

Kinematik des Meeresspiegels: Eddies, Gezeiten, Meerestopographie und Meeresspiegelanstieg

Wolfgang Bosch, Denise Dettmering, Roman Savcenko und Christian Schwatke

Zusammenfassung

Seit vielen Jahren untersucht das DGFI die Kinematik des Meeresspiegels und trägt damit der Tatsache Rechnung, dass der Meeresspiegel und seine zeitlichen Änderungen von grundlegender Bedeutung für die Geodäsie und andere Geowissenschaften sind. Die Kombination gleichzeitig messender Altimetersysteme mit unterschiedlichen Abtasteigenschaften führt auf einen konsistenten Datenbestand und liefert eine umfassende Fehlerbeschreibung der Altimetermessungen. Bei deren Interpolation werden Korrelationen berücksichtigt und Varianzkomponenten der verschiedenen Missionen geschätzt. Die Untersuchungen zur Kinematik des Meeresspiegels decken mit dem Erkennen und Verfolgen von Eddies, der Analyse globaler Meeresgezeiten, der Abschätzung der Meerestopographie und den saisonalen sowie langperiodischen Veränderungen nahezu alle räumlichen und zeitlichen Skalen ab.

Summary

Since many years DGFI investigates the sea level kinematics and thereby accommodates the fact that the sea level and its variation is of high relevance for geodesy and other Earth sciences. The combination of contemporaneous altimeter systems with different sampling characteristics leads to a consistent data base and provides a comprehensive characterization of altimeter errors. The interpolation accounts for correlations and estimates variance components for different missions. The investigations on the sea level kinematics covers nearly all spatial and temporal scales: it includes the identification and tracking of Eddies, the analysis of global ocean tides, the estimations of the sea surface topography and seasonal as well as long-period sea level changes.

1 Kombination unterschiedlicher Altimetermissionen

Seit Oktober 1992 stehen durchgängig die Daten von mindestens zwei, zeitweise bis zu sechs zeitgleich messenden Altimetermissionen zur Verfügung (siehe Tab. 1). Erst die gemeinsame Auswertung dieser Missionen ermöglicht eine genaue Überwachung der Meeresoberfläche über längere Zeiträume. Voraussetzung dafür ist eine umfangreiche Vorverarbeitung, die die Daten verschiedener Missionen durch Verwendung gleicher Bezugssysteme und Korrekturmodelle harmonisiert und relativ zueinander kalibriert. Bei sorgfältiger Vorverarbeitung erhält man ein konsistentes System aller Missionen, das wie ein einziges Altimetersystem mit der bestmöglichen räumlichen und zeitlichen Messauflösung genutzt werden kann.

Tab. 1: Messperioden und Abtasteigenschaften der Altimetermissionen, die seit 1992 betrieben wurden

Mission	Betrieb [Monat. Jahr]	Breiten- abdeckung [°]	Wiederhol- Zyklus [Tage]	Spur- abstand [km]
ERS-1	04.1992–04.1996	±81,5°	3/35/169	932/80/17
TOPEX	09.1992–10.2005	±66,0°	9,9	315
ERS-2	04.1995–04.2003	±81,5°	35	80
GFO	01.2000–09.2008	±72,0°	17	165
Jason-1	01.2002 –	±66,0°	9,9	315
ENVISAT	09.2002 –	±81,5°	35	80
ICESat	10.2003 –	±86,0°	91	30
Jason-2	07.2008 –	±66,0°	9,9	315

Nach der Harmonisierung der Ausgangsdaten erfolgt die Kalibrierung der Missionen mithilfe einer »Multi-Mission«-Kreuzungspunktanalyse. Dabei nutzt man aus, dass die Meereshöhen am Schnittpunkt zweier Satellitenspuren doppelt beobachtet werden und – soweit zeitliche Meeresspiegelvariationen vernachlässigbar sind – identisch sein sollten. Dass die Differenz der Meereshöhen nicht verschwindet, ist bedingt durch Messfehler, Fehler der Korrekturmodelle, Bahnfehler oder nicht erkannte Systematiken. Die Kreuzungspunktanalyse wird seit langem erfolgreich angewendet um derartige Fehler zu schätzen und zu korrigieren (Kozel et al. 1994).

Im Rahmen einer Ausgleichung nach kleinsten Quadraten lassen sich die Kreuzungspunktdifferenzen zwischen allen sich kreuzenden Bahnspuren minimieren, um radiale Fehler für jede Mission zu schätzen. Um diesen radialen Fehlern ein glattes Verhalten über die Zeit zu geben, wird am DGFI keine analytische Funktion angesetzt, sondern die Differenzen aufeinanderfolgender radialer Fehler einer Mission werden zusätzlich minimiert (Bosch 2007). Dabei erfolgt eine Gewichtung der eingeführten Beobachtungen

nach (i) der Standardabweichung, die sich bei der Interpolation der Meereshöhe auf die Kreuzungspunktposition ergibt, (ii) der Zeitdifferenz zwischen den Messungen auf dem Kreuzungspunkt bzw. den aufeinanderfolgenden radialen Fehlern und (iii) durch eine Varianzkomponentenschätzung (VCE), die sowohl das Genauigkeitsniveau der einzelnen Missionen untereinander als auch das Verhältnis zwischen Kreuzungspunktdifferenzen und aufeinanderfolgenden radialen Fehlern festlegt.

Die Kreuzungspunktanalyse wird in Zeitfenstern von zehn Tagen (einem TOPEX Zyklus) mit jeweils drei Tagen Überlappung zu den Nachbarzyklen durchgeführt. Pro Zeitraum ergeben sich dabei je nach Anzahl der aktiven Missionen ca. 20000 bis 120000 Kreuzungspunkte, die (über den Ozeanen) im Mittel etwa 15 Sekunden (ca. 100 km) auseinanderliegen. Damit besteht eine gute Bahn-

abdeckung und eine sehr hohe Redundanz, die eine zuverlässige Bestimmung der radialen Fehler erlaubt. Die Normalgleichungen des Ausgleichungsproblems sind extrem groß, aber schwach besetzt und werden deshalb durch »konjugierte Gradienten«, einen iterativen Algorithmus, gelöst (Bosch and Savcenko 2007). Minimiert man ausschließlich Differenzen, besitzt das Normalgleichungssystem einen Rangdefekt von 1. Er wird behoben durch Einführung einer Referenzmission (i. d. R. TOPEX), deren Fehlersumme in jedem Zyklus zu null gesetzt wird. Damit handelt es sich bei allen Ergebnissen lediglich um relative Kalibrierungen in Bezug auf die TOPEX-Mission.

Für jede Mission können die geschätzten radialen Fehler sowohl zeitlich als auch örtlich analysiert werden. Die empirisch bestimmten Auto-Kovarianzfunktionen, die für einige Missionen in Abb. 1 dargestellt sind, lassen schnell abklingende Kovarianzen erkennen. Sie nehmen nach den jeweiligen Satellitenumlaufzeiten Nebenmaxima an und weisen damit auf Korrelationen der radialen Fehler benachbarter Bahnspuren hin. Aus den Zeitreihen der radialen Fehler lassen sich auch für jede Mission und jeden 10-Tage-Zyklus mittlere Streckenfehler ermitteln (siehe Abb. 2). Die z. T. deutlichen Schwankungen von Zyklus zu Zyklus sind fast alle durch konkrete Ereignisse (z. B. Ausfall des Altimetersensors, des Mikrowellenradiometers oder Wechsel von Korrekturmodellen) erklärbar.

Untersucht man die Fehler räumlich und bildet das arithmetische Mittel der Fehler von auf- und absteigenden Bahnspuren, stößt man auf sogenannte geographisch korrelierte Fehler (Dettmering and Bosch 2010). Diese sind besonders kritisch, weil sie sich direkt auf die Meereshöhen übertragen, aber in den Kreuzungspunktdifferenzen einzelner Missionen herausfallen. In Abb. 3 sind die relativen geographisch korrelierten Fehler zwischen Jason-2 und ENVISAT dargestellt. Die deutliche syste-

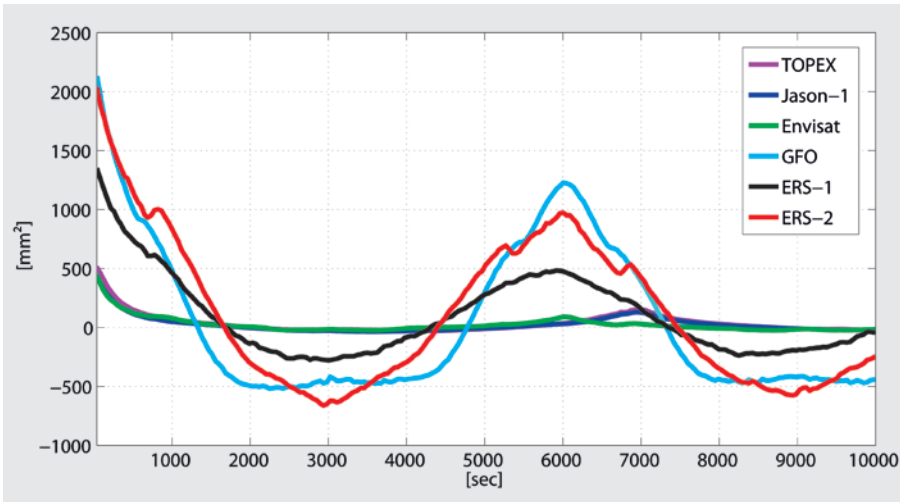


Abb. 1: Empirische Auto-Kovarianzfunktionen der radialen Fehler ausgewählter Missionen. Die ausgeprägten Nebenmaxima (v. a. GFO und ERS) weisen auf Korrelationen benachbarter Bahnspuren und damit auf geographisch korrelierte Fehler hin.

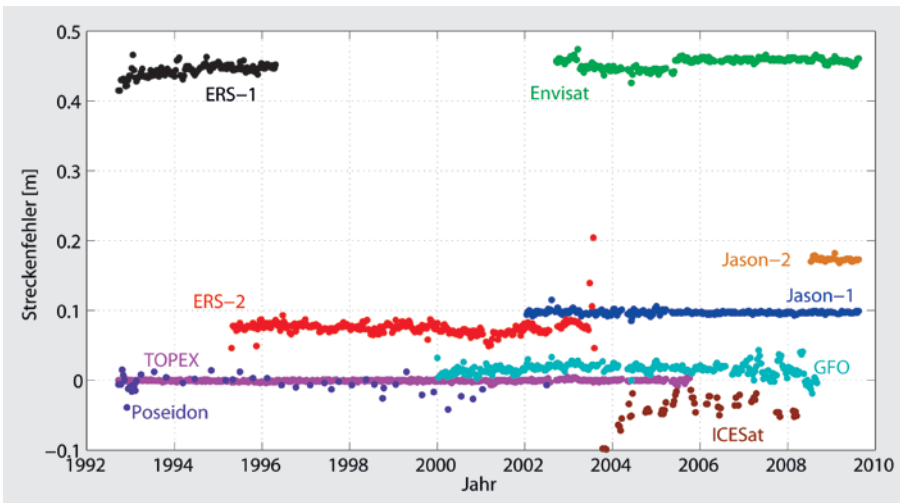


Abb. 2: Relative Streckenfehler (m) aller gemeinsam kalibrierten Altimetermissionen pro zehntägigem Zyklus. TOPEX ist Referenzmission, deren Fehlersumme auf null erzwungen wurde.

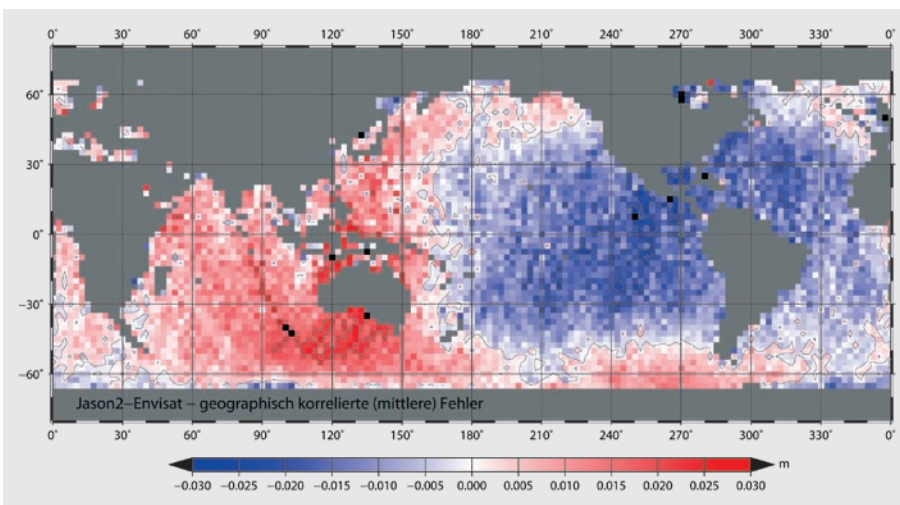


Abb. 3: Geographisch korrelierte Fehler (m), relative Unterschiede zwischen Jason-2 und ENVISAT. Die Extremwerte der systematischen Unterschiede liegen nahe 90° bzw. 270°, sie wären deshalb durch Verschiebung in der y-Achse erklärbar.

matische Verteilung weist auf eine Verschiebung des Ursprungs in y-Richtung hin, deren Ursache bisher noch nicht vollständig geklärt ist. Möglicherweise sind die Realisierungen der terrestrischen Bezugssysteme, die zur Bahnbestimmung eingesetzt wurden, nicht konsistent.

Die Zerlegung und Interpretation der radialen Fehleranteile kann Rückschlüsse auf deren Ursachen liefern. Solange diese nicht behoben sind, ist über die Korrektur der geschätzten radialen Fehler eine Verknüpfung der Missionen möglich, da die systematischen Unterschiede ausgeglichen werden. Dabei sollte man sich allerdings der Tatsache bewusst sein, dass unter Umständen unterschiedliche Bezugssysteme vermischt werden können (wenn z.B. die Bahnrealisierungen der Missionen voneinander abweichen).

Alle Multi-Missions-Anwendungen der folgenden Kapitel basieren auf Daten, die um die hier vorgestellten radialen Fehler korrigiert wurden.

2 Das Interpolationsproblem und die Identifizierung und Verfolgung von Eddies

Entlang der Bahnspuren der Altimetersatelliten wird eine dichte Folge von Meereshöhen mit etwa 6.5 km Abstand gemessen. Der Abstand der Bahnspuren ist dagegen sehr groß, bei TOPEX und Jason beträgt er am Äquator etwa 315 km. Dadurch entstehen große, rautenförmige Messlücken, die bestenfalls von den Bahnspuren anderer Altimetersatelliten gefüllt werden. Die sich kreuzenden Bahnspuren eines Satelliten werden aber auch nicht gleichzeitig überflogen, sondern mit einem von der Breite abhängigen Zeitversatz, der bis zur Hälfte des Wiederholzyklus betragen kann (bei TOPEX z.B. ±5 Tage).

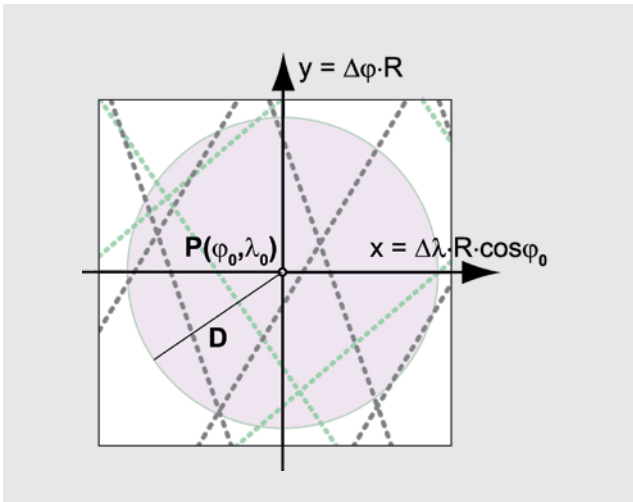


Abb. 4: Typisches Interpolationsszenario in der Satellitenaltimetrie, Bodenspuren verschiedener Satelliten

Um unter diesen Voraussetzungen an einem Gitterpunkt eine Zeitreihe von Meereshöhen abzuleiten, nutzt man am besten die Ergebnisse des vorherigen Abschnittes und kombiniert die Abtasteigenschaften aller verfügbaren Missionen.

In dem durch den Radius D begrenzten Umkreis eines Gitterpunktes (φ_0, λ_0) können die Meereshöhen $h_i = h(\varphi_i, \lambda_i)$ in einem lokalen, kartesischen x, y -Koordinatensystem (vgl. Abb. 4) durch eine hyperbolische Flächenfunktion

$$h_i = a + bx_i + cy_i + dx_i y_i \quad (1)$$

dargestellt werden (Flächen höheren Polynomgrades sind tendenziell instabil). Durch Ausgleichung lassen sich aus den beobachteten Meereshöhen $\mathbf{h}' = (h_1, h_2, \dots)$ die Parameter $\mathbf{B}' = (a, b, c, d)$ bestimmen, wobei die Dispersionsmatrix $D(\mathbf{h}_s)$ (i), die aus Abschnitt 1 bekannten Korrelationen R_{ss} (vgl. Abb. 1) zwischen allen Beobachtungen einer Bodenspur s berücksichtigt und (ii) zusätzlich Gewichte $P = \text{diag}(d_{1/2}^2 / (d_1^2 + d_{1/2}^2))$ einführt, invers zu den Quadraten der Abstände d_i zum Gitterpunkt ($d_{1/2}$ bezeichnet die Halbwertsbreite). Für die n_s Beobachtungen einer Bodenspur s lassen sich die Gleichungen in Matrixschreibweise gemäß

$$\mathbf{h}_s + \mathbf{e}_s = \mathbf{A}_s \mathbf{\beta} \quad (2)$$

mit

$$D(\mathbf{h}_s) = \sigma_{\text{Sat}}^2 \mathbf{Q}_{ss} \text{ und } \mathbf{Q}_{ss} = \mathbf{P}^{-1/2} \mathbf{R}_{ss} \mathbf{P}^{-1/2} \quad (3)$$

mit dem Residuenvektor \mathbf{e}_s und der Jakobimatrix \mathbf{A}_s darstellen. Für alle n_{Sat} Bodenspuren eines Satelliten wird eine ebenfalls zu schätzende Varianzkomponente σ_{Sat}^2 eingeführt. Werden nun die Bodenspuren aller Satelliten innerhalb einer bestimmten Messperiode betrachtet, ergibt sich $\mathbf{\beta}$ als Lösung der akkumulierten Normalgleichungen

$$\mathbf{\beta} = \mathbf{N}^{-1} \mathbf{r} \quad (4)$$

mit

$$\mathbf{N} = \sum_{\text{Sat}} 1 / \sigma_{\text{Sat}}^2 \sum_s \mathbf{A}'_s \mathbf{Q}_{ss}^{-1} \mathbf{A}_s \quad (5)$$

und

$$\mathbf{r} = \sum_{\text{Sat}} 1 / \sigma_{\text{Sat}}^2 \sum_s \mathbf{A}'_s \mathbf{Q}_{ss}^{-1} \mathbf{h}_s \quad (6)$$

Die ausgeglichene Meereshöhe im Gitterpunkt entspricht dem Wert des Parameters a aus Gleichung (1). In Anlehnung an Koch and Kusche (2002) lassen sich die Varianzkomponenten σ_{Sat}^2 durch

$$\sigma_{\text{Sat}}^2 = \sum_s \mathbf{e}'_s \mathbf{Q}_{ss}^{-1} \mathbf{e}_s / r_{\text{Sat}} \quad (7)$$

mit der partiellen Redundanz

$$r_{\text{Sat}} = \sum_s n_s - \text{tr} \left[1 / \sigma_{\text{Sat}}^2 \left(\sum_s \mathbf{A}'_s \mathbf{Q}_{ss}^{-1} \mathbf{A}_s \right) \mathbf{N}^{-1} \right] \quad (8)$$

schätzen und in ein oder mehreren Iterationen berücksichtigen. Mit der Matrix R_{ss} in Gleichung (3) führt das Interpolationsverfahren korrelierte Beobachtungen ein und objektiviert die relativen Gewichtungen verschiedener Altimetersatelliten durch die Schätzung der Varianzkomponenten gemäß Gleichung (7) und (8).

Besondere Interpolation-Anforderungen ergeben sich für die Erkennung und Verfolgung von Eddies. Eddies sind Wirbel von 50 bis 300 km Ausdehnung, deren Wasserstand mehrere Dezimeter vom mittleren Meeresspiegel abweicht. Sie bilden sich vor allem in den turbulenten westlichen Randströmungen (z.B. Golfstrom oder Kuroshio) aus. Da sie relativ kurzlebig sind (einige Wochen bis zu wenigen Monaten), gelingt die Verfolgung vor allem durch Altimetersatelliten mit kurzem Wiederholzyklus (TOPEX und Jason, vgl. Tab. 1).

Um Eddies zu erkennen, werden zunächst Mittelwerte und saisonale Variationen der Meereshöhen berechnet und reduziert. In den verbleibenden Meereshöhenanomalien sucht man dann nach Zentrum, Höhe und Ausdehnung anomaler Wasserstände (Schwatke 2008). Zwei der untersuchten Verfahren erwiesen sich als besonders geeignet: Der »Chain-Algorithmus« ermittelt Umfang und Höhe von Isolinien der zuvor gerasterten Höhenanomalien und erkennt Eddies durch das Überschreiten geeigneter Grenzwerte. Eine alternative Segmentierung beruht ähnlich wie die oben dargestellte Interpolation auf der Schätzung kubischer Flächenmodelle, deren Extremwerte ermittelt und wiederum mit Grenzwerten verglichen werden.

Um Eddies zu verfolgen, untersucht man die Zeitreihen der gefundenen Extrema auf kürzeste räumliche und zeitliche Abstände. Dabei wird das Wissen genutzt, dass sich Eddies kaum schneller als 1 m/s verlagern. Lage und Wanderung der identifizierten Eddies (siehe

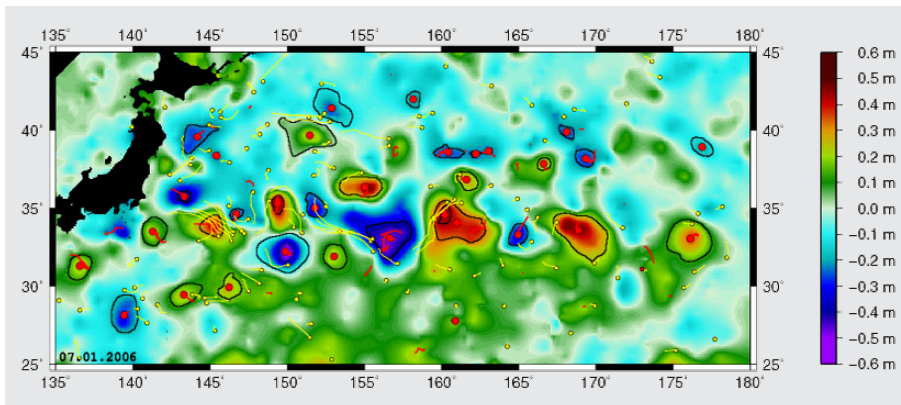


Abb. 5: Automatischen Erkennung von Eddies mit dem »Chain-Algorithmus« im Bereich des Kuroshio. Rote Punkte und Linien zeigen Ausgangspunkt und Wanderung innerhalb von 30 Tagen. Gelbe Punkte und Linien zeigen Ausgangspunkt und Wanderung der »ARGO-floats« (eine Animation hierzu befindet sich auf www.dgfi.badw.de/?182).

Abb. 5) können überprüft werden mit den Bewegungen von »ARGO-floats« (www.argo.ucsd.edu). Das sind Schwimmer, deren Positionen regelmäßig an ein Satellitensystem übermittelt werden. Aufgrund der Corioliskraft umfließen die Schwimmer auf der Nordhalbkugel Eddies mit positivem Wasserstand im Uhrzeigersinn, mit negativem Wasserstand dagegen im Gegenuhrzeigersinn.

3 Empirische Gezeitenmodellierung

Ozeangezeiten machen 70% der Gesamtvariabilität des Meeres aus, wobei die stärksten Partialtiden ganz- und halbtägige Perioden aufweisen (Le Provost 2001). Altimetersatelliten tasten die Gezeiten jedoch nur im Abstand von 10, 17 oder 35 Tagen ab (vgl. Tab. 1). Dadurch entstehen Alias-Effekte, d. h. ganz- und halbtägigen Tiden werden erst nach deutlich längeren Perioden sichtbar und die Trennung einzelner Tiden wird erst durch sehr lange Messreihen möglich. Der Zeitraum aller heute verfügbaren Altimetermessreihen erlaubt es aber, trotz der Alias-Effekte die wichtigsten Partialtiden zu berechnen und voneinander zu trennen. Dies wurde bereits mit dem empirischen Gezeitenmodell EOT08a (Savcenko und Bosch 2008, Bosch et al. 2009) demonstriert. Die Entwicklung des neuen Gezeitenmodells EOT10a beruht auf einem wesentlich verbesserten Schätzverfahren und nutzt die Messungen von TOPEX/Poseidon, Jason-1, ERS-1/2, ENVISAT und GFO. Sie decken den Zeitraum von Oktober 1992 bis August 2009 ab und sind damit ausreichend lang, um die wichtigsten Tiden abzuleiten. Es werden zwei langperiodische (Mf und Mm), vier ganztägige (O1, K1, P1 und Q1), vier halbtägige (M2, S2, N2, K2) sowie die nicht-lineare Tide M4 durch eine vermittelnde Ausgleichung geschätzt. Die Beobachtungsgleichung für die Meereshöhen h_k und deren Residuen v_k

$$\begin{aligned}
 &h_k(t) + v_k \\
 &= m + \sum_{i=1}^n f_i(t) [c_i \cos(\omega_i t + u_i(t)) + s_i \sin(\omega_i t + u_i(t))] \\
 &\quad + \sum_{j=1}^m A_j \cos(\Omega_j t) + B_j \sin(\Omega_j t) \tag{9}
 \end{aligned}$$

enthalten mit c_i und s_i die Kosinus- und Sinuskoeffizienten der $n = 11$ Partialtiden, Knotenkorrekturen f_i für Amplituden und u_i für die Phasen und die astronomischen Argumente ω_i . Zusätzlich werden auch Mittelwert m sowie Kosinus- und Sinuskoeffizienten A_j und B_j von ganz- und halbjährlichen Schwingungen geschätzt.

Die Gezeitenanalyse erfolgt auf den Knoten eines regelmäßigen $15' \times 15'$ Koordinatengitters mit allen Messungen, die innerhalb eines Einflusskreises mit einem sphärischen Radius von 1.5° liegen. Wie bei der Interpolation (siehe Abschnitt 2), werden die Korrelationen zwischen Messungen auf der gleichen Bahnspur durch Kovarianzfunktionen berücksichtigt, die empirisch nach einer Multi-Missions-Kreuzungspunktanalyse bestimmt wurden. Innerhalb des Einflusskreises kann man das Abklingen der Kovarianzfunktionen als linear annehmen. Die Messungen werden außerdem mittels einer Gauß'schen Funktion und dem Abstand zwischen Messposition und Gitterknoten gewichtet, wobei die Halbwertsbreite ein Drittel des Einflussradius beträgt. Eine Varianzkomponentenschätzung berücksichtigt – wie im Abschnitt 2 beschrieben – die unterschiedliche Genauigkeit der Altimetermissionen. Damit wird erstmalig bei einer Gezeitenanalyse eine möglichst konsequente und objektive Fehlerfortpflanzung durchgeführt.

Die Gezeitenanalyse erfolgt als residuale Analyse mit Meereshöhen, die bereits um Ozean- und Auflastgezeiten des FES2004 Gezeitenmodells (Lyard et al. 2006) reduziert sind. Aus den residualen Meereshöhen werden dann für die oben genannten Partialtiden residuale elastische Ozeangezeiten (d. h. die Summe von Ozean- und Auflastgezeiten) geschätzt und den Partialtiden von FES2004 hinzugefügt. Um Auflast- und Ozeangezeiten zu trennen, berechnet man die Auflastgezeiten mithilfe der Love'schen Zahlen aus einer Kugelfunktionsreihe bis Grad 720 und ermittelt die »reinen« Ozeangezeiten durch Abzug der Auflastgezeiten von den elastischen Gezeiten.

Die geschätzten residualen Gezeiten erreichen in Flachwasserbereichen wie dem Nordwesteuropäischen Schelf, Patagonien oder im Gelben Meer (siehe Abb. 6) erhebliche Amplituden, für die halbtägigen Partialtiden bis zu 15 cm. Für ganztägige, langperiodische und nicht-linearen Gezeiten betragen die residualen Amplituden mehrere Zentimeter.

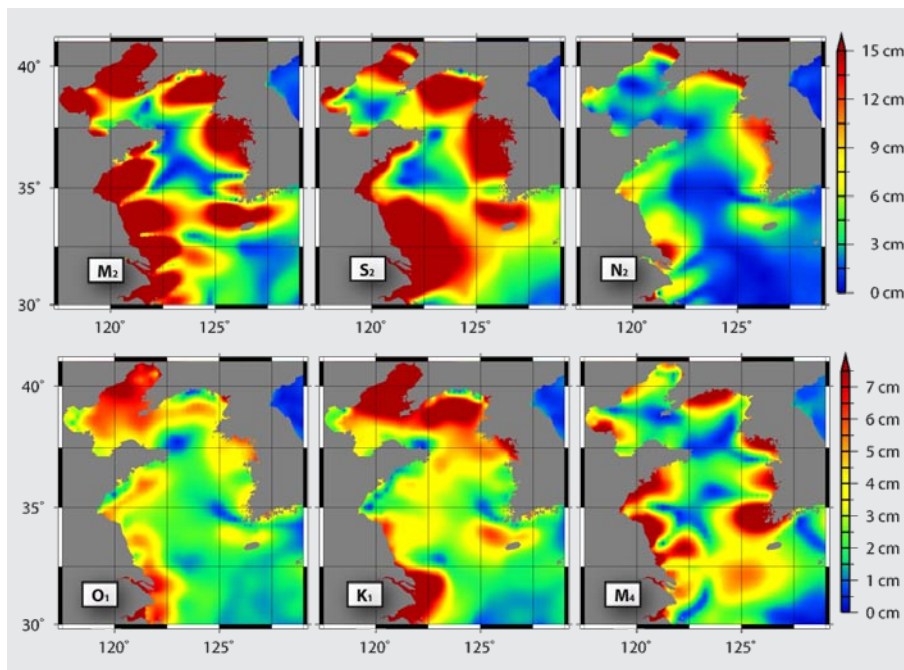


Abb. 6: Residuale Amplituden einiger Partialtiden (cm) im Bereich des Gelben Meeres

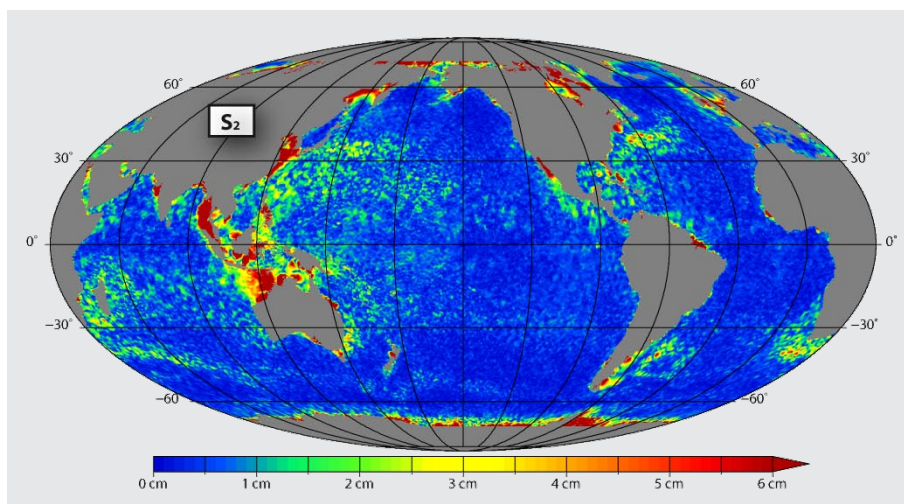


Abb. 7: Globale Verteilung der residuellen Amplituden (cm) der S2-Partialtide

Die globale Verteilung der S2-Residuen ist in Abb. 7 dargestellt. Im Vergleich zu EOT08a treten keine Artefakte mehr in Polargebieten und am Äquator auf, da die Schätzung von S2 ohne ERS-1/2 und ENVISAT erfolgt. Diese sonnensynchronen Missionen überfliegen alle Orte immer zur gleichen Tageszeit und sehen deshalb keine Variationen der genau zwölfstündigen Partialtide S2.

4 Die Meerestopographie

Die Meeresoberfläche stellt sich in erster Näherung senkrecht zur örtlichen Lotrichtung ein und approximiert – bis auf Abweichungen von ±1–2 m eine Äquipotenzialfläche des Erdschwerefeldes. Diese Abweichungen werden als Meerestopographie bezeichnet und sind verursacht

durch hydrodynamische Prozesse, Strömungen, die sich durch Unterschiede in Temperatur und Salzgehalt oder durch Winddruck ausbilden. In der Ozeanographie wird die Meerestopographie durch numerische Modelle berechnet. Seit den grundlegenden Verbesserungen des Erdschwerefeldes durch GRACE (Lemoine et al. 2007, Pavlis et al. 2008) ist es möglich, die Meerestopographie

$$\zeta = h - N \tag{10}$$

»geodätisch«, d.h. als Differenz von Meereshöhen h und Geoidhöhen N zu schätzen. Dabei ist jedoch zu beachten:

- Die Geoidhöhen N werden aus einer begrenzten Kugelfunktionsentwicklung berechnet, d.h. sie sind überall definiert, besitzen aber ein begrenztes Spektrum.
- Die Meereshöhen werden nur entlang der Bodenspuren der Altimetersatelliten gemessen, enthalten aber viel mehr Details als die Geoidhöhen.

Eine Interpolation der Meereshöhenprofile h auf ein regelmäßiges Gitter ist besonders im Küstenbereich problematisch und verursacht eine schwer kontrollierbare Glättung. Um dies zu vermeiden, hat das DGF1 einen »Profilansatz« entwickelt, bei dem die Differenzen

$h - N$ nur auf den Altimeterspuren gebildet, aber beide Größen, h und N , dennoch konsistent gefiltert werden. Die Meereshöhen h können nur eindimensional gefiltert werden (symbolisiert durch den Operator $1D[\bullet]$), die systematischen Unterschiede zu einer zweidimensionalen Filterung ($2D[\bullet]$) müssen deshalb korrigiert werden. In der Identität

$$2D[h] = 1D[h] + (2D[h] - 1D[h]) \tag{11}$$

bezeichnet

$$FK[h] := 2D[h] - 1D[h] \approx 2D[N_{EGM08}] - 1D[N_{EGM08}] \tag{12}$$

die notwendige Filterkorrektur. Sie kann mit den Geoidhöhen N_{EGM08} des ultra-hoch aufgelösten EGM08 Schwerefeldes (Pavlis et al. 2008) abgeschätzt werden, da N_{EGM08} die Meereshöhen h gut approximiert und sowohl zwei-

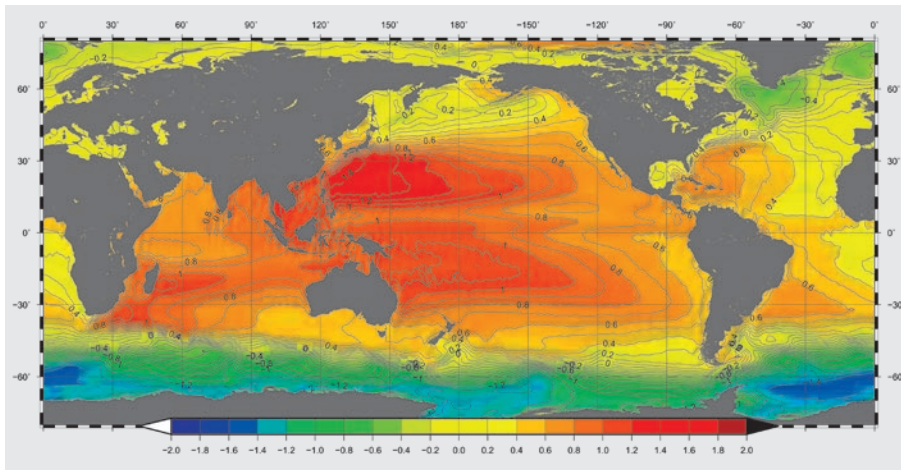


Abb. 8: Mittlere Meerestopographie (Meter über dem Geoid) für die Periode 1993–2008. Die Abweichungen vom Geoid werden durch großräumige Strömungen verursacht, deren Stärke mit der Dichte der Isolinien zunimmt.

wie eindimensional gefiltert werden kann. Ist $FK[h]$ bestimmt, kann die Meerestopographie auf den Altimeterprofilen berechnet werden durch

$$\zeta = 2D[h - N] = 2D[h] - 2D[N] = 1D[h] + FK[h] - 2D[N]. \quad (13)$$

Die Geoidhöhen N werden aus reinen GRACE-Schwerfeldern berechnet, um jede Kontamination des Geoids durch Altimetrie auszuschließen. Hier wurde das ITG03S-Modell (Mayer-Gürr 2007) gewählt. Als Filter wird ein »Gauß«-Filter eingesetzt (Jekeli 1981), der weder im Orts- noch im Frequenzbereich Nebenschwingungen erzeugt. Die Filterlänge (bei der die Filterkoeffizienten den Wert 0.5 erreichen) wurde mit 200 km so gewählt, dass die bekannten meridionalen Streifen des ITG03S gerade verschwinden. Abb. 8 zeigt das Ergebnis einer Bestimmung der mittleren Meerestopographie für die Periode 1993 bis 2008.

5 Lang-periodische Meeresspiegelvariationen und globaler Meeresspiegelanstieg

Ohne eine Darstellung lang-periodischer Variationen und des globalen Meeresspiegelanstiegs bliebe jede Beschreibung der Kinematik des Meeresspiegels unvollständig. Seit Oktober 1992 werden die Messreihen von TOPEX, Jason-1 und Jason-2 alle zehn Tage wiederholt. Mit der globalen Analyse dieser Altimeterzeitreihen werden Erkenntnisse über den Meeresspiegelanstieg gewonnen, die für die Gesellschaft und den Klimawandel von hoher Relevanz sind.

Harmonische Analysen (man vergleiche den letzten Term der Gleichung (9)), die gleichzeitig auf allen Knoten eines globalen Gitters ausgeführt werden, lassen erkennen, dass der Meeresspiegel im Jahresrhythmus schwingt. Abb. 9 zeigt die globale Verteilung der Sinus-Koeffizien-

ten (B_1 aus Gleichung (9)) für eine Jahresperiode mit Jahresbeginn als Bezugszeitpunkt. Im Frühjahr bewirkt der Sonnenstand auf der Südhalbkugel eine stärkere Sonneneinstrahlung als im Spätsommer. Die oberen Wasserschichten der Südhalbkugel erwärmen sich, dehnen sich aus und lassen den Meeresspiegel im Frühjahr ansteigen. Diese Volumenausdehnung bezeichnet man als »sterisch«. Im Spätsommer erreicht der Meeresspiegel der Südhalbkugel wieder seinen tiefsten Stand. Mit sechs Monaten Verzögerung tritt der gleiche Effekt auf der Nordhalbkugel auf. Diese jährlichen Oszillation macht ca. 22% der gesamten Variabilität aus.

Um aperiodische oder episodische Veränderungen des Meeresspiegels wie z.B. El Niño zu erkennen, sind Analysen mit »Empirischen Orthogonalfunktionen« (EOF) besonders geeignet. Dieses statistische Verfahren identifiziert ohne Vorgaben bestimmter Perioden die stärksten Variationen des Meeresspiegels, beschreibt deren räumliche Strukturen und die zugehörige zeitliche Entwicklung. Verfahren und Ergebnisse wurden bereits in Bosch (2001) ausführlich beschrieben.

Der globale Meeresspiegelanstieg ist der wohl prominenteste Indikator für den Globalen Wandel. Seine Auswirkungen sind für viele Millionen Küstenbewohner von lebenswichtiger Bedeutung. Die Küste ist neben Lebens- und Wirtschaftsraum auch ein wichtiges zu bewahrendes Ökosystem. Die Messreihen der Satellitenaltimetrie ergeben eine recht verlässliche Aussage über den globalen mittleren Meeresspiegelanstieg: Abb. 10 zeigt Monatsmittelwerte der Meereshöhen mit einer Anstiegsrate von durchschnittlich +3.4 mm/Jahr. Das Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) bilanziert in seinem vier-

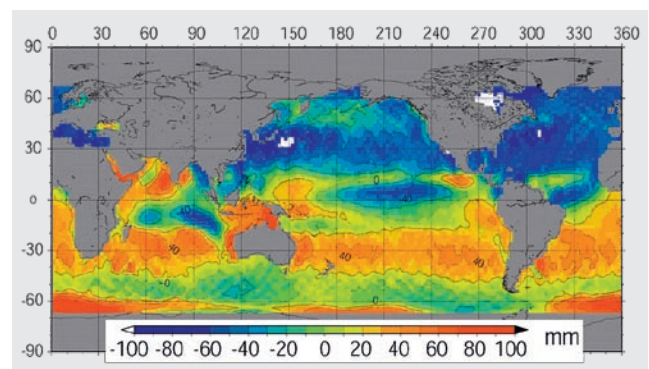


Abb. 9: Räumliche Verteilung des Sinus-Koeffizienten (B_1 aus Gleichung (9)) der Jahresperiode einer harmonischen Analyse der Meereshöhen: Danach tritt im Frühjahr auf der Südhalbkugel ein maximaler Wasserstand (orange/rot), auf der Nordhalbkugel dagegen ein minimaler Wasserstand (blau) auf.

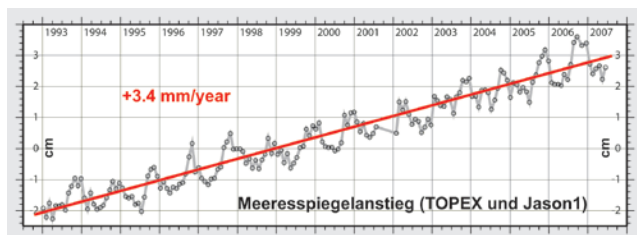


Abb. 10: Monatsmittelwerte der durch Satellitenaltimetrie bestimmten Meereshöhen (graues Polygon) und der daraus abgeleitete langfristige Meeresspiegelanstieg von +3.4 mm/Jahr (rot).

ten Bewertungsbericht von 2007 (www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-syr.htm) die Beiträge aller Komponenten zum Meeresspiegelanstieg etwas geringer mit +2.8 mm/Jahr.

Im Gegensatz zum mittleren globalen Meeresspiegelanstieg treten regional sowohl positive als auch negative Meeresspiegeländerungen mit erheblich höheren Änderungen auf. Für jeweils zwei 6-Jahresperioden weist Abb. 11 absolute Änderungen bis zu ± 20 cm auf. Der moderat erscheinende mittlere Meeresspiegelanstieg von +3.4 mm/Jahr kann also durch regionale Entwicklungen völlig überlagert und dabei kompensiert oder verstärkt werden. Teilweise heben sich Anstieg und Abfall in den beiden aufeinanderfolgenden 6-Jahresperioden auf. Für den Golfstrom trifft dies allerdings nicht zu – er hat sich in beiden Perioden abgeschwächt. Die bisher erkennbaren regionalen Änderungen können nur als Momentaufnah-

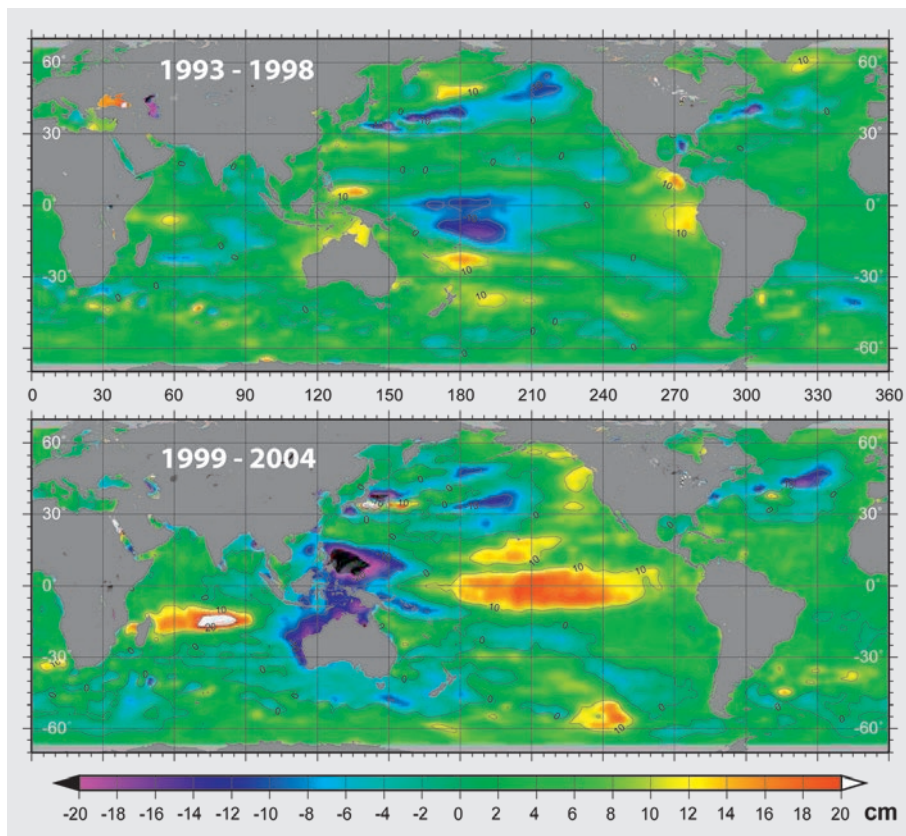


Abb. 11: Regionale Änderungen des Meeresspiegels (in cm) in zwei aufeinanderfolgenden Perioden von jeweils sechs Jahren.

me einer sehr langperiodischen Variation der Meeresoberfläche verstanden werden, die erst nach einer erheblich längeren altimetrischen Zeitreihe erkennbar sein werden. Es ist deshalb zu wünschen, dass die bisherigen Altimetrieserien kontinuierlich fortgesetzt werden.

6 Schlussbemerkung

Seit nahezu zwei Jahrzehnten bietet die Satellitenaltimetrie durch den gleichzeitigen Betrieb mehrerer Missionen die Möglichkeit, den Meeresspiegel kontinuierlich und mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung zu überwachen. Durch die Analyse dieser Daten werden Ergebnisse gewonnen, die für die Geodäsie und andere Geowissenschaften von großer Bedeutung sind: Der mittlere Meeresspiegel diente zur Definition des Nullpunktes nationaler Höhensysteme und enthält Feinstrukturen des Schwerefeldes (vgl. Bouman et al., in diesem Heft). Die Meerestopographie, d.h. die systematischen Unterschiede zwischen mittlerem Meeresspiegel und einer globalen Höhenbezugsfläche (dem Geoid) erlauben Rückschlüsse auf die Oberflächenströmungen und damit den Massen- und Wärmetransport in den Weltmeeren. Die Kenntnis der Meeresgezeiten ist nicht nur für Schutz und Erhaltung der Küstensysteme von großer Bedeutung. Sie wirken direkt und indirekt auf das Schwerefeld der Erde, deren Rotation

und die präzise Punktpositionierung. Die nachgewiesenen langperiodischen, aber regional sehr unterschiedlichen Änderungen des Meeresspiegels können bisher nur teilweise durch die globale Erwärmung erklärt werden.

In diesem Sinne dient die Satellitenaltimetrie nicht nur der Geodäsie. Das Raumverfahren trägt erheblich zu einem besseren Verständnis vieler Prozesse im System Erde bei. Es bleibt deshalb zu wünschen, dass der Betrieb verschiedener, sich ergänzender Altimetermissionen mit ausreichender räumlicher und zeitlicher Überdeckung nachhaltig fortgeführt wird.

Einige aufschlussreiche Animationen zur Kinematik des Meeresspiegels sind unter www.dgfi.badw.de/?sea-surface-variations in die DGFI-Webseite eingebunden (siehe auch Seemüller et al., in diesem Heft).