

Untersuchung von Meeresspiegelvariationen in der Ostsee:
Kombination von Satellitenaltimetrie, Pegelmessungen
und einem ozeanographischen Modell

Der Fakultät für Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften
der Technischen Universität Dresden
vorgelegte

Dissertation
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)

von
Dipl.-Ing. Kristin Novotny

Dresden
2006

Die vorliegende Fassung entspricht einer leicht überarbeiteten und von den Gutachtern genehmigten Form der eingereichten Arbeit.

Tag der Einreichung:	05.01.2007
Tag der mündlichen Prüfung:	05.04.2007
Gutachter:	Prof. Dr.-Ing. habil. R. Dietrich, TU Dresden Prof. Dr.-Ing. habil. S. Meier, TU Dresden Prof. Dr.-Ing. M. Becker, TU Darmstadt

*It is advisable to look from the tide pool to the stars
and then back to the tide pool again.*

John Steinbeck

An Monika

Dank

Rund 400 Gramm Papier liegen scheinbar leicht in der Hand, dennoch stecken darin Geduld, Arbeit, Hilfe und Leidenschaft einer ganzen Reihe von Personen. Diese Seite ist daher allen gewidmet, deren Unterstützung und Motivation ein wesentlicher Bestandteil dieser Arbeit geworden sind und denen mein herzlicher Dank gilt. Allen voran danke ich Prof. Dietrich, der mir die Mitarbeit an unterschiedlichen Projekten am Institut für Planetare Geodäsie ermöglichte sowie die notwendigen Freiräume für die Promotion gab. Für fachliche wie auch persönliche Belange seiner Mitarbeiter hat er stets ein offenes Ohr und schafft damit eine hervorragende Arbeitsatmosphäre, in der Wissenschaft Freude macht und die es ermöglicht, Arbeit, Familie und Promotion „unter einen Hut“ zu bekommen. Des Weiteren danke ich Prof. Meier und Prof. Becker für die Begutachtung der Promotionsschrift und wertvolle Hinweise für deren Verbesserung. Gunter Liebsch danke ich für die enge Zusammenarbeit am Institut. Neben dem Interesse für die Ostsee und für Meeresspiegelhöhen gab er mir viele Anregungen, Kritik und manches noch immer wertvolle Computerprogramm. Daneben gilt ein großer Dank allen meinen Kollegen am Institut für Planetare Geodäsie. Sie standen und stehen mir stets als kritische Diskussionspartner in fachlichen Fragen zur Seite, sorgten stets für einsatzbereite Rechentechnik und helfen gern auch Fragen, die man sich nicht zu stellen traut, mit Augenzwinkern zu beantworten. Der wohl größte Dank gebührt jedoch meiner Familie. Ich danke meinen Eltern, die mich stets meinen eigenen Weg finden und gehen ließen und dabei doch immer für mich da waren und sind. Und ich danke meinem Partner und meinem Sohn, dass sie manches Mal auf Frau und Mama verzichten und mir Freiräume zum Arbeiten geschaffen haben und dafür, dass sie einfach da sind.

Zusammenfassung

Die Bestimmung von Variationen des Meeresspiegels ist heute wichtiger Gegenstand geodätischer Forschungen. So stellt der mittlere Meeresspiegel eine geometrische Grenzfläche der Erdfigur dar. Seine säkulare Änderung ist darüber hinaus eine wichtige Größe u.a. bei der Planung künftiger Küstenschutzmaßnahmen. Die zuverlässige Schätzung dieser Größen aus den relativ kurzen Zeitreihen aktueller Satellitenaltimeterbeobachtungen wird jedoch durch lang- und kurzzeitig wirkende Meeresspiegelvariationen erschwert. Am Beispiel der Ostsee wurde ein Verfahren entwickelt, diese Variationen in den Beobachtungsdaten mit Hilfe modellierter Oberflächenauslenkungen, die einem hochauflösenden ozeanographischen Modell der Ostsee entnommen wurden, zu reduzieren. Die Streuung der beobachteten Höhen wurde so von ursprünglich etwa 15 bis 25 cm auf unter 10 cm reduziert.

Vor der Nutzung des Modells ergab der Vergleich der modellierten mit beobachteten Variationen des Meeresspiegels eine Genauigkeit der modellierten Meeresspiegelauslenkungen von 5 bis 15 cm. Darüber hinaus konnte unter Verwendung von Pegelbeobachtungen eine Modellverbesserung erzielt werden. Die Kombination der Beobachtungen unterschiedlicher Altimetermissionen erforderte des Weiteren eine Homogenisierung der Reihen und die Überprüfung ihrer Langzeitstabilität. Hierzu erfolgte eine absolute Altimetervalidierung durch Vergleich mit Pegelmessungen in der südlichen Ostsee. Relative Biaswerte wurden durch Vergleich der Beobachtungen unterschiedlicher Altimeter im Bereich der gesamten Ostsee ermittelt. Die korrigierten und um die modellierten Meeresspiegelvariationen reduzierten Altimetermeeresspiegelhöhen bildeten im Weiteren die Grundlage zur Bestimmung des mittleren Meeresspiegels der Ostsee und seiner säkularen Änderung.

Der lineare Trend des Meeresspiegelanstieges in der Ostsee, bezogen auf das Geoid, ergab sich zu $(+1,2 \pm 0,8)$ mm/Jahr. Die Kombination dieses Wertes mit der an Küstenpegeln beobachteten relativen Meeresspiegeländerung erlaubte weiterhin die Schätzung postglazialer Landhebungsraten im Küstenbereich an den Pegelstationen. Die mittlere Meerestopographie innerhalb der offenen Ostsee wurde, bezogen auf ein regionales Geoidmodell, mit einer Genauigkeit von etwa 3 bis 10 cm bestimmt.

Das erarbeitete Verfahren zeigt das Potential der Kombination geodätischer Beobachtungsverfahren mit den Ergebnissen einer präzisen Modellierung der beobachteten Größe. Die Arbeit stellt eine regionale Studie dar, die – bei Vorhandensein entsprechender Daten – auch auf andere Regionen übertragbar ist.

Abstract

The determination of sea level variations is a major topic of present geodetic research. The mean sea surface is a geometric boundary surface to describe the figure of the Earth. Its secular change has, for instance, to be considered in future coastal protection projects. However, the estimation of reliable values for these parameters from the relatively short altimeter observation time series is hampered by long- and short-term sea level variations. For the Baltic Sea, a processing scheme was developed that uses sea surface elevations taken from a high-resolution oceanographic model of the Baltic Sea to reduce these sea level variations in the observations. Thus, the standard deviation of the observed sea level heights was reduced from original values of about 15 to 25 cm to final values of less than 10 cm.

A comparison of the modelled and the observed sea level variations was performed before the model was employed. From this, the accuracy of the modelled sea surface elevations was found

to be in the order of 5 to 15 cm. Moreover, the oceanographic model could be improved by the assimilation of tide gauge observations. The combination of the observations of different satellite altimeters requires also the homogenisation of the time series and the examination of their temporal stability. The comparison with tide gauge observations at the southern coast of the Baltic Sea allowed the determination of the absolute bias of each altimeter mission. Relative bias values were estimated by comparison of altimetric heights of different missions within the entire Baltic Sea. Finally, the time series of the corrected and reduced altimetric sea level heights formed the basis on which the mean sea surface of the Baltic Sea and its secular change were determined.

The linear rate of the sea level rise in the Baltic Sea with respect to the geoid was estimated to $(+1,2 \pm 0,8)$ mm/year. This absolute rate was then combined with the relative sea level change observed at coastal tide gauges, allowing the estimation of the rates of the postglacial rebound in the vicinity of the gauges. The mean sea surface topography in the open Baltic was determined with an accuracy of about 3 to 10 cm. A regional geoid model served as the reference surface.

The presented procedure shows the potential of combining geodetic observations with the results of a precise model of the observed parameter. It can be regarded as a regional study that can be applied also to other regions where observational and modelled data are available.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	1
1 Einleitung	3
2 Bezugssysteme zur Bestimmung der Lage und Höhe von Punkten im Raum	7
2.1 Das Internationale Terrestrische Bezugssystem	7
2.1.1 Definition und Standards – Das ITRS	7
2.1.2 Realisierung – Der ITRF	8
2.1.3 Zeitliche Änderung von Stationskoordinaten	9
2.2 Bezugssysteme zur Bestimmung von Satellitenorbits	10
2.3 Erdschwerefeld, Geoid und mittlerer Meeresspiegel	11
2.4 Höhensysteme	13
3 Grundlagen der Bestimmung von Meeresspiegelhöhen	16
3.1 Pegelbeobachtungen	16
3.2 Satellitenaltimetrie	17
3.2.1 Prinzip der Satellitenaltimetrie	18
3.2.2 Berechnung der aktuellen Meeresspiegelhöhe aus Satellitenaltimetermes- sungen	19
3.2.3 Satellitenaltimetermissionen und verwendete Daten	24
3.2.4 Zusammenfassung der altimetrischen Meeresspiegelhöhen in Datenzellen .	27
3.3 Das ozeanographische Modell der Ostsee	28
4 Variationen des Meeresspiegels der Ostsee	31
4.1 Die Ostsee – ein junges Meer im Norden Europas	31
4.2 Der mittlere Meeresspiegel der Ostsee	31
4.3 Säkulare Meeresspiegeländerungen	34
4.4 Zeitliche Variationen des Meeresspiegels	35
4.4.1 Langzeitige Variationen	35
4.4.2 Kurzzeitige Variationen	37

5	Zusammenführen der beobachteten und modellierten Meeresspiegelhöhen	41
5.1	Informationsgehalt der unterschiedlichen gemessenen bzw. modellierten Meeresspiegelhöhen	41
5.2	Validierung der ozeanographisch modellierten Meeresspiegelauslenkungen	42
5.2.1	Vergleich mit Küstenpegelmessungen	42
5.2.2	Vergleich mit altimetrischen Meeresspiegelhöhen	47
5.2.3	Modellierte mittlere Meerestopographie der Ostsee	50
5.2.4	Überprüfung der linearen Trends in den modellierten Meeresspiegelhöhen	50
5.3	Verbesserung der modellierten Füllstandsvariationen der Ostsee durch Nutzung von Pegelbeobachtungen	53
5.4	Kombination beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen zur Reduktion der Variationen des Meeresspiegels in den Altimetermeeresspiegelhöhen	54
5.4.1	Reduktion der variablen Meerestopographie in den Altimetermeeresspiegelhöhen	54
5.4.2	Reduktion der mittleren Meerestopographie in den Altimetermeeresspiegelhöhen	56
6	Validierung der Satellitenaltimeter	59
6.1	Absolute Validierung altimetrischer Meeresspiegelhöhen in der südlichen Ostsee .	59
6.1.1	Prinzip	59
6.1.2	Validierungsgebiet südliche Ostsee	60
6.1.3	Reduktion der räumlich stationären Anteile	62
6.1.4	Reduktion der variablen Meerestopographie	63
6.1.5	Bestimmung des absoluten Altimeterbias	66
6.1.6	Fehlerhaushalt	70
6.2	Relative Validierung altimetrischer Meeresspiegelhöhen	72
6.2.1	Prinzip	72
6.2.2	Relative Validierung entlang der Subsatellitenspuren	73
6.2.3	Relative Validierung unter Nutzung von Kreuzungspunktdifferenzen . . .	75
7	Untersuchung zeitlicher und räumlicher Variationen des Meeresspiegels der Ostsee	77
7.1	Datengrundlage	77
7.2	Säkulare Meeresspiegeländerung	78
7.3	Postglaziale Landhebung an Küstenpegeln	80
7.4	Mittlere Meerestopographie	84

7.4.1	Bestimmung eines kontinuierlichen Verlaufes der mittleren Meeresspiegelhöhen entlang der Altimeterspuren	84
7.4.2	Minimierung der Kreuzungspunktdifferenzen	88
7.4.3	Anpassung der Beobachtungen von ERS-1 (geodätische Mission)	90
7.4.4	Detailuntersuchung in der zentralen Ostsee	93
7.4.5	Diskussion der Ergebnisse	94
8	Zusammenfassung und Ausblick	98
	Literatur	101
	Anhang	
A	Permanente Festerdegezeiten	115
B	Gauß-Markov-Modell mit Restriktionen	116

Verzeichnis der Abbildungen

2.1	Internationales Terrestrisches Bezugssystem, festgelegt durch seine drei Koordinatenachsen	8
2.2	Mittlerer Meeresspiegel, Geoid und mittlere Meerestopographie (schematische Darstellung)	11
2.3	Geoid NKG-2004 im Ostseeraum	12
3.1	Prinzip satellitenaltimetrischer Messungen (schematisch)	18
3.2	Differenzen der Korrektur für troposphärische Laufzeitverzögerung (feuchter Anteil) für die Mission TOPEX	22
3.3	Zeiträume der verwendeten Missionsdaten	24
3.4	Berechnung von Datenzellen entlang der Altimeterspuren	28
4.1	Meeresbodentopographie der Ostsee	32
4.2	Saisonale Variation des Meeresspiegels am Pegel Landsort	36
4.3	Mehrjährige Variationen des Meeresspiegels am Pegel Landsort	36
4.4	Vergleich von beobachteten Meeresspiegelhöhen und Luftdruckwerten am Pegel Sassnitz	39
5.1	Beobachtete und modellierte Meeresspiegelhöhen und ihre Höhenbezugsflächen .	43
5.2	Lage ausgewählter Pegelstationen und TOPEX-Datenzellen zur Validierung modellierter Meeresspiegelhöhen	44
5.3	Vergleich beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen an den Pegeln Landsort und Sassnitz	44
5.4	Vergleich beobachteter und modellierter niederfrequenter Meeresspiegelvariationen an den Pegeln Landsort und Sassnitz	45
5.5	Vergleich beobachteter und modellierter hochfrequenter Meeresspiegelvariationen an den Pegeln Landsort und Sassnitz	45
5.6	Amplitudenspektren der Reihen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen an den Pegeln Landsort und Sassnitz	46
5.7	Mittlere Streuungen der Differenzen beobachteter minus modellierter Meeresspiegelhöhen pro Monat an den Pegeln Landsort und Sassnitz	47
5.8	Korrelation der altimetrischen Meeresspiegelhöhen von TOPEX und ERS-2 mit modellierten Meeresspiegelauslenkungen	47

5.9	Streuung altimetrischer und modellierter Meeresspiegelvariationen innerhalb der Datenzellen von TOPEX und ERS-2	48
5.10	Beobachtete und modellierte Meeresspiegelhöhen entlang einer ausgewählten Spur von TOPEX	49
5.11	Streuung der Differenzen beobachteter minus modellierter Meeresspiegelhöhen in den Datenzellen von TOPEX und ERS-2	49
5.12	Streuung der Differenzen beobachteter minus modellierter Meeresspiegelhöhen in den Datenzellen von TOPEX pro Monat	49
5.13	Mittlere Meerestopographie der Ostsee berechnet aus modellierten Meeresspiegelhöhen für den Zeitraum 1979–2004	50
5.14	Modellierte und beobachtete lineare Trends der Meeresspiegelhöhen der Ostsee	51
5.15	Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen an den Pegeln Landsort und Sassnitz sowie in drei ausgewählten TOPEX-Datenzellen	52
5.16	Differenzen monatlicher beobachteter und modellierter Füllstände der Ostsee am Pegel Stockholm und aus TOPEX-Beobachtungen	53
5.17	Streuung der reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen pro Datenzelle für die unterschiedlichen Missionen	55
5.18	Altimetrische Meeresspiegelhöhen in einer ausgewählten TOPEX-Datenzelle	57
6.1	Lage der Pegelstationen und der Altimeterdatenstellen im Untersuchungsgebiet	61
6.2	Geoidverlauf und mittlere Meerestopographie im Untersuchungsgebiet	62
6.3	Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen entlang zweier ausgewählter Subsatellitenspuren	63
6.4	Lage des Küstenpegels Sassnitz und zweier Druckpegel	64
6.5	Reduktion der variablen Meerestopographie in den Differenzen beobachteter Meeresspiegelhöhen an drei Pegeln	64
6.6	Varianz der Differenzen beobachteter Meeresspiegelhöhen pro Datenzelle entlang zweier ausgewählter Subsatellitenspuren ohne/mit Berücksichtigung modellierter Oberflächenauslenkungen (violett/grau bzw. transparent, schwarz umrandet)	65
6.7	Differenzen ΔH_{A-P-O} zur Validierung von TOPEX, TOPEX-EM und Jason-1	68
6.8	Getrennte Betrachtung der TOPEX(A) und TOPEX(B)-Reihen	68
6.9	Differenzen ΔH_{A-P-O} zur Validierung von ERS-2 und Envisat	69
6.10	Differenzen ΔH_{A-P-O} zur Validierung von GFO	70
6.11	Ergebnisse der absoluten Validierung der Altimetermissionen in der südlichen Ostsee	70
6.12	Mittelwerte der Differenzen aufeinanderfolgender Altimeterbeobachtungen entlang der Subsatellitenspuren pro Datenzelle	74
6.13	Mittlere Differenzen $\overline{\Delta h}_A$ an den Kreuzungspunkten der Spuren unterschiedlicher Altimetermissionen	76

6.14	Differenzen $\Delta h_A(s, \Delta t)$ der altimetrischen Meeresspiegelhöhen von ERS-2/GFO und TOPEX an den Kreuzungspunkten der Spuren der Missionen	76
7.1	Zeitreihen reduzierter Meeresspiegelhöhen und abgeleiteter Monatsmittelwerte für TOPEX (gesamte Ostsee)	79
7.2	Zeitreihen monatlicher Mittelwerte altimetrischer Meeresspiegelhöhen und reduzierter Meeresspiegelhöhen für TOPEX	79
7.3	Zeitreihen reduzierter Meeresspiegelhöhen $H''_{Altim,red}(t)$ für die gesamte Ostsee und abgeleiteter Monatsmittelwerte	80
7.4	Reihen monatlicher Pegelmittelwerte und um alle Meeresspiegelvariationen reduzierte Reihen an drei ausgewählten Stationen	81
7.5	Trends der Landhebungsraten aufgrund postglazialer Ausgleichsbewegungen und deren mittlere Fehler, abgeleitet aus den um alle Meeresspiegelvariationen reduzierten Reihen monatlicher Pegelmittelwerte	82
7.6	Ergebnisse der Parameterschätzung entlang einer ausgewählten Subsatellitenspur von ERS-2/Envisat	85
7.7	Ergebnisse der Parameterschätzung für ERS-2/Envisat	86
7.8	Ergebnisse der Parameterschätzung für TOPEX/Jason-1, TOPEX-EM und GFO: ausgeglichene mittlere Meeresspiegelhöhen und deren mittlere Fehler	87
7.9	Differenzen mittlerer Meeresspiegelhöhen an den Kreuzungspunkten der Altimeterspuren	88
7.10	Mittlere Meerestopographie der Ostsee berechnet aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen der Missionen mit Wiederholorbit	89
7.11	Anpassung der ERS-1-Daten an die mittlere Meerestopographie aus den Daten der Missionen mit Wiederholorbit am Beispiel zweier ausgewählter Überflüge	91
7.12	Kreuzungspunktdifferenzen der ERS-1-Spuren nach Anpassung mit den Spuren der anderen Missionen bzw. mit kreuzenden ERS-1-Spuren	92
7.13	Mittlere Meerestopographie der Ostsee berechnet aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen der geodätischen Mission von ERS-1	92
7.14	Mittlere modellierte Meeresspiegelhöhen (mittlere Meerestopographie) im Bereich der zentralen Ostsee	93
7.15	Detailuntersuchung der berechneten mittleren Meerestopographie in der zentralen Ostsee	93
7.16	Mittlere Meerestopographie der Ostsee, abgeleitet aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen	95
7.17	Mittlere Meerestopographie der Ostsee, bezogen auf das NKG-2004 Geoid	96
7.18	Differenz der mittleren Meerestopographie, abgeleitet aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen und aus dem ozeanographischen Modell	97

Verzeichnis der Tabellen

3.1	Zusammenfassung der wichtigsten Orbitalelemente und Satellitenbahnparameter der verwendeten Altimetermissionen	19
3.2	Zur Berechnung der altimetrischen Meeresspiegelhöhen verwendete Korrekturen und Modelle	21
5.1	Varianz beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen an den Pegeln Landort und Sassnitz	46
5.2	Mittlere Meeresspiegelhöhen innerhalb einer TOPEX-Datenzelle berechnet aus der gesamten Datenreihe der altimetrischen und modellierten Meeresspiegelhöhen sowie aus jeweils etwa zwei Dritteln der Daten	57
6.1	Ergebnisse der absoluten Altimetervalidierung in der südlichen Ostsee	67
6.2	Fehlerhaushalt des Vergleichs altimetrischer Meeresspiegelhöhen mit Pegelmessungen zur Bestimmung des absoluten Altimeterbias	72
6.3	Ergebnisse der relativen Validierung der Altimetermissionen in der Ostsee	74
7.1	Größe von A_0 zur Korrektur des Altimeterbias in den reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen (vgl. Kapitel 6)	78
7.2	Raten der postglazialen Landhebung (geozentrisch) berechnet aus reduzierten Pegelbeobachtungen	83

Vorwort

Der Begriff „Ostsee“ ist seit jeher verbunden mit großen Namen und Begriffen wie Hanse, Vineta, Klaus Störtebecker oder den Wikingern – Namen, die für eine lange, wechselhafte Geschichte dieser Region stehen und auch untrennbar mit Seefahrt und -handel verbunden sind. Entsprechend standen Änderungen des Meeresspiegels der Ostsee schon immer im Interesse ihrer Anwohner und die Erforschung der Meeresspiegelvariationen der Ostsee hat eine lange Tradition. So ist es auch nicht verwunderlich, dass einige der ältesten überlieferten Hinweise auf Küsten- und Meeresspiegeländerungen aufgrund postglazialer Ausgleichsprozesse aus dieser Region stammen (Ekman 1991a).

Heute ist die Ostsee eines der meistbefahrenen Gewässer der Erde und wirtschaftliche Nutzung, Tourismus und Naturschutz stehen sich oftmals als konkurrierende Interessen gegenüber. Eine zunehmende Besiedlung der Küstenbereiche erfordert darüber hinaus auch erhöhte Vorsorge vor einem steigenden Meeresspiegel und extremen Hochwasserereignissen (Sturmfluten). Dementsprechend ist die Erforschung und Modellierung des „Systems Ostsee“ nicht nur von akademischem Interesse, sondern auch Grundlage zum effektiven Küstenschutz und einer nachhaltigen Nutzung und Entwicklung dieses Lebensraumes.

Der Schutz der Meeresumwelt der Ostsee und deren nachhaltige Entwicklung kann heute mehr denn je nur durch die internationale, staatliche wie auch wissenschaftliche Zusammenarbeit der Ostseeanrainerstaaten erreicht werden. Die bereits 1974 verabschiedete und 1992 erneuerte sogenannte „Helsinki Konvention“ zum Schutz der marinen Umwelt der Ostsee (Fitzmaurice 1993; HELCOM 2004) bildet den Rahmen für vielfältige Anstrengungen der Ostseeanrainer und hat zu spürbaren Verbesserungen der Wasserqualität geführt. Die Kommission zum Schutz der Marinen Umwelt der Ostsee (*Baltic Marine Environment Protection Commission* – HELCOM) ist ein ständiges zwischenstaatliches Gremium, das Schutzziele und Maßnahmen festlegt. Wissenschaftlich begleitet wird es von einer großen Anzahl nationaler Ostseeforschungsinstitute.

Die Untersuchung und Erforschung der komplexen Meeresumwelt der Ostsee wird durch eine Reihe nationaler und internationaler wissenschaftlicher Programme (z.B. BALtic Sea EXperiment – BALTEX, BALTEX 2006) begleitet und fokussiert. Doch Ostseeforschung beschränkt sich nicht auf einzelne Wissenschaftsgebiete. Ozeanographen, Biologen, Geologen oder Geodäten finden ebenso interessante Forschungsaufgaben wie Archäologen oder Historiker. Immer mehr schließen sich die einzelnen Wissenschaften in gemeinsamen Projekten zusammen und der Erkenntnisgewinn erfordert zunehmend eine interdisziplinäre Zusammenarbeit. Die vielfältigen Forschungsergebnisse und das dadurch erlangte tiefere Verständnis für die ablaufenden Prozesse und deren Wechselwirkungen sind die Grundlage für einen besseren und effektiveren Schutz und die Erhaltung dieses vielfältigen und abwechslungsreichen Lebensraumes – nicht zuletzt auch für wirtschaftliche und touristische Zwecke.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den Variationen des Meeresspiegels der Ostsee, die aus modernen Mess- und Modellierungsmethoden abgeleitet wurden. Die vorgestellten Ergebnisse sind nicht zuletzt das Ergebnis langjähriger Forschungen am Institut für Planetare Geodäsie

der TU Dresden. Viele dieser Ergebnisse entstanden in Zusammenarbeit mit anderen Forschungsinstituten oder Behörden. Und wissenschaftliche Arbeit ist oftmals auch mit Förderung durch unterschiedliche Stellen und Programme verbunden. Und so möchten wir an dieser Stelle stellvertretend für alle Beteiligten bei der Forschung dem Staatlichen Amt für Umwelt und Natur (StAUN) Rostock, den Wasser- und Schifffahrtsämtern (WSA) Rostock und Stralsund, dem Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW), dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), dem Landesvermessungsamt (LVA) Mecklenburg-Vorpommern, dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) und dem Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG) für die gute Kooperation, Unterstützung oder Förderung danken. Besonderer Dank gilt Dr. Andreas Lehmann vom Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel (IFM-GEOMAR) für die langjährige enge Zusammenarbeit. Er entwickelte und betreibt das hier verwendete ozeanographische Modell der Ostsee und stellte uns auch die modellierten Meeresspiegelauslenkungen für die vorliegende Arbeit zur Verfügung.

1 Einleitung

Aufgabe der modernen Geodäsie ist heute neben der Vermessung der geometrischen Figur der Erde auch die Bestimmung des Erdschwerefeldes und der Erdrotationsparameter sowie der zeitlichen Änderungen dieser drei Komponenten. Die Internationale Assoziation für Geodäsie (*International Association for Geodesy*, IAG) definiert diese Parameter als tragende Säulen eines hochpräzisen und hochauflösenden Globalen Geodätischen Beobachtungssystems (*Global Geodetic Observing System*, GGOS), dessen Einrichtung und Unterhaltung als eine der aktuell wichtigsten Aufgaben und als grundlegendes Projekt der IAG formuliert wurden (Geodesist's Handbook 2004; Rothacher und Drewes 2006). Herzstück dieses Konzeptes ist ein präzises, stabiles und konsistentes globales Bezugssystem, das als Basis für alle geodätischen und geowissenschaftlichen Untersuchungen dienen soll.

Zentrales Ziel von GGOS ist die Bestimmung von globalen Deformationen und von Massenumverteilungsprozessen auf der Erde als ein Bestandteil aktueller Erdsystemforschung (Geodesist's Handbook 2004; Drewes 2005). Grundlage bilden dabei die genauen Messungen unterschiedlicher terrestrischer und satellitengestützter Verfahren. Diese Beobachtungen dienen letztlich der Analyse geodynamischer Prozesse und ihrer Wechselwirkungen. Die Parametrisierung und Simulation dieser Prozesse in Modellen soll schließlich zu einem tieferen Verständnis des Gesamtsystems Erde führen. Angesichts der derzeit geführten Diskussionen über beobachtete Klimaveränderungen, deren mögliche Auswirkungen und notwendiger Vorsorgemaßnahmen sind zuverlässigere Modellierungsergebnisse und ein verbessertes Systemverständnis nicht nur von wissenschaftlichem Interesse, sondern haben auch eine praktische, gesellschaftliche wie ökonomische Relevanz.

Die Darstellung geophysikalischer Prozesse in mathematischen Modellen beruht einerseits auf der Nutzung realer Beobachtungen und andererseits auf Annahmen zur Physik und Dynamik der ablaufenden Prozesse. Ein Modell ist dabei die vereinfachte Abbildung eines Ausschnittes der Realität und stellt die interessierenden Eigenschaften und Verhaltensmuster eines zuvor definierten Systems dar (Bossel 1994).

Das abzubildende System wird zunächst über seine Systemgrenzen definiert, womit die interessierenden Prozesse bzw. der interessierende Teil der Realität festgelegt werden. Über seine Grenzen hinweg steht das System in Verbindung mit seiner Umwelt, wobei äußere Einwirkungen das System beeinflussen bzw. Auswirkungen des Systems auf seine Umwelt stattfinden. Innerhalb des Systems wird sein Zustand durch eine Anzahl unabhängiger Zustandsgrößen vollständig beschrieben (Bossel 1994). Diese Zustandsgrößen stellen i.d.R. auch diejenigen Größen dar, deren Berechnung bzw. Simulation das Ziel der Modellierung ist.

Die Zustandsänderungen des Systems beruhen auf seinen Wirkungsstrukturen, die sich aus den äußeren Einwirkungen sowie aus den Prozessen und Rückkopplungen innerhalb des Systems zusammensetzen. Die mathematische Modellbildung besteht im Wesentlichen in der Aufgabe, diese Wirkungsstrukturen zu erkennen und in geeigneter Weise mathematisch zu formulieren. Die Simulation des Systemverhaltens erfolgt dann ausgehend von einem Anfangszustand des

Systems unter Vorgabe der Randbedingungen bzw. der Umwelteinwirkungen, d.h. der zeitliche Verlauf der Zustandsgrößen wird unter Berücksichtigung der exogenen Parameter berechnet.

Diese Methode der systemerklärenden Nachbildung der wesentlichen Prozesse und ihrer Verknüpfungen setzt einerseits bereits fundierte Erkenntnisse über die Wirkungsstrukturen innerhalb des Systems voraus und ist andererseits der einzige Weg zu einem besseren Verständnis des Systems selbst (Bossel 1994). Notwendig für eine Überprüfung der Modellbildung ist in jedem Falle eine gründliche Validierung durch Vergleich der Modellierungsergebnisse mit tatsächlich beobachteten Zuständen des Systems. Die Validierung erlaubt dann auch Aussagen über die Gültigkeit des Modells und der nachgebildeten Wirkungsstrukturen. Dabei können sich auch Möglichkeiten zur Modellverbesserung ergeben, die letztendlich zu einem besseren Verständnis der modellierten Prozesse und Wirkungsstrukturen führt. Dabei kann zum einen die Einbeziehung weiterer bzw. andersartiger Beobachtungen der Systemumwelt in den Modellierungsprozess (Datenassimilation) erfolgen, zum anderen können sich auch verbesserte Formulierungen der Wechselwirkungen innerhalb des Systems ergeben.

Systemerklärende Modelle erlauben neben der Simulation des historischen bzw. beobachteten Systemverhaltens auch die Vorhersage einer möglichen Entwicklung des Systems oder des prädierten Parameters unter bestimmten, ggf. angenommenen Randbedingungen. Modelle sind damit auch Werkzeuge für die Entwicklung und Planung von Handlungsstrategien unter möglichen oder erwarteten Umweltbedingungen. Derartige Simulationen finden heute beispielsweise in der Prognose künftiger Klimaszenarien Anwendung, sind beispielsweise aber auch in der Vorhersage von zeitenbedingten Wasserstandsänderungen anzutreffen.

In ihrer hohen räumlichen wie zeitlichen Auflösung können Modelle die Lücke zwischen den zeitlich oder räumlich diskreten Beobachtungen der Systemzustandsgrößen schließen und damit die kontinuierliche Entwicklung der Systemzustandsänderungen aufzeigen. Eine häufige Anwendungsmöglichkeit von Modellen besteht daher in der direkten Nutzung der Modellergebnisse zur Reduktion ausgewählter Größen in den Beobachtungswerten. Ein typisches Beispiel ist die Reduktion der Gezeitenvariationen in gemessenen Meeresspiegelhöhen mit Hilfe von Gezeitenmodellen. Dies bewirkt eine deutliche Verringerung der Streuung der Beobachtungen, was wiederum Voraussetzung für die Schätzung signifikanter Parameter für weniger ausgeprägte Variationen (z.B. saisonale Variationen, Trend, mittlere Meeresspiegelhöhen) ist.

Die Untersuchung ausgewählter Phänomene und Prozesse kann geeigneterweise zunächst in einzelnen, räumlich begrenzten und gut untersuchten Regionen erfolgen, in denen die Grenzen des abzubildenden Systems gut festlegbar und die Gesamtheit der Wechselwirkungen gut erfassbar sind. Eine Vielzahl verfügbarer Beobachtungen sowie bereits vorhandene Analysen und Erkenntnisse über die grundlegende Prozessdynamik innerhalb der Region erlauben hier die Entwicklung detaillierter und präziser regionaler Modelle und ein tieferes Verständnis der Wirkungsstrukturen des untersuchten Systems. Dabei bilden die umfangreichen Beobachtungen genaue Eingangsp Parameter innerhalb der Modellierung (Systemumweltparameter) sowie die Grundlage für eine detaillierte Validierung des Modells. Damit ist in diesen Regionen außerdem die Entwicklung und der Test neuer Methoden zur Auswertung und Verarbeitung der Daten möglich. Dies betrifft insbesondere auch die Kombination unterschiedlicher Messungen oder die Kombination von Mess- und Modellergebnissen. Ein Ziel dieser Untersuchungen ist dabei auch die Ausweitung der entwickelten Verfahren und Modelle auf größere Regionen oder deren Anpassung auf andere Regionen. In diesem Rahmen stellt die vorgelegte Arbeit eine regionale Fallstudie dar, die einen Beitrag für die schrittweise Implementierung von GGOS liefern kann.

Die Ostsee bildet in diesem Sinne ein sehr gut geeignetes Gebiet für regionale Untersuchungen. Hinsichtlich des Meeresspiegels kann die Ostsee als eine der weltweit wissenschaftlich am besten untersuchten Regionen angesehen werden. Hinzu kommt, dass interessante geophysikalische Phänomene wie beispielsweise Landhebung aufgrund postglazialer Ausgleichsprozesse hier deutlich ausgeprägt sind und beobachtet werden können (z.B. Ekman 1991a; Scherneck u.a. 2002). Teilweise historisch weit zurückreichende Beobachtungsreihen und eine hohe Dichte aktueller Beobachtungen bilden eine exzellente Datengrundlage. Dabei ermöglichen Fortschritte auf dem Gebiet der Messtechnik und neue Beobachtungsverfahren (z.B. Satellitenaltimetrie, GPS) eine immer höhere Genauigkeit der Messungen bzw. die Beobachtung von vorher nicht zugänglichen Größen.

Ebenso sind in den letzten Jahren auch deutliche Fortschritte auf dem Gebiet der Modellierung der Ostsee zu verzeichnen. Insbesondere wurden ozeanographische Modelle, die den Zustand des Meeressystems auf Grundlage meteorologischer Beobachtungen bestmöglich beschreiben, immer weiter verbessert (Omstedt u.a. 2004). Gleichzeitig wurde dabei die räumliche Auflösung und damit die Detailliertheit der wiedergegebenen Prozesse erhöht.

Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist die Nutzung eines ozeanographischen Modells der Ostsee bei der Untersuchung von Meeresspiegelvariationen. Ausgangspunkt ist dabei die Fragestellung, inwieweit eine Kombination geodätischer Messungen der Meeresspiegelhöhe mit einem präzisen, hochauflösenden ozeanographischen Modell möglich und sinnvoll ist und zu verbesserten Ergebnissen bei der Auswertung der Beobachtungsdaten führt. Der Meeresspiegel der Ostsee weist eine hohe Variabilität auf, die im Wesentlichen durch meteorologische Anregungen über der Ostsee oder externe Anregungen im Wasseraustausch mit der Nordsee hervorgerufen wird. Unter Nutzung des ozeanographischen Modells sollen diese in den Messwerten enthaltenen Variationen reduziert werden.

Eine Zielstellung dieser Arbeit ist die Bestimmung der mittleren Meerestopographie der Ostsee aus den reduzierten Beobachtungen unterschiedlicher Satellitenaltimeter. Als eine geometrische Grenzfläche der Erde ist der Verlauf des mittleren Meeresspiegels und dessen säkulare Änderung Bestandteil einer der tragenden Säulen von GGOS. Darüber hinaus ermöglicht die präzise Kenntnis von Geoid und mittlerer Meerestopographie die Bestimmung von Systemunterschieden zwischen unterschiedlichen Höhensystemen und somit die Vereinheitlichung von Höhenbezügen über nationale Grenzen hinaus (Bosch 2002). Weiterhin wird gezeigt, dass die reduzierten Meeresspiegelhöhen auch die Schätzung der säkularen Meeresspiegeländerung der Ostsee und die Bestimmung absoluter Landhebungsraten an Pegelstationen ermöglichen.

Das folgende Kapitel erläutert zunächst grundlegende Konzepte der Definition und Realisierung geodätischer Bezugssysteme. Diese bilden die Grundlage zur Bestimmung der Lage und der Höhe von Punkten auf der Erdoberfläche bzw. im Raum und sind somit Voraussetzung zur Beschreibung des Verlaufes der Meeresoberfläche und deren zeitlicher Variation. Daran anschließend stellt Kapitel 3 die einzelnen Verfahren zur Bestimmung von Meeresspiegelhöhen und die in dieser Arbeit verwendeten Daten vor.

Kapitel 4 gibt einen Überblick über die untersuchte Region. Die wichtigsten Meeresspiegelvariationen der Ostsee werden kurz vorgestellt, klassifiziert und diskutiert. Dabei wird deutlich, welchen Anteil die einzelnen Variationen an der Gesamtvariabilität des Meeresspiegels der Ostsee besitzen und für welche Variationen eine Reduktion in den Messwerten sinnvoll und möglich ist.

Voraussetzung für die Nutzung der ozeanographisch modellierten Oberflächenauslenkungen ist deren Überprüfung und die Abschätzung ihrer Genauigkeit. In Kapitel 5 erfolgt daher zunächst die Validierung der modellierten zeitlichen und räumlichen Meeresspiegelvariationen der Ostsee durch den Vergleich mit beobachteten Variationen. Im Ergebnis dieser Untersuchung wird auch eine Verbesserung des Modells durch Einbeziehung von Pegelbeobachtungen aufgezeigt. Daran anschließend wird in diesem Kapitel dargelegt, wie die gemessenen Meeresspiegelhöhen mit den modellierten Oberflächenauslenkungen zusammengeführt werden können, und es wird die damit erreichte Reduktion der Variationen in den Messwerten diskutiert.

Vor der Kombination der Beobachtungen unterschiedlicher Satellitenaltimeter müssen diese ebenfalls hinsichtlich ihrer Konsistenz geprüft und ggf. angepasst werden. Diese Untersuchungen sind Gegenstand von Kapitel 6, das sich der Validierung der Altimeterdaten im absoluten Vergleich mit Pegelmessungen wie auch im relativen Vergleich der Daten der unterschiedlichen Missionen widmet. Im Blickpunkt stehen hier u.a. auch die Genauigkeit und die Langzeitstabilität der altimetrischen Meeresspiegelhöhen.

Die Untersuchung von räumlich-zeitlichen Variationen des Meeresspiegels der Ostsee aus den kombinierten Beobachtungs- und Modelldaten erfolgt schließlich in Kapitel 7. Die Reduktion kurz- und langzeitiger Meeresspiegelvariationen in den gemessenen Meeresspiegelhöhen erlaubt dabei die zuverlässige Schätzung des absoluten säkularen Trends der Meeresspiegeländerung in der Ostsee sowie die präzise und räumlich detaillierte Bestimmung der mittleren Meerestopographie.

Kapitel 8 schließt mit einer Zusammenfassung der Ergebnisse und einem Ausblick auf künftige Entwicklungen die Arbeit ab.

2 Bezugssysteme zur Bestimmung der Lage und Höhe von Punkten im Raum

Grundlage für die Beschreibung der Lage und Lageänderung von Punkten bilden genaue Koordinaten und deren Änderungen. Voraussetzung für die Angabe von Koordinaten ist die Definition und Realisierung eines geeigneten Bezugssystems. Im Rahmen der heute erreichbaren Genauigkeit geodätischer Messungen und als Grundlage zur Ableitung zeitlicher Änderungen geophysikalischer Parameter ist ein präzises, konsistentes und stabiles Referenzsystem von besonderer Bedeutung. Entsprechend definiert die IAG die Errichtung und Erhaltung eines solchen globalen Bezugssystems als zentrales Element von GGOS und als Beitrag der Geodäsie zur generellen Erdsystemforschung (Rothacher und Drewes 2006).

In der Geodäsie wird heute i. Allg. unterschieden zwischen 3D-Systemen, in denen die Position eines Punktes in Form kartesischer Koordinaten beschrieben wird, und Höhensystemen, die Grundlage zur Angabe von Punkthöhen sind. Der Unterschied zwischen diesen beiden Konzepten liegt in der Berücksichtigung geometrischer und physikalischer Eigenschaften der Erde.

3D-Systeme bieten eine rein geometrische Beschreibung der Punktlage relativ zum Koordinatenursprung. Für geowissenschaftliche Anwendungen wird als grundlegendes Bezugssystem das Internationale Terrestrische Bezugssystem verwendet, das vom Internationalen Erdrotations- und Referenzsystemdienst (IERS) unterhalten wird.

Die Definition von Höhensystemen berücksichtigt hingegen auch das physikalische Schwerefeld der Erde. Die Höhe wird dabei durch die Potentialdifferenz eines Punktes im Schwerepotential der Erde ausgedrückt. Referenzfläche ist hier eine Fläche konstanten, definierten Potentials (Äquipotentialfläche). Die Realisierung von Höhensystemen erfolgt i. Allg. in Form nationaler Höhensysteme. Die Vereinheitlichung nationaler Höhenbezüge und die Schaffung eines einheitlichen globalen Höhensystems ist Gegenstand derzeitiger Diskussionen und Forschungen (Rapp 1995; Burša u.a. 2002; Ihde u.a. 2002; Sánchez 2007).

In den folgenden Abschnitten sollen die wichtigsten Konzepte der Bezugssysteme vorgestellt und die für das weitere Verständnis notwendigen Grundlagen diskutiert werden.

2.1 Das Internationale Terrestrische Bezugssystem

2.1.1 Definition und Standards – Das ITRS

Ein terrestrisches Bezugssystem ist definiert als ein erdfestes System, das mit der täglichen Erdrotation mitbewegt wird. In einem solchen System unterliegen Punkte auf der Erdoberfläche nur geringen Bewegungen, die sich aus der Wirkung geophysikalischer Effekte (z.B. tektonische Verformungen, Gezeitendeformationen) ergeben (Boucher 2001).

Die IUGG Resolution Nr. 2, die 1991 in Wien von der International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) angenommen wurde, definiert das Internationale Terrestrische Bezugssystem (*International Terrestrial Reference System*, ITRS) (Geodesist's Handbook 1992). Der Ursprung des Systems liegt im Massenmittelpunkt der Erde einschließlich der Ozeane und Atmosphäre (geozentrisch). Seine Orientierung wurde festgelegt durch das Bureau International de l'Heure (BIH) zur Epoche 1984,0 (McCarthy und Petit 2004) (Abbildung 2.1).

Verantwortlich für die Definition und Realisierung des ITRS ist der IERS. Die Technical Note No. 32 des IERS (McCarthy und Petit 2004) enthält die detaillierte Beschreibung des derzeit gültigen globalen internationalen Referenzsystems und legt allgemeine Definitionen und Standards für dessen Realisierung und für die Beschreibung der Lage von Punkten innerhalb des Systems fest. Die Angabe von Punktpositionen erfolgt in der Regel durch Tripel kartesischer Koordinaten (Abbildung 2.1). Ebenfalls in der IERS Technical Note No. 32 beschrieben wird die Behandlung zeitlich variabler bzw. permanenter Deformationen des Erdkörpers aufgrund geophysikalischer Effekte (Abschnitt 2.1.3).

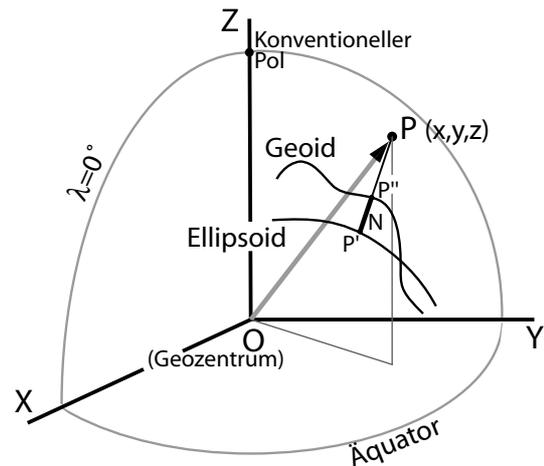


Abbildung 2.1: Internationales Terrestrisches Bezugssystem, festgelegt durch seine drei Koordinatenachsen. Ebenfalls dargestellt ist ein Punkt P mit seinem (geozentrischen) Positionsvektor \overline{OP} , sowie seine ellipsoidische Höhe $\overline{P'P}$ und die Geoidundulation $N = \overline{P'P''}$

2.1.2 Realisierung – Der ITRF

Die Realisierung des ITRS erfolgt durch ein Netzwerk global verteilter Beobachtungsstationen (IERS Netzwerk), für die präzise Punktkoordinaten und -geschwindigkeiten bestimmt werden. Die Lösung basiert auf einer Kombination der unterschiedlichen verfügbaren Raumberechnungsverfahren (GPS, VLBI, DORIS, SLR, LLR) zu einer Gesamtlösung. Die Liste der Stationskoordinaten bildet den Internationalen Terrestrischen Bezugsrahmen (*International Terrestrial Reference Frame*, ITRF), der in regelmäßigen Abständen vom IERS aktualisiert und herausgegeben wird. Derzeitig gültig ist der ITRF2000 (Boucher u.a. 2004; McCarthy und Petit 2004). Eine aktualisierte und verbesserte Lösung wird als ITRF2005 demnächst verfügbar sein (<http://itrf.ensg.ign.fr>).

Die Verwendung der Punktkoordinaten der ITRF-Stationen erlaubt den direkten Zugang zum realisierten Referenzsystem. Die veröffentlichten Koordinaten beziehen sich dabei auf die Referenzepoche (2000,0 für ITRF2000). Die Bewegung der Punkte aufgrund tektonischer Einflüsse (Plattenverschiebung) oder postglazialer Ausgleichsprozesse (vgl. Abschnitt 2.1.3) wird ab dem ITRF2000 durch die Angabe von Bewegungsraten in die drei Koordinatenrichtungen berücksichtigt (Altamimi u.a. 2002).

Eine andere Zugangsmöglichkeit zum internationalen Referenzsystem besteht über die Beobachtung zu Satelliten, deren Orbits im ITRF berechnet wurden. Dieser Aspekt wird im Abschnitt 2.2 in Zusammenhang mit Altimetersatelliten diskutiert.

2.1.3 Zeitliche Änderung von Stationskoordinaten

Bedingt durch unterschiedliche geophysikalische Effekte sind für Punkte auf der Erdoberfläche Bewegungen in unterschiedlichen Frequenzbändern zu beobachten. Diese Punktverschiebungen bewirken relative Lageänderungen zwischen den Referenzstationen des Bezugssystems und sind daher in geeigneter Weise zu berücksichtigen. Langfristige bzw. säkulare Änderungen werden durch die Angabe der Punktbeziehung erfasst (vgl. Abschnitt 2.1.2). Kurzfristige Variationen der Punktlage (z.B. durch Gezeiteneffekte) werden i. Allg. rechnerisch reduziert (McCarthy und Petit 2004, Kapitel 7). Einige ausgewählte Effekte sollen im Folgenden kurz diskutiert werden.

Plattentektonik. Durch die langsame Verschiebung der tektonischen Platten der Erdkruste kommt es zu relativen Lageänderungen zwischen den Platten (Erickson 1992). Diese Bewegungen werden i. Allg. durch plattenkinematische Modelle beschrieben, in denen mittlere Bewegungsraten aus geologischen und geophysikalischen Datenreihen der letzten Millionen Jahre der Erdgeschichte bestimmt werden. Die älteren Realisierungen des ITRS nutzten das globale Modell NNR-NUVEL-1A (Argus und Gordon 1991; DeMets u.a. 1994) zur Ableitung der Punktbeziehungsraten aufgrund der Plattenverschiebung (Altamimi u.a. 2002). Mit Einführung des ITRF2000 wurde die Lageänderung der Referenzstationen aus den Beobachtungen mitgeschätzt und die Gesamtnetzorientierung dem Modell NNR-NUVEL-1A angepasst (Altamimi u.a. 2002).

Glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen. Mit dem Abschmelzen der großen Eisschilde am Ende der letzten Eiszeit und dem Verschwinden großer, auf die Erdkruste wirkender Auflasten setzte eine kontinuierliche Hebung der betroffenen Regionen (z.B. Skandinavien) ein, die noch heute anhält. Ein kleinerer zusätzlicher Effekt wird durch die mit der Krustenhebung verbundene Verdrängung aufliegenden See-/Meerwassers verursacht. Diese als postglaziale Landhebung (PGL) bezeichneten Vorgänge sind Ausdruck glazial-isostatischer Ausgleichsbewegungen (GIA) in Erdkruste und -mantel. GIA führen einerseits zu Höhenverschiebungen der Erdkruste als auch andererseits zu Änderungen im Schwerepotential (Geoidänderungen). Geringere Verschiebungen sind auch in der horizontalen Punktlage zu beobachten. Eine Zusammenfassung der einzelnen Effekte und Methoden zu deren Bestimmung gibt Ekman (1992).

Ein Ansatz zur Bestimmung postglazialer Landhebungsraten ist die geophysikalische Modellierung, die die gravitative Wechselwirkung zwischen einem (sphärischen) visko-elastischen Modell der festen Erde (Erd-Modell) und einer in Raum und Zeit variierenden Auflast beschreibt (Eis-Modell). Ausführliche Beschreibungen der Modellierung und deren Ergebnisse liefern beispielsweise Peltier (1998) und Lambeck u.a. (1998). Geodätische Beobachtungen rezenter Krustenbewegungen liefern dabei Randbedingungen für die Modelle oder erlauben den unabhängigen Test der Modellergebnisse (Lambeck u.a. 1998; Milne u.a. 2001).

Die aus Modellen abgeleiteten Raten vertikaler und horizontaler Punktverschiebungen bilden die Grundlage für die Berücksichtigung von GIA in früheren Realisierungen des ITRS (McCarthy 1996). Mit dem Einsatz moderner Satellitenverfahren, insbesondere dem Globalen Positionierungs-System (GPS), ist nunmehr auch die direkte Bestimmung der geozentrischen Krustenverschiebung messbar.

Polbewegung. Die Bewegung der Erdrotationsachse innerhalb des Erdkörpers bewirkt eine Lageänderung des aktuellen Rotationspols bezüglich des konventionellen Pols. Damit verbunden ist eine Änderung des Zentrifugalpotentials der rotierenden Erde, die als Schwereänderung spürbar wird. Die Periodendauer der Variation entspricht der Chandler-Periode der Polbewegung und beträgt 14 Monate (Wahr 1985; Lambeck 1988). Eine sekundäre Variation tritt mit einer Periodenlänge von 12 Monaten auf.

Die aktuelle Lage des Rotationspols wird durch globale Beobachtungen bestimmt und durch den IERS in Form von Erdorientierungsparametern veröffentlicht.

Zeitlich variable Gezeitendeformation des Erdkörpers. Bedingt durch die Elastizität des Erdkörpers erfährt dieser durch die Gravitationswirkung von Mond, Sonne und Planeten eine Verformung, die als Gezeiten der festen Erde bezeichnet werden. Die Variation der Höhenkomponente von Punkten auf der Erdoberfläche beträgt im Maximum bis zu 50 cm und wird durch Gezeitenmodelle beschrieben (Seeber 1989; McCarthy und Petit 2004).

Permanente Gezeitendeformation des Erdkörpers. Neben den durch die Festerdegezeiten hervorgerufenen zeitlichen Lagevariationen von Punkten auf der Erdoberfläche besteht auch eine permanente Deformation des Erdkörpers. Die unterschiedliche Korrektur dieser Deformation führt zur Unterscheidung zwischen den drei Konzepten *tide free* („gezeitenfrei“), *zero tide* („Null-Gezeiten“) und *mean tide* („mittlere Gezeiten“) (Groten 2000). Die IAG beschloss auf ihrer 18. Generalversammlung 1983 die Verwendung von *zero tide* Werten für die Angabe von Potentialwerten oder Geoidhöhen und von Punktkoordinaten im *mean tide* System (IAG Resolution 16, McCarthy und Petit 2004). Rapp (1989) empfiehlt, Untersuchungen des mittleren Meeresspiegels im *mean tide* System durchzuführen. Für unterschiedliche geophysikalische Fragestellungen sind jedoch weiterhin alle drei Systeme von Bedeutung (Groten 2002).

Insbesondere beim Vergleich von Punkthöhen ist in jedem Falle auf deren Konsistenz bezüglich der Behandlung der permanenten Gezeitendeformation zu achten (vgl. Poutanen u.a. 1996; Ekman 1988). Eine ausführliche Diskussion liefert Ekman (1988), wobei er auch Formeln zur Umrechnung von Höhenunterschieden und Geoidundulationen zwischen den einzelnen Systemen angibt (siehe Anhang A).

2.2 Bezugssysteme zur Bestimmung von Satellitenorbits

Grundlage für die Berechnung von Satellitenbahnen bilden Beobachtungen des Bahnverlaufes. Durch diese Beobachtungen erfolgt im Weiteren auch die Realisierung des Referenzsystems und die Festlegung des geodätischen Datums für die Satellitendaten, indem die Koordinaten der Beobachtungsstationen in die Orbitbestimmung eingehen. Die Dichte und globale Verteilung der Stationen sowie die Genauigkeit der Stationskoordinaten haben dabei direkten Einfluss auf das Bezugssystem des Satellitenorbits. Insbesondere kann eine ungünstige Stationsverteilung Ursache für eine relative Verschiebung der Orbitreferenzsysteme unterschiedlicher Missionen sein (Bosch u.a. 2000).

Eine wichtige Forderung bei der Auswertung längerer Zeitreihen von Altimeterbeobachtungen ist deren Stabilität und Konsistenz über den gesamten Zeitraum. Das bedeutet, dass das realisierte Bezugssystem ebenfalls stabil sein muss und keine Inkonsistenzen aufweisen darf. Darüber hinaus müssen auch zeitliche Änderungen der Stationskoordinaten berücksichtigt werden. Ungenaue oder fehlerhafte Bewegungsraten können zur Drift des Referenzsystems führen bzw. relative Driften zwischen unterschiedlichen Realisierungen des Bezugssystems hervorrufen (Ries u.a. 1999).

Die Beobachtung der Flugbahn von TOPEX/Poseidon erfolgt mit hoher Dichte und Präzision (Tapley u.a. 1994), und die Orbits dieser Mission weisen eine hohe Übereinstimmung mit den Realisierungen des Internationalen Referenzsystems (ITRF) auf (Nerem u.a. 2000). TOPEX/Poseidon ist daher geeignet, als Referenz für die anderen Altimetermissionen mit ggf. weniger gut referenzierten Orbits zu dienen.

Zur präzisen Modellierung der Satellitenbahnen sind weiterhin präzise Modelle des Gravitationsfeldes notwendig (Abschnitt 2.3). Für Satellitenaltimeter hat die radiale Genauigkeit des Orbits direkten Einfluss auf die Genauigkeit der beobachteten Meeresspiegelhöhe (vgl. Abschnitt 3.2.1) und ist somit eine wichtige Größe im Missionsdesign. Insbesondere vor der Herausgabe von EGM96 wurden oft spezielle, an die entsprechende Mission angepasste Gravitationsfeldmodelle entwickelt und zur Orbitmodellierung verwendet. So führte beispielsweise die Berechnung spezieller, auf die TOPEX/Poseidon-Mission zugeschnittener Modelle (JGM-2, Nerem u.a. 1994; JGM-3, Tapley u.a. 1996) zu einer hohen Genauigkeit der modellierten Orbits dieses Satelliten in der Größenordnung von 2 bis 3 cm für die radiale Komponente (Chelton u.a. 2001).

Eine weitere Verbesserung der Orbitmodellierung kann in Zukunft durch Verwendung neuer, von Satellitenaltimetrie unabhängiger Gravitationsfeldmodelle aus den Beobachtungen von CHAMP und GRACE erzielt werden. Erste Untersuchungen zeigen u.a. eine bessere Anpassung der modellierten Orbits an die Bahnbeobachtungen (Flechtner u.a. 2006; Luthcke u.a. 2006). Eine vollständige Reprozessierung aller Altimeterzeitreihen steht jedoch noch aus.

2.3 Erdschwerefeld, Geoid und mittlerer Meeresspiegel

Ein grundlegender Bestandteil von GGOS und Aufgabe der modernen Geodäsie ist die Bestimmung des Gravitationsfeldes der Erde. Im Kontext der Bezugssysteme stellt das Schwerefeld der Erde die Grundlage für die Definition und Angabe von natürlichen Höhen dar. Darüber hinaus ist eine genaue Kenntnis des Gravitationsfeldes eine notwendige Bedingung für die präzise Modellierung von Satellitenbahnen (vgl. Abschnitt 2.2). Die Unterscheidung zwischen Schwere- und Gravitationsfeld liegt in der Berücksichtigung der Erdrotation. Während Gravitation nur die Massenanziehung der Erde berücksichtigt, enthält die Schwerebeschleunigung bzw. das Schwerepotential zusätzlich die Zentrifugalbeschleunigung bzw. das Zentrifugalpotential.

Physikalisch betrachtet repräsentiert der Höhenunterschied zwischen zwei Punkten die Potentialdifferenz beider Positionen im Schwerepotential der Erde. Das heißt, Punkte auf einer Fläche gleichen Potentials bzw. mit gleicher potentieller Energie haben bei dieser Betrachtung die gleiche Höhe. Eine einzelne **Punkthöhe** wird als Differenz des Schwerepotentials W_P am Punkt zu einem konstanten Potentialwert W_0 angegeben und als geopotentielle Kote C_P bezeichnet. Die entsprechende Äquipotentialfläche mit $W = W_0$ bildet die Höhenreferenzfläche (Torge 2003). Eine ausgewählte Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes ist das Geoid. Die Ableitung metrischer Höhenwerte aus geopotentiellen Koten ist Gegenstand von Abschnitt 2.4.

Nach Listings Definition (1872) beschreibt das **Geoid** diejenige Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes, die ein ungestörter Ozean einnimmt, auf den außer der Erdanziehungskraft (Schwerkraft) keine anderen Kräfte wirken (u.a. Gezeiten, Wind) (vgl. Helmert 1880). Zahlreiche dynamische Einflüsse wie auch sterische Effekte, beispielsweise eine räumlich variierende Dichteverteilung des Meerwassers, stationäre Strömungen oder atmosphärische Wirkungen (Luftdruck, Wind), führen zu Abweichungen der tatsächlichen mittleren Meeresspiegelhöhen vom Geoid. Diese

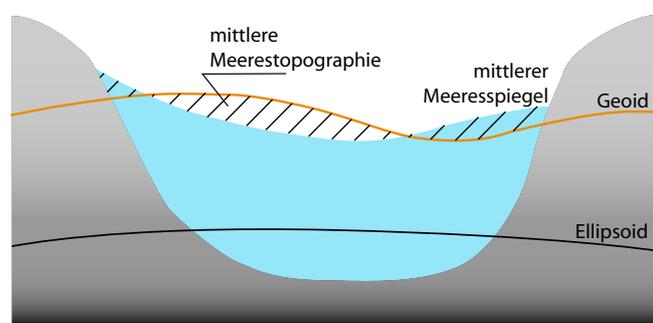


Abbildung 2.2: Mittlerer Meeresspiegel, Geoid und mittlere Meerestopographie (schematische Darstellung)

Differenzen werden als **mittlere Meerestopographie**, $MMTop$, bezeichnet und erreichen global Werte von bis zu mehr als einem Meter (Emery und Aubrey 1991) (Abbildung 2.2).

Der Wert W_0 zur Definition des Geoids kann zunächst frei festgelegt werden. In Anlehnung an Listings Definition schlagen Burša u.a. (2002) und Sánchez (2007) einen Wert vor, der sich aus der Minimierung der Potentialdifferenzen ($W_P - W_0$) über die Fläche der Ozeane ergibt und somit tatsächlich ein Geoid in der Nähe des mittleren Meeresspiegels beschreibt. Andere Definitionen von W_0 sind möglich und Gegenstand derzeitiger Diskussionen (vgl. z.B. Hipkin 2002). Dabei geht es u.a. auch um die Frage, ob und in welcher Form der globale Meeresspiegelanstieg und die damit verbundene Massenumverteilung auf der Erde, die auch zu einer Änderung des Potentials führt, berücksichtigt werden soll (vgl. z.B. Bosch 2002).

Die Bestimmung des Geoids erfolgt auf der Grundlage globaler Messungen der Schwerebeschleunigung, satellitengestützten Beobachtungen (z.B. Satellitenaltimetrie) und Satellitenbahnbeobachtungen. Zur Darstellung des Geoids wird i.d.R. der metrische Abstand eines Punktes auf dem Geoid von einem Referenzellipsoid, die Geoidhöhe bzw. Geoidundulation N , angegeben. Damit stellt das Geoid auch die Verbindung zwischen der geometrisch bestimmbar Punktlage (geozentrischer Positionsvektor bzw. metrischer Abstand vom Referenzellipsoid, z.B. aus GPS-Messungen) und der physikalischen Höhe des Punktes dar (Abbildung 2.1). Global nimmt N Werte zwischen etwa -100 m und +90 m an. Aus der Kombination aller zum damaligen Zeitpunkt vorhandenen Daten wurde 1996 das Earth Geopotential Model EGM96 entwickelt (Lemoine u.a. 1998). Dieses ist ein **globales Schwerefeldmodell**, dargestellt mittels Kugelfunktionskoeffizienten bis Grad und Ordnung 360. Die Genauigkeit der abgeleiteten Geoidhöhen beträgt abhängig von der Dichte und Qualität der verfügbaren Daten etwa 10 bis 30 cm (Lemoine u.a. 1997).

Zusätzlich zu globalen Modellen werden für ausgewählte Regionen auch **regionale Geoidmodelle** mit einer höheren räumlichen Auflösung berechnet. Grundlage hierfür ist die Verfügbarkeit zusätzlicher Schweremessungen in hoher räumlicher Dichte. Bei der Modellierung werden die langwelligen Anteile einem globalen Modell entnommen, nur die regionalen, kurzwelligen Geoidvariationen berechnet und im Ergebnis dem globalen Modell hinzugefügt.

Für Europa sind als präzise, hochauflösende regionale Geoidmodelle vor allem das am Institut für Erdmessung (IfE) der Universität Hannover entwickelte Europäische Gravimetrische (Quasi)Geoid (EGG97; Torge und Denker 1999) und die Geoidmodelle der Nordischen Geodätischen Kommission (NKG96, NKG-2004; Forsberg u.a. 1996; Forsberg u.a. 2004) zu nennen. Beide Modelle beruhen auf gravimetrischen Modellansätzen und wurden aus beobachteten Schwereanomalien abgeleitet (Abbildung 2.3). Im Bereich der euro-

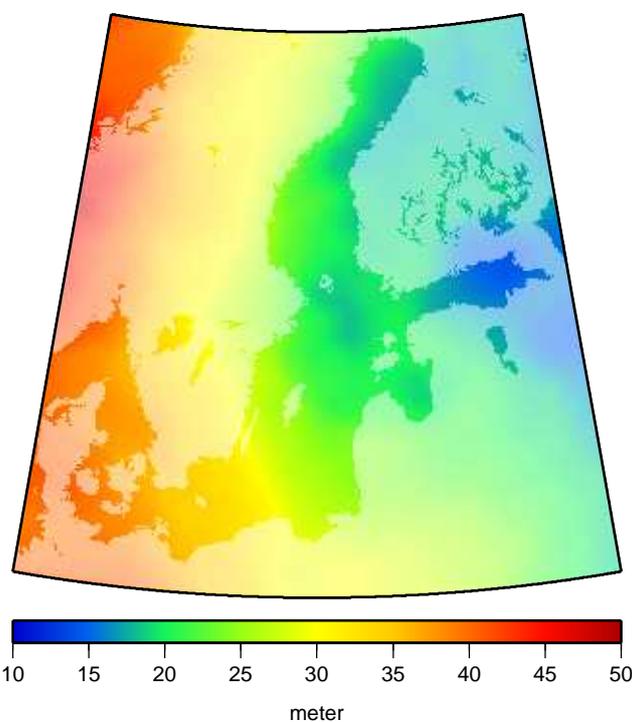


Abbildung 2.3: Geoid NKG-2004 (Forsberg u.a. 2004) im Ostseeraum

päischen Randmeere, also auch in der Ostsee, wurden aufgrund der unzureichenden Überdeckung mit Schiffs-/Aerogravimetrie zusätzlich Schwereanomalien herangezogen, die aus der geodätischen Mission des Altimetersatelliten ERS-1 abgeleitet wurden (vgl. Forsberg u.a. 1996). Im Sinne der permanenten Gezeitendeformation des Erdkörpers stellen die Modelle ein „zero tide“ Geoid (vgl. Abschnitt 2.1.3) dar.

Die Abschätzung der Genauigkeit der regionalen Geoidmodelle erfolgte durch Höhenvergleiche an GPS/Nivellementspunkten. Für die genannten Modelle geben die Autoren Werte von wenigen cm bis 15 cm an (Denker und Torge 1998; Forsberg u.a. 2004). Im langwelligen Bereich (Entfernungen ab etwa 100 km) wird die Genauigkeit durch Fehler im zugrunde liegenden globalen Geoidmodell (EGM96) dominiert.

Globale Erdschwerefeldmodelle waren bis vor wenigen Jahren aufgrund der regional teilweise sehr spärlichen Datenlage, insbesondere im Bereich der Ozeane, noch mit relativ großen Unsicherheiten behaftet. Ein erster Schritt in Richtung globaler Schwerefeldbestimmung waren die frühen Satellitenaltimetermissionen, die vor allem der Bestimmung des marinen Geoids dienten (Douglas und Cheney 1990; Andersen und Knudsen 1998). Gravimetrische Beobachtungen im Bereich der offenen Ozeane waren nur spärlich vorhanden und aufwendig zu beschaffen.

Der Start der Satellitenmissionen CHAMP im Juli 2000 war der nächste bedeutende Schritt in der Bestimmung des globalen Schwerefeldes. CHAMP wie auch die Nachfolgemission GRACE (Start März 2002) sind primär der präzisen Bestimmung des Gravitationsfeldes der Erde gewidmet (NRC 1997; Reigber u.a. 2005; Tapley u.a. 2004). Die Beobachtungen von GRACE führten zu einer deutlichen Verbesserung globaler Schwerefeldmodelle im langwelligen und mittelwelligen Bereich (bis etwa Grad und Ordnung 70). Geoidmodelle, die aus den ersten 4 bzw. 14 Monaten Beobachtungsdaten abgeleitet wurden, zeigen eine global homogene Genauigkeit von etwa einem Zentimeter mit einer räumlichen Auflösung bis zu etwa 300 km (halbe Wellenlänge) (Reigber u.a. 2005; Tapley u.a. 2005). Die Beobachtungsreihen der Satelliten erlauben darüber hinaus auch die Bestimmung saisonaler Variationen des Schwerefeldes aufgrund von Massenumverlagerungsprozessen (vgl. z.B. Schmidt u.a. 2006; Chambers 2006).

Mit Hilfe der Beobachtungsdaten der genannten Schwerefeldmissionen kann das Gravitationsfeld bzw. das Geoid mit guter räumlicher Auflösung nunmehr unabhängig von Satellitenaltimetrie bestimmt werden. In diesem Zusammenhang diskutiert Bosch (2002) die damit einhergehende Möglichkeit, nun auch die absolute mittlere Meerestopographie aus Satellitenaltimeterbeobachtungen mit hoher Genauigkeit zu bestimmen (vgl. auch Tapley und Kim 2001; Flechtner u.a. 2006).

2.4 Höhensysteme

Die Höhe eines Oberflächenpunktes P kann durch seine geopotentielle Kote $C_P = W_0 - W_P$ beschrieben werden (vgl. Abschnitt 2.3). Zur Angabe von Gebrauchshöhen hat sich i. Allg. der metrische Abstand eines Punktes von der ausgewählten Bezugsfläche durchgesetzt. Die Grundlage hierfür bildet C_P (vgl. z.B. Torge 2003):

- (a) Die *orthometrische Höhe*, $H = C_P/\bar{g}$, ist der Abstand des Oberflächenpunktes P vom Geoid längs der Lotlinie. Dabei ist \bar{g} die mittlere Schwere längs der (gekrümmten) Lotlinie.

- (b) *Normalhöhen*, $H_N = C_P/\bar{\gamma}$, bezeichnen nach der Theorie Molodenskijs den metrischen Abstand des Oberflächenpunktes P vom Quasigeoid entlang der normalen Lotlinie. $\bar{\gamma}$ ist die mittlere Normalschwere längs der (gekrümmten) Lotlinie von P_Q nach P_0 auf dem Niveauellipsoid mit dem Potential $U_0 = W_0$.

P_Q ist hierbei der Punkt auf der normalen Lotlinie zwischen P und P_0 , dessen Potential im Normalschwerefeld dem tatsächlichen Potential von P im natürlichen Erdschwerefeld entspricht ($U_Q = W_P$). Wird die Strecke $\overline{P_Q P}$ (*Höhenanomalie* ρ) vom Niveauellipsoid aus nach oben abgetragen, ergibt sich das Quasigeoid als Bezugsfläche der Normalhöhen, das jedoch keine Äquipotentialfläche darstellt.

Die in Abschnitt 2.3 vorgestellten regionalen Geoidmodelle für Europa stellen bedingt durch den zugrunde liegenden Modellierungsansatz präzise formuliert eigentlich Quasigeoidmodelle dar. Aufgrund der Definition des Geoids als Äquipotentialfläche in der Nähe des mittleren Meeresspiegels gilt im Bereich der Ozeane und Küsten annähernd $W_P = W_0$ ($C_P \approx 0$). Geoid und Quasigeoid fallen in diesen Gebieten praktisch zusammen, weshalb im Umgang mit Meeresspiegelhöhen nicht streng zwischen orthometrischen und Normalhöhen unterschieden zu werden braucht (Müller 1960).

- (c) Vor allem mit der Einführung moderner Satellitenverfahren erlangten auch rein geometrisch definierte Höhen an Bedeutung. Die Beschreibung von Satellitenbahnen erfolgt als Folge von Punktpositionen im globalen terrestrischen Bezugssystem, d.h. die Satellitenhöhe ergibt sich als metrischer Abstand vom Geozentrum. Eine andere Darstellung ist die Angabe der Höhe über einem Referenzellipsoid (*ellipsoidische Höhen*, h). Die Parameter des Referenzellipsoides müssen dabei bekannt sein (vgl. Abbildung 2.1).

Satellitenaltimetrisch bestimmte Meeresspiegelhöhen werden in der Regel auf das Ellipsoid der TOPEX-Mission bezogen. Die Parameter a (große Halbachse) und f (Abplattung) für dieses sind festgelegt durch

$$a = 6\,378\,136,3 \text{ m} \quad f = 1/298,257$$

(AVISO/Altimetry 1996). Vielen wissenschaftlichen Anwendungen wird das Referenzellipsoid des Geodätischen Referenzsystems 1980 (GRS-80, Moritz 1992) zugrunde gelegt, dessen Parameter durch

$$a = 6\,378\,137,0 \text{ m} \quad f = 1/298,257\,222\,1$$

bestimmt sind.

Den Zusammenhang zwischen ellipsoidischen und orthometrischen Höhen/Normalhöhen bildet das Geoid/Quasigeoid, dessen Abstand vom Referenzellipsoid bekannt sein muss (Geoidundulation N bzw. Höhenanomalie ρ).

$$h = H + N = H_N + \rho \quad (2.1)$$

Bereits in Abschnitt 2.3 wurde die Festlegung von W_0 , d.h. die Festlegung des vertikalen Datums für die Bezugsfläche diskutiert. Im Rahmen nationaler Höhengsysteme erfolgt die Definition des vertikalen Datums meist durch Verbindung des Bezugshorizontes mit dem Mittelwasser eines oder mehrerer Küstenpegel (vgl. Helmert u.a. 1880; Grant und Blick 2001). Bedingt durch die mittlere Meerestopographie liegen die so realisierten Nullpunkte nicht auf einer einheitlichen Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes und es ergeben sich Niveauunterschiede zwischen

unterschiedlichen Systemen. Die Vereinheitlichung von Höhensystemen innerhalb einer Region oder die Schaffung eines globalen Höhendatums erfordert die Bestimmung dieser Potentialunterschiede (vgl. Rapp 1994; Burša u.a. 2002; Sánchez 2007). Eine Möglichkeit hierzu besteht in der Bestimmung der mittleren Meerestopographie (vgl. z.B. Heck und Rummel 1990). Eine weitere Möglichkeit besteht heute in der Nutzung von GPS in Verbindung mit präzisen Geoidmodellen, eine ausführliche Diskussion hierzu gibt Poutanen (2000).

Die in dieser Arbeit verwendeten Küstenpegel an der deutschen Ostseeküste beziehen sich auf das amtliche Höhensystem der DDR in seiner Realisierung von 1976 (HN76). Die angegebenen Höhen sind Normalhöhen bezogen auf den Pegel Kronstadt (Ihde 1991). Eine Übersicht über die amtlichen Höhensysteme einiger weiterer Ostseeanrainerstaaten gibt Ekman (1995).

3 Grundlagen der Bestimmung von Meeresspiegelhöhen

Die Bestimmung von Meeresspiegelhöhen beruhte lange Zeit auf Pegelmessungen. Diese waren anfangs meist praktischer Natur und dienten der sicheren Navigation in Häfen und Wasserstraßen. Entsprechend findet man heute die größte Anzahl zeitlich weit zurückreichender Pegelreihen zumeist in Regionen, die bereits in historischer Zeit durch enge (See-)Handelsbeziehungen geprägt waren. Zu diesen zählt auch der Ostseeraum, der ein sehr dichtes Netz an Pegelstationen mit einer großen Anzahl weit zurückreichender Pegelreihen vorweisen kann (vgl. Woodworth und Player 2003).

Das an Bord von Skylab 1973 getestete erste experimentelle Satellitenaltimeter zeigte die Potentiale der Fernerkundung auf. Damit waren nunmehr auch die weiten Flächen des offenen Ozeans für direkte Beobachtungen zugänglich. Derzeitig im Jahr 2006 liefern vier unterschiedliche Satelliten Meeresspiegelbeobachtungen in hoher Qualität und erlauben neben der Bestimmung der mittleren Meerestopographie die Beobachtung von groß- und mittelskaligen Variationen des Ozeans (Fu und Chelton 2001; Le Traon und Morrow 2001) sowie eine Verbesserung des Seewetterdienstes durch operationelle Anwendungen (Ménard u.a. 2003).

Unabhängig von Beobachtungen kann die Meeresspiegelhöhe auch als ein Ergebnis ozeanographischer Modellierungen erhalten werden. Diese Modelle können die Lücke, die sich aus der unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Auflösung der Pegel- und Satellitenbeobachtungen ergibt, schließen und damit den Informationsgehalt der Messungen unterstützen und erweitern.

In den folgenden Abschnitten werden die einzelnen Verfahren zur Höhenbestimmung – auch im Hinblick auf ihre Besonderheiten im Ostseeraum – vorgestellt.

3.1 Pegelbeobachtungen

Als relativ einfaches und robustes Verfahren bilden die Messungen von Küstenpegeln die Grundlage globaler Beobachtungsnetze und internationaler Programme wie dem *Global Sea Level Observing System* (GLOSS) der *Intergovernmental Oceanic Commission* (IOC) (IOC 2002; Woodworth und Player 2003). Küstenpegel liefern kontinuierliche Beobachtungen des momentanen Meeresspiegels relativ zum Pegelnullpunkt an einem ausgewählten, festen Ort. Moderne Verfahren ermöglichen dabei heute eine genaue, automatische Messung und Datenfernübertragung. Die Genauigkeit von Pegelmessungen kann, abhängig vom eingesetzten System, mit wenigen Zentimetern angegeben werden (Pugh 1987). Die Genauigkeit abgeleiteter monatlicher oder jährlicher Mittelwerte ist i. Allg. besser als 1 cm (Torge 2003).

Die Einbindung des Pegelnullpunktes in ein Höhensystem ermöglicht die Bestimmung von Meeresspiegelhöhen über dem Bezugshorizont dieses Systems. Somit kann die mittlere Meeresspiegelhöhe am Pegel als orthometrische oder Normalhöhe angegeben werden. Der Vergleich der mittleren Wasserstände an unterschiedlichen Pegeln erlaubt dann die Bestimmung der mittleren Meerestopographie entlang der Küste.

Langjährige homogene Pegelreihen erlauben weiterhin auch die Bestimmung von Meeresspiegeländerungen am betrachteten Ort (Liebsch 1997; Liebsch u.a. 2000). Dabei enthält die Pegelreihe den relativen Trend (T_{rel}) der Meeresspiegeländerung, der sich aus der säkularen Änderung des mittleren Meeresspiegels (T_s) und der Höhenänderung der Kruste aufgrund tektonischer Bewegungen oder lang anhaltender postglazialer Ausgleichsprozesse (T_{PGL}) zusammensetzt:

$$T_{rel} = T_s - T_{PGL} \quad (3.1)$$

Zur Ableitung der säkularen Meeresspiegeländerung aus Pegelreihen ist daher die Kenntnis von Krustenbewegungen im betreffenden Küstenbereich oder lokaler Effekte in der Pegelumgebung notwendig (vgl. Douglas und Peltier 2002). Eine genaue Beobachtung dieser Einflüsse kann heute durch die Verbindung des Pegelnullpunktes mit einem GPS-überwachten Pegelfestpunkt erfolgen.

Ein wichtiges Zentrum für die Sammlung, Archivierung und Auswertung globaler Pegelbeobachtungsreihen ist der *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL) in Großbritannien. Dieser stellt qualitätsgeprüfte Reihen monatlicher mittlerer Wasserstände von einer großen Anzahl global verteilter Pegelstationen für wissenschaftliche Anwendungen zur Verfügung (Woodworth und Player 2003). Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Pegelreihen wurden zum größten Teil dieser Datenbank entnommen. Verwendet wurden nur sogenannte RLR-Reihen (*Revised Local Reference*), bei denen die Stabilität und Homogenität des Pegelnullpunktes über den gesamten Datenzeitraum überprüft wurde. Diese Reihen sind geeignet, auch säkulare Meeresspiegelvariationen am entsprechenden Pegel zu bestimmen. Zusätzlich standen Reihen stündlicher Beobachtungen an Pegeln der deutschen Ostseeküste zur Verfügung.

3.2 Satellitenaltimetrie

Die Beobachtung der Erde aus dem Weltall ermöglicht eine schnelle, flächendeckende und effiziente Bestimmung unterschiedlicher Parameter, die durch in-situ Beobachtungen nur schwer oder mit erheblich höheren Kosten erreicht werden kann. Satellitenaltimeter erlauben die globale Messung von Meeresspiegelhöhen in einem einheitlichen Bezugssystem, wobei die zeitliche und räumliche Auflösung der Beobachtungen durch die Orbitkonfiguration der Satellitenmission festgelegt ist.

Die meisten Satellitenaltimetermissionen sind sogenannte Wiederholmissionen, das heißt die Subsatellitenspuren werden nach einer definierten Orbitwiederholzeit T_W erneut überflogen. Damit liegen für Punkte entlang der Satellitenspuren Zeitreihen vor, die sich aus Momentanwerten der Meeresspiegelhöhe im zeitlichen Abstand T_W zusammensetzen.

Für Untersuchungen des Meeresspiegels und seiner räumlich-zeitlichen Variationen werden häufig die Daten unterschiedlicher Satellitenaltimetermissionen kombiniert, um die unterschiedliche zeitliche und räumliche Auflösung der Missionen zu nutzen und eine höhere Dichte der Meeresspiegelbeobachtungen zu erreichen (vgl. z.B. Ducet u.a. 2000; Tapley und Kim 2001). Voraussetzung hierfür ist die Verwendung möglichst homogener und interkalibrierter Datensätze.

Die in dieser Arbeit verwendeten Altimeterdaten wurden der Datenbank des AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*, Datenzentrum zur Aufbereitung, Speicherung und Bereitstellung von Fernerkundungsdaten, Teil der französischen Weltraumbehörde CNES) entnommen.

3.2.1 Prinzip der Satellitenaltimetrie

Die Beobachtung von Meeresspiegelhöhen durch ein Satellitenaltimeter beruht auf dem einfachen Prinzip der Laufzeitmessung eines vom Satelliten ausgesendeten Mikrowellenimpulses, der an der Meeresoberfläche reflektiert und am Satelliten wieder empfangen wird. Die gemessene Signallaufzeit t_0 lässt sich durch die Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen im Vakuum, c_0 , in die (unkorrigierte) Höhe des Satelliten über der Meeresoberfläche, s_{Altim}^0 , umrechnen:

$$s_{Altim}^0 = \frac{t_0}{2} \cdot c_0 \quad (3.2)$$

Gleichzeitig erfolgt die Beobachtung und präzise Bestimmung der Flugbahn des Satelliten. Die Differenz der Orbithöhe h_{Orb} und der gemessenen Strecke s_{Altim}^0 entspricht der (unkorrigierten) Höhe des aktuellen Meeresspiegels über dem Geozentrum bzw. über dem gewählten Referenzellipsoid, h_{Altim}^0 (Abbildung 3.1).

Die tatsächliche Höhe des Meeresspiegels h_{Altim} ergibt sich durch Berücksichtigung unterschiedlicher, die Messung beeinflussender Effekte. Dies geschieht i. Allg. durch Anbringen von Korrektionstermen an die Strecke s_{Altim}^0 . Diese Korrekturen lassen sich im Wesentlichen in drei Gruppen zusammenfassen:

- Korrekturen aufgrund der atmosphärischen Laufzeitverzögerung, K_{Atm} ,
- Korrekturen aufgrund interner Effekte des Messsystems, K_{int} , sowie
- Korrekturen aufgrund geophysikalischer Effekte, $K_{geophys}$.

$$s_{Altim} = s_{Altim}^0 + K_{Atm} + K_{int} + K_{geophys} \quad (3.3)$$

Eine ausführliche und detaillierte Beschreibung des Prinzips von Satellitenaltimetermessungen und der Berechnung von Meeresspiegelhöhen aus den Satellitenbeobachtungen gibt Chelton u.a. (2001). Im Folgenden wird nur auf die wichtigsten Korrekturen und deren grundsätzliche Bestimmung eingegangen, soweit es für die vorliegende Arbeit notwendig ist.

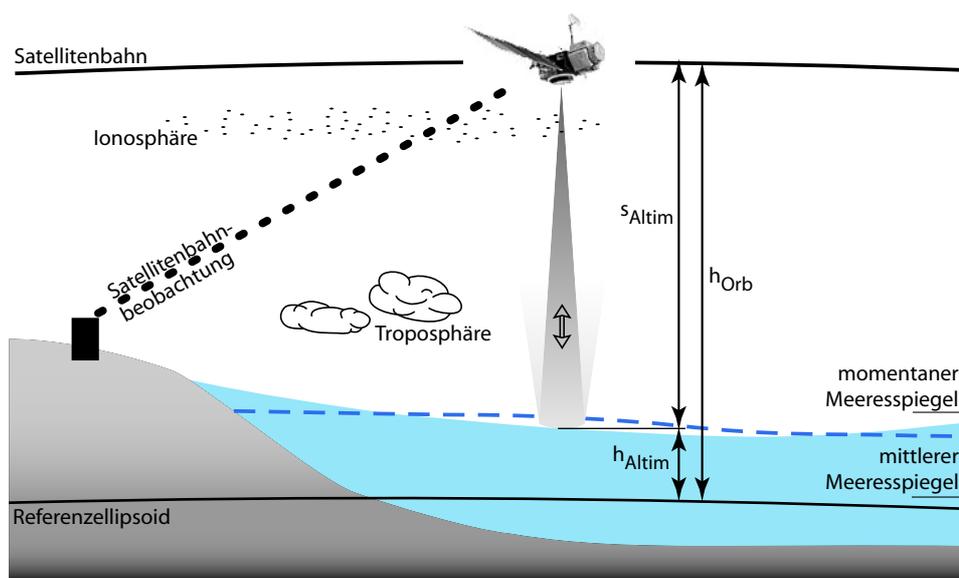


Abbildung 3.1: Prinzip satellitenaltimetrischer Messungen (schematisch)

Tabelle 3.1: Zusammenfassung der wichtigsten Orbitalelemente und Satellitenbahnparameter der verwendeten Altimetermissionen

	TOPEX	Jason-1	ERS-1 ¹	ERS-2	Envisat	GFO
Höhe über der Erdoberfläche (km)	1336		770	800		800
Inklination (Grad)	66,4		98,5	98,5		108
Orbitwiederholzeit (Tage)	9,9156		(168)	35		17
Abstand benachbarter aufsteigender Subsatelliten Spuren bei etwa 55°N (km)	180			50		100
Satellitenbahnbeobachtungsverfahren	DORIS, SLR (GPS ²)	DORIS, SLR, GPS	SLR	PRARE, SLR	DORIS, SLR	SLR
Schwerefeldmodell verwendet zur Orbitmodellierung	JGM-3		DGM-E04	DGM-E04		PGS7777b ³
radiale Orbitgenauigkeit (cm)	2,5 ⁴	1...2 ⁵	5 ⁶	5 ⁶	3 ⁷	4...6 ³

Die Angaben zu den Orbitalelementen wurden den Internetseiten der jeweiligen Mission entnommen: www.aviso.oceanobs.com (TOPEX), earth.esa.int (ERS-1/-2), envisat.esa.int (Envisat), gfo.bmpcoe.org/gfo (GFO).

¹ geodätische Mission

² GPS-Demonstrationsempfänger, wird nicht regulär zur Orbitbestimmung verwendet

³ Lemoine u.a. 2004; ⁴ Ries und Tapley 1999; ⁵ Luthcke u.a. 2003; ⁶ Scharroo und Visser 1998

⁷ European Space Operations Centre (ESA ESOC), nng.esoc.esa.de/envisat/

3.2.2 Berechnung der aktuellen Meeresspiegelhöhe aus Satellitenaltimetermessungen

3.2.2.1 Bestimmung des Satellitenorbits

Aus den Beobachtungen der Flugbahn des Satelliten erfolgt die Berechnung des präzisen Satellitenorbits. Auf der Grundlage der Keplerschen Bahnbewegung und unter Berücksichtigung gravitativer und nichtgravitativer Störkräfte wird die Bahn des Satelliten mathematisch modelliert. Für eine ausführliche Diskussion der präzisen Orbitbestimmung sei auf Chelton u.a. 2001, Abschnitt 4 verwiesen.

Zur Beobachtung der Satellitenbahnen kommen unterschiedliche Verfahren zum Einsatz. Praktisch alle Altimetersatelliten sind mit einem Retroreflektorfeld ausgestattet, das die Satellitenentfernungsmessung mittels Laser von speziell ausgestatteten Bodenstationen aus erlaubt (*Satellite Laser Ranging*, SLR). SLR-Messungen sind jedoch auf die Reichweite der verfügbaren Bodenstationen und auf wolkenlose Wettersituationen beschränkt und gewährleisten somit keine lückenlose und globale Bahnbeobachtung.

Unabhängig von der Wolkenbedeckung arbeitende Mikrowellenverfahren (DORIS – *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*; PRARE – *Precise Range And Range-rate Equipment*) werden zusätzlich zur Bahnbestimmung von TOPEX/Poseidon, Jason-1, Envisat und ERS eingesetzt. Die Beobachtungsdichte ist hierbei deutlich höher, jedoch noch immer auf die Verfügbarkeit spezieller Bodenstationen beschränkt. Dieser Nachteil entfällt durch den Einsatz von GPS-Empfängern auf den Satelliten TOPEX/Poseidon und Jason-1, die eine annähernd kontinuierliche Beobachtung der Satellitenbahn ermöglichen.

Eine Zusammenfassung der wichtigsten Orbit- und Bahnbestimmungsparameter gibt Tabelle 3.1. Die Genauigkeit der beobachteten Meeresspiegelhöhen wird direkt von der Genauigkeit der Satellitenorbitbestimmung beeinflusst. Diese wiederum ergibt sich einerseits aus der Genauigkeit und Dichte der Satellitenbahnbeobachtungen und andererseits aus der Orbitmodellierung. Großen Einfluss auf Letztere hat das der Modellierung zugrunde gelegte Schwerefeldmodell der Erde (vgl. Abschnitt 2.2).

Die geringere Dichte der Satellitenbahnbeobachtungen der ERS-Satelliten, insbesondere jedoch die unzureichende Genauigkeit der globalen Schwerefeldmodelle waren lange Zeit Ursache für die geringere Genauigkeit der ERS-Orbits (Scharroo u.a. 2000). Die Entwicklung und Verwendung speziell angepasster Schwerefeldmodelle führte jedoch auch für diese Satelliten zu einer deutlich verbesserten Orbitmodellierung (Ries u.a. 1999; Scharroo und Visser 1998) und zeigte, dass die Berechnung von ERS-2 Orbits im Genauigkeitsniveau von TOPEX/Poseidon möglich ist (Scharroo und Visser 1998).

Die ellipsoidischen altimetrischen Meeresspiegelhöhen beziehen sich auf das Referenzellipsoid der TOPEX-Mission. Für die weitere Bearbeitung wurden alle Höhen auf das GRS-80 Ellipsoid transformiert (vgl. Abschnitt 2.4).

3.2.2.2 Korrekturen für atmosphärische Effekte

Da die tatsächliche Ausbreitungsgeschwindigkeit des Mikrowellenimpulses durch die Erdatmosphäre geringer ist als die Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen im Vakuum ($c < c_0$, Gleichung 3.2), ist der gemessene Signalweg s_{Altim}^0 um den Effekt der atmosphärischen Laufzeitverzögerung zu korrigieren. Hierbei wird zwischen der Laufzeitverzögerung in der Ionosphäre (K_{Ion}) und in der Troposphäre ($K_{Trop,trocken}$, $K_{Trop,feucht}$) unterschieden. Als weitere Korrektur soll hier noch die sogenannte *Sea State Bias* Korrektur (K_{SSB}) eingeordnet werden. Diese ist notwendig, um den Einfluss der Oberflächenrauigkeit der Meeresoberfläche aufgrund von Wellen zu berücksichtigen. Zusammengefasst ergibt sich:

$$K_{Atm} = K_{Ion} + K_{Trop,trocken} + K_{Trop,feucht} + K_{SSB}$$

Die Ionosphäre wirkt auf Mikrowellen als dispersives Medium, das heißt, Wellen unterschiedlicher Wellenlänge werden unterschiedlich beeinflusst. Die Korrektionsgröße K_{Ion} kann daher aus der Differenz der Laufzeiten, die zwei Signale verschiedener Frequenz für den doppelten Signalweg benötigen, ermittelt werden. Dieses Prinzip wird bei den Missionen TOPEX, Jason-1 und Envisat angewendet. Bei anderen Satellitenmissionen wird die notwendige Korrektur aus Ionosphärenmodellen bestimmt.

Die Refraktion von Mikrowellen in der Troposphäre ist im Gegensatz dazu von der Wellenlänge des Mikrowellenimpulses unabhängig. Der größte Anteil an der troposphärischen Laufzeitverzögerung beruht auf der Wirkung der trockenen Gase in der Troposphäre ($K_{Trop,trocken}$) und wird im Wesentlichen durch den Luftdruck und die Temperatur entlang des Signalweges bestimmt. Mit einer Größe von etwa 2,40 m ist $K_{Trop,trocken}$ die größte an s_{Altim}^0 anzubringende Korrektur. Ihre Berechnung erfolgt auf der Grundlage globaler Wettermodelle, die beispielsweise vom Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersagen (*European Center for Medium-Range Weather Forecast*, ECMWF) oder dem US-amerikanischen Nationalen Wetterdienst (*National Centers for Environmental Prediction*, NCEP) herausgegeben werden.

Tabelle 3.2: Zur Berechnung der altimetrischen Meeresspiegelhöhen verwendete Korrekturen und Modelle

	TOPEX	Jason-1	ERS-1 ¹	ERS-2	Envisat	GFO
Datentyp	AVISO GDR		RADS	AVISO CorSSH		
Troposphärenkorrektur $K_{Trop,trocken}$	aus ECMWF-Modellen					NOAA NCEP Reanalyse
$K_{Trop,feucht}$	aus Mikrowellenradiometer-Beobachtungen					
	Radiometerdrift korrigiert (Keilm u.a. 2000)					
Ionosphärenkorrektur K_{Ion}	aus 2-Frequenz-Messungen		IRI 95 (Bilitza 1997)	Bent Modell (Zyklus 1–49) / GIM (ab Zyklus 50) ²	2-Frequenz- Messungen	GIM Modell
SSB Korrektur	BM4 (AVI- SO/Altimetry 1996)	nicht parametri- siertes Modell (Gaspar u.a. 2002)	BM3 (Gaspar und Ogor 1996)		nicht parametri- siertes Modell (Gaspar u.a. 2002)	4,5% der signi- fikanten Well- lenhöhe (Naval Oceanographic Office/NOAA 2002)
Festerdezeitenkorrektur	nach Cartwright und Tayler (1971) und Cartwright und Edden (1973)					
Genauigkeit einer gemessenen Meeresspiegelhöhe h_{Altim}	4,1 cm (Chelton u.a. 2001)	3...4 cm (Ménard u.a. 2003; Ablain und Dorandeu 2005)	6...8 cm (Mertz u.a. 2005)		4...5 cm (Faugere u.a. 2006)	6...9 cm (Shum u.a. 2001)

¹geodätische Mission²Die *Global Ionosphere Maps* (GIM) beruhen auf GPS Analysen des CODE Auswertezentrums an der Universität Bern (www.cx.unibe.ch/aiub/ionosphere; iono.jpl.nasa.gov/gim.html). Diese Ionosphärenmodelle sind deutlich besser als das vorher verwendete Bent Modell (Bent u.a. 1972), sie sind jedoch erst ab Januar 2000 (ERS-2 Zyklus 50) verfügbar (vgl. auch Mertz u.a. 2005).

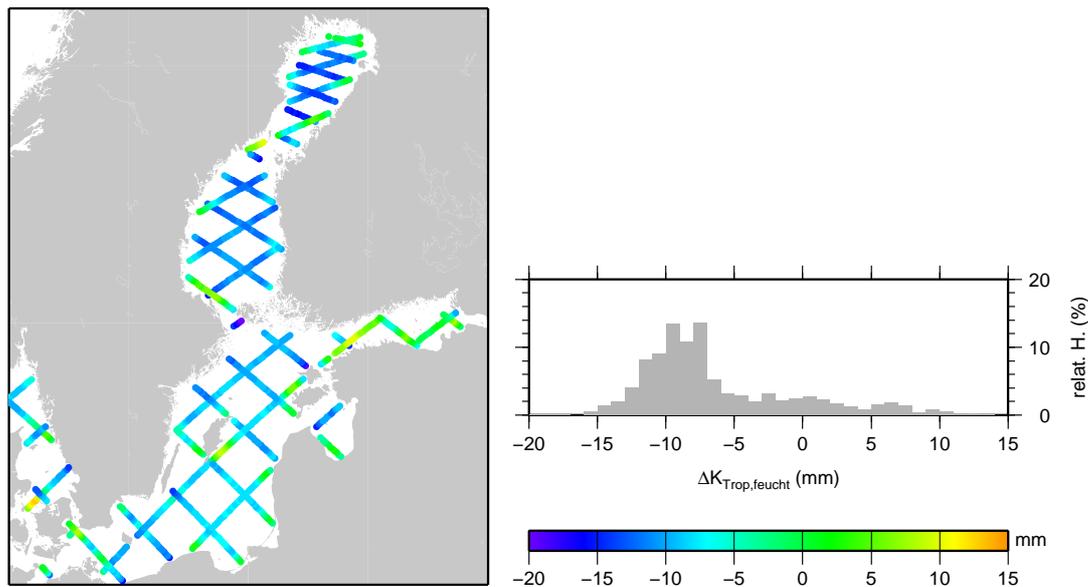


Abbildung 3.2: Differenzen der Korrektur für troposphärische Laufzeitverzögerung (feuchter Anteil) für die Mission TOPEX

Dargestellt sind die Mittelwerte der Differenzen $\Delta K_{Trop,feucht}$ der aus den Radiometermessungen (TOPEX Mikrowellen-Radiometer) und aus dem Wettermodell (ECMWF) abgeleiteten Korrektionswerte $K_{Trop,feucht}$ für alle TOPEX-Datenzellen. Die Mittelbildung erfolgte über den gesamten Datenzeitraum. Die rechte Abbildung zeigt die relative Häufigkeitsverteilung der Differenzen.

Einen weiteren Anteil an der troposphärischen Laufzeitverzögerung bewirkt der Einfluss des Wasserdampfgehaltes in der Troposphäre auf die Signalausbreitung. Die entsprechende Korrektion $K_{Trop,feucht}$ hat eine Größe von wenigen Zentimetern bis Dezimetern und stellt zugleich den örtlich und zeitlich variabelsten Einfluss dar.

Der Wasserdampfgehalt der Troposphäre kann ebenfalls aus Wettermodellen bestimmt werden. Eine direkte Messung entlang des Signalweges ist mit speziellen Wasserdampfradiometern möglich, mit denen die modernen Altimetersatelliten ausgestattet sind. Diese Messungen sind jedoch wiederum auf mögliche systematische Fehler zu untersuchen und ggf. bestmöglich zu korrigieren. Untersuchungen zum Langzeitverhalten der Radiometer und Vergleiche der Radiometermessungen unterschiedlicher Satelliten zeigten signifikante Driften einiger Geräte und relative Offsets zwischen den Geräten (Scharroo u.a. 2004). Andererseits gelangten Scharroo u.a. (2004) bei der Untersuchung des Langzeitverhaltens atmosphärischer Modelle und dem Vergleich modellierter Wasserdampfgehaltswerte aus unterschiedlichen Modellen zu der Schlussfolgerung, dass die atmosphärischen Modelle eine unzureichende Langzeitstabilität aufweisen und somit ungeeignet sind für die Korrektion altimetrischer Beobachtungen zur Untersuchung langfristiger Wasserstandsänderungen.

Besondere Probleme ergeben sich bei der Nutzung von Mikrowellenradiometerdaten im küstennahen Bereich. Das Messfeld des Radiometers ist wesentlich größer als das des Altimeters. Die Radiometerbeobachtungen sind daher noch in signifikanter Entfernung zur Küste durch die Landnähe beeinflusst und weisen eine verminderte Genauigkeit auf (vgl. auch Woodworth u.a. 2004). Einen Eindruck dieses Effektes vermittelt der Vergleich von Korrektionswerten, die aus den Radiometermessungen bzw. aus Wettermodellen abgeleitet wurden. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass die Modelle des ECMWF die Daten in einem grobmaschigen Gitternetz

zur Verfügung stellen. Zwischen den Gitterpunkten ist eine Interpolation notwendig, die in Gebieten wie der Ostsee mit recht kleinskaligen Wechseln zwischen Land- und Ozeanoberflächen zu verminderten Genauigkeiten führen kann.

Abbildung 3.2 zeigt die mittleren Differenzen der Troposphären-Korrektur (feuchter Anteil) für TOPEX, jeweils ermittelt aus Radiometermessungen und aus ECMWF-Modellen. Deutlich wird eine systematische Differenz von etwa -10 mm. Insbesondere in küstennahen Regionen und in der Nähe von Inseln sind jedoch starke Abweichungen von diesem Wert zu beobachten. Da eine eindeutige Zuordnung des Fehlereinflusses zum Radiometer oder Wettermodell nicht möglich ist, ist der Effekt ggf. als systematischer Fehleranteil in den altimetrischen Meeresspiegelhöhen zu berücksichtigen.

Die sogenannte *Sea State Bias* Korrektur (SSB) berücksichtigt die signifikante Wellenhöhe und die Windgeschwindigkeit im Messfeld des Altimeters. Die Ermittlung von Algorithmen zur Berechnung der Korrektur beruhen zumeist auf empirischen Untersuchungen, wobei die große räumliche und zeitliche Variationsbreite der Meeresoberflächenbeschaffenheit die Analyse erschwert. Chelton u.a. (2001) weisen diese Korrektur als eine der größten verbleibenden Unsicherheiten in den Altimeterdaten aus, und die Entwicklung verbesserter Algorithmen und Verfahren, die eine von den Altimetermessdaten unabhängige Berechnung der SSB-Korrektur ermöglichen, sind Gegenstand aktueller Forschungen (z.B. Kumar u.a. 2003; Mertz u.a. 2005).

3.2.2.3 Korrekturen für interne Effekte

Alle Geräte an Bord des Satelliten werden vor dem Start sorgfältig kalibriert. Eine möglichst kontinuierliche Überwachung des Messverhaltens des Altimeters unter den tatsächlichen Umweltbedingungen im Orbit ist dennoch notwendig, um die Stabilität und Genauigkeit der Messungen zu gewährleisten. Veränderungen der geräteinternen elektronischen Signalverzögerung und Oszillatordriften können dadurch erkannt und entsprechende Korrekturen K_{int} abgeleitet werden (Hayne u.a. 1994; Hayne und Hancock III 2003; Martini und Féménias 2000). Die zumeist routinemäßig bestimmten Parameter der internen Kalibrierung sind in den Datensätzen berücksichtigt.

3.2.2.4 Korrekturen für geophysikalische Effekte

Die letzte Gruppe der Korrekturen erfasst den Einfluss geophysikalischer Effekte auf den Meeresspiegel, die eine Abweichung der aktuellen von der mittleren Meeresspiegelhöhe bewirken. Hierzu zählen Gezeiten und die Wirkung des variablen Luftdruckes auf die Meeresoberfläche („inverses Barometer“, vgl. Abschnitt 4.4.2).

An die verwendeten Altimeterdaten in der Ostsee wurden Korrekturen für Festerdegezeiten (K_{FG} , vgl. Abschnitt 2.1.3) und Polgezeiten (K_{PG} , vgl. Abschnitt 4.4.1) angebracht. Ozean- und Ozeanauflastgezeiten wurden nicht korrigiert, da diese in der Ostsee sehr gering sind und die modellierten Korrekturwerte große Unsicherheiten erwarten lassen (vgl. Abschnitt 4.4.2). Ebenso wurde keine Korrektur wegen des inversen Barometers berücksichtigt.

$$K_{geophys} = K_{FG} + K_{PG}$$

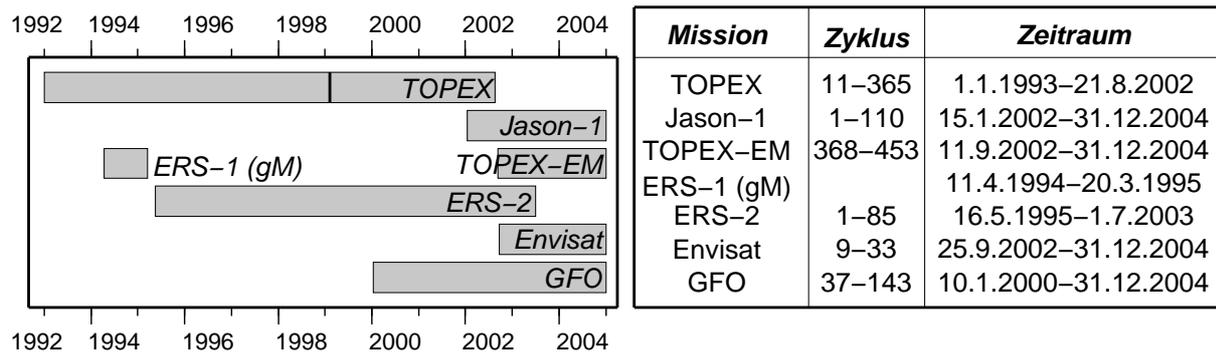


Abbildung 3.3: Zeiträume der verwendeten Missionsdaten

Der linke Teil der Abbildung zeigt eine grafische Darstellung der Missionszeiträume. Das Umschalten der TOPEX-Altimeter von Gerät A auf Gerät B ist durch eine senkrechte Linie markiert. In der Tabelle im rechten Teil der Abbildung sind die verwendeten Beobachtungszyklen und die Daten der ersten/letzten genutzten Beobachtung für jede Mission angegeben.

3.2.3 Satellitenaltimetermissionen und verwendete Daten

Mit Ausnahme der Daten für ERS-1 wurden die verwendeten altimetrischen Meeresspiegelhöhen der Datenbank des AVISO entnommen. Die Daten lagen in zwei unterschiedlichen Formaten vor. Beide unterscheiden sich nur im Umfang der bereitgestellten Informationen und stellen für jede Mission jeweils unabhängige und in sich homogene Datensätze dar. Die geophysikalischen Datensätze (*Geophysical Data Records*, GDR) enthalten neben allen zur Ableitung aktueller Meeresspiegelhöhen benötigten Mess- und Korrektionswerten eine große Anzahl zusätzlicher Parameter und Qualitätsflags, die ggf. detaillierte Untersuchungen ermöglichen. Die korrigierten Meeresspiegelhöhen (*Corrected Sea Surface Heights*, CorSSH) in ihrer aktuellen Version vom August 2005 besitzen demgegenüber einen reduzierten Informationsumfang. Die aktuellen Meeresspiegelhöhen werden aus den Standardprodukten (Orbit und Korrektionsmodelle) berechnet und gemeinsam mit einer geringeren Anzahl zusätzlicher Parameter bereitgestellt.

Abbildung 3.3 gibt einen Überblick über die Missionsdauern bzw. Zeiträume, für die Daten zur Verfügung standen und verwendet wurden. Zusammenfassende Darstellungen der wichtigsten Missionsparameter/Datenspezifikationen können den Tabellen 3.1 und 3.2 entnommen werden.

3.2.3.1 TOPEX/Poseidon

Das *ocean TOPography EXperiment* (TOPEX) war ein Gemeinschaftsprojekt der amerikanischen und französischen Weltraumbehörden NASA und CNES und wurde als ausschließliche Altimetermission entworfen (Fu u.a. 1994). Dazu gehörte auch die Auswahl eines speziell an die Missionsziele angepassten Orbits (Parke u.a. 1987).

Der Satellit war mit zwei Radaraltimetern ausgestattet: dem auf zwei Frequenzen messenden TOPEX-Altimeter (NASA) und dem nur auf einer Frequenz messenden Poseidon-Altimeter (CNES), das im Wesentlichen der Erprobung eines leichteren, wenig Energie verbrauchenden Gerätes diente (Fu u.a. 1994). Da der Satellit über nur eine Empfangsantenne verfügte, wurde die Beobachtungszeit im Verhältnis von etwa 9:1 zwischen beiden Geräten aufgeteilt (circa 90% der Beobachtungen wurden von TOPEX durchgeführt). In der vorliegenden Arbeit wurden nur die Beobachtungen von TOPEX verwendet.

Die hohe Genauigkeit der einzelnen Komponenten – Messung der Satellitenhöhe über dem Meeresspiegel einerseits und die hochgenaue Orbitmodellierung andererseits – erlaubte die Bestimmung von Meeresspiegelhöhen in einer bis dahin unübertroffenen Genauigkeit (vgl. Tab. 3.2; Chelton u.a. 2001).

Konzipiert für eine Lebensdauer von 5 Jahren lieferte TOPEX/Poseidon seit seinem Start am 10. August 1992 bis zum Missionsende im Oktober 2005 annähernd 13 Jahre lang Beobachtungen des Meeresspiegels. Aufgrund einer Verschlechterung der Datenqualität wurde im Februar 1999 (Zyklus 236) das TOPEX-A-Altimeter ab- und das redundante TOPEX-B-Altimeter eingeschaltet. Beginnend im August 2002 (Zyklus 366) wurde ein etwa 30 Tage dauerndes Orbitmanöver des Satelliten durchgeführt, in dessen Ergebnis die Subsatellitenspuren um circa den halben Abstand der Spuren in westliche Richtung verschoben wurden. Dieser letzte Teil der Mission wird als TOPEX *Extended Mission* (TOPEX-EM) bezeichnet.

Verwendet wurden die Geophysikalischen Datensätze der TOPEX-Mission (AVISO/Altimetry 1996) ab Zyklus 11. Eine von Keilm u.a. (2000) untersuchte Drift des TOPEX Mikrowellenradiometers wurde zusätzlich berücksichtigt (vgl. auch Ruf 2002; Stum 1998).

3.2.3.2 Jason-1

Der Nachfolger von TOPEX/Poseidon wurde am 10. Dezember 2001 gestartet. Hauptziel der Mission ist die Fortführung der langfristigen Meeresspiegelbeobachtungen von TOPEX/Poseidon mit mindestens derselben hohen Genauigkeit (Ménard u.a. 2003). Jason-1 hat hierfür dieselbe Orbitkonfiguration wie sein Vorgänger und überfliegt dieselben Subsatellitenspuren wie dieser.

Jason-1, wiederum ein Gemeinschaftsprojekt von NASA und CNES, ist mit einem 2-Frequenz-Radaraltimeter ausgestattet, das eine Weiterentwicklung des Poseidon-Altimeters an Bord von TOPEX/Poseidon darstellt. Die Mission teilt sich in 2 Phasen:

- (a) der Kalibrierungs-/Validierungsperiode (Januar bis August 2001), in der TOPEX und Jason-1 dieselben Subsatellitenspuren überflogen, und der anschließenden
- (b) Tandem-Missionsphase mit TOPEX/Poseidon (Zeitraum der TOPEX-EM). Die Verschiebung des TOPEX-Orbits ermöglichte dabei eine hohe räumliche Auflösung für die kombinierten Beobachtungen beider Satelliten.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Jason-1 GDR von AVISO in Version A genutzt (Picot u.a. 2004). Seit dem Start des Satelliten unterliegen die Altimeterdaten einer umfangreichen Analyse und Validierung (z.B. Ablain und Dorandeu 2005). Im Zentrum der Untersuchungen steht dabei u.a. die Entwicklung verbesserter Algorithmen zur Berechnung der SSB-Korrektur (Labroue u.a. 2004). Ebenso erfolgt eine Analyse der Radiometermessungen und die Verbesserung der daraus abgeleiteten Troposphären-Korrekturen (feuchter Anteil). In Zukunft sind also neue Versionen altimetrischer Meeresspiegelhöhen von Jason-1 zu erwarten mit einer höheren Genauigkeit als der hier verwendeten Daten (Ablain u.a. 2006).

3.2.3.3 ERS-1, ERS-2

Die *European Remote Sensing* (ERS) Satelliten sind zwei baugleiche Satelliten, die von der Europäischen Weltraumorganisation ESA entwickelt und am 17. Juli 1991 (ERS-1) bzw. am 21. April 1995 (ERS-2) gestartet wurden. Sie dienen einer ganzen Reihe von Aufgaben und sind

hierfür mit einer Anzahl Geräten zur Fernerkundung der Erd- und Meeresoberfläche und der Atmosphäre, u.a. mit einem 1-Frequenz-Radaraltimeter und einem Radiometer, ausgestattet (ESA 1995).

Die Satelliten bewegen sich in einem sonnensynchronen, retrograden Orbit. Die relativ lange Orbitwiederholzeit von 35 Tagen ermöglicht einen deutlich geringeren Abstand der Subsatellitenspuren als bei der TOPEX-Mission und eine deutlich höhere räumliche Auflösung der Beobachtungen (vgl. Tab. 3.1).

Die Missionsdauer von ERS-1 dauerte bis Juni 1996 und war in mehrere Missionsphasen unterteilt. Von April 1994 bis März 1995 wurde der Satellit in einen Quasi-Nichtwiederholorbit manövriert, in dem er sich 2 mal 168 Tage bewegte. Diese Phase wird i. Allg. als „geodätische Mission“ (gM) bezeichnet. Die einzelnen Subsatellitenspuren wurden dabei nur einmal überflogen und weisen eine sehr hohe räumliche Dichte auf. In der vorliegenden Arbeit wurden nur die Daten dieser Missionsphase verwendet, um das durch die anderen Missionen aufgespannte Netz der Subsatellitenspuren weiter zu verdichten. Die altimetrischen Meeresspiegelhöhen wurden dabei der Datenbank des *Radar Altimeter Database System* (RADS, Technische Universität Delft; Naeije u.a. 2000) entnommen.

Der ERS-2 Satellit befindet sich seit dessen Start im selben Orbit, die Mission dauert noch immer an. Verwendet wurden die CorSSH des AVISO bis Zyklus 85 (AVISO/Altimetry 2005). Untersuchungen der Radiometermessungen des Satelliten deuten auf systematische Einflüsse in diesen Messungen hin (Scharroo u.a. 2004; Eymard u.a. 2003). Die Evaluierung dieser Effekte und die Verbesserung der abgeleiteten Troposphären-Korrekturen (feuchter Anteil) sind Gegenstand gegenwärtiger Untersuchungen (Mertz u.a. 2005)

3.2.3.4 Envisat

Envisat wurde als Nachfolger von ERS-2 am 1. März 2002 gestartet. Die Mission ist ebenfalls ein Projekt der ESA und stellt eine technische Weiterentwicklung zur Fortführung der von ERS-1 und -2 begonnenen multidisziplinären Beobachtungen dar. Der Satellit befindet sich im selben Orbit wie ERS-2 und überfliegt dieselben Subsatellitenspuren wie dieser. An Bord befindet sich u.a. ein auf zwei Frequenzen messendes Altimeter. Bei den verwendeten altimetrischen Meeresspiegelhöhen handelt es sich um CorSSH des AVISO (AVISO/Altimetry 2005).

3.2.3.5 Geosat Follow-On

Bei dem am 10. Februar 1998 gestarteten Satelliten handelt es sich um eine Mission der US Navy. Geosat Follow-On (GFO) ist als reine Altimetermission konzipiert und ist hierfür mit einem 1-Frequenz-Radaraltimeter und einem Radiometer ausgestattet. Leider versagten die drei zur Orbitbeobachtung vorgesehenen GPS-Empfänger an Bord des Satelliten kurz nach dessen Start, so dass die Orbitbestimmung auf SLR-Beobachtungen beruht. Die Nutzung speziell an die Mission angepasster Schwerefeldmodelle (Lillibridge u.a. 2002; Lemoine u.a. 2004) erlaubt jedoch die Bestimmung der Satellitenbahnhöhe mit einer radialen Genauigkeit von einigen Zentimetern.

Mit einer Orbitwiederholzeit von 17 Tagen liegt die räumliche und zeitliche Auflösung der GFO-Beobachtungen zwischen TOPEX und ERS. Verwendet wurden die von AVISO bereitgestellten CorSSH.

3.2.4 Zusammenfassung der altimetrischen Meeresspiegelhöhen in Datenzellen

Die altimetrischen Meeresspiegelhöhen lagen zunächst als Beobachtungswerte entlang der einzelnen Satellitenspuren entsprechend der zeitlichen Abfolge der Beobachtungen vor. Für die weitere Auswertung wurden die Daten in eine Datenstruktur überführt, bei der alle Einzelmessungen entsprechenden Datenzellen zugeordnet wurden. Dies ermöglicht

- die räumliche Zusammenfassung von Meeresspiegelbeobachtungen zu Zeitreihen innerhalb einer Zelle und eine Zeitreihenanalyse der Meeresspiegelhöhen für jede Zelle,
- die Berechnung mittlerer Meeresspiegelhöhen an definierten Orten (i.d.R. an Zellenmittelpunkten) sowie
- die Transformation einer Meeresspiegelbeobachtung von einem beliebigen Ort innerhalb der Zelle auf den Zellenmittelpunkt bzw. auf einen beliebigen Punkt innerhalb der Zelle.

Die letztgenannte Anwendung ist vor allem zur Untersuchung von Meeresspiegelhöhendifferenzen an Kreuzungspunkten unterschiedlicher Satellitenspuren notwendig.

Die Berechnung der Datenzellen (Zellenmittelpunkte und Zellengrößen) erfolgte unmittelbar aus den Daten selbst. Die Zellengröße ergab sich aus dem mittleren Abstand aufeinanderfolgender 1 Hz Messungen des Altimeters, so dass in jeder Zelle mindestens ein Messwert pro Zyklus vorhanden ist.

Aus den Altimeterdaten wurde zunächst der mittlere Spurverlauf berechnet (Abb. 3.4(1)). Danach wurde die Lage der Zellenmittelpunkte festgelegt, wobei zwei Kriterien zugrunde gelegt wurden:

1. Die Kreuzungspunkte der Spuren ein- und derselben Mission sollten gleichzeitig Zellenmittelpunkte für Datenzellen entlang beider Spuren sein. Die Kreuzungspunkte wurden dabei als die Schnittpunkte der mittleren Spuren bestimmt.
2. Die Länge L der Datenzellen (=Abstand aufeinanderfolgender Zellenmittelpunkte) sollte den Abstand zweier 1 Hz Beobachtungen nicht unterschreiten (TOPEX 6,9 km, ERS-2 6,6 km, GFO 6,7 km).

Zwischen zwei durch Bedingung 1 festgelegten Punkten P_1 und P_2 im Abstand $S = \overline{P_1 P_2}$ ergab sich eine Anzahl von n Zellen zwischen diesen Punkten:

$$n' = (S/L) \quad \text{und} \quad n = \text{ganzzahliger Anteil}(n') - 1$$

Nachfolgend wurden zwischen den Punkten P_1 und P_2 jeweils n Zellenmittelpunkte im Abstand $L' = S/n$ festgelegt (Abbildung 3.4(2)).

Der Abstand der Zellenmittelpunkte legt die räumliche Auflösung der mittleren Meeresspiegelhöhen fest, die im Ergebnis der Analyse der Zeitreihen pro Datenzelle ermittelt werden. Bedingt durch Bedingung 1 variiert die Länge der Datenzellen entlang der Satellitenspuren geringfügig. Die Zellenbreite ergibt sich aus der Genauigkeit, mit der die Wiederholspuren vom Satelliten überflogen werden. I.d.R. beträgt diese ± 1 km.

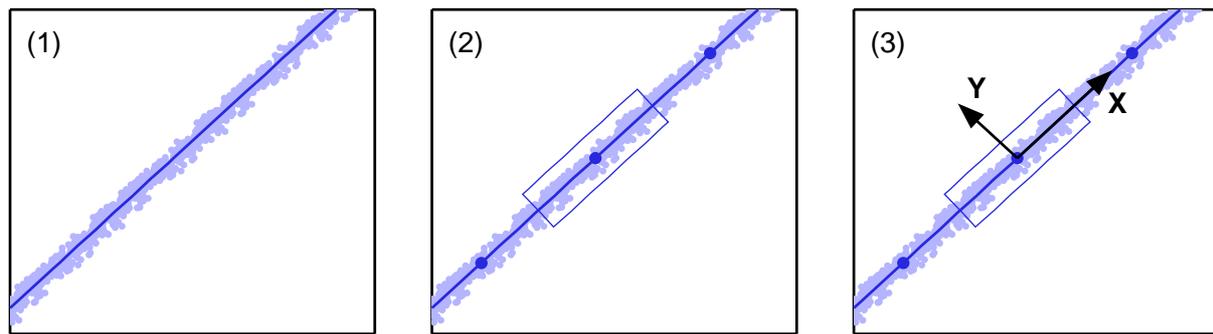


Abbildung 3.4: Berechnung von Datenzellen entlang der Altimeterspuren

(1) Aus den wiederholten Beobachtungen entlang der einzelnen Spuren wurde zunächst ein mittlerer Spurverlauf berechnet. (2) Entlang dieser Spur wurden die Zellenmittelpunkte festgelegt. (3) Der mittlere Spurverlauf legt zugleich die x-Achse eines zelleninternen ebenen Koordinatensystems fest.

Die Berechnung von Datenzellen erfolgte für die Missionen TOPEX, TOPEX-EM, ERS-2 und GFO. Für Jason-1 und Envisat wurden berechneten Zellenstrukturen von TOPEX bzw. ERS-2 übernommen. Für die weitere Bearbeitung wurden nur diejenigen Datenzellen ausgewählt, in denen die Anzahl der Messwerte in der Zelle eine Mindestanzahl erreicht bzw. übersteigt. Diese Mindestanzahl wurde missionsabhängig festgelegt und entspricht etwa einem Drittel der für die jeweilige Mission verfügbaren Gesamtdatenanzahl (Anzahl verwendeter Datenzyklen). Sie beträgt für

- TOPEX 100; TOPEX-EM 30; Jason-1 35
- ERS-2 45; Envisat 10
- GFO 30.

Innerhalb der einzelnen Datenzellen kann jeweils ein zelleninternes Koordinatensystem definiert werden. Aufgrund der geringen Größe der Datenzellen kann dieses als ebenes Koordinatensystem betrachtet werden. Koordinatenursprung ist jeweils der Zellenmittelpunkt. Der Verlauf der x-Achse wird durch den Verlauf der mittleren Satellitenspur festgelegt. Orthogonal dazu verläuft die y-Achse (Abb. 3.4(3)). Die Höhen der einzelnen Messpunkte (beobachtete Meeresspiegelhöhen) werden beibehalten.

Die Festlegung der Zellenkoordinatensysteme ermöglicht die einfache Berechnung der Neigungen des Meeresspiegels entlang der Satellitenspur und senkrecht zur Spur für jede Datenzelle.

3.3 Das ozeanographische Modell der Ostsee

Ozeanographische Modelle stellen die Verbindung zwischen den in ihrer räumlichen und zeitlichen Auflösung begrenzten Zustandsbeobachtungen des Meeres und dessen kontinuierlicher Zustandsänderung dar. Darüber hinaus erlauben numerische Modelle auch die Simulation von Prozessen unter angenommenen Randbedingungen und damit die Analyse der Sensitivität ozeanographischer Prozesse auf bestimmte Umweltparameter. Im Interesse der Ozeanographen stehen dabei insbesondere Vorgänge unterhalb der Meeresoberfläche wie beispielsweise Strömungen. Als Ausgabegröße numerischer Modellierungen ergibt sich jedoch auch die aktuelle Auslenkung des Meeresspiegels, die wiederum für den Geodäten von besonderem Interesse ist.

Das durch ein ozeanographisches Modell beschriebene System umfasst den Wasserkörper eines ausgewählten Meeres. Die Systemgrenzen werden dementsprechend durch die Meeresoberfläche und den Meeresboden gebildet. Eine weitere vertikale Grenze wird i.d.R. durch die Abgrenzung des ausgewählten Meeresgebietes gegen umgebende Meeresregionen festgelegt. Die Zustandsbeschreibung des Meeres auf Grundlage numerischer Modellierung beruht auf der Lösung der hydrodynamischen Bewegungsgleichungen unter Berücksichtigung der dominanten, auf das Meer wirkenden Kräfte (Steward 2004). Als Eingangsparameter werden somit neben der Topographie und Beschaffenheit des Meeresbodens auch Daten über den Zustand der Atmosphäre in der Meeresregion (Systemumweltparameter) benötigt. Die numerische Rechnung erfolgt in einem diskreten Punktgitter und in diskreten Zeitschritten. Die gestiegene Leistungsfähigkeit moderner Rechentechnik ermöglicht eine Diskretisierung mit immer höherer Auflösung sowohl im räumlichen als auch im zeitlichen Bereich, was zu einer stetig steigenden Verbesserung und einer erhöhten Detailwiedergabe der Modelle führt.

Für diese Arbeit standen die Daten des von Lehmann (1992) entwickelten ozeanographischen Modells der Ostsee zur Verfügung. Dieses stellt ein dreidimensionales, gekoppeltes Meeres-Ozeanmodell dar, basierend auf dem allgemeinen Zirkulationsmodell von Bryan-Cox-Semtner mit freier Oberfläche (Killworth u.a. 1991). In der Horizontalen beträgt die Modellauflösung etwa 5 km (wirbelaufösend). In vertikaler Richtung wurden 60 Schichten festgelegt, die eine Auflösung der oberen 100 m in Schichten von 3 m Dicke erlauben (Lehmann und Hinrichsen 2000a; Lehmann u.a. 2002).

Die Grundlage für den Antrieb des numerischen Modells bilden realistische Atmosphärenbedingungen, die der Datenbank des SMHI (*Swedish Meteorological and Hydrological Institute*, Norrköping) entnommen wurden. Die Daten umfassen das gesamte Ostsee-Einzugsgebiet und liegen in Gitterpunkten von $1^\circ \times 1^\circ$ aller 3 Stunden vor. Zusätzlich wurden die Einträge von 42 Flüssen, die in Ostsee und Kattegat einmünden, in Form mittlerer Flusseintragsdaten verwendet (Bergström und Carlsson 1994). Während der Modellierung wurden keine Pegeldaten genutzt, wodurch die modellierten Meeresspiegelauslenkungen unabhängig von beobachteten Meeresspiegelhöhen sind.

Der Modellbereich des numerischen Modells umfasst die Ostsee einschließlich Kattegat und Skagerrak. An den westlichen Rand schließt sich eine vereinfachte Nordsee an den Skagerrak an. Damit ist ein Einströmen charakteristischer Nordseewassermassen bzw. die Aufnahme ausströmenden Ostseewassers in entsprechenden Ein-/Ausstromsituationen gewährleistet (Lehmann 1995). Dem westlichen Rand der vereinfachten Nordsee (4° ö.L.) wurde ein konstanter Referenzwert zugewiesen, der sich aus der Neigung des Meeresspiegels zum Zeitpunkt der Modellinitialisierung entsprechend der anfänglichen Dichteverteilung des Meerwassers ergab (Lehmann 1992). Mit Bezug auf diesen Referenzwert wird im Falle von Ein-/Ausstromsituationen dem Modell Volumen hinzugefügt/entnommen. Gezeiten wurden im Modell nicht berücksichtigt.

Die Modellierung umfasst den Zeitraum 1979–2004. Die Speicherung vollständiger Modelle erfolgt in Zeitschritten von jeweils 6 h, wodurch die zeitliche Auflösung der verfügbaren Modelldaten festgelegt ist. Zu dem vom Modell ausgegebenen Variablen gehören die Eisdicke, -dichte und -bewegungen, das ozeanische barokline Strömungsfeld, 3D-Verteilungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff, der barotrope Transport und weiterhin die 2D-Oberflächenauslenkungen. Letztgenannte Meeresspiegelauslenkungen wurden in der vorliegenden Arbeit genutzt und stellen im geodätischen Sinne aktuelle Meeresspiegelhöhen über einer Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes dar. Hierbei entspricht jedoch der Potentialwert der Bezugsfläche nicht

dem Potential W_0 eines Geoidmodelles oder amtlichen Höhensystems. Somit ist in den modellierten Meeresspiegelhöhen ein Höhenoffset enthalten, der in erster Näherung als konstant für den gesamten Ostseebereich angenommen werden kann.

Unterschiedliche Untersuchungen zeigten bereits, dass das ozeanographische Modell der Ostsee die wichtigsten Eigenschaften der Ostsee wie allgemeine Zirkulation, thermale und haline Schichtung, größere Salzwassereinbrüche in die Ostsee wie auch den generellen Wassermassenaustausch mit der Nordsee und innerhalb der Tiefenbecken der Ostsee sehr gut wiedergibt (Lehmann 1995; Lehmann und Hinrichsen 2000a; Lehmann und Hinrichsen 2000b; Lehmann u.a. 2002). Ein Vergleich der modellierten Meeresspiegelauslenkungen mit unabhängig beobachteten Meeresspiegelhöhen aus Pegel- und Satellitenaltimetermessungen erlaubt die Validierung und die Abschätzung der Genauigkeit der modellierten Meeresspiegelhöhen. Dabei zeigte sich eine sehr gute Übereinstimmung der modellierten mit den beobachteten Werten (Novotny u.a. 2002; Novotny u.a. 2006). Die Validierung der modellierten Oberflächenauslenkungen ist Gegenstand von Abschnitt 5.2.

4 Variationen des Meeresspiegels der Ostsee

4.1 Die Ostsee – ein junges Meer im Norden Europas

Die Ostsee, im Zentrum des nördlichen Westeuropas gelegen, ist ein Nebenmeer des Atlantiks und eines der größten Brackwassergebiete der Erde. Ihre Fläche von etwa 413 000 km² entspricht fast dem Doppelten der Gesamtfläche der fünf Großen Seen Nordamerikas oder etwa der Fläche des Schwarzen Meeres. Die Tiefe der Ostsee erreicht an ihrer tiefsten Stelle 459 m (Landsorttief), im Mittel beträgt sie 52 m.

Topographisch lässt sich die Ostsee durch eine Folge von Becken beschreiben, an deren Verbindung sich flachere Schwellen befinden. Eine Verbindung zur Nordsee besteht über drei flache Meerengen im Südwesten. Damit ist ein begrenzter Wasseraustausch zwischen den beiden Meeren und das Eindringen von Salzwasser in die Ostsee möglich (Matthäus 1996). Die beschriebene Topographie bestimmt stark die Eigenschaften der räumlichen und zeitlichen Meeresspiegelvariationen der Ostsee, die vor allem durch meteorologische Einflüsse verursacht werden.

Geologisch betrachtet ist die Ostsee ein sehr junges Meer, das im Ergebnis der letzten Eiszeit mit dem Abschmelzen des skandinavischen Eisschildes entstand. In einer Folge unterschiedlicher Stadien, die sich vor allem in der Verbindung des entstehenden Schmelzwassersees mit den umgebenden Ozeanen unterscheiden, entstand schließlich mit der Überflutung der heutigen Belte vor etwa 7 000 Jahren das sogenannte Littorinameer, aus dem die Ostsee in ihrer heutigen Form hervorging (Köster 1996).

Ein Nachwirken des Abschmelzens des skandinavischen Eisschildes und der damit verbundenen geringeren Auflast auf die Erdkruste ist heute noch immer in der anhaltenden Hebung des nördlichen Skandinaviens aufgrund isostatischer Ausgleichsbewegungen in Erdkruste und -mantel zu spüren (vgl. Abschnitt 2.1.3). Dies führt dazu, dass sich die Küstenlinie der Ostsee auch heute noch in ständiger Veränderung befindet, was sich beispielsweise auf die Lage und Tiefe von Häfen (vgl. Ekman 1991a) wie auch auf die Definition von küstenlinienabhängigen Seebereichen wie im Beispiel der demilitarisierten Zone um die Åland Inseln (Ekman 1998) auswirkt. Die Bestimmung von Landhebungsraten aufgrund postglazialer Ausgleichsbewegungen ist daher nicht nur von wissenschaftlichem Interesse.

Eine Übersicht über die Region gibt Abbildung 4.1. Neben einigen in die Karte eingetragenen geographischen Bezeichnungen gibt die Darstellung einen Eindruck von der Topographie der Region sowie von der Meeresbodentopographie (Bathymetrie) der Ostsee (Seifert u.a. 2001). Darüber hinaus sind einige ausgewählte, im Weiteren häufig verwendete Pegelstationen eingetragen.

4.2 Der mittlere Meeresspiegel der Ostsee

Der mittlere Meeresspiegel ergibt sich aus den Mittelwerten (beobachteter) Meeresspiegelhöhen an allen Orten der Ostsee. Saisonale, interannuale und säkulare Variationen bewirken dabei eine

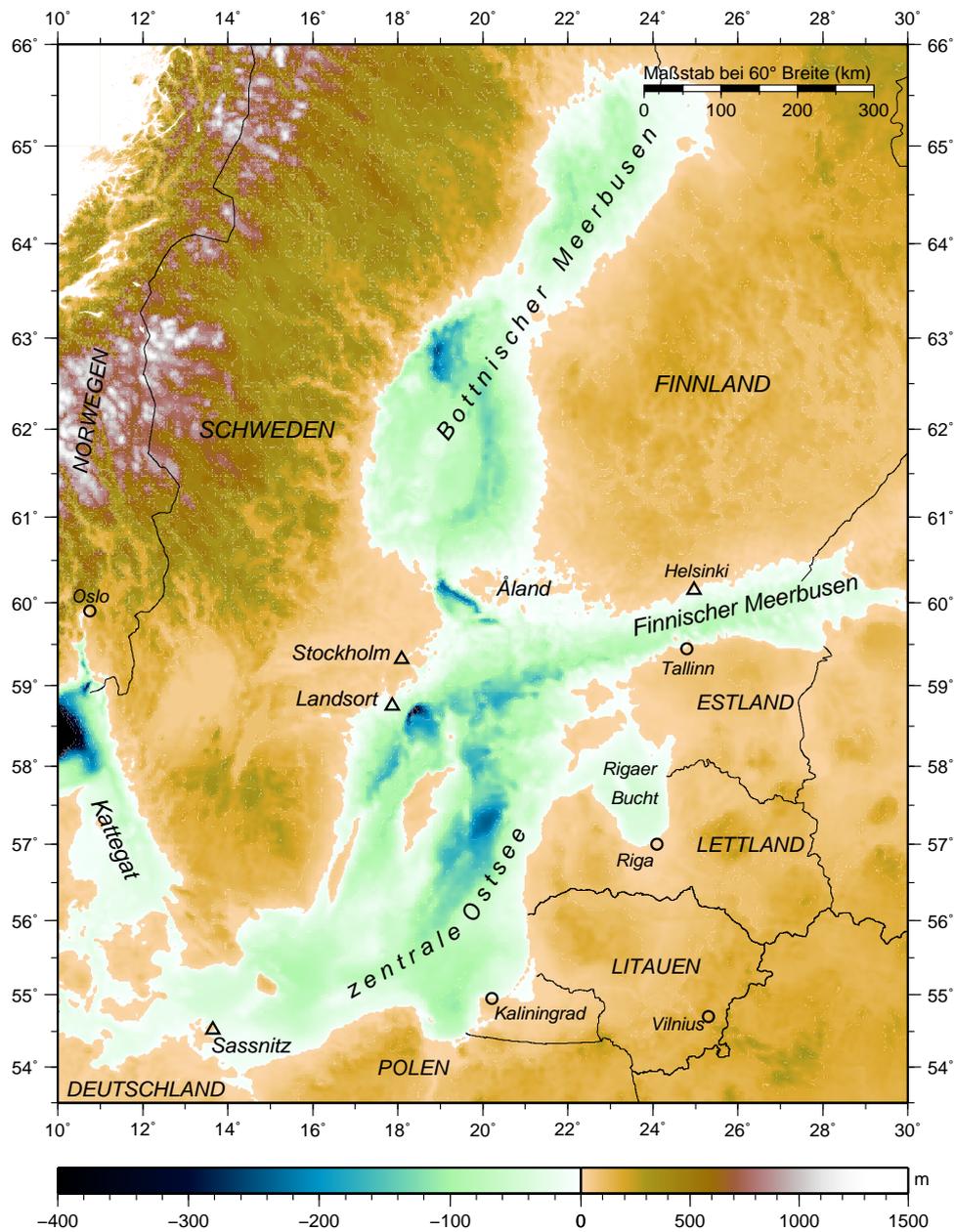


Abbildung 4.1: Meeresbodentopographie der Ostsee nach Seifert u.a. (2001). Ebenfalls dargestellt ist die Topographie der Ostseeregion. Zusätzlich sind einige geographische Bezeichnungen, die Lage ausgewählter Städte (O) und die Lage einiger Pegelstationen (Δ) in die Karte eingetragen.

zeitliche Variation des mittleren Meeresspiegels abhängig vom Zeitraum der ausgewerteten Beobachtungsdaten (Pugh 1987; Ekman 1991b). Zur Bestimmung der mittleren Meerestopographie einer Region werden daher möglichst lange Zeitreihen gefordert.

Eine wichtige Quelle für Meeresspiegelhöhenbeobachtungen sind Pegelreihen, die jedoch nur entlang der Küsten verfügbar sind. Voraussetzung für die Nutzung der Pegelreihen zur Bestimmung der mittleren Meerestopographie ist der Bezug der Pegelnullpunkte auf ein einheitliches Höhensystem. Satellitenaltimeter erlauben die flächendeckende Messung von Meeresspiegelhöhen in

der offenen See und liefern Daten in einem einheitlichen Bezugssystem. Da diese Beobachtungen jedoch erst seit einigen Jahren mit dem operationellen Betrieb der Altimeter verfügbar sind, stellen ozeanographische Modelle eine weitere wichtige Datengrundlage zur Bestimmung der mittleren Meerestopographie dar.

Der mittlere Meeresspiegel der Ostsee weist eine deutliche Neigung in Südwest-nordöstlicher Richtung auf. Wesentliche Ursache für diese Neigung ist der stark abnehmende Salzgehalt des Ostseewassers in Richtung Norden (Lisitzin 1974). Ein zusätzlicher Effekt wird durch den Wind über der Ostsee ausgeübt, der im Mittel eine positive Westwindkomponente besitzt (Carlsson 1998; Meier u.a. 2004). Auf der Grundlage modellierter Meeresspiegelhöhen ermittelte Lisitzin (1974) den Gradienten des mittleren Meeresspiegels vom südwestlichen Ostsee-Eingang (Kattegat) bis zum nördlichen Bottnischen Meerbusen mit 25 cm. Spätere Untersuchungen von Carlsson (1998) und Meier u.a. (2004), ebenfalls auf der Grundlage ozeanographischer Modellierungen, bestimmten den Höhenunterschied mit 17 bis 20 cm.

Da Küstenpegel meist in ein nationales Höhensystem eingebunden sind, bestimmen einige Studien die mittlere Meerestopographie entlang der Küste einzelner Ostseeanrainerstaaten (z.B. Weise 1990; Łyskowicz 1996; Johansson u.a. 2003). Ekman und Mäkinen stellten 1996 eine auf der Grundlage geodätischer Messungen bestimmte Lösung für die mittlere Meerestopographie der gesamten Ostsee vor. Hierzu wurde zunächst das Nordische Höhensystem NH60 als einheitliches Höhensystem für die gesamte Region geschaffen und Transformationsgrößen zwischen den nationalen Systemen angegeben (vgl. Ekman 1994). Im System NH60 wurden dann langjährige Mittelwasser einer Anzahl von Pegelstationen bestimmt. Der Gradient der Neigung des mittleren Meeresspiegels vom Ostsee-Eingang bis zum nördlichen Bottnischen Meerbusen wurde mit 20 cm ermittelt. In einer späteren Arbeit nutzt Ekman diese geodätisch bestimmte mittlere Meerestopographie zur Berechnung von Systemunterschieden zwischen weiteren Höhensystemen (Ekman 1999b).

Ein genauer Verlauf der mittleren Meeresspiegelhöhen in der offenen Ostsee konnte durch dieses Verfahren jedoch nicht abgeleitet werden. Eine Überprüfung der aus ozeanographischen Modellen abgeleiteten mittleren Meerestopographie insbesondere im Bereich der offenen See ist somit noch nicht möglich.

Das 1989 von der IAG ins Leben gerufene *Baltic Sea Level Project* stellte sich unter anderem die Aufgabe, die Höhensysteme der Ostseeanrainerstaaten zu vereinheitlichen und die mittlere Meerestopographie zu bestimmen. Mehrere koordinierte GPS-Messkampagnen im Abstand einiger Jahre im gesamten Ostseeraum bildeten eine Datengrundlage dieses Projektes (Poutanen 2000). Aus der Kombination der GPS-Lösung mit einem Geoidmodell und langjährigen Pegelreihen leiteten Kakkuri und Poutanen (1997) die mittlere Meerestopographie der Ostsee ab. In einem weiteren Schritt kombinierten Poutanen und Kakkuri (2000) Beobachtungen der Satellitenaltimeter ERS-1/-2 mit dieser Lösung (vgl. auch Poutanen 2000). Die einzelnen Altimeterüberflüge wurden dabei in ihrer absoluten Höhe an die GPS-Lösung angepasst und die Meerestopographie jeweils für einen gesamten ERS-Zyklus (35 Tage) ermittelt. Der räumlich langwellige Anteil der abgeleiteten Topographie wird dabei durch die GPS-Lösung vorgegeben, die Altimeterdaten liefern zusätzliche Daten über den Verlauf der Meeresspiegelhöhen in der freien Ostsee. Die Einzellösungen wurden zu jahresweisen Lösungen in einem regelmäßigen Gitter der Auflösung $0,25^\circ \times 0,5^\circ$ zusammengefasst. Das Ergebnis zeigt bereits einige räumliche Variationen der mittleren Höhen, weist jedoch auch noch größere Unsicherheiten in einigen Regionen auf.

4.3 Säkulare Meeresspiegeländerungen

Der Anstieg des globalen mittleren Meeresspiegels ist derzeitig – bedingt durch seine starke soziale und ökonomische Relevanz – Gegenstand intensiver Forschung (Leatherman 2001). Der Internationale wissenschaftliche Ausschuss zur Untersuchung des Klimawandels (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC) prognostizierte in seinem letzten Bericht auf der Grundlage vielfältiger Daten, Untersuchungen und Modellierungsergebnisse einen globalen Anstieg des mittleren Meeresspiegels um etwa 20 bis 50 cm im Jahr 2100 gegenüber dem Jahr 1990 (1,8 bis 4,5 mm/Jahr).

Wichtigste Grundlage für die Bestimmung der Rate der säkularen Meeresspiegeländerung bilden Pegelreihen. Die Analyse und Interpretation dieser Reihen bedarf großer Sorgfalt, da einerseits lokale und regionale Effekte, die zu einer Änderung der Höhe des Pegelnullpunktes führen (z.B. postglaziale Landhebungen, vgl. Douglas und Peltier 2002), als auch langfristige Variationen des Meeresspiegels zu berücksichtigen sind (Douglas 2001). Liebsch (1997) wies nach, dass mindestens 60-jährige Beobachtungsreihen notwendig sind, um einen signifikanten Trend zu ermitteln. Über kürzere Zeiträume können mehrjährige Variationen des Meeresspiegels dazu führen, dass die ermittelten Trendwerte wesentlich von den aus längjährigen Beobachtungsreihen ermittelten Trends abweichen (vgl. Liebsch 1997; Douglas 2001).

Aus einer Anzahl global verteilter Pegelstationen bestimmte Douglas (1997) den Anstieg des globalen Meeresspiegels mit 1,8 mm/Jahr. Ein Problem bei der Auswertung der Pegelreihen stellt deren ungleichmäßige geographische Verteilung und ihre Beschränkung auf die Küstenlinien und wenige Inseln dar. Die Nutzung der Beobachtungen der Satellitenaltimeter erlaubt nunmehr auch die Abschätzung der säkularen Meeresspiegeländerung aus tatsächlich nahezu global und regelmäßig über die Ozeane verteilten Daten. Nachteil hierbei ist jedoch die relative Kürze der Datenreihen und der große Einfluss interannualer Variationen auf die abgeleiteten Trendwerte (Nerem und Mitchum 2001).

Die Auswertung satellitenaltimetrischer Beobachtungen erlaubt darüber hinaus auch die Bestimmung regionaler Variationen der säkularen Meeresspiegeländerung (z.B. Nerem und Mitchum 2001). Church u.a. (2004) kombinierten schließlich global verteilte Pegelreihen mit Satellitenaltimeterdaten. Der daraus bestimmte globale Meeresspiegelanstieg 1950–2000 ergibt sich im Mittel zu 1,8 mm/Jahr und weist deutliche regionale Variationen auf.

Über ihre Verbindung zur Nordsee ist die Ostsee mit den Weltmeeren verbunden. Ein Anstieg des mittleren Meeresspiegels im Nordatlantik bzw. in der Nordsee sollte sich somit auch in der Ostsee auswirken. Dabei kann die säkulare Meeresspiegeländerung innerhalb der Ostsee in erster Näherung als konstant betrachtet werden. Johansson u.a. (2002) verglichen aus GPS-Messungen berechnete Landhebungsraten mit an Pegeln beobachteten relativen Meeresspiegeländerungen und bestimmten den Trend des mittleren Meeresspiegelanstiegs in der Ostsee mit 1,9 mm/Jahr.

Bei der Analyse von Pegelreihen und der Ableitung von Raten der säkularen Meeresspiegeländerung sind insbesondere im Ostseeraum die teilweise hohen Landhebungsraten aufgrund postglazialer Ausgleichsprozesse zu berücksichtigen (vgl. Gleichung 3.1). Die Effekte der PGL in dieser Region sind gut bekannt und ihre Bestimmung kann auf eine lange Tradition zurückblicken (Ekman 1991a). Grundlage hierfür bilden die verfügbaren langen Pegelreihen (z.B. Ekman 1996b), wiederholte Präzisionsnivellements (z.B. Mäkinen und Saaranen 1998) und wiederholte Schweremessungen (z.B. Ekman und Mäkinen 1994).

Mit dem Einsatz moderner Satellitenverfahren, insbesondere GPS, ist nunmehr auch die direkte Bestimmung der geozentrischen Krustenverschiebung messbar. Hierbei ist vor allem das schwedisch-finnische Projekt BIFROST (*Baseline Inferences from Fennoscandian Rebound Observations, Sea level and Tectonics*) zu nennen (Scherneck u.a. 2002; Johansson u.a. 2002).

Die Beobachtungen und Modelle zeigen übereinstimmend das Zentrum der PGL im Bereich der nördlichen Ostsee/Bottnischer Meerbusen mit maximalen Hebungsraten von 10 bis 12 mm pro Jahr. Die „Null-Linie“ der Hebung und der Übergang von Landhebung zu Landsenkung liegt annähernd an der südlichen Küste der Ostsee (vgl. auch Nocquet u.a. (2005), die die Nulllinie der Hebung bei 54,4° nördl. Breite bestimmen).

4.4 Zeitliche Variationen des Meeresspiegels

Die Meeresspiegelvariationen der Ostsee sind gekennzeichnet von internen, kurzzeitigen Variationen, die im Wesentlichen durch die sich fortwährend ändernden atmosphärischen Bedingungen über dem Ostseeraum hervorgerufen werden. Überlagert werden diese Änderungen, deren Größenordnung bis zu einige Dezimeter an aufeinanderfolgenden Tagen betragen kann, von saisonalen und mehrjährigen Variationen mit Amplituden von einigen Zentimetern bis Dezimetern.

Niederfrequente Variationen mit Periodenlängen von etwa 1 Monat und länger werden durch Meeresspiegeländerungen in der Nordsee bestimmt („extern angeregte“ Variationen) und erklären über die Hälfte der Gesamtvarianz des Meeresspiegels in der Ostsee (Samuelsson und Stigebrandt 1996). Die Oszillationen des Ostseespiegels in diesem Frequenzbereich ähneln denen in einer offenen Bucht und zeigen mit zunehmendem Abstand vom Ostsee-Eingang ansteigende Amplituden (vgl. Ekman 1996a). Variationen mit Periodenlängen kürzer als ein Monat werden in den schmalen und flachen Verbindungsstraßen zur Nordsee stark gedämpft und gelangen daher nicht von der Nordsee in die Ostsee hinein. Für diese – durch meteorologische Bedingungen angeregte – Variationen wirkt die Ostsee wie ein geschlossenes Becken („intern angeregte“ Variationen). Die größten Amplituden treten hier an den nördlichen/südlichen Enden der Ostsee auf, während sich etwa im Zentrum eine Knotenlinie befindet (Samuelsson und Stigebrandt 1996).

Die wichtigsten Variationen des Ostseespiegels sollen im Folgenden kurz diskutiert werden. Da es sich in den meisten Fällen nicht um streng periodische Schwingungen handelt, wird dabei zwischen „langzeitigen“ und „kurzzeitigen“ Variationen mit Dauern von länger/kürzer als einem Monat unterschieden.

4.4.1 Langzeitige Variationen

Als extern angeregter Effekt wirken langzeitige Meeresspiegelvariationen innerhalb der gesamten Ostsee und beeinflussen somit deren Füllstand. Dies drückt sich in einer hohen Korrelation der (tiefpassgefilterten) Beobachtungsreihen der einzelnen Ostseepegel aus (vgl. Ekman 1996a).

Saisonale Variationen. Im Spektrum der Wasserstandsschwankungen tritt die saisonale Variation deutlich hervor (vgl. Abbildung 5.6; Ekman und Stigebrandt 1990). Die Gesamtvariation wird dabei i. Allg. durch eine Schwingung mit der Periodenlänge von 1 Jahr und eine überlagernde Schwingung mit der Periodenlänge von 0,5 Jahr beschrieben. Letztere stellt keine eigenständige Variation dar, sondern dient lediglich der Erfassung der Unsymmetrie im Verlauf der Jahreswelle.

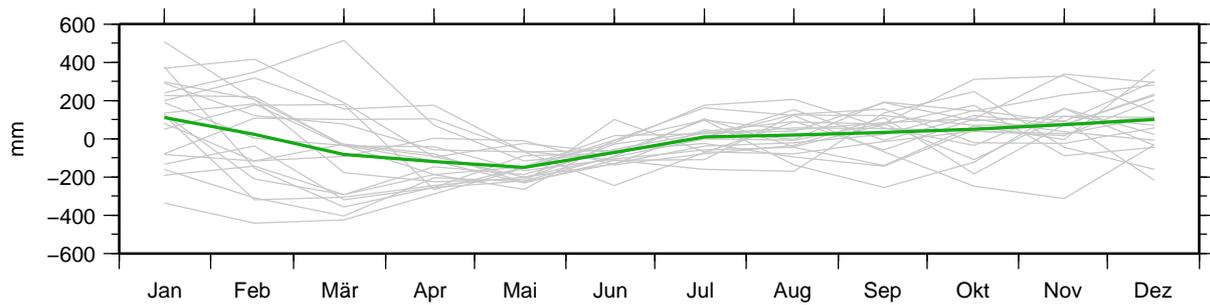


Abbildung 4.2: Saisonale Variation des Meeresspiegels am Pegel Landsort

Dargestellt sind die Reihen monatlicher Mittelwasserstände für die Jahre 1980–2000 jeweils jahresweise übereinander (graue Linien). Die einzelnen Linien verdeutlichen somit die Streuung der mittleren Wasserstände in den einzelnen Monaten. Die grüne Linie markiert die arithmetischen Mittel aller Werte eines Monats und beschreibt den mittleren Verlauf des saisonalen Signals. Für die Darstellung wurde die Pegelreihe auf ihren Mittelwert (1980–2000) zentriert.

Die Amplitude der saisonalen Variation beträgt etwa 5 cm an der südlichen Ostsee bis 12 cm im nördlichen Bottnischen Meerbusen (Ekman 1996a). Abbildung 4.2 stellt die Reihen monatlicher Mittelwerte am Pegel Landsort jeweils jahresweise dar und zeigt das gemittelte saisonale Signal an dieser Station. Das Minimum des mittleren Wasserstandes wird im Mai erreicht, der höchste mittlere Wasserstand ist im Dezember/Januar zu beobachten. Die Beobachtungsreihen der einzelnen Jahre (in grau dargestellt) vermitteln auch einen Eindruck über die jahreszeitliche Varianz des mittleren Meeresspiegels.

Mehrjährige Variationen. Neben den saisonalen Variationen zeigt die Pegelreihe Landsort auch deutliche Meeresspiegelschwankungen, die über mehrere Jahre wirken und Amplituden in der Größenordnung einiger Zentimeter aufweisen (Abbildung 4.3). Diese Variationen können auch in Pegelreihen von Stationen in der Nordsee beobachtet werden. Einige Autoren führen diese Meeresspiegelschwankungen auf langfristige Variationen im großräumigen Luftdruckfeld über dem Nordatlantik/Nordeuropa zurück (vgl. Heyen u.a. 1996). Andersson (2002) weist einen Zusammenhang mit Variationen im Luftdruckgradienten über dem Nordatlantik (*North Atlantic Oscillation index*, NAO; Hurrell 1995) nach (vgl. auch Lehmann und Hinrichsen 2002).

Polgezeiten. Der im Englischen als *pole tide* bezeichnete Effekt beruht auf einer periodischen Änderung des Schwerfeldes der Erde, der durch die Bewegung der Erdrotationsachse innerhalb des Erdkörpers hervorgerufen wird (Abschnitt 2.1.3). Da sich die Meeresoberfläche der veränder-

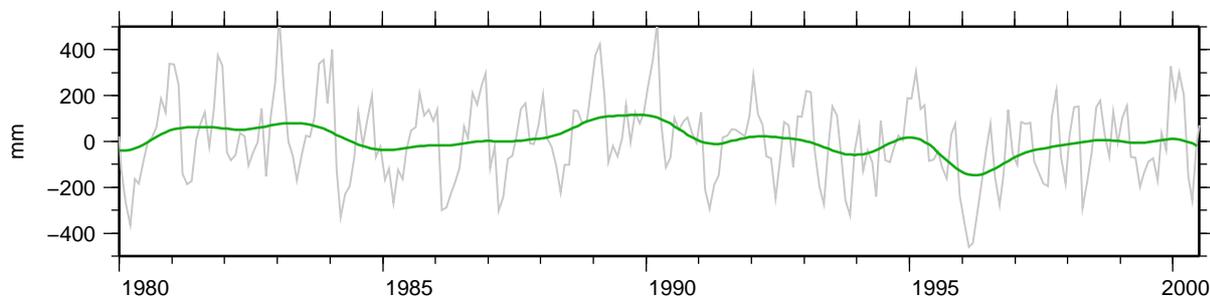


Abbildung 4.3: Mehrjährige Variationen des Meeresspiegels am Pegel Landsort

Die Grafik zeigt die Reihe monatlicher Pegelmittelwerte (1980–2000; grau) sowie die Reihe nach einer Tiefpassfilterung (Gauß-Filter, Filterbreite 3 Jahre, grüne Kurve). Für die Darstellung wurde die Pegelreihe auf ihren Mittelwert zentriert.

ten Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes anpasst, ist eine Variation der Meeresspiegelhöhen mit einer entsprechenden Periodenlänge zu beobachten. Die Amplitude der Gleichgewichtsflut beträgt in der Ostsee etwa 0,4 mm (Trupin und Wahr 1990). Das in Pegelreihen beobachtete Signal der Polzeit entspricht mit 2 bis 4 cm (zunehmende Amplituden in nördlicher Richtung) jedoch einem Vielfachen dieses Wertes (Miller und Wunsch 1973; Ekman 1996a). Trupin und Wahr (1990) geben eine mögliche Erklärung für diesen Effekt aufgrund atmosphärischer Variationen in diesem Frequenzband oder möglicherweise ozeanographischer Resonanzeffekte.

Die durch die Polbewegung verursachte Änderung des Schwerepotentials (dW) hat auch eine Deformation des Erdkörpers zur Folge. Diese bewirkt eine weitere Potentialänderung (Deformationspotential) (Wahr 1985). Infolge der Gesamtwirkung beider Effekte ändert die Meeresoberfläche ihre Höhe relativ zum Geozentrum um den Betrag

$$\delta h = (1 + k) \cdot \frac{dW}{g} \approx 1,3 \cdot \frac{dW}{g} \quad (4.1)$$

g bezeichnet den Betrag der Schwerebeschleunigung am betrachteten Ort, k ist die zweite Love'sche Zahl. Der Pegel nimmt nur die relative Änderung des Meeresspiegels zur (deformierten) Kruste wahr:

$$\delta h_{Peg} = (1 + k - h) \cdot \frac{dW}{g} \approx 0,7 \cdot \frac{dW}{g} \quad (4.2)$$

h ist in dieser Gleichung die erste Lovesche Zahl.

Weitere langzeitige Variationen. Eine Reihe weiterer geophysikalischer Effekte verursacht Variationen des Meeresspiegels mit Periodenlängen von einigen Jahren. Beispielsweise untersucht Weise (1990) den Einfluss des Mondknotenumlaufes (18,6 Jahre) auf den Meeresspiegel in der südlichen Ostsee. Die Amplituden liegen hier zwischen 6 und 14 mm und sind angesichts des hohen Rauschens in den Beobachtungsreihen kaum signifikant nachzuweisen. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangten Trupin und Wahr (1990).

Currie (1981) untersucht den möglichen Einfluss der sonneninduzierten 11-Jahres-Periode auf Wasserstandsvariationen in Europa. Die Amplituden dieser Variation betragen in der Ostsee etwa 1 cm und sind angesichts der Gesamtvariabilität des Meeresspiegels in dieser Region ebenfalls kaum von Bedeutung (vgl. Woodworth 1985).

4.4.2 Kurzzeitige Variationen

Eigenschwingungen. Kurzzeitig wirkende atmosphärische Bedingungen können die Ostsee zu Eigenschwingungen (Seiches) anregen. Die Wasserstandsschwankungen können dabei im Maximum einige Dezimeter erreichen (Dietrich u.a. 1975).

Am stärksten ausgeprägt ist die Eigenschwingung des ersten Modus, d.h. eine Schwingung mit einer Knotenlinie im Zentrum der Ostsee in der Nähe von Stockholm und zwei maximalen Schwingungsbäuchen am südlichen/nördlichen Ende. Primär bilden sich die Eigenschwingungen dabei im System südwestliche Ostsee/Finnischer Meerbusen aus, sekundär kann sich auch ein Schwingungssystem südwestliche Ostsee/Bottnischer Meerbusen bilden (Wüßler und Krauss 1979). Die Periodendauern dieser Oszillationen betragen 26 h bzw. 31 h (Wüßler und Krauss 1979).

Starke Eigenschwingungen können sich durch eine deutliche Neigung des Meeresspiegels bemerkbar machen, die signifikant von der mittleren Neigung abweicht. Überfliegt ein Altimetersatellit

die entsprechende Region zu einem solchen Zeitpunkt, kann diese Neigung auch in den Beobachtungen des Altimeters sichtbar sein (vgl. Abbildung 5.10).

In seltenen Fällen können die meteorologischen Bedingungen über Nordeuropa zu **Sturmhochwassern** an der südlichen Küste der Ostsee oder im Finnischen Meerbusen führen. Diese auch als Sturmfluten bezeichneten Ereignisse treten meist im Winterhalbjahr auf und können Wasserstände bis zu mehrere Meter über dem Mittelwasser eines Pegels verursachen (z.B. Eiben 1992). Dabei wird oftmals bei einem bereits recht hohen Füllstand der Ostsee das Wasser durch die Wirkung starken Windes gegen die Küsten aufgestaut und das Wasservolumen in Eigenschwingung versetzt. Die Untersuchung von Sturmflutereignissen ist Gegenstand einer großen Anzahl auch am IPG durchgeführter Arbeiten (Wolf 1999; Dietrich 1999; Baensch 1875; Schumacher 2003) und derzeitiger Forschungen (z.B. Baerens und Hupfer 1999; Meier u.a. 2004; Jensen u.a. 2004) und wird in der vorliegenden Arbeit nicht behandelt. Ein besseres Verständnis der in der Ostsee allgemein ablaufenden Prozesse und langfristig zu erwartender Meeresspiegeländerungen sowie verbesserte Wasserstands-Modellierungsverfahren können jedoch auch bei der Analyse und Vorhersage von Sturmhochwassern helfen und den Küstenschutz verbessern.

Gezeiten. Die Gezeiten von Randmeeren können als Mitschwinggezeiten und als selbständige Gezeiten auftreten (Dietrich u.a. 1975). Da die hochfrequenten Variationen der Nordsee, u.a. auch die täglichen Gezeiten, in den flachen Verbindungsstraßen zur Ostsee stark gedämpft werden, kommt es in der Ostsee praktisch nicht zur Ausprägung von Mitschwinggezeiten (Müller-Navarra 2003). Geringe Einflüsse der Nordseegezeiten sind noch an der südlichen Ostseeküste zu erkennen. So sind an der deutschen Ostseeküste halbtägige und tägige Gezeiten zu beobachten, deren Amplituden von Westen nach Osten rasch von rund 50 mm auf 5 mm bzw. von rund 20 auf unter 5 mm abnehmen (Weise 1990). Ähnliche Untersuchungen am Institut für Planetare Geodäsie erbrachten Ergebnisse in der gleichen Größenordnung. Danach nimmt die Amplitude der halbtägigen M2-Tide von 50...40 mm in Wismar/Warnemünde auf 10...15 mm östlich von Rügen (Sassnitz/Greifswald) ab. Für die tägige K1-Tide ergaben sich Amplituden von 14 mm (Wismar/Warnemünde) bis 7 mm (Sassnitz/Greifswald).

Selbständige Gezeiten sind in der Ostsee aufgrund deren geringen Größe und Tiefe ebenfalls kaum ausgeprägt. Die größte Wirkung haben die täglichen Gezeiten, da ihre Periodendauer in der Nähe der Hauptperiode der Eigenschwingungen der Ostsee liegt (Dietrich u.a. 1975; Müller-Navarra 2003). Verglichen mit der Gesamtvariabilität des Meeresspiegels sind die Gezeiten der Ostsee jedoch von untergeordneter Rolle und in den Beobachtungen nur schwer nachzuweisen (Keruss und Sennikovs 1999).

Magaard und Krauss (1966) berechneten aus stündlichen Pegelbeobachtungen des Jahres 1958 Amplituden für die wichtigsten Partialtiden für die gesamte Ostsee und weisen Amplitudenwerte im Bereich weniger mm bis etwa 20 mm nach. Einige globale Gezeitenmodelle enthalten ebenfalls Gezeitenparameter für die Ostsee, so z.B. das für die Gezeitenkorrektur der TOPEX-Beobachtungen standardmäßig herangezogene Modell CSR3.0 (Eanes und Bettadpur 1996). Die Amplituden der Partialtiden wurden hierbei auf der Grundlage satellitenaltimetrischer Beobachtungen (TOPEX) ermittelt. Ein Vergleich der Modellergebnisse mit den Ergebnissen von Magaard und Krauss (1966) deutet jedoch auf einige Unsicherheiten des Modells, insbesondere im nördlichen Bottnischen und im Finnischen Meerbusen sowie in Kattegat/Beltsee hin. Bei einem Vergleich unterschiedlicher Gezeitenmodelle wiesen Shum u.a. (1997) nach, dass die Genauigkeit der Modelle insbesondere im Bereich der flachen Ozeane, Schelfgebiete und Randmeere deutlich eingeschränkt ist und Unsicherheiten bis in den Dezimeterbereich aufweisen.

Effekt des „Inversen Barometers“.

Die variable Auflast der Atmosphäre übt auf den Meeresspiegel eine zusätzliche Kraft aus, die zu Deformationen der Meeresoberfläche führt. Aus empirischen Untersuchungen ergab sich eine mittlere Wasserstandsänderung im offenen Ozean von $-0,995$ cm pro 1 hPa Luftdruckänderung (Chelton u.a. 2001).

In Randmeeren und abgeschlossenen Seen führen geographische Gegebenheiten und ggf. meteorologische Einflüsse dazu, dass sich die Meeresoberfläche nicht oder nicht vollständig den Luftdruckvariationen anpassen kann. Bei der Untersuchung von Pegelreihen und Luftdruckdaten kamen Trupin und Wahr (1990) zu dem Schluss, dass in der Ostsee kein Effekt des inversen Barometers vorhanden ist. Wróblewski (1992) berechnete aus monatlichen mittleren Füllstandsreihen der Ostsee und mittleren Luftdruckfeldern einen Wert von $-0,16$ cm/hPa.

Für eine einfache Untersuchung des Effektes des inversen Barometers in der südlichen Ostsee lag eine einjährige Luftdruckreihe am Pegel Sassnitz vor, die mit den am Pegel beobachteten

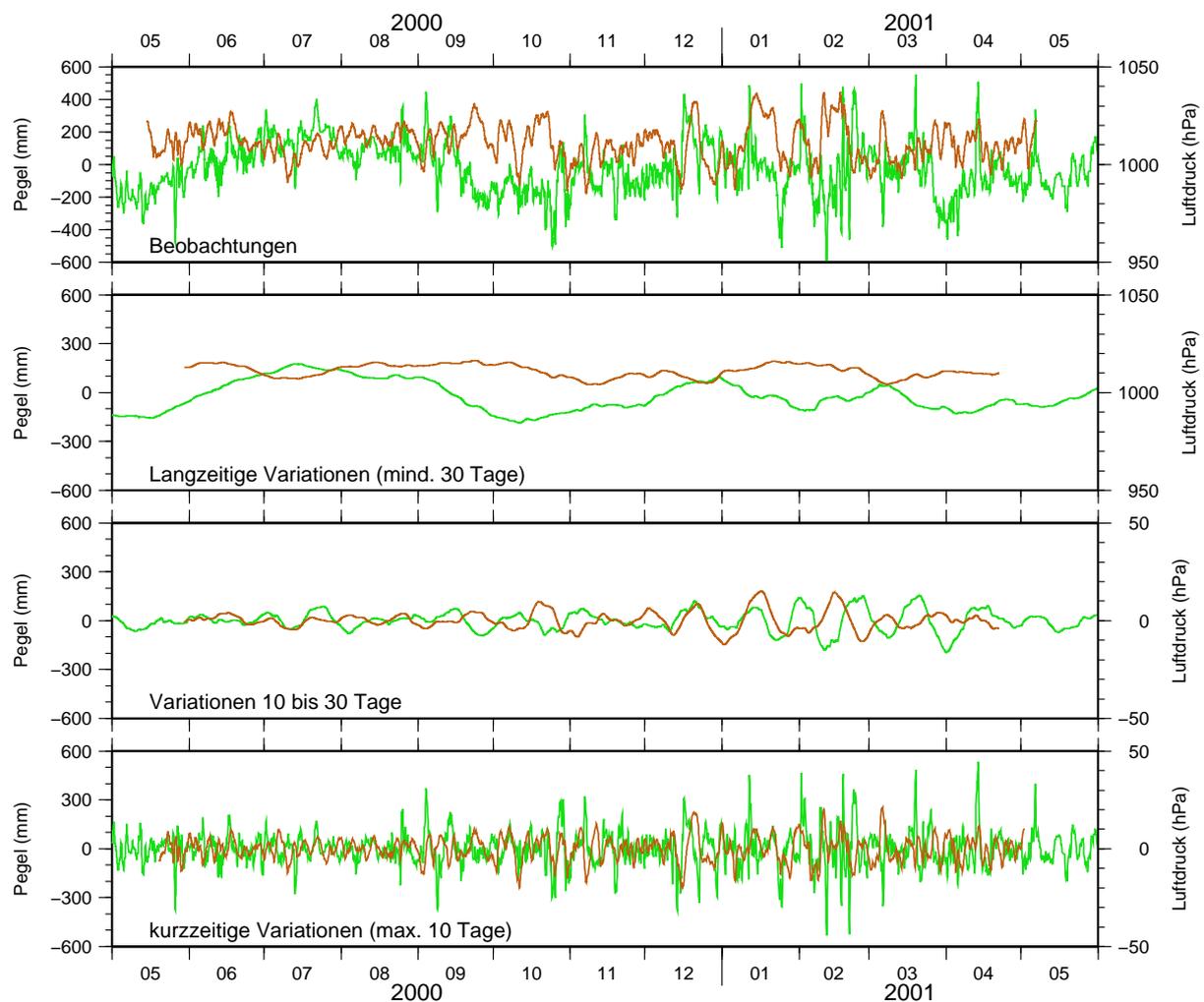


Abbildung 4.4: Vergleich von beobachteten Meeresspiegelhöhen (grün) und Luftdruckwerten (braun) am Pegel Sassnitz

Dargestellt sind die Beobachtungsreihen für etwa 1 Jahr (oben), wobei die Pegelreihe auf ihren Mittelwert zentriert wurde. Die drei unteren Diagramme zeigen die Variationen des Meeresspiegels bzw. des Luftdruckes in unterschiedlichen Frequenzbändern.

Meeresspiegelhöhen verglichen wurde. Abbildung 4.4 (oben) zeigt beide Datenreihen im Vergleich. Im Weiteren wurden die Variationsanteile innerhalb unterschiedlicher Frequenzbänder untersucht. Insgesamt ist nur ein sehr geringer Zusammenhang zwischen den Variationen des Luftdruckes und der Meeresspiegelhöhen festzustellen, der hier nur maximal ein Zehntel bis ein Viertel des global ermittelten Wertes erreicht.

Mit Hilfe einer gleitenden Mittelwertbildung wurden die langzeitigen Variationen von mindestens 10 bzw. 30 Tagen Länge herausgefiltert. Die mittleren Diagramme in Abbildung 4.4 zeigen diese Reihen, wobei durch Differenzbildung beider Reihen (Bandpassfilter) die Variationen von 10 bis 30 Tagen Dauer abgeleitet wurden. Beim Vergleich der Meeresspiegel- und Luftdruckvariationen von mindestens 30 Tagen Länge fällt eine geringfügige (negative) Korrelation zwischen beiden Reihen auf. Der Korrelationskoeffizient zwischen beiden Datensätzen beträgt jedoch nur -0,06 und ist statistisch nicht signifikant. Ebenso zeigt der Vergleich der 10- bis 30tägigen Variationen während der Sommer- und Herbstmonate eine geringe Korrelation, die jedoch während der Wintermonate deutlich abnimmt. In dieser Jahreszeit ist häufiger ein ausgeprägter bis starker Wind (Winterstürme) zu beobachten. Der Meeresspiegel der Ostsee wird damit offensichtlich stärker von der dynamischen Wirkung dieses Windes und seiner Richtungswechsel beeinflusst als von der statischen Wirkung der atmosphärischen Druckfelder. Im Bereich der kurzzeitigen Variationen bis 10 Tagen Dauer ist praktisch kein Zusammenhang zwischen den Variationen des Luftdruckes und des Meeresspiegels zu erkennen (Abbildung 4.4 unten). In diesem Frequenzbereich werden Variationen des Meeresspiegels der Ostsee fast ausschließlich durch andere Einflüsse als den Luftdruck hervorgerufen.

Weitere kurzzeitige Variationen. Meteorologische Anregungen, insbesondere Wind, können lokal zu weiteren Variationen des Wasserstandes führen. Das Zusammenwirken vielfältiger Faktoren – u.a. Wetterlage, Füllstand der Ostsee, Wind – kann lokale Wasserstandsvariationen wie beispielsweise Niedrigwasser oder Aufstaueffekte gegen die Küste bewirken, in seltenen Fällen jedoch auch zu extremen Hochwassern (Sturmhochwassern, siehe oben) führen.

5 Zusammenführen der beobachteten und modellierten Meeresspiegelhöhen

Der unterschiedliche Informationsgehalt der Meeresspiegelhöhen kann genutzt werden, um durch Verknüpfung der beobachteten mit den modellierten Höhen einzelne Effekte zu reduzieren bzw. zu eliminieren. Dies ist insbesondere interessant im Hinblick auf die Reduktion der zeitlichen Meeresspiegelvariationen in den Beobachtungen, um robuste Schätzungen mittlerer Meeresspiegelhöhen und Meeresspiegeltrends zu ermöglichen.

Vor der Verwendung der modellierten Meeresspiegelauslenkungen in geodätischen Anwendungen sind diese zunächst zu validieren. Der zweite Abschnitt dieses Kapitels soll sich daher mit dieser Problematik auseinandersetzen. Im dritten Abschnitt wird dargelegt, wie unter Nutzung von Pegelbeobachtungen das ozeanographische Modell weiter verbessert werden kann. Darauf aufbauend wird im vierten Abschnitt die Kombination gemessener und modellierter Höhen diskutiert.

5.1 Informationsgehalt der unterschiedlichen gemessenen bzw. modellierten Meeresspiegelhöhen

Wie in den vorangegangenen Abschnitten beschrieben, enthalten die durch die unterschiedlichen Verfahren bestimmten Meeresspiegelhöhen unterschiedliche Informationen über den Meeresspiegel und seine räumlichen und zeitlichen Variationen. Dies drückt sich in den Gleichungen der altimetrischen Meeresspiegelhöhen (h_{Altim}), der Pegelbeobachtungen (h_{Peg}) bzw. der ozeanographisch modellierten Oberflächenauslenkungen (H_{oMod}) aus, die die momentane Meeresspiegelhöhe zum Zeitpunkt t an einem Ort s beschreiben (vgl. Abbildung 5.1):

$$h_{Altim}(s, t) = h_{var_hf}(s, t) + h_{var_nf}(s, t) + H_{MMTop}(s) + N(s) + T_s \cdot t + A_0 + \varepsilon_{Altim} \quad (5.1)$$

$$h_{Peg}(s, t) = h_{var_hf}(s, t) + h_{var_nf}(s, t) + H_{MMTop}(s) + N(s) + T_{rel} \cdot t + \varepsilon_{Peg} \quad (5.2)$$

$$H_{oMod}(s, t) = h_{var_hf}(s, t) + h'_{var_nf}(s, t) + H_{MMTop}(s) + H_0 + \varepsilon_{oMod} \quad (5.3)$$

Hierbei bezeichnen:

- $h_{var_hf}(s, t)$... hochfrequente, ostsee-interne Variationen des Meeresspiegels (mit Bezug auf die mittlere Meerestopographie),
- $h_{var_nf}(s, t)$... niederfrequente Variationen des Meeresspiegels (hauptsächlich ostsee-externe Effekte, mit Bezug auf die mittlere Meerestopographie). Der vom ozeanographischen Modell erfasste Anteil dieser Variationen wird mit $h'_{var_nf}(s, t)$ bezeichnet (vgl. Abschnitt 5.3).
- $H_{MMTop}(s)$... die mittlere Meerestopographie,
- $N(s)$... die Geoidundulation,
- T_s ... die säkulare Meeresspiegeländerung (Trend),

T_{rel}	...	die am Pegel beobachtete relative Meeresspiegeländerung (Gleichung 3.1),
H_0	...	den Höhenoffset des ozeanographischen Modells (Abschnitt 3.3).
A_0	...	den systematischen Fehler des Altimeters (<i>Altimeterbias</i>),
ε_{Altim}	...	Fehlerterme, die die Fehlereinflüsse (zufällig, systematisch) in den altimetrischen Höhen, Pegelbeobachtungen bzw. ozeanographisch modellierten Oberflächenauslenkungen zusammenfassen.
ε_{Peg}		
ε_{oMod}		

In Gleichung 5.2 repräsentiert h_{Peg} eine am Pegel beobachtete Meeresspiegelhöhe im Bezug auf das Referenzellipsoid. Diese kann aus der zunächst relativ zum Pegelnullpunkt gemessenen Höhe H_{Peg}^* und der bekannten ellipsoidischen Höhe $h_{0,Peg}$ des Pegelnullpunktes berechnet werden (Abbildung 5.1). $h_{0,Peg}$ kann durch Einmessung des Pegelfestpunktes mittels GPS bestimmt werden.

$$h_{Peg} = H_{Peg}^* + h_{0,Peg}$$

5.2 Validierung der ozeanographisch modellierten Meeresspiegelauslenkungen

Eine Überprüfung der modellierten Meeresspiegelauslenkungen und Abschätzung ihrer Genauigkeit kann durch den Vergleich mit unabhängigen Meeresspiegelhöhen erfolgen. Hierfür stehen die beobachteten Höhen an Küstenpegelstationen sowie die Beobachtungen der Satellitenaltimissionen über der offenen Ostsee zur Verfügung. Novotny u.a. (2006) beschreiben ausführlich die Validierung der modellierten Meeresspiegelhöhen und diskutieren darüber hinaus einen möglichen Ansatz zur Verbesserung des ozeanographischen Modells durch Berücksichtigung von Meeresspiegelvariationen in der Nordsee. Im Folgenden seien die wichtigsten Ergebnisse dargelegt und die im Rahmen dieser Arbeit interessierenden Schlussfolgerungen diskutiert.

5.2.1 Vergleich mit Küstenpegelmessungen

Hochaufgelöste Meeresspiegelbeobachtungen an Küstenpegeln erlauben die Überprüfung der modellierten Meeresspiegelauslenkungen in einem breiten Frequenzbereich. Hierfür standen Reihen stündlicher Pegelwerte der Stationen Sassnitz in der südlichen Ostsee und Landsort in der zentralen Ostsee für den Zeitraum 01/1980–12/2002 zur Verfügung (Abb. 5.2). Zum Vergleich wurden 6-stündliche modellierte Höhen in der Umgebung des jeweiligen Pegels genutzt.

Der hohen zeitlichen Auflösung der Pegelreihen steht die geringe räumliche Auflösung der Beobachtungen aufgrund der Lage und Anordnung der Pegelstationen entgegen. Für den Vergleich mit modellierten Meeresspiegelauslenkungen kommt hinzu, dass die Pegelbeobachtungen von lokalen Effekten im Hafen bzw. an der Küste beeinflusst sein können, die im Modell, bedingt durch dessen Auflösung, nicht berücksichtigt sind.

Abbildung 5.3 zeigt einen Ausschnitt aus den Reihen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen. Auf den ersten Blick ist eine hohe Korrelation zu erkennen (Sassnitz 0,83, Landsort 0,86). Eine genauere Untersuchung zeigt jedoch, dass das Modell ein etwas unterschiedliches Verhalten für kurzperiodische (ostsee-interne) und langperiodische (ostsee-externe, vgl. Abschnitt 4.4) Variationen zeigt (Novotny u.a. 2004; Novotny u.a. 2006).

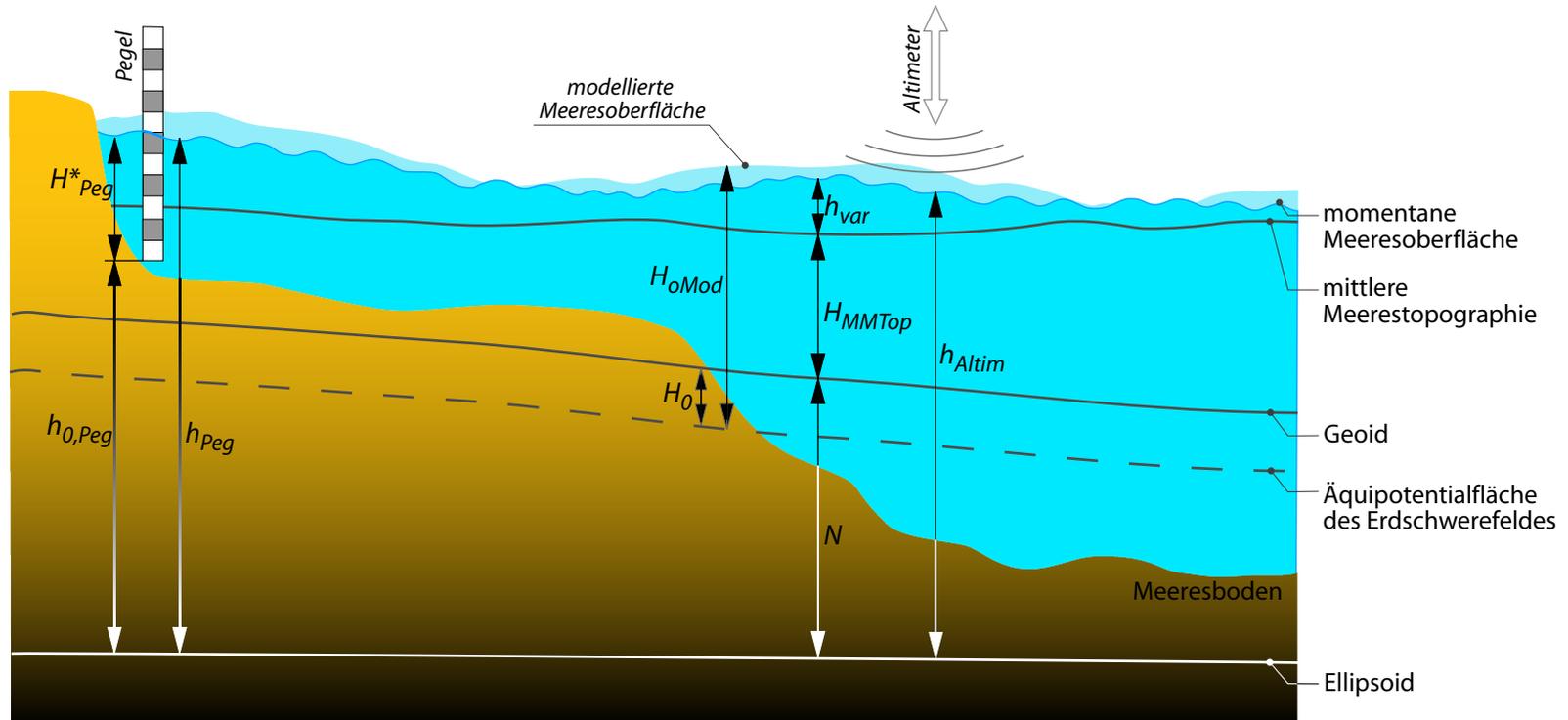


Abbildung 5.1: Beobachtete und modellierte Meeresspiegelhöhen und ihre Höhenbezugsflächen

Zur Unterscheidung der lang- und kurzperiodischen Signalanteile wurden die Reihen bzw. Teilstücke der Reihen der Meeresspiegelhöhen in den Abbildungen 5.4 und 5.5 nochmals dargestellt. Abbildung 5.4 zeigt die niederfrequenten Variationen des Meeresspiegels innerhalb des verwendeten Datenzeitraums an beiden Pegeln. Deutlich zu erkennen ist die hohe Korrelation zwischen den niederfrequenten Variationen an den unterschiedlichen Stationen mit größeren Amplituden am nördlicheren Pegel (vgl. Abschnitt 4.4.1). Das Modell gibt diese Variationen generell gut wieder, unterschätzt jedoch deren Höhe.

Die hochfrequenten Variationen des Meeresspiegels werden im Modell sehr gut reflektiert, wie Abbildung 5.5 zeigt. Dargestellt sind beobachtete und modellierte Höhen für jeweils drei Winter- bzw. Sommermonate. Die Meeresspiegelhöhen in Sassnitz zeigen eine deutlich höhere Variabilität als in Landsort (vgl. Abschnitt 4.4.2), darüber hinaus variiert der Meeresspiegel im Winter sichtlich stärker als im Sommer. Beide Eigenschaften werden vom ozeanographischen Modell gut wiedergegeben.

Eine Fouriertransformation der Zeitreihen ermöglicht die Zuordnung signifikanter Meeresspiegelvariationen zu einzelnen Frequenzbereichen (Frequenz f). Abbildung 5.6 zeigt die Amplitudenspektren der beobachteten und modellierten Meeresspiegelhöhen nach einer diskreten Fouriertransformation der Reihen 6-stündlicher Werte. Die größten Amplituden sind im Bereich $f = 1 \text{ Jahr}^{-1}$, 2 Jahr^{-1} (saisonale Variation, vgl. Abschnitt 4.4.1) sowie im Bereich der langperiodischen Variationen ($f < 1 \text{ Jahr}^{-1}$) zu erkennen. Die Amplitudenspektren der modellierten Höhen zeigen für diesen Frequenzbereich deutlich geringere Werte.

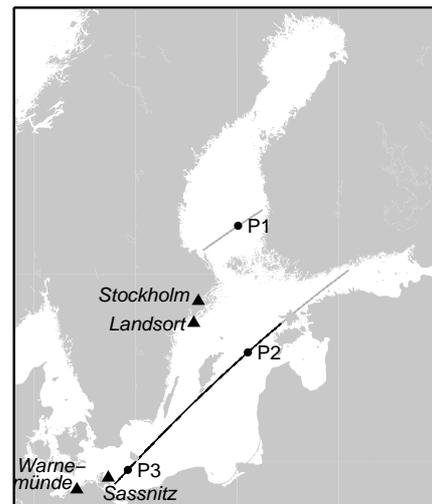


Abbildung 5.2: Lage ausgewählter Pegelstationen und TOPEX-Datenzellen zur Validierung der modellierten Meeresspiegelhöhen. Die ausgewählten Altimeterdatenstellen (P1, P2, P3) sind gemeinsam mit ihrer jeweiligen Altimeterspur (graue Linien) dargestellt. Hervorgehoben (schwarze Linie) ist eine Spur, entlang derer beobachtete und modellierte Meeresspiegelhöhen verglichen wurden.

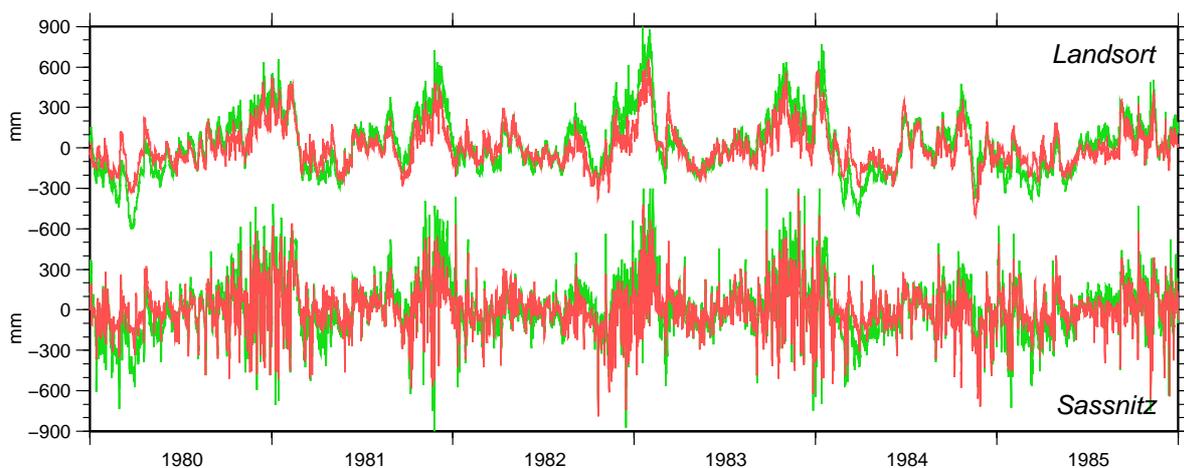


Abbildung 5.3: Vergleich beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen an den Pegeln Landsort und Sassnitz

Dargestellt ist ein 6-jähriger Ausschnitt aus den Reihen der 6-stündlichen Pegelbeobachtungen (grün) und modellierten Höhen (rot).

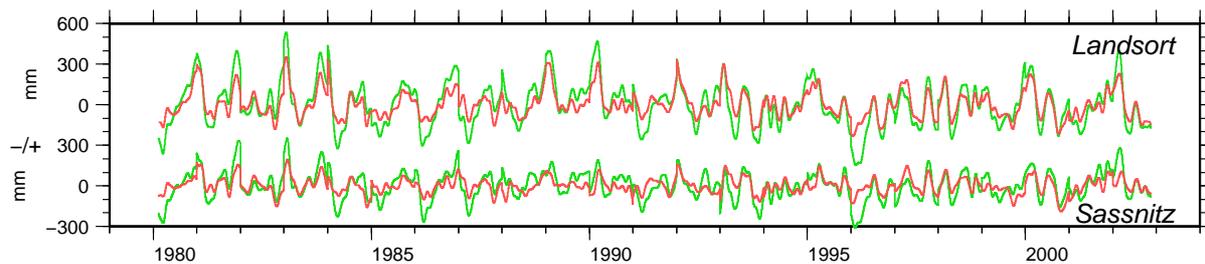


Abbildung 5.4: Vergleich beobachteter und modellierter niederfrequenter Meeresspiegelvariationen an den Pegeln Landsort und Sassnitz

Die Reihen 6-stündlicher beobachteter (grün) und modellierter (rot) Meeresspiegelhöhen wurden für diese Darstellung tiefpassgefiltert (Gauß-Filter, Filterbreite 3 Monate).

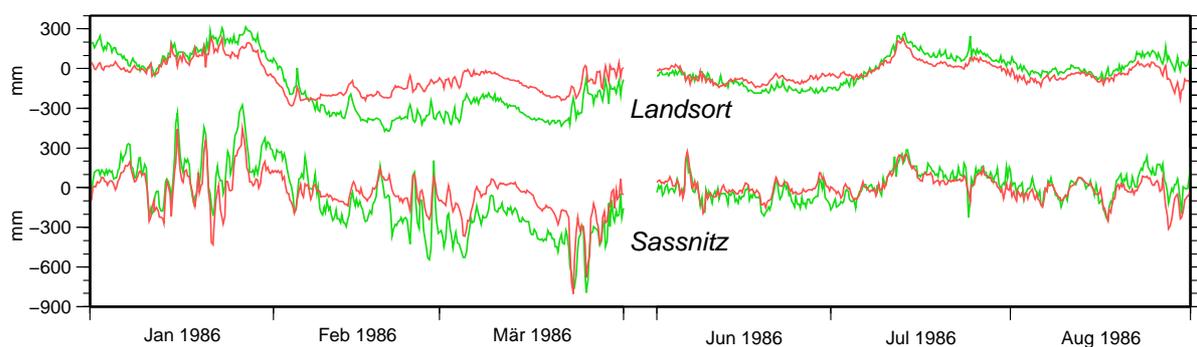


Abbildung 5.5: Vergleich beobachteter und modellierter hochfrequenter Meeresspiegelvariationen an den Pegeln Landsort und Sassnitz

Dargestellt sind jeweils 3 Monate 6-stündlicher beobachteter (grün) und modellierter (rot) Meeresspiegelhöhen im Winter bzw. Sommer eines ausgewählten Jahres. Die Reihen wurden jeweils auf den Mittelwert der 3-Monatsperioden zentriert.

Durch Addition der Spektralanteile kann die Gesamtenergie der Zeitreihen unterschiedlichen Frequenzbändern zugeordnet werden (Tabelle 5.1). Die Gesamtvarianz der modellierten Meeresspiegelhöhen ist etwa 40 bis 50 % geringer als die der an den Pegeln beobachteten Höhen. Dabei erreicht die Varianz der modellierten hochfrequenten Meeresspiegelvariationen annähernd die beobachteten Werte, während im Bereich der niederen Frequenzen das Modell deutlich geringere Varianzen zeigt.

Die Streuung der Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen kann als Maß für die Genauigkeit der modellierten Oberflächenauslenkungen angesehen werden. Die Differenzen enthalten einerseits den zufälligen Fehler der Pegelbeobachtungen, andererseits den zufälligen Fehler der modellierten Höhen. Zur Unterscheidung lang- und kurzperiodischer Variationen und deren Genauigkeit im Modell wurden zwei unterschiedliche Zeitreihen verwendet:

- Differenzen monatlicher Mittelwerte, die die langperiodischen Meeresspiegelvariationen widerspiegeln, und
- Differenzen 6-stündlicher Werte, die um den jeweiligen Monatsmittelwert korrigiert wurden. Dies entspricht einer Hochpassfilterung, da die langperiodischen Variationen des Meeresspiegels in der resultierenden Reihe weitestgehend eliminiert wurden.

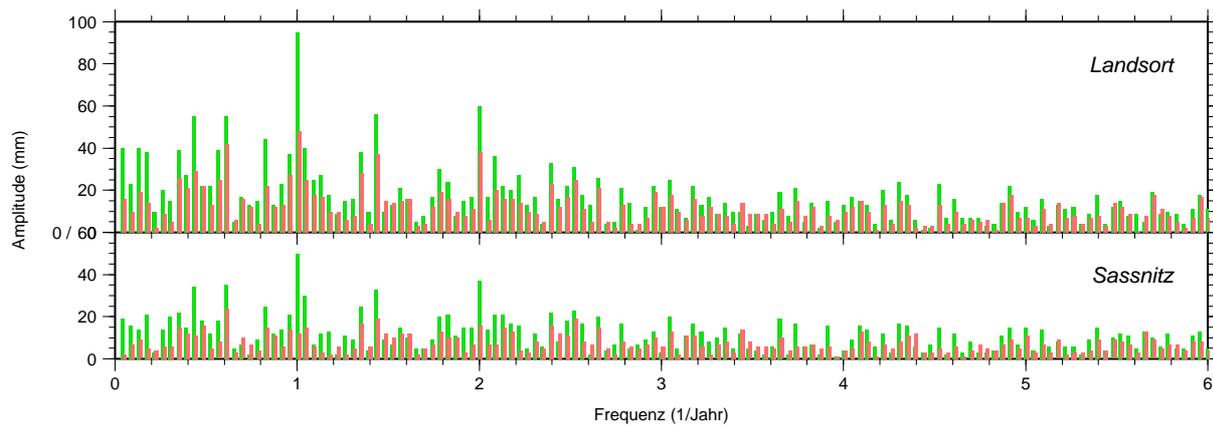


Abbildung 5.6: Amplitudenspektren der Reihen beobachteter (grün) und modellierter (rot) Meeresspiegelhöhen an den Pegeln Landsort und Sassnitz (niederfrequenter Bereich)

Die Differenzen wurden monatsweise sortiert und für jeden Monat die Streuung berechnet. Damit ist es möglich, saisonale Unterschiede in der Übereinstimmung beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen zu erkennen.

Die Streuung der Differenzen der Monatsmittelwerte zeigt ein für beide Pegel annähernd gleiches Verhalten mit größeren Werten während der Wintermonate (Abbildung 5.7, links). Die mittlere Genauigkeit der modellierten langperiodischen Meeresspiegelvariationen kann somit stationsunabhängig mit etwa 4 bis 10 cm angegeben werden (vgl. Novotny u.a. 2006).

Entsprechend der unterschiedlich starken Ausprägung hochfrequenter Variationen an den unterschiedlichen Pegeln ist auch die Streuung der Differenzen dieser Variationen unterschiedlich (Abbildung 5.7, rechts). Hinzu kommen ebenfalls deutliche jahreszeitliche Unterschiede. In den Differenzen der beobachteten und modellierten Höhen sind darüber hinaus auch mögliche lokale Effekte in der Umgebung des Pegels zu berücksichtigen, die beim Vergleich mit (modellierten) Höhen in der offenen See als zufälliger Fehler in den Pegelbeobachtungen angesehen werden können. Unter der Annahme einer Genauigkeit der Pegelhöhen von etwa 4 cm (zufälliger Fehler inklusive lokaler Effekte) ergibt sich für die modellierten hochfrequenten Meeresspiegelvariationen eine Genauigkeit von etwa 3 bis 11 cm.

Tabelle 5.1: Varianz beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen an den Pegeln Landsort und Sassnitz

Die Gesamtenergie wurde in unterschiedliche Frequenzbänder zerlegt (niederfrequenter Anteil: $f < 12 \text{ Jahr}^{-1}$, d.h. Periodenlänge > 1 Monat; hochfrequenter Anteil: $f \geq 12 \text{ Jahr}^{-1}$).

		Varianz (cm^2)		
		gesamt	niederfrequ.	hochfrequ.
Landsort	Pegel	414	377	37
	oz. Modell	217	179	38
Sassnitz	Pegel	415	182	233
	oz. Modell	260	79	181

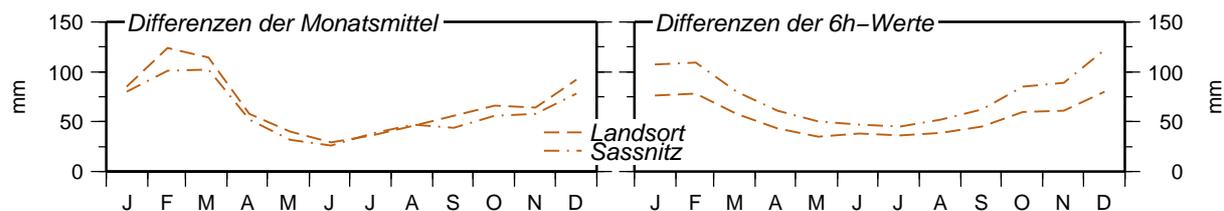


Abbildung 5.7: Mittlere Streuungen der Differenzen beobachteter minus modellierter Meeresspiegelhöhen pro Monat an den Pegeln Landsort und Sassnitz

5.2.2 Vergleich mit altimetrischen Meeresspiegelhöhen

Die Nutzung altimetrischer Meeresspiegelhöhen erlaubt den Vergleich beobachteter und modellierter Höhen auch auf der offenen Ostsee. Die deutlich geringere zeitliche Auflösung der altimetrischen Beobachtungen wird dabei von ihrer hohen räumlichen Auflösung aufgewogen.

Einen ersten Eindruck von der guten Übereinstimmung der beobachteten Meeresspiegelhöhen mit den modellierten Oberflächenauslenkungen vermittelt wiederum die Korrelation beider Werte im Bereich von 0,6 bis 0,9 (Abbildung 5.8, links/Mitte). Ein Vergleich der Streuungen der beobachteten und der modellierten Höhen zeigt jedoch wiederum, dass die Variabilität des Meeresspiegels im Modell zu gering ist (Abbildung 5.9, links/Mitte).

In Abbildung 5.10 sind die beobachteten und modellierten Meeresspiegelhöhen entlang einer ausgewählten TOPEX-Spur dargestellt. Drei ausgewählte Altimeterüberflüge, während derer eine starke Meeresspiegelneigung beobachtet wurde, sind hervorgehoben und im ozeanographischen Modell ebenfalls zu erkennen. Dies verdeutlicht, dass das Modell die kurzzeitigen Variationen des Meeresspiegels, die sich auch als räumliche Variation ausdrücken (vgl. Abschnitt 4.4.2), sehr gut wiedergibt.

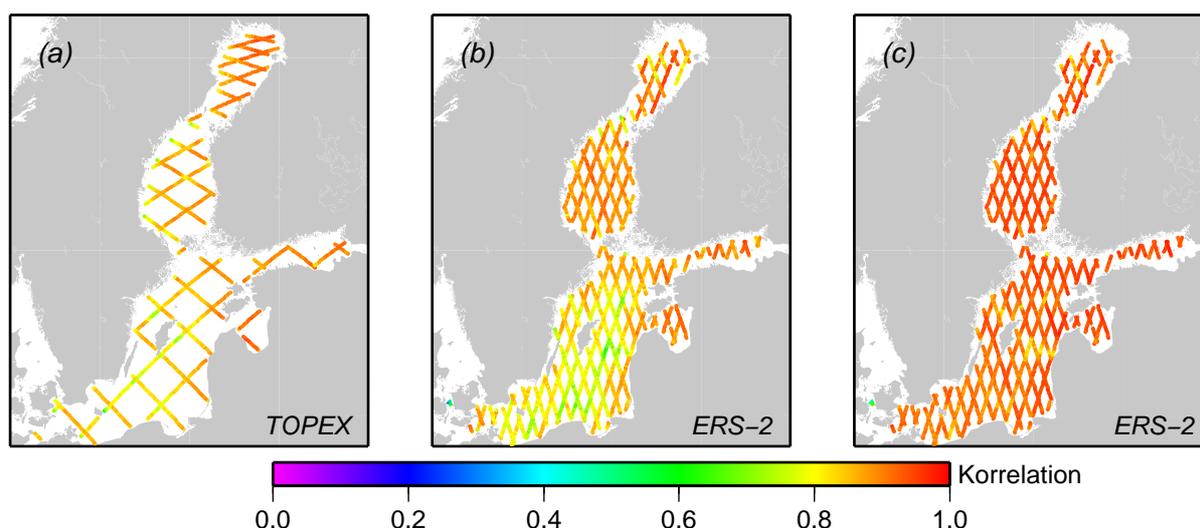


Abbildung 5.8: Korrelation der altimetrischen Meeresspiegelhöhen von TOPEX und ERS-2 mit modellierten Meeresspegelauslenkungen

(a), (b) Korrelation der altimetrischen Höhen mit modellierten Höhen, (c) Korrelation unter zusätzlicher Berücksichtigung langperiodischer Füllstandsvariationen der Ostsee in den modellierten Höhen.

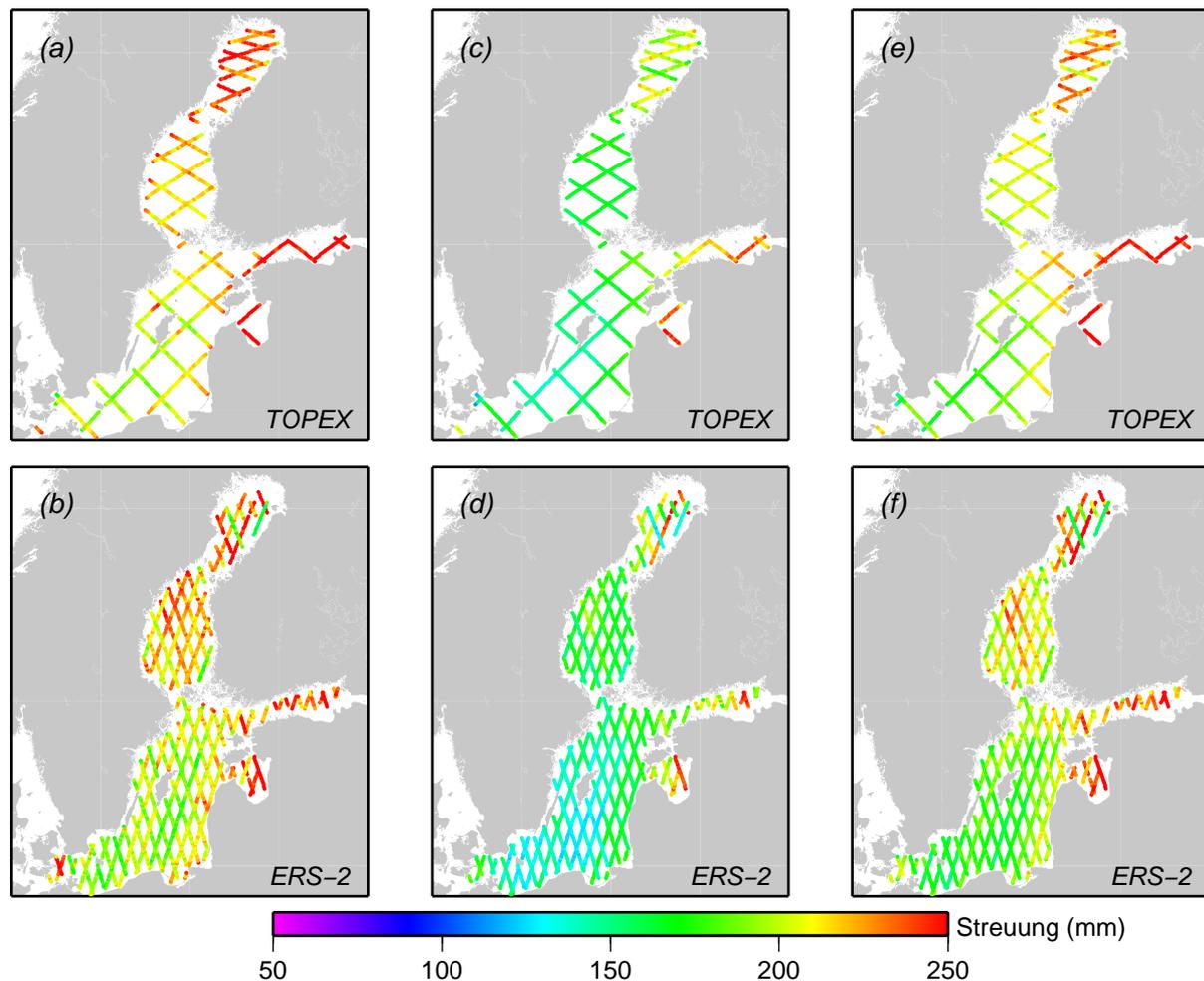


Abbildung 5.9: Streuung altimetrischer und modellierter Meeresspiegelvariationen innerhalb der Datenzellen von TOPEX und ERS-2

(a, b) Streuung der altimetrischen Meeresspiegelhöhen, (c, d) Streuung der modellierten Oberflächenauslenkungen, (e, f) Streuung der modellierten Oberflächenauslenkungen unter Berücksichtigung der langperiodischen Füllstandsvariationen der Ostsee.

Aus der Streuung der Differenzen kann wiederum der zufällige Fehler der modellierten Höhen bestimmt werden (Abbildung 5.11). Eine Trennung in lang- bzw. kurzperiodischen Anteil wie im Vergleich mit Pegelmessungen ist hier jedoch nicht möglich. Ausgehend von einem zufälligen Fehler der Altimetermeeresspiegelhöhen von etwa 5 cm (Chelton u.a. 2001) ergibt sich das Fehlermaß für den zufälligen Fehler der modellierten Oberflächenauslenkungen mit 5 bis 15 cm. Dieses Ergebnis steht in gutem Einklang mit der aus dem Vergleich mit Pegelbeobachtungen ermittelten Genauigkeit der ozeanographisch modellierten Meeresspiegelvariationen.

Die Trennung der Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen nach Monaten und die Berechnung von Streuungswerten für die einzelnen Monate ergibt wiederum geringe jahreszeitliche Unterschiede in der Genauigkeit der modellierten Variationen. Abbildung 5.12 gibt die Ergebnisse für alle TOPEX-Datenzellen wieder. Die violette Kurve stellt den Mittelwert der jahreszeitlich variierenden Streuungen über die gesamte Ostsee im jeweiligen Monat dar. Die grauen Kurven bezeichnen die monatliche mittlere Streuung innerhalb der einzelnen Datenzellen. Sie verdeutlichen so die Variation dieses Wertes innerhalb der Ostsee und vermitteln einen Eindruck von der räumlich variierenden Genauigkeit der modellierten Meeresspiegelhöhen.

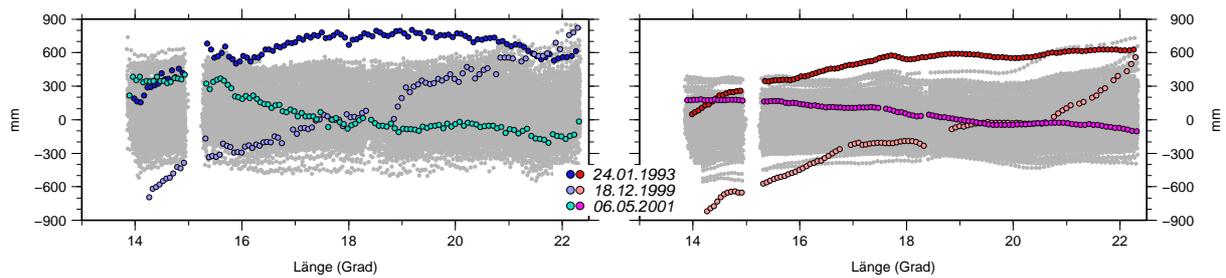


Abbildung 5.10: Beobachtete (links) und modellierte (rechts) Meeresspiegelhöhen entlang einer ausgewählten Spur von TOPEX (vgl. Abb. 5.2)

Dargestellt sind die beobachteten/modellierten Meeresspiegelhöhen während dreier ausgewählter Altimeterüberflüge, wobei eine deutliche Neigung des aktuellen Meeresspiegels entlang der Spur zu erkennen ist. Die altimetrischen Höhen beziehen sich auf das Geoid (Geoidmodell NKG-2004, Forsberg u.a. 2004). Die grauen Punkte im Hintergrund markieren die gemessenen/modellierten Meeresspiegelhöhen während aller verfügbaren Altimeterüberflüge und verdeutlichen so die zeitliche Variation der Höhen entlang der Altimeterspur.

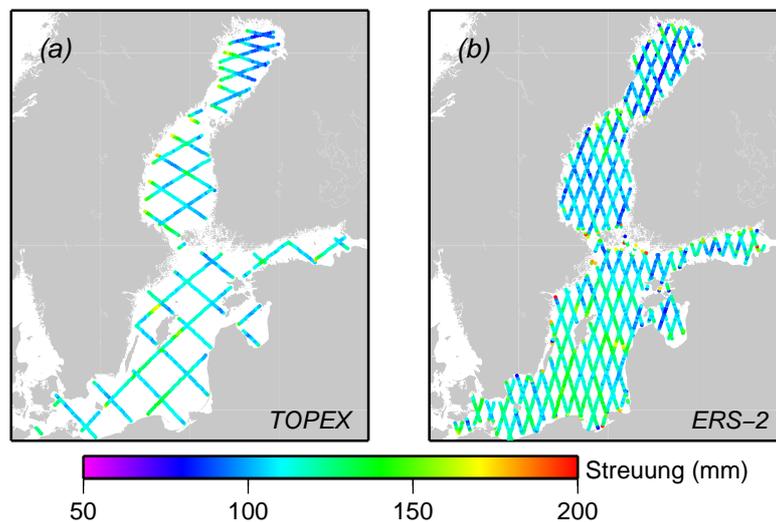


Abbildung 5.11: Streuung der Differenzen beobachteter minus modellierter Meeresspiegelhöhen in den Datenzellen von TOPEX und ERS-2

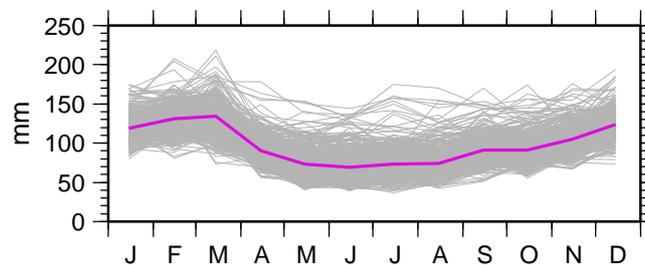


Abbildung 5.12: Streuung der Differenzen beobachteter minus modellierter Meeresspiegelhöhen in den Datenzellen von TOPEX pro Monat. Die grauen Kurven verdeutlichen die Variation der Streuung pro Monat innerhalb der einzelnen Datenzellen in der Ostsee, die violette Kurve markiert den Mittelwert über die gesamte Region.

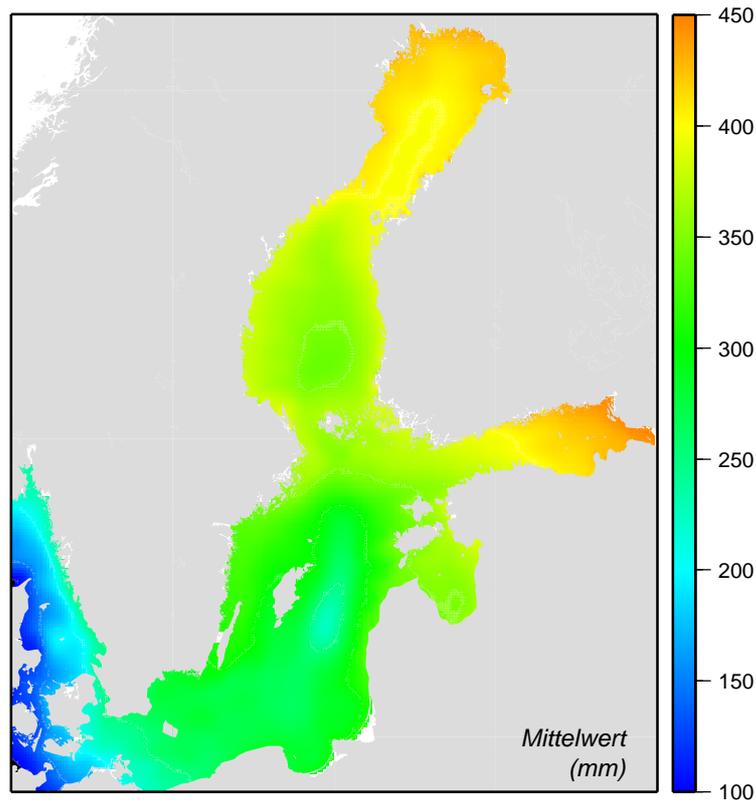


Abbildung 5.13: Mittlere Meerestopographie der Ostsee berechnet aus modellierten Meeresspiegelhöhen für den Zeitraum 1979–2004

5.2.3 Modellierte mittlere Meerestopographie der Ostsee

Abbildung 5.13 zeigt die aus modellierten Höhen berechnete mittlere Meerestopographie der Ostsee. Diese weist eine hohe Übereinstimmung mit den Ergebnissen anderer Autoren auf, die auf geodätischen Methoden (Ekman und Mäkinen 1996; Kakkuri und Poutanen 1997) oder ozeanographischen Modellierungen (Carlsson 1998) beruhen. Da den geodätischen Lösungen vorwiegend Pegelmessungen entlang der Küste zugrunde liegen, weisen sie im Bereich der offenen See eine geringere Genauigkeit auf. Somit ist eine unabhängige Abschätzung der Genauigkeit der ozeanographischen Lösungen kaum möglich. Die hohe Übereinstimmung zwischen den unterschiedlichen Ergebnissen lässt jedoch die Annahme zu, dass die mittlere Meerestopographie der Ostsee durch das ozeanographische Modell mit Zentimeter-Genauigkeit abgebildet wird (vgl. Abschnitt 4.2).

5.2.4 Überprüfung der linearen Trends in den modellierten Meeresspiegelhöhen

Aufgrund seiner Randbedingung enthält das ozeanographische Modell der Ostsee keine säkulare Meeresspiegeländerung. Räumlich variierende, deutliche Trends in den modellierten Oberflächenauslenkungen, wie sie in Abbildung 5.14 erkennbar sind, sind somit auf ostsee-interne, kurzzeitige Effekte zurückzuführen. Eine Überprüfung dieser Annahme kann wiederum durch Pegelreihen erfolgen.

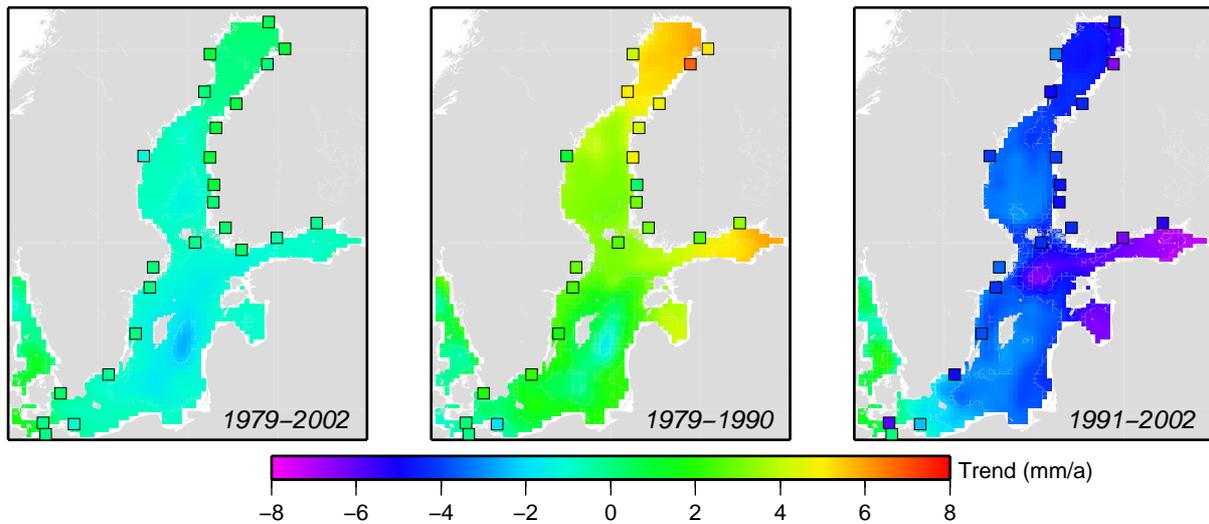


Abbildung 5.14: Modellierte und beobachtete lineare Trends der Meeresspiegelhöhen der Ostsee. Die Trends an den Pegelstationen stellen Differenzen lang- und kurzzeitiger Trends relativ zu einer Referenzstation (Warnemünde) dar ($\Delta T'_{\text{lokal}}$, vgl. Text).

Pegelbeobachtungen enthalten den relativen Trend T_{rel} des Meeresspiegels, der sich aus der säkularen Meeresspiegeländerung T_s und der postglazialen Landhebung T_{PGL} zusammensetzt (Gleichung 3.1). T_s kann aus Pegelreihen von mindestens 50 bis 60 Jahren Länge ermittelt (vgl. Liebsch 1997) und innerhalb der Ostsee als konstant angesehen werden. Damit enthält die Differenzreihe zweier Pegelreihen die Differenz der Raten der postglazialen Landhebung an beiden Stationen. Wird eine der beiden Pegelstationen als Referenzpegel bezeichnet, so ergibt sich:

$$\begin{aligned}
 T_{rel} &= T_s - T_{PGL} \\
 T_{rel}^{Ref} &= T_s - T_{PGL}^{Ref}
 \end{aligned} \tag{5.4}$$

$$\Delta T = -T_{PGL} + T_{PGL}^{Ref} = \Delta T_{PGL}$$

Die Berechnung von ΔT_{PGL} erfolgte für die verwendeten Pegelstationen relativ zur Referenzstation Warnemünde (vgl. Abbildung 5.2) und für den Zeitraum 1923–2002. Zum Vergleich mit dem ozeanographischen Modell wurde im Weiteren die Trendberechnung für den Modellzeitraum wiederholt, wobei zum einen die gesamte Periode 1979–2002 sowie zum anderen jeweils die Hälfte des Zeitraumes (1979–1990, 1991–2002) betrachtet wurde. Zur Unterscheidung von den aus den langen Pegelbeobachtungsreihen berechneten Trendwerten werden im Folgenden die linearen Trends, die aus diesen kurzen Zeitreihen berechnet wurden, mit $T'_{(\dots)}$ bezeichnet.

Über diese kurzen Zeiträume führen niederfrequente Variationen des Meeresspiegels zu Differenzen der beobachteten relativen Trends (T'_{rel}) vom Langzeitwert. Diese setzen sich zusammen aus einem i.Allg. von T_s abweichenden Trendwert für die gesamte Ostsee (T'_s) sowie aus räumlichen Variationen der beobachteten Meeresspiegeltrends. Letztere können als lokale Effekte über den betrachteten Zeitraum (T'_{lokal}) ausgedrückt werden. Die Differenzreihe zweier Pegelreihen enthält somit neben der relativen Rate der postglazialen Landhebung auch die Differenz dieser lokalen Einflüsse:

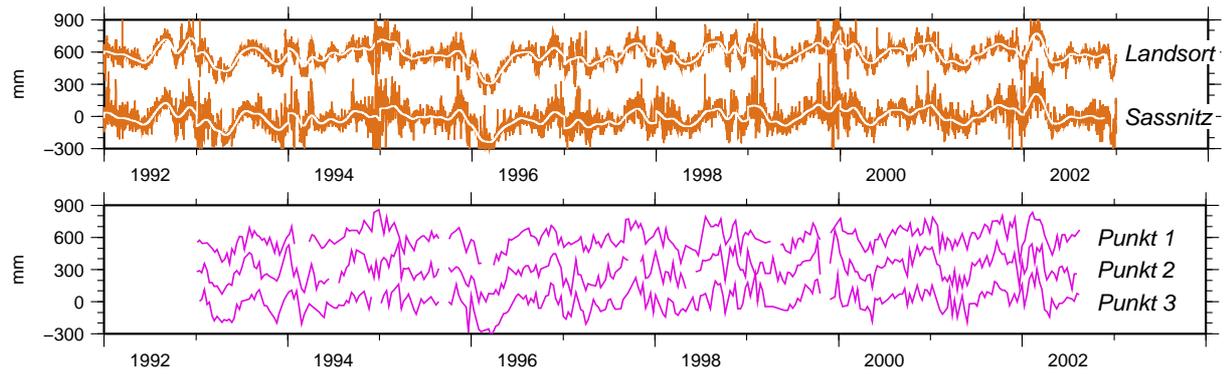


Abbildung 5.15: Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen an den Pegeln Landsort und Sassnitz (oben) sowie in drei ausgewählten TOPEX-Datenzellen (unten, vgl. Abb. 5.2) im Zeitraum 1992–2004

Die 6-stündlichen Differenzen an den Pegeln wurden zusätzlich tiefpassgefiltert (Gauß-Filter mit Filterbreite 90 Tage, weiße Kurve), um deren niederfrequente Variationen zu verdeutlichen. Zur besseren Unterscheidung wurden die einzelnen Reihen in der Darstellung jeweils um 30 bzw. 60 cm verschoben.

$$\begin{aligned}
 T'_{rel} &= T'_s + T'_{lokal} - T_{PGL} \\
 T'^{Ref}_{rel} &= T'_s + T'^{Ref}_{lokal} - T^{Ref}_{PGL} \\
 \hline
 \Delta T' &= T'_{lokal} - T'^{Ref}_{lokal} - T_{PGL} + T^{Ref}_{PGL} \\
 &= \Delta T'_{lokal} + \Delta T_{PGL}
 \end{aligned} \tag{5.5}$$

Die Rate der postglazialen Landhebung kann über die letzten 100 bis 200 Jahre als konstant betrachtet werden. Daher wurde diese in den Gleichungen 5.5 mit T_{PGL} bezeichnet ($T_{PGL} = T'^{Ref}_{PGL}$). Die relative Rate der postglazialen Landhebung ist somit in den Gleichungen 5.4 und 5.5 gleich groß, und aus beiden Gleichungen kann der relative lokale Effekt an einer Pegelstation bestimmt werden:

$$\Delta T' - \Delta T = \Delta T'_{lokal} + \Delta T_{PGL} - \Delta T_{PGL} = \Delta T'_{lokal} \tag{5.6}$$

$\Delta T'_{lokal}$ stellt den durch lokale Effekte innerhalb der Ostsee entstehenden (kurzzeitigen) Meeresspiegeltrend relativ zur Referenzstation dar. Die berechneten Werte wurden ebenfalls in die Abbildungen 5.14 eingetragen und zeigen eine gute Übereinstimmung mit den modellierten Werten.

Für den 24-jährigen Modellzeitraum (1979–2002) variieren die Trends der modellierten Oberflächenauslenkungen nur wenig um Null. Dies zeigt auch, dass die säkulare Meeresspiegeländerung innerhalb der Ostsee über einen Zeitraum von mehr als 25 bis 30 Jahren als räumlich konstant angesehen werden kann. Für die kürzeren Zeiträume treten jedoch sowohl im Mittel deutlich abweichende Werte als auch erkennbare räumliche Variationen auf, die durch die Pegel bestätigt werden. Die vom ozeanographischen Modell wiedergegebenen Trends der Meeresspiegelhöhen sind somit offensichtlich auf ostsee-interne, kurzzeitige Effekte zurückzuführen.

5.3 Verbesserung der modellierten Füllstandsvariationen der Ostsee durch Nutzung von Pegelbeobachtungen

In Abschnitt 5.2.1 wurde durch den Vergleich der modellierten Meeresspiegelauslenkungen mit Pegelmessungen gezeigt, dass die niederfrequenten Variationen des Meeresspiegels der Ostsee durch das Modell unterschätzt werden. Im Folgenden soll diese Modelleigenschaft nochmals näher untersucht werden. Abbildung 5.15 stellt hierzu die Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen an zwei Pegeln sowie in drei ausgewählten TOPEX-Datenzellen dar.

Die Differenzreihen enthalten hauptsächlich niederfrequente Variationen und weisen unabhängig von ihrer Position innerhalb der Ostsee eine große Übereinstimmung auf. Die im Modell fehlende Signalkomponente kann somit als eine räumlich einheitliche Variation des Füllstandes betrachtet werden, d.h. das ozeanographische Modell unterschätzt den Füllstand der Ostsee.

Die Ursache hierfür liegt in der Randbedingung des ozeanographischen Modells. Die festgelegte, starre Höhe des äußersten westlichen Randes lässt eine Variation des Füllstandes der Nordsee nicht zu. Niederfrequente Wasserstandsvariationen, die sich von der Nordsee her in die Ostsee ausbreiten, werden damit nur unzureichend erfasst. Novotny u.a. (2006) zeigen, dass durch Berücksichtigung von Pegelbeobachtungen in der Nordsee eine Verbesserung der modellierten Oberflächenauslenkungen in der Ostsee insbesondere im niederfrequenten Bereich erzielt werden kann.

Die im Modell fehlende Signalkomponente kann auch durch die Differenz des beobachteten und modellierten Füllstandes der Ostsee ausgedrückt werden, wobei die Differenzbildung an nur einer Position ausreichend ist. Besonders geeignet hierfür ist der Pegel Stockholm, da aufgrund der Lage der Station die Beobachtungen gut den Füllstand der Ostsee widerspiegeln, vgl. Abschnitt 4.4. Darüber hinaus ist die Verwendung monatlicher Mittelwerte ausreichend, da lediglich die langperiodischen Differenzen der beobachteten und modellierten Meeresspiegelhöhen zu berücksichtigen sind.

Vor der Ableitung einer Korrektionsgröße ist die Pegelreihe um den relativen Trend der Meeresspiegeländerung (T_{rel}) zu korrigieren. Der entsprechende Trendwert wurde für den gesamten Datenzeitraum des Pegels berechnet (1889–2004, Trend=-3,9 mm/a, vgl. Ekman 1999a). Zusätzlich wurden ortsabhängige Konstanten ($H_{MMTop}(s)$, $N(s)$) eliminiert, indem die Reihe für den betrachteten Zeitraum (1979–2003) auf ihren Mittelwert zentriert wurde. Abbildung 5.16 zeigt

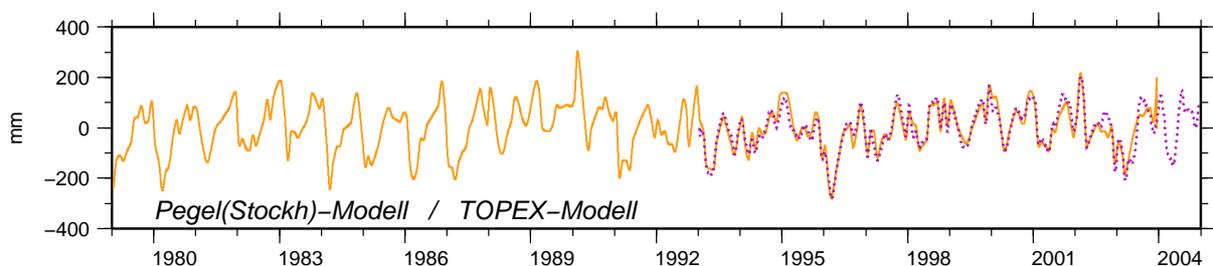


Abbildung 5.16: Differenzen monatlicher beobachteter und modellierter Füllstände der Ostsee am Pegel Stockholm (braun) und aus TOPEX-Beobachtungen (violett, gepunktet)

die resultierende Reihe der Differenzen beobachteter minus modellierter Monatsmittelwerte am Pegel Stockholm, die die im Modell unterschätzte Füllstandsvariation der Ostsee darstellt (vgl. Gleichungen 5.2 und 5.3):

$$\Delta h_{Füllst}(t) = h_{var_nf}(s, t) - h'_{var_nf}(s, t) \quad (5.7)$$

Monatliche Füllstandsvariationen der Ostsee können auch aus Altimeterbeobachtungen abgeleitet werden. Hierzu wurden alle durch TOPEX während eines Monats innerhalb der Region 13° bis 22° öL und 53° bis 61° nB beobachteten Meeresspiegelhöhen mittels des Geoidmodells NKG-2004 (Forsberg u.a. 2004) in orthometrische Höhen transformiert und gemittelt. Datenzellen im Bottnischen und Finnischen Meerbusen wurden nicht berücksichtigt, um eine ungleiche saisonale Verteilung der Messwerte aufgrund winterlicher Eisbedeckung in diesen Regionen zu vermeiden. Abbildung 5.16 zeigt die so ermittelten Füllstandsdifferenzen der beobachteten und modellierten Meeresspiegelhöhen, wobei zur Mittelbildung statt der altimetrischen Meeresspiegelhöhen die Differenz der altimetrischen minus modellierten Höhen verwendet wurde. Die Reihe wurde im Mittelwert an die Differenzreihe des Pegels Stockholm angepasst und zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit dieser.

5.4 Kombination beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen zur Reduktion der Variationen des Meeresspiegels in den Altimetermeeresspiegelhöhen

5.4.1 Reduktion der variablen Meerestopographie in den Altimetermeeresspiegelhöhen

Die Variationen des Meeresspiegels der Ostsee spiegeln sich in der recht hohen Streuung der Altimetermeeresspiegelhöhen in dieser Region wider (vgl. Abbildung 5.9). Zum Vergleich hierzu beträgt die Streuung im Bereich der tiefen Ozeane (ohne Gezeitenvariationen) im Allgemeinen nur wenige Zentimeter (vgl. z.B. Le Traon und Morrow 2001). Den größten Effekt haben in diesen Regionen meist die Ozeangezeiten, die durch genaue Modelle heute leicht zu korrigieren sind. Im Gegensatz dazu können die primär durch meteorologische Anregungen verursachten Meeresspiegelvariationen in der Ostsee nicht durch ein einfaches Modell in den Altimeterdaten reduziert werden. Das ozeanographische Modell der Ostsee bietet jedoch die Möglichkeit, eine solche Reduktion durchzuführen. Im Ergebnis erhält man reduzierte altimetrische Meeresspiegelhöhen, deren Varianz gegenüber den ursprünglichen Daten verringert ist und die eine robuste Schätzung mittlerer Meeresspiegelhöhen oder Meeresspiegeltrends ermöglichen (Novotny u.a. 2005).

Die Subtraktion modellierter Oberflächenauslenkungen, die auf den Altimetermesszeitpunkt interpoliert wurden, von den altimetrischen Meeresspiegelhöhen ergibt unter Nutzung der Gleichungen 5.1 und 5.3:

$$\begin{aligned} h_{Altim}(s, t) - H_{oMod}(s, t) &= h_{var_nf}(s, t) - h'_{var_nf}(s, t) \\ &+ H_{MMT_{op}}^{Altim}(s) - H_{MMT_{op}}^{oMod}(s) \\ &+ N(s) - H_0 + T_s \cdot t + A_0 \\ &+ \varepsilon_{A-O} \end{aligned} \quad (5.8)$$

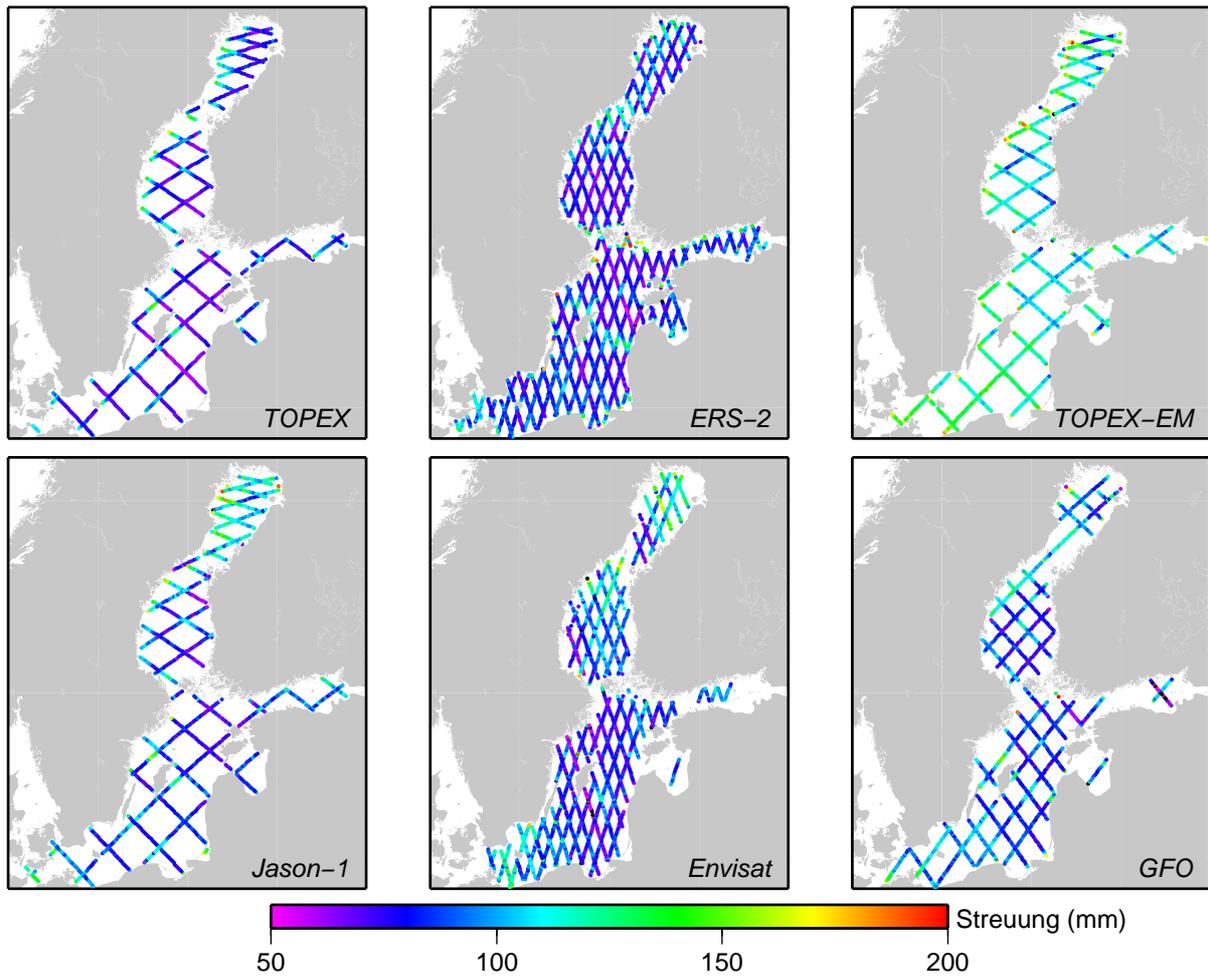


Abbildung 5.17: Streuung der reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen pro Datenzelle für die unterschiedlichen Missionen

In Abschnitt 5.3 wurde gezeigt, dass die durch das Modell unterschätzte Füllstandsvariation der Ostsee durch Nutzung monatlicher mittlerer Pegel- oder Altimeterbeobachtungen modelliert werden kann ($\Delta h_{Füllst}(t)$, Glg. 5.7). Die in Abbildung 5.16 dargestellten Füllstandsdifferenzen am Pegel Stockholm wurden im Weiteren ebenfalls zur Reduktion der altimetrischen Meeresspiegelhöhen genutzt. Da die Beobachtungsreihe des Pegels nur Daten bis Dezember 2003 aufweist, wurden für das letzte Datenjahr 2004 die aus den TOPEX-Beobachtungen abgeleiteten Werte verwendet. Schließlich ergeben sich reduzierte altimetrische Meeresspiegelhöhen $\tilde{h}_{Altim,red}(s, t)$. Diese enthalten nur noch ortsabhängige Terme. (Die säkulare Meeresspiegeländerung wird als räumlich und zeitlich konstant betrachtet. Der Term $T_s \cdot t$ kann somit als –zeitabhängige– Konstante für die gesamte Ostsee aufgefasst werden.)

$$\begin{aligned}
 h_{Altim}(s, t) - H_{oMod}(s, t) - \Delta h_{Füllst}(t) &= \tilde{h}_{Altim,red}(s, t) \\
 &= H_{MMTop}^{Altim}(s) - H_{MMTop}^{oMod}(s) \\
 &\quad + N(s) - H_0 + T_s \cdot t + A_0 \\
 &\quad + \tilde{\varepsilon}_{hAred}
 \end{aligned} \tag{5.9}$$

Abbildung 5.17 zeigt deutlich die verringerte Streuung der reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen gegenüber der Streuung der ursprünglichen Altimeterbeobachtungen (vgl. Abbildungen 5.9, 5.11). Die Daten der TOPEX Extended Mission weisen eine höhere Streuung auf als die der anderen Missionen, die Ursache dieses Verhaltens ist jedoch nicht bekannt. Auch die Daten von GFO zeigen geringfügig höhere Streuungswerte, die die geringere Genauigkeit der altimetrischen Meeresspiegelhöhen dieser Mission widerspiegeln.

Für die im Kattegat/Skagerrak gelegenen Zellen ist auch nach Anbringen der Reduktionen keine Verringerung der Streuung zu verzeichnen. Eine Ursache hierfür liegt in einer vermutlich geringeren Genauigkeit der modellierten Meeresspiegelauslenkungen. Diese Region befindet sich im Grenzbereich des ozeanographischen Modells und weist zusätzlich eine große Anzahl Inseln und teilweise sehr schmale Wasserstraßen auf, die durch die Modelltopographie und -auflösung möglicherweise nur unzureichend erfasst werden. Weiterhin gilt die modellierte Füllstandsvariation der Ostsee ($\Delta h_{Füllst}(t)$) nur innerhalb der Ostsee, nicht jedoch für die Region des Kattegat/Skagerrak. Schließlich ist diese Region durch Gezeiten beeinflusst, die aus der Nordsee kommend hier wirken. Eine Ozeangezeitenkorrektur in den Altimeterdaten erfolgte jedoch nicht. Während der nachfolgenden Analysen wurden Kattegat/Skagerrak daher von der Auswertung ausgeschlossen.

5.4.2 Reduktion der mittleren Meerestopographie in den Altimetermeeresspiegelhöhen

Neben den Variationen des Meeresspiegels enthält das ozeanographische Modell der Ostsee auch Informationen über die mittlere Meerestopographie. Durch Subtraktion der modellierten Höhen von den Beobachtungen wird somit auch dieser Signalanteil in den altimetrischen Meeresspiegelhöhen reduziert. Da ein Ziel dieser Arbeit jedoch die Bestimmung der mittleren Meerestopographie der Ostsee aus satellitenaltimetrischen Beobachtungen ist, muss in Gleichung 5.9 der Term H_{MMTop}^{oMod} wieder hinzugefügt werden.

Die mittlere Meerestopographie ergibt sich als mittlere Meeresspiegelhöhe an einem betrachteten Ort ($\tilde{H}_{MMTop}(s)$). Bedingt durch die saisonalen und interannualen Variationen des Meeresspiegels kann dieser Mittelwert von der mittleren Meerestopographie ($H_{MMTop}(s)$) abweichen, die sich aus Zeitreihen für einen unterschiedlichen Zeitraum oder mit einer verschiedenen zeitlichen Verteilung der Daten innerhalb der Zeitreihe ergibt. Diese Abweichung kann mit dem Term δH_{MMTop} beschrieben werden:

$$H_{MMTop}(s) = \tilde{H}_{MMTop}(s) + \delta H_{MMTop}(s) \quad (5.10)$$

Der Einfluss der Anzahl und zeitlichen Verteilung der Meeresspiegelhöhen innerhalb des Beobachtungszeitraumes auf die mittlere Meeresspiegelhöhe und die Größe von δH_{MMTop} kann am Beispiel einer ausgewählten TOPEX-Datenzelle verdeutlicht werden. Abbildung 5.18 zeigt die Zeitreihe der altimetrischen Meeresspiegelhöhen innerhalb der Zelle P1 (vgl. Abb. 5.2). Im Weiteren wurde jeweils ein Drittel dieser Daten weggelassen, indem

- (a) etwa 33% der Messwerte zufällig ausgeschlossen wurden,
- (b) alle Beobachtungen während der Monate November bis (einschließlich) Februar ausgeschlossen wurden,
- (c) alle Beobachtungsdaten während der drei Jahre 1996, 1999 und 2000 ausgeschlossen wurden.

Tabelle 5.2: Mittlere Meeresspiegelhöhen (in Millimeter) innerhalb einer TOPEX-Datenzelle (P1; $\bar{h} = \tilde{H}_{MMT_{op}}$) berechnet aus der gesamten Datenreihe der altimetrischen und modellierten Meeresspiegelhöhen sowie aus jeweils etwa zwei Dritteln der Daten (vgl. Text; als Referenz für $\delta H_{MMT_{op}}$ wurde jeweils die mittlere Höhe aus der gesamten Zeitreihe verwendet)

	<i>Altim</i>		<i>oMod</i>	
	\bar{h}	$\delta H_{MMT_{op}}$	\bar{h}	$\delta H_{MMT_{op}}$
gesamte Reihe	108		269	
(a)	98	-10	261	-8
(b)	71	-37	247	-22
(c)	120	12	287	18

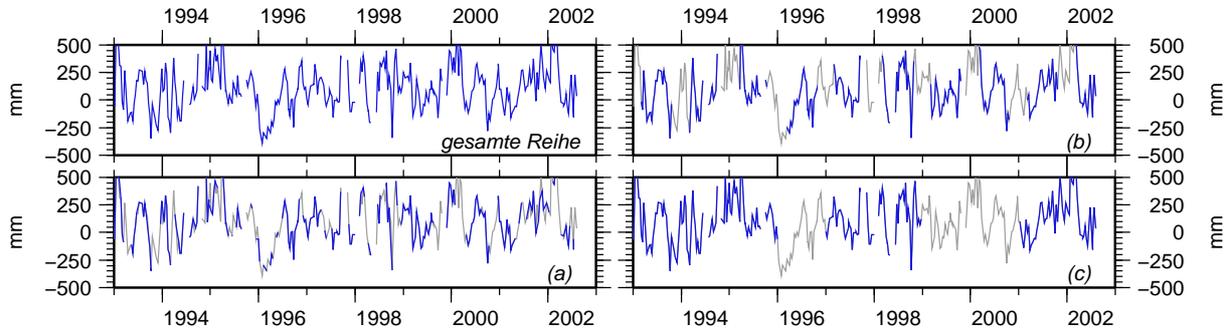


Abbildung 5.18: Altimetrische Meeresspiegelhöhen in einer ausgewählten TOPEX-Datenzelle. Dargestellt ist jeweils die gesamte Reihe (oben links und graue Kurven in den anderen Abbildungen) und die um jeweils etwa ein Drittel der Daten reduzierten Reihen (blaue Kurven in Variante a, b, c, vgl. Text).

Aus allen vier Datenreihen wurde jeweils der Mittelwert $\bar{h}_{Altim} = \tilde{H}_{MMT_{op}}^{Altim}$ berechnet. Ebenso wurden die modellierten Meeresspiegelhöhen jeweils zum Zeitpunkt der Altimetermessungen gemittelt ($\bar{H}_{oMod} = \tilde{H}_{MMT_{op}}^{oMod}$). Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.2 zusammengestellt. Ähnliche Untersuchungen für andere Datenzellen führten zu vergleichbaren Resultaten.

Das zufällige Weglassen eines Drittels der Werte hat nur wenig Einfluss auf den Mittelwert der Zeitreihen und wirkt sich auf das Ergebnis eher wie ein zufälliger Fehler aus. Das gezielte Ausschließen aller Beobachtungen während der Wintermonate bewirkt jedoch eine deutliche systematische Änderung des Mittelwertes, die durch die saisonale Variation der Meeresspiegelhöhen in der Ostsee begründet werden kann (vgl. Abschn. 4.4). Da im Winter i.d.R. höhere Meeresspiegelhöhen auftreten ist zu erwarten, dass der mittlere Meeresspiegel ohne Berücksichtigung der Wintermonate zu tief geschätzt wird. Dies wird durch die Ergebnisse in Tabelle 5.2 bestätigt. Den Einfluss interannualer Variationen auf den aus kurzen Beobachtungsreihen geschätzten mittleren Meeresspiegel zeigt Ergebnis (c).

Das ozeanographische Modell reproduziert die beobachteten Differenzen $\delta H_{MMT_{op}}^{Altim}$ sehr gut, d.h.

$$\delta H_{MMT_{op}}^{Altim}(s) \approx \delta H_{MMT_{op}}^{oMod}(s) = \delta H_{MMT_{op}}(s) \quad (5.11)$$

Unter Berücksichtigung der Gleichungen 5.10 und 5.11 wird der Term $H_{MMT_{op}}^{Altim}(s) - H_{MMT_{op}}^{oMod}(s)$ in Gleichung 5.9 zu

$$\begin{aligned}
 \tilde{H}_{MMT_{op}}^{Altim}(s) - \tilde{H}_{MMT_{op}}^{oMod}(s) &= H_{MMT_{op}}^{Altim}(s) - \delta H_{MMT_{op}}^{Altim}(s) - \tilde{H}_{MMT_{op}}^{oMod}(s) \\
 &= H_{MMT_{op}}^{Altim}(s) - \underbrace{(\tilde{H}_{MMT_{op}}^{oMod}(s) + \delta H_{MMT_{op}}^{oMod}(s))}_{= H_{MMT_{op}}^{oMod}(s)} \quad (5.12)
 \end{aligned}$$

Die mittlere modellierte Meerestopographie, abgeleitet aus dem gesamten Modellzeitraum ($H_{MMT_{op}}^{oMod}$, vgl. Abbildung 5.13) wurde den Altimeterdaten wieder hinzugefügt. Damit wurde einerseits der Einfluss der (zeitlichen) Verteilung der Messwerte innerhalb der Zeitreihe reduziert, andererseits wurde auch die Abweichung der mittleren Höhen im Beobachtungszeitraum der Mission von der mittleren Meerestopographie des Modellzeitraumes (1979–2004) korrigiert. Somit wurden auch Differenzen der mittleren Meereshöhen aus den Beobachtungen unterschiedlicher Altimetersatelliten aufgrund der unterschiedlichen Missionszeiträume eliminiert.

Die modellierte mittlere Meerestopographie enthält zusätzlich den Offset des Modells H_0 , der bei der Berechnung von Mittelwerten nicht von der Höhe $H_{MMT_{op}}^{oMod}$ trennbar ist. Die vollständige Gleichung der kombinierten beobachteten und modellierten Meeresspiegelhöhen für die Berechnung der reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen $h_{Altim,red}(s, t)$ lautet somit:

$$\begin{aligned}
 h_{Altim,red}(s, t) &= h_{Altim}(s, t) - H_{oMod}(s, t) - \Delta h_{Füllst}(t) + H_{MMT_{op}}^{oMod}(s) + H_0 \\
 &= H_{MMT_{op}}^{Altim}(s) + N(s) + T_s \cdot t + A_0 + \varepsilon_{hAred} \quad (5.13)
 \end{aligned}$$

Zur Transformation der ellipsoidischen reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen in orthometrische Meeresspiegelhöhen, aus denen letztendlich die mittlere Meerestopographie berechnet werden kann, wurden die benötigten Geoidundulationen dem regionalen Geoidmodell NKG-2004 (Forsberg u.a. 2004) entnommen (vgl. Gleichung 2.1):

$$\begin{aligned}
 H_{Altim,red}(s, t) &= h_{Altim,red}(s, t) - N^{(NKG2004)}(s) \\
 &= H_{MMT_{op}}^{Altim}(s) + T_s \cdot t + A_0 + \varepsilon_{HAred} \\
 &= H_{MMT_{op}}(s) + T_s \cdot t - H_0 + A_0 + \varepsilon_{HAred} \quad (5.14)
 \end{aligned}$$

6 Validierung der Satellitenaltimeter

Die Abschätzung der Genauigkeit der altimetrischen Meeresspiegelhöhen und die Ermittlung des systematischen Fehlers des Altimetersystems (*Altimeterbias*) ist Gegenstand der Altimeterkalibrierung bzw. -validierung. Der zu bestimmende Fehler wird dabei i. Allg. durch einen konstanten Wert (Offset) und ggf. dessen zeitliche Veränderung charakterisiert, wobei Letztere meist durch einen linearen Trend modelliert wird.

Die Bestimmung des relativen Bias zwischen unterschiedlichen Altimetern ist Grundlage für die Verknüpfung der Daten der Missionen (z.B. Le Traon und Morrow 2001). Darüber hinaus ist es zur Anbindung des aus Altimeterbeobachtungen abgeleiteten mittleren Meeresspiegels an nationale/kontinentale Höhensysteme notwendig, auch den absoluten Altimeterbias zu bestimmen (absolute Kalibrierung; Chelton u.a. 2001). Die Beobachtung der Langzeitstabilität der Altimetersysteme und die Kenntnis eventueller zeitlicher Veränderungen ist insbesondere für die Untersuchung säkularer Meeresspiegeländerungen aus Altimeterbeobachtungen erforderlich (Haines u.a. 2003; Mitchum 2000).

6.1 Absolute Validierung altimetrischer Meeresspiegelhöhen in der südlichen Ostsee

6.1.1 Prinzip

Die absolute Kalibrierung/Validierung der altimetrischen Meeresspiegelhöhen beruht auf dem Vergleich der Höhen mit unabhängigen Meeresspiegelbeobachtungen, i.d.R. mit Pegelmessungen. Die Differenzbildung erfolgt zwischen Beobachtungen, die zur gleichen Zeit und idealerweise am gleichen Ort erfolgten. Letztere Bedingung ist im Allgemeinen nicht realisierbar. Vielmehr liegt der Pegel in der Nähe der Subsatellitenspur des Altimeters, und die Differenzen beider Meeresspiegelhöhen enthalten neben dem systematischen Fehler des Altimeters (A_0) auch räumliche Differenzen der Meeresspiegelvariationen (vgl. Abbildung 5.1). Unter Nutzung der Gleichungen 5.1 und 5.2 ergibt sich:

$$\begin{aligned}
 \Delta h_{A-P}(\Delta s, t) &= h_{Altim}(s_A, t) - h_{Peg}(s_P, t) \\
 &= \Delta h_{var_hf}(\Delta s, t) + \Delta H_{MMTop}(\Delta s) + \Delta N(\Delta s) \\
 &\quad + \underbrace{\Delta h_{var_nf}(\Delta s, t)}_{\approx 0} + \underbrace{(T_s - T_{rel})t}_{= T_{PGL} \approx 0} + A_0 + \varepsilon_{\Delta h_{AP}}
 \end{aligned} \tag{6.1}$$

Die Kalibrierung/Validierung der altimetrischen Höhen erfordert somit neben den Pegelmessungen auch eine präzise Kenntnis des Verlaufes des Geoids und der mittleren Meerestopographie im Untersuchungsgebiet. $\varepsilon_{\Delta h_{AP}}$ bezeichnet den Fehler der Meeresspiegelhöhendifferenzen, der sich aus den zufälligen Fehlern beider Höhen und ggf. systematischen Fehlern der Pegelbeobachtungen zusammensetzt. A_0 vereinigt im Wesentlichen zwei Komponenten:

- einen systematischen, global einheitlichen Nullpunktsfehler des Altimetersystems und
- einen regional unterschiedlichen Effekt, falls eine fehlerhafte Zentrierung des Orbitreferenzsystems vorliegt (vgl. Bosch u.a. 2000; Abschnitt 2.2).

Die Altimetervalidierung an einem einzelnen Ort erlaubt nur die Bestimmung des Gesamtfehlers A_0 . Erst der Vergleich von Validierungsergebnissen, die an unterschiedlichen, global möglichst gleichmäßig verteilten Stationen gewonnen wurden, ermöglicht die Trennung der beiden Effekte und vermittelt einen Einblick in die Präzision der Orbitrealisierung für die betreffende Altimetermission.

Primäre Kalibrierungsstätte für TOPEX/Poseidon und seit dessen Start auch für Jason-1 ist die Ölbohrinsel Harvest, die innerhalb einer aufsteigenden Spur der Satelliten vor der kalifornischen Küste liegt und eine kontinuierliche Beobachtung des Fehlerverhaltens der Satelliten erlaubt (Christensen u.a. 1994; Haines u.a. 2003). Weitere absolute Kalibrierungen/Validierungen hauptsächlich der Missionen TOPEX/Poseidon und Jason-1, aber auch der anderen Altimetersatelliten, wurden in unterschiedlichen Regionen über begrenzte Zeiträume durchgeführt (u.a. Lampedusa/Mittelmeer: Ménard u.a. 1994; Große Seen/USA: Morris und Gill 1994, Shum u.a. 2003; Bass-Straße/Tasmanien: Watson u.a. 2004; Großbritannien: Woodworth u.a. 2004). Eine weitere permanente Kalibrierungsstation wird derzeit auf Korsika eingerichtet (Bonfond u.a. 2003). Der Durchführung von Validierungskampagnen in unterschiedlichen Regionen der Erde liegt die Erkenntnis zugrunde, dass erst die Kombination der regionalen Validierungsergebnisse eine Reduktion möglicher systematischer Effekte an einer einzelnen Station erlaubt und eine präzise Abschätzung der systematischen Fehler der Altimetersysteme ermöglicht (Dong u.a. 2002; Watson u.a. 2003).

Liebsch u.a. (2002) präsentieren Ergebnisse einer absoluten Altimetervalidierung unterschiedlicher Missionen unter Nutzung von Pegelbeobachtungen in der südlichen Ostsee. Im Folgenden wird das dort beschriebene Verfahren auf die hier zur Verfügung stehenden Altimeterdaten angewendet. Darüber hinaus wird das ozeanographische Modell der Ostsee zur Unterstützung der Validierung, insbesondere zur räumlichen Interpolation der mittleren und variablen Meerestopographie zwischen den Altimeter- und Pegelbeobachtungsorten, genutzt.

6.1.2 Validierungsgebiet südliche Ostsee

Altimetrische Meeresspiegelhöhen wurden mit stündlichen Beobachtungen der Pegel Warnemünde und Sassnitz verglichen. Abbildung 6.1 zeigt die Lage der Pegelstationen und der Datenzellen der untersuchten Altimetermissionen im Umkreis von 65 km um die Pegel. Zusätzlich wurden in der Abbildung die Nummern der Altimeterspuren vermerkt.

Die Station Sassnitz befindet sich an der Ostküste der Insel Rügen. Nördlich und östlich der Insel liegt eine relativ freie Wasserfläche, die eine gute Beobachtung der Meeresoberfläche durch die Satellitenaltimeter ermöglicht. Im Gegensatz dazu erlaubt die geographische Situation am Pegel Warnemünde im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes nur eine begrenzte Aufnahme des Meeresspiegels durch die Altimeter. Entsprechend sind zum Vergleich mit diesem Pegel weniger Altimeterdaten verfügbar. Zusätzlich wurden größere systematische Unsicherheiten in der modellierten mittleren Meerestopographie westlich von Warnemünde festgestellt (Abschnitt 6.1.3). Daher wurden keine Altimeterbeobachtungen westlich dieser Station zur Validierung hinzugezogen.

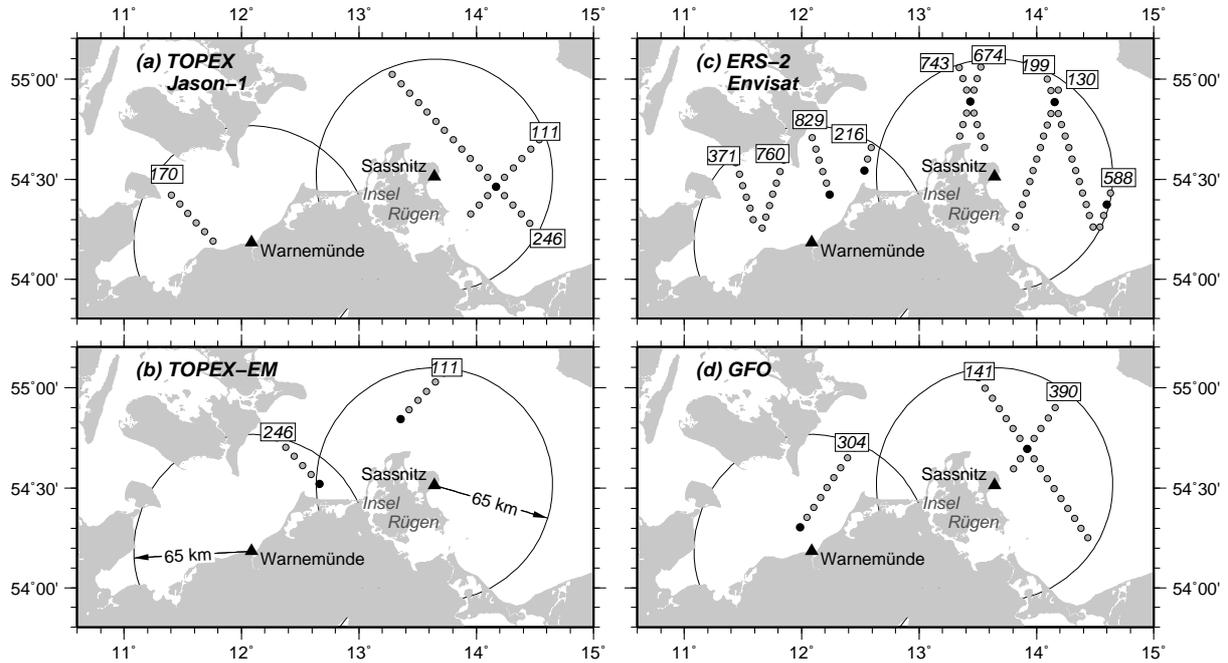


Abbildung 6.1: Lage der Pegelstationen und der Altimeterdatenzellen im Untersuchungsgebiet

Die Pegelnullpunkte der verwendeten Pegel beziehen sich auf das Höhensystem HN76 (Stigge 1989; Abschnitt 2.4). Die Höhenstabilität der Pegelnullpunkte wird vom Pegelbetreiber regelmäßig überprüft, so dass lokale systematische Effekte aufgrund von Höhenänderungen am Pegel (z.B. lokale Einsinkeffekte) ausgeschlossen werden können. Die Pegelbeobachtungen stellen Normalhöhen dar. Da im Bereich des Meeresspiegels Geoid und Quasigeoid praktisch zusammenfallen, kann im Folgenden die Bezugsfläche des Höhensystems HN76 (im Bereich der Küste) als eine Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes aufgefasst werden (Abschnitt 2.3).

Für die Bildung der Differenzen $\Delta h_{A-P}(\Delta s, t)$ (Gleichung 6.1) wurde zu jeder Altimeterbeobachtung eine am Pegel gemessene Höhe ermittelt, indem zwischen zwei stündlichen Beobachtungswerten auf den Zeitpunkt der Altimetermessung interpoliert wurde. Darüber hinaus wurden modellierte Oberflächenauslenkungen für jeden Beobachtungszeitpunkt jeweils am Altimetermesspunkt und am Pegel bestimmt. Unter Nutzung von Gleichung 5.3 ergibt sich für die Differenzen $\Delta H_O(\Delta s, t)$ der modellierten Höhen:

$$\begin{aligned} \Delta H_O(\Delta s, t) &= h_{oMod}^{(Altim)}(s, t) - h_{oMod}^{(Peg)}(s, t) \\ &= \Delta h_{var_hf}(\Delta s, t) + \underbrace{\Delta h'_{var_nf}(\Delta s, t) + \Delta H_{MMTop}(\Delta s)}_{\approx 0} + \varepsilon_{\Delta HO} \end{aligned} \quad (6.2)$$

Die Differenzen der modellierten Höhen können zur Reduktion der beobachteten Differenzen $\Delta h_{A-P}(\Delta s, t)$ und zur Bildung reduzierter Differenzen $\Delta h_{A-P-O}(\Delta s, t)$ genutzt werden (vgl. Gleichung 6.1). Die einzelnen Effekte werden in den folgenden Abschnitten näher diskutiert.

$$\begin{aligned} \Delta h_{A-P-O}(\Delta s, t) &= \Delta h_{A-P}(\Delta s, t) - \Delta H_O(\Delta s, t) \\ &= \Delta h_{var_hf}^{(A-P)}(\Delta s, t) + \Delta H_{MMTop}^{(A-P)}(\Delta s) + \Delta N(\Delta s) + A_0 + \varepsilon_{\Delta hAP} \\ &\quad - \Delta h_{var_hf}^{(O)}(\Delta s, t) - \Delta H_{MMTop}^{(O)}(\Delta s) - \varepsilon_{\Delta HO} \end{aligned} \quad (6.3)$$

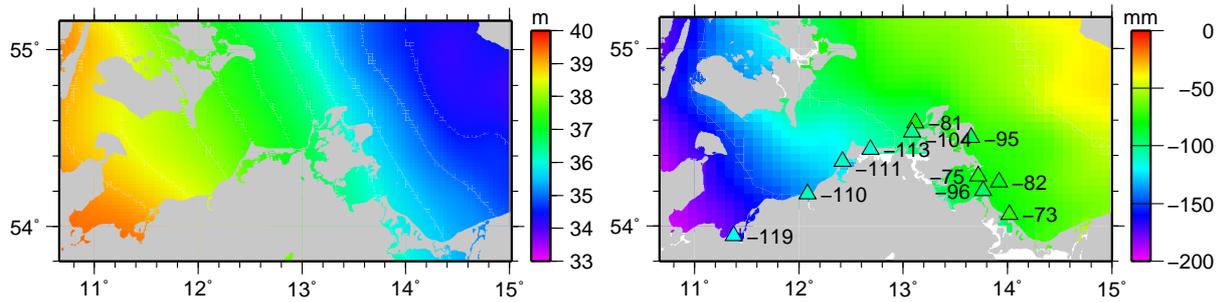


Abbildung 6.2: Geoidverlauf und mittlere Meerestopographie im Untersuchungsgebiet

Links: regionales Geoidmodell NKG-2004; rechts: mittlere Meerestopographie des ozeanographischen Modells und Pegelmittelwasserhöhen für den Zeitraum 1979–2004.

6.1.3 Reduktion der räumlich stationären Anteile

Geoid. Die Differenz der Geoidhöhen zwischen Pegel- und Altimetermesspunkt ($\Delta N(\Delta s)$) kann mit Hilfe eines Geoidmodells bestimmt werden. Für die hier durchgeführte Validierung wurde das regionale gravimetrische Geoidmodell NKG-2004 verwendet (Forsberg u.a. 2004; Abb. 6.2 links).

Während einer Messkampagne im Frühjahr 1997 wurde eine Anzahl von Höhenfestpunkten im Untersuchungsgebiet, u.a. eine Reihe von Pegelbezugspunkten, mittels GPS vermessen und ihre ellipsoidische Höhe im Internationalen Referenzsystem (ITRF97, Boucher u.a. 1999) mit einer Genauigkeit von etwa 1 cm bestimmt. Diese GPS/Nivellementsunkte wurden genutzt, um das Geoidmodell an die Höhenbezugsfläche HN76 anzulagern. Die Lagerung erfolgte durch Bestimmung eines Offsets zwischen beiden Flächen, die verbleibenden Höhendifferenzen an den GPS/Nivellementsunkten betrug wenige mm bis etwa 1 cm (vgl. Liebsch u.a. 2002).

Mittlere Meerestopographie. Die mittlere Meeresstopographie entlang der deutschen Ostseeküste wird bereits im Vergleich der langjährigen Pegelmittelwasser an unterschiedlichen Stationen deutlich. Dabei ist ein Anstieg der mittleren Meeresspiegelhöhen von West nach Ost um etwa 3 bis 4 cm zu erkennen (vgl. Weise 1990; Abb. 6.2 rechts).

Die Differenz der mittleren Meerestopographie zwischen Pegel- und Altimetermesspunkt ($\Delta MMT_{Top}(\Delta s)$) liefert das ozeanographische Modell. Abbildung 6.2 zeigt die mittleren modellierten Meeresspiegelhöhen für den Zeitraum 1979–2004. Grundsätzlich ist eine gute Übereinstimmung mit den Pegeln zu erkennen. Am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes zeigen die modellierten mittleren Höhen jedoch systematisch geringere Werte als die Pegel.

Die Reduktion der mittleren Meerestopographie in den Differenzen der beobachteten Höhen ist am Beispiel zweier Subsatellitenspuren in Abbildung 6.3 verdeutlicht. Der obere Teil der Abbildung zeigt die Differenzen $\Delta h_{A-P}(\Delta s, t)$. Farblich hervorgehoben sind die Werte derjenigen Datenzellen, die im 65 km-Umkreis um den Pegel liegen. Der mittlere Teil zeigt die Differenzen der modellierten Höhen $\Delta H_O(\Delta s, t)$, während im unteren Teil die Differenzen beider Anteile ($\Delta h_{A-P-O}(\Delta s, t)$) abgebildet sind. Die einzelnen Werte wurden ihrer geographischen Länge nach sortiert und eine gleitende Mittelwertbildung über jeweils 500 (TOPEX) bzw. 200 (GFO) Werte durchgeführt (schwarze Linien) und somit mittlere Differenzen entlang der Altimeterspuren bestimmt.

Nach der Subtraktion modellierter Differenzen von den beobachteten Werten ist die Neigung entlang der Spur deutlich reduziert und die mittleren Höhen weisen Restvariationen in der Größenordnung von etwa 25 mm ($=\pm 12,5$ mm) auf. Diese setzen sich zusammen aus

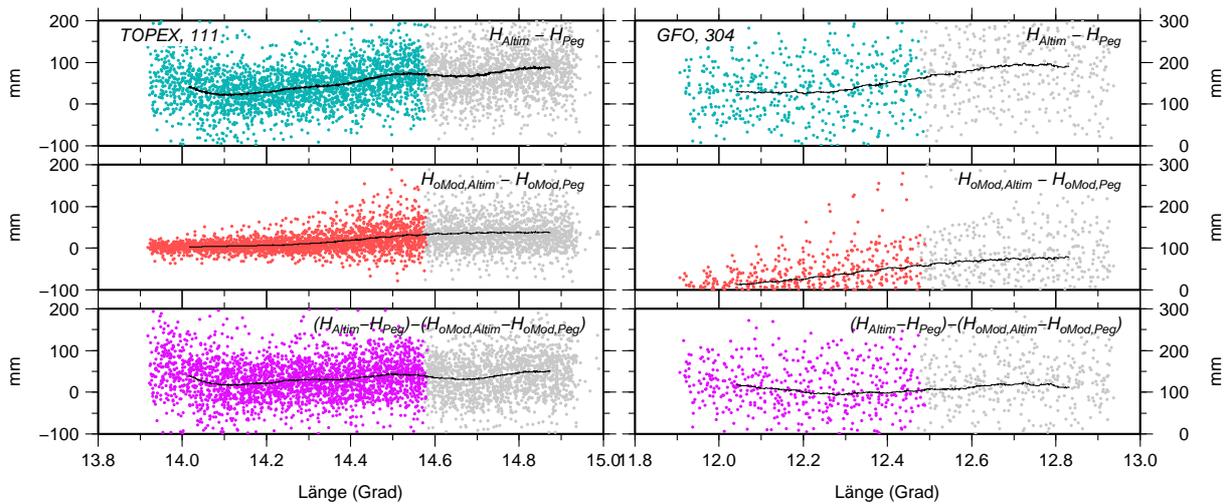


Abbildung 6.3: Differenzen beobachteter (H_{Peg} , H_{Altim} nach Subtraktion modellierter Geoidhöhen) und modellierter ($H_{oMod}^{(Altim)}$, $H_{oMod}^{(Peg)}$) Meeresspiegelhöhen entlang der Subsatellitenspuren TOPEX 111 (links) und GFO 304 (rechts) (vgl. Abb. 6.1)

- Unsicherheiten im verwendeten Geoidmodell,
- Unsicherheiten in der modellierten mittleren Meerestopographie sowie
- räumlich variierenden systematischen Einflüssen in den Altimeterdaten (z.B. Einfluss der Landnähe auf Radiometermessungen, vgl. Abschnitt 3.2.2).

Permanente Gezeitendeformation. Alle Berechnungen wurden im *mean tide* System vorgenommen. Die dem NKG-2004 Modell entnommenen Geoidundulationen wurden hierzu vom *zero tide* in das *mean tide* System überführt (vgl. Abschnitt 2.1.3, Anhang A). Ebenso wurde mit den ellipsoidischen Höhen der Pegelnullpunkte verfahren, die als Höhen im *tide free* System vorlagen.

Postglaziale Ausgleichsbewegung am Pegel. Die südliche Ostseeküste liegt im Bereich sehr geringer Krustenänderungen aufgrund postglazialer Ausgleichseffekte. Derzeitige Modelle und Beobachtungen zeigen Werte $T_{PGL} \approx 0$ mm/a (vgl. Nocquet u.a. 2005; Johansson u.a. 2002), so dass die verwendeten Pegelreihen nicht für Landhebungseinflüsse korrigiert wurden.

6.1.4 Reduktion der variablen Meerestopographie

Die Differenz der jeweiligen aktuellen Meerestopographie an Pegel und Altimetermesspunkt wurde bisher in den Differenzen $\Delta h_{A-P}(\Delta s, t)$ als zufälliger Fehler mit Erwartungswert Null behandelt (Liesch u.a. 2002). Im Folgenden soll untersucht werden, inwieweit das ozeanographische Modell genutzt werden kann, die tatsächliche Differenz $\Delta h_{var}(\Delta s, t)$ zu bestimmen und in Gleichung 6.1 bzw. 6.3 zu reduzieren.

Der Einfluss langperiodischer Meeresspiegelvariationen auf die beobachteten Meeresspiegelhöhen kann über die relativ kurzen Entfernungen als gleichartig betrachtet und somit in der Differenz der gemessenen Höhen vernachlässigt werden ($\Delta h_{var_nf}(\Delta s, t) \approx 0$). Zur Analyse des Einflusses hochfrequenter Meeresspiegelvariationen wurden stündliche Beobachtungen eines Küstenpegels (Sassnitz) und zweier Druckpegel östlich von Rügen ausgewertet (Abb. 6.4). Die Druckpegel waren für die Dauer etwa eines Jahres an ihren jeweiligen Standorten verankert (Messreihen 5/2000–3/2001). Die Entfernung zwischen den Pegeln entspricht ungefähr der Entfernung der zur Validierung verwendeten Altimeterdaten vom jeweiligen Referenzpegel.

Die Differenz der gemessenen Meeresspiegelhöhen an zwei unterschiedlichen Pegeln ergibt (vgl. Gleichung 5.2):

$$\begin{aligned}\Delta h_P(\Delta s, t) &= h_{Peg}^{(1)}(s, t) - h_{Peg}^{(2)}(s, t) \\ &= \Delta h_{var_hf}(\Delta s, t) + \varepsilon_{\Delta h_P} \\ &\quad + \underbrace{\Delta h_{var_nf}(\Delta s, t)}_{\approx 0} + \underbrace{\Delta H_{MMTop}(\Delta s) + \Delta N(\Delta s)}_{= const} + \underbrace{\Delta T_{rel}}_{= 0}\end{aligned}\quad (6.4)$$

Die Werte $\Delta h_P(\Delta s, t)$ enthalten neben konstanten Termen nur noch die Differenzen der variablen Meerestopographie (hochfrequenter Anteil, $\Delta h_{var_hf}(\Delta s, t)$). Die relativen Meeresspiegelrends an den Pegeln können über die betrachtete kurze Entfernung als gleich groß angesehen werden.

Die Streuung der Differenzreihen ist für alle drei möglichen Pegelkombinationen nahezu gleich groß (Abb. 6.5 links). Bei Betrachtung der Reihen erkennt man jedoch, dass die Differenzen der Küsten-/Druckpegelbeobachtungen etwas stärker variieren als die der Druckpegelmessungen. Eine Erklärung hierfür sind mögliche lokale Effekte in der Umgebung des Küstenpegels, die zu Abweichungen der dort gemessenen Meeresspiegelhöhen von den Beobachtungen auf der offenen See führen (vgl. z.B. Richter u.a. 2005).

Die Differenz der Gleichungen 6.4 und 6.2 enthält praktisch nur noch konstante Terme:

$$\begin{aligned}\Delta h_{P-O}(\Delta s, t) &= \Delta h_P(\Delta s, t) - \Delta h_O(\Delta s, t) \\ &= \underbrace{\Delta h_{var_hf}^{(Peg)} - \Delta h_{var_hf}^{(oMod)}}_{\stackrel{!}{=} 0} + const + \varepsilon_{\Delta h_{P-O}}\end{aligned}\quad (6.5)$$

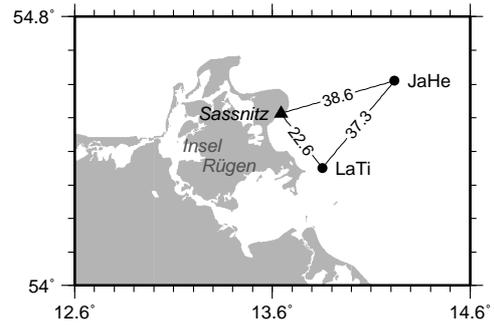


Abbildung 6.4: Lage des Küstenpegels Sassnitz und zweier Druckpegel (JanHeveliusz – JaHe, Landtief A – LaTi). Eingetragen ist zusätzlich die Entfernung zwischen den Pegeln (in km).

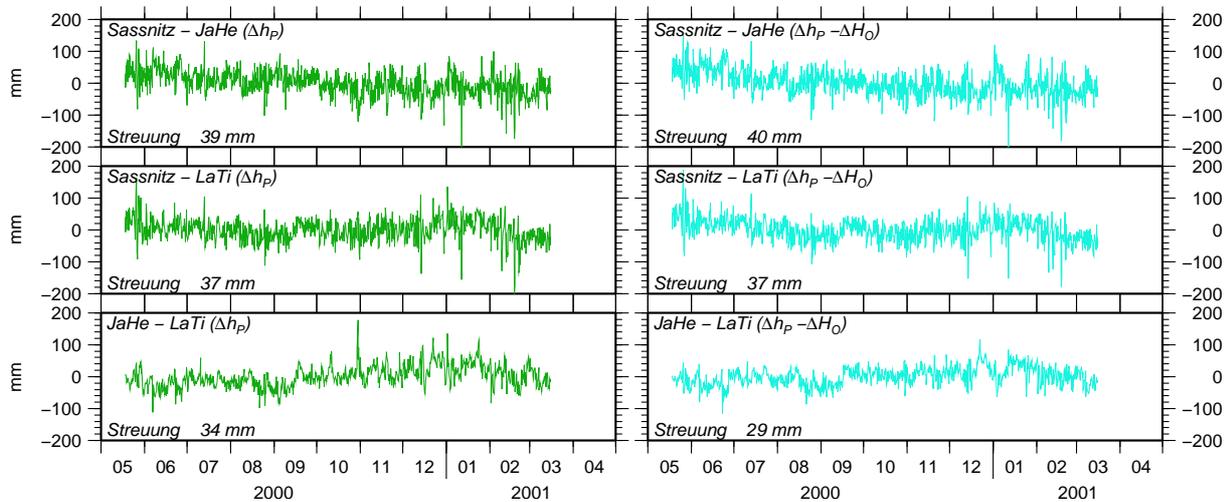


Abbildung 6.5: Reduktion der variablen Meerestopographie in den Differenzen beobachteter Meeresspiegelhöhen an drei Pegeln

Links: Differenzen beobachteter Meeresspiegelhöhen (Δh_P), rechts: Differenzen beobachteter und modellierter Meeresspiegelhöhen ($\Delta h_P - \Delta H_O$). Die Reihen wurden jeweils auf ihren Mittelwert zentriert.

Die Reihen in Abbildung 6.5 (rechts) sollten somit nur ein zufälliges Rauschen zeigen. Tatsächlich ist zu erkennen, dass sich rechter und linker Teil der Abbildung kaum unterscheiden. Eine Verringerung der Streuung ist nur in den Differenzen der beiden Druckpegel zu erkennen. Dies lässt die folgenden Schlussfolgerungen zu:

- Die Differenzen der variablen Meerestopographie über Entfernungen bis etwa 40. . . 50 km liegen im Bereich weniger Zentimeter und damit im Genauigkeitsbereich der modellierten Oberflächenauslenkungen (vgl. Abschnitt 5.2). Eine Reduktion der Größe Δh_{var_hf} in Gleichung 6.1 ist somit nicht zu erwarten.
- Lokale Effekte am Küstenpegel setzen möglicherweise die Korrelation der beobachteten Meeresspiegelhöhen zwischen Pegel und offener See herab. Da im ozeanographischen Modell, bedingt durch dessen begrenzte räumliche Auflösung, diese Effekte ebenfalls nicht enthalten sind, kann durch die Subtraktion modellierter Oberflächenauslenkungen von den Beobachtungen der Einfluss der variablen Meerestopographie am Küstenpegel nicht vollständig reduziert werden.

In den Differenzen der altimetrischen und am Pegel gemessenen Meeresspiegelhöhen tritt der Einfluss der variablen Meerestopographie erst ab größeren Entfernungen stärker hervor und führt zu einer höheren Streuung der Differenzen. Generell wird dieser Effekt auch vom ozeanographischen Modell wiedergegeben (vgl. Abb. 6.3).

In Abbildung 6.6 sind die Varianzen der $\Delta h_{A-P}(\Delta s, t)$ (ausgefüllt) sowie der $\Delta h_{A-P-O}(\Delta s, t)$ (transparent) für die Altimeterdatenzellen entlang zweier ausgewählter Spuren dargestellt. Farblich hervorgehoben sind wiederum die Zellen, die im 65 km-Umkreis der jeweiligen Pegelstation liegen. Für GFO ist eine geringfügige Verringerung der Varianz durch Berücksichtigung des ozeanographischen Modells zu erkennen. Signifikante Verbesserungen werden jedoch erst für Datenzellen erkennbar, die weiter als etwa 50 km vom Pegel entfernt sind. Da über diese Entfernung jedoch auch der Einfluss (systematischer) Fehler in den räumlich stationären Anteilen zunimmt, wurden diese Datenzellen dennoch nicht berücksichtigt.

In Gleichung 6.3 werden die Variationen des Meeresspiegels aufgrund niederfrequenter Einflüsse an Pegel und Altimetermesspunkt als gleich groß betrachtet. Eine Sonderstellung in diesem Zusammenhang nimmt der Effekt aufgrund der Polzeiten ein (vgl. Abschnitt 4.4.1). Während das Altimeter den vollständigen (geozentrischen) Betrag der Höhenänderung des Meeresspiegels wahrnimmt, beobachten die Pegel nur die relative Verschiebung (Gleichungen 4.1, 4.2). Die

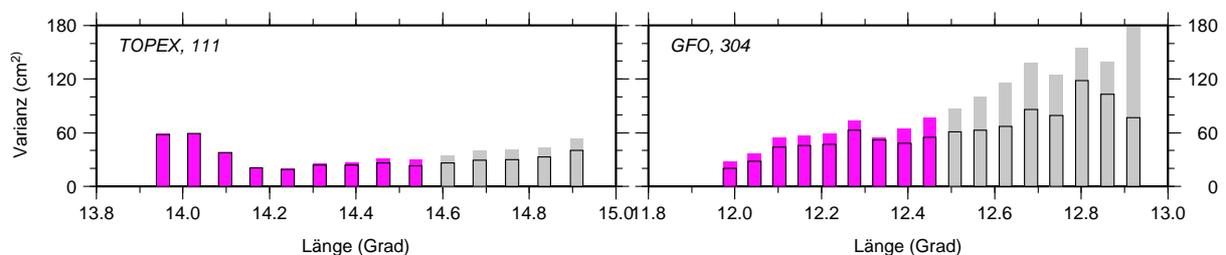


Abbildung 6.6: Varianz der Differenzen beobachteter Meeresspiegelhöhen pro Datenzelle entlang zweier ausgewählter Subsatellitenspuren ohne/mit Berücksichtigung modellierter Oberflächenauslenkungen (violett/grau bzw. transparent, schwarz umrandet)

Differenz der altimetrischen und am Pegel gemessenen Meeresspiegelhöhen enthält somit noch einen Anteil $h \frac{dW}{g}$. Für die Validierung der Satellitenaltimeter mittels Pegelvergleich wurde nur dieser Anteil in den Altimeterdaten korrigiert.

6.1.5 Bestimmung des absoluten Altimeterbias

Die Bestimmung des absoluten Altimeterbias erfolgte aus Differenzen $\Delta H_{A-P-O}(\Delta s, t)$. Unter Berücksichtigung der Untersuchungen der vorangegangenen Abschnitte und Verwendung des Geoidmodells NKG-2004 (Forsberg u.a. 2004) liefert Gleichung 6.1 schließlich:

$$\begin{aligned} \Delta H_{A-P-O}(\Delta s, t) &= \Delta h_{A-P-O}(\Delta s, t) - \Delta N^{(NKG2004)}(\Delta s) \\ &= A_0 + \varepsilon_{\Delta H_{APO}} \end{aligned} \quad (6.6)$$

Die Validierung wurde zunächst für jede Altimeterspur separat durchgeführt, um ggf. systematische Effekte in einzelnen Spuren zu erkennen. Hierzu wurden jeweils die altimetrischen Höhen derjenigen Datenzelle verwendet, die dem Pegel am nächsten lag. Befand sich im Umkreis des Pegels ein Kreuzungspunkt zweier Spuren, wurden stattdessen die Daten dieser Zellen genutzt. Dies ermöglicht eine bessere Vergleichbarkeit der Validierungsergebnisse unterschiedlicher Spuren, da ortsabhängige systematische Einflüsse (z.B. Fehler in Geoid oder mittlerer Meerestopographie) am Kreuzungspunkt gleich groß sind. Die jeweils verwendeten Datenzellen sind in Abbildung 6.1 durch einen schwarzen Punkt markiert.

Der Altimeterbias A_0 wurde jeweils als Mittelwert der Zeitreihen der $\Delta H_{A-P-O}(\Delta s, t)$ berechnet. Zusätzlich wurde eine ausgleichende Gerade durch die Differenzen zur Abschätzung des zeitlichen Verhaltens des Altimeterbias bestimmt. Signifikante Trendwerte können jedoch erst für Zeitreihen mit einer Länge von mehreren Jahren erwartet werden, was sich u.a. auch in einer großen Streuung der Trends aus kurzen Beobachtungsreihen für unterschiedliche Datenzellen widerspiegelt (z.B. TOPEX-EM, Envisat).

Die Ergebnisse der Einzelspuren wurden schließlich in einer Gesamtlösung für die jeweilige Mission zusammengefasst (Tabelle 6.1). Dabei bedeuten positive/negative Biaswerte, dass die altimetrischen Meeresspiegelhöhen h_{Altim} zu hoch/zu tief sind bzw. die vom Altimeter gemessene Strecke s_{Altim} zu kurz/zu lang ist.

TOPEX. TOPEX-Beobachtungen am Kreuzungspunkt der Spuren 111 (aufsteigend) und 246 (absteigend) wurden mit Messungen des Pegels Sassnitz verglichen. Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Pegel Warnemünde) wurde keine Altimeterdaten ausgewertet (vgl. Abschnitt 6.1.2).

Die getrennte Auswertung beider Spuren zeigt eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse, so dass die Zusammenfassung beider gerechtfertigt ist. Der absolute Bias wurde mit 17 mm ermittelt (Abbildung 6.7, Tabelle 6.1).

Mit dem Umschalten des TOPEX-Altimeters A auf das redundante Gerät B im Februar 1999 (vgl. Abschnitt 3.2.3) wird die TOPEX-Zeitreihe unterbrochen. I. Allg. werden bei der Kalibrierung/Validierung beide Geräte separat betrachtet und ein Altimeterbias für jedes Instrument geschätzt (z.B. Haines u.a. 2003). Abbildung 6.8 stellt die Ergebnisse für eine getrennte Validierung dar. Die Differenzreihe für TOPEX(A) zeigt einen deutlichen positiven zeitlichen Trend, der

Tabelle 6.1: Ergebnisse der absoluten Altimetervalidierung in der südlichen Ostsee (E – Entfernung zum Pegel, M – Mittelwert (mm), T – Trend (mm/Jahr))

Mission	absoluter Bias	Vergleich mit Pegel			
		Sassnitz		Warnemünde	
		Spur (E)	M/T	Spur (E)	M/T
TOPEX	M: (17,0±1,7) mm	111 (34,4 km)	18 / 0,2		
	T: (-0,3±0,6) mm/Jahr	246 (34,4 km)	16 / -0,8		
TOPEX-EM	M: (13,3±9,7) mm T: (-0,5±16,2) mm/Jahr	111 (41,2 km)	35 / -17,0	246 (53,2 km)	-11 / 14,5
Jason-1	M: (143,3±5,0) mm	111 (34,4 km)	148 / -15,6		
	T: (-20,1±6,1) mm/Jahr	246 (34,4 km)	139 / -24,3		
ERS-2	M: (115,3±3,0) mm T: (-7,4±1,3) mm/Jahr	743 (43,7 km)	111 / -3,3	216 (49,7 km)	101 / -10,6
		674 (43,7 km)	139 / -11,8	829 (28,8 km)	136 / -5,2
		199 (52,8 km)	112 / -3,8		
		130 (52,8 km)	120 / -10,7		
		588 (63,7 km)	97 / -3,6		
		gesamt	115 / -6,8	gesamt	115 / -9,7
Envisat	M: (444,3±4,3) mm T: (-9,2±7,1) mm/Jahr	743 (43,7 km)	461 / -19,0		
		674 (43,7 km)	442 / -9,9		
		199 (52,8 km)	443 / +19,9		
		130 (52,8 km)	461 / -16,9		
		588 (63,7 km)	422 / -17,8		
GFO	M: (90,9±4,9) mm T: (3,8±3,5) mm/Jahr	141 (27,0 km)	43 / 13,8	304 (14,9 km)	122 / -4,8
		390 (27,0 km)	115 / 0,2		

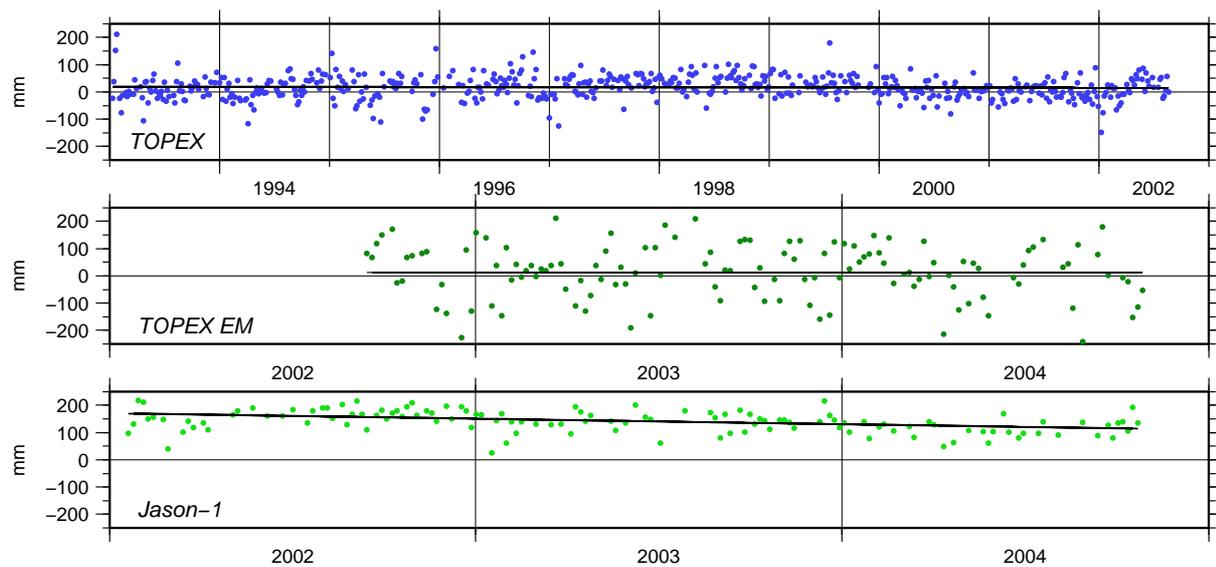


Abbildung 6.7: Differenzen ΔH_{A-P-O} zur Validierung von TOPEX, TOPEX-EM und Jason-1. Zusätzlich ist eine ausgleichende Gerade für den Beobachtungszeitraum (TOPEX, Jason-1) bzw. der Mittelwert der Differenzen (TOPEX-EM) eingetragen.

insbesondere durch eine Verschlechterung der Datenqualität des Altimeters und ein deutliches Ansteigen der Differenzen während der letzten beiden Beobachtungsjahre hervorgerufen wird (vgl. Ablain u.a. 2004). Ähnliche Ergebnisse, wenngleich mit geringeren Trendwerten, erhalten auch andere Autoren (vgl. z.B. Haines u.a. 2003; Mitchum 2000). Während der Beobachtungszeit von TOPEX(B) ist ein deutlich negativer Trend erkennbar.

Da die Mittelwerte (absoluter Bias) für beide Geräte im Rahmen ihrer Genauigkeit gleich sind, werden im Folgenden die Zeitreihen TOPEX(A) und TOPEX(B) zusammengefasst und gemeinsam ausgewertet. Für diese gesamte Zeitreihe ergibt sich ein Trend von $-0,3$ mm/Jahr (Tabelle 6.1).

TOPEX-EM. Zum Vergleich mit Pegelmessungen liegen die Subsatellitenspuren der TOPEX Extended Mission etwas ungünstiger als die von TOPEX. Die Entfernungen zu den Pegeln sind größer, Kreuzungspunkte unterschiedlicher Spuren sind im Umkreis der Pegel nicht mehr vorhanden. Der Altimeterbias wurde mit 13 mm ermittelt, wobei die Differenzen $\Delta H_{A-P-O}(\Delta s, t)$ eine vergleichsweise große Streuung aufweisen, die sich auch in der größeren (statistischen) Unsicherheit des Altimeterbias widerspiegelt. Ebenso zeigt der berechnete zeitliche Trend der Differenzen eine große Unsicherheit und ist daher nicht als signifikant zu betrachten (Abb. 6.7, Tabelle 6.1).

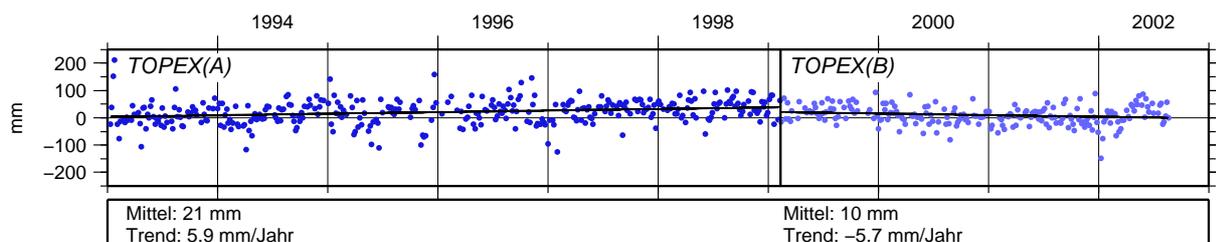


Abbildung 6.8: Getrennte Betrachtung der TOPEX(A) und TOPEX(B)-Reihen. Dargestellt sind die Differenzen ΔH_{A-P-O} sowie ausgleichende Geraden für beide Zeiträume.

Jason-1. Zur Validierung des Jason-1-Altimeters wurden wiederum die Beobachtungen am Kreuzungspunkt der Spuren mit Pegelmessungen der Station Sassnitz verglichen. Der absolute Bias der Mission ergibt sich zu 143 mm und stimmt recht gut mit den Validierungsergebnissen anderer Autoren überein (z.B. Haines u.a. 2003; Woodworth u.a. 2004; Watson u.a. 2004). Darüber hinaus ist in den Daten ein deutlicher Trend zu erkennen, der teilweise auch durch bestehende Unsicherheiten und systematische Effekte in den Radiometermessungen begründet werden kann (Ablain und Dorandeu 2005).

ERS-2. Im Umkreis des Pegels Sassnitz liegen 5 Subsatellitenspuren der Mission, vier davon besitzen Kreuzungspunkte innerhalb des 65 km-Radius um die Station. Darüber hinaus befinden sich östlich von Warnemünde 2 Subsatellitenspuren, von denen jeweils die pegelnächste Datenzelle ausgewertet wurde.

Bedingt durch die geringere zeitliche Auflösung der Beobachtungen sind die Ergebnisse der Einzelspurbetrachtungen mit größeren Unsicherheiten behaftet. Im Rahmen ihrer Genauigkeit stimmen die Einzelergebnisse jedoch gut überein, was eine Zusammenfassung aller Spuren zunächst zu Validierungsergebnissen pro Pegelstation rechtfertigt. Auch diese Werte zeigen eine sehr gute Übereinstimmung. Systematische Unterschiede zwischen den verwendeten Pegeldaten können damit ausgeschlossen werden. Für das gesamte Untersuchungsgebiet ergibt sich schließlich ein absoluter ERS-2 Altimeterbias von 115 mm. Innerhalb des verfügbaren Datenzeitraumes von etwa 8 Jahren ist lassen die Differenzen $\Delta H_{A-P-O}(\Delta s, t)$ auch einen deutlichen zeitlichen Trend von -7,4 mm/Jahr erkennen (Abb. 6.9).

Envisat. Zur Validierung von Envisat standen altimetrische Meeresspiegelhöhen nur in der Umgebung von Sassnitz zur Verfügung. Der absolute Bias der Mission beträgt 444 mm. Für die Bestimmung eines signifikanten Trends der Differenzen sind die Zeitreihen der Envisat-Beobachtungen zu kurz.

Geosat Follow-On. Zwei Altimeterspuren im Umkreis von Sassnitz und eine weitere Spur nahe Warnemünde wurden zur Validierung dieser Mission verwendet. Die genutzten Datenzellen befinden sich in geringer Entfernung zu den Pegeln (Abb. 6.1, Tab. 6.1). Die Streuung der Differenzen $\Delta H_{A-P-O}(\Delta s, t)$ ist jedoch recht hoch, was sich auch in einer großen Streuung der Validierungsergebnisse der Einzelspuren zeigt. Insgesamt ergab sich ein absoluter Bias von 91 mm (Abb. 6.10). Im Vergleich hierzu ermittelten Shum u.a. 2001 den absoluten Bias der Mission zu ~ 3 cm. Angesichts der hohen Streuungen der Differenzen ist der berechnete Trend nicht als signifikant zu betrachten.

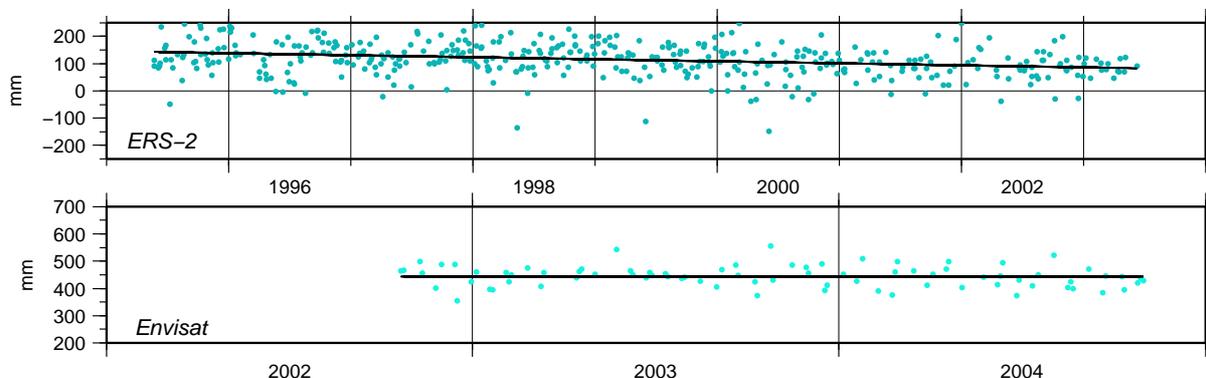


Abbildung 6.9: Differenzen ΔH_{A-P-O} zur Validierung von ERS-2 und Envisat. Zusätzlich ist eine ausgleichende Gerade für den Beobachtungszeitraum (ERS-2) bzw. der Mittelwert der Differenzen (Envisat) eingetragen.

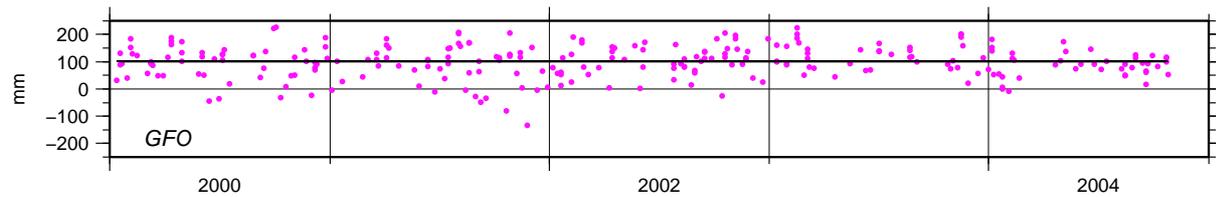


Abbildung 6.10: Differenzen ΔH_{A-P-O} zur Validierung von GFO. Zusätzlich ist der Mittelwert der Differenzen eingetragen.

Die Ergebnisse der Altimetervalidierung sind in Abbildung 6.11 für alle Missionen nochmals grafisch zusammengefasst.

6.1.6 Fehlerhaushalt

Die in Tabelle 6.1 angegebenen Fehlermaße sind statistische Größen, die einen Eindruck über die Größe des zufälligen Fehlers der ermittelten Biaswerte vermitteln. Hinzu kommen systematische Fehlereinflüsse, die schwieriger zu quantifizieren sind. In Anlehnung an Liebsch u.a. (2002) soll im Folgenden der Fehlerhaushalt ausführlicher diskutiert und die Genauigkeit der Validierungsergebnisse abgeleitet werden.

(1) Zufällige Fehler

Der zufällige Fehler des berechneten Mittelwertes der Differenzen ΔH_{A-P-O} setzt sich aus den zufälligen Fehlern der Meeresspiegelbeobachtungen ($\varepsilon_{Altim,zuf}$, $\varepsilon_{Peg,zuf}$) sowie aus dem verbleibenden zufälligen Fehleranteil der Differenz der variablen Meerestopographie ($\Delta h_{var_hf}^{(A-P)} - \Delta h_{var_hf}^{(O)} \rightarrow \varepsilon_{\Delta hvar}$; Abschnitt 6.1.4) zusammen.

Der zufällige Fehler einer Pegelmessung kann mit 15 mm angegeben werden (vgl. Liebsch u.a. 2002), $\varepsilon_{Altim,zuf}$ wurde Tabelle 3.2 entnommen. Die Größe von $\varepsilon_{\Delta hvar}$ schätzen Liebsch u.a. (2002) mit 50 mm ab. Durch die Verwendung des ozeanographischen Modells kann dieser Anteil nunmehr mit etwa 30 mm angegeben werden.

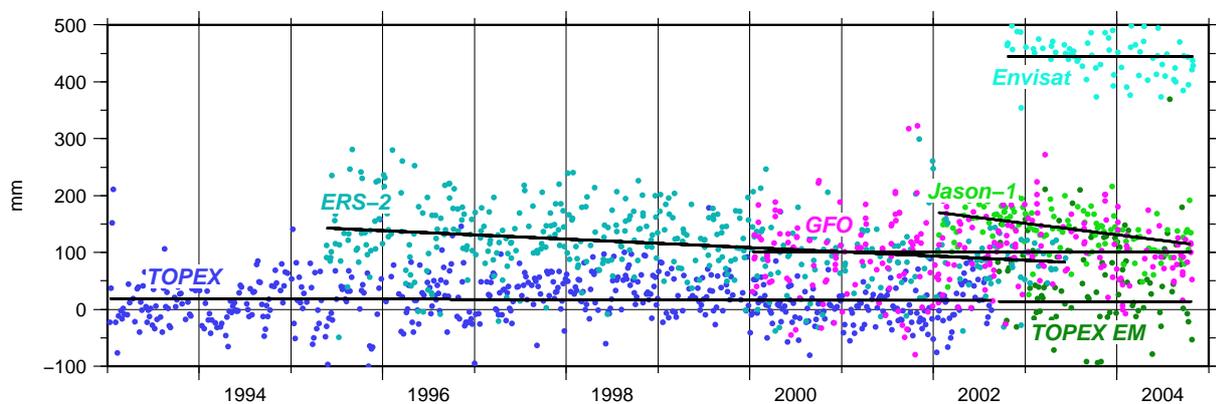


Abbildung 6.11: Ergebnisse der absoluten Validierung der Altimetermissionen in der südlichen Ostsee. Dargestellt sind die Differenzen ΔH_{A-P-O} sowie ausgleichende Geraden (TOPEX, Jason-1, ERS-2) bzw. Mittelwerte (TOPEX-EM, Envisat, GFO), die den ermittelten Bias darstellen (schwarze Linien).

Durch Addition der (quadrierten) einzelnen Fehleranteile kann der zufällige Fehler $\varepsilon_{\Delta H_{APO}}$ einer einzelnen Differenz abgeschätzt werden (Tabelle 6.2). Die Division dieses Wertes durch die Wurzel der Anzahl der zur Validierung verwendeten Überflüge (Zyklen) liefert den mittleren zufälligen Fehler des berechneten Altimeterbias $\varepsilon_{A_0,zuf}$ pro Mission.

Zum Vergleich wurden in Tabelle 6.2 auch die aus den Zeitreihen der Differenzen ΔH_{A-P-O} ermittelten statistischen Unsicherheiten (σ , vgl. Tabelle 6.1) eingetragen. Da für jeden Satellitenüberflug (Zyklus) ebenfalls nur eine Differenz berücksichtigt wurde, entspricht dieser Wert dem oben ermittelten zufälligen Fehler des Altimeterbias ($\sigma = \hat{\varepsilon}_{A_0,zuf}$). Außer für TOPEX-EM stimmen beide Werte sehr gut überein, was die oben getroffenen Annahmen zur Genauigkeit der einzelnen Komponenten bestätigt. Für die altimetrischen Meeresspiegelhöhen der TOPEX Extended Mission deutet das Ergebnis auf eine geringere Genauigkeit der altimetrischen Meeresspiegelhöhen hin.

(2) Systematische Fehler

Systematische Einflüsse werden insbesondere durch die räumlich stationären Anteile, d.h. durch die (zeitlich) konstanten Terme in den Differenzen der Meeresspiegelhöhen (Gleichung 6.1) in den Fehlerhaushalt des Altimeterbias eingetragen. Dies sind die Differenzen der Geoidhöhen und der mittleren Meerestopographie an Pegel und Altimetermesspunkt. Hinzu kommt die Genauigkeit der Höhe des Pegelnullpunktes, die durch Präzisionsnivellements und regelmäßige Kontrollmessungen realisiert wird.

Liebsch u.a. (2002) geben für den kombinierten Effekt der Pegelnullpunktshöhe und der Differenz ΔN einen systematischen Fehler von 15 mm an (ε_{HRef}). Dieser Wert wurde in Tabelle 6.2 übernommen. Darin enthalten ist auch die Genauigkeit des Geoidmodells, d.h. die Genauigkeit des modellierten Geoidgradienten $\Delta N^{(NKG2004)}(\Delta s)$.

Für die Reduktion der Differenz der mittleren Meerestopographie in den Differenzen ΔH_{A-P-O} schätzen Liebsch u.a. (2002) eine Genauigkeit von 10 mm ab. Dabei wurde ein einfaches Modell verwendet, dass aus langjährigen Pegelmittelwasserständen abgeleitet wurde, jedoch keine Informationen über mittlere Wasserstände auf der offenen See enthält. Mit der Verwendung des ozeanographischen Modells der Ostsee ist nunmehr auch eine bessere Berücksichtigung der mittleren Meerestopographie möglich, was sich auch in einer Verringerung des Fehlereinflusses niederschlägt. Der systematische Fehler $\varepsilon_{\Delta MMTop}$ wird hier mit 6..7 mm abgeschätzt (vgl. Abbildung 6.2).

Insgesamt ergibt sich damit ein systematischer Fehler des Altimeterbias ($\varepsilon_{A_0,sys}$) von 16 mm. Dieser Wert stimmt gut mit der Untersuchung mittlerer Differenzen entlang der Altimeterspuren in Abschnitt 6.1.3 überein (vgl. auch Abb. 6.3).

Der Gesamtfehler ε_{A_0} der berechneten Altimeterbias-Werte ergibt sich zu 16 bis 19 mm. Für TOPEX-EM wurde dabei als Wert für den zufälligen Fehler das Ergebnis der Biasberechnung ($\hat{\varepsilon}_{A_0,zuf}$) verwendet, um die offensichtlich geringere Genauigkeit der altimetrischen Meeresspiegelhöhen zu berücksichtigen (vgl. auch Abb. 5.17).

Zur Abschätzung der Genauigkeit der berechneten Trendwerte kann wiederum der in Tabelle 6.1 angegebene Wert als Größe des zufälligen Fehlers $\hat{\varepsilon}_{A_0,Trend,zuf}$ betrachtet werden. Hinzu kommen systematische Effekte durch langfristigen Änderungen der Pegelnullpunktshöhe, insbesondere aufgrund postglazialer Landhebungseffekte. Die Genauigkeit der Hebungsdaten, die derzeitige Landhebungsmodelle liefern, kann mit 1 bis 2 mm/Jahr abgeschätzt werden (vgl. Liebsch u.a. 2002) und ist als zusätzliche Größe $\varepsilon_{A_0,Trend,sys}$ im Gesamtfehlerhaushalt des berechneten Trends zu berücksichtigen.

Tabelle 6.2: Fehlerhaushalt des Vergleichs altimetrischer Meeresspiegelhöhen mit Pegelmessungen zur Bestimmung des absoluten Altimeterbias

	TOPEX	TOPEX-EM	Jason-1	ERS-2	Envisat	GFO
zufällige Fehler	45 mm		50 mm		65 mm	
$\varepsilon_{Altim,zuf}$	45 mm		50 mm		65 mm	
$\varepsilon_{Peg,zuf}$			15 mm			
$\varepsilon_{\Delta hvar}$			30 mm			
$\varepsilon_{\Delta HAPO}$	56 mm		60 mm		73 mm	
Anzahl Zyklen	517	131	127	434	80	175
$\varepsilon_{A_0,zuf}$	2,5 mm	4,9 mm	5,0 mm	2,9 mm	6,7 mm	5,5 mm
$\hat{\varepsilon}_{A_0,zuf}$	1,7 mm	9,7 mm	5,0 mm	3,0 mm	4,3 mm	4,9 mm
systematische Fehler						
ε_{HRef}	15 mm					
$\varepsilon_{\Delta MMTop}$	6...7 mm					
$\varepsilon_{A_0,sys}$	16 mm					
Gesamt $\varepsilon_{A_0} =$	16 mm	19 mm	17 mm	16 mm	17 mm	17 mm

6.2 Relative Validierung altimetrischer Meeresspiegelhöhen

6.2.1 Prinzip

Im Unterschied zur absoluten Validierung werden bei der relativen Validierung altimetrische Meeresspiegelhöhen unterschiedlicher Missionen verglichen und keine unabhängig bestimmten Meeresspiegelhöhen sowie keine zusätzlichen Informationen benötigt. Das Ergebnis ist die Differenz der Nullpunktsfehler der betrachteten Missionen.

Der Vergleich der Meeresspiegelhöhen erfolgt meist an den Kreuzungspunkten der Subsatelliten-spuren der Altimeter *Sat1* und *Sat2*. Räumlich konstante Signalkomponenten (Geoidundulation, H_{MMTop}) heben sich hier durch die Differenzbildung auf, und die Differenz der altimetrischen Höhen enthält nur noch zeitabhängige Terme (vgl. Gleichung 5.1):

$$\begin{aligned}
 \Delta h_A(s, t_1 - t_2) &= h_{Altim}^{Sat1}(s, t_1) - h_{Altim}^{Sat2}(s, t_2) \\
 &= \Delta h_{var}(s, \Delta t) + T_s \cdot \Delta t + A_0^{Sat1} - A_0^{Sat2} + \varepsilon_{\Delta hAltim} \\
 \Delta h_A(s, \Delta t) &= \Delta h_{var}(s, \Delta t) + T_s \cdot \Delta t + \Delta A_{0(1-2)} + \varepsilon_{\Delta hAltim} \quad (6.7)
 \end{aligned}$$

Um den Einfluss der Variationen des Meeresspiegels auf die Differenzen der Meeresspiegelhöhen gering zu halten, wird i.d.R. der zeitliche Abstand Δt zwischen den Altimeterbeobachtungen auf wenige Tage begrenzt. Unter dieser Bedingung kann $\Delta h_{var}(s, \Delta t)$ als zusätzlicher zufälliger Fehler in der Differenz $\Delta h_A(s, \Delta t)$ betrachtet werden. Der Einfluss der säkularen Meeresspiegeländerung ist über einen solch kurzen Zeitraum vernachlässigbar ($T_s \cdot \Delta t \approx 0$). Damit wird Gleichung 6.7 zu

$$\Delta h_A(s, \Delta t) = \Delta A_{0(1-2)} + \varepsilon_{\Delta hA}$$

Der Vorteil der relativen Kalibrierung liegt in der weit größeren räumlichen Verfügbarkeit der Altimeterbeobachtungen, da das Verfahren nicht auf die Umgebung weniger Pegelstationen an den Küsten begrenzt ist. Die relative Validierung erlaubt somit die präzise Bestimmung der Differenzen $\Delta A_{0(1-2)}$ (relativer Altimeterbias) (z.B. Moore u.a. 2000; Faugere u.a. 2004). Weiterhin

können mögliche regionale Variationen dieses Wertes ermittelt werden. Der globale Vergleich der beobachteten Meeresspiegelhöhen unterschiedlicher Missionen gibt darüber hinaus auch wiederum Informationen über eine eventuelle Verschiebung der Orbitreferenzsysteme der Missionen (vgl. Abschnitt 2.2).

Neben der Betrachtung von Meeresspiegelhöhendifferenzen an Kreuzungspunkten ist auch der Vergleich beobachteter Höhen entlang der Satellitenspuren möglich. Dieses Verfahren wurde für die primäre Kalibrierung der Missionen ERS-2 und Jason-1 angewendet. Die genannten Satellitenmissionen wurden nach ihrem Start jeweils in denselben Orbit wie ihre Vorgängermissionen gebracht und überflogen deren Satellitenspuren in kurzen zeitlichen Abständen. Dies ermöglichte die Nutzung aller während eines Zyklus beobachteten Altimeterdaten zur Validierung des Messsystems (z.B. Chambers u.a. 2003). Ebenso überfliegt Envisat dieselben Subsatellitenspuren wie ERS-2, was ebenfalls eine relative Validierung entlang der Spuren ermöglicht.

Das Verfahren der relativen Validierung wird im Folgenden auch auf die im Rahmen dieser Arbeit genutzten Altimeterdaten angewendet. Die Ergebnisse der absoluten Validierung können somit gestützt und überprüft werden.

6.2.2 Relative Validierung entlang der Subsatellitenspuren von Jason-1/TOPEX und Envisat/ERS-2

Zur Bestimmung des relativen Altimeterbias zwischen den Missionen Jason-1 und TOPEX bzw. Envisat und ERS-2 wurden aufeinanderfolgende Beobachtungen entlang der Subsatellitenspuren verglichen. Während seiner Kalibrierungsphase flog Jason-1 nur etwa 72 Sekunden vor TOPEX (Vincent u.a. 2003). Während dieser kurzen Zeitspanne betragen die Differenzen $\Delta h_{var}(s, \Delta t)$ und $T_s \cdot \Delta t$ in Gleichung 6.7 praktisch Null.

Ebenso überfliegt Envisat dieselben Subsatellitenspuren wie sein Vorgänger ERS-2. Der zeitliche Abstand zwischen den Beobachtungen beider Satelliten beträgt etwa 28,5 Minuten (ERS-2 folgt Envisat). Diese Zeitspanne ist ebenfalls ausreichend kurz, um den Einfluss zeitlicher Variationen des Meeresspiegels zu vernachlässigen. (Dies gilt nicht für den Einfluss der Ozeangezeiten. Da dieser Effekt in der Ostsee jedoch nicht von Bedeutung ist, ist eine Korrektur nicht erforderlich, vgl. Abschnitt 4.4.2).

Entlang der Subsatellitenspuren in der Ostsee wurden die Differenzen zwischen aufeinanderfolgend beobachteten Meeresspiegelhöhen gebildet. Die einzelnen Differenzen wurden danach wiederum den entsprechenden Altimeterdatenzellen zugeordnet, und für jede Zelle wurde der Mittelwert $\overline{\Delta h}_A(s, \Delta t)$ berechnet (Abb. 6.12).

Die Kalibrierungsphase für Jason-1 dauerte 22 Zyklen (rund 220 Tage) an. In Abbildung 6.12 (links) wurden nur Datenzellen mit Beobachtungen aus mindestens 10 Zyklen dargestellt. Die Ergebnisse für die einzelnen Zellen zeigen gleichmäßige Werte für den relativen Bias zwischen beiden Missionen mit größeren Abweichungen nur in Punkten mit geringer Entfernung zur Küste. Für die gesamte Ostsee ergibt sich der relative Bias $A_{0,Ja-T} = 141$ mm (Tabelle 6.3).

Zum Vergleich der Envisat-Beobachtungen mit den Messungen von ERS-2 standen 8 Zyklen (rund 280 Tage) zur Verfügung. Ausgewertet wurden Datenzellen mit mindestens 4 vorhandenen Werten. Die mittleren Differenzen $\overline{\Delta h}_A(s, \Delta t)$ weisen eine größere Streuung auf als für Jason-1–TOPEX, signifikante regionale Variationen sind jedoch nicht zu erkennen (Abb. 6.12 rechts). Der Altimeterbias für Envisat relativ zu ERS-2 beträgt 349 mm.

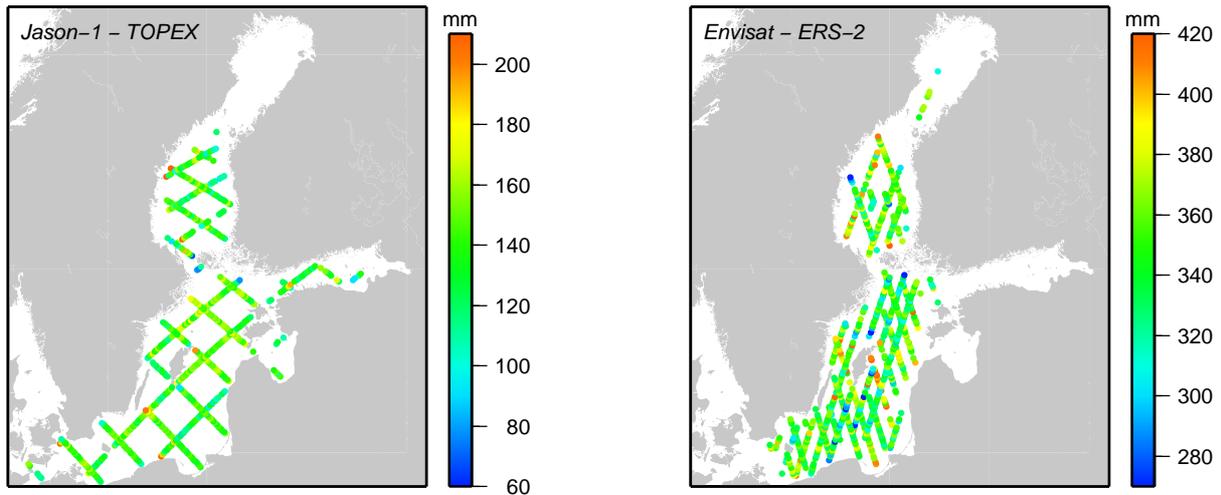


Abbildung 6.12: Mittelwerte der Differenzen aufeinanderfolgender Altimeterbeobachtungen entlang der Subsatellitenspuren pro Datenzelle

Diese Ergebnisse stimmen gut mit den oben ermittelten Ergebnissen aus der absoluten Altimetervalidierung überein und bestätigen diese. Die Genauigkeit der Validierungsergebnisse wird im Wesentlichen durch zufällige Fehler in den altimetrischen Meeresspiegelhöhen bestimmt. Die in Tabelle 6.3 angegebenen Fehlermaße von ± 1 mm für den zufälligen Fehler des Mittelwertes scheinen jedoch etwas zu optimistisch, da die Altimetermessungen während eines Überfluges nicht als unkorreliert betrachtet werden können. Vielmehr wirken zufällige Einflüsse beispielsweise in der Ableitung der troposphärischen Laufzeitverzögerung oder der Orbitmodellierung während des gesamten Überfluges über die betrachtete Region, was eine Vergrößerung der (statistischen) Unsicherheit des berechneten Mittelwertes bewirkt.

Durch die Differenzbildung zwischen zwei am selben Ort gemessenen Höhen werden systematische Effekte in der Differenz der Geoidhöhen und der mittleren Meerestopographie beseitigt. Es verbleiben jedoch mögliche räumlich konstante Orbitfehler (vgl. z.B. Scharroo und Visser 1998; Ablain u.a. 2004) und systematische Einflüsse einzelner Korrekturen. Die Angabe eines Fehlermaßes für den systematischen Fehler und die Abschätzung einer gesamten Genauigkeit für den berechneten relativen Bias ist jedoch auf Grundlage der zur Verfügung stehenden Daten und Informationen nicht möglich.

Tabelle 6.3: Ergebnisse der relativen Validierung der Altimetermissionen in der Ostsee

Missionen	Prinzip	Mittelwert	Trend	$\Delta A_0^{absolut}$ ⁽¹⁾
Jason-1 – TOPEX	Differenzen entlang der Altimeterspuren	(141±1) mm	—	126 mm
Envisat – ERS-2		(349±1) mm	—	329 mm
ERS-2 – TOPEX	Differenzen in Kreuzungspunkten	(85±6) mm	(-6,6±0,5) mm/Jahr	98 mm
GFO – TOPEX		(46±8) mm	(-9,5±3,6) mm/Jahr	74 mm
ERS-2 – GFO		(20±5) mm	(-3,1±3,2) mm/Jahr	24 mm

¹ Ergebnis aus absoluter Validierung, vgl. Tabelle 6.1

6.2.3 Relative Validierung unter Nutzung von Kreuzungspunktdifferenzen

Differenzen altimetrischer Meeresspiegelhöhen an den Kreuzungspunkten der Spuren der Missionen TOPEX, ERS-2 und GFO wurden zur Bestimmung der relativen Altimeterbiaswerte zwischen diesen Missionen genutzt. Der Einfluss der variablen Meerestopographie wurde wiederum durch Nutzung ozeanographisch modellierter Höhen reduziert. Durch zusätzliche Berücksichtigung der Füllstandsvariation der Ostsee (nicht modellierter Anteil, $\Delta h_{Füllst}(t)$) konnten insbesondere Differenzen mit größerem zeitlichen Abstand der Beobachtungen weiter reduziert und deren Streuung verringert werden.

Zur Berechnung der Differenzen wurden altimetrische Meeresspiegelhöhen derjenigen Datenzelle genutzt, in der der Kreuzungspunkt lag. Der relative Bias wurde dann wiederum als Mittelwert $\overline{\Delta h_A}(s, \Delta t)$ berechnet. Ausgewertet wurden nur Punkte, an denen eine möglichst lückenlose Zeitreihe der Differenzen vorlag. Durch dieses Kriterium entfielen Kreuzungspunkte in Finnischem und Bottnischem Meerbusen, da hier durch Eisbedeckung in den Wintermonaten meist größere Datenlücken entstanden sind. Abbildung 6.13 zeigt die berechneten $\overline{\Delta h_A}(s, \Delta t)$ für alle verwendeten Kreuzungspunkte. Dabei wird auch Anzahl und räumliche Verteilung der Punkte deutlich.

Für ERS-2/TOPEX wurden Differenzen altimetrischer Meeresspiegelhöhen an 141 Kreuzungspunkten ausgewertet. Der maximale zeitliche Abstand Δt zwischen den Beobachtungen der unterschiedlichen Missionen wurde auf 5 Tage festgesetzt. Die Streuung der Differenzen der Meeresspiegelhöhen ohne Berücksichtigung modellierter Höhen betrug 12 bis 16 cm, nach Subtraktion der modellierten Oberflächenauslenkungen verringerte sie sich auf 6 bis 10 cm. Dies bestätigt wiederum den Nutzen des ozeanographischen Modells bei der Validierung der Satellitenaltimeter. Die Einzelpunktergebnisse in Abbildung 6.13 zeigen eine recht hohe Streuung der $\overline{\Delta h_A}(s, \Delta t)$. Im Mittel über die gesamte Ostsee (alle verwendeten Kreuzungspunkte) ergibt sich der relative Bias von ERS-2 gegenüber TOPEX zu 85 mm (Tabelle 6.3).

Die Missionen GFO und TOPEX haben – bedingt durch den größeren Abstand ihrer Subsatellitenspuren – eine geringere Anzahl von Kreuzungspunkten. Ausgewertet wurden Differenzen altimetrischer Meeresspiegelhöhen mit einem zeitlichen Abstand von maximal 5 Tagen an 56 Punkten. Die Streuung der Differenzen (nach Berücksichtigung des ozeanographischen Modells) betrug 9 bis 11 cm und spiegelt u.a. auch die etwas geringere Genauigkeit der GFO-Beobachtungen wider. Im Mittel über alle verwendeten Punkte ergibt sich der relative Bias von GFO gegenüber TOPEX zu 46 mm.

Zur Überprüfung des relativen Bias GFO/TOPEX wurden außerdem Meeresspiegelhöhen-differenzen von GFO und ERS-2 ausgewertet. Aufgrund der längeren Orbitwiederholzeiten der Missionen wurde der zeitliche Abstand zwischen den Beobachtungen auf maximal 15 Tage heraufgesetzt, um eine genügend große Anzahl an Differenzen für die signifikante Bias-Bestimmung zu erhalten. Dies bewirkt eine größere Unsicherheit bei der Reduktion der zeitlichen Variation des Meeresspiegels ($\Delta h_{var}(s, \Delta t)$, Gleichung 6.7), die sich in einer höheren Streuung der $\Delta h_A(s, \Delta t)$ widerspiegelt. Die Streuung der Differenzen an den 123 ausgewerteten Kreuzungspunkten betrug 10 bis 15 cm. Im Mittel über alle Kreuzungspunkte erhält man den relativen Bias beider Missionen mit 20 mm.

Die in Tabelle 6.3 angegebenen Fehlermaße stellen wiederum den zufälligen Fehler des berechneten Mittelwertes dar. Hinzu kommen systematische Effekte aufgrund von Orbitfehlern oder Einflüssen einzelner Korrekptionsmodelle, die jedoch nicht quantifiziert werden können.

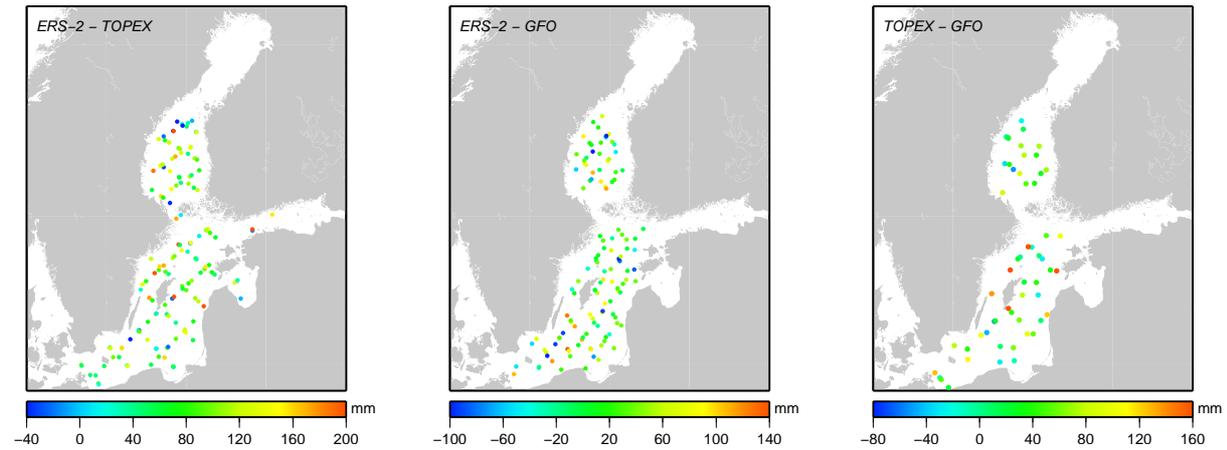


Abbildung 6.13: Mittlere Differenzen $\overline{\Delta h_A}$ an den Kreuzungspunkten der Spuren unterschiedlicher Altimetermissionen

Zum Vergleich sind in der Tabelle auch die relativen Biaswerte angegeben, die im Rahmen der absoluten Validierung in der südlichen Ostsee bestimmt wurden (Abschnitt 6.1). Im Rahmen ihrer Genauigkeit stimmen die unterschiedlichen Ergebnisse gut überein.

Zur Untersuchung relativer zeitlicher Änderungen in den Altimetersystemen wurden aus den Kreuzungspunktdifferenzen zusätzlich auch Trends geschätzt (Tabelle 6.3). Hierzu wurden die Differenzen $\Delta h_A(s, \Delta t)$ aller ausgewerteten Kreuzungspunkte eines Missions-Paares zu einer Zeitreihe zusammengefasst und ein linearer Trend durch diese Reihe geschätzt. Abbildung 6.14 zeigt die Zeitreihen der Meeresspiegelhöhendifferenzen mit TOPEX zusammen mit den berechneten ausgleichenden Geraden.

Ausgehend von den Untersuchungen in Abschnitt 6.1 kann der Altimeterbias von TOPEX als zeitlich konstant angenommen werden. Damit ergibt sich ein deutlicher negativer Trend in den altimetrischen Meeresspiegelhöhen von ERS-2, der durch die Ergebnisse der absoluten Validierung dieses Altimeters bestätigt wird (Tabelle 6.1). Ebenso weisen die Differenzen der Beobachtungen von GFO und TOPEX einen signifikanten negativen Trend auf, der jedoch im Rahmen der absoluten Validierung nicht deutlich wurde. Dies deutet auf etwas größere Unsicherheiten in den Altimeterbeobachtungen von GFO hin.

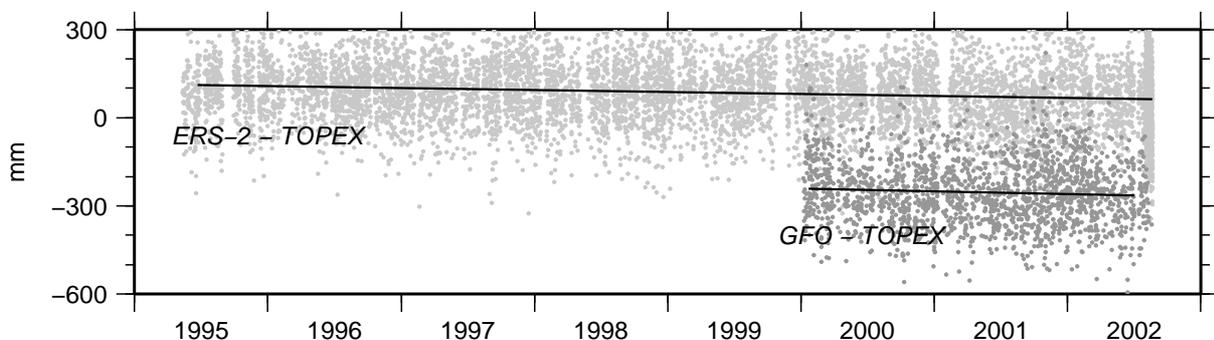


Abbildung 6.14: Differenzen $\Delta h_A(s, \Delta t)$ der altimetrischen Meeresspiegelhöhen von ERS-2/GFO und TOPEX an den Kreuzungspunkten der Spuren der Missionen (vgl. Abb. 6.13) Zur besseren Erkennbarkeit ist die Differenzreihe GFO – TOPEX um -300 mm versetzt dargestellt. Ebenfalls eingezeichnet sind ausgleichende Geraden durch die Differenzen (schwarze Linien).

7 Untersuchung zeitlicher und räumlicher Variationen des Meeresspiegels der Ostsee

Die Kombination der Meeresspiegelhöhen und die damit erreichte Reduktion kurz- und langzeitiger Meeresspiegelvariationen in den beobachteten Höhen bildet die Grundlage für die Bestimmung ausgewählter Phänomene der zeitlich-räumlicher Variationen des Meeresspiegels der Ostsee. Dabei wird zunächst der absolute säkulare Meeresspiegelanstieg innerhalb der Ostsee untersucht. Unter Nutzung dieses Ergebnisses kann im Weiteren aus den Beobachtungsreihen von Pegeln die Größe von Landhebungseffekten aufgrund postglazialer Ausgleichsprozesse abgeleitet werden. Der herausragende Wert der Verknüpfung der einzelnen Verfahren zur Bestimmung von Meeresspiegelhöhen liegt vor allem in der Möglichkeit, die gesuchten Trendwerte auch aus den relativ kurzen Zeitreihen während der Missionsdauer von TOPEX zuverlässig bestimmen zu können.

Der letzte Abschnitt des Kapitels stellt ein Verfahren zur Bestimmung der mittleren Meerestopographie der Ostsee vor und diskutiert die erzielten Ergebnisse.

7.1 Datengrundlage

Grundlage der folgenden Untersuchungen bilden die in Kapitel 5 aus den Beobachtungen der Satellitenradaraltimeter abgeleiteten reduzierten orthometrischen Meeresspiegelhöhen $H_{Altim,red}$ (Gleichung 5.14). Durch die Nutzung der Ergebnisse der Altimetervalidierung (Kapitel 6) wurde weiterhin auch der Term A_0 eliminiert. Die für die einzelnen Missionen verwendeten Werte sind in Tabelle 7.1 zusammengefasst. Damit enthalten die reduzierten Höhen $H'_{Altim,red}$ praktisch keine missionsabhängigen Terme mehr. Die Ortsabhängigkeit der Meeresspiegelhöhen kann zudem durch die Zugehörigkeit der Beobachtung zu einer entsprechenden Datenzelle i und den Koordinaten des Punktes innerhalb der Zelle im zelleninternen Koordinatensystem (x, y) ausgedrückt werden (vgl. Abschnitt 3.2.4). Somit ergibt sich:

$$\begin{aligned} H'_{Altim,red}(s, t) &= H_{MMTop}(s) + T_s \cdot t + \varepsilon_{HAred'} \\ H'_{Altim,red}(i, x, y, t) &= H_{MMTop}(i) + T_s \cdot t + \varepsilon_{HAred'} \end{aligned} \quad (7.1)$$

Nach geeigneter Parametrisierung der mittleren Meerestopographie innerhalb der einzelnen Datenzellen (Abschnitt 7.4.1) stellt Gleichung 7.1 die prinzipielle Beobachtungsgleichung zur Bestimmung der säkularen Meeresspiegeländerung und mittleren Meerestopographie der Ostsee dar.

Die Beseitigung des Altimeterbias erlaubt nun auch die Kombination der Daten der Missionen TOPEX/Jason-1 und ERS-2/Envisat. Die reduzierten Meeresspiegelhöhen von Mission und Folgemission wurden jeweils innerhalb der einzelnen Datenzellen zu kombinierten Zeitreihen zusammengefasst, wodurch die Anzahl der Einzelmessungen innerhalb der Datenzellen sowie die Längen der Zeitreihen deutlich erhöht wurde (vgl. Abbildung 3.3).

Tabelle 7.1: Größe von A_0 zur Korrektur des Altimeterbias in den reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen (vgl. Kapitel 6)

Mission	A_0
TOPEX	17 mm + 0,0 mm/a
TOPEX-EM	13 mm
Jason-1	143 mm - 12,2 mm/a*
ERS-2	115 mm - 6,6 mm/a
Envisat	444 mm + 25,0 mm/a*
GFO	91 mm + 0,0 mm/a

* vgl. Abschnitt 7.2

7.2 Säkulare Meeresspiegeländerung

Die säkulare Meeresspiegeländerung T_s kann in erster Näherung als Trend der Meeresspiegelhöhen beschrieben werden, der innerhalb der Ostsee als konstant betrachtet werden kann (vgl. Abschnitt 4.3). Zur Berechnung der Größe T_s wurde von den einzelnen Beobachtungen $H'_{Altim,red}$ in Gleichung 7.1 die Höhe der mittleren Meerestopographie subtrahiert. Der Wert $H_{MMTop}(i)$ für die entsprechende Datenzeile wurde dem ozeanographischen Modell entnommen. Die abgeleiteten Beobachtungen enthalten keine ortsabhängigen Terme mehr:

$$\begin{aligned} H'_{Altim,red}(i, x, y, t) - H_{MMTop}(i) &= T_s \cdot t + \varepsilon_{HAred}'' \\ H''_{Altim,red}(t) &= T_s \cdot t + \varepsilon_{HAred}'' \end{aligned} \quad (7.2)$$

Für jede einzelne Altimetermission wurden alle beobachteten Höhen $H''_{Altim,red}(t)$ zu einer Zeitreihe zusammengefasst und der lineare Trend durch diese Reihen berechnet. Zusätzlich wurde aus den Werten jeweils eines Monats ein monatlicher Mittelwert für die gesamte Ostsee gebildet und anschließend die Trendberechnung auf Grundlage dieser Reihen wiederholt.

Abbildung 7.1 stellt die Ergebnisse für die Mission TOPEX dar. Der Effekt der Kombination der altimetrischen Höhen mit modellierten Oberflächenauslenkungen und den Beobachtungen am Pegel Stockholm wird nochmals in Abbildung 7.2 deutlich. Während das ozeanographische Modell lokale Effekte innerhalb der Ostsee reduziert (vgl. Abschnitt 5.2.4), beseitigt die Korrektur $\Delta h_{Füllst}$ auch Einflüsse interannualer Füllstandsvariationen (vgl. Abschnitt 5.3). Damit ist es möglich, aus der relativ kurzen Zeitreihe der TOPEX-Beobachtungen in der Ostsee einen verlässlichen Wert der säkularen Meeresspiegeländerung zu bestimmen.

Die Berechnung der säkularen Meeresspiegeländerung aus den Zeitreihen der individuellen reduzierten Meeresspiegelhöhen ($H''_{Altim,red}$) berücksichtigt die Verteilung der Werte innerhalb der Zeitreihe. Dies begründet im Wesentlichen die Differenz der Trends dieser Reihen mit den aus Reihen (gleichgewichtiger) monatlicher Mittelwerte berechneten Trendwerten. Die Genauigkeit der aus den individuellen Höhen berechneten Ergebnisse in Form mittlerer Fehler der Trendwerte kann jedoch als zu optimistisch angesehen werden:

- Die einzelnen Meeresspiegelbeobachtungen sind nicht unkorreliert. Vielmehr wirken Fehler im Satellitenorbit oder in einzelnen Korrektionsmodellen während des nur wenige Sekunden dauernden Überfluges der Satelliten über die Ostsee gleichartig und können für den jeweiligen Überflug eher als systematischer denn als zufälliger Natur angesehen werden.

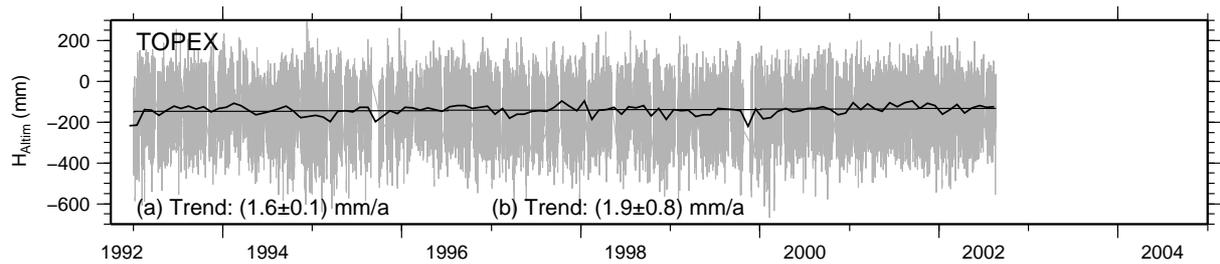


Abbildung 7.1: Zeitreihen (a) reduzierter Meeresspiegelhöhen $H''_{Altim,red}(t)$ innerhalb der Ostsee (grau) und (b) abgeleiteter Monatsmittelwerte (schwarz) für TOPEX

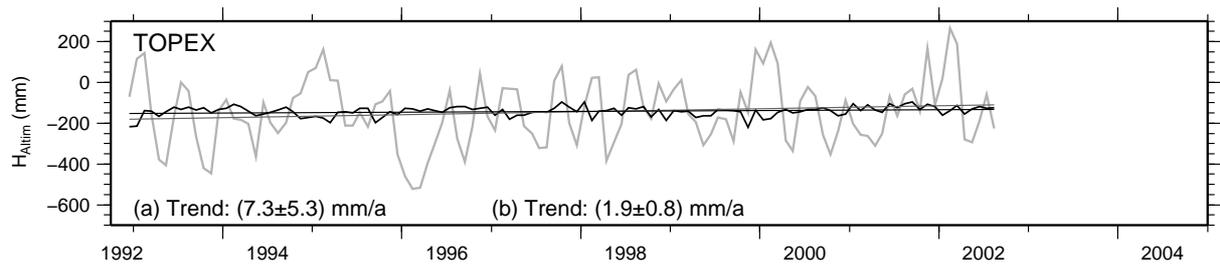


Abbildung 7.2: Zeitreihen monatlicher Mittelwerte (a) altimetrischer Meeresspiegelhöhen (grau) und (b) reduzierter altimetrischer Meeresspiegelhöhen (schwarz) für TOPEX

Die Beobachtungen des Satellitenaltimeters über der gesamten Ostsee wurden jeweils zu Monatsmittelwerten zusammengefasst und der lineare Trend durch diese Reihen bestimmt.

- Die Korrektur der nicht modellierten Füllstandsvariation der Ostsee ($\Delta h_{Füllst}$) beruht auf Zeitreihen monatlicher beobachteter/modellierter Mittelwerte am Pegel Stockholm. Die reduzierten Meeresspiegelhöhen während eines Monats können daher nicht als unkorreliert angesehen werden, da Unsicherheiten dieser Korrektionsgröße für den gesamten Monat gleichartig wirken.

Ein realistischeres Bild von der Genauigkeit der berechneten Trends der Meeresspiegeländerung liefert daher der mittlere Fehler der aus Monatsmittelwerten berechneten Trends. Einen weiteren systematischen Einfluss auf die Genauigkeit des berechneten Meeresspiegelanstiegs hat die eventuelle Drift des Altimetersystems, die nur im Rahmen der Genauigkeit ihrer Bestimmung (vgl. Kapitel 6) in den Altimeterdaten korrigiert werden konnte.

Die Ergebnisse der Trendbestimmung aus den Daten der anderen Missionen sind in Abbildung 7.3 dargestellt. GFO ergibt mit 1,7 mm/a ein vergleichbares Ergebnis wie TOPEX, die Genauigkeit dieses Wertes ist jedoch mit $\pm 2,8$ mm/a eingeschränkt. Die reduzierten Meeresspiegelhöhen der Mission ERS-2 zeigen einen Trend von $(4,1 \pm 1,0)$ mm/a. Dieser vergleichsweise hohe Wert lässt vermuten, dass die für die Mission ermittelte und korrigierte Drift des Altimetersystems fehlerhaft ist bzw. nichtlineare Einflüsse im Verhalten des Systems dazu führen, dass die Modellierung der Altimeterdrift durch einen Trend nicht ausreichend ist (vgl. Scharroo u.a. 2004; Mertz u.a. 2005). Die Korrektur der ERS-2-Daten ist Gegenstand aktueller Forschungen. Unterschiedliche Autoren empfehlen, die Daten der Mission in ihrer derzeitigen Form nicht für Untersuchungen der Meeresspiegeländerung zu nutzen (vgl. Moore u.a. 1999; Ablain u.a. 2006).

Die relativ kurzen Beobachtungsreihen der Missionen Jason-1 und Envisat sind ebenfalls nicht zur Bestimmung der säkularen Meeresspiegeländerung geeignet. Darüber hinaus sind in den Datensätzen noch Driften und nichtlineare Effekte (z.B. Radiometerdriften/-sprünge) enthalten, die Gegenstand derzeitiger Forschungen sind und zu größeren Unsicherheiten bei der Trendbestimmung auf Grundlage der derzeit verfügbaren Datensätze führen (Ablain und Dorandeu

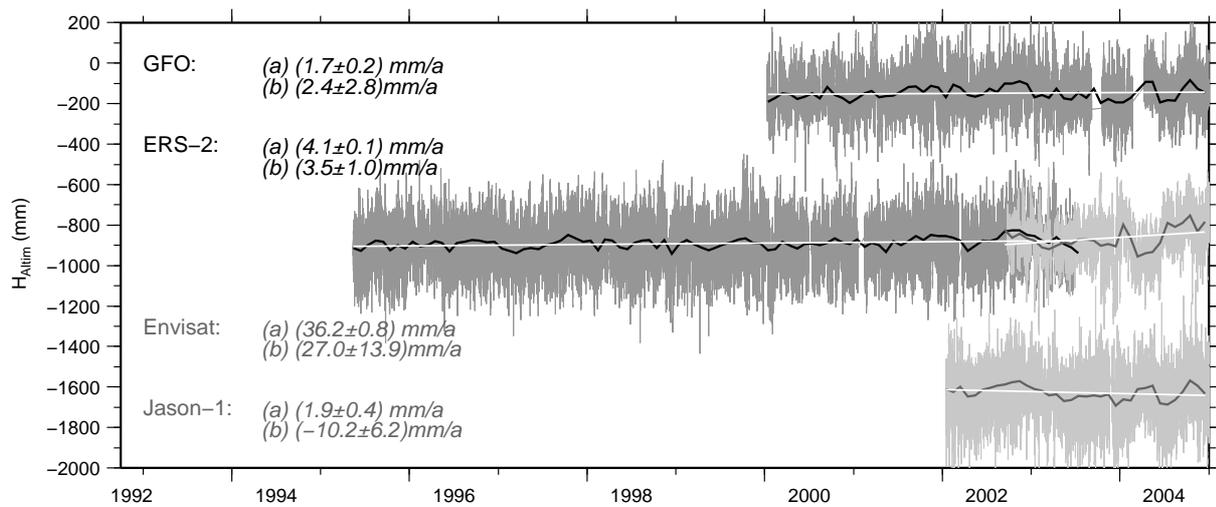


Abbildung 7.3: Zeitreihen (a) reduzierter Meeresspiegelhöhen $H''_{Altim,red}(t)$ für die gesamte Ostsee (grau) und (b) abgeleiteter Monatsmittelwerte (schwarz bzw. dunkelgrau). Zusätzlich sind die Trends der Zeitreihen monatlicher Mittelwerte als weiße Linien eingetragen. Zur besseren Erkennbarkeit wurden die einzelnen Reihen versetzt dargestellt.

2005; Faugere u.a. 2004). Die Datenreihen wurden in Abbildung 7.3 dennoch dargestellt, da auf der Grundlage dieser Reihen die Driftkorrektur für beide Missionen ermittelt wurde.

Vor der Kombination der Daten der Missionen TOPEX/Jason-1 und ERS-2/Envisat sollten missionsabhängige Einflüsse, u.a. die Drift des Altimetersystems, bestmöglich in den Datensätzen reduziert werden. Die Driftkorrektur wurde daher so bestimmt, dass der lineare Trend der Meeresspiegeländerung, ermittelt jeweils aus den Reihen monatlicher Mittelwerte reduzierter Meeresspiegelhöhen, dem aus TOPEX-Daten ermittelten Trend entspricht (Tabelle 7.1).

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass der absolute geozentrische Trend der säkularen Meeresspiegeländerung in der Ostsee, ermittelt aus reduzierten TOPEX-Beobachtungen, $(1,6 \pm 0,8)$ mm/a beträgt. Douglas und Peltier (2002) weisen darauf hin, dass die aus Altimeterbeobachtungen abgeleitete Rate des Meeresspiegelanstieges um den Effekt postglazialer Ausgleichsprozesse korrigiert werden muss, da diese auch eine Änderung des Geoids zur Folge haben. Kakkuri und Poutanen (1997) schätzen entsprechende Hebungsraten im Ostseeraum von 0,2 bis 0,5 mm/a ab (vgl. auch Dietrich 1979). Damit ergibt sich der säkulare Meeresspiegelanstieg in der Ostsee zu

$$(1,2 \pm 0,8) \text{ mm/Jahr.}$$

Dieser Wert steht in Einklang mit globalen Untersuchungen (vgl. Abschnitt 4.3) und lässt darauf schließen, dass der Meeresspiegelanstieg der Ostsee im Wesentlichen durch die mittlere Meeresspiegeländerung der Weltmeere bestimmt wird.

7.3 Postglaziale Landhebung an Küstenpegeln

Die Ergebnisse des vorangegangenen Kapitels lassen sich nutzen, um im Folgenden die Möglichkeit zu untersuchen, den Betrag der Krustenverschiebung aufgrund postglazialer Ausgleichsprozesse entlang der Ostseeküste aus kurzen Pegelbeobachtungsreihen zuverlässig zu bestimmen. Die Beobachtungen des TOPEX Altimeters werden hierbei genutzt, um die niederfrequenten Variationen der Ostsee in den Pegelreihen zu reduzieren.

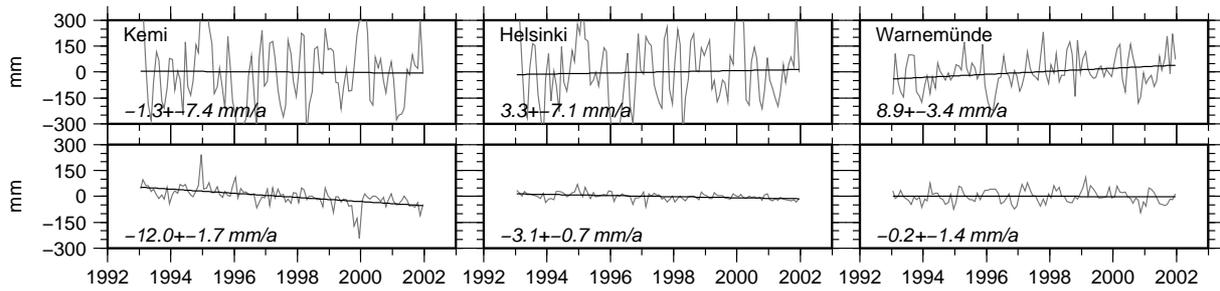


Abbildung 7.4: Reihen monatlicher Pegelmittelwerte (oben) und um alle Meeresspiegelvariationen reduzierte Reihen (unten) an drei ausgewählten Stationen (zur Lage der Pegel vgl. Abb. 7.5)

Durch Kombination der Pegelreihen (monatliche Mittelwerte) mit ozeanographisch modellierten Oberflächenauslenkungen (monatliche Mittelwerte in der Umgebung des Pegels) werden lokale Variationen reduziert. Die Differenzreihen enthalten nur noch die nicht modellierte Füllstandsvariation der Ostsee sowie den relativen Trend der Meeresspiegeländerung am Pegel (Gleichungen 5.2, 5.3):

$$\begin{aligned}
 h_{Peg,red}^*(s,t) &= h_{Peg}(s,t) - H_{oMod}(s,t) \\
 &= \Delta h_{Füllst}(t) + T_{rel}(s) \cdot t + N(s) - H_0 + \varepsilon_{P-O}^* \\
 &= \Delta h_{Füllst}(t) + T_s \cdot t - T_{PGL}(s) \cdot t + N(s) - H_0 + \varepsilon_{P-O}^*
 \end{aligned} \quad (7.3)$$

Bereits in Abschnitt 5.3 wurde gezeigt, dass die im ozeanographischen Modell nicht erfasste Füllstandsvariation der Ostsee durch Altimeterbeobachtungen modelliert werden kann. Altimetrische Meeresspiegelhöhen (TOPEX) über der gesamten Ostsee wurden um das ozeanographisch modellierte Signal und um die Geoidundulation reduziert und zu monatlichen mittleren Füllständen zusammengefasst. Diese Zeitreihe enthält darüber hinaus auch den (geozentrischen) Trend der säkularen Meeresspiegeländerung:

$$\begin{aligned}
 H_{Altim,red}^*(t) &= h_{Altim}(s,t) - H_{oMod}(s,t) - N(s) - A_0 \\
 &= \Delta h_{Füllst}(t) + T_s \cdot t - H_0 + \varepsilon_{A-O}^*
 \end{aligned} \quad (7.4)$$

Die Differenz der Gleichungen 7.3 und 7.4 enthält neben der (konstanten) Geoidhöhe an der Pegelstation nur noch den gesuchten Trend der Krustenverschiebung an der Station und ermöglicht dessen Schätzung:

$$h_{Peg,red}^*(s,t) - H_{Altim,red}^*(t) = -T_{PGL}(s) \cdot t + N(s) + \varepsilon_{P-O-A}^* \quad (7.5)$$

Die Berechnung eines Trendwertes wurde für alle Pegel durchgeführt, für die im Zeitraum der TOPEX-Beobachtungen monatliche Mittelwerte in der Datenbank des PSMSL enthalten waren. Insgesamt konnten 26 Pegelreihen entlang der Küsten Schwedens, Finnlands, Polens und Deutschlands ausgewertet werden. Verwendet wurden 9 Datenjahre über den Zeitraum Januar 1993 bis Dezember 2001. Die Reihen der polnischen Pegel endeten im Dezember 1999, so dass für diese Stationen nur 7 Datenjahre zur Verfügung standen.

Die Reduktion lokaler und ostseeweit wirkender Meeresspiegelvariationen in den Pegelraten ist in Abbildung 7.4 am Beispiel dreier ausgewählter Stationen verdeutlicht. Die oberen Diagramme zeigen die ursprünglichen Reihen monatlicher Pegelmittelwerte. In den unteren Diagrammen sind die Differenzreihen der reduzierten Meeresspiegelhöhen $h_{Peg,red}^*(s,t) - H_{Altim,red}^*(t)$ aufgetragen.

In der zentralen Ostsee sind weitestgehend alle Variationen in den Pegelreihen eliminiert worden (vgl. Pegel Helsinki). In den reduzierten Reihen im nördlichen Bottnischen Meerbusen (Kemi) sowie im südwestlichen Bereich der Ostsee (Warnemünde) sind noch geringe Restvariationen enthalten, die durch die Reduktionsterme nicht erfasst wurden. Im Eingangsbereich der Ostsee sind diese möglicherweise mit lokalen Effekten verbunden, die durch den Wasseraustausch mit der Nordsee hervorgerufen werden und ggf. zu Abweichungen der lokalen langzeitigen Meeresspiegelvariationen von den Füllstandsvariationen der gesamten Ostsee führen.

Die abgeleiteten geozentrischen Landhebungsraten sind in Abbildung 7.5 dargestellt. Angegeben sind die Trends $T_{PGL}(s)$ (links) sowie deren mittleren Fehler (rechts). Die Genauigkeit der Trendwerte liegt bei etwa ± 1 mm/a, etwas größere Werte der mittleren Fehler sind erwartungsgemäß im nördlichen Bottnischen Meerbusen und im südwestlichen Teil der Ostsee zu erkennen. Die Trendwerte der polnischen Pegel weisen ebenfalls eine etwas größere Unsicherheit auf, die in den kürzeren Datenreihen begründet liegt. Die Zahlenwerte der berechneten Landhebungsraten sind in Tabelle 7.2 zusammengestellt.

Die aus den Pegelreihen abgeleiteten Ergebnisse geben ein realistisches Bild der Krustenverschiebung aufgrund postglazialer Ausgleichsprozesse in Skandinavien wieder. Im Rahmen ihrer Genauigkeit stimmen sie mit den Ergebnissen anderer Autoren, die beispielsweise Landhebungsraten aus GPS-Beobachtungen abgeleitet haben, sehr gut überein. Zum Vergleich sind in Tabelle 7.2 die von Johansson u.a. (2002) im Rahmen des BIFROST-Projektes (Scherneck u.a. 2002) bestimmten geozentrischen Raten der PGL angegeben. Da sich die meisten GPS-Punkte nicht direkt in der Nähe von Pegeln befinden, wurde – so vorhanden – eine nahe gelegene Station zum Vergleich verwendet.

Kuo u.a. (2004) stellen ebenfalls ein Verfahren vor, bei dem lange Pegelreihen (mindestens 40 Jahre Beobachtungsdauer) mit den Beobachtungen von TOPEX/Poseidon (1993–2001) kombiniert und schließlich die Hebungsraten der Kruste abgeleitet werden. In dieser Studie werden monatliche Mittelwerte altimetrischer Meeresspiegelhöhen in der direkten Umgebung des Pegels

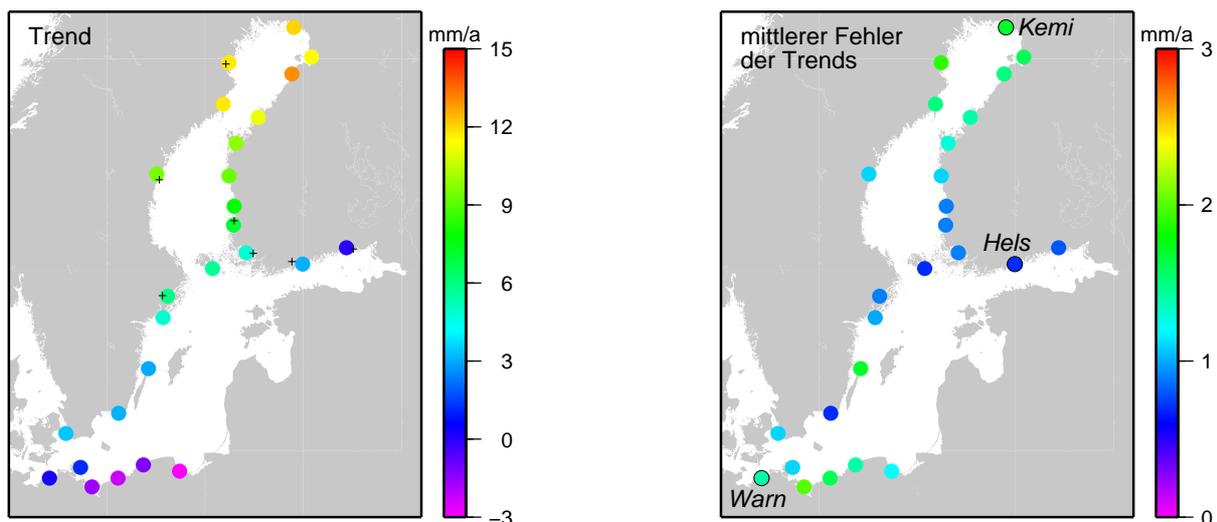


Abbildung 7.5: Trends (links) und deren mittlere Fehler (rechts) der Landhebungsraten aufgrund postglazialer Ausgleichsbewegungen, abgeleitet aus den um alle Meeresspiegelvariationen reduzierten Reihen monatlicher Pegelmittelwerte

Die kleinen Kreuze in der linken Abbildung markieren GPS-Stationen, an denen Johansson u.a. (2002) die Raten der PGL bestimmt haben (vgl. Tabelle 7.2). In der rechten Darstellung wurden die in Abb. 7.4 dargestellten Pegel markiert (Hels – Helsinki, Warn – Warnemünde)

Tabelle 7.2: Raten der postglazialen Landhebung (geozentrisch) berechnet aus reduzierten Pegelbeobachtungen. Zum Vergleich sind in den letzten beiden Spalten Ergebnisse anderer Studien angegeben, die ebenfalls aus Pegel- und Altimeterbeobachtungen (Kuo u.a. 2004) bzw. aus GPS-Messungen (Johansson u.a. 2002) abgeleitet wurden.

Station	Länge/Breite n.L./ö.B. (Grad)	Trend (mm/a)	Kuo u.a. (2004) (mm/a)	Johansson u.a. (2002) (mm/a)
Klagshamn	12,9000/55,5167	3,4 ± 1,1	3,3 ± 0,4	
Kungholmsfort	15,5833/56,1000	3,1 ± 0,7	2,9 ± 0,4	
Olands Norra Udde	17,1000/57,3667	3,0 ± 1,7	4,6 ± 0,4	
Landsort	17,8667/58,7500	4,9 ± 1,0	5,9 ± 0,4	
Stockholm	18,0833/59,3167	5,9 ± 0,9	7,2 ± 0,4	5,8 ± 0,2 ¹
Spikarna	17,5333/62,3667	9,5 ± 1,1	11,4 ± 0,4	9,7 ± 0,2 ²
Ratan	20,9167/64,0000	11,7 ± 1,5	11,0 ± 0,4	
Furuogrund	21,2333/64,9167	11,7 ± 1,9	11,1 ± 0,4	10,4 ± 0,2 ³
Kemi	24,5167/65,6667	12,0 ± 1,7	10,4 ± 0,4	
Oulu	25,4167/65,0333	11,3 ± 1,6	10,0 ± 0,4	9,3 ± 0,2
Raahe	24,4167/64,6667	13,0 ± 1,5	9,8 ± 0,4	
Pietarsaari	22,7000/63,7000	11,1 ± 1,4	10,2 ± 0,4	
Vaasa	21,5667/63,1000	9,8 ± 1,3	10,3 ± 0,4	10,1 ± 0,2
Kaskinen	21,2167/62,3333	9,3 ± 1,1	9,8 ± 0,4	
Mantyluoto	21,4667/61,6000	7,9 ± 0,9	8,9 ± 0,4	
Rauma	21,4333/61,1333	7,1 ± 0,9	8,2 ± 0,4	8,5 ± 0,2 ⁴
Turku	22,1000/60,4333	4,8 ± 0,9	6,8 ± 0,4	6,3 ± 0,2 ⁵
Degerby	20,3833/60,0333	5,7 ± 0,7	7,1 ± 0,4	
Helsinki	24,9667/60,1500	3,1 ± 0,7	4,8 ± 0,4	4,6 ± 0,2 ⁶
Hamina	27,1833/60,5667	0,0 ± 0,8	0,8 ± 0,4	3,2 ± 0,2 ⁷
Gdansk/Nowy Port	18,6833/54,4000	2,9 ± 1,2	–	
Ustka	16,8667/54,5833	1,2 ± 1,4	2,0 ± 0,4	
Kolobrzeg	15,5500/54,1833	2,2 ± 1,6	2,5 ± 0,4	
Swinoujście	14,2333/53,9167	1,6 ± 2,0	2,3 ± 0,4	
Sassnitz	13,6500/54,5167	1,2 ± 1,1	–	
Warnemünde	12,0833/54,1833	0,2 ± 1,4	–	

¹ Lovö (17,8333 öL/59,3333 nB)

² Sundsvall (17,6667 öL/62,2333 nB)

³ Skelleftea (21,0500 öL/64,8833 nB)

⁴ Olkiluoto (21,4667 öL/61,2333 nB)

⁵ Tuorla (22,4500 öL/60,4167 nB)

⁶ Metsähovi (24,4000 öL/60,2167 nB)

⁷ Virolahti (27,5500 öL/60,5333 nB)

gebildet, um den absoluten Trend der Meeresspiegelvariationen zu ermitteln. Die hohe Korrelation der Pegelreihen aufgrund ostseeweit wirkender Meeresspiegelvariationen wird weiterhin ausgenutzt, um nur relative Differenzen zwischen Pegelreihen zu betrachten. Dies entspricht im Wesentlichen der Reduktion der ostseeweiten Füllstandsvariationen in den einzelnen Pegelreihen. Die kombinierten Pegel-/Altimeterreihen werden dann einer gemeinsamen Ausgleichung zugeführt. Dies führt im Ergebnis zu einem etwas ruhigeren Verlauf der ermittelten Hebungsraten entlang der Küsten als in der vorliegenden Arbeit. Durch die Verwendung von Pegelreihen mit einer Länge von mindestens 40 Jahren ergaben sich darüber hinaus geringere statistische

mittlere Fehler. Im Rahmen ihrer Genauigkeit stimmen die in der vorliegenden Arbeit ermittelten Raten jedoch mit den von Kuo u.a. (2004) berechneten sehr gut überein (vgl. Tabelle 7.2). Zu bemerken ist, dass die Verwendung kürzerer Pegelreihen, die lediglich den Zeitraum der Altimeterbeobachtungen umfassen, in der Studie von Kuo u.a. (2004) keine befriedigenden Ergebnisse erbrachte. Dies zeigt, dass die Kombination beobachteter Meeresspiegelhöhen mit den Ergebnissen eines ozeanographischen Modells der Ostsee eine gute und effektive Möglichkeit bildet, signifikante und zuverlässige Trendwerte aus relativ kurzen Beobachtungsreihen zu schätzen.

7.4 Mittlere Meerestopographie

Gleichung 7.1 liefert den Ansatz zur Berechnung der mittleren Meerestopographie aus den reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen $H'_{Altim,red}(i, x, y, t)$. Die Auswertung erfolgte dabei zunächst spurweise, d.h. für jedes zusammenhängende Teilstück einer Altimeterspur in der Ostsee wurde ein kontinuierlicher Verlauf mittlerer Meeresspiegelhöhen bestimmt. Eine Anpassung der Einzelspuren zu einer konsistenten Lösung für die gesamte Ostsee erfolgte danach durch Minimierung der Differenzen der mittleren Höhen in den Kreuzungspunkten unterschiedlicher Spuren. Als Referenzniveau diente hierbei die durch die TOPEX-Daten aufgespannte Fläche.

Eine räumliche Verdichtung des durch die Missionen mit Wiederholorbit aufgespannten Netzes der Subsatellitenspuren wird durch die Einbindung der Überflüge von ERS-1 während seiner geodätischen Mission erreicht. Da die einzelnen Spuren hier jeweils nur einmal überflogen werden, ist eine Mittelbildung entlang der Spuren zur Minimierung zufälliger Fehlereinflüsse nicht möglich. Dies führt zu einer geringeren Genauigkeit dieser Höhen gegenüber den mittleren Höhen entlang der Subsatellitenspuren der Missionen mit Wiederholorbit. In Abschnitt 7.4.3 wird jedoch gezeigt, dass die ERS-1-Höhen nach einer geeigneten Einpassung eine wertvolle Ergänzung darstellen.

Die berechnete mittlere Meerestopographie sowie eine Diskussion der erreichten Genauigkeit werden abschließend in Abschnitt 7.4.5 angegeben.

7.4.1 Bestimmung eines kontinuierlichen Verlaufes der mittleren Meeresspiegelhöhen entlang der Altimeterspuren

Die Berechnung der mittleren Meerestopographie wird zunächst für Teilstücke von Satellitenspuren mit zusammenhängenden Datenzellen separat durchgeführt. Aus der Verteilung der Daten innerhalb der Zellen kann dabei neben der mittleren Meeresspiegelhöhe \bar{H}^i auch auf die Neigung des mittleren Meeresspiegels in Flugrichtung des Satelliten (Längsneigung, a_x) und senkrecht dazu (Querneigung, b_y) geschlossen werden. Eine (lineare) Abhängigkeit der Querneigung von x ermöglicht die Modellierung eines kontinuierlichen Verlaufes von b_y entlang der Spur:

$$b_y = b_{y0} + b_{yx} \cdot x$$

Die mittlere Meerestopographie einer Zelle i läßt sich dann schreiben als:

$$H_{MMTop}(i) = \bar{H}^i + a_x^i \cdot x + b_{y0}^i \cdot y + b_{yx}^i \cdot x \cdot y \quad (7.6)$$

Der säkulare Trend der Meeresspiegeländerung (T_s) wurde unter Nutzung der Ergebnisse aus Abschnitt 7.2 in den Daten reduziert. Die aus den Gleichungen 7.1 und 7.6 gebildeten (linearen)

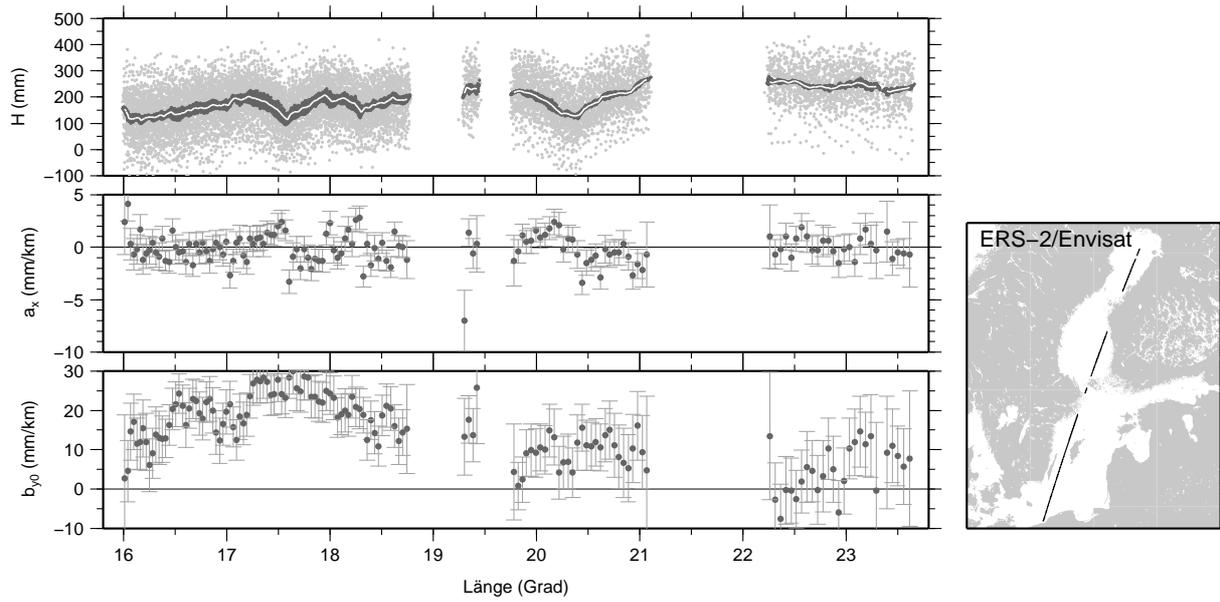


Abbildung 7.6: Ergebnisse der Parameterschätzung entlang einer ausgewählten Subsatellitenspur von ERS-2/Envisat

oben: Meeresspiegelhöhen (hellgrau) und ausgeglichene Höhen (dunkelgrau) der einzelnen Datenzellen

Mitte (links): ausgeglichene Längsneigungsparameter mit Fehlerbalken

unten (links): ausgeglichene Querneigungsparameter mit Fehlerbalken

rechts: Lage der Spur innerhalb der Ostsee

Beobachtungsgleichungen (Gleichung 7.7) formen ein Gauß-Markov-Modell, das die Grundlage zur Schätzung von $4 \cdot N$ Parametern β für die N Datenzellen eines Spurteilstückes bildet (Gleichung 7.8; Koch 2004). Gleichung 7.6 beschreibt dabei eine Fläche zweiten Grades, die den Neigungsverlauf innerhalb der Zelle bestanpassend an die Punktwolke der Beobachtungen wiedergibt.

$$H'_{Altim,red}(i, x, y) + e = \bar{H}^i + a_x^i \cdot x + b_{y0}^i \cdot y + b_{yx}^i \cdot x \cdot y \quad (7.7)$$

$$\mathbf{z} + \mathbf{e} = \mathbf{A} \beta \quad (7.8)$$

$$\beta = \left[\bar{H}^i, a_x^i, b_{y0}^i, b_{yx}^i \right]_{i=1,2,\dots,N}^T$$

Um einen stetigen Verlauf der mittleren Meerestopographie entlang der Spur zu erzielen, können die einzelnen Datenzellen nicht unabhängig voneinander betrachtet werden. Vielmehr müssen die ausgeglichenen Höhen an den Rändern aufeinanderfolgender Zellen gleich groß sein. Um dies zu erreichen, wird der Ausgleichungsansatz um entsprechende Bedingungen erweitert:

- (a) Die ausgeglichenen Höhen entlang der x -Achse müssen an den Rändern aufeinanderfolgender Zellen gleich groß sein:

$$\begin{aligned} \bar{H}^i + a_x^i \cdot x^{i(rechterRand)} - \bar{H}^{i+1} - a_x^{i+1} \cdot x^{i+1(linkerRand)} &= 0 \\ \mathbf{H}_1 \beta &= \mathbf{0} \end{aligned} \quad (7.9)$$

- (b) Die Querneigungen an den Rändern aufeinanderfolgender Zellen müssen jeweils gleich groß sein:

$$\begin{aligned} b_{y0}^i + b_{yx}^i \cdot x^{i(rechterRand)} - b_{y0}^{i+1} - b_{yx}^{i+1} \cdot x^{i+1(linkerRand)} &= 0 \\ \mathbf{H}_2 \beta &= \mathbf{0} \end{aligned} \quad (7.10)$$

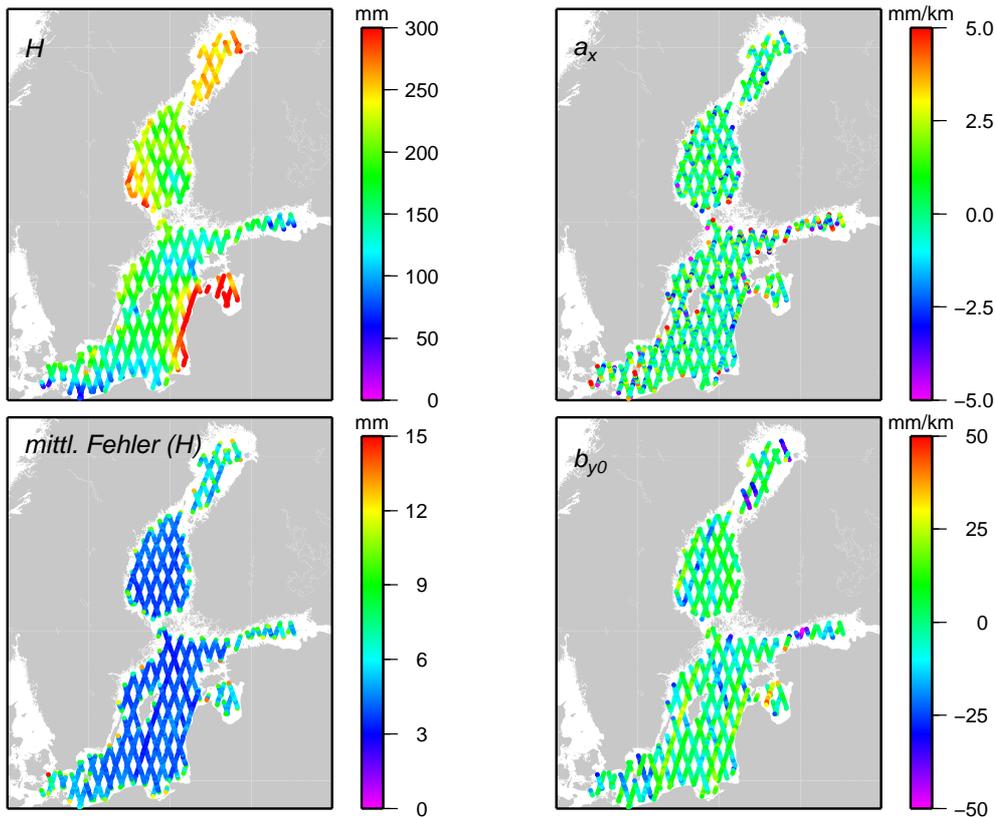


Abbildung 7.7: Ergebnisse der Parameterschätzung für ERS-2/Envisat
links: ausgeglichene mittlere Meeresspiegelhöhen (oben) und deren mittlere Fehler (unten)
rechts: ausgeglichene Längs- (oben) und Querneigungsparameter (unten)

- (c) Zur Berechnung der Ebenenparameter einer Datenzelle werden zusätzlich auch die Beobachtungen der beiden Nachbarzellen, jeweils bis zu deren Zellenmittelpunkt, einbezogen. Diese zusätzlichen Beobachtungen werden entsprechend ihrer Entfernung zum Zellenrand gewichtet (Gewicht=1 am Zellenrand, linear abnehmend bis Gewicht=0.5 am Zellenmittelpunkt der Nachbarzelle).

Die Gleichungen 7.9 und 7.10 führen auf ein Gauß-Markov-Modell mit Restriktionen (Gleichung 7.11; Koch 2004). Die Berechnung der ausgeglichenen Parameter $\hat{\beta}$ erfolgte nach der Methode der kleinsten Quadrate (vgl. Anhang B). Eine Auswertung erfolgte nur für Spurteilstücke mit mindestens 4 zusammenhängenden Datenzellen.

$$\mathbf{A} \boldsymbol{\beta} = E(\mathbf{z}) \quad (7.11)$$

mit

$$\left. \begin{array}{l} \mathbf{H}_1 \\ \mathbf{H}_2 \end{array} \right| \boldsymbol{\beta} = \mathbf{H} \boldsymbol{\beta} = \boldsymbol{\omega}$$

Abbildung 7.6 stellt die Ergebnisse der Parameterschätzung für eine ausgewählte ERS-2/Envisat-Spur grafisch dar. Die Spur besteht aus 5 separat ausgewerteten Teilstücken. Das obere Diagramm zeigt die reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen (hellgrau), die die Grundlage zur Schätzung ausgeglichener Höhen auf einer Fläche zweiten Grades (dunkelgrau) bildeten. Weiß hervorgehoben sind die ausgeglichenen Höhen entlang der Altimeterspur ($y = 0$). Im mittleren und unteren linken Diagramm sind die ermittelten Neigungsparameter a_x und b_{y0} für jede

Datenzelle einschließlich ihrer Fehlerbalken (1σ) eingetragen. Die Längsneigung weicht bis auf einen Punkt nicht signifikant von Null ab, d.h. die Neigung des mittleren Meeresspiegels in Nord-Süd-Richtung ist sehr gering. Für die Querneigung wurden größere Werte ermittelt. Zu beachten ist hierbei jedoch, dass dieser Parameter aufgrund der geometrischen Datenverteilung innerhalb der Zellen wesentlich schlechter bestimmt ist. Die einzelnen Datenpunkte liegen nahe an der nominellen Spur, i. Allg. nur bis zu einem Kilometer von dieser entfernt. Entsprechend weisen auch die Fehlerbalken der Querneigungskomponente größere Längen auf. Im Mittel liegen die ausgeglichenen Querneigungen ebenfalls um Null.

Die Ergebnisse der Neigungsberechnungen wurden spurweise überprüft. Dabei wurden einzelne Ausreißer, die ungewöhnlich hohe Neigungsparameter aufwiesen, manuell aus dem Datensatz entfernt. Alle diese Punkte lagen an den Rändern von Spurteilstücken in Küstennähe. Hierdurch war die Genauigkeit der reduzierten Höhen innerhalb der betroffenen Zellen offensichtlich herabgesetzt.

Abbildung 7.7 zeigt die ausgeglichenen Parameter für alle Datenzellen von ERS-2/Envisat. Die ausgeglichenen Höhen \bar{H}^i vermitteln bereits einen Eindruck von der mittleren Meerestopographie der Ostsee. Ebenfalls dargestellt sind die mittleren Fehler dieser Höhen (1σ), die im Wesentlichen im Bereich von 3 bis 4 mm liegen. Die Darstellung der Neigungsparameter bestätigt, dass sowohl Längs- als auch Querneigung um Null variieren. Größere Abweichungen treten nur in Küsten- bzw. Inselnähe auf. Der mittlere Fehler der Längsneigungsparameter liegt bei etwa 1 bis 2 mm/km, der der Querneigungsparameter bei etwa 5 bis 8 mm/km.

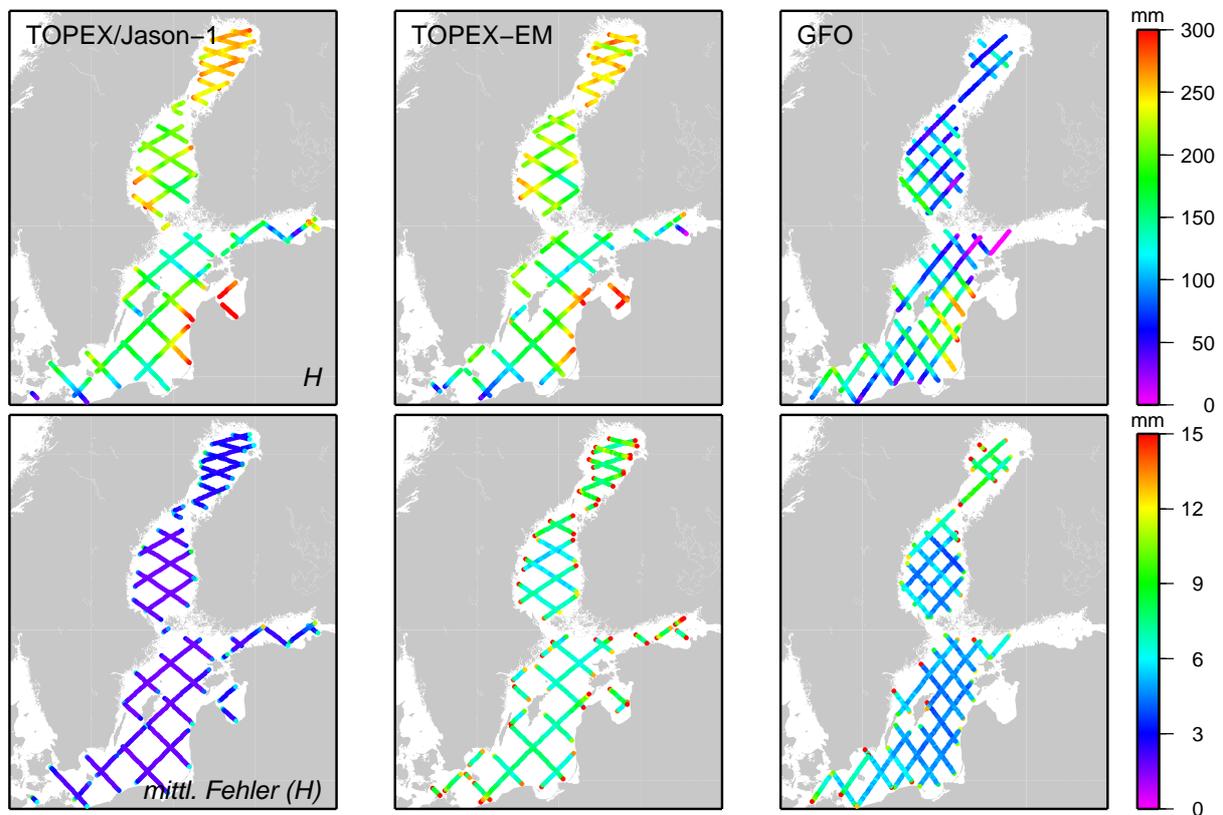


Abbildung 7.8: Ergebnisse der Parameterschätzung für TOPEX/Jason-1, TOPEX-EM und GFO: ausgeglichene mittlere Meeresspiegellhöhen (oben) und deren mittlere Fehler (unten)

Die mittleren ausgeglichenen Höhen sowie deren mittlere Fehler für die anderen Missionen mit Wiederholorbit sind in Abbildung 7.8 dargestellt. Für die kombinierten Missionsdaten von TOPEX/Jason-1 ist insbesondere die hohe Genauigkeit der mittleren Höhen im Bereich weniger Millimeter hervorzuheben. Die geringste Genauigkeit weisen die mittleren Höhen auf Grundlage der TOPEX-EM-Daten auf. Die Ergebnisse von GFO lassen einen Versatz in den Daten erkennen. Die ausgeglichenen Höhen dieser Mission sind systematisch geringer als die der anderen Missionen. Ursache hierfür ist offensichtlich eine größere Unsicherheit in der Korrektur des Altimeterbias A_0 .

7.4.2 Minimierung der Kreuzungspunktdifferenzen

An den Kreuzungspunkten unterschiedlicher Satellitenspuren müssen die mittleren ausgeglichenen Höhen beider Spuren übereinstimmen. Zufällige Fehler in den reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen ($\varepsilon_{HAred',zuf}$, Gleichung 7.1) führen jedoch zu Unsicherheiten in den ausgeglichenen Parametern. Darüber hinaus bewirken systematische Fehler in den beobachteten Höhen bzw. verwendeten Korrekturen ($\varepsilon_{HAred',sys}$) systematische Abweichungen in der ausgeglichenen mittleren Meerestopographie. Daher treten an den Kreuzungspunkten der Satellitenspuren Differenzen der mittleren Höhen auf („Kreuzungspunktdifferenzen“), die im Weiteren zu minimieren sind. Erst dieser Arbeitsschritt führt auf eine konsistente Lösung für die mittlere Meerestopographie der Ostsee aus den Daten unterschiedlicher Altimetermissionen mit Wiederholorbit.

Insbesondere in den Meerbusen der Ostsee ist zu beobachten, dass winterliche Eisbedeckung und teilweise kleinere Flächen offenen Wassers zu einer geringeren Gesamtzahl an beobachteten Meeresspiegelhöhen und einem erhöhten Rauschen in diesen Beobachtungen führen (vgl. auch Abbildungen 5.9 und 5.17). Dies führt zu größeren Unsicherheiten (zufällige Fehler) in den ausgeglichenen mittleren Höhen. In diesem Sinne enthalten die Kreuzungspunktdifferenzen auch Informationen über die Genauigkeit der ausgeglichenen mittleren Höhen.

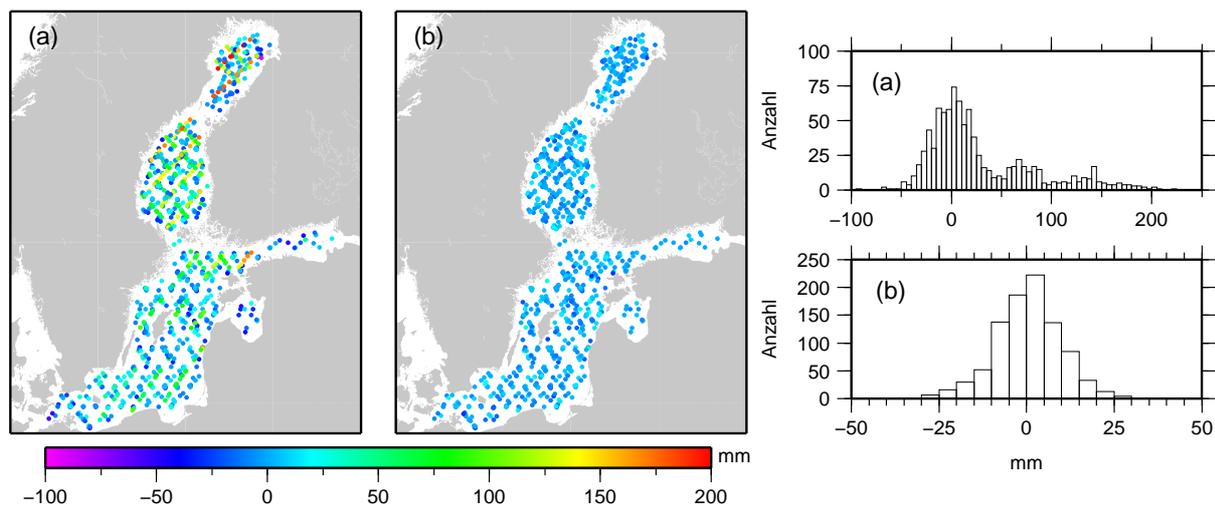


Abbildung 7.9: Differenzen mittlerer Meeresspiegelhöhen an den Kreuzungspunkten der Altimeterspuren

links, Mitte: Kreuzungspunktdifferenzen (a) vor und (b) nach der Anpassung der Spuren

rechts: Verteilung der absoluten Häufigkeiten der Kreuzungspunktdifferenzen vor/nach der Anpassung

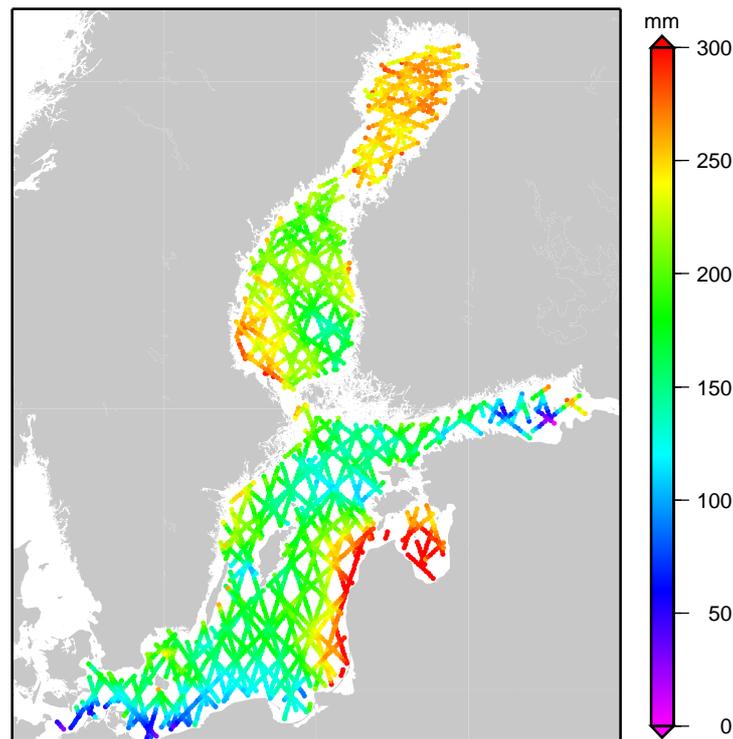


Abbildung 7.10: Mittlere Meerestopographie der Ostsee berechnet aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen der Missionen mit Wiederholorbit

Die Positionen der Kreuzungspunkte wurden als Schnittpunkte der mittleren Spuren berechnet. Mittlere Höhen H_{MMTop} an den Punkten wurden den in Abschnitt 7.4.1 berechneten Meeresspiegelhöhenverläufen entlang der Spuren entnommen. Insgesamt ergaben sich 924 Kreuzungspunkte mit Differenzen von etwa -50 bis +200 mm (Abbildung 7.9).

Zur Anpassung der einzelnen Spuren wurde für jedes Spurteilstück ein konstanter Verschiebungsparameter α berechnet, um den die gesamte Spur in ihrer Höhe korrigiert wird. Durch die Schätzung eines Parameters für jede Teilspur können auch systematische Effekte, die nur in einzelnen Spuren/Spurteilstücken wirken, korrigiert werden. Derartige Effekte werden u.a. hervorgerufen durch geographisch korrelierte (Orbit)Fehler (antikorrelierter Anteil, vgl. Scharroo und Visser 1998). Während der Bearbeitung wurde beispielsweise festgestellt, dass die aufsteigenden TOPEX-Spuren in der Ostsee systematisch um etwa 10 mm gegenüber den absteigenden Spuren verschoben sind (vgl. auch Ablain u.a. 2006). Die Kreuzungspunktdifferenzen der Spuren unterschiedlicher Missionen enthalten darüber hinaus ggf. auch noch Restanteile des relativen Altimeterbias zwischen den Missionen.

Die Beobachtungsgleichungen der Höhendifferenzen an den Kreuzungspunkten bilden wiederum ein Gauß-Markov-Modell, das Grundlage für die Schätzung der Parameter α^i ist ($i = 1, \dots, M$; M =Gesamtanzahl der Spurteilstücke aller Missionen). Gleichung 7.12 stellt die Differenz der mittleren Höhen an einem Kreuzungspunkt der Spuren j und k dar.

$$H_{MMTop}^j - H_{MMTop}^k + e = \alpha^j - \alpha^k \quad (7.12)$$

$$\mathbf{d} + \mathbf{e} = \mathbf{A} \boldsymbol{\beta} \quad (7.13)$$

$$\boldsymbol{\beta} = [\alpha^i]_{i=1,2,\dots,N}^T$$

Das Gauß-Markov-Modell in Gleichung 7.13 besitzt einen Rangdefekt, da die Gesamtlösung in ihrer absoluten Höhe nicht festgelegt ist. Dieser Rangdefekt kann durch die Einführung einer Zusatzbedingung behoben werden (Gauß-Markov-Modell mit Restriktionen, vgl. Anhang B).

Die Mission TOPEX weist die längsten Beobachtungsreihen und eine große Stabilität des Messsystems auf. Darüber hinaus besitzen die Orbits der Mission eine sehr gute Anbindung an das Internationale Terrestrische Bezugssystem (ITRF; vgl. Abschnitt 3.2.2.1). Die Bedingung wurde daher so gewählt, dass die durch TOPEX festgelegte Fläche das Referenzniveau für alle anderen Missionen bestimmt. Als Bedingungsgleichung ergibt sich, dass die Verschiebungsparameter für alle TOPEX-Altimeterspuren in ihrer Summe Null ergeben sollen:

$$\mathbf{H} \boldsymbol{\beta} = \boldsymbol{\omega} \quad \text{mit} \quad \sum \alpha^i(TOPEX) = 0$$

Nach der Berechnung der Verschiebungsparameter α liegen die Kreuzungspunktdifferenzen zwischen -35 und +35 mm, der mittlere Gewichtseinheitsfehler der ausgeglichenen Kreuzungspunktdifferenzen beträgt ± 11 mm (Abbildung 7.9). Die Höhen der mittleren Meerestopographie berechnet aus den Missionen TOPEX/Jason-1, TOPEX-EM, ERS-2/Envisat und GFO können nun als konsistente Gesamtlösung dargestellt werden (Abbildung 7.10).

7.4.3 Anpassung der Beobachtungen von ERS-1 (geodätische Mission)

Die in Abbildung 7.10 dargestellte mittlere Meerestopographie weist – bedingt durch die räumliche Auflösung der Satellitenmissionen mit Wiederholorbit – noch Regionen ohne Datenüberdeckung auf. Die Bestimmung der mittleren Meerestopographie auch für diese Regionen kann auf der Grundlage der Beobachtungen von ERS-1 während seiner geodätischen Mission erfolgen.

Da die einzelnen Spuren dieser Missionsphase jeweils nur einmal überflogen wurden, ist eine Mittelwertbildung und damit verbundene Reduktion zufälliger Beobachtungsfehler hier nicht möglich. Vielmehr wurden die einzelnen Überflüge jeweils in das durch die Missionen mit Wiederholorbit aufgespannte Netz der mittleren Meeresspiegelhöhen eingepasst. Dabei wurden wiederum Spurteilstücke, die durch Landregionen oder Inseln räumlich voneinander getrennt sind, separat betrachtet.

Die von ERS-1 beobachteten altimetrischen Höhen wurden mit Hilfe des ozeanographischen Modells und der Pegelreihe Stockholm ($\Delta h_{Füllst}$) um die Variationen des Meeresspiegels reduziert. Die resultierenden reduzierten Höhen entsprechen den in Gleichung 5.14 dargestellten Höhen $H_{Altim,red}$ und enthalten noch den ERS-1-Altimeterbias (A_0). Die Geoidundulationen wurden wiederum dem Modell NKG-2004 (Forsberg u.a. 2004) entnommen und von den ellipsoidischen Höhen subtrahiert. Der säkulare Trend, der ebenfalls noch in den Daten enthalten ist, kann über den kurzen Datenzeitraum von etwa 1 Jahr vernachlässigt werden.

Zur Reduktion des Messrauschens wurden die Daten während eines Überfluges entlang der Subsatellitenspur durch eine gleitende Mittelwertbildung geglättet ($H_{Altim,red}^{geglättet}$). Die Anpassung der Spur an die in Abschnitt 7.4.2 ermittelte mittlere Meerestopographie erfolgte durch Minimierung der Kreuzungspunktdifferenzen der jeweiligen ERS-1-Spur mit den Spuren der anderen Missionen. Die besten Ergebnisse wurden durch die Schätzung einer Anpassungsfunktion zweiten

Grades erzielt, bei der neben einem mittleren Verschiebungsparameter α_0 auch eine „Krümmung“ des beobachteten Höhenverlaufes entlang der Spur zugelassen wurde:

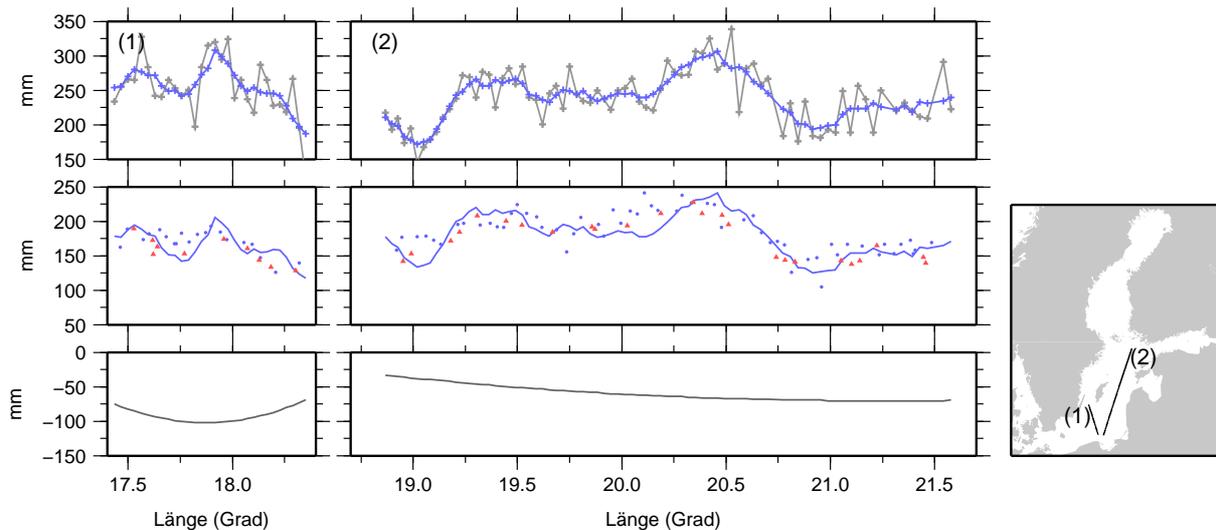


Abbildung 7.11: Anpassung der ERS-1-Daten an die mittlere Meerestopographie aus den Daten der Missionen mit Wiederholorbit am Beispiel zweier ausgewählter Überflüge
oben: reduzierte altimetrische Meeresspiegellhöhen (grau) und geglätteter Höhenverlauf entlang der Spur (blau)

Mitte: Höhenverlauf entlang der Spur nach Minimierung der Kreuzungspunktdifferenzen mit den anderen Missionen (rote Dreiecke). Zusätzlich sind die angepassten Höhen kreuzender ERS-1 Spuren dargestellt (blaue Punkte).

unten: berechnete Anpassungsfunktion entlang der Spur

Die rechte Darstellung zeigt die Lage der beiden Überflüge in einer Karte.

$$H^{ERS1,angep} = H_{Altim,red}^{geglättet} + \alpha_0 + \alpha_1 \cdot X + \alpha_2 \cdot X^2$$

Die X -Achse verläuft bei dieser Darstellung entlang der Satellitenspur, in der Gleichung bezeichnet X somit die Position eines Kreuzungspunktes innerhalb der Spur. Abbildung 7.11 verdeutlicht die vorgestellte Methodik grafisch anhand zweier ausgewählter Überflüge.

Durch die spurweise Anpassung der ERS-1-Daten werden zufällige und systematische Einflüsse, die während der gesamten Mission (Altimeterbias A_0) bzw. nur während des entsprechenden Überfluges (z.B. Orbitfehler, Fehler in einzelnen Korrekptionsmodellen) wirken, reduziert. Für die gesamte Ostsee ergaben sich die Korrekptionsparameter im Mittel zu -83 mm, was dem absoluten Altimeterbias der Mission ERS-1(gM) entspricht. Die verbleibenden Kreuzungspunktdifferenzen liegen zwischen -50 und $+50$ mm (Abbildung 7.12 links).

Eine Überprüfung der inneren Genauigkeit der durch die angepassten ERS-1(gM) Daten beschriebenen mittleren Meerestopographie der Ostsee ist durch die Auswertung der verbleibenden Differenzen an den Kreuzungspunkten der ERS-1-Spuren untereinander möglich. Bisher wurden diese missions-internen Kreuzungspunktdifferenzen nicht betrachtet, d.h. bei der Anpassung der Einzelspuren wurden sie nicht verwendet. Auch diese Differenzen liegen im Wesentlichen im Bereich zwischen -50 und $+50$ mm (Abbildung 7.12 Mitte) und bestätigen die oben abgeleitete Genauigkeit der ERS-1-Lösung. Die mittlere Meerestopographie der Ostsee, ermittelt aus den Daten von ERS-1(gM), zeigt Abbildung 7.13.

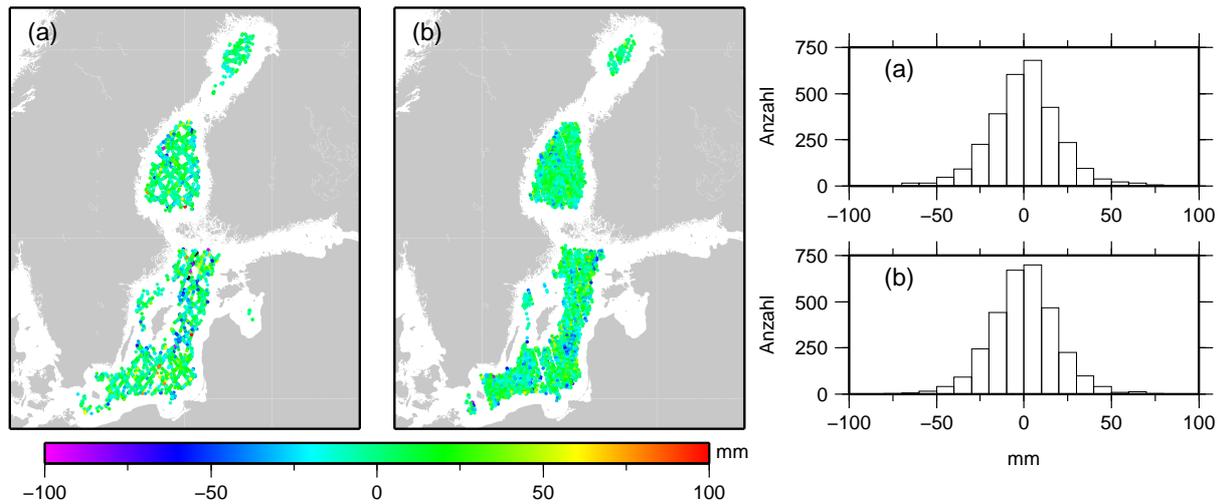


Abbildung 7.12: Kreuzungspunktdifferenzen der ERS-1-Spuren nach deren Anpassung (a) mit den Spuren der anderen Missionen, (b) mit kreuzenden ERS-1-Spuren. Die rechten Diagramme zeigen die Verteilung der absoluten Häufigkeiten, mit der die Kreuzungspunktdifferenzen auftreten.

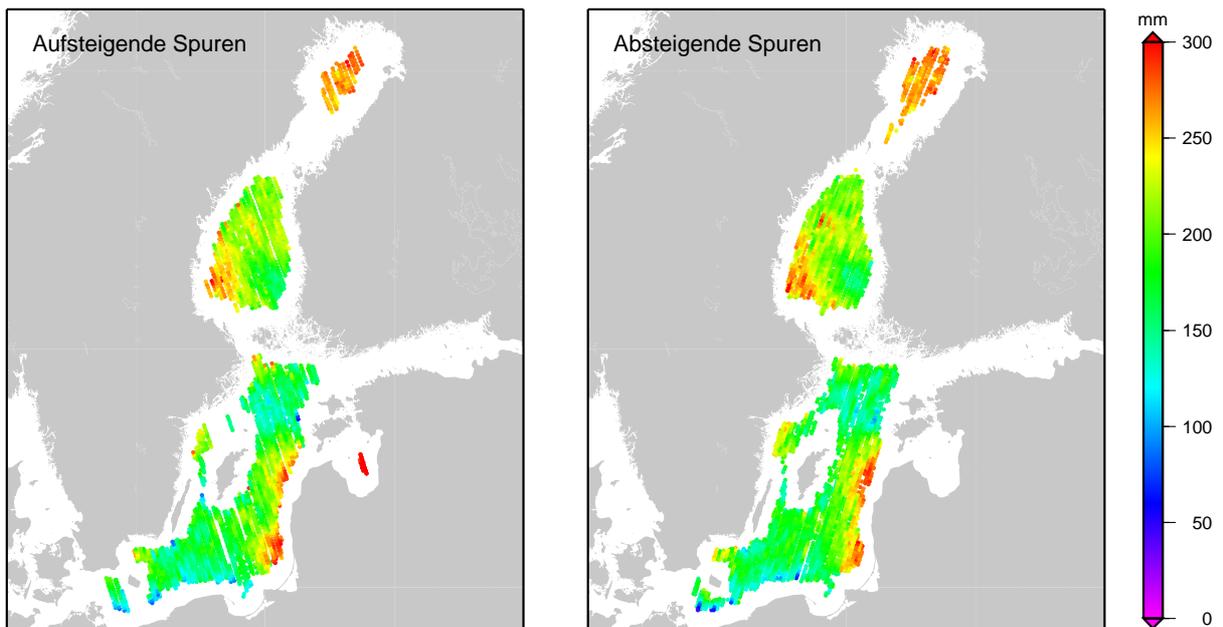


Abbildung 7.13: Mittlere Meerestopographie der Ostsee berechnet aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegeln der geodätischen Mission von ERS-1

Die Abbildung zeigt darüber hinaus die räumliche Verteilung der ERS-1-Beobachtungen innerhalb der Ostsee. Deutlich wird ein breiter Wasserstreifen entlang der Küsten, der nicht von Altimeterbeobachtungen überdeckt ist. Im Finnischen Meerbusen konnten gar keine ERS-1-Daten ausgewertet werden.

7.4.4 Detailuntersuchung in der zentralen Ostsee

Die aus den ozeanographisch modellierten Oberflächenauslenkungen berechneten mittleren Meeresspiegelhöhen (mittlere Meerestopographie) weisen in der zentralen Ostsee eine charakteristische „Einkerbung“ auf. Zwischen der Insel Gotland und der lettischen Ostseeküste ist eine kleine Region zu erkennen, in der die mittleren Meeresspiegelhöhen etwa 6 cm tiefer als in der Umgebung sind. Ein vergrößerter Ausschnitt dieser Region ist in Abbildung 7.14 dargestellt.

Die mittlere Meerestopographie, die aus den reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen berechnet wurde, weist zunächst kein vergleichbares Phänomen auf (Abbildungen 7.10 und 7.13). Vielmehr wird in diesem Bereich eine sehr starke Neigung des mittleren Meeresspiegels in West-Ost-Richtung deutlich. Abbildung 7.15 (Mitte) zeigt einen entsprechenden Ausschnitt der aus allen ausgewerteten Altimeterbeobachtungen abgeleiteten mittleren Meerestopographie.

Die berechnete mittlere Meerestopographie bezieht sich auf das Geoidmodell NKG-2004. In der betrachteten Region besitzt das Geoid einen sehr starken Gradienten in südwest-nordöstlicher Richtung (Abbildung 7.15 links, vgl. Abbildung 2.3). Die langwelligen Anteile der räumlichen Variation der Geoidhöhen wurden bei der regionalen Geoidmodellierung dem globalen Geoidmodell EGM-96 (Lemoine u.a. 1997) entnommen (Forsberg u.a. 2004). Systematische Fehler in den langwelligen Anteilen dieses Modells gehen somit auch in das regionale Modell ein und wirken sich direkt auf die resultierende mittlere Meerestopographie aus.

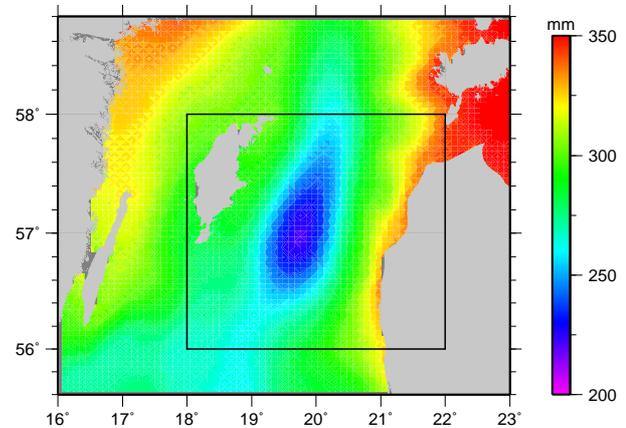


Abbildung 7.14: Mittlere modellierte Meeresspiegelhöhen (mittlere Meerestopographie) im Bereich der zentralen Ostsee (vgl. Abbildung 5.13). Der schwarze Rahmen markiert den in Abbildung 7.15 dargestellten Bereich.

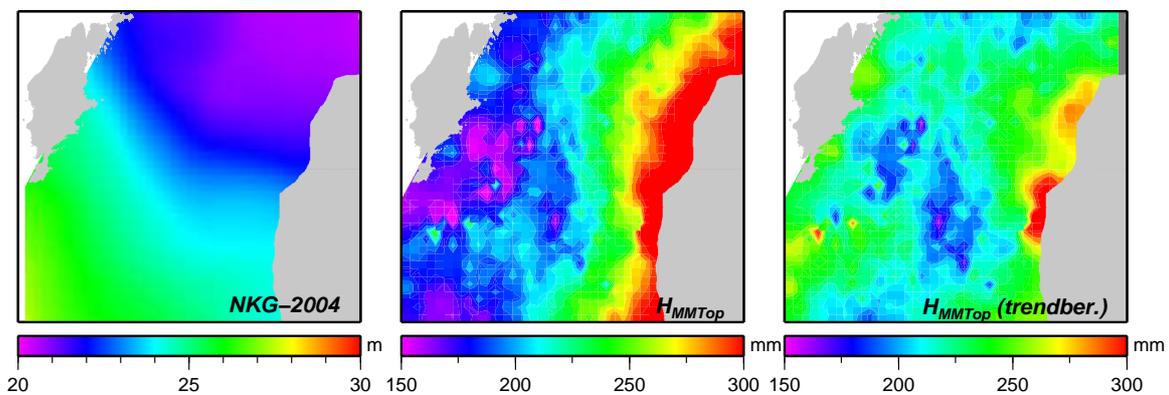


Abbildung 7.15: Detailuntersuchung der mittleren Meerestopographie in der zentralen Ostsee links: Geoidhöhen aus dem Modell NKG-2004

Mitte: mittlere Meerestopographie aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen

rechts: mittlere Meerestopographie aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen, korrigiert um einen linearen Trend in Ost-West- und in Nord-Süd-Richtung

Im Folgenden wurde daher untersucht, inwiefern ein möglicher Fehler in der Neigung der Geoidhöhen in der betrachteten Region Ursache für die geringe Übereinstimmung der aus modellierten Oberflächenauslenkungen und aus Altimeterbeobachtungen abgeleiteten mittleren Meerestopographie sein kann. Hierzu wurde die in Abbildung 7.15 (Mitte) dargestellte mittlere Meerestopographie um eine Neigung von

- 40 mm/Grad in West-Ost-Richtung (≈ 0.66 mm/km) und
- 15 mm/Grad in Nord-Süd-Richtung (≈ 0.14 mm/km)

korrigiert. Das Ergebnis zeigt Abbildung 7.15 (rechts). Die korrigierte mittlere Meerestopographie weist eine große Ähnlichkeit mit der in Abbildung 7.14 dargestellten mittleren Meerestopographie aus modellierten Oberflächenauslenkungen auf. Dies deutet darauf hin, dass sich in dieser Region tatsächlich ein lokales Minimum der mittleren Meeresspiegelhöhen befindet.

7.4.5 Diskussion der Ergebnisse

Die Zusammenfassung der mittleren Meeresspiegelhöhen, die in den vorangegangenen Abschnitten aus den Daten der Altimetermissionen mit Wiederholorbit und aus den Beobachtungen von ERS-1(gM) berechnet wurden, ergibt die mittlere Meerestopographie der Ostsee. Bezugsfläche für diese Höhen ist das regionale Geoidmodell NKG-2004 (Forsberg u.a. 2004).

Die Höhen liegen entlang der Subsatellitenspuren der verwendeten Altimeter vor und weisen eine recht inhomogene räumliche Verteilung und Dichte auf. In einem letzten Arbeitsschritt wurden die Höhen innerhalb von Zellen der Größe 0.1° Länge und 0.05° Breite (etwa $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$) zusammengefasst. In den einzelnen Gitterzellen befinden sich im Mittel 1 bis 3, in Einzelfällen bis zu 7 Altimeterdatenzellen (Mittelpunkte) bzw. ERS-1(gM)-Messpunkte (Abbildung 7.16 rechts). Für jede Gitterzelle wurde der Mittelwert berechnet (Abbildung 7.16 links). Eine räumliche Interpolation schließt einzelne verbliebene Datenlücken und führt schließlich zu der in Abbildung 7.17 dargestellten mittleren Meerestopographie der Ostsee.

Die nach der Anpassung der einzelnen Missionen verbliebenen Kreuzungspunktdifferenzen liefern einen ersten Eindruck von der Genauigkeit der mittleren Meeresspiegelhöhen. Die einzelnen Komponenten des Fehlerhaushaltes sollen im Folgenden diskutiert werden.

Zufällige Fehler. Ein erstes Maß für die Genauigkeit der berechneten Höhen (zufälliger Fehler) ist der mittlere Fehler der ausgeglichenen Höhen der Zellenmittelpunkte (vgl. Abschnitt 7.4.1). Dieser beträgt missions- und regionsabhängig etwa 3 mm (TOPEX/Jason-1) bis 10 mm (TOPEX-EM). Im nördlichen Bottnischen Meerbusen und im Finnischen Meerbusen sind die mittleren Fehler i. Allg. höher, ebenso für einige Punkte in Küstennähe an Spurrändern (vgl. Abbildungen 7.7, 7.8). Der mittlere Fehler der ausgeglichenen Kreuzungspunktdifferenzen von 11 mm bestätigt dieses Ergebnis.

Die Genauigkeit der aus ERS-1-Beobachtungen abgeleiteten mittleren Höhen ist etwas geringer. Dies zeigt sich auch in den größeren verbleibenden Kreuzungspunktdifferenzen nach Anpassung der ERS-1 Spuren. Diese lassen einen zufälligen Fehler der ERS-1-Höhen von etwa 25 mm erwarten (vgl. Abbildung 7.12).

Systematische Fehler. Systematische Effekte können durch die unterschiedlichen zur Berechnung der mittleren Meerestopographie verwendeten Komponenten in den Fehlerhaushalt eingetragen werden. Ihre Größe ist jedoch schwieriger zu quantifizieren.

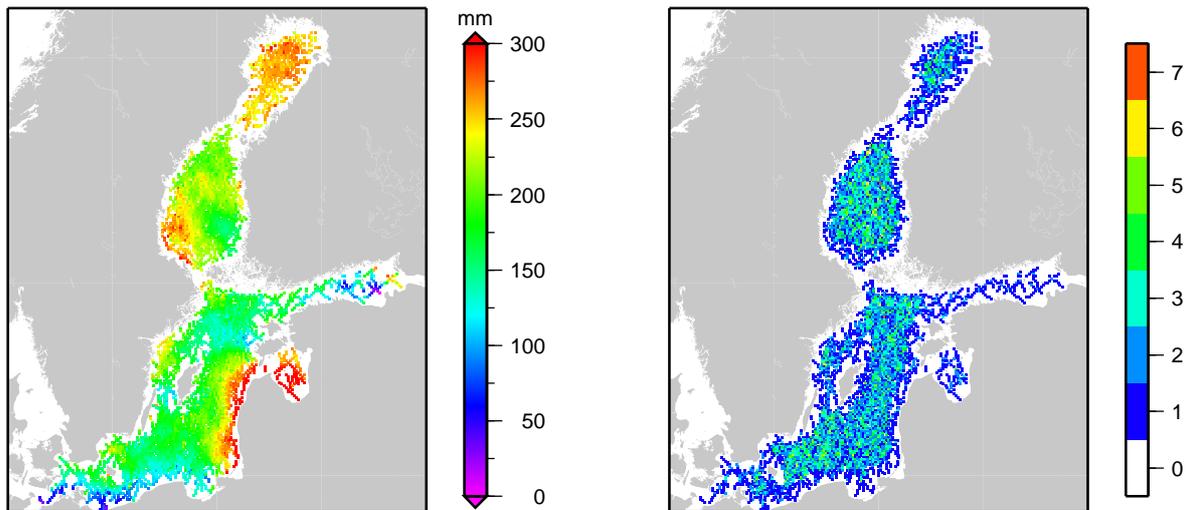


Abbildung 7.16: Mittlere Meerestopographie der Ostsee, abgeleitet aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen

links: mittlere Meeresspiegelhöhen in einem regelmäßigen Gitter (Zellengröße 0.1° Länge / 0.05° Breite)
rechts: Anzahl von Altimeterdatenpunkten bzw. ERS-1(gM)-Beobachtungen innerhalb der einzelnen Gitterzellen

- *Altimeterbias A_0 .* Da alle Missionen auf die durch TOPEX gebildete Referenzfläche angepasst wurden, wird nur der Fehler der Biaskorrektur dieser Mission wirksam. Eine fehlerhafte Korrektur des absoluten Altimeterbias führt zu einem räumlich konstanten Versatz (Offset) in der mittleren Meerestopographie. Auf die Genauigkeit der berechneten räumlichen Variation der mittleren Meeresspiegelhöhen hat dies keinen Einfluss.
- *Realisierung des Referenzsystems in den Altimeterdaten.* Durch die Anpassung der Einzelmissionsdaten an TOPEX werden relative Verschiebungen zwischen den Orbitreferenzsystemen der Altimeter beseitigt. Die resultierende mittlere Meerestopographie bezieht sich auf das in den TOPEX-Daten realisierte Referenzsystem (vgl. Abschnitt 3.2.2). Die Genauigkeit der Realisierung kann nur durch globale Analysen abgeschätzt werden und ist mit einigen Millimetern bis wenigen Zentimetern zu erwarten (Nerem u.a. 2000; Luthcke u.a. 2006). Regional wirken sich Fehler des Referenzsystems als konstanter Versatz oder als Neigung (räumlich sehr langwellige Fehler) aus.
- *Systematische Effekte in einzelnen Altimeterkorrekturen.* Wie in Abschnitt 3.2.2 anhand der Korrektur für den feuchten Anteil der troposphärischen Korrektur gezeigt, können einzelne Korrekturen in den altimetrischen Meeresspiegelhöhen räumliche Variationen aufweisen (Abbildung 3.2). Diese können nur als systematische Unsicherheiten in den resultierenden mittleren Meeresspiegelhöhen berücksichtigt werden und werden im Weiteren mit etwa 10 bis 15 mm abgeschätzt.
- *Geoid.* Fehler in den Geoidundulationen, die dem regionalen Modell NKG-2004 entnommen wurden, wirken sich direkt als systematische Fehler in den mittleren Meeresspiegelhöhen aus und bilden den größten Einfluss auf die Genauigkeit der berechneten mittleren Meerestopographie. Forsberg u.a. (2004) geben die Genauigkeit der modellierten Geoidhöhen mit 2 bis 10 cm an, basierend auf dem Vergleich mit GPS/Nivellementspunkten in unterschiedlichen Regionen des Ostseeraumes. Bereits in Abschnitt 7.4.4 wurde gezeigt, dass möglicherweise

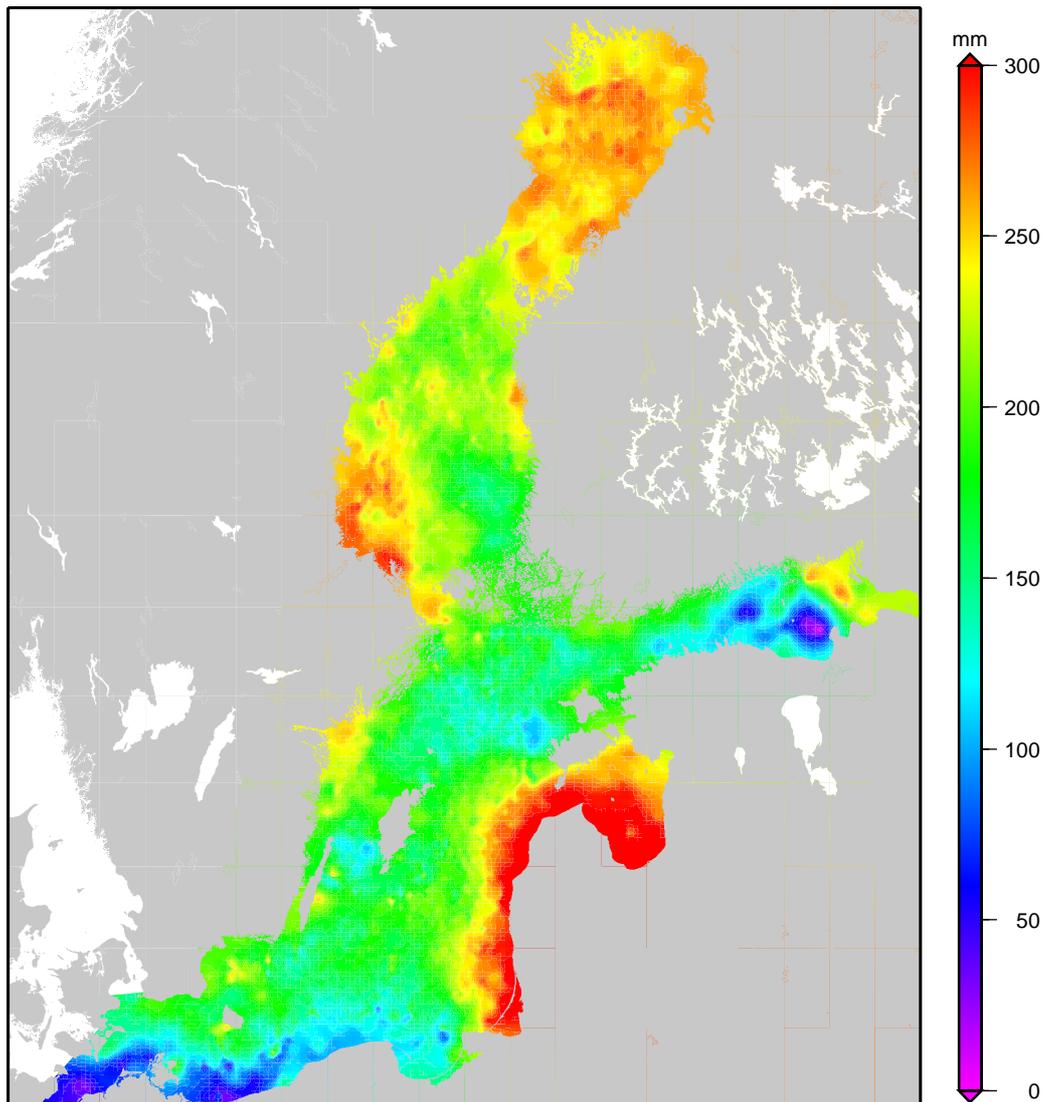


Abbildung 7.17: Mittlere Meerestopographie der Ostsee, bezogen auf das NKG-2004 Geoid

Fehler im verwendeten globalen Geoidmodell zu signifikanten Fehlern in der Neigung der abgeleiteten mittleren Meerestopographie führen.

Die auffallend niedrigen mittleren Meeresspiegelhöhen im östlichen Finnischen Meerbusen (Abbildung 7.17) sind vermutlich ebenfalls auf größere Fehler in den Geoidhöhen in dieser Region zurückzuführen, da dort nur sehr wenige gravimetrische Beobachtungen zur Verfügung standen (vgl. Forsberg u.a. 2004). Ebenso deuten die großen Höhen der mittleren Meerestopographie vor den Küsten Estlands, Lettlands und Litauens auf größere Geoidunsicherheiten in dieser Region.

Zusammenfassend ergibt sich für die Genauigkeit der berechneten Höhen der mittleren Meerestopographie ein zufälliger Fehler von etwa 15 bis 25 mm und ein systematischer Fehler von etwa 25 bis 100 mm, insgesamt

$$H_{MMTop} \pm 3 \dots 10 \text{ cm.}$$

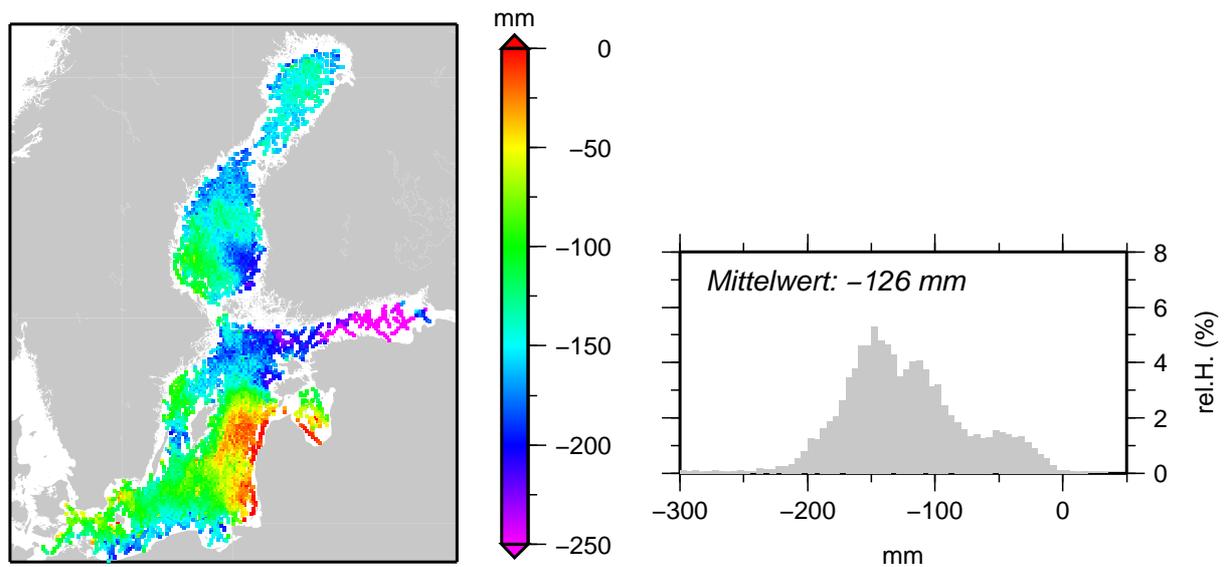


Abbildung 7.18: Differenz der mittleren Meerestopographie, abgeleitet aus reduzierten altimetrischen Meeresspiegelhöhen und aus dem ozeanographischen Modell. Das rechte Diagramm zeigt die relative Häufigkeitsverteilung der Differenzen.

Eine weitere Möglichkeit zur Abschätzung der Genauigkeit der mittleren Meerestopographie bildet die Differenzbildung mit der aus modellierten Oberflächenauslenkungen berechneten mittleren Meerestopographie. Die Differenzen beider Höhen enthalten nur den (konstanten) Offset $-H_0$ des ozeanographischen Modells (vgl. Abschnitt 3.3). Tatsächlich zeigen die in Abbildung 7.18 dargestellten Differenzen große räumliche Variationen im Bereich von 0 bis -20 cm, was die oben diskutierte Genauigkeit der mittleren Meerestopographie aus den altimetrischen Meeresspiegelhöhen bestätigt. Zusätzlich enthalten die dargestellten Differenzen auch Unsicherheiten in der mittleren Meerestopographie des ozeanographischen Modells, die im Bereich weniger Zentimeter angenommen werden können (Abschnitt 5.2.3).

In Abbildung 7.18 ist auch der Mittelwert der Differenzen eingetragen. Damit kann abschließend die Größe des Offsets des ozeanographischen Modells mit $H_0 = 126$ mm angegeben werden.

8 Zusammenfassung und Ausblick

Eine Fülle unterschiedlicher Daten und teilweise lang zurückreichender Beobachtungsreihen im Ostseeraum bilden die Grundlage vielfältiger Studien des Meeresspiegels, seiner Variationen und Wechselwirkungen mit der Atmosphäre. In diesem Sinne zählt die Ostsee zu einer der am besten untersuchten Regionen der Erde. Im Mittelpunkt steht dabei die Frage, wie die einzelnen Komponenten – geophysikalische, ozeanographische, meteorologische u.a. – im Gesamtsystem Ostsee zusammenwirken und wie sich künftige Entwicklungen und Einflüsse auf dieses System auswirken werden (Omstedt u.a. 2004). Dabei steht neben der direkten Messung von Einflussgrößen auch die Entwicklung immer besserer und realitätsnäherer Modelle im Vordergrund.

Aus dem Blickwinkel globaler Erdsystemforschung stellt die Verfügbarkeit dieser umfangreichen Menge an Daten und Modellen eine hervorragende Grundlage zur detaillierten Untersuchung einzelner Phänomene und Prozesse sowie zur Entwicklung und zum Test neuer Auswerteverfahren dar. Die aus derartigen Fallstudien in der Ostsee gewonnenen Erkenntnisse können so auch zu einem besseren Verständnis globaler geophysikalischer Prozesse beitragen.

Gegenstand der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung von Meeresspiegelvariationen der Ostsee. Im Mittelpunkt stand dabei die Frage, wie die durch Pegel und Satellitenaltimeter beobachteten Meeresspiegelhöhen mit modellierten Meeresspiegelauslenkungen zusammengeführt werden können. Ziel war die Reduktion ausgewählter Variationen des Meeresspiegels in den Beobachtungen, somit die Verringerung der Streuung der beobachteten Höhen und die Schätzung zuverlässiger Werte für mittlere Meeresspiegelhöhen der Ostsee und deren säkulare Änderung.

Die Höhe und die Variation des Meeresspiegels besitzt auch Relevanz für andere Prozesse. So besteht beispielsweise eine enge Verbindung zwischen der Füllstandsvariation der Ostsee und dem Wasseraustausch mit der Nordsee, dem Transport durch das Kattegat bzw. der Gesamtwasserbilanz der Ostsee. Aus der beobachteten säkularen Meeresspiegeländerung an Küstenpegeln kann die Rate der postglazialen Landhebung in der Region der Pegel abgeschätzt werden, und nicht zuletzt ist der säkulare Meeresspiegelanstieg eine wichtige Größe bei der Planung von Küstenschutzmaßnahmen.

Vor der Nutzung eines ozeanographischen Modells in geodätischen Anwendungen steht dessen Validierung und die Überprüfung der Genauigkeit der modellierten Parameter. In Kapitel 5 wurden zunächst die modellierten Oberflächenauslenkungen mit den Meeresspiegelhöhen verglichen, die an Küstenpegeln bzw. von Satellitenaltimeatern in der offenen See beobachtet wurden. Dabei wurde gezeigt, dass das verwendete ozeanographische Modell insbesondere die kurzzeitigen Variationen des Meeresspiegels der Ostsee und ostsee-interne Effekte sehr gut reproduziert. Die Genauigkeit der modellierten Meeresspiegelauslenkungen wurde zu 5 bis 15 cm bestimmt. Im Bereich der langfristigen Variationen wurde eine geringe Unterschätzung des Füllstandes der Ostsee nachgewiesen. Unter Nutzung von Pegelbeobachtungen konnte diese Signalkomponente geschätzt und somit eine Modellverbesserung erzielt werden.

Zur Erhöhung der räumlichen und zeitlichen Auflösung der satellitenaltimetrischen Beobachtungen innerhalb einer Region ist es sinnvoll und notwendig, die Daten unterschiedlicher Missionen zusammenzuführen und gemeinsam auszuwerten. Eine solche Kombination von Beobachtungsdaten unterschiedlicher Satellitenaltimeter erfordert zunächst ebenfalls eine Überprüfung re-

lativer Differenzen zwischen den Datenreihen der Missionen und deren Homogenisierung. Die Validierung der altimetrischen Meeresspiegelhöhen hinsichtlich ihrer Genauigkeit und Langzeitstabilität und die Bestimmung absoluter und relativer Altimeterbiaswerte erfolgte in Kapitel 6 durch den Vergleich der Altimeter- und Pegelbeobachtungen an der südlichen Ostseeküste bzw. durch den relativen Vergleich altimetrischer Meeresspiegelhöhen innerhalb der Ostsee. Hierbei konnte gezeigt werden, dass durch die Nutzung der modellierten Oberflächenauslenkungen die Zuverlässigkeit der ermittelten Parameter erhöht werden kann. Im Ergebnis wurde die Datenreihe der Mission TOPEX/Poseidon als sehr gut sowohl in ihrer absoluten Genauigkeit als auch in ihrer Langzeitstabilität eingeschätzt. Die Datenreihen der anderen Missionen wurden im Weiteren auf die TOPEX-Reihen angepasst.

Die hohe Genauigkeit der ozeanographisch modellierten Meeresspiegelvariationen erlaubte es, das Modell selbst als Korrektionsgröße für die beobachteten Meeresspiegelhöhen zu nutzen. Dadurch wurden die Variationen des Meeresspiegels in den satellitenaltimetrisch bestimmten Meeresspiegelhöhen weitgehend eliminiert und die Streuung der Zeitreihen deutlich reduziert. Diese Reduktion erlaubte im Weiteren die Schätzung signifikanter und zuverlässiger linearer Trends aus den relativ kurzen Zeitreihen der TOPEX-Beobachtungsperiode. So wurde in Kapitel 7 aus der Zeitreihe der reduzierten TOPEX-Altimetermeeresspiegelhöhen der Trend des absoluten Meeresspiegelanstieges in der Ostsee mit $(+1,2 \pm 0,8)$ mm/Jahr berechnet. Unter Nutzung dieses Ergebnisses wurden weiterhin die Raten der postglazialen Landhebung an einigen Küstenpegeln bestimmt. Diese Ergebnisse stimmen sehr gut mit aus unabhängigen Verfahren bestimmten Raten überein und bestätigen diese (z.B. GPS-Messungen, vgl. Johansson u.a. 2002). Die geodätisch abgeleiteten Raten der postglazialen Landhebung erlauben wiederum die Überprüfung von Modellen der glazial-isostatischen Ausgleichsprozesse und lassen Rückschlüsse auf geophysikalische Parameter zu, die die Reaktion von Erdmantel und -kruste auf die veränderte Auflast beschreiben (vgl. z.B. Ekman 1992).

Eine zentrale Zielstellung innerhalb der vorgestellten Arbeit war die Bestimmung der mittleren Meerestopographie der Ostsee mit einer hohen räumlichen Auflösung. Unter Nutzung eines regionalen Geoidmodells (NKG-2004, Forsberg u.a. 2004) wurde diese in Kapitel 7 aus den reduzierten Altimetermeeresspiegelhöhen abgeleitet. Im Ergebnis wurden mittlere Höhen mit einer Genauigkeit von etwa 3 bis 10 cm berechnet. Die erreichte Genauigkeit liegt sicher nicht im Bereich der für viele geodätische Anwendungen gewünschten Zentimetergenauigkeit. Darüber hinaus ist ein breiter Streifen zwischen der Küste und dem offenen Wasser der Ostsee nicht von (zuverlässigen) Altimeterbeobachtungen überdeckt, so dass für die Küstenbereiche praktisch keine Berechnung der mittleren Meerestopographie möglich war. Die Stärke des vorgestellten Verfahrens liegt vielmehr in der Möglichkeit der präzisen Bestimmung mittlerer Meeresspiegelhöhen und deren räumlicher Variationen innerhalb der offenen Ostsee. So konnten auch kleinräumige Phänomene, die sich in den Ergebnissen des ozeanographischen Modells zeigen, bestätigt werden.

Die hier vorgestellte Arbeit zeigt am Beispiel des Meeresspiegels das Potential einer Kombination geodätischer Beobachtungsverfahren mit den Ergebnissen einer präzisen Modellierung der beobachteten Größe. Die Verknüpfung der Daten aus zwei sehr unterschiedlichen Informationsquellen erlaubte eine zuverlässige Schätzung der gesuchten Meeresspiegelvariationen. Das hier erarbeitete Verfahren ist – bei Vorhandensein entsprechender Daten – auch auf andere Regionen übertragbar. Im Ergebnis dieser Arbeit wurde die Höhe des mittleren Meeresspiegels der Ostsee als eine geometrische Grenzfläche der Erde bestimmt. Dies stellt einen wichtigen regionalen Beitrag im Rahmen globaler geodätischer Aufgaben dar, die u.a. durch das zentrale Projekt GGOS beschrieben werden.

Regionale Bedeutung haben die erzielten Ergebnisse u.a. auch für den Küstenschutz in der Ostseeregion. So erfordert die langfristige relative Änderung des Meeresspiegels gegenüber der Küste eine Anpassung in der Planung zukünftig notwendiger Maßnahmen wie beispielsweise der Bemessung von Deichhöhen. Eine besondere Stellung in diesem Zusammenhang nehmen Sturmhochwasser und deren erwartete maximale Höhe ein. Verbesserte Modellierungen mit höheren räumlichen Auflösungen insbesondere im Küstenbereich werden in Zukunft ein wichtiges Werkzeug zur Vorhersage von Sturmhochwassern sein (vgl. z.B. Baerens und Hupfer 1999; Novotny u.a. 2006).

Die hier vorgestellten Ergebnisse zeigen darüber hinaus auch Potentiale für künftige Forschungen. So wurde in Kapitel 7.4.4 deutlich, dass möglicherweise langwellige Fehler im Geoidmodell die berechnete mittlere Meerestopographie überlagern. Die Bestimmung des globalen Erdschwerefeldes ist derzeit Gegenstand intensiver Forschungen. Insbesondere die aktuellen Satellitenschwerefeldmissionen CHAMP (Reigber u.a. 2005) und GRACE (Tapley u.a. 2004) sowie die für 2007 geplante Mission GOCE (Drinkwater u.a. 2003) liefern hierfür eine wichtige und wertvolle Datengrundlage. Dies wird zukünftig zu deutlich besseren Geoidmodellen führen. Damit einher geht einerseits eine Verbesserung der Referenzfläche für den Höhenbezug als auch andererseits eine genauere Modellierung der Satellitenorbits und bessere Realisierung der Orbitreferenzsysteme (Luthcke u.a. 2006).

Weitere Entwicklungen sind auch im Bereich der Altimetermissionen zu erwarten. Dies betrifft zunächst die Verbesserung von Auswertelgorithmen für die Reprozessierung der Daten bereits beendeter wie auch derzeitiger Missionen. Mertz u.a. (2006) beispielsweise zeigen die Verbesserung von ERS-2-Meeresspiegelhöhen im Küstenbereich des Mittelmeeres. Zukünftige Altimetermissionen werden darüber hinaus speziell für küstennahe Beobachtungen angepasst sein (z.B. AltiKa, Vincent u.a. 2000).

Speziell in der Ostsee können verbesserte Beobachtungen und Auswerteverfahren in Zukunft auch eine präzisere Analyse der Gezeiten und eine höhere Genauigkeit der Gezeitenmodelle für diese Region ermöglichen. Durch zusätzliche Reduktion dieser Meeresspiegelvariation in den beobachteten Meeresspiegelhöhen kann die Streuung der reduzierten Höhen ggf. weiter verringert werden.

Ein tieferes Verständnis der in, auf und über der Erde ablaufenden geophysikalischen Prozesse und deren Wechselwirkungen ist das Ziel aktueller geowissenschaftlicher Forschung, das mehr und mehr nur durch die Zusammenarbeit unterschiedlicher Fachgebiete erreicht werden kann. Im Mittelpunkt steht dabei nicht zuletzt die Frage, wie durch einen bewussten Umgang und eine nachhaltige Entwicklung unser Lebensraum auf Dauer erhalten und geschützt werden kann. Regionale Untersuchungen sind dabei ein geeignetes Werkzeug zur Erarbeitung neuer Verfahren, zum Gewinn detaillierter Erkenntnisse über einzelne Phänomene oder zur Verbindung unterschiedlicher Wissenschaftsdisziplinen. Doch letztendlich ist es immer wieder die Natur selbst, die uns in Staunen versetzt, wie Bertrand Russell bereits bemerkte:

Darin besteht das Wesen der Wissenschaft. Zuerst denkt man an etwas, das wahr sein könnte. Dann sieht man nach, ob es der Fall ist, und im Allgemeinen ist es nicht der Fall.

Literatur

- Ablain, M. und J. Dorandeu (2005). Jason-1 validation and cross calibration activities. Report for Contract No 03/CNES/1340/00-DSO310 - lot2.C; CLS.DOS/NT/04.279.
- Ablain, M., F. Mertz und J. Dorandeu (2004). TOPEX/Poseidon validation activities, 12 years of T/P data (GDR-Ms). Report for Contract No 03/CNES/1340/00-DSO310 - lot2.C; CLS.DOS/NT/04.280.
- Ablain, M., S. Phillips und J. Dorandeu (2006). TOPEX/Poseidon validation activities. 13 years of T/P data (GDR-Ms). CLS.DOS/NT/05.240; SALP-RP-MA-EA-21315-CLS.
- Ablain, M., S. Phillips, J. Dorandeu und M. Destouesse (2006). Jason-1 validation and cross calibration activities. Report for Contract No 03/CNES/1340/00-DSO310 - lot2.C; CLS.DOS/NT/05.241.
- Altamimi, Z., P. Sillard und C. Boucher (2002). ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *Journal of Geophysical Research* 107(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- Andersen, O. und P. Knudsen (1998). Global marine gravity field from the ERS-1 and Geosat geodetic mission altimetry. *Journal of Geophysical Research* 103(C4), 8129–8138, doi:10.1029/97JC02198.
- Andersson, H. C. (2002). Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. *Tellus* 54A, 76–88.
- Argus, D. F. und R. G. Gordon (1991). No-net rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophysical Research Letters* 18, 2038–2042.
- AVISO/Altimetry (1996). *AVISO User Handbook for Merged TOPEX/POSEIDON products* (3. Aufl.). AVI-NT-02-101-CN.
- AVISO/Altimetry (2005). *DT CorSSH and DT SLA Product Handbook* (1.0. Aufl.). CLS-DOS-NT-05-097.
- Baensch, J. (1875). Die Sturmfluth vom 12./13. November 1872 an den Ostseeküsten des Preußischen Staates. *Zeitschrift für Bauwesen* 25, 156–220.
- Baerens, C. und P. Hupfer (1999). Extremwasserstände an der deutschen Ostseeküste nach Beobachtungen und in einem Treibhausgasszenario. *Die Küste* 61, 47–72.
- BALTEX (2006). *BALTEX Phase II 2003–2012. Science Framework and Implementation Strategy*. International BALTEX Secretariat Publikation No. 34, GKSS Forschungszentrum Geesthacht GmbH, Geesthacht.
- Bent, R. B., S. K. Llewellyn und P. E. Schmid (1972). A highly successful empirical model for the worldwide ionospheric electron density profile. DBA Systems, Melbourne, Florida, USA.
- Bergström, S. und B. Carlsson (1994). River runoff to the Baltic Sea: 1950–1990. *Ambio* 29(4-5), 280–287.
- Bilitza, D. (1997). International reference ionosphere – status 1995/96. *Advanced Space Research - Oxford* - 20(9), 1751–1754.
- Bonnefond, P., P. Exertier, O. Laurain, Y. Ménard, A. Orsoni, G. Jan und E. Jeansou (2003). Absolute calibration of Jason-1 and TOPEX/Poseidon altimeters in Corsica. *Marine Geodesy* 26(3-4), 261–284.
- Bosch, W. (2002). The sea surface topography and its impact to global height system definition. In H. Drewes, A. Dodson, L. Fortes, L. Sánchez und P. Sandoval (Hrsg.): *Vertical Reference Systems*. IAG Symposia, Band 124, S. 225–230. Springer.

- Bosch, W., J. Klokočník und J. Kostelecký (2000). Geosat and ERS-1 datum offsets relative to TOPEX/Poseidon estimated simultaneously with geopotential corrections from multi-satellite crossover altimetry. In R. Rummel, H. Drewes, W. Bosch und H. Hornik (Hrsg.): *Towards an Integrated Global Geodetic Observing System (IGGOS)*. IAG Symposia, Band 120, S. 96–98. Springer.
- Bossel, H. (1994). *Modellbildung und Simulation: Konzepte, Verfahren und Modelle zum Verhalten dynamischer Systeme* (2. Aufl.). Vieweg, Braunschweig, Wiesbaden.
- Boucher, C. (2001). Terrestrial coordinate systems and frames. In P. Murdin (Hrsg.): *Encyclopedia of Astronomy and Astrophysics*. S. 3289–3292. Institute of Physics Publishing, Bristol and Philadelphia: Nature Publishing Group, London, New York and Tokyo.
- Boucher, C., Z. Altamimi und P. Sillard (Hrsg.) (1999). *The 1997 International Terrestrial Reference Frame (ITRF97)*. IERS Technical Note No. 27.
- Boucher, C., Z. Altamimi, P. Sillard und M. Feissel-Vernier (2004). *The ITRF2000*. Verlag des Bundesamtes für Geodäsie und Kartographie, Frankfurt am Main. IERS Technical Note No. 31.
- Burša, M., S. Kenyon, J. Kouba, K. Raděj, V. Vatrt, M. Vojtíšková und J. Šimek (2002). World height system specified by geopotential at tide gauge stations. In H. Drewes, A. Dodson, L. Fortes, L. Sánchez und P. Sandoval (Hrsg.): *Vertical Reference Systems*. IAG Symposia, Band 124, S. 291–296. Springer.
- Carlsson, M. (1998). Mean sea-level topography in the Baltic Sea determined by oceanographic methods. *Marine Geodesy* 21(3), 203–217.
- Cartwright, D. E. und A. C. Edden (1973). Corrected table of tidal harmonics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 33, 253–264.
- Cartwright, D. E. und R. J. Tayler (1971). New computations of the tide-generating potential. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 23, 45–74.
- Chambers, D., J. Ries und T. Urban (2003). Calibration and verification of Jason-1 using global along-track residuals with TOPEX. *Marine Geodesy* 26(3-4), 305–317.
- Chambers, D. P. (2006). Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research* 111, C03010, doi:10.1029/2005JC002914.
- Chelton, D., J. Ries, B. Haines, L. Fu und P. Callahan (2001). Satellite altimetry. In L. Fu und A. Cazenave (Hrsg.): *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. International Geophysics Series, Band 69, S. 1–131. Academic Press.
- Christensen, E. J., B. J. Haines, S. J. Keihm, C. S. Morris, R. A. Norman, G. H. Purcell, B. G. Williams, B. D. Wilson, G. H. Born, M. E. Parke, S. K. Gill, C. K. Shum, B. D. Tapley, R. Kolenkiewicz und R. S. Nerem (1994). Calibration of TOPEX/POSEIDON at platform Harvest. *Journal of Geophysical Research* 99(C12), 24.465–24.485.
- Church, J., N. White, R. Coleman, K. Lambeck und J. Mitrovica (2004). Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950–2000 period. *Journal of Climate* 17(13), 2609–2625.
- Currie, R. G. (1981). Amplitude and phase of the 11-yr term in sea-level: Europe. *Geophys J R astr. Soc.* 67, 547–556.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus und S. Stein (1994). Effect of recent revisions of the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21, 2191–2194.
- Denker, H. und W. Torge (1998). The European Gravimetric Quasigeoid EGG97 – An IAG supported continental enterprise. In R. Forsberg, M. Feissel und R. Dietrich (Hrsg.): *Geodesy on the move – gravity, geoid, geodynamics and Antarctica*. IAG Symposia, Band 119, S. 249–254. Springer.
- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss und G. Siedler (1975). *Allgemeine Meereskunde* (3. Aufl.). Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Dietrich, R. (1979). Isostatische Ausgleichsvorgänge, Niveauänderungen und die Ableitung von vertikalen Erdkrustenbewegungen in Europa. *Vermessungstechnik* 27(6), 195–197.
- Dietrich, R. (1999). Verifizierung der Bemessungshochwasserstände an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie.

- Dong, X., P. Woodworth, P. Moore und R. Bingley (2002). Absolute calibration of the TOPEX/POSEIDON altimeters using UK tide gauges, GPS, and precise, local geoid-differences. *Marine Geodesy* 25(3), 189–204.
- Douglas, B. C. (1997). Global sea rise: A redetermination. *Surveys in Geophysics* 18(2/3), 279–292.
- Douglas, B. C. (2001). Sea level change in the era of the recording tide gauge. In B. C. Douglas, M. S. Kearney und S. P. Leatherman (Hrsg.): *Sea Level Rise. History and Consequences*. S. 37–64. Academic Press.
- Douglas, B. C. und R. E. Cheney (1990). Geosat: Beginning a new era in satellite oceanography. *Journal of Geophysical Research* 95(C3), 2.833–2.836.
- Douglas, B. C. und W. R. Peltier (2002). The puzzle of global sea-level rise. *Physics Today* 55(3), 35–40.
- Drewes, H. (2005). GGOS science rationale. IAG Scientific Assembly „Dynamic Planet 2005“, Cairns, Australia, 22–26 August 2005.
- Drinkwater, M. R., R. Floberghagen, R. Haagmans, D. Muzi und A. Popescu (2003). GOCE: ESA’s first Earth Explorer Core mission. In G. B. Beutler, M. R. Drinkwater, R. Rummel und R. von Steiger (Hrsg.): *Earth Gravity Field from Space – from Sensors to Earth Sciences*. Space Sciences Series of ISSI, Band 17, S. 419–432. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Ducet, N., P. Y. Le Traon und G. Reverdin (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *Journal of Geophysical Research* 105(C8), 19.477–19.498.
- Eanes, R. J. und S. Bettadpur (1996). The CSR 3.0 Global Ocean Tide Model: Diurnal and semi-diurnal ocean tides from TOPEX/POSEIDON altimetry. Center for Space Research, Technical Memorandum, CSR-TM-96-05.
- Eiben, H. (1992). Hydrologische Besonderheiten an der Ostseeküste. In J. Kramer und H. Rohde (Hrsg.): *Historischer Küstenschutz*. S. 497–516. Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart.
- Ekman, M. (1988). The impact of geodynamic phenomena on systems for height and gravity. Nordic Geodetic Commission, 2nd Research School, Ebeltoft, Denmark, 1988.
- Ekman, M. (1991a). A concise history of postglacial land uplift research (from its beginning to 1950). *Terra Nova* 3, 358–365.
- Ekman, M. (1991b). The deviation of mean sea level from the mean geoid in the Baltic Sea. *Bulletin Géodésique* 65, 83–91.
- 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, Finland, September 7-13, 1992*.
- Ekman, M. (1994). The deviation of mean sea level from the mean geoid in the transition area between the North Sea and the Baltic Sea. *Marine Geodesy* 17, 161–168.
- Ekman, M. (1995). What is the geoid? In M. Vermeer (Hrsg.): *Coordinate Systems, GPS, and the Geoid. Proc. of NorFA Urgency Seminar, Espoo, Finland, June 27-29, 1994*. S. 49–51. Reports of the Finnish Geodetic Institute, 95:4, Helsinki.
- 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 consistent map of postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova* 8, 158–165.
- Ekman, M. (1998). Postglacial land uplift and the autonomous Åland Islands as a demilitarized zone. *Nordic Journal of International Law* 67(3), 299–307.
- Ekman, M. (1999a). Climate changes detected through the world’s longest sea level series. *Global and Planetary Change* 21(4), 215–224.
- Ekman, M. (1999b). Using mean sea surface topography for determination of height system differences across the Baltic Sea. *Marine Geodesy* 22, 31–35.

- Ekman, M. und J. Mäkinen (1994). Postglacial uplift, gravity change and mass flow in Fennoscandia 1966 - 1993. In B. Harsson und J. Ness (Hrsg.): *Proceedings of the 12th General Meeting of the Nordic Geodetic Commission*. S. 244–258. Statens Kartverk, Hønefoss, Ullensvang, Norway, May 30-June 3, 1994.
- Ekman, M. und 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.
- Ekman, M. und A. Stigebrandt (1990). Secular change of the seasonal variation in sea level and of the pole tide in the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research* 95(C4), 5379–5383.
- Emery, K. und D. Aubrey (1991). *Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges*. Springer.
- Erickson, J. (1992). *Plate Tectonics: Unraveling the Mysteries of the Earth*. Facts On File, New York.
- ESA (1995). ERS-2: A Continuation of the ERS-1 Success. European Space Agency (ESA) Bulletin 83.
- Eymard, L., E. Obligis und N. Tran (2003). ERS2/MWR drift evaluation and correction. CLS.DOS/NT/03.688.T.
- Faugere, Y., J. Dorandeu und M. Destouesse (2006). Envisat RA2/MWR ocean data validation and cross-calibration activities. Yearly report 2005 of Contract No 03/CNES/1340/00-DSO310 (CLS.DOS/NT/05.236L).
- Faugere, Y., F. Mertz, J. Dorandeu und M. Destouesse (2004). Envisat RA2/MWR ocean data validation and cross-calibration activities. Yearly report 2004 of Contract No 03/CNES/1340/00-DSO310; CLS.DOS/NT/04.289.
- Fitzmaurice, M. (1993). The new Helsinki Convention on the protection of the marine environment of the Baltic Sea area. *Marine Pollution Bulletin* 26(2), 64–67.
- Flechtner, F., R. Schmidt, U. Meyer, T. Schöne, S. Esselborn, C. Förste, R. Stubenvoll, S. Rudenko, R. König, K. H. Neumayer und M. Rothacher (2006). The benefit of EIGEN gravity field models for altimetry and vice versa. Proc. of Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry, Venice, Italy, 2006.
- Forsberg, R., J. Kaminskis und D. Solheim (1996). Geoid of the Nordic and Baltic region from gravimetry and satellite altimetry. In J. Segawa, H. Fujimoto und S. Okubo (Hrsg.): *Gravity, Geoid and Marine Geodesy*. IAG Symposia, Band 117, S. 540–547. Springer.
- Forsberg, R., G. Strykowski und D. Solheim (2004). NKG-2004 geoid of the Nordic and Baltic area. Proc. of IAG Internat. Symposium on Gravity, Geoid and Space Missions (GGSM2004), Porto, Portugal, Aug. 30th–Sept. 3rd, 2004.
- Fu, L.-L. und D. B. Chelton (2001). Large-scale ocean circulation. In L. Fu und A. Cazenave (Hrsg.): *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. International Geophysics Series, Band 69, S. 133–169. Academic Press.
- Fu, L.-L., E. J. Christensen, C. A. Yamarone, M. Lefebvre, Y. Ménard, M. Dorrer und P. Escudier (1994). TOPEX/POSEIDON mission overview. *Journal of Geophysical Research* 99(C12), 24.369–24.381.
- Gaspar, P., S. Labroue, F. Ogor, G. Lafitte, L. Marchal und M. Rafanel (2002). Improving nonparametric estimates of the sea state bias in radar altimeter measurements of sea level. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19(10), 1690–1707.
- Gaspar, P. und F. Ogor (1996). Estimation and analysis of the sea state bias of the new ERS-1 and ERS-2 altimetric data. Technical Report (CLS/DOS/NT/96.041), IFREMER/CLS Contract No. 96/2.246 002/C.
- Geodesist's Handbook (1992). Tschernig, C. C. (Hrsg.), Bulletin Géodésique, Vol. 66(2).
- Geodesist's Handbook (2004). IAG Project: Integrated Global Geodetic Observing System (IGGOS). In O. Andersen (Hrsg.): *Geodesist's Handbook - 2004*. Journal of Geodesy, Vol. 78(9-12).
- Grant, D. B. und G. H. Blick (2001). A national vertical datum independent of local mean sea level? IAG 2001 Scientific Assembly, Budapest, Hungary, September 2-7, 2001.

- Groten, E. (2000). Parameters of common relevance to astronomy, geodesy, and geodynamics. *Journal of Geodesy* 74(1), 134–140.
- Groten, E. (2002). Do we need a new reference system? In J. Ádám und K.-P. Schwarz (Hrsg.): *Vistas for Geodesy in the New Millennium*. IAG Symposia, Band 125, S. 108–113. Springer.
- Haines, B., D. Dong, G. Born und S. Gill (2003). The Harvest experiment: Monitoring Jason-1 and TOPEX/POSEIDON from a California offshore platform. *Marine Geodesy* 26(3-4), 239–259.
- Hayne, G. S. und D. W. Hancock III (2003). Changes in TOPEX Side B cal mode range trend starting at cycle 364. Technical report, NASA Goddard Space Flight Center.
- Hayne, G. S., D. W. Hancock III und C. L. Purdy (1994). TOPEX altimeter range stability estimates from calibration mode data. *TOPEX/Poseidon Research News JPL 410-42, Issue 3*, 18–22.
- Heck, B. und R. Rummel (1990). Strategies for solving the vertical datum problem using terrestrial and satellite geodetic data. In H. Sünkel und T. Baker (Hrsg.): *Sea Surface Topography and the Geoid*. IAG Symposia, Band 104, S. 116–128. Springer.
- HELCOM (2004). Convention on the protection of the marine environment of the Baltic Sea area, 1992 (Helsinki Convention). Helsinki Commission (HELCOM), Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki. (<http://www.helcom.fi>).
- Helmert, F. R. (1880). *Die mathematischen und physikalischen Theorieen der höheren Geodäsie. Einleitung und I. Teil: Die Mathematischen Theorieen*. Teubner Verlagsgesellschaft Leipzig, 1962 (Nachdruck).
- Helmert, F. R., F. Lindemann und W. Jordan (1880). Der Normal-Höhenpunkt für das Königreich Preussen. *Zeitschrift für Vermessungswesen* IX(1), 1–16.
- Heyen, H., E. Zorita und H. von Storch (1996). Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea-level anomalies in the Baltic Sea. *Tellus* 48A, 312–323.
- Hipkin, R. (2002). Defining the geoid by $W=W_0\equiv U_0$: Theory and practice of a modern height system. 50 years Geodetic Science at The Ohio State University, Weikko A. Heiskanen Symposium, Columbus, Ohio (USA), Oct. 1-4, 2002.
- Hurrell, J. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Ihde, J. (1991). Geodätische Bezugssysteme. *Vermessungstechnik* 39, Heft 1: 13–15, Heft 2: 57–63.
- Ihde, J., W. Augath und M. Sacher (2002). The Vertical Reference System for Europe. In H. Drewes, A. Dodson, L. Fortes, L. Sánchez und P. Sandoval (Hrsg.): *Vertical Reference Systems*. IAG Symposia, Band 124, S. 345–350. Springer.
- IOC (2002). *Manual on Sea-Level Measurement and Interpretation*. Volume III, Reappraisals and Recommendations as of the year 2000. Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) Manuals and Guides No. 14.
- Jensen, J., C. Mudersbach und C. Koziar (2004). Simulation von extremen Sturmflutwetterlagen in der Nordsee und deren statistische Analyse. In G. Gönnert, H. Grassl, D. Kelletat, H. Kunz, B. Probst, H. von Storch und J. Sündermann (Hrsg.): *Klimaänderung und Küstenschutz*. TU Hamburg-Harburg.
- Johansson, J. M., J. L. Davis, H.-G. Scherneck, G. A. Milne, M. Vermeer, J. X. Mitrovica, R. A. Bennett, B. Jonsson, G. Elgered, P. Elósegui, H. Koivula, M. Poutanen, B. O. Rönnäng und I. I. Shapiro (2002). Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia. 1. Geodetic results. *Journal of Geophysical Research* 107(B8), 2157, 10.1029/2001JB000400.
- Johansson, M. M., K. K. Kahma und H. Boman (2003). An improved estimate of the long-term mean sea level on the Finnish coast. *Geophysica* 39(1-2), 51–73.
- Kakkuri, J. und M. Poutanen (1997). Geodetic determination of the surface topography of the Baltic Sea. *Marine Geodesy* 20(4), 307–316.
- Keihm, S., V. Zlotnicki und C. Ruf (2000). TOPEX Microwave Radiometer performance evaluation, 1992-1998. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38(3), 1379–1386.

- Keruss, M. und 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.
- Killworth, P., D. Stainforth, D. Webbs und S. Paterson (1991). The development of a free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 1333–1348.
- Koch, K.-R. (2004). *Parameterschätzung und Hypothesentests in linearen Modellen* (vierte überarb. Aufl.). Institut für Theoretische Geodäsie der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn.
- Köster, R. (1996). Entstehung der Ostsee. In G. Rheinheimer (Hrsg.): *Meereskunde der Ostsee*. S. 12–17. Springer Berlin Heidelberg.
- Kumar, R., D. Stammer, W. K. Melville und P. Janssen (2003). Electromagnetic bias estimates based on TOPEX, buoy, and wave model data. *Journal of Geophysical Research* 108(C11), 3351, doi:10.1029/2002JC001525.
- Kuo, C., C. K. Shum, A. Braun und J. X. Mitrovica (2004). Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide gauge data in Fennoscandia. *Geophysical Research Letters* 31, L01608, doi: 10.1029/2003GL019106.
- Labroue, S., P. Gaspar, J. Dorandeu, O. Zanifé, F. Mertz, P. Vincent und D. Choquet (2004). Nonparametric estimates of the sea state bias for the Jason-1 radar altimeter. *Marine Geodesy* 27(3-4), 453–481, doi:10.1080/01490410490902089.
- Lambeck, K. (1988). *Geophysical Geodesy - The Slow Deformations of the Earth*. Oxford University Press.
- Lambeck, K., C. Smither und M. Ekman (1998). Tests of glacial rebound models for Fennoscandinavia based on instrumented sea- and lake-level records. *Geophysical Journal International* 135, 375–387.
- Lambeck, K., C. Smither und P. Johnston (1998). Sea-level change, postglacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophysical Journal International* 134, 102–144.
- Le Traon, P. und R. Morrow (2001). Ocean currents and eddies. In L. Fu und A. Cazenave (Hrsg.): *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. International Geophysics Series, Band 69, S. 171–215. Academic Press.
- Leatherman, S. P. (2001). Social and economic costs of sea level rise. In B. C. Douglas, M. S. Kearney und S. P. Leatherman (Hrsg.): *Sea Level Rise. History and Consequences*. S. 181–219. Academic Press.
- Lehmann, A. (1992). Ein dreidimensionales baroklines wirbelauflösendes Modell der Ostsee. Berichte aus dem Inst. f. Meereskunde an der Universität Kiel, Nr. 231.
- Lehmann, A. (1995). A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. *Tellus* 47A, 1013–1031.
- Lehmann, A. und H.-H. Hinrichsen (2000a). On the thermohaline variability of the Baltic Sea. *J. Mar. Sys.* 25, 333–357.
- Lehmann, A. und H.-H. Hinrichsen (2000b). On the wind driven and thermohaline circulation of the Baltic Sea. *Phys. Chem. Earth (B)* 25(2), 183–189.
- Lehmann, A. und 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 und H.-H. Hinrichsen (2002). Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea. *Tellus* 54A, 299–316.
- Lemoine, F. G., S. C. Kenyon, J. K. Factor, R. Trimmer, N. K. Pavlis, D. S. Chinn, C. M. Cox, S. M. Klosko, S. B. Luthcke, M. H. Torrence, Y. M. Wang, R. G. Williamson, E. C. Pavlis, R. H. Rapp und T. R. Olson (1998). The Development of the Joint NASA GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, USA, NASA/TP-1998-206861.
- Lemoine, F. G., D. D. Rowlands, N. P. Zelensky, B. D. Beckley, S. C. Douglas und J. L. Lillibridge (2004). Evaluation of the Geosat Follow-On precise orbit ephemeris. OST/ST Meeting, St. Petersburg, FL, USA, 4-6. Nov. 2004.

- Lemoine, F. G., D. E. Smith, L. Kunz, R. Smith, E. C. Pavlis, N. K. Pavlis, S. M. Klosko, D. S. Chinn, M. H. Torrence, R. G. Williamson, C. M. Cox, K. E. Rachlin, Y. M. Wang, S. C. Kenyon, R. Salman, R. Trimmer, R. H. Rapp und R. Nerem (1997). The Development of the NASA GSFC and NIMA Joint Geopotential Model. In J. Segawa, H. Fujimoto und S. Okubo (Hrsg.): *Gravity, Geoid and Marine Geodesy*. IAG Symposia, Band 117, S. 461–469.
- Liebsch, G. (1997). *Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen*. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Nr. 485.
- Liebsch, G., R. Dietrich, L. Ballani und G. Langer (2000). Die Reduktion langjähriger Wasserstandsmessungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf das Höhensystem HN76. *Die Küste* 62, 3–28.
- Liebsch, G., K. Novotny, R. Dietrich und C. Shum (2002). Comparison of multi-mission altimetric sea-surface heights with tide gauge observations in the southern Baltic Sea. *Marine Geodesy* 25(3), 213–234.
- Lillibridge, J. L., N. P. Zelensky, F. G. Lemoine, B. D. Beckley und Y. Yi (2002). Operational and precise orbit determination for Geosat Follow-On altimetry. 50 years Geodetic Science at The Ohio State University, Weikko A. Heiskanen Symposium, Columbus, Ohio (USA), Oct. 1-4, 2002.
- Lisitzin, E. (1974). *Sea-Level Changes*. Band 8 in Elsevier Oceanography Series. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Luthcke, S., N. Zelensky, D. Rowlands, F. Lemoine und T. Williams (2003). The 1-centimeter orbit: Jason-1 precision orbit determination using GPS, SLR, DORIS, and altimeter data. *Marine Geodesy* 26(3-4), 399–421.
- Luthcke, S. B., N. P. Zelensky, F. G. Lemoine, D. D. Rowlands, B. D. Beckley, T. A. Williams und D. Chinn (2006). Improvement of the complete TOPEX/Poseidon and Jason-1 orbit time series: Current status. OST/ST Meeting Venice, Italy, 13-18 March 2006.
- Lyskowicz, A. (1996). The sea surface topography along the Polish coast of Baltic Sea. 1st Workshop of Subcommittee 1 of IAG SC8 "Studies of the Baltic Sea"; Riga, Latvia, March 28/29, 1996.
- Magaard, L. und W. Krauss (1966). Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. *Kieler Meeresforschungen* 22, 155–162.
- Mäkinen, J. und V. Saaranen (1998). Determination of post-glacial land uplift from the three precise levellings in Finland. *Journal of Geodesy* 72, 516–529.
- Martini, A. und P. Féménias (2000). The ERS SPTR2000 altimetric range correction: Results and validation. Technical report, ESA/ESRIN, ERE-TN-ADQ-GSO-6001.
- Matthäus, W. (1996). Temperatur, Salzgehalt und Dichte. In G. Rheinheimer (Hrsg.): *Meereskunde der Ostsee*. S. 75–81. Springer Berlin Heidelberg.
- McCarthy, D. (Hrsg.) (1996). *IERS Conventions (1996)*. U.S. Naval Observatory. IERS Technical Note No. 21.
- McCarthy, D. und G. Petit (Hrsg.) (2004). *IERS Conventions (2003)*. Verlag des Bundesamtes für Geodäsie und Kartographie, Frankfurt am Main. IERS Technical Note No. 32.
- Meier, H., B. Broman und E. Kjellström (2004). Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. *Climate Research* 27(1), 59–75.
- Ménard, Y., L.-L. Fu, P. Escudier, F. Parisot, J. Perbos, P. Vincent, S. Desai, B. Haines und G. Kunstmann (2003). The Jason-1 mission. *Marine Geodesy* 26(3-4), 131–146.
- Ménard, Y., E. Jeansou und P. Vincent (1994). Calibration of the TOPEX/POSEIDON altimeters at Lampedusa: Additional results at Harvest. *Journal of Geophysical Research* 99(C12), 24.487–24.504.
- Mertz, F., F. Mercier, S. Labroue, N. Tran und J. Dorandeu (2006). ERS-2 OPR data quality assessment. Long-term monitoring - particular investigation. Annual report 2005 of IFREMER Contract No 05/2.210 166. CLS.DOS/NT/06.001.

- Mertz, F., N. Tran, S. Labroue, J. Dorandeu und V. Marieu (2005). ERS-2 OPR data quality assessment. Long-term monitoring – particular investigations. Annual report 2004 of task 2 of IFREMER Contract No 04/2.210.714; CLS.DOS/NT/04.277.
- Miller, S. und C. Wunsch (1973). The pole tide. *Nature Physical Science* 246, 98–102.
- Milne, G., J. Davis, J. Mitrovica, H.-G. Scherneck, J. Johansson, M. Vermeer und H. Koivula (2001). Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Science* 291, 2381–2385.
- 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.
- Moore, P., S. Carnochan, M. Reynolds und P. Sterlini (2000). Long-term stability of altimetric data with applications to mean sea-level change. In K.-P. Schwarz (Hrsg.): *Geodesy Beyond 2000 – The Challenges of the First Decade*. IAG Symposia, Band 121, S. 13–19. Springer.
- Moore, P., S. Carnochan und R. Walmsley (1999). Stability of ERS altimetry during the tandem mission. *Geophysical Research Letters* 26(3), 373–376.
- Moritz, H. (1992). Geodetic Reference System 1980. *Bulletin Géodésique* 66(2), 187–192.
- Morris, C. und S. Gill (1994). Evaluation of the TOPEX/POSEIDON altimeter system over the Great Lakes. *Journal of Geophysical Research* 99(C12), 24.527–24.539.
- Müller, K. (1960). Das Quasigeoid und die Normalhöhen. *Vermessungstechnik* 8(2), 36–40.
- Müller-Navarra, S. (2003). Zu den selbständigen Gezeiten der Ostsee. In W. Fennel und B. Hentzsch (Hrsg.): *Festschrift zum 65. Geburtstag von Wolfgang Matthäus.*, Meereswiss. Berichte Nr. 54, S. 33–37. Institut für Ostseeforschung Warnemünde.
- Naeije, M., E. Schrama und R. Scharroo (2000). The Radar Altimeter Database System project RADSS. Proc. of IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2000).
- Naval Oceanographic Office/NOAA (2002). GEOSAT Follow-On GDR User's Handbook. http://www.grdl.noaa.gov/SAT/gfo/gdr_hbk.htm.
- Nerem, R. S., R. J. Eanes, J. C. Ries und G. T. Mitchum (2000). The use of a precise reference frame in sea level change studies. In R. Rummel, H. Drewes, W. Bosch und H. Hornik (Hrsg.): *Towards an Integrated Global Geodetic Observing System (IGGOS)*. IAG Symposia, Band 120, S. 8–12. Springer.
- Nerem, R. S., F. J. Lerch, J. A. Marshall, E. C. Pavlis, B. H. Putney, B. D. Tapley, R. J. Eanes, J. C. Ries, B. E. Schutz, C. K. Schum, M. M. Watkins, S. M. Klosko, J. C. Chan, S. B. Luthcke, G. B. Patel, N. K. Pavlis, R. G. Williamson, R. H. Rapp, R. Biancale und F. Nouël (1994). Gravity model development for TOPEX/Poseidon: Joint Gravity Models 1 and 2. *Journal of Geophysical Research* 99(C12), 24.421–24.447.
- Nerem, R. S. und G. T. Mitchum (2001). Sea level change. In L. Fu und A. Cazenave (Hrsg.): *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. International Geophysics Series, Band 69, S. 329–349. Academic Press.
- Nocquet, J.-M., E. Calais und B. Parsons (2005). Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Europe. *Geophysical Research Letters* 32, L06308, doi:10.1029/2004GL022174.
- Novotny, K., G. Liebsch, R. Dietrich und A. Lehmann (2002). Sea-level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models. In J. Ádám und K.-P. Schwarz (Hrsg.): *Vistas for Geodesy in the New Millennium*. IAG Symposia, Band 125, S. 493–498. Springer.
- Novotny, K., G. Liebsch, R. Dietrich und A. Lehmann (2004). Comparison of observed and modelled sea-level heights in order to validate and improve the oceanographic model. IVth Study Conference on BALTEX, Gudhjem, Denmark, 24–28 May 2004.
- Novotny, K., G. Liebsch, R. Dietrich und A. Lehmann (2005). Combination of sea-level observations and an oceanographic model for geodetic applications in the Baltic Sea. In F. Sansò (Hrsg.): *A Window on the Future of Geodesy*. IAG Symposia, Band 128, S. 195–200. Springer.
- Novotny, K., G. Liebsch, A. Lehmann und R. Dietrich (2006). Variability of sea surface heights in the Baltic Sea: An intercomparison of observations and model simulations. *Marine Geodesy* 29(2), 113–134, doi:10.1080/01490410600738054.

- NRC (1997). *Satellite Gravity and the Geosphere: Contributions to the Study of the Solid Earth and Its Fluid Envelope*. United States National Research Council (NRC), National Academic Press, Washington, D.C.
- Omstedt, A., J. Elken, A. Lehmann und J. Piechura (2004). Knowledge of the Baltic Sea physics gained during the BALTEX and related programmes. *Progress in Oceanography* 63(1-2), 1–28, doi:10.1016/j.pocean.2004.09.001.
- Parke, M. E., R. H. Steward, D. L. Farless und D. E. Cartwright (1987). On the choice of orbits for an altimetric satellite to study ocean circulation and tides. *Journal of Geophysical Research* 92(C11), 11.693–11.707.
- Peltier, W. (1998). Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Reviews of Geophysics* 36(4), 603–689.
- Picot, N., K. Case, S. Desai und P. Vincent (2004). *AVISO and PODAAC User Handbook. IGDR and GDR Jason Products* (2.1. Aufl.). SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO), JPL D-21352 (PO-DAAC).
- Poutanen, M. (2000). *Sea surface topography and vertical datums using space geodetic techniques*. Publications of the Finnish Geodetic Institute, 128.
- Poutanen, M. und J. Kakkuri (2000). The sea surface of the Baltic - A result from the Baltic Sea Level Project (IAG SSC 8.1). In K.-P. Schwarz (Hrsg.): *Geodesy Beyond 2000 – The Challenges of the First Decade*. IAG Symposia, Band 121, S. 289–294. Springer.
- Poutanen, M., M. Vermeer und J. Mäkinen (1996). The permanent tide in GPS positioning. *Journal of Geodesy* 70, 499–504.
- Pugh, D. (1987). *Tides, Surges, and Mean-Sea-Level*. John Wiley & Sons.
- Rapp, R. (1989). The treatment of permanent tidal effects in the analysis of satellite altimeter data for sea surface topography. *manuscripta geodaetica* 14, 368–372.
- Rapp, R. (1994). Separation between reference surfaces of selected vertical datums. *Bulletin Géodésique* 69, 26–31.
- Rapp, R. (1995). A world vertical datum proposal. *AVN* 102(8/9), 297–304.
- Reigber, C., H. Jochmann, J. Wunsch, S. Petrovic, P. Schwintzer, F. Barthelmes, K.-H. Neumayer, R. König, C. Förste, G. Balmino, R. Biancale, J.-M. Lemoine, S. Loyer und F. Perosanz (2005). Earth gravity field and seasonal variability from CHAMP. In C. Reigber, H. Lühr, P. Schwintzer und J. Wickert (Hrsg.): *Earth Observation with CHAMP. Results from Three Years in Orbit*. S. 25–30. Springer.
- Reigber, C., R. Schmidt, F. Flechtner, R. König, U. Meyer, K. Neumayer, P. Schwintzer und S. Zhu (2005). An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S. *Journal of Geodynamics* 39, 1–10, doi: 10.1016/j.jog.2004.07.001.
- Richter, A., M. Marcos, S. Monserrat, D. Gomis, S. Ruiz, G. Liebsch und R. Dietrich (2005). Comparison and combination of coastal and off-shore tide gauge measurements from Eivissa Island, Western Mediterranean. *Marine Geodesy* 28(4), 271–289. doi: 10.1080/01490410500411711.
- Ries, J. C., J. J. Bordi und T. J. Urban (1999). Precise orbits for ERS-1 using laser ranging and altimeter crossovers. Technical Memorandum CSR-TM-99-02, Center for Space Research, University of Texas, Austin, Texas.
- Ries, J. C., R. J. Eanes und R. S. Nerem (1999). The ITRF97 reference frame and its effect on sea level change studies. TOPEX/Poseidon and Jason-1 Science Team 1999 Meeting, October 25-27.
- Ries, J. C. und B. D. Tapley (1999). Centimeter level orbit determination for the TOPEX/Poseidon altimeter satellite. *Adv. Astronautical Sci.* 102, 583–598.
- Rothacher, M. und H. Drewes (2006). Monitoring the Earth's system with the Global Geodetic Observing System (GGOS). EGU General Assembly 2006, Vienna, Austria, 02–07 April 2006.
- Ruf, C. S. (2002). Characterization and correction of a drift in calibration of the TOPEX Microwave Radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40(2), 509–511.

- Samuelsson, M. und A. Stigebrandt (1996). Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic Sea. *Tellus 48A*(5), 672–683.
- Sánchez, L. (2007). Definition and realisation of the SIRGAS vertical reference system within a globally unified height system. In P. Tregoning und C. Rizos (Hrsg.): *Dynamic Planet 2005. Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools*. IAG Symposia, Band 130, S. 638–645. Springer.
- Scharroo, R., J. Lillibridge, W. Smith und E. Schrama (2004). Cross-calibration and long-term monitoring of the microwave radiometers of ERS, TOPEX, GFO, Jason, and Envisat. *Marine Geodesy 27*(1-2), 279–297.
- Scharroo, R. und P. Visser (1998). Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. *Journal of Geophysical Research 103*(C4), 8113–8127.
- Scharroo, R., P. Visser und N. Peacock (2000). ERS orbit determination and gravity field model tailoring: Recent developments. Proc. of ESA ERS-ENVISAT Symposium „Looking down to Earth in the New Millenium“, Gothenburg, Sweden, Oct. 16th-20th, 2000.
- Scherneck, H.-G., J. Johansson, G. Elgered, J. Davis, B. Jonsson, G. Hedling, H. Koivula, M. Ollikainen, M. Poutanen, M. Vermeer, J. Mitrovica und G. Milne (2002). BIFROST: Observing the three-dimensional deformation of Fennoscandia. In J. Mitrovica und B. Vermeersen (Hrsg.): *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth*. Geodynamics Series, Band 29, S. 69–94. American Geophysical Union.
- Schmidt, R., P. Schwintzer, F. Flechtner, C. Reigber, A. Güntner, P. Döll, G. Ramillien, A. Cazenave, S. Petrovic, H. Jochmann und J. Wunsch (2006). GRACE observations of changes in continental water storage. *Global and Planetary Change 50*(1–2), 112–126.
- Schumacher, W. (2003). *Flutkatastrophen an der deutschen Ostseeküste*. Verlag Redieck und Schade GmbH, Rostock.
- Seeber, G. (1989). *Satellitengeodäsie*. Walter de Gruyter.
- Seifert, T., F. Tauber und B. Kayser (2001). A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea – revised edition. Proceedings of the Baltic Sea Science Congress, Stockholm 25-29. November 2001.
- Shum, C. K., P. L. Woodworth, O. B. Andersen, G. D. Egbert, O. Francis, C. King, S. M. Klosko, C. Le Provost, X. Li, J.-M. Molines, M. E. Parke, R. D. Ray, M. G. Schlax, D. Stammer, C. C. Tierney, P. Vincent und W. C. I (1997). Accuracy assessment of recent ocean tide models. *Journal of Geophysical Research 102*(C11), 25173–25194.
- Shum, C. K., Y. Yi, K. Cheng, C. Kuo, A. Braun, S. Calmant und D. Chambers (2003). Calibration of JASON-1 altimeter over Lake Erie. *Marine Geodesy 26*(3-4), 335–354.
- Shum, C. K., C. Zhao, Y. Yi, D. Cotton, J. Finkelstein, D. Hancock, G. Jacobs, S. Klingenberger, F. Lemoine, N. Zelensky, J. Lillibridge, J. McMillan und M. Rau (2001). Calibration and validation of GFO radar altimeter data. 26th General Assembly European Geophysical Society, Nice, France, March 25-30, 2001.
- Steward, R. (2004). Introduction to Physical Oceanography. Open-Source Textbook, Department of Oceanography, Texas A&M University.
- Stige, H.-J. (1989). Nullpunktkorrektur für die DDR-Küstenpegel (Mitteilung der Wasserwirtschafts-direktion Küste). *Beitr. Meereskd. 60*, 53–59.
- Stum, J. (1998). A comparison of the brightness temperatures and water vapor path delays measured by the TOPEX, ERS-1, and ERS-2 microwave radiometers. *Journal of Atmospheric and Oceanographic Technology 15*, 987–994.
- Sünkel, H. (1993). Vorlesungsscriptum Ausgleichsrechnung 2. TU Graz (Österreich), Inst. f. Theoretische Geodäsie, Abt. f. Mathematische Geodäsie und Geoinformatik.
- Tapley, B., S. Bettadpur, M. Watkins und C. Reigber (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters 31*, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.

- Tapley, B. und M. Kim (2001). Applications to geodesy. In L. Fu und A. Cazenave (Hrsg.): *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. International Geophysics Series, Band 69, S. 371–406. Academic Press.
- Tapley, B., J. Ries, S. Bettadpur, D. Chambers, M. Cheng, F. Condi, B. Gunter, Z. Kang, P. Nagel, R. Pastor, T. Pekker, S. Poole und F. Wang (2005). GGM02 – An Improved Earth Gravity Field Model from GRACE. *Journal of Geodesy* 79(8), 467–478, doi 10.1007/s00190-005-0480-z.
- Tapley, B. D., J. C. Ries, G. W. Davis, R. J. Eanes, B. E. Schutz, C. K. Shum, M. M. Watkins, J. A. Marshall, R. S. Nerem, B. H. Putney, S. M. Klosko, S. B. Luthcke, D. Pavlis, R. G. Williamson und N. P. Zelensky (1994). Precision orbit determination for TOPEX/Poseidon. *Journal of Geophysical Research* 99(C12), 24.383–24.404.
- Tapley, B. D., M. M. Watkins, J. C. Ries, G. W. Davis, R. J. Eanes, S. R. Poole, H. J. Rim, B. E. Schutz, C. K. Shum, R. S. Nerem, F. J. Lerch, J. A. Marshall, S. M. Klosko, N. K. Pavlis und R. G. Williamson (1996). The Joint Gravity Model 3. *Journal of Geophysical Research* 101(B12), 28.029–28.049.
- Torge, W. (2003). *Geodäsie* (2. Aufl.). Walter de Gruyter.
- Torge, W. und H. Denker (1999). Zur Verwendung des Europäischen Gravimetrischen Quasigeoids EGG97 in Deutschland. *Zeitschrift für Vermessungswesen* 1999(5), 154–166.
- Trupin, A. und J. Wahr (1990). Spectroscopic analysis of global tide gauge sea level data. *Geophys. J. Int.* 100, 441–453.
- Vincent, P., S. Desai, J. Dorandeu, M. Ablain, B. Soussi, P. Callahan und B. Haines (2003). Jason-1 geophysical performance evaluation. *Marine Geodesy* 26(3-4), 167–186.
- Vincent, P., J. Verron, P. Bahurel, P. Y. Le Traon, L. Eymard, F. Remy, J. F. Cretaux, J. Tournadre und B. Chapron (2000). The AltiKa altimetry mission: Science objectives and system definition. IEEE 2000 International Publication, Band 7.
- Wahr, J. (1985). Deformation induced by polar motion. *Journal of Geophysical Research* 90(B11), 9.363–9.368.
- Watson, C., R. Coleman, N. White, J. Church und R. Govind (2003). Absolute calibration of TOPEX/Poseidon and Jason-1 using GPS buoys in Bass Strait, Australia. *Marine Geodesy* 26(3-4), 285–304.
- Watson, C., N. White, R. Coleman, J. Church, P. Morgan und R. Govind (2004). TOPEX/Poseidon and Jason-1: Absolute calibration in Bass Strait, Australia. *Marine Geodesy* 27(1-2), 107–131.
- Weise, H. (1990). *Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen im südlichen Ostseeraum*. Veröffentlichung des Zentralinstituts für Physik der Erde, Nr. 115.
- Wolf, M. (1999). Untersuchungen von Hochwasserereignissen zur Verifizierung der Bemessungshochwasserstände in Mecklenburg-Vorpommern. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie.
- Woodworth, P. (1985). A world-wide search for the 11-yr solar cycle in mean sea-level records. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 80, 743–755.
- Woodworth, P., P. Moore, X. Dong und R. Bingley (2004). Absolute calibration of the Jason-1 altimeter using UK tide gauges. *Marine Geodesy* 27(1-2), 95–106.
- Woodworth, P. und R. Player (2003). The Permanent Service for Mean Sea Level: An update to the 21st century. *Journal of Coastal Research* 19(2), 287–295.
- Wróblewski, A. (1992). The effect of atmospheric pressure field on seasonal Baltic Sea level oscillations. *Oceanologia* 32, 5–18.
- Wübbler, C. und W. Krauss (1979). The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. *Oceanologica Acta* 2(4), 435–446.

Anhang

A Permanente Festerdegezeiten

Entsprechend der unterschiedlichen Berücksichtigung der durch die Gezeitenwirkung hervorgerufenen permanenten Verformung des Erdkörpers wird zwischen drei Konzepten unterschieden:

- Als *tide free*¹ („gezeitenfrei“) wird ein Wert bezeichnet, der um alle gezeitenbedingten Effekte korrigiert ist².
- Die Bezeichnung *zero tide* („Null-Gezeiten“) wird für Größen verwendet, bei denen nur der direkte (externe) Einfluss des Gezeitenpotentials beseitigt wird, der indirekte Effekt (Deformation der Erdkruste bzw. das daraus resultierende Deformationspotential) jedoch erhalten bleibt.
- Bleiben die Effekte der permanenten Gezeitendeformation vollständig erhalten (direkter und indirekter Effekt), ergibt sich das *mean tide* System („mittlere Gezeiten“).

Mit den in den *IERS Conventions (2003)* angegebenen Zahlenwerten (McCarthy und Petit 2004, Kapitel 7.1.3) ergibt sich in Ekmans Notation für die Umrechnung ellipsoidischer Höhen (h) bezogen auf eine mittlere (*mean tide*) und eine *zero tide* Erdkruste bzw. von Geoidundulationen (N) bezogen auf ein mittleres und ein Null-Geoid (vgl. Ekman 1988):

$$\begin{aligned}\Delta h &= h_{mean\ t.} - h_{zero\ t.} = h_2 \cdot \bar{N} \\ \Delta N &= N_{mean\ t.} - N_{zero\ t.} = \bar{N} \\ \bar{N} &= (9,92 - 29,80 \sin^2\varphi + 0,03 \sin^4\varphi) \text{ cm}\end{aligned}$$

h_2 ist hier eine Lovesche Zahl mit $h_2 = 0,6078$ (McCarthy und Petit 2004), φ bezeichnet die geographische Breite des Punktes.

¹In älteren Publikationen wird dieses System als *non-tidal* bezeichnet, siehe z.B. Ekman 1988; Poutanen u.a. 1996.

²In den Konventionen des IERS (*IERS Conventions 2003*, McCarthy und Petit 2004) werden diese Werte als „*conventional tide free*“ bezeichnet, da die Korrektur der Gezeiteneffekte auf Modellen beruht, die selbst nicht durch unabhängige Beobachtungen bestätigt werden können.

B Gauß-Markov-Modell mit Restriktionen

Die Beobachtungsgleichungen setzen die beobachteten Größen mit den unbekanntem Parametern in Verbindung. Damit bilden sie ein lineares Modell in der Weise, dass die als Zufallsvariablen betrachteten Beobachtungen als lineare Funktion der zu bestimmenden Parameter ausgedrückt werden (Koch 2004). Dieser Zusammenhang zwischen dem Zufallsvektor \mathbf{y} (mit dem Erwartungswert $E(\mathbf{y})$ und der Kovarianzmatrix $D(\mathbf{y})$) und dem Parametervektor $\boldsymbol{\beta}$ wird üblicherweise durch die Matrix \mathbf{A} ausgedrückt. Damit erhält man ein Gauß-Markov-Modell (Koch 2004)

$$\mathbf{A} \boldsymbol{\beta} = E(\mathbf{y}) \quad \text{mit} \quad D(\mathbf{y}) = \sigma^2 \mathbf{P}^{-1}$$

in dem die Gewichtsmatrix \mathbf{P} bekannt ist.

Die Parameter sollen im Weiteren nicht voneinander unabhängig sein. Das heißt, sie werden durch zusätzliche Bedingungen miteinander verknüpft, die durch eine Matrix bekannter Koeffizienten \mathbf{H} beschrieben werden. Dies führt auf ein Gauß-Markov-Modell mit Restriktionen:

$$\mathbf{A} \boldsymbol{\beta} = E(\mathbf{y}) \quad \text{mit} \quad \mathbf{H} \boldsymbol{\beta} = \boldsymbol{\omega} \quad \text{und} \quad D(\mathbf{y}) = \sigma^2 \mathbf{P}^{-1}$$

Die Parameterschätzung nach der Methode der kleinsten Quadrate (MkQ) erfordert die Minimierung der Quadratsumme

$$(\mathbf{y} - \mathbf{A} \boldsymbol{\beta})^T (\mathbf{y} - \mathbf{A} \boldsymbol{\beta}) / \sigma^2 \quad \text{unter der Bedingung} \quad \mathbf{H} \boldsymbol{\beta} = \boldsymbol{\omega}$$

Das Normalgleichungssystem für die Schätzwerte $\tilde{\boldsymbol{\beta}}$ und die Lagrangeschen Multiplikatoren \mathbf{k} lautet dann ($\mathbf{N} = \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A}$)

$$\begin{bmatrix} \mathbf{N} & \mathbf{H}^T \\ \mathbf{H} & \mathbf{0} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \tilde{\boldsymbol{\beta}} \\ \mathbf{k} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{y} \\ \boldsymbol{\omega} \end{bmatrix}$$

Wird die Inverse der symmetrischen, blockstrukturierten Normalgleichungsmatrix wiederum als symmetrische Blockmatrix dargestellt, ergibt sich für die Berechnung von $\tilde{\boldsymbol{\beta}}$ (vgl. Sünkel 1993):

$$\begin{bmatrix} \tilde{\boldsymbol{\beta}} \\ \mathbf{k} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{N} & \mathbf{H}^T \\ \mathbf{H} & \mathbf{0} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{y} \\ \boldsymbol{\omega} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{M} & \mathbf{K}^T \\ \mathbf{K} & \mathbf{L} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{y} \\ \boldsymbol{\omega} \end{bmatrix}$$

$$\tilde{\boldsymbol{\beta}} = \mathbf{M} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{y} + \mathbf{K}^T \boldsymbol{\omega}$$

Im Falle normalverteilter Beobachtungen entspricht die Lösung nach MkQ einer besten linearen erwartungstreuen Schätzung (BLUE – *Best Linear Unbiased Estimation*) (Koch 2004).

