

WAVESCAN – Automatisierte Erfassung und Modellierung von Brandungszonen auf Basis digitaler Bildsequenzen

Von STEFAN SCHIMMELS, FOLKE SANTEL, WERNER ZIELKE und CHRISTIAN HEIPKE

Zusammenfassung

Zur Kalibrierung und Validierung numerischer Verfahren zur Simulation der Prozesse in der Brandungszone, wie dem Wellenbrechen und Wellenauflauf, besteht ein großer Bedarf an bisher nicht verfügbaren, flächendeckenden, zeitaufgelösten Daten der Wasseroberfläche. Durch den Einsatz der Photogrammetrie kann die erforderliche hohe zeitliche und räumliche Auflösung erreicht werden. Die Bestimmung der Wasseroberfläche wird unter Verwendung photogrammetrischer Stereobilddaten mittels digitaler Bildzuordnung durchgeführt. Die Ansteuerung des numerischen Modells mit flächendeckenden Daten erweist sich als vorteilhaft. Es müssen keine Annahmen über die Verteilung des Seegangs bei der Ansteuerung gemacht werden. Die Ergebnisse einer numerischen Simulation mit einem Boussinesq-Modell basierend auf Seegangsmessungen und photogrammetrischen Daten werden vorgestellt und miteinander verglichen.

Summary

The calibration and validation of highly developed numerical models for the calculation of wave kinematics inside the surf zone is a difficult task. With photogrammetric techniques it is possible to cover a large area and obtain digital water surface models with high resolution in space and time. These surface models are very well suited to provide boundary conditions for a numerical model of wave propagation and can also serve as a reference for the numerical simulation everywhere inside the area of analysis. This paper describes a photogrammetric method developed over the last years that derives digital surface models from stereoscopic image sequences and compares numerical simulations with a Boussinesq model based on conventional measurements and photogrammetric data.

Keywords

Boussinesq model, Image matching, Photogrammetry, Surf zone, Validation, Video sequences, Wave breaking, Wave runup

Inhalt

1. Einleitung	184
2. Numerisches Wellenmodell.	185
2.1 Grundlagen des Modells	186
2.2 Randbedingungen.	186
2.3 Wellenbrechen.	188
2.4 Wellenauflauf	189
3. Photogrammetrische Komponente.	190
3.1 Entwickelter Algorithmus	190
3.1.1 Punktweise Zuordnung	191
3.1.2 Flächenhafte Ausbreitung	193

3.1.3 Bildsequenzen	194
4. Messkampagnen Norderney	195
4.1 Photogrammetrische Datenerfassung	196
4.1.1 Aufnahmekonfiguration	196
4.1.2 Genauigkeitsabschätzung	197
4.1.3 Verwendete Hardware	199
5. Photogrammetrische Auswertung	200
5.1 Ableitung der Wasseroberfläche	200
5.2 Vergleich zu manueller Auswertung	202
5.3 Vergleich zu Seegangsmessungen	203
5.4 Abgeleitete Seegangparameter und Richtungsspektren	204
5.5 Bewertung	205
6. Simulationsrechnungen	206
6.1 Ansteuerung und Vergleich mit Pegelmessdaten	206
6.2 Ansteuerung und Vergleich mit photogrammetrischen Daten	210
7. Bewertung der entwickelten Methode	216
8. Ausblick	216
9. Danksagung	217
10. Schriftenverzeichnis	217

1. Einleitung

Im Küstenschutz weicht der Neubau von Systemen aus Deckwerken und Bühnen zunehmend einer Kombination aus Strandaufspülungen und ingenieurbioologischen Maßnahmen, wie z.B. dem Dünenbau. Aus diesem Grund rückt verstärkt die Optimierung der Auffüllungen in den Mittelpunkt des Interesses. Durch gezieltes Einbringen möglichst kleiner Massen an speziell ausgewählten Positionen soll die Standzeit von Strandaufspülungen erhöht und damit die Zahl notwendiger und sehr kostenintensiver Wiederholungen reduziert werden.

Durch die numerische Modellierung der Prozesse in der Brandungszone wie dem Wellenbrechen, Wellenauflauf und Wellenüberlauf können langfristig Gebiete des Massenauf- und Massenabtrags bestimmt werden. Die Entwicklung numerischer Modelle ist in den letzten Jahren im Zusammenhang mit dem rasanten Fortschritt in der Computertechnologie weit vorangegangen. Dennoch ist es notwendig, einige physikalische Prozesse zu parametrisieren, um sie im Modell berücksichtigen zu können. Zur Kalibrierung und Validierung solcher Ansätze sind Labor- und Naturmessdaten unabdingbar. Diese liegen aber zumeist nur als zeitlich aufgelöste Punktmessungen oder räumlich aufgelöste, zeitlich gemittelte Daten vor.

Ziel des Projekts WAVESCAN war daher zum einen die Erweiterung des Boussinesq-Modells BOWAM2 (SCHRÖTER, 1995), um Prozesse auch in der Brandungszone simulieren zu können. Dabei müssen Wellen über den gesamten spektralen Einsatzbereich des Modells am Rand eingesteuert werden können und die Prozesse des Wellenbrechens und Wellenaufbaus über verschiedene Strategien, auf die später noch genauer eingegangen wird, simuliert werden. Zum anderen soll eine Methode zur flächendeckenden, dreidimensionalen und zeitlich kontinuierlichen Bestimmung der Wasseroberfläche in der Brandungszone entwickelt werden, um diese Strategien zu kalibrieren und validieren. Um die Kinematik der Wasseroberfläche ausreichend beschreiben zu können, sollte eine Genauigkeit von besser als einem Dezimeter und eine zeitliche Auflösung von ca. 10 Hz erreicht werden. Um statistische Auswertungen zu ermöglichen, muss das Aufnahmesystem in der Lage sein, Zeitreihen von bis zu 20 Minuten aufzuzeichnen.

Durch den Einsatz der Photogrammetrie kann diese hohe zeitliche und räumliche Auflösung erreicht werden (STRYBNY et al., 2001). Zur Bestimmung von Seegangparametern aus einzelnen Stereobildpaaren konnte die digitale Bildzuordnung bereits in der Vergangenheit erfolgreich eingesetzt werden (REDWEIK, 1993). Die Verwendung digitaler Aufnahmesysteme ermöglicht die kontinuierliche Aufnahme des Seegangs über ausreichend lange Zeitintervalle. Ferner ist die automatisierte zeit- und ortsdiskrete Bestimmung der Wasseroberfläche durch den Einsatz der digitalen Photogrammetrie realisierbar.

Die Datengrundlage für das Projekt wurde im Rahmen zweier Messkampagnen auf Norderney erfasst. Das Untersuchungsgebiet war das Bühnenfeld D1/E1 am Nordstrand der Insel. Neben den photogrammetrischen Messungen wurden ebenfalls punktuelle Daten mit Bojen, Wellenmessdrähten und Druck-Geschwindigkeits-Sonden ermittelt. Da die Wassertiefe die Ergebnisse der numerischen Simulation erheblich beeinflusst, wurde während beider Messkampagnen mittels GPS-gestützter terrestrischer Vermessung und ‚single-beam‘ Echolotpeilung die Topographie innerhalb des Bühnenfelds und in der näheren Umgebung vermessen.

Die folgenden Kapitel fassen die Ergebnisse des Projekts zusammen. Beginnend mit den Grundlagen wird in Kap. 2 ein Einblick in das numerische Seegangmodell gegeben und die im Laufe des Projekts vorgenommenen Erweiterungen werden erläutert. Die photogrammetrische Komponente wird in Kap. 3 beschrieben. Es wird im Detail auf den entwickelten Algorithmus zur Bestimmung von Wasseroberflächen aus Bildsequenzen eingegangen. In Kap. 4 erfolgt eine Beschreibung der durchgeführten Messkampagnen auf Norderney. Die unterschiedlich erfassten Daten und die photogrammetrischen Planungsgrundlagen werden erläutert. In Kap. 5 werden die Ergebnisse der photogrammetrischen Auswertung vorgestellt. Die automatisch bestimmte Wasseroberfläche wird exemplarisch mit einer manuellen Messung und der Seegangsmessung eines Wellenmessdrahts verglichen. Für weitere Untersuchungen werden zusätzlich die Seegangparameter und Richtungsspektren aus den photogrammetrischen Daten abgeleitet. Kap. 6 stellt die Ergebnisse von Simulationsrechnungen zu den Messkampagnen vor. Das numerische Modell wird einmal auf Basis punktueller Messdaten und einmal mit photogrammetrisch ermittelten Daten angesteuert. Eine Bewertung der entwickelten Methode folgt in Kap. 7. Die abschließende Zusammenfassung in Kap. 8 beinhaltet einen Ausblick auf weitere Entwicklungen und die Einsatzfähigkeit des photogrammetrischen Systems.

2. Numerisches Wellenmodell

Ein wesentliches Ziel des Projekts war die Weiterentwicklung des numerischen Seegangmodells BOWAM2. Dieses Modell basiert auf tiefengemittelten Flachwassergleichungen mit Boussinesq-Termen, so dass Wellen konstanter Form berechnet werden können. Die Erweiterungen konzentrierten sich im Wesentlichen auf das Wellenbrechen, den Wellenauflauf und eine Verbesserung der nicht reflektierenden Randbedingung. Somit sollte es möglich sein, den Seegang an der Küste naturnah zu berechnen.

2.1 Grundlagen des Modells

Die Grundlage des Modells bilden die von SCHRÖTER (1995) hergeleiteten dispersionsoptimierten Boussinesq-Gleichungen:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot [(D + \eta)\mathbf{u}] \\ & + \left[(a_{11} + a^{(1)}) (\nabla D^2 \nabla) + a^{(2)} D (\nabla D \nabla) \right] \nabla \cdot (D\mathbf{u}) + a_{12} (\nabla D^3 \nabla) \nabla \cdot \mathbf{u} \\ & + \left[a^{(1)} (\nabla D^2 \nabla) + a^{(2)} D (\nabla D \nabla) \right] \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \end{aligned} \quad (2.1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + g \nabla \eta + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} \\ & + \left[(b_{11} + b^{(1)}) D \nabla + b^{(2)} \nabla D \right] \nabla \cdot \left(D \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} \right) + b_{12} D^2 \nabla \nabla \cdot \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} \\ & + g \left[b^{(1)} D \nabla + b^{(2)} \nabla D \right] (\nabla D \nabla) \eta = \mathbf{0} \end{aligned} \quad (2.2)$$

η	:	Wasserspiegelauslenkung
\mathbf{u}	:	Geschwindigkeit in x- und y-Richtung
D	:	Wassertiefe
g	:	Erdbeschleunigung
$a_{11}, a_{12}, b_{11}, b_{12}, a^{(1)}, a^{(2)}, b^{(1)}, b^{(2)}$:	Konstanten in Abhängigkeit der Formulierung
∇	:	Horizontaler Nabla-Operator: $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$

Durch richtige Wahl der freien Konstanten lassen sich die Eigenschaften der Gleichungen (2.1) und (2.2) bezüglich Dispersion und Nichtlinearität optimieren. Damit kann die lineare Dispersionsbeziehung durch eine (4,4)-Padé-Approximation angenähert werden, so dass der Gültigkeitsbereich im Vergleich zu den klassischen Boussinesq-Gleichungen (PEREGRINE, 1967), die auf ein Verhältnis von Wassertiefe zu Wellenlänge von etwa $D/L < 0,16$ beschränkt sind, bis zu einem Verhältnis $D/L \approx 1,5$ erweitern.

Die numerische Behandlung der Grundgleichungen erfolgt mit einem Finite-Differenzen-Verfahren, bei dem alle Ableitungen durch zentrale Differenzen approximiert werden. Durch Verwendung von Korrekturtermen lassen sich die Abbruchfehler der räumlichen und zeitlichen Ableitungen bis zur 3. Ordnung verringern. Die Lösung des nichtlinearen Gleichungssystems erfolgt mit einer Picard-Iteration, bei der das linearisierte Gleichungssystem in jedem Iterationsschritt mit einem ADI-Verfahren und dem Thomas-Algorithmus zur Lösung tri-diagonaler Gleichungssysteme gelöst wird. Im Allgemeinen konvergiert das Verfahren nach etwa 2–4 Iterationsschritten.

2.2 Randbedingungen

Die Randbedingungen in einem numerischen Seegangmodell müssen zum einen erlauben, Wellen in das Untersuchungsgebiet einzusteuern, und dürfen zum anderen aus dem Gebiet hinauslaufende Wellen nicht reflektieren. Die ursprünglich in BOWAM2 implemen-

tierten Bedingungen an den Randknoten erfüllen dies zwar, sind aber von den Flachwassergleichungen abgeleitet und verlieren in tieferen Bereichen ihre Gültigkeit. Daher ist es nicht möglich, mit diesen Randbedingungen Wellen im Tiefwasserbereich in das Gebiet einzusteuern, so dass im Zuge des Projekts ein anderer Weg zur nichtreflektierenden Wellengenerierung besprochen wurde.

Offene, nichtreflektierende Ränder können sehr einfach über so genannte Sponge Layer simuliert werden. Hierbei wird das Berechnungsgebiet um eine Randzone erweitert, in der die Wasserspiegelauslenkung und die Geschwindigkeiten numerisch auf Null gedämpft werden. Die Dämpfung der Wellen erfolgt auf die einfachste Art und Weise, indem die tatsächlichen Zustandsgrößen mit einer Funktion multipliziert werden, die von eins am Beginn des Sponge Layers zum Rand hin auf Null abnimmt. Hierzu eignet sich zum Beispiel eine Sinusfunktion.

Werden Sponge Layer als offene Randbedingung verwendet, können zwangsläufig über den Rand keine Wellen mehr in das Gebiet eingesteuert werden. Daher werden die Wellen innerhalb des Berechnungsgebietes, also vor den Sponge Layern erzeugt, indem in der Massenbilanz (Gleichung (2.1)) ein Quellterm angesetzt wird, der die entsprechende Masse einer Welle dem System hinzufügt (Wellenberg) bzw. entzieht (Wellental). Die Wellen breiten sich dann in Richtung der Ränder aus, wo sie von den Spongelayern gedämpft werden. Die Quellfunktion wird direkt aus den Grundgleichungen hergeleitet, so dass der Gültigkeitsbereich nicht eingeschränkt ist. WEI et al. (1999) definieren für ein Boussinesq-Modell mit einer (2,2)-Padé-Approximation der Dispersionsbeziehung eine Quellfunktion, die aus Stabilitätsgründen gaußförmig über einen bestimmten Bereich verteilt ist. Für die Gleichungen des vorliegenden Modells BOWAM2 mit einer (4,4)-Padé-Approximation wurde diese Vorgehensweise adaptiert. Abb. 1 skizziert die Wellengenerierung über eine Quellfunktion innerhalb des entlang der y -Achse orientierten, grau schraffierten Bereichs.

Dabei wird davon ausgegangen, dass die vorherrschende Wellenfortschrittsrichtung entlang der x -Achse liegt. θ ist der Winkel zwischen der x -Achse und der Fortschrittsrichtung einer einzelnen Welle und die Breite des Bereichs, in dem die Quellfunktion gaußförmig verteilt ist, wird mit W definiert.

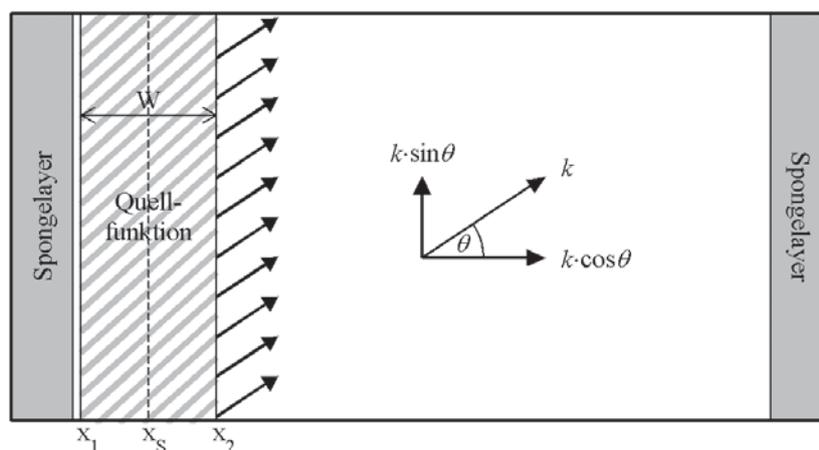


Abb. 1: Definition der Quellfunktion im Berechnungsgebiet

Auf eine ausführliche Herleitung der Quellfunktion wird hier verzichtet, für Einzelheiten sei auf WEI et al., 1999 und ZIELKE et al., 2005 verwiesen. Man erhält schließlich einen Ausdruck in diskreter Form als Doppelsumme über N Frequenz- und M Richtungskomponenten:

$$f(x, y, t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M A_{qi,j} \cdot e^{-\beta_i(x-x_s)^2} \cdot \cos(k_i \cos(\theta_j)y - \omega_i t + \varphi_{i,j}) \quad (2.3)$$

mit k = Wellenzahl

ω = Kreisfrequenz

φ = Phasenverschiebung jeder einzelnen Wellenkomponente mit der Richtung θ

Die Exponentialfunktion beschreibt die Gaußverteilung um die Mitte der Quellfunktion x_s und A_q ist die frequenz- und richtungsabhängige Amplitude, aus der sich die Kopplung mit den Grundgleichungen ergibt. Diese Form ist auch im numerischen Modell implementiert, so dass sich der Quellterm für irregulären Seegang oder nichtlineare Wellen durch die Superponierung der einzelnen linearen Komponenten ergibt. Für vorgegebene Amplitude η_0 , Frequenz ω und Richtung θ einer einzusteuernenden Welle kann somit die Amplitude der Quellfunktion in Abhängigkeit von der Wassertiefe D und der Wellenzahl k , die durch die Dispersionsbeziehung festgeschrieben ist, berechnet werden. Dabei wird die gaußförmige Verteilung in x -Richtung über das Integral I_1 berücksichtigt:

$$A_q = \frac{2\eta_0(1 - bk^2D^2)(\omega^2 - (a_1 + a)gk^4D^3) \cdot \cos\theta}{\omega l k (1 - (b_1 + b)k^2D^2)} \quad (2.4)$$

$$I_1 = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\beta x'^2} e^{-ilx'} dx' = \sqrt{\frac{\pi}{\beta}} e^{\frac{l^2}{4\beta}} \quad (2.5)$$

Die Konstanten $a_1 = a_{11} + a_{12}$, $b_1 = b_{11} + b_{12}$, $a = a^{(1)} + a^{(2)}$ und $b = b^{(1)} + b^{(2)}$ ergeben sich aus den Konstanten der Grundgleichungen (2.1) und (2.2).

2.3 Wellenbrechen

Da mit einem tiefengemittelten Modell das Brechen der Wellen insbesondere bei Sturzbrechern nicht exakt nachgebildet werden kann, versucht man die hoch komplizierten Prozesse durch einfache Modelle nachzubilden. Ein Weg, die durch den Brechvorgang bedingte Wellenhöhenabnahme und Verformung der Welle in einem Boussinesq-Modell zu berücksichtigen, besteht darin, die dadurch entstehende Turbulenz zu modellieren. Dieses so genannte Eddy-Viscosity-Concept wird in vielen Modellen dieser Art verwendet (s. z.B. KENNEDY et al., 2000) und wurde entsprechend auch in BOWAM2 umgesetzt. Dabei gehen die turbulenten Schubspannungen als diffusiver Senkenterm \mathbf{B} in die rechte Seite der Impulserhaltung (Gleichung (2.2)) ein:

$$\mathbf{B} = \frac{1}{D + \eta} (\nabla v_i (D + \eta) \nabla) \cdot \mathbf{u} \quad (2.6)$$

Dadurch reduziert sich die Problemstellung auf die Bestimmung der Wirbelviskosität ν_t . Der einfachste Ansatz hierfür ist ein Mischungswegmodell (PRANDTL, 1925), bei dem angenommen wird, dass die Wirbelviskosität proportional zum Betrag der Scherung des Geschwindigkeitsfeldes ist. Für tiefengemittelte Gleichungen, bei denen die Wirbelviskosität ebenfalls über die Wassertiefe zu mitteln ist, ergibt sich dabei eine Proportionalität zu dem Produkt aus Wassertiefe und einer repräsentativen Geschwindigkeit. Für brechende Wellen schlägt ZELT (1991) hierfür die Geschwindigkeit der Wasseroberfläche vor:

$$\nu_t = \delta_b^2 (D + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (2.7)$$

Dabei ist für den Proportionalitätsfaktor δ_b auf Basis vieler Tests von KENNEDY et al. (2000) ein Wert von 1,2 empfohlen worden, wenngleich sich dieser Faktor nur sehr gering auf die Ergebnisse auswirkt.

Turbulenz entsteht erst beim Brechen der Welle, so dass Ort und Zeitpunkt hierfür bestimmt werden müssen. Das grundlegendste Kriterium für das Erreichen des Brechpunkts besagt, dass der Brechvorgang in dem Moment einsetzt, in dem die horizontalen Partikelgeschwindigkeiten die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit überschreiten. Die Partikelgeschwindigkeiten an der Wasseroberfläche lassen sich aus den Grundgleichungen herleiten und bei der numerischen Berechnung werden in jedem Knoten die Kriterien

$$|\mathbf{u}(\eta)| > \gamma \cdot c \quad \text{und} \quad w(\eta) > 0 \quad (2.8)$$

überprüft. Bei Erfüllung von (2-8) wird die Wirbelviskosität nach Gleichung (2-7) berechnet und den Grundgleichungen der diffusive Senkenterm (2-6) hinzuaddiert. Durch das zusätzliche Kriterium $w > 0$ wird die Energiedissipation auf der Frontseite der Welle konzentriert. Der Proportionalitätsfaktor γ dient als freier Parameter für die Kalibrierung des Brechpunkts und hat einen typischen Wert von $\gamma = 0.8$.

2.4 Wellenauflauf

Mit der Implementierung des Wellenbrechens im numerischen Modell ist ein wesentlicher Schritt in Richtung einer ansprechenden Berechnung der physikalischen Prozesse in der Brandungszone erfolgt. Die im Folgenden erläuterte Strategie zur Simulation der Wellenauflaufzone stellt die abschließende Notwendigkeit für eine einheitliche Simulation des Küstenbereichs vom offenen Meer bis hin zum Auflauf am Strand dar.

Die Auflaufzone ist ein Bereich, der zeitweise mit Wasser bedeckt ist und zeitweise trocken fällt und die Aufgabe bei der Simulation dieses Prozesses besteht darin, den periodisch trockenen Bereich im numerischen Modell zu berücksichtigen. Die Grundgleichungen (2.1) und (2.2) setzen eine Wassertiefe D voraus und werden auf einem äquidistanten, kartesischen Gitter diskretisiert. Die Frage ist, wie trockene Knoten, an denen die Grundgleichungen also ihre Gültigkeit verlieren, in dem zu lösenden Gleichungssystem berücksichtigt werden können. Hierzu bieten sich prinzipiell verschiedene Lösungsansätze an, wie z.B. das Slot-Concept (MADSEN et al., 1997), das Dry-Node-Concept (LYNETT et al., 2002) oder das Wet-Slope-Concept (STRYBNY, 2000), von denen hier nur Letzteres kurz erörtert werden soll.

Beim Wet-Slope-Concept werden alle Knoten des Rechengitters berücksichtigt, wobei einfach dafür gesorgt wird, dass immer eine gewisse Mindestwassertiefe an allen Knoten

vorhanden ist. Nach jedem Zeitschritt wird überprüft, ob die vorhandene Wassertiefe an einem Knoten einen gewissen Grenzwert unterschreitet. Falls dies der Fall ist, wird die Wassertiefe an diesem Knoten auf die Mindestwassertiefe ε und die Geschwindigkeiten auf Null gesetzt.

$$\left. \begin{array}{l} \eta = \varepsilon - D \\ \mathbf{u} = \mathbf{0} \end{array} \right\} \text{ wenn } (\eta + D) \leq \varphi \cdot \varepsilon \quad (2.9)$$

Der Grenzwert wird dabei über den Faktor $\varphi > 1,0$ bestimmt, der die Stabilität des Verfahrens steuert, d.h. je größer φ gewählt wird, desto stabiler ist der Algorithmus. Dies erhöht jedoch gleichzeitig auch den Massenverlust – da der Wasserstand künstlich von $\varphi \cdot \varepsilon$ auf ε herabgesetzt wird – und führt somit zu einer numerischen Dämpfung des Auflaufprozesses. Es sollte also angestrebt werden, die Dicke des Restwasserfilms ε so klein wie möglich und den Faktor φ nicht wesentlich größer als 1,0 zu wählen.

3. Photogrammetrische Komponente

Die Stereophotogrammetrie wurde seit 1904, als erstes Messverfahren überhaupt, für die räumliche Bestimmung einzelner Meereswellenformationen eingesetzt (KOHLSCHÜTTER, 1906). Spezielle Kameraentwicklungen ermöglichten ab 1939 die räumliche und zeitliche Analyse der Wellenbewegungen (SCHUHMACHER, 1950). Die Bestimmung von Wasseroberflächen mittels manueller Auswertung, insbesondere von Bildsequenzen, ist äußerst komplex und zeitintensiv. Gegenwärtige Forschungen und Entwicklungen in Bezug auf automatische Bildzuordnung und Interpretation von digitalen Bildern können diese Einschränkungen überwinden. Die digitale Bildzuordnung wurde bereits in der Vergangenheit erfolgreich zur Ableitung von Seegangsparemtern aus Stereobildern eingesetzt (REDWEIK, 1993). Weitere Beispiele zur Bestimmung von Wasseroberflächen aus digitalen Bildsequenzen geben TAGUCHI und TSURU (1998), YAMAZAKI et al. (1998) und HOLLAND et al. (1997).

3.1 Entwickelter Algorithmus

Die dreidimensionale Bestimmung der sich bewegenden Wasseroberfläche wird unter Verwendung photogrammetrischer Stereobilddaten mit Hilfe der digitalen Bildzuordnung im Objektraum durchgeführt. Sowohl die innere als auch die äußere Orientierung der Bilddaten wird als gegeben vorausgesetzt und für die Dauer der Aufnahme einer Bildsequenz als konstant angenommen. Die Ermittlung der Form der Wasseroberfläche erfolgt in der Weise, dass im rechten und linken Bild eines Stereopaars ein homologer Punkt aufgesucht und der zugehörige Strahlengang zum Zeitpunkt der Aufnahme rekonstruiert wird. Durch sukzessives Fortschreiten dieses Prozesses über die gesamte Fläche des Modellbereichs entsteht ein Digitales Oberflächenmodell (DOM). Aufgrund der geringen Veränderung der Höhe der Wasseroberfläche im Bereich der nicht brechenden Welle von einem Zeitschritt zum nächsten kann das Ergebnis eines Zeitschritts $[i]$ als Input für den folgenden Zeitschritt $[i+1]$ verwendet werden.

Durch die konsequente Verlagerung aller Berechnungen in den Objektraum können die Bildzuordnung, die Punktbestimmung und die Oberflächenrekonstruktion zu einem Auswerteprozess zusammengefasst werden. Die Ergebnisse liegen in einem gemeinsamen, globalen Koordinatensystem vor.

3.1.1 Punktweise Zuordnung

Neben den Bildsequenzen selbst sind die Parameter der inneren und äußeren Orientierung und manuell gemessene Punkte für das erste Stereomodell als Eingangsinformationen notwendig. Über die Koordinaten der manuell gemessenen Punkte wird eine erste Näherung der Geländeoberfläche bestimmt. Da die Höhen der neu zu bestimmenden Oberflächenpunkte nur genähert bekannt sind, entsprechen auch die Bildpunkte nur näherungsweise einem homologen Punktepaar. Die tatsächliche Lage der Bildpunkte wird über einen auf Korrelation beruhenden Suchalgorithmus ermittelt. Die Punkte, die als identische Punkte gefunden wurden, werden im Weiteren ebenfalls zur Berechnung der Geländeoberfläche genutzt.

Als geometrische Einschränkung für den Suchbereich wird eine Variante des Vertical-Line-Locus (VLL) verwendet (BETHEL, 1986). Für einen gesuchten Objektpunkt P werden die Näherungskordinaten und die Orientierungen der Bilder als Eingangsdaten benötigt. Der Objektpunkt P ist genähert gegeben durch den Startpunkt S (siehe Abb. 2).

Zur Ermittlung des Objektpunkts P werden entlang einer Geraden mehrere Objektpunkte, die in Geradenrichtung variieren, definiert. Die Gerade verläuft durch den Mittelpunkt H der Basis des Stereomodells sowie durch den Startwert S für den gesuchten Objektpunkt P . Der maximale Verschiebungsbereich $\pm \Delta s$ des Startpunkts S entlang der Geraden muss angegeben werden. Er wird definiert durch die Punkte U mit maximaler Höhe Z und L mit minimaler Höhe Z . Innerhalb der maximal zulässigen Höhenänderung $\pm \Delta s$ wird der Startpunkt S sukzessive verschoben.

Bei gegebener äußerer Orientierung werden unter Verwendung der Kollinearitätsgleichungen (3-1) und einer Affintransformation (3.2) die möglichen Objektpunkte in den Bildraum bzw. ins Pixelkoordinatensystem transformiert.

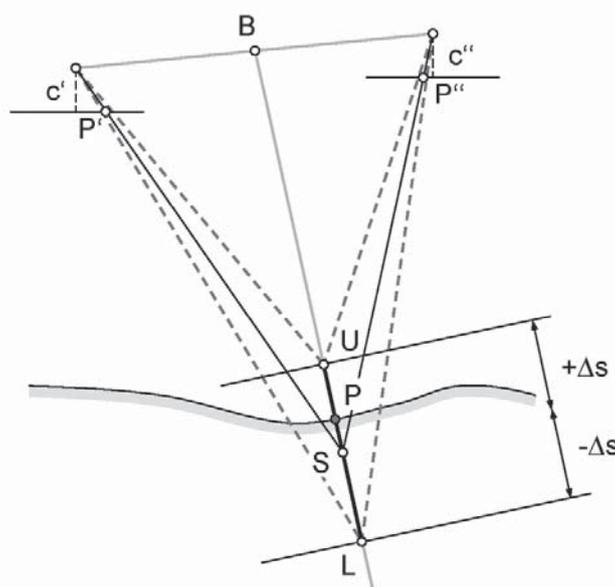


Abb. 2: Korrelations-Algorithmus zur Punktbestimmung

$$\begin{aligned}x &= x'_0 - c \frac{r_{11}(X - X_0) + r_{21}(Y - Y_0) + r_{31}(Z - Z_0)}{r_{13}(X - X_0) + r_{23}(Y - Y_0) + r_{33}(Z - Z_0)} \\y &= y'_0 - c \frac{r_{12}(X - X_0) + r_{22}(Y - Y_0) + r_{32}(Z - Z_0)}{r_{13}(X - X_0) + r_{23}(Y - Y_0) + r_{33}(Z - Z_0)}\end{aligned}\quad (3.1)$$

x, y : Bildkoordinaten
 c : Kammerkonstante
 x'_0, y'_0 : Lage des Bildhauptpunkts
 r_{ii} : Elemente der Rotationsmatrix
 X, Y, Z : Objektkoordinaten
 X_0, Y_0, Z_0 : Koordinaten des Projektionszentrums

$$\begin{aligned}u &= a_0 + a_1x + a_2y \\v &= b_0 + b_1x + b_2y\end{aligned}\quad (3.2)$$

u, v : Pixelkoordinaten
 $a_0, a_1, a_2, b_0, b_1, b_2$: Parameter der Affintransformation

Die Translationsparameter a_0 und b_0 der Affintransformation beschreiben die Verschiebung des Ursprungs zwischen dem Bild- und Pixelkoordinatensystem. Die Parameter a_1, a_2, b_1 und b_2 lassen einerseits beliebige Maßstäbe in beiden Koordinatenrichtungen und andererseits Dreh- und Scherungswinkel zwischen den Koordinatenachsen zu.

Durch die Pixelkoordinaten wird das Zentrum der Korrelationsfenster festgelegt. Die zur Korrelation verwendete Fenstergröße sowie ein Schwellwert für den Korrelationskoeffizienten sind zuvor anzugeben. Der Korrelationskoeffizient ρ wird nach Gleichung (3.3) für jeden möglichen Objektpunkt berechnet (HEIPKE, 1995).

$$\rho = \frac{\sum_{r=1}^R \sum_{c=1}^C (g(r,c)' - \bar{g}') \cdot (g(r,c)'' - \bar{g}'')}{\sqrt{\sum_{r=1}^R \sum_{c=1}^C (g(r,c)' - \bar{g}')^2 \cdot \sum_{r=1}^R \sum_{c=1}^C (g(r,c)'' - \bar{g}'')^2}}; \quad -1 \leq \rho \leq 1 \quad (3.3)$$

$g(r, c)'$: einzelner Grauwert der Mustermatrix
 $g(r, c)''$: einzelner Grauwert der Suchmatrix
 \bar{g}' : mittlerer Grauwert der Mustermatrix
 \bar{g}'' : mittlerer Grauwert der Suchmatrix
 R : Anzahl Zeilen
 C : Anzahl Spalten

Der Korrelationskoeffizient ist im Allgemeinen < 1 , da die gemessenen Grauwertfunktionen mit zufälligen Fehlern behaftet sind und die geometrische Transformation zwischen den Bildern nicht optimal ist. Der Korrelationskoeffizient ist nicht invariant gegen geometrische Verzerrungen. Die Verzerrungen werden mit Hilfe einer projektiven Transformation mathematisch modelliert. Die Form des linken Korrelationsfensters ist quadratisch. Zu jedem Bildpunkt im linken Bildausschnitt wird mit der Annahme einer Ebene im Objektraum der zugehörige Punkt im rechten Bildausschnitt bestimmt. Der rechte Bildausschnitt ist im Vergleich zum quadratischen linken geometrisch verzerrt.

Der gesuchte Objektpunkt S und die zugehörigen XYZ -Koordinaten werden durch den maximalen Korrelationskoeffizienten definiert. Um mögliche Fehlkorrelationen auszuschließen, wird ausgehend vom maximalen Korrelationskoeffizienten in einer Umgebung von ± 5 Schrittweiten die Differenz zwischen dem maximalen und minimalen Korrelationskoeffizienten innerhalb dieses Bereichs berechnet. Eine Umgebung von ± 5 Schrittweiten hat sich als ausreichend erwiesen, um eine Aussage über die Eindeutigkeit des Korrelationskoeffizienten zu treffen. Bei einem Wert kleiner als einem vorgegebenen Schwellwert wird der Objektpunkt verworfen.

Die Größe der Verschiebung innerhalb von $\pm \Delta s$ im Objektraum wird in Abhängigkeit von der maximal zulässigen Höhenänderung im DOM unter Berücksichtigung der Veränderung der Bildkoordinaten von mindestens einem Pixel bei Verschiebung des Punkts entlang der Geraden durch den Mittelpunkt H der Basis und die Gebietsmitte G bestimmt. Der Gebietsmittelpunkt G wird den Angaben der Größe des auszuwertenden DOMs mit X_{min} , X_{max} , Y_{min} , Y_{max} und Z_{min} , Z_{max} entnommen.

Anschließend werden für den Gebietsmittelpunkt und für den um g Schrittweiten verschobenen Gebietsmittelpunkt unter Verwendung der Kollinearitätsgleichungen (3.1) und der Affintransformation (3.2) die Pixelkoordinaten u_j und v_j jeweils für das rechte und linke Bild ermittelt:

$$(u, v)_j = f(g(X, Y, Z)_G) \quad (3.4)$$

g : Schrittweite

Zur Bestimmung der gesuchten Schrittweite g muss Gleichung (3.5) erfüllt werden. Der Quotient aus der Veränderung der Bildkoordinaten und der gewählten Schrittweite g muss dem geforderten Unterschied der Bildkoordinaten von einem Pixel entsprechen.

$$\frac{\partial x}{\partial g} = 1 \text{ Pixel} \quad (3.5)$$

3.1.2 Flächenhafte Ausbreitung

Zur Beschaffung von guten Startwerten für die homologen Bildinformationen wird das hierarchische Verfahren der Bildpyramiden verwendet. Durch den Einsatz von Bildpyramiden wird die Schnelligkeit und Zuverlässigkeit gesteigert. Die Bildzuordnung wird zunächst mit geringer Auflösung begonnen und in anschließenden Iterationen verbessert. Durch Fortsetzen des Prozesses über den gesamten Modellbereich mittels eines verfeinerten Region-Growing-Verfahrens wird eine 3D-Punktwolke generiert.

In einer geringen Auflösungsstufe breitet sich der Algorithmus ausgehend von den bekannten Startpunkten in die acht Hauptrichtungen im Objektraum aus (siehe Abb. 3a). Unter Verwendung der Höhe des vorherigen Punkts wird eine Zuordnung versucht. Bei erfolgreicher Korrelation wird in die jeweilige Hauptrichtung mit gegebener Rasterweite bis zum Abbruch der Korrelation aufgrund des Unterschreitens des Schwellwerts für den Korrelationskoeffizienten fortgefahren.

Im Anschluss wird im zweiten Teil der flächenhaften Ausbreitung ein so genanntes Näherungs-DOM durch Interpolation abgeleitet (siehe Abb. 3b). Abschließend wird aus dem bestehenden Näherungs-DOM durch weitere Iterationen und unter Verwendung eines kleineren Korrelationsfensters bei gleichem Schwellwert für den Korrelationskoeffizienten

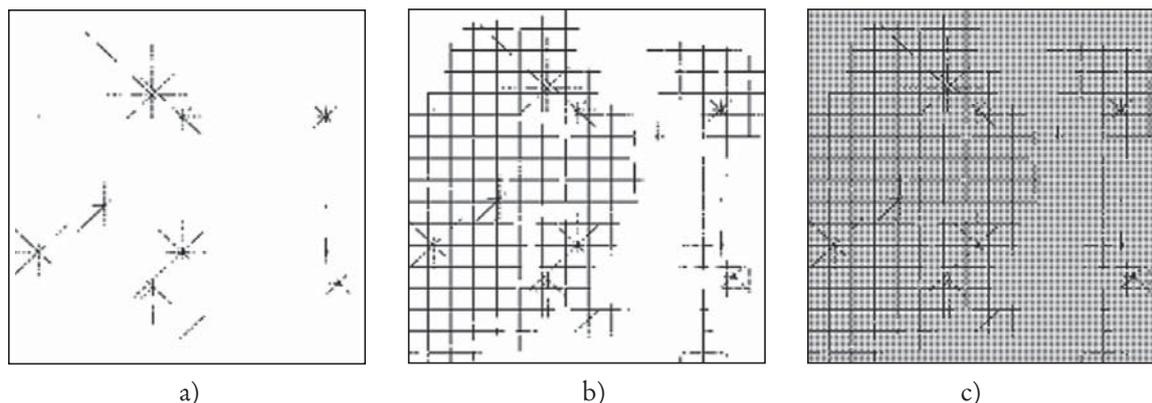


Abb. 3: Prinzip der flächenhaften Ausbreitung (LINDER, 2003)

ein verbessertes DOM abgeleitet (siehe Abb. 3c). In diesem Schritt der flächenhaften Ausbreitung werden die Bilddaten in ihrer Originalauflösung verwendet. Die Gitterweite entspricht der gewählten Auflösung im Digitalen Oberflächenmodell. In Abhängigkeit von den unterschiedlichen Abschnitten der flächenhaften Ausbreitung wird mit einem entsprechenden Vielfachen der Schrittweite zur Objektverschiebung gearbeitet. Nicht korrelierte Objektpunkte können interpoliert werden.

3.1.3 Bildsequenzen

Die Grundidee der Sequenzauswertung ist, dass die Änderung der Höhe des DOMs in aufeinander folgenden Bildern einer Bildsequenz im Bereich der nicht brechenden Welle sehr gering ist. Im ersten Stereobildpaar der Bildsequenz müssen die Startpunkte manuell gemessen werden. Nur unter Hinzunahme dieser Startpunkte ist es möglich, den Prozess der Bildzuordnung zu starten. Die Methode ist in der Lage, die benötigten Startpunkte der folgenden Stereobildpaare eigenständig zu finden.

Im Folgenden wird die Auswertung der Bildsequenzen näher beschrieben. Die Bildzuordnung wird für das erste Stereobildpaar in Zeitschritt $[i]$ ausgeführt. Das Ergebnis ist eine große Anzahl neu bestimmter Objektpunkte. Aufgrund der geringen Wellenbewegung können die Objektpunkte des Zeitschritts $[i]$ als Startpunkte für den folgenden Zeitschritt $[i + 1]$ verwendet werden (siehe Abb. 4).

Um den Aufwand für die Bildzuordnung zu verringern, wird nur eine bestimmte, gut verteilte Menge an Objektpunkten als neue Startpunkte genutzt. Ein grobes Raster neuer Startpunkte wird aus den Objektpunkten des vorangegangenen Zeitschritts ausgewählt. Die Bildzuordnung des Stereobildpaars $[i + 1]$ wird durchgeführt und die Ergebnisse können in gleicher Weise für das Stereobildpaar $[i + 2]$ genutzt werden und so weiter. Aufgrund der geforderten Aufnahme Frequenz und der Geschwindigkeit der Veränderung der Oberfläche kann auf die zusätzliche Berücksichtigung von Bewegungsmodellen verzichtet werden.

Das Ergebnis der photogrammetrischen Datenerfassung ist eine dynamische Beschreibung der Wasseroberfläche in der Form $Z(X, Y, t)$. Bei Bedarf können zusätzlich Orthophotos generiert und die automatisch bestimmten Oberflächenmodelle gefiltert werden. Durch eine Tiefpassfilterung werden die hohen Ortsfrequenzanteile wie Rauschen oder feine Details im DOM abgeschwächt oder sogar unterdrückt.

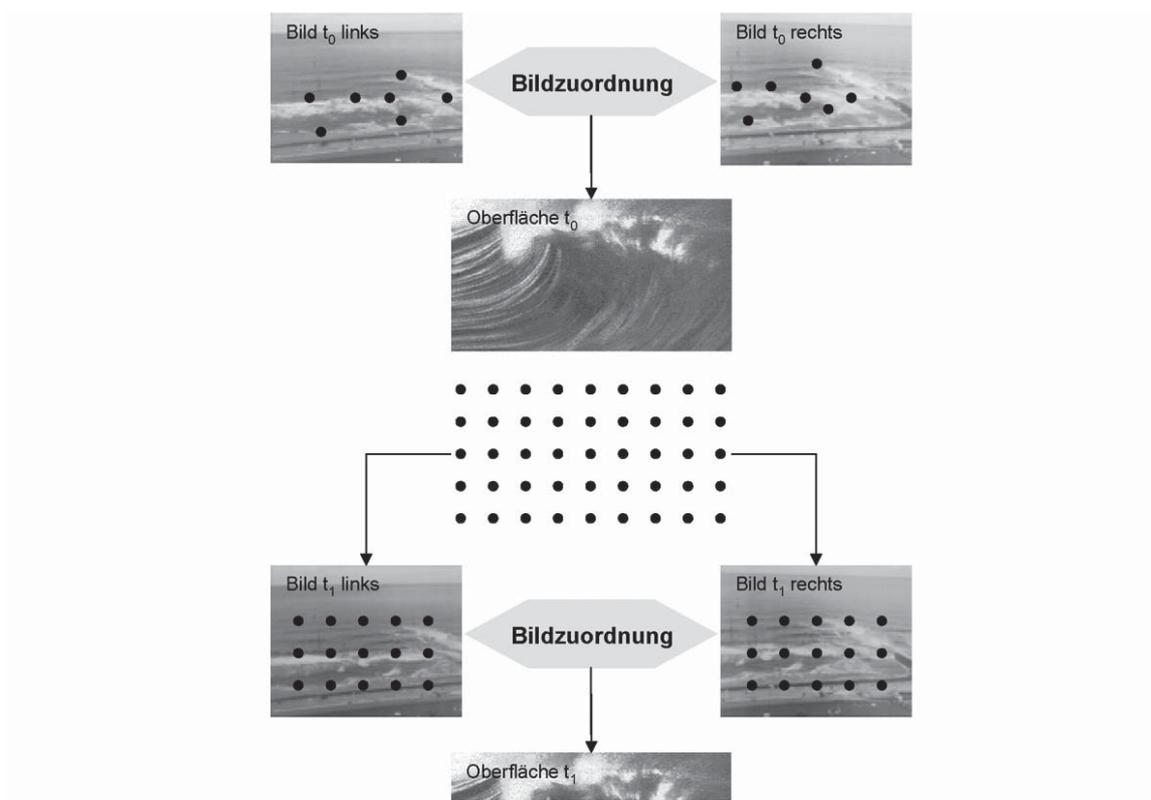


Abb. 4: Algorithmus zur Bestimmung von Wasseroberflächen aus Bildsequenzen

Der entwickelte Algorithmus wurde in das bestehende Softwaresystem LISA Modul FOTO (LINDER, 2003). Das Programm ist für den Einsatz auf einem handelsüblichen Rechner mit Standardkomponenten entwickelt worden. Es sind keine zusätzlichen oder speziellen Ausstattungen erforderlich. Für Details sei auf die Literatur verwiesen (LINDER, 2003).

4. Messkampagnen Norderney

Die Datengrundlage für das Projekt wurde im Rahmen zweier Messkampagnen im August 2002 und Mai 2003 am Nordstrand der Insel Norderney erhoben. Das Untersuchungsgebiet ist das Bühnenfeld D1/E1 mit einer Größe von ca. 200 x 200 m², das bereits seit vielen Jahren der Forschungsstelle Küste (FSK) des Niedersächsischen Landesbetriebes für Wasserwirtschaft und Küsten- und Naturschutz (NLWKN) als Forschungsfeld dient und entsprechend mit herkömmlichen Messinstrumenten ausgerüstet ist.

Abb. 5 zeigt den Messaufbau mit herkömmlichen Instrumenten, wobei Kreise die Wellenmessdrähte, Rauten die Bojen und Kreuze die PUV-Meter repräsentieren. Die Bojen sind nach ihrer Position mit „West“, „Mitte“ und „Ost“ bezeichnet und ebenso sind die Abkürzungen der PUV-Meter zu interpretieren, wobei die Nummerierung aufsteigend in Richtung Strand verläuft. Bei den Wellenmessdrähten ist dies umgekehrt, so dass der strandnah gelegene Pegel den Index 1 und der weiter außerhalb liegende Pegel den Index 2 hat. Die zwei Kreise unterhalb von WD1 kennzeichnen zusätzlich eingebrachte Pfähle, die zur Orientierung der photogrammetrischen Aufnahmen dienen, wobei am linken Pfahl noch ein Pegel (TP) zur Aufzeichnung des Tidewasserstands installiert ist.

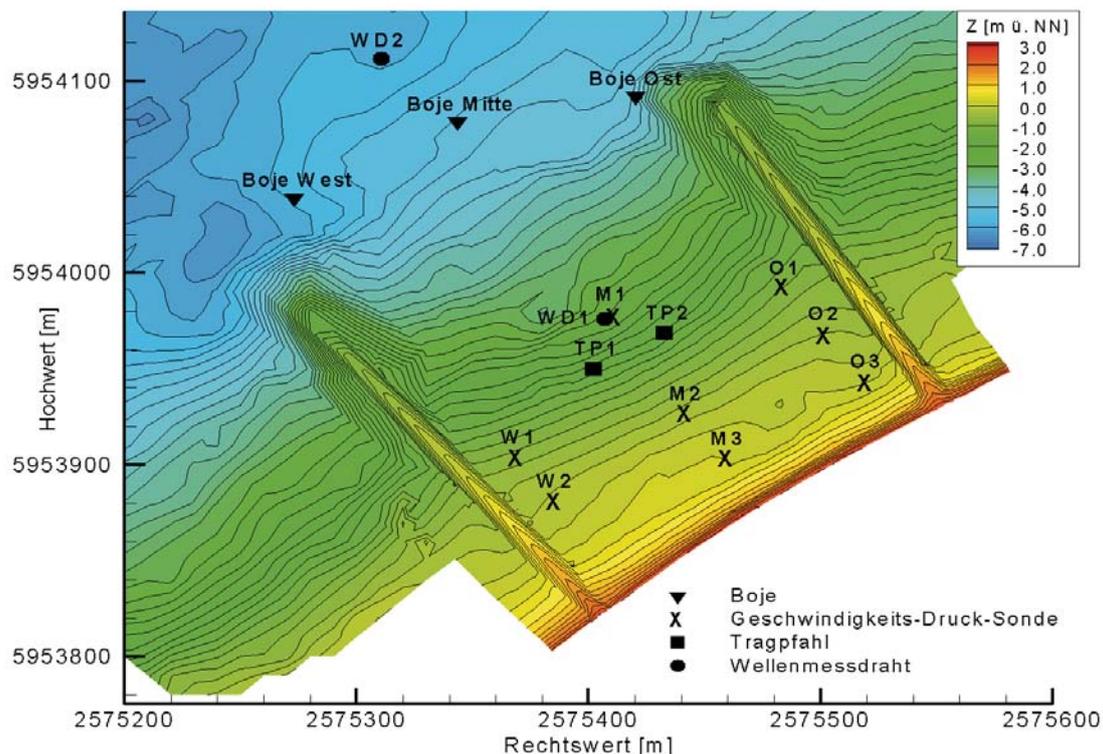


Abb. 5: Topographie des Bühnensfelds D1/E1 mit Positionen der Messinstrumente

Die Vermessung der Unterwassertopografie ist insbesondere für die numerische Modellierung des Seegangs im Bühnensfeld von Bedeutung und wurde von der Betriebsstelle Norden des NLWKN vorgenommen. In Bereichen geringerer Wassertiefen bis etwa -1.80 m erfolgte die Vermessung bei Niedrigwasser mit Differential-GPS in einem Raster von etwa 10 m, wobei die Bühnen über ihre Querprofile genauer vermessen wurden. In Wassertiefen > 1.00 m wurde von einem Boot aus eine Singlebeam-Echolotpeilung durchgeführt, die ebenfalls Daten in einem Raster von etwa 10 m lieferte. Die Genauigkeit der Verfahren liegt bei unter 1 cm für die GPS- und bei etwa 15 cm für die Echolotvermessung.

4.1 Photogrammetrische Datenerfassung

Durch den Einsatz der Photogrammetrie soll der Seegang flächendeckend und zeitlich hochauflösend, entsprechend der Auflösung des numerischen Modells, bestimmt werden (STRYBNY u. WEGMANN, 2001). Die Erhebung der für die photogrammetrische Auswertung erforderlichen Daten erfolgte im Rahmen der beiden Messkampagnen. Zur Datenerfassung wurden vier digitale Videokameras eingesetzt.

4.1.1 Aufnahme Konfiguration

Die photogrammetrischen Aufnahmen wurden von Dächern zweier Hochhäuser in unmittelbarer Nähe des Bühnensfelds durchgeführt (weiße Kreise in Abb. 6). Auf jedem Gebäude wurden zwei Kameras aufgestellt. Wegen der Höhe der Aufnahmestandpunkte von

ca. 40 m und einem maximalen Aufnahmeabstand von 400 m am äußeren Rand des Untersuchungsgebiets wurden die Kameras um ungefähr 10 gon aus der Horizontalen geneigt. Aus der gewählten Kamerakonfiguration ergeben sich zwei überlappende Stereomodelle (siehe Abb. 7). Die Angaben zum Bildmaßstab m_b in Abb. 7 beziehen sich auf eine Kammerkonstante (diese entspricht abgesehen von hier nicht interessierenden Details der Brennweite) c von 12.5 mm. Ein Oberflächenmodell des gesamten Gebiets erhält man durch die Kombination der beiden Modelle.



Abb. 6: Untersuchungsgebiet
(Quelle: Betriebsstelle Norden, NLWKN)

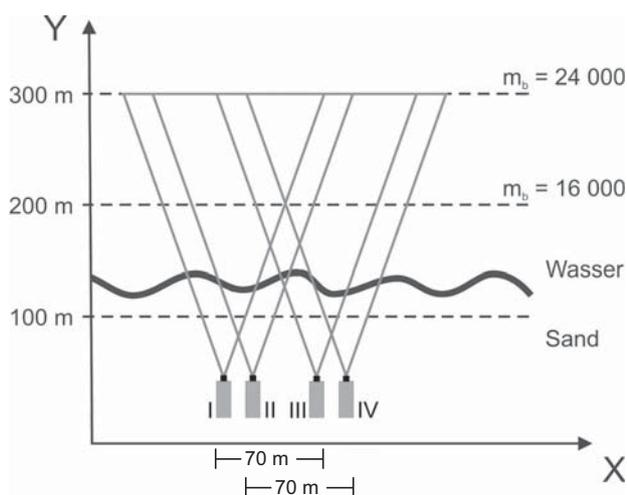


Abb. 7: Aufnahmekonfiguration im Grundriss

Für die Auswertung der photogrammetrisch erfassten Daten werden Passpunkte benötigt, um die äußeren Orientierungen der Bilder bestimmen zu können. Zu diesem Zweck wurden von der FSK zwei Tragpfähle im Untersuchungsgebiet eingebracht. Diese sowie weitere Passpunkte, wie z.B. Mauerecken, Laternenpfähle oder Zieltafeln wurden von der Betriebsstelle Norden in Lage und Höhe bestimmt. Zur Stabilisierung des Bildverbands wurden zusätzlich fünf rote Fender-Bojen im Bühnenfeld als Verknüpfungspunkte ausgebracht.

4.1.2 Genauigkeitsabschätzung

Die erreichbare Objektgenauigkeit wird sowohl durch die geometrische Messanordnung, wie die Objektgröße, die Anzahl der Kameras und Standpunkte, die Blickrichtung und den Öffnungswinkel jeder Kamera, als auch durch die Messgenauigkeit der homologen Bildkoordinaten beeinflusst. Durch die Anwendung der Fehlertheorie des Normalfalls kann die erreichbare Genauigkeit der gewählten Aufnahmekonfiguration für je ein Stereomodell in einem lokal gewählten Koordinatensystem nach Formel (4.1) abgeschätzt werden (KRAUS, 1997). Fehlereinflüsse aus der inneren und äußeren Orientierung sowie aus atmosphärischen Störungen und Objektbewegungen werden vernachlässigt.

$$s_X = s_Z = m_b \cdot \sigma_0$$

$$s_Y = \frac{h}{b} \cdot m_b \cdot \sigma_0 \quad (4.1)$$

s_X, s_Z : Lagegenauigkeit in X , Höhengenaugigkeit in Z
 s_Y : Tiefengenaugigkeit in Y
 σ_0 : Messgenauigkeit
 m_b : Bildmaßstab
 y : Aufnahmeentfernung
 b : Aufnahmebasis

Tab. 1 enthält die theoretischen Objektgenauigkeiten für eine Aufnahmeentfernung y von 200 m in der Mitte des Untersuchungsgebiets und von 300 m am äußeren Gebietsrand jeweils für eine Kammerkonstante von 12.5 mm bzw. 50 mm.

Tab. 1: Genauigkeitsabschätzung

Kammerkonstante c	12.5 mm	12.5 mm	50 mm	50 mm
Bildgröße s'	8.6 mm	8.6 mm	8.6 mm	8.6 mm
Pixelgröße pix	0.0067 mm	0.0067 mm	0.0067 mm	0.0067 mm
Aufnahmeentfernung y	200 m	300 m	200 m	300 m
Aufnahmebasis b	18 m	18 m	18 m	18 m
Messgenauigkeit σ_0	1 Pixel	1 Pixel	1 Pixel	1 Pixel
Bildmaßstab m_b	16000	24000	4000	6000
Basis-Abstand-Verhältnis b/y	0.09	0.06	0.09	0.06
Standardabweichung in X, Z : s_X, s_Z	10.7 cm	16.1 cm	2.7 cm	4.0 cm
Standardabweichung in Y : s_Y	119.1 cm	268.0 cm	29.8 cm	67.0 cm
Pixelgröße im Objekt pox	10.7 cm	16.1 cm	2.7 cm	4.0 cm
Stereobereich	119.6 m	188.4 m	16.4 m	33.6 m

Die Objektgenauigkeiten in Aufnahmeerichtung und quer dazu unterscheiden sich deutlich. Die Genauigkeit in Aufnahmeerichtung ist sowohl vom Maßstab m_b als auch von der Strahlenschnittgeometrie, ausgedrückt durch das Basis-Abstand-Verhältnis b/y , abhängig. Bei konstanter Aufnahmebasis b wächst die theoretische Standardabweichung in Y mit dem Quadrat der Aufnahmeentfernung y .

Durch zusätzliche Kameras kann jede beliebige Gebietsbreite aufgenommen werden. Die auswertbare Gebietstiefe ist begrenzt durch die Aufnahmeentfernung und die Wahl der Kammerkonstanten. Die erreichbare Genauigkeit ist ebenfalls abhängig von der Kammerkonstanten.

Mit einer Kammerkonstanten von 12.5 mm ist im mittleren Gebietsbereich eine Genauigkeit in der Lage X bzw. der Höhe Z von 10.7 cm und in der Tiefe Y von 119.1 cm zu erreichen. Bei einer Aufnahmeentfernung von 300 m beträgt die Breite des Auswertebereichs parallel zur Basis aufgrund des Öffnungswinkels der Objektive für ein Stereomodell 188.4 m. Durch die Kombination mit dem zweiten Stereomodell entsteht am äußeren Gebietsrand ein

Überlappungsbereich von 118.4 m parallel zur Basis. Am vorderen Gebietsrand bei einer Aufnahmeentfernung von 100 m ergibt sich ein Stereobereich von 50.8 m.

Bei der Verwendung einer Kammerkonstanten von 50 mm reduziert sich der Stereobereich bei einer Aufnahmeentfernung von 300 m auf 33.6 m. Bei einer Aufnahmeentfernung von 100 m ist kein Stereobereich vorhanden. Ein Überlappungsbereich der Stereomodelle kann nur durch eine konvergente Anordnung der Kamera paare zueinander erzeugt werden. Die erreichbare Genauigkeit im mittleren Gebietsbereich beträgt in der Lage X bzw. der Höhe Z 2.7 cm und in der Tiefe Y 29.8 cm.

Ziel des Projekts ist die flächendeckende Erfassung eines Bühnenfelds. Vier Kameras mit je einer Kammerkonstanten von 12.5 mm decken das Untersuchungsgebiet großflächig ab. Die Wahl der 12.5-mm-Objektive zu Gunsten der Gebietsausdehnung hat eine geringere erreichbare Objektgenauigkeit zur Folge.

4.1.3 Verwendete Hardware

Zur photogrammetrischen Datenerfassung wurden vier digitale Schwarz-weiß-Videokameras Ikegami SKC-131-12E mit einem $\frac{2}{3}$ inch interline progressive scan CCD und Cosmicar Objektive 12.5 mm eingesetzt (siehe Abb. 8).

Der CCD-Sensor hat eine geometrische Auflösung von $6.7 \times 6.7 \mu\text{m}^2$ pro Pixel. Die Sensorgröße beträgt 1296 Pixel \times 1031 Pixel und die maximale Bildfrequenz 12 Hz. Die Hardwarekonfiguration erlaubt eine maximale Aufnahmezeit von 20 Minuten. Eine Bildsequenz besteht aus einer Folge einzeln abgespeicherter Graubilder. Ein Bild benötigt 1.3 MB Speicherplatz. Bei einer Sequenz von 10 Minuten mit einer Aufnahmezeit von 8 Hz entspricht dies 4800 Bildern bzw. 6.2 GB. Zur Datenspeicherung steht pro Kamera ein Pen-

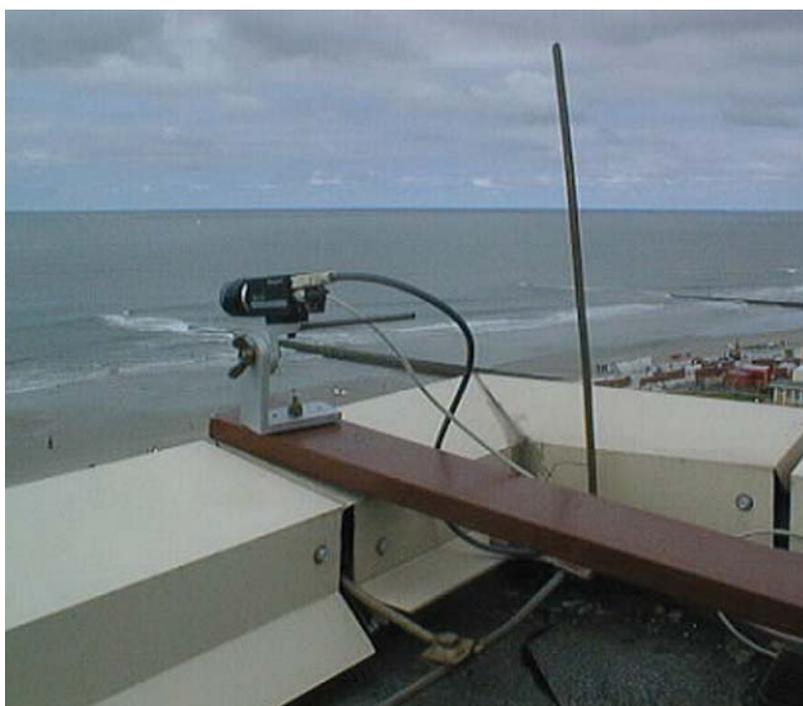


Abb. 8: Kamera SKC-131-12E

tium-3-Rechner mit 850 MHz, 256 MB RAM und 105 GB Harddisk zur Verfügung. Die synchrone Auslösung der Kameras erfolgte über einen externen Trigger.

Die Kameras wurden sowohl vor als auch nach der jeweiligen Messkampagne kalibriert. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen eine stabile innere Orientierung im μm -Bereich. Die äußeren Orientierungen der Bilder wurden nach der Datenaufnahme auf Basis der Passpunkte bestimmt.

5. Photogrammetrische Auswertung

Während der Messkampagnen wurden Bildsequenzen zu unterschiedlichen Wasserständen aufgenommen. Für die photogrammetrische Auswertung wurde der Datensatz vom 15.5.2003 um 10:03 Uhr MEZ ausgewählt. Zu diesem Zeitpunkt war Tidehochwasser mit einer Signifikanten Wellenhöhe HS von 1.68 m. Aufgrund des Tidehochwassers ist eine ausgeprägte Struktur der Wasseroberfläche vorhanden und die maximale Ausdehnung der Wasseroberfläche innerhalb des Untersuchungsgebiets erreicht bzw. der Abstand der Grenzlinie Wasser – Sand zu den Aufnahmestandpunkten ist minimal.

5.1 Ableitung der Wasseroberfläche

Zur dreidimensionalen Objektbestimmung wurden ca. 120 gut verteilte Startpunkte manuell am Bildschirm gemessen. Unter Verwendung dieser Startpunkte wurden für jeden Zeitschritt ca. 60 000 homologe Punkte automatisch bestimmt. Die Berechnung einer Sequenz von 7000 Bildern mit einer Frequenz von 8 Hz konnte erfolgreich durchgeführt werden. Eine Sequenz von 7 000 Bildern entspricht etwa 14½ Minuten.

Die Rechenzeit für die Bestimmung einer Wasseroberfläche mit einer Größe von ca. 130 x 190 m² beträgt ca. 4 bis 5 Minuten pro Bildpaar auf einem Pentium-4-Rechner mit 2.7 GHz und 1 GB RAM. Die Bildsequenzauswertung wurde mit folgenden Parametern durchgeführt:

Tab. 2: Parameter zur Bildsequenzauswertung

Parameter	Näherungs-DOM	verbessertes DOM
Verschiebungsbereich $\pm \Delta s$	0.25 m	0.10 m
Korrelationskoeffizient ρ	0.8	0.9
Fenstergröße	13 Pixel	7 Pixel
Anzahl Iterationen	3	5

Der Wert für den maximalen Verschiebungsbereich $\pm \Delta s$ der Startpunkte orientiert sich an der Form der zu bestimmenden Oberfläche. Je kleiner dieser Wert gewählt wird, desto geringer ist die zugelassene Änderung in der Höhe bei der flächenhaften Ausbreitung, d.h. von benachbarten Punkten. Bei der Auswertung von Bildsequenzen ist der Parameter für den maximalen Verschiebungsbereich $\pm \Delta s$ zusätzlich von der Veränderung der Oberfläche in der Zeit und der aufgenommenen Bildfrequenz abhängig. Die Änderung der Höhe des DOMs

in aufeinander folgenden Bildern einer Bildsequenz liegt in einer Größenordnung von ca. 15 cm im Bereich der nicht brechenden Welle bei einem Zeitschritt von 0.2 s.

Der Schwellwert für den minimalen Korrelationskoeffizient ρ liegt für eine gute Zuordnung zwischen 0.7 und 1. Je größer der Schwellwert gewählt wird, desto weniger homologe Punkte werden gefunden und desto „sicherer“ ist der bestimmte Objektpunkt.

Die Größe des Korrelationsfensters ist ein entscheidender Parameter. Im Prinzip kann durch Vergrößerung der Fenstergröße die Genauigkeit beliebig gesteigert werden, solange durch die Vergrößerung mehr Struktur bzw. Textur für die Bildzuordnung zur Verfügung steht und die Geometrie stimmt. Einer beliebigen Steigerung der Genauigkeit sind aber wegen der im Allgemeinen nicht ebenen Oberfläche Grenzen gesetzt. Um Mehrfachzuordnungen zu vermeiden müssen die Objektmerkmale innerhalb des Korrelationsfensters und innerhalb des Verschiebungsbereichs $\pm \Delta s$ eindeutig einander zugeordnet werden können.

Abb. 9 zeigt im linken Teil Ausschnitte aus drei generierten Wasseroberflächen der ausgewerteten Bildsequenz mit einem zeitlichen Abstand von 2 s von Epoche zu Epoche. Die Position der Wellenfronten kann in den Oberflächenmodellen gut erkannt und verfolgt werden. Die zusätzlich erzeugten Orthophotos wurden den ermittelten Oberflächen überlagert (rechte Hälfte der Abb. 9). In beiden Darstellungen stimmen die Wellenpositionen überein. Durch die Überlagerung der Orthophotos können die Ergebnisse der Bildzuordnung visuell überprüft werden.

In Teilbereichen, wie z.B. bei den sich im Bühnenfeld befindenden Messpfählen treten Probleme auf. Diese konnten nur durch die Definition von Aussparungsflächen behoben werden. Zur Bestimmung eines einheitlichen Modells für das gesamte Bühnenfeld werden

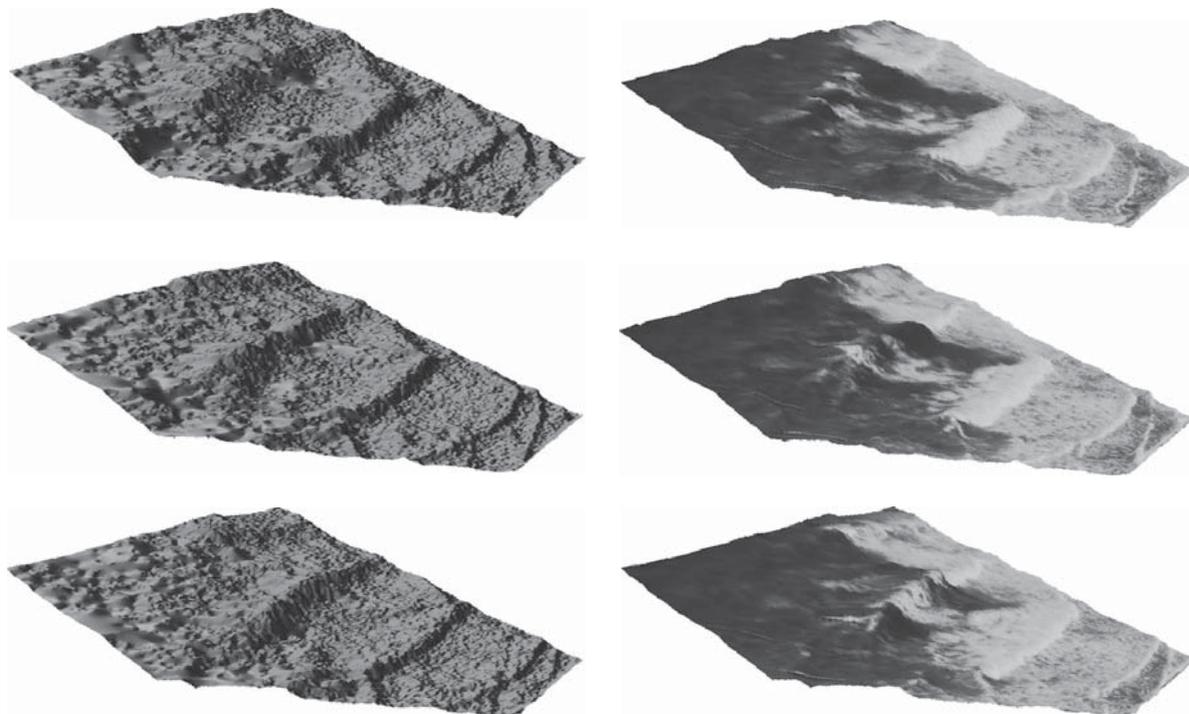


Abb. 9: Sequenz von Wasseroberflächen mit $\Delta t = 2$ s.
Links: Oberflächenmodelle, rechts: mit überlagerten Orthophotos

die Höhen der einzelnen Stereomodelle in den sich überlappenden Bereichen abschließend gemittelt.

Die entwickelte Software bietet verschiedene Möglichkeiten, die automatisch bestimmten Digitalen Oberflächenmodelle zu kontrollieren. In der Stereoansicht wurden die ermittelten Objektpunkte eingeblendet sowie das Oberflächenmodell unter Verwendung einer Rot-grün-Brille visuell überprüft.

5.2 Vergleich zu manueller Auswertung

Stichprobenartig wurden einzelne automatisch abgeleitete Oberflächenmodelle mit manuellen Kontrollmessungen verglichen. Die Auswertungen wurden an der Image Station Z4 von Z/I Imaging durchgeführt. Die durch Doppelmessungen bestimmte Genauigkeit der manuellen Messung beträgt 8 cm.

Beim Vergleich von manueller und automatischer Oberflächenbestimmung wurde die manuelle Messung als fehlerfrei angenommen. Das automatisch bestimmte DOM stimmt mit dem manuell gemessenen DOM weitgehend überein. Der Algorithmus ist also für die DOM Ableitung von Wasseroberflächen im Prinzip brauchbar. Abb. 10 zeigt das Orthophoto eines Zeitschritts des gesamten Bühnenfelds mit überlagerten Höhendifferenzen aus manueller und automatischer Messung.

Die Standardabweichung s der Höhen des gesamten Modells der beiden DOM ergibt sich zu 29 cm. Bei der manuellen Auswertung wurden eindeutig erkennbare Punkte auf der Wasseroberfläche gemessen. Der Algorithmus der Bildzuordnung vergleicht die Grauwerte des linken Korrelationsfensters mit den Grauwerten der entsprechenden Pixel des rechten Bilds. Dies führt zu unterschiedlichen Ergebnissen. Die Größe der Differenzen ist stark von

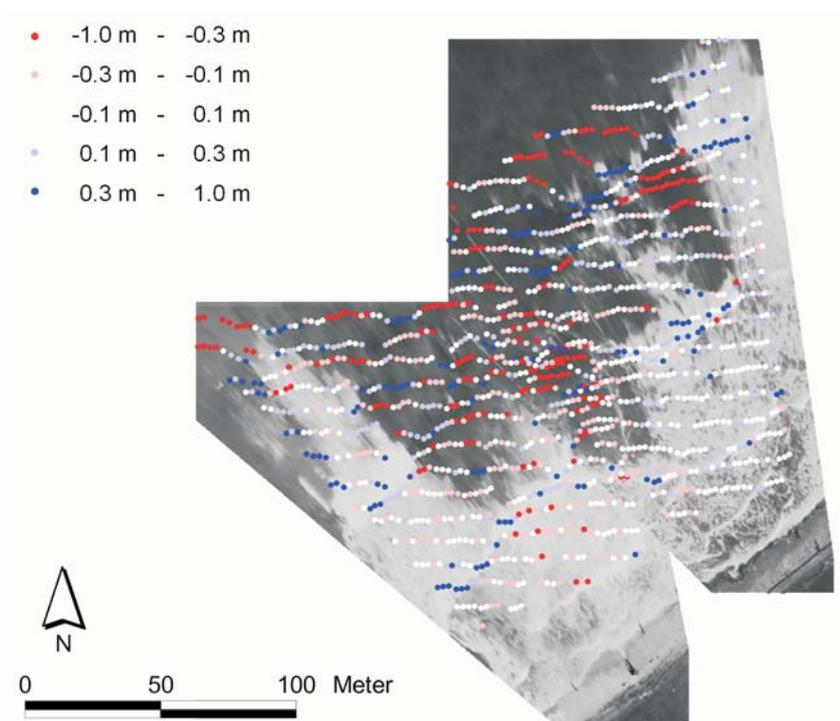


Abb. 10: Orthophoto mit überlagerten Höhendifferenzen

den vorhandenen Geländestrukturen bzw. der Textur der Oberfläche abhängig. Bei Oberflächen mit kontrastreichen Kleinformen, wie beispielsweise im Bereich der Brandungszone, wurden gute Ergebnisse erzielt. Probleme treten bei Verdeckungen und im äußeren seewärtigen Bereich auf, da die Oberfläche in diesem Bereich nur einen geringen Grauwertkontrast aufweist.

Bei der Betrachtung eines Ausschnitts aus den beiden Oberflächenmodellen verbessert sich die Genauigkeit. Der Ausschnitt wurde auf Bereiche mit visuell guter Textur beschränkt. Die Standardabweichung s der Höhen aus einem Ausschnitt der Oberflächenmodelle liegt bei 21 cm. Dies entspricht einer Messgenauigkeit σ_0 von 2 Pixeln.

5.3 Vergleich zu Seegangsmessungen

Die meisten Verfahren zur Messung des Seegangs liefern Wellenhöhe und Periode. Durch punktuelle Messung der Höhe der bewegten Wasseroberfläche in kurzen Abständen erhält man eine Wellendarstellung als Funktion der Zeit. Abb. 11 zeigt den Vergleich von automatischer Messung und Wellenmessdraht WD1 in der Zeit für einen Ausschnitt von 450 Bildern aus der Sequenz von 7000 Bildern. 450 Bilder aufgenommen mit 8 Hz entsprechen 56 Sekunden. Die Seegangsmessungen werden als fehlerfrei angenommen. Der Wellenmessdraht befindet sich in der Mitte des Bühnenfelds (siehe Abb. 5).

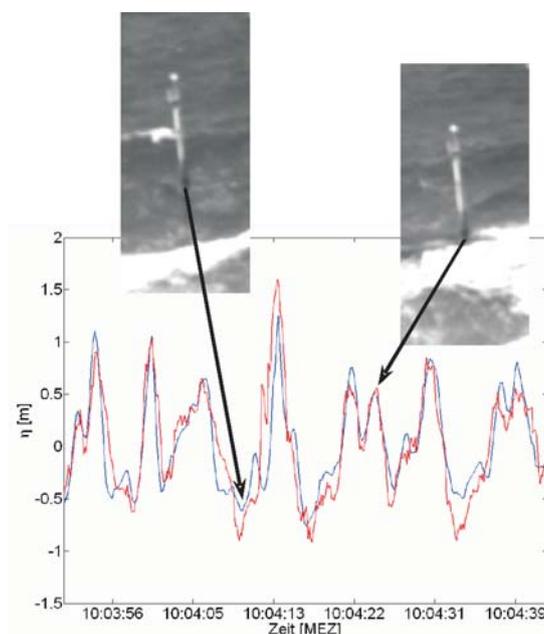


Abb. 11: Vergleich Wellenmessdraht WD1 – automatische Messung.
Blau: Wellenmessdraht WD1, rot: automatische Messung

Die Höhendaten aus der Seegangsmessung stimmen im Allgemeinen mit der automatischen Messung überein. Die Standardabweichung der Höhendifferenzen beträgt 24 cm. Probleme treten in Gebieten mit schlechter Textur auf. Im Bereich von Wellentälern und einzelnen brechenden Wellen entstehen Abweichungen von mehreren Dezimetern. Die Standardabweichung des Wellenmessdrahts wird im Dezimeterbereich geschätzt. Zur genaueren

Analyse der Differenzen zwischen Wellenmessdraht und automatischer Messung werden die Zeitpunkte 10:04:09 Uhr MEZ und 10:04:24 Uhr MEZ näher untersucht. Die zugehörigen Bildinformationen für diese Zeitpunkte sind ebenfalls in Abb. 11 dargestellt. Zum Zeitpunkt 10:04:09 Uhr MEZ befindet sich der an einem Pfahl montierte Wellenmessdraht in einem Wellental. Die Fehlkorrelation ergibt sich aufgrund der schlechten Textur der Wasseroberfläche. Die Grenzen des Algorithmus sind hier erreicht. Zum Zeitpunkt 10:04:24 Uhr MEZ findet die Bildzuordnung in der Gischt der brechenden Welle statt. In diesem Fall ist die Differenz zwischen der automatischen Bildzuordnung und dem Wellenmessdraht kleiner als 10 cm. Das Ergebnis der Bildzuordnung kann als erfolgreich beurteilt werden.

5.4 Abgeleitete Seegangparameter und Richtungsspektren

Durch den Vergleich statistischer zeitgemittelter Seegangparameter kann die automatische Bildzuordnung weiter verifiziert werden. Datengrundlage sind die ausgewertete Bildsequenz mit 7000 Bildern und die entsprechenden Seegangsmessungen. Die Signifikanten Wellenhöhen der automatisch bestimmten Wasseroberfläche an den Positionen des Wellenmessdrahts WD1 und der Druck-Geschwindigkeits-Sonde M3 sowie die zugehörigen Seegangsmessungen sind nahezu identisch. Die Differenz beträgt jeweils ca. 2 cm.

Die folgende Untersuchung im Frequenzbereich soll weitere Aufschlüsse geben. Den Vergleich der Energiedichtespektren am Pegel WD1 und der Druck-Geschwindigkeits-Sonde M3 zeigt Abb. 12.

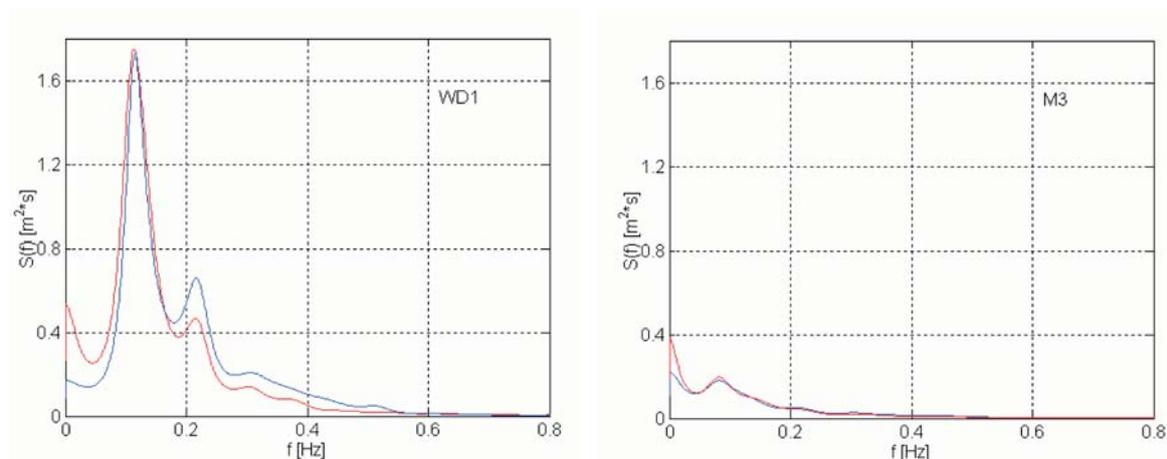


Abb. 12: Vergleich der Energiedichtespektren vom 15.5.2003, 10:03 Uhr MEZ.
Blau: Seegangsmessung, rot: automatische Bildzuordnung

Die Spektren stimmen an beiden Positionen im Wesentlichen überein. Es fällt jedoch auf, dass im betrachteten Zeitraum ein sehr energiereicher niederfrequenter Anteil vorhanden war, der in den photogrammetrischen Ergebnissen tendenziell größer ist als für die registrierten Daten von Wellenmessdraht und Druck-Geschwindigkeits-Sonde. Eine endgültige Erklärung für diese Beobachtung kann derzeit nicht gegeben werden, möglicherweise sind dafür Restklaffungen bei der Zusammenführung der verschiedenen Koordinatensysteme verantwortlich. Weiterhin ist am Pegel WD1 für höhere harmonische Frequenzen zu beobachten, dass deren Energie in den photogrammetrischen Daten niedriger ist als in den Mes-

sungen des Wellenmessdrahts. Dieser Unterschied entsteht vermutlich durch Verdeckungen hinter Wellenbergen und schlechte Textur der Wasseroberfläche, die beide eine photogrammetrische Auswertung nicht zulassen. Daher wird die Höhe der Wasserspiegelauslenkungen in den entsprechenden Bereichen interpoliert. Dies führt zu einer Verringerung der Nichtlinearität der Zeitreihe. An der Druck-Geschwindigkeits-Sonde M3 sind die Verdeckungen geringer und die Textur besser, so dass hier beide Messverfahren fast identische Ergebnisse liefern.

5.5 Bewertung

Die Auswertung einzelner Stereomodelle und Bildsequenzen mit bis zu 7000 Bildern wurde erfolgreich durchgeführt. Die Forderung nach hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung wurde erfüllt. Durch den Einsatz der 12.5-mm-Objektive wurde im Mittel eine Genauigkeit von 10 bis 15 cm erreicht. Die Genauigkeit ist indirekt proportional zur Gebietsgröße, d.h. je größer die Kammerkonstante ist, desto höher ist die erreichbare Genauigkeit und desto kleiner ist das aufgenommene Gebiet. Eine höhere Genauigkeit kann deshalb z.B. durch die Verwendung von 50-mm-Objektiven erzielt werden. Die Ergebnisse zeigen, dass die automatisch bestimmten Oberflächen im Wesentlichen mit den Messdaten des Wellenmessdrahts und der Druck-Geschwindigkeits-Sonde übereinstimmen.

Schwierigkeiten treten bei Verdeckungen, in texturarmen Regionen und gerichteten Reflexionen an der Wasseroberfläche auf. Abb. 13 zeigt die Grenzen des Algorithmus. In der linken Hälfte der Abb. 13 sind die automatisch bestimmten Objektpunkte für einen Zeitschritt dargestellt, rechts ist das entsprechende Orthophoto zu sehen. In den kontrastschwachen Gebieten kann grundsätzlich durch Aufbringen von Partikeln oder einer Musterprojektion künstlich eine Textur erzeugt werden. Dies ist bei Naturmessungen jedoch schwierig zu realisieren. Ferner können verfügbare geometrische Informationen,

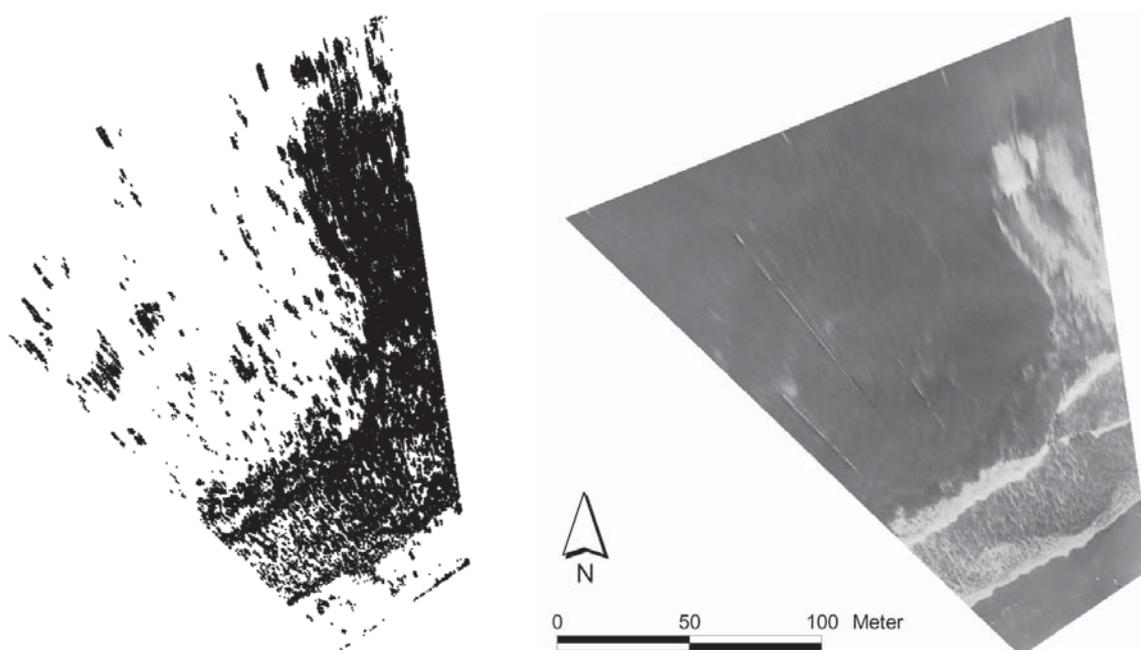


Abb. 13: Grenzen des Algorithmus. Links: automatisch bestimmte Objektpunkte, rechts: zugehöriges Orthophoto

z.B. zusätzliche Informationen über Oberfläche und Verhalten der Oberfläche in der Zeit berücksichtigt werden.

Der entwickelte Algorithmus wurde in das Softwaresystem LISA implementiert. Die Auswertung ist fast komplett automatisiert. Die innere und äußere Orientierung der Kameras müssen vorab bestimmt werden und für das erste Bild einer Bildsequenz sind manuell gemessene Punkte erforderlich. Das Potenzial für weitere Automation im gesamten Messablauf ist gegeben; sowohl die Datenmenge als auch die Rechenzeit sind weiter reduzierbar.

Das Verfahren ist nicht auf den Stereofall beschränkt. Durch die separate Speicherung der inneren und äußeren Orientierung für jedes einzelne Bild einer Sequenz lässt es sich auf beliebig viele Bilder erweitern, d.h. die Gebietsgröße ist in der Breite beliebig erweiterbar. Die Gebietstiefe ist allerdings durch die Aufnahmeentfernung bzw. durch die Pixelgröße im Objektraum begrenzt.

Voraussetzungen an das System sind hohe Aufnahmestandpunkte mit einem möglichst geringen Aufnahmeabstand. Im jetzigen Entwicklungszustand sind zwar weder für die Kameras noch für die zugehörige Hardware zur Synchronisation und Datenspeicherung zusätzliche Vorkehrungen zum Schutz vor beispielsweise Regen oder starkem Wind getroffen worden; eine entsprechende Erweiterung für den Einsatz bei unterschiedlichen Witterungsverhältnissen ist jedoch problemlos möglich. Davon unberührt bleibt selbstverständlich die Tatsache, dass für die Bildaufnahme relativ gute Sicht vorherrschen muss.

6. Simulationsrechnungen

In diesem Abschnitt wird mit dem in Kap. 2 vorgestellten Boussinesq-Modell der Seegang innerhalb des Bühnenfeldes simuliert. Dabei erfolgt die Ansteuerung zunächst auf Grundlage der Bojenmessungen und der berechnete Seegang im Bühnenfeld wird mit den Messungen am Wellenmessdraht WD1 und verschiedenen Drucksonden verglichen. Anschließend zeigen die Ansteuerung und der Vergleich mit photogrammetrisch ermittelten Messdaten die Stärken und Schwächen der neu entwickelten Methode.

6.1 Ansteuerung und Vergleich mit Pegelmessdaten

Aufgrund der vorhandenen Daten müssen die numerischen Modelle zur Simulation des Seegangs an der Küste in klassischer Weise auf Basis punktueller Messungen, z.B. mit Bojen, angesteuert werden. Ebenso kann eine Kalibrierung und Validierung freier Parameter in diesen Modellen im Normalfall nur durch den Vergleich an einzelnen Punkten, an denen Messinstrumente installiert sind, erfolgen. Zur Validierung des hier eingesetzten Boussinesq-Modells soll ebenfalls dieser Weg beschritten werden.

Die am seeseitigen Gebietsrand installierten Waverider-Bojen messen jede Stunde indirekt die vertikale und horizontale Wasserspiegelauslenkung mit einer Digitalisierungsfrequenz von 1.28 Hz über eine Dauer von 20 Minuten. Mit diesen Daten lassen sich die Gesamtenergie des Seegangs, sowie die mittlere Wellenrichtung und die Verteilung der Energie über die Richtung (Spread) als Funktion der Wellenfrequenz bestimmen. Ein entsprechendes Frequenz-Richtungs-Spektrum ist für den 22.8.2002 um 11:00 Uhr MEZ an der Boje Mitte in Abb. 14 dargestellt. Während der Messkampagnen lag rein lokale Windsee vor, so dass Frequenzen $f < 0.1$ Hz kaum Energie enthalten und somit vernachlässigt werden können.

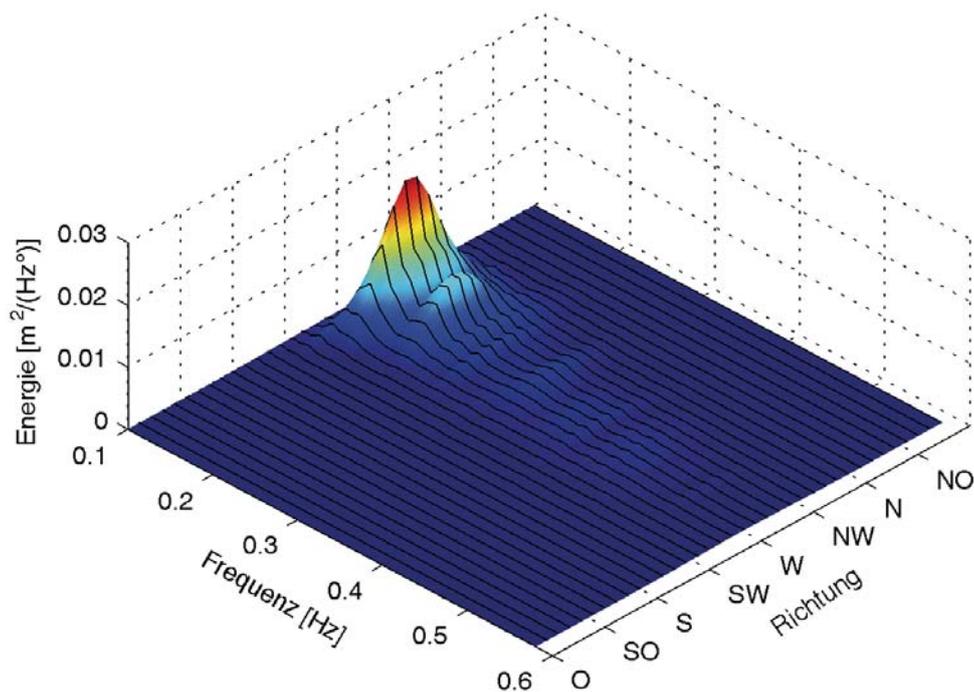


Abb. 14: Frequenz-Richtungs-Spektrum am 22.8.2002, 11:00 Uhr MEZ

Am Beispiel dieser Messung soll nun auch die Simulation mit BOWAM2 erfolgen. Das Bühnenfeld wird in einem quadratischen Raster mit 1.00 m Kantenlänge diskretisiert. Die Wassertiefen werden durch lineare Interpolation vom Digitalen Geländemodell (siehe Abb. 5) auf das Berechnungsgitter übertragen. Die Größe des Berechnungsgebiets beträgt hier exemplarisch 250×300 Knoten, wobei auch andere Größen und andere Gitterauflösungen untersucht wurden, die jedoch keine wesentlichen Änderungen der Ergebnisse bewirkten.

Die Generierung der Wellen erfolgt auf Basis der oben präsentierten Daten der mittleren Boje mit einer Quellfunktion, entsprechend Gleichung (2.3). Der Quellterm ergibt sich dabei in jedem Zeitschritt als Doppelsumme über den Frequenz- und Richtungsbereich, wobei das zugrunde liegende Spektrum im Frequenz- und Richtungsraum entsprechend zu diskretisieren und die spektrale Energie nach Gleichung (6-1) in eine Amplitude umzurechnen ist:

$$A = \sqrt{2 df S} \quad (6.1)$$

Die Auflösung im Frequenzraum wird mit $df = 0.001$ s festgesetzt, wodurch sich eine Wiederholungsperiode der Zeitreihe von 1000 s ergibt. Bei der Auflösung im Richtungsraum stellt sich die Frage, ob es angesichts der vielen Wellenkomponenten, die aus der Frequenzauflösung resultieren, ausreichend ist, die Streuung der Wellenrichtung zu vernachlässigen und den Spread jeder einzelnen Komponente mit Null anzunehmen. Untersuchungen haben gezeigt, dass diese Vereinfachung im vorliegenden Fall die statistischen Eigenschaften des Seegangs im Bühnenfeld tatsächlich nicht wesentlich beeinflusst. Dennoch beruhen die unten gezeigten Ergebnisse auf einer Berücksichtigung der Richtungsverteilung mit einer Auflösung von $d\theta = 10^\circ$.

Bevor die Berechnungsergebnisse den Messungen gegenübergestellt werden, sollten einige wichtige Punkte bezüglich Unsicherheiten angesprochen werden. Zunächst sind die

dem Modell zugrunde liegenden Messungen sowohl der Topographie als auch der Wellen im tieferen Bereich mit größeren Unsicherheiten behaftet, als dies bei Laborversuchen der Fall ist. Die an den drei Bojen bestimmten Signifikanten Wellenhöhen unterscheiden sich beispielsweise um bis zu 15 %. Weiterhin zeigt der Term in Gleichung (2.3) die vereinfachende Annahme, dass der punktuell an der mittleren Boje gemessene Seegang repräsentativ für den gesamten Rand ist, wo darüber hinaus eine konstante Wassertiefe vorausgesetzt wird. Ferner messen die PUV-Meter die Wasserspiegelauslenkung nur indirekt über den Wasserdruck, so dass die spektrale Energie unter Annahme der linearen Wellentheorie umgerechnet werden muss. Gleichzeitig liegen diese Instrumente zum größten Teil im Bereich der Brecherzone, was die Genauigkeiten der Messungen weiter negativ beeinflusst.

Ein Vergleich der Wasserspiegelauslenkungen scheidet bei der Ansteuerung des numerischen Modells mit punktuellen Messdaten aus, da es mit dieser Datengrundlage unmöglich ist, den Seegang phasenaufösend zweidimensional zu reproduzieren. Daher beschränkt sich der Vergleich mit Messdaten auf zeitgemittelte, statistische Parameter sowie die Energiedichtespektren. Abb. 15 zeigt die Gegenüberstellung der berechneten (Kreuze) und gemessenen (Kreise) Ergebnisse für die Signifikanten Wellenhöhen sowie die Skewness (Schiefe) und Asymmetry (Asymmetrie) an den vorhandenen Pegelstationen WD1, O1, W2, O2 und M3 (vgl. Abb. 5).

Die Übereinstimmung der Signifikanten Wellenhöhen im oberen Diagramm ist in Anbetracht der oben beschriebenen erreichbaren Genauigkeit als sehr gut zu bezeichnen. Le-

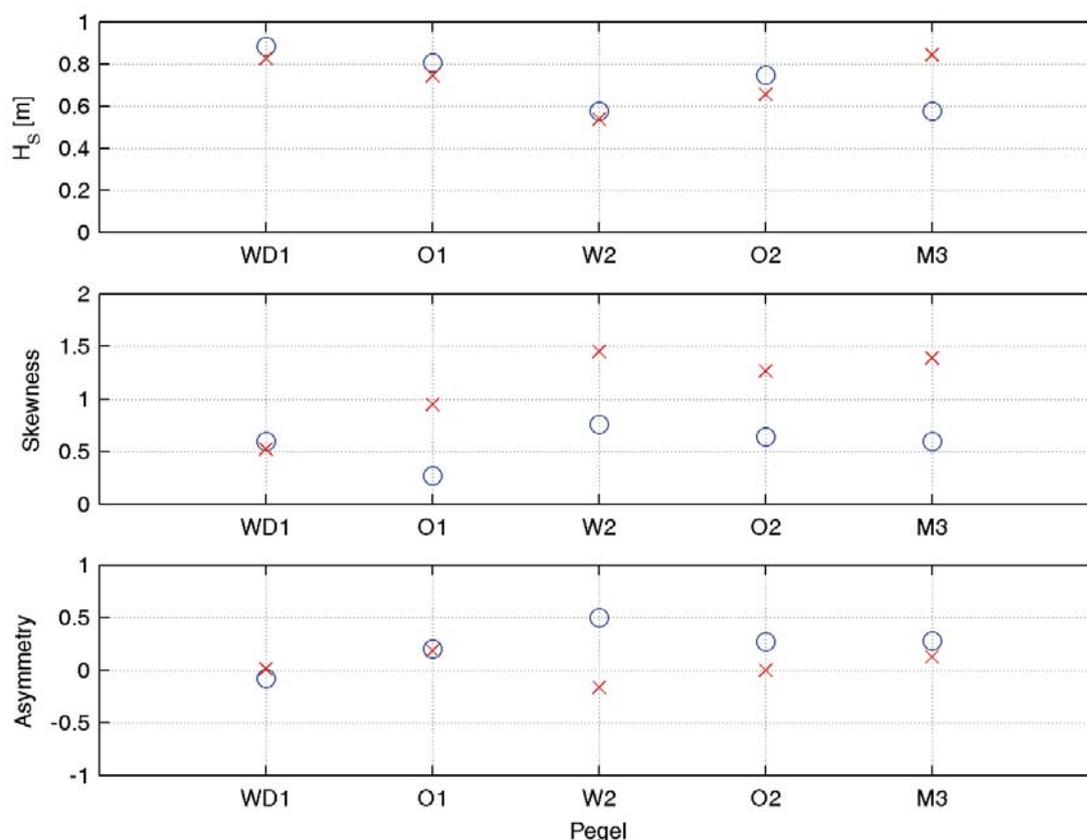


Abb. 15: Vergleich zeitgemittelter Parameter am 22.8.2002, 11:00 Uhr MEZ.
Kreise: Messung, Kreuze: BOWAM2

diglich am Pegel M3 wird die Wellenhöhe vom numerischen Modell überschätzt. Die genaue Ursache für diese Abweichung ist jedoch mit den vorhandenen Daten schwer zu ergründen und könnte z.B. auch durch verfälschte Messungen an diesem Pegel entstehen, der genau im Bereich der Brecherzone liegt.

Ebenso ist die Differenz der Skewness im mittleren Diagramm schwer zu erklären. Während die berechnete horizontale Asymmetrie mit abnehmender Wassertiefe infolge des Shoalings (Flachwassereffekt) erwartungsgemäß zunimmt, zeigen die an den PUV-Metern ermittelten Werte zwar tendenziell einen ähnlichen Verlauf, liegen absolut aber erheblich niedriger. Dies kann darauf zurückzuführen sein, dass durch die Ermittlung der Wasserspiegelauslenkung über den dynamischen Wasserdruck zwangsläufig höhere Frequenzen herausgefiltert werden. Gerade diese Frequenzen sind aber für die Beschreibung des nichtlinearen Shoalings ganz erheblich und führen bei Vernachlässigung zu einer entsprechenden Unterschätzung der Skewness.

Für die vertikale Asymmetrie der Wellen spielen die höheren harmonischen Komponenten eine untergeordnete Rolle, da dieser Prozess in erster Linie durch die mit abnehmender Wassertiefe zunehmende Amplitudendispersion hervorgerufen wird. Deshalb ist die Übereinstimmung der aus berechneten und gemessenen Zeitreihen bestimmten Asymmetrie im unteren Diagramm auch erheblich besser, wobei am Pegel W2 sowohl absolut als auch tendenziell ein größerer Unterschied zu beobachten ist. Auch hier fällt allerdings eine sichere Beurteilung dieser Abweichung mit den vorhandenen Daten schwer.

Die folgende Betrachtung der Energiedichtespektren soll den bisher gewonnenen Eindruck, dass das numerische Modell die Prozesse in der Brandungszone naturnah berücksichtigt, weiter untermauern. Abb. 16 zeigt den Vergleich der Spektren an den einzelnen Pegeln.

Wie aufgrund des Vergleichs der Signifikanten Wellenhöhe, die dem nullten Moment des Energiedichtespektrums proportional ist, zu erwarten war, ist die Übereinstimmung der Spektren an den Pegeln WD1, O1, W1 und O2 ebenfalls sehr gut. Der durch das Wellenbrechen bedingte Energieverlust wird auch im spektralen Bereich entsprechend gut reproduziert. Ebenso ist die Entstehung harmonischer Frequenzen durch das nichtlineare Shoaling der Wellen gut zu erkennen und stimmt in den numerischen Ergebnissen gut mit den Messungen überein. Hierbei sollte angemerkt werden, dass die mit den PUV-Metern gemessenen Spektren, mit einer Übertragungsfunktion $\cosh(kD)/\cosh(kz)$ multipliziert wurden, wobei z die Höhe der Druck-Geschwindigkeits-Sonde über dem Boden angibt. Dadurch werden die höherfrequenten Anteile im Spektrum verstärkt und nichtlineare Effekte im spektralen Bereich bei Messung des dynamischen Wasserdrucks korrekt (nach linearer Wellentheorie) erfasst. Aufgrund der fehlenden Phaseninformation lässt sich dieses Ergebnis allerdings nicht einfach in den Zeitbereich zurück transformieren.

Am Pegel M3 ist die berechnete Energie fast über den gesamten Frequenzbereich größer als die gemessene, was nach Analyse der Signifikanten Wellenhöhen in Abb. 15 auch zu erwarten war. Ein Vergleich mit den weiter seewärts gelegenen Pegeln W2 und O2 legt aber hier die Vermutung nahe, dass diese Abweichung eventuell auch auf eine ungenaue Reproduktion des brechbedingten Energieverlustes zurückgeführt werden kann. Testrechnungen hierzu haben jedoch gezeigt, dass eine Veränderung der Mischungsweglänge im Algorithmus für das Wellenbrechen nur einen geringen Einfluss auf die Simulationsergebnisse hat.

Insgesamt bleibt festzustellen, dass das numerische Modell mit der vorgenommenen Ansteuerung auf Basis einer Bojenmessung am Rande des Untersuchungsgebiets generell in der Lage ist, die Transformation der Wellen innerhalb des Bühnenfelds – unter Berücksichti-

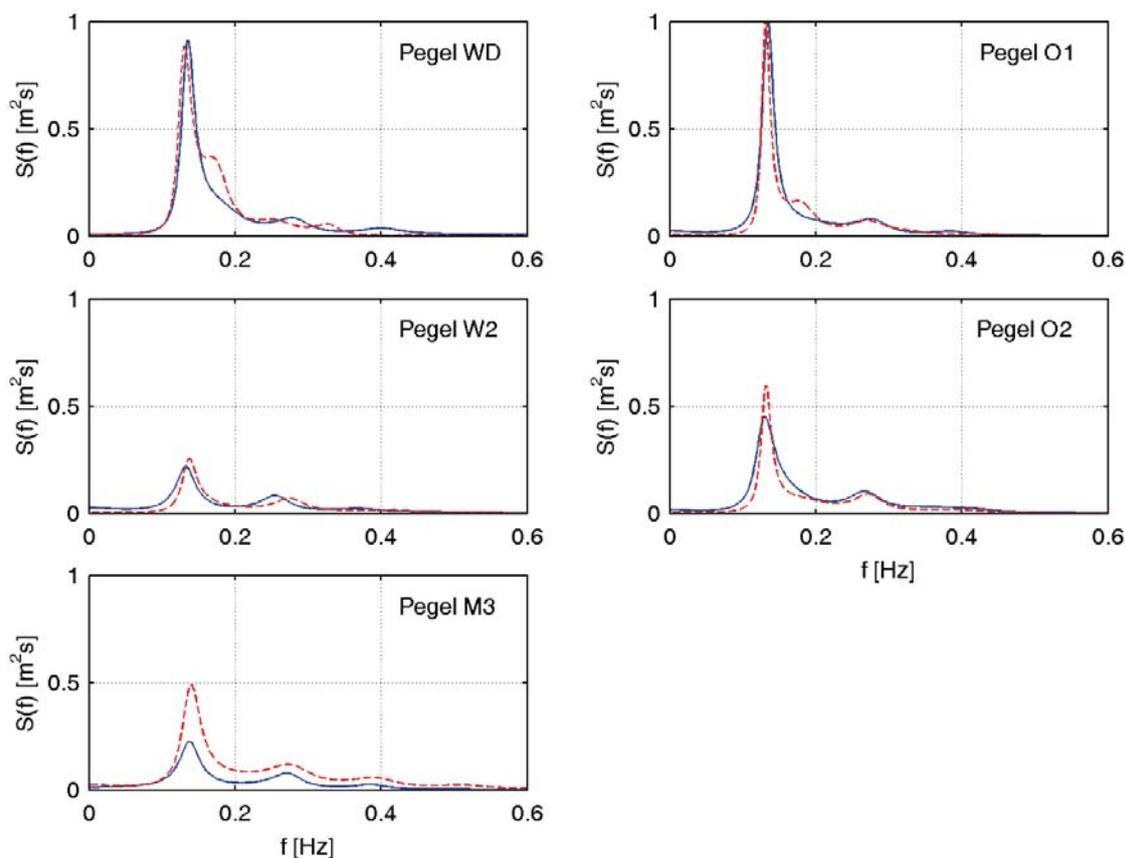


Abb. 16: Vergleich der Energiedichtespektren am 22.8.2002, 11:00 Uhr MEZ.
Durchgezogen (blau): Messung, gestrichelt (rot): BOWAM2

gung des Wellenbrechens und Wellenaufbaus – auch im Zweidimensionalen realistisch zu simulieren. Genauere Untersuchungen zu den Abweichungen zwischen Rechnung und Messung sind mit dem vorhandenen Datenmaterial und unter den getroffenen Annahmen bei der Ansteuerung jedoch nicht möglich. Hierzu müssten flächendeckende Informationen vorliegen und das numerische Modell so angesteuert werden, dass eine möglichst exakte, Phasen auflösende Reproduktion des Seegangs erreicht wird. Dieser Schritt soll im folgenden Kapitel unter Verwendung photogrammetrischer Daten erfolgen.

6.2 Ansteuerung und Vergleich mit photogrammetrischen Daten

Das Ergebnis einer photogrammetrischen Auswertung ist eine Punktwolke, die die Wasseroberfläche an diskreten, dicht nebeneinander liegenden Punkten zu einem bestimmten Zeitpunkt beschreibt. Durch Interpolation einer stückweise stetigen Oberflächenfunktion (z.B. Bilineare Elemente oder Delaunay-Triangulation) erhält man ein DOM der Wasseroberfläche. Der Vorteil eines DOM im Zusammenhang mit einem numerischen Modell liegt zum einen darin, dass an jedem Ort des Auswertungsbereichs Zeitreihen der Wasserpiegelauslenkung zur Verfügung stehen und somit die Transformation der Wellen auf dem Weg zum Strand genau verfolgt werden kann. Dies ermöglicht eine genauere Analyse der Umwandlungsprozesse und somit auch eine Optimierung numerischer Strategien zur Nach-

bildung der physikalischen Prozesse im Modell. Zum anderen sind über den gesamten Rand des Modellgebiets Informationen über die Wasserspiegelauslenkung vorhanden, so dass die Annahmen, die bei einer Ansteuerung mit Bojendaten im vorangegangenen Abschnitt getroffen werden mussten, entfallen. Dadurch ist es möglich, die Wellen phasengenau im numerischen Modell zu generieren und somit den realen Zustand phasenauflösend zu reproduzieren. Es soll jedoch nicht verschwiegen werden, dass das DOM auch Fehler enthalten kann, z.B. wenn die Punktwolke in sichttoten Bereichen Lücken aufweist, und dadurch zwischen zwei aufeinander folgenden Wellenkämmen interpoliert wird. Derartige Probleme können nur umgangen werden, wenn aus den Bilddaten neben den Punkten auch Strukturen wie z.B. Wellenkämme automatisch extrahiert in bei der Generierung des DOM berücksichtigt werden.

Wie in Kap. 5 erläutert ist die photogrammetrische Auswertung von Bilddaten, wie jede andere Messmethode auch, mit Unsicherheiten behaftet. Mit zunehmendem Aufnahmeabstand werden diese Unsicherheiten immer größer. Dadurch ergibt sich eine Schwierigkeit bei der Generierung von Wellen am seeseitigen Rand des Modellgebietes, da gerade dieser am weitesten entfernt von den Aufnahmestandpunkten ist. Sind die Randbedingungen fehlerbehaftet, pflanzen sich diese Fehler im Rechnungsgebiet fort, d.h. die phasenauflösende Reproduktion des Seegangs wird umso ungenauer je weiter der Rand Richtung See gelegt wird. Testrechnungen haben gezeigt, dass größere Abstände als 100 m vom Ufer, also etwa 200 m von den Aufnahmestandpunkten entfernt, keine sinnvollen Ergebnisse mehr liefern.

Prinzipiell erfolgt die Generierung von Wellen im numerischen Modell, wie bei der Ansteuerung mit Bojendaten, mit Hilfe einer Quellfunktion, die entlang einer Linie innerhalb des Gebietes definiert ist und senkrecht dazu gaußförmig angenommen wird. Abb. 17 skizziert das Prinzip bei der Ansteuerung mit photogrammetrischen Daten.

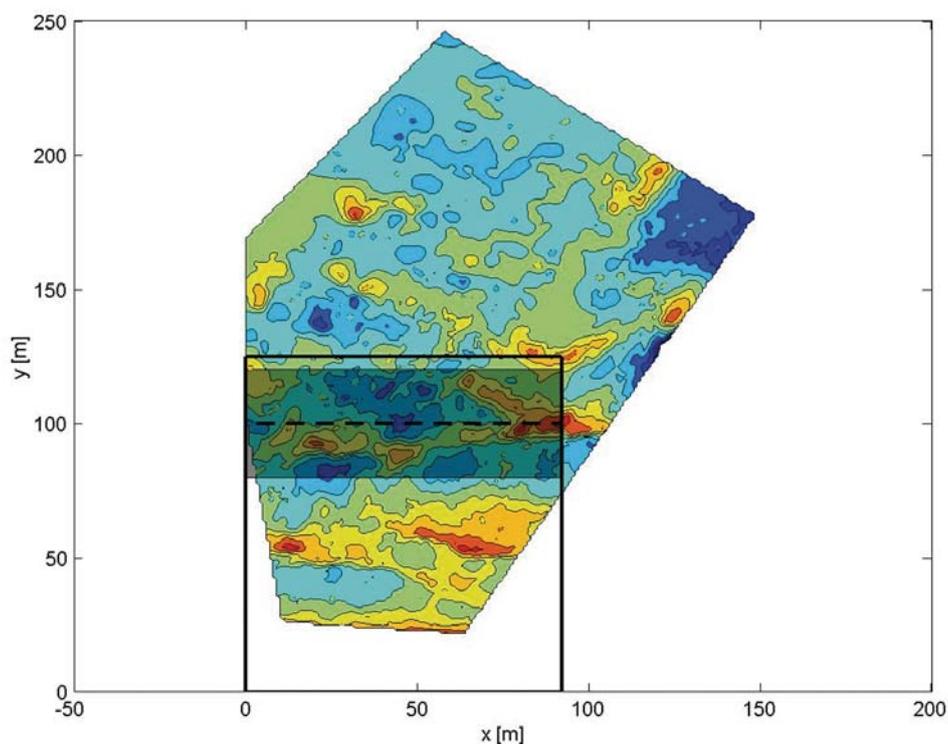


Abb. 17: Prinzipskizze zur Ansteuerung mit photogrammetrischen Daten

Dargestellt sind die photogrammetrisch ermittelte Wasseroberfläche zu einem Zeitpunkt als Konturflächen sowie der Rand des Berechnungsgebietes mit dem Bereich der Quellfunktion (schattierte Fläche) und der Mitte der Quellfunktion (gestrichelte Linie). Die photogrammetrischen Daten wurden in ein lokales Koordinatensystem transformiert, das parallel zur Uferlinie liegt und seinen Ursprung im unteren linken Knoten des Berechnungsgitters hat.

Das gesamte Berechnungsgebiet hat eine Größe von $92 \times 125 \text{ m}^2$ und ist mit 1.0 m Gitterweite in x - bzw. y -Richtung diskretisiert. Der Einflussbereich der Quellfunktion geht von $y = 80 \text{ m}$ bis $y = 120 \text{ m}$, so dass der Definitionsbereich bei $y = 100 \text{ m}$ liegt. Aus den photogrammetrisch ermittelten Oberflächenmodellen erhält man an jedem Knoten dieser Linie eine Zeitreihe, die mit einer Fouriertransformation in Amplituden, Frequenzen und Phasenverschiebungen umgewandelt werden kann. Damit lässt sich dann an jedem Knoten eine Quellfunktion der folgenden Form definieren:

$$f(y, t) = \sum_{i=1}^N A_{qi} \cdot e^{-\beta(y-y_i)^2} \cdot \cos(-\omega_i t + \varphi_i) \quad (6.2)$$

wobei die Amplituden jeder Komponente gegeben sind als:

$$A_q = \frac{2\eta_0(1 - bk^2 D^2)(\omega^2 - (a_1 + a)gk^4 D^3)}{\omega I_k(1 - (b_1 + b)k^2 D^2)} \quad (6.3)$$

Eine Abhängigkeit parallel zum Rand ist also nicht mehr vorhanden und der von der Wellenzahl abhängige Term in Gleichung (2-3) entfällt in Gleichung (6.2). Das heißt, es müssen keine Annahmen mehr über die Verteilung der Wellen entlang des Randes sowie die Wellenrichtung gemacht werden. Erstere ist durch die Messdaten definiert und Letztere ergibt sich automatisch aus der eingesteuerten Wasserspiegelauslenkung.

Mit den im Rahmen der zweiten Messkampagne auf Norderney aufgenommenen Daten vom 15.5.2003, 10:03 Uhr MEZ wird das numerische Modell angesteuert und die Berechnungsergebnisse mit den photogrammetrischen Messungen verglichen. Das Berechnungsgebiet ist dabei wie oben beschrieben und deckt den rechten Teil des Bühnenfeldes ab, ohne die Bühne selbst mit einzuschließen. Die Gesamtdauer der Simulation beträgt 14 Minuten, so dass neben einer Betrachtung der Zeitreihen auch eine statistische Auswertung der Ergebnisse im Sinne von Spektren und Signifikanten Wellenhöhen möglich ist.

Erste Aufschlüsse zeigt ein Vergleich der Zeitreihen der Wasserspiegelauslenkung an verschiedenen Orten, wobei hierfür prinzipiell an jedem Ort Informationen zur Verfügung stehen. Exemplarisch soll eine Schnittebene bei $x = 40 \text{ m}$ betrachtet werden, wobei die einzelnen Pegelpositionen einen Abstand von 10 m in y -Richtung haben. Abb. 18 zeigt die Zeitreihen, wobei die durchgezogene blaue Linie den Messungen und die gestrichelte rote Linie den Berechnungsergebnissen entspricht.

Der zeitliche Ausschnitt von 300 bis 500 s wurde gewählt, da er zum einen noch einen detaillierten Blick auf einzelne Wellenereignisse erlaubt und zum anderen gerade hier, insbesondere bei $y = 35 \text{ m}$, einige sehr lange Wellen mit Perioden von etwa 40 s in der Messung beobachtet werden können, die auch im Ergebnis des numerischen Modells zu finden sind. Selbst wenn die Übereinstimmung der Zeitreihen aus den genannten Gründen erwartungsgemäß nicht sehr exakt ist, werden die wesentlichen Phänomene, wie die Wellenhöhenabnahme durch Wellenbrechen, der surf-beat (Brandungsschwingung) oder der Wellenauflauf

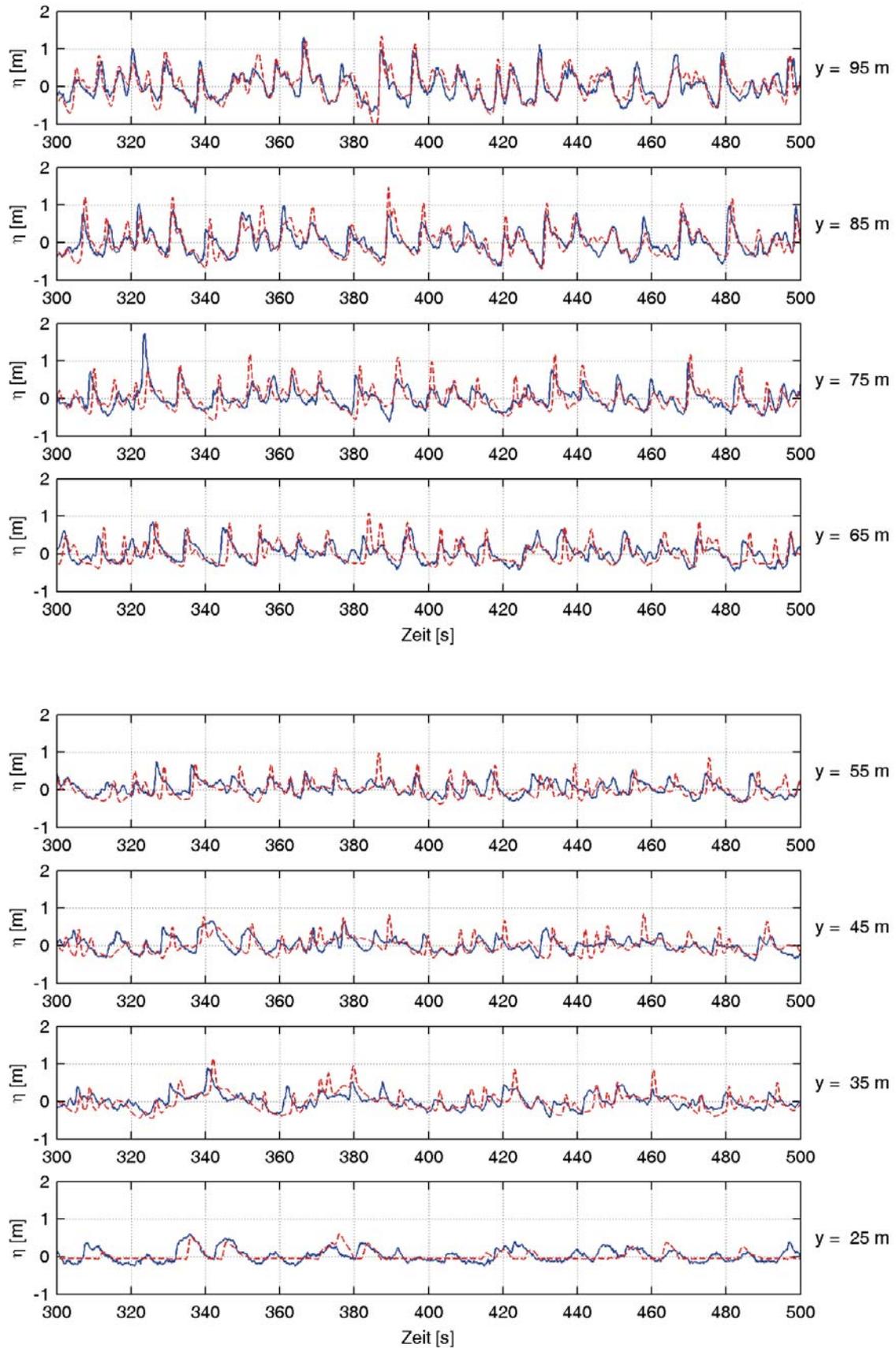


Abb. 18: Vergleich der Wasserspiegelauslenkung an verschiedenen Pegeln ($x = 40$ m).
Durchgezogen (blau): Messung, gestrichelt (rot): BOWAM2

am Strand bei der numerischen Simulation mit ansprechender Genauigkeit erfasst. Der Wellenauflauf lässt sich am Pegel $y = 25$ m vergleichen, der in einem Nass/trocken-Bereich liegt. Auch wenn an dieser Stelle nicht jedes Auflaufereignis reproduziert wird, ist in den meisten Fällen eine gute Übereinstimmung zwischen Rechnung und Messung vorhanden.

Am Pegel $y = 95$ m, der am nächsten an der Mitte der Quellfunktion bei $y = 100$ m liegt, lässt sich eine wesentliche Konsequenz beobachten, dass der Rand des numerischen Modells nicht weiter seewärts gelegt werden kann. So dicht am Strand sind viele Wellen bereits stark transformiert und weisen ein sehr asymmetrisches Profil bezüglich der Vertikalen auf. Sie stehen also kurz vor dem Brechen bzw. sind teilweise schon gebrochen. Es ist also mit weiteren großen Unsicherheiten verbunden, den Rand des numerischen Modells an diese Stelle zu legen und aus den Zeitreihen der Wasserspiegelauslenkung entsprechende Randbedingungen zu ermitteln, da die Wellen hier einer sehr hohen Dynamik unterliegen.

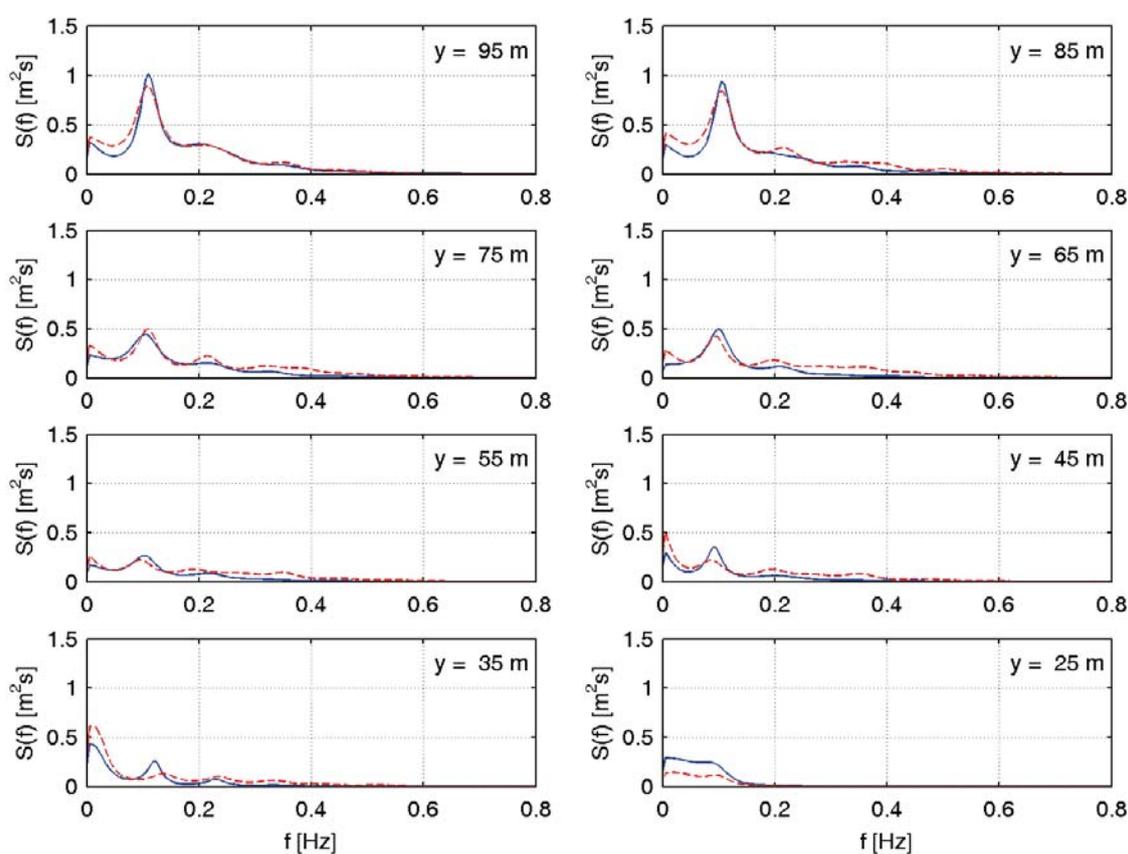


Abb. 19: Vergleich der Energiedichtespektren an verschiedenen Pegeln ($x = 40$ m).
Durchgezogen (blau): Messung, gestrichelt (rot): BOWAM2

Der Vergleich der Energiedichtespektren in Abb. 19 verdeutlicht sehr gut die Nähe des Randes zur Brecherzone. Der große Energieverlust zwischen den Pegeln $y = 85$ m und $y = 75$ m lässt erkennen, dass dort die meisten Wellen brechen. Die Übereinstimmung der Spektren aus Rechnung und Messung zeigt, dass die Brecherzone im numerischen Modell ebenfalls zwischen diesen beiden Pegeln liegt und die Größe des dort stattfindenden Energieverlusts gut nachgebildet wird. Des Weiteren zeigt sich in den Spektren an allen Pegeln ein energiereicher, langperiodischer Anteil, der tendenziell im numerischen Ergebnis stärker zu

finden ist als in den Messungen. Seinen Extremwert erreicht er am Pegel $y = 35$ m, an dem schon die Zeitreihe lange Wellen mit Perioden von etwa 40 s erkennen ließ. Diese langen Wellen werden am Strand reflektiert und sind zwar nicht an allen Pegeln in den Zeitreihen direkt erkennbar, tauchen aber deutlich in den Spektren auf. Sie können als subharmonische Anteile der Interaktion einzelner Wellenkomponenten interpretiert werden. Vermutlich neigt das numerische Modell dazu, dieses nichtlineare Verhalten zu überschätzen, denn ebenso ist an allen Pegeln eine – wenngleich geringe – Überschätzung der superharmonischen Frequenzen erkennbar. Ob diese Überschätzung aber tatsächlich aus den Modellgleichungen herrührt oder vielmehr auf die Randbedingungen zurückzuführen ist, konnte nicht näher untersucht werden.

Abschließend erfolgt noch eine flächendeckende Betrachtung der Signifikanten Wellenhöhen. Abb. 20 zeigt die Differenz zwischen Rechnung und Messung. Auffallend ist insbesondere die Unterschätzung der Wellenhöhe in einem dünnen Streifen am unteren Rand. In diesem Bereich befindet sich die Auflaufzone, die zeitweise von Wellen überdeckt und zeitweise trocken ist, wie Pegel $y = 25$ m bereits gezeigt hat. Wodurch die Abweichungen an dieser Stelle entstehen, ist schwer zu beantworten; von einer Signifikanten Wellenhöhe in diesem Bereich noch zu sprechen, ist allerdings ebenso nicht richtig. Im übrigen Gebiet sind die Unterschiede sehr gering und zumeist kleiner als 10 cm. Somit liegen sie im Bereich der photogrammetrischen Messungenauigkeit, wobei das numerische Modell im Allgemeinen dazu tendiert die Wellenhöhen leicht zu überschätzen.

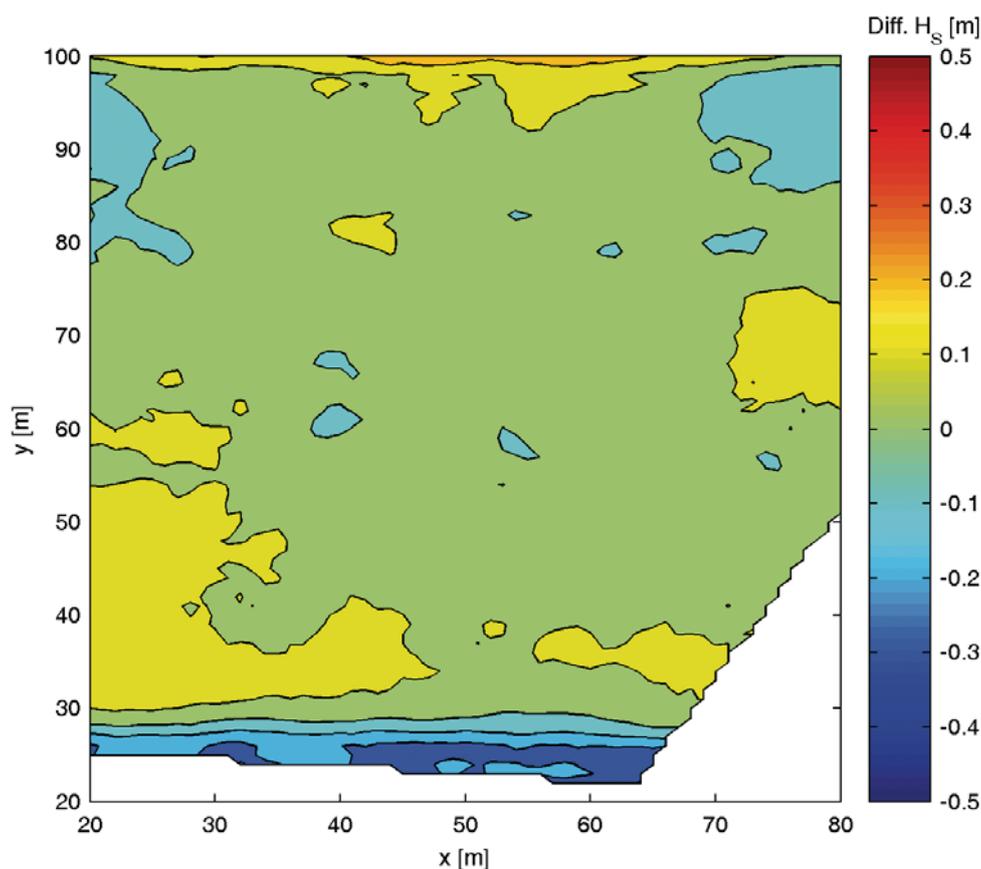


Abb. 20: Differenzen der Signifikanten Wellenhöhen BOWAM2-Messung

7. Bewertung der entwickelten Methode

Als Ergebnis der automatischen Bildzuordnung liegen flächenhafte Daten der Wasserspiegelauslenkung mit einem zeitlichen Abstand von 0.125 s vor. Die Ansteuerung des numerischen Modells mit den photogrammetrischen Daten ermöglicht prinzipiell die phasenauflösende Reproduktion des Seegangs. Dabei sind innerhalb des Berechnungsgebiets Unterschiede zu den Messergebnissen vorhanden, die unter anderem auf die Unsicherheit der Messungen zurückzuführen sind. Die erreichbare Genauigkeit der automatischen Bildzuordnung nimmt zum äußeren Gebietsrand linear ab. Eine Genauigkeitssteigerung in diesem Bereich kann durch den Einsatz zusätzlicher Kameras mit längeren Kammerkonstanten erreicht werden. Die Schwierigkeiten aufgrund fehlender Textur können beispielsweise durch das Aufbringen von Partikeln gelöst werden, was allerdings weniger für Naturmessungen, sondern mehr für den Einsatz im Labor in Frage kommt.

Die durchgeführten Untersuchungen haben gezeigt, dass die Ansteuerung des numerischen Modells mit photogrammetrischen Messdaten über den gesamten Rand eine bessere Reproduktion der Seegangsverhältnisse ermöglicht, als dies bei der Ansteuerung mit punktuellen Messungen der Fall ist. Die bei letzteren gezwungenermaßen zu treffenden Annahmen über Wellenrichtungen und Verteilung des Seegangs entlang des Rands führen unter Umständen zu fehlerhaften Simulationsergebnissen, wie z.B. die großen Abweichungen am Pegel M3 in Kap. 6.1.

Bei der Ansteuerung mit photogrammetrischen Daten ist die Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen der numerischen Simulation und der automatischen Bildzuordnung im Allgemeinen gut. Unterschiede kommen zum einen daher, dass beim Wellenbrechen, insbesondere bei Sturzbrechern, die Wasseroberfläche mit einem Boussinesq-Modell nicht exakt nachgebildet werden kann. Zum anderen ist eine photogrammetrische Auswertung in Bereichen mit geringer Textur und an der Rückseite der Wellen aufgrund von Verdeckungen nicht möglich, so dass die Höhen in diesem Bereich interpoliert werden müssen.

Unter Berücksichtigung dieser Einschränkungen ist das verwendete Boussinesq-Modell BOWAM2 inklusive aller im Projekt gemachten Erweiterungen in der Lage die Seegangsverhältnisse in einem Bühnenfeld phasenauflösend zu berechnen. Dies ermöglicht eine bessere Verfolgung der Transformation der Wellen und eine genauere Analyse der physikalischen Prozesse.

8. Ausblick

Im beschriebenen Projekt WAVESCAN wurde die Brandungszone mit dem numerischen Modell BOWAM2 auf Grundlage erweiterter Boussinesq-Gleichungen simuliert. Daneben wurde eine automatische photogrammetrische Methode zur flächendeckenden, dreidimensionalen und zeitlich kontinuierlichen Messung der Wasseroberfläche entwickelt, um mit diesen Daten das numerische Modell zu kalibrieren und validieren.

Im Rahmen zweier Messkampagnen auf Norderney wurde die Datengrundlage für das Projekt gelegt. Dabei wurde ein Bühnenfeld mit vier digitalen, synchronisierten Videokameras erfasst und zusätzlich punktuelle Seegangsmessungen sowie eine Vermessung der Unterwassertopographie durchgeführt.

Aus den Bilddaten wurden flächenhafte dynamische Digitale Oberflächenmodelle abgeleitet. Zum Vergleich wurden Seegangsmessungen von einem Wellenmessdraht herangezogen. Die erreichte Genauigkeit liegt im Bereich von 10 bis 15 cm und ist indirekt proportio-

nal zum Objektstand. Probleme entstehen in Gebieten mit schwacher Textur und bei Verdeckungen.

Die flächendeckend vorliegende Information der photogrammetrischen Messungen stellt einen großen Vorteil gegenüber punktuellen Messungen dar. Nicht nur die Ansteuerung des numerischen Modells ist genauer möglich, darüber hinaus kann ein Vergleich mit Messdaten an beliebigen Stellen des Untersuchungsgebiets durchgeführt werden. Ob die vorliegenden Daten allerdings zu einer weiteren Verbesserung des eingesetzten Boussinesq-Modells führen können, kann aufgrund der erzielten Ergebnisse nicht eindeutig beantwortet werden. Zur Klärung dieser Frage sind weitere Messreihen unter Labor- und Naturbedingungen notwendig.

9. D a n k s a g u n g

Die Autoren danken dem Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) und dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) für die Finanzierung unter dem Kennzeichen 03KIS026 sowie der Forschungsstelle Küste und der Betriebsstelle Norden des Niedersächsischen Landesbetriebes für Wasserwirtschaft und Küsten- und Naturschutz für ihre tatkräftige Unterstützung. Herrn PD Dr.-Ing. Wilfried Liner gebührt unser herzlicher Dank für seine Hilfe bei der Implementierung des Bildzuordnungsalgorithmus in das Softwarepaket LISA FOTO.

10. S c h r i f t e n v e r z e i c h n i s

- BETHEL, J.: The DSR11 Image Correlator. American Society of Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS), American Congress on Surveying and Mapping, Annual Convention, Part 4, S. 44–49, 1986.
- HEIPKE, C.: Digitale photogrammetrische Arbeitsstationen. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Nr. 450, München, 1995.
- HOLLAND, T.; HOLMAN, R. A.; LIPPMANN, T. C. u. STANLEY, J.: Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 22(1), S. 81–92.
- KENNEDY, A. B.; CHEN, Q.; KIRBY, J. T. u. DALRYMPLE, R. A.: Boussinesq modeling of wave transformation, breaking and runup. Part I: 1D. J. Waterw. Port Coast. Ocean Engrg. 126 (1), S. 39–47, 2000.
- KOHLSCHÜTTER, E.: Die Forschungsreise S.M.S. Planet. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Heft 5, S. 220–227, 1906.
- LINDER, W.: Digital Photogrammetry – Theory and Application. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2003.
- LYNETT, P. J.; WU, T.-R. u. LIU, P. L.-F.: Modeling Wave Run-up with Depth-integrated Equations. Coast. Engrg. 46, S. 89–107, 2002.
- MADSEN, P. A.; SÖRENSEN, O. R. u. SCHÄFFER, H. A.: Surf Zone Dynamics Simulated by a Boussinesq-type model. Part I: Model Description and Cross-shore Motion of Regular Waves. Coast. Engrg. 32, S. 255–287, 1997.
- PEREGRINE, D. H.: Long Waves on a Beach. J. Fluid Mech. 27, S. 815–827, 1967.
- PRANDTL, L.: Bericht über Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. ZAMM, 5 (2), S. 136–139, 1925.
- REDWEIK, G.: Untersuchungen zur Eignung der digitalen Bildzuordnung für die Ableitung von Seegangparametern. Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover, Nr. 194, 1993.
- SCHRÖTER, A.: Nichtlineare zeitdiskrete Seegangssimulation im flachen und tieferen Wasser. Bericht Nr. 42, Inst. f. Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen der Universität Hannover, 1995.

- SCHUHMACHER, A.: Stereophotogrammetrische Wellenaufnahmen mit schneller Bildfolge. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Band 3, Heft 1/3, S. 78–82, 1950.
- STRYBNY, J.: Extended Eddy Viscosity Concept for Wave Breaking in Boussinesq-type Models. Proc. 27. Int. Conf. Coast. Engrg., ASCE, New York, S. 1307–1320, 2000.
- STRYBNY, J. u. WEGMANN, H.: Konzept und Ansätze für das WaveScan-Verfahren. Tagungsband des 3. FZK-Kolloquiums, Forschungszentrum Küste, Hannover, S. 31–38, 2001.
- STRYBNY, J.; WEGMANN, H. u. SANTEL, F.: Combining Phase-Resolving Wave Models with Photogrammetric Measurement Techniques. American Society of Civil Engineers (ASCE), Proceedings of the 4th International Symposium Waves 2001, Ocean Wave Measurement Analysis, Vol. 1, San Francisco, S. 191–200, 2001.
- TAGUCHI, T. u. TSURU, K.: Analysis of Flood Flow by Stereomatching Method. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, Vol. XXXII, Part 5, S. 810–813, 1998.
- WEI, G.; KIRBY, J. T. u. SINHA, A.: Generation of Waves in Boussinesq Models Using a Source Function Model. Coast. Engrg. 36, S. 271–299, 1999.
- YAMAZAKI, F.; HATAMOTO, M. u. KONDO, M.: Utilization of Synchronous Shutter Apparatus in Photographic Measurement Method of Flood Flow Surfaces. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, Vol. XXXII, Part 5, S. 848–855.
- ZELT, J. A.: The Run-up of Nonbreaking and Breaking Solitary Waves. Coast. Engrg. 15, S. 205–246, 1991.