

Modellierung großräumiger hydrodynamischer und morphologischer Prozesse an den Außenküsten von Fischland, Darß und Zingst

Von HOLGER WEILBEER und WERNER ZIELKE

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden die Vorgehensweise und die Ergebnisse der zweidimensionalen Modellierung der hydrodynamischen und morphologischen Prozesse in dem Untersuchungsgebiet des Projektverbundes „Klimawirkung und Boddenlandschaft“ (KLIBO) vorgestellt. Da die Sedimenttransportprozesse in diesem Gebiet überwiegend durch den vorherrschenden Seegang geprägt sind, werden für diese Untersuchungen gekoppelte Seegangs- und Strömungsmodelle verwendet, die ihrerseits die zur Quantifizierung des Sedimenttransportes benötigten Zustandsgrößen liefern. Unter Berücksichtigung ortsvariabler Windfelder werden einer Klassifizierung meteorologischer Situationen folgend für jedes Ereignis räumlich hochaufgelöste Seegangs-, Strömungs- und Sedimenttransportberechnungen durchgeführt.

Die morphologischen Tendenzen, die sich nach dieser Methode ergeben, sind plausibel und zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen in diesem Untersuchungsgebiet. Durch eine Kombination und Wichtung dieser Einzelereignisse können Szenarien gebildet werden. Die Grundlage dafür sind Häufigkeitsverteilungen, die über Zeitreihenanalysen von Windmessungen aus diesem Gebiet ermittelt werden. Auf diese Weise wurde die Sensitivität der Küste auf klimatische Veränderungen untersucht, die bei dieser Methodik in Form von unterschiedlichen Häufigkeitsverteilungen von Windgeschwindigkeit und -richtung dargestellt werden.

Summary

This paper deals with two-dimensional hydrodynamical and morphological modelling of a large nontidal coastal area, which is located at the German coast of the Baltic Sea. This work has been carried out in order to assess the morphological response of this region caused by climatological changes. The morphological processes in this region are mainly wave-dominated, hence a shallow water wave model was coupled with a vertically integrated flow model. Stationary simulations for waves, currents and sediment transport are carried out for a large range of meteorological situations.

The calculated morphological trends obtained for different meteorological conditions show good agreement with the morphological changes observed in this area. By combining and weighting the individual situations the resulting flow field and sediment transport for known meteorological events can be found. The morphological sensitivity to climatological changes of the coastal area is investigated by applying this methodology to different climate scenarios.

Inhalt

1. Einleitung	178
2. Kopplung von Modellen	178
3. Großräumige Seegangs- und Strömungssimulationen	182
4. Teilergebnisse	186
5. Szenarienbildung	190
6. Schriftenverzeichnis	193

1. Einleitung

Eine der Aufgaben des Projektverbundes „Klimawirkung und Boddenlandschaft“ (KLIBO) besteht in der Beschreibung der Interaktion von meteorologischen, hydrodynamischen und morphologischen Prozessen in diesem Gebiet sowie in der Prognose möglicher zukünftiger morphologischer Entwicklungen auf der Basis von Szenarien der Klimaforschung. Ein Hilfsmittel zur Lösung einer solchen Aufgabenstellung stellt die mehrdimensionale, d. h. die zwei- oder auch dreidimensionale hydrodynamisch-numerische Modellierung dar.

Bei den modellierenden Projekten des KLIBO-Verbundes steht die großräumige Untersuchung der Hydro- und Morphodynamik der Außenküste im Mittelpunkt. Die dreidimensionale Modellierung vermag derzeit für diese Problemstellung keinen wirklich effektiven Beitrag im Sinne der Klimawirkungsforschung zu leisten, da sie diesbezüglich in vielerlei Hinsicht im Bereich der Grundlagenforschung anzusiedeln und auch noch zu rechenintensiv ist. Zudem sind die Sedimenttransportprozesse in diesem Gebiet durch den Seegang geprägt. Anders ist in diesem Zusammenhang, besonders im Hinblick auf die Größe des Untersuchungsgebietes, ein Einsatz von zweidimensionalen vertikal integrierten Modellen zu beurteilen. Eine Kopplung eines Strömungsmodells mit einem Seegangmodell sowie mit einem Morphologiemodul ermöglicht auch die Simulation von großräumigen Strömungs- und Transportprozessen, wodurch trotz der Reduktion der Dimensionen im Rahmen dieses Projektverbundes wertvolle Informationen geliefert und bestimmte Fragestellungen beantwortet werden können.

In diesem Beitrag werden zunächst die Charakteristika sowie die Kopplung der verwendeten Modelle beschrieben. Daran anschließend wird die Vorgehensweise bei den großräumigen flächenhaften zweidimensionalen Seegangs- und Strömungssimulationen vorgestellt. Dabei wird das Zusammenwirken zwischen den an dem KLIBO-Projektverbund beteiligten Teilprojekten deutlich. Einige Teilergebnisse der numerischen Modelle werden exemplarisch dargestellt und schließlich zu Szenarien zusammengestellt und auf ihre Aussagekraft und Sensitivität gegenüber Klimaschwankungen untersucht.

2. Kopplung von Modellen

Das Hauptproblem in der Modellierung des morphodynamischen Verhaltens liegt in der Erfassung der morphologisch relevanten Prozesse, die an dieser tidefreien Küste überwiegend durch den vorherrschenden Seegang dominiert werden. Die Berechnung des Sedimenttransportes bedingt somit eine Modellierung des Seegangs und der Strömungen, da die welleninduzierten Brandungsströmungen die Morphodynamik dieses Gebietes prägen.

Die Modellierung des Seegangs erfolgt mit dem Programmsystem HISWA (**H**Indcasting **S**hallow water **W**Aves) (HOLTHUIJSEN et al., 1989, 1995). Basierend auf Gleichgewichtsbeziehungen für die Seegangenergie bzw. (falls Strömungen berücksichtigt werden) für den Seegangsimpuls werden unter Berücksichtigung von

- Refraktion,
- Energiedissipation durch Wellenbrechen (BATTJES u. JANSSEN, 1978),
- Energiedissipation durch Bodenreibung und
- Energieanfächung durch Wind

auf einem regelmäßigen Netz stationärer Seegangsverhältnisse berechnet. Für eine ausführliche Beschreibung dieses Programmsystems sei auf die o. g. Primärliteratur verwiesen. Von

Bedeutung für die nachfolgenden Ausführungen sind die aus den HISWA-Ergebnissen abgeleiteten Seegangparameter H_s (signifikante Wellenhöhe), D (Energiedissipation), L (Wellenlänge), T (Wellenperiode), Dir (Wellenrichtung) und U_{bot} (maximale sohlennahe Orbitalgeschwindigkeit).

Die Grundgleichungen zweidimensionaler vertikal integrierter Strömungsmodelle beschreiben die Erhaltung der Kontinuität

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \vec{u} \cdot \text{grad}(h) + h \cdot \text{div}(\vec{u}) = 0$$

sowie des Impulses in x- und y-Richtung:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{u} \cdot \text{grad}(u) + g \cdot \frac{\partial h}{\partial x} - h \cdot \text{div}(\nu \cdot \text{grad}(u)) = S_x - g \cdot \frac{\partial Z_B}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{u} \cdot \text{grad}(v) + g \cdot \frac{\partial h}{\partial y} - h \cdot \text{div}(\nu \cdot \text{grad}(v)) = S_y - g \cdot \frac{\partial Z_B}{\partial y}$$

Als Ergebnis einer Modellrechnung erhält man für jeden Punkt der gewählten Diskretisierung zu jedem Zeitschritt je einen Wert der Geschwindigkeitskomponenten u und v und des Wasserstandes h . Das zugrunde liegende Geländemodell findet man in den partiellen räumlichen Ableitungen der geodätischen Sohlhöhe Z_B in den Impulsgleichungen wieder, die turbulente Viskosität ν in den Divergenztermen.

Zur Steuerung eines hydrodynamisch-numerischen Modells müssen an allen Rändern des Lösungsgebietes Randbedingungen vorgegeben werden. An offenen Rändern werden entweder der Wasserstand oder der Durchfluss bzw. Geschwindigkeiten vorgegeben, an geschlossenen Rändern muss gewöhnlich entschieden werden, ob alle Geschwindigkeitskomponenten zu Null gesetzt werden (Hafrandbedingung), oder ob Tangentialgeschwindigkeiten zugelassen werden. Die Randbedingungen an den verbleibenden Rändern, der freien Oberfläche und der Sohle, werden über den Quellterm S_i in der Impulsgleichung berücksichtigt.

Als Impulsquellen bzw. -senken können der Einfluss des Windes, der Bodenreibung, des Luftdrucks, der Corioliskraft und der seegangsinduzierten Kräfte berücksichtigt werden. Eine Modellkopplung bzw. Einbindung von Ergebnissen anderer Modelle (Atmosphärenmodell, Seegangmodell) in ein HN-Modell lässt sich somit durch eine entsprechende Modifikation dieses Quellterms realisieren.

Welleninduzierte Strömungen werden von dem Gradienten des *radiation stress* Tensors angetrieben, der hier über die Energiedissipation D brechender Wellen ausgedrückt wird (DINGEMANS et al., 1987). Es ergibt sich folgende Gleichung:

$$S_i = \frac{1}{\rho \cdot h} \cdot \frac{D \cdot T}{L} \cdot k_i$$

Im Vergleich zu der klassischen Formulierung nach LONGUET HIGGINS (1970) bewirkt die Berechnung über die Energiedissipation D des Seegangs eine gewisse Glättung der Ergebnisse. Die Krafrichtung entspricht der Fortschrittsrichtung k_i des Seegangs.

In gleicher Weise, d. h. durch eine Modifikation des Quellterms, lassen sich noch weitere Phänomene berücksichtigen. So kann eine Interaktion zwischen Seegang und Strömung

durch eine scheinbare Erhöhung der Rauheit, also eine erhöhte impulsdissipierende Bodenschubspannung berücksichtigt werden. Dabei wird ein Ansatz von SOULSBY et al. (1993) verwendet, der verschiedene Modelle zur Beschreibung der Bodenschubspannung parametrisierte. Für die Implementierung in der Impulsgleichung ergibt sich folgende Formulierung:

$$S_i = \frac{1}{\rho \cdot h} \cdot \tau_m = \frac{1}{\rho \cdot h} \cdot y \cdot (\tau_c + \tau_w)$$

Mit τ_m wird die durch die Interaktion von Wellen und Strömung erzeugte Schubspannung bezeichnet, entsprechend mit τ_c die durch die Strömung und mit τ_w die durch die Wellenwirkung bedingte. Die Parametrisierung wird über den Faktor y durchgeführt, als Wirkungsrichtung wird die Richtung der Strömung angenommen.

Schließlich beeinflusst auch der an der Gewässeroberfläche angreifende Wind die Hydrodynamik. Der Windschub wird folgendermaßen berücksichtigt:

$$S_i = \frac{1}{\rho \cdot h} \cdot \rho_{\text{air}} \cdot c_D \cdot u_i \cdot |\vec{u}|$$

Der Windschubkoeffizient c_D wird nach einem Ansatz von SMITH und BANKE (1975) bestimmt, und mit u wird in diesem Fall die Windgeschwindigkeit bezeichnet. An dieser Stelle findet die Einbindung der Ergebnisse des Atmosphärenmodells statt, d. h. speziell für das KLIBO-Untersuchungsgebiet berechnete ortsvariable Windfelder (*Windatlas*, HINNEBURG et al., 1999).

Die Kopplung zwischen dem Strömungs-, dem Seegangs- und auch dem Atmosphärenmodell wurde über ein Dateisystem realisiert. Diese Vorgehensweise ist pragmatisch, da eigene Prinzipstudien in Form von iterativen Berechnungen zeigten, dass bei den hier durchgeführten Simulationen eine Rückkopplung der seegangsinduzierten Strömung auf den Seegang nicht erforderlich ist, da sich die Seegangparameter und damit die strömungstreibenden Kräfte nicht signifikant verändern. In Tidegebieten mit stärker schwankenden Wasserständen müssen höhere Anforderungen an ein solches Modellierungssystem gestellt werden. In solchen Fällen wäre ein Betrieb dieser beiden Modelle in einem Programm angezeigt.

Um die Berücksichtigung der erhöhten Turbulenz insbesondere in der Brandungszone zu gewährleisten, schlägt BATTJES (1975) für die Bestimmung der Wirbelviskosität folgende Formulierung vor:

$$\nu = M \cdot h \cdot \left(\frac{D}{\rho} \right)^{\frac{1}{3}}$$

Damit ist die Wirbelviskosität proportional zur Energiedissipation D des Seegangs. M ist ein Kalibrierungskoeffizient, der hier einer Empfehlung von BATTJES (1975) folgend zu $M = 0.25$ gewählt wurde.

Die Strömungen, die auf diese Weise berechnet werden, beinhalten also die Einflüsse von Wind, Seegang, der Interaktion zwischen Seegang und Strömung und berücksichtigen die erhöhte Turbulenzproduktion in der Brandungszone. Die Ergebnisse der Strömungs- und der Seegangsmodellierung bilden die Grundlage zur Berechnung des Sedimenttransportes.

Bei der Modellierung des Sedimenttransportes wird gewöhnlich zwischen dem Transport an der Sohle und dem in Suspension unterschieden. Prinzipiell unterschiedliche Lösungsansätze gibt es für die Beschreibung des Letzteren. Dieser kann entweder durch Lö-

sung der Transportgleichung behandelt werden, wobei der Modellierung der Prozesse Erosion und Sedimentation eine große Bedeutung zukommt, oder durch die direkte Berechnung von Transportkapazitäten.

In der hier behandelten Problemklasse werden üblicherweise Transportkapazitäten berechnet, der potentielle Sedimenttransport sowohl für den bodennahen als auch für den suspendierten Transport also mittels empirischer oder halbempirischer Formulierungen unter Verwendung lokaler Seegang- und Strömungsparameter bestimmt. Bei der Wahl einer Berechnungsmethode muss noch unterschieden werden, ob der Sedimenttransport durch Wellen und/oder durch Strömung bewirkt wird und ob die Wellen brechen oder nicht. Die Gesamtfracht wird aus der Summe dieser beiden Anteile ermittelt. VAN RIJN (1989) gibt einen umfassenden Überblick über bekannte und allgemein anerkannte Methoden.

Morphologische Veränderungen, ausgedrückt durch die zeitliche Entwicklung der Sohlage Z_B , ergeben sich nach der Berechnung der Sedimenttransportraten \vec{q}_s aus der Lösung der Bodenevolutionsgleichung:

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \text{div} \vec{q}_s = 0$$

Diese Gleichung beschreibt die Entwicklung der Sohlage zwar prinzipiell exakt (Kontinuitätsbedingung), aber bei einer Modellierung des Bodens wird man mit etlichen Problemen konfrontiert, auf die an dieser Stelle kurz hingewiesen werden soll. So stellen beispielsweise Phänomene wie nicht erodierbare Horizonte (oder auch Bauwerke), unterschiedliche Kornverteilungen oder auch mögliche Sohlschichtungseffekte, Probleme also, die zumeist mit der natürlichen Inhomogenität eines Bodens in Zusammenhang stehen, Anforderungen an ein Modell, für die weiterführende Ansätze implementiert werden können oder auch erst noch entwickelt werden müssen.

Als Beispiel einer Transportformulierung zur Berechnung der Sedimenttransportraten für den bodennahen Transport, die neben anderen (z. B. von BIJKER, 1971) im Rahmen der hier beschriebenen Studien angewendet wurde, sei exemplarisch eine Formulierung nach VAN RIJN (1989) aufgezeigt:

$$\vec{q}_s = \frac{0.25 \cdot u_* \cdot d_{50} \cdot T^{1.5}}{D_*^{0.3}}$$

Hierbei stellt D_* einen dimensionslosen Partikelparameter dar, über den der Shieldsparameter berechnet wird, u_* ist die Schubspannungsgeschwindigkeit und mit T wird ein dimensionsloser Parameter bezeichnet, der sich aus den Schubspannungen von Strömung und Wellen ergibt. Ein Blick auf diese Gleichung zeigt sofort die Problematik, quantitative Aussagen bezüglich des Sedimenttransportes zu treffen, da auch hier eine starke Parametersensitivität vorliegt, die allen Transportformulierungen eigen ist. In der oben gezeigten Formulierung ist die Transportrate beispielsweise proportional zu d_{50} , d. h. eine geringfügige Vergrößerung des repräsentativen Korndurchmessers von z. B. 0,2 mm auf 0,25 mm bringt sofort eine Erhöhung der Sedimenttransportrate um ca. 25 % mit sich. Der wesentliche Faktor für die Modellierung morphologischer Prozesse gerade in vertikal integrierten Modellen ist aber eindeutig die Berechnung der Bodenschubspannung als Schnittstelle zur Hydrodynamik.

Aufgrund der unterschiedlichen Zeitskalen von Hydrodynamik und Morphodynamik werden solche Simulationsmodule (Strömung, Seegang, Sedimenttransport und -kontinuität)

oftmals separat behandelt. Betreibt man die zuvor genannten Module, zumeist synchronisiert über unterschiedliche Zeitschritte, in einem Programm, so spricht man von einem morphodynamischen Modellierungssystem, d. h. dass berechnete Veränderungen der Sohlage auf die hydrodynamischen Modelle zurückwirken.

Ein solches System besteht also aus einer Mischung aus deterministischer, flächenhafter, prozessorientierter Modellierung und einer vor allem der quantitativen Beschreibung des Sedimenttransportes inhärenten Empirie. Die Prognosefähigkeit solcher Modelle soll mit dieser Aussage zwar nicht generell in Frage gestellt, aber schon ein wenig relativiert bzw. in das rechte Licht gerückt werden. Ein aktueller Überblick über den Stand einer solcher Modellierungstechnik speziell im Hinblick auf die Belange des Küsteningenieurs ist bei NICHOLSON et al. (1997) zu finden.

Ein von PÉCHON et al. (1997) durchgeführter Vergleich verschiedener wellengetriebener Strömungsmodelle zeigt ebenfalls deutlich, dass derartige Modelle zwar leistungsfähig, aber noch nicht ausgereift sind. So scheint beispielsweise der Einfluss des *radiation stress* systematisch überschätzt zu werden. Auch in den Untersuchungen von JOHNSON et al. (1994) wird u. a. die Bedeutung des verwendeten Wellenmodells für die resultierenden Strömungen betont. Obwohl diese Studien nicht direkt vergleichbar mit dem hier vorliegenden Problem sind, gelten die dort gewonnenen Aussagen sicherlich auch für das hier entwickelte Modellierungssystem.

3. Großräumige Seegangs- und Strömungssimulationen

Das Untersuchungsgebiet befindet sich an der deutschen Ostseeküste ungefähr zwischen Warnemünde und der Insel Hiddensee (Abb. 1), umfasst insgesamt also einen Bereich von ca. 90 km x 60 km. Die großräumigen Seegangs- und Strömungssimulationen konzentrieren sich auf die Außenküste von Fischland, Darß und Zingst. Die Abb. 2 zeigt eine per-

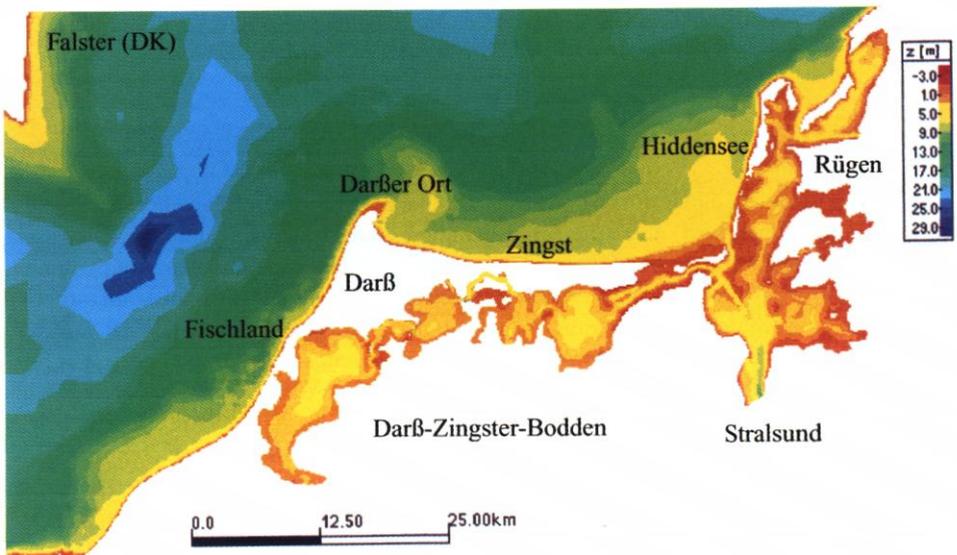


Abb. 1: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

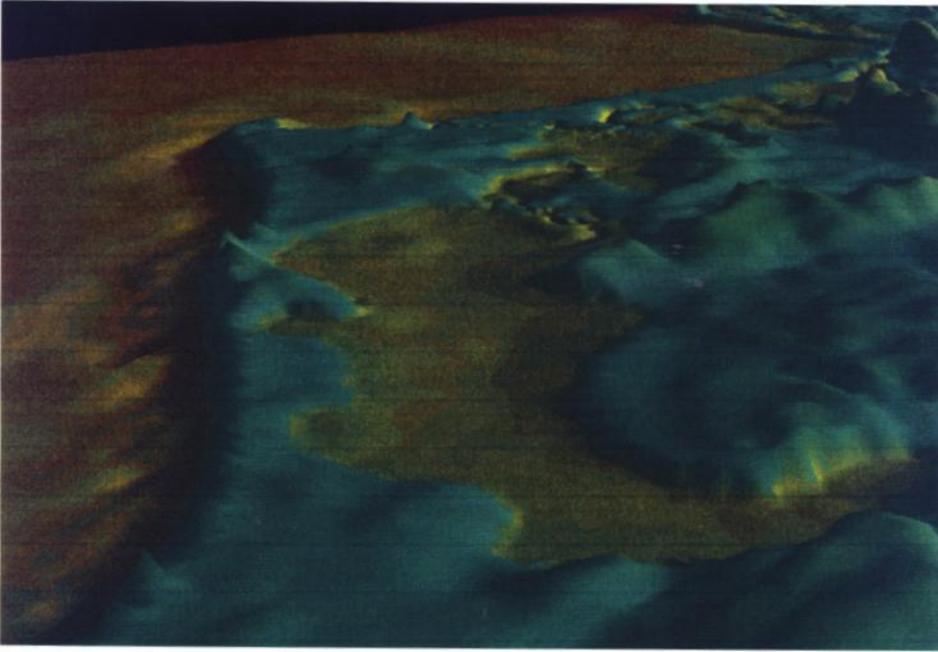


Abb. 2: Perspektivische (überhöhte) Darstellung des Untersuchungsgebietes

spektivische Ansicht des Untersuchungsgebietes, basierend auf der topographischen Datengrundlage der numerischen Modelle (Atmosphäre, Seegang, Strömung). Da die Charakteristik und Entstehung dieses Gebietes an anderer Stelle in diesem Heft beschrieben werden (z. B. bei STEPHAN et al., 1999), sei hier darauf verzichtet.

Erschwerend bei der Modellierung des Sedimenttransportes in diesem Gebiet ist die Tatsache, dass die hier relevanten seegangsinduzierten Strömungen ein auf die Brandungszone bezogenes, also lokal sehr beschränktes Phänomen sind. Dieser Voraussetzung folgend wurde eine Modellierungsstrategie entwickelt, die auf den Resultaten der anderen KLIBO-Projekte aufbaut und die Möglichkeiten der regionalen hydrodynamisch-numerischen Modelle ausschöpft. Die Abb. 3 zeigt dieses Konzept im Überblick.

Der globale klimatologische Einfluss findet durch Klimaszenarien Eingang in die Modellkette. Dabei wird ein Seegangmodell der Ostsee (HYPAS) mit Windfeldern gesteuert, die aus Szenarienrechnungen des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) stammen (KOLAX, 1999). Die aus einem HYPAS-Hindcast (1981–1993) statistisch ermittelten und mit Wind- und Bojenmessungen korrigierten bzw. korrelierten Seegangsparameter (Seegangsatlas, BÖRNGEN et al., 1999) liefern die Randbedingungen für das regionale Seegangsmodell (HISWA). Gleichmaßen für das Seegangs- wie auch für das Strömungsmodell verwendet wird wiederum der speziell für dieses Gebiet erstellte Windatlas (HINNEBURG et al., 1999).

Zuvor durchgeführte Prinzipstudien ergaben, dass das Seegangsmodell küstennah eine räumliche Auflösung in Wellenfortschrittsrichtung von ca. 10 m benötigt, um die dort stattfindenden Umformungsprozesse mit hinreichender Genauigkeit zu erfassen. Aus dieser Erkenntnis ergab sich die Notwendigkeit des sog. *Nesting*, d. h. eine Aufteilung der zu untersuchenden Küste in mehrere hochaufgelöste Teilgebiete (Abb. 4). Für jede zu berechnende

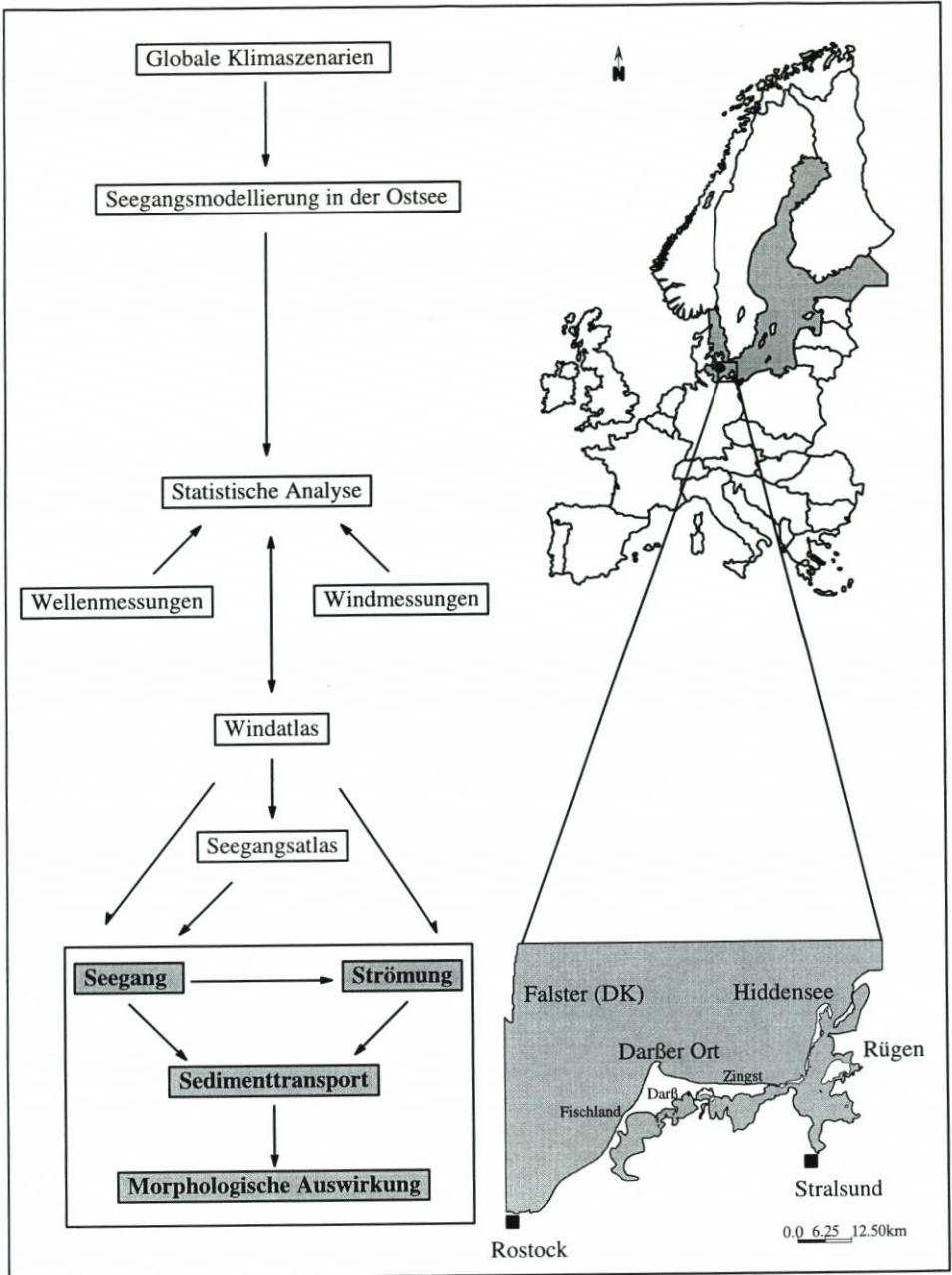


Abb. 3: Modellierungsstrategie

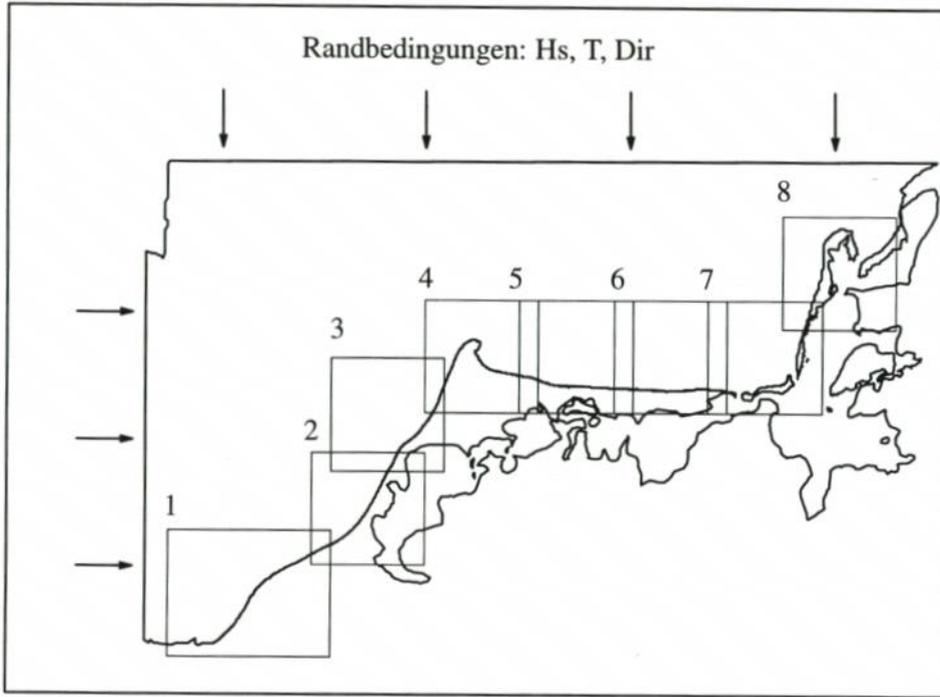


Abb. 4: Teilgebiete für die Seegangmodellierung

meteorologische Situation werden zunächst die Seegangsverhältnisse im Gesamtgebiet mit einer Auflösung von $\Delta x/\Delta y = 125/250$ berechnet. Bei diesem Rechenlauf werden die Randbedingungen für die zuvor definierten küstennahen Teilgebiete ermittelt. Anschließend werden diese mit einer Auflösung von $\Delta x/\Delta y = 10/25$ berechnet. Dabei werden die für das Strömungs- und Sedimenttransportmodell benötigten Seegangparameter (Hs, D, L, T, Dir, Ubot) auf das küstennah mit Knotenabständen von ca. 10 m ebenfalls hochaufgelöste FE-Netz interpoliert (WEILBEER, 1998).

Aus den Ergebnissen des Seegangmodells werden schließlich die vom Strömungsmodell benötigten seegangsinduzierten Kräfte berechnet, die wie im vorhergehenden Abschnitt beschrieben gemeinsam mit dem Windschub impulsinduzierend auf das Strömungsmodell wirken. Bei den Strömungssimulationen werden diese Bedingungen ebenso wie die Wasserstandsrandbedingungen konstant gehalten, bis sich nach ca. 2 Stunden simulierter Zeit eine nahezu stationäre Küstenlängsströmung ausgebildet hat.

Morphodynamische Simulationen in dem zuvor genannten Sinne, dass die verschiedenen Programmmodule synchronisiert in einem Programmlauf betrieben werden, um beispielsweise einen bestimmten Zeitraum zusammenhängend zu simulieren, werden nicht durchgeführt. Ein solches Unterfangen ist für ein bestimmtes Ereignis wie beispielsweise ein Sturmhochwasser zwar möglich, doch ist es aufgrund der zuvor genannten Anforderungen mit einem sehr großen Rechenaufwand verbunden und hinsichtlich der langfristig ausgelegten Fragestellung nicht effektiv. Im Rahmen des KLIBO-Projektes wurde daher bewusst ein anderes Konzept verfolgt, dass zwar Veränderungen der Sohlage vernachlässigt, dafür aber in einfacher Art und Weise Untersuchungen zur morphologischen Sensitivität dieses Kü-

stenabschnittes gegenüber Klimaänderungen ermöglicht. In diesem Zusammenhang sei aber auf die Studien von SOUTHGATE (1995) hingewiesen, der die zeitliche Abfolge von Ereignissen als wesentlich für die mittel- bis langfristige (d. h. Wochen bis Dekaden) Entwicklung der Morphologie einer Küste erkannte.

Hier wurden entsprechend der für den Seegangsatlas verwendeten meteorologischen Klassifizierung für acht Windgeschwindigkeitsklassen (Beaufort 2–9) und für 12 Windrichtungsklassen (30-Grad-Sektoren) die Strömungs- und Wasserstandsverhältnisse berechnet. Für die Hälfte dieser Situationen (von Südwest bis Nordost) wurden, bedingt durch die Geometrie des Gebietes und das Berechnungsverfahren von HISWA, die Seegangsverhältnisse und damit deren Einfluss auf die Strömung bestimmt, die übrigen Situationen wurden ausschließlich windinduziert berechnet. Für die Hauptbelastungsrichtungen (Westwindzone) sind somit die transportwirksamen Phänomene erfasst.

Die so berechneten Einzelsituationen lassen sich kombinieren und entsprechend ihrer statistischen Häufigkeit wichten. Auf diese Weise können Nettoströmungen und mittlere Transportraten und somit Aussagen über das Küstenverhalten für verschiedene Klimaszenarien gewonnen werden. Herausragende Extremereignisse wie beispielsweise ein schweres Sturmhochwasser werden bei dieser Methodik also nicht explizit erfasst. Zudem gehen diese Ereignisse zumeist mit stärkeren Wasserspiegelschwankungen einher und variable Wasserstandsrandbedingungen werden hier nicht berücksichtigt. Die Ergebnisse dieser Vorgehensweise werden im fünften Abschnitt vorgestellt. Zuvor werden jedoch exemplarisch einige interessante Teilergebnisse dargestellt.

4. Teilergebnisse

Die berechneten Seegangs- und Strömungsverhältnisse sind generell plausibel. So sind die Strömungsrichtungen vor Fischland und Zingst den Erwartungen entsprechend, d. h. ein schräger Wellenangriff erzeugt auch eindeutig gerichtete Küstenlängsströmungen. Trifft der Seegang senkrecht auf die Küste, so ist die Strömungsrichtung indifferent und stärker von den lokalen topographischen Begebenheiten abhängig. Das bedeutet für die Außenküste von Fischland, dass die Längsströmung bei einer Belastungsrichtung von ca. 150 Grad bis 300 Grad nördlich gerichtet ist, für die anderen Richtungen südlich. Vor der Halbinsel Zingst ergibt sich eine westlich gerichtete Strömung bei einer Belastungsrichtung von ca. 0 Grad bis 180 Grad, entsprechend für die übrigen Situationen eine östlich gerichtete resultierende Strömung.

Der interessanteste Bereich des Untersuchungsgebietes ist sicherlich der Darßer Ort. Bedingt durch die Geometrie dieses Küstenabschnittes ergeben sich komplexe Strömungsverhältnisse, die nur mit flächenhaften Modellen erfasst werden können. In den Abb. 5 und 6 sind exemplarisch seegangsinduzierte Strömungen der Richtungsklassen 270 Grad und 330 Grad dargestellt. Die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten betragen ca. 0,5 m/s (Beaufort 6). Die abschirmende Wirkung des Darßer Ortes insbesondere auf die östlich angrenzende Prerower Bucht (Abb. 5) kann man ebenso deutlich erkennen wie das Umkehren der Strömungsrichtung am Westdarß bei einer Angriffsrichtung von 330 Grad (Abb. 6).

Anhand der hydrodynamischen Ergebnisse lassen sich bereits erosionsgefährdete Küstenabschnitte erkennen. So weist beispielsweise die Westküste von Fischland die größte hydrodynamische Belastung des Untersuchungsgebietes auf. Dieser Umstand lässt sich zum einen mit der bezüglich westlicher Winde exponierten Lage erklären, und zum anderen ergibt sich dieses Ergebnis aus der Tiefenverteilung des Gebietes, da der Unterwasserstrand vor

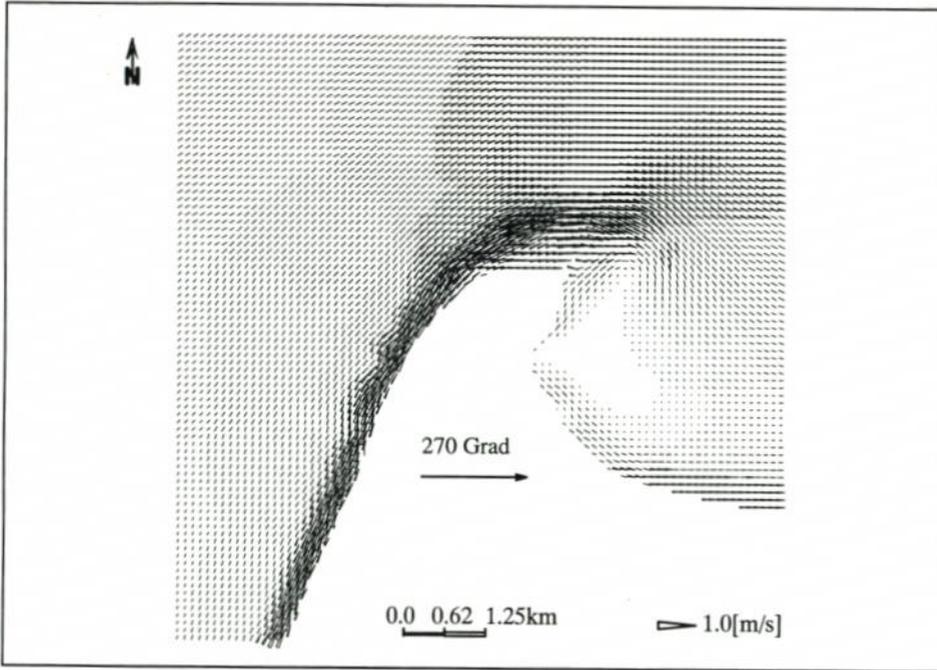


Abb. 5: Seeganginduzierte Strömung am Darßer Ort (Westwind, Beaufort 6)

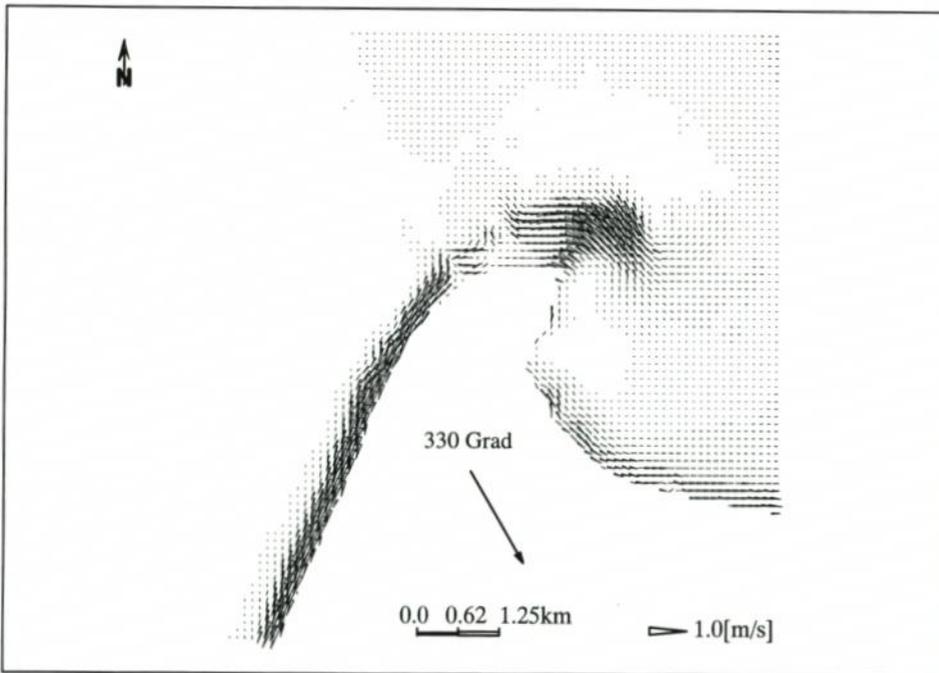


Abb. 6: Seeganginduzierte Strömung am Darßer Ort (Nordwestwind, Beaufort 6)

Fischland wesentlich steiler abfällt als vor Zingst (vgl. Abb. 1 u. 2). Somit dissipiert weniger Seegangenergie im Vorfeld und entsprechend größer ist der Energieeintrag in die Küste.

Die stärkere Belastung der Außenküste von Fischland wirkt sich auch auf den Sedimenttransport aus. In Abb. 7 sind für verschiedene Belastungsrichtungen (Südwest bis Nordost) für jeweils acht Windgeschwindigkeitsklassen exemplarisch die resultierenden Transportkapazitäten für den bodennahen Sedimenttransport dargestellt. Die Werte wurden auf

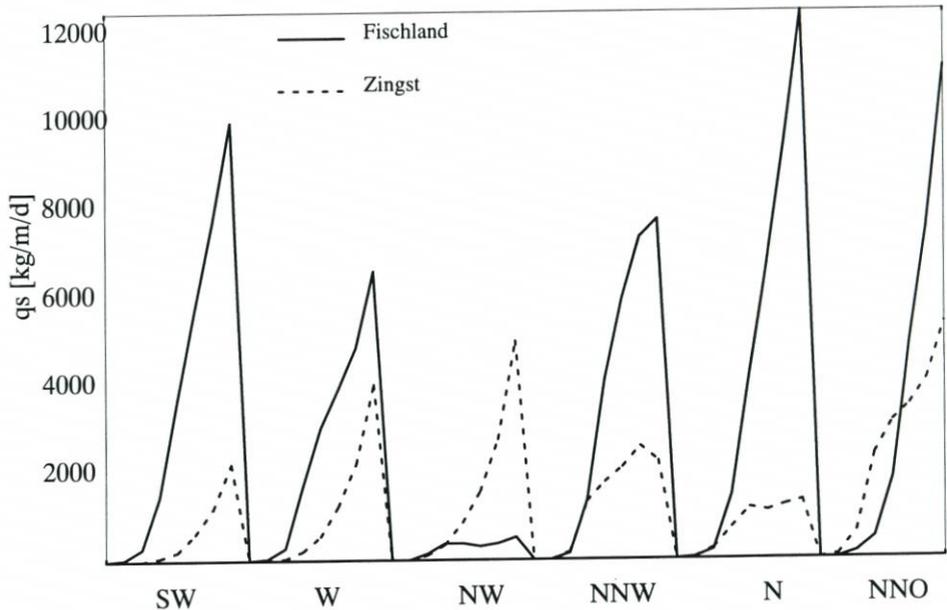


Abb. 7: Transportkapazitäten vor Fischland und Zingst für sechs Windrichtungen mit jeweils acht Windgeschwindigkeitsklassen (Beaufort 2–9)

der 3-m-Tiefenlinie aufgenommen, wobei die durchgezogene Linie die Transportkapazitäten vor Fischland und die gestrichelte die vor Zingst darstellen. Anhand dieser Grafik lassen sich sofort Aussagen über die Transportwirksamkeit der Einzelsituationen, d. h. bestimmter Windrichtungs- und -geschwindigkeitsklassen, treffen. Besonders deutlich zu erkennen ist die bereits o. g. Richtungsabhängigkeit der Ergebnisse, d. h. die Unterschiede, die vor allem durch die jeweilige geographische Ausrichtung der beiden Küstenabschnitte bedingt sind.

Die resultierenden Transportkapazitäten lassen sich am besten durch eine Bilanzierung entlang eines Schnittes (bis zur 5-m-Linie) darstellen. Dieses Vorgehen entspricht einer Integration der Transportkapazitäten über die Brandungszone und schafft Ergebnisse, die auch mit einfacheren Integralmethoden vergleichbar sind. Als Beispiel für den bodennahen Transport sind in den Abb. 8 und 9 qualitativ die aus den oben beschriebenen Strömungssituationen resultierenden Transportkapazitäten dargestellt, die unter Anwendung der Transportformulierung von BIJKER berechnet wurden.

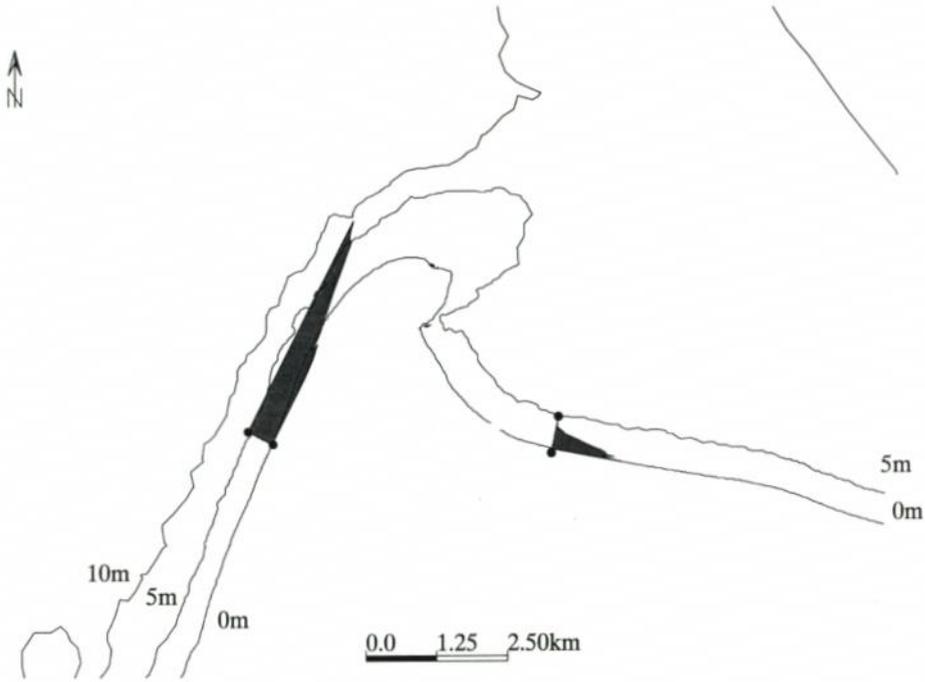


Abb. 8: Typische Sedimenttransportverteilung bei Westwind

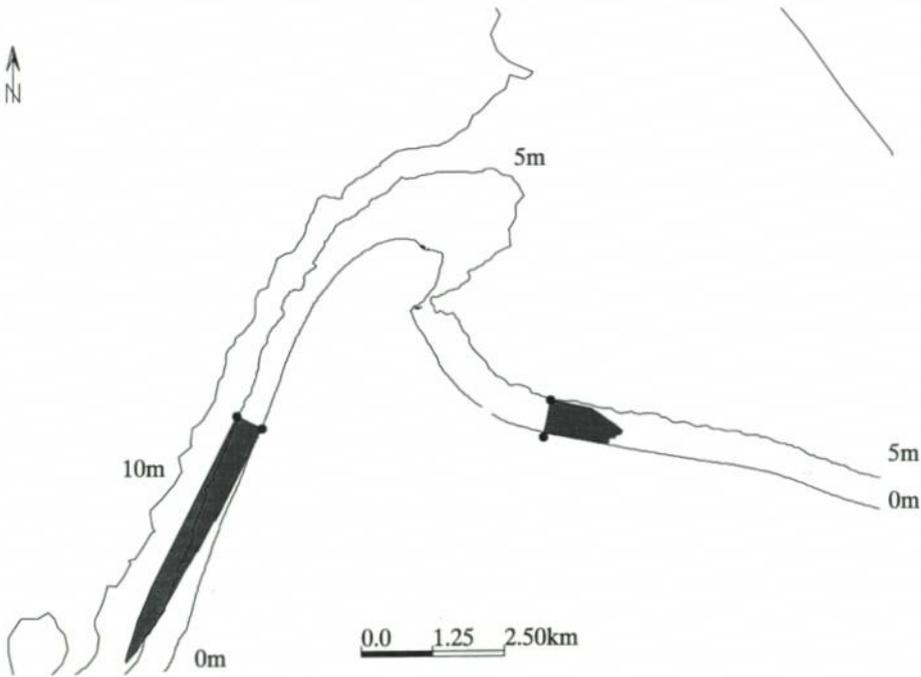


Abb. 9: Typische Sedimenttransportverteilung bei Nordwestwind

5. Szenarienbildung

Aus der zuvor berechneten Matrix an hydrodynamischen Situationen lassen sich nun Szenarien konstruieren, d. h. die nahezu unendliche Vielfältigkeit meteorologischer bzw. hydrodynamischer Bedingungen wird durch eine endliche (und handlichere) Anzahl genau definierter Situationen ersetzt (STEIJN, 1992). Den Ausgangspunkt bei diesem Vorgehen bilden Windstatistiken, d. h. Aussagen über die Häufigkeit bestimmter Windsituationen. In diesem Projekt wurden exemplarisch die Szenarien von BECKMANN (1999) verwendet, die anhand einer in Boltenhagen über einen Zeitraum von 20 Jahren gemessenen Windzeitreihe ermittelt wurden.

BECKMANN entwickelte drei Szenarien: Eine mittlere Verteilung (1970–1990), ein Szenario mit viel Westwind (1990) und ein Szenario mit wenig Westwind (1976). Die oben beschriebenen Einzelsituationen kann man nun über die jeweiligen Häufigkeiten, die sich mittels einer Weibull-Verteilung beschreiben lassen, wichten und linear kombinieren. Ein Vorteil dieser Methode besteht u. a. darin, dass eine solche Vorgehensweise unabhängig von der derzeit strittigen Diskussion ist, ob eine Klimaänderung einer natürlichen Variabilität des Klimas entspricht oder antropogene Ursachen hat (z. B. Erhöhung des CO_2 -Gehaltes in der Atmosphäre). Die Wichtungsfaktoren, die sich aus den genannten Szenarien ergeben, sind in Abb. 10 dargestellt. Anhand dieser Grafik lassen sich die Hauptbelastungsrichtungen (Südwest bis Nordwest) deutlich erkennen.

Die aus diesen Szenarien resultierenden Strömungsverhältnisse sind plausibel, da die offensichtlich größten hydrodynamischen Belastungen in den Bereichen auftreten, die als Erosionsgebiete bzw. morphologisch aktive Gebiete bekannt sind (z. B. Fischland oder Darßer Ort). Die resultierenden küstennahen Strömungen sind immer nach Norden bzw. Osten gerichtet, lediglich vor der Halbinsel Zingst ist die resultierende Strömungsrichtung für das Szenario mit wenig Westwind indifferent (WEILBEER, 1998). Eine Analyse der hydrodynamischen Ergebnisse beispielsweise hinsichtlich der maximalen Bodenschubspannungen kann bereits wertvolle Hinweise auf die morphologische Sensitivität dieser Küste geben, da die hier vorgestellte Methodik Ergebnisse liefert, die mit den bekannten morphologischen Trends dieses Gebietes korrelieren.

Es lassen sich also für definierte Szenarien Aussagen über die resultierende hydrodynamische Belastung der Küste treffen. Das gleiche Vorgehen wird konsequenterweise zur Berechnung von mittleren Sedimenttransportraten angewendet, d. h. aufbauend auf den Ergebnissen der HN-Modelle werden durch entsprechende nachgeschaltete Module Transportraten bestimmt und ebenfalls miteinander kombiniert, um auf diese Weise morphologische Trends für verschiedene Szenarien quantifizieren zu können.

Hierbei ergaben sich besonders an der Westküste deutlich veränderte mittlere jährliche Transportraten (Abb. 11 und 12). Nimmt man die Sedimenttransportraten als Referenzgrößen, die sich aus den mittleren Verhältnissen ergeben, so verringern sich die Transportraten vor Fischland um bis zu 40 % bei dem Szenario mit weniger Westwind und erhöhen sich um bis zu 40 % bei dem Szenario mit viel Westwind. Am Westdarß und am Darßer Ort sind die Unterschiede nicht mehr ganz so gravierend. Je größer die Sedimenttransportrate bereits bei den mittleren Windverhältnissen war, um so geringer (ca. 25 %) sind die prozentualen Unterschiede zu den anderen Szenarien. Östlich des Darßer Ort ergibt sich ein anderes Systemverhalten. Generell wachsen die resultierenden Sedimenttransportkapazitäten vor Zingst nach Osten hin an, aber die Unterschiede zwischen den Szenarien sind nicht so deutlich wie an der Westküste.

Bemerkenswert ist bei einem Vergleich verschiedener Transportformulierungen, dass

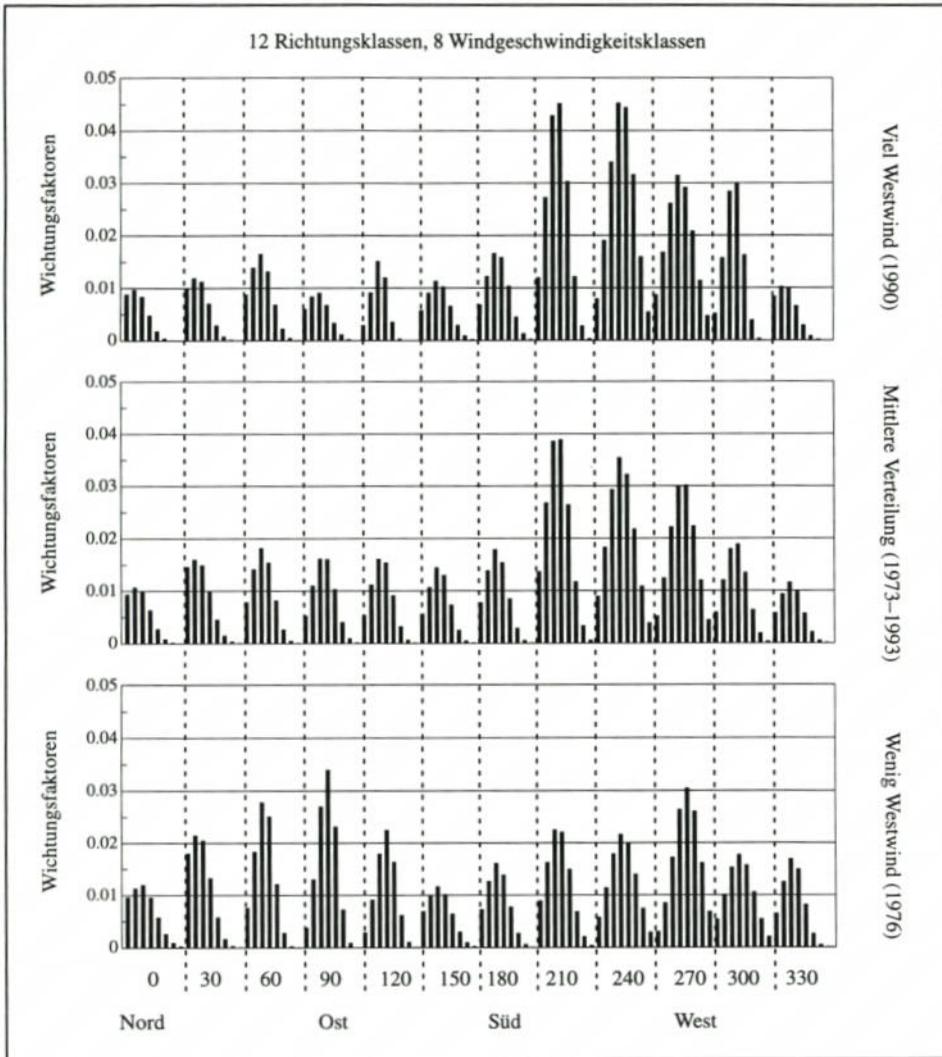


Abb. 10: Wichtungsfaktoren für Einzelsituationen, dargestellt für 12 Windrichtungen mit jeweils acht Windgeschwindigkeitsklassen (Beaufort 2-9)

sich die zuvor erläuterte Unschärfe in der quantitativen Beschreibung des Sedimenttransportes nur bei einem Vergleich der Beträge der Sedimenttransportraten auswirkt. Obwohl sich mitunter bei einem Vergleich bestimmter Einzelereignisse größere Unterschiede in den Transportraten ergeben, sind die prozentualen Veränderungen bei den verschiedenen Windszenarien nahezu gleich. Mit dieser Methode können demnach realistische Aussagen bezüglich der Sensitivität dieses Küstenabschnittes gegenüber Klimaschwankungen erzielt werden, sofern der Ist-Zustand hinreichend genau modelliert werden kann.

Die Möglichkeiten der hier präsentierten Vorgehensweise sind bei weitem noch nicht ausgeschöpft. So können in einfacher Weise unter Anwendung anderer Transportformulierungen, die weiterführende Ansätze z. B. bezüglich des suspendierten Sedimentes oder der

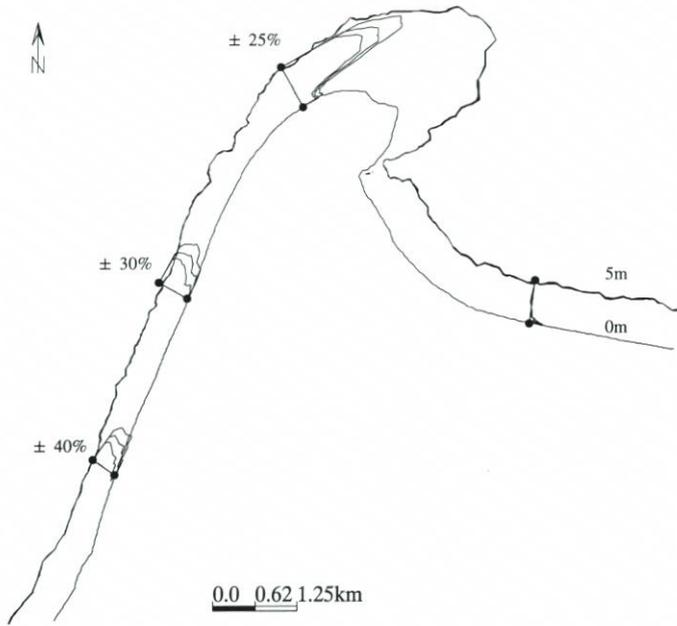


Abb. 11: Resultierender bodennaher Sedimenttransport für drei verschiedene Klimaszenarien, berechnet mit der Transportkapazitätsformulierung nach BIJKER

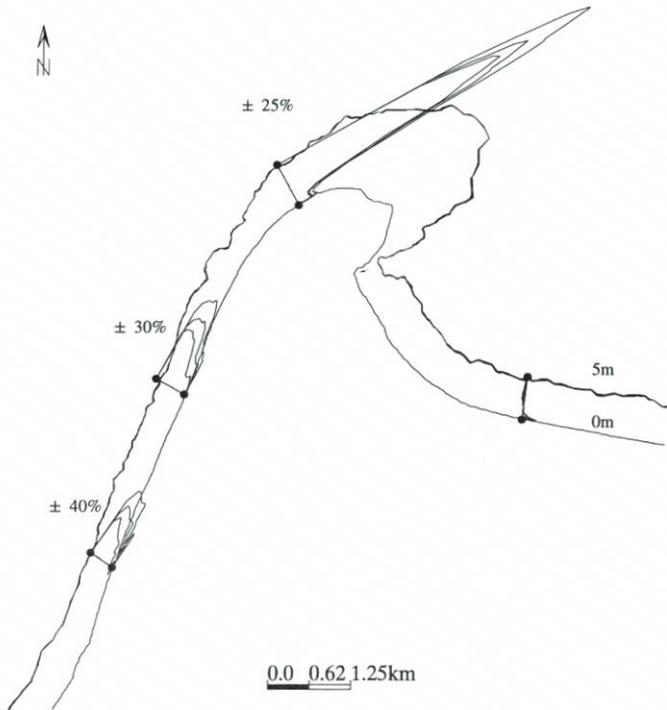


Abb. 12: Resultierender bodennaher Sedimenttransport für drei verschiedene Klimaszenarien, berechnet mit der Transportkapazitätsformulierung nach VAN RIJN

Gesamtfracht beinhalten, weitere Prinzip- und Sensitivitätsstudien durchgeführt werden. Auch ergänzende Modelle hinsichtlich des bislang nicht erfassten Küstenquertransportes sind sinnvoll.

Leider existieren gegenwärtig kaum Messungen zur Beurteilung der Zuverlässigkeit der Modellergebnisse, so dass diese nur einer Prüfung auf Plausibilität unterzogen werden konnten. So gibt z. B. der aus den Kartenauswertungen bestimmte Flächenzuwachs am Darßer Ort (TIEPOLT et al., 1999) lediglich die Größenordnung für den resultierenden Sedimenttransport in diesen Küstenabschnitt vor. Solche Informationen können zwar nicht direkt für eine Validierung des hier verwendeten Modelltyps genutzt werden, aber durch eine Synthese von Modellergebnis und geographischer Information können Erklärungen für ein dynamisches Küstenverhalten gefunden werden. Dieser Weg sollte weiter beschritten werden.

6. Schriftenverzeichnis

- BATTJES, J. A.: Modeling of turbulence in the surf zone. International Conference on Modeling Technology, ASCE, New York, 1975.
- BATTJES, J. A. u. JANSSEN, J. P. F. M.: Energy loss and set-up due to breaking of random waves. Proceedings of the 16th International Coastal Engineering Conference, Hamburg, 1978.
- BECKMANN, B. R. u. TETZLAFF, G.: Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste von Mecklenburg-Vorpommern und deren Ursachen. Die Küste, H. 61, 1999.
- BIJKER, E. W.: Longshore Transport Computations. Journal of Waterways, Harbour and Coastal Eng., Vol. 99, 1971.
- BÖRNGEN, M.; SCHÖNFELDT, H. J.; RIECHMANN, F. u. TETZLAFF, G.: Seegangbelastung vor der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern – Grundlagen des Seegangs atlas für die Gewässer vor dem Darß und Zingst. Die Küste, H. 61, 1999.
- DE VRIEND, H. J.: Mathematical modelling and large-scale coastal behavior-Physical processes and Predictive Models. Journal of Hydraulic Research, Vol. 29, No. 6, 1991.
- DE VRIEND, H. J.; ZYSERMAN, J.; NICHOLSON, J.; ROELVINK, J. A.; PÉCHON, P. u. SOUTHGATE, H. N.: Medium-term 2DH coastal area modelling. Coastal Engineering 21, 1993.
- DE VRIEND, H. J.; CAPOBIANCO, M.; CHESHER, T.; DE SWART, H. E.; LATTEUX, B. u. STIVE, M. J. F.: Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. Coastal Engineering 21, 1993.
- DINGEMANS, M. C.; RADDER, A. C. u. DE VRIEND, H. J.: Computation of the driving forces of wave-induced currents. Coastal Engineering 11, 1987.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Die Berechnung von Windfeldern und Schubspannungsgeschwindigkeiten an der Wasseroberfläche. Die Küste, H. 61, 1999.
- HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N. u. HERBERS, T. H. C.: A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. Coastal Engineering 13, 1989.
- HOLTHUIJSEN, L. H. u. BOOIJ, N.: Hiswa User Manual, Delft University, 1995.
- JOHNSON, H.; BRÖKER, I. u. ZYSERMAN, J.: Identification of some relevant processes in coastal morphological modelling. Proceedings of the 24th International Conference of Coastal Engineering, ASCE, pp. 2871-2885, 1994.
- KOLAX, M. u. HUPFER, P.: Die Seegangparameter in den Gewässern vor der deutschen Ostseeküste und ihre Variabilität in Abhängigkeit von Klima- und Zirkulationsschwankungen. Die Küste, H. 61, 1999.
- LONGUET HIGGINS, M. S.: Longshore currents generated by obliquely incident sea waves. Journal of Geophysical Research, 75 (33): 203-248, 1970.
- NICHOLSON, J.; BRÖKER, I.; ROELVINK, J. A.; PRICE, D.; TANGUY, J. M. u. MORENO, L.: Intercomparison of coastal area morphodynamic models. Coastal Engineering 31, 1997.
- PÉCHON, P.; RIVERO, F.; JOHNSON, H.; CHESHER, T.; O'CONNOR, B.; TANGUY, J. M.; KARAMBAS, T.; MORY, M. u. HAMM, L.: Intercomparison of wave-driven current models. Coastal Engineering 31, 1997.
- SMITH, S. D. u. BANKE, E. G.: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. Jour. R. Met. Soc., 1975.

- SOULSBY, R. L.; HAMM, L.; KLOPMAN, G.; MYRHAUG, D.; SIMONS, R. R. u. THOMAS, G. P.: Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. Coastal Engineering 21, 1993.
- SOUTHGATE, H. N.: The effects of wave chronology on medium and long term coastal morphology. Coastal Engineering 26, 1995.
- STEIJN, R. C.: Input filtering techniques for complex morphological models. Report H 824, Delft Hydraulics, 1992.
- STEPHAN, M. u. SCHÖNFELDT, H. J.: Küstenentwicklungsmodell zur langfristigen Berechnung des Sedimenttransportes in Abhängigkeit von Windverteilung und welleninduziertem Brandungsstrom an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns zwischen Warnemünde und Hiddensee. Die Küste, H. 61, 1999.
- TIEPOLT, L. u. SCHUMACHER, W.: Historisch bis rezente Küstenveränderungen im Raum Fischland, Darß und Zingst anhand von Karten, Luft- und Satellitenbildern. Die Küste, H. 61, 1999.
- VAN RIJN, L. C.: Sediment transport by currents and waves. Report H 461, Delft Hydraulics, 1989.
- WEILBEER, H. u. ZIELKE, W.: Hydrodynamical modelling of nontidal coastal areas assessing the morphological behaviour. In Spaulding, M. L. and Cheng, R. T., Editors, Estuarine and Coastal Modeling, Proceedings of the 5th International Conference, 22.-24. 10. 1997 in Alexandria (Virginia), 1998.