Die Küste, 66 Ostsee (2003), 217-297

4. Auswirkungen von Wasserstandsschwankungen an der Küste

4.1 Allgemeine Bedeutung

Die Meeresoberfläche grenzt an der Wasserlinie an das feste Land. Auf Grund der ständigen Veränderung der Wasseroberfläche stellt diese „Linie“ aktuell aber nur eine Momentaufnahme dar. Die Uferlinie wird durch die Linie des Mittelwasserstandes und im Tidegebiet durch die Linie des mittleren Tidehochwasserstandes bestimmt. Insofern ist die Küstenlinie, wie sie etwa in topographischen Karten oder Küstenvermessungsplänen abgebildet ist, nur als ein theoretisches Konstrukt anzusehen. Die Verzahnung zwischen dem marinen und dem terrestrischen Milieu erstreckt sich jedoch über einen breiten Saum, nämlich die rezente Küste im engeren Sinn. Sie reicht vom Beginn der Einwirkung von windinduzierten Oberflächenwellen auf den Meeresboden, die bei einer Wassertiefe $d \leq L/2$ (L = die Wellenlänge der Tiefwasserwelle) beginnt, bis zum oberen Wirkungsbereich von Sturmfluten auf der landwärtigen Seite (Abb. 4.1). Die Gesamtbreite der so definierten Küstenzone ist aufgrund des geringen Tideeinflusses an der Ostsee wesentlich schmaler als entlang der Nordseeküste mit dem davor liegenden Saum des Wattenmeeres.

Dieser Küstenraum kann in die verschiedenen Teilbereiche Vorstrand (vor Steilufern auch als Schorre bezeichnet), Strand und küstennahes Hinterland untergliedert werden (Abb. 4.1). Häufig wird der Vorstrand noch in einen oberen und unteren Vorstrand untergliedert, wobei der obere Vorstrand die Zone von der Wasserlinie bis zum Fuß des seewärtigsten Sandriffes einschließt. Das Hinterland wird entlang der Steilküsten von den Kliffs abrupt begrenzt, während in den Niederungsgebieten der Meereseinfluss bis zu mehrere Kilometer landeinwärts reichen kann.

Im Küstenraum resultieren aus den Kräften des Meeres eine Reihe von Prozessen und Wirkungen, die sich über kurze bis sehr lange Zeiträume erstrecken und von denen nur wenige direkt beobachtbar sind (Tab. 4.1). Die Bewegungen des Wasserkörpers rufen einen ständig variierenden Energieeintrag hervor, der kurz- wie langfristige morphologisch-sedimentologische Anpassungen des Küstenprofils nach sich zieht (Abb. 4.1). Dabei sind Verände-

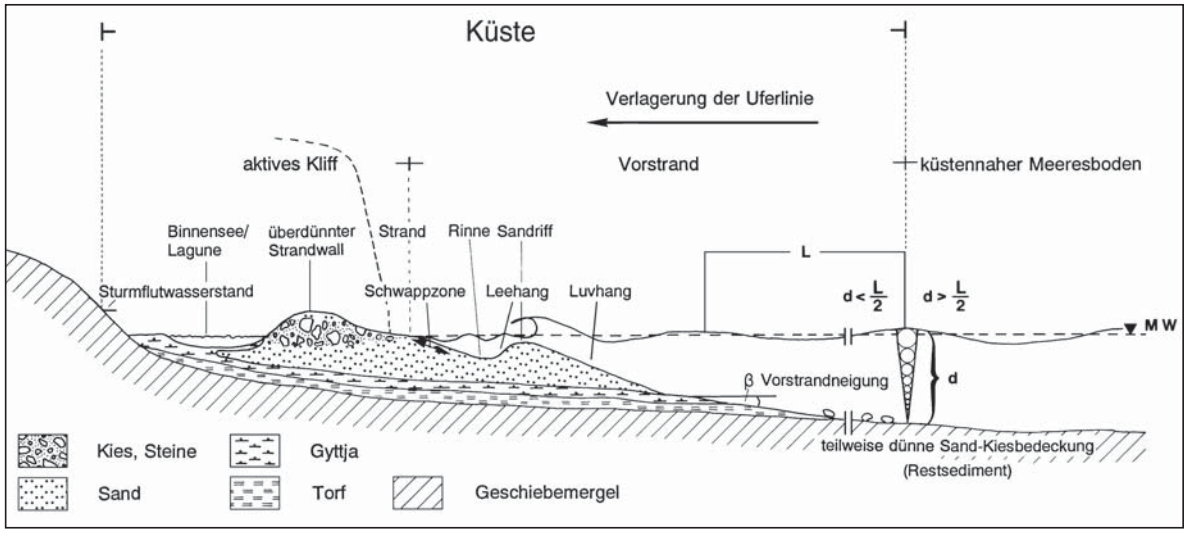

Abb. 4.1: Schematisierte Darstellung der morphologisch prägenden Einheiten einer a) Steilküste und b) Flachküste, nach SCHWARZER (1995)

rungen des Wasserstands maßgeblich für das relative und absolute Ausmaß der hydrodynamischen und morphologischen Prozesse verantwortlich, denn sie bestimmen den jeweiligen Bereich des Küstenprofils, in dem die marinen Kräfte am intensivsten auf Vorstrand, Strand oder Hinterland einwirken. Aus diesen Prozessabläufen wiederum ergibt sich eine Fülle von Auswirkungen für die Küstenbevölkerung und die in der Küstenzone vorhandenen Siedlungs- und Nutzungsstrukturen. Kurzzeitige, meteorologisch bedingte Hochwasserereignisse führen im Allgemeinen zu gravierenderen sozio-ökonomischen Folgen als ein langzeitlicher Trend des Meeresspiegelanstiegs. In Abhängigkeit von der Lage der Siedlungen und von Art und Verteilung der Nutzungen variiert zudem die Überflutungsgefährdung entlang der Küste von Ort zu Ort. Ein allmählich steigender Meeresspiegel dagegen macht sich fast überall in Form einer landwärtigen Verlagerung der Uferlinie bemerkbar (vgl. Abschn. 1.4). Es handelt sich also bei den Auswirkungen der Wasserstandsänderungen meist um negative Einflüsse, denen nur wenige positive Effekte gegenüberstehen.

In den folgenden Abschnitten dieses Kapitels werden zunächst die bisher bekannten, aber auch die künftig möglichen Auswirkungen von Wasserstandsänderungen skizziert und Schutz- bzw. Anpassungsstrategien erläutert.

4.1.1 Hydrodynamische Wirkungen

Neben den erhöhten Wasserständen sind die winderzeugten Wellen, die im Uferbereich als Brandung auflaufen, sowie die daraus resultierenden, längs und quer zur Küste setzenden Strömungen die dominierenden hydrodynamischen Effekte entlang der Ostseeküste. Geringe, nach Osten abnehmende Gezeiten, deren Tidenhub sich in der Größenordnung von Zentimetern bewegt und bereits in der Beltsee unter 15 cm bleibt (s. Abschn. 2.5), werden bereits bei Windstärken von 3 bis 4 Bft von der Seegangswirkung und den winderzeugten Wasserstandsveränderungen überlagert und meist gänzlich unterdrückt.

Seegang ist als stochastischer Prozess aufzufassen, für den es auf der Grundlage von Messungen Berechnungs- und Vorhersagemethoden gibt (KFKI, 1993). Der Begriff „Wellenklima“ umfasst die mittlere räumliche und zeitliche Verteilung der Wellen eines Seegangsgebietes. Auf der Grundlage der hydrodynamischen Wellentheorie können einerseits unterschiedliche Wellentypen, andererseits verschiedene Wellenprofile für Tiefwasser- und Flachwassergebiete beschrieben werden (u. a. DEFANT, 1961; DEAN, 1973).

Von entscheidender Bedeutung für die Seegangswirkung in der Küstenzone sind die als Flachwassereffekte bezeichneten Vorgänge von Refraktion, Shoaling und Brechen der Wellen. Sie führen zur charakteristischen Veränderung der Seegangseigenschaften beim Fortschreiten der aus dem tiefen Wasser in flaches Wasser einlaufenden Wellen, ein Prozess, der dann im Vorstrandbereich bzw. am Strand mit dem Brechen der Wellen endet. Dabei wird das Brechverhalten der Wellen vornehmlich von der Vorstrandneigung einerseits und der Steilheit der Welle (H/L, H = Wellenhöhe, L = Wellenlänge) andererseits bestimmt, wobei theoretisch bei einem Überschreiten des Grenzwertes von H/L = 0,143 ~ 1 : 7 eine Welle instabil wird und bricht. Naturmessungen lassen es aber geraten erscheinen, diesen Grenzwert bei H/L ~ 1 : 10 anzunehmen (DETTE u. STEPHAN, 1979). Beide Parameter bestimmen im Wesentlichen die Form der Brecher als Sturzbrecher, Schwallbrecher oder Reflexionsbrecher, also die eigentliche Brandungscharakteristik. Während die hydrodynamischen Prozesse als „Motor“ der Küstendynamik gelten können, sind sie per se in ihrer Wirkungsweise neutral und führen erst durch ihre Auswirkungen auf den morphologisch-sedimentologischen sowie den sozio-ökonomischen Systemkomplex zu signifikanten Einflüssen auf die Küstenzone.

Die Küste, 66 Ostsee (2003), 217-297

Tab. 4.1: Zeitmaßstäbe bei küstendynamischen Prozessen im südwestlichen Ostseeraum

Zeitmaßstab		Küstenprozesse
Sekunden	etwa:	
10^1	Sekunden	Brechen von Wellen
10^2	Minuten	Sedimentturbulenzen
10^3–10^4	Minuten–Stunden	Windstaueffekte, Quertransporte Strand – Vorstrand
10^4–10^5	Stunden–Tage	Signifikanter Längstransport Strandwallbildung
10^6	Wochen	Umbildung und Verlagerung von Sandriffen
10^7	Monate	Sommer-Winter-Zyklus des Vorstrand- und Strandprofils, Steiluferrückgang
10^8–10^9	Jahre–Jahrzehnte	Dünenbildung Signifikante Uferlinienverschiebung Haken- und Nehrungsbildung
10^{10}–10^{11}	Jahrhunderte–Jahrtausende	Küstenausgleich Globale Klimaänderung Isostatische Niveauveränderungen
10^{12}	Zehntausende Jahre	Eustatische Niveauveränderungen im Quartär

Alle Veränderungen des Wasserstandes, seien sie meteorologisch, durch Beckenschwingungen oder langfristig im säkularen Maßstab bedingt, führen zwangsläufig zu einer räumlichen Verlagerung der brandungsdynamischen Prozesse im Bereich des Küstenprofils (Abb. 4.1). Generell gilt, dass bei Absenkungen des Wasserstandes die hydro-, morpho- und sedimentdynamisch aktive Zone seewärts verschoben wird. Umgekehrt führen Wasserstandserhöhungen zu einer Verschiebung der Wirkungszone über die Mittelwasserlinie hinaus in den Bereich des ansonsten trockenen Strandes, der angrenzenden Strandwälle, der Dünen oder des Klifffußes. Gleichzeitig steht die Breite des vom Seegang beeinflussten Küstenprofils in direktem Zusammenhang mit den Wellenparametern, insbesondere der Wellenlänge (s. Abschn. 4.1). Ab dem Wert d/L = 0,5 wird die Grenze zwischen dem Tiefwasser und dem morphologisch-sedimentologisch beeinflussten Übergangsbereich angesetzt (KFKI, 1993). Dieser geht bei einem Quotienten d/L = 0,05 in den morpho- und sedimentdynamisch besonders aktiven Flachwasserbereich über (vgl. Abb. 4.1). Daraus folgt, dass sich bei ausgereiftem Seegang (Energieeintrag durch das Windfeld und dissipierte Energie heben sich gerade auf) mit großen Wellenlängen und -höhen die Brandungswirkung über eine deutlich breitere Zone des Küstenprofils erstreckt als bei geringem Seegang (Abb. 4.1). Demzufolge können an der Ostseeküste vier hydrodynamisch und morphologisch-sedimentologisch relevante Varianten von Wasserstands- und Seegangsbedingungen unterschieden werden:

1. Niedrigwasser, meist gekoppelt mit starkem ablandigen Wind und geringer Seegangsentwicklung und -wirkung.
2. Hochwasser, gekoppelt mit starkem auflandigen Wind, hohem Seegang, starker Brandungswirkung und überwiegend uferparallelen Strömungen.
3. Hochwasser infolge von Eigenschwingungen des Wasserkörpers (s. Abschn. 3.3.3.2), begleitet von geringer bis mäßiger Seegangswirkung infolge von auflandigem Wind.
4. Hochwasser infolge von Eigenschwingungen, aber begleitet von starker Seegangswirkung.

Es ist offensichtlich, dass in Hinblick auf den Energieeintrag an der Küste und damit auf die morphodynamische Effizienz die zweite und vierte Variante die mit Abstand größte Bedeutung haben. Dies gilt auch hinsichtlich der für die Küstenbewohner bedeutsamen Effekte, insbesondere der Ufererosion und der Überflutungsgefährdung.

4.1.2 Morphologische Wirkungen

Wie in Abschn. 1.1 näher ausgeführt, wurde die heutige Ostseeküste primär während der letzten Vereisungsphase, deren Ende mit ca. 10 200 Jahren v. h. angegeben wird (DUPHORN et al., 1995), durch das Inlandeis vorgeformt. Gletscherzungen und Schmelzwasserflüsse legten Tiefenzonen (Zungenbecken, Rinnen usw.) an und lagerten gleichzeitig quartäre Lockersedimente (Moränen- und Schmelzwasserkomplexe) in größerer Mächtigkeit ab. Sie schufen somit die Grundlage für die starke räumliche Gliederung des Prä-Ostseereliefs. Im Postglazial drang das Meer mehrfach und unterschiedlich weit in diese vorgeformte Landschaft ein und erzeugte eine buchten- und inselreiche Küstengestalt (KLIEWE u. SCHWARZER, 2002). Seit dem Ende der Litorina-Transgression, ca. 5700 v. h., befindet sich die Ostseeküstenzone durch hydro- und morphodynamische Prozesse in ständiger Veränderung. Die Tendenz dieser Umformung ist generell auf einen Küstenausgleich gerichtet, d.h. Küstenvorsprünge werden zurückverlegt, Buchten durch Materialablagerung abgeschnürt und Inseln durch seitlich in Richtung des Küstenlängstransportes angrenzenden Nehrungsvorbau umgestaltet und mit dem Festland verbunden (KLIEWE u. SCHWARZER, 2002).

Die generalisierte Gesamtlänge der deutschen Ostsee-Außenküste (ohne Buchtenumrisse) beträgt von Flensburg bis Ahlbeck (Usedom) 724 km (Abb. 4.2). Einem bei sehr starker Küstengliederung generellen Nordwest-Südost-Verlauf von Flensburg bis Lübeck folgt eine Südwest-Nordost-Erstreckung bis Kap Arkona und von dort erneut eine Südwest-Nordost-Richtung bis zum innersten Teil der Pommerschen Bucht. Dieser unterschiedliche Küstenverlauf bedingt eine sehr verschiedene Exposition zur Hauptangriffsrichtung der Wellen und führt so zu unterschiedlichen hydrographischen, hydrodynamischen und küstendynamischen Effekten entlang der Teilstrecken (KLIEWE u. SCHWARZER, 2002). Allgemein nimmt die Wirksamkeit des morphologischen Küstenausgleichs als Folge der zunehmenden Exposition gegenüber den dominierenden Westwinden und den daraus resultierenden Sedimentumlagerungen nach Osten hin zu.

Entsprechend der glazialen Vorformung sowie der dominierenden Umgestaltungsprozesse im Holozän finden wir folgende Küstengestalttypen zwischen dem dänischen und dem polnischen Raum vor:

– Fördenküste von Ostjütland bis Kiel;
– Großbuchtenküste von der Probstei (Holstein) bis zur Bukspitze östlich von Wismar. Die ehemaligen Förden in der Lübecker Bucht (Hemmelsdorfer Förde und Trave Förde) sind durch die Küstenausgleichsvorgänge weitgehend abgeschnürt worden;
– Mecklenburger Ausgleichsküste bis zum Fischland;

Abb. 4.2: Übersicht über die küstenmorphologischen Elemente entlang der deutschen Ostseeküste (nach KLIEWE u. SCHWARZER, 2002)

– Vorpommersche-Rügensche Boddenausgleichsküste bis zur Odermündung, der sich in Polen östlich der Oder wieder eine Ausgleichsküste anschließt.

Auch in dieser Anordnung verschieden geformter Küstengrundrisse bleibt jedoch, zum Teil auf engem Raum, der Wechsel von Steil- und Flachküsten als charakteristisches Merkmal der Ostseeküste dominierend (Abb. 4.2). Den Kliffstrecken seitlich benachbart liegen jeweils mehr oder weniger ausgedehnte Niederungsgebiete, die durch vorgelagerte Strandwall- oder Nehrungssysteme ganz oder teilweise von der Ostsee abgeschnürt sind (vgl. Abschn. 4.2). Gelegentlich wurden Strandwälle auch ehemals aktiven Steilküsten vorgelagert, wodurch es im Zuge der weiteren Küstenentwicklung zur Ausbildung sog. „toter Kliffs“ kam (z.B. die Verlängerung des Brodtener Ufers in der heutigen Hemmelsdorfer Niederung oder das Heidesandkliff des AltDarß auf dem Darß). Besonders windexponierte Strandwallabschnitte wurden, eine ausreichende Materialverfügbarkeit vorausgesetzt, mit Dünen überdeckt (so Darß oder Swinepforte).

Dominierende Elemente im Seebereich sind die vor Niederungsküsten, seltener vor aktiven Steiluferbereichen auftretenden Akkumulationszonen der Sandriffe (im weiteren Text als „Riff“ bezeichnet, Abb. 4.1 u. 4.7). Einer Rückverlegung der Küste folgt in der Regel das gesamte Riffsystem. Diese Riffzonen, die aus mehreren, nahezu parallel verlaufenden und gelegentlich mehrere Kilometer langen Einzelriffen bestehen können, erreichen küstennormale Ausdehnungen, die zwischen einigen 10 Metern und mehreren 100 Metern schwanken (SCHWARZER et al., 1996). Kommt es vor Steilufern zur Ausbildung solcher Riffe, so ist meist nur eins vorhanden, das zudem zeitlich und räumlich häufig sehr instabil ist.

Die geschützten Flachufer der Boddengewässer stellen einen eigenen Küstentypus dar, den der Verlandungsküste mit breiten Vegetationssäumen aus Schilf und Brackwasserpflanzen. Im Gegensatz zur Nordseeregion fehlen hier jedoch ausgedehnte Marsch- oder Moorgebiete.

Aus den dargestellten küstenmorphologischen Verhältnissen und den im Abschn. 4.1.1 erläuterten hydrodynamischen Gegebenheiten (Wasserstandsveränderungen, Meeresspiegelentwicklung) ergibt sich, dass auch entlang der Ostseeküste von Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern ein beträchtliches Gefährdungspotenzial in Bezug auf Schäden durch Sturmhochwasser-Ereignisse vorliegt. Schon die infolge der durchschnittlichen meteorologischen und hydrodynamischen Bedingungen auftretenden Brandungs- und Strömungsprozesse rufen längerfristig erhebliche sedimentologisch-morphologische Wirkungen hervor. Beispielhaft dafür sind Küstenrückgang, Verlust des Vorlandes vor Küstenschutzanlagen, Verlandung von schmalen Durchlässen in die Boddengewässer u.a.. Bezogen auf eine etwaige Gefährdung von natürlichen bzw. anthropogenen Küstenstrukturen sind jedoch die relativ selten und kurzzeitig auftretenden Ereignisse mit extremen Wasserstandsanstiegen (Abb. 4.4, Kapitel 3) von besonderer Bedeutung. Durch sie kann es innerhalb weniger Stunden zu starken Kliff-, Strandwall- oder Dünenabbrüchen bis hin zum Durchbruch schmaler Strandwall- oder Nehrungspartien sowie nachfolgender großflächiger Überflutung der Boddenrandbereiche kommen.

4.1.3 Sozio-ökonomische und ökologische Wirkungen

Wie schon am Anfang dieses Kapitels erwähnt, sind durch Wasserstandsänderungen und deren hydrodynamische und morphologische Effekte nachhaltige Auswirkungen auf die Küstenbewohner, aber auch auf den ökologischen Zustand des „Lebensraumes Küste“ zu erwarten. Dabei steht den kurzzeitigen Ereignissen, die sich dem Menschen meist in Form von Sturmfluten bemerkbar machen, der vielfältige Einfluss eines langsamen, aber stetigen, d.h. säkularen Meeresspiegelanstiegs gegenüber. Generell ist bei der Abschätzung von sozio-ökonomischen oder ökologischen Wirkungen von der Erfahrung mit den Folgen der aus historischer und rezenter Zeit bekannten hohen Pegelstände auszugehen. Gleichzeitig muss aber über die Auswirkungen von plausiblen Trends und Szenarien der Wasserstandsentwicklung für die kommenden Jahrzehnte ebenfalls nachgedacht und deren potentielle Konsequenzen müssen insbesondere für Küstenschutzstrategien in Erwägung gezogen werden (STERR, 1999; DASCHKEIT u. SCHOTTES, 2002; s. auch Abschn. 3.5).

Die möglichen Folgen dieser künftigen Entwicklung weisen dabei aber nicht nur auf eine erhöhte Anfälligkeit des küstennahen Lebensraums gegenüber Naturkatastrophen wie Sturmfluten hin. Sie schließen auch eine (absehbare) Verschärfung bereits bestehender Nutzungs- und Zielkonflikte im sozio-ökonomischen System (z.B. zwischen Landwirtschaft, Fischerei, Tourismus, Naturschutz, Küstenschutz usw.) und deren ökonomischer Konsequenzen sowie die Wahrscheinlichkeit dauerhafter, tiefgreifender Veränderungen in den marinen und litoralen Ökosystemen ein, also z. B. in den Salzwiesen, Windwatten, Dünengebieten, Boddenufern u.a. (STERR et al., 2000).

Die Zahlen in Tab. 4.2 geben einen Eindruck von den vielfältigen (Wechsel-)Wirkungen, die infolge von Wasserstandsänderungen im Lebens- und Wirkungsbereich der Küstenbewohner sowie in den Küstenökosystemen spürbar werden können. Wie die Einflussmatrix der Tabelle zeigt, sind durch Hoch- und Niedrigwasserereignisse praktisch alle gesellschaftlichen Sektoren (Gesundheit, Landwirtschaft, Siedlungen, Schifffahrt, Häfen, Tourismus usw.) sowie auch der Zustand der Küstenökosysteme mehr oder weniger stark betroffen. Diese Wirkungen stehen aber auch in direktem Zusammenhang mit den anderen genannten Effekten, aus welchen insgesamt ein breites Spektrum von möglichen Risiken für den Küstenraum und seine Bewohner resultiert.

Tab. 4.2: Auswirkungen der direkten und indirekten Folgen von Wasserstandsänderungen auf das sozio-ökonomische und das ökologische System im Küstenraum, nach STERR et al. (2000)

	Effekte von Wasserstandsänderungen					
Betroffene Bereiche	Häufigkeit von Hoch- und Niedrigwässern	Erosion	Dauerhafte Überflutung	Höherer Grundwasserspiegel	Versalzungsprozesse	Biologische Effekte
Wasserwirtschaft	❖	❖	❖	❖	❖	❖
Landwirtschaft	❖		❖	❖	❖	
Gesundheitsrisiken	❖	❖	❖	❖	❖	❖
Fischerei	❖	❖	❖		❖	❖
Tourismus	❖	❖	❖			❖
Hafenwirtschaft und Schifffahrt	❖	❖	❖	❖		
Ökosystemzustand	❖	❖	❖	❖	❖	❖

4.2 Beeinflussung der Küstenmorphodynamik durch Wasserstandsänderungen

Bei den Wasserstandsänderungen in der Ostsee gilt es hinsichtlich des Zeitrahmens drei grundsätzlich unterschiedliche Mechanismen zu unterscheiden. Die langfristigen Wasserstandsveränderungen beruhen auf dem postglazialen Meeresspiegelanstieg mit den rapiden Anstiegsraten auf Grund des Abschmelzens der eiszeitlichen Gletscher (in der Anfangsphase bis zu 2,5 cm/Jahr) (DUPHORN et al., 1995; vgl. Abb. 4.3), den glazialisostatischen Ausgleichsbewegungen mit dem immer noch anhaltenden Aufstieg Skandinaviens mit Raten bis zu 90 cm/100 Jahre im zentralen Bottnischen Meerbusen (vgl. Abschn. 1.2; ERONEN et al., 2001) und dem heutigen säkularen Meeresspiegelanstieg in der Größenordnung von 1–2 mm/Jahr (vgl. hierzu Abschnitte 1.3 und 2.5, DUPHORN et al., 1995).

Mit dem Ende der Litorina-Transgression (ca. 5700 Jahre v. h.) verlangsamte sich der im Mittel mit ca. 9 mm/Jahr recht rasche Meeresspiegelanstieg, der nur sehr wenig Küstenausgleich bewirkte. Bis zu diesem Zeitpunkt drang das Meer tief in die reliefstarke Moränenlandschaft ein und schuf im Küstenbereich eine Insel-Halbinsel-Archipel-Landschaft. Seit den letzten reichlich 5000 Jahren vollzogen sich die Ostseespiegelschwankungen jedoch nur noch um insgesamt ca. 1 m und geringfügig um Normalnull (NN) oszillierend. Damit begannen die bis heute andauernden, hydrodynamisch dominierten Küstenprozesse mit der Umformung des Küstenlängs- und -querprofils.

Diesen langfristigen Wasserstandsschwankungen stehen die sedimentologisch-morphologisch wesentlich wirksameren, windbedingten Wasserstandsschwankungen gegenüber. Hier sind saisonale Effekte (Sommer/Winter) von kurzfristigen, maximal nur wenige Tage anhaltenden Wasserstandsschwankungen zu unterscheiden (vgl. Abb. 4.4). In der Regel sind die Sommermonate hinsichtlich des windbedingten Energieeintrages und damit auch der morphologisch-sedimentologischen Wirksamkeit pro Zeiteinheit wesentlich schwächer ausgeprägt als die Wintermonate (ALW et al., 1997).

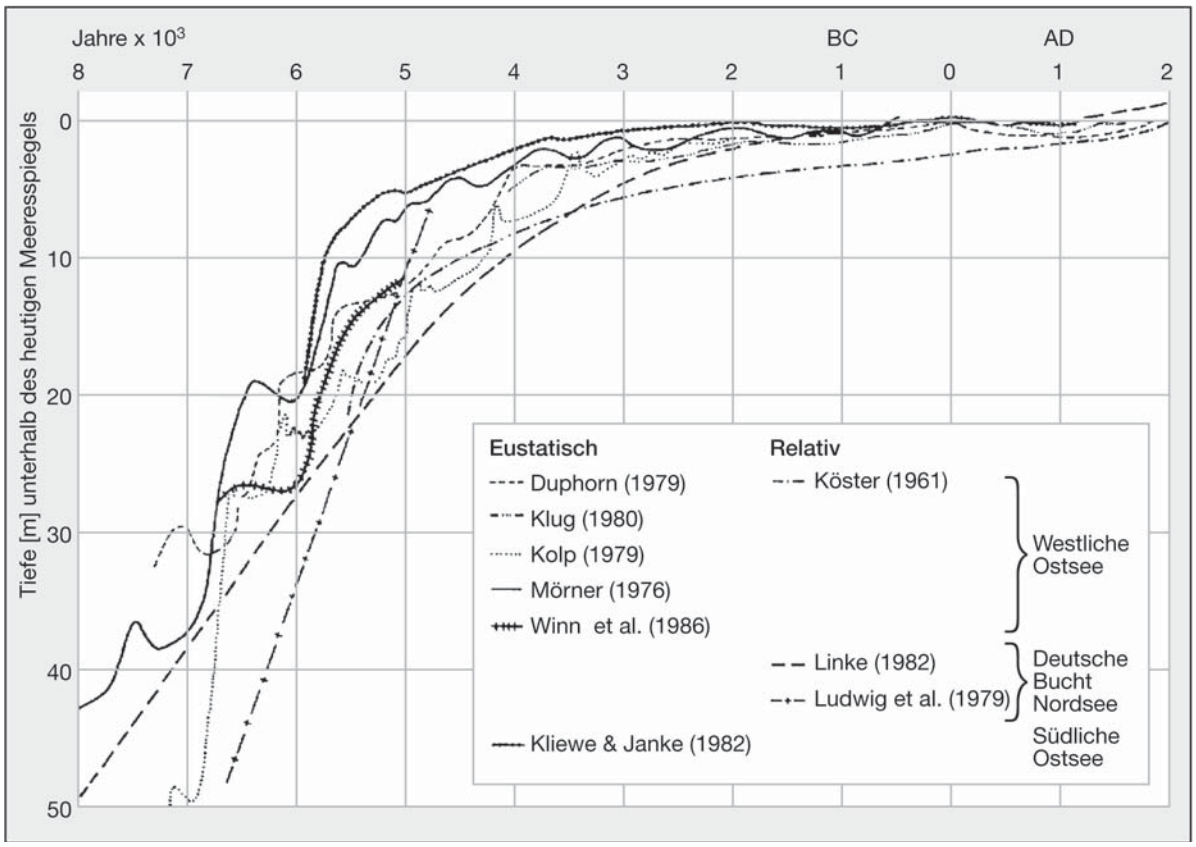

Abb. 4.3: Ausgewählte Kurven des holozänen Wasserspiegelanstieges aus dem Bereich der westlichen und südlichen Ostsee und der Deutschen Bucht, nach WINN et al. (1986), KLIEWE u. JANKE (1982), s.a. Kap. 1

Bei den küstenmorphologisch wirksamen, durch starke bis stürmische Winde aus östlichen Richtungen hervorgerufenen Wasserstandsschwankungen kommt es zu Sturmhochwasser-Ereignissen, deren Dauer sich maximal über einige Tage erstreckt (Abb. 4.4). Diese Sturmhochwasser laufen besonders hoch auf, wenn sie mit dem Rückschwappen des Ostseewassers nach einem Weststurm zusammentreffen (vgl. Abschnitte 3.3.3.1 und 4.1.1). Die Wirksamkeit solcher Sturmhochwasser wird noch dadurch unterstützt, dass es während der Herbst- und Wintermonate auf Grund der vorherrschenden westlichen Winde zu lange anhaltenden Einstromlagen und damit zu einem maximalen Füllungsgrad der Ostsee kommen kann (vgl. Abschn. 3.3).

Sturmhochwasser (Wasserstände bis 1,5 m ü. NN, s. MLR, 2001) mit Eintrittswahrscheinlichkeiten von 1–2 Ereignissen pro Jahr (Tab. 4.3) bewirken im Küstenprofil neben der Intensivierung der morpho- und sedimentdynamischen Prozesse vor allem eine landwärtige Verschiebung der Seegangsenergie. Sie führen damit zu einer umfassenden Sedimentumlagerung in den oberen Profilbereichen. An Steilküsten können beim Heranrücken der Brandung bis an das Kliff verstärkt Reflexionsbrecher mit einer daraus resultierenden extrem hohen Energiebelastung entstehen. Aber auch ohne diese Reflexionsbrecher kommt es am Klifffuß und dem vorgelagerten Strand zu Abrasion und Strandabbau. Die am Beispiel des Rückverlagerungstrends einer Steilküste dargestellte zeitliche Entwicklung macht die Bedeutung der Sturm- und Hochwasserereignisse im Vergleich zum allgemeinen langzeitlichen Trend der Küstenerosion augenfällig, vgl. Abb. 4.7. Sie zeigt, dass die Erosions- und Transportleistung von Sturmhochwässern in Abhängigkeit von ihrer Dauer um ein Vielfaches größer ist als die

des mittleren „Seegangsklimas“. Sollten diese Hochwasserereignisse häufiger werden, würde demnach auch die Formungsdynamik nachhaltig beeinflusst. „Schätzungsweise liegt daher die morphologische Wirkung dieser Ereignisse um eine Zehnerpotenz über der prozentualen Zunahme der Häufigkeit, d.h. dass eine 10%ige Zunahme der Häufigkeit eine 100%ige Steigerung der Wirkung bedeuten könnte“ (STERR, 1993, S. 166).

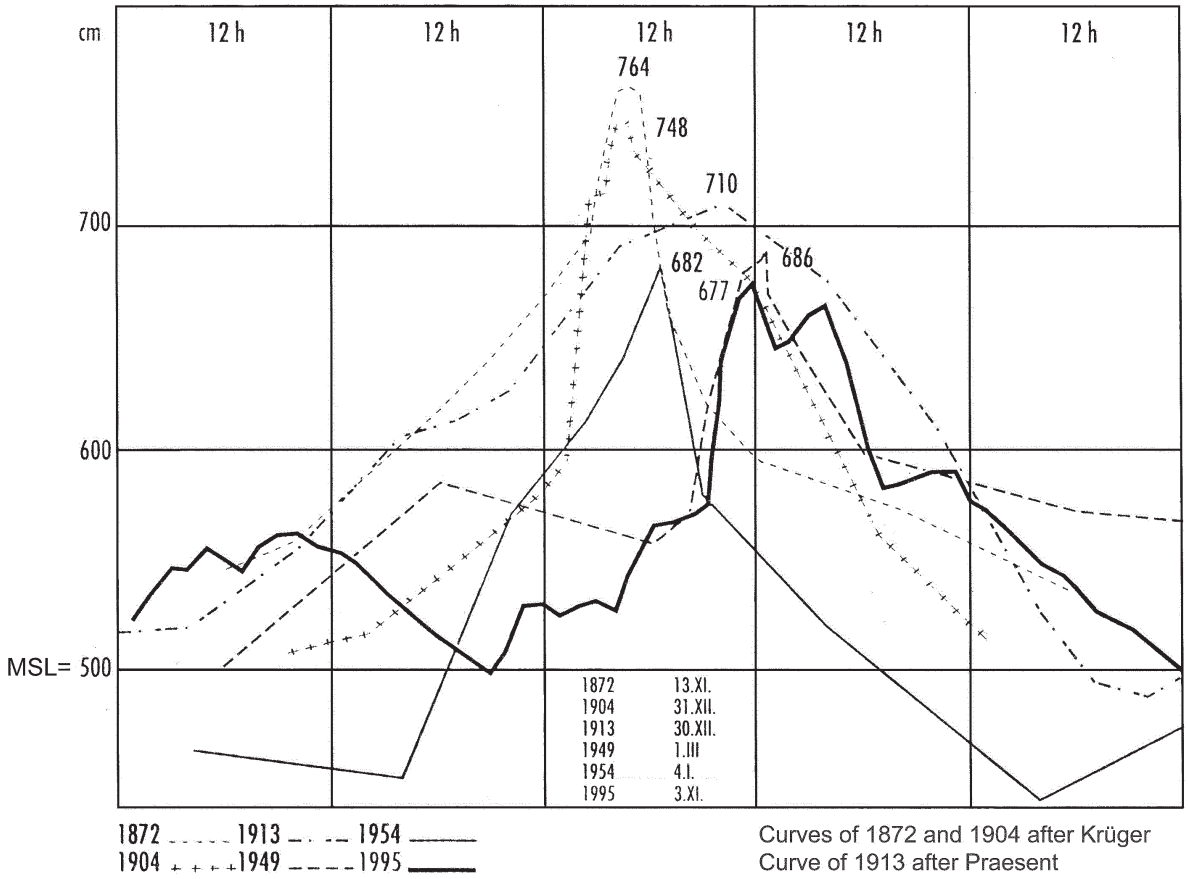

Abb. 4.4: Wind- und Wasserstandsverlauf während der Sturmflut vom 3./4.11.1995 im Vergleich zu älteren Ereignissen. Die Verweildauer hoher Wasserstände betrug häufig mehr als 24 Std., nach BIERMANN u. WEISS (1996)

Tab. 4.3: Häufigkeit hoher Wasserstände an den Küsten Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns (Werte in Klammern), nach EIBEN (1992), MELF (1992), MBLU’96 (1996)

Wasserstand ü. NN	Häufigkeit des Eintretens
bis 1,50 m (1,40 m)	alle 0,5 Jahre einmal (0,5)
höher als 1,50 m	alle 6 Jahre einmal
höher als 1,75 m (bis 1,70 m)	alle 9 Jahre einmal (5–20)
höher als 2,00 m (> 1,70 m)	alle 17 Jahre einmal (< 20)
höher als 2,85 m	alle 150 Jahre einmal

Insgesamt tragen die aufgeführten, auf unterschiedlichen Zeitskalen ablaufenden Wasserstandsveränderungen zu einer fortschreitenden, landwärtigen Verlagerung der Ostseeküste bei. Mindestens 70% der Außenküste Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns unterliegen nach vergangenen und laufenden Küstenvermessungen der Erosion, mit mittleren jährlichen Rückgangsraten von 0,2 bis 0,4 m, wobei allerdings starke räumliche und zeitliche Schwankungen zu beobachten sind (KLIEWE u. SCHWARZER, 2002). Sollten schwere Sturmfluten (s. Abschn. 3.2.1) in den kommenden Jahrzehnten häufiger werden (vgl. jedoch Abschn. 3.5), was sowohl durch meteorologische Veränderungen als auch durch einen beschleunigt ansteigenden Meeresspiegel infolge des Klimawandels ausgelöst werden könnte, würden sich naturgemäß auch die derzeitigen Erosionsraten an Steilufern, Strand- und Dünenküsten signifikant erhöhen. Im Bereich schmaler Nehrungen, wie sie vor allem entlang der Boddenküste an vielen Stellen typisch sind, wären wiederholt Durchbrüche mit nachhaltigen Veränderungen der Boddenhydrographie zu erwarten (vgl. Abschn. 3.3.4; JAHNKE et al., 1993). In diesem Fall sind besonders große Auswirkungen zu befürchten, weil die Innenküsten, die von der Ostsee durch die Nehrungen weitgehend getrennt sind (z. B. Schlei, Darß-Zingster Boddenkette, Rügensche Boddenkette, Raum Peenemündung-Peenestrom-Achterwasser), meist keine oder nur niedrige Schutzanlagen aufweisen. Da die Wasserstände während Sturmfluten auf der Außenseite der Nehrungen durch die o. g. Staueffekte deutlich höher auflaufen als binnenseitig, ist im Falle von Nehrungsdurchbrüchen zudem mit dem plötzlichen Einströmen großer Wassermassen zu rechnen.

4.2.1 Steilküstenerosion und -abrasion

Steilufer umfassen entlang der Außenküsten Schleswig-Holsteins ca. 30 % der Küstenlinie, in Mecklenburg-Vorpommern sind es ca. 36 % (vgl. Abb. 4.2). Diese aktiven Kliffabschnitte sind zumeist aus glazialen Ablagerungen (Geschiebemergel, Schmelzwassersande, Beckensande) aufgebaut, nur vereinzelt sind interglaziale, tertiäre oder kreidezeitliche Sedimente eingeschuppt. Eine erste umfassende Untersuchung über die Rückgänge von Steilufern führte KANNENBERG (1951) durch (Tab. 4.4). Er ermittelte für den Zeitraum von 1875–1950 Rückgangsbeträge für 40 aktive Kliffabschnitte Schleswig-Holsteins und kommt auf der Basis dieser Daten zu einem durchschnittlichen Rückgang von 22 cm/Jahr. STERR (1989) gibt für den Zeitraum von 1960–1987 für einige dieser Kliffabschnitte nahezu doppelt so hohe Rückgangsraten an, jedoch muss bei seinen Angaben der wesentlich kürzere Beobachtungszeitraum in Betracht gezogen werden (Tab. 4.4). GURWELL (1990) ermittelt für den Bereich Mecklenbug-Vorpommerns ebenso Rückgangsraten in der Größenordnung von 30–40 cm/Jahr.

Eine umfassende Betrachtung des Steiluferrückganges erfordert, nicht allein den über der Wasserlinie liegenden, aktiven Kliffbereich zu erfassen, sondern in gleichem Maße auch die dem Kliff vorgelagerte Schorre einzubeziehen. Deren morphologische Tieferlegung und der Steiluferrückgang sind als unmittelbar zusammenhängender Prozess zu betrachten, der für beide Bereiche ereignisgesteuert abläuft. SCHROTTKE (2001) ermittelt für die den Steilufern Schönhagen (Halbinsel Schwansen, vgl. Abb. 4.2 u. 4.8), Heiligenhafen und Brodten (innere Lübecker Bucht) vorgelagerten Schorren Abrasionsbeträge zwischen 2–5 cm/Jahr (Wassertiefen bis zu – 6,5 m NN, Uferentfernungen bis zu ca. 300 m). Diese Abrasionsraten nehmen jedoch nicht linear mit der Wassertiefe ab, sondern sind maßgeblich an die geologische Zusammensetzung des anstehenden Materials gekoppelt. Weiterhin zeigen SCHWARZER et al. (2000), dass bei Sturmereignissen die Abrasion nicht über das gesamte, küstennormale

Profil erfolgt, sondern dass sie primär in den Bereichen der Hauptenergiedissipationszonen stattfindet. Daraus folgt, dass bei solchen Ereignissen mit gleichzeitig erhöhten Wasserständen die Abrasion überwiegend sehr ufernah stattfindet, während ihr Maximum bei Sturmereignissen ohne erhöhte Wasserstände weiter seewärts liegt. Somit führen saisonale Wasserstandsveränderungen (vgl. Abschn. 4.1.1) gleichzeitig zu saisonalen Verschiebungen der Hauptabrasionszonen auf der Schorre (SCHROTTKE, 2001).

Tab. 4.4: Rückgangsraten an aktiven Steiluferabschnitten der Ostseeküste Schleswig-Holsteins für die Zeiträume 1874–1949 (KANNENBERG, 1951), 1960–1984/87 (nach Küstenplänen), 1984–1987 (STERR, 1988); aus: Schrottke (2001)

Kliffabschnitt	Abbruchlänge (km)	Mittlerer Rückgang in cm/Jahr für die Zeit: 1874–1949	1960–1984/87	1984–1987
Dollerupholz	2,3	13	keine Daten	keine Daten
Neukirchen	1,0	19	keine Daten	keine Daten
Habernis	0,8	30	45	keine Daten
Steinberghaff	1,2	11	6	keine Daten
Kronsgaard	1,0	—	5	keine Daten
Schönhagen	1,65	46	62	55
Boknis	1,6	30	20	50
Klein Waabs	2,2	25	32	40
Hemmelmark	0,5	10	29	keine Daten
Altenhof	1,0	13	22	keine Daten
Noer	1,5	14	21	keine Daten
Surendorf/Krusendorf	0,8	11	50	47
Dän.-Nienhof/ Hohenhain	1,3	20	11	keine Daten
Stohl	3,5	25	40	48
Schilksee	1,0	13	42	keine Daten
Stein	1,2	17	keine Daten	keine Daten
Todendorf	3,0	31	keine Daten	65
Frederikenhof	1,2	28	keine Daten	keine Daten
Putlos	2,0	17	keine Daten	keine Daten
Johannistal	1,5	13	keine Daten	keine Daten
Heiligenhafen	1,5	27	keine Daten	keine Daten
Brodten	4,0	43	keine Daten	keine Daten

Da sich im Seegrundbereich prinzipiell ähnliche Ablagerungen befinden wie am Steilufer, lediglich mit der Einschränkung, dass bei horizontaler Lagerung der einzelnen Schichtpakete im Seegrundbereich stratigraphisch tiefere Horizonte angeschnitten werden, wird von der Schorre ähnliches Sediment durch die Abrasion in den küstennahen Sedimenttransport eingespeist wie vom Kliff. Kleinere Steine, Kiese, Sande und Schluffe werden dabei nach der Abrasion des Anstehenden durch Strömungstätigkeit verlagert, während größere Steine autochthones Verhalten zeigen. SCHROTTKE (2001) weist nach, dass auf den Schorren selbst eine Restsedimentdecke von bis zu 30 cm Mächtigkeit unter entsprechenden hydrodynamischen Bedingungen umgelagert werden kann. Diese Umlagerungsintensität nimmt jedoch mit der Wassertiefe und den damit abnehmenden Orbitalgeschwindigkeiten ab.

Wird der eigentliche Prozess des Steiluferrückgangs im Wesentlichen durch die Hydrodynamik gesteuert, so beeinflusst das Verhältnis von Seegangsbelastung zur Abrasionsresistenz und damit zum geologischen Aufbau des Kliffs ganz maßgeblich seine Rückgangs-

geschwindigkeit (DINGLER u. CLIFTON, 1994; SUNAMURA, 1992; SCHWARZER et al., 2000). Subaerische Prozesse wie Temperaturverwitterung, Niederschlag und Grundwasser haben dabei lediglich eine katalytische Wirkung (CARTER u. GUY, 1988; NOTT, 1990; SCHROTTKE, 2001). Der Steiluferrückgang selbst verläuft zyklisch (Abb. 4.5). Ausgehend von einem Kliff mit vorgelagerter Kliffhalde (Abb. 4.5, Bild 1) bewirkt ein Sturmereignis mit gleichzeitig erhöhtem Wasserstand einen Abtransport der Kliffhalde und eine Versteilung des Kliffs (Abb. 4.5, Bild 2). Im weiteren Verlauf bricht die Oberkante nach, und es bildet sich erneut eine Kliffhalde aus (Abb. 4.5, Bild 3). Erst jetzt wird der eigentliche Kliffrückgang gemessen, denn er orientiert sich an der Lage der Kliffoberkante im Raum. Nachfolgende Hochwasserereignisse halten diesen Rückgangsprozess aufrecht (Abb. 4.5, Bild 4; Abb. 4.7). Bei diesem Zyklus gilt es jedoch, die jeweilige Kliffhangsituation in die Betrachtung einzubeziehen, da ein zeitweilig flacher und damit stabiler Kliffhang wesentlich länger der hydrodynamischen Belastung standhalten kann als ein relativ dazu steilerer Hang (SCHROTTKE, 2001). In Abb. 4.9 sind diese Vorgänge für das Kliff von Schönhagen (Abb. 4.8) anhand acht morphologischer Aufnahmen unter Einbindung des Energieeintrages und des Wasserstandes dargestellt. Bei diesem landwärtigen Küstenrückgang bleibt das Querprofil des Steilufers im Wesentlichen erhalten, da sich im langzeitlichen Mittel die anfallenden und die abtransportierten Sedimentmengen die Waage halten (STERR, 1991).

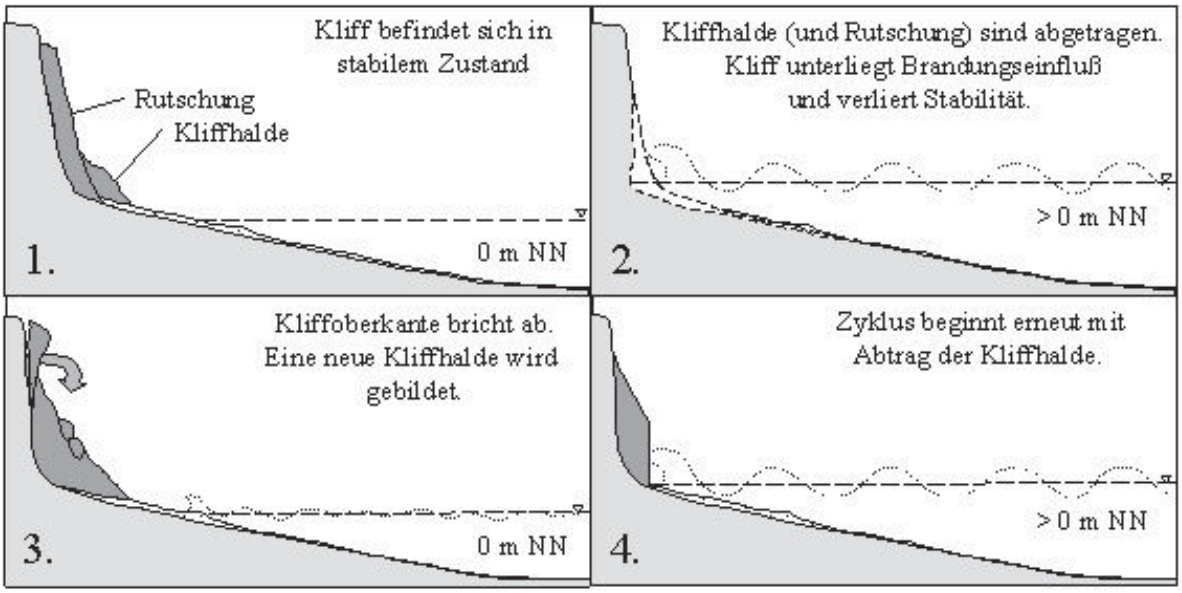

Abb. 4.5: Prinzip des Steiluferrückgangs, nach SCHROTTKE (2001)

Das durch den Kliffrückgang freigesetzte Lockermaterial wird in der Regel durch Quertransport zunächst seewärts verlagert, bevor es in das küstenparallele Transportband einbezogen wird. Der Transport des Materials selbst erfolgt dabei in einer sehr engräumigen ufernahen Zone (Abb. 4.6). Dieses freigesetzte Material ist maßgeblich an dem Aufbau von Sandriffen, Stränden und Strandwällen der jeweils seitlich angrenzenden Niederungen beteiligt (vgl. Abschn. 4.2.2).

GURWELL (1989, 1991) zeigt, dass das Ausgangsmaterial des Steilufers (Geschiebemergel, Beckensande oder aufgesetzte Kliffranddünen) ganz maßgeblich den Aufbau der geomorphologischen Einheiten der angrenzenden Niederungen steuert. An Beispielen vom Fischland und der Insel Usedom erläutert er, dass der Anteil klastischen Sedimentes, der aus

Abb. 4.6: Blick von der Kliffoberkante auf das dem Schönhagener Kliff vorgelagerte Küstenvorfeld. Aufnahme vom 31.1.1998 nach einem Sturmereignis mit Winden der Stärke 7 Bft aus nordöstlicher Richtung (vgl. Abb. 4.9 oberer Teil). Deutlich ist die ufernahe Sedimenttransportzone mit hoher Suspensionsfracht zu erkennen. Der Wasserstand ist erhöht und reicht bis an den Klifffuß, nach SCHWARZER et al. (2000)

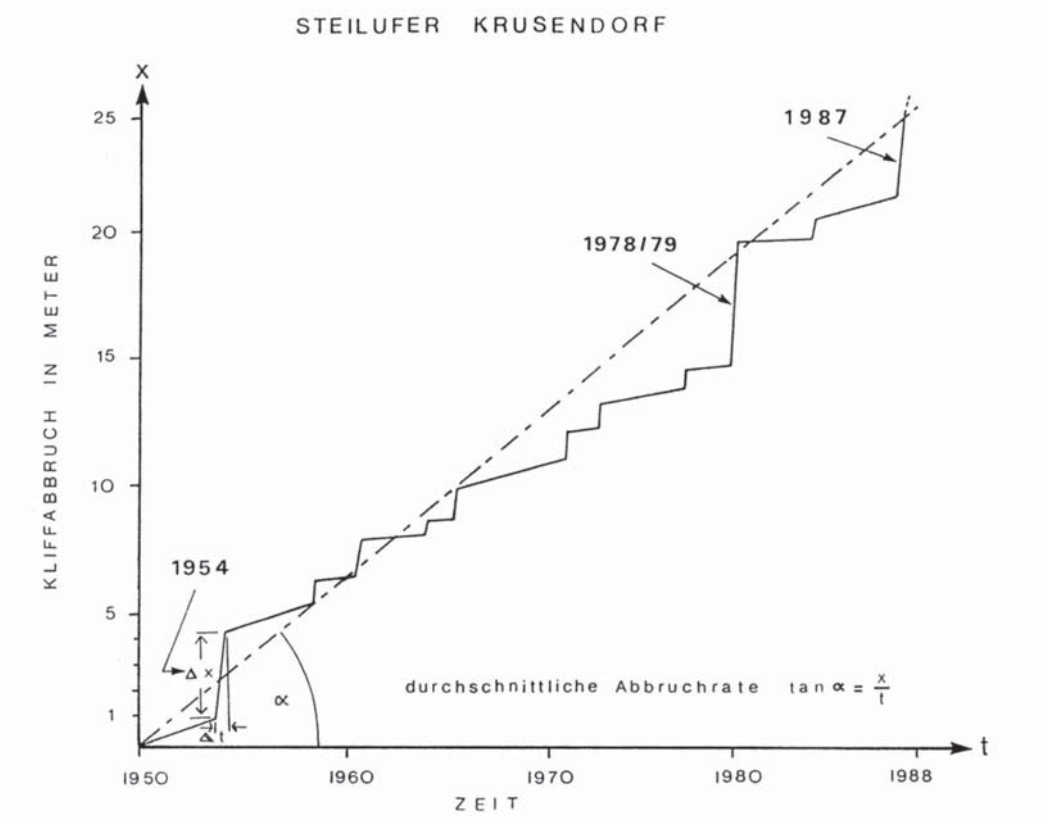

Abb. 4.7: Zeitliche Veränderlichkeit des Steiluferrückgangs und die Bedeutung von Sturmfluten am Beispiel des Kliffs von Krusendorf, nach STERR (1989)

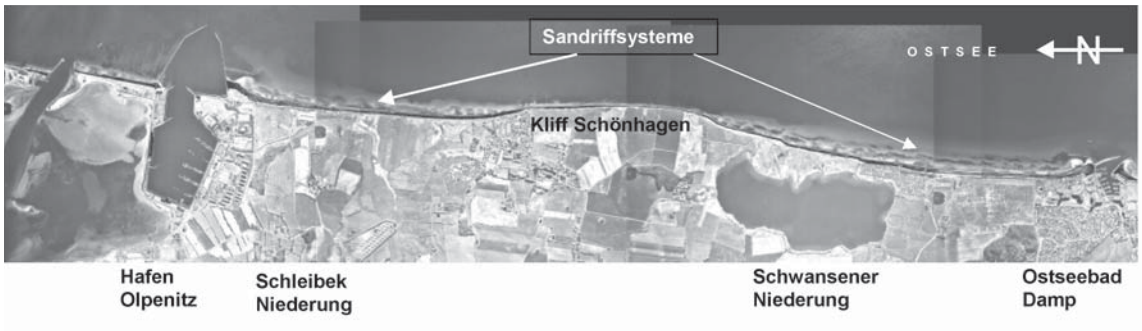

Abb. 4.8: Luftaufnahme des Küstenabschnittes v. Olpenitz – Schönhagen – Damp v. 26.4.1997

dem Steiluferrückgang effektiv für den litoralen Sedimenthaushalt zur Verfügung stehen kann, starken Schwankungen unterliegt. Während aus einem Geschiebemergel der relevante, für den Aufbau einer Küstenmorphologie nutzbare Korngrößenanteil weniger als 60 % betragen kann, liegt er für Kliffranddünen bei 100 %.

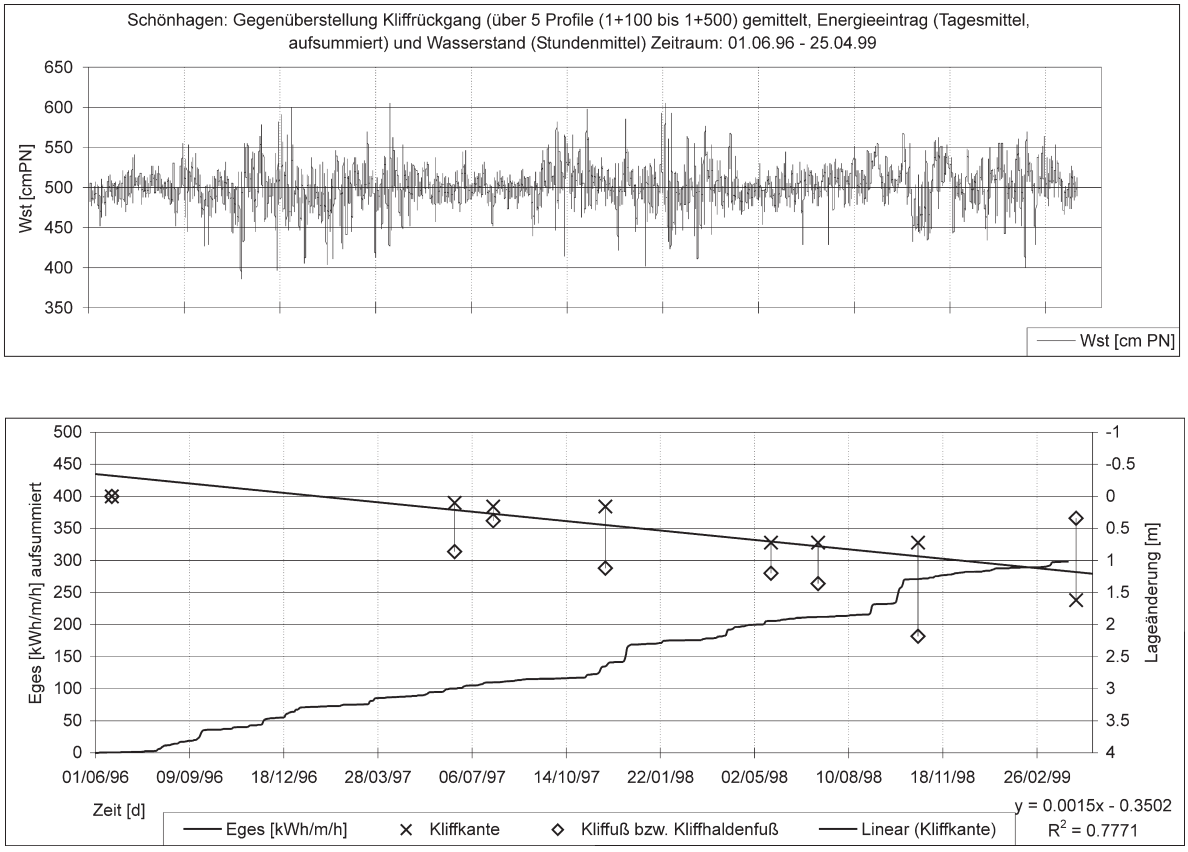

Abb. 4.9: Gegenüberstellung von Wasserstand (oberer Teil), Energieeintrag und Kliffrückgang für Schönhagen. Messzeitraum: 1.6.1996–25.4.1999, nach SCHWARZER et al. (2000). Die Differenz zwischen Kliffkante und Kliffuß gibt indirekt die Kliffneigung an. Die Treppenkurve des Energieeintrages spiegelt Sturmereignisse wider, die teilweise mit erhöhten Wasserständen zusammenfallen. Der Rückgang der Oberkante reagiert verzögert auf die Sturmereignisse. Er ist in dem Zeitraum 18.11.1998–26.2.1999 mit einem deutlichen Herausschieben des Kliffuß und damit der Anlage einer neuen Kliffhalde durch Nachbrechen gekoppelt.

Da der Rückgang des gesamten Steiluferprofils einschließlich der Tieferlegung der vorgelagerten Schorren ereignisabhängig verläuft (vgl. hierzu auch Abb. 4.7), ist zu erwarten, dass bei einer Zunahme von Sturmhäufigkeit und Sturmintensität aus Richtungen, die für den jeweils zu betrachtenden Küstenabschnitt relevant sind, auch die Rückgangsdynamik verstärkt wird. Eine beschleunigte Anhebung des Meeresspiegels allein hätte auf die Rückgangsdynamik der Steilufer keinen gravierenden Einfluss, da es allein dadurch nicht zu einem häufigeren Abräumen der Hangschutthalde käme.

4.2.2 Veränderungen an Flachküsten

Unter dem Begriff Flachküsten sind sowohl Niederungen, die seewärts entweder auf natürliche Art und Weise durch Strandwälle und Dünen oder durch Küstenschutzbauwerke von der Ostsee abgetrennt sind, als auch Sand- und Nehrungshaken mit oder ohne Überdünung zu verstehen. Die Niederungen schließen seitlich an die Steilküsten an, können sich bis zu mehrere Kilometer tief in das Hinterland erstrecken und enthalten häufig verlandende oder schon verlandete Seen (vgl. Abb. 4.8, Schleibeker Niederung ohne See und Schwansener Niederung mit dem Schwansener Binnensee). Die natürliche Abriegelung dieser Niederungen geschieht im Senkungsgebiet der südlichen Ostseeküste durch aufgearbeitetes Material aus dem Kliffabbruch und aus der Seegrundabrasion (Liefergebiete), das bei entsprechenden Wind- und Wellenverhältnissen küstenparallel verfrachtet und an geeigneten Stellen zu Stränden, Strandwällen und Sandhaken aufgeworfen wird (vgl. Abschn. 4.1.2). Je nach geomorphologisch-geologischer Ausbildung des Küstenstreifens (Kliffhöhe, Vorstrandneigung, Lagerungsverhältnisse, Lithologie) überwiegt als Liefergebiet einmal die eine und einmal die andere Quelle (GURWELL, 1989). Dieser Prozess, der sich vom Sedimentliefergebiet über das Sedimentdurchsatzgebiet (vgl. Abb. 4.8) bis hin zum Akkumulationsgebiet (Haken- und Nehrungsspitzen) erstreckt, hat seit dem Ende der Litorina-Transgression Bestand und hält bis heute unvermindert an.

Eine künstliche Abriegelung dieser Niederungen erfolgt durch Küsten- und Hochwasserschutzmaßnahmen. Durch die notwendige Entwässerung hatten die Niederungen in der Vergangenheit oft einen natürlichen Abfluss zur Ostsee, der auch als Schifffahrtsweg, Liegeplatz und Handelsplatz genutzt wurde. In Fortsetzung und Erweiterung dieser Nutzung sind heute viele dieser Niederungen dicht besiedelt.

Es herrscht jedoch nicht allein das küstenparallele Verfrachten des Materials vor, sondern synchron wurden und werden weite Bereiche der Außenküste der südwestlichen Ostsee zurückverlagert. So unterliegen derzeit 70 % der Flachküstenabschnitte Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns einem Erosionstrend, nur 30 % der Flachküsten weisen eine positive (Akkumulationstrend) bzw. eine ausgeglichene Materialbilanz auf (MBLU'96, 1996). Als Folge dieser Küstenrückverlagerung streichen heute in vielen der den Flachküsten vorgelagerten Seegrundbereiche ehemalige Lagunensedimente in Form von Torfen und Mudden aus (Kap. 1, Abb. 1.8, Abb. 4.10, s. hierzu auch Abb. 4.1), die sich zu früheren Zeiten im Schutze von Strandwällen und Sandhaken gebildet haben (SCHWARZER et al., 1993; SCHWARZER, 1994; SCHROTTKE, 2001). Diese organogenen Sedimente können Mächtigkeiten von > 1 m erreichen und sich über mehr als 1 km Uferentfernung erstrecken (Abb. 4.10). Unter Sturmbedingungen setzt durch Welleneinwirkung an den Torfkanten verstärkt Erosion ein, und so findet man nach solchen Ereignissen häufig bis zu Dezimeter große, plattige Torfgerölle auf dem Strand. Aus diesen Beobachtungen folgt, dass Niederungsbereiche, denen weiträumig derartige organogenen Sedimente vorgelagert sind, häufig

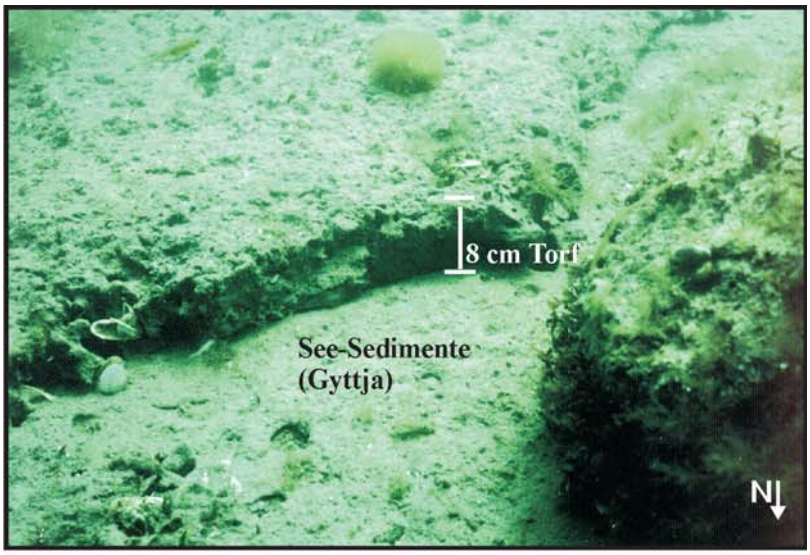

Bild 1

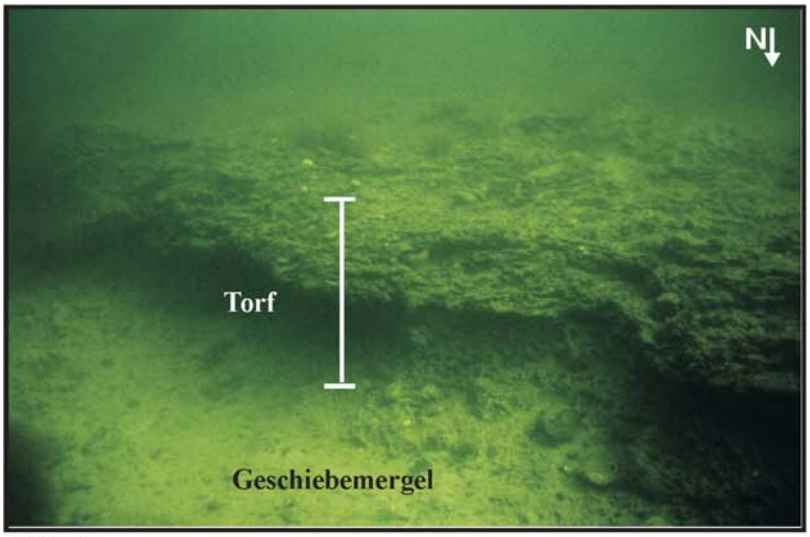

Bild 2

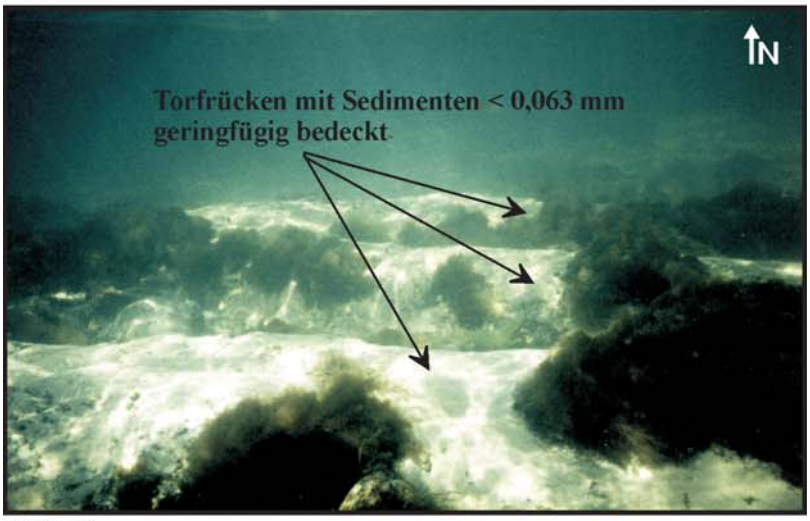

Bild 3

Abb. 4.10: Drei Unterwasser-Aufnahmen, die organogene Sedimente im Küstenvorfeld von Schönhagen zeigen. Torfe und Mudden liegen hier teilweise direkt dem Geschiebemergel auf. Die organogenen Sedimente können teilweise von einer dünnen Sandschicht überlagert sein, nach SCHWARZER et al. (2000)

Die Küste, 66 Ostsee (2003), 217-297

ein akutes Sedimentdefizit aufweisen, da hier aus dem Seegrundbereich selbst kein Material in den litoralen Sedimenthaushalt eingespeist werden kann. Dies führt dazu, dass diese Sedimentdurchsatzgebiete, vor allem die Nahtstellen zwischen Kliff und Niederung (vgl. Abb. 4.8), entlang derer kein Material mehr akkumuliert wird, häufig die schmalsten Bereiche der Nehrungen darstellen. Sie bilden in Kombination mit der Küstenrückverlagerung bei Sturmereignissen stark durchbruchs- und überflutungsgefährdete Areale.

4.2.2.1 Sandriffe

Typisches Merkmal für Flachküstenbereiche sind die ihnen vorgelagerten Sandriffsysteme. (Abb. 4.1 und 4.8). Die Anzahl der einzelnen Riffe in solchen Riffsystemen ist abhängig von der Menge angelieferten Sedimentes sowie von der Neigung des Vorstrandes. Je flacher dieser seewärts einfällt, umso höher ist die Riffanzahl, die bei genügender Sedimentzufuhr bis auf 10 ansteigen kann. Vom Ufer seewärts nimmt der gegenseitige Riffabstand zu, bei gleichzeitiger Erhöhung der Distanz zwischen Wasseroberfläche und Riffkamm. Reichen die innersten Riffe manchmal bis fast an die MW-Linie heran, so kann der Kamm des seewärtigsten Riffes je nach Exposition zur effektiven Windrichtung in Wassertiefen zwischen –1 m bis –6 m NN liegen, z.B. in der östlichen Kieler Bucht (Probstei) mit einer effektiven Fetchlänge von ca. 60 km bei –1,5 m (vgl. Abb. 4.12), an der Nordküste Polens mit einer effektiven Fetchlänge von ca. 500 km bei –5 m (PRUSZAK et al., 1999). Die Basisbreite dieser Riffe nimmt in Richtung See zu und erreicht Werte bis zu 200 m; die Mächtigkeit der einzelnen Riffkörper erstreckt sich von nur wenigen Dezimetern bis in den Meterbereich, wobei jedoch an der deutschen Ostseeküste 3 m nicht überschritten werden.

Die Entstehung, die Form und der Aufbau dieser Sandriffzonen werden primär durch das Zusammenspiel von Hydrodynamik und Sedimentverfügbarkeit kontrolliert. Die einzelnen Riffe sind entsprechend einer hydrodynamisch bedingten Sedimentabfolge aufgebaut, wobei die den Welleneinwirkungen am stärksten ausgesetzten Zonen, die Riffkämme, aus relativ grobem Sediment bestehen und entlang der Luvhänge das Material mit zunehmender Wassertiefe relativ zu den Kämmen feiner wird (KACHHOLZ, 1982; SCHWARZER, 1989). In den Rinnen zwischen den Sandriffkörpern befinden sich oft geringmächtige Lagen von Kiesen und Steinen, die als Restsedimente gedeutet werden. Das die Riffe der Ostsee primär aufbauende Kornspektrum schwankt je nach Energieeinwirkung und Sedimentverfügbarkeit zwischen 0,125 mm–0,300 mm (KACHHOLZ, 1984; SCHWARZER, 1995).

Auf Grund der geringen Wassertiefe über den Riffkämmen steilen sich über diesen die Wellen auf und brechen. Bei hohen und langen Wellen geschieht dies bereits über den äußeren Riffen, kleinere Wellen laufen dagegen nahezu unbeeinflusst über sie hinweg, und es kommt erst über den inneren Strukturen zum Brechvorgang. Die in den Wellen gespeicherte Energie wird dabei teilweise umgewandelt, und es entstehen Brandungslängs- und Querströmungen (Abb. 4.11). Sie verfrachten das durch den Brechvorgang aufgewirbelte Sediment in Abhängigkeit von Wellenangriffsrichtung und Korngröße entweder primär küstenparallel oder küstennormal. Gemeinsam mit dem Strand, wo der Rest der noch vorhandenen Wellen bricht, sind die Riffe damit die Zonen der maximalen Energieumsetzung und die Haupttransportbahnen für den litoralen küstenparallelen Sedimenttransport. Die Wellennormale der Brandungswellen liegt in den seltensten Fällen senkrecht zu den Riffen bzw. dem Strand, sondern gewöhnlich bildet sie einen von 90° abweichenden Winkel (Abb. 4.11). So kommt es zu gerichteten Strömungen, die jeweils von der Wellenanlaufrichtung und der Küstenform abhängen. Auf diese Weise können in einem Küstengebiet bei sich ändernden Windrich-

tungsverhältnissen die Transportrichtungen sowohl in relativ kurzen Zeitabschnitten, aber auch bei großräumigen Änderungen des Windfeldes über lange Zeiträume variieren. Überwiegt jedoch der Energieeintrag einer bestimmten Windrichtung, so zeigt auch der über einen längeren Zeitraum resultierende Transport eine vorherrschende Richtung. Sind Buchten vorhanden, so ist in der Regel der Sedimentransport immer buchteinwärts gerichtet.

Sandriffe sind keine statischen Strukturen, sondern sie verlagern sich als morphologisches Element in Abhängigkeit von dem Wellenklima, wobei die Mobilität von den inneren zu den äußeren Sandriffen abnimmt (ALW et al., 1997; Abb. 4.12). Ruhige Wetterlagen führen zu einer landwärtigen Verlagerung der Riffkörper bei gleichzeitiger morphologischer Erhöhung der Riffkammlagen, während die energiereicheren, mit Stürmen verbundenen Monate im Winterhalbjahr eine seewärtige Verlagerung mit gleichzeitiger Verflachung des Riffprofils bewirken (vgl. Abb. 4.13; ALW et al., 1997). Unter Sturmbedingungen können sich sämtliche Riffe binnen weniger Stunden um einige 10 Meter seewärts verlagern (AAGAARD u. GREENWOOD, 1993). Die anschließende Reorganisation in das alte Muster während ruhigerer Wetterlagen beansprucht einen Zeitraum von mehreren Wochen. Somit zeigen die Sandriffsysteme der Ostsee teilweise Verlagerungsmechanismen, wie sie weltweit von vielen Küstenabschnitten mit und ohne Gezeiten bekannt sind (SHORT, 1993, 1999).

Dadurch, dass über diesen Sandriffen seewärts des Ufers die Wellenenergie durch den Brechvorgang auf natürliche Art und Weise abgebaut wird, und durch ihr dynamisches Reagieren sowohl auf die unterschiedlichen saisonalen Energieeinträge als auch auf kurzfristige Sturmereignisse kommt diesen Riffen hinsichtlich des Küstenschutzes eine überragende Funktion zu.

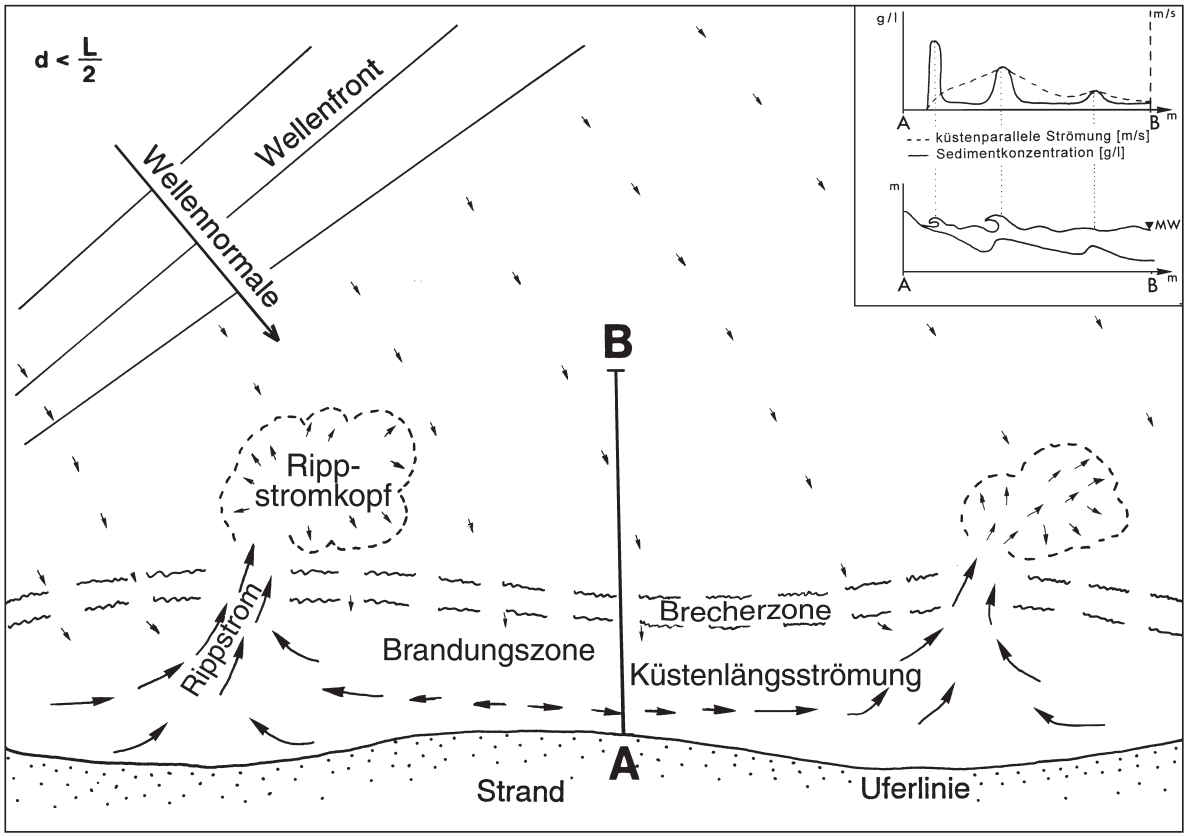

Abb. 4.11: Modell der küstennahen Strömungsverhältnisse, modifiziert nach SHEPARD u. INMAN (1950)

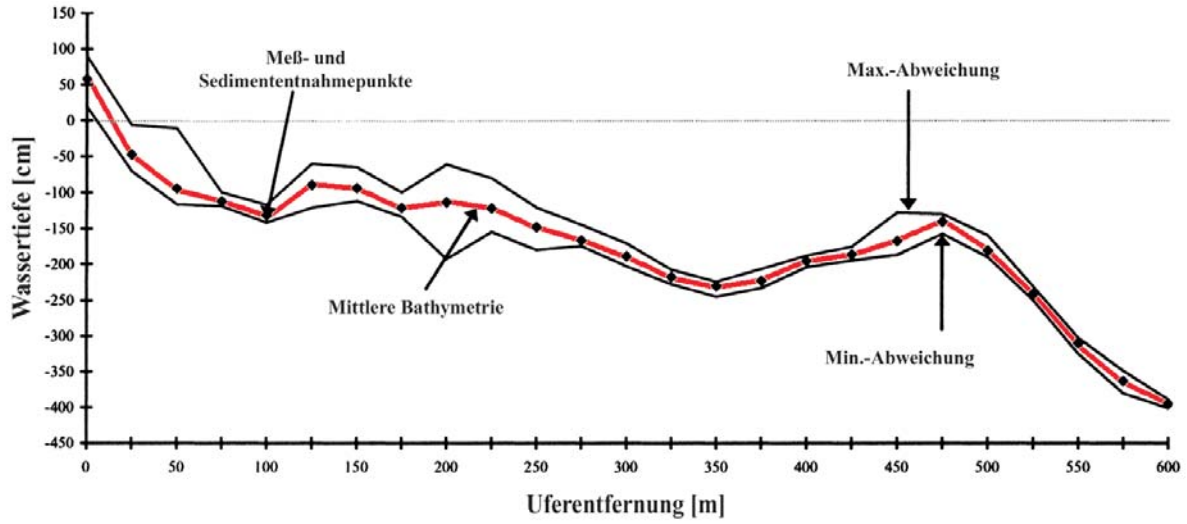

Abb. 4.12: Morphologische Veränderungen eines Küstenquerprofils über einer Sandriffzone (Bottsand, östliche Kieler Außenförde, vgl. Abb. 4.2). An am Meeresgrund im Abstand von 25 m fest installierten Messpflöcken wurden über 3,5 Jahre (November 1990 – April 1994) regelmäßig Aufmessungen durch Taucher mit einer Genauigkeit im Bereich von 1 cm durchgeführt. Dargestellt sind das mittlere Profil sowie die maximalen positiven und negativen Abweichungen (ALW, 1997)

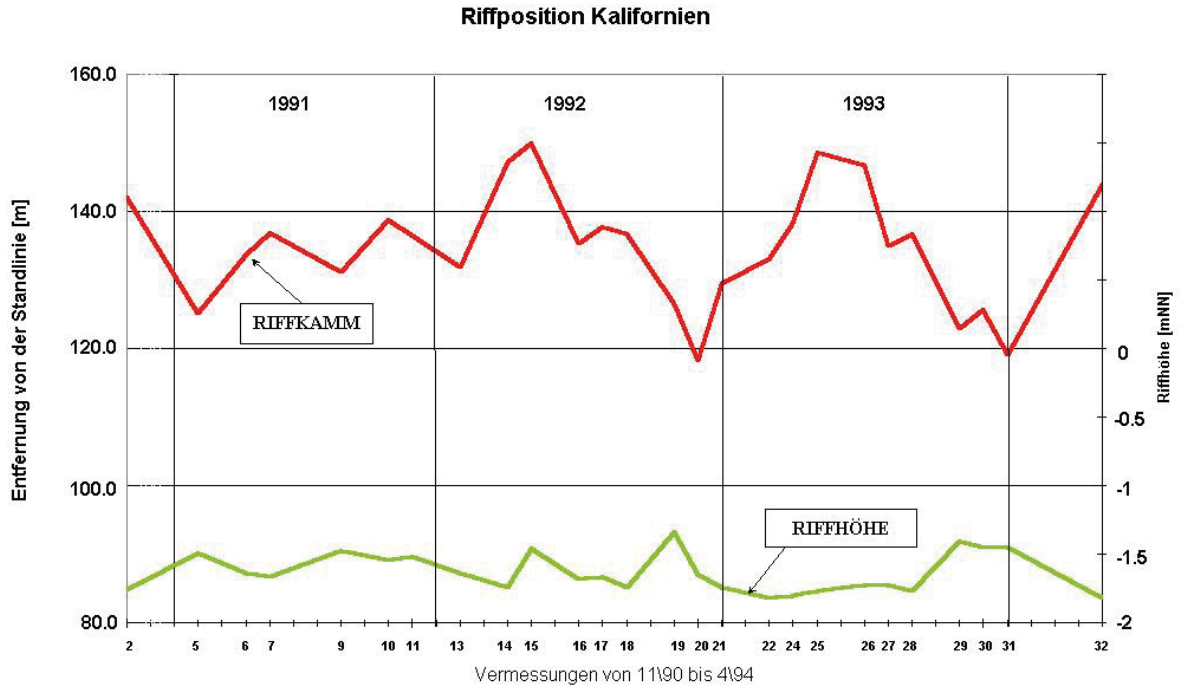

Abb. 4.13: Verlagerung eines Riffkammes sowie dessen Höhenveränderung im Profil Kalifornien (östliche Kieler Außenförde, vgl. Abb. 4.25) (ALW, 1997)

4.2.2.2 Strandwall- und Hakensysteme

Für weite Bereiche der südwestlichen bis südöstlichen Ostsee dominiert ein durch die Westwinde geprägter, nach Osten gerichteter Sedimenttransport. Das belegen Haken und Nehrungen, z. B. der Graswarder, die Halbinseln Zingst und Hela sowie die Frische und Kurische Nehrung, eindrucksvoll. Die Basis dieser Nehrungen bilden zumeist Strandwallsysteme, deren Maß an Überdünung von West nach Ost auf Grund eines durch die glaziale und postglaziale geologische Entwicklung vorgegebenen Sedimentangebotes ansteigt. Die Höhe der zum überwiegenden Teil aus der Stein- und Kiesfraktion aufgebauten Strandwälle richtet sich nach dem jeweiligen maximal erreichten Hochwasserstand. Sie beträgt an den Außenküsten der Ostsee etwa 3 m (KÖSTER, 1961). Durch den Vergleich der Höhen von gestaffelt und in Transportrichtung versetzt hintereinander liegenden Strandwällen lassen sich demnach Aussagen über die Wasserstandsverhältnisse bei den entsprechenden Sturmereignissen treffen (KÖSTER, 1960).

Ist ein Strandwall entstanden, so setzt bei ausreichender Sedimentverfügbarkeit auf ihm sehr rasch Dünenbildung ein, wie es auf dem Graswarder, aber wesentlich deutlicher auf dem Fischland, dem Darß, der Insel Usedom und letztendlich auf der Frischen und Kurischen Nehrung mit den bis zu 30 m hoch aufragenden Dünen zu beobachten ist. Der Sand hierzu stammt in der Regel aus dem Strand- und Vorstrandbereich. Bei sehr flach geneigten Vorständen genügen bereits geringe Wasserstandserniedrigungen, um die Sandausblasungsflächen und damit die Sedimentverfügbarkeit drastisch zu erhöhen. Regressionsphasen sind in der jüngeren Vergangenheit der Ostsee nachgewiesen, z.B. folgte nach einem Meerspiegelhochstand vor ca. 2000 Jahren eine Regression um bis zu 80 cm vor etwa 1000 Jahren (KLUG, 1980; WINN et al., 1986; LÜBKE, 2000; vgl. Abb. 1.10 und 4.3). Diese waren somit gleichzeitig Phasen verstärkter Dünenbildung. Auch kurzfristige Wasserstandsabsenkungen, wie sie bei Stürmen aus west- bis südwestlichen Richtungen mehrmals im Jahr an der westlichen und südlichen Ostseeküste vorkommen (vgl. Abschn. 3.4), fördern das Sedimentangebot für eine Dünenbildung. In dem Maße, wie sich neue Dünen bilden, wird das in ihnen akkumulierte Material dem Vorstrand entzogen. Bei Bilanzierungen des Sedimenthaushaltes für ein Küstengebiet sind daher die in den Küstendünen enthaltenen Sedimentmassen mit einzubeziehen (ALW, 1997).

Ein eindrucksvolles Beispiel für variierende, langandauernde Änderungen des Windfeldes und die Auswirkung auf den litoralen Sedimentransport ist die Versandung der Swinepforte (Hauptmündungsarm der Oder) durch wechselweise Vorschüttung von Abtragsmaterial der beiderseitigen, bis zu 115 m hohen, primär aus Sanden aufgebauten Außenküsten von Usedom und Wolin (KEILHACK, 1912; NIEDERMEYER et al., 1987). Radiokarbondatierungen weisen den dem Hakensystem aufgesetzten ältesten Braundünen ein Alter von 4800 v. h. zu (BOROWKA et al., 1986). Durch diesen Wechsel in der Dominanz der Vorschüttrichtung ist der Mündungsverlauf der Oder in der Vergangenheit erheblich beeinflusst worden.

Vorwachsraten von Sandhaken entlang der südwestlichen und südlichen Ostsee reichen von weniger als 1 m bis zu einigen 10 m/Jahr. Entscheidend für eine solche Angabe der Vorwachsgeschwindigkeit ist aber nicht allein die Menge angelieferten Sedimentes, sondern sowohl die Tiefe des Beckens, in das sich der Haken vorbaut (SCHROTTKE, 1999), als auch die Dauer, über die so ein Vorbau betrachtet wird. So ist z.B. für das Vorwachsen der Halbinsel Hela um lediglich ca. 1 m/Jahr in ein bis zu 100 m tiefes Becken wesentlich mehr Sediment notwendig als es z.B. das Vorwachsen des Bottsandes mit Raten im Mittel bis zu 18 m/Jahr seit 1937 (SCHWARZER, 1994) in ein lediglich 3–4 m tiefes Becken erfordert. SCHROTTKE (1997) ermittelt auf der Basis von ^{14}C-Datierungen und Kartenvergleichen für das Vorwach-

sen des Graswarders bei Heiligenhafen für die vergangenen 3000 Jahre eine mittlere Rate von 1 m/Jahr. Innerhalb dieses Gesamtzeitraumes gibt es jedoch durchaus Phasen in der Größenordnung von Dezennien, in der die Wachstumsgeschwindigkeit durch vermehrte Sturmtätigkeit und Wasserstandsanhebungen auf bis zu 5 m/Jahr, von 1987–2000 sogar auf 17 m/Jahr, anstieg.

Aus den o. a. dargelegten Prozessen und Entwicklungen geht hervor, dass sich gerade die Flachküsten mit den vorgelagerten Sandriffsystemen in einem äußerst sensiblen, dynamischen Gleichgewicht zwischen Energieeinwirkung und morphologisch-sedimentologischer Ausbildung des Strand- und Vorstrandbereiches befinden. Durch eine vermehrte Sturmtätigkeit würde Material rascher von den Liefergebieten zu den Sedimentsenken (Spitzen der Haken und Nehrungen, Eingänge der Förden, Hafeneinfahrten, Buchten, Höftländer) gelangen und somit z.B. die Vorwachsgeschwindigkeit von Haken und Nehrungen erhöhen. Demgegenüber würden Sedimentdurchsatzgebiete hinsichtlich ihrer Materialbilanz keinen Einfluss erfahren, solange der Nachschub an Sediment aus den Liefergebieten gewährleistet ist.

Durch einen verstärkten Energieeintrag erhöht sich aber die Abrasionstätigkeit am gesamten durch Wellen beeinflussten Meeresboden (SCHWARZER et al., 2000). Zudem wird unter derartigen energetischen Bedingungen vermehrt Feinmaterial durch küstennormal gerichtete Strömungen in tiefere Gebiete abtransportiert werden (FURMANCZYK, 1994; FURMANCZYK u. MUSIELAK, 1999), was eine generelle Kornvergröberung im Küstenvorfeld zur Folge hat. Aus beiden Annahmen ergeben sich eine Versteilung des Küstenprofils und eine erhöhte Rückgangsdynamik mit höheren Erosionsraten (COWELL et al., 1991; Roy et al., 1994). Letzteres wiederum wäre für die häufig äußerst schmalen Nahtstellenbereiche zwischen Kliff und Niederung problematisch, denn hier würde trotz eines höheren Sedimentdurchsatzes kein zusätzliches Sediment mehr angelagert werden. Dennoch würde sich nach einer bestimmten Zeit im Fall einer durch Bauwerke unbeeinflussten Küste ein neues dynamisches Gleichgewicht einstellen.

Eine lineare Anhebung des Wasserstandes allein, ohne eine gleichzeitige Zunahme von Starkwind- und Sturmereignissen, würde die Rückgangdynamik nicht erhöhen, jedoch das gesamte Profil landwärts verschieben (ROY et al., 1994). Transportgeschwindigkeiten blieben die gleichen, Strandwälle würden entsprechend des neuen Wasserstandes lediglich auf ein höheres Niveau aufgeworfen werden. Gravierende Änderungen träten jedoch auf, wenn sich das Vorstrandprofil versteilen- und/oder sich die Sedimentzufuhr verringern würden. Beides könnte bei einem beschleunigten Meerespiegelanstieg der Fall sein, wenn die Zone der Hauptenergiedissipation näher an das Ufer heranrückt und es nicht zu einer Gleichgewichtseinstellung zwischen den steuernden Faktoren und der morphologisch-sedimentologischen Ausbildung des Meeresbodens kommt.

4.2.3 Küsten- und Sedimentdynamik in unterschiedlichen Zeitskalen – Materialtransport und Sedimentbilanz

Steuerungsfaktoren, die die Küstenentwicklung und Sedimentdynamik beeinflussen, reichen von kurzfristigen Sturmereignissen mit einer Dauer von nur wenigen Stunden (vgl. Abschn. 4.3.2) über saisonale und jährliche Zyklen bis hin zu Prozessen, die kontinuierlich über Jahrhunderte bis hin zu Jahrtausenden andauern. Beispielhaft für Letztere sind etwa die holozänen Klimaschwankungen (vgl. Abb. 4.3) oder tektonische Bewegungen der Erdkruste, aus denen relative Wasserstandsveränderungen resultieren (vgl. Abschn. 1.2 u. 1.3, Tab. 4.5).

War an der südlichen Ostseeküste bis ca. 6000 Jahren v.h. der rasche Meerespiegelanstieg der alleinige Faktor für die Küstenentwicklung, so traten mit der relativen Stabilisierung des Meeresspiegels stochastische Prozesse wie Klimaschwankungen, das Wellenklima, Sturmereignisse, die Sedimentzufuhr durch Küstenerosion und durch Flüsse (ROY et al., 1994), aber auch durch anthropogene Einflüsse als küstengestaltende Einflussfaktoren in den Vordergrund. Die gegenseitige Überlagerung dieser Vorgänge führt aber dazu, dass die Küstenentwicklung, die ein ständig andauernder Prozess ist, nie ein statisches Gleichgewicht erfährt. Auch wenn heute bekannt ist, dass ein tiefgreifendes Verständnis über die Küstenentwicklung für Fragen eines Küstenzonenmanagements unabdingbar ist, so ist es bisher auf Grund des Ineinandergreifens und Überlagerns der einzelnen Einflussfaktoren nicht gelungen, einen systematischen Ansatz für eine Kopplung kurz- und langfristig wirkender küstengestaltender Prozesse zu erarbeiten (COWELL et al., 1999).

Je größer die zu betrachtenden Zeitskalen sind, umso unsicherer werden die Zusammenhänge zwischen den treibenden Kräften und den entsprechenden Auswirkungen auf die Küstenmorphologie und -sedimentologie. Lassen sich heute Küstenentwicklungen bis in den Dezennienbereich hinein schon recht gut modellieren, so führt die Auswirkung der einzelnen unregelmäßig veränderlichen Prozesse und Rückkoppelungsmechanismen für längere Zeitskalen und größere Areale noch zu sehr unsicheren Aussagen.

Mit einer Betrachtung der Küstenentwicklung in unterschiedlichen Zeitskalen von einzelnen Ereignissen bis hin zu Jahrtausenden ändert sich in gleichem Maße auch die räumliche Betrachtungsweise von kleinräumigen Arealen (z. B. einzelne Strandabschnitte) hin zu größeren Einheiten wie etwa einem gesamten Strandwallfächer- oder Hakensystem. Diese räumliche Unterscheidung in der lateralen Ebene ist um die vertikale Komponente zu ergänzen, denn bei langfristigen Betrachtungen ist auch der seewärtige tiefere Seegrund (dies ist der gesamte Bereich, der von der Wellenbasis über den gesamten Betrachtungszeitraum, der veränderte Wasserstandsbedingungen einschließt, erreicht werden kann) einzubeziehen.

Tab. 4.5: Zeitskalen und antreibende Prozesse für die Küstenentwicklung

Zeitskala/Jahre	Antreibende Kräfte
0.01–0.1	Micro-scale 1: Einzelereignisse wie Stürme und Sturmfluten, Eigenschwingungen, Flusshochwässer, Rutschungen an Kliffs
1	Micro-scale 2: Jahresgänge von Windgeschwindigkeit und -richtung, insbesondere von Sturmlagen, der Flusswasserzufuhr u.a.
10	Meso-scale: Jahrzehnte mit Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation, großräumige Zirkulationszellen im Flachwasser (Gates), Reaktion auf Küstenschutzanlagen, Entwicklung von Dünenzügen u.a.
100	Macro-scale 1: Jahrhunderte mit Variationen der großskaligen Sedimentbilanzen, Änderungen in den Hauptwindrichtungen, Wasserstandsfluktuationen
1000	Macro-scale 2: Jahrtausende mit großskaligen Sedimentbilanzverschiebungen, Meeresspiegelschwankungen, Klimaschwankungen, Neotektonik u.a.

Eines der vorherrschenden Probleme hinsichtlich der längeren Zeitskalen ist die Messbarkeit der Reaktion der Küste auf bestimmte treibende Kräfte. Können die Auswirkungen von Sturmereignissen oder auch saisonalen Veränderungen der Vorstrandmorphologie und -sedimentologie gemessen (vgl. Abb. 4.12 und 4.13) und diskreten Ereignissen zugeordnet werden (SCHWARZER u. DIESING, 2001), so ist z.B. der kontinuierliche Senkungsprozess

gegenüber dem Meerespiegel entlang der südlichen Ostseeküste und die Reaktion eines gesamten seewärtigen Küstenvorfeldes (z.B. Kieler Bucht, Greifswalder Bodden, Pommersche Bucht) darauf über kurze Zeiträume (wenige Jahre bis Dezennien) mit keiner der derzeit verfügbaren Methoden hochauflösend messbar. Für die Erarbeitung derartiger Daten aus den entsprechenden Flachwasserbereichen, in denen keine kontinuierliche Sedimentabfolge vorliegt, greifen lediglich feinstratigraphische Methoden, Faziesanalysen und Datierungen. Eine klare Beziehung einzelner Sedimentlagen zu den antreibenden Kräften ist dabei aber nicht eindeutig herzustellen. Solche Lagen stellen mit vielen zwischengeschalteten Hiaten die Summe aus kurzfristigen und langfristigen Prozessen dar.

Kurzfristige Sturmereignisse können zu Kliffrückgang, Strandausräumungen und der seewärtigen Verlagerung von Sandriffen über die Distanz von einigen 10 Metern führen (vgl. Abschnitte 4.3.1 und 4.3.2). Die Aufarbeitung von Material aus der Küstenerosion nach einem Sturm oder der Sedimenteintrag in den Strand- und Vorstrandbereich durch eine Hangrutschung kann sich über Jahre hinziehen, bevor sich wieder natürliche Strandneigungen und -breiten eingestellt haben. COWELL u. THOM (1994) zeigen, dass ein Strand, der nach einer Serie mehrerer, kurz hintereinander folgender schwerer Stürme ausgeräumt war, nahezu ein Jahrzehnt benötigte, um sich zu regenerieren. Diese Ereignisse können somit zwar eine längerfristige Veränderung des Zustandes eines bestimmten Küstenabschnittes bewirken, sie sind aber reversibel und nicht als antreibende, auf einer längeren Zeitskala (z. B. Jahrzehnte) zuzuordnenden Kraft zu betrachten (SCHWARZER et al., 2003).

Sandriffe haben bei Betrachtung kurzer Zeitskalen für kurzfristige Ereignisse hinsichtlich des Schutzes einer Küste eine überragende Rolle, da über ihnen die Wellenenergie abgebaut wird. Bei langfristigen Betrachtungen vor dem Hintergrund des Materialhaushaltes einer Küste haben diese sehr dynamischen Akkumulationskörper aber keine gravierende Bedeutung.

Für längerfristige Abläufe zeigen Modellrechnungen von ROY et al. (1994), dass an einer Transgressionsküste, wie der südlichen Ostsee, bei einem linear ansteigenden Meeresspiegel die durch geologisch/geomorphologische Bedingungen vorgegebene Neigung des Vorstrandes einen wesentlich gravierenderen Einfluss auf den Sedimenthaushalt des Strand- und Vorstrandes ausübt, als die Materialzufuhr aus dem litoralen Transport. Während an gleichmäßig flach geneigten Vorstränden das gesamte Material in Richtung Küste transportiert wird, bewirkt eine Versteilung des Vorstrandes einen mit dem Neigungsgradienten zunehmenden seewärtigen Transport, der bei zunehmendem Neigungsgradienten in einem ausschießlichen, seewärtigen Transport mündet. Ist die Neigung eines Vorstrandes nicht konstant, sondern nimmt bei gleichmäßiger Sedimentzufuhr kontinuierlich ab, so nehmen die landwärts gerichteten Verlagerungsraten morphologischer Strukturen zu. Gleichzeitig verringert sich jedoch das Volumen der Transportkörper.

Bei großräumigen Strukturen wie ganzen Riffsystemen, Strandwallfächern oder morphodynamischen Einheiten erfolgt die Reaktion der Küste auf antreibende Kräfte häufig mit einer Zeitverzögerung. Als Beispiele dafür und für die Küstenentwicklung auf längeren Zeitskalen (Jahrhunderte) soll der Rückgang der Insel Usedom in ihrem zentralen Teil mit dem geichzeitigen Vorwachsen der beidseitig angrenzenden Akkumulationsgebiete und der Entwicklung des Küstenvorfeldes angeführt werden (Abb. 4.15 und 4.16). Der Kern der Insel besteht aus Geschiebemergel, der von bis zu 40 m mächtigen Schmelzwassersanden überlagert wird (NIEDERMEYER et al., 1987). Diese Schmelzwassersande bilden über weite Strecken die Abbruchküste Usedoms. Geschiebemergel ist teilweise gravitativ in diese Schmelzwassersande aufgedrungen (RUCHHOLZ, 1977). Im Bereich des Streckelsberges, mit 56 m der höchste Punkt der Insel, sind diese Schmelzwassersande von bis zu 20 m mächti-

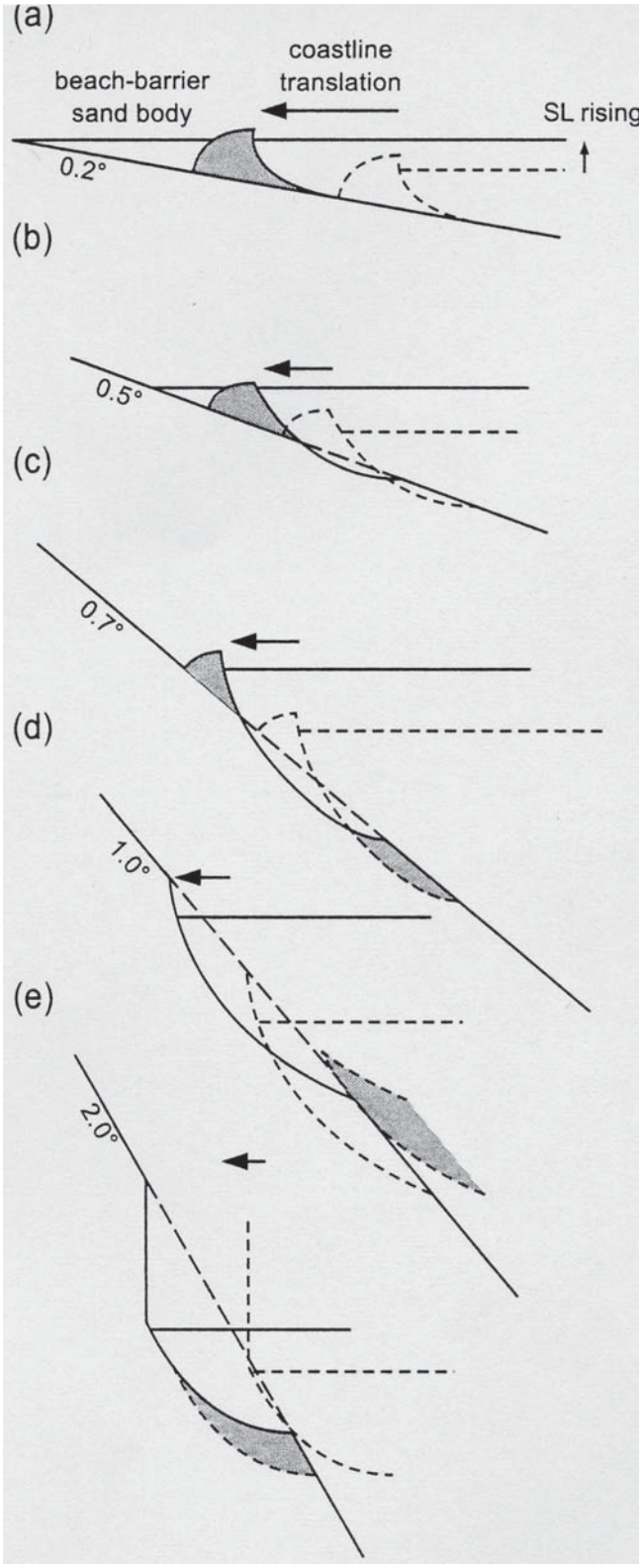

Abb. 4.14: Die Bedeutung der Vorstrandneigung für die Sedimentation im Strand- und Vorstrandbereich. Randbedingungen: Meeresspiegelanstieg 1 m/Jahrhundert, keine zusätzliche Sedimentzufuhr. An flach geneigten Vorständen findet ein landwärtiger Massentransport mit hohen Küstenrückgangsraten statt (a u. b). An steilen geneigten Vorständen (d und e) kommt es zu seewärtigem Transport bei gleichzeitig geringen Küstenrückgangsraten (aus ROY et al., 1994)

Tab. 4.6: Daten aus Modellrechnungen für die Küstenlinienverlagerung an einer Transgressionsküste. Eingangsdaten: Breite des Strand- und Vorstrandbereiches: 1500 m; maximale Wassertiefe: 25 m; Breite des Strandwallsystemes: 500 m; Meeresspiegelanstieg: 1 m/Jahrhundert. Die Zahlen in Klammern geben die jährliche Raten bei einem Meeresspiegelanstieg von 1,5 m/Jahrhundert an, nach ROY et al. (1994)

Neigung des Vorstrandes Grad	Volumen der Akkumulationskörper m^3	Sedimenttransport (landwärts) m^3/m	Sedimenttransport seewärts m^3/m	Verlagerung der Uferlinie m
0.1	23 275	+12 120 (180)		588 (8.80)
0.2	19 788	+5339 (80)		258 (4.20)
0.4	12 935	+1966 (29)		142 (2.10)
0.6	6053	+823 (12)		95 (1.40)
0.8	915	+334 (5)	–79 (1)	71 (1.00)
1.0	0		–253 (4)	57 (0.85)
1.5	0		–597 (9)	38 (0.57)
2.0	0		–804 (12)	29 (0.43)
4.0	0		–1144 (17)	14 (0.21)
6.0	0		–1277 (19)	9 (0.13)
10.0	0		–1372 (29)	4 (0.06)

gen Dünen überlagert. Diese wiederum bestehen aus Material, das aus den Schmelzwassersanden ausgeblasen ist. Basierend auf dem Vergleich historischer und moderner Karten konnte für den Zeitraum von 1692–1986 ein Sedimentbudget für jeweils 1 km breite Küstenstreifen für die gesamte Insel Usedom erarbeitet werden. Der durchschnittliche Rückgang der Außenküste Usedoms beträgt 0,4 m/Jahr, im zentralen Inselbereich 0,5 m/Jahr (vgl. Abb. 4.16). EKMANN (1999) gibt für den Zeitraum von 1200 v. h. bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts Meeresspiegelschwankungen um ±1,5 mm/Jahr an, d.h. nur eine geringe Schwankung um Null. Erst danach wird ein kontinuierlicher Anstieg beobachtet. Die Daten gelten somit für einen Zeitraum, in dem keine starken Wasserstandsschwankungen stattgefunden haben.

Das für den 300-jährigen Zeitraum ermittelte Sedimentbudget bezieht sich sowohl auf den Bereich über Wasser, als auch auf den vorgelagerten Seegrund. Die über den gesamten Zeitraum erodierte Sedimentmenge beträgt $40{,}7 \cdot 10^6$ m^3, dies entspricht einer Menge von $14 \cdot 10^4$ m^3/Jahr, wovon $25{,}3 \cdot 10^6$ m^3 aus Sand bestehen, der für den Aufbau von Stränden und Sandriffen nutzbar ist. Ein Volumen von $15{,}4 \cdot 10^6$ m^3 gehört der Silt- und Tonfraktion an, die erst weiter seewärts auf dem tieferen Seegrund abgelagert wird (vgl. Abb. 4.15). Die Sedimentmengen, die einschließlich des vorgelagerten Seegrundes an den beiden Hakenenden der Insel Usedom akkumuliert werden, betragen insgesamt $27 \cdot 10^4$ m^3/Jahr (Peenemünder Haken: $15 \cdot 10^4$ m^3/Jahr, für den Usedom zuzurechnenden Teil der Swinepforte sind es $12 \cdot 10^4$ m^3/Jahr). Daraus ergibt sich zunächst ein Sedimentdefizit von $13 \cdot 10^4$ m^3/Jahr für den Sedimenteintrag, das aus einer anderen Quelle gedeckt werden muss. GURWELL (1989) und SCHWARZER et al. (2000) zeigen, dass ein konstanter Kliffrückgang auch eine Rückverlagerung des vorgelagerten Seegrundes erfordert. Unter den Annahmen, dass der Rückgang der Insel Usedom im zentralen Teil mit einer Rate von 0,5 m /Jahr über eine Strecke von 20 km gleichmäßig verlief und die Erosionsbasis bei –15 m NN liegt, ergibt sich eine Sedimentmenge von $15 \cdot 10^4$ m^3/Jahr, die allein vom Seegrund bereitgestellt wird. Somit stehen $27 \cdot 10^4$ m^3/Jahr akkumuliertes Material $29 \cdot 10^4$ m^3/Jahr erodiertem Material gegenüber. Der Überschuss von ca. 7 % ist als Suspensionsfracht anzusehen, die in die tieferen Becken transportiert wird.

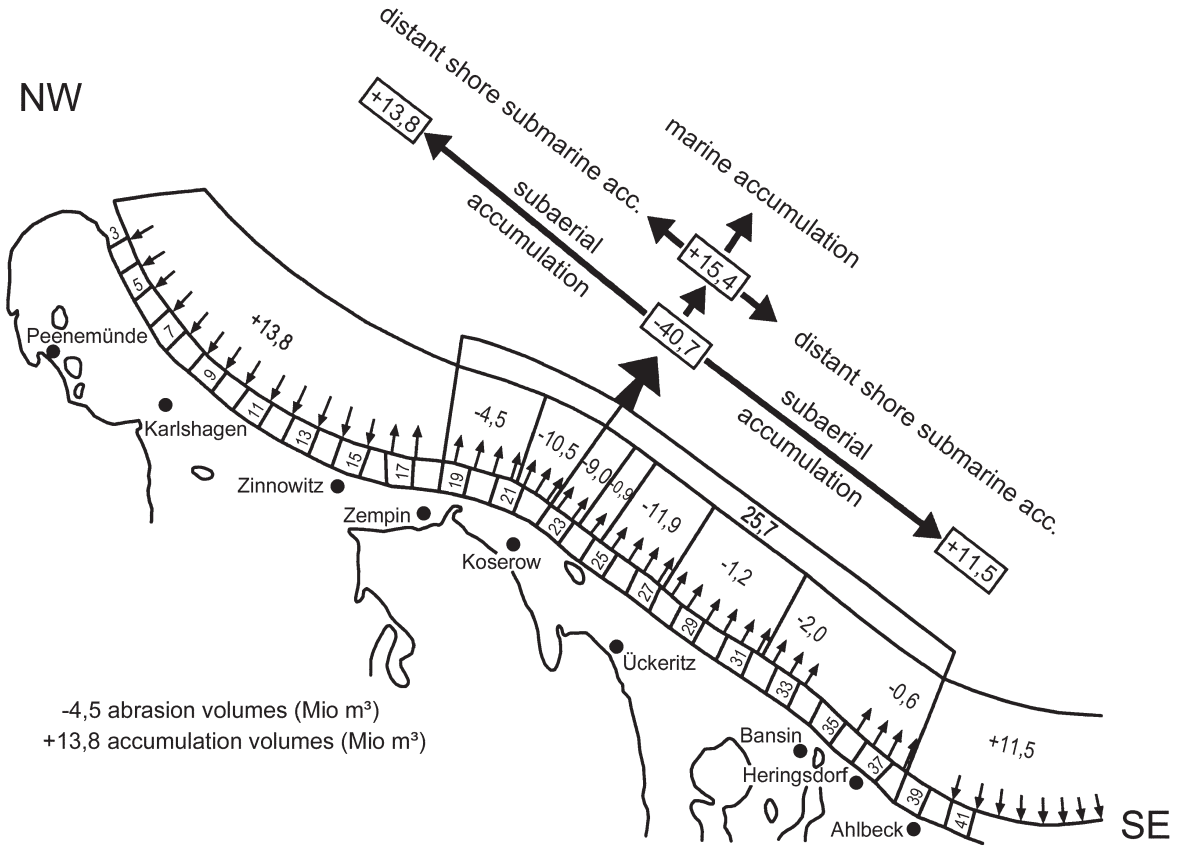

Abb. 4.15: Sedimentbilanz für die Außenküste der Insel Usedom während der letzten 300 Jahre, basierend auf Vergleichen historischer und moderner Karten, nach SCHWARZER et al. (2003)

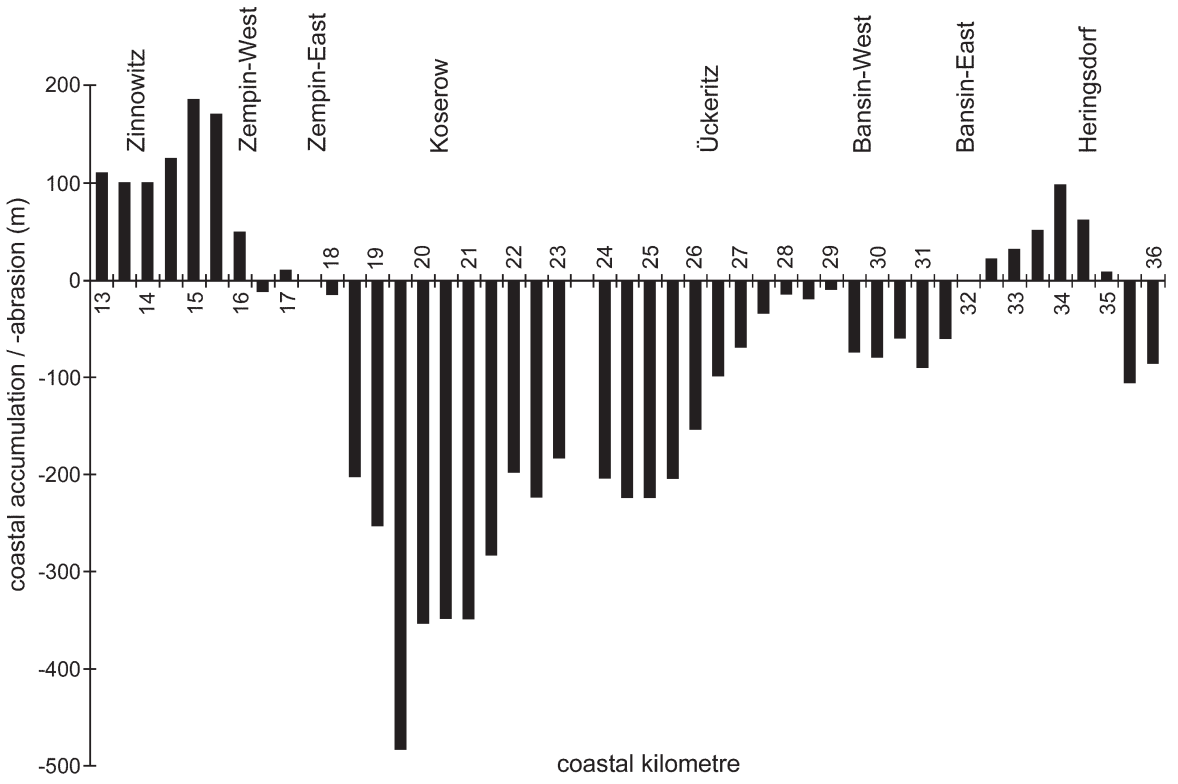

Abb. 4.16: Veränderungen der Küstenlinie (Erosion, Akkumulation) zwischen 1692–1986 für 1 km weite Bereiche der Außenküste Usedoms, nach SCHWARZER et al. (2003)

Diese Abschätzung gilt im Mittel für gleichmäßige Wasserstandsverhältnisse über den gesamten Betrachtungszeitraum, bei der kurzfristige Schwankungen und Sturmereignisse sowie Veränderungen im Küstenlängstransport herausgemittelt sind. Im Sinne von KOHLHASE (1991) stellt die Insel Usedom somit eine physiographische Einheit dar, in der das, was an Material im Erosionsgebiet aufgearbeitet wird, mit Ausnahme des feinklastischen, in Suspension abgeführten Materials, in den Akkumulationsgebieten zur Ablagerung kommt.

Die Insel Usedom stellt jedoch einen Idealfall entlang der deutschen Ostseeküste dar, denn die Bilanzierung zeigt, dass die Materialzufuhr von Land und See im Mittel über die letzten 300 Jahre konstant war. Verantwortlich dafür sind die relativ einfachen Lagerungsverhältnisse im Küstenvorfeld mit den flächenhaft auftretenden Schmelzwassersanden. Viele Küstenabschnitte entlang der Ostsee sind jedoch wesentlich heterogener aufgebaut mit engräumigen Verzahnungen unterschiedlicher lithologischer Einheiten im Seegrundbereich. Da von diesen Einheiten auf Grund der Abrasion heute nur noch Relikte vorhanden sind, ist ihre ehemalige räumliche Ausdehnung, vor allem aber auch ihre auf den Meeresspiegel bezogene Höhe, nicht bekannt. So können heute in vielen Gebieten Sedimentdefizite dadurch auftreten, dass ehemalige Sedimentliefergebiete erschöpft sind und sich zu Erosionsgebieten mit den entsprechenden Auswirkungen im unmittelbaren Uferbereich gewandelt haben. KÖSTER (1979) zeigt dies eindrucksvoll für die Probsteiküste an der östlichen Kieler Außenförde, wo sich ein ursprüngliches Liefergebiet und ein Akkumulationsgebiet in ein Erosionsgebiet umgewandelt haben. Anhand der räumlichen Lage alter Strandwallstrukturen identifiziert er dieses heute weit seewärts liegende Sedimentliefergebiet, das nun, immer noch als morphologische Hochlage hervortretend, von Restsedimenten bedeckt ist (WERNER, 1979). Diese ehemaligen Strandwälle werden aufgearbeitet, und die unter Erosion liegende Küste muss heute mit einem massiven Deich geschützt werden.

4.3 Folgen der morpho- und sedimentdynamischen Anpassungen für die Küstenstabilität

Erscheinen Landschaftsformen im Binnenland als etwas Beständiges, so unterliegen demgegenüber gerade die Küstenstreifen einem natürlichen, ständigen Formen- und Gestaltwandel. Veränderungen nach Sturmhochwasser-Ereignissen sind dabei am auffälligsten. Aber die ständig vorgenommenen Beobachtungen zeigen, dass es auch außerhalb dieser extremen Ereignisse zu fortwährenden Umformungen kommt. Es ist das stete Streben nach einer natürlichen Gleichgewichtseinstellung zwischen endogenen dynamischen Prozessen (Hebungs- und Senkungstendenzen), kurz- und langfristigen Wasserstandsschwankungen (vgl. Abschn. 2), den Wirkungen des einlaufenden Seegangs (Brandung und Strömungen), den morphologischen Formen (Sandriffe, Rinnen, Strand, Dünen) und der sedimentologischen Ausbildung des Meeresbodens (Sand- und Kiesbedeckung, Mergelflächen, organische Sedimente usw.), was als Antrieb für diese ständigen Umformungen wirkt. Änderungen auch nur eines dieser Parameter ziehen immer Reaktionen der anderen Einflussgrößen nach sich. Sowohl natürliche Prozesse als auch anthropogene Veränderungen vermögen diese Balancen derart zu beeinflussen, dass es zu Einstellungen neuer Transport- und Sedimentationsverhältnisse kommt.

Langfristige Wasserstandsschwankungen führen dazu, dass sich das gesamte morphodynamische Küstensystem landwärts verschiebt. Ist die Geschwindigkeit dieser Wasserstandsveränderungen sehr hoch, können häufig einzelne Strukturen dieses Systems, obwohl sie aus Lockermaterial aufgebaut sind, zeitlich und räumlich dieser Verschiebung nicht folgen. Am tieferen Meeresgrund bleiben Relikte älterer Küstenlinien, z. B. „ertrunkene“

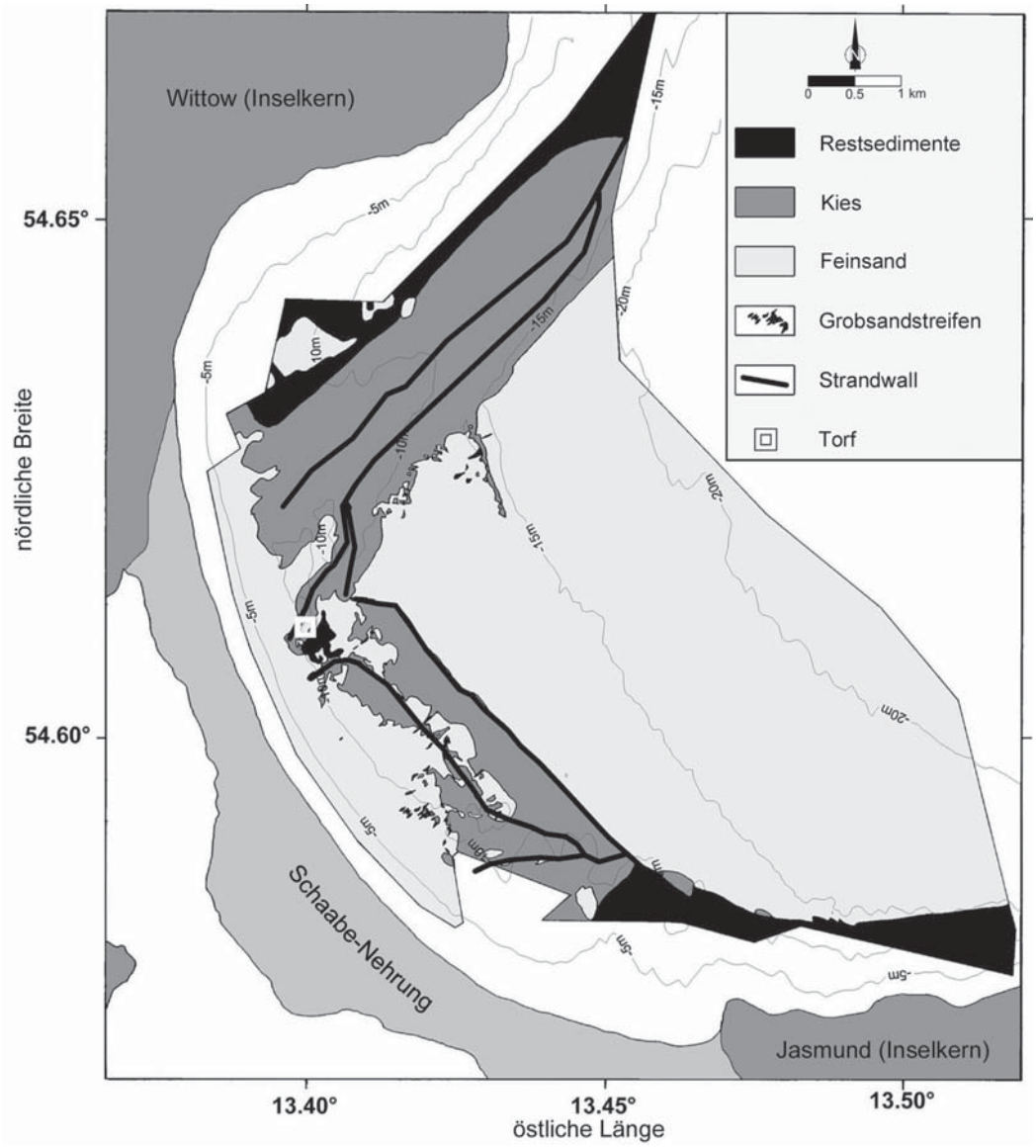

Abb. 4.17: Sedimentverteilung und Lage ertrunkener Strandwälle des Baltischen Eisstausees in der Tromper Wiek/Rügen, nach SCHWARZER et al. (2000)

Strandwälle (Abb. 4.17), zurück (SCHWARZER et al., 2000). Damit wird gleichzeitig Material dem küstendynamischen System für die weitere Entwicklung entzogen.

Stürme destabilisieren in vielen Fällen abrupt vormals existierende, scharfe Grenzen geomorphologischer und sedimentologischer Verteilungsmuster im Strand- und Vorstrandbereich (KÖSTER, 1979; SCHWARZER, 1989; ALW, 1997). Eine rasche Abnahme starker Welleneinwirkung führt zu einem relativ langen Anhalten (Monate bis hin zu Jahren) der hohen Energieverhältnissen entsprechenden Bathymetrie und Sedimentverteilung (SCHWARZER et al., 2003). Dies ist besonders für die seewärtigen Strukturen in größeren Wassertiefen an Küsten ohne ausgeprägtes Tidesignal gültig (CHAPPELL u. ELIOT, 1979). Die morpho- und sedimentdynamische Anpassung hinkt hier häufig den steuernden Prozessen hinterher (vgl. hierzu auch Abschn. 4.3.4).

Neben dem Zeitfaktor ist weiterhin entscheidend, ob das gesamte Küstenprofil (vgl. Abb. 4.1) betrachtet wird, oder ob einzelne geomorphologische Einheiten, wie etwa Dünen, Strände oder das Sandriff-Rinnensystem, herausgegriffen werden. So können Strände hin-

sichtlich des Sedimentbudgets bei Betrachtung einzelner saisonaler Zyklen durchaus instabil werden, wenn sie z.B. während der Herbststürme ausgeräumt werden. Wird die gleiche Menge Material aber während der Sommermonate unter relativ ruhigeren Bedingungen an die Strände zurück transportiert, ist dieser Abschnitt im Jahreszyklus stabil (ALW, 1997), da das Material in dem als Küste definierten Bereich (vgl. Abschn. 4.1) verbleibt. Das Sediment wird im Strand- und Vorstrandbereich lediglich kurzfristig umgelagert, und es handelt sich primär um Pendelbewegungen unterschiedlichen Ausmaßes um einen Gleichgewichtszustand (ALW, 1997). Eine hohe Dynamik, d.h. ein ausgeprägtes „Hin- und Herbewegen" von Sediment, bedingt somit im Jahreszyklus nicht automatisch große Veränderungen an der Küste. Für die Betrachtung der Küstenstabilität ist es daher unumgänglich, einen Zeitfaktor einzubeziehen, für den die zu betrachtende Stabilität Gültigkeit haben soll.

Halten sich Erosion und Akkumulation über einen definierten Zeitabschnitt die Waage, dann ist die Küste in einem stabilen Zustand. An einer Küste mit geringer Dynamik, bei der die Veränderungen jedoch immer nur in eine Richtung weisen, was z.B. der Fall ist, wenn nur Erosion beobachtet wird, führt das zu einer instabilen Situation. Derartige Erosionsprobleme treten immer dann auf, wenn es zur Unterversorgung mit geeignetem Material kommt. Die in solchen Fällen häufig an die geologische Entwicklung gekoppelte Sedimentverfügbarkeit, die sowohl durch die natürliche Küstenentwicklung als auch durch anthropogene Eingriffe beeinträchtigt sein kann, spielt bei der Betrachtung der natürlichen Morpho- und Sedimentdynamik eine wesentliche Rolle. Ehemalige Liefergebiete können heute aufgezehrt sein, Akkumulationsgebiete können sich in Erosionsgebiete gewandelt haben (vgl. Abschn. 4.2.3), aber es kann auch der natürliche Sedimentstrom durch Bauwerke unterbrochen sein. So tritt eine natürliche morphodynamische Anpassung nur noch an unbeeinflussten Küstenabschnitten auf. An allen durch Bauwerke geschützten Küstenabschnitten kann sie nicht mehr erfolgen, da lediglich eine morphodynamische Anpassung als Reaktion auf das jeweilige Bauwerk stattfindet.

In der Vergangenheit hat man Küstenerosion grundsätzlich negativ beurteilt und versucht, sie mit den verschiedensten Maßnahmen einzudämmen oder gar zu stoppen. Heute betrachtet man diesen Prozess, sofern er nicht durch Bauwerke induziert ist, auf Grund einer ganzheitlichen, d.h. zeitlich und räumlich umfassenderen Betrachtungsweise als zur natürlichen Küstendynamik gehörend. Der Prozess des Küstenrückganges an einer Lokation trägt dazu bei, andere Küstenabschnitte zu stabilisieren, an denen z.B. das erodierte Material wieder abgelagert wird. Weiterhin können neue Areale wie Nehrungshaken, Höftländer, Salzwiesen oder Strände nur geschaffen werden, wenn eben dieses an anderer Stelle erodierte Sediment bereitgestellt wird.

4.3.1 Die Bedeutung von Umlagerung und Erosion durch Sturmhochwasser versus graduelle Veränderungen

Auswirkungen von Sturmhochwasser erscheinen an den über Wasser beobachtbaren, geomorphologischen Küstenformen (Dünen, Kliffs, Strände) häufig dadurch spektakulär, dass es binnen eines sehr kurzen Zeitraumes von Stunden bis wenige Tage zu abrupten Küstenrückgängen oder Strandausräumungen kommt, die zudem häufig mit Schäden im unmittelbaren Strandbereich verbunden sind. Die alltäglichen hydrodynamischen Verhältnisse bieten einem ständigen Beobachter demgegenüber nur wenig markante Veränderungen, selbst wenn die durch ein Sturmhochwasser ausgeräumten Bereiche bereits nach einem Zeitraum von einigen Wochen bis Monaten wieder durch das alltägliche Prozessgeschehen regeneriert sind.

Für den Unterwasserbereich reduzieren sich auf Grund der Zugänglichkeit und logistischer Einschränkungen die Beobachtungsmöglichkeiten drastisch. Die für das Herausarbeiten der Unterschiede notwendigen hochauflösenden Zeitreihen von Messdaten sind nur für sehr wenige Küstengebiete vorhanden (ALW, 1997). Erscheinen Erosionsprozesse an sandigen Stränden häufig reversibel, so sind Steiluferabbrüche oder auch die Tieferlegung des Seegrundes durch Abrasionsprozesse des anstehenden Materials (Geschiebemergel, alte Lagunensedimente, vgl. Abschnitt 1.3 u. 4.2.2, Abb. 4.19) irreversibel. Für sandige Strände muss jedoch bedacht werden, dass sich die Regeneration immer nur auf das vorhergehende Hochwasser bezieht, d.h. dass es sich also um einen sehr kurzskaligen und engräumigen Prozess handelt. Langfristig, d. h. über den Jahreszyklus hinaus, können auch sandige Strände einem in diesem kurzskaligen Prozessgeschehen kaum wahrnehmbaren Materialdefizit unterliegen.

Eine wichtige Randbedingung bei der Ermittlung der Größenordnung morpho- und sedimentdynamischer Aktivität ist ihre gebietsspezifische seewärtige Ausdehnung. Das bei einem Sturmhochwasser aktivierte Areal erstreckt sich küstennormal über einen wesentlich weiteren Bereich, als dies unter durchschnittlichen Seegangsbedingungen der Fall ist. In der Literatur werden die Zonen, in denen das „alltägliche“ bzw. das „ereignisdominierte“ sedimentologische und morphologische Geschehen stattfindet, als „upper shoreface“ und „lower shoreface“ bezeichnet (COWELL et al., 1999), was sich im Hinblick auf morpho- und sedimentdynamische Prozesse als „aktive“ und „passive“ Zone umschreiben lässt. Die aktive Zone umfasst dabei die saisonalen und jahreszeitlichen Ereignisse. Die passive Zone ist hingegen nur während äußerst energiereicher Ereignisse aktiv (vgl. Tab. 4.3). Diese Definitionen orientieren sich nicht allein an der Morphologie, sondern ebenso an der Sedimentologie, da es durchaus zu erheblichen Sedimentbewegungen und Verschiebungen im Kornspektrum kommen kann, ohne dass gleichzeitig morphologische Veränderungen auftreten (ALW, 1997; SCHWARZER u. DIESING, 2001). Die Dynamik eines Vorstrandes allein über Formveränderungen der Unterwassermorphologie zu definieren, würde daher eine zu eingeschränkte Sichtweise bedeuten und könnte zu Fehlinterpretationen führen.

Der besondere geologische Aufbau der Ostseeküste mit dem Alternieren von Flach- und Steilküsten, den im Küstenvorfeld ausstreichenden Abrasionsplattformen und den lagunären Sedimenten (Abb. 1.8, 4.10 u. 4.19) erschwert eine seewärtige Abgrenzung der aktiven Zone. Die Bestimmung von Umlagerungsintensitäten bzw. aktiver Tiefen (eine aktive Tiefe ist die maximal mögliche Umlagerungstiefe D_t in Abhängigkeit von der jeweiligen Energieeinwirkung, vgl. Abb. 4.18) sind häufig nicht möglich. Sie wären nur abschätzbar, wenn die Lockermaterialauflage (L_t) mächtiger wäre als die tatsächlich mögliche Umlagerungstiefe, wie es z. B. in Sandriffsystemen der Fall ist. Bei nur geringer Sedimentüberdeckung ($D_t > L_t$) wird die einwirkende Wellenenergie nicht allein in Sedimentumlagerung und -verlagerung, sondern auch in Abrasionswirkung umgesetzt. So messen WEFER at al. (1976) in einem nach Osten exponierten Flachwasserabschnitt der Kieler Bucht (Bokniseck) selbst in 10 m Wassertiefe noch Abrasionsraten bis zu 1.6 mm/Jahr an einem zum Zeitpunkt der Beobachtungen unter einer Restsedimentdecke anstehenden Geschiebemergel. Für geringere Wassertiefen (bis –6.5 m NN) ermittelt SCHROTTKE (2001) für verschiedene Abrasionsflächen in der Kieler (Schönhagen, Heiligenhafen) und Lübecker Bucht (Brodtener Ufer) Abrasionsraten von 12–46 mm/Jahr. Diese Abrasionen sind nur möglich, wenn die Restsedimentdecke über dem Geschiebemergel erheblich bewegt wird ($L_t < D_t$) und mangels verfügbaren Sedimentes die Energieaufzehrung nicht allein durch Umlagerung, sondern auch durch Abrasion des Anstehenden erfolgt. SCHROTTKE (2001) zeigt durch regelmäßige in situ Wiederholungsmessungen von Abrasionsbeträgen und Photodokumentationen eindrucksvoll, dass die primär aus Grobsand, Kies und Steinen bestehende, bewegliche Restsedimentdecke bis zu 30

cm mächtig sein kann. Sinnvolle Angaben über die seewärtige Ausdehnung der aktiven Zone können daher nur erfolgen, wenn sichergestellt ist, dass die maximal mögliche Umlagerungstiefe (D_t) geringer ist als die Mächtigkeit (L_t) der Lockermaterialauflage über einer erosionsresistenten Basis (vgl. Abb. 4.19).

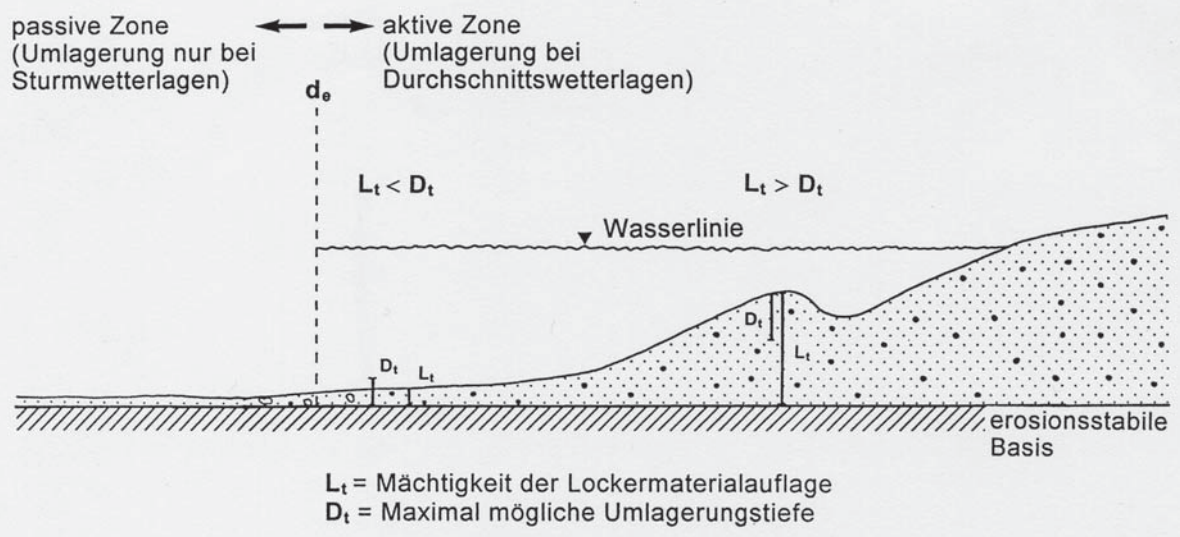

Abb. 4.18: Abhängigkeit der Umlagerungstiefe D_t von den Lagerungsverhältnissen (ALW, 1997)

Abb. 4.19a: Seegrund im Küstenvorfeld der Probstei (östliche Kieler Außenförde). Die Aufnahme entstand 3 Tage nach dem Starkwindereignis v. 3.10.–7.10.1992 (Windstärke: 7 Bft; Dauer: 81 Std.; Richtung. 60°–110°; Wasserstand: 20 cm um NN schwankend, H_{max}: 1,66 m). Das Foto zeigt eine Torfkante und Steine von mehreren dm Durchmesser. Der ausstreichende Torf ist während durchschnittlicher Wetterlagen von einer ca. 20 cm mächtigen Feinsandschicht bedeckt. Nach dem Starkwindereignis befindet sich auf der Torfoberfläche lediglich eine spärliche Feinsanddecke. Die Mächtigkeit der Lockermaterialauflage L_t war geringer als die maximal mögliche Umlagerungstiefe D_t. In der Mitte des Bildes ist die Kabelzuführung zu einem Strömungsmesser zu erkennen (ALW, 1997)

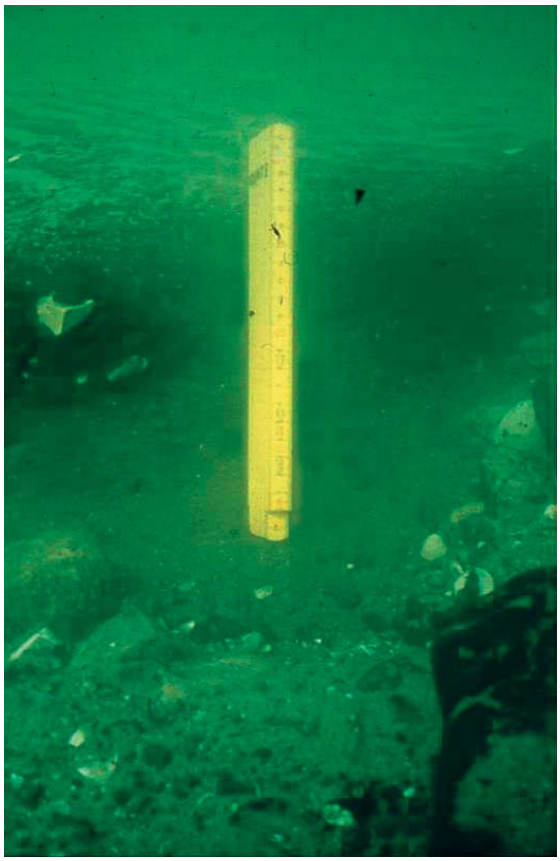

Abb. 4.19b: Detailausschnitt aus Abb. 19a. Unter dem ca. 15 cm mächtigen Torf liegt eine Muddeschicht (lagunärer Halbfaulschlamm). Die Kante weist eine Höhe von 25 cm auf. Über der erosionsresistenten Torfschicht wäre demnach D_t um mindestens 25 cm größer gewesen (ALW, 1997)

Ein eindrucksvolles Beispiel für die passive Zone eines Vorstrandbereiches liegt aus dem Küstenvorfeld des Streckelsberges (Usedom) vor. Hier wurde ein Gebiet zwischen 5–13 m Wassertiefe mit einem Seitensicht-Sonarsystem über einen Zeitraum von $4^1/_2$ Jahren mehrfach flächendeckend aufgenommen. Eine dieser Aufnahmen erfolgte nur 4 Tage nach dem Sturmhochwasserereignis vom 4./5.11.1995 (vgl. Abschn. 4.3.3, Abb. 4.4, s. auch Abschn. 3.1), das für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns zu den schwersten Ereignissen dieser Art in den letzten 125 Jahren zählte (REDIECK u. SCHADE, 1996). Der Wasserstand am Pegel Greifswald-Wiek betrug 1,77 m ü. NN, was einem Wiederkehrintervall von <20 Jahren (vgl. Tab. 4.3) zuzuordnen ist. Das bearbeitete Gebiet (Abb. 4.20) zeigt primär die beiden Sedimenttypen Feinsand und Restsediment. Der Feinsand ist als rezentes, mobiles Material anzusehen, dessen Mächtigkeit auf der Basis seismischer Untersuchungen und Sedimentkernentnahmen bis zu 2 m reichen kann. Die relativ dazu gröberen Restsedimente, die in den Seitensicht-Sonaraufnahmen durch die dunkleren Rückstreuungssignale wiedergegeben werden, bestehen aus Grobsand, Kiesen und Steinen. Diese Sedimente sind entweder an Geschiebemergelaufragungen aus dem Untergrund gebunden (SCHUMACHER et al., 1996), dann ragen sie morphologisch über den umgebenden Meeresboden hervor, oder sie liegen an der Basis von Rinnen, die auf Grund von Strömungen in die Sandbedeckung eingeschnitten sind.

Aus den Aufnahmen eines untersuchten Referenzgebietes mit einer Größe von 400 m × 400 m (Abb. 4.20) ergibt sich, dass die Sedimentverteilung über den gesamten Untersuchungszeitraum recht stabil ist. Großräumige Veränderungen werden nicht beobachtet. Es

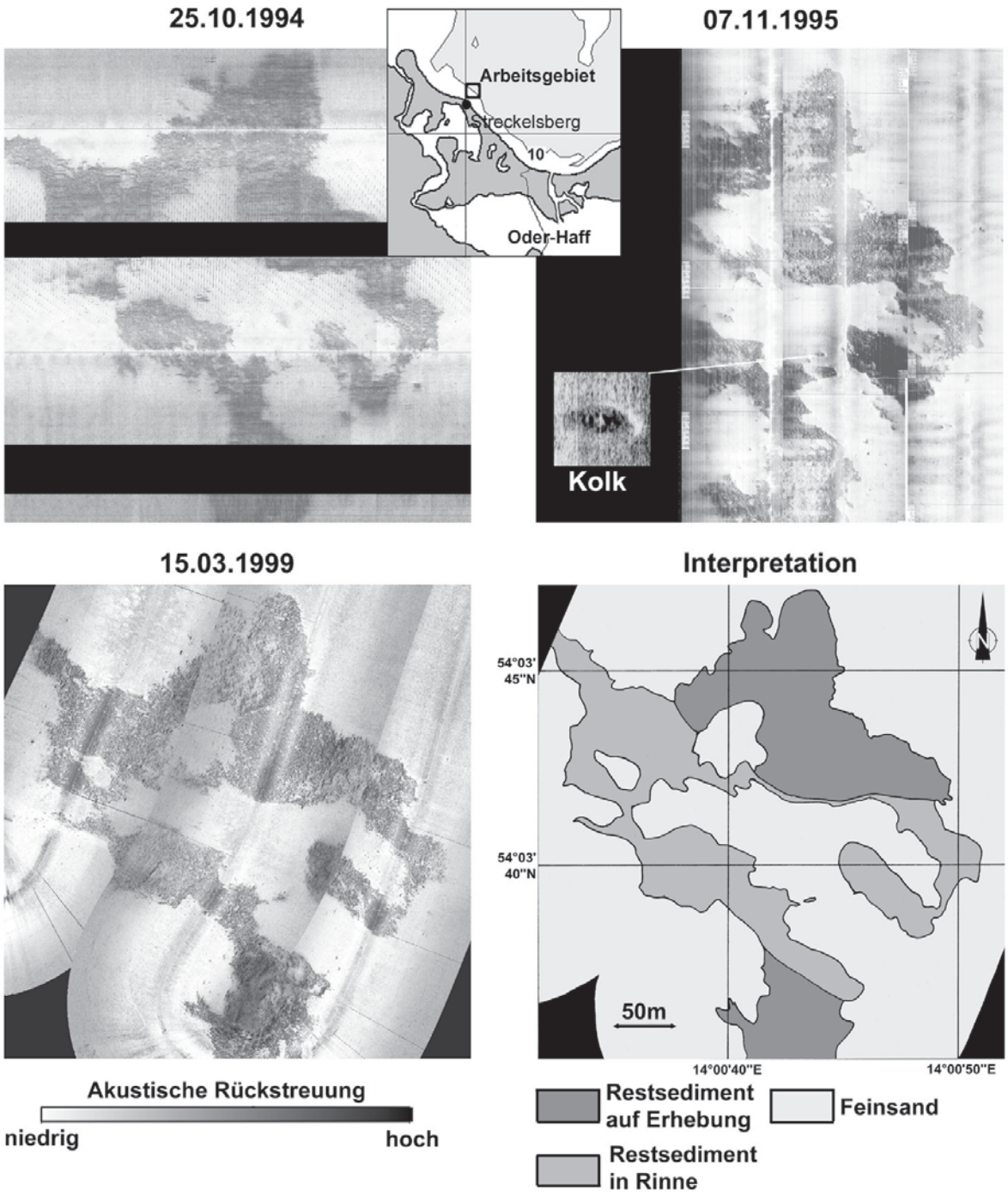

Abb. 4.20: Seitensicht-Sonar-Mosaike aus dem Küstenvorfeld des Streckelsberges/Usedom. Die Aufnahme vom 7.11.1995 erfolgte nur 4 Tage nach dem schweren Sturmhochwasser vom 3./4.11.1995. Der Bildausschnitt umfasst eine Fläche von ca. 400 m × 400 m. Deutlich sind Kolke um Hindernisse (Steine) zu beobachten. Die Wassertiefen liegen zwischen –6 m und –7 m NN. Selbst in diesen geringen Wassertiefen bleiben die großräumigen Strukturen erhalten. Die Aufnahmen erfolgten mit den Seitensicht-Sonarsystemen EG&G 272 und einem Klein 595 (aus SCHWARZER et al. 1996, 2003)

treten lediglich mehrere Quadratmeter große Kolke um Steine auf, die in der Aufnahme von 1994 noch nicht beobachtet wurden und daher auf das Sturmereignis 4./5.11.1995 zurückgeführt werden. Diese Kolke traten nach dem Sturmereignis in Wassertiefen bis zu –12 m NN auf. In der Aufnahme von 1999 zeigt sich, dass in dem 3,5-jährigen Zeitraum nach dem Sturmereignis ein allmähliches Verfüllen der Kolke stattgefunden hat.

Die aktive Zone wird durch die Brandungsprozesse mittlerer Stärke dominiert. DETTE u. STEPHAN (1979) kommen auf Grund theoretischer Ansätze und empirischer Untersuchungen vor der Probsteiküste zu dem Ergebnis, dass an Küstenabschnitten der Ostsee mit vorgelagerten Sandriffystemen die Brecherzonen, und damit die Bereiche der höchsten Energieumsetzung, bei Sturmereignissen mit Wasserständen von ±0 m bis +1.0 m NN nahezu identisch sind. Grundlage ist, dass anhaltende Wasserstandserhöhungen mit im Mittel bis auf +1.0 m NN (maximale Werte bis zu 1,5 m NN; dies sind Ereignisse, die im Mittel zweimal pro Jahr auftreten, vgl. Tab. 4.3) einen ausgeprägteren Seegang mit höheren Windstärken als bei gewöhnlichen Seegangsereignissen bedingen. Die daraus resultierenden höheren Wellen im Küstenvorfeld führen dazu, dass sich für derartige Verhältnisse der Ostsee, auf der Grundlage des Brecherkriteriums von H/d = 0.78 (H = Wellenhöhe der einzelnen Welle, d = Wassertiefe unter dem Ruhewasserspiegel, die Welle bricht bei H/d > 0.78), eine Brecherzone ausbildet, die sich räumlich mit der bei gewöhnlichen Seegangsverhältnissen deckt. Da zu dem um 1.0 m höheren Wasserstand auch im Mittel um 0.8 m höhere Wellen auftreten, rückt die Brecherzone nicht, wie erwartet, bei diesen Wasserstandserhöhungen näher an das Ufer heran (vgl. Tab. 4.7). Somit werden die höchsten Turbulenzen noch weitgehend vom Strand ferngehalten und bleiben auf das Sandriff-Rinnensystem und auf den seeseitigen Seegrund beschränkt. Selbst bei mittleren Sturmhochwasserereignissen bleibt die Brecherzone noch in 100 m – 200 m Uferentfernung. Allerdings führen die um bis zu 30 % höheren Brecher zu stärkeren Brandungsstromturbulenzen und damit zu höheren Brandungsstromgeschwindigkeiten.

Tab. 4.7: Lage und Ausdehnung der Zone des Wellenbrechens im Küstenprofil als Bereich höchster Energieumsetzung bei unterschiedlichen Wasserständen, von ±0.0 m NN (gewöhnliche Seegangsverhältnisse) bis hin zu +3,0 m NN (extreme Sturmhochwasserverhältnisse). Die Tab. ist aus Daten von DETTE u. STEPHAN (1979) zusammengestellt

Mittlerer Wasserstand, bezogen auf NN	Ausdehnung der Brecherzone, bezogen auf NN	Breite der Brecherzone m	Mittlere Entfernung der Brecherzone von der Uferlinie, m	Datenhintergrund
±0.0	–1.70 – –3.20	130	195	Sturmereignis v. 26.4.–30.4. 1978
+1.0	–1.75 – –2.95*	135	195	Sturmereignis v. v. 28.12.78– 1.1.1979
+2.0	–0.75 – –1.95	75	95	Theorie**
+3.0	+0.25 – –0.95	30	55	Theorie**

* Der gegenüber 1978 veränderte Tiefenbereich, über den sich die Brecherzone erstreckt, resultiert aus einer veränderten Vorstrandmorphologie.
** Die Werte wurden unter Zugrundelegung des Brecherkriteriums H/d = 0.8 ermittelt (H = Wellenhöhe, d = Wassertiefe)

Schwere, mit Wasserstandserhöhungen einhergehende Sturmfluten verschieben die Zonen höchster Energieumsetzung nicht nur landwärts, sondern sie verringern gleichzeitig auch die Breite der Zone, auf der diese Energie umgesetzt wird (DETTE u. STEPHAN, 1979). Damit nimmt der Energieeintrag pro Fläche zu, was an den Küsten zu größeren Schäden, bzw. zu einer erhöhten Morpho- und Sedimentdynamik führt. Bei Sandriffsystemen nimmt dabei die Intensität der Umlagerung mit der Entfernung der Riffe von der Uferlinie ab. Während dabei

Die Küste, 66 Ostsee (2003), 217-297

die landnahe Vorstrandmorphologie völlig eingeebnet werden kann, zeigen die seewärtigen Riffe nur bei Stürmen eine ausgeprägte morphologische und sedimentologische Reaktion.

Ergebnisse der erhöhten Energieabgabe pro Flächeneinheit im Uferbereich können markante Schäden, wie etwa Durchbrüche an Niederungsküsten oder das komplette Ausräumen von Stränden vor festen Bauwerken, sein. Zeigt STERR (1989), dass der Rückgang der Steilufer an Sturmereignisse, verbunden mit Sturmfluten, gekoppelt ist (vgl. Abb. 4.7), so weist SCHROTTKE (2001) nach, dass auch die Abrasion vor den Steilufern primär von Sturmereignissen abhängt. Gerade durch letztere Prozesse wird dem Vorstrandsystem zwar zusätzliches Material zugeführt, jedoch kann MILKERT (1994) an Sedimentkernen aus tieferen Bereichen der Ostsee qualitativ nachweisen, dass durch solche Ereignisse gleichzeitig auch sandiges Sediment in Wassertiefen, die noch seewärts der passiven Zone liegen, abgeführt wird. Somit geht bei Sturmhochwasser auch Sediment unwiederbringlich dem Strand und dem Vorstrandsystem verloren.

Sturmfluten bewirken aber nicht nur Erosion und Küstenrückgang, sondern auch die Bildung neuer Landflächen durch das Vorwachsen von Haken und Nehrungen. Während Perioden mit durchschnittlichen Wetterbedingungen werden dabei durch den Küstenlängstransport Materialdepots im Vorstrand angelegt (SCHWARZER et al., 2000), die dann bei einem Sturmhochwasser binnen kürzester Zeit umgelagert und zu Strandwällen aufgeworfen werden. Eindrucksvolle und gut untersuchte Beispiel entlang der Ostseeküste sind dafür der Bottsand (SCHWARZER, 1989), der Graswarder (KÖSTER, 1955; SEIFERT, 1955a, b; SCHROTTKE, 1999), der Rustwerder (SCHUMACHER, 1991, 2002b) und der Darß (KOLP, 1982; SCHUMACHER, 2002a). Die Höhe der Strandwälle markiert dabei das Resultat aus höchstem Wasserstand und Wellenauflauf. Die Bildung der geomorphologischen Form „Strandwall" an sich hängt lediglich vom Energieeintrag und der Materialverfügbarkeit ab, nicht aber vom Wasserstand. KÖSTER (1967) spricht bei Strandwallsystemen von „aufsteigenden" Strandwällen während transgressiver Phasen und „absteigenden" Strandwällen während regressiver Phasen. Sie sind bei Betrachtung des jeweils gesamten Strandwallsystems ein guter Indikator für langfristige Wasserstandsschwankungen (KLUG, 1973).

4.3.2 Beispiele für verschiedene Sturmhochwasserereignisse

Die Sturmhochwasserstände in der Ostsee werden im Wesentlichen durch Starkwinde aus nördlichen bis östlichen Richtungen erzeugt (s. Kap. 3). Auf Grund der Form der Teilbecken der südwestlichen Ostsee und ihrer Verbindungswege (Kieler Bucht – Fehmarnbelt – Lübecker Bucht, Mecklenburger Bucht – Darßer Schwelle – Oderbucht) weist die Nordost-Richtung die größten Windwirklängen (auch als Fetch oder Fetchlänge bezeichnet) auf, die vom Eingang der Flensburger Förde im Westen zur Insel Usedom im Osten fortschreitend zunehmen. Für die Kieler Bucht wird das Maximum des Fetches am Kliff von Schönhagen (Halbinsel Schwansen, vgl. Abb. 4.2) mit 60 km erreicht. Für das Brodtener Ufer in der Lübecker Bucht beträgt der Fetch 107 km, und für die Insel Usedom steigt er auf 750 km an. Windstaueffekte und winderzeugter Seegang erreichen bei Winden aus diesen Richtungen entlang der gesamten südwestlichen Ostseeküste ihre jeweiligen Maxima.

Neben der Windstärke und -dauer und den im Küstenvorfeld gegebenen Wassertiefen ist vor allem der Fetch ausschlaggebend für die Seegangsentwicklung. Dadurch kommt es bei Nordostwinden zum ausgeprägtesten Seegang. Vor Ost-Rügen und Usedom entstehen so Tiefwasser-Wellen mit signifikanten Wellenhöhen[1] um H_s = 5 m (MBLU'95, 1995). Selbst in

1 Die signifikante Wellenhöhe ist der Durchschnittswert des oberen Drittels aller Wellen

der Kieler Bucht sind bei Nordostwindlagen schon signifikante Wellenhöhen von knapp 3 m registriert worden (STERR, 1989). Auf der Grundlage des Vorhersageverfahrens von BRETSCHNEIDER (SHORE PROTECTION MANUAL, 1977) berechnen DETTE u. STEPHAN (1979) signifikante Wellenhöhen für die Kieler und Lübecker Bucht. Danach können vor Dameshöved als der gegenüber der maximalen Welleneinwirkung exponiertesten Küste Schleswig-Holsteins bei einer Windgeschwindigkeit von 25 m/s (entsprechend Windstärke 10–11 Bft.) Wellenhöhen bis zu H_s = 4,0 m erreicht werden. Die Wellenenergie, die in einem Windfeld von mehreren hundert Kilometern Ausdehnung aus der Atmosphäre in das Wasser eingetragen wird, wird durch die Wellen in der Brandungszone der Küste auf nur wenigen Metern abgebaut und umgesetzt. Je steiler der Gradient des ufernahen Meeresbodens ist, umso schmaler ist die Brandungszone ausgebildet und umso größer werden die umgewandelten Energiebeträge pro Fläche und damit die Zerstörungskräfte durch die Wellenbelastungen.

Beim Eintreten von schweren und sehr schweren Sturmfluten (s. Abschn. 3.2) kommt es meist zu Überlagerungseffekten mit den in Abschn. 3.3.3.2 erläuterten Eigenschwingungen bzw. dem vorangegangenen Füllungsgrad der Ostsee (s. Abschn. 3.3.3). Die daraus resultierenden Wasserstände erreichen Werte bis > 2 m ü. NN, maximal > 3 m ü. NN (vgl. Tab. 4.7). Sie liegen damit nicht wesentlich unter den Wasserständen, wie sie – bezogen auf des mittlere

Tab. 4.7: Schwere und sehr schwere Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste seit 1872 – Wasserstände in mü. NN. Datengrundlage: KOLP (1955), MELF (1990), STIGGE (1994), MBLU'96 (1996), SCHWARZER et al. (1996), vgl. Tab. 3.1

Datum	Flensburg	Kiel-Hafen	Travemünde	Wismar	Warnemünde	Sassnitz	Stralsund	Greifswald	Koserow
13.11.1872	3,08	2,97	3,30	2,80	2,43	- - -	2,39	2,64	- - -
25.11.1890	- - -	- - -	2,10	1,67	1,48	1,44	- - -	- - -	- - -
19.04.1903	- - -	2,24	- - -	1,52	1,25	1,06	1,37	1,29	- - -
31.12.1904	2,23	2,25	2,18	2,28	1,88	2,09	2,16	2,39	- - -
30./31.12. 1913	1,67	1,90	2,00	2,08	1,89	- - -	2,32	2,10	1,83
09.01.1914	- - -	- - -	- - -	1,57	1,60	- - -	- - -	- - -	- - -
07.11.1921	- - -	1,66	1,23	1,96	1,50	- - -	- - -	- - -	- - -
02.03.1949	- - -	- - -	- - -	1,74	1,50	1,44	1,00	1,80	- - -
11.12.1949	- - -	1,50	1,40	1,64	1,29	0,80	1,00	0,84	0,82
04.01.1954	1,72	1,80	2,02	2,10	1,70	1,40	1,73	1,82	1,60
14.12.1957	- - -	- - -	- - -	1,56	1,35	1,05	1,38	1,52	1,40
14.01.1960	- - -	1,77	1,65	1,55	1,18	0,77	1,06	1,13	- - -
12.01.1968	- - -	- - -	- - -	1,55	1,50	1,10	1,44	1,54	- - -
28.12.1978– 01.01.1979	1,66	1,70	1,30	1,20	1,14	0,61	0,98	0,93	0,77
15.02.1979	1,81	1,96	1,82	1,57	1,27	0,80	0,92	0,98	- - -
12.01.1987	- - -	- - -	- - -	1,69	1,40	1,11	1,15	1,41	1,16
28.08.1989	- - -	1,80	1,67	1,51	1,18	0,68	0,88	0,90	0,75
03./04.11. 1995	1,85	2,00	1,86	1,98	1,58	1,30	1,62	1,77	1,79*

* letzter Messwert (Tendenz steigend) vor Ausfall der Station

Tidehochwasser (MThw) – auch für Nordseesturmfluten schon als bedrohlich und zerstörerisch eingestuft werden. Die Schlussfolgerung aus diesen Beobachtungen ist, dass sich die Belastungen der Küste im Fall von Sturmhochwasser nicht nur aus dem hohen Wasserstand, sondern auch aus dem damit einhergehenden starken Seegang ergeben.

Neben dem Scheitelwert des Hochwassers ist ebenso die Verweilzeit hoher Wasserstände in bestimmten Höhenniveaus als Maß der Küstenbelastung, d.h. der möglichen zerstörenden Wirkung des Sturmhochwassers, von Bedeutung (FÜHRBÖTER, 1979; EAK, 1993). Streuen diese Verweilzeiten (für die Verweilzeiten werden Höhenstufen von $\Delta H = 0{,}25$ m zu Grunde gelegt) im Scheitelbereich bei den Nordseesturmfluten bei nahezu linearem Steigen und Fallen des Wasserstandes nur geringfügig um einen Mittelwert von 1–2 Stunden, so wird demgegenüber, z.B. bei dem Ostseehochwasser von 1872, am Pegel Travemünde eine Verweilzeit im Scheitelbereich von 5 Stunden registriert (vgl. Abb. 4.21). Das Hochwasser von 1898 weist gar 10 Stunden Verweildauer im Scheitelbereich auf, und während des Silvesterhochwassers zur Jahreswende 1978/79 verweilte am Pegel Kiel der höchste Wasserstand für die Dauer von 14 Stunden im Scheitelbereich (vgl. Abb. 4.21). Auffallend sind ebenfalls die gegenüber den Nordseesturmfluten sehr langen Verweilzeiten hoher Wasserstände in den unteren Höhenbereichen. Auch hier tritt die Silvesterflut 1978/79 mit Verweilzeiten von 62 Stunden auf dem Niveau 1,00–1,25 m ü. NN am Pegel Travemünde und 37 bzw. 36 Stunden auf den Höhenniveaus 1,00–1,25 m ü. NN und 1,25–1,50 m ü. NN am Pegel Kiel deutlich hervor. Allein diese Gegenüberstellung zeigt, dass schwere Ostseehochwasser durch ihre langen Verweilzeiten und die dabei einwirkende Energie an gleichartigen Küstenschutzbauwerken wie Deichen, Deckwerken, Küstendünen usw. in ihrer Schadenswirkung den Nordseesturmfluten gleichzusetzen sind. Die Abb. 4.5 und Tab. 4.8 zeigen für den Pegel Greifswald die Verweilzeiten von sechs schweren und sehr schweren Sturmhochwasserereignissen in Stunden für die Höhenniveaus > 1,0 m ü. NN und > 1,5 m ü. NN. Dabei wird deutlich, dass die Sturmflut von 1872 mit ihrem maximalen Wasserstand eine deutlich geringere Verweildauer hatte, als die Hochwasser von 1904 und 1913.

Gleichzeitig zeigen Abb. 4.21 und Tab. 4.7 aber auch, dass die Ostseesturmhochwasser auf engem Raum stark variieren können und teilweise sogar lokalen Charakter annehmen. Lief z. B. das Hochwasser von 1913 gerade im Bereich Mecklenburg-Vorpommern besonders hoch auf, so waren die Sturmhochwasser zur Jahreswende 1978/79 und das außergewöhnliche Sommer-Sturmhochwasser von 1989 primär auf die Bereiche Schleswig-Holsteins, und hier im Besonderen auf die Kieler Bucht beschränkt.

Tab. 4.8: Verweilzeit der Extremwasserstände am Pegel Greifswald bei ausgewählten Sturmfluten (ergänzt aus GENERALPLAN'94, 1994)

Ereignis-jahr	Andauer des Wasserstands ü. NN in Stunden	
	≥ 1,00 m	≥ 1,50 m
1872	40	19
1904	27	22
1913	62	35
1949	8	7
1954	14	5
1995	18	11

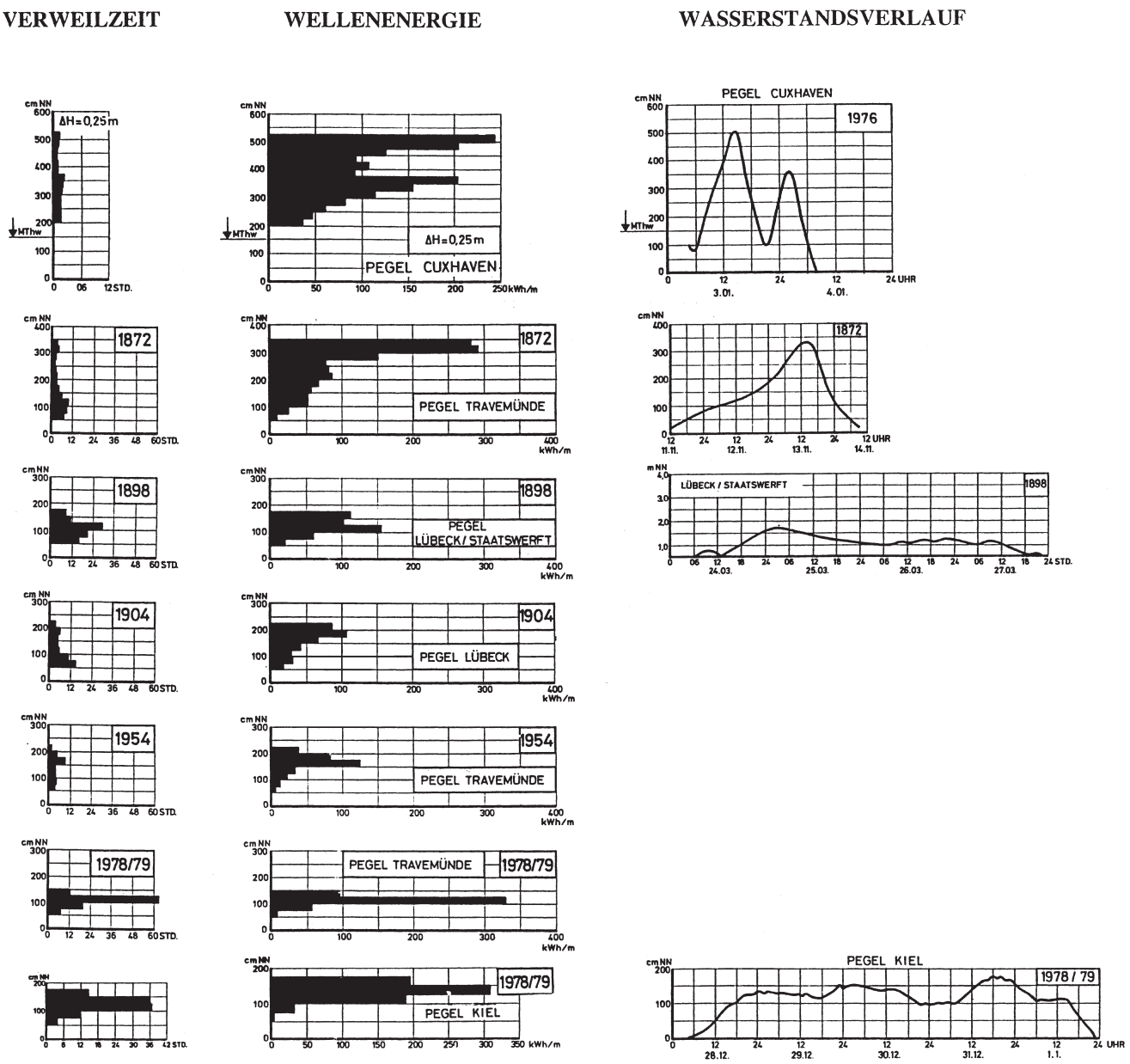

Abb. 4.21: Verweilzeiten und Wellenenergien bei verschiedenen Ostseesturmfluten von 1872–1978/79, dargestellt für den Bereich Lübeck; Höhenstufen ΔH = 0,25 m, zusammengestellt aus FÜHRBÖTER (1979). Als Vergleich zur Nordsee ist der Sturmflutverlauf am 3.1.1976 für den Pegel Cuxhaven dargestellt

Das speziell an der Küste Schleswig-Holsteins wirksame Silvesterhochwasser 1978/79 zeigt einen ganz besonderen Verlauf und ähnelt dem Hochwasser von 1898, aber auch dem Sturmhochwasser vom 4./5.11.1995 an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns (vgl. Abb. 4.4 und 4.21). Die Verläufe dieser Sturmhochwasser zeigen mehrere Maxima. Die höchsten Verweilzeiten hoher Wasserstände treten nicht im Scheitelbereich auf, sondern in etwas tieferen Höhenlagen. Am Pegel Travemünde (Abb. 4.21) verweilt der Wasserstand während des Silvesterhochwassers 1978/79 in dem Höhenbereich +1,00 m bis + 1,25 m über 60 Stunden und erreicht hier eine Wellenenergieabgabe von ca. 360 kWh/m. Dies ist die höchste Energieabgabe, die je in einer Höhenstufe von ΔH = 0,25 m entlang der schleswig-holsteinischen Ostseeküste gemessen wurde (FÜHRBÖTER, 1979). Sie übertrifft damit auch die Energieabgabe pro Höhenniveau der Nordseesturmfluten (vgl. Abb. 4.21, Pegel Cuxhaven). Diese enorm

hohen Wellenenergieabgaben in diesem Höhenniveau gefährden zwar nicht die Deiche in ihren Kronenbereichen, können aber an Anlagen, die sich auf diesem Niveau befinden, erhebliche Schäden anrichten. Dies wurde auch nach der Silvestersturmflut 1978/79 an der Küste Schleswig-Holsteins beobachtet. Besonders gefährdend wirken derartige Energieabgaben in diesem Höhenniveau auf die Steilufer, denn dieses Niveau entspricht der Höhenlage des Steiluferfußes und der Kliffhalden (vgl. Abb. 4.5). Entsprechend groß waren dann auch die Steiluferrückgänge nach diesem Ereignis. Sie reichten stellenweise bis zu 5 m.

Fasst man die für die morphologischen Wirkungen wie auch die für die Küstenschutzplanungen relevanten Belastungsgrößen zusammen, dann sind die drei wichtigsten Parameter zur Abschätzung von Extremereignissen:

– der Wasserstand als Scheitelwert des Ereignisses;
– der zeitliche Ablauf und die Verweildauer des Wasserstandes in den einzelnen Höhenstufen;
– die auf das Schutzbauwerk auftreffenden Wellenhöhen, die von der Wassertiefe am Bauwerk, d.h. durch Wasserstand und Sohltiefe bestimmt werden.

Vergleicht man nach diesen Kriterien die extremen Sturmflutereignisse an der Ostsee seit 1872, dann ergibt sich daraus, dass z. B. für den Pegel Greifswald (Tab. 4.8) die beiden Extremereignisse der Jahre 1872 und 1904 morphologisch weniger wirksam waren als das Hochwasser von 1913, welches in der Höhenstufe 1–2 m über NN die mit Abstand längste Verweildauer hatte (vgl. Abb. 4.4). Diese Aussage wird bekräftigt durch historische Berichte, nach denen an vielen Orten die Schäden des Sturmhochwassers von 1913 schwerer waren als die der „Jahrhundertflut“ von 1872. Das Sturmhochwasser vom November 1995 weist hier ebenfalls große Verweilzeiten auf, die sogar länger andauerten als die des Hochwasserereignisses von 1954. Das Novemberhochwasser von 1995 muss damit für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns als das Hochwasser mit der größten Seegangsbelastung und Zerstörungskraft seit 1913 eingestuft werden.

Anschauliche Beispiele der Erosions- und Zerstörungswirkung der als „schwer“ bis „sehr schwer“ eingestuften Sturmflut vom 3. und 4.11.1995 finden sich in einer speziell diesem Ereignis gewidmeten Dokumentation von REDIECK u. SCHADE (1996), in der auch die Entstehung dieses Hochwassers ausführlich erläutert wird. Mit Pegelständen, die an den meisten Küstenorten bei über 150 cm ü. NN lagen und in Wismar sogar die 2 m Flutmarke überstiegen (2,02 m ü. NN), war dieses Hochwasserereignis im mecklenburgischen Raum das fünftschwerste überhaupt (vgl. Tab. 4.7 und 3.1). Es kam zu starker Dünen-, Strand- und Klifferosion, aber auch zu großflächigen Überflutungen zahlreicher Siedlungsbereiche (z. B. in Rostock, Wismar, Stralsund), zur Zerstörung bzw. Beschädigung von Bauten im Uferbereich (Anlegebrücken, Hafengebäude usw.), Durchbrüchen von Deichen und vielen anderen kostspieligen Auswirkungen entlang der gesamten Ostseeküste und besonders an deren nach Nordosten exponierten Abschnitten.

In den Bodden und Haffen treten die Extremereignisse mit zeitlicher Verzögerung und deutlich geringeren Wasserstandserhöhungen auf (vgl. Abschn. 2.5.1.2). Das ist vor allem durch die geringeren Einlaufquerschnitte dieser Becken und die längere Laufzeit des Wassers begründet. Als ein Beispiel dafür sei die Wasserstandsdifferenz zwischen dem Saaler Bodden (Darß-Zingster-Boddenkette) und der Außenküste in Althagen während der Sturmflut vom Januar 1954 genannt. Sie betrug am 4.1.1954 durchschnittlich 1,5 m und die zeitliche Phasenverschiebung der Pegelhochstände betrug 24 Stunden. Bei den mehrfach seit 1872 registrierten Durchbrüchen der Nehrungen erlitten die Siedlungen an den Bodden- und Haffufern die größten Verluste, weil die mit einem solchen Durchbruch verbundenen hohen Wasserstände und Belastungen hier nicht erwartet worden waren. Seitdem werden die Außenküsten zunehmend durch Deichbau und andere Schutzmaßnahmen gegen solche Ge-

fährdungssituationen gesichert. Maßgeblicher Grund dafür ist die Tatsache, dass im Vergleich zum tiefliegenden Gebiet entlang der Außenküste (Länge 180 km) an den Bodden eine 6-fach größere (1060 km) Flachküstenstrecke vorhanden ist, an die sich eine überflutungsgefährdete Landfläche von ca. 1000 km^2 anschließt.

Neuere Untersuchungen auf der Basis vergleichsstatistischer Verfahren zeigen eine Zunahme der Sturmfluthäufigkeiten im südwestlichen Ostseeraum im Verlauf des 20. Jahrhunderts (s. Abschn. 3.4.3). Insbesondere ist die Zahl der leichten und mittleren Sturmhochwasser in den letzten Jahrzehnten statistisch signifikant angestiegen (HUPFER et al. 1996, s. Abschn. 2.5 und 3.4.3.3). Besonders deutlich wird dies am Standort Travemünde, der seit 1831 kontinuierliche Pegelregistrierungen liefert, aber auch für die seit 1900 verfügbare Pegelreihe am Standort Warnemünde.

4.3.3 Erosions-, durchbruchs- und überflutungsgefährdete Küstenabschnitte

Erosion tritt nahezu entlang der gesamten südlichen Ostseeküste sowohl entlang der Steilufer als auch im Bereich der Niederungsküsten auf. Dies resultiert aus der geologischen Entwicklung mit der postglazialen Hebung Skandinaviens und dem umgebenden Senkungsgürtel des südlichen Ostseeküstenraumes (vgl. Kapitel 1). Vereinfacht ausgedrückt ist die Ostsee damit ein Becken, das allmählich nach Süden ausgekippt wird. Küstenrückgang und Überflutungsgefährdung sind somit für die südliche und südwestliche Ostseeküste vorgegeben. Kliffstrecken und Niederungen verhalten sich diesbezüglich jedoch grundsätzlich verschieden. Während bei steigenden Wasserständen Kliffküsten nahezu immer einem Rückgang unterliegen, bei dem die Aufrechterhaltung des Rückgangsprozesses durch die hydrodynamischen Bedingungen Wasserstandserhöhung und Welleneinwirkung erfolgt und die Geschwindigkeit des Rückganges durch den lithologischen Aufbau gesteuert wird (SCHWARZER et al., 2000), ist dies bei Flachküsten nicht der Fall. Der maßgebliche Unterschied besteht darin, dass Kliffküsten immer Material bereitstellen, es aber vor ihnen selbst, wenn überhaupt, nur ganz kurzfristig zur Akkumulation kommt. Flachküsten stellen demgegenüber seltener Material bereit. Sie sind eher die Senken für das Sediment aus dem Küstenlängs- und -quertransport. Allerdings ist schon eine Form von Wiederaufarbeitung möglich, wenn vormals gebildete Strandwälle mit Überdünung erodiert werden. Der Darß bildet hierfür ein klassisches Beispiel (SCHUMACHER, 2002).

Im Bereich der flachen Küstenniederungen, die sich oft über mehrere Quadratkilometer nur um 1–2 Meter ü. NN erheben und die in der Vergangenheit wie auch heute noch häufig von Seen ausgefüllt sind, kommt es nicht allein dadurch zur Landgewinnung, dass sich Sandhaken anlagern und vorbauen, sondern im Schutz dieser Anlagerungen finden auch Vermoorung und Verlandungsprozesse statt. Dies führt zu weiterer Besiedlung durch Vegetation mit nachfolgender Bodenbildung. Die Vermoorung setzt unmittelbar über der ehemaligen Landoberfläche ein, welche aber nicht unbedingt eben ist, sondern durchaus eine Morphologie aufweist, die durch die Sedimentation organischer Ablagerungen überdeckt wird. Die sich dabei bildende, ebene Oberfläche verdeckt das darunterliegende pleistozäne Relief völlig, wodurch die Mächtigkeit der organischen Ablagerungen über den primär pleistozänen Sedimenten sehr variabel wird. Hatten diese Niederungen in der Vergangenheit einen landseitigen Zufluss, so war auch eine offene Verbindung zur Ostsee vorhanden, die sich jedoch im Laufe der Entwicklungsgeschichte, oft gesteuert durch den Hakenvorbau, verlagert hat. Die alten, teilweise um mehr als 10 Meter eingetieften Rinnen wurden dann ebenfalls mit organischen Sedimenten verfüllt.

Eine im Zug der weiteren Entwicklung stattfindende Küstenrückverlagerung bedeutet, dass das gesamte geomorphologische System aufgearbeitet und zurückverlagert wird (vgl. Abschn. 4.2.3). In Abb. 4.22 wird der kleine Binnensee in der Hohwachter Bucht als eine typische Niederung mit einem sich in diese Niederung vorschiebenden Strandwallsystem gezeigt. Das Vorschieben geschieht bei Eintreten von Sturmhochwasser-Ereignissen (Abb. 4.23).

Das Aufschütten von Strandwallsystemen führt dabei zu einer Auflast über den organischen, sehr setzungsfähigen Sedimenten, die darauf in Abhängigkeit ihrer Mächtigkeit und Vorbelastung mit unterschiedlichen Setzungsbeträgen reagieren. Dadurch entstehen unterschiedliche Höhen ü. NN der Strandwallkammlagen. In der Regel erreichen diese Setzungsbeträge die höchsten Werte über alten Rinnenfüllungen. Dort kann ein nachfolgendes Sturmhochwasser am ehesten den abgesenkten Strandwall überfluten und so an dieser Stelle einen Durchbruch forcieren.

Es sind aber nicht allein die Strandwälle, die von solchen Setzungserscheinungen betroffen sein können, sondern auch Deiche, die in der Vergangenheit über solche vermoorte Rinnen hinweggebaut wurden, mussten auf Grund von Setzungen stellenweise beträchtlich erhöht werden. So ergaben Nivellements entlang der Deichkrone vor dem kleinen Binnensee (vgl. Abb. 4.22), dass dieser sich über ehemaligen Rinnenfüllungen im Dezimeterbereich gesetzt hatte.

In die im Küstenvorfeld vor den Niederungen ausstreichenden Torfe sind häufig küstennormal streichende Rinnen eingeschnitten, wodurch Kanten bis zu 1 m Höhe entstehen können (REISCH u. SCHMOLL, 1997; SCHWARZER et al., 2000). Diese Rinnen reichen landwärts bis an den Bereich des küstenparallelen Sandtransportsystems heran und unterbrechen es damit (SCHROTTKE, 2001). Die Tatsache, dass diese Rinnenstrukturen nie mit Sand verfüllt sind, sondern gegenüber der unmittelbaren Umgebung häufig gröberes Sandsediment am Boden aufweisen, legt den Schluss nahe, dass hier starke Strömungen herrschen, die dazu beitragen,

Abb. 4.22: Der kleine Binnensee in der Hohwachter Bucht als Beispiel einer typischen Küstenniederung an der südwestlichen Ostseeküste

Abb. 4.23: Durch ein Sturmhochwasser landwärts zurückverlagertes Strandwallsystem vor dem kleinen Binnensee in der Hohwachter Bucht. Abb. 4.22 zeigt den gesamten Binnensee. Auf diesen Bildern wird deutlich, wie sich der Strandwall gegen den bestehenden Deich vorschiebt und dabei einen Begrenzungszaun überwandert

dass Material dem Sandriffsystem durch seewärtigen Transport entzogen wird. So werden häufig Beschädigungen im Uferbereich genau dort beobachtet, wo das Sandriffsystem im Küstenvorfeld durch diesen Prozess geschwächt ist.

Ein weiteres, aus der Küstenentwicklung abzuleitendes Problem hinsichtlich der Überflutungsgefährdung für Niederungen ist die Tatsache, dass aus dem Küstenvorfeld selbst kein für den Aufbau einer Küstenmorphologie nutzbares Sediment zur Verfügung gestellt wird. Die Abb. 4.24 zeigt beispielhaft die scharfe Grenze des unteren Sandriffhanges zum vorgelagerten Seegrund, wie sie in vergleichbaren Situationen vor vielen Niederungsküsten der Ostsee beobachtet wird. Der Seegrund besteht hier aus einer Mudde, einem ehemaligen Lagunen- oder Seesediment, d. h. ein Halbfaulschlamm, der sehr hohe Anteile organischen Materials enthält. Die klastischen Komponenten setzen sich primär aus Schluff und Ton zusammen, während Sandanteile nur untergeordnet vorhanden sind. Sondierungen in vielen Gebieten entlang der Ostseeküste haben gezeigt, dass sich diese Sedimente rückwärtig bis in den Land-

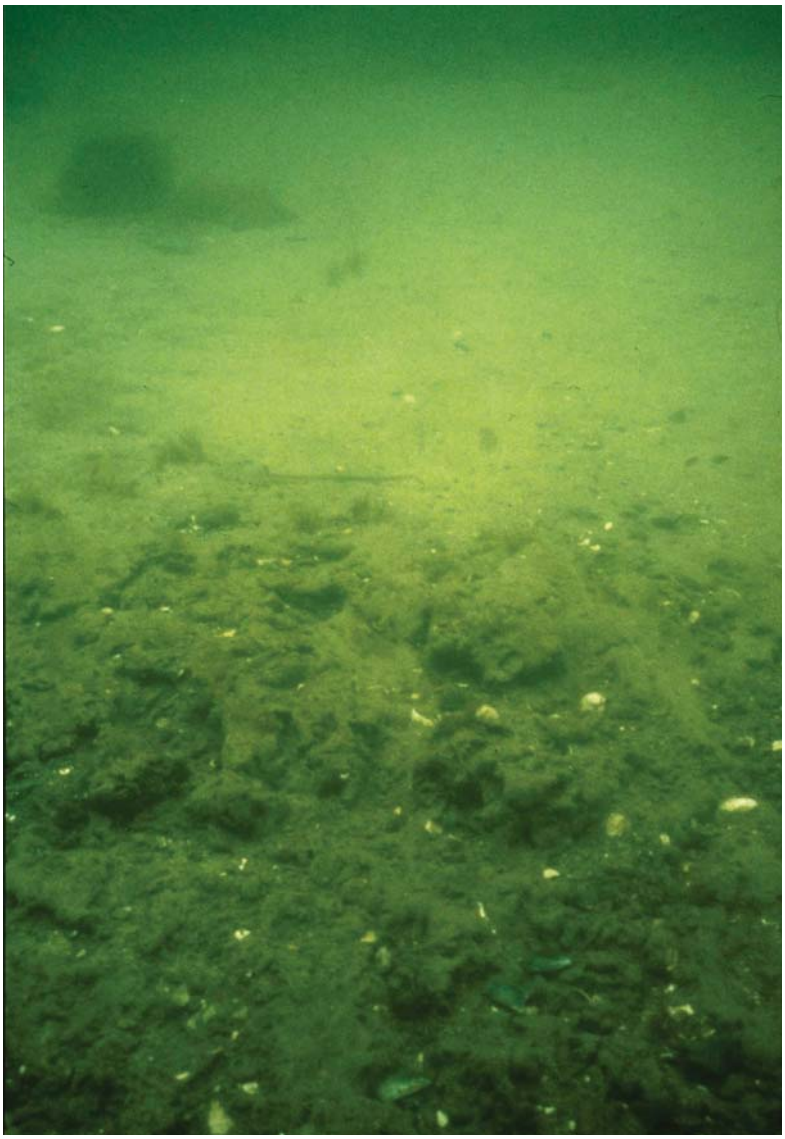

Abb. 4.24: Das Foto zeigt den Seegrund vor der Niederung des kleinen Binnensees (Hohwachter Bucht). Die Uferentfernung beträgt ca. 150 m, die Wassertiefe ca. –3,5 m NN. Im Vordergrund sind Muddesedimente zu sehen, die sich weiter seewärts bis zu 350 m Uferentfernung ausdehnen. Im Hintergrund beginnt der seewärtige Hang des der Küste vorgelagerten Sandriffsystems

bereich verfolgen lassen (s. hierzu auch Abb. 4.1). Zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung lag die Küstenlinie demnach wesentlich weiter seewärts. Je großflächiger diese Sedimente im Küstenvorfeld ausstreichen, umso problematischer ist die Stabilität der Küste in diesen Bereichen.

Die Reaktion einer Flachküste auf sich verändernde hydrodynamische Bedingungen (Wasserstand, Seegang und Strömungen) ist demnach wesentlich komplexer und auch sensitiver, als die Reaktion einer Steilküste, da das Wirkungsgefüge wesentlich mehr steuernde Parameter umfasst. Zeigt die Steilküste unter einem zeitlichen und räumlichen Blickwinkel primär einen erosiven Charakter, so wechseln entlang der Flachküsten bei so einer Betrachtungsweise Erosion und Akkumulation.

4.3.4 Beeinflussung der Küstenstabilität und Sedimentbilanz durch Baumaßnahmen

Eine Akzeptanz der Küste als ein Raum mit starker natürlicher Eigendynamik erfordert prinzipiell keine baulichen Veränderungen in Form von Küstenschutz- oder Stranderhaltungsmaßnahmen. Das Erfordernis solcher Eingriffe ergibt sich erst aus der Nutzung des Küstenraumes durch den Menschen. Bauliche Veränderungen im Strand- und Vorstrandbereich bedeuten dabei immer, je nach ihrem Umfang, mehr oder weniger ausgeprägte Eingriffe in das komplexe Wirkungsgefüge von hydrodynamischen Verhältnissen, morphologischen Formen und sedimentologischer Beschaffenheit des Meeresbodens.

Küstenschutzmaßnahmen werden in der Regel mit dem Ziel durchgeführt, in die natürlich ablaufenden Prozesse an der Küste derart einzugreifen, dass lokal Wirkungen erreicht werden, die je nach Erfordernis entweder die natürliche Entwicklung forcieren oder verlangsamen sollen. So könnte in Sedimentationsgebieten die Sedimentationsrate noch erhöht werden oder es besteht die Notwendigkeit, die Erosionsraten auf ein Minimum zu reduzieren. Oft wird auch angestrebt, Wirkungen zu erzielen, die den natürlichen Prozessen entgegenlaufen. Hierzu zählt der Hochwasserschutz durch Deiche. Ebenso trifft dies zu, wenn in Erosionsgebieten eine Sedimentation initiiert werden soll, wie es gelegentlich von neu zu errichtenden Buhnenfeldern erwartet wird.

Anthropogene Veränderungen in Form fester Bauwerke, Sandvorspülungen oder durch Anlage von Hafeneinfahrten, die bis in die küstennahe Sedimenttransportzone hineinragen, können die natürliche Küstendynamik erheblich beeinflussen und zu weitreichenden Folgeerscheinungen wie Lee-Erosion, Kolkungen, Auflösung morphologischer Strukturen, aber umgekehrt auch zu Akkumulation führen. Generell gilt es, bei den Baumaßnahmen die Bauwerke, die einen reinen Überflutungsschutz darstellen, wie etwa die Deiche, von den Maßnahmen zu unterscheiden, die auf den Sedimenttransport einwirken sollen, um einerseits den Küstenrückgang so gering wie möglich zu halten und andererseits eine Sedimentakkumulation herbeizuführen. Als Kombination aus beidem kann die Sandersatzmethode angesehen werden, denn der künstlich eingespülte Sandkörper dient sowohl als Überflutungsschutz in Form einer Randdüne als auch als Verschleißbauwerk, das als Sedimentlieferant für den Strand und Vorstrand bei seinem Abbau unter Sturmhochwasserbedingungen fungiert.

Deiche: Deiche werden an der Ostsee seit dem 15. Jahrhundert gebaut (EIBEN, 1992). Sie schützen in der Regel überflutungsgefährdete Niederungen, deren Küstenvorfeld bei ausreichender Materialverfügbarkeit durch Sandriffsysteme geprägt ist. Durch Deiche wird die Küstenlinie fixiert, und ein Verschieben des gesamten morphologischen Formeninventars landwärts unter Beibehaltung gebietsspezifischer Charakteristika (Riffhöhe über Grund, Riffkammabstände zueinander), wie es an einer im Rückgang befindlichen, durch Bauwerke

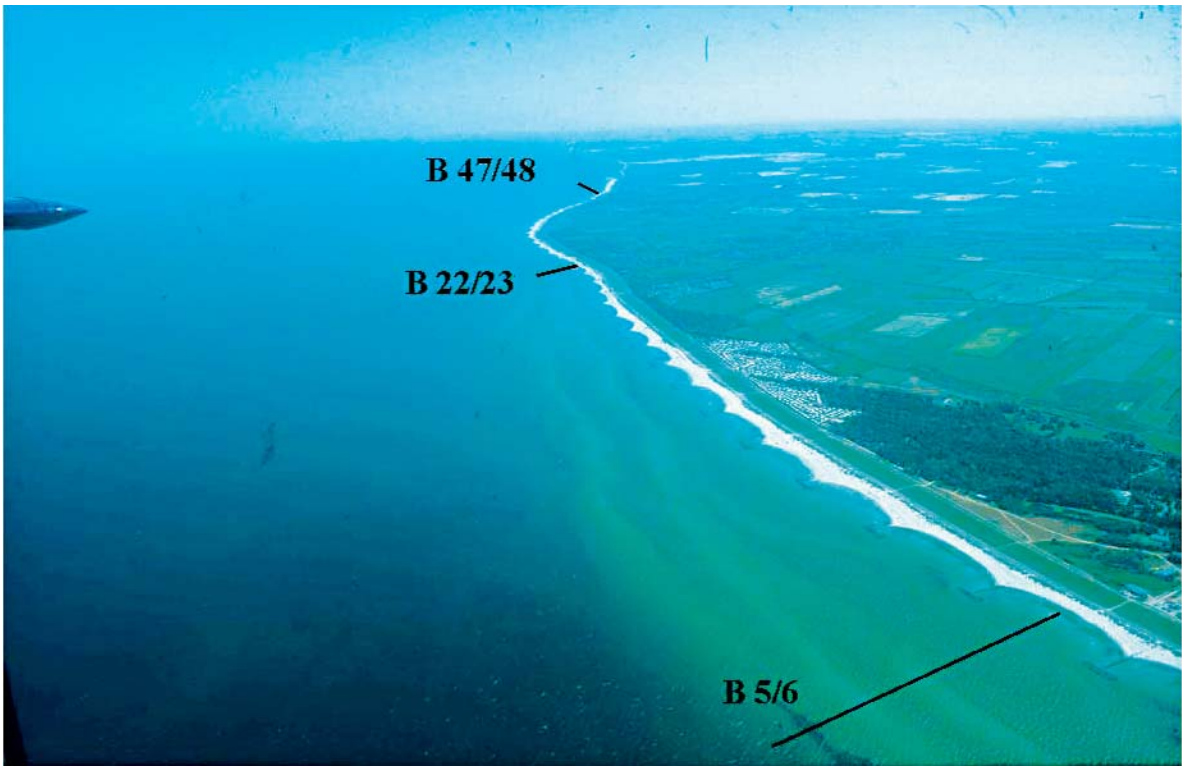

Abb. 4.25: Das Bild zeigt die Probsteiniederung, die durch einen Deich mit eingebundenem T-Buhnensystem vor Überflutungen geschützt wird. Die Buhnen haben einen gegenseitigen Abstand von ca. 200 m im Mittel bei 100 m Buhnenlänge. Im Vordergrund des Bildes liegt die Lokation Heidkate, am Ansatzpunkt des Sandriffsystems liegt Kalifornien (Aufnahme vom Juni 1994, K. SCHWARZER)

unbeeinflussten Küste zu erwarten ist, wird unterbunden. Durch diese Fixierung der Küstenlinie werden die Erosionsprozesse im Vorstrand aber weder aufgehalten noch verlangsamt (vgl. Abb. 4.26).

Auswirkungen von Deichen auf die sedimentologischen und morphologischen Bedingungen des Küstenvorfeldes zu beschreiben ist schwierig, da viele Deiche seit Jahrzehnten bestehen und die Ausgangssituation vor der Baumaßnahme nicht genau bekannt ist. Zudem waren die Baumaßnahmen meist nur Deichverstärkungen und bedeuteten in dem Sinne keinen unmittelbaren Eingriff in Sediment- und Morphodynamik des Küstenvorfeldes. Um die Wirkung von Deichen auf den Sedimenttransport und die Veränderung der Küstenmorphologie zu beschreiben, sind langfristige Beobachtungen notwendig. Nur wenn die Ausgangssituation vor einem Deichbau einschließlich der natürlichen morphologisch-sedimentologischen Variabilität der Sandriffe hinreichend bekannt ist, lassen sich mögliche Veränderungen nach dem Deichbau auch wirklich der Baumaßnahme zuschreiben. Eine hinreichende Datenbasis liegt von der Probsteiküste vor, denn bei der hier durchgeführten Baumaßnahme wurde im Bereich eines alten Küstenschutzsystems aus Deich, Strandwall und Düne ein moderner Deich seewärts in das Küstenvorfeld vorgebaut. Vor Errichtung des Landesschutzdeiches wurden in einer interdisziplinären Zusammenarbeit umfassende morphologische und sedimentologische Daten gesammelt, die mit neueren Daten, vor allem aus dem Forschungsvorhaben „Vorstranddynamik einer tidefreien Küste“ (ALW, 1997), verglichen werden konnten.

Um die natürliche saisonale Morphodynamik der Riffsysteme (vgl. Abb. 4.12) herauszufiltern, wurde aus allen vorhandenen Vermessungen eines bestimmten Zeitraumes, in dem die einzelnen Jahreszeiten überdeckt sind, eine mittlere Morphologie ermittelt (Abb. 4.26).

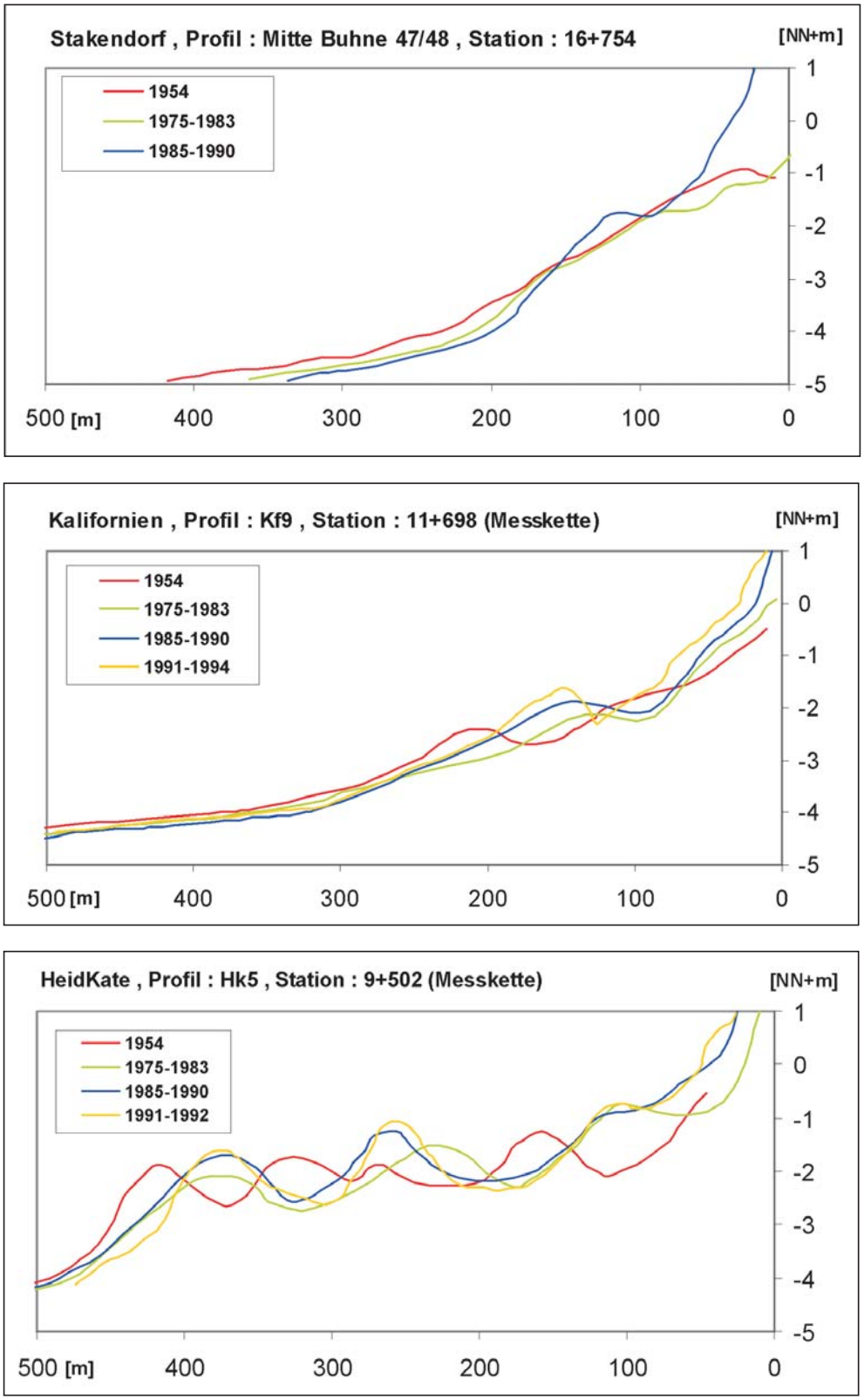

Abb. 4.26: Bathymetrische Profile aus dem Küstenvorfeld der Probstei (vgl. Abb. 4.25). Die drei Bereiche liegen am östlichen Ende des Deiches bei Buhne 47/48 (oberes Bild), im Bereich der Ortschaft Kalifornien bei Buhne 22/23 (Kf 9) und im Bereich der Lokalität Heidkate bei Buhne 5/6 (HK 5) im westlichen Bereich des Deiches. Das untere Bild entspricht dem Vordergrund der Abb. 4.25. Deutlich ist hier im Profil das sich auffächernde Sandriffsystem zu erkennen. Allen Aufnahmen ist gemeinsam, dass sich der Seegrund seewärts des Sandriffsystems in dem Zeitraum von ca. 40 Jahren vertieft hat (ALW, 1979). Weitere Erläuterungen s. Text

Bei dem Vergleich mit den bis zu 1954 zurückreichenden Vermessungen zeigt sich auf nahezu allen Profilen eine Tieferlegung des Seegrundes seewärts des Sandriffsystems. Zudem liegt der äußerste Riffkörper in den ältesten Vermessungen in den Bereichen Kalifornien und Heidkate am weitesten seewärts (Abb. 4.26). Die Ausbildung eines kleinen Sandriffkörpers im östlichen Bereich kann auf zusätzliche Sandzuführungen zurückgeführt werden. Die inneren Riffkörper reagieren unterschiedlich, wobei eine klare Differenzierung des Riff-Rinnesystems im ufernahen Bereich verloren geht (ALW, 1997). Somit treten langfristig Materialdefizite durch Seegrundvertiefung und Einengung der mobilen Sandriff-Rinnenzone auf, die nur durch zusätzliche Materialeingaben kompensiert werden können.

Buhnen: Diese werden bereits seit dem 18. Jahrhundert besonders häufig an der nahezu gezeitenfreien, aus Lockermaterial aufgebauten Küste der südlichen und südwestlichen Ostsee eingesetzt. Das sind senkrecht oder quer zur Uferlinie angeordnete, in den Strand eingebundene Bauwerke zumeist aus Naturstein oder Holzpflöcken, die einen Sandabtrag durch Wellen und Brandungsströmungen vermindern oder verhindern sollen.

Allein an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns sind derzeit ca. 900 Buhnen installiert (TRAMPENAU u. OUMERACI, 2001). Sie werden seltener als Einzelbauwerke errichtet (Abb. 4.26); vielmehr erfolgt ihre Anordnung als Buhnengruppe (vgl. Abb. 4.25) mit Variationen hinsichtlich der Buhnenlängen und gegenseitigen Abstände voneinander zu den Buhnenenden hin. Die Funktion von Buhnengruppen wird bestimmt durch:

- die Buhnenabstände,
- die Buhnenlänge,
- die Buhnenhöhe,
- den Buhnenlänge- und -querschnitt sowie
- den Buhnengrundriss.

Allgemeine Bemessungsansätze für ihre Gestaltung gibt es bisher nicht. In den Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken (EAK, 1993) sind Angaben zur funktionellen und konstruktiven Gestaltung von Buhnen enthalten, die überwiegend auf der Umsetzung von Erfahrungswerten beruhen. Der Einfluss verschiedenster Konstruktionsmerkmale für Holzpfahlbuhnen wurde in einem vor Warnemünde durchgeführten Untersuchungsprogramms ermittelt (SCHRADER, 1998; TRAMPENAU u. OUMERACI, 2001). SCHRADER (1998), der zusätzlich Untersuchungen aus der Probstei heranzieht, hat dabei die eigenen Resultate einigen Ergebnissen aus der Literatur gegenübergestellt (Tab. 4.9). Fazit aus all diesen Untersuchungen ist, dass die Erarbeitung einer allgemein gültigen Regel über die Wirkungsweise von Buhnen auf Grund der vielen unterschiedlichen Variablen, die ihre Wirkung beeinflussen, eine sehr schwierige Aufgabe für die Zukunft ist. Eine Definition nur an einigen der Variablen (z. Bsp. Länge, Abstand voneinander, Durchlässigkeit) festzuschreiben, wie es vielfach in der Literatur nachzulesen ist, mag für den Einzelfall oder eine Lokalität zutreffen, ein allgemeingültiges und erfolgversprechendes „Rezept“ zur Errichtung des richtigen, d. h. des wirksamsten Buhnentyps, ist allerdings daraus nicht zu erwarten. Generelle Prognosen über die Wirkungsweise von Buhnen bei sich verändernden hydrodynamischen Randbedingungen sind daher mit großen Unsicherheiten behaftet.

Molen: Aufgrund des entlang der Außenküste der Ostsee ausgeprägten, küstenparallelen Sedimenttransportes unterliegen die Häfen sehr häufig Versandungsproblemen. Neben den notwendigen Baggerarbeiten in den Hafenzufahrten dienen Molen dazu, den küstenparallelen Sedimenttransport in die jeweilige Hafenzufahrt zu unterbinden. Je weiter dabei eine Mole seewärts hinausgebaut wird, umso größer ist die Menge Sedimentes, die im Luvbereich der Mole akkumulieren kann. Ein Auffüllen des Luvbereiches bedeutet aber gleichzeitig ein seewärtiges Verschieben der Strandlinie und damit auch der gesamten Vorstrand-

Tab. 4.9: Gegenüberstellung von Ergebnissen und Messungen zur Wirkungsweise von Holzpfahlbuhnen aus einem 4-jährigen Beobachtungs- und Messzeitraum (1993–1996) vor Warnemünde mit einigen Ergebnissen aus der Literatur (SCHRADER, 1998, leicht verändert)

		Ergebnisse aus der Forschung		Ergebnisse der Untersuchungen vor Warnemünde
Autor	1	Inhalt	2	Inhalt
AHRENBERG (1995)	N	**gB:** Tieferlegung der Schorre seewärts des Buhnensystems;	G	**oB, hB, gB:** seeseitig des Buhnenfeldes Tieferlegung der Schorre;
BURHORN (1951)	M	**oB, gB:** gerade Pfahlbuhnen fördern eine gleichmäßige und gerade Küstenlinie;	G	**oB, hB, gB:** gerade Pfahlbuhnen fördern eine gerade Küstenlinie;
		oB, gB: Pfahlbuhnen bewirken eine gleichmäßige, gute Verlandung;	E	**oB, gB:** innerhalb des Buhnenfeldes erfolgt eine Verlandung, allerdings sind im Gegensatz zur **hB** keine gleichmäßigen und guten Sedimentationsbedingungen vorhanden;
		oB: im Gegensatz zu **gB** treten kaum Kolke auf;	E	**oB, hB:** kaum Kolkbildung, **gB:** deutliche und starke Kolkbildung;
BAKKER et al. (1984)	N	**oB, gB:** nach 20-jähriger Beobachtung: Natürliche Effekte überdecken die Unterschiede in der Wirkung der verschiedenen Konstruktionen;	E	nach 4-jähriger Beobachtungszeit: **oB:** seewärtige Verlagerung der Uferlinie;
			E	**hB:** seewärtige Verlagerung der Uferlinie und Sedimentation im seewärtigen Abschnitt des Buhnenfeldes (Terrassenbildung), Sedimenttransport auf dem flachen Strand;
			E	**gB:** seewärtige Verlagerung der Uferlinie; Sandriff – Rinnenbildung; Sedimenttransport seewärts der Streichlinie in den tieferen Bereichen auf dem Vorstrand;
FLEMMING (1990a, b)	M	**gB:** Reduzierung der Rippströmung beim Überschreiten der Buhne;	G	**hB, gB:** Reduzierung des Sedimenttransportes durch Rippströmungen entlang der Buhnen, wenn das Bauwerk **überströmt** ist;
KRESSNER (1927) u.v.a.*	M	**gB:** Ausbildung von Zirkulationssystemen;	G	**gB:** Ausbildung von Zirkulationssystemen insbesondere bei Windrichtungen mit großem Winkel zur Küstennormalen;
KOLP (1970)	N	**gB:** Sedimenttransport durch die geschlossene Buhne hindurch;	E	**gB:** unbedeutender Sedimenttransport durch die schmalen Lücken in dem Bauwerk;
		gB: Zirkulationssystem innerhalb des Buhnenfeldes, jedoch kein Sedimentaustausch zwischen dem Buhnenfeld und dem Vorstrand seewärts der Streichlinie;	W	**gB:** Zirkulationssystem im Buhnenfeld; jedoch bei Normalwindlagen **Sedimenteintrag** und bei Starkwindlagen **Sedimentverluste** in einem Buhnenfeld;

		gB: keine negative Wirkung von Rippströmungen hinsichtlich eines Sandverlustes hinaus aus den Buhnenfeldern;	W	**gB:** Rippströmungen sind ein Teil des Zirkulationssystems. Sie sind im hohen Maße für den Sedimenttransport aus dem Buhnenfeld hinaus verantwortlich;
		gB: aufgrund hoher Strömungsgeschwindigkeiten im Buhnenstrich bildet sich innerhalb des Buhnenfeldes ein ruhiger Küstenabschnitt;	W	**gB:** Aufgrund unterschiedlicher Windrichtungen bilden sich viele Varianten eines Zirkulationssystems. Wenn sich z.B. bei einer bestimmten meteorologischen und hydrologischen Situation zeitweise ein ruhiger Raum im Buhnenfeld gebildet hat, kann dieser unter anderen Rahmenbedingungen wieder zerstört werden;
		oB, gB: keine Sedimentakkumulation in den Buhnenfeldern bei stärkeren auflandigen Winden (um 8 m/s);	G	**oB, gB:** Während Starkwindphasen (> 10 m/s) erfolgt kein nennenswerter Sedimenttransport in die Buhnenfelder hinein;
		oB: geringe Rippströmungen entlang der Buhne. Es werden kaum Sande aus dem Buhnenfeld in die tieferen Bereiche der Schorre hinausgeführt;	G	**hB:** (offener Abschnitt): Verringerung der Rippströmung. In Abhängigkeit zur Stärke der Küstenlängsströmung werden Sedimente nur in einem geringen Umfang aus den Buhnenfeldern hinaus in die tieferen Bereiche der Schorre transportiert;
		oB: Kolkrinnen entlang der Bauwerke;	W	**oB:** keine, oder kaum Kolkbildung;
KOMAR (1983)	N	**gB:** Neigung zur Rippstrombildung bei senkrecht zur Küste wehenden, auflandigen Winden;	G	**hB** (geschlossener Abschnitt); zentrale Ausgleichsströmung bei auflandigen Winden senkrecht zur Küste und einem **nicht überströmten** Buhnenfeld;
ORME (1980)	N	**gB:** Luv- und Leeabhängigkeit in der Korngrößenhäufigkeitsverteilung der Sedimente entlang einer Einzelbuhne;	G	**gB:** Unterschiede in der Korngrößenhäufigkeitsverteilung der Sedimente aufgrund von Luv- und Leewirkungen in der Nähe des Bauwerkes. Sie unterliegen jedoch je nach Wind- und Wellenrichtung einem ständigen Wandel;
			E	**oB:** keine Luv- und Leeauswirkungen der Buhne auf die Korngrößenhäufigkeitsverteilungen der Sedimente entlang des Bauwerkes;
MURRAY et al. (1980), SHERMAN et al. (1990)	M N	**gB:** Wirbelbildung in Lee eines geschlossenen Bauwerkes und landwärtiger Sedimenttransport in Lee der Einzelbuhne bei starken Winden;	G	**gB:** Wirbelbildung, Transport und Akkumulation in Lee einer Buhne bei starken Winden in einem nicht intakten Buhnenfeld möglich, wenn eine der Buhnen zerstört ist – d. h. Buhne wirkt wie eine Einzelbuhne;
TAMIO & SAKURAMOTO (1984)	M	**gB:** unterschiedliche Zirkulationssysteme in Abhängigkeit des Anlaufwinkels der Wellenkammlinie zum Bauwerk.	G	**gB:** in Abhängigkeit zur Wind- und Wellenrichtung entstehen sehr unterschiedliche Sedimenttransportbahnen.

Anmerkungen: * = BURHORN (1951), GUTSCHE (1961), NODA (1984), YAMAGUCHI & NISHIOKA (1984), FLEMMING (1990a, b), NÖTEL (1994).
Abkürzungen: Bauwerkstyp: **oB** = offene Buhne, **hB** = halboffene Buhne, **gB** = geschlossene Buhne; 1 = Messverfahren: N = Naturmessungen, M = Modellmessungen. 2 = Bewertung: G = gleiche Ergebnisse (Literatur und Untersuchungen vor Warnemünde), E = ähnliche Ergebnisse (mit Einschränkungen), W = Widerspruch zwischen den Ergebnissen von Warnemünde und der aufgeführten Literatur

Abb. 4.27: Die „große Buhne“ an der Grenze Eichholzniederung/Steinwarder bei Heiligenhafen. Der Akkumulationswirkung dieser Buhne steht die Lee-Erosion und damit die verstärkte Belastung des Deiches durch den fehlenden Strandpuffer gegenüber (Aufnahme vom Juli 1994, K. SCHWARZER)

morphologie. Dies hat zur Folge, dass das küstenparallele Sedimenttransportband in größere Wassertiefen abgedrängt wird und so Sediment dem küstennahen Transportsystem verloren geht. Zusätzlich tritt die bekannte Lee-Erosion auf, und während die Uferlinie auf der einen Seite seewärts vorgeschoben wird, wird sie auf der anderen Seite der Hafenzufahrt zurückverlagert. Die Abb. 4.28 zeigt eine Luftaufnahme des Hafens Niendorf in der Lübecker Bucht. Durch das Abdrängen des Sedimenttransportbandes in größere Wassertiefen werden Materialverluste hervorgerufen. Der Leebereich zeigt das übliche Erosionsphänomen.

Sandvorspülungen und Sandentnahmen: Sandvorspülungen als naturnahe und auf hydrodynamische Veränderungen dynamisch reagierende Bauwerke werden aus vielfältigen Gründen durchgeführt. Das primäre Schutzziel an sandigen Brandungsküsten ist die Abschwächung und Überbrückung von Erosionsphasen sowie der Schutz evtl. vorhandener Randdünen vor weiteren Abbrüchen. Sandvorspülungen werden ebenso zur Reduzierung der Wellenbelastung von Bauwerken sowie zu deren Sicherung vor Unterspülungen eingesetzt. Wesentlich bei diesen Maßnahmen ist die Verwendung eines Kornspektrums, das ungefähr dem Kornspektrum des in situ vorliegenden Sedimentes entsprechen sollte, mit einer Tendenz zur leichten Vergröberung und Verbreiterung des Kornspektrums. Ein wenig geeignetes Material führt zu einer raschen Aufarbeitung. So wurde in der Probstei bei einer Vorspülung wenig geeignetes Material mit dem Ergebnis verwendet, dass nach ca. 1 Jahr trotz nur durchschnittlicher Wetterbedingungen die Vorspülung nahezu aufgearbeitet war (SCHWARZER, 1991).

Abb. 4.28: Aufnahme des Hafens Niendorf (Lübecker Bucht) vom Juni 1994. Das Materialtransportband zieht sich vom Brodtener Ufer (rechter oberer Bildrand) bis zur Hafeneinfahrt Niendorf, wo es seewärts abgelenkt wird. Deutlich sind die ausgeprägte Sandakkumulation und das seewärts hinausgeschobene Sandriff zu erkennen (Aufnahme: K. SCHWARZER)

4.4 Wasserstandsänderungen: Risiken für den Meeres- und Küstenraum

Allgemein betrachtet erfüllen die Ozeane und Küstengewässer eine Vielzahl ökologischer und ökonomisch wichtiger Funktionen, die in die drei Gruppen Regulationsfunktionen, Produktions- und Nutzungsfunktionen sowie Informationsfunktionen untergliedert werden können (Tab. 4.10). So dienen typische Küstenökosysteme wie Seegras- und Salzwiesen einerseits als biochemische Filter für Nährstoffe oder Puffer gegen Energieeinträge (Regulationsfunktionen) wie auch als Aufwuchsgebiete bzw. Lebensräume für Fische und Crustazeen (Produktionsfunktion); sie haben darüber hinaus einen ästhetisch und emotionalen Wert „an sich" (Informationsfunktion), der sich u.a. in der generell großen Anziehungskraft der Küstenlandschaft auf zahllose Menschen äußert. Bereits jetzt lebt knapp 50 % der Weltbevölkerung in Küstenregionen. Im Ostsee-Einzugsgebiet sind dies immerhin mehr als 100 Mio. Menschen. Für die meisten von diesen stellt das Meer Rohstoffe, Nahrung, Lebens- und Erholungsraum oder Lagerstätten für Abfälle zur Verfügung. Weiterhin ist der heute auf der Erde vorhandene Reichtum von Arten und deren Überlebensfähigkeit nur der – über Jahrmilliarden entwickelten – Vielfalt der marinen und litoralen Ökosysteme und Lebensformen, d.h. dem genetischen Erbe der Meere zu verdanken. Es wird oft übersehen, dass zusätzlich zur direkten Produktgewinnung aus dem Meer auch die „von selbst ablaufenden" Prozesse der Bio-Regulierung im aquatischen Milieu eine große wirtschaftliche Rolle spielen. Bisher ist nur für wenige Meeresressourcen eine monetäre Bezifferung ihres Nutzwertes für den Menschen in Euro oder Dollar möglich. Tab. 4.41 gibt einen Einblick in die

Tab. 4.10: Bedeutung der Meere u. Küstengewässer und ihrer Ökosysteme

Funktionen und Nutzungen	**Ozeane**	**Küstengewässer**
Regulationsfunktionen		
– Regulation der lokalen Energie- und Stoffbilanz	Wärmetransport durch Meeresströmungen; Auftrieb von Tiefenwasser	Sedimentablagerung am Kontinentalschelf
– Regulation der chemischen Zusammensetzung von Wasser und Sediment	Deposition von Karbonaten und Salzen auf dem Meeresboden	Eintrag von Süßwasser an Flussmündungen; Ablagerung von (biogenem) Schlick
– Regulation des Wasseraustausches zwischen Land und Meer	Meeresverdunstung als Motor des globalen Wasserkreislaufs	Oszillation der Salz-Süßwassergrenze
– Speicherung bzw. Verteilung von Nährstoffen und organischer Substanz	Ablagerung großer Mengen biogener Sedimente in Tiefseebecken	Bindung von terrigenen Nährstoffen (bes. N und P) an Sedimentpartikeln
– Regulation der biotischen Nahrungsnetze	Vorhandensein spezieller Laichgebiete (Sargasso-See)	Verzahnung von Laich- und Aufwuchsräumen z.B. Ästuare
– Nähr- und Schadstoff-Filterung	Sedimentation von Schwermetallen und Plankton	Existenz flacher Flutsäume (Seegras-, Salzwiesen)
– Erhaltung von Lebens- und Aufwuchsräumen	Regionale Vielfalt thermischer, chemischer u.a. Bedingungen	Großräumige Ökosysteme (Riffe, Mangroven, Watten)
– Erhaltung der Artenvielfalt	Freie Fluktuation von Arten horizontal und vertikal	Entwicklung raumspezifischer Artendiversität
Produktions- und Nutzungsfunktionen		
– Produktion von Trink- und Brauchwasser	Meerwasserentsalzung	Meerwasserentsalzung an Küsten von Wassermangelgebieten
– Nahrungsproduktion	Hochseefischerei (z.B. Hering, Thunfisch), Großalgenernte	Küstenfischerei (z.B. Dorsch, Muscheln), Aquakultur
– Produktion von Rohstoffen, Baumaterial u.a.	Manganknollen, Öl, Erdgas	Sand, Korallenkalk, Mangrovenhölzer u.a.
– Produktion biologisch-genetischer Ressourcen	Langzeitliches Überleben von Spezies	Ausprägung vielfältiger Artenspezifizierungen
– Raum- und Ressourcenangebot für Menschen	Förderplattformen	Küsten- und Inselsiedlungen, Subsistenzwirtschaft, Häfen
– Energienutzung	Vertikaler Wärmeaustausch in Warmwassergebieten	Gezeitenkraftwerke, Windanlagen an der Küste und im küstennahen Meer

Tab. 4.10 (Fortsetzung)

Funktionen und Nutzungen	Ozeane	Küstengewässer
– Transport	Hochseeschifffahrt	Küstenschifffahrt
– Tourismus und Erholung	Kreuzfahrten	Ferienzentren, Segeln, Surfen, Tauchen
Informationsfunktionen		
– Ästhetische Information	?	Naturerlebnisräume
– Histor.-kulturelle Information	-	Küstenarchäologie
– Erzieherische Funktion	Dokumentation mariner Lebewelt	Dokumentation spezifischer Küstenökosysteme (z. B. Korallen)
– Naturwiss. Information	biologische Erkenntnisse	Ökosystemforschung

Fülle der möglichen Funktionen und Nutzungen der Meeresräume, unter denen die Küstengewässer hinsichtlich ihres biogenetischen Potentials und ihrer Nutzungsdichte eine im Vergleich zu ihrem Flächenanteil herausragende Rolle spielen. Wenngleich die in der Tabelle genannten Beispiele für Funktionen und Nutzungen eine globale Perspektive aufweisen, so gelten sie prinzipiell auch für die gesamte Ostsee und deren Küstengewässer.

Diese Gebiete sind vielerorts bereits durch Umwelteinflüsse wie intensive Grundwassernutzung, Nähr- und Schadstoffeinträge, künstliche Vertiefung der Flussmündungen u. a. in ihrem ökologischen Gleichgewicht gestört. Zu diesem vielschichtigen Nutzungsdruck werden sich nach derzeitiger Erkenntnis in den kommenden Jahrzehnten eine Reihe von klimabedingten Risiken hinzugesellen, welche die Problemlage vieler Küsten weiter verschärfen (SCHELLNHUBER u. STERR, 1993; BEUKENKAMP, 1993; IPCC, 1996, 2001; BRÜCKNER, 2000). Für die Küstengebiete an der Ostsee – und auch für andere – sind die weitreichendsten Wirkungen zu erwarten aus einer Fortsetzung bzw. Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs einerseits und den möglichen Veränderungen im Regime der Extremereignisse (Häufigkeit, Intensität von Stürmen und Sturmfluten, Auftreten von Starkregenereignissen u.a.) andererseits. Solche Szenarien künftiger Entwicklung sind im Rahmen eines Bund-Länder-Forschungsprogramms „Klimaänderung und Küste“ für Deutschland ausführlich beschrieben worden. Die resultierenden Folgen für den Naturraum, das sozio-ökonomische System und die erforderlichen Küstenschutzstrategien sind jüngst am Beispiel der Insel Sylt einer umfassenden Analyse und Bewertung unterzogen worden (DASCHKEIT u. SCHOTTES, 2002).

Es steht somit zu befürchten, dass die für die ökologische Stabilität und die menschlichen Nutzungen bedeutsamen Regulations- und Produktionsfunktionen der Küstenlandschaften (Tab. 4.10) durch die hydrographischen, hydrodynamischen und morphologischen Reaktionen auf klimabedingte Einflüsse nachhaltig beeinträchtigt werden (STERR et al., 2000). In diesem Zusammenhang ist in jüngerer Zeit sowohl auf globaler als auch auf regionaler Ebene den rezenten, besonders aber den künftigen Veränderungen des Meeresspiegels

eine starke Beachtung geschenkt worden (BEUKENKAMP, 1993; IPCC, 1996, 2001; BEHNEN, 2000; STERR, 2002). Insbesondere für die Regionen, in denen ein erwärmungsbedingter Meeresspiegelanstieg noch durch Landsenkungstendenzen verstärkt wird – seien sie isostatischer, tektonischer oder anthropogener Natur –, ist die Gefährdungslage als kritisch anzusehen. Auch die deutsche Ostseeküste gehört zu eben diesen stark gefährdeten Küstenabschnitten (vgl. Abschn. 2).

Ein beschleunigter Meeresspiegelanstieg kann sich auf die Küstensysteme auf vielfältige Weise auswirken. Aus Sicht des Menschen sind folgende sieben Effekte von besonderer Bedeutung (vgl. Tab. 4.2):

- erhöhte Häufigkeit des Eintretens von Sturmflutereignissen,
- zunehmende Verschärfung der Erosionstendenzen,
- dauerhafte Landverluste durch Überschwemmung sehr niedrig liegender Flächen,
- ansteigender Grundwasserspiegel,
- Eindringen von Meerwasser in Oberflächen- und Grundwasser,
- Eintreten biologischer Veränderungen und
- Veränderungen der Erholungsbedingungen an der Küste infolge Erhöhung der Wassertemperatur, Verlängerung der Badesaison u.a. (TINZ, 1999).

Künftig wird also vermutlich ein wachsender Teil der Küstenbevölkerung zunehmend damit rechnen, dass mehr und mehr Siedlungen und landwirtschaftliche Flächen, Verkehrs- und Industrieeinrichtungen von häufigen Überflutungen bedroht sind oder dass zum Teil tiefgreifende Veränderungen anderer „klassischer" Nutzungsformen wie Schifffahrt, Fischerei, Aquakultur, und Tourismus in der Bilanz zu wirtschaftlichen Einbußen führen. Generell wird z.B. die landwirtschaftliche Nutzung durch o.g. Effekte langfristig erschwert. Die Strukturen werden sich landeinwärts verschieben und die Salztoleranz der Nutzpflanzen kann zum limitierenden Faktor werden. Auch für die Tourismuswirtschaft dürften die negativen Folgen des Klimawandels wegen der engen räumlichen Verknüpfung von Fremdenverkehr und Naherholung mit den Küstengewässern überwiegen. Die konkreten Effekte können wegen der regional jeweils unterschiedlichen hydrographischen und meteorologischen Trends und der Vielfalt der Küstenräume allerdings ganz unterschiedlich ausgeprägt sein (PARRY, 2000).

4.4.1 Das sozio-ökonomische Gefährdungspotential entlang der deutschen Ostseeküste

Wie in den vorausgegangen Abschnitten bereits angesprochen, ziehen die hydrographischen, hydrodynamischen, morphologischen und ökologischen Veränderungen auch weitreichende Folgen im ökonomischen und gesellschaftlichen Systemgefüge nach sich, was im Allgemeinen ein höheres Risikopotential (Verwundbarkeit, vulnerability) für die Küstenbevölkerung und deren materielle Lebensgrundlagen bedeutet (IPCC, 1992, 1996). Nach KLEIN u. NICHOLLS (1999) können die möglichen sozio-ökonomischen Konsequenzen, die sich aus den o.g. Szenarien ergeben, unterteilt werden in

(a) reale Schäden an ökonomischen ökologischen, kulturellen und elementar lebensnotwendigen Werten infolge von Landverlust oder Erosion sowie Verluste von Infrastruktur und natürlichen Lebensräumen (Habitaten),

(b) erhöhtes Überflutungsrisiko für die Küstenbevölkerung und deren Existenzgrundlagen (Siedlungsflächen, Wohnraum, Arbeitsplatz u.a.) und

(c) andere negative Folgen, insbesondere im Bereich der Wasserwirtschaft, der Ernährung und des Verkehrs (Landwirtschaft, Fischerei, Aquakultur, Schifffahrt u. a.).

Die Forschung über die wirklichen praktischen Folgen des Meeresspiegelanstiegs und des veränderten Sturmflutgeschehens für verschiedene Wirtschafts- und Gesellschaftsbereiche steht allerdings noch am Anfang (BEHNEN, 2000). Dabei ist zwischen direkten elementaren Folgen und indirekten Rückkopplungswirkungen zu unterscheiden, welche in der Summe ihrer Konsequenzen allerdings meist sehr komplex ineinander greifen. Für den deutschen Küstenraum ist im Kontext internationaler Bemühungen ebenfalls eine Bestandsaufnahme unternommen worden (STERR u. PREU, 1996).

Die deutschen Küstenregionen an Nord- und Ostsee sind trotz der Vielfältigkeit in ihrem biologischen und geologischen Inventar und ihren Besiedlungs- und Nutzungsstrukturen sowie in ihren Funktionen und letztlich in ihrer Vulnerabilität ähnlich. Für beide Küstengebiete charakteristisch sind

- ein seewärts flach abfallender Meeresboden,
- ein überwiegend niedriges und flaches, d.h. überflutungsgefährdetes Küstenrelief,
- langfristig anhaltende Küstensenkungstendenzen und damit eine überdurchschnittlich hohe Rate des säkularen Meeresspiegelanstiegs,
- tief in das Land eingreifende Flussmündungen,
- meist niedrige, dem Festland vorgelagerte Inseln,
- ein großräumig hoher und dadurch versalzungsgefährdeter Grundwasserstand,
- an spezielle Überflutungs-, Salinitäts- und Substratverhältnisse angepasste Ökosysteme (teilweise durch Schadstoffe hoch belastet),
- in hochwassergefährdete und ökologisch bedeutsame Bereiche hineinreichende dichte Bebauung und Nutzung des Küstenraums und der Inseln und schließlich
- wasserwirtschaftliche Eingriffe, die die natürlichen Prozesse umfassend verändern.

Aus den genannten Merkmalen ergibt sich die im Folgenden näher zu spezifizierende Anfälligkeit der deutschen Küstenzone gegenüber Wasserstandsänderungen.

4.4.1.1 Methodische Erfassung der Vulnerabilität und Probleme

Als erste internationale Expertengruppe hat sich Anfang der 1990er Jahre die Coastal Zone Management Subgroup (CZMS) des IPCC mit der Methodik zur Erfassung und Bewertung der Vulnerabilität von Küsten gegenüber Wasserstandsänderungen auseinandergesetzt. Als weltweit einsetzbares Untersuchungsinstrument zur Küstengefährdung wurde mit der *Common Methodology* (CM) ein methodisches Konzept entwickelt, mit dem speziell die aus einem beschleunigten Meeresspiegelanstieg und geänderten Sturmfluthäufigkeit zu erwartenden Risiken für Küstenräume vergleichend untersucht und bewertet werden konnten.

Für einen Vergleich mehrerer Länderstudien wurden spezifische sozio-ökonomische und ökologische Kenngrößen definiert, welche die CM benötigte, um mit Hilfe einer Datenaggregierung eine globale Vulnerabilitätsabschätzung (GVA) vornehmen zu können (IPCC, 1992). Die in der *Common Methodology* genannten „Impact"-Kategorien sind wie folgt spezifiziert:

- *Betroffene Bevölkerung (population affected)*, d.h. die Bevölkerung, die in der Risikozone lebt und ein Gebiet bewohnt, das ohne Schutzmaßnahmen mindestens einmal in 1000 Jahren von Überschwemmung/Erosion oder Hochwasser betroffen wäre,
- *Betroffene sozio-ökonomische Werte (capital values at loss),* insbesondere die Sachwerte von Landflächen, Gebäuden und Infrastruktur, die dauerhaft durch Überschwemmungen oder Erosion verloren gehen können,

- *Gefährdete Bevölkerung (population at risk),* d. h. die Anzahl von Personen, die von einem künftigen Meeresspiegelanstieg betroffen sind, multipliziert mit der Wahrscheinlichkeit der jährlichen Überflutung des betroffenen Gebietes. Dabei wird unterschieden in
  (a) Bevölkerung in einem Gebiet, das nicht durch weitere Küstenschutzmaßnahmen gesichert wird (no measures),
  (b) Bevölkerung in einem Gebiet, in dem zusätzliche Schutzmaßnahmen gegenüber einem Meeresspiegelanstieg vorgesehen sind (with measures),
- *Gefährdung sozio-ökonomischer Werte (values at risk)*, d.h. Kapitalwerte und Subsistenzwerte wie Arbeitsplätze u.a. in Relation zur Überflutungswahrscheinlichkeit,
- *Veränderung sozio-ökonomischer Werte (values at change),* insbesondere Einschränkungen der Landnutzung und indirekte Schäden bzw. Kosten,
- *Verlust ökologischer Werte (area of land at loss)*, insbesondere Verlust bzw. Dezimierung von Feuchtgebieten, Watten, Dünenarealen und anderer intakter Küstenökosysteme, die dauerhaft überflutet oder in ihrer Funktion grundlegend verändert werden,
- *Verlust von Kulturdenkmälern* und
- *Schutz- und Anpassungskosten (protection and adaptation costs),* d. h. Kosten für Küstenschutz- und andere Anpassungsmaßnahmen (vor dem Hintergrund eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs und einer Häufung von Extremwasserständen), die zur Erhaltung eines Schutzstandards, der mindestens dem heutigen Sicherheitsstandard für das betroffene Gebiet entspricht, erforderlich sind.

Für die deutschen Küstengebiete an Nord- und Ostsee wurde in Anlehnung an die Kriterien der Common Methodology (CM) eine Vulnerabilitätsanalyse im Rahmen des Bund-Länder-Forschungsprogramms *Klimaänderung und Küste* durchgeführt (EBENHÖH et al., 1997). In West-Ost-Erstreckung wurde dabei Norddeutschland von der Ems bis zur Odermündung, also auch der gesamte Ostsee-Küstenraum erfasst. Als schwierig erwies sich hierbei die Frage der landwärtigen Abgrenzung des Untersuchungsgebietes. Da es bei der CM vor allem um die Erfassung von längerfristiger Überflutungsgefährdung und deren Folgen geht, waren für die rückwärtigen Grenzen die Höhenlagen der Teilräume und nicht der Verlauf der Verwaltungsgrenzen (der eine bessere statistische Datenauswertung ermöglicht) heranzuziehen. Angesichts der in der CM enthaltenen Vorgabe, das Risiko (für Menschen) über 100 bis 1000 Jahre zu berücksichtigen, wurde die – für diesen Zeitraum denkbare – maximale Ausdehnung der potentiellen Landüberflutung gewählt.

Diese ergibt sich an der Nordseeküste aus den in der Vergangenheit registrierten Extremwasserständen, zu dem der Maximalwert des künftig möglichen Meeresspiegelanstiegs (und entsprechend erhöhter Wellenauflauf) hinzuaddiert wird (IPCC, 1996). Gleichzeitig wurde angenommen, dass die vorhandenen Deiche einem künftig eintretenden Jahrhundert- oder Jahrtausendhochwasser nicht standhalten könnten. Die maximal denkbare landwärtige Wirkung muss demnach jenseits der +5 m NN Höhenlinie angenommen werden. Aus kartentechnischen und pragmatischen Gründen wurde daher die in fast allen topographischen Kartenwerken enthaltene 10-m-Isohypse als Grenzlinie im Nordseeraum gewählt. Die zwischen Uferlinie (MW-Linie) und 10-m-Isohypse liegende Fläche stellt damit die größte überflutbare Gebietsgröße dar (= Maximalszenario). Da es aber unter keinen derzeit absehbaren Umständen zu einer Gesamtüberflutung dieser Fläche kommen wird, ist als „Realszenario" der Raum unterhalb der 5-m-Höhenlinie gesondert betrachtet worden.

Entlang der Ostseeküste, wo entsprechend dimensionierte Deiche und Schutzanlagen nicht nötig bzw. durchgehend vorhanden sind, ergibt sich eine plausible Grenze der Über-

flutungsgefährdung aus dem Pegel des historisch höchsten Wasserstands (Sturmflut von 1872, bis maximal 3,30 m ü. NN) sowie dem aufaddierten Maximalszenario für einen Meeresspiegelanstieg. Kartographisch ist diese durchgehend am besten in der 5-m-Höhenlinie des Küstenhinterlands abzubilden. Als „Realszenario" diente auch hier die Höhe, die mit einer gewissen Plausibilität von extremen Hochwasserständen betroffen sein kann; kartographisch ist sie nur an der 2,5-m-Höhenlinie festzumachen. Allerdings wurde mit der Festlegung der genannten Grenzen des Untersuchungsgebietes keine Aussage getroffen, dass bzw. ob künftig eine Überflutung bis zu diesen Höhenmarken tatsächlich zu erwarten ist.

4.4.1.2 Analyse der sozio-ökonomischen Vulnerabilität und Ergebnisse

In der deutschen Gefährdungsstudie wurden primär die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs und der damit verknüpften Änderungen im Sturmflutgeschehen betrachtet. Auf die Problematik der Ufer- und Stranderosion ging sie dagegen nur randlich ein. Das Ausmaß der möglichen Gefährdung hängt im Wesentlichen von drei Faktoren ab:

1. Intensität eines Sturmflutereignisses, d.h. Höhe des Maximalwasserstandes im Vergleich zur Höhenlage des betrachteten Küstenraums.
2. Die Intensität der Besiedelung und Raumnutzung, d.h. betroffene Personen und materielle Werte im überfluteten Gebiet.
3. Art und Zustand der vorhandenen Küstenschutzeinrichtungen.

Diese Grundparameter müssen in einer allgemeinen Bestandsaufnahme erfasst werden, um die spezifische Risikosituation entlang einzelner Küstenabschnitte abschätzen zu können. Als zentrales Werkzeug bietet sich hierbei ein Geographisches Informationssystem (GIS) an. Mit dem GIS ist es möglich, physiographische und sozio-ökonomische Charakteristika miteinander zu verschneiden, unter Zuhilfenahme von Höhendaten gefährdete Regionen abzugrenzen und so eine quantitative Vulnerabilitätsanalyse zu erstellen.

Im Gegensatz zu ähnlichen Untersuchungen (YOHE et al., 1995) war es bei der deutschen Vulnerabilitätsanalyse nicht die Absicht, nur jene Werte zu erfassen, die von einem einmaligen Sturmflutereignis in naher Zukunft geschädigt werden könnten. Vielmehr sollte eine grobe Bilanz der Werte vorgelegt werden, die langfristig im gefährdeten Bereich angesiedelt sind und durch den Küstenschutz in ihrem Bestand gesichert werden oder im hypothetischen Extremfall bei dauerhaft hoher Gefährdung aufgegeben werden müssten. In Übereinstimmung mit der *Common Methodology* wurden im Zuge der deutschen Gefährdungsstudie folglich die Kenngrößen ermittelt, welche im oben definierten Untersuchungsgebiet als relevante sozio-ökonomische Werte gelten können. Es handelt sich dabei um die (dauerhaft ansässige) Wohnbevölkerung, die Werte für binnenländische Flächen (Größen, Nutzungsarten und Kapitalwerte), Sachvermögen, differenziert nach Wirtschaftsbereichen (Hilfsindikator Arbeitsplätze), Werte der Wohnungen sowie Werte des öffentlichen Tiefbaus (vgl. Abb. 4.29, s. EBENHÖH et al., 1997). Der Unterschied zu den anderen Ansätzen liegt dabei in der Nichtberücksichtigung der eher mobilen Werte. So wurden die Vorratsbestände, der Viehbestand, private Fahrzeuge und Hausrat nicht mit einbezogen. Ebenfalls verzichtet wurde auf eine Diskontierung oder die Einbeziehung von Entwicklungsparametern, da deren Abschätzung über 30 bis 100 Jahre voraus als zu spekulativ angesehen wurde (BEHNEN, 2000).

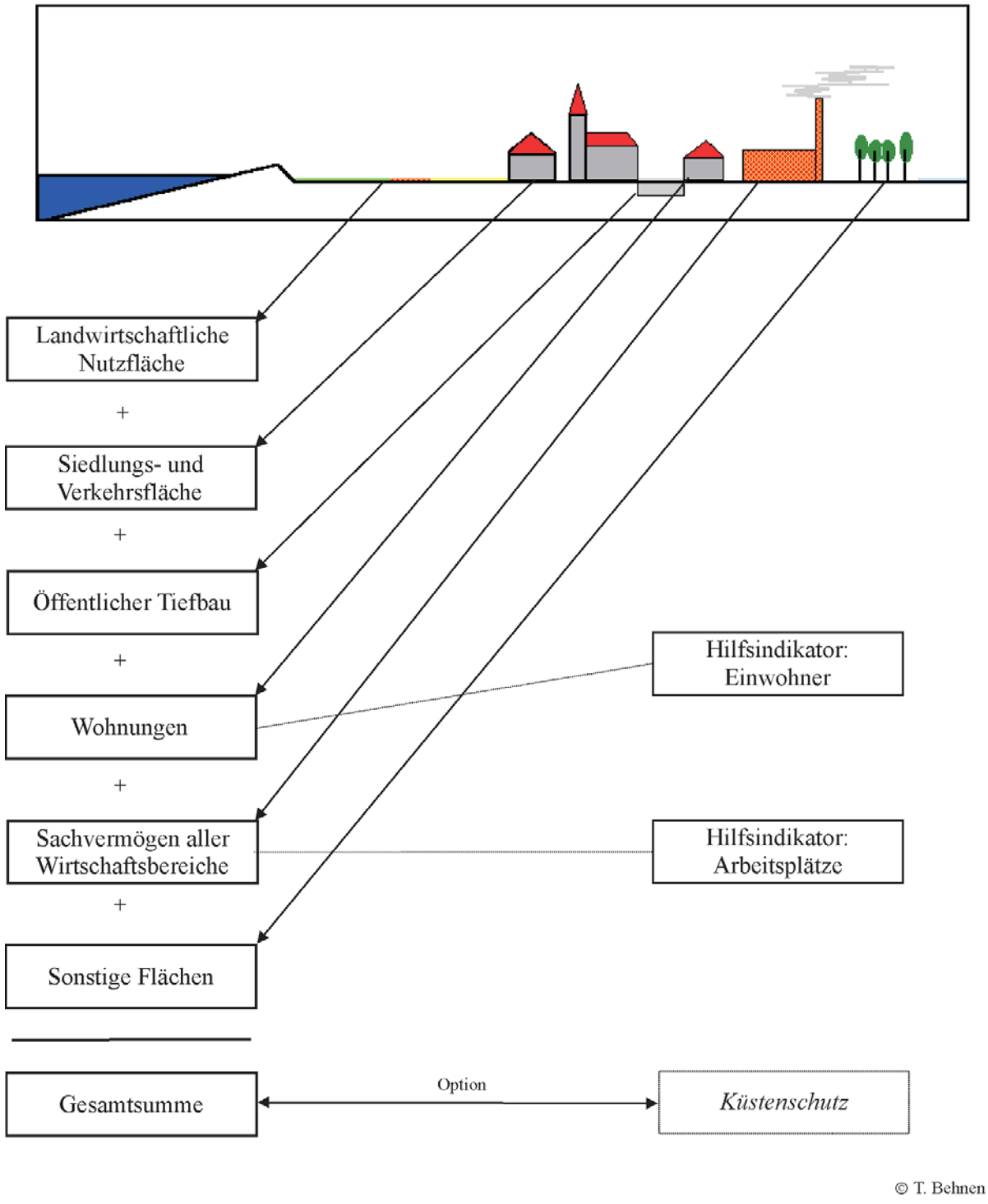

Abb. 4.29: Kapitalisierungsschema der sozio-ökonomischen Vulnerabilität

Aufgrund der in Norddeutschland gegebenen naturräumlichen und administrativen Besonderheiten wurden zunächst folgende Abgrenzungen und Einteilungen vorgenommen:

Küsten:

1.	Nordseeküste	gefährdeter Bereich: < 10-m-Höhenlinie
2.	Ostseeküste	gefährdeter Bereich: < 5-m-Höhenlinie

Betroffene Bundesländer:

1.	Niedersachsen	Kreis- und Gemeindeebene
2.	Schleswig-Holstein	Kreis- und Gemeindeebene
3.	Mecklenburg-Vorpommern	Kreisebene (vor 1994)
4 .	Hamburg	
5.	Bremen	

Im ersten Schritt musste daher die Größe des gefährdeten Gebiets in der Summe aller Küstenländer ermittelt werden. Es sind dies die Flächen zwischen der Küstenlinie und den oben genannten Höhenlinien, wobei die dazwischen liegenden, eventuell höher liegenden Flächen abgezogen wurden. Die Kernfrage für die sozio-ökonomische Evaluierung dieses Gebiets lautete dann: Wie viele Bewohner leben (dauerhaft) in diesem Raum und wie hoch sind die Kapitalwerte (in €), die der Mensch hier angehäuft hat und die langfristig als gefährdet anzusehen sind? Auf der Basis amtlicher Statistiken wurden Daten für das gesamte deutsche Küstengebiet über die Grenzen der fünf norddeutschen Küstenländer hinweg gesammelt und aufbereitet. Für Mecklenburg-Vorpommern standen die Daten nur auf Kreisebene, in Schleswig-Holstein und Niedersachsen auch auf Gemeindeebene zur Verfügung. Da die Datenlage sich somit als recht inhomogen erwies, musste sich das Berechnungs- und Kapitalisierungsverfahren (wie in Abb. 4.29 dargestellt) in thematischer, räumlicher und zeitlicher Hinsicht immer am „kleinsten gemeinsamen Nenner" orientieren. Insgesamt wurden aus den verfügbaren Daten pro Küstenland folgende vier Basiswerte berechnet:

1. *Betroffene Fläche,*
2. *Betroffene Einwohner,*
3. *Betroffene Arbeitsplätze und*
4. *Betroffene Gesamtsumme (der kapitalisierten immobilen Werte).*

Ergänzend dazu dienen noch vier weiterführende Indikatoren zur Differenzierung der sozio-ökonomischen Vulnerabilität (EBENHÖH et al., 1997; BEHNEN, 2000), nämlich

5. *Einwohner-Arbeitsplatzdichte,*
6. *Anteil der unbebauten Fläche,*
7. *Gesamtsumme je Einwohner* sowie
8. *Gesamtsumme je Hektar*.

Die genannten Vulnerabilitätsindikatoren wurden sowohl für das Maximalszenario als auch für das Realszenario auf der Grundlage der für Küstenkreise und -gemeinden erhobenen Werte ermittelt. Dabei nehmen die größeren – meist kreisfreien – Küstenstädte wie Flensburg, Kiel, Lübeck, Rostock, Stralsund und Greifswald wegen der massiven Agglomeration von Einwohnern und Sachwerten eine besondere Stellung ein. Die vergleichende Interpretation der gewählten Parameter erweist sich insofern als schwierig, da die Verhältniswerte für die Landkreise und kreisfreien Städte durch deren unterschiedliche Größe nur eine eingeschränkte Aussagekraft haben. Nur durch die gemeinsame Betrachtung von Absolutwerten, Verhältniswerten und den Höhenschichtenkarten ergibt sich ein aussagekräftiges Bild. Für

den deutschen Küstenraum haben EBENHÖH et al. (1997) sowie BEHNEN (2000) die Gesamtsituation beschrieben und kartographisch dokumentiert.

An dieser Stelle sollen vor allem die für die Ostseeküste relevanten Ergebnisse summarisch vorgestellt und kurz diskutiert werden. Tab. 4.11 enthält die für beide Szenarien ermittelten Indikatorenwerte für Mecklenburg-Vorpommern und Schleswig-Holstein. In letzterem Land sind die ebenfalls entlang der Nordseeküste gegebenen Vulnerabilitätswerte in Tab. 4.11 ausgeklammert worden; sie liegen dort jedoch insgesamt viermal (Gesamtsumme) bis elfmal (Fläche) höher als an der Ostseeküste.

Maximalszenario: Die in Tab. 4.11 ausgewiesene Gebietsgröße (linke Spalte) kennzeichnet die Flächen, die im dramatischsten Fall betroffen sein können. „Betroffen" muss aber nicht zwangsläufig mit überflutet gleichgesetzt werden, sondern kann unterschiedliche Arten von negativer Beeinträchtigung bedeuten, z. B. zunehmende Vernässung bei steigendem Grundwasserspiegel. In Schleswig-Holstein besteht eine weitere Schwierigkeit bei der Abgrenzung darin, dass in Kreisen wie Schleswig-Flensburg oder Rendsburg-Eckernförde sowohl ein „betroffener" Flächenanteil von der Nordsee als auch von der Ostsee her vorhanden ist. Generell liegen wegen der langen Steilküstenabschnitte und des höheren Hinterlands die betroffenen Flächenanteile entlang der Ostseeküste deutlich niedriger als an der Westküste. In der Summe ergibt sich bei den betroffenen Flächen ein Verhältnis von 10:1 zwischen West- und Ostküste.

Für Mecklenburg-Vorpommern mit seinem äußerst bewegten Relief ist typisch, dass einerseits ein küstennaher schmaler, stellenweise durch Kliffe unterbrochener Streifen unter 5 m liegt, andererseits aber die 5-m-Isohypse entlang von linearen Niederungen auch weit in das Hinterland hinein reicht. Rügen ist trotz seiner enormen Küstenlänge nur zu etwa einem Drittel betroffen. Dagegen ergibt sich für die vier direkt an der Küste liegenden kreisfreien Städte ein sehr hoher Grad an Betroffenheit: Greifswald zu 54 %, Rostock zu 43 %, Wismar

Tab. 4.11: Werte für die acht kennzeichnenden Parameter der sozio-ökonomischen Vulnerabilität der Ostseeküste bei Betrachtung eines Maximal- und eines Realszenarios

Vulnerabilitäts-Indikatoren	Schleswig-Holstein		Mecklenburg-Vorpommern	
	Maximalszenario (unter 5 m ü. NN)	Realszenario (unter 2,5 m ü. NN)	Maximalszenario (unter 5 m ü. NN)	Realszenario (unter 2,5 m ü. NN)
Betroffene Fläche in ha	46 390	33 142	216 650	104 850
(% der Gesamtfläche)	(13)	(9.5)	(9)	(5)
Betroffene Einwohner	126 500	108 916	279 000	153 020
(% der Gesamtbevölkerung)	(14)	(10,5)	(15)	(8)
Betroffene Arbeitsfläche in ha	13 790	38 523	102 495	57 065
(% der Gesamtarbeitsfläche)	(16)	(12)	(16)	(9)
Betroffene Gesamtsumme	17,0	14 851	37 930	40 914
in Mrd. €	(7)	(5)	(7)	(8)
Einwohner-Arbeitsplatz-Dichte je km²	226	226	106	106
Unbebaute Fläche in % der Gesamtfläche	90	90	94	94
Gesamtsumme je Einwohner in €	137 425	136 351	137 051	136 706
Gesamtsumme je ha in €	374 777	448 101	107 489	199 511

zu 30 % und Stralsund zu 21 %. Allerdings liegen in absoluten Werten die – allerdings sehr dünn besiedelten – Kreise Nordvorpommern und Ostvorpommern mit jeweils über 50 000 ha weit darüber. Pro Hektar sind an der Ostsee in Schleswig-Holstein doppelt soviel Einwohner betroffen (2,7 Ew/ha) wie in Mecklenburg-Vorpommern (1,3 Ew/ha). Die Vergleichswerte liegen für Schleswig-Holsteins Nordseeküste bei 1,1, für Niedersachsen bei 1,6, für Hamburg bei 8,6 und für Bremen bei 17,0 Einwohner pro Hektar.

Noch auffälliger beim Vergleich zwischen Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern ist die im beschriebenen Flächengebiet angehäufte Summe der Kapitalwerte. So ist die betroffene Fläche in Mecklenburg-Vorpommern zwar knapp fünfmal größer als in Schleswig-Holstein, die erfasste Gesamtsumme der Kapitalwerte erreicht jedoch nur den 2,2-fachen Wert. Die große Differenz bei den Relativwerten *Gesamtsumme pro Hektar* (letzte Zeile Tab. 6) bringt somit auch deutlich zum Ausdruck, dass im Ostsee-Küstensaum von Schleswig-Holstein eine starke Agglomeration von Sachwerten anzutreffen ist. Nach den Stadtstaaten Hamburg und Bremen ist sie die höchste aller betrachteten Küstenabschnitte. Ähnliches gilt auch für die anderen sozio-ökonomischen Kenngrößen wie *betroffene Arbeitsplätze* oder *Einwohner-Arbeitsplatz-Dichte.*

Realszenario: Das Realszenario beschreibt mit der 2,5-m-Isohypse an der Ostseeküste einen Bereich, der mit weit größerer Wahrscheinlichkeit langfristig einer hohen Gefährdung ausgesetzt sein dürfte. Welche Vulnerabilität jetzt schon oder in den kommenden Jahrzehnten gegeben ist, hängt bezüglich möglicher Überflutungen maßgeblich von der lokal variierenden Höhe und Beschaffenheit von Küstenschutzeinrichtungen ab. Generell gilt, dass hier im Gegensatz zur Nordsee-Festlandsküste weit weniger Deiche angelegt worden sind und viele der Ostseedeiche auch nicht den Bemessungswasserständen für ein Jahrhundert- bzw. Jahrtausendhochwasser vom Ausmaß der Sturmflut von 1872 entsprechen (Generalplan Küstenschutz für Schleswig-Holstein vom Oktober 2001, s. MLR, 2001; Generalplan Mecklenburg-Vorpommern von 1994, s. MBLU'95, 1995). Abgesehen davon sind die weiteren Einflüsse von langfristigen bzw. extremen Wasserstandsänderungen wie Ufererosion, höherer Grundwasserstand, Behinderung der binnenwärtigen Entwässerung und Bodenversalzung ohnehin nicht mit den traditionellen statischen Küstenbauwerken zu verhindern.

Hinsichtlich der Beschreibung der Vulnerabilität anhand der o.g. Indikatoren lassen sich bei der Interpretation der erfassten Werte (Tab. 4.11) die Schlussfolgerungen ziehen, dass auf Grund der Reliefgegebenheiten im glazial geprägten Küstengebiet in Schleswig-Holstein, bezogen auf betroffene Fläche und Einwohner, keine sehr große Differenz zum Maximalszenario besteht. In Mecklenburg-Vorpommern ist dagegen die betroffene Fläche unter 2,5 m nur knapp halb so groß wie die Fläche bis zur 5-m-Höhenlinie (jedoch fast die dreifache von Schleswig-Holstein), und auch die Zahl der dortigen Einwohner und Arbeitsplätze ist deutlich niedriger als beim Maximalszenario. Betrachtet man dagegen die relativen Werte für die gefährdete Gesamtsumme pro Einwohner bzw. pro Hektar, wird deutlich, dass zwischen dem Realszenario und dem Maximalszenario kaum noch Unterschiede bestehen. Die Summe der gefährdeten Kapitalwerte je Einwohner ist auch in beiden Ostseeanrainerländern nahezu identisch. Dagegen liegen in Schleswig-Holstein wesentlich höhere Kapitalwerte pro Flächeneinheit vor als in Mecklenburg-Vorpommern, ein Ausdruck der insgesamt höheren Agglomeration von baulich-technischer Infrastruktur im deutlich schmaleren Küstenstreifen Schleswig-Holsteins.

Bei genauer vergleichender Analyse von Landkreisen und kreisfreien Städten werden aber sehr große Unterschiede zwischen den ländlichen Regionen und den Küstenballungszentren offenkundig. So entfallen mit 7,4 Mrd. € Gesamtsumme 49 % aller betroffenen Kapitalwerte entlang der schleswig-holsteinischen Küstenregion auf die Städte Flensburg

(0,6 Mrd. €), Lübeck (3,2 Mrd. €) und Kiel (3,6 Mrd. €). In Mecklenburg-Vorpommern tragen die drei Küstenstädte Rostock (8,2 Mrd. €), Greifswald (3,0 Mrd. €) und Wismar (1 Mrd. €) sogar 57 % zur gefährdeten Gesamtsumme bei. „Spitzenreiter" an der gesamten deutschen Ostseeküste hinsichtlich der sozio-ökonomischen Vulnerabilität ist damit die Hafenstadt Rostock mit dem dazugehörenden Tourismuszentrum Warnemünde und den schiffsorientierten Industrie- und Gewerbeanlagen an diesem Standort: allein hier wurden 4550 Hektar Fläche, 55 700 Einwohner und 24 500 Arbeitsplätze als betroffen registriert (BEHNEN, 2000).

Über die „neutrale" Darstellung der in Tab. 4.11 genannten Kenngrößen hinaus ergeben sich auch Interpretationsmöglichkeiten für diese Werte hinsichtlich der Anforderungen bzw. Prioritätensetzungen für den Küstenschutz. So wäre es zumindest theoretisch denkbar, dass die pro Einwohner betroffene Gesamtsumme als ein Gewichtungsfaktor einbezogen würde. Dann würde ein Bundesland nicht nur entsprechend seiner an den Bemessungswasserständen orientierten Küstenschutzbauleistungen mit Mitteln aus der Bund-Länder-Gemeinschaftsaufgabe Küstenschutz gefördert, sondern auch seine lokal stark variierende Vulnerabilität berücksichtigt. Damit wird ein Kernproblem des Küstenschutzes berührt, das am anschaulichsten durch den Indikator *Gesamtsumme je Hektar* zum Ausdruck kommt. Dieser macht nämlich besonders deutlich, welch enorme Disparitäten bei der räumlichen Verteilung der zu schützenden Werte auftreten. Das Verhältnis zwischen Kiel mit 3,4 Mio €/ha und dem Kreis Uecker-Randow an der polnischen Grenze mit 61 355 €/ha liegt bei 55:1. Im Vergleich dazu weist der Kreis Ostholstein in Schleswig-Holstein, mit seinen touristischen Ballungszentren in der Lübecker Bucht, einen noch relativ hohen Wert von 20 4516 €/ha auf. Daraus kann pauschal abgeleitet werden, dass in den verdichteten Bereichen viel höhere Werte (und fast immer auch eine zahlreichere Bevölkerung) mit vergleichsweise geringerem Aufwand geschützt werden können. Angesichts der wachsenden Bedrohung im Gefolge von Meeresspiegelanstieg und zunehmender Sturmfluthäufigkeit wird damit auf der politischen Ebene zu diskutieren sein, ob weiterhin alle Regionen hinsichtlich ihrer Schutzwürdigkeit gleich behandelt werden sollen (BEHNEN, 2000; STERR, 2002).

Allerdings darf an dieser Stelle nicht unerwähnt bleiben, dass die in der „gesamtdeutschen" Vulnerabilitätsanalyse erhobenen Daten den Sachstand aus der Mitte der 1990er-Jahre wiedergeben (EBENHÖH et al., 1997; auch BEHNEN, der maßgeblich an dieser Überblicksstudie mitwirkte, konnte in seiner später vorgelegten Zusammenschau keine aktuelleren Ergebnisse präsentieren, BEHNEN, 2000). Seit dieser Zeit sind gerade in einigen Küstenabschnitten von Mecklenburg-Vorpommern außerhalb der Großstädte umfangreiche Investitionen für den Aufbau besonders der touristischen Infrastruktur getätigt worden, so dass neue Ballungszentren des Fremdenverkehrs, wie z.B. Kühlungsborn oder Binz auf Rügen, heute sicherlich weitaus höhere ökonomische Vulnerabilitätswerte aufweisen, als die früheren Durchschnittswerte auf Kreisebene angeben. Sie dürften vergleichbar sein mit denen der Tourismusgemeinden in der inneren Lübecker Bucht (Timmendorfer Strand u.a.).

4.4.1.3 Abhängigkeit der sozio-ökonomischen Vulnerabilität vom Betrachtungsmaßstab

Mit dem Bezug auf Durchschnittswerte erschließt sich auch ein generelles Problem bei der Erfassung und der Bewertung der sozio-ökonomischen Gefährdungslage für Küstengebiete. Sie ist nämlich offenkundig abhängig von der Genauigkeit bzw. von der räumlichen Auflösung der durchgeführten Vulnerabilitätsanalyse. Die in Anlehnung an die *Common*

Methodology von IPCC durchgeführte – makroskalige – Gesamtbetrachtung des norddeutschen Küstenraums, wie sie bisher erläutert wurde, lieferte ein zwar vollständiges Bild des sozio-ökonomischen Gefährdungspotentials (wie es in einem globalen Vergleich von Relevanz ist, siehe STERR u. SIMMERING, 1996), das sich aber hinsichtlich der situationsspezifischen Risikosituation einzelner Küstenabschnitte oder -gemeinden als nicht ausreichend differenziert erwies. Erst eine genauere und damit kleinräumigere Betrachtung ermöglicht nämlich Aussagen zur Gefährdung durch Überflutung, Erosion, Bodenversalzung u.a., die im Sinne von fokussierten Küstenschutzplanungen auch als „belastbar" angesehen werden können (STERR et al., 2000).

In einem zweiten Schritt wurde daher in den Jahren 1996 bis 2000 auch eine mesoskalige Vulnerabilitätsanalyse nur für das Küstenland Schleswig-Holstein durchgeführt (Gutachten *Werteermittlung für die potentiell sturmflutgefährdeten Gebiete an den Küsten Schleswig-Holsteins)*. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen, welche vor allem eine stärkere Differenzierung bei den sozio-ökonomischen Parametern innerhalb dieses Gebiets zum Ziel hatten (an der Nordseeküste auch eine präzisere Abgrenzung des betroffenen Küstengebiets), dienten bereits der Vorbereitung eines neuen Generalplans Küstenschutz für Schleswig-Holstein. Die für dieses Küstenland vorgelegten Ergebnisse (HAMANN u. KLUG, 1998) verdeutlichen die großen, vor allem maßstabsabhängigen Unterschiede zu den aus statistischen Mittelwerten extrahierten Größen der makroskaligen *Common Methodology Analyse*. Im Vergleich mit Tab. 4.11 ergibt sich damit folgendes Bild für die schleswig-holsteinische Ostseeküste:

Betrachtungsmaßstab:	makroskalig	mesoskalig
Betroffene Fläche (ha)	46 390	46 100
Betroffene Einwohner	126 500	178 500
Betroffene Kapitalwerte (Mrd. €)	17,0	32,0
Gesamtsumme je Ew (€)	137 425	179 105
Gesamtsumme je ha (€)	374 777	693 823

Die vergleichende Gegenüberstellung verdeutlicht die signifikant unterschiedlichen Resultate, wie sie vor allem für die Kenngrößen *betroffene Einwohner, Gesamtsumme der betroffenen Kapitalwerte* und *Gesamtsumme pro Hektar* erkennbar werden. Dennoch musste sich auch die mesoskalige Analyse auf Grund der zu bearbeitenden Gebietsgröße auf amtliche statistische Daten (und damit auf Näherungswerte) für die Erfassung der Bevölkerung und der ökonomischen Parameter stützen. Auch hier muss demnach noch eine gewisse – nicht näher spezifizierbare – Ungenauigkeit der Ermittlungsergebnisse angenommen werden (REESE u. MARKAU, 2002).

Im konkreten Planungsfall für Küstenschutzmaßnahmen gegen Überflutung oder Erosion werden jedoch noch genauere Informationen zur Gefährdungslage für Küstengemeinden benötigt. Für die staatlichen Behörden und lokalen Entscheidungsträger geht es nämlich letztlich um „flächenscharfe" Abgrenzungen von potentiellen Überflutungsgebieten und eine möglichst komplette Beschreibung der darin befindlichen vulnerablen Sachwerte. Eine solche ist nach den in Schleswig-Holstein gewonnenen Erfahrungen aber eigentlich nur auf der konkreten Planungsebene, d. h. im Allgemeinen auf der mikroskaligen (Gemeinde-) Ebene möglich. Im Rahmen eines – vom BMBF und dem Ministerium für Ländliche Räume

Schleswig-Holstein geförderten – Projektes *(MERK – Mikroskalige Evaluierung von Risiken in überflutungsgefährdeten Küstenniederungen)* wurden daher im Zeitraum 2000–2002 fünf Modellgebiete entlang der Nordsee- und der Ostseeküste Schleswig-Holsteins mit größtmöglicher Genauigkeit auf ihre sozio-ökonomische Vulnerabilität untersucht (Untersuchungsgebiete an der Ostseeküste waren der städtische Verdichtungsraum Kiel, die touristischen Ballungszentren Timmendorfer Strand und Scharbeutz sowie ein ländlich geprägter Küstenabschnitt auf Fehmarn). In dieser großmaßstäblichen Herangehensweise konnten die potentiellen Schadenskategorien noch weiter aufgeschlüsselt werden (Abb. 4.30). Außerdem ermöglichte ein spezifiziertes Kartier- und Werteermittlungsverfahren eine sehr präzise Beschreibung der vorhandenen Sachwerte und der realen Schadenserwartung und trug dazu bei, noch bestehende Unsicherheiten bei statistischen Daten zu reduzieren. Das Beispiel eines sowohl nach meso- als auch mikroskaligem Ansatz untersuchten Küstenabschnitts, nämlich die nördliche Seenniederung auf der Insel Fehmarn, zeigt auch hier wiederum die maßstabsbedingten Unterschiede auf: während mesoskalig hier eine Gesamtsumme von 153 Mio. € für betroffene Kapitalwerte ermittelt wurde, liegt diese Summe bei der mikroskaligen Analyse bei ca. 409 Mio. €. Allerdings sind im zweiten Ansatz noch weitere sozio-ökonomische Kenngrößen erfasst worden (vgl. Abb. 4.30). Reduziert man die Betrachtung auf die vergleichbaren Schadenskategorien, dann liegt das mikroskalig ermittelte Ergebnis dennoch mit 296 Mio. € signifikant höher als das mesoskalig ermittelte.

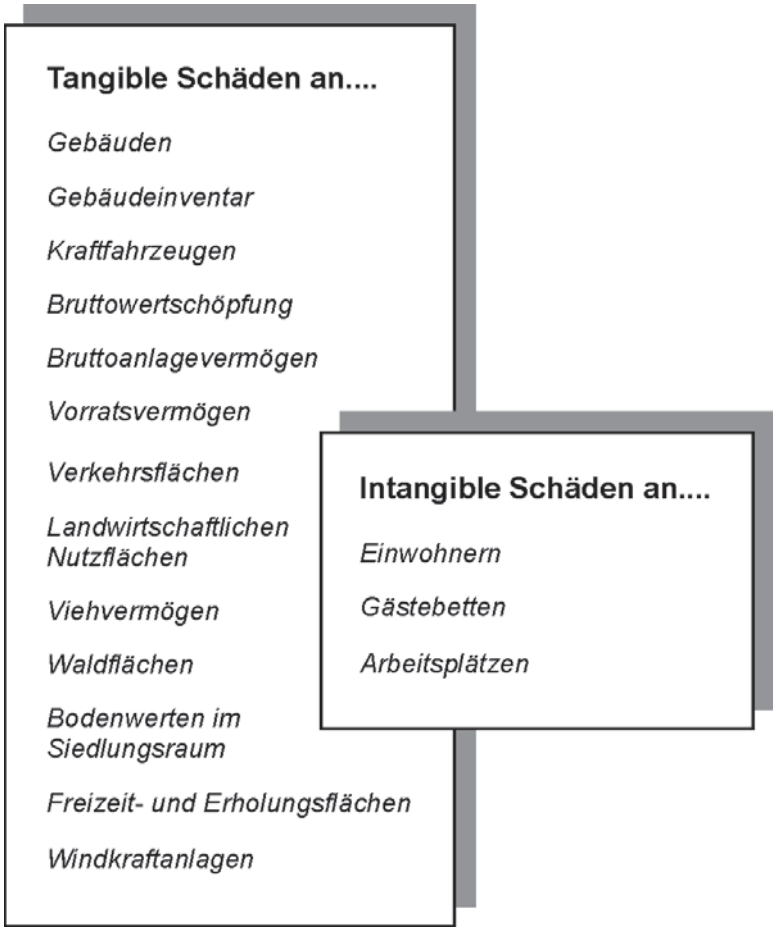

Abb. 4.30: Schadenskategorien, die im Zuge einer mikroskaligen Vulnerabilitätsanalyse (Projekt MERK) betrachtet werden

Als Fazit kann somit festgehalten werden, dass die sozio-ökonomische Vulnerabilität des Küstenraums in der Realität noch deutlich größer sein dürfte, als es die Werte aus erster Näherung in Tab. 4.11 bzw. aus den bisherigen Untersuchungen in Deutschland zum Ausdruck bringen. Trotzdem bieten sie eine wichtige Grundlage für den künftigen Umgang mit den wasserstandsbedingten Risiken, insbesondere für langfristig strategische Planungen im Küstenschutz. Darüber hinaus gilt festzuhalten, dass international nur in sehr wenigen Ländern ähnlich intensive Bemühungen wie in Deutschland zur Gefährdungsabschätzung erfolgt sind.

4.4.1.4 Szenarien der künftigen Risikostruktur

Im Zuge der Vulnerabilitätsanalyse ist bisher die Gesamtheit der Personen und ökonomischen Werte betrachtet worden, die sich in möglichen Überflutungsgebieten befinden und daher als potentiell betroffen angesehen werden können. Für die langfristige Küstenschutzplanung ist es jedoch erforderlich, das tatsächlich zu erwartende Risiko für Menschenleben und Sachwerte entlang einzelner Küstenabschnitte benennen zu können (Abschn. 4.4.2). Da eine reale Gefährdung qualitativ und quantitativ schwer zu definieren ist, empfiehlt die *Common Methodology* zur Ermittlung des Risikos die Gesamtwerte für betroffene Personen und Kapitalstock mit der Überflutungswahrscheinlichkeit in Beziehung zu setzen (IPCC, 1992). Dementsprechend wären die in Tab. 4.11 zusammengefassten Absolutwerte zu multiplizieren mit der Wahrscheinlichkeit der jährlichen Überflutung der betrachteten Region. *Gefährdete Bevölkerung* bezeichnet somit Laut *Common Methodology* die Anzahl der Menschen, die statistisch gesehen jährlich ein Hochwasser erleben. Gleiches gilt für die Benennung der gefährdeten ökonomischen Werte (*values at risk*, siehe oben). Eine Benennung der momentanen Überflutungshäufigkeit ist leider weder im Nordseeraum noch im Ostseeraum konkret möglich, es können jedoch statistische Auswertungen von Wasserstandsdaten sowie küstenmorphologische Untersuchungen für eine Abschätzung der Größenordnung herangezogen werden (Abb. 4.31). Da die Wasserstände der Ostsee-Sturmflut von 1872 seither

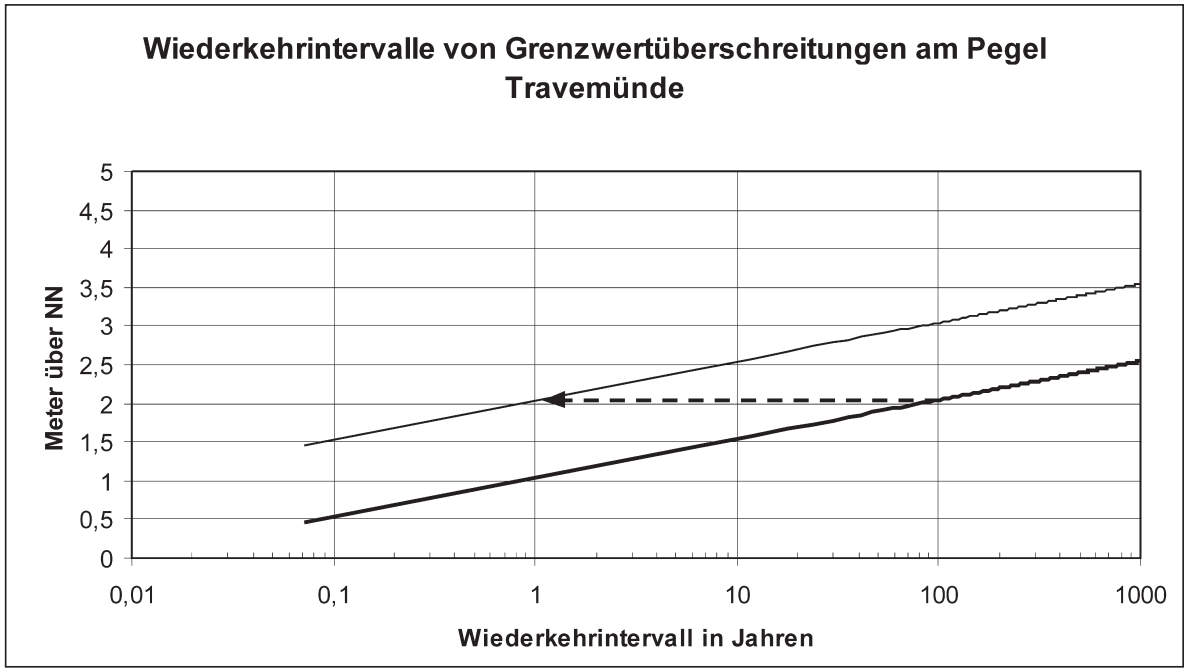

Abb. 4.31: Wiederkehrintervalle von Grenzüberschreitungen am Pegel Travemünde

nicht mehr, im letzten Jahrtausend aber möglicherweise einige Male erreicht worden sind (LAMPE u. SCHUMACHER, 1996), wurde die bisherige Überflutungshäufigkeit an der Ostsee mit 1:250 Jahren (= 0,004 %) angenommen (EBENHÖH et al., 1997). Unter Verwendung dieser Größe errechnet sich aus Tab. 4.11 eine statistische Gefährdung von 1622 Personen bzw. von Sachwerten im Umfang von 221 Mio. € (jährlich) für das gesamte deutsche Ostseegebiet.

Geht man allerdings von einem stark beschleunigten Meeresspiegelanstieg im 21. Jahrhundert und danach aus, dann würden sich daraus drastische Verkürzungen der Eintrittswahrscheinlichkeiten von extremen Hochwasserständen ergeben, wie die Darstellung für die Wiederkehrintervalle am Pegel Travemünde deutlich macht. Wie Abb. 4.3 illustriert (vgl. auch Abb. 2.32), wird sich auch ohne meteorologische Veränderungen bei einem Meeresspiegelanstieg von 100 cm die Wahrscheinlichkeit eines „hundertjährigen" Hochwassers von 1/100 auf 1/1 erhöhen. Statistisch würde dieses Szenario einer jährlichen Gefährdung von mehr als 100 000 Personen und 13,8 Mrd. € an Sachwerten entlang der Ostseeküste gleichkommen.

Andererseits ist kaum davon auszugehen, dass sich ein solches Meeresspiegelanstiegsszenario langfristig ohne entsprechende Reaktionen im Bereich des Küstenschutzes vollziehen wird. Nimmt man dementsprechend eine sukzessive Verbesserung im Küstenschutz, vor allem die Anpassung der Deichhöhen an neue Bemessungswasserstände an, dann dürfte das Risiko für die Küstenbevölkerung und deren akkumulierte ökonomische Werte wohl kaum über das derzeit gegebene hinauswachsen (MLR, 2001). Vor diesem Hintergrund dürfte klar sein, dass an Nord- und Ostsee der Küstenschutz auch weiterhin von herausragender Bedeutung für das wirtschaftliche Leben in den Küstenländern sein wird (s. Abschn. 4.4.2). Es scheint andererseits aber auch logisch, dass angesichts der dann immens wachsenden Kosten für die Erhaltung eines adäquaten Küstenschutzstandards ggf. auch räumliche Prioritäten gesetzt werden müssen. Mit anderen Worten: das uneingeschränkte Verteidigen solcher Küstenabschnitte, die nach dem vorhandenen Kapitalwert oder der volkswirtschaftlichen Bruttowertschöpfung von nachrangiger Bedeutung sind, könnte dann möglicherweise in eine Strategie des Schutzes von „Vorranggebieten" umgewandelt werden. Solche prioritären Schutzstrategien sind neben den zweifellos zwingenden ökonomischen Kriterien auch im ökologischen Sinn von großem Interesse, möchte man denn eine drastische Veränderung des natürlichen Systemgefüges vermeiden und die derzeit existierenden litoralen Ökosysteme bzw. deren Funktionalität erhalten (STERR et al., 2000; PROBST, 1996; KUNZ, 1996).

Damit sind auch schon die Systemparameter angesprochen, die zur weiteren Erläuterung einer umfassenden Vulnerabilitätsbeschreibung unserer Küstenregion von Bedeutung sind. Im Konzept der IPCC *Common Methodology* ist dieser Aspekt mit den Termini *Veränderung sozio-ökonomischer Werte (values at change)* bzw. *Verlust ökologischer Werte (area of wetland at loss),* bezeichnet. Diese beinhalten die Veränderung oder Beeinträchtigung von Werten als indirekte (mittelbare) Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs, insbesondere im Bereich der nicht monetär bewertbaren Komponenten des Küstensystems. Hierunter fallen im Nord- wie auch im Ostseeküstenraum vor allem

- die Problematik höherer Wasserstände für die binnenseitige Entwässerung der Niederungsgebiete,
- das bei höherem Meeresspiegel verstärkte Eindringen von Salzwasser in Grundwasser und Böden,
- die dauerhafte Überflutung (= Verlust) von amphibischen Uferzonen und Feuchtgebieten und
- die Reduzierung sandiger Strand- und Dünenökosysteme durch Erosion.

Auch in anderen Gefährdungsstudien wird eine negative Auswirkung steigender Pegelstände auf unterschiedliche litorale Ökosysteme festgestellt (BEUKENKAMP, 1993; IPCC, 1996). Nach diesen Erkenntnissen ist für die Gezeitenküste der Nordsee ein Verlust der außendeichs liegenden Feuchtgebiete von 40–50 % der ursprünglichen Flächen anzunehmen. Das Verschwinden der Wattflächen und ihrer Übergangssäume könnte durch verstärkte Küstenschutzaktivitäten (Sandentnahmen, Lahnungsbau, Damm- und Buhnenbauten u.a.) noch beschleunigt werden. Umgekehrt ist an der Ostseeküste ein signifikanter Meeresspiegelanstieg teils mit Verlust von amphibischen Räumen, teils mit einer Vergrößerung solcher Gebiete zu rechnen, je nach den morphologischen Verhältnissen des Hinterlandes. In Flussmündungen, entlang der Boddenufer sowie im Bereich flacher (überdünter) Strandwallebenen dürfte durch Behinderung des Binnenwasserabflusses die Entstehung neuer bzw. die Ausweitung vorhandener Feuchtgebiete dominieren. Ohne zusätzliche einschränkende Küstenbauten könnte sich daher die Flächenbilanz der Küstenfeuchtgebiete in Mecklenburg-Vorpommern sogar positiv entwickeln – allerdings mit problematischen Auswirkungen auf die binnenseitige Entwässerung und damit auf die landwirtschaftliche Nutzung dieser Flächen. Die Entwässerungsproblematik ist direkt mit der langfristigen Wasserstandsentwicklung verknüpft und wird sich im Zuge des anhaltenden Meeresspiegelanstiegs künftig weiter verschärfen.

Um die Marschflächen und Niederungsgebiete weiterhin für Landwirtschaft, Bebauung, Erholung u.a. nutzbar zu halten, sind somit in weiten Bereichen der Küstenzone zusätzliche und aufwändige Entwässerungsmaßnahmen erforderlich. Der Neubau von Pumpwerken, der Umbau von Sielen zu Schöpfwerken oder Schleusen sowie die für das künstliche Entwässern aufzuwendende Energie sind sehr kostspielige Anpassungen an die sich ändernde hydrographische Situation. Leider gibt es bislang keine verlässlichen behördlichen Angaben zum derzeitigen bzw. erwarteten Kostenumfang, da die Zuständigkeit für die Entwässerung von binnendeichs nach See hin im Zuständigkeitsbereich der Wasser- und Bodenverbände liegt. Vertreter der Küstenschutz- bzw. Wasserwirtschaftsbehörden bestätigen aber die qualitative Einschätzung, dass die Kosten der Binnenentwässerung – zumindest im Nordseeraum – eine ähnliche Größenordnung wie die der Küstenschutzaufwendungen annehmen würden – sollte sich der Meeresspiegelanstieg – wie von IPCC angenommen – signifikant beschleunigen. Auf Grund der physiographischen Merkmale des Ostsee-Küstenraumes dürfte in Mecklenburg-Vorpommern wie auch entlang der Ostseeküste von Schleswig-Holstein die künstlich zu entwässernde Fläche ebenfalls stark zunehmen, sich vielleicht sogar verdoppeln. Im Vergleich zur Nordseeregion bleiben aber auch in diesem Fall die zu entwässernden Flächenareale volkswirtschaftlich eher unbedeutend.

Dagegen sind die aus der Ufererosion resultierenden Schadenswirkungen sowohl kurz- als auch langfristig von großer Bedeutung und werden auch von der im Küstenstreifen lebenden und arbeitenden Bevölkerung als bedrohlich wahrgenommen (DASCHKEIT u. SCHOTTES, 2002). In Form von Erosion wirken sich nämlich der Meeresspiegelanstieg wie auch die extremen Wasserstands- und Seegangsereignisse einzeln wie auch in Kombination aus und führen zu lokal drastischen Küstenrückgängen und damit Gefährdungen (STERR, 1991, 1993). Am Beispiel der Ostseesturmflut vom November 1995 lässt sich die Fülle von Effekten anschaulich verdeutlichen.

4.4.1.5 Schadenswirkungen durch Extremereignisse – der 3. und 4.11.1995 als Beispiel

Die Sturmflut vom November 1995 hat an der gesamten deutschen Ostseeküste, vor allem aber in Mecklenburg-Vorpommern, große Schäden verursacht. Mit Pegelständen von 1,98 m über NN in Wismar und 1,77 m ü. NN in Greifswald (vgl. Tab. 3.2) gehörte dieses Ereignis zur Kategorie der sehr schweren Sturmfluten, welche nach bisherigen Statistiken seltener als alle 20 Jahre auftreten (vgl. Tab. 4.3). Als besonders schwerwiegend erwies sich die sehr lange Verweildauer dieser Sturmflut (vgl. Abb. 3.7), die durch einen zweigipfeligen Verlauf über die Dauer von ca. 18 Stunden gekennzeichnet war. Nach den vorliegenden Dokumentationen (REDIECK u. SCHADE, 1996; MBLU'96, 1996) wurde von diesem Extremereignis Folgendes ausgelöst:

- Starker Strandabtrag,
- Dünenabbrüche bis zu 15 m,
- Dünenüberläufe und -durchbrüche,
- Abbruch und Unterspülung von Steilufern bis 5 m,
- Zerstörung von Deichen, Deckwerken und Buhnen,
- Verlagerung von bis zu 7 t schweren Betonelementen von Wellenbrechern,
- Zerstörung von Mess- und Kontrolleinrichtungen,
- Schäden an Seebrücken und Stegen,
- Unterspülung von Straßen,
- Überschwemmung von Siedlungen,
- Gebäudeschäden in begrenztem Ausmaß und
- Anschwemmung von großen Mengen Treibgut.

Auf der Basis einer von November 1993 bis Mitte 1994 vorgenommenen Volumenvermessung der Vorstrand-, Strand- und Dünenprofile entlang der Flachküsten konnten durch eine Neuvermessung unmittelbar nach der Sturmflut im November 1995 die durch das Hochwasser verursachten Sedimentumlagerungen und Erosionsbeträge in M-V recht exakt bestimmt werden. Folgende durchschnittliche Volumenänderungen bezogen auf 1 km Küstenlänge wurden konstatiert:

- Dünen: Volumenabnahme von ca. 15 690 m^3
- Strand: Volumenzunahme von ca. 9715 m^3
- Schorre: Volumenabnahme von ca. 9854 m^3
- Gesamtbilanz: Volumenabnahme von ca. 15 829 m^3 pro Küstenkilometer.

Die gesamten finanziellen Schäden dieser Sturmflut exakt zu beziffern, stößt wegen mangelnder Informationen über die Kosten der „Nachsorge" auf Schwierigkeiten. Die Landesregierung von Mecklenburg-Vorpommern geht von etwa 15,3 Mio. € aus (BEHNEN, 2000). Allein die auf 4,9 Mio. € veranschlagte und vom Land bereitgestellte Summe für kurzfristige Reparatur- und Abhilfemaßnahmen zeigt deutlich die Tragweite dieses Ereignisses (REDIECK u. SCHADE, 1996).

BEHNEN fasst in seiner ausführlichen Bewertung der deutschen Küstenvulnerabilität die Anfälligkeit der Ostseeküste gegenüber Extremereignissen wie folgt zusammen: *„Einerseits wiesen die natürlichen Prozesse an der deutschen Ostseeküste in der Vergangenheit im Vergleich zur Nordsee eine weit geringere Dramatik auf, doch andererseits ist dort wegen der Seltenheit der Extremereignisse die Vulnerabilität durch die Vernachlässigung des Küstenschutzes gestiegen"* (BEHNEN, 2000, S. 138). Diese Einschätzung gilt umso mehr, als in Mecklenburg-Vorpommern die Tendenz zur touristischen Entwicklung und Nutzung des Küstenstreifens sich auch im 21. Jahrhundert ungebremst fortsetzt und die gebotenen Pufferzonen und Rückzugsräume dabei fast immer den expansiven ökonomischen Planungen zum Opfer fallen.

Die Küste, 66 Ostsee (2003), 217-297

4.4.2 Strategien für den Küstenschutz

Küstenschutz ist der Schutz von Menschen und ihren Sachwerten vor den zerstörerischen Angriffen des Meeres durch geeignete Maßnahmen (HOFSTEDE, 1996). Es wird unterschieden zwischen Hochwasserschutz (Schutz vor Überflutungen) und Küstensicherung bzw. Erosionsschutz (Schutz gegen Uferrückgang und Erosion). Hinter dem Begriff Küstenschutz steckt somit das Grundbedürfnis der Küstenbevölkerung, sich und ihr Eigentum gegen Überflutungen und irreversible Landverluste zu schützen. Eine funktionierende Küstenschutzstrategie ist erste Voraussetzung für sozio-ökonomische Nutzungen, wie Besiedlung, Landwirtschaft oder industrielle Produktion in überflutungsgefährdeten Küstenniederungen.

Die ersten Schutzbemühungen an der deutschen Ostseeküste reichen bis in das 13. Jahrhundert zurück, als zur Sicherung der Hafeneinfahrt Rostock und zur Unterbindung des Wassereinbruchs in einer dahinter gelegenen Küstenniederung Dünenbau betrieben wurde (WEISS, 1992). Der erste Deichbau an der deutschen Ostseeküste fand um 1581 an der Geltinger Birk östlich von Flensburg statt (KANNENBERG, 1955). Im 18ten und frühen 19ten Jahrhundert wurden weitere private Deiche gebaut, die jedoch in ihren Ausmaßen ungenügend waren und bald durch Sturmhochwasser zerstört wurden. Der Anfang des staatlichen Küstenschutzes an der deutschen Ostseeküste liegt im Jahre 1872. Nach dem katastrophalen Sturmhochwasser am 12./13. November 1872 mit Wasserständen von bis zu 3,35 m über Normalnull (Abb. 4.32) und 271 Todesopfern in der westlichen Ostsee (KIEKSEE, 1972) stellte die preußische Verwaltung erstmals systematische Überlegungen zum Küstenschutz an der Ostseeküste an.

Der damals entwickelte Deichquerschnitt enthielt bereits wesentliche Merkmale moderner Deiche (EIBEN, 1992). In den darauf folgenden Jahrzehnten wurde das erste umfangreiche staatliche Küstenschutzprogramm an der Ostseeküste umgesetzt, wobei jedoch einige

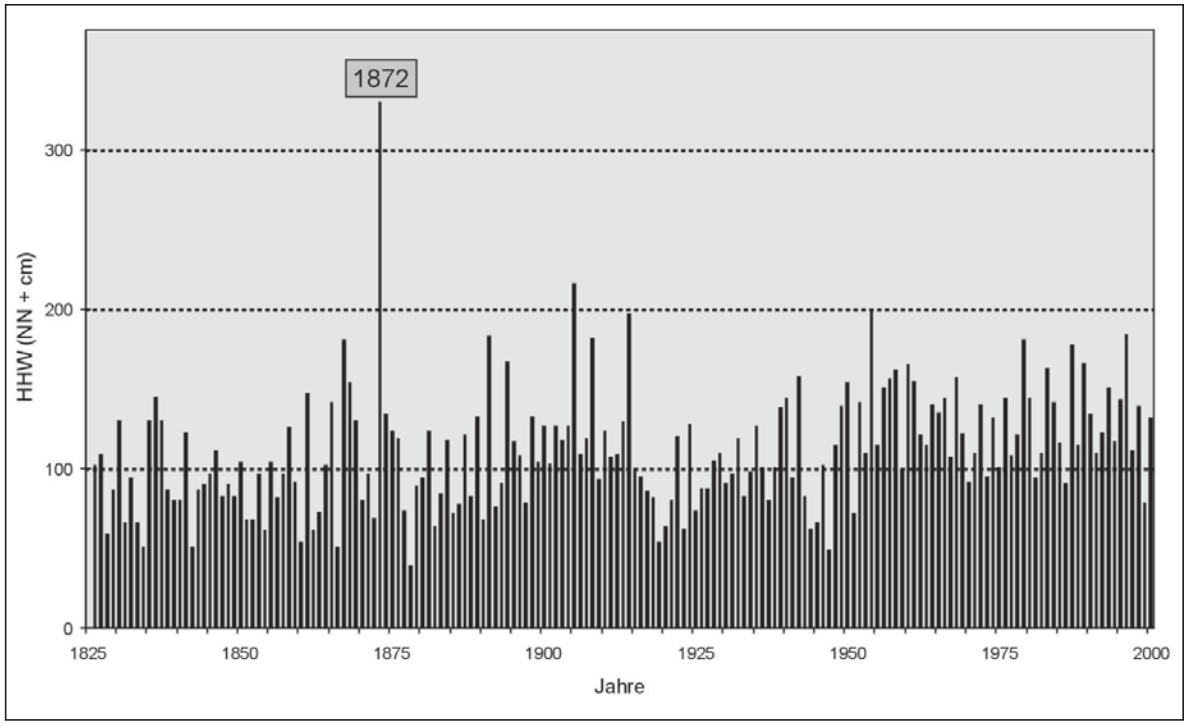

Abb. 4.32: Entwicklung der jährlichen Höchstwasserstände am Pegel Travemünde seit 1825 (für Warnemünde s. Abb. 3.61)

der festgelegten technischen Grundlagen nicht überall eingehalten wurden. Für eine ausführliche Beschreibung der Geschichte des Küstenschutzes wird auf WEISS (1992, Mecklenburg-Vorpommern) und auf EIBEN (1992, Schleswig-Holstein) verwiesen.

Heute unterliegt der Küstenschutz in Deutschland landesrechtlichen Bestimmungen und ist für die Ostseeküste in den Landeswassergesetzen (LWG) der Länder Mecklenburg-Vorpommern und Schleswig-Holstein geregelt. Demnach hat der Einzelne keinen gesetzlichen Anspruch auf Schutzmaßnahmen bzw. unterliegt der Küstenschutz grundsätzlich demjenigen, der davon Vorteil hat. Für bestimmte, in den LWG fest definierte Aufgaben, die im Interesse des Wohls der Allgemeinheit erforderlich sind, haben die Länder jedoch die Zuständigkeit übernommen (z.B. Erosionsschutz vor geschlossen besiedelten Gebieten). Weitere öffentliche Küstenschutzaufgaben werden durch Wasser- und Bodenverbände oder Kommunen wahrgenommen.

Die generellen und technischen Grundlagen für den staatlichen Küstenschutz sind für Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern in sog. Generalplänen Küstenschutz dargelegt (MBLU'98, 1998; MLR, 2001). In diesen sind auch die staatlichen technischen Maßnahmen sowie deren Bemessungsgrundlagen festgelegt. Diese werden nachfolgend beschrieben (für Mecklenburg-Vorpommern s. auch WEISS, 2000).

4.4.2.1 Bemessungsgrundlagen

Staatliche Hochwasserschutzanlagen haben das Ziel, den in ihrem Schutz lebenden Menschen Sicherheit vor dem Ertrinken und vor schweren materiellen Verlusten zu gewährleisten. Bei allen technischen Bauwerken bleibt jedoch eine gewissen Versagenswahrscheinlichkeit, d.h. es kann keine absolute Sicherheit geben. Daher werden Standards (Bemessungsgrundlagen) definiert, die einen möglichst hohen von der Gesellschaft akzeptierten Schutzgrad bieten. Dieser Standard setzt sich zusammen aus (Abb. 4.33)

- dem Bemessungswasserstand,
- dem Wellenauflauf und, in Mecklenburg-Vorpommern,
- dem zeitlichen Ablauf und der Dauer des Sturmhochwassers.

Der Bemessungswasserstand entspricht dem Sturmwasserstand, der durch die Schutzanlage noch gekehrt werden soll. Für die deutsche Ostseeküste ist dies der bereits erwähnte Scheitelwasserstand des Jahres 1872, der das höchste jemals eingetretene Ereignis darstellt (Abb. 4.32). Zu diesem Wasserstand muss noch der seit 1872 beobachtete Meeresspiegelanstieg addiert werden. Im Hinblick auf die Lebensdauer der Hochwasserschutzanlagen wird im Resultat zum Scheitelwasserstand ein Wert von etwa 50 cm aufgeschlagen. Zuzüglich zum Bemessungswasserstand muss die Auflaufhöhe der an der Außenböschung der Küstenschutzanlage brechenden Wellen berücksichtigt werden. Für diesen Wellenauflauf wurden in Schleswig-Holstein vorwiegend nach theoretischen Verfahren Höhen zwischen 1,3 und 2,8 m bestimmt. Diese große Varianz hängt mit der unterschiedlichen Topographie des Küstenvorfeldes zusammen. Sind vorgelagerte Brandungsbänke und Strandwälle vorhanden, werden die Wellen bereits vor Erreichen der Anlage gebrochen bzw. ist die verbleibende Wellenauflaufhöhe gering. Grenzt die Anlage dagegen direkt an tiefes Wasser, brechen die Wellen unmittelbar an ihrer Außenböschung und laufen entsprechend höher auf.

An der Küste von Mecklenburg-Vorpommern, wo Dünen – mit oder ohne Deich – überwiegend den staatlichen Hochwasserschutz definieren (siehe unten), sind darüber hinaus der zeitliche Ablauf und die Dauer des Hochwassers von großer Bedeutung. Ein lang anhaltendes niedrigeres Hochwasser kann durch die verlängerte Brandungseinwirkung mehr Schäden an der Düne verursachen als ein kurzes hohes Ereignis. Beide sollen jedoch gekehrt werden.

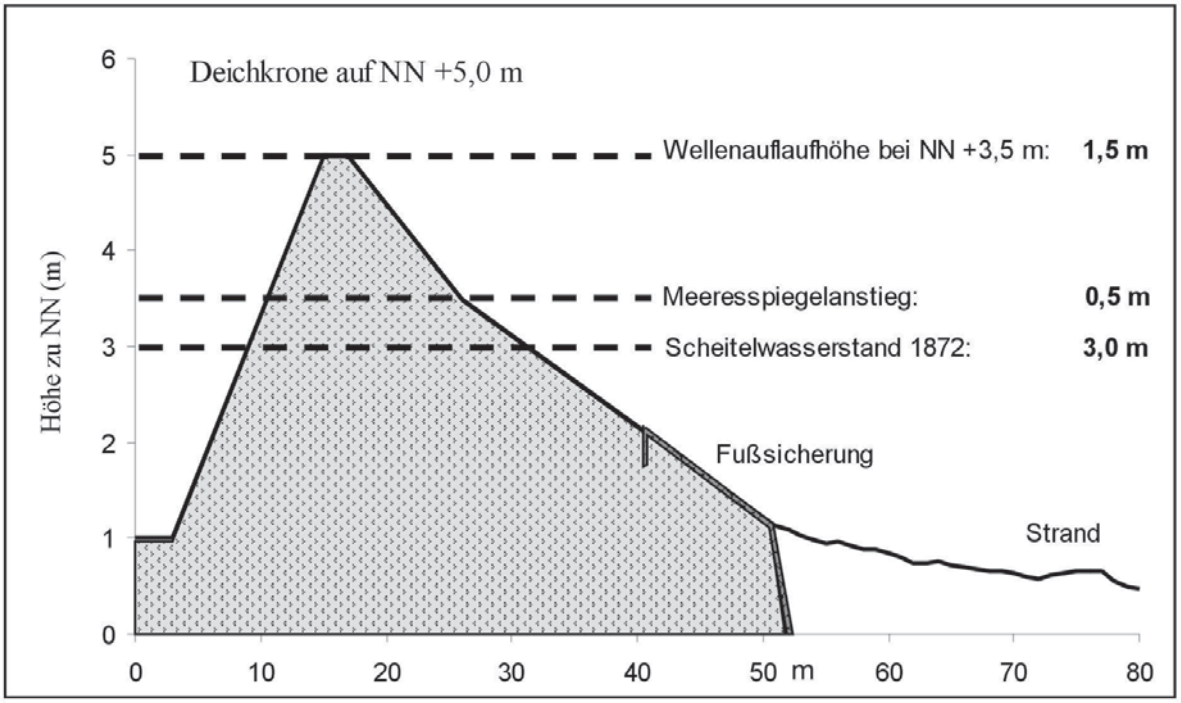

Abb. 4.33: Dimensionen eines Landesschutzdeiches bzw. eines Deiches I. Ordnung (ohne Düne und Küstenschutzwald im Vorfeld; Darstellung überhöht)

4.4.2.2 Küstenschutzmaßnahmen

Der staatliche Küstenschutz an der Ostküste von Schleswig-Holstein besteht im Wesentlichen aus dem Bau und der Unterhaltung von Landesschutzdeichen nach den oben genannten Bemessungskriterien (HOFSTEDE, 1997; MLR, 2001). Derzeit existieren hier etwa 67 km Landesschutzdeiche (Abb. 4.34), wovon 33 km nach dem neuen Generalplan Küstenschutz verstärkt werden müssen (Kostenvolumen 106 Mio. €). Darüber hinaus ist das Land für die fast 7 km Überlaufdeiche auf Fehmarn zuständig, die einen geringeren Sicherheitsstandard haben bzw. bei denen ein Überlauf von Wasser über die Deichkrone bei extremen Hochwassern hingenommen werden kann. Schließlich hat das Land die Aufgabe, den Erosionsschutz vor geschlossen bebauten Gebieten zu gewährleisten. Hierzu unterhält das Land an verschiedenen Küstenabschnitten etwa 3 km Sicherungswerke, vor allem Deckwerke. Im Zuwendungsbereich fördert das Land den Bau und die Unterhaltung von Küstenschutzanlagen (z.B. etwa 43 km Überlauf- und sonstige Deiche) der Kommunen und der Wasser- und Bodenverbände.

In Mecklenburg-Vorpommern ist der Küstenschutz vielfältiger als an der Ostseeküste von Schleswig-Holstein. Hier werden im Generalplan Deiche, Hochwasserschutzdünen, Strandaufspülungen, Buhnen, Wellenbrecher, Uferlängswerke und ingenieursbiologische Bauweisen aufgelistet (MBLU'98, 1998). Sie werden nachfolgend behandelt.

Fast 212 km Deiche I. Ordnung schützen die Niederungen. Sie dienen dem Schutz von in Zusammenhang bebauten Gebieten, ggf. auch in Verbindung mit landwirtschaftlichen Nutzflächen, gegen Sturmhochwasser. Je nach ihrer Lage wird unterschieden zwischen See-, Bodden- und Haffdeichen. Grundsätzlich wird der Seedeich in Verbindung mit einem vorgelagerten Küstenschutzwald, Düne und Strand betrachtet. Wegen der an der Außenküste vorherrschenden Erosionstendenzen nimmt die Breite dieses Deichvorlandes und

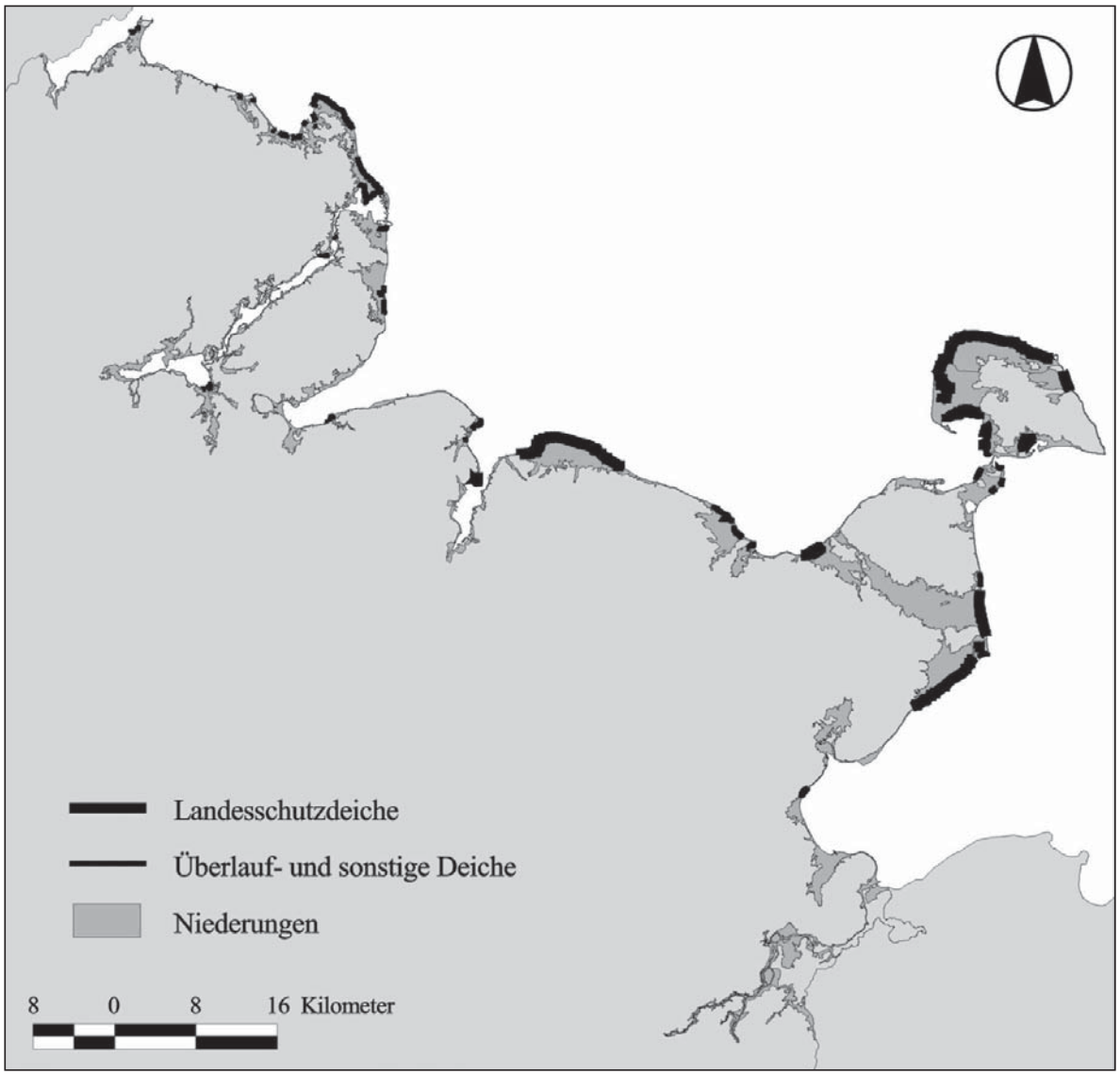

Abb. 4.34: Karte der überflutungsgefährdeten Niederungsgebiete und der Deiche an der Ostseeküste Schleswig-Holsteins

damit die wellendämpfende Wirkung ab. Da dieser Trend sich im Zukunft voraussichtlich fortsetzen wird, werden vermehrt bautechnische Maßnahmen wie Fußsicherungen erforderlich.

Auf 105 km der Außenküste übernehmen Dünen ohne Kombination mit Deichen den Hochwasserschutz. Nicht die Kronenhöhe, sondern das Volumen der Düne, insbesondere deren Breite, charakterisiert die Leistungsfähigkeit dieser Hochwasserschutzdünen. Wie bereits erwähnt, bestimmen in erster Linie der zeitliche Ablauf und die Dauer der Wellenbeanspruchung das Ausmaß der Dünenabbrüche. Die vorhandenen Breiten der Hochwasserschutzdünen variieren stark entlang der Küste. Vermessungen haben gezeigt, dass die erforderlichen Dünenbreiten oft wesentlich unterschritten werden.

An Strecken mit negativem Sedimenthaushalt können die Verluste naturnah durch regelmäßiges Aufspülen von Sand auf dem Strand und/oder in der Düne kompensiert werden. Bei einer Strandaufspülung wird der Uferlinienrückgang vermindert oder verhindert (Erosionsschutz), bei einer Aufspülung der Düne werden Sandkörper ausreichender Größe zum Schutz gegen Durchbruch und Überschwemmung des Hinterlandes geschaffen (Hochwas-

serschutz). Zwischen 1962 und 1998 wurden mit zunehmender Tendenz an einer Strecke von 70 km insgesamt 7,85 Mio. m^3 Sand, oft in Kombination mit Buhnen, aufgespült.

Erstmals vor 150 Jahren wurden an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns Buhnen zur Verminderung des Uferabbruchs gebaut. Grundsätzlich handelt es sich um wand- oder dammartige Bauwerke quer zur Uferlinie zur Verminderung der Brandungslängsströmung. Eingesetzt wird eine Vielzahl unterschiedlicher Baustoffe und Bauweisen. Derzeit existieren an insgesamt 77 km Küstenlänge 1011 Buhnen, wovon gemäß Generalplan Küstenschutz etwa ein Drittel dringenden Reparaturbedarf haben.

Küstenabschnitte mit besonders hoher Wellenbelastung können einem verstärkten Rückgang unterliegen. Hier werden seit 1978 uferparallele Wellenbrecher in etwa 2 bis 4 m Wassertiefe gebaut (Kronenhöhe zwischen NN –0,5 und NN +1 m). Sie dämpfen die Wellen vor Erreichen der Uferlinie und stabilisieren somit die Küste. Derzeit gibt es 17 Wellenbrecher, allein oder gruppiert, mit einer Gesamtlänge von 1,6 km.

An insgesamt 21 km sind Uferlängswerke als Deckwerke (9,92 km), Steinwälle (4,57 km) und Ufermauern (6,35 km) im Einsatz. Sie schützen die unmittelbar dahinter liegenden Bereiche (Dünen, Deiche, Kliffs) vor der dynamischen Belastung durch Wellen und verhindern somit deren Erosion.

Ein wichtiger Bestandteil der ingenieurbiologischen Bauweisen im Küstenschutz ist die Bepflanzung der Hochwasserschutzdünen mit Strandhafer. Hierdurch werden die Dünenoberflächen gegen Deflation stabilisiert, das Höhenwachstum gefördert, die Sandverwehung ins Hinterland vermindert und der Widerstand der Düne gegen Erosion während Sturmhochwasser verbessert. Dort, wo Wald als Element in Küstenschutzsystemen dient, wird er als biologische Küstenschutzmaßnahme behandelt. Er steht entweder zwischen Düne und Deich, hinter der Düne oder an der Steilküste. Im ersten Fall funktioniert der Wald als Wellenbrecher, im zweiten Fall begünstigt er den Aufbau und Erhalt der Düne, im dritten Fall reduziert er den terrigenen Kliffzerfall. Derzeit existieren an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern etwa 107 km^2 Küstenschutzwald an einer Küstenstrecke von 133 km.

4.4.3 Integriertes Küstenschutzmanagement – eine zukunftsweisende Strategie

In Abschn. 4.4.1 wurde das Gefährdungspotenzial von Sturmhochwassern an der Ostseeküste beschrieben. Anders als an der deutschen Nordseeküste, wo die katastrophalen Sturmfluten aus den Jahren 1963 und 1976 noch deutlich in Erinnerung sind, ist das Bewusstsein der lokalen Bevölkerung um diese Gefahr nicht stark entwickelt. Das letzte katastrophale Hochwasserereignis an der deutschen Ostseeküste aus dem Jahre 1872 ist den meisten Einwohnern der Küstenniederungen zwar bekannt (KIEKSEE, 1972). Die Möglichkeit, dass sich dieses Ereignis jederzeit wiederholen kann, wird jedoch kaum wahrgenommen oder (sehr menschlich) verdrängt. Tägliche Bedürfnisse bzw. das Streben nach ökonomischer Entwicklung führen oft zu einer skeptischen Einstellung dem Küstenschutz gegenüber. Es wird befürchtet, dass harte Schutzmaßnahmen (Deiche, Strandmauern, Wellenbrecher u. a.) entlang der Küsten vielerorts die Attraktivität als Urlaubsort und damit die wichtigste ökonomische Nutzung verringern könnten. Wirksame Strategien für den Küstenschutz müssen diese Grundeinstellung der lokalen Bevölkerung bzw. andere Anforderungen an den Küstenraum (neben Tourismus auch Besiedlung, Hafenentwicklung, Naturschutz u. a.) gebührend berücksichtigen.

Gleichzeitig erfordern die heutigen gesellschaftlichen Wertvorstellungen zunehmend eine möglichst breite und frühzeitige Mitwirkung bzw. Partizipation der Öffentlichkeit, insbesondere der unmittelbar Betroffenen, an Planungs- und Entscheidungsvorgängen (FÜRST et al., 1998). Der mündige Bürger fordert eine aktive Mitwirkung bei der Gestaltung und Entwicklung seines Lebensraumes. Obwohl im Rahmen von Planfeststellungsverfahren rechtsverbindliche Vorschriften zur Beteiligung der privaten und öffentlich-rechtlichen Betroffenen für konkrete Maßnahmen existieren, müssen weitere Instrumente für eine aktive Partizipation in der generellen Planung entwickelt und eingesetzt werden.

Weiterhin muss eine effektive Küstenschutzstrategie die natürliche Dynamik der Küsten berücksichtigen. Wie bereits in Kapitel 1 und Abschn. 4.2 erläutert wurde, stellt die deutsche Ostseeküste eine Ausgleichsküste dar, gekennzeichnet durch Abtrag der vorspringenden Küstenabschnitte und Anlandung in den Buchten. In diesem sensiblen System kann jede harte Maßnahme (nicht nur des Küstenschutzes) ein Störfaktor des dynamischen Gleichgewichtes darstellen und negative Entwicklungen (z.B. Erosion im Schatten des Bauwerks) nach sich ziehen. Diesen müssten dann unter Umständen durch weitere teure Maßnahmen begegnet werden. In Anerkennung dieser möglichen Konsequenzen, aber auch aus ökologischen Gründen, sollten Maßnahmen des Küstenschutzes möglichst wenig in die natürliche Dynamik eingreifen.

Diese Anforderung erlangt besondere Bedeutung im Hinblick auf die vorhergesagten Änderungen des Weltklimas und seine möglichen Folgen für die Küsten. Eine „betonierte" Küste wird sicherlich weniger flexibel auf geänderte hydro-meteorolologische Rahmenbedingungen (beschleunigter Meeresspiegelanstieg und geänderter Sturmtätigkeit, vgl. dazu Abschn. 3.5) reagieren können als eine möglichst naturbelassene. Das genaue Ausmaß der hydrologischen Änderungen kann derzeit nicht mit Sicherheit angegeben werden. Untersuchungen des grönländischen Inlandeises deuten aber auf die Möglichkeit hin, dass solche den Küstenschutz unmittelbar betreffenden Änderungen innerhalb weniger Jahre bis Jahrzehnte, also sehr kurzfristig, eintreten können (BOND et al., 1993). THIEDE u. TIEDEMANN (1998) führen hierzu aus: „der Nachweis der Kurzfristigkeit der Klimaänderungen … sollte jedoch jedem Entscheidungsträger eine Warnung sein, was an Klimaveränderlichkeit in der Zukunft auf uns warten kann". Ein vorsorgliches Küstenschutzkonzept muss daher – trotz Unsicherheiten in der Prognose – Strategien enthalten, die eine schnelle und flexible Berücksichtigung von Änderungen in den natürlichen Randbedingungen gewährleisten.

Als Antwort auf diese umfassenden Anforderungen an den Küstenschutz wurde im Rahmen der Erstellung des neuen Generalplanes Küstenschutz in Schleswig-Holstein eine innovative Strategie, das integrierte Küstenschutzmanagement (IKM), entwickelt (HOFSTEDE u. PROBST, 2000). IKM ist der dynamische und kontinuierliche Planungsprozess, durch welchen Entscheidungen zum Schutz der Menschen und ihrer Besitztümer gegenüber den Gefahren des Meeres getroffen werden. Er stellt eine Weiterentwicklung des bisherigen Planungsverfahrens dar, indem er

- den Küstenschutz als räumliche Aufgabe betrachtet,
- andere Ansprüche an den Küstenraum in den Zielen für den Küstenschutz integriert,
- die Öffentlichkeit vermehrt am generellen Planungsprozess beteiligt und
- den Klimawandel und die Unsicherheiten bei seiner Prognose verstärkt berücksichtigt.

Dazu wurden verschiedene Instrumente entwickelt und umgesetzt, wovon einige nachfolgend beschrieben werden (Abb. 4.35).

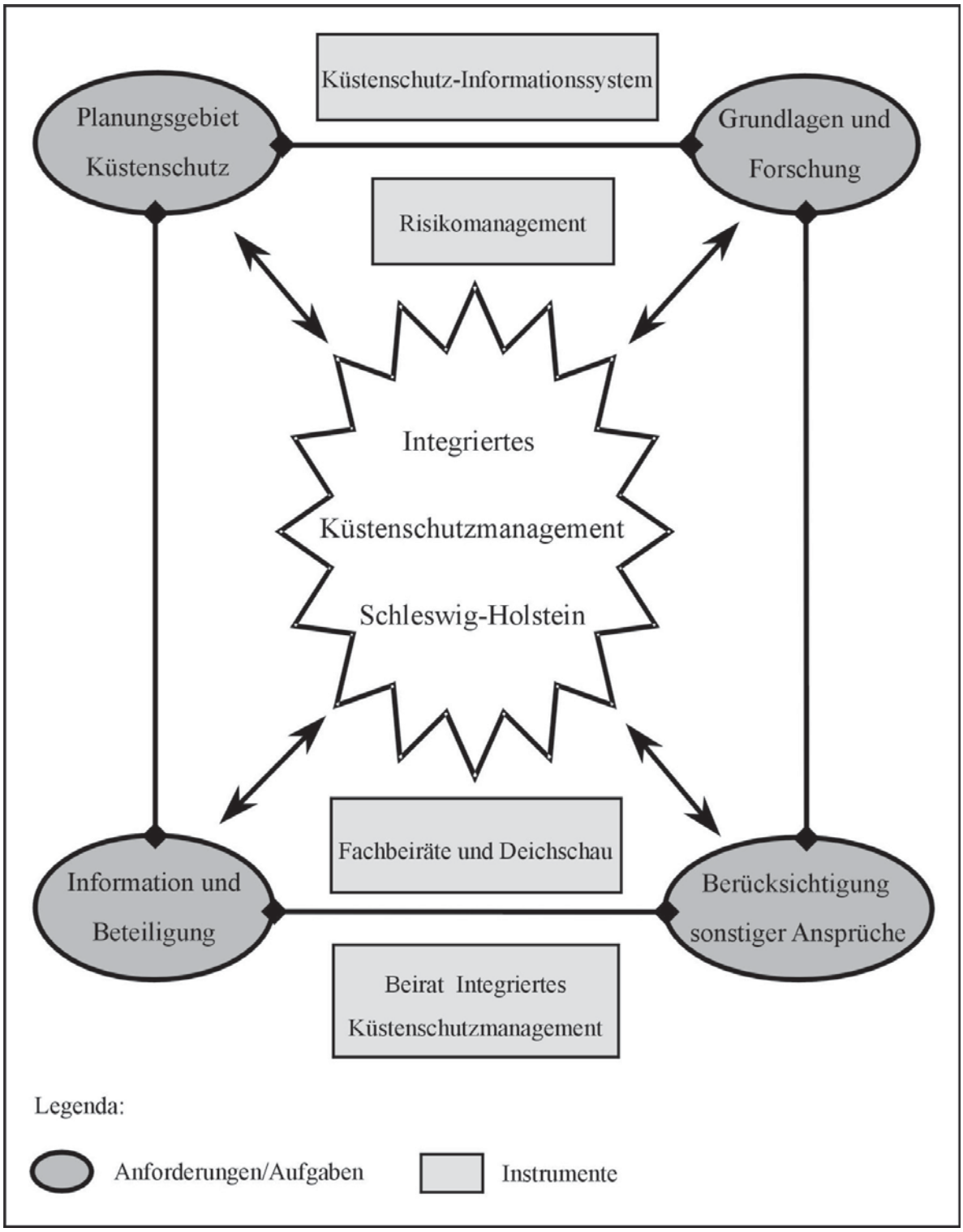

Abb. 4.35: Struktur eines integrierten Küstenschutzmanagementkonzeptes in Schleswig-Holstein

4.4.3.1 Küstenschutz-Informations-System (KIS)

Die Wahrnehmung des Küstenschutzes als räumliche Aufgabe und die Definition eines Planungsgebietes Küstenschutz bedingt den Aufbau und die Pflege einer umfassenden Datenbasis über diesen Raum. Auch die Unsicherheiten hinsichtlich der künftigen physikalischen Belastungen im Küstenraum und die sich daraus ergebende Notwendigkeit, flexibel reagieren zu können, erfordern eine (qualitativ und quantitativ) hochwertige Datenbasis. Eine solche Datenbank dient der Planung von Strategien und Maßnahmen, sie kann als Datengrundlage für die Erforschung der Naturvorgänge herangezogen werden und stellt schließlich die Daten für die Information der Öffentlichkeit bereit. Damit eine einheitliche Planung im Bereich Küstenschutz stattfindet, sind die Homogenität und Aktualität dieser Datenbasis von großer Bedeutung.

Diese Anforderungen an eine Datenbank lassen sich mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) realisieren. Zur Optimierung der Datengrundlage wird daher in Schleswig-Holstein auf der Basis eines GIS ein Küstenschutz-Informations-System – KIS aufgebaut (HAMANN u. HOFSTEDE, 1998). Im KIS werden alle relevanten Daten in einer zeitgemäßen (digitalen), aktuellen und homogenen Form aufgenommen und vorgehalten. Für einzelne Aufgaben (z.B. Forschung) kann es erforderlich werden, das KIS mit relationalen Sachdatenbanken zu verknüpfen. Das KIS wird bei den für den Küstenschutz zuständigen unteren Landesbehörden installiert und gepflegt. Die koordinierende Zentralstelle ist bei der zuständigen obersten Küstenschutzbehörde angesiedelt.

Auch in Mecklenburg-Vorpommern wird ein entsprechendes GIS als Grundlage für die Planung im Küstenschutz aufgebaut. Ziel ist die Erarbeitung eines Gesamtbildes der Morphogenese und der Sedimentdynamik der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern sowie die Vorbereitung eines nachhaltigen Küstenschutzkonzeptes als wesentlicher Bestandteil eines Küstenmanagements für Mecklenburg-Vorpommern (TIEPOLT, 2001).

4.4.3.2 Beirat Integriertes Küstenschutzmanagement

Partizipatorische Planung zielt darauf ab, die Meinungen, Kompetenzen und Wünsche aller relevanten Interessenten durch gemeinschaftliche Mitwirkung in den Planungsprozess einzubeziehen. Die Mitwirkung führt zu Engagement und geteilter Verantwortung, trägt zu der Erkennung der wirklichen Fragen bei und führt häufig zu besser umsetzbaren Lösungen und einer erhöhten Akzeptanz (EUROPÄISCHE KOMMISSION, 1999).

Für eine weitgehende, intensive Partizipation auch bei überregionalen und generellen Planungen kommen verschiedene z. T. erst in den letzten Jahren entwickelte Instrumentarien in Frage wie Beiräte, Ausschüsse, Planungszellen, Sensitivitätsanalysen, Veranstaltungen, Zukunftswerkstätten u. a. (FÜRST et al., 1998). Beiräte sind die in der räumlichen Planung am häufigsten verwendete Beteiligungsform. Bei der Auswahl bzw. Berufung der Mitglieder wird in der Regel auf eine ausgewogene Mischung der Repräsentanten verschiedener relevanter Gruppierungen geachtet. Beiräte haben beratende Funktion, ohne dass die Verwaltung an die Beratungsergebnisse gebunden sein kann (BISCHOFF et al., 1995). Es kann u. a. unterschieden werden zwischen Betroffenen- und Sachverständigenbeiräten, zwischen permanenten und zeitlich befristeten Beiräten sowie zwischen regionalen, Landes- und Bundesbeiräten.

Als ein Ergebnis der Informationsveranstaltung zum Thema Küstenschutz in Schleswig-Holstein, wo der Wunsch nach intensiver Beteiligung der Öffentlichkeit im generellen Pla-

nungsprozess deutlich wurde (HOFSTEDE u. PROBST, 2000), hat der zuständige Minister den „Beirat Integriertes Küstenschutzmanagement – BIK“ gegründet. Der BIK dient der Beteiligung der privaten und öffentlich-rechtlichen Betroffenen an dem Planungsprozess des Küstenschutzes. Er versteht sich als Beratungsgremium, in dem küstenschutzfachliche Belange unter weitgehender Öffnung für andere Belange diskutiert werden. Arbeitsschwerpunkte bilden u.a. die Integration der verschiedenen Interessen und Ansprüche an den Küstenraum, die Diskussion von Möglichkeiten zur Optimierung des öffentlichen Meinungsbildes sowie die Gewährleistung der Finanzierung, auch bei knapper werdenden öffentlichen Haushalten. Schließlich können neben der generellen Planung auch größere Einzelmaßnahmen erörtert werden. Der 26-köpfige Beirat setzt sich aus den folgenden für den Küstenschutz wesentlichen Ansprechpartnern zusammen:

– kommunale Vertreter (7),
– Wasser- und Bodenverbände (7),
– Naturschutzverbände (4),
– Natur- und Umweltschutzverwaltung (2) und
– Küstenschutzverwaltung (7).

Die Mitglieder wurden von ihren jeweiligen Institutionen namentlich bestimmt und von dem für den Küstenschutz zuständigen Minister in den Beirat berufen. Unter dem Vorsitz des Ministers tagt er zweimal pro Jahr.

4.4.3.3 Risikomanagement

Für den Küstenschutz sind die künftigen Entwicklungen des Meeresspiegels und der Sturmtätigkeit, auch im Hinblick auf die lange Nutzungsdauer vieler Küstenschutzanlagen, von größter Bedeutung. Das „Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC“ hat als weltweit anerkanntes Fachgremium zum Thema Klimaänderungen im Jahre 2001 seinen dritten Bericht über den künftigen Klimawandel vorgelegt (IPCC, 2001). Demnach wird der globale Meeresspiegel von 1990 bis zum Jahre 2100 in Abhängigkeit des künftigen menschlichen Handelns zwischen 0,09 und 0,88 m ansteigen. Die aussagekräftigeren Mittelwerte liegen zwischen 0,3 und 0,5 m. Hinsichtlich der künftigen Entwicklung der Sturmtätigkeit gibt der IPCC-Bericht keine Prognosen ab. Zum einen gibt es derzeit zu wenig Informationen über Trends in der Entwicklung der Sturmtätigkeit, zum anderen ist die räumliche Auflösung der globalen Klimamodelle noch zu grob, um regionale Ereignisse wie Stürme simulieren zu können. Berechnungen mit regionalen Modellen für den Nordseeraum deuten an, dass eine Verdoppelung des CO_2-Gehaltes der Atmosphäre zu einer leichten Zunahme der Sturmtätigkeit und des Windstaues führen könnte. Die errechnete Zunahme läge aber noch innerhalb der natürlichen Varianz des letzten Jahrhunderts, die durch große jährliche Schwankungen gekennzeichnet war (LANGENBERG u. STORCH, 1997; HOYME u. ZIELKE, 2002).

Für die deutsche Ostseeküste konnte BAERENS (1998) auf der Grundlage des IPCC-Szenarios IS92a (weiterer erheblicher CO_2-Anstieg der Atmosphäre auch im 21. Jahrhundert) und des fortgeschrittenen Ozean-Atmosphäre-Klimamodells ECHAM4_OPYC (Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg/Deutsches Klimarechenzentrum) nachweisen, dass eine signifikante Zunahme der Sturmhochwasser bis zum Ende des 21. Jahrhunderts nicht zu erwarten ist und daher der eustatische Wasserstandsanstieg der beherrschende Prozess sein wird (s. Abschn. 3.5).

Aus den obigen Ausführungen geht hervor, dass der Küstenschutz insgesamt mit einer Zunahme der hydrodynamischen Belastungen an den Küstenschutzanlagen rechnen muss.

Der zeitliche Verlauf und das Ausmaß dieser Zunahme können jedoch derzeit nicht bestimmt werden. Voreilige Planungen in dieser Richtung könnten daher zu erheblichen Fehlinvestitionen führen. Hierdurch entsteht die Forderung, sich bereits heute mit denkbaren Entwicklungen auseinander zu setzen und entsprechende Strategieüberlegungen anzustellen, die verschiedene Szenarien beinhalten. Durch solche Überlegungen kann später schneller auf tatsächlich eintretende Entwicklungen reagiert werden. Ziel dieser Strategieüberlegungen ist es, Risiken so gering wie möglich zu halten bzw. zu minimieren (Risikomanagement). Risiko ist das Produkt aus der Häufigkeit des schädigenden Ereignisses (z.B. Bruchwahrscheinlichkeit eines Deiches) und dem Schadenspotenzial (Abb. 4.36). Eine Risikoveränderung sowohl im positiven als auch im negativen Sinne ist dadurch möglich, dass entweder die Versagenswahrscheinlichkeit von Küstenschutzanlagen oder das Schadenspotenzial oder beides verändert werden. Risiko ist also ein Maß für die Empfindlichkeit eines Gebietes gegen Sturmflutschäden.

Beide Strategiewege, Erhöhung der Sicherheit und Verringerung des Schadenspotentiales, können auch in Form eines dynamischen Risikomanagements kombiniert werden. Folgendes – stark vereinfachtes – Beispiel möge dies verdeutlichen (Abb. 4.37 und 4.38 nach PROBST, 1996).

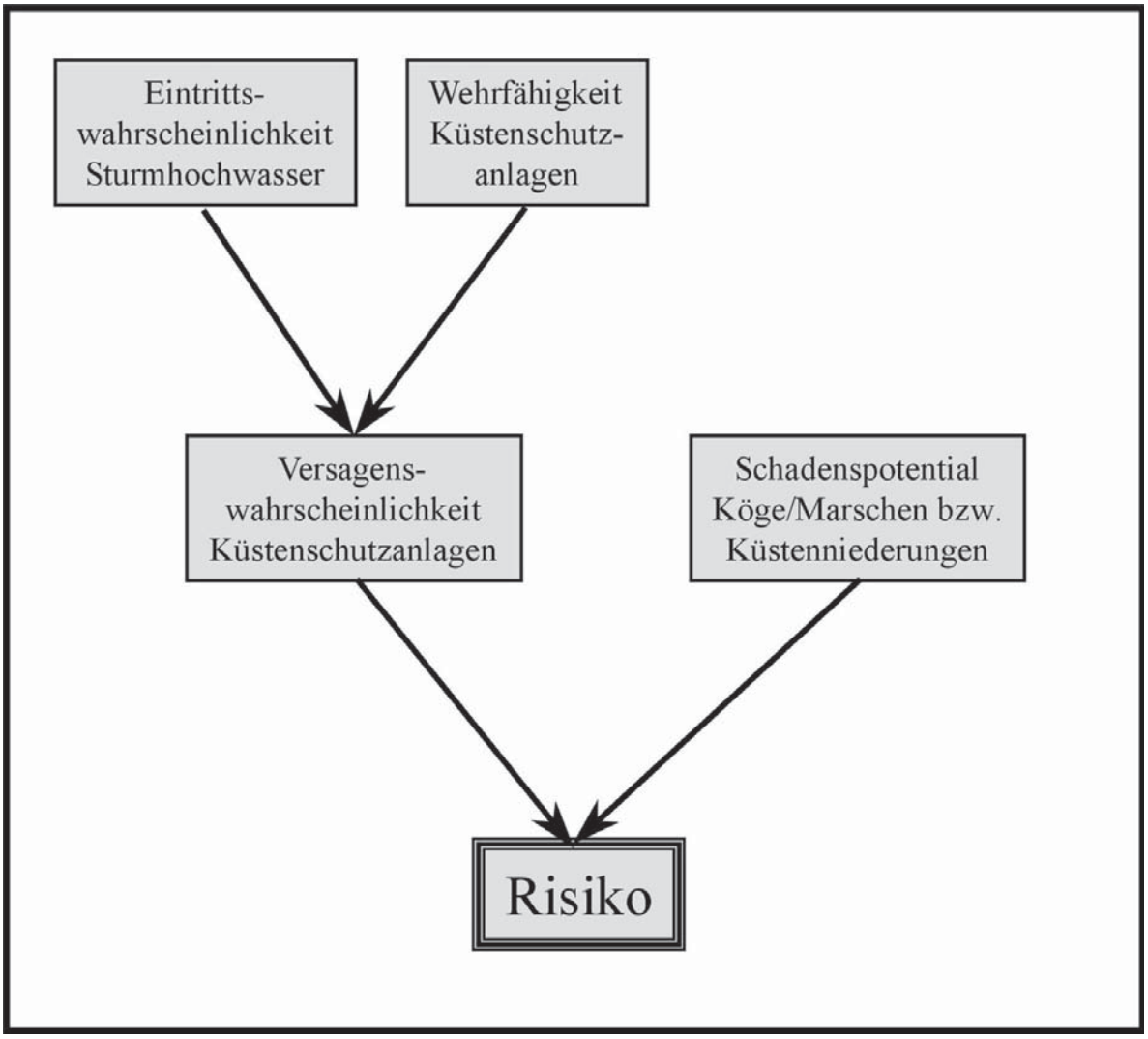

Abb. 4.36: Bestandteile des Risikos im Küstenschutz (schematisch)

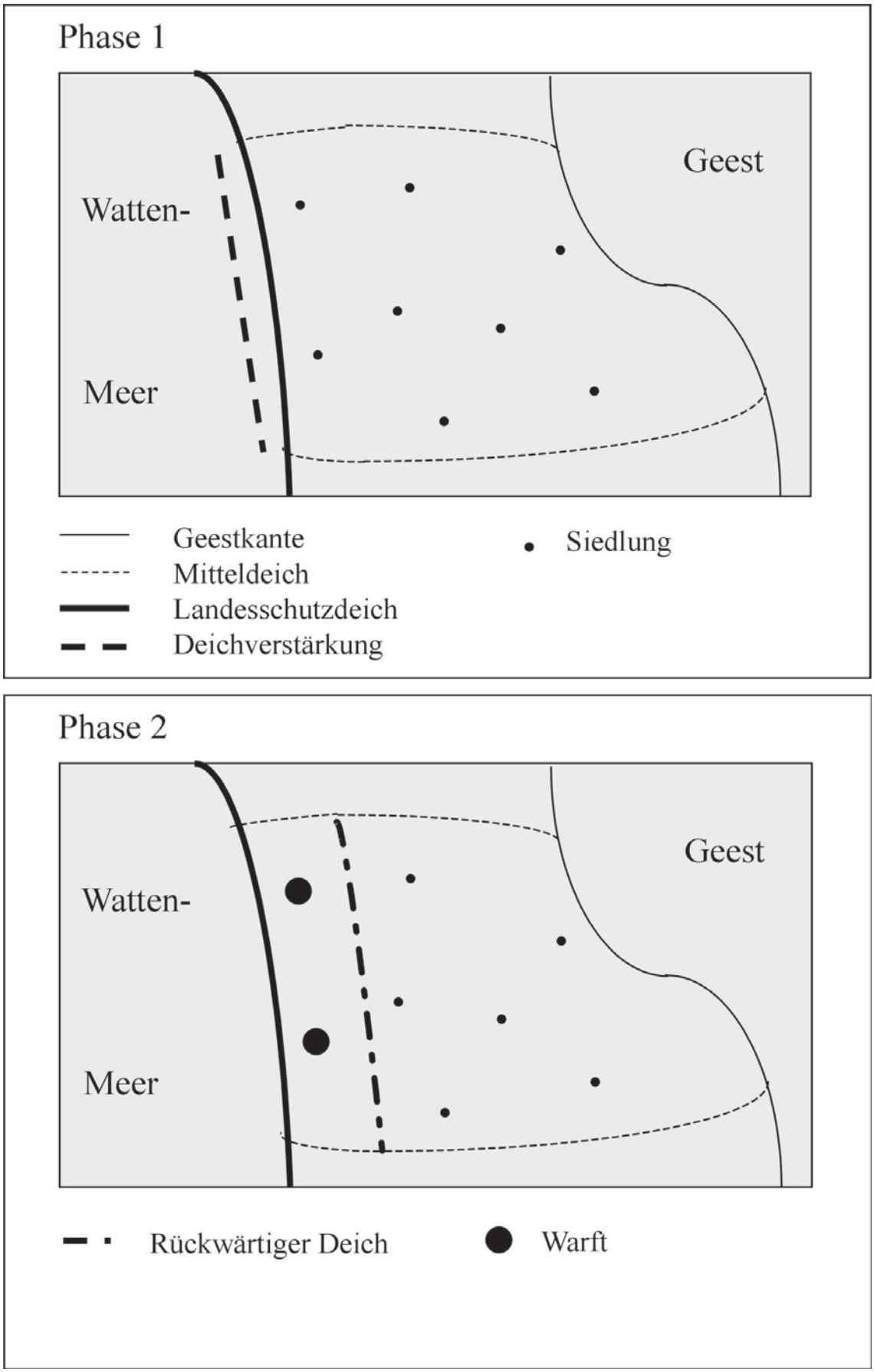

Abb. 4.37: Beispiel für Risikominimierung – Maßnahmen

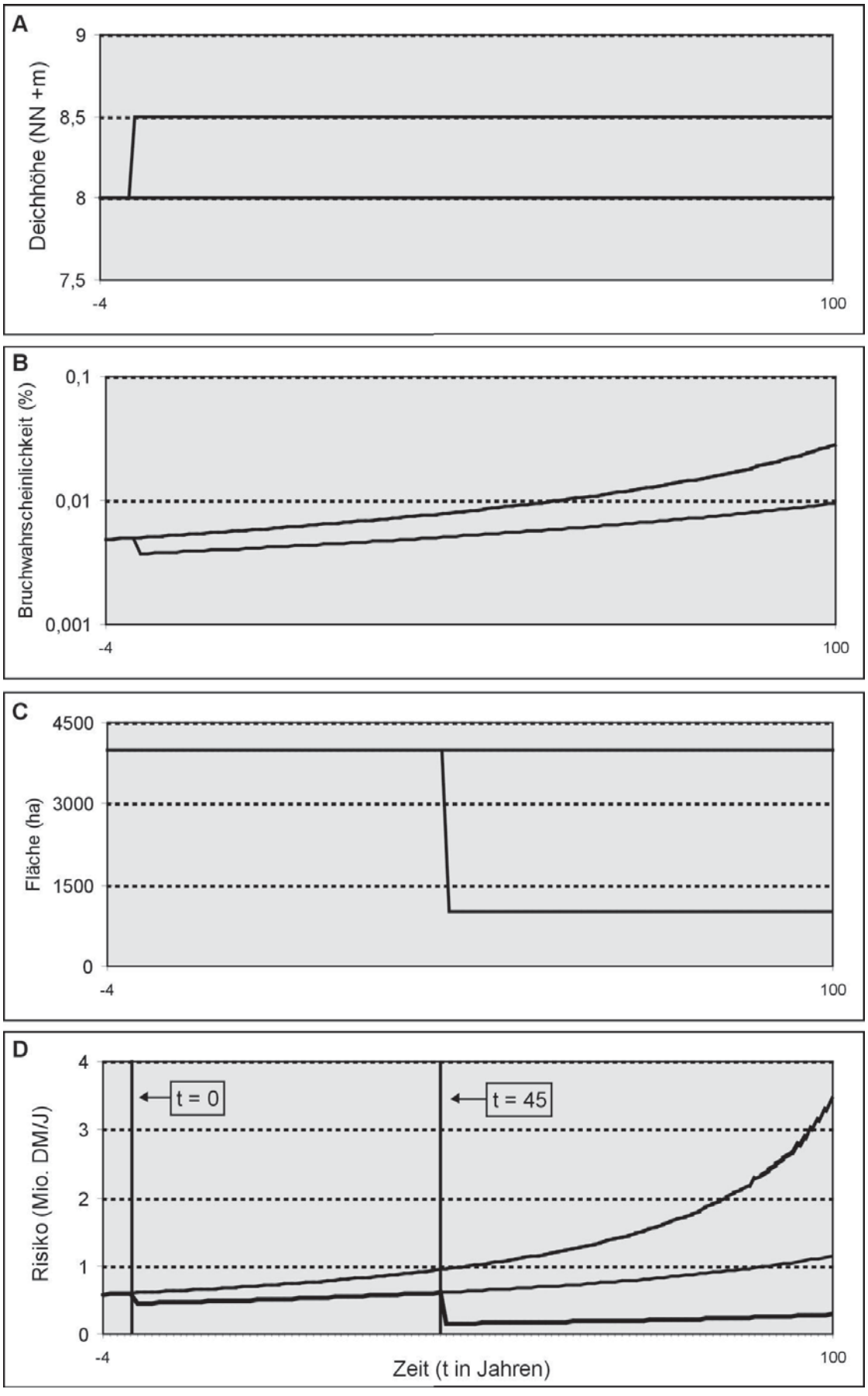

Abb. 4.38: Beispiel für Risikominimierung – zeitlicher Verlauf

In einem 4000 ha großen Koog sind Sachwerte in Höhe von 61,4 Mio. € konzentriert. Für eine angenommene Bruchwahrscheinlichkeit von einmal in 200 Jahren (Risiko: 61,4 Mio. € dividiert durch 200 Jahre = 0,3 Mio. €/J) wird ein Anstieg der Bemessungshöhe um 1,5 m in den nächsten 100 Jahren prognostiziert. Eine Deichverstärkung ist technisch nur um 0,5 m möglich. Diese Verstärkung wird zunächst durchgeführt (Abb. 4.37 Phase 1 und Abb. 4.38 a). Durch diese Maßnahme sinkt das Risiko auf 0,23 Mio. €/J. Nach 45 Jahren hat sich das Risiko durch den stetigen Anstieg der Bemessungshöhe wieder auf 0,3 Mio. € erhöht. Nun wird der Koog durch einen rückwärtigen Deich um 3000 ha verkleinert. Die zwischen den Deichen verbleibenden Siedlungen werden auf Warften gesetzt (Abb. 4.37 Phase 2 und Abb. 4.38 c). Im Übrigen wird durch ein integriertes Küstenzonenmanagement dafür gesorgt, dass in diesem 1000 ha großen Raum keine neuen Sachwerte geschaffen werden. Nach Ablauf der 100 Jahre wird sich die Bruchwahrscheinlichkeit des vorderen Deiches trotz Verstärkung auf etwa einmal in 100 Jahren erhöht haben (Abb. 4.38 b). Jedoch wird das Risiko (bei sonst gleich bleibenden Bedingungen, z.B. keine Inflation) durch die beiden Maßnahmen so stark gesunken sein, dass es mit etwa 0,15 Mio. €/J noch deutlich geringer ist als heute (Abb. 4.38 d). Die Menschen im Gebiet zwischen dem vorderen verstärkten Deich und dem neuen rückwärtigen Deich erhalten einen vertretbaren Schutzgrad durch die Warften. Ohne Maßnahmen wäre das Risiko nach 100 Jahren auf etwa 1,8 Mio. €/J angestiegen (Abb. 4.38 d). Mit einer solchen dynamischen Vorgehensweise kann flexibel auf Änderungen in den hydrographischen Rahmenbedingungen reagiert werden. Das heißt, falls im obigen Beispiel die Bemessungshöhe statt der prognostizierten 1,5 m nur um 0,5 m stiege, wären nach der Deichverstärkung keine weiteren Maßnahmen erforderlich. Somit wäre keine „Überbemessung" erfolgt, es sei denn, der rückwärtige Deich würde zur zusätzlichen Risikominimierung gebaut. Aber auch im umgekehrten Fall wäre diese Vorgehensweise vorteilhaft: Falls der Klimawandel noch weitaus größere Ausmaße annähme, wäre das beschriebene Vorgehen ein erster Schritt zum vollständigen Rückzug aus dem vorderen Teilgebiet.

Die Einbeziehung eines Risikomanagements in künftige Strategien kann dazu führen, dass die heutige Philosophie der für nahezu alle Abschnitte gleichen Sicherheit sich wandelt in eine Philosophie eines einheitlichen Mindestrisikos. Die beschriebenen Strategiewege entsprechen zum Teil nicht den heutigen gesetzlichen Vorschriften. Zum Beispiel dienen in Schleswig-Holstein die Landesschutzdeiche dazu, alle Sturmfluten von einem Gebiet abzuwehren. Daraus verbietet sich ein Akzeptieren von steigenden Bruchwahrscheinlichkeiten. Andererseits kann es je nach der weiteren Entwicklung notwendig oder aus ökonomischer Sicht sinnvoll sein, derartige Regelungen zu ändern. Dies unterliegt jedoch der gesellschaftlichen und politischen Willensbildung.