

HENRY

Hydraulic Engineering Repository

Ein Service der Bundesanstalt für Wasserbau

Article, Published Version

Bork, Ingrid; Dick, Stephan; Kleine, Eckhard; Müller-Navarra, Sylvin H. Tsunami - Untersuchungen für die deutsche Nordseeküste

Die Küste

Zur Verfügung gestellt in Kooperation mit/Provided in Cooperation with:
Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI)

Verfügbar unter/Available at: <https://hdl.handle.net/20.500.11970/101573>

Vorgeschlagene Zitierweise/Suggested citation:

Bork, Ingrid; Dick, Stephan; Kleine, Eckhard; Müller-Navarra, Sylvin H. (2007): Tsunami - Untersuchungen für die deutsche Nordseeküste. In: Die Küste 72. Heide, Holstein: Boyens. S. 65-103.

Standardnutzungsbedingungen/Terms of Use:

Die Dokumente in HENRY stehen unter der Creative Commons Lizenz CC BY 4.0, sofern keine abweichenden Nutzungsbedingungen getroffen wurden. Damit ist sowohl die kommerzielle Nutzung als auch das Teilen, die Weiterbearbeitung und Speicherung erlaubt. Das Verwenden und das Bearbeiten stehen unter der Bedingung der Namensnennung. Im Einzelfall kann eine restriktivere Lizenz gelten; dann gelten abweichend von den obigen Nutzungsbedingungen die in der dort genannten Lizenz gewährten Nutzungsrechte.

Documents in HENRY are made available under the Creative Commons License CC BY 4.0, if no other license is applicable. Under CC BY 4.0 commercial use and sharing, remixing, transforming, and building upon the material of the work is permitted. In some cases a different, more restrictive license may apply; if applicable the terms of the restrictive license will be binding.



Tsunami – Untersuchungen für die deutsche Nordseeküste

Von INGRID BORK, STEPHAN DICK, ECKHARD KLEINE und SYLVIN H. MÜLLER-NAVARRA

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

Unter dem Eindruck der Tsunami-Katastrophe im nördlichen Indischen Ozean vom Dezember 2004 wurde im Rahmen des Projekts „Tsunami – Untersuchungen für die Nordsee“ die Ausbreitung eines Wellenzugs aus drei positiven Einzelsignalen mit Perioden von 1800 s im Nordostatlantik und in der Nordsee simuliert. Die Modellstudien wurden mit zweidimensionalen, barotropen Modellen durchgeführt. Solche Modelle werden am Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) für die Vorhersage von meteorologisch bedingten Fernwellen mit in der Regel längeren Perioden und zur Vorhersage von Sturmfluten an der deutschen Nordseeküste verwendet. Sturmfluten mit Wasserständen von 4 bis 5 m über NN sind für die Nordsee jährlich wiederkehrende Ereignisse und Gegenstand der Wasserstandsvorhersage am BSH. Tsunami liegen hinsichtlich ihrer Periode zwischen Seegang und der in der Nordsee dominierenden halbtägigen Gezeit. Das Verhalten hypothetischer Tsunami verschiedener Wellenhöhen, die auf einen breiten flachen Schelf auflaufen, wird mit leicht modifizierten Modellen simuliert. Zusätzlich wird eine analytische Betrachtung des Einflusses der Dissipation vorgestellt.

Im Nordostatlantik reproduzieren die Simulationen dynamisches Verhalten, das durch die Änderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit mit der Tiefe erklärt werden kann. In der Nordsee erlauben numerische Modelle der Sturmflutvorhersage nach Anpassung des Gitterabstands an die kürzeren Wellenlängen grundsätzlich auch die Simulation der Ausbreitung mittellanger Wellen bis ans Küstennahfeld sowie ihre Modifikation durch Küsten- und Bodenstrukturen. Die direkte Wechselwirkung mit Gezeiten und Sturmfluten ist schwach.

S u m m a r y

Under the impression of the tsunami disaster in the North Indian Ocean in December 2004, a simulation of the propagation and modification of a wave train with a period of 1800 s across the North-East Atlantic and the North Sea was carried out as part of the project "Tsunami – a study regarding the North Sea coast". The models used for this purpose were two-dimensional barotropic models. Such models are in operational use at the Federal Maritime and Hydrographic Agency of Germany (BSH) to forecast external surges of meteorological origin, which normally have longer periods, and to forecast storm surges at the German North Sea coast. North Sea storm surges with water levels of 4 to 5 m above NN (German ordnance datum) are annually recurring events that are monitored by the official forecasting service at the BSH. The period of a tsunami ranges between that of wind waves and that of the predominantly semidiurnal tide in the North Sea. The behaviour of a hypothetical tsunami with a varying wave height traversing a wide, shallow shelf has been simulated using slightly modified models. An analysis of the importance of dissipation has also been included.

In the North-East Atlantic, the simulations reproduce dynamic features that can be attributed to the change of propagation velocity with depth. In the North Sea, numerical models used to forecast storm surges are suitable in principle for simulating the propagation of medium-length waves almost to the near-shore area as well as their modification by coastal and bottom features if their grid spacing is adapted to the shorter wave lengths. Direct interaction with tides and storm surges is weak.

K e y w o r d s

Nordsee, Schelf, Modelle, Nordostatlantik, Tsunami, Dissipation, Dispersion

Inhalt

1. Einleitung	66
2. Analytische Darstellung von Tsunami.	67
3. Modellkonzepte.	70
3.1 Erzeugung einer Anfangsverteilung der Oberflächenauslenkung	71
3.2 Simulation von Ausbreitung und Modifikation	71
3.3 Ausbreitung und Modifikation im Nahfeld	72
3.4 Ausbreitung im tiefen Ozean	73
3.5 Modifikation am Kontinentalhang	73
4. Modellsimulationen mit dem Nordostatlantikmodell des BSH	74
4.1 Ausbreitung	76
4.2 Laufzeiten und Wasserstände	78
5. Modellsimulationen mit Nordseemodellen des BSH	80
5.1 Modellanpassung	81
5.2 Randbedingungen	84
5.3 Signal aus Norden	86
5.3.1 Ausbreitung	86
5.3.2 Dissipation	90
5.3.3 Lokaler Wasserstandsverlauf	91
5.3.4 Laufzeiten	92
5.4 Signal aus Westen	94
5.5 Signal aus Norden mit extremer Sturmflut (sowie Gezeit und Fernwelle)	95
6. Modellkonzepte im Küstennahfeld	98
6.1 Ausbreitung und Modifikation im Küstenbereich und in Ästuaren	98
6.2 Ausbreitung auf Land	98
7. Ergebnisse	99
8. Liste der Symbole	100
9. Schriftenverzeichnis	101

1. Einleitung

Nach dem zerstörerischen chilenischen Tsunami von 1960 fand ein Treffen der *International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG)* statt, begleitet von einer Konferenz über die Hydrodynamik von Tsunami. Obwohl Tsunami vorwiegend als Problem der Pazifikanrainer betrachtet wurden, empfahl die IUGG europäische Forschung zu Tsunami im Atlantik und im Mittelmeer.

Doch während der nächsten 40 Jahre fand Tsunami-Forschung in Europa wenig Beachtung. Da seit Beginn der amtlichen Wasserstandsvorhersage 1879 (erste Gezeitentafel) für die deutsche Nordseeküste vor keinem Tsunami gewarnt wurde, sind auch der Warndienst des BSH und seine operationellen Modelle nicht für Tsunami-Vorhersage konzipiert. Deshalb sei hier mit CAMFIELD (1990), BRYANT (2001), WARD (2002) und MARDER (2004) auf einige zusammenfassende Darstellungen hingewiesen. Eine Aufarbeitung der Erfahrungen mit dem Tsunami vom Dezember 2004 hinsichtlich Warnung und numerischer Simulation erschien im April 2006 im Spektrum der Wissenschaft (GEIST et al., 2006). Angekündigt für den Sommer 2008 ist ein Buch (LIU et al., 2008) über numerische Methoden zur Simulation des Wellenaufbaus durch Tsunami („tsunami run up“).¹ Arbeiten zu Hangrutschungen und Tsunami ist der Band 21 der NATO Sciences Series (YALÇINER et al., 2003) gewidmet. Er enthält unter anderem eine Ergänzung des Europäischen Tsunami-Katalogs (MARAMAI et al., 2003). Eine Zusammenstellung der Tsunami im südlichen Ost-

¹ Auch der gerade erschienene Sammelband „Tsunami and Nonlinear Waves (KUNDU, 2007) kann hier nur erwähnt werden.

atlantik bis 1963 gibt BERNINGHAUSEN (1964). 2005 widmete die Zeitschrift „Marine Geology“ eine spezielle Ausgabe den Ergebnissen eines Symposiums aus dem Jahr 2003 über Tsunami mit Beispielen aus dem Atlantik und aus Europa.

Unmittelbar nach dem Tsunami von 2004 erteilte das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) der Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren den Auftrag zur Entwicklung eines Tsunami-Frühwarnsystems für den Indischen Ozean, später auch für das Mittelmeer und den Atlantik. Am BSH, der für die Wasserstandsvorhersage an Nord- und Ostsee verantwortlichen zentralen Meeresbehörde, wurde im Rahmen des Projekts „Tsunami-Untersuchungen für die Nordsee“ (BORK et al., 2007) der Frage nachgegangen, ob auch an deutschen Küsten ein aus dem Atlantik kommender Tsunami als potentielle Gefahrensituation betrachtet werden muss und wieweit verfügbare Modelle zur Simulation von Tsunami geeignet sind. Vergleichbare Studien wurden von anderen Staaten erstellt. Die in britischen Berichten (KERRIDGE, 2005; SMALLMAN, 2006) und einer dänischen Untersuchung (BUCH et al., 2005) vorgestellten Modellergebnisse ergänzen die Simulationen in Kap. 4 und 5.

Der Tsunami vom Dezember 2004 hat hauptsächlich deshalb eine Diskussion über Tsunami in der Nordsee ausgelöst, weil er die Küsten- und Inselbewohner im Indischen Ozean völlig unvorbereitet getroffen hat. Es bestand keine kollektive Erinnerung an Tsunami, obwohl schwere Tsunami in der Region nicht sehr weit zurückliegen. Der Ausbruch des Krakatau-Vulkans war 1883. 1907 waren westlich von Sumatra bei einem Tsunami der Stärke 4 (auf einer Intensitätsskala von -5 bis $+5$, ab 2001 Intensitätsskala von 1 bis 12) 400 Tote zu beklagen. 1941 forderte ein anderer Tsunami der Stärke 4 in der Andaman See nördlich von Sumatra 5000 Tote.

In der deutschen Öffentlichkeit und auch bei vielen Wissenschaftlern gab es vor dem Dezember 2004 keine assoziative Verbindung zwischen Tsunami und Nordsee. Es hat sie aber gegeben. Die zeitlich nächsten großen Tsunami, deren Ausläufer die Nordsee erreichten, sind die durch die Hangrutschung bei Neufundland (1929) und infolge des Erdbebens von Lissabon (1755) ausgelösten Tsunami. Das Gefühl einer potentiellen Gefährdung wird jedoch von den nachgewiesenen Auswirkungen der Storegga-Hangrutschung hervorgerufen. Diese liegt etwa 8000 Jahre zurück und hat wahrscheinlich zur Zerstörung der Landbrücke zwischen England und dem Festland beigetragen (DERBYSHIRE et al., 2003). Vor 65 Millionen Jahren war der Meteoriteneinschlag in Yucatan (Mexiko) Ursache für einen verheerenden Tsunami im prähistorischen Atlantik. Das Gebiet der heutigen Nordsee war jedoch nur von dem durch den Meteoriteneinschlag bedingten Klimawandel indirekt betroffen. In die prähistorische Nordsee schlug vor 65–60 Millionen Jahren ein wesentlich kleinerer Asteroid ein. Der Mjøl-nireinschlag war vor etwa 140 Millionen Jahren. Modellrechnungen (GLIMSDAL et al., 2007) schließen einen Teil der Paleo-Nordsee ein. Seit 1952 wurden mehrere kleinere Tsunami in norwegischen Fjorden registriert, der letzte 1999 (MARAMAI et al., 2003). Die jüngsten Einträge in der russischen Datenbank mit Quellregion Island sind von 1924 und 1934.

Trotz dieser historisch belegten Tsunami sind die Untersuchungen dieses Artikels eher als Prinzipienstudie zur Simulation mittellanger Wellen zu sehen denn als Entwicklung eines Werkzeuges zur Tsunami-Warnung für die deutsche Nordseeküste.

2. Analytische Darstellung von Tsunami

Die Ausbreitung von sehr langen Wellen – Gezeiten- und Fernwellen – in die Nordsee hinein ist Gegenstand täglicher Wasserstandsvorhersage. Sie haben charakteristische Längen L in der Größenordnung von 1000 km und Wellenhöhen H von bis zu 2 Meter am Nordrand der Nordsee und bis zu 4 m in den Ästuaren der Deutschen Bucht. Die dominierende Mit-

schwingungszeit der Nordsee ist die halbtägige Gezeit. Seegang in der offenen Nordsee hat Perioden T in der Größenordnung von 10 s (COUPER, 1983) und integrale Wellenlängen bis 250 m. „Dazwischen“ liegen Tsunami. Sie haben je nach Erzeugung Perioden in der Größenordnung von 100 s (Meteoriteneinschlag), 10 Minuten (Erdbeben) und 30 Minuten (Hangrutschungen). WARD (2002) definiert ein „Tsunami-Fenster“ durch Perioden von 100 bis 2000 s. Ein einzelner Tsunami hat ein engeres Spektrum und wird daher durch eine einzige Periode charakterisiert. Typische Wellenlängen bei einer Periode von 30 Minuten liegen zwischen 400 km in der Tiefsee und 20 km im flachen Wasser. Sieht man von Meteoriteneinschlägen ab, so ist die Periode von Tsunami etwa um einen Faktor 200 größer als die von Seegang und um einen Faktor 20 kleiner als die der halbtägigen Gezeit. Damit scheinen Modelle der täglichen Wasserstandsvorhersage näher an der Beschreibung von Tsunami zu liegen als Theorien zur Seegangsbeschreibung. Andererseits werden Tsunami durch die Erdrotation wenig beeinflusst. Die Trägheitsperiode beträgt am Pol etwa 12 Stunden und nimmt zum Äquator hin zu. Daher sind klassische, rotationsfreie Wellentheorien zum Verständnis von Tsunami herangezogen worden (z.B. VOIT, 1987). Diese sind für kurze Windwellen bis hin zum Seegang entwickelt worden und betrachten zunächst nur einzelne Wellen, d.h. fortschreitende Wellen bei gegebener Wellenlänge, Wellenhöhe und Periode. Eine klare Darstellung analytischer Wellentheorie und der zu Grunde liegenden Approximationen gibt PEREGINE (1972). Neuere Theorien diskutieren LIU et al. (2002).

Einzelne Theorien unterscheiden sich durch die Wahl der berücksichtigten Prozesse. Mit der Vernachlässigung der Advektion (nichtlineare Terme) in den Gleichungen und ihren Randbedingungen werden Formänderungen der Welle unterdrückt. Lösungen linearer Gleichungen (Airy-Laplace Theorie) erhalten also die Form der Oberflächenauslenkung. Eine einfache Welle, deren Ausbreitungsgeschwindigkeit eine Funktion ihrer Periode ist, wird als frequenz-dispersiv bezeichnet. Ob eine Approximation auf dispersive Wellen führt, lässt sich erst an der Lösung erkennen (WHITHAM, 1999). Die Vernachlässigung der lokalen vertikalen Beschleunigung, $\partial w / \partial t$, macht lineare Gleichungen zu hydrostatischen linearen Gleichungen, deren Lösung dispersionsfrei ist. Komplexere Approximationen wie Boussinesq-Gleichungen (z.B. BOUSSINESQ, 1871), und deren Sonderformen Korteweg-de-Vries-(KORTEWEG et al., 1895) und KP-Gleichung (KODOMTSEV et al., 1970) sind sowohl dispersiv als auch formändernd, allerdings jeweils nur näherungsweise (cnoidale und solitäre Wellen). Andere nichtlineare nicht-hydrostatische Theorien (z.B. STOKES, 1847) gelten nur für sehr kleine Oberflächenauslenkungen und sind daher hier nicht von Interesse. Lineare Boussinesq-Gleichungen sind formerhaltend und zur ersten Ordnung dispersiv.

Der vielfältige Einfluss variabler Bodentopographie, Reflexion, Refraktion, Beugung und Energiekonzentration („shoaling“) ist in linearen nicht-hydrostatischen und nichtlinearen hydrostatischen Gleichungen über die Bodenrandbedingung berücksichtigt. Seine Integration in Boussinesq-Gleichungen ist nur bei komplexen Arten dieser Gleichungen möglich (PEREGINE, 1972; MADSEN et al., 1991; MADSEN et al., 1992; LIU et al., 2002).

Verschiedene Approximationen sind jeweils nur für einen bestimmten Bereich der Parameter Wellenhöhe H , Wellenlänge L und ungestörte Wassertiefe h gültig. Bei geeigneter Skalierung (VOIT, 1978) kennzeichnet h^2/L^2 gegen Null (d.h. $h/L < 0,05$) den hydrostatischen, $0.5H/h$ gegen Null (d.h. $H/h \ll 1$) den linearen Grenzfall. Beide Parameter allein reichen aber zur Bestimmung des Gültigkeitsbereichs einzelner Wellentheorien nicht aus. Nach URSELL (1953) legt vielmehr die relative Größenordnung von Nicht-Hydrostatik h^2/L^2 und von (horizontaler) Nichtlinearität $0.5H/h$, der sogenannte Ursell-Parameter U , die notwendige Allgemeinheit der Gleichungen fest. $h^2/L^2 \ll 0.5H/h$ ($U \gg 1$) gestattet die hydrostatische Approximation. $h^2/L^2 \gg 0.5H/h$ ($U \ll 1$) erlaubt lineare Gleichungen. $h^2/L^2 \sim$

$0.5 H/h$ ($U \approx 1$) ist Voraussetzung für die Gültigkeit einfacher Boussinesq-Gleichungen (URSELL, 1953). KOMAR (1976) hat gegenüber URSELL den Gültigkeitsbereich linearer Theorie zu $U \approx 50$ ($U = 16 \pi^2/3$) ausgedehnt. FRÖHLE et al. (2002) setzen die Grenze bei $U = 13$. Üblich ist auch die Interpretation von U als Beziehung zwischen Wellensteilheit H/L und relativer

Wassertiefe h/L , $U = \frac{H}{L} \left(\frac{L}{h} \right)^3$.

Tab. 1: Parameter h/L mit $L = T \sqrt{gb}$ in km für zwei typische Tsunamiperioden

Wassertiefe [m]	L (10 Minuten)	h/L (10 Minuten)	L (30 Minuten)	h/L (30 Minuten)
5000	132,9	0,0376	398,7	0,0137
2000	84,0	0,0238	252,1	0,0079
1000	59,4	0,0168	178,3	0,0046
500	42,0	0,0119	126,1	0,0040
200	26,6	0,0075	79,7	0,0025
100	18,8	0,0053	56,4	0,0018
50	13,3	0,0038	39,9	0,0013
20	10,3	0,0024	25,2	0,0008
10	5,9	0,0017	17,8	0,0006

Tab. 2: Ursell-Parameter $\frac{0.5 H}{b} \frac{L^2}{b^2}$ mit $L = T \sqrt{gb}$ für zwei typische Werte für H und T

Wassertiefe [m]	U (10 m, 10 Min.)	U (1 m, 10 Min.)	U (10 m, 30 Min.)	U (1 m, 30 Min.)
5000	0,7	0,1	6,4	0,6
2000	4,4	0,4	39,7	4,0
1000	17,7	1,8	158,9	15,9
500	70,6	7,1	635,7	63,6
200	441,5	44,1	3973,1	397,3
100	1765,8	176,3	15892,2	1589,2

Tab. 1 und 2 geben eine Abschätzung des Parameters h/L und des Ursell-Parameters für Wellenhöhen von 10 m und 1 m bei typischen Perioden von 10 und 30 Minuten für lange Wellen.

Für Tiefen geringer als 5000 m ist der Parameter $h/L < 0,05$. Wird nur dieser Parameter betrachtet, sind Flachwasserwellen (linear, hydrostatisch) im gesamten Tiefenbereich eine angemessene Darstellung. Der Ursell-Parameter gibt ein differenzierteres Bild. Danach können Tsunami in rotations- und reibungsfreier Theorie durch cnoidale Wellen (Boussinesq-Gleichungen) beschrieben werden. Besonders der Grenzfall solitärer Wellen reproduziert als translative Welle eine wichtige Tsunamieigenschaft. Dabei ist jedoch zu beachten, dass h/L in der Theorie wegen $L \rightarrow \infty$ gegen Null geht, während für Tsunami h/L mit h gegen Null geht. L nimmt dabei ab. Für typische Schelftiefen (< 200 m) ist die hydrostatische Annahme gerechtfertigt.

Wie auch in Seegangsuntersuchungen verlieren die obigen analytischen Betrachtungen, aber auch viele Modellsimulationen im Küstenbereich ihre Gültigkeit, sobald die Welle bricht. Aber schon die Betrachtung eines Tsunami als einfache Welle mit gegebener, durch

den Entstehungsprozess festgelegter Periode ist in Küstennähe nicht mehr gültig, da Reibungseinflüsse die Periode eher zu einer Funktion des Ortes machen (SABATIER, 1986).

Auch in anderer Hinsicht ist die Betrachtung von Tsunami als einfache Welle ein grobes Bild. Trotz eines relativ schmalen Spektrums ist ein Tsunami eine Überlagerung einfacher Wellen verschiedener Perioden. Als solcher wurde er als Soliton beschrieben. Diese bewahren ihre Gesamtform trotz bedeutender Nichtlinearitäten, indem deren Einfluss durch Dispersion (Formänderung des zusammengesetzten Signals durch die unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeit einzelner Wellen) kompensiert wird. Ein Soliton wird daher gut durch Boussinesq-Gleichungen beschrieben. In tatsächlichen Tsunami ist ein solches Gleichgewicht jedoch selten gegeben. Ein Soliton ist auch deshalb kein gutes Modell für einen Tsunami, weil er ein positives Signal ist und so das an der Küste oft beobachtete anfängliche Zurückweichen (Wellental) des Wassers nicht reproduziert.

Die Entstehungsregion von durch Erdbeben erzeugten Tsunami liegt oft in tiefem Wasser, und die Anfangsauslenkung der Wasseroberfläche ist oft impulsartig. Eine Anfangsoberflächenauslenkung in Form einer Deltafunktion entwickelt in inkompressiblen, reibungsfreien Medien eine Gestalt, die durch eine Airy-Funktion beschrieben werden kann. Die erste Auslenkung dieser Funktion ist wie gewünscht negativ (GILL, 1982). Eine andere Möglichkeit, ein führendes Wellental zu erzeugen, bietet die Berücksichtigung der Zähigkeit des Wassers. In einer zähen Flüssigkeit wird die Dissipation und nichtlineare Ausbreitung eines schockartigen Signals im einfachsten eindimensionalen Fall durch eine nichtlineare Diffusionsgleichung (Burgers-Gleichung, BURGERS, 1974) für das skalare Geschwindigkeitspotential beschrieben (WHITHAM, 1999). Bei geeigneter Anfangsverteilung produziert ihre Lösung mit der Zeit eine nach ihrer Form N-Welle genannte Oberflächenauslenkung, die ebenfalls ein führendes Wellental aufweist.

Doch auch dies ist nicht immer eine richtige Beschreibung von Tsunami. Bei Hangrutschungen ist die Zeit der Bodenbewegung relativ lang, und eine hydrostatische Theorie beschreibt die Anfangsphase des Tsunami angemessen. Modellrechnungen haben gezeigt, dass sich in diesem Fall zu Beginn ein Wellenberg gefolgt von einem Wellental seewärts bewegt (WARD, 2002). Im näheren Fernfeld können sich dann solitäre Wellen bilden (RUBINO et al., 1998).

Zusammenfassend ist ein Tsunami allenfalls in begrenzten Entwicklungsphasen als einzelne Welle oder als Wellenzug analytisch beschreibbar. In den Modellsimulationen der Abschnitte 4 und 5 wurde mit einem Wellenzug aus drei positiven Einzelsignalen der Form $u = H \sqrt{gh/b} \sin^2(2T/2\pi t)$ für die Geschwindigkeit und $\eta = ub/\sqrt{gh}$ für die Oberflächenauslenkung des einlaufenden Signals eine möglichst einfache und in ihrer Modifikation leicht nachvollziehbare Darstellung gewählt.

3. Modellkonzepte

Für den Pazifik und das Mittelmeer gibt es bereits seit langem Modelle zur Tsunamivorhersage. Aber auch für den Nordatlantik und die Norwegische See wurden Modelle entwickelt und Untersuchungen durchgeführt. Naturgemäß sind die Arbeiten auf diesem Gebiet nach dem Dezember 2004 intensiviert worden (GEIST et al., 2006; BUCH et al., 2005; KER-RIDGE, 2005; SMALLMAN, 2006). Selbst für die deutsche Küste wurde die Frage gestellt: Was können vorhandene Modelle, insbesondere die der Wasserstandsvorhersage am BSH, leisten, und wie könnte ein Konzept für eine optimale Modellierung des Wasserstands, inklusive hypothetischer Tsunami, an der deutschen Nordseeküste aussehen (BORK et al., 2007)?

Ein Standardverfahren zur Vorhersage von Tsunami ist z. B. MOST (Method of Splitting Tsunami, TITOV et al., 1997). Es nutzt unterschiedliche Modelle für die drei Phasen der Tsunami-Entwicklung: Entstehung, Ausbreitung und Modifikation im Küstenbereich. Auch Nachrechnungen von Tsunami im Atlantik (GJEVIK et al., 1997; FINE et al., 2005) und in der Norwegischen See (HARBITZ, 1992; BONDEVIK et al., 2005) arbeiten nach diesem Prinzip.

Hinsichtlich der Modellanforderung für die Simulation der Auswirkungen von Tsunami an der deutschen Nordseeküste ergibt sich eine etwas differenziertere Einteilung:

- Erzeugung einer Anfangsverteilung der Oberflächenauslenkung
- Ausbreitung und Modifikation im Nahfeld
- Ausbreitung im tiefen Ozean
- Modifikation am Kontinentalhang
- Ausbreitung und Modifikation auf dem Schelf
- Ausbreitung und Modifikation im Küstenbereich (Wassertiefe kleiner 20 bis 10 m) und in Ästuaren
- Ausbreitung auf Land (Wellenauf- und -überlauf)

3.1 Erzeugung einer Anfangsverteilung der Oberflächenauslenkung

Für einen durch Erdbeben erzeugten Tsunami werden aus seismischen Informationen Verwerfungsparameter abgeleitet und daraus Oberflächenauslenkungen konstruiert (OKADA, 1985; TITOV et al., 1997; SMALLMAN, 2006). Die Berechnungen erwiesen sich im Allgemeinen als zufriedenstellend, aber sekundäre Verwerfungen und andere Ursachen können zu beträchtlichen Fehlern führen (SHUTO, 2003; GEIST et al., 2006). Prinzipielle Studien wurden auch mit zeitlich variabler Bodentopographie durchgeführt (ANDROSOV et al., 2005). Andere Erzeugungsmechanismen sind nicht so klar verstanden. Modelle für unterseeische Hangrutschungen werden von RUBINO (1998), HARBITZ (1992), FINE et al. (2003) und WARD (2001) beschrieben. Komplizierter sind Simulationen von Hangrutschungen, bei denen Material aus großer Höhe ins Wasser fällt, sowie von Meteoriteneinschlägen und den resultierenden Tsunami (GISLER et al., 2003; WEISS et al., 2006; GLIMSDAL, 2007). Die zu Grunde liegenden Modelle sind physikalisch und numerisch sehr anspruchsvoll. Modelle der Wasserstandsvorhersage sind von solcher Art Simulation entkoppelt und setzen gegebene Anfangs- und Randbedingungen voraus.

3.2 Simulation von Ausbreitung und Modifikation

Modelle zur Simulation der Ausbreitung und Modifikation von Tsunami unterscheiden sich stark hinsichtlich der numerischen Realisierung der zu Grunde liegenden analytischen Gleichungen und deren Randbedingungen. Wesentliche Unterschiede beruhen jedoch schon darauf, dass auf der Ebene analytischer Formulierung unterschiedliche Annahmen gemacht werden. Nichtlineare Terme (horizontal), Bodenreibung und variable Bodentopographie werden in allen Vorhersagemodellen berücksichtigt. Unterschiede ergeben sich bei Berücksichtigung der Erdrotation, aber hauptsächlich hinsichtlich der Dispersion.

In analytischen Wellentheorien werden nicht einfach nur Terme der Bewegungsgleichungen und ihrer Randbedingungen weggelassen. Die abhängigen Variablen werden

vielmehr nach einem charakteristischen Parameter entwickelt und in den Gleichungen Terme höherer Ordnung durch Größen niedriger Ordnung ausgedrückt. Terme ab einer bestimmten Ordnung werden schließlich vernachlässigt. So entsteht ein geschlossenes System von Gleichungen für Größen der unteren Ordnungen (z. B. PEREGRINE, 1972; LIU et al., 2002). Ein solches System sind auch die verschiedenen Arten von Boussinesq-Gleichungen (z.B. BOUSSINESQ, 1871; VOIT, 1987; MADSEN et al., 1991; MADSEN et al., 1992), eine meist zweidimensionale Approximation zur Betrachtung langer Wellen unter Berücksichtigung von Dispersion ($b^2/L^2 \neq 0$) und nichtlinearen Effekten ($0,5H/b \neq 0$, aber meistens $b^2/L^2 \cdot 0,5H/b \approx 0$).

Numerische Modelle wie das Modellsystem des BSH (DICK et al., 2001) basieren dagegen auf den sogenannten primitiven Gleichungen. Primitiv deutet an, dass die Gleichungen für die vollständigen Größen gelöst werden. Allerdings werden im Allgemeinen statistisch gemittelte Gleichungen gelöst, in denen dann aus den nichtlinearen Termen der Gleichungen resultierende Korrelationen durch gemittelte Größen ausgedrückt werden. Hinzu kommt in numerischen Modellen noch die Parametrisierung von Prozessen, die in der Gitterauflösung des betrachteten Modells nicht erfasst werden. (Dazu gehören in BSH-Modellen auch kurze Windwellen und Dünung.)

Unterschiede ergeben sich in primitiven Gleichungen durch verschieden starke Vernachlässigung von Termen in der Gleichung für die vertikale Komponente des Impulses. In nichthydrostatischen Modellen muss diese Gleichung in prognostischer Form gelöst werden; zusätzlich wird eine Poisson-Gleichung für den Druck berücksichtigt (MARSCHALL et al., 1997a,b). Hydrostatische Formulierung und Boussinesq-Gleichungen unterscheiden sich dagegen relativ wenig. Beide berechnen die vertikale Geschwindigkeit diagnostisch aus der Gleichung für die Massenerhaltung und den Druck durch Integration der Gleichung für die vertikale Komponente des Impulses zu (BORK et al., 2007)

$$p_{bs} = p_{\eta} + \int_r^{\eta} \rho \nabla_v \phi dr$$

$$p_B = p_{\eta} + \rho_0 \int_r^{\eta} \frac{\partial}{\partial t} \int_{-b}^{r'} \nabla_b \cdot \vec{v}_b dr' dr + \int_r^{\eta} \rho \nabla_v \phi dr$$

Die Gleichung für p_B enthält im Vergleich zum hydrostatischen Druck nur einen wesentlichen zusätzlichen Term. Dieser ermöglicht allerdings Dispersion (Frequenzdispersion). Für beide Arten von Modellen gelten die gleichen Gültigkeitsbeschränkungen wie für die entsprechenden analytischen Betrachtungen.

3.3 Ausbreitung und Modifikation im Nahfeld

Der Einfluss der Advektion in der horizontalen Impulsgleichung und in den Oberflächenrandbedingungen ist ebenso wie der des turbulenten, horizontalen Impulsaustausches gering. Trotzdem können beide die Form des sich dann im tiefen Ozean ausbreitenden Tsunami entscheidend modifizieren.

Die Simulation der Modifikation und Ausbreitung eines Tsunami im Nahfeld erfordert die Lösung der nichthydrostatischen Gleichungen für viskose Medien, um Dispersion und anschließende Dissipation der kurzwelligen Signalanteile und die resultierende Schwächung des führenden Signals zu reproduzieren. Bei dreidimensionalen Simulationen punktförmiger Anfangsverteilung oder langsamen Bodenänderungen (ANDROSOV

et al., 2005) kann der Unterschied zwischen hydrostatischen und nichthydrostatischen Berechnungen weniger problematisch sein als bei langen Verwerfungen oder impulsartiger Bodenänderung.

3.4 Ausbreitung im tiefen Ozean

Bei der weiteren Ausbreitung im tiefen Ozean spielt Dispersion nur dann eine wesentliche Rolle, wenn sich im Nahfeld ein Gleichgewichtssignal (z.B. ein Soliton) aus kurzen und langen Wellen eingestellt hatte. Andernfalls sind die kurzen Wellen dissipiert, und die Ausbreitung des verbleibenden langperiodischen Signals wird gut mit der hydrostatischen Annahme simuliert. In MOST (TITOV et al., 1997) wird sowohl für die Simulation der Ausbreitung im Nahfeld als auch im tiefen Ozean ein hydrostatisches Modell benutzt. Dort wird jedoch Dispersion bewusst über das gewählte numerische Verfahren wieder eingeführt. GJEVIK et al. (1997) haben den Einfluss numerischer Dispersion für finite Differenzen auf einem Arakawa-C-Gitter bei einer Tsunami-Simulation untersucht. Sie fanden, dass sich numerische Dispersion nicht immer in physikalisch sinnvoller Weise verhält. Trotzdem sind die Ergebnisse hydrostatischer Modelle brauchbar (HORRILLO et al., 2006).

Entscheidend für die Ausbreitung langer Wellen ist eine gute Kenntnis der Bodentopographie. Unterseeische Rücken und Berge werden einen Tsunami modifizieren und ablenken. MOFJELD et al. (2000) definieren z.B., basierend auf der linearen Theorie, einen Parameter, der die Bedeutung von Streuung und Reflexion an verschiedenen unterseeischen Strukturen für Tsunami charakterisiert.

Insbesondere Laufzeiten lassen sich bei Kenntnis der Tiefenverteilung mit guter Näherung aus der Integration des mit der lokalen Geschwindigkeit \sqrt{gh} zurückgelegten Wegs ermitteln (ANNUNZIATO et al., 2005). Solche Berechnungen sind sehr schnell und geben bei entsprechender Auflösung der Topographie bis in den Küstenbereich sinnvolle Ergebnisse, besonders bei Berücksichtigung von Diffraktion (Beugung) an Inseln und Küstenvorsprüngen. Die Autoren (ANNUNZIATO et al., 2005) haben eine Erweiterung ihres Modells auf eine ebenso schnelle Energieabschätzung angekündigt. Im Bericht (BUCH et al., 2005) des Danish Meteorological Institute (DMI) zum Tsunami-Risiko finden sich derartige Laufzeitberechnungen für die Startpunkte Kap Farvel (Grönland), Färöer Inseln und Hanstholm (Dänemark). NIRUPAMA et al. (2006) haben mit einer Auflösung der Bodentopographie von 2 Bogenminuten, das sind etwa 3,7 km am Äquator und etwa 2,1 km im Bereich der Nordsee, Laufzeiten für 118 Startorte im gesamten Atlantik berechnet.

3.5 Modifikation am Kontinentalhang

Eine entscheidende Modifikation erfährt ein Tsunami am Kontinentalhang. Vor Sumatra liegt der Kontinentalhang dicht vor der Küste. Für die deutsche Nordseeküste ist er ein weit entferntes, dynamisch gesondert zu betrachtendes Gebiet. Am Kontinentalhang nimmt \sqrt{gh} stark ab, während die Phasengeschwindigkeit $gT_{kurz}/2\pi$ kurzer Wellen von der Tiefe unabhängig ist. Für $gT_{kurz}/2\pi > \sqrt{gh}$ könnten die kurzen Wellen jetzt die langen wieder einholen (MIRCHINA et al., 2001) und das führende Signal stärken. Im realen Ozean werden jedoch die sehr kurzen Wellen gedämpft, und die vormals mittellangen Wellen werden bei abnehmender Tiefe wegen des kleiner werdenden Quotienten h/L zu langen Wellen. Daher wird im Allge-

meinen Dispersion das führende Signal weiter schwächen. Zur Berücksichtigung dieser Prozesse fordert RUBINO et al. (1998) nicht-hydrostatische Simulationen.

Im langwelligen dispersionsfreien Teil werden führende Wellen von nachfolgenden eingeholt, und durch die Überlagerung entsteht ein höheres Signal. Zusätzlich werden die einzelnen Wellen an der Schelfkante verkürzt und ihre Energie auf kleinerem Raum konzentriert („shoaling“). Ein Teil der prinzipiell verfügbaren Energie wird jedoch am Kontinentalhang zurück in den tiefen Ozean reflektiert.

Eine Abschätzung für einzelne lange Wellen erlaubt die lineare hydrostatische Theorie (MASSELINK, 2005). Die Wellenhöhe ändert sich danach entsprechend $H/H_{\text{tief}} = (h_{\text{tief}}/h)^{0,25}$; also würde sie beim Übergang von 4000 m auf 1000 m um einen Faktor 1,41 zunehmen. Die Vernachlässigung jeglicher Energiedissipation führt weiter dazu, dass auch die Periode der Welle beim Übergang zu flacherem Wasser erhalten bleibt. Dann verkürzt sich die Wellenlänge entsprechend $L/L_{\text{tief}} = (h/h_{\text{tief}})^{0,5}$ und die Steilheit nimmt mit $S/S_{\text{tief}} = (h_{\text{tief}}/h)^{0,75}$ zu. Für die Tiefen 4000 m und 1000 m würde die Wellenlänge halbiert und die Steilheit verdreifacht. Dies gilt jedoch nur bei sehr sanften Bodenänderungen. Der Kontinentalhang ist eher eine abrupte Tiefenänderung. Bei senkrechtem Auftreffen gilt $H/H_{\text{tief}} = 2h_{\text{tief}}^{0,5}/(h_{\text{tief}}^{0,5} + h^{0,5})$ (CAMFIELD, 1990). Für die obigen Werte nähme die Wellenhöhe also um einen Faktor 1,33 statt 1,41 zu. Bei CAMFIELD (1990) finden sich entsprechende Gleichungen auch für andere Bodenprofile und Einfallswinkel.

Hydrostatische Modelle wie NEA (KERRIDGE, 2005) und das Nordostatlantikmodell des BSH reproduzieren die topographische Modifikation der Ausbreitungsgeschwindigkeit und das Verkürzen der Wellenlänge mit abnehmender Tiefe. Da die Gleichungen des Modells Reibungsterme enthalten, bleibt jedoch T nicht mehr konstant, und die einfache lineare Abschätzung $L = T_{\text{tief}} \sqrt{gh}$ für eine einzelne Welle gilt wie in der Natur nur näherungsweise. Die Wellenhöhe der einzelnen Wellen nimmt in den Modellsimulationen am Kontinentalhang zwar zu, jedoch sind lokale Erhöhungen bis auf Ausnahmen (Abb. 7) eine Folge der Überlagerung der Einzelwellen.

Eine explizite Betrachtung der Energiebilanz im Modell hinsichtlich Reflexion, Nichtlinearität und Dissipation wurde nicht vorgenommen. Aber es ist bekannt, dass die numerische Approximation analytischer Gleichungen, besonders der Nichtlinearitäten, Einfluss auf die Größe der Dissipation hat.

Bisher wurden nur barotrope Modellsimulationen erwähnt. In geschichteten Medien können durch Tsunami auch interne Wellen entstehen, die am Kontinentalhang ebenfalls modifiziert werden. Ihre Anregung durch Tsunami wurde z. B. von HAMMACK (1974) untersucht.

4. Modellsimulationen mit dem Nordostatlantikmodell des BSH

Das Nordostatlantikmodell des BSH wurde entwickelt, um langen meteorologisch erzeugten Wellen, die aus dem Nordostatlantik in die Nordsee eindringen, bei der Ermittlung des Windstaus in der Deutschen Bucht Rechnung zu tragen. Die Sturmflutforschung hat für solche Wellen den Begriff Fernwellen geprägt. Das Nordostatlantikmodell ist ein barotropes, nichtlineares hydrostatisches Modell. Eine signifikante Anpassung erfolgte gegenüber dem operationellen Modell hinsichtlich der horizontalen Auflösung. Die folgenden Untersuchungen wurden für das Nordostatlantikmodell mit einer neuen feineren Auflösung von etwa 10 km durchgeführt (zukünftige Version des BSH mit Topographie der entsprechenden

Modellversion des Dänischen Meteorologischen Instituts). Das Modellgebiet (Abb. 1) umfasst den Kontinentalhang und den Schelf, zwei Bereiche starker Modifikation von einlaufenden Tsunami.

Am Rand werden Signale in analytischer Form vorgegeben. Es gibt zwar Modelluntersuchungen, die konkretere Anfangs- und Randbedingungen liefern könnten (z.B. BONDEVIK et al., 2005), zur Beantwortung der Frage, was vorhandene Modelle leisten können, ist jedoch ein einfaches Randsignal, dessen Modifikation leicht nachzuvollziehen ist, sinnvoller. Die Übernahme realistischer Rand- und Anfangsbedingungen ist ein sekundäres Problem. Der in die Modellgebiete einlaufende Wellenzug besteht jeweils aus drei aufeinander folgenden positiven Einzelwellen, die am entsprechenden Rand über die Geschwindigkeit der Wasserpartikel $u = H \sqrt{gb}/b \sin^2(2T/2\pi t)$ beschrieben werden. Das entspricht einem von der Tiefe unabhängigen positiven Eingangssignal für die Oberflächenauslenkung $\eta = ub/\sqrt{gb}$. Die Eingangswellenhöhe orientiert sich an der Storegga-Hangrutschung. Die Wellenhöhe von 3 m wurde so gewählt, dass potentielle Randbedingungen für die Nordsee (Abb. 7) von gleicher Größenordnung sind wie bei der in Abschnitt 5 angenommenen analytischen Randbedingungen ($H = 5,0$ m).

Für eine Periode von 30 Minuten zeigen die Simulationen die Entwicklung von relativ gut aufgelösten Signalen mit 35 Gitterpunkten pro Einzelsignal in 4000 m Tiefe und etwa noch 15 Gitterpunkten pro Einzelsignal in 1000 m Tiefe.

Im Einzelnen wurden folgende Simulationen durchgeführt:

- Wellenzug aus Norden (H 3 m, T 1800 s, Abb. 2 und 5–7)
- Wellenzug aus Süden (H 3 m, T 1800 s, Abb. 3 und 5–7)
- Wellenzug aus Westen (H 3 m, T 1800 s, Abb. 4 und 5–7)

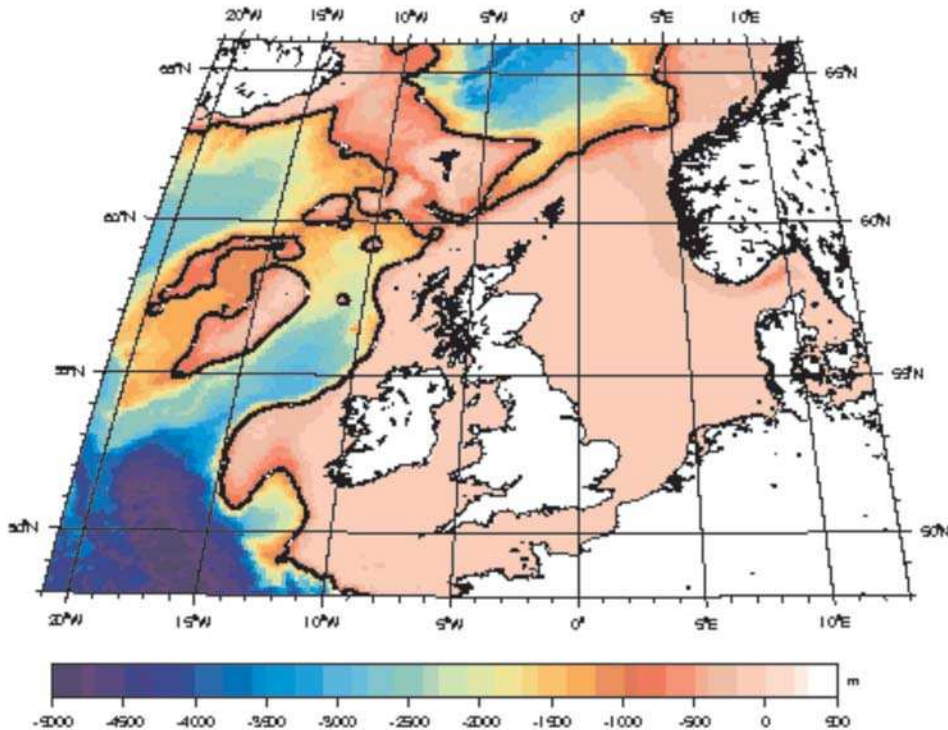


Abb. 1: Tiefenverteilung des verwendeten Nordostatlantikmodells mit 1000-m-Tiefenlinie (schwarz, fett)

4.1 Ausbreitung

In tiefem Wasser ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Tsunami bzw. von deren Energie sehr hoch (etwa 200 m s^{-1} bei 4000 m Tiefe im Vergleich zu 20 m s^{-1} bei 40 m Tiefe). Bei dem im Modell gewählten numerischen Verfahren ist dann auch die numerische Energie-dissipation höher, als sie aus physikalischen Gründen zu erwarten wäre. Trotzdem ist vereinzelt eine Erhöhung einzelner Signale durch „shoaling“ in den Abbildungen 2–4 zu erkennen (vergleiche auch Abb. 7). Häufiger liegen lokale Zunahmen an einer Überlagerung der drei Einzelsignale nach Ablenkung durch die Bodentopographie. Die wesentlichen Modifikationen während der Ausbreitung im tiefen Ozean und über den Kontinentalhang repräsentieren alle den Einfluss der Änderung von \sqrt{gb} mit der Tiefe. So werden die Einzelsignale am Schelfrand zusammengedrängt und verkürzt. Der gewählte Ansatz für den turbulenten Impulsaustausch (DICK et al., 2001) erlaubt eine klare Unterscheidung der drei Einzelsignale auch noch bei sehr kleinen Wellenlängen auf dem Schelf. Die durch die Modellgleichungen unterdrückte Frequenzdispersion kann in den Simulationen dieses Abschnitts theoretisch nicht auftreten, da alle Einzelsignale identische Perioden haben. Die diskrete Darstellung des Eingangssignals zerstört jedoch diese Eigenschaft, und das Signal wird im weiteren Verlauf durch numerische Dispersion modifiziert.

In allen Simulationen konnte sich das führende Eingangssignal 12 Stunden lang ausbreiten. Die folgenden Abbildungen zeigen jeweils einen Zeitpunkt, zu dem alle drei Einzelsignale im Modellgebiet angekommen sind und ihre Entwicklung bis zum Erreichen des nördlichen Randes der Nordsee bzw. des Eingangs zum Kanal. In den Abb. 2–4 haben sich die drei ursprünglich gleichartigen und im gleichen zeitlichen Abstand am Rand einlaufenden Signale nach 1,5 Stunden unterschiedlich weit voneinander entfernt. Beim Übergang zu flacherem Wasser jenseits der eingezeichneten 1000 m Tiefenlinie sind die vorderen Wellen von den hinteren eingeholt worden. Besonders deutlich ist dies in Abb. 4 über der Rockall Bank. Im tiefen Wasser der Norwegen See haben sich die Wellen dann wieder weiter voneinander entfernt.

Ein Signal vom nördlichen Modellrand erreicht die Nordsee nach etwa 2,5 Stunden (Abb. 2). Das am Südrand vorgegebene Signal erreicht in 5 Stunden Nordschottland (Abb. 3) und nach 7 Stunden als schwaches Signal die nördliche Nordsee. Der Kanaleingang wird auf Grund der geringeren Wassertiefe nicht wesentlich schneller erreicht und im Kanal erfolgt die Ausbreitung sehr langsam. Das von Westen kommende Signal hat nach 3,5 Stunden Schottland erreicht. Abgelenkt zum flacheren Wasser läuft es nach etwa 4,5 Stunden fast senkrecht in die Nordsee ein (Abb. 4).

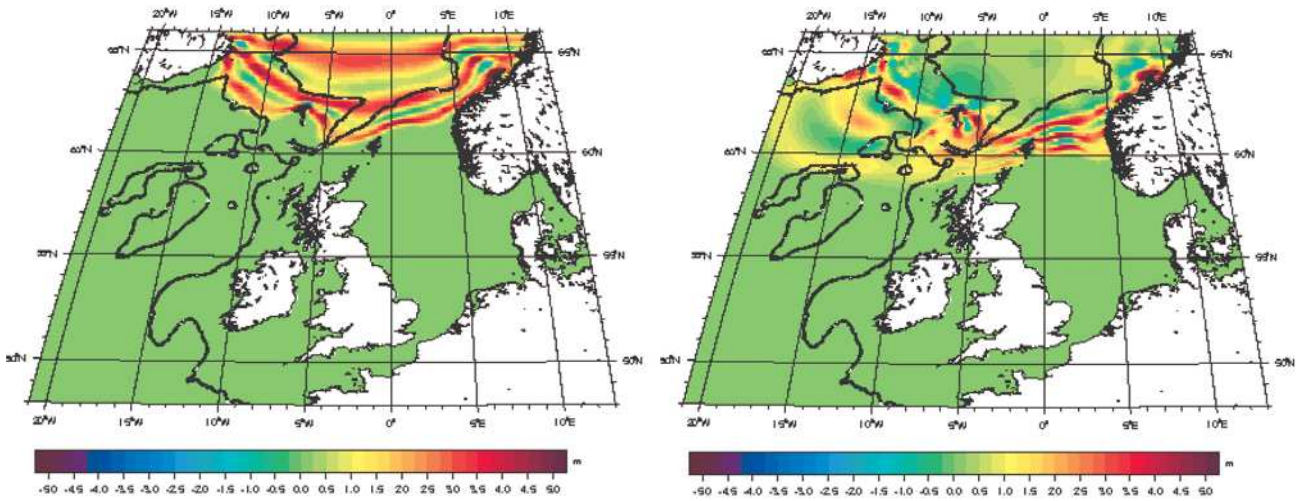


Abb. 2: Wasserstandsverteilung nach 1,5 Std. (links) und nach 2,5 Std. (rechts) (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale aus N, T 1800 s, H 3 m, Nordostatlantikmodell 10 km)

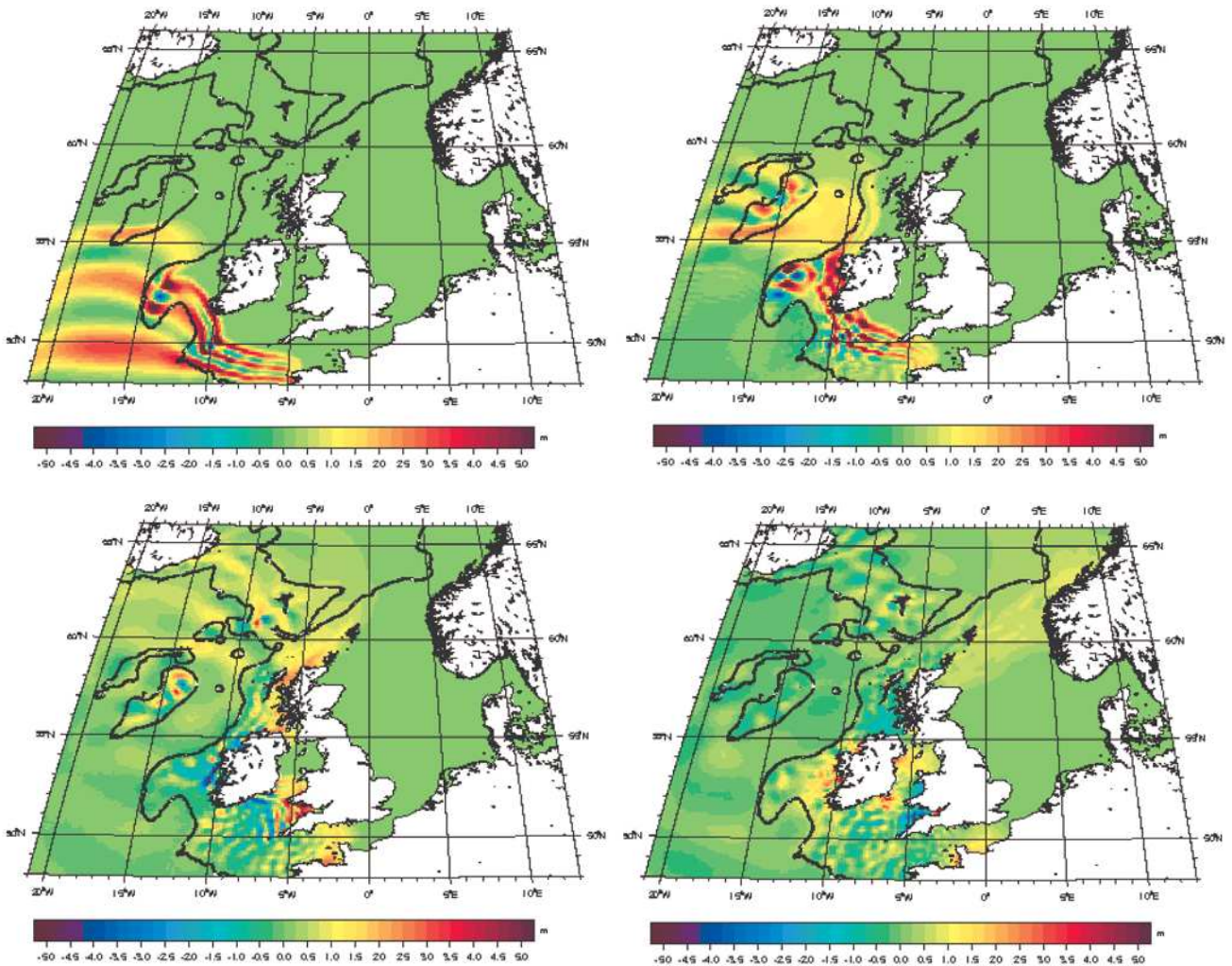


Abb. 3: Wasserstandsverteilung nach 1,5 Std. (oben links), 2,5 Std. (oben rechts), nach 5 Std. (unten links) und nach 7 Std. (unten rechts) (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, T 1800 s, H 3 m aus S, Nordostatlantikmodell 10 km)

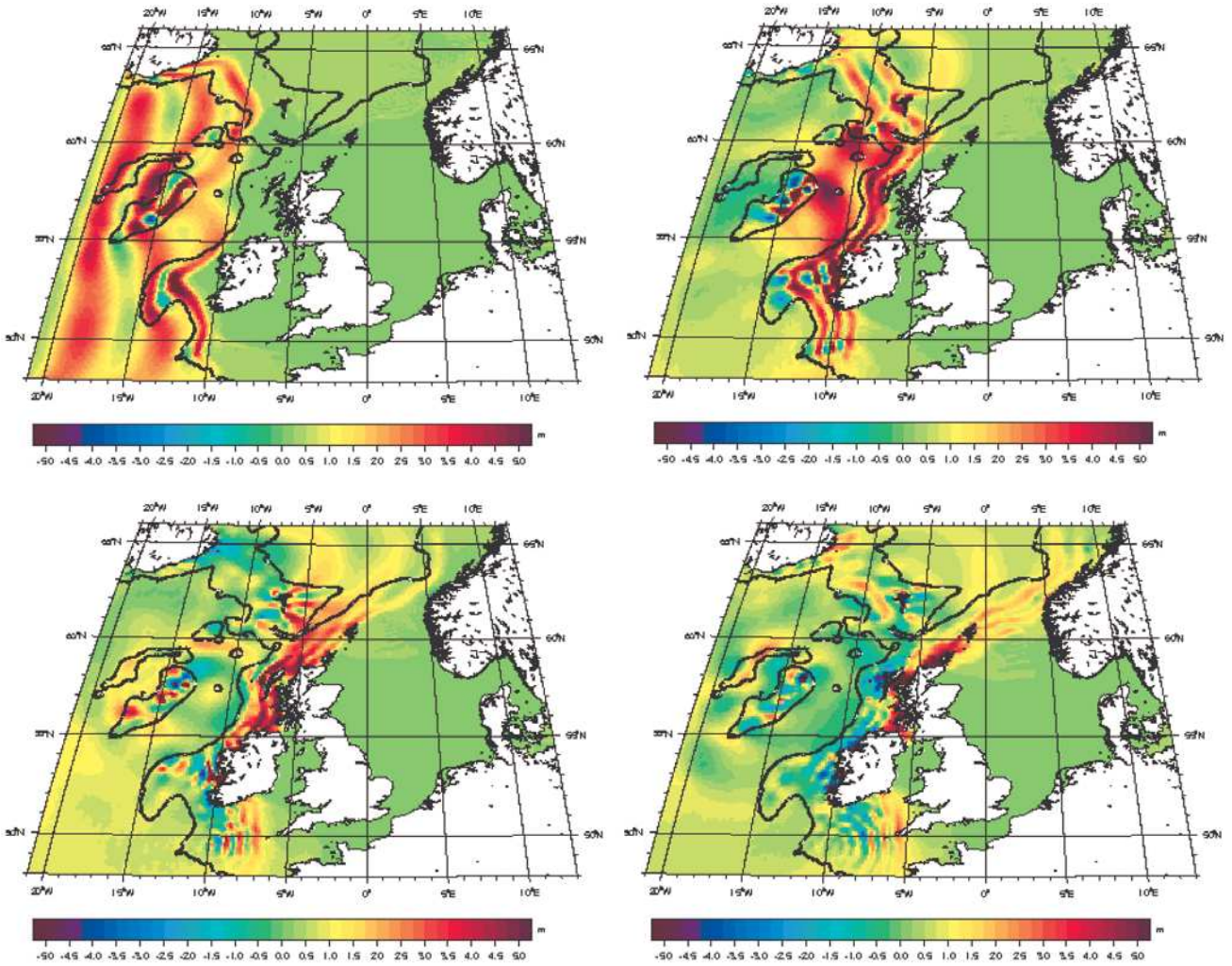


Abb. 4: Wasserstandsverteilung nach 1,5 Std. (oben links), 2,5 Std. (oben rechts), nach 3,5 Std. (unten links) und nach 4,5 Std. (unten rechts) (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, T 1800 s, H 3 m aus W, Nordostatlantikmodell 10 km)

4.2 Laufzeiten und Wasserstände

Genauer sind die Laufzeiten in den Zeitreihen der Wasserstandswerte abzulesen. Plymouth (Abb. 5) wird nach etwa 3 Stunden von dem ersten Maximum des Signals aus Süden erreicht. Das Signal aus Westen braucht etwa doppelt solange und ist deutlich schwächer als das Eingangssignal.

Wick (Abb. 6) wird von dem Signal aus Norden später als der offene Nordrand der Nordsee (Abb. 7) erreicht. Es trifft hier fast zeitgleich mit dem Signal aus Westen ein, hat aber eine deutlich unterschiedliche Form. Das Signal aus Süden trifft 2 Stunden später ein. In allen Fällen ist der maximale Wasserstand kleiner als die Wellenhöhe des Randsignals.

Am offenen Nordrand der Nordsee (60,05 N und 1,25 W) dagegen ist mit fast 5 m maximalem Wasserstand ein deutlicher „shoaling“-Effekt für das Signal aus Norden zu erkennen (Abb. 7). Das Signal aus Westen hat hier etwa die gleiche Höhe wie in Wick. Es

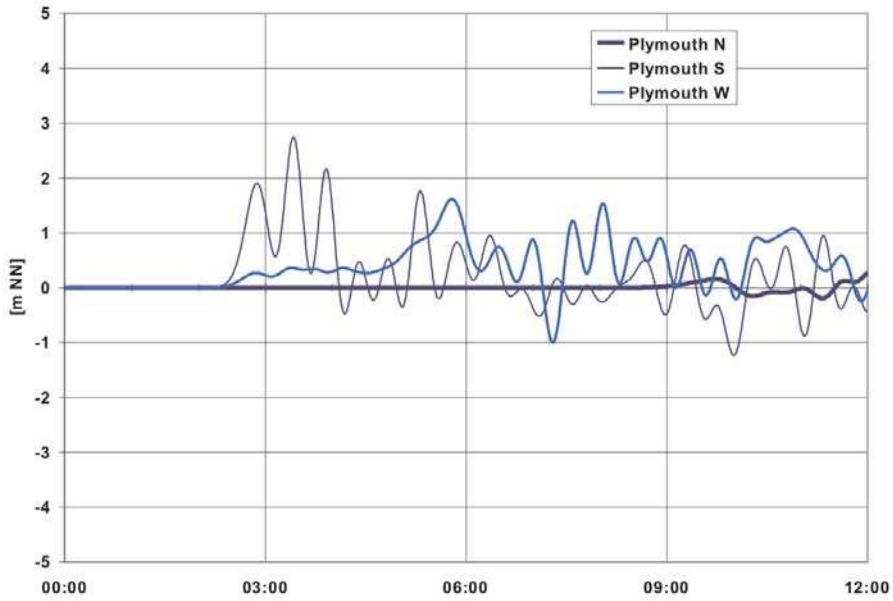


Abb. 5: Wasserstandsverlauf in Plymouth (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Periode 1800 s, Wellenhöhe 3 m, aus Norden N, Süden S und Westen W, Nordostatlantikmodell 10 km)

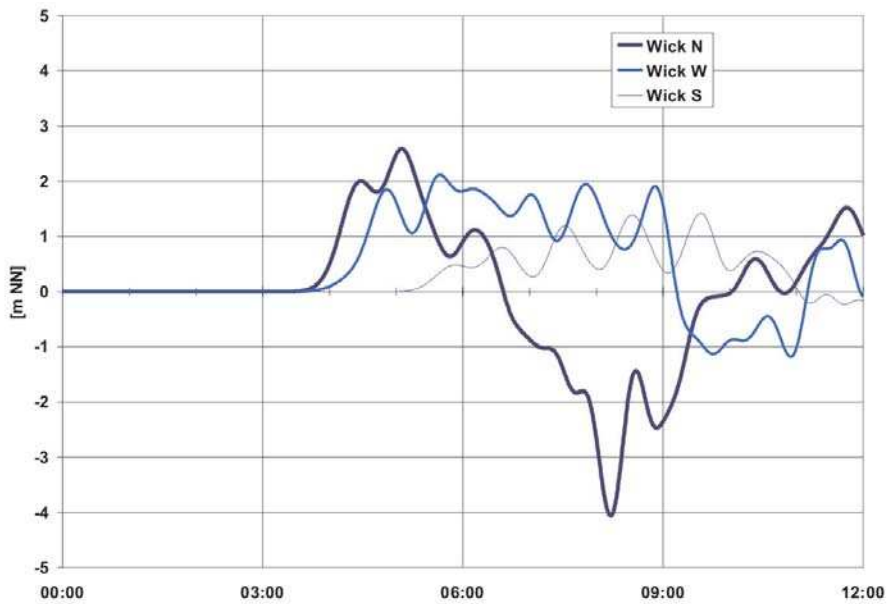


Abb. 6: Wasserstandsverlauf in Wick (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Periode 1800 s, Wellenhöhe 3 m, aus Norden N, Süden S und Westen W, Nordostatlantikmodell 10 km)

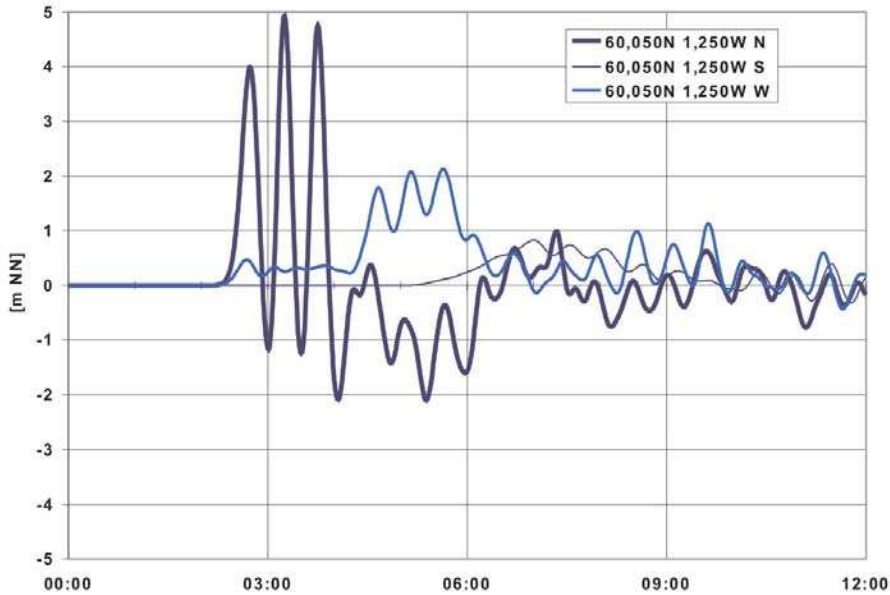


Abb. 7: Wasserstandsverlauf bei Shetland (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Periode 1800 s, Wellenhöhe 3 m, aus Norden N, Süden S und Westen W, Nordstatlantikmodell 10 km)

zeigt aber noch deutlich die Form des Eingangssignals (3 positive Einzelwellen, T 1800 s), während das Signal aus Westen in Wick (Abb. 6) über mehr als 4 Stunden Wasserstände bis 2 m erreicht.

5. Modellsimulationen mit Nordseemodellen des BSH

Im Wasserstandsvorhersagedienst des BSH wird sowohl ein baroklines, dreidimensionales Zirkulationsmodell (DICK et al., 2001) als auch ein barotropes, zweidimensionales Windstaumodell („Nordsee 10 km“, MÜLLER-NAVARRA et al., 2003) genutzt. Die meisten der hier vorgestellten Modellsimulationen basieren auf einer eigens für diese Untersuchung erstellten barotropen zweidimensionalen Modellversion „Nordsee 2 km“. Sie hat nicht nur einen kleineren horizontalen Gitterabstand von 1,8 km als das operationelle Windstaumodell, sondern verwendet auch eine für die feinere Auflösung neu erstellte Tiefenverteilung (Abb. 8). Beide Modelle lösen hydrostatische nichtlineare Gleichungen bei variabler Topographie und Bodenreibung.

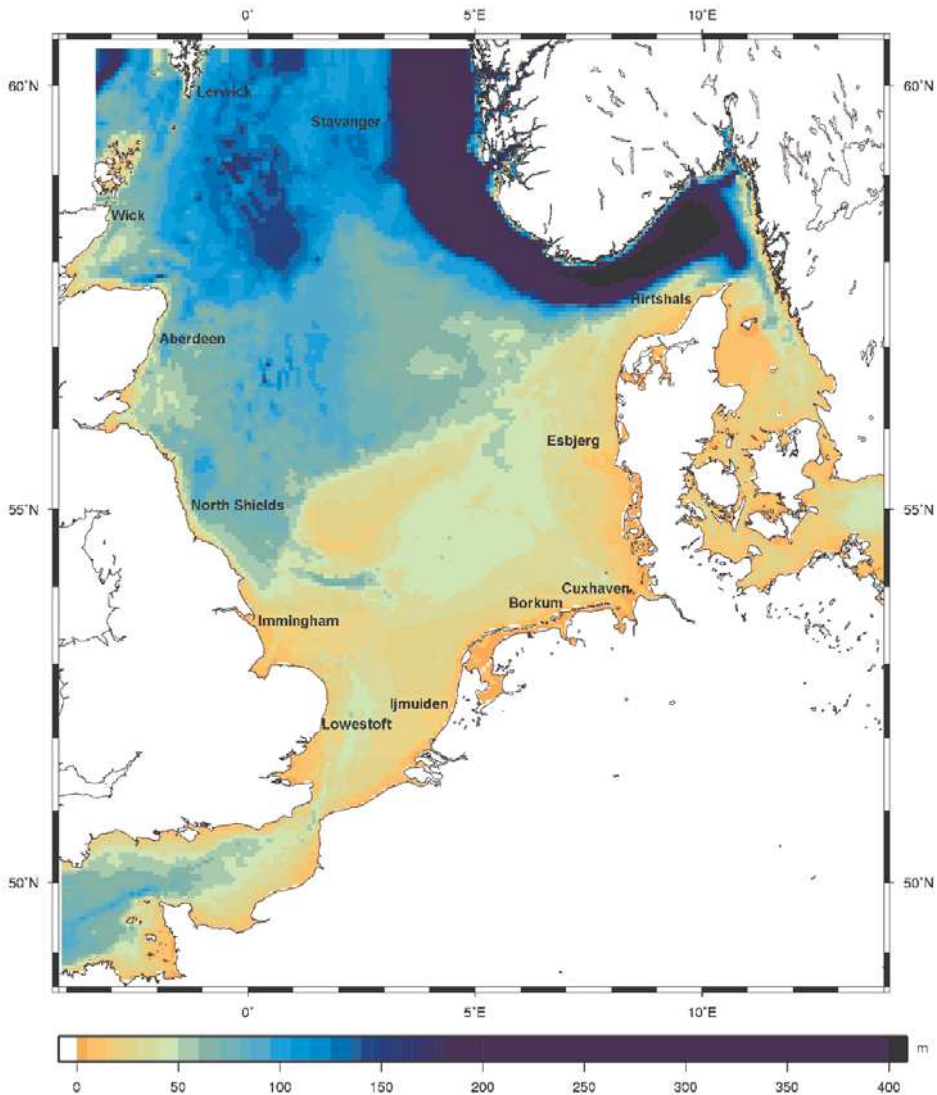


Abb. 8: Tiefenverteilung des Modells „Nordsee 2 km“

5.1 Modellanpassung

Wasserstands- und Sturmflutmodelle wie z. B. die des BSH basieren auf hydrostatischen Gleichungen und implizieren damit eine Vernachlässigung der Frequenzdispersion, die in manchen Stadien der Entwicklung eines Tsunami wichtig ist, nicht jedoch in der Nordsee außerhalb der unmittelbaren Küstenregion. So ergab auch eine nichthydrostatische Vergleichsrechnung der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) mit dem Modell MARTIN (MILBRADT, 2002) für den Wasserstandsverlauf in Helgoland erwartungsgemäß nur geringe Abweichungen (PLÜSS, 2005; persönliche Mitteilung). Auf eine derartige Anpassung kann daher auf dem Schelf bis in Küstennähe verzichtet werden.

Wesentlichen Einfluss auf die Güte der Simulationsergebnisse hat dagegen die horizontale Auflösung eines Modells. Die in diesem Artikel vorgestellten Simulationen wurden mit zwei zweidimensionalen, barotropen Modellversionen durchgeführt. Abb. 9 zeigt die Wir-

kung der Reduktion des Gitterabstands von etwa 10 km auf 2 km. Da beide Modelle leicht unterschiedliche Gebiete abdecken und die Simulationen nicht zur gleichen Zeit gestartet wurden, ist in den Abb. 10 und 11 die Zeitachse so verschoben worden, dass die Signale simultan Wick an der schottischen Küste erreichen. Das Eingangssignal (drei positive Signale, Periode 30 Minuten, Wellenhöhe 5 m, siehe Abschnitt 5.2) ist in Wick im gröber auflösenden Modell (Abb. 10 grün) noch kaum modifiziert und in den ersten beiden Signalen höher als das im feiner auflösenden Modell (Abb. 10 rot). Cuxhaven wird in beiden Modellen zuerst von dem auf dem Schelf geschwächten Ausläufern des Eingangssignals erreicht, danach von einem höheren, durch Beugung entstandenen Signal (Abb. 9). Die Simulationen sind ähnlich, unterscheiden sich jedoch in zwei wichtigen Punkten: Zum einen ist in der gröber aufgelösten Simulation (Abb. 11 grün) das primäre Signal höher und das sekundäre niedriger als in der Rechnung mit dem feineren Modell (Abb. 11 rot). Zum anderen erreicht im gröberen Modell das primäre Signal Cuxhaven etwa zwei Stunden später; das sekundäre Maximum tritt eine Stunde später auf. Da in dem feiner auflösenden Modell auch eine verbesserte Bodentopographie (Abb. 8) verwendet wurde, ist jedoch auf Grund dieser Ergebnisse keine sichere Aussage zur Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit von der Gitterauflösung möglich. Mit dem angepassten Modell (Nordsee 2 km) kann der langwellige Anteil eines hypothetischen Tsunami mit Perioden ab 30 Minuten bis in Küstennähe angemessen aufgelöst werden (36 Gitterpunkte/Wellenlänge bei 500 m Tiefe, 20 bei 50 m und 9 bei 10 m).

Weitere Anpassungen wurden nicht gemacht. Modelle wie die des BSH reproduzieren die Modifikation einlaufender Signale durch Beugung an Küstenformationen, Reflexion in

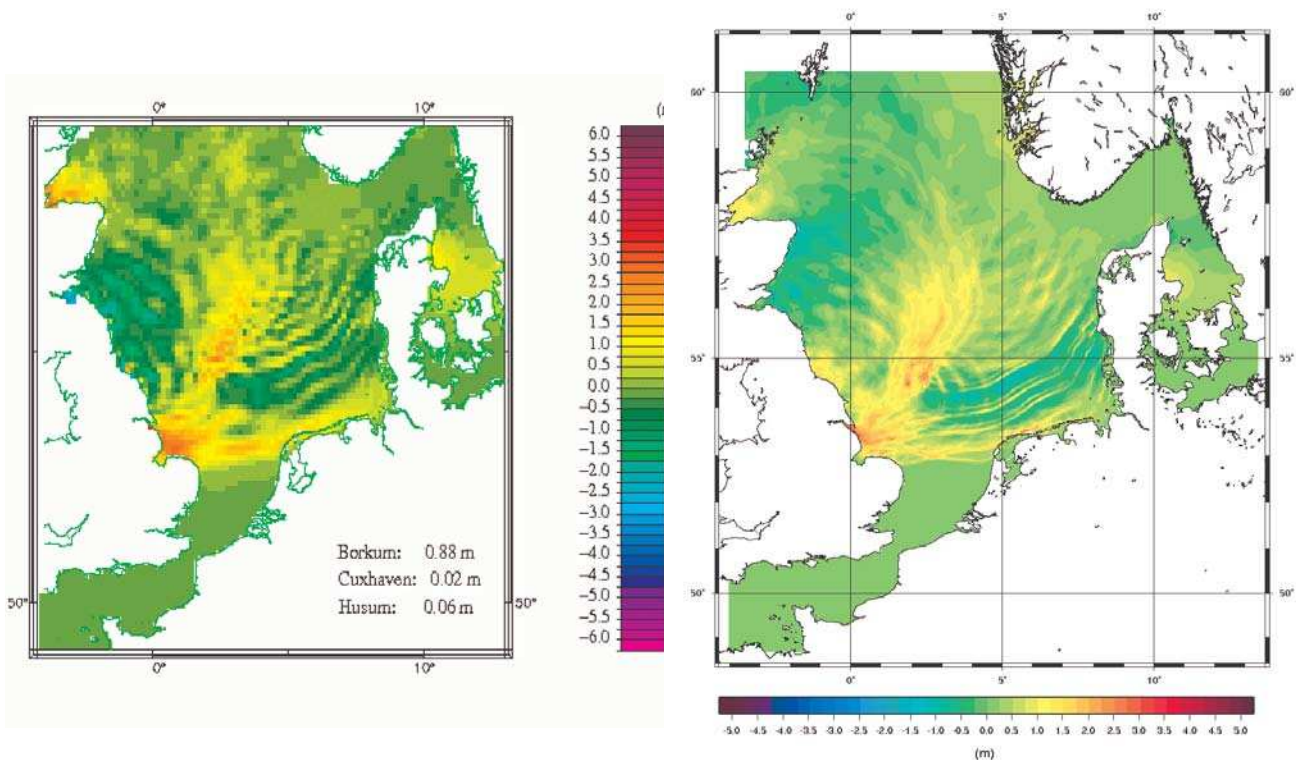


Abb. 9: Wasserstandsverteilung bei gleichem Eingangssignal (3 positive Einzelsignale, Periode 1800 s, Wellenhöhe 5 m) und unterschiedlichen Modellen. Links: Modell „Nordsee 10 km“ (nach 8 Stunden), rechts: Modell „Nordsee 2 km“ (nach 9 Stunden)

Buchten, Reflexion und Refraktion durch Bodentopographie, sowie „shoaling“ einzelner Wellen und das Einholen vorderer Wellen einer Gruppe durch nachfolgende bei abnehmender Tiefe. Insbesondere können auf dem Schelf verlässliche Laufzeiten angegeben werden. Nichtlineare hydrostatische Gleichungen überschätzen im flachen Wasser jedoch wegen der Vernachlässigung der Dispersion die Energiedichte pro Flächeneinheit. Für einen breiten, flachen Schelf wie die Nordsee ist wichtig, dass die Modelle auch die Dissipation durch Bodenreibung berücksichtigen. Dadurch stehen für die Prozesse im unmittelbaren Küstenbereich der Deutschen Bucht wesentlich energieärmere Signale zur Verfügung als bei Küsten mit schmalem, vorgelagertem Schelf. Allerdings führen numerische Verfahren fast immer zu künstlicher zusätzlicher Energiedissipation.

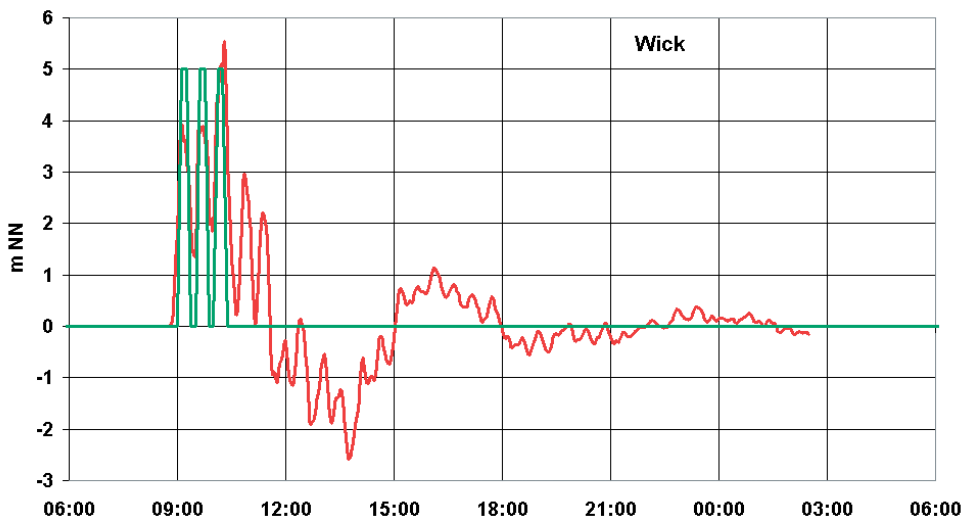


Abb. 10: Zeitlicher Wasserstandsverlauf in Wick mit zwei Modellen. Modell „Nordsee 10 km“ (grün), Modell „Nordsee 2 km“ (rot) bei gleichem Eingangssignal (3 positive Einzelsignale, Periode 1800 s, Wellenhöhe 5 m)

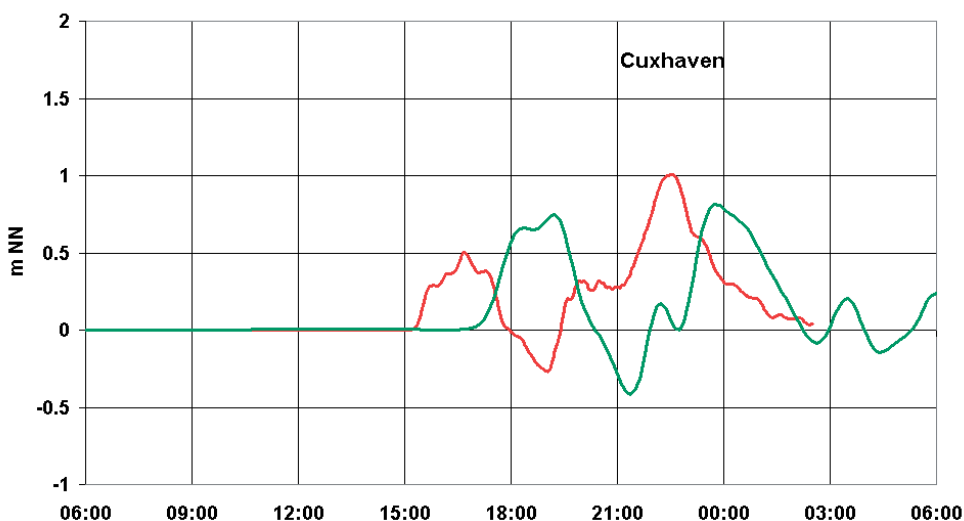


Abb. 11: Zeitlicher Wasserstandsverlauf in Cuxhaven mit zwei Modellen. Modell „Nordsee 10 km“ (grün), Modell „Nordsee 2 km“ (rot) bei gleichem Eingangssignal (3 positive Einzelsignale, Periode 1800 s, Wellenhöhe 5 m)

In Küstennähe verlieren die Modelle des BSH (und ähnliche Modelle) ihre Gültigkeit, wenn die Wellenlängen so kurz werden, dass Dispersionseffekte wieder eine Rolle spielen. Diese Einschränkung betrifft Aussagen zum Wasserstand relativ wenig. Vergleichsrechnungen (PEDERSEN, 2004) zeigen, dass hydrostatische Modelle den Wasserstand angemessen simulieren, die Geschwindigkeit der Wasserteilchen aber unterschätzen. Stärker wird der Gültigkeitsbereich der Modellannahmen dadurch eingeschränkt, dass sie für brechende Wellen nicht mehr gerechtfertigt sind. Angegebene Wasserstandsverläufe sind daher mit Vorbehalt zu interpretieren.

5.2 Randbedingungen

Wenn für die Nordsee davon ausgegangen wird, dass die Quelle des Tsunami außerhalb des Modellgebiets liegt, ist es notwendig, den Tsunami als in das Modellgebiet einlaufendes Signal vorzugeben. Dadurch ergeben sich zwei Arten von Problemen: das Signal muss physikalisch sinnvoll sein, d. h. es muss das aus einer potentiellen Quellregion ankommende Signal angemessen darstellen, und das Geschehen am Rand muss numerisch korrekt modelliert werden.

Für die Simulation hypothetischer Tsunami sind verschiedenartige Randbedingungen gewählt worden. LEHFELDT et al. (2008, in diesem Heft) geben eine einzelne solitäre Welle am Rand vor (Modell MARTIN, finite Elemente). Bei den Simulationen im DMI-Bericht (BUCH et al., 2005; Modell MOG2D, finite Elemente) ist das Problem für die Nordsee durch Gitternetzverfeinerung gelöst. WINTER (2005) nutzte eine Simulation des Tsunami, ausgelöst von der Storegga-Hangrutschung (BONDEVIK et al., 2005), um Randwerte für Ausbreitungsrechnungen (Modell Delft3D, horizontaler Gitterabstand etwa 5 km) in die Nordsee hinein zu erhalten. Ähnlich wird im DEFRA-Bericht (KERRIDGE, 2005) die Simulation eines Tsunami durch eine potentielle Hangrutschung (Run H) im feineren Modell (N10, 2D, horizontale Auflösung 3,5 km) mit Randwerten aus einem gröberen Modell (NEA, 2D, horizontale Auflösung 35 km) fortgesetzt. In weiteren Simulationen wird für NEA eine aus Süden kommende Welle vorgegeben, und wieder werden die in NEA berechneten Größen an N10 als Randwerte übergeben. Es wurde sowohl ein positives als auch ein Signal mit führender negativer Auslenkung, jeweils mit einer Periode von einer Stunde, genutzt. In einer Ergänzung zum DEFRA-Bericht (SMALLMAN, 2006) wird das Modell NEA durch eine Erweiterung des britischen operationellen Windstaumodells (FLATHER, 2000; 2-D, horizontale Auflösung 12 km) ersetzt und von einer bekannten Anfangsverteilung gestartet. Es übergibt Randwerte an ein Modell mit variablem Gitterabstand (TELEMAC-2D, finite Elemente, horizontaler Gitterabstand 12 km bis 1 km).

Im operationellen Betrieb besteht das Modellsystem des BSH auch aus ‚genesteten‘ Modellen. Auf eine Übergabe der Ergebnisse des Nordostatlantikmodells (Abschnitt 4) als Randwerte an das Nordseemodell wurde verzichtet, da die Randbedingungen des Nordostatlantikmodells willkürlich gewählt wurden und das Modell nicht alle Aspekte der Modifikation eines Tsunami im tiefen Wasser und am Kontinentalrand reproduziert. Im Nordseemodell (Modell „Nordsee 2 km“, 2-D, horizontale Auflösung 1,8 km) wurden daher auch analytische Signale als Randbedingung vorgegeben. Der in die Modellgebiete einlaufende Wellenzug besteht jeweils aus drei aufeinander folgenden positiven Einzelwellen. In den Berechnungen der Abschnitte 5.3 und 5.4 wurden sie am entsprechenden Rand über die Geschwindigkeit der Wasserteilchen $u = H \sqrt{gh/b} \sin^2(2T/2\pi t)$ vorgegeben. Das entspricht einem von der Tiefe unabhängigen positiven Eingangssignal für die Oberflächenauslenkung

$\eta = ub/\sqrt{gh}$. Das ist eine fiktive Konstruktion. Sie erlaubt jedoch eine einfache Interpretation der Ausbreitung und Modifikation des Randsignals.

Standardmäßig hatten die Einzelsignale eine Wellenhöhe von 5 m. Trotz der für das Storegga-Ereignis rekonstruierten höheren Wasserstände bei den Shetland Inseln (BONDEVIK et al., 2005) scheint 5 m eine angemessene Wellenhöhe für das Randsignal zu sein. Denn solche höheren Wasserstände können durchaus auf lokalen Prozessen beruhen. Mit dem Standardsignal werden in der Simulation z. B. in Lerwick Wasserstände von über 10 m erzeugt (Abb. 12). Die Zeit ist in den Abbildungen der Abschnitte 5.1 bis 5.4 jeweils bezogen auf den ersten Eintritt des Signals in das Modellgebiet. Für Vergleichsrechnungen wurde die Wellenhöhe des Eingangssignals bei gleicher Periode auch auf 6 m, 7 m und 8 m erhöht.

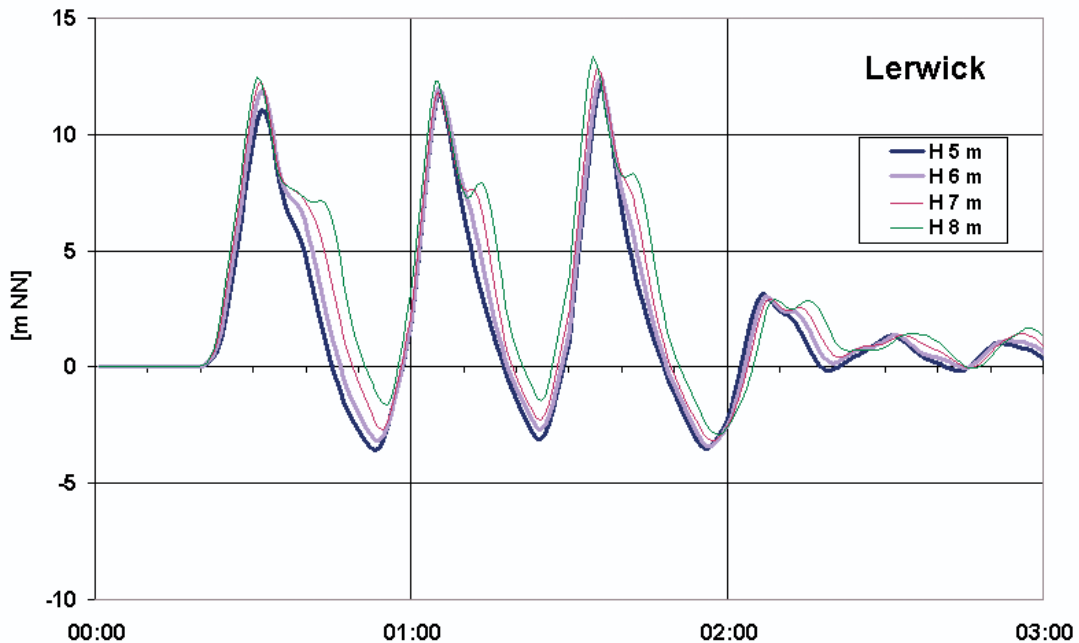


Abb. 12: Wasserstandsverlauf in Lerwick für verschiedene Wellenhöhen des Eingangssignals (3 positive Einzelwellen, Periode 1800 s, Nordseemodell 2 km)

Im Einzelnen wurden folgende Simulationen mit dem Modell „Nordsee 2 km“ durchgeführt:

- Wellenzug aus Norden (H 5 m, T 1800, linke Abb. 13–18 und 20–22)
- Wellenzug aus Norden, konstante Wassertiefe von 500 m (H 5 m, T 600, rechte Abb. 13–18)
- Wellenzug aus Norden (H 6, 7 und 8 m, T 1800, Abb. 12, 19, 21 und 22)
- Wellenzug aus Westen (H 5 m, T 1800, Abb. 23 und 24)

und mit dem Modell „Nordsee 10 km“ :

- Wellenzug aus Norden (H 5 m, T 1800, Abb. 9 links).

Diese Simulationen beschreiben Signale, die in eine ‚ruhende‘ (keine Sturmflut, keine Wellen, keine Gezeitenströme) Nordsee einlaufen. Eine Vergleichsimulation mit konstanter größerer Wassertiefe (Abb. 13–18 rechts) gibt einen Eindruck vom Einfluss der Dissipation

und erlaubt eine optische Separation der Einflüsse von Küstenverlauf und Bodentopographie.

Ebenfalls in eine ‚ruhende‘ Nordsee läuft eine mit einem Gezeitensignal überlagerte solitäre Welle in LEHFELDT et al. (2008, in diesem Heft) ein. In Abschnitt 5.5 wird der Randbedingung einer extremen Sturmflut (JENSEN et al., 2007) die Oberflächenauslenkung des oben beschriebenen Signals (drei aufeinanderfolgende Einzelsignale, $\eta = H \sin^2(2T/2\pi t)$) überlagert. Beide treffen auf eine von Gezeit und meteorologischem Antrieb bereits modifizierte Nordsee. Es wurde nur ein Beispiel gerechnet.

5.3 Signal aus Norden

Die folgenden Abbildungen zeigen im linken Teil die Ausbreitung des im Abschnitt 5.2 beschriebenen Randsignals (drei positive Signale, T 1800 s und H 5 m). Küstenverlauf und Bodentopographie beeinflussen Ausbreitung und Modifikation von Wellen mit Perioden im Tsunamibereich in vielfältiger Weise. Prinzipiell sind Wellenerscheinungen wie Diffraktion, Reflexion und Refraktion verstanden (z.B. MASSELINK, 2005) und für Tsunami zusammengestellt worden (CAMFIELD, 1990; MOFJELD et al., 2000). Zur Separation des Einflusses von Küstenverlauf und Bodentopographie wurden zusätzlich Rechnungen mit konstanter Wassertiefe von 500 m in der gesamten Nordsee und mit gleichartigen Randsignalen, aber für eine Periode von 600 s durchgeführt.

5.3.1 Ausbreitung

Deutlich erkennbar ist der Einfluss einer realen Bodentopographie auf die schnellere Ausbreitung in tieferen Bereichen der Nordsee wie der Norwegischen Rinne. Im Norden werden markante lokale Wasserstandsmaxima simuliert (Abb. 13 und 14, links). Sie entstehen durch Richtungsänderung und nachfolgende Überlagerung innerhalb der Einzelsignale bei inhomogenem Tiefengradienten (Refraktion). Diese Maxima treten in den Vergleichsrechnungen mit flachem Boden (rechte Abbildungen) nicht auf.

Beugung und Reflexion erzeugen in Buchten, Flussmündungen und an Inseln zum Teil sehr hohe Wasserstände (z. B. Lerwick, Abb. 12). Solche Prozesse werden durch den Küstenverlauf und die Lage der Inseln bestimmt. Eine variable Bodentopographie kann sie jedoch durch ihren Einfluss auf Ausbreitungsrichtung und Geschwindigkeit stark modifizieren (z.B. Abb. 15).

Die deutsche Küste liegt im Wellenschatten Norwegens. Sie wird zuerst von Ausläufern des auf dem Schelf geschwächten Eingangssignals getroffen (Abb. 16 und 9). Später erreicht ein durch Überlagerung von Beugungserscheinungen entstandenes sekundäres Signal ebenfalls die Küste (Abb. 18). Es wird vorwiegend durch Beugung und Reflexion an der britischen Küste erzeugt. In den Simulationen mit flachem Boden ist es deutlicher zu erkennen, findet sich aber auch als signifikantes Signal in Modellzeitreihen bei realistischer Topographie.

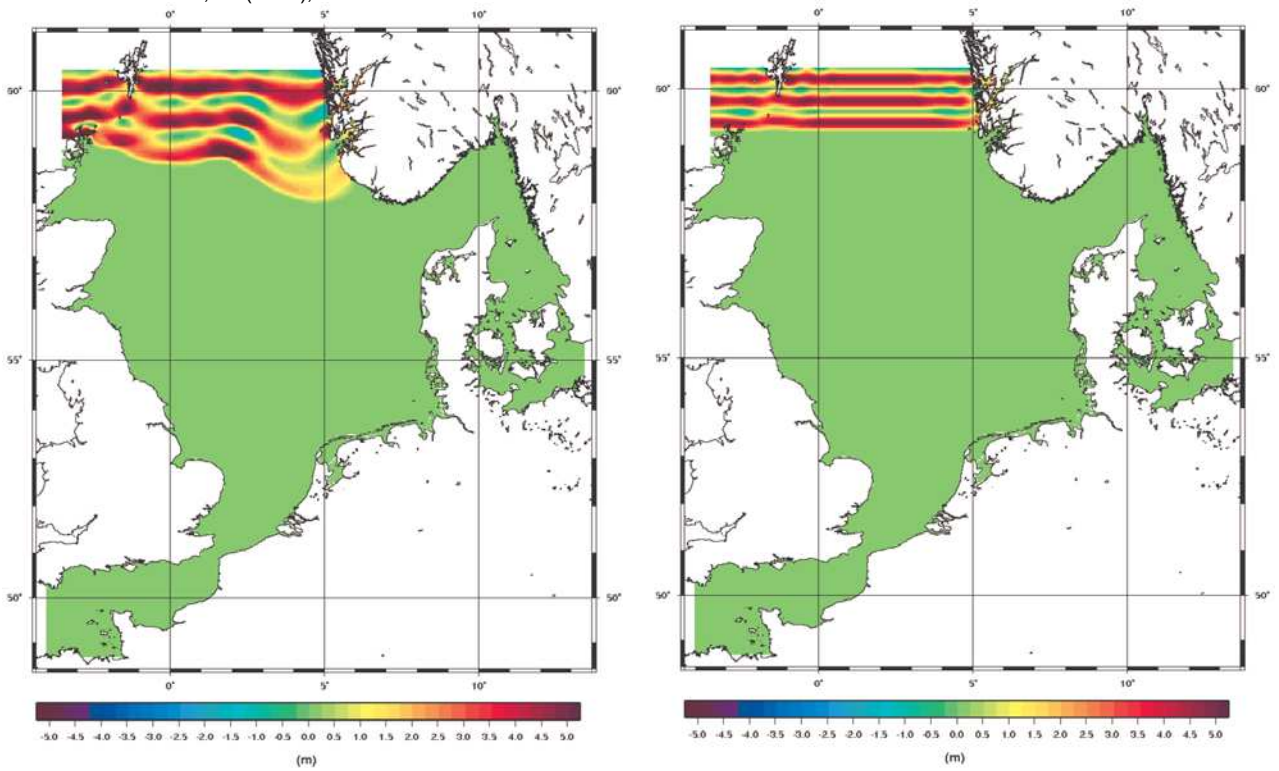


Abb. 13: Wasserstandsverteilung (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Wellenhöhe 5 m, aus Norden, „Nordsee 2 km“)

Links: nach 1,5 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung (T 1800 s)
Rechts: nach 0,5 Stunden bei konstanter Wassertiefe (b 500 m, T 600 s)

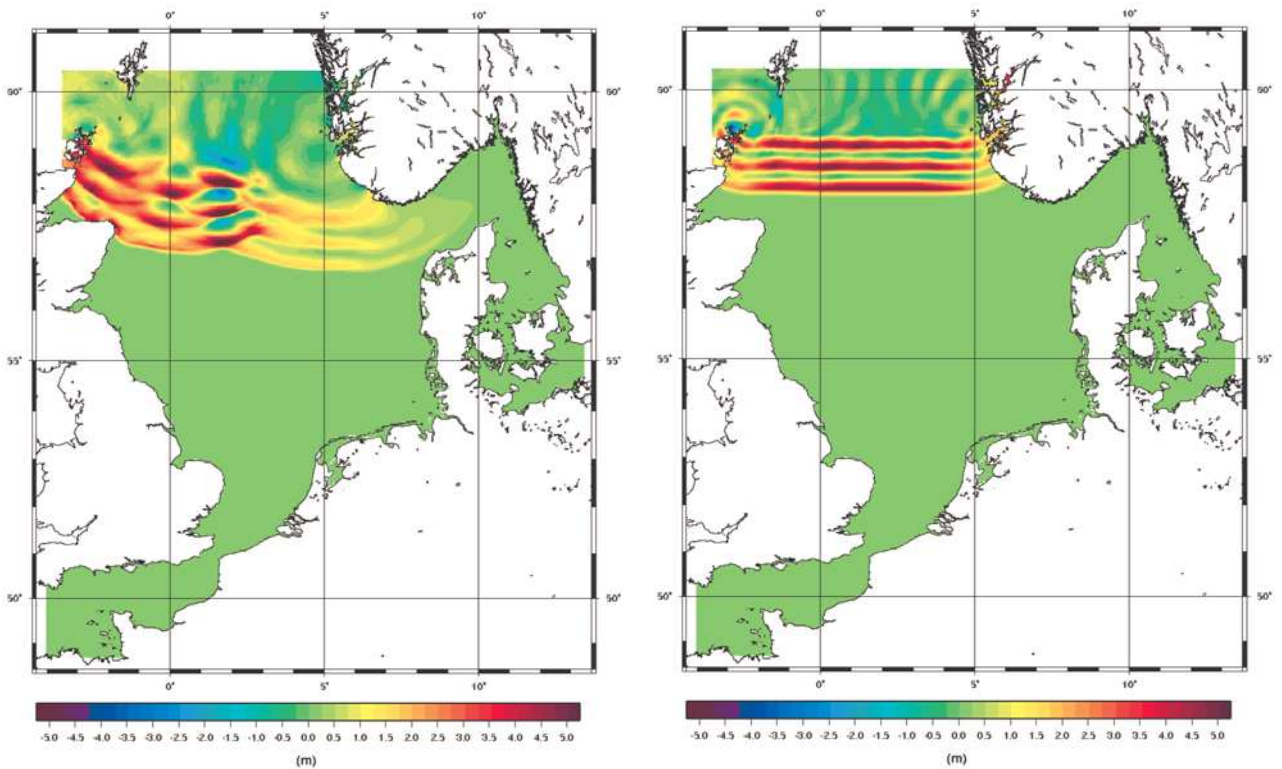


Abb. 14: Wasserstandsverteilung (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Wellenhöhe 5 m, aus Norden, „Nordsee 2 km“)

Links: nach 3 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung (T 1800 s)
Rechts: nach 1 Stunden bei konstanter Wassertiefe (b 500 m, T 600 s)

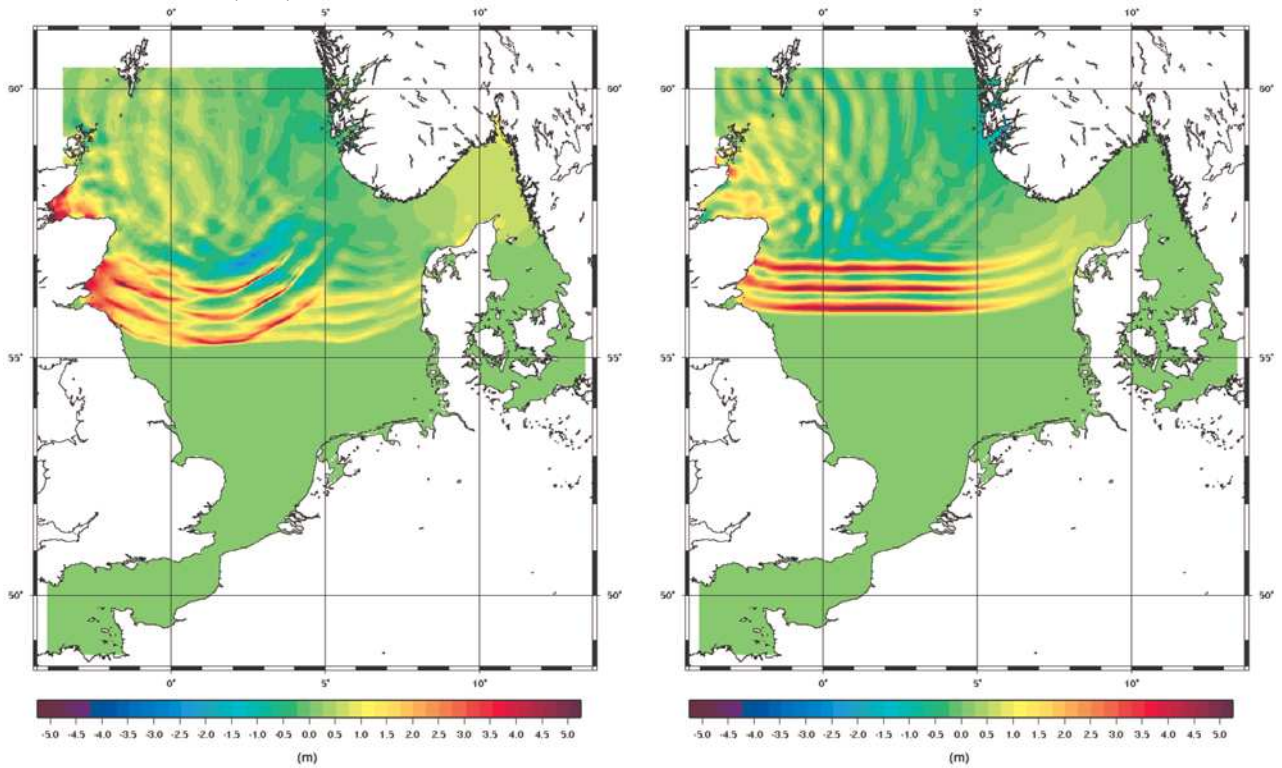


Abb. 15: Wasserstandsverteilung (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Wellenhöhe 5 m, aus Norden, „Nordsee 2 km“)
Links: nach 5 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung ($T = 1800$ s)
Rechts: nach 2 Stunden bei konstanter Wassertiefe ($b = 500$ m, $T = 600$ s)

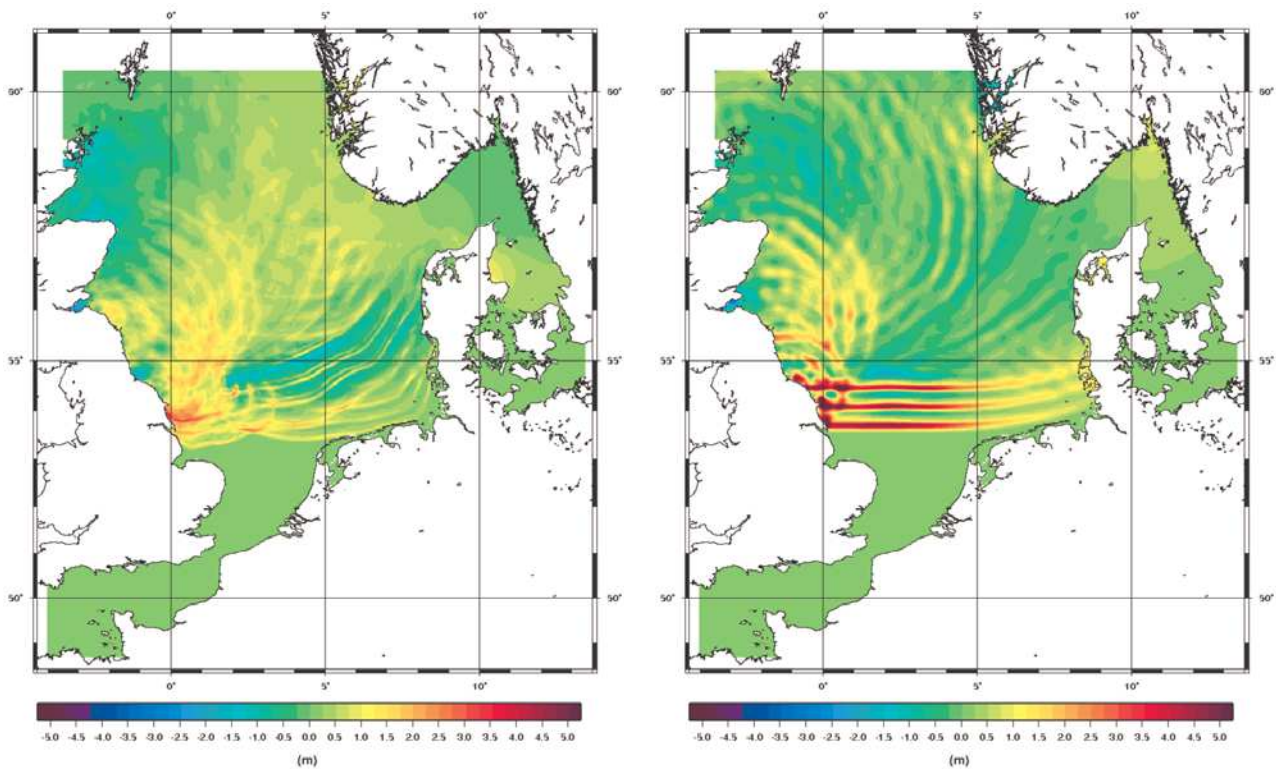


Abb. 16: Wasserstandsverteilung (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Wellenhöhe 5 m, aus Norden, „Nordsee 2 km“)
Links: nach 8 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung ($T = 1800$ s)
Rechts: nach 3 Stunden bei konstanter Wassertiefe ($b = 500$ m, $T = 600$ s)

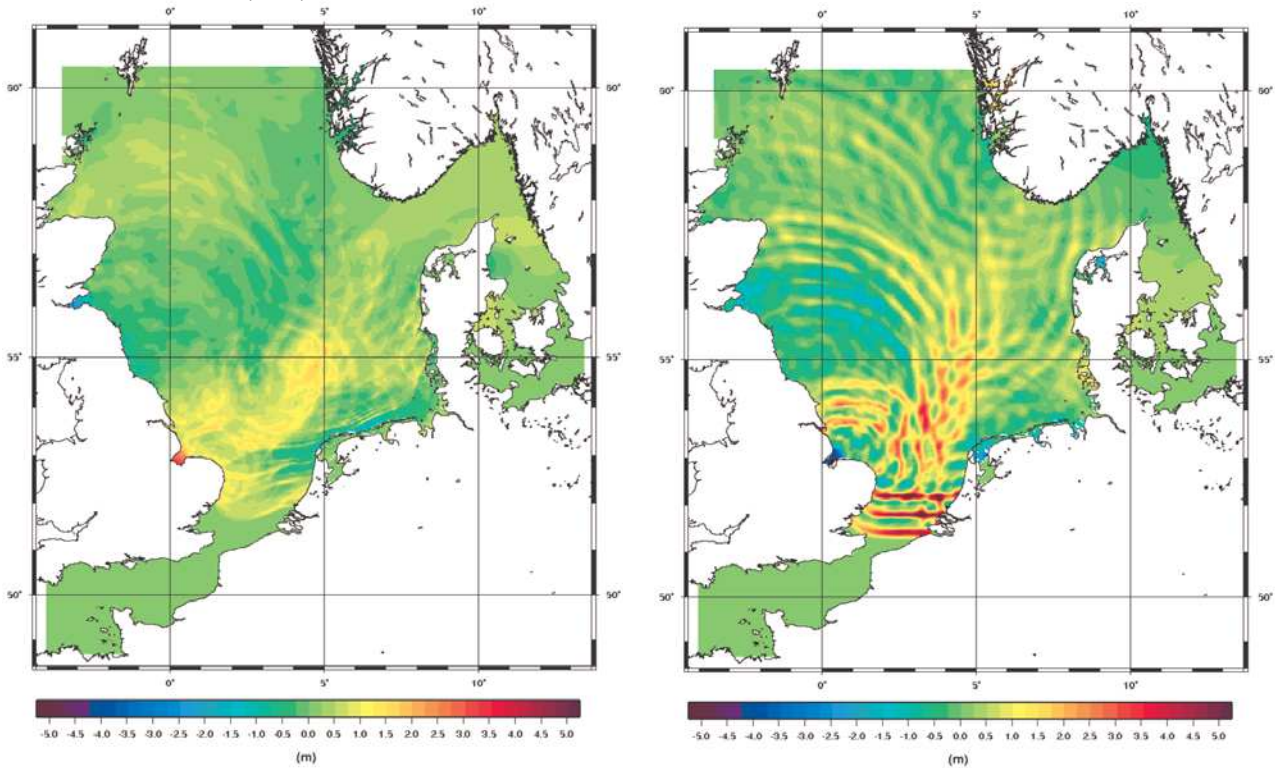


Abb. 17: Wasserstandsverteilung (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Wellenhöhe 5 m, aus Norden, „Nordsee 2 km“)

Links: nach 11 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung ($T = 1800$ s)

Rechts: nach 4 Stunden bei konstanter Wassertiefe ($b = 500$ m, $T = 600$ s)

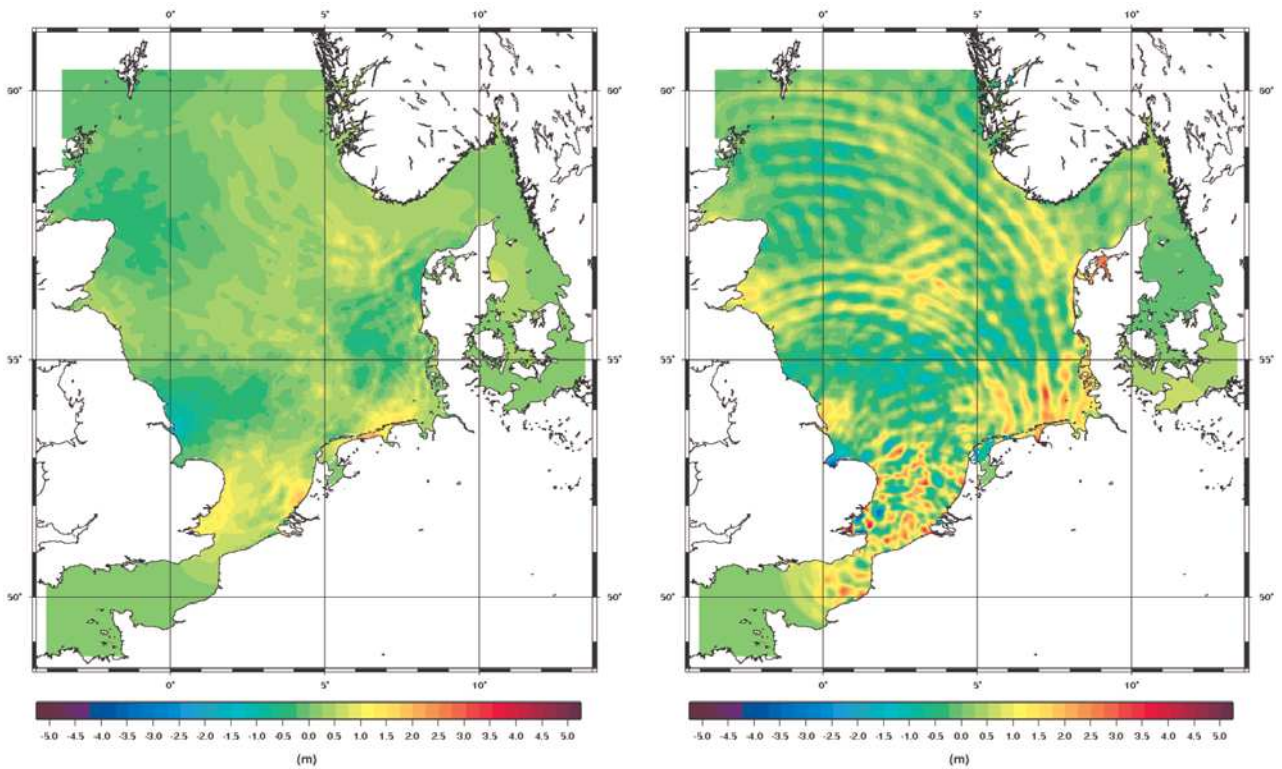


Abb. 18: Wasserstandsverteilung (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Wellenhöhe 5 m, aus Norden, „Nordsee 2 km“)

Links: nach 14 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung ($T = 1800$ s)

Rechts: nach 5 Stunden bei konstanter Wassertiefe ($b = 500$ m, $T = 600$ s)

5.3.2 Dissipation

Die Simulation mit realistischer Topographie (und T 1800 s) zeigt in weiten Teilen geringere Wasserstände als die Simulation mit einer konstanten Wassertiefen von 500 m (und T 600 s). Das liegt am Einfluss der Bodenreibung. Der langwellige Anteil eines Tsunami spürt schon bei 500 m Wassertiefe den Boden und der Einfluss der Bodenreibung nimmt mit abnehmender Wassertiefe zu. Trotzdem wäre in einer Nordsee mit konstanter Tiefe von 70 m (mittlere Tiefe) die Wirkung der Dissipation relativ gering. Entscheidend ist die zusätzliche sanfte Abnahme der Tiefe zur Küste hin.

Nach linearer reibungsfreier Theorie für eine sanfte, einmalige Tiefenänderung würde sich die Wellenhöhe einer einfachen Flachwasserwelle entsprechend $H/H_{tief} = (b_{tief}/b)^{0,25}$ ändern. Danach sollte bei einer Tiefenänderung von 500 m (charakteristische Tiefe am nördlichen Modellrand) auf 70 m (mittlere Tiefe der Nordsee) die Wellenhöhe um einen Faktor 1,63 zunehmen, also von 5 m auf 8,17 m. Gleichzeitig sollte, da T im reibungsfreien Fall konstant bleibt, die Wellenlänge entsprechend $L/L_{tief} = (b/b_{tief})^{0,5}$ um einen Faktor 0,37 verkürzt werden und damit die Energie der Welle auf eine kleinere Fläche konzentriert werden.

Bei kontinuierlicher Tiefenabnahme (auf einer langen Rampe) kann unter bestimmten Bedingungen die stetige Energiekonzentration durch solches „shoaling“ die Dissipation durch Bodenreibung soweit erhöhen, dass die Wellenhöhe mit abnehmender Tiefe einem asymptotischen Wert zustrebt (KLEINE, 2005; BORK et al., 2007). Mit dem Ansatz $\kappa(E/h)^{1,5}$ für die Dissipation durch Bodenreibung (κ Dissipationskoeffizient) und einer als konstant angenommenen Neigung des Bodens $\sigma > 0$ beschreibt das Energiebilanzmodell von KLEINE die kontinuierliche Änderung der Wellenhöhe einer repräsentativen Flachwasserwelle $E = gH^2/8$ durch

$$H/H_{tief} = h \left(\left(b \frac{b^{0,25}}{b_{tief}^{0,25}} + \frac{\kappa}{5\sqrt{2}\sigma} H_{tief} \left(1 - \frac{b}{b_{tief}} \right) \right) \right)$$

Für $\kappa = 0$ ergibt sich wieder die reibungsfreie Beziehung. Für $\kappa \neq 0$ erreicht die Wellenhöhe dagegen in Küstennähe $b \rightarrow 0$ einen asymptotischen Wert gemäß $\frac{H}{h} \rightarrow 5\sqrt{2} \frac{\sigma}{\kappa}$. Tabelle 3 zeigt für $\kappa = 6 \cdot 10^{-3}$ das asymptotische Verhalten bei ausgewählten Bodenneigungen.

Tab. 3: Asymptotische Wellenhöhe für verschiedene Bodenneigungen

	Bodenneigung	H (asymptotisch)	H (asymptotisch, h = 20 m)
Nordsee	1:4000	0,27 h	5,4 m
Deutsche Bucht	1:2500	0,43 h	8,6 m
Thailand	1:1000	1,08 h	21,7 m

Die Grenze der Gültigkeit der betrachteten Energiebilanz ist bei Bodenneigungen von 1:1000 erreicht. Für die Nordsee erlaubt sie eine gute Abschätzung. Das Ergebnis ist allerdings zusätzlich auf relative Wellenhöhen von $H/h \leq 1$ beschränkt.

Innerhalb des Gültigkeitsbereichs gibt es zwei wichtige Aussagen: Erstens steht auf einem breiten, flachen Schelf in Küstennähe deutlich weniger Energie zur Verfügung als auf

einem schmalen, steilen Schelf. Zweitens ist der asymptotische Wert für die Wellenhöhe unabhängig von der Eingangswellenhöhe.

In den verwendeten barotropen zweidimensionalen Modellen der Nordsee wird die Energiedissipation durch innere und durch Bodenreibung in komplexer Form berücksichtigt (DICK et al., 2001). Abb. 22 zeigt in Cuxhaven kein asymptotisches Verhalten der Wellenhöhe, aber eine Begrenzung. Eine sukzessive Erhöhung der Eingangswellenhöhen um 1 m führt in Küstennähe (Cuxhaven) nur zu einer Erhöhung von etwa 0,05 m für die dort einlaufenden Wellen (erstes Signal in Abb. 22). Cuxhaven ist jedoch kein gut gewähltes Beispiel, da dort auch das primäre Signal nur eine Beugungserscheinung ist (siehe Abschnitt 5.3.1). In Abb. 19 sind Scheitelwasserstände für Orte entlang der Nordseeküste gegeben. Die Linien zwischen Wick und Borkum (H 5 m und H 8 m) sind repräsentativ für einen Vergleich mit dem analytischen Ergebnis. Die hohen Werte in North Shields spiegeln neben der Dissipation den Einfluss anderer Modifikationen. Die zusätzlichen Werte im Bereich zwischen Ijmuiden und Hirtshals repräsentieren die sekundären Maxima im zeitlichen Wasserstandsverlauf (siehe Abb. 20 und 22).

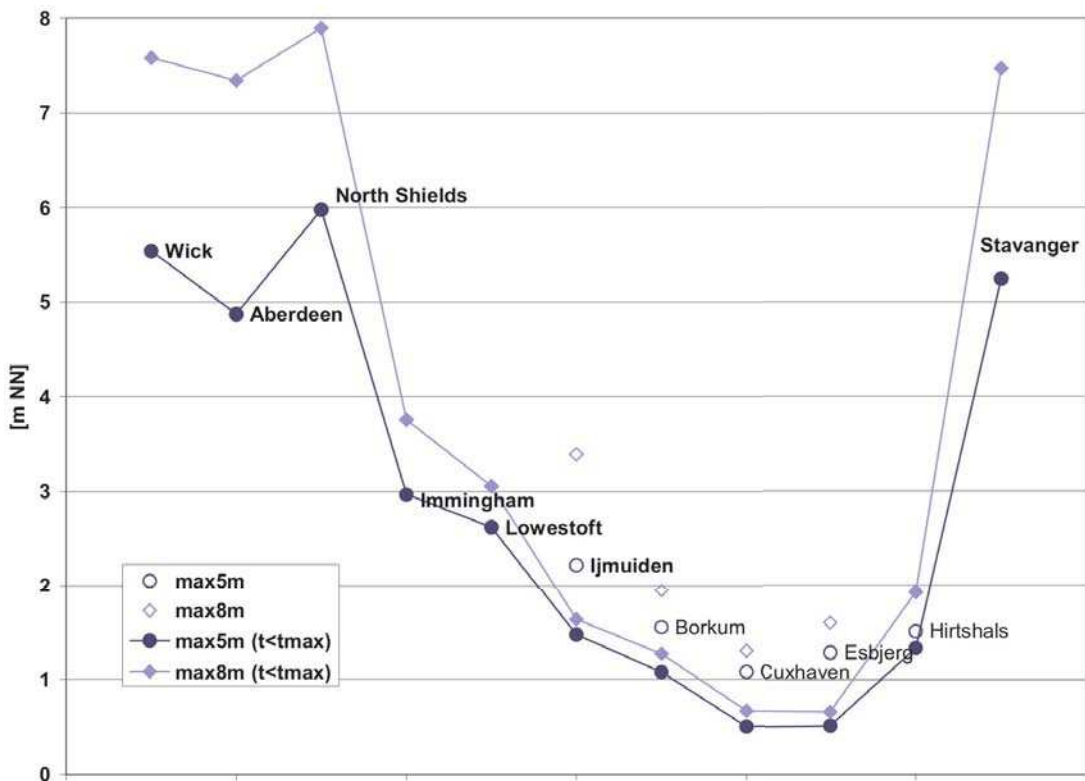


Abb. 19: Scheitelwasserstände an ausgewählten Orten (Eingangssignal: 3 positive Signale, T 1800 s, H 5 m [dunkelblau] und H 8 m [hellblau], von N; Modell: „Nordsee 2 km“)

5.3.3 Lokaler Wasserstandsverlauf

In Abb. 20 sind Wasserstandsverläufe für zwei Stationen an der englischen Ostküste (Immingham, Lowestoft) und zwei in der südlichen Nordsee (Borkum, Ijmuiden) dargestellt. Neben dem Ausgangssignal ist an allen Orten ein sekundäres, auf Beugungs- und Interferenzmuster und Reflexion zurückzuführendes Signal zu erkennen. Die Stationen wur-

den so gewählt, dass die Orte etwa die gleiche geographische Breite haben. Entsprechend erreichen z. B. sowohl das primäre Wellensignal als auch das sekundäre Signal Borkum vor Ijmuiden. In den flächenhaften Darstellungen in Abschnitt 5.3.1 ist im Westen und Norden das primäre Signal das höhere, während im Südosten der Nordsee das sekundäre Signal ausgeprägter ist. Das spiegelt sich auch in Abb. 19 bis 22 wider.

Das primäre Signal ist östlich von etwa 5° E niedrig, da das einlaufende Signal den Wellenschatten von Norwegen nur durch Beugung erreicht. Die Küsten im Westen dagegen spüren das volle, nur durch Dissipation geschwächte Eingangssignal (siehe Abb. 19).

In den Abb. 21 und 22 (sowie in Abb. 12) ist zusätzlich der Einfluss einer Erhöhung des Eingangssignals auf den lokalen Wasserstandsverlauf eingetragen. An der deutschen Küste ist der Einfluss im Gegensatz zu Aberdeen (Abb. 21) gering. Für Cuxhaven (Abb. 22) nimmt der sekundäre Teil stärker zu als der primäre.

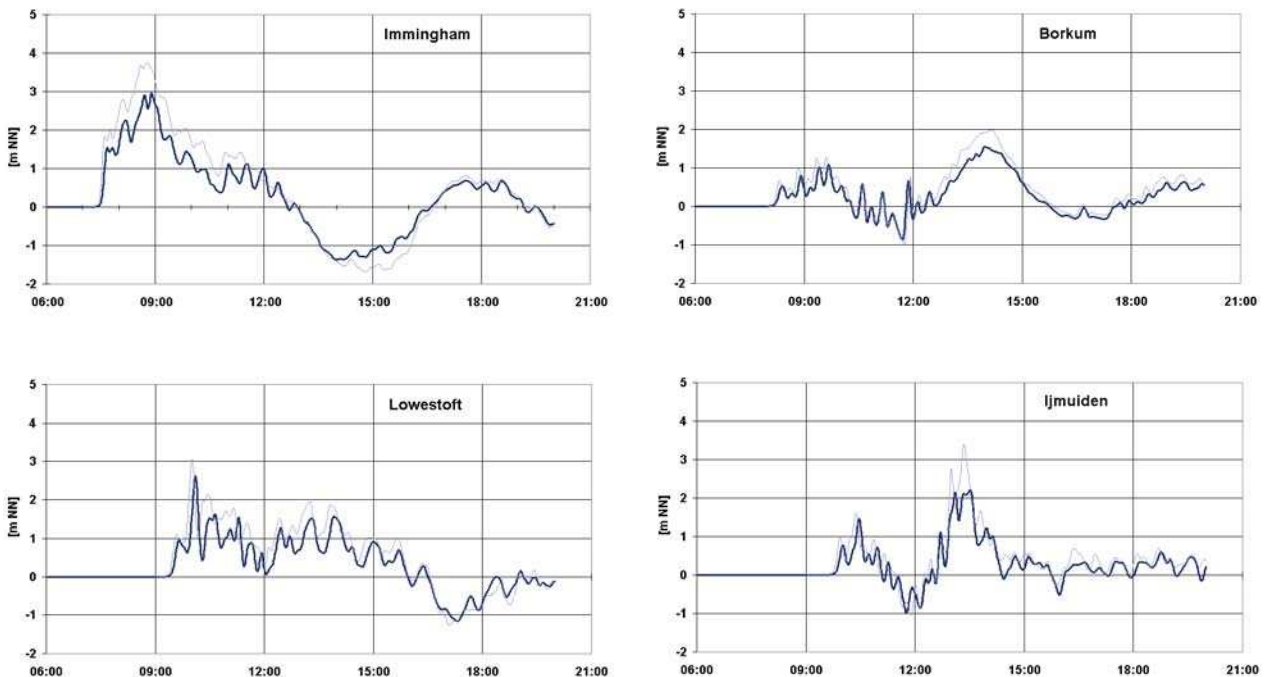


Abb. 20: Wasserstandsverläufe für Orte an der westlichen und östlichen Nordsee (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, T 800 s, H 5 m [dunkelblau] und H 8 m [hellblau], aus Norden, „Nordsee 2 km“)

5.3.4 Laufzeiten

Mit einer Gruppengeschwindigkeit von $c_0 = \sqrt{gh_0}$ und einer konstanten Tiefe von 70 m (mittlere Tiefe der Nordsee) errechnen sich für eine Entfernung von 1000 km, 500 km und 100 km Laufzeiten von 10,6 Stunden, 5,3 Stunden bzw. 1,1 Stunden.

Die Laufzeit vom Nordrand der Nordsee bis Borkum (Abb. 20) stimmt mit etwa 8 Stunden für das primäre Signal gut mit dieser einfachen Abschätzung überein. Cuxhaven wird in dieser Simulation nach etwa 9 Stunden von dem in Höhe der Shetlandinseln startenden Wellenzug erreicht (Abb. 22). Von Aberdeen (Abb. 21) aus braucht das Signal etwa 6 Stunden. Die auch hier gute Übereinstimmung zwischen der einfachen Abschätzung zu Beginn dieses

Abschnitts und der Modellsimulation liegt an der im Modell gemachten hydrostatischen Annahme. Die Eintrittszeit des zweiten Signals kann dagegen nicht durch solch einfache Abschätzung vorhergesagt werden. Es erreicht sein Maximum in Cuxhaven etwa 7 Stunden nach dem schwächeren primären Maximum (Abb. 22).

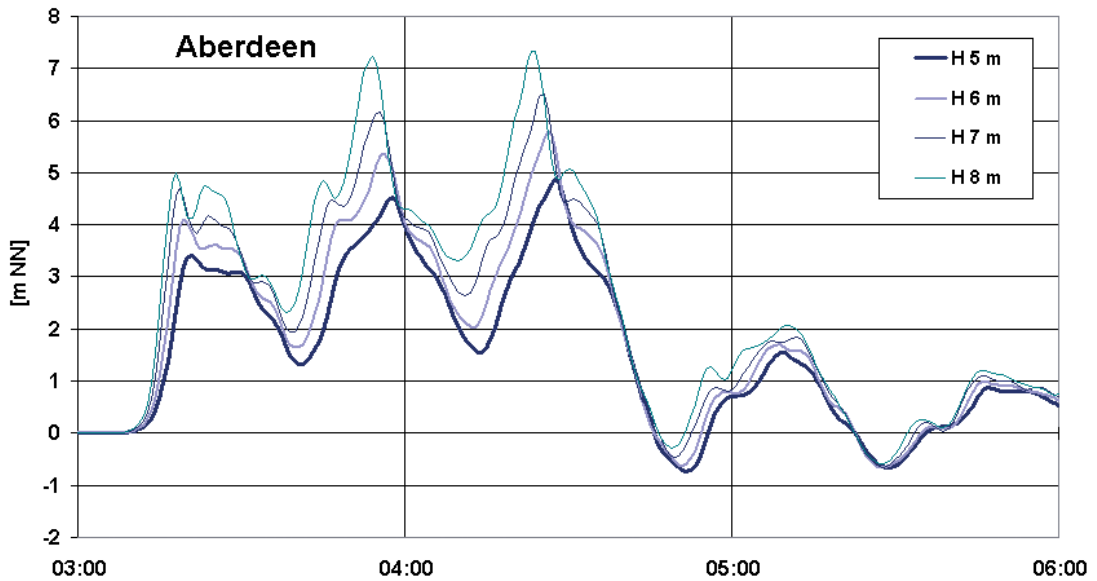


Abb. 21: Wasserstandsverläufe für Aberdeen (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, T 1800 s, H 5 m, aus Norden, „Nordsee 2 km“)

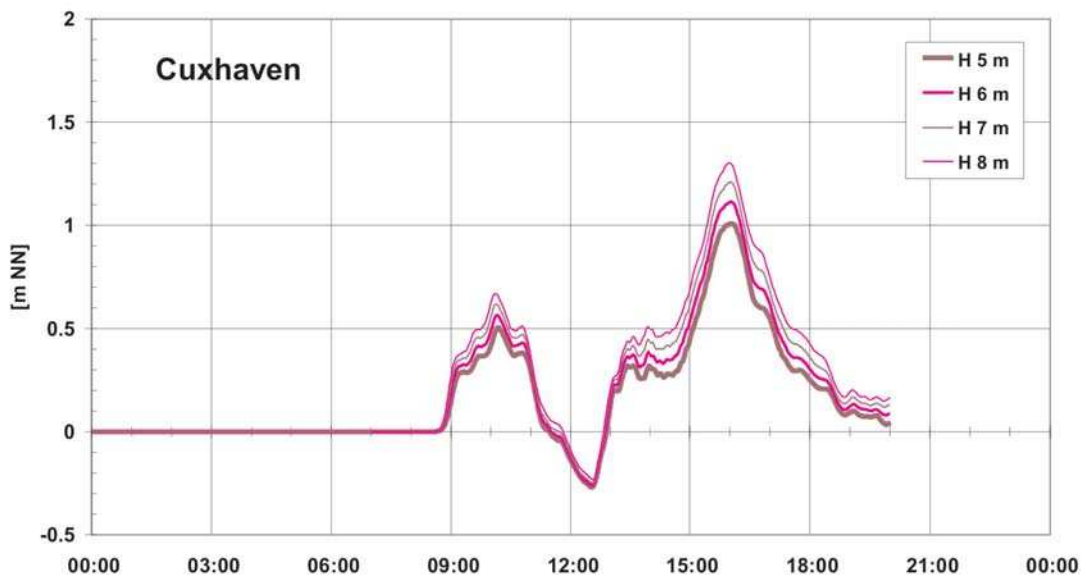


Abb. 22: Wasserstandsverläufe für Cuxhaven (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, T 1800 s, H 5 m, aus Norden, „Nordsee 2 km“)

5.4 Signal aus Westen

Auch im Westen wurde ein analytischer Wellenzug (3 positive Einzelwellen, Periode 1800 s, Wellenhöhe 5 m) als Eingangssignal gewählt. Es ist im Westen des Englischen Kanals und bei Nordschottland identisch und startet dort zur gleichen Zeit ($t = 0$). Entsprechend den Modellsimulationen für den Nordostatlantik (Abschnitt 4) würde ein aus Westen kommendes Signal abgelenkt werden und zusätzlich aus Norden die Nordsee erreichen. Der Klarheit halber wurde das Eingangssignal auf den westlichen Rand beschränkt.

Das Eingangssignal führt sowohl im Norden als auch im Kanal zunächst lokal zu sehr hohen Wasserständen (Abb. 23 links). In Plymouth werden z.B. etwa 8 m erreicht. Im Norden breiten sich die Einzelwellen dann ringförmig aus (Abb. 23 rechts) und überlagern sich später mit Beugungswellen von der norwegischen Küste (Abb. 24 links). Insgesamt ist das Signal in der Nordsee schwächer als ein gleichartiges, das aus Norden kommt (Abschnitt 5.3). Das liegt zunächst daran, dass insgesamt weniger Energie zur Verfügung steht (Einlaufen der Signale über einen kürzeren Randabschnitt). Dann verlängert sich die Wellenfront durch die ringförmige Ausbreitung, während in den Simulationen der Abschnitte 5.3 und 5.5 die Wellenfront zunächst eine relativ konstante Länge behält.

Im Kanal schreitet das Signal nur langsam fort. Die feine Auflösung erlaubt es jedoch, seine Ausbreitung entlang der kontinentalen Küste bis in die Nordsee hinein zu simulieren (Abb. 24).

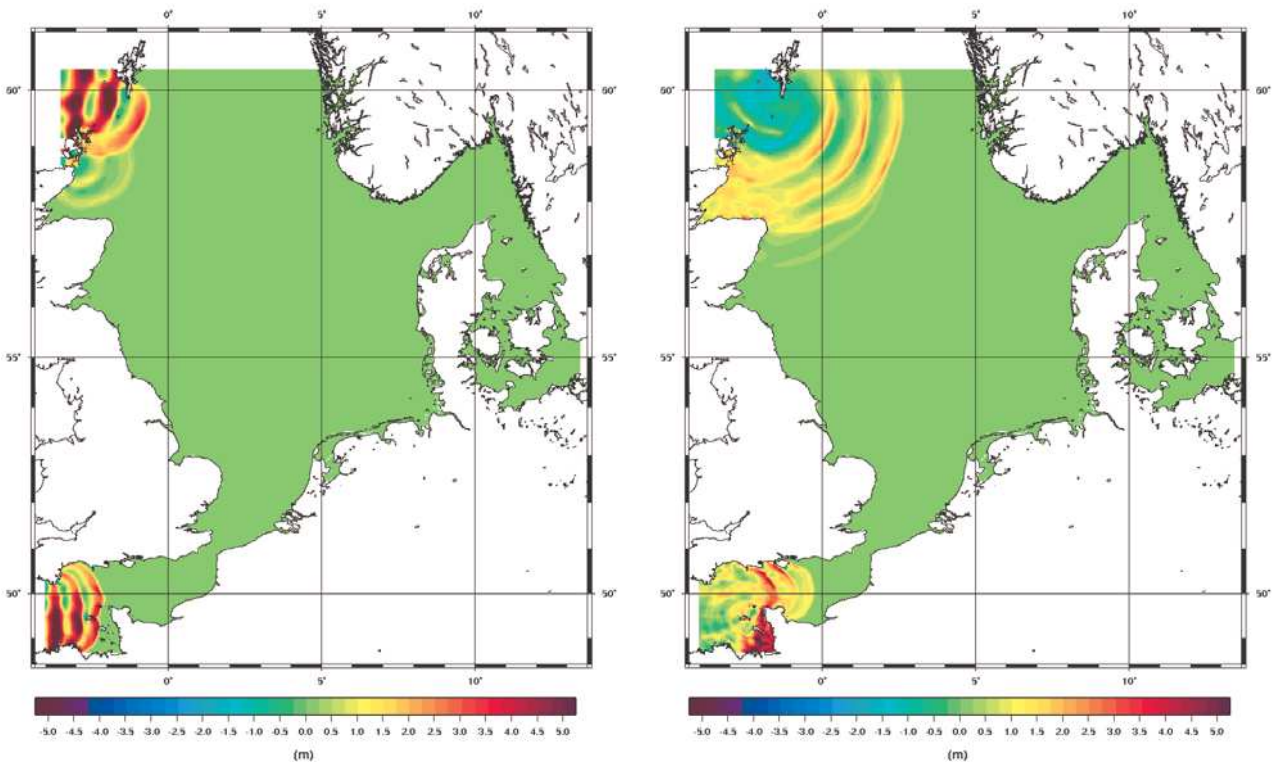


Abb. 23: Wasserstandsverteilung (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Wellenhöhe 5 m, aus Westen, „Nordsee 2 km“)

Links: nach 1,5 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung (T 1800 s)

Rechts: nach 3 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung (T 1800 s)

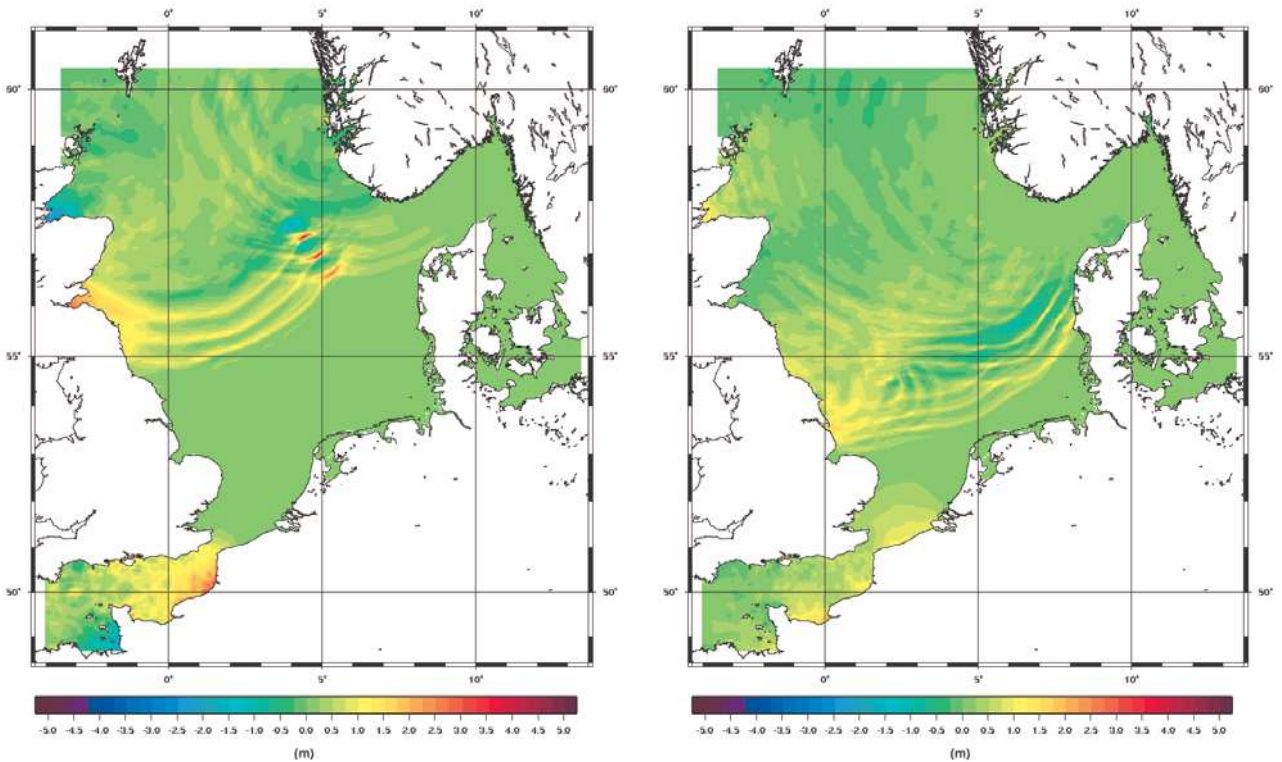


Abb. 24: Wasserstandsverteilung (Eingangssignal: 3 positive Einzelsignale, Wellenhöhe 5 m, aus Westen, „Nordsee 2 km“)
 Links: nach 6 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung (T 1800 s)
 Rechts: nach 9 Stunden bei realistischer Tiefenverteilung (T 1800 s)

5.5 Signal aus Norden mit extremer Sturmflut (sowie Gezeit und Fernwelle)

Bis jetzt unberücksichtigt blieb, dass in der Nordsee ein Tsunami nicht in ruhendes Wasser einläuft, sondern auf von Gezeiten und Wind geprägte Strömungen und Wasserstände trifft. Hauptanteile von Gezeit und Tsunami liegen in den Perioden relativ weit auseinander, daher ist eine starke Wechselwirkung nicht zu erwarten. Trotzdem können beide Einflüsse nicht einfach addiert werden. Ähnliches gilt auch für das Zusammentreffen von Sturmfluten und einlaufendem Tsunami.

Da zum Zeitpunkt der hier vorgestellten Modellrechnungen der meteorologische Antrieb noch nicht an die neue Version (Modell „Nordsee 2 km“) angepasst worden war, wurde das derzeitige zweidimensionale barotrope Modell der Nordsee und der westlichen Ostsee mit einer horizontalen Auflösung von etwa 10 km (Nordsee 10 km, JANSSEN, 1996) genutzt, um einen Eindruck von der Wechselwirkung mittellanger Wellen mit Gezeit und Sturmflut zu geben.

Zunächst wurden dazu die Simulationen mit realistischer Topographie aus Abschnitt 5.3 mit gleichem Eingangssignal und wie dort ohne Gezeit und ohne meteorologischen Antrieb wiederholt (Abb. 9 links). Die Ergebnisse unterscheiden sich zwar in Ausbreitungsgeschwindigkeit und Signalthöhe in Cuxhaven (siehe Abschnitt 5.1), sind aber ähnlich genug, um mit diesem Modell, Nordsee 10 km, das Zusammenwirken von Sturmflut, Fernwelle, Gezeit und hypothetischem Tsunami zu demonstrieren.

Hierfür wurde der Fernwelle einer extremen Sturmflut (JENSEN et al., 2007) am nördlichen Rand das reine „Tsunamisignal“ so überlagert, dass das zweite Maximum der Simulation ohne Sturmflut (Abb. 26 und 27, dünne untere Kurve) in Cuxhaven zur gleichen Zeit eintritt wie der Scheitelwasserstand der reinen Sturmflutsimulation (Abb. 26 und 27, dünne obere Kurve). Zusätzlich wurden bei dieser Simulation im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Untersuchungen ein meteorologischer Antrieb (Luftdruck und Windschub) entsprechend der extremen Sturmflut und die Gezeit berücksichtigt.

In Wick, nahe am nördlichen Modellrand, überlagern sich „Tsunamisignal“ und Sturmflutsignal nahezu linear (Abb. 25). Die Erhöhung der Scheitelwasserstände in Cuxhaven ist geringer als das einfache Signal (Abb. 26). In Borkum dagegen entspricht das Ergebnis im Scheitelwasserstand fast einer linearen Überlagerung (Abb. 27).

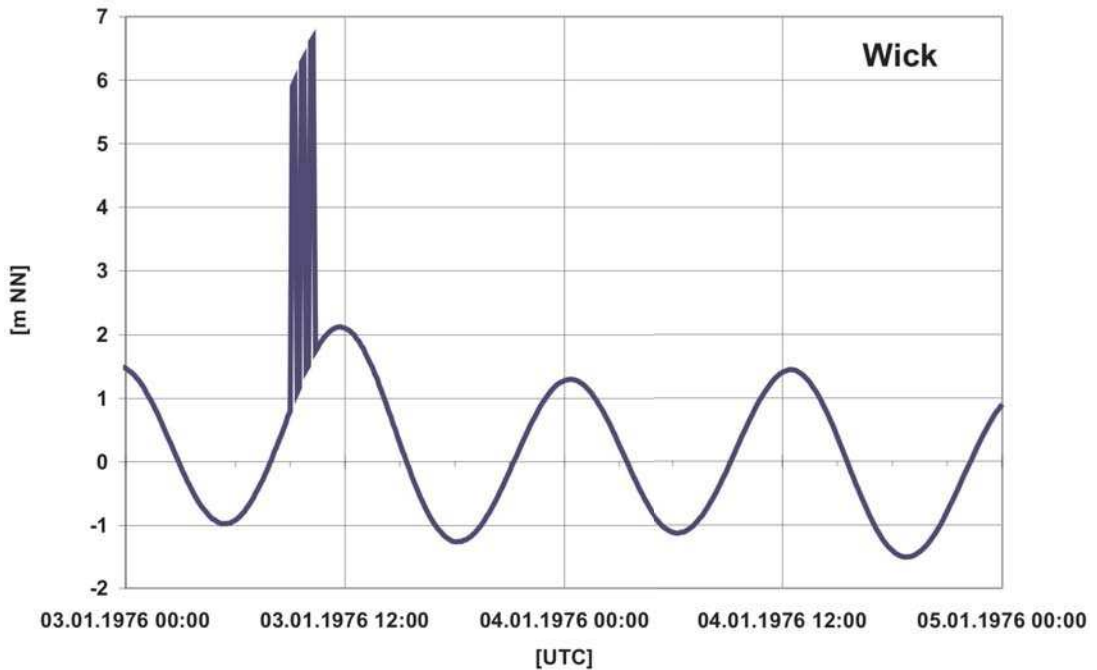


Abb. 25: „Tsunamisignal“ mit extremer Sturmflut und Gezeit. Wasserstandsverlauf in Wick („Nordsee 10 km“)

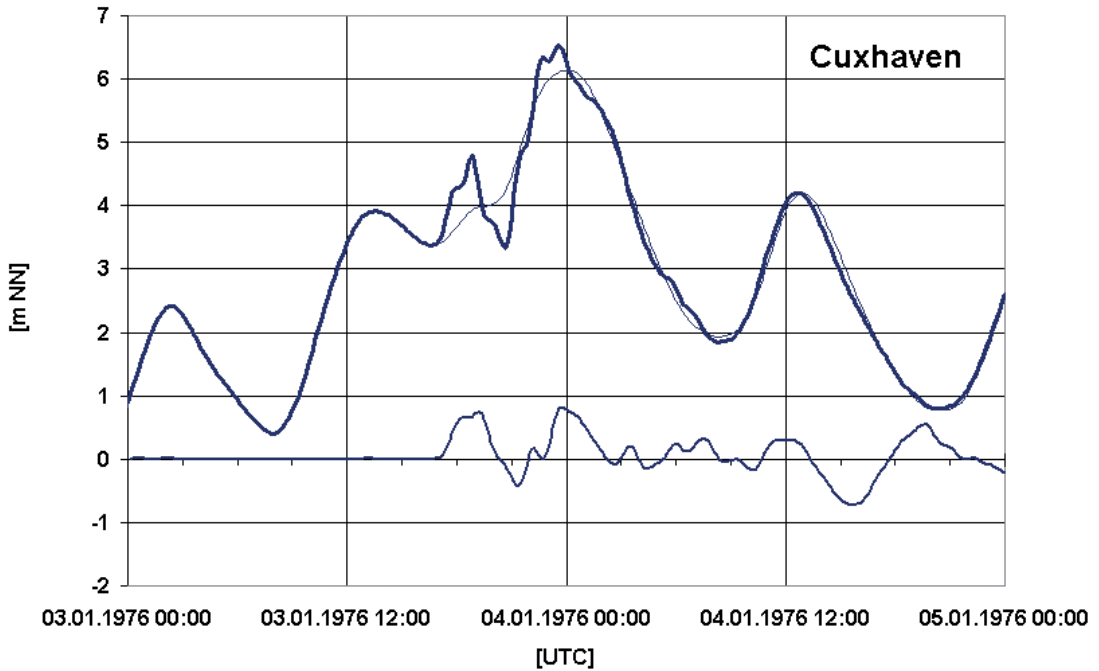


Abb. 26: „Tsunamisignal“ mit extremer Sturmflut und Gezeit. Wasserstandsverlauf in Cuxhaven (dicke Kurven, „Nordsee 10 km“). Reine Sturmflut (dünne Kurve) und reines „Tsunamisignal“ (mitteldicke Kurve unten)

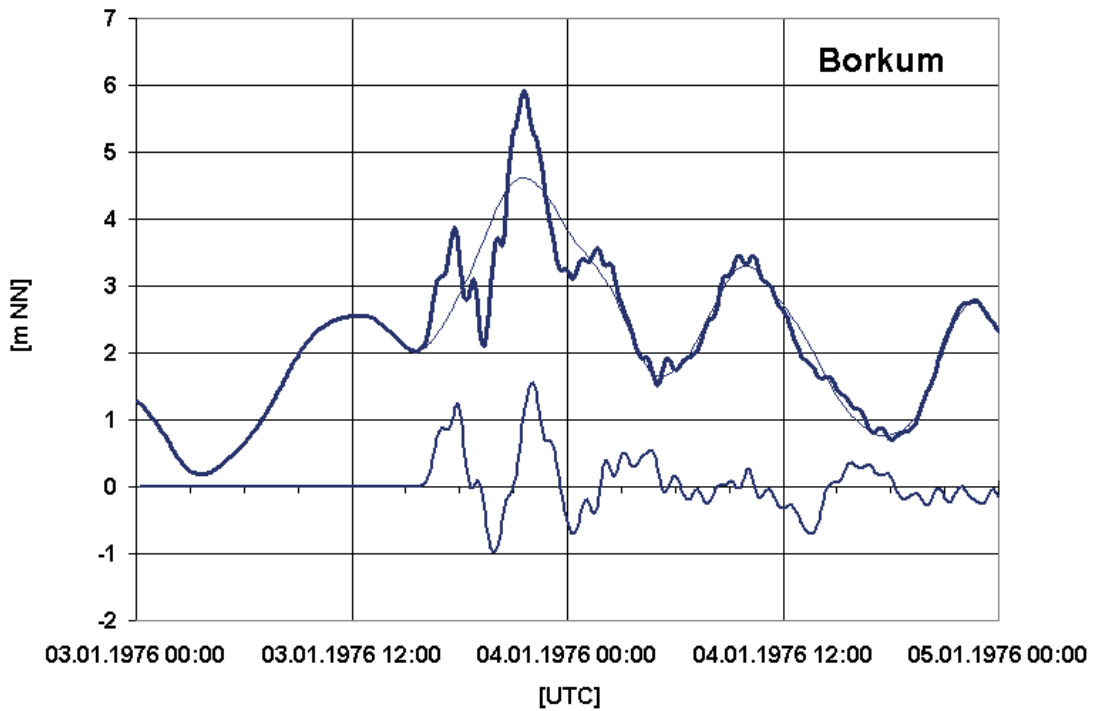


Abb. 27: „Tsunamisignal“ mit extremer Sturmflut und Gezeit. Wasserstandsverlauf in Borkum (dicke Kurven, „Nordsee 10 km“). Reine Sturmflut (dünne Kurve) und reines „Tsunamisignal“ (mitteldicke Kurve unten)

6. Modellkonzepte im Küstennahfeld

6.1 Ausbreitung und Modifikation im Küstenbereich und in Ästuaren

Die Ausbreitung von Tsunami im Küstenbereich war Gegenstand verschiedener Modelltests. PEDERSEN (2004) findet, dass Dispersion für diesen Testfall wichtig ist, die Berücksichtigung von Nichtlinearität dagegen weniger. Entscheidend in numerischen Simulationen ist die Gitterauflösung. CHUBAROV et al. (2003) erzielten bei der Reproduktion des Anstiegs des Wasserstands im Wellenschatten einer Insel auch mit einem hydrostatischen Modell gute Ergebnisse, allerdings bei einem Gitterabstand von 50 m. Außerdem zeigten Vergleichsrechnungen (PEDERSEN, 2004), dass hydrostatische Modelle zwar den Wasserstand angemessen simulieren, die Geschwindigkeit der Wasserteilchen aber unterschätzen.

Der Tsunami vom Dezember 2004 hat für den Indischen Ozean im Bereich der Modellierung von küstennahen Prozessen auch in Deutschland zu einer Intensivierung der Entwicklungsarbeiten geführt. Das Zentrum für Marine und Atmosphärische Wissenschaften (ZMAW), das Institut für Küstenforschung des GKSS-Forschungszentrums (GKSS) und andere deutsche Institutionen haben das Thema aufgegriffen (siehe z.B. ANDROSOV et al., 2005). In der GKSS wird im Rahmen eines Projektes des BMBF das Modell MIKE21 BW verwendet, ein Modell auf Grundlage der Boussinesq Gleichungen (GÜNTHER et al., 2005). Von diesen Untersuchungen könnten auch Simulationen im deutschen Küstenbereich profitieren. Es ist nach Abschnitt 5.3.2 zu erwarten, dass Prozesse an deutschen Küsten zwar ähnlich, aber weniger energiereich ablaufen werden als vor Sumatra.

Die Modellierung von Boren erfordert Lagrangesche Modelle (KOJI, 2007) oder Parametrisierungen. Tsunami, die in Ästuare einlaufen, werden sich wie Gezeitenwellen unter dem Einfluss von Bodenreibung und Querschnittsverengung ebenfalls verkürzen, erhöhen und im vorderen Teil steiler werden. Dies wird von nichtlinearen und auch von hydrostatischen Modellen reproduziert. Das BSH Modellsystem enthält allerdings kein Ästuarmodell.

6.2 Ausbreitung auf Land

Die Ausbreitung auf Land („run up“) wurde vor dem Tsunami vom Dezember 2004 von operationellen Modellen zur Warnung vor Tsunami nicht berücksichtigt. Seitdem gelang es, sowohl in MOST als auch in das japanische Modell Tsunami-N2 (IMAMURA et al., 2006) die Simulation von Überschwemmungen zu integrieren und bereits registrierte Tsunami zu reproduzieren (GEIST et al., 2006). Ein neuerer Vergleich unterschiedlicher Modelle hinsichtlich ihrer Fähigkeit, „run up“ zu simulieren, findet sich in der Arbeit von HERRILLO et al. (2006).

BSH-Modelle simulieren problemlos das Kommen und Gehen des Wassers in den Wattgebieten, ihr Trockenfallen und Überfluten. Die Überströmung höher liegenden Landes und von Deichen wird jedoch nicht reproduziert.

Schließlich ist bei einer tatsächlichen Überschwemmung durch einen Tsunami in norddeutschen Marschlanden zu bedenken, dass Gras einem als Bore auflaufenden Tsunami wenig Energie entzieht und dass ein Tsunami sich in kleinen Kanälen wegen der größeren Tiefe schneller ausbreiten würde als auf Land. (Im Normalfall muss jedoch ein Tsunami einen Deich überströmen, ehe Marschland überflutet wird, so dass danach wenig an Wellenstruktur erhalten bleibt.)

7. Ergebnisse

Am BSH steht ein Modellsystem aus nichtlinearen hydrostatischen Modellen zur Verfügung. Es besteht aus dreidimensionalen baroklinen und zweidimensionalen barotropen Modellen für die Nord- und Ostsee sowie einem zweidimensional barotropen für den Nordostatlantik. Tsunami liegen bezüglich Frequenz und Wellenlänge zwischen Seegang und Gezeiten/Sturmflut. Modelle sind aus praktischen Gründen nicht universell, sondern enthalten für den zu simulierenden Prozess sinnvolle Annahmen. Insbesondere unterscheiden sich Seegangmodelle und Gezeiten-/Sturmflutmodelle grundlegend. Beide Modellarten sind nicht ohne Weiteres „tsunamitauglich“. Trotzdem sind die beim BSH und auch an anderen Institutionen vorhandenen Modelle mit gewissen Einschränkungen und nach einigen Modifikationen zur Simulation der Ausbreitung von „tsunamiähnlichen“ Signalen in der Nordsee geeignet. Bei den beschriebenen Simulationen wurden fast ausschließlich zweidimensionale barotrope Modelle benutzt. Modellsimulationen mit dem Nordostatlantikmodell des BSH geben einen realistischen Eindruck von der räumlich sehr variablen Ausbreitung mittellanger Signale sowie von Laufzeiten bis zur Nordsee. Das für die Simulationen in Abschnitt 5 genutzte Nordseemodell („Nordsee 2 km“) ist ein barotropes nichtlineares hydrostatisches Modell und geeignet, die Ausbreitung, Modifikation und Schwächung von Tsunami mit Perioden ab 1800 s auf dem Schelf zu berechnen. Für Simulationen von Prozessen im Küstennahfeld sind die Modelle des BSH in ihrer jetzigen Form dagegen nicht geeignet.

Die wichtigsten Ergebnisse der Modellsimulationen am BSH lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Das vorgegebene Signal (3 positive Einzelwellen, T 1800 s, H 5 m) benötigt vom Nordrand der Nordsee (z.B. Shetlandinseln) etwa 7 Stunden bis Esbjerg und etwa 9 Stunden bis Cuxhaven.
- Vorwiegend durch Beugung und Reflexion an Küstenstrukturen entsteht in der Nordsee ein sekundäres, in Cuxhaven höheres Signal, das einige Stunden später eintrifft.
- Das vorgegebene Standardsignal aus Norden führt bei Ausbreitung in einer anfangs ruhenden Nordsee in Cuxhaven zu Wasserständen von 0,5 m für das primäre Signal und etwa 1 m für das sekundäre. Eine sukzessive Erhöhung des Eingangssignals um 1 m erhöht das sekundäre, höhere Signal in Cuxhaven nur um jeweils 0,1 m.
- Beim gleichzeitigen Auftreten von Sturmflut und Tsunami treten regional sehr unterschiedliche Effekte auf. An einzelnen Orten kann es zu einer nahezu linearen Überlagerung der Signale kommen.

Obwohl Prozesse im Küstennahbereich bei den Simulationen nicht realistisch behandelt werden konnten, scheint zusammenfassend dennoch die Aussage zulässig, dass die Deutsche Bucht durch ihre Lage im Wellenschatten von Norwegen, am Ende eines breiten, flachen Schelfgebiets sowie durch die Kanalenge vor katastrophalen Auswirkungen eines hypothetischen, aus dem Atlantik in die Nordsee einlaufenden Tsunami geschützt ist.

8. Liste der Symbole

c_0	Referenzausbreitungsgeschwindigkeit
E	Wellenenergie
g	Betrag der Schwerebeschleunigung
h	ungestörte Wassertiefe
h_0	Referenzwassertiefe
h_{tief}	Referenzwassertiefe für tiefes Wasser
H	Wellenhöhe (doppelte Amplitude)
H_{tief}	Wellenhöhe in tieferem Wasser
L	Wellenlänge
L_{tief}	Wellenlänge im tieferen Wasser
p_B	Druck (Boussinesq-Gleichungen)
p_{hs}	Druck (hydrostatische Gleichungen)
p_η	Oberflächendruck
r	vertikale Koordinate
S	Wellensteilheit
S_{tief}	Wellensteilheit im tieferen Wasser
t	Zeit
T	Wellenperiode
T_{tief}	Wellenperiode in tieferem Wasser
T_{kurz}	Wellenperiode kurzer Wellen
u	horizontale Strömungsgeschwindigkeit
U	Ursellparameter
\vec{v}	Strömungsgeschwindigkeit des Wassers
\vec{v}_h	– horizontale Komponente
ϕ	Schwerepotential
η	Auslenkung der Wasseroberfläche
κ	Dissipationskoeffizient
ρ	Dichte des Wassers
ρ_0	Referenzdichte des Wassers
σ	Bodenneigung
∇	Nabla
∇_h	– horizontale Komponente
∇_v	– vertikale Komponente

9. Schriftenverzeichnis

- ANDROSOV, A. and RUBINO, A.: Tsunami Propagation on Complex Bathymetric Features: Numerical Studies. Vortrag, Workshop „Tsunami – eine Gefahr für unsere Küste?“, Hamburg, 21.6.2005.
- ANNUNZIATO, A. and BEST, C.: The Tsunami Event – Analyses and Models. (2005, 10.4: ANN05).
- BERINGHAUSEN, W. H.: Tsunamis and Seismic Seiches Reported from the Eastern Atlantic South of the Bay of Biscay. *Bulletin of the Seismological Society of America* 54, 1, 430–442, 1964.
- BONDEVIK, S.; LØVHOLT, F.; HARBITZ, C.; MANGERUD, J.; DAWSON, A. and SVENDSEN, J. I.: The Storegga Slide Tsunami – Comparing Field Observations with Numerical Simulations. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 195–208, 2005.
- BORK, I.; DICK, S.; KLEINE, E. and MÜLLER-NAVARRA, S. H.: Tsunami – Untersuchungen für die Nordseeküste. *Berichte des BSH* 41, 2007.
- BOUSSINESQ, J.: Théorie de l'intumescence liquide appelée onde solitaire ou de translation se propageant dans un canal rectangulaire. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences*, 72, 755–759, 1871.
- BRYANT, E.: Tsunami. The Underrated Hazard. Cambridge University Press, 2001.
- BUCH, E.; BATHOLDY, J.; GREGERSEN, S.; GRAUERT, M.; HANSEN, A. W.; HØJERSLEV, N.; LAUSTRUP, C.; LOMHOLT, S.; KLIEM, N.; NIELSEN, J. W.; PEDERSEN, G. K.; RISBO, T. and TSCHERNING, C. C.: TSUNAMI Risikovurdering for danske, færøske og grønlandske farvande. DMI – Teknisk Rapport no. 05–08, Danish Meteorological Institute, København, 2005.
- BURGERS, J. M.: The Nonlinear Diffusion Equation: Asymptotic Solution and Statistical Problems. Reidel, Dordrecht, 1974.
- CAMFIELD, F. E.: Tsunami. In: Herbich, J. B. (ed.), *Handbook of Coastal and Ocean Engineering*, 1, 591–634, 1990.
- CHUBAROV, L. B. and FEDOTOVA Z. I.: A Method for Mathematical Modelling of Tsunami Runup on a Shore. In: Yalçiner, A. C. et al. (ed.), *Submarine Landslides and Tsunamis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Nato Science Series, Serie IV, 21, 203–216, 2003.
- COUPER, A. (ed.): *The Times Atlas of the Oceans*. Times Books, London, 58–59, 1983.
- DERBYSHIRE, D. and HIGHFIELD, R.: Tsunami Turned Britain into an Island Overnight. *TsuInfo Alert* 5, 2, 7, 2003.
- DICK, S.; KLEINE, E.; MÜLLER-NAVARRA, S. H. and KOMO, H.: The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model Description and Validation. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*, 29, 2001.
- FINE, I. V.; RABINOVICH, A. B.; THOMSON, R. E. and KULIKOV, E. A.: Numerical Modeling of Tsunami Generation by Submarine and Subaerial Landslides. In: Yalçiner, A. C. et al. (ed.), *Submarine Landslides and Tsunamis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Nato Science Series, Serie IV, 21, 69–88, 2003.
- FINE, I. V.; RABINOVICH, A. B.; BORNHOLD, B. D.; THOMSON, R. E. and KULIKOV, E. A.: The Grand Banks Landslide-Generated Tsunami of November 18, 1929: Preliminary Analysis and Numerical Modeling. *Marine Geology*, 215, 45–57, 2005.
- FLATHER, R. A.: Existing Operational Oceanography. *Coastal Engineering* 41, 13–40, 2000.
- FRÖHLE, P.; KOHLHASE, S. and WEISS, D.: Seegang und Brandung. *Die Küste* 65, 34–142, 2002.
- GEIST, E. L.; TITOV, V. and SYNOLAKIS, C. E.: Lehren aus der Monsterwelle. *Spektrum der Wissenschaft*, April, 74–82, 2006.
- GILL, A. E.: *Atmosphere – Ocean Dynamics*. International Geophysics Series 30, Academic Press, New York, 1982.
- GISLER, G.; WEAVER, R.; MADER, C. and GITTINGS, M.: Two- and Threedimensional Simulations of Asteroid Ocean Impacts. *Science of Tsunami Hazards* 21, 2, 119–133, 2003.
- GJEVIK, B.; PEDERSEN, G.; DYBESLAND, E.; HARBITZ, C. B.; MIRANDA, P. M. A.; BAPTISTA, M. A.; MENDES-VICTOR, L.; HEINRICH, P.; ROCHE, R. and GUESMIA, M.: Modeling Tsunamis from Earthquake Sources near Goringe Bank Southwest of Portugal. *Journal of Geophysical Research* 102, C13, 27,931–27,949, 1997.

- GLIMSDAL, S.; PEDERSEN, G.; DYPVIK, H.; LANGTANGEN, H. P. and SHUVALOV, V.: Tsunami Generation and Propagation from the Mjølner Asteroid Impact. *Meteoritics and Planetary Science*, 42, 9, 1473–1493, 2007.
- GÜNTHER, H. und GAYER, G.: Tsunamis und Küste. Vortrag, Workshop „Tsunami – eine Gefahr für unsere Küste?“, Hamburg, 21.6.2005.
- HAMMACK, J. L.: Tsunamis in a Stratified Ocean. *Tsunami Research Symposium*, 15, 225–239, 1974.
- HARBITZ, C. B.: Model Simulations of Tsunamis Generated by the Storegga Slides. *Marine Geology*, 105, 1–21, 1992.
- HORRILLO, J.; KOWALIK, Z. and SHIGIHARA, Y.: Wave Dispersion Study in the Indian Ocean – Tsunami of December 26, 2004. *Marine Geodesy*, 29, 3, 149–166, 2006.
- IMMAMURA, F.; YALÇINER, A. C., OZYURT, G.: *Tsunami Modelling Manual*. 2006, Entwurf.
- JANSSEN, F.: Auswirkungen unterschiedlicher Windschubspannungsansätze auf die Qualität von Wasserstandsvorhersagen mit einem numerischen Nordseemodell. Diplomarbeit im Fach Ozeanographie, Universität Hamburg, 1996.
- JENSEN, J.; MUDERSBACH, C.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; BORK, I.; KOZIAR, C. and RENNER, V.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der Deutschen Nordseeküste. *Die Küste*, H. 71, 2007, in Druck.
- KERRIDGE, D.: The Threat Posed by Tsunami to the UK. Report to DEFRA, the Department for Environment, Food and Rural Affairs, 2005.
- KLEINE, E.: Tsunami in der Nordsee? – Versuche einer Skizze. Vortrag, Workshop „Tsunami – eine Gefahr für unsere Küste?“, Hamburg, 21.6.2005.
- KODOMTSEV, B. B. and PETVIASHVILI, V. I.: On the Stability of Solitary Waves in Weakly Dispersing Media. *Soviet Phys. Dokl.*, 15, 539–541, 1970.
- KOJI, F.: Tsunami Runup in Lagrangian Description. In: KUNDU, A. (ed.): *Tsunami and Non-linear Waves*. Springer-Verlag, Berlin, 191–207, 2007.
- KOMAR, P. D.: *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, INC., Englewood Cliffs, New Jersey, 1976.
- KORTEWEG, D. J. and DE VRIES, G.: On the Change of Form of Long Waves Advancing in a Rectangular Canal, and on a New Type of Long Stationary Waves. *Phil. Magazine, Series 5*, 39, 422–443, 1895.
- KUNDU, A. (ed.): *Tsunami and Nonlinear Waves*. Springer-Verlag, Berlin, 2007.
- LEHFELDT, R.; MILBRADT, P.; PLÜSS, A. and SCHÜTTRUMPF, H.: Ausbreitung einer Tsunamiwelle in die Nordsee. *Die Küste*, H. 72, 2008, in diesem Heft.
- LIU, P. L.-F. and LOSADA, I. J.: Wave Propagation Modeling in Coastal Engineering. *Journal of Hydraulic Research*, 40, 3, 229–240, 2002.
- LIU, P. L.-F.; YEH, H. and SYNOLAKIS, C. (ed.): Advanced Numerical Models for Simulating Tsunami Waves and Runup. *Advances in Coastal and Ocean Engineering* 10, 2008, in Druck.
- MADER, CH. L.: *Numerical Modeling of Water Waves*. CRC Press, Boca Raton, 2004.
- MADSEN, P. A.; MURRAY, R. and SØRENSEN, O. R.: A New Form of the Boussinesq Equations with Improved Linear Dispersion Characteristics. *Coastal Engineering*, 15, 371–388, 1991.
- MADSEN, P. A. and SØRENSEN, O. R.: A New Form of the Boussinesq Equations with Improved Linear Dispersion Characteristics. Part 2. A Slowly-Varying Bathymetry. *Coastal Engineering*, 18, 183–204, 1992.
- MARAMAI, A.; GRAZIANI, L. and TINTI, S.: Updating and Revision of the European Tsunami Catalogue. In: Yalçiner, A. C. et al. (ed.), *Submarine Landslides and Tsunamis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Nato Science Series, Serie IV, 21, 25–32, 2003.
- MARSHALL, J.; HILL, C.; PERELMAN, L. and ADCROFT, A.: Hydrostatic, Quasi-Hydrostatic, and Nonhydrostatic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 102, C3, 5733–5752, 1997a.
- MARSHALL, J.; ADCROFT, A.; HILL, C.; PERELMAN, L. and HEISEY, C.: A Finite-Volume, Incompressible Navier Stokes Model for Studies of the Ocean on Parallel Computers. *Journal of Geophysical Research*, 102, C3, 5753–5766, 1997b.
- MASSELINK, G.: Waves. In: Schwartz, M. L. (ed.): *Encyclopaedia of Coastal Science*, Springer Verlag, Dordrecht 1069–1074, 2005.
- MILBRADT, P.: A Stabilized Finite Element Method for Systems of Instationary Advection-Dominated Equations in Multi-Dimensional Domains. *Proceedings of 5th World Congress on Computational Mechanics, WCCM V, Vienna, Austria, 2002.*

- MIRCHINA, N. and PELINOVSKY, E.: Dispersive Intensification of Tsunami Waves. *IST Proceedings*, 7, 7–10, 789–794, 2001.
- MOFJELD, H. O., TITOV, F. I., GONZÁLEZ, F. I. AND NEWMAN, J. C.: Analytic Theory of Tsunami Wave Scattering in the Open Ocean with Application to the North Pacific. NOAA Technical Memorandum OAR PMEL-166, 2000.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H.; LANGE, W.; DICK, S. and SOETJE, K. C.: Über die Verfahren der Wasserstands- und Sturmflutvorhersage: Hydrodynamisch-numerische Modelle der Nord- und Ostsee und ein empirisch-statistisches Verfahren für die Deutsche Bucht. *promet* 29, 1–4, 117–124, 2003.
- NIRUPAMA, N.; NISTOR, I.; PONNAMBALAM, K. and MURTY, T. S.: Tsunami Travel Time Atlas for the Atlantic Ocean. *Marine Geodesy*, 29, 3, 179–199, 2006.
- OKADA, Y.: Surface Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, 1135–1154, 1985.
- PEREGRINE, D. H.: Equations for Water Waves and the Approximation Behind Them. In: Meyer, R. E. (ed.): *Waves on Beaches and Resulting Sediment Transport*. Academic Press New York, 1972.
- PEDERSEN, G.: Benchmark problem 1. Vortrag, The Third International Workshop on Long-Wave Runup Models, Catalina Island, Juni 2004.
- RUBINO, A.; PIERINI, S. and BACKHAUS, J.: Dispersive Mudslide-Induced Tsunamis. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 127–136, 1998.
- SABATIER, P. C.: Formation of Wave by Ground motion. In: *Encyclopedia of Fluid Mechanics*, Gulf Publishing Company, Houston, 723–759, 1986.
- SHUTO, N.: Tsunamis of Seismic Origin. In: Yalçiner, A. C. et al. (ed.), *Submarine Landslides and Tsunamis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Nato Science Series, Serie IV, 21, 1–8, 2003.
- SMALLMAN, J. (Ed): *Tsunami – Assessing the Hazards for the UK and the Irish Coasts*. Report to DEFRA, the Department for Environment, Food and Rural Affairs, 2006.
- STOKES, G. G.: On the Theory of Oscillatory Waves. *Trans. Cambridge Phil. Soc.*, 8, 441–455, 1847.
- TITOV, V. V. and GONZALESZ, F. I.: Implementation and Testing of the Method of Splitting Tsunami (MOST) Model. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-112, 1997.
- URSELL, F.: The Long – Wave Paradox in the Theory of Gravity Waves. *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society* 49, 685–694, 1953.
- VOIT, S. S.: Tsunamis. *Annual Reviews of Fluid Mechanics*, 19, 217–236, 1987.
- WARD, S. N.: Landslide Tsunami. *Journal of Geophysical Research* 106, B6, 11201–11215, 2001.
- WARD, S. N.: Tsunamis. In: Meyers, R. A. (ed.): *Encyclopedia of Physical Science and Technology*, 2002.
- WEISS, R.; WÜNNEMANN, K. and BAHLBURG, H.: Numerical Modeling of Generation, Propagation and Run-up of Tsunamis Caused by Oceanic Impacts. – *Geophysical Journal International* 167, 1, 77–88, 2006.
- WHITHAM, G. B.: *Linear and Nonlinear Waves*. John Wiley & Sons, INC. New York, 1999.
- WINTER, C.: Tsunami Animation. Vortrag, Workshop „Tsunami – eine Gefahr für unsere Küste“, Hamburg, 21.6.2005.
- YALÇINER, A. C.; PELINOVSKY, E. N.; OKAL, E. and SYNOLAKIS, C. E. (ed.): *Submarine Landslides and Tsunamis*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Nato Science Series, Serie IV, 21, 2003.