

Küstenentwicklungsmodell zur langfristigen Berechnung des Sedimenttransports in Abhängigkeit von Windverteilung und welleninduziertem Brandungsstrom an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns zwischen Warnemünde und Hiddensee

Von MIRKO STEPHAN und HANS-JÜRGEN SCHÖNFELDT

Zusammenfassung

Es wurde ein deterministisches Küstenentwicklungsmodell KEM auf der 2D Basis von LITPACK mit dem Ziel erstellt, die infolge Wechselwirkung von Seegang, Brandungsstrom und Randwellen über Gleichgewichtsbodenprofilen transportierten Sedimentmengen quantitativ zu den meteorologischen Verhältnissen in den letzten hundert Jahren in Beziehung zu setzen. Als wesentlicher Bestandteil des KEM wurde ein Sedimenttransportatlas auf der Grundlage einer Wind- und Seegangstatistik erstellt. Die Sedimenttransportkapazitäten wurden im 250m-Raster auf der Küstenlinie für Windrichtungen von -120° bis 120° zu Nord in 30° -Sektoren und der Windstärken in Intervalle von eins bis zehn Beaufort unter Berücksichtigung windgetriebener Strömungen für ein durchschnittliches Gleichgewichtstiefenprofil und einen mittleren Korn-durchmesser von 0,25 mm zwischen Warnemünde und Dornbusch (Insel Hiddensee) berechnet. Die Ergebnisse des KEM für Windzeitreihen von 1885 bis 1939 sowie 1940 bis 1984 wurden mit den Volumenbilanzen der Zeiträume 1885–1937 und 1937–1983 verglichen. Insbesondere am Weststrand (Fischland) folgt das Modell den Küstenveränderungen. Mit dem KEM steht ein entwicklungs-fähiges Werkzeug zur Verfügung, mit dem für vorgegebene Windszenarien Aussagen über Sedimentakkumulation an der untersuchten Küste getroffen werden können.

Summary

The deterministic model KEM, based on the 2D-model LITPACK, was developed to be able to relate sediment quantities transported over an equilibrium profile by interaction of waves, longshore currents and edge waves to the meteorological situation of the past hundred years.

An essential output of KEM is a sediment transport atlas based on wind and wave statistics. The sediment transport capacities were calculated on a 250 m-grid along the coast line for the region between the Warnow mouth and Dornbusch (island of Hiddensee, German Baltic coast). Wind directions from -120° to 120° in 30° -intervals and wind speeds from Beaufort 1 to 10 with wind driven currents were considered over an averaged equilibrium profile with mean grain diameters of 0.25 mm.

Results of the KEM model run for wind time series from 1885 to 1939 and from 1940 to 1984 were compared to sediment balances obtained from surveys between the years 1885 and 1937 and from 1937 to 1983, respectively. Particularly in the Weststrand region (Fischland) model results match the actual changes of coast line.

KEM represents a modelling tool which can be used to predict sediment transport for given wind scenarios in the area of interest. There is room for further development of the model.

Inhalt

1. Einleitung	150
2. Historische Entwicklung des Untersuchungsgebietes	151
3. Das Küstenentwicklungsmodell KEM	154
3.1 Modellgrundlagen	154
3.1.1 Gleichgewichtsprofile	154
3.1.2 Volumenbilanzen für Küstenverschiebung durch Meeresspiegelanstieg	155
3.1.2.1 Volumenbilanz für horizontale Küstenverschiebung	155
3.1.2.2 Volumenbilanz für vertikale Küstenverschiebung	156
3.1.2.3 Küstenrückgang bei Meeresspiegelanstieg	156
3.1.3 Reduktion der Dimensionen des hydrodynamischen Problems	158
3.1.4 Umkehrbarkeit der Ereignisfolge	159
3.2 Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit und Seegang	159
3.3 Zusammenhang zwischen Seegang und Sedimenttransport	161
3.3.1 STP	161
3.3.2 LITDRIFT	162
3.4 Anwendung des Modells auf die Küsten im Untersuchungsgebiet	163
3.4.1 Eingabedaten	163
3.4.2 Seegangs atlas	164
3.4.3 Sedimenttransportatlas	164
3.4.4 Berechnung der Sedimenttransportkapazitäten	165
4. Ergebnisse	166
5. Diskussion	170
6. Schlussfolgerungen	173
7. Schriftenverzeichnis	174

1. Einleitung

Die heutige Küstenform ist das Ergebnis des wechselnden Kräftewirkens von Wind, Seegang und Strömungen sowie von Änderungen des Meeresniveaus durch Wasserspiegelanstieg bzw. Landsenkungen. Die Grenzzone zwischen Land und Meer unterliegt angesichts der hier ständig einwirkenden meteorologischen und hydrodynamischen Prozesse einer ständigen morphologischen Veränderung. An der einen Stelle abgetragene Sedimente lagern sich an einer anderen wieder an. Die Einschätzung und Prognose der vergangenen und zukünftigen dynamischen Entwicklung der Küste sind von entscheidender Bedeutung für die hier lebenden Menschen.

Im Verbundvorhaben KLIBO (Klimawirkung und Boddenlandschaft) des BMBF wurden im Teilprojekt „Historische bis rezente Küstenverlagerungen im Raum Fischland, Darß und Hiddensee anhand von Karten und Luftbildserien“ die Küstenverlagerungen im Untersuchungsgebiet bestimmt. Der Titel des Projektes und die Antragsformulierung versprachen detaillierte Informationen über Küstenrückgänge in einzelnen Zeitschnitten von nur fünf Jahren Dauer. Diese Informationen sollten über Mehrfachkorrelation zu den im Verbundprojekt KLIBO untersuchten Parametern wie Wind, Wasserstand und Seegang in ein Blackboxmodell einfließen, um die Küstenentwicklung in den nächsten 50–100 Jahren für denkbare Klimaszenarien zu beschreiben. Ergänzend waren zur Stützung der Aussagen Sedimenttransportberechnungen mit dem Programmpaket LITPACK vom Dänischen Hydraulischen Institut vorgesehen. Während der Projektbearbeitung stellte sich heraus, dass die notwendige Genauigkeit für die Küstenrückgänge von weniger als 0,2 m/Jahr nur in den großen Zeitschnitten erreicht werden kann (TIEPOLT, 1996, 1997).

Aus diesem Grunde wurde die Idee des Blackboxmodells ersetzt durch die Entwicklung eines deterministischen Modells auf der Basis von LITPACK. Dieses Küstenentwicklungs-

modell KEM wurde im KLIBO-Teilprojekt „Gleichgewichtsbodenprofile und Entwicklungsmodelle von Boddenausgleichsküsten unter Einwirkung eines anhaltenden Meeresspiegelanstieges“ (STEPHAN und SCHÖNFELDT, 1996, 1997) entwickelt. Die Prüfung des Modells erfolgte anhand der verfügbaren Daten der Kartenauswertung.

Wesentliches Produkt des Küstenentwicklungsmodells KEM ist der analog dem Windatlas von HINNEBURG et al. (1997) und dem im KEM verwendeten Seegangsatlas von BÖRNGEN u. a. (1998a) entwickelte Sedimenttransportatlas, der in diesem Zusammenhang ein Folglied in der modellhaften Beschreibung und Quantifizierung des physikalischen Wirkungsgefüges Wind, Seegang und Sedimenttransport bildet. Ähnlich dem Wind- und Seegangsatlas entspricht der Sedimenttransportatlas einer systematischen, hinsichtlich Windrichtung (-120° bis 120° zu Nord) und Windgeschwindigkeit (1 bis 10 Bft) vollständigen Zusammenstellung der simulierten Sedimenttransportkapazitäten nach Betrag und Richtung für den küstennahen Bereich (bis zur 5-m-Tiefenlinie) der Ostsee von Warnemünde bis Dornbusch auf Hiddensee (STEPHAN et al., 1998).

Bisher tat man sich in der Praxis schwer mit der Berechnung der Transportprozesse in solch großen Arealen, großflächige Langzeitmessungen sind aufgrund der Komplexität der Vorgänge in der Brandungszone extrem kostenaufwendig. Mit Hilfe dieser Atlanten lassen sich für konkrete (auch zukünftige) Windszenarien über größere Zeiträume von 20 bis 50 Jahren die mittlere Abrasion und Akkumulation von Sediment an diesem Abschnitt der Vorpommerschen Boddenküste mit den meteorologischen Daten in Beziehung setzen. Bei Kenntnis der entsprechenden Parameter kann mit relativ einfachen Methoden der Sedimenttransport längs der Küste nach Richtung und Betrag quantitativ bewertet werden. Damit existiert für diesen Küstenbereich ein Instrumentarium zur Beschreibung der Zusammenhänge zwischen Klima und Küstenveränderungen, das wesentlich zur Entscheidungsfindung hinsichtlich des Schutzes von Landschaft und Lebensraum beitragen kann.

2. Historische Entwicklung des Untersuchungsgebietes

Die untersuchte Küste ist in Abb. 1 dargestellt. Sie reicht von Warnemünde bis zum Dornbusch (Hiddensee).

Das Fischland und die Halbinsel Darß-Zingst einschließlich der Verbindungen zwischen Ostsee und Bodden haben sich in den letzten tausend Jahren erheblich verändert. Diese Landschaft ist durch Abtragung an den diluvialen Geschiebemergelkernen und Sandanlandung mit Hakenbildung entstanden (OTTO, 1913). Die Boddengewässer wie Saaler Bodden oder Grabow waren anfänglich mit der Ostsee verbunden. Durch fortschreitende Hakenbildung wurden diese Verbindungen (Seegatts) nach und nach geschlossen. Der schmale, langgestreckte Landstreifen vom Fischland bis zum Ostzingst setzte sich noch gegen Ende des 12. Jahrhunderts aus einer Reihe kleiner Inseln zusammen (REINHARD, 1953). Swante Wustrow, wie das Fischland (Landstrich zwischen Dierhagen und Ahrenshoop) früher hieß, war eine selbständige, weiter als heute in See vorragende, aus einem Geschiebemergelkern bestehende kleine Insel. Es ist anzunehmen, dass durch die Flut des Jahres 1596 die beiden Verbindungen vom Binnenwasser zur offenen See bei Wustrow und Ahrenshoop, die schon längere Zeit für die Schifffahrt zu seicht waren, völlig versandeten. Auf der Pommernkarte des Rostocker Mathematikers E. LUBIN (ca. 1618) sind sie nicht mehr eingetragen. Von diesen Verbindungen des Boddens zur See ist bei Wustrow nur noch eine ins Land einschneidende Bucht des Binnengewässers vorhanden.

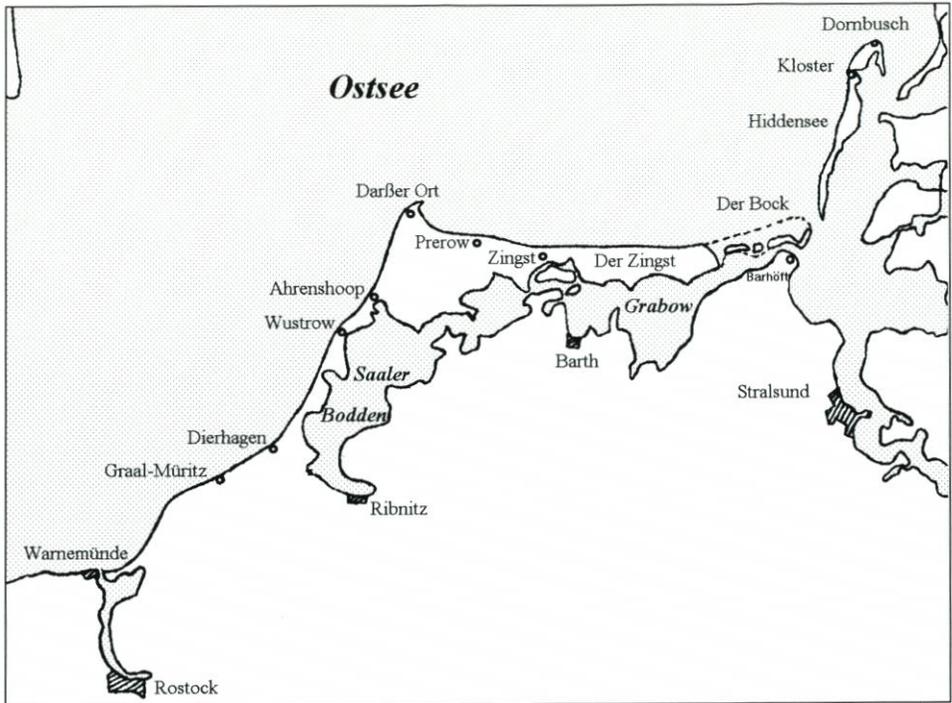


Abb. 1: Skizze des Untersuchungsgebietes

Eine weitere Verbindung zwischen Ostsee und Bodden (Seegatt), die noch bis zur verheerenden Sturmflut des Jahres 1625 bestand, ist das Neue Tief. Sie ist auf der Lubinschen Karte eingezeichnet (REINHARD, 1953). Diese Verbindung zwischen Ostsee und Bodden befand sich östlich des Prerow-Stromes. Hier teilte eine breite Sturmflutrinne den Zingst in zwei ungleich große Inseln. Der Name Neues Tief („dat nie Deep“) ist noch bis weit ins 17. Jahrhundert bekannt gewesen. Der Hauptschiffahrtsweg für die Orte Zingst, Barth und Prerow war der Prerowstrom, dessen Bedeutung ebenfalls oft gewechselt hat. Das „nie Deep“ ist identisch mit dem in der Stralsunder Urkunde vom Jahre 1240 erwähnten portus nova reka. Durch die Sturmflut am 10. Februar 1625, die als eine der heftigsten überliefert ist, entstand auf dem Zingst das Straminker Tief. In der Beschreibung des Amtes Barth vom Jahre 1654 (Archiv Greifswald, Reg. 40 MN VI, 44, S. 5) heißt es: „... es ist aber Anno 1625 in der großen Fluth, das Wasser durchgebrochen, das nunmehr zwischen dem Darß und Zingst ein Strohm fleust, welches das Neue Tief, wie dan auch noch eben zu der Zeit noch ein Strohm zwischen den Zingst und Straminsche durchgebrochen, welches das Stramminer Tief genandt wird“. Weiter wird Seite 54/55 der Amtsbeschreibung berichtet: „Negst diesem Dorfe Prerow ist ein tiefer Strohm, so aus der ostsee kombt, und ins Binnenwasser fleusset, und der Prerow genandt wird, wodurch eher bevor zimbliche Schuten mit Holtz und anderer wahren beladen aus und ein segeln können, deshalb aber ist nunmehr von dem Sande Zimblichermassen zugewället, also das nur kleine Böthe etwa 6 oder 7 Viertel Ellen tief hindurch gehen können“. Der Ausgang des Straminker Tiefs zur Ostsee versandete bald wieder. Der südliche Teil der Sturmflutrinne zum Bodden blieb bis heute als Bucht im Zingst erhalten. Durch die Sturmflut des Jahres 1625 versandete auch das neue Tief (portus nova reka) so

stark, dass die kleine, dreieckige Insel mit dem Zingst gänzlich vereinigt wurde. Interessant ist, dass im Jahre 1728 eine Wiedereröffnung des Straminker Tiefs erfolgen sollte, um einen günstigen Ausgang für die Barther Segelschiffe zu gewinnen. Das Vorhaben ist bis heute nicht zur Ausführung gekommen, obwohl man den Gedanken nicht aus den Augen verloren hat.

Der Prerowstrom war 1865 bereits so seicht, dass man kaum noch mit einem Boot von Barth (BOLL, 1863, S. 222) über Prerow nach See gelangen konnte. Nach der großen Sturmflut von 1872 hat man den Prerowstrom seeseitig aus Sicherheitsgründen geschlossen (Hochwasserschutz). Ähnlich war es mit der Schiffbarkeit des Fahrwassers bei Pramort, wo die Sturmfluten das natürliche Fahrwasser schlossen. Durch die offenen Seegatts (Verbindung Bodden-Ostsee) wurde ständig Sediment in die Bodden befördert und dies besonders während der Sturmhochwasser (OTTO, 1913). Vor der Schließung des Prerowstromes hat sich ein sogenanntes rückläufiges Delta gebildet, die Schmidtbülten, auf der Schwedenkarte eine kleine angedeutete Insel, auf der Generalstabskarte von 1841 hatte sie bereits die jetzige Form. Das bedeutet einen Landzuwachs von 40 ha in 140 Jahren, der nach der Schließung des Prerowstromes nach der Sturmflut von 1874 nur noch unerheblich war. Die – bis auf die Fahrrinne zwischen Bock und Hiddensee – geschlossene Küste im Untersuchungsgebiet erleichtert die Modellierung der Sedimentbilanzen mit einem One-Line-Modell.

Die bei normalen Witterungsbedingungen durch starke Sedimentation infolge Küstenströmung und Sedimenttrift gekennzeichneten Uferstrecken bei Darßer Ort und in der westlichen Prerowbucht sind bei auflaufender Sturmbrandung besonders starken Veränderungen ausgesetzt. Es ergibt sich hier in Abhängigkeit von der Küstenströmung und den Wasseraufstauungen bei Stürmen aus nördlichen Richtungen ein sehr wechselvolles Bild des Uferverlaufes (REINHARD, 1949, 1953). Der Landgewinn beträgt an der Landspitze Darßer Ort im Jahresdurchschnitt fast 10 m. In den Einzeljahren sind die Materialanhäufungen sehr unterschiedlich. Seit der schwedischen Landvermessung (Matrikelkarten) dieser Gebiete von 1696 hat sich bis Frühjahr 1950 die Landspitze über 2,5 km in See vorgeschoben, durchweg acht Strandwälle wurden neu gebildet, an manchen Stellen neun, und verschiedentlich sind sogar abermals neue Strandwälle in Bildung begriffen (REINHARD, 1953). Nach REINHARD (1953) beträgt der Landzuwachs bei Pramort (östliches Ende vom Zingst) ca. 1,80 m pro Jahr in Richtung Osten. Zur Bockentstehung berichtet er, 20 % der Materialanhäufung auf dem Bock dürften aus submarinen Ablagerungen stammen, das Windwatt vor dem Bock verkleinert sich, stürmische westliche Winde verursachen Sandtreiben und blasen bis zu 4 cm Sand in wenigen Tagen auf den Bock. Die angelandeten Sedimente stammen größtenteils vom Fischland, Westdarß und vom Zingst. Hier sind jährliche Küstenrückgänge von 0,5–1 m zu verzeichnen.

Bei einem Vergleich des Küstenzustandes um die Jahrhundertwende mit dem in den 50er Jahren bemerkte KOLP (1957, S. 58), „... drängt sich der Gedanke auf, dass inzwischen ein grundlegender Wandel im Geschehen an der Küste erfolgt ist. ... Seit der Sturmflut am 1.3.1949 fehlen jegliche Anzeichen für eine natürliche Regeneration der Dünen.“ Er vermutete schon damals als Ursachen für häufiger auftretende Hochwasser und die Transgression des Meeres eine lebhaftere zyklonale Tätigkeit gegenüber der Vergangenheit. Eine Häufung der leichten Sturmhochwasser seit 1940 haben BECKMANN und TETZLAFF (1996) durch statistische Auswertung der Pegelzeitreihen festgestellt.

3. Das Küstenentwicklungsmodell KEM

3.1 Modellgrundlagen

3.1.1 Gleichgewichtsprofile

Die Beschäftigung mit den Seegangsverhältnissen, insbesondere mit den Randwellen und der Wechselwirkung zwischen Seegang und Bodenprofil brachten eine Reihe von Ergebnissen, die jetzt auch international bestätigt werden (SCHÖNFELDT, 1989, 1991a, 1991b, 1993, 1994; BRYAN u. BOWEN, 1995, 1996, 1997; BRYAN et al., 1998):

1. Die Randwellen werden durch Sandbänke gebündelt.
2. Die Amplitude der Randwellen wird auf der Sandbank resonant verstärkt.
3. Der uferparallele Brandungsstrom verstärkt beide Effekte.
4. Bodenprofile (mit Sandbänken) sind das Ergebnis des Gleichgewichts zwischen einlaufenden Seegang (und Randwellen) und dem daraus resultierenden Sedimenttransport.

Punkt vier ist eher eine These als eine endgültig bewiesene Tatsache. Die Wirkung von (stehenden) Randwellen im Untersuchungsgebiet wurde schon von REINHARD (1953) beschrieben, der regelmäßige „Zotten“ in gleichbleibendem Abstand in uferparalleler Richtung nach „frischen Winden“ beobachtete, aber nicht erklären konnte. Eine ähnliche Erscheinung wurde von SCHÖNFELDT u. a. (1994) nach einem Sturm großflächig beobachtet und durch Randwellen erklärt. Die Existenz von Gleichgewichtsprofilen wird aber auch von anderen Autoren bestätigt und in neuerer Zeit von Küsteningenieuren bei der Aufspülung von Stränden in Betracht gezogen (DEAN, 1977, 1983, 1991; EITNER, 1995). Im Verlauf von Sturmfluten wird Sediment vom Strand in den Vorstrand transportiert. Das Sediment wird anschließend während ruhigerer Seegangsbedingungen wieder langsam auf den Strand hochgearbeitet (EITNER, 1995).

Dahingehend ist die Fragestellung wichtig, wie ein Sturmhochwasser in die Bewertung der Wirkung von Gleichgewichtsprofilen einzuordnen ist. Es gibt punktuelle Hinweise, dass ein Sturmhochwasser zwar momentan einen kräftigen Küstenrückgang verursacht, aber soviel Sand in den Vorstrandbereich transportiert wird und dort liegenbleibt, so dass lange Zeit die Küstenlinie stabil bleibt. So hat STEETZEL (1993) für die Holländische Küste gezeigt, dass ca. 10 Jahre nach einem Sturmereignis die aktuelle Rückgangskurve sich mit der Extrapolation der Küstenrückgangslinie ohne Sturmhochwasser schneidet. Das System hat über lange Zeit gesehen das Sturmhochwasser vergessen, dieses hatte keinen herausragenden Einfluss auf den Langzeitküstenrückgang. Ein Sturmhochwasser mit Wasserständen von einem Meter über Normal kommt im Durchschnitt einmal im Jahr im Untersuchungsgebiet vor. Wir haben diese extremen Wasserstände nicht berücksichtigt.

Wenn man von der Lage des Riffs absieht, haben sich z. B. die Profile vor der Probsteiküste von 1954–1987 nur unwesentlich geändert, Profiländerungen von mehr als 15 cm wurden selten erreicht (SCHWARZER, 1989). Vergleicht man die von OTTO (1913) für das Untersuchungsgebiet angegebenen Profile mit den heutigen, so findet man prinzipiell keine Unterschiede. Lediglich die Lage der Sandbank ist variabel. Sie wird sich immer dann verändern, wenn bei einem Sturmhochwasser Brechpunkt der Wellen und Lage der Sandbank nicht übereinstimmen. Dabei ist nicht gesagt, dass im Laufe einer relativ kurzzeitigen Einwirkung auch ein neues Gleichgewicht entsprechend des Energieeintrages erreicht wird. Nach einem Sturmhochwasser wird das Profil langsam wieder zu einem saisonalen Gleichgewichtsprofil

umgearbeitet. Da die Randwellen immer resonant auf eine Sandbank reagieren, ist die Lage der Sandbank in weiten Grenzen relativ stabil und sollte bei der Betrachtung eines Gleichgewichtsprofils keine entscheidende Rolle spielen. In der Praxis unterscheidet man zwischen Winter- und Sommerprofilen, als Ausdruck der jahreszeitlich unterschiedlichen Seegangbelastung der Küste. Ebenso gibt es für unterschiedlich belastete Küstenabschnitte und für Küstenabschnitte mit unterschiedlichen Korngrößenverteilungen unterschiedliche Gleichgewichtsprofile.

Das Gleichgewichtsprofil ändert sich drastisch nach Einbringen von Buhnen oder ähnlichem, bzw. falls diese Küstenschutzmaßnahmen durch Sturmhochwasser zerstört oder in der Wirkung herabgesetzt sind. Ziel des Buhnenbaus sind die Sandanreicherung am oberen Schorrehang und die Stabilisierung oder seewärtige Verlagerung der Uferlinie (WEISS, 1991). Dabei werden die Profile der durch Buhnen geschützten Küsten seeseitig steiler. Dieser Effekt ist bei der Modellierung zu berücksichtigen.

3.1.2 Volumenbilanz für Küstenverschiebung durch Meeresspiegelanstieg

3.1.2.1 Volumenbilanz für horizontale Küstenverschiebung

Ein beliebiges Tiefenprofil (Abb. 2) mit der Länge l und der Tiefe h sei in einem y - z -Koordinatensystem (die x -Richtung ist die Uferlängsrichtung) durch eine Funktion $y = f(z)$ mit der Umkehrfunktion $z = g(y)$ beschrieben, dann berechnet sich die Fläche A_h bei Verschiebung um den Betrag Δy in y -Richtung aus der horizontal schraffierten Fläche zwischen den Kurven $y = f(z)$ (gestrichelt) und $y_h = f(z) + \Delta y$ (Punkt-Strich-Linie):

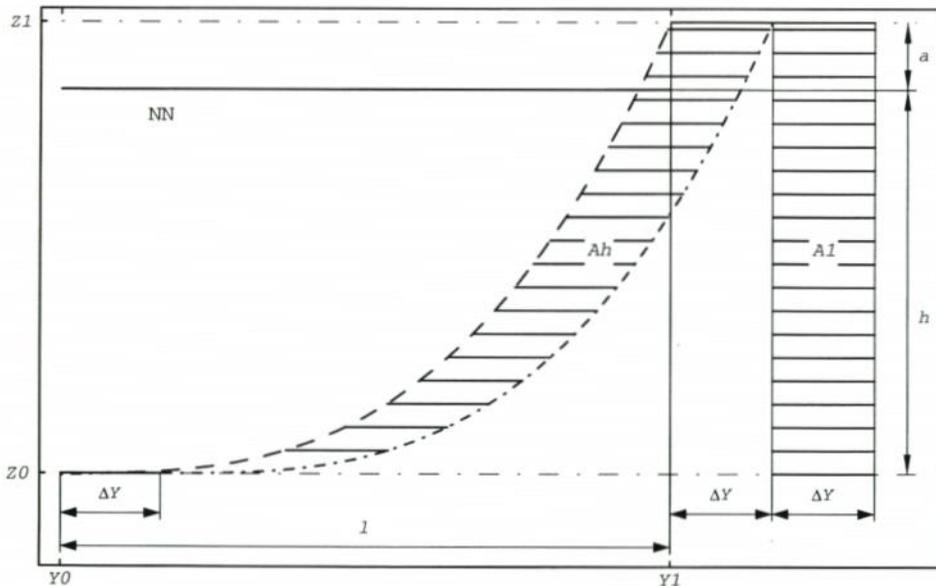


Abb. 2: Flächenberechnung für horizontale Verschiebung eines Tiefenprofil-Querschnittes

$$(1) \quad A_h = \int_{z_0}^{z_1} y_h dz - \int_{z_0}^{z_1} y dz = \int_{z_0}^{z_1} (f(z) + \Delta y - f(z)) dz = \Delta y (z_1 - z_0) \\ = A_1 = \Delta y \cdot (h + a)$$

Die Tiefe $z_0 = h$ ist die Maximaltiefe der Wirkung des Sedimenttransports durch Seegang. Ist diese Tiefe bekannt, ergibt sich das Abtragungsvolumen aus der Küstenverschiebung multipliziert mit der Strandlänge und der Summe aus Tiefe h plus Landhöhe a . Diese Daten können aus Karten und Luftbildern gewonnen werden. HALLERMEIER (1981) hat für die seewärtige „Grenze“ für Profیلänderungen im Küstenvorfeld eine Profiltiefe h angegeben mit

$$(2) \quad h = H_{s50} \overline{T_s} (g/5000 d_{50})^{1/2}.$$

H_{s50} Medianwert der jährlichen signifikanten Wellenhöhe ($\sim 0,5$ m)

T_s Wellenperiode ($\sim 3,6$ s)

g Erdbeschleunigung

d_{50} mittlerer Korndurchmesser ($\sim 0,25$ mm)

Daraus ergibt sich für das Untersuchungsgebiet ein Wert von $h = 5$ Meter.

3.1.2.2 Volumenbilanz für vertikale Küstenverschiebung

Der folgende Fall ist als Zwischenschritt bei Wasserstandsänderungen wichtig. Wir bestimmen die Sedimentmenge, die bei Meeresspiegelanstieg aufgespült werden müsste, um die Küstenlinie zu halten. Mit den Bezeichnungen wie oben berechnet sich die Fläche bei Verschiebung der Kurve $z = g(y)$ um den Betrag Δz in z -Richtung aus der senkrecht schraffierten Fläche A_v zwischen den Kurven $z = g(y)$ (Vollinie in Abb. 3) und $z^{\wedge} = g(y) + z$ (gestrichelt).

$$(3) \quad A_v = \int_{y_0}^{y_1} z_v dy - \int_{y_0}^{y_1} z dy = \int_{y_0}^{y_1} (g(y) + \Delta z - g(y)) dy = \int_{y_0}^{y_1} \Delta z dy = \Delta z (y_1 - y_0) \\ = A_2 = \Delta z \cdot l$$

Der Flächeninhalt ist das senkrecht schraffierte Rechteck A_2 mit der Profillänge $l = (y_1 - y_0)$ und dem Wasserspiegelanstieg Δz als Seitenlängen.

3.1.2.3 Küstenrückgang bei Meeresspiegelanstieg

Setzen wir eine konstante Strandabschnittsbreite von z. B. 1 Meter des betrachteten Profils voraus, entsprechen die verwendeten Querschnittsflächen jeweils einem Volumen. Die Verschiebung des Gleichgewichtsprofils bei Wasserspiegelanstieg setzt sich aus einer Vertikal- und einer Horizontalbewegung so zusammen, dass das bei horizontaler Verschiebung gewonnene Volumen A_1 gleich dem für vertikale Verschiebungen benötigten Volumen A_2 wird. Das Profil verschiebt sich folglich bei einer Anhebung um Δz soweit um Δy landwärts, dass entsprechend der Massenerhaltung die vom Ufer erodierte Sedimentmasse gleich der unter Wasser aufgeschütteten Materialmenge ist (siehe auch DEAN, 1977). Will man auch bei

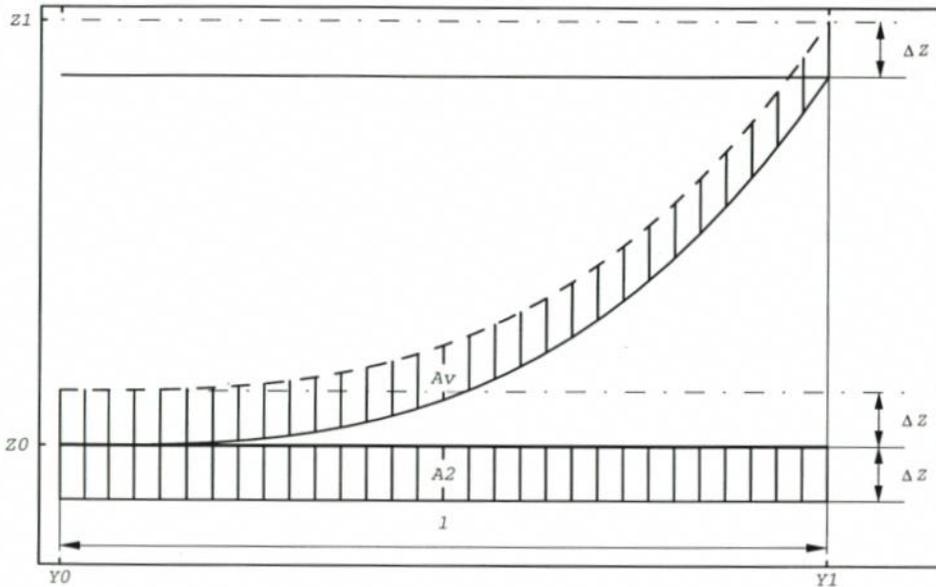


Abb. 3: Flächenberechnung für vertikale Verschiebung eines Tiefenprofil-Querschnittes

größeren Verschiebungen gute Ergebnisse erzielen, muss man berücksichtigen, dass nach dieser Methode bei der Tiefe $z_0 = h$ im Küstenabstand l eine kleine Stufe z entstehen würde. Ausgehend von der Überlegung, dass das Sediment unter Wasser keine senkrechte Abbruchkante bildet, sondern einen schrägen Schütthang, wird eine Rampe (schiefe Ebene) A_3 aus Sediment angenommen. Man benötigt zusätzlich Sediment für ein Volumen mit der Querschnittsfläche A_3 , die die Form eines rechtwinkligen Dreiecks hat:

$$(4) \quad A_3 = \frac{1}{2} \Delta z \cdot \Delta y$$

Diese Rampe weicht nur unwesentlich vom Gleichgewichts-Prinzip ab (s. KRAUS, 1993). Damit ergibt sich die Bilanzgleichung:

$$(5) \quad A_1 = A_2 + A_3$$

Hieraus lässt sich für vorgegebene Meeresspiegelerhöhungen Δz die Verschiebung des Profils landwärts um Δy bestimmen.

$$(6) \quad \Delta y = \frac{l \cdot \Delta z}{h - \frac{\Delta z}{2} + a}$$

Bei einer typischen Profillänge von $l = 500$ m bis zur 5-m-Tiefenlinie und einer Landhöhe $a = 1$ m beträgt der Küstenrückgang durch einen eustatischen Meeresspiegelanstieg von ca. 1 mm/Jahr im Untersuchungsgebiet rund 8 cm. Will man eine Küste stabilisieren, so benötigt man bei verlustloser Einbringung 4800 m³ Aufspülgut pro Kilometer Küste in 10 Jahren. Ohne Sandaufspülung bewirkt allein die Verschiebung durch eustatischen Meeresspiegelanstieg für die 18 km lange Nordküste der Halbinsel Zingst eine scheinbare Abtra-

gung von $8640 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Scheinbar insofern, dass das vom Ufer abgetragene Sediment aufgrund der Massenerhaltung zunächst unter Wasser liegenbleibt und somit dem Sedimenthaushalt des Gleichgewichtsprofils nicht verloren geht.

Aus einem angenommenen Meeresspiegelanstieg von 0,5 m ergibt sich mit Berücksichtigung der sich ändernden Landhöhe a und ohne Küstenlängstransporte ein Küstenrückgang von 42,7 m. Für einen Meeresspiegelanstieg von 1 m in 100 Jahren verschiebt sich die Küstenlinie 87,3 m landwärts. Die angegebenen Küstenrückgänge ergeben sich durch rekursive Anwendung von Formel (15) in 10 Jahresschritten. Nach jedem Rekursionsschritt ändert sich die Landhöhe a in Abhängigkeit vom erfolgten Meeresspiegelanstieg, d.h. bei einer Anfangslandhöhe von einem Meter beträgt die Landhöhe nach einem Meeresspiegelanstieg von 10 cm nur noch 90 cm usw. Folgende Betrachtung lässt die obigen Rechnungen plausibel erscheinen: Stellt man sich den Strand und den Vorstrand als nicht erodierbare schiefe Ebene mit einer Steigung von 1:100 vor, beträgt die Landwärtsverschiebung der Küstenlinie bei 1 m Meeresspiegelanstieg 100 m.

3.1.3 Reduktion der Dimensionen des hydrodynamischen Problems

Die nichtlineare, dreidimensionale differentielle Modellierung des Sedimenttransportes ist aufgrund der Komplexität der Vorgänge sowie der zu verarbeitenden Datenmengen nur für kleine Raum- und Zeitskalen durchführbar. In großen Zeit- und Raumskalen können für die Computer-Modellierung der Küstenentwicklung die Modellansätze und Daten generalisiert und somit die Dimensionen und Datenmengen reduziert werden.

Eine Verringerung des Rechenaufwandes erfolgt durch Beschränkung auf größere Zeitschritte von fünf Jahren in den Differenzgleichungen für die Neuberechnung der Küstenlinie ($\Delta t = 5a$). Diese Herangehensweise kommt den wirklichen Verhältnissen in der Praxis sehr nahe. Die Ergebnisse der Wirkung von Seegang mit einer Wirkdauer unter fünf Jahren bis zu einem Einzelereignis sind in der Natur großflächig sehr schwer bestimmbar und kostenintensiv, die Auswertung der Küstenlinie mittels Luftbildaufnahmen oder Karten ist momentan in kleineren Zeitintervallen noch zu ungenau.

In der Natur ist eine Küste nie gradlinig, sondern eher fraktal geformt, Vergrößerungen von Küstenlinien lassen bei jeder neuen Vergrößerung neue Strukturen erkennen. Es sollen nur räumliche Strukturen bis zu einem Kilometer aufgelöst werden, daher wird im Modell ein Gitterabstand von 250 m auf der Küstenlinie verwendet. Mit dieser Auflösung werden die Strukturen der vorliegenden Ausgleichsküste ausreichend genau wiedergegeben. Eine höhere Auflösung ist hinsichtlich der Genauigkeit der Auswertung der Küstenlinie mittels Luftbildaufnahmen oder Karten für kleine Zeitschritte momentan nicht erforderlich.

Im Modell wird die numerische Hydrodynamik um eine Dimension reduziert, indem die einzelnen Küstenabschnitte an jedem Küstenkilometer jeweils als gradlinige, unendlich lange Küsten behandelt und später bei der Sedimenttransportberechnung entsprechend der Orientierung der Originalküste ausgerichtet werden. Damit sind wichtige Grundsätze der Hydrodynamik, wie die Kontinuitätsgleichung geringfügig verletzt. Allerdings ändern sich die grundlegenden Parameter (insbesondere der Seegang) von Küstenpunkt zu Küstenpunkt nur wenig. Bei einer gleitenden Mittelung der Aussagen über mehrere Punkte ist mit Ergebnissen auch bei stark strukturierten Küstenverläufen zu rechnen.

Zunächst wird im Modell mit einem Durchschnitts-Gleichgewichtsprofil und einer mittleren Korngröße von 0,25 mm im gesamten Untersuchungsgebiet gerechnet.

3.1.4 Umkehrbarkeit der Ereignisfolge

Die Seegangbelastung ist in Abhängigkeit von wechselnden meteorologischen Verhältnissen im Laufe eines Jahres oder auch über fünf Jahre betrachtet sehr unterschiedlich. Zur Beschreibung der morphologischen Entwicklung der Küste wäre die Küstenverschiebung entsprechend den stattfindenden Transporten nach jedem Windereignis neu zu berechnen. Die Berechnung des Sedimenttransports hängt entscheidend von der Ausrichtung der Ausgleichsküste zur Wellenanlaufrichtung ab. Die Küstenverschiebungen sind für die einzelnen Windsituationen an den benachbarten Gitterpunkten von gleicher Größenordnung, es ergeben sich keine grundlegenden Strukturänderungen der Küstenform und damit der Wellenanlaufrichtung. Das berechtigt zu der Annahme, dass in „kleinen“ Zeiträumen bis zu fünf Jahren die Ereignisse vertauschbar sind. Es muss also nicht das aktuelle Klima der fünf Jahre in chronologischer Reihenfolge eingegeben werden, sondern die Eingabe einer Statistik ist ausreichend. Durch die Charakterisierung der Anregungsgröße Wind als prozentuale Häufigkeit des Auftretens von Windrichtung und Windstärke jedes Windereignisses in 30°-Sektoren und in 12 Klassen der Beaufort-Skala wird eine erhebliche Datenreduktion ohne großen Informationsverlust erzielt.

3.2 Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit und Seegang

Der Seegang wird zweifelsfrei vom herrschenden Wind angetrieben. Nach einer gewissen Windwirkdauer ist der Seegang ausgereift, d.h. er ist dem Wind in Periode und Höhe angepasst, er ist stationär. Ebenso ist unter diesen Bedingungen das Windprofil dem Seegang angeglichen, die Rauigkeit der Wasseroberfläche und damit die Schubspannung sind bei gegebener Windgeschwindigkeit vom Seegang abhängig. Damit ist auch klar, dass das Windgeschwindigkeitsfeld über einer Wasserfläche mit nicht ausgereiftem Seegang sich zeitlich noch ändert. Die Unterlage Wasser muß sich dem Windfeld anpassen und das Windfeld wiederum der Unterlage. Es kommt als weiterer Umstand die begrenzte Wasserfläche hinzu. Der Wind benötigt eine bestimmte Streichlänge (wiederum abhängig von der Windgeschwindigkeit), um ausgereiften Seegang zu erzeugen.

Zur Beschreibung der Prozesse wird gedanklich an der Luvküste begonnen. Hier herrscht ablandiger Wind und ohne vorherige Windeinwirkung kein Seegang. Mit fortschreitender Uferentfernung wird Seegang erzeugt, dessen Energie sich mit der Gruppengeschwindigkeit ausbreitet. So erhält eine Wellengruppe ständig Energie, bis sich das Gleichgewicht zwischen Wellenhöhe und Windgeschwindigkeit eingestellt hat. Bis zum Gleichgewicht ist sie schon ein mehr oder weniger großes Stück gewandert. Ist das Gewässer zu klein (bei hohen Windgeschwindigkeiten) wird sich nie ausgereifter Seegang einstellen können. Näheres hierzu und entsprechende Nomogramme zu den geschilderten Zusammenhängen findet man z. B. bei DIETRICH et al. (1975, S. 352 ff.). Will man den Seegang im Untersuchungsgebiet dynamisch modellieren, so muss man ein Seegangsmodell der ganzen Ostsee betreiben und je nach Windstärke oder Richtung bis zu 24 Stunden vor der Modellierung beginnen. Das Windfeld der Ostsee ist nicht homogen, also sind auch noch regionalisierte Winddaten oder Daten eines Atmosphärenmodells erforderlich. Der Aufwand ist immens und die exakte Modellierung darum kaum für einzelne Küstenabschnitte durchführbar. Der Seegang ist aber die entscheidende Größe für den Sedimenttransport, die Annahmen aus 3.1. fallen gar nicht ins Gewicht, wenn der Seegang um nur 30 % falsch ist, bedeutet das wegen

des quadratischen Zusammenhanges zwischen Orbitalgeschwindigkeit und Schubspannung am Grund einen Fehler von mindestens 50 % beim Sedimenttransport.

Im Verbundprojekt KLIBO wurde ein anderer Weg gegangen (BÖRNGEN et al., 1998 b), der hier kurz skizziert werden soll. Es wurde eine Seegangsstatistik für die vorgelagerten Seegebiete der Ostsee im 15-km-Raster und die Küstenlinie des Untersuchungsgebietes erarbeitet. Grundlage dieser Statistik sind das Wellenmodell HYPAS, das mesoskalige Atmosphärenmodell GESIMA (KAPITZA u. EPEL, 1992), Messungen auf der Darßer Schwelle (54°42'N, 12°40'E) mit Hilfe einer Wellenreiterboje der GKSS und Windmessungen der Station in Barth des DWD. Die Windgeschwindigkeit der Station Barth wurde mittels GESIMA in eine Windgeschwindigkeit am Bojenstandort auf der Darßer Schwelle umgerechnet. Diese Übertragung ist im Windatlas für das Modellgebiet im 1 km x 1-km-Raster für ausgewählte Windgeschwindigkeiten und Richtungen vorgenommen worden (HINNEBURG et al., 1997). Der Seegang der Ostsee wurde mit dem HYPAS-Modell durch die Humboldt-Universität Berlin im Zeitraum vom 1.1.1980 bis 31.12.1993 mit Hindcastdaten für den Wind modelliert (KOLAX, 1997). Bojendaten der GKSS standen ab 1991 mit kleinen Unterbrechungen zur Verfügung. Beide Zeitreihen wurden statistisch untersucht und Korrelationsbeziehungen zwecks Korrektur der Modelldaten aufgestellt.

Es zeigte sich, dass HYPAS die Wellenperiode für kleine Windgeschwindigkeiten zu klein und für große zu groß modelliert (näheres s. BÖRNGEN et al., 1998b). Die Wellenhöhe der Bojenmessung wich für alle Windgeschwindigkeiten gleichermaßen, aber richtungsabhängig von den HYPAS-Daten, ab. Das Gleiche trifft für die Wellenrichtung zu. Es erfolgte eine richtungsabhängige Korrektur für beide Größen. Anschließend wurde ein statistischer Zusammenhang zwischen anregendem Wind (Geschwindigkeit und Richtung) und dem nach Richtungs- sowie Beaufortklassen geordneten Seegang (Höhe, Richtung und Periode) aufgestellt. Die Beaufortskala (nach PETERSEN, s. DIETRICH et al., 1975) ist nicht zwingend für diese Statistik, eine lineare Klasseneinteilung in Intervalle von z. B. 2,5 m/s wäre auch denkbar und hätte wegen des nichtlinearen Zusammenhanges zwischen Seegang und Sedimenttransport unter Umständen Vorteile. Die Beaufortskala hat aber den entscheidenden Vorteil, dass zumindest die Seegangshöhe und Periode mit dem Seegangsatlas nach SCHMAGER (1979) verglichen werden können.

Diese Seegangsstatistik ist für die offene Ostsee im Untersuchungsgebiet während des Zeitraums von 1991 bis 1993 für die vier bojennächsten HYPAS-Punkte exakt. Sie wird um so ungenauer je weiter sich die Modellpunkte von der Boje entfernen. Für den Zeitraum von 1980 bis 1990 wird sich sicherlich am System (Klima-Ostsee) und in der Statistik nichts grundlegendes geändert haben. Trotzdem ist die Statistik wie jede andere mit Fehlern behaftet (Angaben dazu bei BÖRNGEN, 1998). Der nichtlineare Zusammenhang zwischen Seegang und Wind (siehe oben) ist in der Statistik berücksichtigt, streng genommen aber nur für den Zeitraum 1980–1993. Bei kleinen Windgeschwindigkeiten weist die Statistik relativ hohe Wellenhöhen aus, ein Ausdruck der Vorgeschichte. Windstille oder 1 Beaufort kommen auf der offenen Ostsee kaum und nur kurzzeitig vor und haben immer eine „bewegte“ Vorgeschichte. Ebenso ist die Wellenrichtung bei kleinen Windgeschwindigkeiten als statistisches Mittel über alle Fälle mit unterschiedlicher Vorgeschichte zu sehen. Diese Fälle sind für den Sedimenttransport nicht so interessant wie die Starkwindereignisse. Die Wellenstatistik enthält die Einflüsse der Windwirkdauer und des Fetches bei hohen Windgeschwindigkeiten. Es wird ein kleinerer Seegang berechnet als im stationären Fall. Damit sind indirekt alle (nicht-linearen) Effekte in der Statistik enthalten.

Aus den Seegangsdaten wird mit einem Strahlenmodell (WOLF, 1993) ein downscaling der Seegangsstatistik der offenen Ostsee entlang der küstennahen 5-m-Tiefenlinie betrieben.

Das Strahlenmodell zur Berechnung des hochaufgelösten Seegangs auf der 5-m-Tiefenlinie ist in diesem Heft von BÖRNGEN et al. (1998) beschrieben.

3.3 Zusammenhang zwischen Seegang und Sedimenttransport

Der auf die Küste einwirkende Seegang initiiert durch seinen Energieeintrag in der Brecherzone verschiedene Transportprozesse. Durch Schubspannungen in Verbindung mit erhöhten Wasserständen wird das Sediment vom Vorstrand aufgenommen und dann im wesentlichen vom gleichzeitig angetriebenen Brandungsstrom längs zur Küste am Boden oder in suspensierter Form transportiert. Das Sediment lagert sich dann an Stellen mit niedriger Schubspannung bzw. Strömungsgeschwindigkeit ab.

Zur Beschreibung der Transportprozesse und Küstenentwicklung wurde aufgrund seiner erprobten Zuverlässigkeit und einfachen Handhabung das modular aufgebaute Softwarepaket LITPACK ausgewählt. Dieses Modell ist die Integration und Erweiterung von intensiv verifizierten und auf eine Vielzahl von Küsteningenieurprojekten angewendeten, deterministischen numerischen Modellen vom Dänischen Hydraulischen Institut zur Beschreibung der hydro- und morphodynamischen Prozesse in der küstennahen Zone. Im Folgenden werden zwei für den Sedimenttransportatlas verwendete LITPACK-Module näher vorgestellt.

3.3.1 STP

Das Sedimenttransportmodell STP berechnet den Sedimenttransport nach dem Grenzschicht-Modell von ENGELUND und FREDSOE (1976, S. 293–306) als Grundlage für die anderen Litpackmodule. Im Zusammenwirken von Wellen und Strömungen ist die turbulente Interaktion in der bodennahen Grenzschicht von Bedeutung sowohl für die Bodenschubspannungen als auch für die Verteilung der Eddy-Viskosität.

Die Grenzschicht besteht aus zwei Regionen:

- In Bodennähe ergeben die mit der Wellenperiode variierende Schubspannung und Turbulenz schnell wechselnde Sedimentkonzentrationen und turbulente Diffusionskoeffizienten.
- Oberhalb dieser Schicht wird die mittlere Geschwindigkeit durch ein logarithmisches Profil beschrieben.

Die totale Sedimentladung wird separat als Fracht am Boden und suspendierte Fracht berechnet.

Der Transport am Boden wird durch folgende Gleichung beschrieben:

$$(7) \quad \Theta = \frac{u_*^2}{(s-1)gd} \Rightarrow q_B = \frac{1}{T} \int_0^T f(\Theta) dt$$

- Θ Shields Parameter für ebenen Untergrund
- u_* Schubspannungsgeschwindigkeit
- s relative Sedimentdichte
- g Erdbeschleunigung
- d Korndurchmesser
- q_B Fracht am Boden

Der Transport in Suspension wird beschrieben durch die Sedimentkonzentration C , die man aus der Gleichung für die vertikale turbulente Diffusion erhält:

$$(8) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial z} \right] + w \frac{\partial C}{\partial z}$$

- C Sedimentkonzentration
 z senkrechte Koordinate (Null am Boden)
 ε_s Turbulenz-Diffusionskoeffizient
 w Sinkgeschwindigkeit

ε_s wird gleich der turbulenten Eddy-Viskosität des Strömungsfeldes gesetzt. Die Randbedingung dicht am Boden ist gegeben durch die Konzentration am Boden C_B bei $z = 2d$. C_B bestimmt sich nach BAGNOLD (1954) als Funktion von Θ , davon ausgehend, dass eine gewisse Sedimentkonzentration erforderlich ist, um die Schubspannung auf den Boden zu übertragen (Korn-Korn-Wechselwirkung). Der Transport in Suspension q_s berechnet sich als Produkt aus Sedimentkonzentration und Strömungsgeschwindigkeit U gemittelt über die Wellenperiode T :

$$(9) \quad q_s = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{2d}^D C U \, dy \, dt$$

- T Wellenperiode
 U Strömungsgeschwindigkeit
 D Wasser-Tiefe

3.3.2 Litdrift

Die Berechnung der litoralen Sedimentdrift erfolgt mittels Litdrift in zwei Stufen:

- I Berechnung des Brandungsstromes (hydrodynamisches Modell)
- II Berechnung des Sedimenttransportes mit STP.

Das hydrodynamische Modell berechnet Wellenausbreitung und -brechung. Es bestimmt die dabei wirkenden Kräfte in Abhängigkeit vom ‚radiation stress‘-Gradienten durch Lösung der Gleichung für die küstenparallele Impulserhaltung (s. FREDSOE, 1984, S. 1103–1120):

$$(10) \quad \tau_b - \frac{d}{dy} \left[\rho E D \frac{du}{dy} \right] = - \frac{ds_{xy}}{dy} + \tau_w + \tau_{cur}$$

- τ_b Boden-Schubspannung abhängig vom Brandungsstrom
 τ_w Schubspannung durch Wind
 τ_{cur} Schubspannung durch Strömung
 ρ Dichte von Wasser
 E Impulserhaltungskoeffizient
 D Wassertiefe
 s_{xy} küstenparallele Komponente vom ‚radiation stress‘

Litdrift kann angewendet werden für komplexe Küstenprofile mit Sandbänken, für reguläre und irreguläre Wellen, unter der Voraussetzung einheitlicher Bedingungen entlang einer unendlich langen, geraden Küste. Nach Bestimmung des Brandungsstromes werden repräsentative Punkte auf dem Tiefenprofil für die Berechnung der litoralen Drift ausgewählt:

$$(11) \quad S = \frac{v^3}{d^{3/2}} \frac{H}{D}$$

- S Selektionsparameter
- d Korngröße
- H Wellenhöhe
- v Strömungsgeschwindigkeit

Die anschließenden Sedimenttransportberechnungen an diesen Punkten durch STP spiegeln die lokalen Bedingungen unter Beachtung der Energie-Dissipation, dem Anteil nichtbrechender Wellen und der signifikanten Wellenhöhe wieder. Man erhält eine Verteilung des Sedimenttransportes über dem Profil, deren Integration die totale Küstenlängstransportrate ergibt. Unter Berücksichtigung der Variation des hydrodynamischen Klimas (jährlicher Wind, Wellen, Sturmereignisse, Profilbedingungen) kann das Sedimentbudget an einem bestimmten Ort berechnet werden.

3.4 Anwendung des Modells auf die Küste im Untersuchungsgebiet

3.4.1 Eingabedaten

Das Küstenentwicklungsmodell stützt sich wesentlich auf die Ergebnisse der anderen KLIBO-Teilprojekte. Der verwendete Seegangsatlas wurde im Projekt „Seegangbelastung vor der Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns“ (BÖRNGEN et al., 1998a) erstellt. Im Teilprojekt „Historische bis rezente Küstenverlagerungen im Raum Fischland, Darß und Hiddensee anhand von Karten und Luftbildserien“ wurden u. a. die Küstenkoordinaten im Untersuchungsgebiet Darß-Zingst für die (Küstenkilometer 186–216) sowie Hiddensee (233,25–252,25) aus der Topografischen Karte AV10 von 1983 bestimmt (TIEPOLT, 1996).

Die für das Modell benötigte Bathymetrie wurde aus den Seekarten des SHD von 1980 digitalisiert (RIECHMANN, 1996). Die zur Berechnung des Sedimenttransportatlases erforderliche geschlossene Uferlinie sowie die 5-m-Tiefenlinie von Küstenkilometer 140 bis 252,25 (Warnemünde bis Dornbusch) wurden durch Interpolation und Diskretisierung im 250-m-Abstand der digitalisierten Daten gewonnen. Dazu muss bemerkt werden, dass die Seekarten per Schiff vermessen wurden und nur mit bedingter Genauigkeit die Uferlinie (Tiefenlinie 0 m) darstellen. Zur wenigstens abschnittweisen Erhöhung der Genauigkeit wurden aus der Kartenauswertung die Küstenabschnitte Darß-Zingst und Hiddensee in die digitalisierte Küstenlinie eingepasst.

Die Computer-Berechnung der Küstenlinienverschiebung infolge Sedimenttransport erfordert die durchgehende räumliche Zuordnung der Mess- und Rechenwerte (Küstenrückgänge, Seegangsdaten, Sedimenttransportdaten usw.) zu weitgehend äquidistanten Küstenkoordinaten. Im Bereich Darß-Zingst wurde die Küstenkilometrierung von den

Küsteningenieuren (Staatliches Amt für Umwelt und Natur Rostock) original übernommen, für die restlichen Bereiche Darßer Ort sowie Fischland und Hiddensee wurden sie inter- bzw. extrapoliert. Für den Darß wurden eine Art Küstenkilometer konstruiert, indem ein kubischer Spline durch die Küstenpunkte gelegt wurde. Dieser Spline gibt die Uferlinie an den eingegebenen Punkten genau wieder, während zwischen diesen mittels kubischer Funktionen interpoliert wird. Aus diesem wurden dann Punkte auf der Kurve in gleichen Abständen voneinander berechnet. Die Abstände bestimmen sich aus der Länge des Uferabschnittes dividiert durch Anzahl der fehlenden Küstenkilometer auf diesem Abschnitt und sind somit nicht gleich dem Abstand auf den anderen Küstenabschnitten. Ausgehend vom durchgehenden Küstenabschnitt von Küstenkilometer 186 bis 216 wurden die Küstenkilometer nach Westen (Warnemünde) und nach Osten (Hiddensee) extrapoliert. Die entstandene Küste wird durch die Punktkoordinaten an den Küstenkilometern beschrieben.

Die Zuordnung der für die Berechnung des Seegangs erforderlichen Punkte auf der 5-m-Tiefenlinie zu den Küstenkilometern auf der Küstenlinie erfolgt durch Auswahl des Punktes auf der Tiefenlinie, der der vom jeweiligen Küstenpunkt ausgehenden Normalen am nächsten liegt. Die somit geschlossene Küstenlinie sowie die 5-m-Tiefenlinie von Küstenkilometer 140 bis 252,25 sind die Basis für die kontinuierliche Modellierung der Sedimentbilanzen mit einem One-Line-Modell im Untersuchungsgebiet, wobei die Hakenbildung am Darßer Ort aufgrund der stark gekrümmten Kontur dieses Vorhaben erschwert.

3.4.2 Seegangs atlas

Aus der oben aufgeführten Seegangsstatistik (BÖRNGEN et al., 1998a) kann ein sogenannter Seegangs atlas für den küstennahen Bereich erstellt werden. Dazu werden am Anfang der transportaktiven Brecherzone landwärts gesehen anhand der vorhandenen Bathymetrie (5-m-Tiefenlinie) die erforderlichen Seegangsparameter (Wellenhöhe, -periode und -richtung) im Untersuchungsgebiet mit dem Strahlenmodell von WOLF (1993) berechnet. Die Begrenzung einer aktiven Zone ist für die spätere Strömungsberechnung mit LITDRIFT erforderlich. Jeweils für die Windstärken ein bis zehn Beaufort und die Windrichtungen von -120° bis 120° zu Nord in 30° -Schritten werden die signifikante Wellenhöhe H_s , die Wellenperiode T und die Richtung des einfallenden Seegangs an jedem Punkt der 5-m-Tiefenlinie errechnet. Die berechneten Seegangsgrößen sind als Voraussetzung für die Sedimenttransportberechnung über die eindeutige Zuordnung der Tiefenpunkte zu den Küstenpunkten ebenfalls den Küstenpunkten zugeordnet.

Für jeden dieser drei Seegangsparameter wurde mit der Mathematik-Software MATHEMATICA von Wolfram Research eine Matrix aus polynomialen Interpolationsfunktionen erster Ordnung über die gesamte Intervallbreite des jeweiligen Seegangsparameters für jeden Küstenpunkt berechnet. Mit diesem zusammengefasst dreidimensionalen Seegangs atlas können für beliebige Windereignisse mit Richtung und Windstärke die zugehörigen Seegangsparameter an allen Küstenkilometern als Interpolationswerte einzeln schnell ermittelt werden.

3.4.3 Sedimenttransport atlas

Für die Erstellung eines Sedimenttransport atlas wird das Modul LITDRIFT aus dem One-Line-Modell LITPACK verwendet. Dessen modulare Programmstruktur erlaubt die Einbettung der einzelnen Fortran-programmierten Module in andere Programm Sprachen

(z. B. MATHEMATICA) sowie die wechselseitige Transformation der verwendeten Daten aus dem binären LITPACK-Format in ASCII.

Um im Küstenentwicklungsmodell weitgehend unabhängig von Eingabemechanismen sowie Programmstruktur von LITPACK zu sein bzw. geschlossen die ganze Rechnung in einem Durchlauf mit einem Programm abarbeiten zu können, wurden nur die wesentlichen Module ins KEM eingebettet, deren aufwendige Neuentwicklung nicht sinnvoll wäre. Für einzelne Funktionen bzw. Prozeduren wurden eigene Lösungen entwickelt. Das spart unter anderem Rechenzeit und entspricht mehr dem zeitlich und räumlich integrierendem Charakter des Modells im Gegensatz zu den mehr speziellen Einzelproblemlösungen kleinerer, relativ gerader Küstenabschnitte im kleinskaligen Bereich mit LITPACK. Insbesondere kann im KEM eine weiträumige Küste mit stark ausgeprägten, großen Strukturen (z. B. Darßer Ort) zusammenhängend in einem Rechenlauf berechnet werden. Die in dieser Hinsicht begrenzten Möglichkeiten von LITPACK werden somit wesentlich erweitert, indem die aufwendige Unterteilung in erforderliche relativ gerade Küstenabschnitte im KEM ersetzt wird. Dabei ist zu beachten, dass die Bereiche starker Krümmung (Darßer Ort oder Bock) wegen ihrer ohnehin schwer beschreibbaren Verhältnisse gesondert behandelt werden (siehe 3.4.1).

Bei der Erstellung des Sedimenttransportatlases (analog zum Seegangs atlas) in Form einer Funktion wird wie folgt vorgegangen: Für ein im Modellgebiet durchschnittliches Querschnittstiefenprofil einer willkürlich nach Norden orientierten, geraden Küste (Normalenrichtung gleich Nord) wird ein vollständiger Satz von Seegangssituationen (Seegangsmatrix mit HS in 0,5-m-Schritten von 0 bis 2,5 m, Wellenrichtung in 30°-Sektoren von -90° bis 90° zur Küstennormalen, Periode in 2-s-Schritten von 2–6 s) erstellt. Vergleichsmessungen mit einer Strömungsmesssonde an der Zingster Seebrücke zeigten, dass größenordnungsmäßig die realen Strömungsbedingungen in LITDRIFT nur unter Berücksichtigung von wellen- und windgetriebener Strömungen erreicht werden. Deshalb wurde die Seegangsmatrix um die Dimensionen Windrichtung (in 30°-Sektoren von -120° bis 120° zu Nord) und Windstärke (in 2-Beaufort-Schritten von 0 bis 10 Bft) erweitert. Für jedes Element der Seegangsmatrix wurden mit jeweils gleicher prozentualer Häufigkeit des Auftretens die Sedimenttransportkapazitäten in Abhängigkeit von Tiefenprofil, Küstenorientierung und Sedimenteigenschaften, wie Dichte, Korndurchmesser und Sinkgeschwindigkeit mit dem Modul LITDRIFT berechnet. Anschließend wurde eine Interpolationsfunktion erster Ordnung über diese Seegangsmatrix und die zugehörigen Sedimenttransportkapazitäten aufgestellt. Die Erhöhung der Ordnung der Interpolationsfunktion von eins auf drei sowie eine feinere Diskretisierung der Bereiche von Wellenrichtung und -höhe ergab eine vernachlässigbare Veränderung der berechneten Sedimentbilanzen.

3.4.4 Berechnung der Sedimenttransportkapazitäten

Zusammen mit dem Satz von Interpolationsfunktionen für die Beschreibung des Zusammenhangs von Wind und Seegang für jeden Küstenpunkt (Seegangs atlas) bildet die Interpolationsfunktion für die Beziehung zwischen Seegang und Sedimenttransport eines nach Norden ausgerichteten Tiefenprofils (Sedimenttransport atlas bzw. -matrix) die Voraussetzung für die Berechnung der Sedimenttransportkapazitäten an einer realen, gekrümmten Küste. Mit der Seegangsfunktion werden für jedes Ereignis einer vollständigen Windmatrix die Seegangsparameter Wellenhöhe, -richtung und -periode für jeden Küstenpunkt bestimmt. Daraus einschließlich Windrichtung und -stärke können die Sedimenttransportkapazitäten mit der fünfdimensionalen Sedimenttransportfunktion berechnet werden. Dabei ist

zu beachten, dass diese Sedimenttransportfunktion die Sedimenttransportkapazitäten für eine Küste mit nach Norden ausgerichteter Küstennormale definiert. Um die Sedimenttransportraten der realen Küste im Untersuchungsgebiet zu berechnen, muss entsprechend der unterschiedlichen Normalenausrichtung der Küste an den einzelnen Küstenkilometern eine Drehung von Wind- und Wellenrichtung bezüglich dieser Normalen erfolgen.

Zur Erklärung der Sedimenttransportberechnung wählen wir ohne Beschränkung der Allgemeinheit ein Ereignis aus der vollständigen Windmatrix und einen Punkt am Weststrand von Fischland aus und berechnen den Transport. Beispielsweise sei die mit der Seegangsfunktion für einen Wind von 8 Bft aus Westnordwest ($-67,5^\circ$ zu Nord) berechnete Wellenanlaufrichtung -60° zu Nord und die Normalenrichtung der realen Küste am betrachteten Punkt Nordwest (-45° zu Nord). Dann ist die resultierende Wellenrichtung an diesem Küstenpunkt $-60^\circ - (-45^\circ) = -15^\circ$ zur Küstennormalen. Analog ergibt sich die Windrichtung: $-67,5^\circ - (-45^\circ) = -22,5^\circ$ bezüglich der Küstennormalen. Mit der unveränderten Wellenhöhe und Periode sowie Windstärke und der solcherart „korrigierten“ Wellenanlauf- und Windrichtung ermittelt man die zugehörigen Sedimenttransportkapazitäten für die reale Küste aus der Sedimenttransportfunktion durch Interpolation. Wellenhöhen, Perioden und Windstärken werden außerhalb der Intervalle der Interpolationsfunktionen auf die ihnen am nächsten liegenden Intervallbegrenzungen gesetzt. Die Intervallbreiten der Interpolationsfunktionen sind im wesentlichen durch die verwendeten Seegangs- und Sedimenttransportmodelle vorgegeben.

Jedes Windereignis in der Sedimenttransportmatrix ist mit einer prozentualen Häufigkeit von 0,5 % eines Jahres definiert, d. h. zur Anwendung des Atlases auf reale oder prognostizierte Windszenarien wird diese einheitliche Häufigkeit zur tatsächlichen Auftretshäufigkeit der einzelnen Windereignisse ins Verhältnis gesetzt. Beispielsweise werden die Werte der Kapazitäten aus der Sedimenttransportmatrix für die Windereignisse mit 8 Bft aus 30° zu Nord und der Häufigkeit 1 % pro Jahr mit dem Quotienten $1/0,5$ multipliziert, um die jährliche Sedimenttransportkapazitäten für diese Winde zu erhalten.

Die Möglichkeiten des entwickelten Modells sind noch nicht vollends ausgeschöpft, bis jetzt wurde mit einheitlichem Profil und Korngröße für die gesamte Küste ohne Berücksichtigung großräumig bedingter Strömungsverhältnisse gerechnet. Die Sedimenttransportmatrix muss zur besseren Einschätzung der Transportmengen um die Dimensionen Korngröße, mittlere Strömung und Profilform erweitert werden, um den differenzierten Eigenheiten der einzelnen Küstenabschnitte besser gerecht zu werden.

4. Ergebnisse

Alle Modellergebnisse wurden aus der Wirkung des Windes und eines Meeresspiegelanstieges (eustatisch/anthropogen) berechnet. Das Konzept der Sedimenttransportmatrix erlaubt eine relativ einfache Untersuchung der Sedimenttransportkapazitäten für unterschiedliche Zeiträume. Diese Kapazitäten lassen sich mit den tatsächlich transportierten Materialien aus den Kartenauswertungen unter den oben gemachten Annahmen zum Gleichgewichtsprofil vergleichen. Aus drei Karten (TIEPOLT 1996, Preußisches Messtischblatt von 1885, Deutsche Luftbildkarte von 1937, Topographische Karte AV von 1983) ergeben sich zwei Zeiträume ($1885-1937 = 52$ Jahre, $1937-1983 = 46$ Jahre) mit einem Fehler in der Küstenverschiebung von $\pm 0,3$ bzw. $\pm 0,2$ Meter/Jahr. Eine gleichzeitig existierende Windzeitreihe, die aus technischen Gründen in Fünfjahresschritten unter Berücksichtigung zeitlicher Veränderungen der Unterlage am Messort, wie z. B. Errichtung von Gebäuden oder Veränderungen

des Bewuchses, homogenisiert wurde (BECKMANN, 1996), liefert je Zeitraum eine Häufigkeitsverteilung für den Wind 10 Meter über Wasser in 30°-Richtungsschritten und Beaufort-Skala.

In Abb. 4 sind die Windstatistiken für die beiden zur Kartenauswertung äquivalenten Zeiträume 1885–1939 und 1940–1984 miteinander verglichen. Während die Winde aus den Richtungen West bis Nordost im zweiten Zeitraum (1940–1984) weniger häufig als im ersten Zeitintervall (1885–1939) auftraten, nahm die Häufigkeit der Winde aus südlichen Richtungen gegenüber dem ersten Zeitintervall (1885–1939) deutlich zu. Insbesondere erhöhte sich

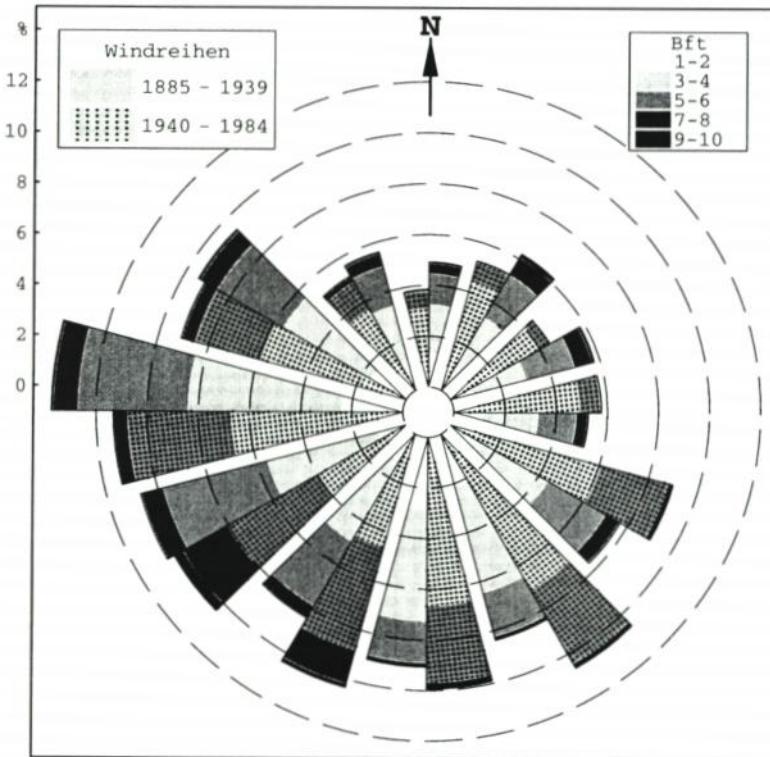


Abb. 4: Richtungsverteilungen der mittleren prozentualen Häufigkeiten der Windgeschwindigkeiten 10 m über Wasseroberfläche für die Zeiträume 1883–1937 und 1940–1984

der Starkwindanteil aus südwestlicher Richtung 1940–1984 gegenüber 1885–1939, hingegen verringerte sich der Starkwindanteil aus nordöstlichen Richtungen. Nach BECKMANN (1996) änderte sich jedoch nicht die mittlere Windgeschwindigkeit über alle Richtungen.

Anhand dieser Windstatistiken wurden mit der erzeugten Sedimenttransportmatrix des KEM für das Untersuchungsgebiet die Transportkapazitäten und der daraus resultierende Küstenrückgang in beiden Zeitintervallen bestimmt. Die richtungsbehafteten Transportkapazitäten zeigen die Abb. 5a und 5b, ein Sedimentstrom von West nach Ost ist dunkel dargestellt.

Anlandung und Abtragung werden bei Untersuchungen, die auf Küstenverschiebungen beruhen, durch den Meeresspiegelanstieg modifiziert (s. 3.1.2.3.). Damit setzt sich ein

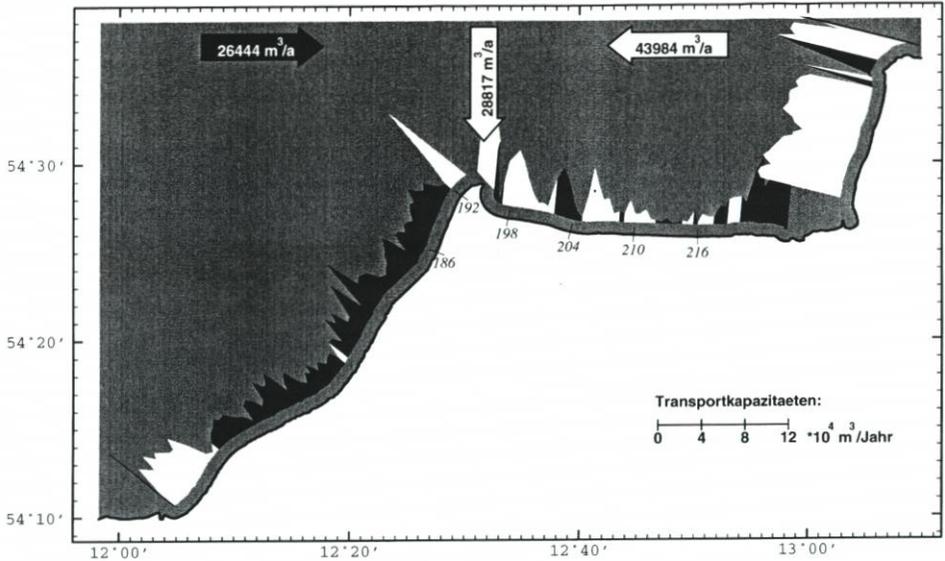


Abb. 5a

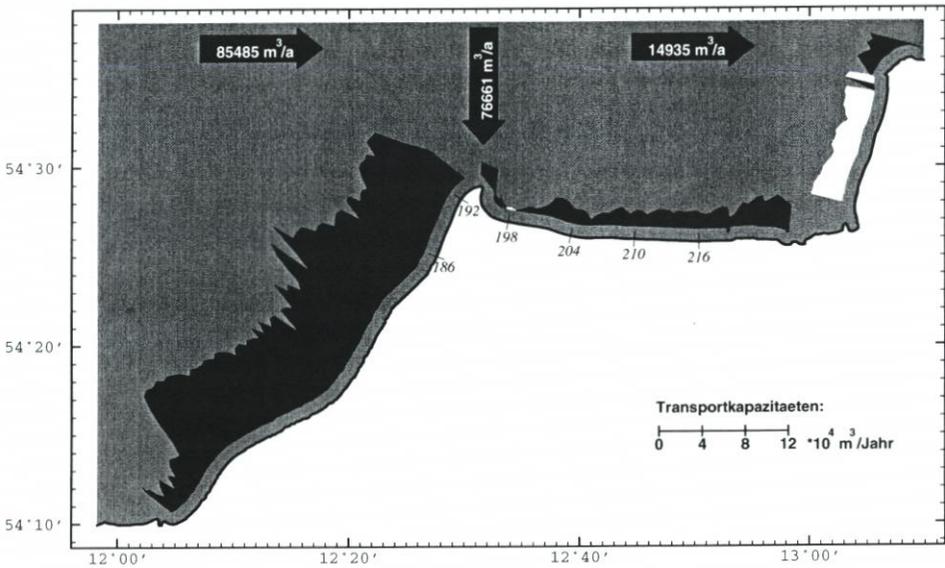


Abb. 5b

Abb. 5: Berechnete Küstenlängstransportkapazitäten im Vergleich mit den aus historischen Karten bestimmten Akkumulationen. Die dunklen Flächen bedeuten Transporte von West nach Ost, helle Flächen von Ost nach West. Die Summe der Transportkapazitäten ist senkrecht zur Küste aufgetragen. Die horizontalen Pfeile bezeichnen die mittleren Transportkapazitäten in der Nähe des Anlandungsgebietes, die vertikalen Pfeile die aus Karten bestimmten Akkumulationen:

- a) Zeitintervall von 1885–1939
- b) Zeitintervall von 1940–1984

Küstenrückgang aus transportbedingter Abtragung und dem verlustfreien Rückgang durch Meeresspiegelanstieg zusammen. Um aus dem Küstenrückgang auf die tatsächlichen Sedimenttransporte zu schließen, wird der sich aus dem Meeresspiegelanstieg ergebende Anteil bei der Auswertung vom Küstenrückgang abgezogen. Bei Anlandungen ist ein entsprechender Betrag zu addieren. In den betrachteten Zeiträumen vorgenommene Aufspülungen wurden in die Sedimentbilanzen mit einbezogen.

Wir beschränken uns auf die Daten im Gebiet Fischland-Darß-Zingst. Aus den in der Einleitung beschriebenen Befunden geht hervor, dass sich am Darßer Ort ein großes Akkumulationsgebiet befindet. Aus der Kartenauswertung ergibt sich für das Zeitintervall 1885–1937 (siehe Abb. 5a) eine Akkumulation von $28\,817 \pm 13\,240 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Die Akkumulationsfläche lässt sich in einen westlichen Teil ($13\,754 \pm 4\,275 \text{ m}^3/\text{Jahr}$) und einen östlichen Teil ($15\,063 \pm 8\,965 \text{ m}^3/\text{Jahr}$) untergliedern. Die Aufteilung in westliche und östliche Depositionsfläche ist nach den Nulldurchgängen der berechneten Sedimenttransportkapazitäten bestimmt worden. Die Transportkapazitäten sind am Weststrand (in der Nähe von Ahrenshoop) über mehrere Kilometer nach Osten gerichtet und östlich vom Darßer Ort nach Westen (siehe Abb. 5a). Bei der Sedimentverfügbarkeit in diesen Bereichen ist davon auszugehen, dass der Sedimentstrom jeweils seine Sättigung erreicht und die errechneten Mengen tatsächlich transportiert werden. Während am Weststrand (Küstenkilometer 186–192) der Nettotransport von West nach Ost $26\,444 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ betrug, waren die aufsummierten Absolutbeträge der Transporte in diesem Bereich mit $152\,501 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ sechsmal größer. Im Bereich Prerow dagegen stehen Transporte von Ost nach West mit netto $43\,984 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ den Absolutbeträgen von $71\,707 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ gegenüber (siehe Abb. 5a).

Für das Zeitintervall 1937–1983 ergeben sich etwas andere Verhältnisse (siehe Abb. 5b). Aus der Kartenauswertung ergibt sich eine Akkumulation am Darßer Ort von $76\,661 \pm 9\,078 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Die West-Ost-Transporte betragen am Weststrand $85\,485 \text{ m}^3/\text{Jahr}$, die Summe der Absolutbeträge $122\,083 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Auf dem Zingst kehrt sich die Haupttransportrichtung gegenüber dem vorherigen Zeitschnitt um, die Transportkapazitäten von West nach Ost betragen hier $14\,935 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ mit einem Absolutbetrag von $34\,802 \text{ m}^3/\text{Jahr}$.

Interessant ist die Summe der Abtragungen im Untersuchungsgebiet. Leider wurden die historischen Karten nur von Küstenkilometer 186 (Nähe Ahrenshoop, siehe Abb. 1) bis 216 (Ostende Zingst ohne Bock) ausgewertet, während der für unsere Untersuchungen ebenso wichtige Küstenabschnitt von Warnemünde an ausgespart wurde. Im Zeitintervall 1885–1937 betragen die Abtragungen an der Westküste (Fischland-Darß, Küstenkilometer 186–192) $17\,161 \pm 10\,488 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ und auf der Nordküste der Halbinsel Zingst (Küstenkilometer 198,25–216) $20\,237 \pm 30\,565 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Diese Abtragungen wurden aus den Verschiebungsbeträgen der Kartenauswertung, abzüglich der Verschiebung des angenommenen Gleichgewichtsprofils durch eustatischen Meeresspiegelanstieg, ermittelt. Diese umgerechnet in m^3 macht z. B. für die Nordküste der Halbinsel Zingst $8\,520 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ aus. Für das Zeitintervall 1937–1983 wurden Abtragungen an der Westküste von $31\,039 \pm 8\,309 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ und auf der Nordküste der Halbinsel Zingst von $33\,156 \pm 23\,348 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ bestimmt. In diesem Zeitschnitt sind noch diverse Strandaufspülungen auf der Nordküste der Halbinsel Zingst zu berücksichtigen, die eine effektive Gesamt-Abtragung von $61\,145 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ ergeben.

Es ist zu beachten, dass die Grenzen zwischen Abtragung und Anlandung in beiden Zeitschnitten nicht gleich sind. Die Unterschiede in den Fehlerangaben ergeben sich aus den unterschiedlichen Fehlern der Zeitschnitte der Kartenauswertungen und den verschiedenen Küstenlängen. Am genauesten sind die Werte vom Weststrand mit den höchsten jährlichen Abtragungen im Jahr im letzten Zeitschnitt. Aufgrund der im Abschnitt 3. beschriebenen Modellvoraussetzungen lassen sich die für die Vergangenheit berechneten Transporte auf

ähnliche Wind-Szenarien in die Zukunft extrapolieren. Zu den Verschiebungen sind jeweils die Küstenrückgänge dazuzuaddieren, die durch den Meeresspiegelanstieg hervorgerufen werden (siehe 6.3). Es lassen sich Küstenrückgänge bzw. diesen entgegenwirkende Sandmengen für Aufspülungen unter z. B. verdoppelter Anstiegsgeschwindigkeit des Meeresspiegels für jeden Küstenkilometer angeben.

5. Diskussion

Das ganze Gebiet Darßer Ort bis Prerow ist Anlandungsgebiet. Wir haben das detaillierte Modellergebnis mit den integralen Akkumulationsdaten aus den Kartenauswertungen verglichen. Dazu haben wir das Anlandungsgebiet in zwei Teile aufgeteilt. Die Teilungslinie deckt sich in etwa mit der Fahrrinne im Prerower Nothafen (Küstenkilometer 194,5), zwischen Darßer Ort und der Ortschaft Prerow. Die Transportkapazitäten besitzen in beiden Zeitschnitten an verschiedenen Stellen Nulldurchgänge, die in der Nähe dieser vormals natürlichen Teilungslinie liegen. Die Tatsache, dass in den 70er und 80er Jahren die Fahrrinne zum damaligen NVA-Hafen freigebaggert werden musste, deutet auf einen in der Vergangenheit möglichen Transport über die ursprünglich natürliche Fahrrinne hinaus hin. Bei westlichen Winden wird ein gewisser Sedimentanteil von der Westseite um den Darßer Ort mit der Strömung herumgeführt. In der Gegenwart sind große Transportmengen eher unwahrscheinlich. Die Hafeneinfahrt ist nach 1990 nicht mehr bebaggert worden (Nationalpark) aber auch nicht weiter versandet. Auf Luftbilddaufnahmen sehr gut sichtbare Sedimentfahnen, die am Darßer Ort beginnen, scheinen hier zu enden.

Betrachten wir die Westseite von Fischland-Darß mit den kleinsten relativen Fehlern in den Volumenangaben, so stellt man Übereinstimmung zwischen Modellergebnissen und Volumenbilanzen aus Kartenauswertungen fest. Die Änderung des Klimas durch stärkere Südwestwinde im Zeitintervall 1940–1984 ergibt dreifach höhere Transportkapazitäten infolge der höheren Seegangsbelastung gegenüber dem vorhergehenden Zeitintervall. Dies geht konform mit fast dreimal so hohen Anlandungen am Darßer Ort mit Hakenbildung bis zum heutigen Nothafen (Küstenkilometer 194,5), während sich die Abrasion nur verdoppelt. Zur Bilanzierung fehlen leider noch größere, nicht von TIEPOLT (1996) ausgewertete Gebiete, die ebenfalls zum Quellgebiet für die Anlandung am Darßer Ort gerechnet werden müssen, TIEPOLT hat seine Auswertungen bei Küstenkilometer 186 (Ahrenshoop) abgebrochen. Ein direkter Vergleich von Transportkapazitäten und Abrasion ist daher nicht möglich, aber die sich ergebende Erhöhung der im Vergleich zu den Anlandungen zu niedrigen Abrasionswerte unter zusätzlicher Berücksichtigung von Transportverlusten würde sich ins Erscheinungsbild einfügen. Die vergleichsweise geringe Änderung der Absolutbeträge der Transportraten entspricht einer im zweiten Zeitintervall weniger häufigen Änderung der Transportrichtung, d. h. durch die ausgewogenere Richtungsverteilung der Winde ist der Nettotransport im ersten Zeitschnitt wegen häufig wechselnder Transportrichtung bedeutend kleiner.

Im Zeitintervall 1885–1939 sollte die Summe der Transportkapazitäten auf dem gesamten Küstenabschnitt gleich der Akkumulation am Darßer Ort sein. Der auftretende Fehlbetrag von ca. 50 000 m³/Jahr wird teilweise durch Verluste beim Transport in Richtung Ost-West über den Sandhaken am Darßer Ort interpretiert, zumal die Differenz zwischen Transport und Abrasion im Bereich Zingst größer ist. Solche Transporte entgegen der Hakenbildung erscheinen nicht plausibel, können aber formal bei starken Nord- bis Nordostwinden in der Natur auftreten. Bei Westwinden wird der Sedimenttransport einfach längs

der Sandbank geführt, was dann am Hakenende zur Sedimentation führt. In diesem Fall ist die Randwellenenergie auf der Sandbank soweit mit dem einlaufenden Seegang im Gleichgewicht, dass sich die Randwelle am „Ende“ der Sandbank durch Impulserhaltung in der gleichen Richtung weiter ausbreitet, aber aufgrund der sich ändernden Tiefe bricht. Sediment bleibt liegen. Ohne zusätzlichen Brandungsstrom würde sich die Sandbank gleichmäßig weiter ausbilden. Durch den Brandungsstrom, der hier eine andere Richtung als die Randwellen hat, kommt es zur Auffächerung des „Endes“ der Sandbank. Bei Nord- bis Nordostwinden ist dieses „Ende“ der Sandbank ungeschützt dem Seegangsangriff ausgesetzt. Randwellen können sich auf der bestehenden aufgefächerten Sandbank kaum ausbilden. Dieses Sediment wird infolge des gestörten Gleichgewichts im Zusammenhang mit Turbulenzen im Brandungsstrom weitverteilt und geht zum größten Teil in Richtung See verloren. Die Anteile, die dabei endgültig in Wassertiefen größer als die Maximaltiefe der Seegangswirkung befördert werden, lässt sich schwer beziffern.

Die Anlandung am Darßer Ort ist aus Küstenverschiebungen berechnet, indem das Konzept des Gleichgewichtsprofils benutzt wurde. Aber dieses Konzept ist aus den eben genannten Gründen hier nicht anwendbar. Es ist vielleicht eher so, dass sich die transportierten Sedimentmengen über große Areale verteilen, und somit das Bodenprofil um den Darßer Ort großräumig verflacht haben. Auch die oben angewendete Aufteilung in östliche und westliche Anlandungsfläche hilft nicht weiter. Abb. 5a zeigt nur die mittleren Verhältnisse. Im Einzelfall wird durchaus Sediment über den Nullpunkt des Nettotransports geführt. Der Nulldurchgang des Nettotransports ist durch gleichgroße Anteile aus beiden Transportrichtungen gekennzeichnet. Es stellt sich die Frage, ob dieses Sediment im Vorstrandbereich weiter zur Verfügung steht und nicht durch obige Prozesse in tiefere Bereiche abwandert. Diese Überlegungen stehen mit den Befunden aus dem Zeitschnitt 1940–1984 nicht im Widerspruch, in diesem Zeitschnitt waren Absoluttransporte von West nach Ost und Nettotransporte nahezu gleich. Damit hat sich die Transportrichtung nur selten geändert und die Sedimente wurden nicht so oft umgelagert. Es kam damit zu weniger Verlusten.

In unserem Modell werden nur Sedimenttransporte längs der Küste berücksichtigt. Dieser uferparallele Sedimenttransport läuft nicht verlustfrei ab. In Gebieten mit ausreichendem Sedimentangebot ist die Transportkapazität gleich der Transportrate. Bei verlustfreiem Transport müsste das Differenzieren der Transportkapazitäten die Küstenrückgänge ergeben. Die so berechneten Küstenrückgänge entsprechen nur punktuell den Umlagerungen aber nicht den gleichmäßigen Küstenrückgängen aus den Kartenauswertungen. Mehrfachkorrelationsuntersuchungen zwischen Küstenverschiebungen und Absolutbeträgen der Transportkapazitäten und den differenzierten Transportkapazitäten zeigen, dass 0,005 % des Absolutbetrages der Küstenlängstransporte pro Meter Küste „verschwinden“ oder bildlich gesprochen, von einem Kubikmeter Sand, der sich über die Profillbreite gesehen einen Meter in Uferlängsrichtung bewegt, gehen fünf Kubikzentimeter in Richtung See verloren. Lassen wir einen Fehler in der Transportkapazitätsberechnung von +100 % und –50 % zu (größere Fehler stehen im Widerspruch mit den Befunden aus den Kartenauswertungen), ändert sich das Bild nicht prinzipiell.

Die Abtragungen und die Transportraten zwischen Prerow und dem Ostende der Halbinsel Zingst stehen in keinem vernünftigen Verhältnis und geben Anlass zu weiteren Untersuchungen. Im Zeitintervall 1885–1937 überschreiten die Fehler aus den Kartenbestimmungen die Abtragungen. Die bestimmten Transportraten liegen aber innerhalb des Fehlerintervalls. Im Zeitintervall 1940–1984 sind bei Berücksichtigung der Fehler mindestens 10 000 m³/Jahr abgetragen worden, dem steht eine Nettotransportrate von 14 935 m³/Jahr gegenüber. Berücksichtigt man die Aufspülungen von 27 991 m³/Jahr, so ergeben sich erheb-

liche Defizite. Ein nicht zu vernachlässigender Transportweg ist der äolische Sedimenttransport, der durch eigene Beobachtungen Transportraten bis zu $24 \text{ m}^3/\text{Tag}$ erzeugen kann. Die Sedimentbilanz wird durch dessen Berücksichtigung aber noch nicht ausgeglichen, diese Transportraten treten nur bei uferparallelen Wind mit Windgeschwindigkeiten von mehr als 10 m/s auf.

Es bleibt die Diskrepanz zwischen Abtragung und Transportkapazitäten in diesem Gebiet. Geringere Windhäufigkeiten aus dem Richtungsbereich NO-N-NW mit geringeren Windgeschwindigkeiten und damit geringerer Seegangsbelastung sowie höherer Aufwand im Küstenschutz im zweiten Zeitraum stehen höheren Abtragungen gegenüber, während die aus den Windverteilungen berechneten Transportraten eher den Windverhältnissen entsprechen.

Im Zusammenhang mit diesen Unstimmigkeiten bemerkt TIEPOLT (1996) in seinem Bericht zur Interpretation der Messwerte für die Nordküste von Zingst, dass dort konträre Verhältnisse herrschen, die z. Z. aufgrund der nicht ausreichenden Konsistenz der Datenreihen nur grob erfasst werden können. Er schreibt: „Die Uferlinie des gesamten Nordabschnittes weicht 1835–1885 um $0,25 \text{ m/a}$ zurück. Dieser Wert erhöht sich für den Zeitschnitt 1885–1937 auf $0,3 \text{ m}$ und von 1937–1983 auf $0,4 \text{ m}$. Die Betrachtung der Kliffkante zeigt hiervon abweichende Verhältnisse. Zwischen 1835–1885 wurde sie um $0,4 \text{ m/a}$ und 1885–1937 um $0,95 \text{ m/a}$ zurückgeschnitten. Zwischen 1937 und 1983 ergeben sich keine messbaren Änderungen. Damit stehen für den letztgenannten Zeitschnitt das Verhalten der Uferlinie und der Kliffkante in krassem Widerspruch. Die Erklärung kann nur in den intensiven Küstenschutzmaßnahmen dieses Jahrhunderts gesucht werden. Deich- und Buhnenbau, Dünen- und Küstenschutzwaldpflege sowie Strandaufspülungen sollten die Küstenlinie zwischen den schon 1880 bzw. 1881 zum Seebad ernannten Ortschaften Prerow und Zingst stabilisieren. Dies ist entsprechend der gemessenen Kliffkantenwerte gelungen, führte aber augenscheinlich zum verstärkten Rückgang der Uferlinie aufgrund zunehmender Materialdefizite.“

Eine im Zeitintervall 1937–1983 in der Praxis gängige Methode im Küstenschutz war es, nach einem Sturmhochwasser die von der Düne abgetragene Sedimentmenge aus dem Strandbereich zu entnehmen und damit die Düne wieder aufzufüllen. Diese Vorgehensweise zerstört das Gleichgewichtsprofil im Strandbereich und führt bei den nächsten erhöhten Wasserständen zu zusätzlichen Transporten orthogonal zur Küste. Solche Quertransporte werden auch an unbeeinflussten Stränden beobachtet (EITNER, 1995). Im Verlauf von Sturmfluten wird dort Sediment vom Strand in den Vorstrand transportiert. Das Sediment wird anschließend während ruhigerer Seegangsbedingungen wieder langsam auf den Strand hochgearbeitet. Benutzt man nach einem Sturmhochwasser den Strandsand zum Auffüllen der Düne, sind die dann zu transportierenden Mengen wesentlich größer als im unbeeinflussten Fall. Die im Strandbereich und Dünenbereich liegenden Sedimente sind künstlich in der Struktur, das heißt in der Korndichte beeinflusst. Laborversuche und Berechnungen haben gezeigt, dass die Korndichte den Transportbeginn weitaus stärker beeinflusst als zum Beispiel die Korngröße des Aufspülgutes. Ebenso wie bei der beobachteten Aufspülung vor Norderney (EITNER, 1995) treten die Umlagerungen daher nur mit Verlusten ein. Dies könnte zumindest teilweise den von TIEPOLT (1996) festgestellten Widerspruch zwischen Verhalten von Kliffkante und Uferlinie im Zeitschnitt 1937–1983 erklären.

Eine weitere anthropogene Gestaltung der Morphologie durch Küstenmanagement ist der Buhnenbau, der hier ebenfalls sehr stark betrieben wurde. Wir meinen jetzt nicht, dass durch Buhnenbau erhöhter Sedimenttransport stattfindet, das widerspräche allen Erfahrungen. Aber Tatsache ist, dass die Buhnen durch natürliche Einwirkungen mit der Zeit unbrauchbar und teilweise nicht rechtzeitig erneuert wurden. Die Kriegseinflüsse verhinderten

Kontinuität des Küstenschutzes. In einem großen Küstenabschnitt des Ostzingstes wurden die Bühnen aufgegeben, dadurch erfolgten im Vorstrandbereich bis zu Wassertiefen von 2–3 Metern größere Umlagerungen beim Anpassen auf die veränderten Bedingungen. Bühnenküsten haben ein steileres Profil als Naturküsten bei gleicher Exposition (siehe 3.1). Auch hier kommt es zu erhöhten Längs- und vielleicht sogar Quertransporten, die mit unserem Modell nicht einfach zu bestimmen sind.

Beide oben beschriebenen Prozesse könnten mit für das Missverhältnis zwischen berechneter Transportrate (mit den Annahmen des Gleichgewichtsprofils und einer gewachsenen Kornstruktur) und tatsächlicher Anlandung verantwortlich sein.

Interessant ist, dass die Absolutbeträge der Transportkapazitäten in beiden Zeiträumen fast gleich groß sind, aber die Nettobeträge sich im gleichen Verhältnis wie die Abtragungen ändern. Ursache dafür ist in erster Linie die geänderte Windrichtungsverteilung zwischen den Zeitschnitten, wobei die mittlere Windgeschwindigkeit in beiden Zeiträumen konstant blieb. Dies bedeutet in der Szenariodiskussion, dass der Windrichtung ebensolche Aufmerksamkeit geschenkt werden muss wie der Windgeschwindigkeit.

6. Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse aus dem Vergleich der modellierten Sedimenttransportkapazitäten mit den Sedimentbilanzen aus der Kartenauswertung rechtfertigen trotz einiger Diskrepanzen den Modellansatz. Mit einfachen Annahmen der Modellbildung und starker Generalisierung der Parameter lassen sich die tendenziellen Transportvorgänge an der Küste im Untersuchungsgebiet qualitativ schlüssig und erstmalig in räumlichen und zeitlichen Skalen solcher Größenordnung auch quantitativ (mit Abstrichen) beschreiben. Berücksichtigt man die wenigen zur Verfügung stehenden Daten und die Fehlerfortpflanzung in den Modellschritten (Windzeitreihen, Seegangmodellierung, empirische Sedimenttransportberechnung), spiegeln die plausiblen Ergebnisse durchaus die tatsächlichen Transporte wieder. Die Unstimmigkeiten zwischen Modellergebnissen und realen Abtragungen erfordern weitere Untersuchungen u.a. zu Auswirkungen des Küstenschutzes. Die Möglichkeiten des entwickelten Modells sind noch nicht vollends ausgeschöpft, bis jetzt wurde mit einheitlichem Profil und Korngröße für die gesamte Küste ohne Berücksichtigung örtlich bedingter Strömungsverhältnisse gerechnet. Zur Klärung der noch offenen Fragen (z. B. Abschätzung des äolischen Sedimenttransports) muss der Sedimenttransportatlas um die Dimensionen Korngröße, mittlere Strömung und Profilform erweitert werden, um den differenzierten Eigenheiten der einzelnen Küstenabschnitte besser gerecht zu werden. Mit diesem erweiterten Modell könnte man die Fehler der quantitativen Modellergebnisse eingrenzen. Unabhängig von den Ergebnissen aus unserer Modellierung ist der Einfluss des Küstenmanagements zur Dünenregenerierung auf den Sedimenthaushalt weiter zu untersuchen. Die aus der Windverteilung 1940–1984 berechneten Transportkapazitäten und die Abtragungen der Nordküste der Halbinsel Zingst im Zeitraum 1937–1983 stehen in krassem Widerspruch. Geringere Wind-Häufigkeiten aus dem Richtungsbereich NO-N-NW mit geringeren Windgeschwindigkeiten sowie höherer Aufwand im Küstenschutz stehen höheren Abtragungen gegenüber.

Insgesamt wurden mit dem erstellten Modell erfolgreich Hindcast-Rechnungen für Windzeitreihen ab 1885 mit Daten aus Kartenauswertungen an einer stark beanspruchten Küste Mecklenburg-Vorpommerns validiert. Mit der Verfügbarkeit neuer Daten und Windszenarien kann das Modell auch für die Abschätzung zukünftiger Küstenentwicklung dienen.

Hinweis:

Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie unter dem Förderkennzeichen 01 LK 9403 gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt der Veröffentlichung liegt bei den Autoren.

7. Schriftenverzeichnis

- BAGNOLD, R. A.: Experiments on a Gravity-Free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid under Shear. *Proceedings of the Royal Society (London), Ser. A*, 225, 1954, S. 49–63.
- BECKMANN, B. R.: Klimawirkung und Boddenlandschaft (KLIBO, Fkz 01LK9321), Teilprojekt: Untersuchung von Häufigkeiten der Starkwindereignisse in Zingst und extremen Pegelständen an der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste. Jahresbericht 1995, Hannover, 1996.
- BECKMANN, B. R.: Klimawirkung und Boddenlandschaft (KLIBO, Fkz 01LK9321), Teilprojekt: Untersuchung von Häufigkeiten der Starkwindereignisse in Zingst und extremen Pegelständen an der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste. Jahresbericht 1996, Hannover, 1997.
- BECKMANN, B. R. u. TETZLAFF, G.: Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. *Met. Z.* 5, 1996, 169–172.
- BÖRNGEN, M.; SCHÖNFELDT, H.-J.; RIECHMANN, F.; PANIN, H.-J. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst. Teil 2: Seegangsatlas. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut f. Meteorologie der Uni. Lpz. und dem ift e.V. Lpz., H. 1998a (im Druck).
- BÖRNGEN, M.; SCHÖNFELDT, H.-J.; RIECHMANN, F.; PANIN, H.-J. u. TETZLAFF, G.: Seegangmodellierung für das Gebiet um Darß und Zingst. *Die Küste*, 1998b, (im Druck).
- BOLL, E.: Beiträge zur Geognosie Mecklenburgs. *Arch.d. Vereins d. Freunde d. Naturgesch. In Mecklenburg.* Jg. 19, 1863.
- BRYAN, K. R. u. BOWEN, A. J.: Edge wave trapping and amplification on longshore currents. *Canadian Coastal Conference '95, NRC Ottawa*, 1995, 89–104.
- BRYAN, K. R. u. BOWEN, A. J.: Edge wave trapping and amplifikation on barred beaches. *J. Geophys. Res.* 101, 1996, 6543–6552.
- BRYAN, K. R.; HOWD, P. A. u. BOWEN, A. J.: Field observations of bar-trapped edge waves. *J. Geophys. Res.* 103, 1998, 1285–1306.
- BRYAN, K. R. u. BOWEN, A. J.: Bar-trapped edge waves and longshore currents. *J. Geophys. Res.* 1997 (im Druck).
- DEAN, R. G.: Equilibrium beach profiles. *U.S. Atlantic and Gulf Coasts, Ocean Eng. Rep.*, 12, Delaware, 1977.
- DEAN, R. G.: Principles of beach nourishment. In Komar, P.D. (Ed.), *CRC Handbook of coastal processes and erosion*, 1983.
- DEAN, R. G.: Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications. *Journal of Coastal-research*, 7, 1991.
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W. u. SIEDLER, G.: *Allgemeine Meereskunde*. Berlin, Stuttgart, 1975.
- EITNER, V.: Sedimentologische und morphologische Untersuchungen der ersten kombinierten Vorstrand- und Strandauffüllung im Bereich des Bühnen-Deckwerks-Systems von Nordey. *Die Küste*, H. 57, 1995.
- ENGELUND, F. u. FREDSOE, J.: A sediment transport model for straight alluvial channels. *Nordic Hydrology*, 7, 1976.
- FREDSOE, J.: The Turbulent Boundary Layer in Combined Wave Current Motion. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol 110, No. HY8, 1984.
- HALLERMEIER, R. J.: Seaward limit of significant sand transport by waves: An annual Zonation for Seasonal profiles. *Coastal Engineering Technical Aid*, No. 81-2, U.S. Army Engineer waterways Experiment Station, Vicksburg, MS., 1981.

- HASSELMANN, S. u. HASSELMANN, K. : Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part I: A New Method for Efficient Computations of the Exact Nonlinear Transfer Integral; *J. of Physical Oceanography*, 15, 1985, 1369-1377.
- HASSELMANN, S.; HASSELMANN, K.; ALLENDER, J. H. u. BARNETT, T. P.: Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part II: Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer for Application in Wave Models; *J. of Physical Oceanography*, 15, 1985, 1378-1391.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst. Teil 1: Windatlas. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut f. Meteorologie der Uni. Lpz. und dem ift e.V. Lpz. Bd. 5, 1997.
- KAPITZA, H. u. EPPLE, D. P.: The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part I: Dynamical equations and tests. *Beitr. Phys. Atmosph.* 65, 1992, 129-146.
- KOLAX, M.: Humboldt-Uni. zu Berlin Inst. f. Physik, Arbeitsgruppe Klimaforschung Invalidenstraße 110, 10115 Berlin (unveröff.).
- KOLP, O.: Die nordöstliche Heide Mecklenburgs, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1957.
- KRAUSS, N. C.: Engineering approaches to cross-shore sediment transport processes. Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, Mississippi USA, 1993.
- OTTO, TH.: Der Darss und Zingst; Greifswald, 1913.
- REINHARD, H.: Die Sturmflut am 1. und 2. März 1949 an der mecklenburgischen Ostseeküste. *Ztschr. f. Meteorol.*, 3, 1949.
- REINHARD, H.: Der Bock; Entwicklung einer Sandbank zur neuen Ostsee-Insel; Greifswald, 1953.
- RIECHMANN, F.: Seegangsbelastung vor der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern. KLIBO-Jahresbericht 1996, BMBF-Projekt 01LK9403, Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, 1997.
- SCHMAGER, W. G.: Atlas zur Ermittlung der Wellenhöhe in der südlichen Ostsee. Seehydrographischer Dienst der DDR. XIV, 115 S., Rostock, 1979.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: Are edge waves responsible for the location of sand reefs?; *Beitr. zur Meereskunde* 60, 1989, 35-40.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: Randwellen und Sedimentation; *Geophys. Veröff. Univ. Leipzig* Bd. IV, H3, 1991a, 75-87.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: Dispersionsbeziehungen von Randwellen auf natürlichen Bodenprofilen mit uferparallelen Sandbänken; *Beitr. zur Meereskunde* 62, 1991b, 53-68.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: On the modification of edge waves by longshore currents; *Continental Shelf Res.* 15, 1995, 1213-1220.
- SCHÖNFELDT, H.-J.; FLEMMING, B. W.; SCHÜTT, K. u. NAUJOKAT, K.-H.: Wechselbeziehungen zwischen Randwellen und Morphodynamik in Abhängigkeit von der Sedimentbeschaffenheit. Abschlußbericht BMBF Förderkennzeichen 03F0072A, 1994.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: Randwellen in der Ostsee und anomale Dispersion in der Brandungszone. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 46, 1994, 81-98.
- SCHWARZER, K.: Auswirkungen der Januarsturmflut 1987 auf den Sedimenthaushalt des Strand- und Vorstrandbereiches vor der Probsteiküste. *Die Küste* H. 50, 1989, 31-44.
- SOBEY, R. J.: Wind Wave Prediction, *Annual Rev. Fluid Mech.* 18, 1986, 149-172.
- STEPHAN, M.: Gleichgewichtsbodenprofile und Entwicklungsmodelle von Boddenausgleichsküsten unter Einwirkung eines anhaltenden Meeresspiegelanstiegs. KLIBO-Jahresbericht 1996, BMBF-Projekt 01LK9403, Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, 1997.
- STEPHAN, M. u. SCHÖNFELDT, H.-J.: Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst. Teil 2: Sedimenttransportatlas. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut f. Meteorologie der Uni. Lpz. und dem ift e.V. Lpz. Heft 1998a (im Druck).
- STEETZEL, H. J.: Crossshore transport during storm surges. *Delft hydraulics* Nr. 476, ISBN 90/9006345-5, 1993.
- TIEPOLT, L.: Jahresbericht 1995 BMBF-Projekt 01 LK 9316-0. Geologisch paläontologisches Institut, Universität Greifswald, 1996.
- TIEPOLT, L.: Bearbeitung von Karten, Luft- und Satellitenbildern zur Untersuchung küstendynamischer Prozesse mit Hilfe von Geoinformationssystemen (GIS) in: Z DZIEJOW

KARTOGRAFII, TOM IX, MAPY POLUDNIOWEGO BALTYSKI; Szczecin 1997, ISSN 1232-5848.

WADIM Group* The WAM Model – A Third Generation Ocean Wave Prediction Model; J. of Physical Oceanography, 18, 1988, 1775–1810.

* S. and K. HASSELMANN, P. A. E. M. JANSSEN, G. J. KOMEN, L. BERTOTTI, P. LIONELLO, A. GUILLAUME, V. C. CARDONE, J. A. GREENWOOD, M. REISTAD, L. ZAMBRESKY, J. A. EWING

WEISS, D.: Einreihige Holzpfehlbuhnen im technischen Küstenschutz von Mecklenburg-Vorpommern. Die Küste, H. 52, 1991, 205–224.

WOLF, TH.: Modellierung von Seegang und welleninduzierter Uferparallelströmung an der Nordküste der Halbinsel Zingst. Dissertation A, Universität Leipzig, 1993.

YOUNG, I. R.: A Shallow Water Spectral Wave Model. J. of Geophy. Research , 93, (1988), 5113–5129.