Pegelnullpunktes Δh beträgt

$$\Delta h = s - s \cdot \cos \alpha = s \cdot (1 - \cos \alpha).$$

Ein Fehler in der Neigungsbestimmung $d\alpha$ bewirkt damit einen Fehler in der Bestimmung der Höhenexzentrizität $s\Delta h$ von $d\Delta h = s\sin\alpha \cdot d\alpha$ und mit den angegebenen Grenzwerten für sund $\alpha \ d\Delta h = 3.12m \cdot d\alpha$. Soll die Höhenänderung Δh mit einer Genauigkeit von $d\Delta h = 0.01m$ bestimmt werden, so muß der Neigungssensor die Neigung der Plattform mit einer Genauigkeit von 0.18° messen.

Bei der MARNET-Station Arkonasee kann von einem wesentlich kürzeren Abstands s ausgegangen werden. Da die Plattform schwimmt bezeichnet s den Abstand zwischen dem Pegelsensor und dem Schwerpunkt der Plattform. Bei ähnlichen maximalen Neigungen α sind folglich auch entsprechend größere Ungenauigkeiten des Neigungssensors akzeptabel.

2.2.2 Einfluß eines Fehlers in der Neigungsbestimmung auf die Höhenexzentrizität

Die partielle Ableitung von Gleichung 1.2-5 nach den Neigungswinkeln α und β lauten

$$\frac{\partial z_H}{\partial \alpha} = (-\cos\alpha\cos\beta y_K - \sin\alpha\cos\beta z_K)d\alpha$$
$$\frac{\partial z_H}{\partial \beta} = (-\cos\beta x_K + \sin\alpha\cos\beta y_K - \cos\alpha\sin\beta z_K)d\beta$$

Aufgrund der Fehler in der Neigungsbestimmung $d\alpha$ und $d\beta$ ergibt sich nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz ein Fehler in der Höhenexzentrizität von

$$dz_{H}^{2} = \left(\frac{\partial z_{H}}{\partial \alpha} d\alpha\right)^{2} + \left(\frac{\partial z_{H}}{\partial \beta} d\beta\right)^{2}$$

= $\left((-\cos\alpha\cos\beta y_{K} - \sin\alpha\cos\beta z_{K})d\alpha\right)^{2} + \left((-\cos\beta x_{K} + \sin\alpha\cos\beta y_{K} - \cos\alpha\sin\beta z_{K})d\beta\right)^{2}$

mit $d\alpha = d\beta$

$$= d\alpha^2 ((-\cos\alpha\cos\beta y_K - \sin\alpha\cos\beta z_K)^2 + (-\cos\beta x_K + \sin\alpha\cos\beta y_K - \cos\alpha\sin\beta z_K)^2)$$

mit $\alpha = \beta$

$$= d\alpha^{2} ((-\cos^{2} \alpha y_{K} - \sin \alpha \cos \alpha z_{K})^{2} + (-\cos \alpha x_{K} + \sin \alpha \cos \alpha (y_{K} - z_{K}))^{2})$$

$$= d\alpha^{2} (\cos^{4} \alpha y_{K}^{2} + 2\sin \alpha \cos^{3} \alpha y_{K} z_{K} + \sin^{2} \alpha \cos^{2} \alpha z_{K}^{2} + \cos^{2} \alpha x_{K}^{2} + 2\sin \alpha \cos^{2} \alpha x_{K} (y_{K} - z_{K}) + \sin^{2} \alpha \cos^{2} \alpha (y_{K} - z_{K})^{2})$$

mit $\cos \alpha = 1$

$$dz_H = d\alpha \sqrt{(x_K^2 + y_K^2 + 2\sin\alpha(x_K y_K + y_K z_K - x_K z_K) + \sin^2\alpha(y_K^2 + 2z_K^2 - 2y_K z_K))}$$
(2.2-1)

Beispiel 1: GPS-Antenne auf dem Mast, Druckpegel 3m unter Wasser $(x_K = y_K = 2m, z_K = 13m, \alpha = 10^o)$

$$dz_H = d\alpha \sqrt{4m^2 + 4m^2 + 1.39m^2 + 8.74m^2} = 4.26m \cdot d\alpha$$

Zur Bestimmung der Höhenexzentrizität dz_H mit einer Genauigkeit von 1cm muß die Neigung der Plattform mit einer Genauigkeit von

$$d\alpha = 0.01 \,\mathrm{m}/4.26 \,\mathrm{m} \cdot 180/\pi = 0.13^{\circ}$$

bestimmt werden.

Beispiel 2: GPS-Antenne an einem seitlichen Ausleger $(x_K = y_K = 5m, z_K = 8m, \alpha = 10^o)$

$$dz_H = d\alpha \sqrt{25m^2 + 25m^2 + 8.68m^2 + 2.20m^2} = 7.80m \cdot d\alpha$$

Der zulässige Neigungsfehler beträgt damit $d\alpha = 0.07^{\circ}$.

Fazit:

Die Genauigkeit des Neigungsmessers muß etwa 0.1^{o} betragen. Mit der Größe der Exzentrizitäten steigen die Anforderungen an die Genauigkeit der Neigungsbestimmung. Dabei haben die horizontalen Exzentrizitäten einen größeren Einfluß und sollten daher möglichst klein gehalten werden.

2.3 Genauigkeit der Exzentrizitätsbestimmung

Die partielle Ableitung von Gleichung 1.2-5 nach den Exzentrizitäten im körperfesten Koordinatensystem x_K , y_K und z_K lauten

$$\frac{\partial z_H}{\partial x_K} = \sin\beta dx_K$$
$$\frac{\partial z_H}{\partial y_K} = -\sin\alpha\cos\beta dy_K$$
$$\frac{\partial z_H}{\partial z_K} = \cos\alpha\cos\beta dz_K$$

Aufgrund von Fehler der Exzentizitäten im körperfesten Koordinatensystem dx_K , dy_K und dz_K ergibt sich nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz ein Fehler in der Höhenexzentrizität von

$$dz_H = \sqrt{\left(\frac{\partial z_H}{\partial x_K} dx_K\right)^2 + \left(\frac{\partial z_H}{\partial y_K} dy_K\right)^2 + \left(\frac{\partial z_H}{\partial z_K} dz_K\right)^2}$$

mit $\alpha = \beta$

$$= \sqrt{\sin^2 \alpha \cdot dx_K^2 + \sin^2 \alpha \cos^2 \alpha \cdot dy_K^2 + \cos^4 \alpha \cdot dz_K^2}$$

mit $dx_K = dy_K = dl_K$

$$= \sqrt{\sin^2 \alpha (1 + \cos^2 \alpha) dl_K^2 + \cos^4 \alpha \cdot dz_K^2}$$

mit $\cos \alpha = 1$

$$=\sqrt{2\sin^2\alpha \cdot dl_K^2 + dz_K^2} \tag{2.3-1}$$

Genauigkeitsanforderung an die Bestimmung der Lageexzentrizitäten im körperfesten Koordinatensystem

$$dl_K = dz_H / (\sqrt{2}\sin\alpha) \tag{2.3-2}$$

Genauigkeitsanforderung an die Bestimmung der Höhenexzentrizität im körperfesten Koordinatensystem

$$dz_K = dz_H \tag{2.3-3}$$

Beispiel: $dz_H = 1 \text{cm}$ $\alpha = 10^{\circ}, \quad dl = 0.04 \text{m}, \, dz_K = 1 \text{cm}$ $\alpha = 5^{\circ}, \quad dl = 0.08 \text{m}, \, dz_K = 1 \text{cm}$ $\alpha = 1^{\circ}, \quad dl = 0.41 \text{m}, \, dz_K = 1 \text{cm}$

Fazit:

Die Lageexzentrizitäten müssen mit einer Genaigkeit von 5cm, die Höhenexzentrizität mit einer Genauigkeit von 1cm bestimmt werden. Die Anforderungen an die Genauigkeit der Lageexzentrizität ist sehr sensitiv gegenüber der Neigungs der Plattform. Die Höhenbestimmung bei Neigungswinkel von mehr als 10° wird in erheblichem Maße durch die Fehler in der Lageexzentrizität beeinträchtigt. Die Größe der Exzentrizitäten spielt dabei keine Rolle.

2.4 Orientierung des Neigungssensors

Nach Abschnitt 1.2 legen die Achsen des Neigungssensors die Orientierung des körperfesten Koordinatensystems fest, in dem die Exzentrizitäten zwischen den Sensoren bestimmt werden müssen. Praktisch ist die Übertragung der Achsrichtungen auf die Plattform nicht ohne weiters möglich, so daß es bei der Ausrichtung des Neigungssensors bezüglich der Plattform zu Unsicherheiten kommen kann. In diesem Fall ist die Orientierung des körperfesten Koordinatensystems K (festgelegt durch die Achsrichtungen des Neigungssysnsors) nicht mehr mit der Orientierung des Koordinatensystems \hat{K} identisch, in dem die Exzentrizitäten bestimmt wurden. Beide Systeme sich durch eine Rotation um die z-Achse gegeneinander verschwenkt. Die horizontalen Exzentrizitäten im körperfesten Koordinatensystem ergeben sich allgemein nach

$$\begin{aligned} x_{K} &= \cos\beta\cos\gamma x_{\hat{K}} + (\cos\alpha\sin\gamma + \sin\alpha\sin\beta\cos\gamma)y_{\hat{K}} + (\sin\alpha\sin\gamma - \cos\alpha\sin\beta\cos\gamma)z_{\hat{K}} \\ &(2.4-1) \\ y_{K} &= -\cos\beta\sin\gamma x_{\hat{K}} + (\cos\alpha\cos\gamma - \sin\alpha\sin\beta\sin\gamma)y_{\hat{K}} + (\sin\alpha\cos\gamma + \cos\alpha\sin\beta\sin\gamma)z_{\hat{K}} \\ &(2.4-2) \end{aligned}$$

Ein Fehler $d\gamma$ in der Rotation um die z-Achse bewirkt einen Fehler in den horizontalen Exzentrizitäten von

$$\frac{\partial x_H}{\partial \gamma} = d\gamma (-\cos\beta\sin\gamma x_{\hat{K}} + (\cos\alpha\cos\gamma - \sin\alpha\sin\beta\sin\gamma)y_{\hat{K}} + (\sin\alpha\cos\gamma + \cos\alpha\sin\beta\sin\gamma)z_{\hat{K}}) + (\sin\alpha\cos\gamma + \cos\alpha\sin\beta\sin\gamma)z_{\hat{K}}) \\
\frac{\partial y_H}{\partial \gamma} = d\gamma (-\cos\beta\cos\gamma x_{\hat{K}} + (-\cos\alpha\sin\gamma - \sin\alpha\sin\beta\cos\gamma)y_{\hat{K}} + (-\sin\alpha\sin\gamma + \cos\alpha\sin\beta\cos\gamma)z_{\hat{K}})$$
(2.4-3)
$$\frac{\partial y_H}{\partial \gamma} = d\gamma (-\cos\beta\cos\gamma x_{\hat{K}} + (-\cos\alpha\sin\gamma - \sin\alpha\beta\cos\gamma)z_{\hat{K}}) + (-\sin\alpha\sin\gamma + \cos\alpha\sin\beta\cos\gamma)z_{\hat{K}})$$

Da beide Systeme grundsätzlich gleich orientiert sein sollen und nur die Fehler in der gegenseitigen Orientierung beider Koordinatensysteme von Interesse ist, folgt mit $\gamma = 0$

$$\frac{\partial x_K}{\partial \gamma} = dx_K = (\cos \alpha y_{\hat{K}} + \sin \alpha z_{\hat{K}})d\gamma$$
(2.4-5)

$$\frac{\partial y_K}{\partial \gamma} = dy_K = (-\cos\beta x_{\hat{K}} - \sin\alpha\sin\beta y_{\hat{K}} + \cos\alpha\sin\beta z_{\hat{K}})d\gamma$$
(2.4-6)

Bei horizontaler Lage $\alpha = \beta = 0$ ergibt sich

$$\frac{\partial x_K}{\partial \gamma} = dx_K = y_{\hat{K}} d\gamma \tag{2.4-7}$$

$$\frac{\partial y_K}{\partial \gamma} = dy_K = -x_{\hat{K}} d\gamma \tag{2.4-8}$$

Beispiel 1: GPS-Antenne auf dem Mast, Druckpegel 3m unter Wasser, geneigte Plattform $(x_{\hat{K}} = y_{\hat{K}} = 2m, z_K = 13m, \alpha = 10^o, dx_K = dy_K = 0.05m)$

$$d\gamma = 1/(\cos \alpha y_{\hat{K}} + \sin \alpha z_{\hat{K}})dx_{K}$$

= 1/(1.96m + 2.25m) \cdot 0.05m \cdot 180/\pi
= 0.7°
$$d\gamma = 1/(-\cos \beta x_{\hat{K}} - \sin \alpha \sin \beta y_{\hat{K}} + \cos \alpha \sin \beta z_{\hat{K}})dy_{K}$$

= 1/(-1.96m - 0.06m + 2.22m) \cdot 0.05m \cdot 180/\pi
= 14°

Beispiel 2: GPS-Antenne auf dem Mast, Druckpegel 3m unter Wasser, horizontale Plattform $(x_{\hat{K}} = y_{\hat{K}} = 2m, z_K = 13m, \alpha = 0^o, dx_K = dy_K = 0.05m)$

$$d\gamma = 1/y_{\hat{K}} dx_{K} = 1/(-x_{\hat{K}} dy_{K})$$

= 1/2m \cdot 0.05m \cdot 180/\pi
= 1.4°

Beispiel 3: GPS-Antenne an einem seitlichen Ausleger $(x_{\hat{K}} = y_{\hat{K}} = 5m, z_K = 8m, \alpha = 10^{\circ}, dx_K = dy_K = 0.05m)$

$$d\gamma = 1/(\cos \alpha y_{\hat{K}} + \sin \alpha z_{\hat{K}})dx_{K}$$

= 1/(4.92m + 1.39m) \cdot 0.05m \cdot 180/\pi
= 0.5°
$$d\gamma = 1/(-\cos \beta x_{\hat{K}} - \sin \alpha \sin \beta y_{\hat{K}} + \cos \alpha \sin \beta z_{\hat{K}})dy_{K}$$

= 1/(-4.92m - 0.15m + 1.37m) \cdot 0.05m \cdot 180/\pi
= 0.8°

2.5 Zusammenfassung

Um Meereshöhe an den MARNET-Stationen mit einer Genauigkeit von etwa einem Zentimeter bestimmen zu können, müssen die in Tabelle 1 aufgeführten Fehlermaße eingehalten werden. Bei Verwendung eines Druckpegels empfiehlt es sich, die GPS-Antenne in der Mastspitze anzuordnen um die horizontale Exzentirzitäten möglichst gering zu halten. Die Montage der GPS-Antenne auf einem seitlichen Ausleger ist sinnvoll, wenn dadurch die Messung der Exzentrizitäten erheblich vereinfacht wird und die Genauigkeit der Exzentirizitätsmessung entsprechend hoch ist. Die günstigste Variante ist eine Montage aller Sensoren (GPS-Antenne, Radarpegel und Neigungssensor) an einem seitlichen Ausleger, da in diesem Fall die Exzentrititäten sehr klein sind und a priori meßtechnisch bestimmt werden können.

Können die Genauigkeitsanforderungen durch eine hohe Abtastrate und eine entsprende Mittelbildung reduziert werden?

1. GPS-Messungen, 6. Pegelmessungen

Ja, wenn es sich um zufällige Fehler handelt.

2. Höhenexzentrizität

Nein.

3. Lageexzentrizität

Bedingt, wenn Meßwerte gemittelt werden, deren Neigungswinkel gleichmäßig um Null schwanken. Für kurze Meßintervalle ist dies aber eher unwahrscheinlich.

4. Orientierung des Neigungssensors Nein.

5. Genauigkeit des Neigungsbestimmung

Die Genauigkeit der Sensoren ist ausreichend hoch, wenn keine dynamischen Effekte auftreten (Dämpfungsverhalten des Sensors muß dem Bewegungsverhalten der Meßplattform angepaßt sein. Anregungen im Eigenfrequenzbereich müssen vermieden werden).

Tabelle 1: Genauigkeitsabschätzung zur Bestimmung der Meereshöhen an MARNET-Stationen mit einer

 Genauigkeit von 1cm

1.	Genauigkeit der ellipsoidischen Höhe der GPS-Messungen	1cm
2.	Genauigkeit der vertikalen Exzentrizitätsbestimmung	$1 \mathrm{cm}$
3.	Genauigkeit der horizontalen Exzentrizitätsbestimmung	$5\mathrm{cm}$
4.	Genauigkeit der Orientierung des Neigungssensors	1^o
5.	Genauigkeit der Neigungsbestimmung	0.1^{o}
6.	Genauigkeit der Pegelmessung	$1 \mathrm{cm}$

3 Bestimmung der Exzentrizitäten

Aus den in Kapitel 2 abgeleitet zulässigen Fehlermaßen ergeben sich an die Exzentrizitätsbestimmung hohe Anforderungen. Zur Bestimmung der Exzentrizitäten zwischen der GPS-Antenne und den Pegelnullpunkten in einem körperfesten Koordinatensystem bestehen folgende Möglichkeiten:

näherungsweise können Exzentrizitäten aus den Konstruktionsplänen der MARNET-Stationen abgeleitet werden

vor Ausbringung der MARNET-Station auf See kann eine Einmessung mit geodätischen Mittel (z.B. Totalstation) erfolgen

temporäre Vergleichsmessungen von 3 GPS-Stationen und Neigungsmesser auf der Plattform zur Festlegung des körperfesten Koordinatensystems der MARNET-Station einschließlich der Bestimmung der Orientierung des Neigungssensors

über Vergleichsmessungen mit der GPS-Boje

Hilfspunkt oberhalb der Wasserlinie, Meßband + GPS

Antenne befindet sich permanent unmittelbar über dem Radarpegel, so daß die Lageexzentrizität Null und die Höhenexzentritität entsprechend klein ist; der Abstand wird unmittelbar mit einem Meßband abgegriffen und kann vorab bestimmt werden; Orientierung des Neigungssensors kann ebenfalls vorab bestimmt werden

mit temporär unmittelbar über dem Radarpegel angebrachter zweiten GPS-Antenne

GPS-Messungen zur Kontrolle der Neigungen auf der Darßer Schwelle

3.1 Bestimmung der Exzentrizitäten mit Hilfe der GPS-Boje

Mit Hilfe der Gleichungen 1.2-6 und 1.2-5 ergibt sich der vertikale Abstand zwischen der GPS-Antenne und dem Pegelnullpunkt zu

$$\Delta h_{PG}(t) = h_G(t) - h_W(t) - \Delta h_{WP}(t)$$

= sin $\beta(t) \cdot x_K(PG) - \sin \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot y_K(PG) + \cos \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot z_K(PG)$ (3.1-1)

Ellipsoidische Höhen des Wasserstandes $h_W(t)$ können mit Hilfe einer GPS-Boje bestimmt werden. Die Durchführung von Messungen mit der GPS-Boje ist im Rahmen der Wartungsarbeiten möglich. Die Bestimmung der Exzentriziztäten im körperfesten Koordinatensystem kann damit indirekt im Rahmen einer Ausgleichung erfolgen. Mit den Näherungswerten x_0 , y_0 und z_0 für die Unbekannten $x_K,\,y_K$ und z_K ergeben sich die Verbesserungsgleichungen

$$\begin{aligned} \Delta h_{PG}(t) + v_h(t) &= f(x_K(PG), y_K(PG), z_K(PG)) \\ &= \sin \beta(t) \cdot x_K(PG) - \sin \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot y_K(PG) + \cos \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot z_K(PG) \\ &\qquad (3.1-2) \end{aligned}$$

$$v_h(t) &= \sin \beta(t) \cdot x_0 - \sin \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot y_0 + \cos \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot z_0 - \Delta h_{PG}(t) \\ &+ \sin \beta(t) \cdot dx_K - \sin \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot dy_K + \cos \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot dz_K \\ v_h(t) &= l(t) + \sin \beta(t) \cdot dx_K - \sin \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot dy_K + \cos \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot dz_K \end{aligned}$$

$$(3.1-3)$$

sowie die Normalgleichung

$$\begin{pmatrix} \sum_{t} \sin^{2} \beta(t) & \sum_{t} -\sin \beta(t) \sin \alpha(t) \cos \beta(t) & \sum_{t} \sin \beta(t) \cos \alpha(t) \cos \beta(t) \\ \sum_{t} -\sin \beta(t) \sin \alpha(t) \cos \beta(t) & \sum_{t} \sin^{2} \alpha(t) \cos^{2} \beta(t) & \sum_{t} -\sin \alpha(t) \cos^{2} \beta(t) \\ \sum_{t} \sin \beta(t) \cos \alpha(t) \cos \beta(t) & \sum_{t} -\sin \alpha(t) \cos^{2} \beta(t) & \sum_{t} \cos^{2} \alpha(t) \cos^{2} \beta(t) \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} dx_{K} \\ dy_{K} \\ dz_{K} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \sum_{t} \sin \beta(t) \cdot l(t) \\ \sum_{t} -\sin \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot l(t) \\ \sum_{t} +\cos \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot l(t) \end{pmatrix} = 0$$

$$(3.1-4)$$

und damit die Unbekannten

$$\begin{pmatrix} dx_K \\ dy_K \\ dz_K \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_t \sin^2 \beta(t) & \sum_t -\sin \beta(t) \sin \alpha(t) \cos \beta(t) & \sum_t \sin \beta(t) \cos \alpha(t) \cos \beta(t) \\ \sum_t -\sin \beta(t) \sin \alpha(t) \cos \beta(t) & \sum_t \sin^2 \alpha(t) \cos^2 \beta(t) & \sum_t -\sin \alpha(t) \cos^2 \beta(t) \\ \sum_t \sin \beta(t) \cos \alpha(t) \cos \beta(t) & \sum_t -\sin \alpha(t) \cos^2 \beta(t) & \sum_t \cos^2 \alpha(t) \cos^2 \beta(t) \end{pmatrix}^{-1} \\ \cdot \begin{pmatrix} sum_t \sin \beta(t) \cdot l(t) \\ sum_t - \sin \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot l(t) \\ sum_t + \cos \alpha(t) \cos \beta(t) \cdot l(t) \end{pmatrix} \\ (3.1-5)$$

Anmerkungen:

eine zuverlässigen Bestimmung der Unbekannten ist nur möglich wenn Mesungen bei verschiedenen Neigungswinkeln α und β verwendet werden

ggf. sollten Pegel- und GPS-Messungen vor der Ausgleichung einer Teifpaßfilterung unterzogen werden, um den Einfluß der Wellenbewegungen zu eliminieren

Realisation of a Multisensoral Observation System for the Determination of Offshore Sea-Level Heights

G.Liebsch, L. Eberlein and R. Dietrich Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie



EGS - AGU - EUG Joint Assembly Nice, France, 06-11 April 2003



Permanently operating platforms offer optimum conditions for the monitoring of sea-level variations at the open sea. On behalf of the "Federal Maritime and Hydrographic Agency", the "Baltic Sea Research Institute Warnemunde" operates the "Marine Environmental Monitoring Network (MARNET)" in the southern Baltic Sea. The MARNET stations are located at points of special oceanographic interest and will be used for long-term monitoring programs of oceanographic and meteorological quantities (Figure 1).

Our institute has designed a multisensoral observation system to be set up at these MARNET stations. The system consists of a GPS-receiver, a pressure gauge, a radar gauge, inclinometers and a datalogger and allows the determination of sea-level heights in a geocentric reference frame with an accuracy of a few centimeters (Figure 2).

Trame with an accuracy of a few centimeters (Figure 2). The first measurement system was installed in November 2002. Measurements are carried out every hour within an interval of 15 minutes. The sampling rate is 0.2 seconds for the pressure gauge and 1 second for the other sensors. First results are shown in Figure 3.

The observation concept is completed by a GPS reference station, which was installed at the top of the light house of the island Hiddense. The data management is carried out automatically. The download of the GPS data and the maintenance is remotely controlled from the institut's office using telephone link (Figure 4).

The availability of offshore sea-level heights with a high temporal resolution is a valuable complement to already existing information like measurements of tide gauges along the coastline, sea-level heights predicted by oceanographic models (Figure 5). The intercomparison of these independent data sets of sea-level heights allows the assessment of their accuracies, especially of potential systematic errors in the measurements and models. Therefore, the multisensoral measurement system provides independent precise information on the sea-level variability in the southern Baltic Sea.



top: pressure variations measured by the pressure gauge bottom: sea-level variations measured by the radar gauge



Figure 1: Location of the MARNET stations in the southern Baltic Sea and of the GPS reference station Hiddensee The two MARNET stations provide permanent observations of the water and energy exchange between the Baltic Sea and the North Sea, as well as the exchange between different shallow basins and the central Baltic. The stations are equipped with high precision standard oceanographical and meteorological sensors in different fixed levels. The power supply system is based on solar and wind energy. The stations can be flooded to be put onto the bottom of the sea in case of severe sea ice. left: articulated mast on the Darss Sill right: spar buoy in the Arkona Sea



Figure 2: Multisensoral observation system for the determination of sealevel heights at the MARNET-stations left: hardware components of the system right: container on a MARNET station with the observation system

GPS antenna

lightning arreste

ISDNTA

NTRA

telephone circuit

GPS

LIPS

230 volt ower supply



Arkonas

TOPEX/POSEIDON, JASON

14

EBS. ENVISAT

13*

used for investigations of the sea-level variability on different time scales and for the verification/cross-calibration of the observations.



Figure 4: GPS reference station Hiddensee

left: light house Hiddensee

middle: GPS-antenna on the roof of the light house (top), GPS receiver and telecommunication equipment (bottom) right: scheme of the hardware concept

Our sincere thanks go to Siegfried Krüger and Wolfgang Roeder from the Baltic Sea Research Institute Warnemünde for their friendly assistance in Installation and maintenance of our observation system.

Darßer Sch

* MARNET station

tide gauge station

Sea-level observations in the southern Baltic Sea The different types of measurements complement each other. They can be

The Federal Ministry of Education and Research of Germany (BMBF) has funded this research project (FKZ: 01 LD 0025).

contact: liebsch@ipg.geo.tu-dresden.de

12

Intergovernmental Oceanographic Commission

Workshop Report No. 193



WORKSHOP ON NEW TECHNICAL DEVELOPMENTS IN SEA AND LAND LEVEL OBSERVING SYSTEMS

Paris, France 14–16 October 2003

Electronic copy only

UNESCO

Intergovernmental Oceanographic Commission

Workshop Report No. 193

WORKSHOP ON NEW TECHNICAL DEVELOPMENTS IN SEA AND LAND LEVEL OBSERVING SYSTEMS

Paris, France 14–16 October 2003

Editors: Simon Holgate and Thorkild Aarup

UNESCO 2004

Experience with the Vega Radar Gauge on a Buoy

Lutz Eberlein, Gunter Liebsch⁽¹⁾

Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie, 01062 Dresden ⁽¹⁾ now: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, Außenstelle Leipzig, Karl-Rothe-Straße 10-14, 04105 Leipzig

In November 2002 the Institut für Planetare Geodäsie of the Dresden University of Technology installed a sea level monitoring system on an oceanographic buoy in the southern Baltic Sea. The buoy is part of the Marine Monitoring Network (MARNET) of the Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) and is operated by the Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW).

For the determination of the sea level with respect to the buoy, the radar gauge VEGAPULS 41, manufactured by the company VEGA Grieshaber, and a pressure gauge were used. The radar gauge is primarily designed for continuous measurements of the liquid level in storage tanks. Nevertheless, even under the special conditions of the open sea, it provides useful and reliable information.

The paper describes the technical specifications of the VEGA radar gauge, as well as our practical experience from about one year of operation. The advantages, disadvantages, accuracy and reliability of the radar gauge will be discussed. Most of the results can be applied to coastal operations, although the results were obtained under different environmental conditions.

Introduction

One goal of the project Baltic Sea Water and Energy Cycle Study (BASEWECS) is the validation of an oceanographic model of the Baltic Sea, which was developed at the Institut für Meereskunde at the University of Kiel (Lehmann, 1995). Part of this project is the validation of sea-surface heights obtained by the oceanographic model. Sea level measurements, like tide gauge observations and altimetric sea-surface heights, have been used for this purpose (Novotny et al., 2002). In addition, a multi-sensor system for the monitoring of sea level changes on a floating platform was developed at the Institut für Planetare Geodäsie of the Dresden University of Technology. It has been deployed on a buoy about 40 km offshore in the southern Baltic Sea (northeast of the island of Rügen in the Arkona Sea; Figure 1) in November 2002.

The buoy is part of the Marine Monitoring Network (MARNET) of the Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie and is operated by the Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW, 2003). It has a height of about 18 m, of which, 12 m are under the sea surface. The accessible platform is 3 m by 6 m. The power supply of the buoy is based on solar and wind energy. Therefore, all components of the buoy were carefully selected with respect to their power consumption. The power consumption for the sea level measuring unit was limited to 10 W, 24 V.

Our low-power multi-sensor sea level measuring system has to operate almost autonomously. Maintenance cruises are usually possible at intervals of about 3 months. All data have to be stored on a data logger and are downloaded manually during the maintenance cruises. Remote communication via mobile phone or satellite links is limited and not sufficient for data transfer (especially of the GPS measurements). The system consists of:

- The data logger for the management of the measurement regime, the data storage and the pre-analysis of the measurements;
- The GPS receiver with antenna for the height determination in a geocentric reference frame;
- The pressure gauge mounted approximately 2 m under the water surface to measure the sea level height relative to the buoy;
- The air pressure sensor to reduce the absolute pressure gauge measurements;
- The VEGAPULS radar gauge as an experimental sensor to measure the sea level height;
- The inclinometer to account for the changing height eccentricity between the pressure gauge, the radar gauge and the GPS antenna, due to the tilt of the buoy.

The system was designed to enable the measurement of sea level heights in a geocentric reference system with an accuracy of a few centimetres. One major problem of the concept is the determination and monitoring of the eccentricities between the GPS antenna and the pressure gauge under the special environmental conditions. In this sense, the VEGAPULS radar gauge is an excellent complement of the system, because it can be fixed to the GPS antenna mechanically (Figure 1). A main drawback is the fact that the VEGAPULS radar gauge is not designed for offshore sea level measurements and has, to our knowledge, never been used before for such an application. It is designed to control the level of chemical fluids in storage tanks, and its response to very fast changes is delayed. For this reason we have initially considered the radar gauge as an experimental sensor.

Due to the low power concept of the entire buoy and the limited data-storage capacity, the multi-sensor system is operated with a measurement regime of 15 minutes' operation mode and 45 minutes' sleeping mode every hour. The sampling rate in the operation mode is 1 Hz. The measurements of the pressure gauge are stored with a sampling frequency of 5 Hz.

Based on these measurements, the preliminary experience of the reliability and the accuracy of the VEGA radar gauge under the special operating conditions on a buoy will be presented. Advantages and disadvantages in the short-term and the long-term behaviour will be discussed with respect to possible systematic errors in the radar gauge measurements.

Figure 1. (*next page*) Top: location of the MARNET stations; bottom: multi-sensor system; right: MARNET Station Arkonasee.►

IOC Workshop Report No. 193 page 53



The VEGAPULS radar gauge

Some features of the VEGAPULS 41/61 radar gauge manufactured by VEGA Grieshaber are shown in Table 1. The main requirements for our application (low power consumption, low weight, analog interface, low cost) are met by the instrument.

The VEGAPULS radar gauge is operated with a power supply in an output range of 12 to 24 V DC. A two-wire cable serves for the power supply and the analog data transmission (Figure 2). To connect the additional display unit VEGADIS, a 6-wire cable is necessary. The VEGADIS also allows a set-up of the most important parameters of the VEGAPULS radar sensor.

The radar sensor can be connected to a computer via the serial interface using the VEGACONNECT unit. A more convenient set-up, a check of the radar echoes and the measuring quality, as well as the storage of measurements on a PC, is possible with the corresponding software from VEGA.

Output Signals			
Analog	4 20 mA		
Digital	Profibus PA		
Power supply and output signal on one two-wire cable (loop powered 12-24 V)			
Measurement range:	0 10 m (tuneable up to 30 m)		
Measurement interval	1 second		
Accuracy	5 mm		
Resolution	1 mm		
Apex angle:	22 degrees		
Radar frequency:	26 GHz		
Operating principle	Pulse radar with time-transformation function		

Table 1. Specifications of the VEGA radar gauge.



Figure 2. Components of the VEGA radar system.

More information about the instrument features and details of the operating principle can be found at VEGA's homepage: <u>http://www.vega.com</u>

First check of the sensor

A first test of the radar gauge performance was done by measuring a constant distance. As a reference, the distance was measured with a measuring tape. Both measurements agreed to within 1 mm. Figure 3 shows the variation in the mean distance over 2,200 seconds. The noise level is below 5 mm, which corresponds to the specifications of the manufacturer.



Figure 3. Measurements of a constant distance.

Reliability of the radar gauge

One important question is the reliability of the data acquisition. Within the time span of 168 days with 4,021 sampling periods each of 15 minutes duration, we have observed altogether 23 failure periods of the radar gauge, which means a failure rate of 0.6%. The time span covers the winter season with rather harsh conditions (storm surges, ice at the buoy etc.). A comparison of radar gauge failure events and extreme inclinations of the buoy during a 15-minute period indicates that most of the failures are related to an extreme inclination of the buoy of more than 15 degrees (compare Figure 6). In this case, the radar gauge direction is out of vertical by more than half the apex angle. So it was not possible to measure the radar echoes reliably.

Evaluation of the original measurements

A typical example of the original high-frequency (1 Hz) sea level observations obtained on the buoy is shown in Figure 4. The measurements of the radar gauge and the pressure gauge are reduced by the average of the observation interval in the figure. Note, that the pressure gauge is mounted about 2 m below the sea surface. Therefore, the pressure gauge observations show smoothed waves. Nevertheless, the observation of the radar gauge shows a much smoother behaviour. In particular, the waves with a period of about 5 seconds during that time are not well registered. This is also obvious comparing the standard deviations and extreme values of both records (Table 2).



Figure 4. Comparison of 1-Hz measurements of pressure and radar gauge.

	Standard deviation [m]	Extreme values [m]
Pressure gauge	0.154	-0.460/+0.466
Radar gauge	0.087	-0.309/+0.332

Table 2. Comparison of 1-Hz measurements of pressure and radar gauge.

Evaluation of the 15-minute averages

Here we consider how the lack of high frequency variations in the radar gauge record affects the 15-minute mean sea level heights. Before computing the 15-minute averages, all individual 1-Hz observations of the radar and the pressure gauge were reduced for the effect of the changing height eccentricity between both sensors using the inclinometer observation. The resulting averages are shown in Figure 5 for a period of 44 days. Again, both records were reduced by their mean value. Figure 5 shows clearly that the two tide gauges measure an equal sea level variation of about 0.8 m. In this case, the standard deviations and extreme values are in a good agreement (Table 3).

Table 3. Comparison of pressure and radar gauge measurements (15-minute averages).

	Standard deviation [m]	Extreme values [m]
Pressure gauge	0.176	-0.289/+0.967
Radar gauge	0.176	-0.289/+0.991

The differences between the 15-minute averages of the two gauges are shown in Figure 6. They are less than ± 0.05 m. The standard deviation of the difference record is 0.017 m. There is a small systematic behavior in the record, which seems to be related to the extreme inclination of the buoy. Possible reasons are a decreased accuracy of the radar gauge at higher inclinations of the buoy (which could be fixed by a cardanic fastening) and a limited accuracy of the reduction of the height eccentricities between the gauges (caused by a limited a priori knowledge of the eccentricity and/or the accuracy of inclinometer measurements).



Figure 5. Comparison of pressure and radar gauge measurements (15-minute averages).

Altogether, the resulting agreement between the records of 17 mm is within the expected range if one considers the error budget of the system:

Error of the radar gauge (random error)	0.5 cm;
Error of the analog digital converter	1 cm;
Error of the pressure gauge	1–2 cm;
Error of eccentricity / inclination change	1–2 cm.

Taking these values into account, one can conclude that, even under the special circumstances of open-sea conditions, the 15-minute averages of the radar gauge fulfill the expected performance. The limitation of the 1-Hz observations of the radar gauge does not lead to aliasing effects in the low-frequency band of more than 2 cm, which corresponds to the accuracy of the whole-system performance.



Figure 6. Difference of pressure and radar gauge and extreme inclination of the buoy.

Absolute evaluation of the radar gauge

Another independent method to validate the radar gauge measurement is shown in Figure 7.



Figure 7. Left: principle of the absolute comparison with the GPS buoy; right: GPS buoy.

During a maintenance cruise, additional GPS measurements were performed with a small GPS buoy consisting of a floating belt and a GPS antenna. Using these observations, the height difference d_{GPS} between the GPS antenna on the platform and the GPS buoy can be computed for each 1-Hz period. This height difference can be compared to the measurements of the radar

IOC Workshop Report No. 193 page 58

gauge d_{RADAR} and the well known eccentricity d_{EX} between the platform GPS antenna and the reference point of the radar gauge. These measurements should fulfill the following equation:

 $d_{Radar} + d_{EX} - d_{GPS} = 0.$

Using the measurements of a 3-hour experiment we determined the following mean values:

 $\begin{array}{ll} d_{RADAR} & = 8.660 \mbox{ m} \\ d_{GPS} & = 8.938 \mbox{ m} \pm 1 \mbox{ cm} \\ d_{EX} & = 0.289 \mbox{ m} \pm 1 \mbox{ mm} \end{array}$

and obtain a misfit of 11 mm (8.660 m + 0.289 m - 8.938 m = 0.011 m). That means that possible systematic errors of the radar gauge measurements on the oceanographic platform do not exceed the accuracy of the experiment of about 1 cm.

Summary

It has been shown that the application of a radar gauge is an appropriate tool to measure sea level changes. In our project the radar gauge VEGAPULS 41 was operated on an oceanographic buoy 40 km offshore in the southern Baltic Sea. The radar gauge shows a high reliability of 99.4 %. Missing measurements can be mainly explained by the special environmental conditions. Although the apex angle of 22° of the radar gauge is rather wide, the buoy occasionally shows an inclination of more than ± 10 degrees. Therefore, one should expect even better results for onshore applications.

The major drawback of the radar gauge is the limited ability to track short-term sea level variations like waves. This is caused by the rather low sampling interval, the kind of signal-processing inside the instrument and the wide apex angle. It seems that the mean values, as computed over intervals of several minutes, are not influenced by this specific behavior. In this application we used 15-minute averages. Comparing theses values with the corresponding averages of a pressure gauge in an observation period of 44 days we have obtained differences similar to those of the system performance of about 2 cm. A direct comparison using a small floating-belt GPS buoy confirms that the mean value does not contain major systematic errors.

One general advantage of the radar gauge is the reduced maintenance of the system, since all parts are above the water surface. This also enables an easy combination with a GPS antenna.

References

- Lehmann, A. (1995) A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. Tellus 47:1013-1031.
- Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R. Lehmann, A. (2002) Sea level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models. In: J. Adam and K.-P. Schwarz (eds) Vistas for geodesy in the new millennium. IAG Scientific Assembly, Budapest, Hungary, 2–7 September 2001. IAG Symposia 125:493-498. Springer, Heidelberg.

IOW (2003) http://www.io-warnemuende.de/marnet/

Acknowledgement

We should like to thank our colleagues from the Institut für Ostseeforschung Warnemünde, especially S. Krüger and W. Roeder, for their kind support during the installation and maintenance of our multi-sensor sea level measuring system on the MARNET station in the Arkona Sea. Dr. H. Schlüter is thanked for his valuable hints on the design of the system and the immediate correction of all detected hardware and software bugs of the system. The project BASEWECS is part of the German research programme DEKLIM. The Federal Ministry of Education and Research of Germany (BMBF) funded this research project (FKZ: 01 LD 0025).
Sea-level Monitoring at MARNET Stations in the Southern Baltic Sea

L. Eberlein, R. Dietrich, M. Neukamm and G. Liebsch¹ Technische Universität Dresden Institut für Planetare Geodäsie

1) now at Bundesamt für Kartografie und Geodäsie. Außenstelle Leipzig

Introduction



Fourth Study Conference on BALTEX Gudhjem, Bornholm, Denmark 24 - 28 May 2004



Dimension of the mast: all-over height approx under water 21m, working platform 3m x 2 m

The Global Positioning System (GPS) enables a positioning accuracy of a few millimeters for static solutions and of a few centimeters for kinematic solutions. This motivates to use GPS in combination with additional sensors to realise an offshore sea-level monitoring system. Permanently operating platforms offer optimum conditions for the set-up of an n at the o propriate multi--sensor monitoring syste

On behalf of the "Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrografie (BSH)" the Institut für Ostseeforschung (IOW) operates the "Marine Environmental Monitoring Network (MARNET)" in the Southern Baltic Sea. The MARNET stations are located at points of special oceanographic interest and will be used for a long-term monitoring of oceanographic and meteorological parameters (Figure 2).



computation of a kinematic solution with two-frequency carrier phase solution
 application of Bernese GPS Software 5.0 and Trimble GPSurvey 2.35 Software
 robust estimation of mean values over 15 minutes
 elimination of steps and spikes (outlier detection)

Contact: Lutz Ebe Technische Universität Dresden Insitut für Planetare Geodäsie D-01062 Dresden

ea-l

email: eberlein@ipg.geo.tu-dresden.de

Acknowledgement Our sinceres thanks go to our colleagues from the Institut für Ostseeforschung Warnemünde, especially S. Krüger and W. Roeder, for their kind support during the Installation and maintenance of our multi-espectros reae-level monitoring system on the MARNET stations Arkona Sea and Darss Sill. Dr. H. Schlüter is thanked for his valuable hints on the design of the system. The project BASEWECS is part of the German research program DEKLIM. The Federal Ministry of Education and Research of Germany (BMBF) has funded this research project (FK2: 01 LD 0025).

provides independent precise information on provides independent precise information on the sea-level variability in the southern Baltic Sea. The GPS data can be also used for the determination of water vapour content of the atmosphere and for the determination of highly accurate position and dynamic movement of the MARNET stations.

References BSH, Marines Unweltmessnetz des BSH in Nord- und Ostsee, http://www.bsh.de/de/ Meeresdaten/Beobachtungen/MARNET-Messnetz/Langtext.PDF, 2004 G.Liebsch et al., Realisation of a Multisensoral Observation System for the Determination of Offshore Sea-Level Heights, Poster EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11 April 2003

Sea-Level Variations in the Baltic Sea: Consistency of Geodetic Observations and Oceanographic Models

Kristin Novotny, Gunter Liebsch, Reinhard Dietrich TU Dresden, Institut für Planetare Geodäsie, D-01062 Dresden, Germany

Andreas Lehmann

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, Düsternbrooker Weg 20, D-24105 Kiel, Germany

Abstract. Altimetric sea-surface heights from the ERS-1, ERS-2 and TOPEX/Poseidon missions as well as tide gauge observations in the Baltic Sea area were used for comparisons with the output of a high resolution oceanographic model. The general agreement of the in-situ sealevel measurements and the sea-surface heights obtained from the model was investigated. Special attention was paid to the analysis of the temporal and spatial sea-level variability as well as sea-level extrema (high/low fill level, extreme sea-surface slopes).

The observed and modelled sea-surface heights show a high correlation (above 0.8). Extreme situations appear also as extremes in the model, yet the magnitudes of the variations are slightly underestimated by the model.

Another aspect to be considered is the stationary sea surface. The mean sea-surface topography determined from satellite altimetry in combination with a regional geoid model was compared to the mean sea-surface topography that was derived from the oceanographic model. The well-known general behaviour of the Baltic Sea mean sea-surface is reflected in both solutions. However, a detailed comparison and the determination of features of small dimensions demands further investigations.

Keywords. Oceanographic model, satellite altimetry, tide gauge, Baltic Sea.

1 Introduction

Situated in northern Europe, the Baltic Sea is a semi-enclosed basin that is connected with the North Sea at its south western part. Sea-level phenomena of the Baltic Sea like the mean seasurface topography, the seasonal cycle and the



Fig. 1: Location of the selected altimeter ground track and the selected tide gauge stations in the region

sea-level variability were investigated using observations of different measurement techniques (see e.g. Ekman and Mäkinen, 1996; Ekman, 1996; Kakkuri and Poutanen, 1997; Carlsson, 1998; Poutanen, 2000).

This study is focussed on the validation of a high resolution oceanographic model, which is a necessary precondition for the further use of the model in different geodetic applications, e.g. the calibration of satellite altimeters and the valida-

 coupled sea ice - ocean circulation model of the Baltic Sea spatial resolution: about 5x5 km (eddy-permitting) 60 vertical levels, upper 100 m with levels of 3 m thickness bottom topography data (Seifert and Kayser, 1995) western boundary condition: simplified North Sea connection realistic atmospheric forcing and river runoff sea-surface height extracted every 6 hours sea-surface heights referring to an equipotential surface model runs: 1979–1984, 1996–1997 Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992–06/2000 	Baltic Sea oceanographic model
 spatial resolution: about 5x5 km (eddy-permitting) 60 vertical levels, upper 100 m with levels of 3 m thickness bottom topography data (Seifert and Kayser, 1995) western boundary condition: simplified North Sea connection realistic atmospheric forcing and river runoff sea-surface height extracted every 6 hours sea-surface heights referring to an equipotential surface model runs: 1979–1984, 1996–1997 Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992–06/2000 	– coupled sea ice – ocean circulation model of the Baltic Sea
 60 vertical levels, upper 100 m with levels of 3 m thickness bottom topography data (Seifert and Kayser, 1995) western boundary condition: simplified North Sea connection realistic atmospheric forcing and river runoff sea-surface height extracted every 6 hours sea-surface heights referring to an equipotential surface model runs: 1979–1984, 1996–1997 Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992–06/2000 	- spatial resolution: about 5x5 km (eddy-permitting)
 bottom topography data (Seifert and Kayser, 1995) western boundary condition: simplified North Sea connection realistic atmospheric forcing and river runoff sea-surface height extracted every 6 hours sea-surface heights referring to an equipotential surface model runs: 1979–1984, 1996–1997 Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992–06/2000 	-60 vertical levels, upper 100 m with levels of 3 m thickness
 western boundary condition: simplified North Sea connection realistic atmospheric forcing and river runoff sea-surface height extracted every 6 hours sea-surface heights referring to an equipotential surface model runs: 1979–1984, 1996–1997 Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992–06/2000 	– bottom topography data (Seifert and Kayser, 1995)
 realistic atmospheric forcing and river runoff sea-surface height extracted every 6 hours sea-surface heights referring to an equipotential surface model runs: 1979–1984, 1996–1997 Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992–06/2000 	- western boundary condition: simplified North Sea connection
 sea-surface height extracted every 6 hours sea-surface heights referring to an equipotential surface model runs: 1979–1984, 1996–1997 Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992–06/2000 	- realistic atmospheric forcing and river runoff
 sea-surface heights referring to an equipotential surface model runs: 1979–1984, 1996–1997 Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992–06/2000 	- sea-surface height extracted every 6 hours
 model runs: 1979–1984, 1996–1997 Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992–06/2000 	- sea-surface heights referring to an equipotential surface
Altimetry AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992-06/2000 	– model runs: 1979–1984, 1996–1997
 AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH) TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992-06/2000 	Altimetry
 TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G ellipsoidal heights repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days data period: 11/1992-06/2000 	– AVISO Corrected Sea Surface Heights (CORSSH)
– ellipsoidal heights – repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days – data period: 11/1992–06/2000	– TOPEX, ERS-2, ERS-1 Phase G
– repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days – data period: 11/1992–06/2000	– ellipsoidal heights
– data period: 11/1992–06/2000	– repeat orbits: TOPEX 10 days, ERS 35 days
	- data period: $11/1992-06/2000$

Tide gauge observations

- monthly means from the data base of the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL)
- hourly observations at stations at the German coast in the southern Baltic Sea
- height reference to fixed benchmark on land

tion of geoid models. For this purpose, modelled sea-surface heights were compared with observed heights.

Information about in-situ sea-level heights in the Baltic Sea can be obtained from various sources. In this investigation we used sea-surface heights obtained from the satellite altimeter missions TOPEX, ERS-1 and ERS-2 as well as tide gauge observations from the data base of the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL). A brief summary of the sea-surface heights used in this study is given in Table 1.

The comparison of these sea-level heights with the output of the oceanographic model was done relatively straightforward. Sea-surface height time series at a single location were compared to gain a first insight into the general agreement of observations and modelled heights. Thereafter, the comparison was extended to a whole altimeter ground track which crosses large parts of the Baltic Sea. Finally, a comparison of mean sea-surface topography estimations from satellite altimetry and from the oceanographic model was performed.

2 The oceanographic model

The Baltic Sea oceanographic model is a high resolution coupled sea ice-ocean model based on the Bryan-Cox-Semtner general circulation model with a free surface (Killworth et al., 1991).

The general ocean circulation model was adapted to the Baltic Sea (Lehmann, 1995), and coupled to a dynamic-thermodynamic sea-ice model (Lehmann and Hinrichsen, 2000). The coupled sea ice-ocean model is forced by realistic atmospheric conditions taken from the SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute Norrköping, Sweden) meteorological data base and river runoff (Bergström and Carlsson, 1994).

At the western boundary, a simplified North Sea is connected in order to provide characteristic North Sea water masses in case of inflow conditions, and to take up sea-level elevations due to different forcing conditions (Lehmann, 1995). At the most western boundary of the simplified North Sea, the sea level is adjusted to a constant reference value, which has been determined from the sea-level inclination calculated from the initial density distribution. In case of in/outflow conditions volume is supplied/extracted from the North Sea with respect to this reference level.

The model prognoses the sea-ice thickness and compactness, the sea-ice drift, the oceanographic baroclinic and barotropic current field, the 3-D temperature, salinity and oxygen distribution as well as 2-D surface elevations. These sea-surface heights refer to an equipotential surface.

The numerical simulations start from realistic dynamically adjusted initial conditions for the baroclinic fields and the sea-surface heights. However, neither the distribution of the baroclinic field nor the one of the sea-surface heights is known at the beginning of the model run.

3 Comparison of altimetric and modelled heights

A spatial comparison of the observed and the modelled sea-surface heights is possible if the heights can be transformed to the same kind of height reference. Tide gauge measurements and altimetric sea-surface heights can be related to a common height reference even in an absolute sense and show a high degree of consistency (Liebsch et al., 2002).

In order to compare the altimetric sea-surface heights with heights obtained from the oceanographic model, the altimetric heights were transformed to an equipotential surface using the NKG96 geoid model (Forsberg et al., 1996). For each altimeter pass, these heights were reduced to "normal points" with a distance of about 30 km along the ground track. Sea-level heights next to the altimeter observation time and location were extracted from the oceanographic model. Subsequently, one TOPEX ground track (Fig. 1) will serve as an example to discuss the comparison of observed and modelled sea-surface heights.

Time series at one of these normal points close to the tide gauge station Sassnitz are shown in Fig. 2. As mentioned above, altimetric heights and tide gauge measurements show a good agreement (correlation r=0.97). Altimetric and modelled heights are also strongly correlated (r=0.84). The slightly smaller slope shown by the black line indicates that the modelled heights have less variable magnitudes. This is also evident when looking at the standard deviations of the time series. The general behaviour of the observed sea-level variations is well reflected in the model.

Similar comparisons were done for all the normal points along the selected TOPEX ground track (Fig. 3). In order to avoid artificial effects in the comparison of the absolute heights (caused by uncertainties in the geoid model), the heights at each normal point were reduced to their corresponding mean value. For all points of the ground track, a smaller variation of the modelled heights can be seen (Fig. 3, top). That becomes also clear if the standard deviations of altimetric and modelled heights for each location are



Fig. 2: Comparison of altimetric and modelled seasurface heights at one location

The altimetric heights and the tide gauge measurements are centered around the time series mean value, the modelled heights are plotted with an offset.

compared (Fig. 3, bottom left). The correlation of observed and modelled heights shows a good agreement in the order of 0.8...0.9 (Fig. 3, bottom right).

Three selected altimeter overflights are emphasized in the figure (Fig. 3, top, black symbols). In two cases an extreme high/low sea level was observed by the altimeter. Both situations appear as extreme situations in the modelled heights, too. In a third case, the altimeter observed a strong tilt in the sea surface that is also reflected in the model.

4 Comparison of tide gauge observations and modelled heights

For the comparison of tide gauge observations and sea-surface heights obtained from the oceanographic model three stations were selected, which are well distributed in the Baltic Sea region (Fig. 1). The monthly mean sea-level values of these stations were compared with corresponding monthly mean values derived from the model (Fig. 4).

Again, both types of sea-surface heights are strongly correlated (Fig. 4, center). For the station Kemi, which is located in the northernmost



Fig. 3: Comparison of altimetric and modelled sea-surface heights along one altimeter ground track. upper figures: each point represents one single sea-surface height, the black symbols correspond to three selected altimeter passes

lower figures: each point represents the results obtained at one location (normal point)



Fig. 4: Comparison of tide gauge observations (monthly means) and modelled heights



Fig. 5: Mean sea-surface topography estimated from satellite altimetry and from the oceanographic model The altimetric sea-surface heights were related to the NKG96 geoid model, which was transformed from the non-tide to the mean tide system. The results were slightly smoothed by a low pass filtering.

part of the Baltic Sea, the correlation reaches the level of 0.95. Also the smaller variability of the modelled heights compared to the observations is visible. This becomes even more evident if both time series are Fourier transformed and compared in the frequency domain (Fig. 4, right hand side). The time series show the same variation pattern, but for the modelled heights almost all frequencies have slightly smaller amplitudes. The largest differences occur for the annual signal. This may be caused by sea-level variations penetrating from the Atlantic into the North Sea and further into the Baltic Sea. External sea-level variations are not considered in the oceanographic model.

5 Mean sea-surface topography

The mean sea-surface topography was estimated using all available altimetry data in the period 1992-2000 (see Table 1). The altimetric seasurface heights were related to the NKG96 geoid model (Forsberg et al., 1996), which was transformed from a non-tide to a mean tide geoid. For grid cells with a spatial resolution of about 30 km, mean sea-surface heights were determined simply by averaging all the measured heights within the corresponding cells (Fig. 5, left).

Sea-surface heights obtained from the oceanographic model between 1979-1984 were used to estimate the mean sea-surface height for each model grid cell (5x5 km; Fig. 5, right). Both solutions for the mean sea-surface topography reflect the well known N-S tilt in the Baltic Sea mean sea surface, which is mostly caused by the decreasing salinity in that direction. Features of smaller dimensions show some disagreement, probably due to uncertainties in the altimetric solution. A possible reason is the rather simple approach that was used for the determination of the mean sea-surface topography from the altimetric data in this investigation. However, some differences appear also in more sophisticated solutions (see e.g. Poutanen, 2000).

An improvement of the altimeter derived seasurface topography models can be achieved using new geoid models. The lack of gravity data in some parts of the Baltic Sea may cause larger uncertainties in the existing models (Forsberg et al., 1996). New gravity measurements in the central region of the Baltic Sea let expect a more accurate regional geoid model (Forsberg, personal communication). Current and forthcoming satellite gravity missions like CHAMP and GRACE will provide precise global gravity field solutions that will allow the adjustment of the regional geoid for long wavelength errors.

6 Conclusion and outlook

The comparison of observed sea-surface heights with sea-surface heights obtained from an oceanographic model lead to the following conclusions:

The oceanographic model reflects the general sea-level behaviour very well. The observed and modelled heights are considerably high correlated (r > 0.8). The model also reflects extreme sea-level situations like extreme high/low fill levels or tilts in the sea surface. However, the variability of the sea level is slightly underestimated by the oceanographic model.

The mean sea-surface topography solutions derived from satellite altimetry and from modelled heights reflect the known sea-surface slope of the Baltic Sea. Better geoid models are still needed to improve the altimetric solution.

Continuing this investigation, the comparison of observed and modelled sea-surface heights will be extended using more in-situ observations. The comparison with hourly tide gauge data will allow to validate the model also in its short-term behaviour. The model computation is still in progress, and the study will be expanded to longer time periods.

Acknowledgement

This project was funded by the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF) (FKZ: 03F0199A/6).

References

- Bergström, S. and Carlsson, B. (1994). River runoff to the Baltic Sea: 1950–1990. *Ambio*, 29(4-5):280– 287.
- Carlsson, M. (1998). Mean sea-level topography in the Baltic Sea determined by oceanographic methods. *Marine Geodesy*, 21(3):203-217.
- Ekman, M. (1996). A common pattern for interannual and periodical sea-level variations in the Baltic Sea and adjacent waters. *Geophysica*, *Finnish Geophysical Society*, *Helsinki*, 32(3):261– 272.
- Ekman, M. and Mäkinen, J. (1996). Mean sea surface topography in the Baltic Sea and its transition area to the North Sea: A geodetic solution and comparisons with oceanographic models. *Journal* of Geophysical Research, 101(C5):11.993-11.999.
- Forsberg, R., Kaminskis, J., and Solheim, D. (1996).
 Geoid of the Nordic and Baltic region from gravimetry and satellite altimetry. In Segawa, J., Fujimoto, H., and Okubo, S., editors, IAG Symposia On Gravity, Geoid and Marine Geodesy (GraGeoMar) 1996, Tokyo, Japan, Sep. 30 Oct. 5., 1996, volume 117 of Springer series of IAG Symposia, pages 540-547. Springer.
- Kakkuri, J. and Poutanen, M. (1997). Geodetic determination of the surface topography of the Baltic Sea. *Marine Geodesy*, 20(4):307-316.
- Killworth, P., Stainforth, D., Webbs, D., and Paterson, S. (1991). The development of a freesurface Bryan-Cox-Semtner ocean model. J. Phys. Oceanogr., 21:1333-1348.
- Lehmann, A. (1995). A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. *Tellus*, 47A:1013-1031.
- Lehmann, A. and Hinrichsen, H.-H. (2000). On the thermohaline variability of the Baltic Sea. J. Mar. Sys., 25:333–357.
- Liebsch, G., Novotny, K., Dietrich, R., and Shum, C. (2002). Comparison of multi-mission altimetric sea-surface heights with tide gauge observations in the southern Baltic Sea. *Marine Geodesy*, (accepted for publication).
- Poutanen, M. (2000). Sea surface topography and vertical datums using space geodetic techniques. Publications of the Finnish Geodetic Institute, 128.
- Seifert, T. and Kayser, B. (1995). A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea. *Meereswiss. Ber. Warnemünde*, 9:73-88.

Combination of Sea-Level Observations and an Oceanographic Model for Geodetic Applications in the Baltic Sea

Kristin Novotny, Gunter Liebsch, Reinhard Dietrich TU Dresden, Institut für Planetare Geodäsie, D-01062 Dresden, Germany

Andreas Lehmann

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, Düsternbrooker Weg 20, D-24105 Kiel, Germany

Abstract. Satellite altimetry and tide gauges provide observations of the instantaneous sea surface. As a further source an oceanographic model of the Baltic Sea also provides sea-level heights. The different sea-surface heights are of comparable precision and complement each other well in terms of their spatial and temporal resolution and their information content.

When the different sea-level information are combined, variations in the time series can be reduced, the quality of the observations can be checked, and phenomena of special interest can be separated.

One application for the combination of observed and modelled heights is the estimation of secular sea-level changes. By reducing a large part of the high frequency sea-level variations in the observations, the trend estimation from short time series can be improved. This is of interest especially for satellite altimeter observations, which, though having a high spatial resolution, cover a rather short time span.

Keywords. Satellite altimetry, tide gauge, oceanographic model, Baltic Sea.

1 Introduction

Regular sea-level observations in the Baltic Sea began in 1794 at the tide gauge Stockholm (Ekman, 1988), and since then a dense network of tide gauge stations along the coasts of the Baltic Sea has been developed. The long observation time series allow the study of secular changes in the behaviour of the Baltic Sea sea level, and especially the study of the postglacial rebound in Fennoscandia (see e.g. Ekman, 1992; Ekman, 1998; Dietrich and Liebsch, 2000). Due to large sea-level variations particularly in annual and interannual time scales, long time series of at least



Fig. 1: Annual mean sea level at Landsort, 1887-2000 (top). The bottom plot shows the dependence of the estimated trend values from the length of the time series. Trends were estimated from an increasing number of years, starting 1887. The grey lines indicate the uncertainty (1σ) of the trend estimation.

60 to 70 years length are necessary to determine the secular trend in the observed sea level at a tide gauge station reliably (Figure 1) (Liebsch, 1997).

Satellite altimetry provides consistent observations of the sea surface with a high spatial coverage over the last 10 years. However, the regional trends estimated from these short time series may be biased due to interannual sea-level variations.

This study focusses on the combination of the observations with a precise, high-resolution oceanographic model of the Baltic Sea. The tie between long-term tide gauge observations, the consistent height reference of satellite altimetry and precise modelled sea-surface heights can be useful for different geodetic applications, like e.g. the estimation of sea-level topography, sea-level change or altimeter validation.
 Table 1: The Baltic Sea oceanographic model

- Bryan-Cox-Semtner general ocean circulation model with free surface, updated to the Baltic Sea and coupled to a dynamic-thermodynamic sea ice model
- forced by realistic atmospheric conditions (SMHI meteorological data base) and river runoff
- prognostic variables: e.g. oceanic baroclinic current field, 3-D temperature, 2-D surface elevation
- spatial resolution: about 5x5 km (eddy-permitting); 60 vertical levels; temporal resolution: 6 hours; 1979-2002
- western boundary is connected to an artificial North Sea basin; most western boundary adjusted to a constant sea-level height

2 Sea-level variations in the Baltic Sea

The Baltic Sea is a semi-enclosed basin that is connected with the North Sea by narrow and shallow channels at its south western part. This leads to a limited water exchange with the North Sea, and the sea-level variations in the Baltic Sea can be divided into variations due to external and internal effects (Samuelsson and Stigebrandt, 1996).

The water exchange with the North Sea in general affects the fill level of the Baltic Sea, resulting in a nearly uniform sea-level variation signal in the Baltic Sea which depends only on the time, t. That effect can be considered as external $(var_E(t))$. Since the Baltic Sea entrance can be regarded as a low pass filter for sea-level variations that penetrate the Baltic Sea from the North Sea, the external sea-level variation signal in the Baltic Sea is mainly long periodic (Samuelsson and Stigebrandt, 1996).

Effects within the Baltic Sea lead to a different behaviour of the sea surface at different locations, s (internal effect, $var_I(s,t)$). One such internal effect, which is also the most dominant, is the increasing amplitude of the seasonal variation towards the north of the Baltic Sea (Ekman, 1996).

In this study, a precise, high-resolution oceanographic model of the Baltic Sea was utilised (Lehmann, 1995; Lehmann and Hinrichsen, 2000) (Table 1). Among other prognostic variables the model provides 2D surface elevations $(h_{omod}(s,t))$, which show a high consistency with the observed sea-level heights (Novotny et al.,



Fig. 2: Baltic Sea region with selected tide gauge stations and used ground tracks of the TOPEX altimeter satellite

2002a). Due to its boundary condition, which includes a fixed sea-level height at its most western boundary, the externally induced sea-surface variations in the Baltic Sea are not represented in the model (Novotny et al., 2002b). Moreover, by this boundary condition the model admits no long-term sea-level trend. The modelled seasurface heights, $h_{omod}(s, t)$, reflect mainly the sea-level variations of the Baltic Sea due to internal effects:

$h_{omod}(s,t) \approx var I(s,t)$

The observed sea-level heights contain both the external and internal effects in the sea-surface variability. In addition, the tide gauge data $(h_{tg}(s,t))$ include relative secular changes due to the long-term sea-level change and crustal movements at the tide gauge stations, $T_{rel}(s)$. The altimetric sea-surface heights $(h_{alt}(s,t))$ directly show the geocentric sea-level change, T_{geoc} . While the observed relative trend depends on the location of the tide gauge station, the absolute sea-level change in the Baltic Sea is assumed to be a constant:

$$h_{tg}(s,t) = T_{rel}(s) \cdot t + var_E(t) + var_I(s,t)$$

$$h_{alt}(s,t) = T_{geoc} \cdot t + var_E(t) + var_I(s,t)$$

For this study, monthly mean sea levels at tide gauge stations from the data base of the Permanent Service of Mean Sea Level (PSMSL) were used.



Fig. 3: Comparison of tide gauge observations and modelled sea-surface heights (monthly means) at two stations

Altimetric sea-surface heights from the TOPEX mission (AVISO Corrected Sea Surface Heights; 11/1992-10/2001) were related to the NKG96 geoid (Forsberg et al., 1996). The resulting instantaneous sea-surface topography heights were averaged into monthly mean fill levels of the Baltic Sea, thus averaging out high frequency variations and local effects for individual measurements. Due to data gaps caused by ice coverage during the winter months, observations north of 62° latitude were omitted (Figure 2).

For comparison, the 6 hourly modelled seasurface heights were also averaged into monthly mean heights.

3 Combination of the sea-level observations with the oceanographic model

Figure 3 shows the comparison of monthly mean sea levels at two tide gauge stations and the corresponding monthly means from the oceanographic model. The increasing sea-level variation towards the north (internal effect) is well reflected by the model. Therefore, the internal effect can be largely eliminated from the observations if corresponding modelled heights are subtracted from the observed sea-level heights.

The effect of the combination of observed and modelled heights is shown in Figure 4. The upper plot again demonstrates the internal sea-level variation effect, $var_I(s, t)$. The reduced time series, that were obtained after the oceanographic model was applied, show a uniform behaviour in terms of their standard deviation (lower plot).



Fig. 4: Standard deviation of the time series of observed sea-level heights at tide gauge stations (top) and of the reduced time series after removing the internal effect in the sea-level variations by applying the oceanographic model (bottom)

In the remaining difference between observed and modelled heights the long-term relative trend at the individual tide gauge station, $T_{rel}(s)$, and the external effect, $var_E(t)$, are left. Comparing such differences at different tide gauge stations, which are well distributed along the Baltic Sea coasts, the spatially uniform behaviour of this external signal can be seen (Figure 5).

Since the dominant part of the external sea-level variation signal is spatially constant, the average of these difference time series can be used as a model of the Baltic Sea sea-level variation due to external effects in the time period considered. A high correlation between this model and the sealevel variations observed at a tide gauge in the



Fig. 5: Differences of observed and modelled sea-surface heights (monthly means) in the Baltic Sea Top: The individual difference time series at 5 selected stations (here: linear trends removed) show a uniform behaviour, indicating that the external signal is not represented in the Baltic Sea oceanographic model. Bottom: Averaging the individual difference time series, the external signal can be modelled. It shows a high correlation with sea-level variations observed at a tide gauge in the North Sea (Stavanger).

North Sea is evident, which confirms the external source of the signal (Figure 5).

This modelled external signal can now also be subtracted from the observations, thus removing a large part of the sea-level variations from the observations.

The time series of monthly mean altimetric sea-surface heights can be treated in the same way. Again, the internal effect is directly eliminated by subtracting corresponding modelled heights from the altimetric sea-surface height observations. To account for the remaining external effect, the model determined from the comparison of tide gauge observations with modelled sea-surface heights was used.

4 Results

Figure 6 shows the reduced time series of tide gauge observations exemplarily at two stations. The reduction of the sea-level variation, both due to internal and external effects, is clearly visible. This is also demonstrated by the decreased standard deviation of the reduced time series in comparison with the original time series of h_{tg} (Table 2).

The reduced time series can serve as a quality check for the observations. Some spurious values that for instance may be a hint for observation errors appear as larger variations or as outliers.

From the reduced time series the secular trend can be estimated more reliable (Table 3, center

 Table 2: Effect of combining the tide gauge observations and the oceanographic model: Standard deviation of observation and reduced time series

	Standard deviation (mm)					
Station	h_{tg}	$h_{tg} - var I$	$h_{tg} - var I$			
			$-var_E$			
Kemi	210	87	31			
Furuogr.	205	89	29			
Ratan	203	90	29			
Helsinki	199	91	12			
Landsort	171	91	15			
Warnem.	95	76	39			

part). But, since the tide gauge observations together with corresponding modelled sea-surface heights itself formed the input for the model of the external sea-level variation signal, there is no gain in information about the absolute values of T_{rel} by this technique.

The analysis of tide gauge observations and seasurface heights provided by the oceanographic model reveals small locally different trends of the sea-level heights in the order of up to 1 mm/a during the model period. A combination of the tide gauge observations with the oceanographic model removes these internal trends, and the trend differences between tide gauge stations are in general slightly closer to the long term values (Table 3, right hand part).

It is also notable that data gaps in short time series can be treated adequately by this technique,



Fig. 6: Original (gray) and reduced (black) time series of tide gauge observations at two stations

and a reliable trend can be estimated from these time series, too (see station Kemi in Figure 6 and Table 3).

The combination of observed and modelled sealevel heights is particularly useful for the determination of the absolute (geocentric) sea-level change from short altimeter time series. Figure 7 shows the result for the TOPEX altimetric data. From the reduced time series of TOPEX sea-surface heights the regional sea-level trend can be estimated more reliably. The figure again shows the modelled external effect in the Baltic Sea sea-level variation, which was obtained from tide gauge observations and the oceanographic model, with a low pass filter applied. The plot reveals an apparent slight positive sea-level trend within the last third of the considered time period, which leads to an overestimation of the geocentric sea-level change rate from the TOPEX altimetry data. Applying the modelled external signal this effect is also reduced in the TOPEX data.

The trend value determined from the original altimetric sea-surface heights gives 3.6 mm/a with a statistical error (1σ) more than the value itself. After utilising the additional information from the oceanographic model and from tide gauges, a regional sea-level rise of 1.2 mm/a is estimated, which is a more plausible value also in comparison with long-term tide gauge analyses.

5 Conclusion and outlook

Sea-surface heights in the Baltic Sea obtained from tide gauge observations, satellite altime-



Fig. 7: Original and reduced monthly altimetric sea-surface heights

Top: Model of the external signal, that was estimated from the comparison of tide gauge observations and the oceanographic model.

Bottom: For the available altimeter data period, the absolute sea-level change rate was estimated from the original (gray) and reduced (black) data.

try and from a precise, high-resolution oceanographic model were combined in order to reduce the variation in the observation time series. While the internal effects in the Baltic Sea sea-level variations are well represented in the oceanographic model and can therefore be subtracted directly from the observations, the external effect was modelled by comparison of tide gauge observations and corresponding modelled heights.

The reduced time series of sea-surface height observations allow a quality check of the observation data. Moreover, by reducing internal effects in the Baltic Sea sea-level variation the estimation of trend differences between tide gauge stations from short time periods can be improved. Also, reliable trends can be determined from short time series affected by data gaps.

After the combination of satellite altimetry, the oceanographic model and tide gauge observations, the absolute (geocentric) regional sealevel rise for the Baltic Sea was estimated to $1.2 \,\mathrm{mm/a}$.

The external signal in the Baltic Sea sea-level variation was modelled with the assumption, that it has no trend in the considered time period. However, longer observations that extend the time interval of the oceanographic model are

,							
		Trend (mm/a) determined from			Trend difference (mm/a) relative to Warnemünde		
Station							
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	
Kemi	-6.8 ± 0.3	-5.8 ± 2.0	-6.7 ± 0.3	-8.1	-7.0	-7.8	
Furuogrund	-8.0 ± 0.3	-6.9 ± 1.9	-8.1 ± 0.3	-9.3	-8.1	-9.2	
Ratan	-7.6 ± 0.3	-7.3 ± 1.8	-8.1 ± 0.2	-8.9	-8.5	-9.2	
Helsinki	-1.4 ± 0.3	-1.6 ± 1.8	-1.4 ± 0.1	-2.7	-2.8	-2.5	
Landsort	-2.5 ± 0.3	-2.4 ± 1.6	-1.9 ± 0.1	-3.8	-3.6	-3.0	
Warnemünde	$1.3 {\pm} 0.2$	$1.2 {\pm} 0.9$	$1.1 {\pm} 0.4$				

Table 3: Trends estimated from tide gauge observations for different time periods and from the reduced time series, and trend differences relative to station Warnemünde

(1) ... tide gauge observations, 1930-2002
(2) ... tide gauge observations, 1979-2002

necessary to relate the modelled external signal to the long-term sea-level behaviour.

The study showed that the combination of the different sea-level information can make use of the strength of each data source to reduce the variation in the sea-surface height time series and to separate one phenomenon of interest. The technique described may also be useful for a number of other geodetic applications, such as altimeter validation.

Acknowledgment

This project was partly funded by the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF) (FKZ: 01LD0025).

References

- Dietrich, R. and Liebsch, G. (2000). Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 28(6):615-623.
- Ekman, M. (1988). The world's longest continued series of sea level observations. Pure and Applied Geophysics, 127:73-77.
- Ekman, M. (1992). Postglacial rebound and sea level phenomena, with special reference to Fennoscandia and the Baltic Sea. In Nordic Geodetic Commission, Autumn School "Geodesy and Geophysics", Helsinki, Finnland, September 7-13, 1992.
- Ekman, M. (1996). A common pattern for interannual and periodical sea-level variations in the Baltic Sea and adjacent waters. *Geophysica*, *Finnish Geophysical Society*, *Helsinki*, 32(3):261– 272.

(3) ... reduced time series, 1979-2002

- Ekman, M. (1998). Secular change of the sea level variation in the Baltic Sea and secular change of the winter climate. *Geophysica*, 34(3):131-140.
- Forsberg, R., Kaminskis, J., and Solheim, D. (1996).
 Geoid of the Nordic and Baltic region from gravimetry and satellite altimetry. In Segawa,
 J., Fujimoto, H., and Okubo, S., editors, IAG Symposia On Gravity, Geoid and Marine Geodesy (GraGeoMar) 1996, Tokyo, Japan, Sep. 30 - Oct.
 5., 1996, volume 117 of Springer series of IAG Symposia, pages 540-547. Springer.
- Lehmann, A. (1995). A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. *Tellus*, 47A:1013-1031.
- Lehmann, A. and Hinrichsen, H.-H. (2000). On the thermohaline variability of the Baltic Sea. J. Mar. Sys., 25:333–357.
- Liebsch, G. (1997). Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen. Deutsche Geodätische Komission, Reihe C, Nr. 485, 108 Seiten.
- Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R., and Lehmann, A. (2002a). Sea-level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models. In Ádám, J. and Schwarz, K.-P., editors, Vistas for Geodesy in the New Millenium. IAG Scientific Assembly, Budapest, Hungary, September 2-7, 2001, volume 125 of Springer Series of IAG Symposia, pages 493-498. Springer.
- Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R., and Lehmann, A. (2002b). Studying seasonal sealevel variations in the Baltic Sea using geodetic measurements and an oceanographic model. 50 years Geodetic Science at The Ohio State University, Weikko A. Heiskanen Symposium, Columbus, Ohio (USA), Oct. 1-4, 2002.
- Samuelsson, M. and Stigebrandt, A. (1996). Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic Sea. *Tellus*, 48A(5):672-683.

Variability of sea-surface heights in the Baltic Sea: An intercomparison of observations and model simulations

Novotny, Liebsch, Lehmann, Dietrich vorgesehen in: Marine Geodesy Stand: May 30, 2005

1 Introduction

The study of sea-level variations in the Baltic Sea has a long tradition, and in terms of its scientific interest and knowledge the Baltic can be considered a well known region with one of the most dense observational networks worldwide. Tide gauge measurements started as early as 1774 in Stockholm (Ekman 1988), and today more than 100 tide gauge time series are available in the database of the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) (Woodworth and Player 2003). These recordings are complemented well by the observations of modern satellite altimetry missions like TOPEX/Poseidon and ERS-2. Moreover, high-resolution oceanographic models have been developed recently, that not only are able to reproduce the observations but also can help to improve the understanding of inter-relations between different processes, like for instance the influence of the physical state of the sea on biological productivity (e.g. Hinrichsen et al. 1997). These dense and different information allow, at the one hand, the validation and verification of a particular observation technique and the assessment of its accuracy (e.g. Liebsch et al. 2002). At the other hand, detailed studies of certain sea-level phenomena in the Baltic Sea are possible. While long tide gauge records give insight into the long-term change in the behaviour of the sea level (e.g. Ekman 1998), the combination of sea-level data from different sources can support the

analysis of short time series. For instance, such combination can help to estimate the secular sea-level trend from relative short altimetry time series in the Baltic Sea (Novotny et al. 2003). The shallow and narrow straits, that connect the Baltic with the North Sea, restrict

the shahow and harrow strates, that connect the Battic with the North Sea, restrict the water exchange between the two seas and act as a low-pass filter for sealevel variations that penetrate the Baltic from the North Sea. Samuelsson and Stigebrandt (1996) showed that for periods longer than 1 month sea-level variations in the Baltic are strongly correlated with sea level in the Kattegat ("externally forced"), and oscillations are similar to those in an open basin. This results in increasing amplitudes of some long-period variations from the southern Baltic Sea towards the Bothnian Bay, which is in accordance with results found by Ekman (1996). For shorter periods, the Baltic Sea oscillates like a closed basin with bellies at the extreme ends and a node in between near Stockholm/Landsort (Samuelsson and Stigebrandt 1996). These higher frequency variations are basically "internally forced" by varying air pressure, wind and water density.

The most dominant variation in the Baltic sea level is a pronounced seasonal

cycle with interannual variations superimposed (Samuelsson and Stigebrandt 1996; Ekman 1996). Large variations of the sea level in periods of some days are also observed due to eigen-oscillations (seiches) between the south-western Baltic and the Gulf of Bothnia and the south-western Baltic and the Gulf of Finland. Wübber and Krauss (1979) computed the periods of these oscialltions with 31 h and 26 h, respectively. Tides in the Baltic Sea are very small and become insignificant compared to other sea-level variations (Keruss and Sennikovs 1999; Müller-Navarra 2003). Due, in general, to the decreasing salinity with increasing distance from the entrance, observed mean sea surface heights (SSH) increase from the Kattegat to the Gulf of Finland and Bay of Bothnia by about 20 to 30 cm (Carlsson 1998; Ekman and Mäkinen 1996).

In this study, observed sea-level variations in the Baltic Sea are compared with simulated variations from a high-resolution oceanographic model. The Baltic Sea sea ice–ocean model (BSIOM), which was used here, was developed at the IFM-GEOMAR Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel and prognoses sea-surface elevations from 1979 to 2004 on the base of post-processed observational data. The comparison gives insight into the processes that cause the Baltic sea level to vary, and moreover it allows the validation of the simulated SSH in different spectral bands and an estimation of the model accuracy. This is a necessary precondition if the model is employed in geodetic applications, or if a prediction of SSH on the base of the model is needed. The latter may be especially interesting in the simulation of storm surges, that occasionally hit the coast of the southern Baltic Sea and may cause severe damage. Special focus was therefore put on the validation of modelled results in case of extreme height events.

2 The Baltic Sea oceanographic model

Datenzeitraum (20-Jahreslauf) r"auml. und zeitl. Aufl"osung H"ohenbezug Rand In-/Outputparameter

3 Sea-surface height observations

While tide gauges continuously measure the sea level at one location at the coast, satellite altimeters provide spatial information about the sea surface in form of repeated observations along the satellite ground tracks. In the analysis of then sea level tide gauge and satellite altimetry observations thus complement each other well in terms of their temporal and spatial resolution.

This study deals with temporal variations of the Baltic Sea sea level only. Therefore, the sea-surface elevations obtained from BSIOM and from observations were transformed into sea-level anomalies (SLA) by substracting the long-term time series mean from each instantenous height prior to the comparison. In case of tide gauge observations, also the observed long-term relative sea-level trends were removed. Further on, relative differences of observed and modelled sea-level were evaluated. However, if the sea-level heights provided by different techniques can be related to a common height reference, comparisons can be made even in an absolute sense (Liebsch et al. 2002).

Tide gauge records of monthly mean heights were take from the PSMSL data base (Woodworth and Player 2003). For comparison, modelled sea-surface elevations in the vicinity of the tide gauges were selected and averaged per month. These time series give information about the low frequency (seasonal to interannual) variations of the Baltic sea level. In addition, hourly observations at stations at the southern coast of the Baltic Sea were analyzed to evaluate the model performance in the higher frequency band.

To further assess the influence of variations in the North sea level, tide gauge records from the stations Stavanger, West-Terschelling and North Shields were also used. Since tide gauge records in the North Sea show a high correlation (compare Høyer and Andersen 2003), a weighted mean of the observations at the three stations was calculated, that should represent the mean SLA at the model boundary (compare Fig. 1). Weights were assigned according to the stations' distance from the model boundary.

SSH in the open sea were obtained for the TOPEX mission from the AVISO data centre (alongtrack data; AVISO/Altimetry 1996). For comparison with BSIOM, two ground tracks were selected: one crossing the Baltic Proper and one located in the Bothnian Sea (Fig. 1). Along these tracks so called "normal points" were formed in a distance of approximately 15 km, and the altimetric SSH were reduced to these points. For the interpolation from the actual SSH location to the normal point a geoid model was employed (NKG96; Forsberg et al. 1996). For comparison, modelled sea-surface elevations at the normal points were selected and interpolated to the altimeter observation time. SLA time series at these normal points were formed by substracting the corresponding mean SSH at the normal point from the observed/modelled SSH at the point. The SLA time series have a restricted temporal resolution determined by the TOPEX orbit repeat period of \approx 10 days and contain information mainly about low-frequency sea-level variations, but also some high-frequency signal parts are included since the single altimetry observations represent the instantaneous sea level. Moreover, the observations of the satellite altimeter give information about the spatial variation of the instantaneous sea level during the satellite's overflight.

From satellite altimetry also information about the general fill level of the Baltic Sea can be gained. A time series of monthly mean fill level was created by averaging all TOPEX SSH that were obtained during one month. Before the averaging all altimetric SSH were reduced to the geoid using the NKG96 geoid model (Forsberg et al. 1996). Note, that observations north of 60° latitude were omitted to avoid unequal seasonal weighting in the distribution of the SSH observations (largely missing data in northern Baltic Sea due to ice coverage during winter months).

From the comparison of the modelled sea-surface elevations with observed SSH the precision of the modelled elevations can be estimated. In doing so, also the precision of the observations have to be taken into account.

The precision of a single tide gauge measurement can be estimated with about

2 cm, considering the measurement system itself, the effect of the low-pass filtering of the stilling well, and the precision of the time tag. For the monthly mean heights, a precision of about 1 cm can be adopted, taking the tide gauge zero as stable for such short period, and admitting few possibly missing values in the record. Since only anomalies are analyzed in this study, systematic effects in the measurement system should be of no influence, if there at all. However, local effects connected to the location of the tide gauges at the coast and oftentimes in harbours may lead to systematic differences in the records of observed and modelled sea-surface heights.

For TOPEX, the random error of a single observed SSH is in the order of 4.1 cm (Chelton et al. 2001), which is confirmed for the Baltic Sea by comparison of tide gauge and altimetric SSH (Liebsch et al. 2002). The precision of the monthly mean fill level of the Baltic Sea estimated from TOPEX altimetry can be estimated to about 5 cm, considering the spatial and temporal distribution of the SSH observations, and the precision of the geoid model.

4 Validation of modelled sea-surface heights

As one of several output parameters that are estimated by the oceanographic model, the sea-surface elevation describes the height of the water column and is correlated to the state of the sea (temperature, salinity) and the flow and the transport of the ocean water. To validate the variations of these modelled seasurface elevations, they are compared with independently observed SSH in terms of their spatial and temporal behaviour.

The instantaneous spatial variation of the Baltic sea level heights are reflected in the observations of the TOPEX altimeter. SLA along two selected TOPEX ground tracks show that the overall sea-level variation is nearly equal, being only slightly less in the model than in the observations (Fig. 2). The high correlation of observed and modelled SLA is confirmed by three altimeter cycles when the Baltic Sea sea level was exceptionally high, low and tilted, respectively. All these events are well reflected in BSIOM, showing that the model well reproduces the temporal state of the Baltic Sea sea surface.

Also the comparison with sea-level variations observed at tide gauges shows the good performance of the model in the high-frequency band. Figure 3 zooms into two months in the SLA record at the Sassnitz tide gauge and shows short period variations of the sea level, that are mostly caused by atmospheric forcing. In general, larger variations occur during winter months, while the sea level is quite calm during summer. In the Figure the small tidal variations at the Sassnitz site can be seen, that are not present in the tide-free BSIOM. All other variations are well reproduced by the model, and the differences are in the order of 4 to 10 cm Figure 4 focusses on the temporal variation of the sea surface, showing 20 years of monthly mean sea levels at two tide gauge stations in the Gulf of Finnland and in the southern part of the Baltic Sea. The greatest part of the sea-level variations are connected to the varying Baltic Sea fill level, as shown by monthly mean fill levels observed by the TOPEX altimeter.

At a first glance, observed and modelled sea-level variations show a very high correlation (Hamina 0.92, Sassnitz 0.72, TOPEX 0.84). Most dominant is the seasonal variation that has increasing amplitudes towards the north (Samuelsson

and Stigebrandt 1996; Ekman 1996). Both features are well reproduced in the model.

Taking a closer look, some missing signal component in the modelled long period sea-level variation can be found. The spectral amplitudes in 4, that were estimated by a Fourier transformation of the time series, reveal some underestimation of the variations in the low-frequency band by the model. The annual and semiannual variations appear as the highest peaks in the spectrum, but amplitudes are significantly smaller in the model.

The source for the underestimation of low-frequency sea-level variations in the model is found in its boundary. Although BSIOM reproduces realistic in-/outflow conditions and exchange with the North Sea (Lehmann et al. 2002)), the condition of a fixed height at its most western boundary does not allow the fill level of the North Sea to vary. Thus, a missing signal component in the externally forced Baltic sea-level variations, that is related to the Baltic Sea fill level and that is coherent within the entire Baltic Sea, can be expected.

This is confirmed by the differences of observed and modelled SLA, which are almost the same at different locations (Figure 5). The Stockholm gauge gives a good representation of the Baltic Sea fill level, since it is located near the nodal line for shorter period, internally forced Baltic sea-level variations. SLA differences at Stockholm therefore reflect some missing variation in the Baltic Sea fill level, which is highly correlated with differences of observed (TOPEX) and modelled monthly mean fill levels. The Figure also shows that the missing signal component in the model is highly correlated with sea-level variations observed in the North Sea.

The influence of sea-level variations in the North Sea and low-frequency variations in the Baltic becomes more clear when the time series are decomposed by means of a Singular Spectrum Analysis (SSA) (Vautard and Ghil 1989; Unal and Ghil 1995), which is similar to a Principal Component Analysis that is used for multivariate time series (Preisendorfer and Mobley 1988). On the base of a data-adaptive, orthogonal basis, SSA allows to detect nonlinear, anharmonic oscillations by two empirical functions with their variances associated with two eigenvalues of the time series' lag-covariance matrix.

Figure 6 shows the reconstructed time series for the six largest variations in the time series of the differences of observed and modelled SLA in the Baltic Sea and of tide gauge observations in the North Sea. Almost two third of the total variability is absorbed by these variations, of which the annual variation is the most dominant. The low-frequency, interannual variations that were detected in the two time series are highly correlated and confirm that these variations are penetrating the Baltic Sea from the North Sea.

5 Improvement of modelled sea-surface heights in the low-frequency band

5.1 Concept

Based on the correlation of the model's missing signal part with sea-level variations in the North Sea, the fixed height at the model's most western boundary was replaced by a varying sea-surface height derived from tide gauge observations in the North Sea. To test the hypothesis and the feasibility of this modification, the model run was repeated for one chosen year (1995), using the same forcing data as for the original run but with a modified most western boundary. The test was started in summer 1994 when sea-level variability was low ant to allow the model some initialization.

The modification and the test was done in two steps: first, only low-frequency variations in form of monthly mean SLA, that were calculated as a weighted mean of three stations, were applied to the model boundary line. To evaluate the influence of higher-frequency variations, observed daily mean SLA were employed in a second step (Fig. 7).

Daily mean SSH were obtained from tidal corrected observations at the Borkum (Südstrand) gauge site, which were additionally adjusted to the time series of monthly mean SLA at the model boundary. Note, that only the lower-frequency part of this time series will have some effect on sea-surface elevations in the Baltic Sea, since high-frequency variations will be filtered out int the Baltic Sea entrance area.

In addition, tidal corrected observations at the Borkum gauge site (Südstrand) were averaged into daily mean heights. These were adjusted to the time series derived in step 1 in such way, that the Borkum monthly means equal the monthly means previously estimated. Note, that only the lower frequency part of the time series of daily mean heights will have some effect on sea-surface elevations in the Baltic Sea, since high frequent variations will be filtered out int the shallow Baltic Sea entrance area.

5.2 Implementation in the model

5.3 Results

The modification of the model boundary results in a change of the modelled Baltic Sea fill level, that result in consistent, low-frequency changes in the modelled seasurface elevations within the entire Baltic Sea (Fig. 7). The monthly mean sealevel variations in the order of about 20 cm, that were observed in the North Sea, are with some temporal delay almost entirely passed on the Baltic Sea. The daily mean variations contribute another 0 to 10 cm change in the modelled seasurface elevations. The Fourier amplitude spectrum in Figure 7 also confirms that only the low-frequency band of sea-level variation is affected by the model modification. Main changes in the amplitudes are observed in the annual and semi-annual variation, while higher-frequency variations are less or not influenced. The comparison of modelled and observed SLA along the ground tracks of the TOPEX altimeter satellite also show the spatially coherent change of the modelled SLA after the model modification. In general, the modelled SLA also come closer to the observations after the modification (Fig. 8).

The modified oceanographic model also better fits the observed SLA at the tide gauges (Fig. 10). This is reflected in the comparison of absolute differences of (observed minus original modelled SLA) and (observed minus modified modelled SLA), respectively. Changes of these differences are represented in Figure 10. A positive value means a reduced difference for the modified model and a model improvement, respectively. A better agreement of model and observations can especially be found in the winter months with in general higher fill levels of the Baltic Sea. At the beginning of 1995 an exceptionally high Baltic Sea fill level due to interannual, low-frequency variations was observed (compare Fig. 6), that is better reflected by the improved model and leads to a better fit at all tide gauge stations. At the Stockholm gauge, that closely represents the Baltic Sea fill level, the improvement of the oceanographic model due to the modification of the model boundary is particularly clear.

6 Comparison of modelled and observed sea-surface heights in situations of extreme sea level

As the coasts of the Baltic Sea are densely populated and heavyly used, extreme storm floods may cause heavy damages on buildings, infra structure, and property. A protection of the coast therefore is necessary, and related questions as which general maximum heights can be expected and what maximum height will be achieved by a single event are to be answered to assess the necessary height of dikes and to take the right actions in case of a coming storm flood. In this context, also oceanographic models gain more and more importance in the prediction of sea-level heights and the modelling of such extreme events.

On November 3rd/4th, 1995, a severe storm flood was experienced at the German coast, with maximum heights some 1.50 m above the mean sea level. The intention of choosing the year 1995 to test a modification of the BSIOM was also to answer the question, how the reproduction of this event could be improved.

Figure 11 shows the temporal development of the surge at the two tide gauges Warnemünde and Sassnitz. The maximum height was reached at November 4th, 0:00h UTC, and the sea level was falling quite fast afterwards. Although the maximum height is not reached by the model, it well reproduces the progression of the observed SLA.

With the model's boundary modified, the sea level within the Baltic Sea generally rises about 10 cm during the specified time, and consequently a higher maximum height during the storm surge is prognosed. The differences of observed and modelled maximum SLA thus reduces from 19.0 cm to 14.6 cm at Warnemünde and from 27.0 cm to 19.4 cm at Sassnitz, respectively.

The ability of the model to reproduce events of extreme sea-level occurrence is proven, when the spatial distribution of SLA during the November 1995 storm flood is analyzed (Fig. 12). Towards the coast, a very strong sea-surface gradient can be observed that reflects the effect of up-piling water at the southern coast due to strong winds.

The remaining differences between modelled SLA and observations at the tide gauge stations can be caused by various reasons. Parts of it may be due to local effects within the harbours in which the tide gauges usually are situated. Also possible is a non-linear gradient of the sea surface towards the coast, and the already high spatial resolution of the model may still be too coarse for small scale effects in coastal zones. Another difference may be due to the real wind that is experienced during such an extreme event. The oceanographic model is forced by winds derived from the large scale pressure field above the Baltic region. In reality, much stronger winds together with squalls may be observed locally, that also may contribute to a larger surge towards the coast.

7 Discussion

The comparison of observed sea-level variations in the Baltic Sea with model simulations showed that the BSIOM can be improved by allowing the simplified North Sea at the western model boundary to vary its fill level. One way to realize that is to employ North Sea tide gauge observations to directly derive the height anomaly at the model's most western boundary. A test for one selected year indicated the success of that method. Other authors found a connection between long period sea-level variations in the Baltic Sea and atmospheric pressure variations over the North Atlantic and North Sea. The dominant mode of low-frequency atmospheric variability over the North Atlantic is the North Atlantic Oscillation Index (NAO; e.g. Hurrell 1995). Andersson (2002) demonstrated that there exists a strong correlation between Baltic Sea winter mean sea level and winter NAO index with higher correlation values in recent years. Even better results can be obtained using regional indices, forming pressure indices between locations in the North/Baltic Sea region (Lehmann and Hinrichsen 2002; Andersson 2002). Analyzing the airpressure field itself rather than pressure differences, Heyen, Zorita, and von Storch (1996) related the Baltic sea level to large scale atmospheric pressure over the North Atlantic. They found a distinct correlation between the Baltic fill level and an air-pressure pattern with a pressure anomaly centered above the Irish Sea.

In search of a parameter to support a modification of BSIOM and to establish some variation at its western boundary, we related air-pressure data over the North Sea with observed SLA at the model boundary. The data were taken from the data base of the SMHI that also serve as forcing for BSIOM. The long-period variation in this time series indeed bears resemblance to the interannual sea-level variation in the North Sea that was detected in the dominant modes of an SSA (Fig. 13, compare also Fig. 6).

In addition to interannual sea-level variations, also a seasonal variation has to be included into the model boundary modification. Sea-level observations in the North Sea exhibit a strong seasonal cycle with an amplitude of about 9 to 11 cm and maximum in November, that is very uniform during the period under consideration (compare Fig. 6). A large part of this signal comes from the Atlantic, were it is mostly of steric origin (Volkov and van Aken 2003). Additionally, seasonal variations in the wind strength over the North Sea seem to amplify the seasonal sea-level cycle and to shift the maximum to a later occurance. The strength of the wind strength over a position in the North Sea, again obtained from the SMHI data set, is depicted in Figure 14 and shows strong winds in the winter season with dominant directions from west (not shown).

Simulated SLA in case of an extreme event indicated some underestimation by the model compared to observed heights at the coast. One way to further validate the model's ability to correctly simulate storm surges would be the comparison of SLA in the open sea where local effects (e.g. strong piling up of water at the coast, accumulation within a harbour) can be neglected. Recently, such observations are available at stations of the Marine Environmental Monitoring Net (MARNET) which is operated by the Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) on behalf of the German Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg and Rostock (BSH). At two stations, a multisensoral system for the observation of sea-level heights based on GPS was installed and successfully tested (Eberlein and Liebsch 2003; Liebsch et al. 2003), but time series are momentarily to short for a significant comparison with modelled SLA.

Another parameter, that is observed at these MARNET stations, is the wind (strength and direction). For 1995, the observed wind was exemplarily compared with the simulated wind in BSIOM which is used to force the oceanographic model. Both time series show good agreement in terms of wind strength (Fig. 15) and direction (not shown). But especially in the second half of the year the model seems to systematically underestimate the wind's strength. Unfortunately, wind observation at the MARNET station failed during the storm surge 3rd/4th November, 1995, so that no direct comparison for this event is possible.

The present study evaluated sea-level variations only. Concerning the mean seasurface topography it can be shown that the well known increase of the mean sea surface from the Baltic Sea entrance in the south west to its northern part (Ekman and Mäkinen 1996; Carlsson 1998) is also well represented in the BSIOM (Novotny et al. 2002).

A measure for the overall accuracy of simulated sea-level heights is the standard deviation of differences of observed minus modelled SLA. The analysis of monthly means yields the accuracy of simulated heights in the low-frequency band that contain mainly externally forced variations. Figure 16 depicts the standard deviation of SLA differences per month for 20 years of data. The higher values during the winter months (December to March) indicate somewhat larger uncertainty for the periods of higher sea-level variability. For different regions, the standard deviation of the SLA differences gives almost identical values, indicating the relation with the Baltic Sea fill level. Altogether, the accuracy of the long-period simulated sea-level variations can be estimated with 4 to 10 cm.

6-hourly SLA differences are analyzed to assess the quality of the simulated highfrequency variations. Figure 17 again shows the standard deviation of observed minus modelled SLA per month, where the corresponding monthly means are substracted from each observed/modelled SLA prior to the analysis. The results show significant differences between the stations. The high-frequency (internally forced) sea-level variability is lowest in Landsort, and consequently also standard deviations of SLA differences are lower at this station. The higher values for Sassnitz and Warnemünde indicate larger differences between observed and simulated highfrequency sea-surface variations. Since these stations are situated in a region where the amplitudes of internally forced sea-level variations (e.g. seiches) are highest, a missing signal in the simulated Baltic Sea fill level may partly contribute to this difference. Moreover, station Warnnem" unde may also be influenced by sea-level variations in the Kattegat that are partly underestimated in BSIOM. As a result, the accuracy of the short-period simulated sea-level variations can be estimated with 5 to 12 cm. With the modification of the model and the improvement of simulated low-frequency variations also an improvement of the modelled high-frequency sea-level variations can be expected.

8 Conclusion

The coupled sea ice–ocean model of the Baltic Sea provides precise heights of the instantaneous sea surface in a high spatial and temporal resolution. The comparison of simulated sea-level variations with independent observations from tide gauges and satellite altimetry showed the very good performance of the model. Baltic Sea internal effects, including internally forced variations as well as the increase of amplitudes of externally forced variations within the Baltic Sea in northern direction are well reflected by the BSIOM.

The study showed that the low-frequency variations of the Baltic Sea fill level are correlated with a slowly varying sea level of the North Sea. An additional improvement of the model can be attained by including long period sea-level variations outside the Baltic. It was shown that tide gauge observations in the North Sea can successfully be employed at the model's most western boundary. Furthermore, a correlation was found between air pressure above the North Sea and low-freqency sea-level variations in the Baltic Sea that also may be used for a model improvement.

The BSIOM is also able to well reproduce single events like situations of extreme sea-level heights. Comparison of simulated and observed heights for the November 1995 storm surge at the coast of the southern Baltic Sea proved that the temporal development of the surge is well reflected in the model. Maximum heights are underscored by about 25 cm, but in the modified model these differences reduced to about 15 to 20 cm. The remaining difference can be attributed to various effects like for instance a small underestimation of the simulated wind strength compared to the observed wind, or local effects at the tide gauges.

The sea-surface elevation is just one parameter that is, among others, predicted by the oceanographic model. But since this parameter is strongly connected to the general state of the sea (e.g., density of the water column, currents induced by sea-level gradients), an improvement of the simulated sea-surface elevations is also related to changes of the other parameters. Especially the water exchange with the North Sea and the transport through the Danish Straits is affected.

With its high precision and resolution, the model can be a useful tool also in geodetic applications to reduce the oceanographic signal in observed time series. A possible application is, for instance, the validation of satellite altimeters, where the BSIOM may support the spatial interpolation between coastal tide gauges and altimeter observation locations that presently has to be considered as random error (Liebsch et al. 2002). With its ability to precisely reproduce observed variations of the Baltic Sea, the model may also be employed to simulate sea-level behaviour and its changes in the Baltic Sea under special conditions (e.g. storm surges) or under future climate scenarios. By that the oceanographic model can also help to improve our knowledge and understanding of the processes acting on the Baltic

Sea sea level and to make the right decisions for a sustainable development of this environment.

Acknowledgement

The project was funded as part of the German Climate Research Programme by the German Ministry of Education and Research (FKZ...).

References

- Andersson, H. C. (2002). Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. *Tellus* 54A, 76–88.
- AVISO/Altimetry (1996). AVISO User Handbook for Merged TOPEX/POSEIDON products (3 ed.). AVI-NT-02-101-CN.
- Carlsson, M. (1998). Mean sea-level topography in the Baltic Sea determined by oceanographic methods. *Marine Geodesy* 21(3), 203–217.
- Chelton, D., J. Ries, B. Haines, L. Fu, and P. Callahan (2001). Satellite altimetry. In L. Fu and A. Cazenave (Eds.), Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications, Volume 69 of International Geophysics Series, pp. 1–131. Academic Press.
- Eberlein, L. and G. Liebsch (2003). Experiences with the Vega radar gauge on a buoy. IOC Workshop Report No. 193.
- Ekman, M. (1988). The world's longest continued series of sea level observations. Pure and Applied Geophysics 127, 73–77.
- Ekman, M. (1996). A common pattern for interannual and periodical sea-level variations in the Baltic Sea and adjacent waters. *Geophysica, Finnish Geophysical Society, Helsinki* 32(3), 261–272.
- Ekman, M. (1998). Secular change of the sea level variation in the Baltic Sea and secular change of the winter climate. *Geophysica* 34(3), 131–140.
- Ekman, M. and J. Mäkinen (1996). Mean sea surface topography in the Baltic Sea and its transition area to the North Sea: A geodetic solution and comparisons with oceanographic models. *Journal of Geophysical Research* 101(C5), 11.993–11.999.
- Forsberg, R., J. Kaminskis, and D. Solheim (1996). Geoid of the Nordic and Baltic region from gravimetry and satellite altimetry. In J. Segawa, H. Fujimoto, and S. Okubo (Eds.), *Gravity, Geoid and Marine Geodesy*, Volume 117 of *IAG Symposia*, pp. 540–547. Springer.
- Heyen, H., E. Zorita, and H. von Storch (1996). Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea-level anomalies in the Baltic Sea. *Tel*lus 48A, 312–323.
- Hinrichsen, H.-H., A. Lehmann, M. St. John, and B. Brügge (1997). Modeling the cod larvae drift in the Bornholm Basin in summer 1994. *Cont. Shelf Res.* 17(14), 1765–1784.
- Høyer, J. and O. B. Andersen (2003). Improved description of sea level in the North Sea. Journal of Geophysical Research 108(C5), 3163, doi: 10.1029/2002JC001601.
- Hurrell, J. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Keruss, M. and J. Sennikovs (1999). Determination of tides in the Gulf of Riga and Baltic Sea. International Scientific Colloquium Modelling of Material Processing, Riga, May 28-29, 1999.
- Lehmann, A. and H.-H. Hinrichsen (2002). Water, heat and salt exchange between the deep basins of the Baltic Sea. *Boreal Environment Research* 7, 405–415.

- Lehmann, A., W. Krauss, and H.-H. Hinrichsen (2002). Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea. *Tellus* 54A, 299–316.
- Liebsch, G., L. Eberlein, and R. Dietrich (2003). Realisation of a multisensoral observation system for the determination of offshore sea-level heights. EGS-AGU Joint Assembly, Nice, France, 06-11 April 2003.
- Liebsch, G., K. Novotny, R. Dietrich, and C. Shum (2002). Comparison of multimission altimetric sea-surface heights with tide gauge observations in the southern Baltic Sea. *Marine Geodesy* 25(3), 213–234.
- Müller-Navarra, S. (2003). Zu den selbständigen Gezeiten der Ostsee. In W. Fennel and B. Hentzsch (Eds.), Festschrift zum 65. Geburtstag von Wolfgang Matthäus, Meereswiss.Berichte Nr. 54, pp. 33–37. Institut für Ostseeforschung Warnemünde.
- Novotny, K., G. Liebsch, R. Dietrich, and A. Lehmann (2002). Sea-level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models. In J. Ádám and K.-P. Schwarz (Eds.), Vistas for Geodesy in the New Millenium, Volume 125 of Springer Series of IAG Symposia, pp. 493–498. Springer.
- Novotny, K., G. Liebsch, R. Dietrich, and A. Lehmann (2003). Combination of sea-level observations and an oceanographic model for geodetic applications in the Baltic Sea. IUGG General Assembly, Sapporo, Japan, June 30-July 11, 2003.
- Preisendorfer, R. and C. Mobley (1988). *Principal Component Analysis in Meteorology* and Oceanography. Elsevier Science Publishers B.V.
- Samuelsson, M. and A. Stigebrandt (1996). Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic Sea. *Tellus* 48A(5), 672–683.
- Unal, Y. S. and M. Ghil (1995). Interannual and interdecadal oscillation patterns in sea level. *Climate Dynamics* 11, 255–278.
- Vautard, R. and M. Ghil (1989). Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series. *Physica D* 35(3), 395–424.
- Volkov, D. and H. van Aken (2003). Annual and interannual variability of sea level in the northern North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 108(C6), 3204, doi: 10.1029/2002JC001459.
- Woodworth, P. and R. Player (2003). The Permanent Service for Mean Sea Level: An update to the 21st century. *Journal of Coastal Research* 19(2), 287–295.
- Wübber, C. and W. Krauss (1979). The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. Oceanol Acta 2, 435–446.



Figure 1: Map of the Baltic Sea with locations of selected tide gauges and two selected ground tracks of the TOPEX altimetry satellite. The domain of the Baltic Sea ocean Agapsicanoiriasienuike Norgnal punkten entlang Spur



Figure 2: Observed and modelled SLA along two TOPEX ground tracks. The gray points represent instantaneous SLA during satellite overflights 09/1992-09/2002. Three cycles are emphasized when the sea surface along the tracks was exceptionally high, low and tilted, respectively.



Figure 3: Observed and modelled SLA at the Sassnitz gauge for one month in winter and in summer, respectively. Both time series are centered around the corresponding monthly mean heights, thus showing high-frequency sea-level variations only.





14

Vergleich Pegel-/oMod-Daten Ostsee (Monatsmittel)



Figure 4: Observed and modelled SLA at two tide gauge stations (monthly mean heights, 01/1982-12/2001). Also shown is the comparison of observed (TOPEX) and modelled monthly mean fill level of the Baltic Sea (09/1992/09/2002) (top). The Fourier amplitudes of the SLA time series indicate some missing energy in the model in the low-frequency band.

TOPEX

.....

Differenzen Pegel-/oMod-Daten Ostsee (Monatsmittel)



Figure 5: IBattic Sea: Tides gr/TeQREX us Qccanogr StnA (monthly means) in the Baltic Sea North Seau Tides grave tions in the North Sea. For better readability, the time series are plotted with some offset.



Reconstructed Components aus EOF Pegel

Figure 6: SSA decomposition of the time series of differences of observed minus modelled SLA in the Baltic Sea and of observed SLA in the North Sea (weighted average of stations Stavanger, West-Terschelling and North Shields). Plotted are the reconstructed time series for the first 6 modes that comprise almost two third of the total variance of the time series. The Figure shows the high correlation between the missing signal component in BSIOM with sea-level variations in the North Sea.



Vergleich oMod vor/nach Modellmodifikation

Figure 7: Effect of the model boundary modification was sea-surface elevations in the Baltic Sea. Top: Time series of SLA in the Nerth Sector was sea-surface elevations in the Baltic Sea. Top: Comparison of model scale of the model boundary. Center: Comparison of model scale of the model was before and after the model modification. The changes in the modelled sea-surface elevations are coherent within the Baltic Sea; the time series of differences are almost identical at three selected locations. Bottom: The Fourier amplitude spectrum of modelled SSH shows that the modification of the model leads to changes mainly in the low-frequency band.

Vgl. sl anomalien in Normalpunkten entlang Spur



Figure 8: Observed and modelled SLA along two TOPEX ground tracks in 1995. The right hand plots show the effect of the model boundary modification for two selected cycles.



Figure 9: Comparison tide gauge and model, monthly means, before and after model modification

Figure 10: Monthly mean SLA from tide gauge observations, original and modified oceanographic model. The lower plot shows the changes of the absolute differences (observed minus possibled SLA) before and after the model modification. A positive value (black bar) means a reduced difference after the model modification and a better fit of the modellierted beobatioeheme Sturmflut Nov. 1995, Erg. nach Modellmodifikation





Figure 11: Observed and modelled SLA during the storm surge in November 1995 at the southern Baltic Sea coast.

4. Nov.1995, 0:00 UTC



Figure 12: Storm surge at November 4th, 1995 (0:00 UTC) as modelled by the BSIOM. The lower plots show sea-level anomalies along two sections that run towards the tide gauge stations and show the strong sea-level gradient towards the coasts.


Figure 13: Air-pressure over the North Sea (Position $5^{\circ}E$, $55^{\circ}N$) compared to long-period variations in the observed sea level. The upper plot shows the large variability of the daily mean pressure data together with a 1-year running mean of the time series. The lower plot emphasizes the low-frequency pressure variation and reveals its correlation with interannual sea-level variations in the North Sea that were derived from a SSA (gray line, modes 3 to 6, compare Fig. 6).

SMHI: Windstaerke an Postion 55N und 5E



Figure 14: The wind strength over the North Sea (Position $5^{\circ}E$, $55^{\circ}N$). The time series of daily mean wind strength was low-pass filtered using a 120 day running mean and shows a distinct seasonality with stronger winds during the winter months.

Winddaten, Beob (schwarz) und atm. Antrieb des Modells (rot) MARNET Station Darsser Schw. (12.70° E 54.70° N), 1995



Figure 15: OStreaungeny den monatliche (Differenzent (Manatsmittelwerte) an Pegeln station Darss Sill (Position 12.70°E, 54.70° N, 3-hourly data) in 1995 (top). The lower plot shows differences of observed and simulated wind strength.



Figure 16: Standard deviation of monthly mean SLA differences (observed minus modelled SLA) per month obtained from 20 years of data at different tide gauge stations. For each station, SLA differences for the same month are combined and a standard deviation for that month is estimated. The results show a uniform behaviour in different regions of the Baltic Sea and higher values in the winter months, when sea-level variability is generally higher.

Streuung pro Monat, zentriert auf Monatsmittel



Figure 17: Standard deviation of 6-hourly SLA differences (observed minus modelled SLA) per month obtained from 20 years of data at different tide gauge stations. Prior to the analysis, corresponding monthly mean SLA were substracted from each observed/modelled SLA to assess the accuracy of simulated short period sea-surface variations only. Top: Monthly standard deviations for 20 years of data exemplarily for station Landsort (gray curves). The results shows large interannual variation, with generally lower values during the summer months. The black line represents the monthly mean standard deviation which was obtained as the arithmetic average of the gray curves. Bottom: Monthly mean standard deviations for three different stations (1-Landsort, 2-Sassnitz, 3-Warnemünde). SLA differences of same months were combined and a standard deviation for that month is estimated. The curves show significant differences between the stations with lowest values at Landsort, which is located near the nodal line for internal variations of the Baltic Sea.

Monitoring des Wasserstandes der Ostsee mit verschiedenen Methoden zur Validierung ozeanographischer Modelle

TECHNISCHE

UNIVERSITAT

DRESDEN

R. Dietrich, K. Novotny, L. Eberlein Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie

Im Rahmen des Vorhabens sollen Meeresspiegelhöhen und -änderungen in der Ostsee sowohl im Küstenbereich als auch auf hoher See messtechnisch bestimmt werden. Dabei kommen unterschiedliche Messmethoden zur Anwendung, die eine Erfassung der Meeresspiegelhöhe in einem einheitlichen Bezugssystem (Geoid) auf wenige Zentimeter genau erlauben. Die so erhaltenen Zeitreihen und Profile dienen zur Bewertung und unabhängigen Überprüfung von Genauigkeit und Konsistenz des am IFM-GEOMAR Leibniz-Institut für Meereswissenschaften in Kiel entwickelten ozeanographischen Modells (siehe Poster BASEWECS-Teilprojekt A). Neben einer Vielzahl anderer Parameter wird durch dieses Modell die Auslenkung des Meeresspiegels in einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung berechnet.

Ein neues System ...

Küstenpegel geben die relative Änderung des Meeresspiegels an diskreten Punkten entlang der Küste wieder. Für den Ostseeraum ist das Netz der Pegelstationen besonders dicht (vgl. Abb.3). An der südlichen Ostsee reichen die Pegelreihen bis 1811 zurück und erlauben somit die Einordnung der aktuellen Meereshöhenvariationen in langzeitliche Zusammenhänge (Abb. 1).

Bestimmung von Meeresspiegelhöhen



Satellitenaltimetrie. Radaraltimeter an Bord der Satelliten ERS/ENVISAT und TOPEX/Jason-1 messen mit Zentimetergenauigkeit die Höhe der Meeresoberfläche entlang ihrer Bahnspur (siehe Abb. 2). Die Satellitenmessungen weisen eine relativ hohe räumliche Auflösung auf. Ihre zeitliche Auflösung wird jedoch durch die Bahnwiederholungszyklen von 35 bzw. 10 Tagen begrenzt. Die unterschiedlichen Messverfahren ergänzen sich gut hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Auflösung .



Abb. 2: Vergleich von Meeresspiegelvariationen entlang einer Spur des Satellitenaltimeters TOPEX. Die Altimetermessungen, die auch Messfehler beinhalten, streuen etwas stärker als die Modellivorhersagen. Die Resultate für drei exemplarische Überflüge stimmen jedoch sowohl in ihrem absoluten Wert als auch in ihrem räumlichen Verhalten mit dem Modell sehr gut überein.



Abb. 3: Die Karte verdeutlicht das dichte Netz vorhandener Pegelstationen in der Ostsee. Zusätzlich ist die Lage der Altimetersubsateliltenspuren und der Modellierungsbereich des ozeanographischen Modells dargestellt. Die Detailkarte veranschaulicht das dichte Beobachtungsnetz vor der Küste Mecklenburg-Vorpommerns.



... zur Bestimmung von Meeresspiegelhöhen auf offener See erlaubt die kontinuierliche Beobachtung des Meeresspiegels in einem geodätischen Bezugssystem auch in Bereichen vor der Küste. Das Messsystem wurde am Institut für Planetare Geodäsie entwickelt und auf zwei ozeanographischen Plattformen des Marinen Umweltmessnetzes MARNET, das vom IOW im Auftrag des BSH betrieben wird, ca. 30 km vor der südlichen Ostseeküste installiert (Abb. 4). Das Messsystem besteht aus einem GPS-Empfänger, Druck- und Radarpegel, Neigungsmesser sowie Komponenten zur Steuerung und Datensicherung (Abb. 6). Erste mehrmonatige Datenreihen zeigen das Potential dieses Messverfahrens und erlauben Vergleiche mit dem ozeanographischen Modell (Abb. 5).



Abb. 4: MARNET-Stationen Darsser Schwelle (links) und Arkona See (rechts) vor der Küste Mecklenburg-Vorpommerns



Abb. 5: Das multisensorale Messsystem liefert Meeresspiegelhöhen mit einer Genauigkeit von wenigen Zentimetern und in einem geodätischen Bezugssystem an Punkten vor der Küste Mecklenburg-Vorpommerns. Damit ist ein absoluter Vergleich mit Küstenpegeldaten und mit dem ozeanographischen Modell möglich. Die Abbildung zeigt 6-stündliche gemessene Meeresspiegelhöhen im Vergleich mit Modellwerten und bestätigt die hohe Konsistenz von Modell und Beobachtungen.



Abb. 6: Komponenten des multisensoralen Messsystems zur Bestimmung von Meeresspiegelhöhen auf offener See



Ergebnisse

Die durchgeführten Vergleiche belegen eine sehr gute Übereinstimmung der modellierten Oberflächenauslenkungen mit den gemessenen Meeresspiegelhöhen. Im Rahmen ihrer Genauigkeit bestätigen die Beobachtungen durch das Modell prädizierte Phänomene der räumlich-zeitlichen Meeresspiegelvariationen der Ostsee wie mittlere Meerestopographie, saisonaler Zyklus und langperiodische Variationen.

Der Vergleich modellierter und beobachteter Meeresspiegelvariationen erlaubt Aussagen zur Genauigkeit des Modells in unterschiedlichen Frequenzbereichen. Während hochfrequente, im wesentlichen durch atmosphärische Anregung (Wind) verursachte Meeresspiegelschwankungen im Modell sehr gut erfaßt werden (Abb. 7), wird die Schwankung des Füllstandes der Ostsee im Modell etwas unterschätzt (Abb. 8). Diese langperiodische Variation wird größtenteils durch Wasseraustausch mit der Nordsee hervorgerufen.

Im Rahmen des Projektes konnte gezeigt werden, daß eine Verbesserung des Modells durch Anpassung beobachteter Meeresspiegelvariationen der Nordsee am westlichen Modellrand erzielt werden kann (Abb. 9). Im Ergebnis des Vorhabens konnte zum besseren Verständnis des Wasser- und Energieaustausches zwischen Nord- und Ostsee beigetragen werden. Mit dem Modell liegt ein sehr gutes Werkzeug zur Simulation gegenwärtiger und künftiger Meeresspiegelentwicklungen vor, das bei der Bearbeitung von Fragen der künftigen Klimaforschung einen wertvollen Beitrag leisten kann.



Ab. 7: Stündliche Pegelbeobachtungen und 6-stündliche Medellwerte am Pegel Sassitz exemplarisch für einen Winter- bzw. Sommermonat zeigen die gute Übereinstimmung modellierter und gemessener kurzperiodischer Meeresspiegelschwankungen.



Abb. 8: Monatliche beobachtete und modellierte Mittelwerte am Pegel Hamina (Finnischer Meerbusen) und Sassnitz (südliche Ostsee). Die Abbildung macht die gute Übereinstimmung des Modells mit den Beobachtungen deutlich. Das Amplitudenspektrum der 20-jährigen Zeitreihen zeigt die Dominanz der saisonalen Variation des Meeresspiegels der Ostsee. Es weist jedoch auch auf einen fehlenden Signalanteil im Modell im Bereich niederfrequenter Meeresspiegelvariationen hin, die mit einer Schwankung des Füllstandes der Ostsee verbunden sind.



Abb. 9: Vergleich modellierter Oberflächenauslenkungen in der Ostsee vor und nach der Modellierter Oberflächenauslenkungen in der Ostsee wähltes Jahr wurden beobachtete Meeresspiegelvariationen (Monatsmittel und Tagesmittel) in der Nordsee an den westlichen Modellrand angepaßt. Bedingt durch die Tiefpaßfilterwirkung des flachen und schmalen Ostseeeinganges werden nur die niederfrequenten Anteile dieser Variationen in der Ostsee wirksam (vgl. geglättet Tagesmittel im oberen Teil der Abbildung). Die neuen Modellwerte in der Ostsee änderm sich gleichmäßig unabhängig vom Ort des Punktes, weshalb die jeweils drei Kurven im unteren Teil der Abbildung zu jeweils einer Linie verschmelzen. Darübertinaus ist erkennbar, daß sich durch die Modifikation des Modellrandes der modellierte Füllstand der Ostsee wie erwartet nur langsam (niederfrequent) ändert und besser an die beobachteten Meeresspiegelevariationen anpaßt.

beobachteten Meeresspiegelvariationen anpalst. Dank Unser herzlicher Dank gilt dem Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW), besonders S. Krüger und W. Roeder, für die technische Unterstützung bei der Installation und Wartung des Meßsystems auf den MARNET Stationen. Dr. H. Schlüter (Ingenieurbüro Dr. Schlüter VDI) möchten wir für seine wertvollen Hinweise bei der Konzeption des Messsystems und für seine stets schnelle Hilfe bei der Behebung von Hard- und Schliffahrtsmat (WSA) Stralsund gab uns die Möglichkeit zur Einrichtung einer GPS Referenzstation auf dem Leuchtturm Hiddensee, und wir danken ihm für die technische und logistische Unterstützung. Stündliche Pegeldaten wurden vom WSA Stralsund gab von vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) Rostock bereitgestellt. Das Projekt wurde gefördert vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (FKZ 01LD0025).



Prozessstudien im Ostseeraum Deutsches Klimaforschungsprogramm

Bundesministerium für Bildung und Forschung