GIS-gestützte Modellierung von Tsunamilaufzeiten

Tobias SPALTENBERGER, Hans-Joachim ROSNER und Volker HOCHSCHILD

Dieser Beitrag wurde nach Begutachtung durch das Programmkomitee als „reviewed paper“ angenommen.

Zusammenfassung

Die Berechnung von Tsunamilaufzeiten ist ein grundlegender Teil eines jeden Tsunami-Frühwarnsystems. Basierend auf den physikalischen Grundsätzen der Tsunamiausbreitung wird hier ein GIS-Modell entwickelt, das die Berechnung von Tsunamilaufzeiten von einer beliebigen Tsunamiquelle zu jedem Punkt an den betroffenen Küsten ermöglichen soll. Der Vergleich gemessener Tsunamilaufzeiten zweier Referenzszenarien mit den modellierten Werten zeigt, dass das entwickelte Modell in der Lage ist, die Tsunamilaufzeit hinreichend genau zu berechnen. Es kann somit als Hilfsmittel für die Erstellung von Tsunamilaufzeitkarten im Rahmen von Frühwarnsystemen und Notfallplänen dienen.

1 Einleitung

Die katastrophalen Auswirkungen des Tsunamis vom 26.12.2004 riefen einer breiten Öffentlichkeit die Vulnerabilität der heutzutage oft dicht besiedelten Küstenregionen ins Gedächtnis und verdeutlichten die Notwendigkeit einer realistischen Einschätzung der Gefährdungssituation durch Tsunamis. In diesem Zusammenhang spielt die Entwicklung von effektiven Frühwarnsystemen und unterstützenden Modellierungen eine wichtige Rolle. Die Berechnung der Tsunamilaufzeit ist ein grundlegender Teil jedes Tsunami-Frühwarnsystems, da sie durch die Vorhersage der Ankunftszeit der Tsunamiwelle eine Evakuierung betroffener Küstenregionen erlaubt.

Während Geographische Informationssysteme in diesem Kontext bislang zumeist nur für die Darstellung der Ergebnisse komplexer numerischer Modellierungen verwendet wurden, zeigt der vorliegende Beitrag, wie es mit den Mitteln Geographischer Informationssysteme möglich ist, die Berechnung der Laufzeit von Tsunamis mit einfachen Mitteln und innerhalb kurzer Zeit vorzunehmen. Basierend auf den physikalischen Grundlagen der Ausbreitung von Tsunamiwellen wird zu diesem Zweck ein Modell entwickelt und vorgestellt. Die Güte des entwickelten Modells wird anschließend beispielhaft an zwei Vergleichszenarien untersucht.

2 Physikalische Grundlagen

Tsunamis (japanisch für „Hafenwellen“) sind eine oder mehrere Wellen, die entstehen, wenn große Mengen Wasser schnell, das heißt in einem Zeitraum von wenigen Sekunden

bis hin zu einigen Minuten, in Bewegung versetzt oder verdrängt werden. VAN DORN (1968; zit. in MURTY 1977: 1) definiert einen Tsunami wie folgt:

> „Tsunami is the Japanese name for the gravity wave system formed in the sea following any large-scale, short duration disturbance of the free surface".

Grundsätzlich ist ein Tsunami keine Bewegung von Wasser, sondern eine Bewegung von Energie durch Wasser. Eine Ausbreitung von Wellen im Wasser findet immer dann statt, wenn eine Auslenkung des Wasserspiegels aus einer Gleichgewichtslage eine der Auslenkung entgegengerichtete Rückstellkraft zur Folge hat. Bei Tsunamis können unterschiedliche Mechanismen (Erdbeben, Rutschungen, Vulkanausbrüche, Einschläge von Himmelskörpern, etc.) eine solche Auslenkung des Wasserspiegels verursachen; die Schwerkraft wirkt als Rückstellkraft. Aus diesem Grund gehören Tsunamis zur Gruppe der sogenannten Schwerewellen, deren Ausbreitungsgeschwindigkeit von der Wellenlänge und der Wassertiefe abhängig ist (JOHNSON 1997).

Da Tsunamis Wellenpakete sind, die durch die Überlagerung vieler Frequenzkomponenten gebildet werden, ist in Bezug auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit eine Unterscheidung von Phasen- und Gruppengeschwindigkeit notwendig (vgl. Abbildung 1).

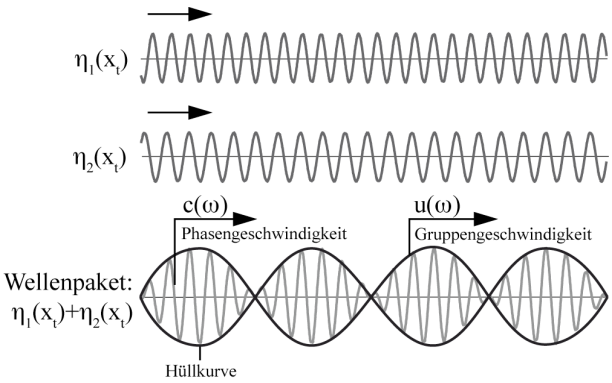

Abb. 1: Erzeugung eines Wellenpaketes durch die Überlagerung zweier Frequenzkomponenten, wobei $\eta(x_t)$ der Höhe der Wasseroberfläche an einem Punkt x entspricht

Während die Phasengeschwindigkeit die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Frequenzkomponente innerhalb des Wellenpakets beschreibt, bezieht sich die Gruppengeschwindigkeit auf die Fortbewegung des Schwerpunkts der Hüllkurve des Wellenpakets und beschreibt damit die Geschwindigkeit der transportierten Wellenenergie (DEAN & DALRYMPLE 1998). Für die Phasengeschwindigkeit c gilt nach WARD (2001):

$$c(\omega) = \sqrt{\frac{gh \tanh\left[k(\omega)h\right]}{k(\omega)h}} \text{ mit } k = \frac{2\pi}{\lambda} \text{ und } \omega = 2\pi f \qquad (1)$$

mit g = 9,81 m/s^2, wobei h die lokale Wassertiefe, k die Kreiswellenzahl, ω die Kreisfrequenz, λ die Wellenlänge und f die Frequenz ist.

Hieraus folgt, dass sich höherfrequente (und damit kurzwelligere) Wellen an der Wasseroberfläche langsamer bewegen als niederfrequente, langwellige Wellen. Für die Gruppengeschwindigkeit u gilt nach WARD (2001):

$$u(\omega) = c(\omega)\left[\frac{1}{2} + \frac{k(\omega)h}{\sinh\left[2k(\omega)h\right]}\right] \tag{2}$$

Diese die Schwerewellen beschreibende Theorie vereinfacht sich in den Grenzfällen der Flach- und der Tiefwasserwellen. Deren Unterscheidung erfolgt nicht anhand der absoluten Wassertiefe, sondern durch das Verhältnis von Wellenlänge zu Wassertiefe (DEAN & DALRYMPLE 1998):

$$\begin{aligned} &\lambda \geq 20h\text{: Flachwasserwelle} \\ &20h \geq \lambda \geq \frac{1}{2}h\text{: Zwischenbereich} \\ &\lambda \leq \frac{1}{2}h\text{: Tiefwasserwelle} \end{aligned} \tag{3}$$

Während im freien Ozean bei durch Wind erzeugten Wellen die Wellenlänge (zwischen 100–200 m) kürzer ist als das Meer tief und diese somit zu den Tiefwasserwellen gehören, ist bei Tsunamis das Gegenteil der Fall: Hier beträgt die Wellenlänge im Normalfall zwischen einigen Zehner und mehreren hundert Kilometern und ist damit länger als das Meer tief ist. Für langwellige Tsunamis, deren Wellenlänge größer als die zwanzigfache Wassertiefe ist, gelten die Vereinfachungen der Theorie der Flachwasserwellen: Die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist in diesem Fall unabhängig von der Wellenlänge, da sich die Phasengeschwindigkeit an die Gruppengeschwindigkeit annähert (vgl. Abbildung 2)(JOHNSON 1997; WARD 2001):

$$c(\omega) = u(\omega) \text{ und somit } c = \sqrt{gh} \text{ mit } g = 9{,}81\frac{m}{s^2} \tag{4}$$

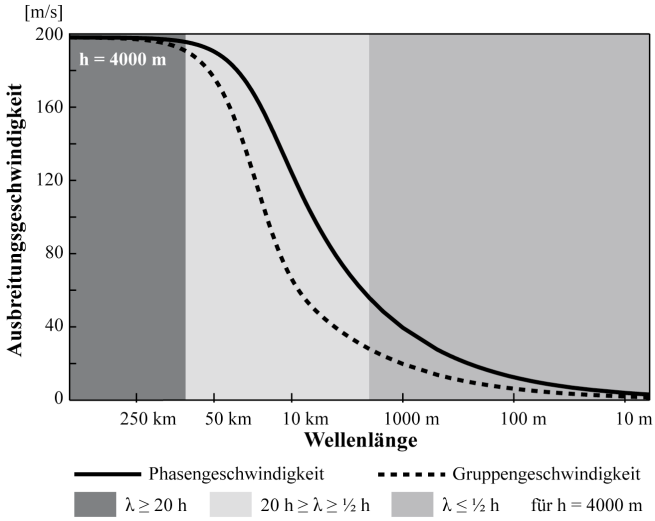

Abb. 2: Phasen- und Gruppengeschwindigkeit eines Tsunamis in Abhängigkeit von seiner Wellenlänge λ bei einer Wassertiefe h von 4000 m

Kurzwellige Tsunamis, wie sie vor allem bei Rutschungen und vulkanischen Ereignissen entstehen, haben Wellenlängen im Zwischenbereich und sind dadurch im Verhältnis zu den langwelligen Tsunamis langsamer. Darüber hinaus unterliegen sie Dispersionseffekten, die eine verstärkte Abnahme der Wellenhöhe bedingen und die Ausbreitung über große Distanzen hinweg einschränken (MURTY 1977).

3 Modellierung

3.1 Eingangsdaten

Die wichtigste Grundlage der Modellierung von Tsunamilaufzeiten bilden bathymetrische Daten. Denn wie im vorangegangenen Abschnitt beschrieben, ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit eines Tsunamis von der lokalen Wassertiefe abhängig.

Die Durchführung von Sonaraufnahmen des Meeresbodens für große Gebiete ist äußerst aufwändig – deshalb wurden diese bisher zumeist nur in Küstengebieten und entlang der Mittelozeanischen Rücken in größeren Bereichen flächendeckend durchgeführt. Für die Tiefseebereiche sind solche Daten, wenn überhaupt, nur in sehr schmalen Bereichen verfügbar – globale bathymetrische Karten wurden daher bislang anhand von einzelnen Messpunkten und Interpolationsverfahren angefertigt. Eine Neuerung stellte das Vorgehen von SMITH & SANDWELL (1997) dar: Anhand von Messungen der marinen Schwereanomalien durch die Satelliten Geosat und ERS-1 und ausführlicher Kalibration mittels Sonarmessungen waren sie in der Lage, ein globales bathymetrisches Modell mit einer Auflösung von zwei Bogenminuten zu erstellen.

Der im vorliegenden Modell (vgl. Kapitel 3.2) verwendete SRTM30-Plus-Datensatz der Scripps Institution of Oceanography San Diego (BECKER & SANDWELL 2006) wurde in Küstennähe und entlang der Mittelozeanischen Rücken mit zusätzlichen, höher aufgelösten Daten aus dem Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO) Ridge Multibeam Synthesis-Projekt, dem National Geophysical Data Center (NGDC) Coastal Relief Model sowie in den arktischen Bereichen mit der International Bathymetric Chart of the Oceans (IBCAO) zusammengeführt und mit einer Auflösung von 30 Bogensekunden der Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt (BECKER & SANDWELL 2006).

3.2 Berechnung der Tsunamilaufzeit

Das Ausbreitungsmodell (vgl. Abbildung 3) hat zum Ziel, für ein beliebiges Tsunamiszenario – basierend auf der Ausbreitungsgeschwindigkeit des Tsunamis – die Laufzeit zu jedem beliebigen Punkt an den betroffenen Küsten berechnen zu können.

Die Umsetzung des Modells erfolgt unter Verwendung von ESRI ArcGIS 9.1 und Python 2.4. Als Modellregion wird modellintern die maximale Flächenausdehnung der bathymetrischen Daten verwendet. Die Auflösung aller Modellierungsschritte sowie der Ergebnisdaten entspricht der Rasterweite der bathymetrischen Daten.

Zur Berechnung der Tsunamilaufzeit wird ein Kostendistanz-Algorithmus herangezogen. Dieser basiert auf einer Umsetzung des Dijkstra-Algorithmus für die implizite Topologie von Rasterdaten (DIJKSTRA 1959) und findet Verwendung um Wege des geringsten Widerstands über eine Oberfläche hinweg zu identifizieren. Eingangsparameter dieses Kostendis-

tanz-Algorithmus ist neben einem Rasterdatensatz zur Definition der Tsunamiquelle ein Datensatz, in dem Widerstandswerte definiert sind: das sogenannte Kostenraster. Für jede Zelle dieses Datensatzes können mit dem Kostendistanz-Algorithmus neben dem Weg der geringsten Kosten von dieser Rasterzelle zu einem definierten Ausgangspunkt auch die Kosten berechnet werden, die entlang dieses Wegs entstehen.

Entsprechende Eingangsdaten vorausgesetzt ist es möglich, mit dem Kostendistanz-Algorithmus implizit zwei Prinzipien der Wellenausbreitung nachzubilden: das Huygens'sche Prinzip und das Fermat'sche Prinzip. Nach dem Huygens'schen Prinzip kann jeder Punkt einer Wellenfront als Ausgangspunkt einer neuen Elementarwelle betrachtet werden. Das Fermat'sche Prinzip besagt, dass sich eine Welle zwischen zwei Punkten entlang eines Pfads der kürzesten Dauer und nicht der kürzesten Distanz bewegt (GAMITO & MUSGRAVE 2002; SELEZOV & SOROKINA 1981; SHOKIN et al. 1987; TELFORD et al. 1990).

Um die Tsunamilaufzeit zu ermitteln ist es demnach notwendig, ein Raster an den Algorithmus zu übergeben, in dem für jede Rasterzelle die Durchquerungsdauer als Widerstandswert definiert ist. Unter Verwendung von (4) (bei Flachwasserwellen) respektive von (1) und (2) (bei Wellen im Zwischenbereich, vgl. Definition (3)) kann für jede Rasterzelle der Bathymetrie die lokale Geschwindigkeit der Tsunamiwelle ermittelt werden. Die Durchquerungsdauer für jede Rasterzelle ergibt sich dann aus

$$\text{Durchquerungsdauer} = \frac{1}{\text{lokale Geschwindigkeit}} \times \text{Rasterauflösung} \tag{5}$$

Das Resultat der Anwendung des Kostendistanz-Algorithmus ist somit ein Raster, in dem jeder Zellwert der akkumulierten Durchquerungsdauer entlang eines Pfads der kürzesten Dauer entspricht, also der Zeit, die eine Welle vom Ausgangspunkt zu dieser Zelle benötigt.

Erste Modellierungsversuche zeigten, dass der in ArcGIS 9.1 implementierte Algorithmus bei geringen Schwankungen der Widerstandswerte, wie man sie in Bereichen mit relativ konstanter Wassertiefe vorfindet, oktagonale Ausbreitungsmuster erzeugt, obwohl dort eine nahezu radiale Ausbreitung zu erwarten wäre. Bereits XU & LATHROP (1994) wiesen auf diese Algorithmus-Artefakte sowie deren theoretischen Hintergrund hin: Sie sind dadurch bedingt, dass beim hier verwendeten Algorithmus nur acht Fortbewegungsrichtungen zulässig sind und somit Entfernungen vom Ausgangspunkt zu einem beliebigen Punkt zwischen den Bewegungsrichtungen überschätzt werden.

Diese Tatsache macht es notwendig, einen Korrekturfaktor in die Berechnungen einzuführen, mit dem diese Überschätzungen kompensiert werden können. Hierzu wird durch Reklassifizierung aus den ursprünglichen bathymetrischen Daten die sogenannte „ebene" Bathymetrie erstellt, ein Datensatz, in dem alle Widerstandswerte identisch sind und in dem die Ausbreitung somit radial verlaufen müsste. Der Korrekturfaktor ergibt sich dann aus

$$\text{Korrekturfaktor} = \frac{\text{Euklidsche Distanz}}{\text{Kostendistanz über "ebene" Bathymetrie}} \tag{6}$$

mit der Tsunamiquelle als jeweiligem Ausgangspunkt. Der Korrekturfaktor erfüllt die Bedingung

$$1 \geq \text{Korrekturfaktor} \geq \cos\alpha \text{ mit } \alpha = 22{,}5° \tag{7}$$

da die Abweichung der Kostendistanz von der Euklidischen Distanz auf einer der acht erlaubten Bewegungsrichtungen minimal und auf der Winkelhalbierenden zwischen zwei benachbarten erlaubten Bewegungsrichtungen maximal ist.

Die Genauigkeit des Modells ist vor allem, aber nicht ausschließlich, limitiert durch:

- die Auflösung der bathymetrischen Daten,
- die Lagegenauigkeit der Tsunamiquelle – z. B. muss bei einem tsunamigenen Beben an Land ein virtueller Ausgangspunkt vor der Küste gewählt werden,
- die Einflüsse nichtlinearer Effekte auf die Wellenausbreitung in küstennahem, flachen Wasser.

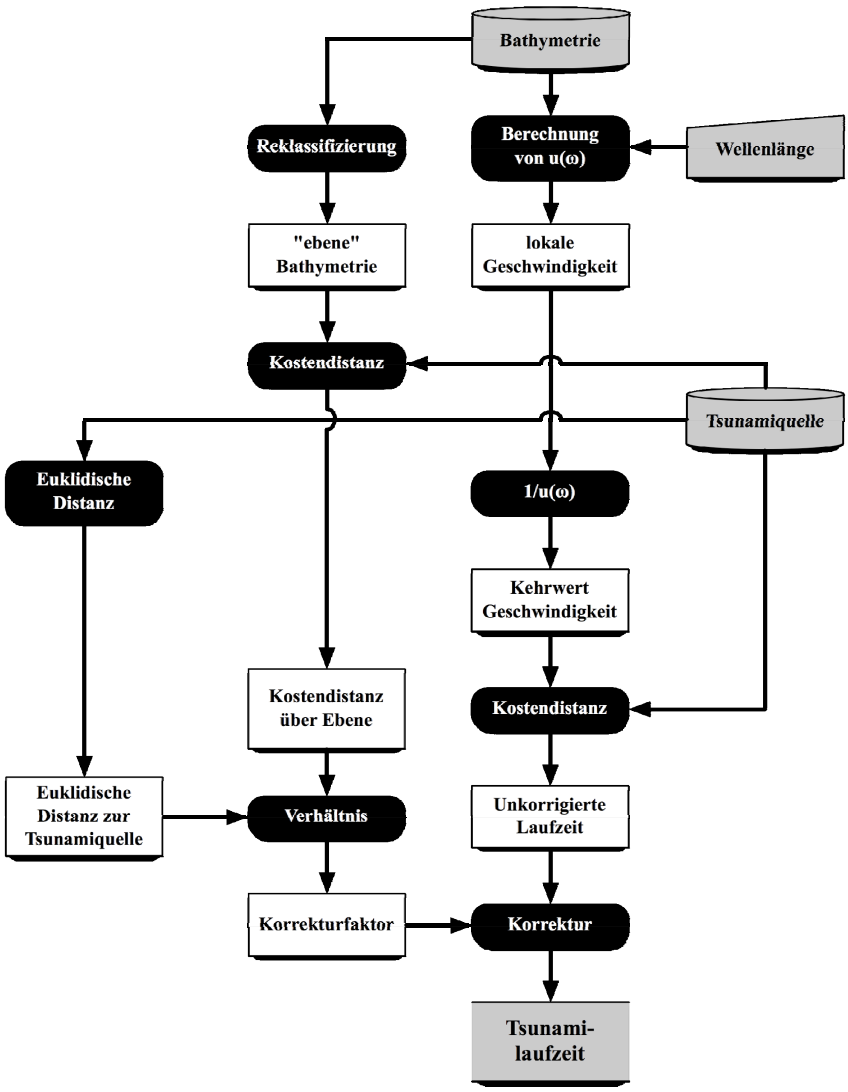

Abb. 3: Flussdiagramm des Ausbreitungsmodells für Tsunamiwellen

3.3 Überprüfung des Modells

Das beschriebene Modell wird im Folgenden unter Verwendung zweier Referenzereignisse validiert. Das erste Referenzereignis ist der Tsunami vom 26.12.2004 im Indischen Ozean. Hier liegen zur quantitativen Überprüfung der Modellergebnisse Messdaten des Global Sea Level Observing System (GLOSS), einem Netzwerk von weltweit 290 Pegelstationen, vor (MERRIFIELD et al. 2005). Als Tsunamiquelle wird hierbei das von KOWALIK et al. (2005) beschriebene, zweiteilige Verwerfungssystem zwischen 3° und 13° nördlicher Breite westlich von Sumatra, den Andamanen und Nikobaren verwendet.

Um die modellierten Laufzeiten zu überprüfen, werden gemessene und modellierte Ankunftszeiten der Tsunamiwelle an insgesamt 15 Stationen im Indischen Ozean verglichen (vgl. Abbildung 4). Hierbei zeigt sich, dass die durchgeführten Modellierungen mit einzelnen Ausnahmen sehr nahe an den gemessen Werten liegen: die durchschnittliche Differenz zu den gemessenen Werten beträgt weniger als 14 Minuten; an der Hälfte aller Pegelstationen ist die Differenz kleiner oder gleich sieben Minuten (vgl. Tabelle 1).

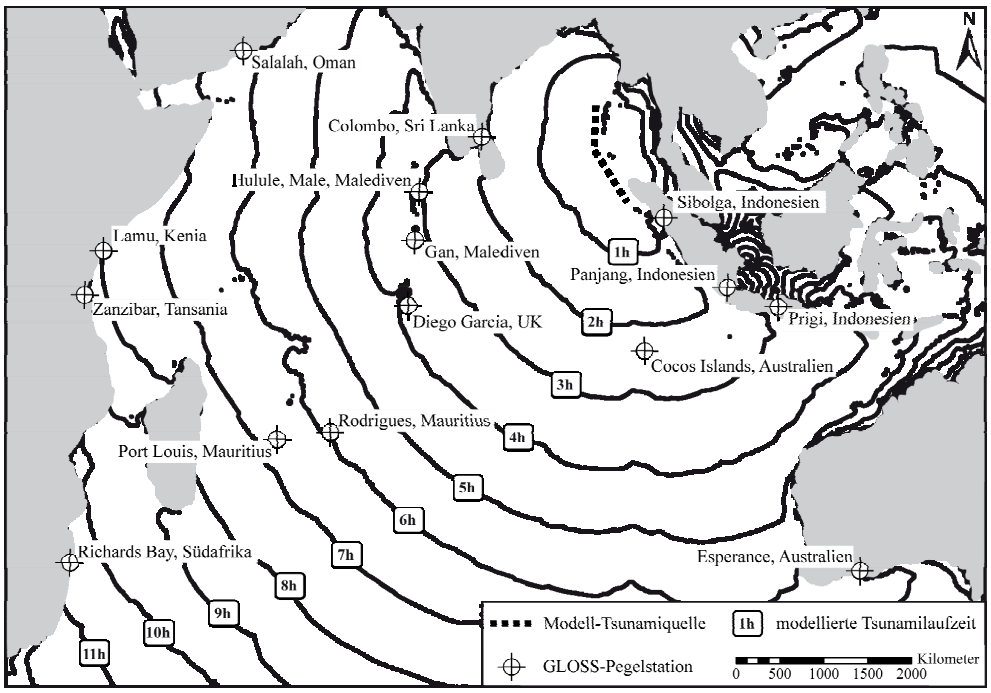

Abb. 4: Ergebnis der Ausbreitungsmodellierung des Tsunamis vom 26.12.2004

Tabelle 1: Vergleich der GLOSS-Messwerte nach MERRIFIELD et al. (2005) mit den modellierten Werten

Station	Panjang, Indonesien	Prigi, Indonesien	Sibolga, Indonesien	Cocos Islands, Australien	Esperance, Australien	Colombo, Sri Lanka	Gan, Malediven	Hulule, Male, Malediven	Diego Garcia, UK	Port Louis, Mauritius	Rodrigues, Mauritius	Salalah, Oman	Lamu, Kenia	Sansibar, Tansania	Richards Bay, Südafrika
Tsunamilaufzeit GLOSS [min]	180	141	81	138	478	173	201	197	289	403	341	433	537	585	664
Tsunamilaufzeit Modell [min]	208	180	81	145	462	165	198	196	256	399	353	392	543	584	671
Zeitdifferenz [min]	28	39	0	7	16	8	3	1	33	4	12	41	6	1	7

Für das zweite Referenzereignis, den Tsunami vom 1.11.1755 vor der Küste Portugals, konnte zum Vergleich auf die von BAPTISTA et al. (1998a) aus historischen Quellen zusammengestellten Tsunamilaufzeiten zurückgegriffen werden. Die genaue Lage der Tsunamiquelle ist derzeit noch umstritten. Im Rahmen der durchgeführten Modellierungen wurde als Ausgangspunkt die von BAPTISTA et al. (1998b) beschriebene L-förmige Tsunamiquelle entlang der Südwestküste Portugals verwendet. Auch hier zeigten die modellierten Ankunftszeiten der Tsunamiwelle mit wenigen Ausnahmen eine gute Übereinstimmung mit den historischen Werten im Rahmen ihrer Fehlermargen (vgl. Tabelle 2 und Abbildung 5).

Tabelle 2: Vergleich der historischen Tsunamilaufzeiten nach BAPTISTA et al. (1998a) mit den modellierten Werten

Station	Cadiz, Spanien	Figueira da Foz, Portugal	Huelva, Spanien	Madeira, Portugal	Oeiras, Portugal	Porto Santo, Portugal	Cabo de São Vicente, Portugal	Safi, Marokko
Tsunamilaufzeit historisch [min]	78±15	45±10	50±10	90±15	25	60±15	16±7	30±4
Tsunamilaufzeit Modell [min]	57	49	59	67	24	57	14	65
Zeitdifferenz [min]	21	4	9	23	1	3	2	35

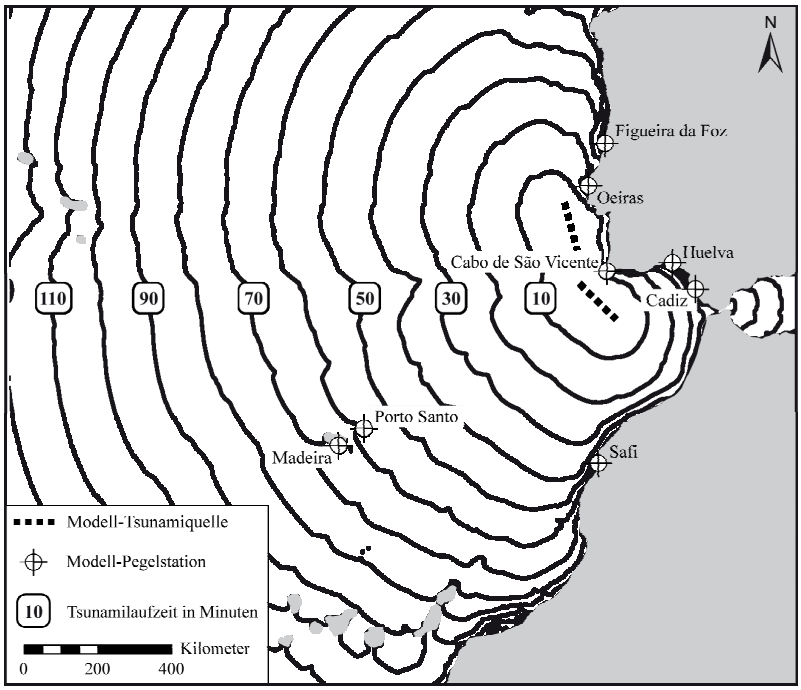

Abb. 5: Ergebnis der Ausbreitungsmodellierung des Tsunamis vom 1.11.1755

4 Fazit

Es konnte gezeigt werden, dass es möglich ist, mit den Mitteln Geographischer Informationssysteme basierend auf den Grundprinzipien der Tsunamiwellenausbreitung die Tsunamilaufzeit hinreichend genau zu berechnen. Eine Verbesserung der Ergebnisse könnte durch die Anwendung des von XU & LATHROP (1994) vorgeschlagenen, nicht auf acht Bewegungsrichtungen limitierten Kostendistanz-Algorithmus und den damit verbundenen Verzicht auf einen Korrekturfaktor erreicht werden. Dennoch kann das vorgestellte GIS-Modell unter Beachtung seiner Einschränkungen ein Hilfsmittel zur Erstellung von Tsunamilaufzeitkarten sein, die ihren Eingang in Frühwarnsysteme und die Entwicklung von Notfallplänen potenziell betroffener Küstenregionen finden können.

Literatur

BAPTISTA, M. A. et al. (1998a): The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters. In: Journal of Geodynamics, Heft 25(1-2), S. 143-157.

BAPTISTA, M. A. et al. (1998b): Constraints on source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1775 Lisbon tsunami. In: Journal of Geodynamics, Heft 25(1-2), S. 159-174.

BECKER, J. J. & D. T. SANDWELL. (2006): SRTM30_PLUS: SRTM30, Coastal & Ridge Multibeam, Estimated Topography. http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html [Stand: 01.08.2006].

DEAN, R. G. & R. A. DALRYMPLE (1998): Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists. World Scientific, Singapore, New Jersey, London, Hong Kong.

DIJKSTRA, E. W. (1959): A note on two problems in connexion with graphs. In: Numerische Mathematik, Band 1, S. 269-271.

GAMITO, M. N. & F. K. MUSGRAVE (2002): An accurate model of wave refraction over shallow water. In: Computers and Graphics, Heft 26(2), S. 291-307.

JOHNSON, R. S. (1997): A Modern Introduction to the Mathematical Theory of Water Waves. Cambridge University Press, Cambridge.

KOWALIK, Z. et al. (2005): Numerical Modeling of the global tsunami: Indonesian Tsunami of 26 December 2004. In: Science of Tsunami Hazards, Heft 23(1), S. 40-56.

MERRIFIELD, M. A. et al. (2005): Tide gauge observations of the Indian Ocean tsunami, December 26, 2004. In: Geophysical Research Letters, Band 32, S. 09603.

MURTY, T. S. (1977): Seismic sea waves: Tsunamis. Department of Fisheries and the Environment, Fisheries and Marine Service, Ottawa.

SELEZOV, I. T. & V. V. SOROKINA (1981): Numerical investigation of refraction of surface gravity waves by the ray method. In: Power Technology and Engineering, Heft 15(1), S. 46-50.

SHOKIN, Y. I. et al. (1987): Calculations of Tsunami Travel Time Charts in the Pacific Ocean – Models, Algorithms, Techniques, Results. In: Science of Tsunami Hazards, Heft 5(2), S. 85-113.

SMITH, W. H. F. & D. T. SANDWELL (1997): Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. In: Science, Band 277, S. 1956-1962.

TELFORD, W. M. et al. (1990): Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge.

VAN DORN, W. G. (1968): Tsunamis. In: Contemporary Physics, Band 9, S. 145.

WARD, S. N. (2001): Tsunamis. Encyclopedia of Physical Science and Technology. R. A. Meyers. San Diego, Academic Press. Band 17, S. 175-191.

XU, J. & R. G. LATHROP (1994): Improving cost-path tracing in a raster data format. In: Computers & Geosciences, Heft 20(10), S. 1455-1465.