

Morphologische Änderungen des Unterwasserstrandes an der Westküste des Fischlandes

Von HANS-HENNING DETTE, ARVED J. RAUDKIVI und HOCINE OUMERACI

Zusammenfassung

Die Verteilung des seegangserzeugten Energieflusses in der Brandungszone entlang der Westküste des Fischlandes (Warnemünde bis Darßer Ort) wurde auf der Grundlage einer Langzeitwindstatistik (1948–1984) von Warnemünde untersucht. Die Ergebnisse zeigten eine beachtliche Veränderlichkeit der küstenparallelen Komponente des Energieflusses, was auf eine ähnliche Veränderlichkeit des küstenparallelen Sedimenttransportpotentials hindeutet. Auf einer Länge von 15 km nimmt das Transportpotential von 68 900 m³/Jahr bei Graal-Müritz auf 27 100 m³/Jahr bei Wustrow ab. Da Naturmessdaten keine Sandakkumulationen in diesem Abschnitt aufzeigen, muss die Differenz des Sedimenttransportes seewärts umgelenkt werden. Um diese Folgerung zu belegen, wurden von diesem Küstenabschnitt verschiedene Seevermessungen, die in einem Zeitraum von nahezu 50 Jahren (1952–1999) durchgeführt wurden, untersucht. Vorhandene Zahlenpläne wurden in Differenzenpläne über den Zeitraum zwischen einzelnen Vermessungen umgesetzt. Diese Pläne lassen flache, dünenähnliche Sohlformen erkennen, die schräg zur Küstenlinie ausgerichtet sind und auf einen ausgeprägten Seewärtstransport in Tiefen von mehr als 10 m hinweisen.

Ebenso zeigt der Vergleich unterschiedlicher Vermessungen eine seewärtige Verlagerung aller Tiefenlinien, seewärts der aktiven Zone entsprechend einer Wassertiefe von 4 m bis 5 m; d.h. es erfolgt eine Ablagerung von Sedimenten als Folge des seewärtigen Transportes. Die küstennahe aktive Zone hingegen ist durch Erosionscharakteristika geprägt, wie sie typisch für eine rückgängige Küstenlinie sind.

Summary

The distribution of energy flux in the surf zone along the west coast of Fischland, near Rostock in the Baltic Sea, was evaluated using wind statistics from Warnemünde (1948–1984). The results indicated a substantial variation of the shore-parallel component of energy flux, implying a similar variation in the shore-parallel sediment transport potential. Over the 15 km stretch of coast from Graal-Müritz to Wustrow the mean shore-parallel transport potential decreases from 68,900 m³/year at Graal-Müritz to 27,100 m³/year at Wustrow. Since field data do not show any deposition along the shoreline, the difference in transport must be diverted offshore. In order to verify this assumption, use was made of the available coastal seabed survey data covering the same area at different times. The data were converted into maps of seabed level differences over the period between the surveys. These maps show flat bed features angled to the shoreline and indicate a distinct offshore transport to depths of over 10 m.

Likewise, the comparison shows a seaward displacement of contour lines beyond the active zone at 4 m to 5 m depth, i.e., an accretion. The nearshore active zone displays erosion features as to be expected for the receding shoreline.

Inhalt

1. Einleitung	202
2. Einwirkende Kräfte	202
2.1 Winddaten	202
2.2 Wellenhöhen und Energiefluss	204

3. Energieflüsse entlang der Küste	207
4. Sedimenttransport	208
4.1 Küstenparalleles Sedimenttransportpotential	208
4.2 Küstennormaler Sedimenttransport	214
5. Sandhaushalt entlang der Fischlandküste	216
5.1 Merkmale und aktive Zone einer Erosionsküste	216
5.2 Küstenform und Wasserbewegung	220
5.3 Energiefluss und Längstransport an der Fischlandküste	221
5.4 Indikatoren für einen Offshore-Transport an der Fischlandküste aus Vermessungsdaten	227
6. Schriftenverzeichnis	234

1. Einleitung

Geologische Untersuchungen belegen, dass das Fischland an der Ostseeküste von Mecklenburg-Vorpommern eine Grundmoränenlandschaft mit vier pleistozänen Inselkernen darstellt: Rostocker Heide, Fischland, Alt-Darß und Sundische Wiese. Zwischen den Inselkernen sind im Laufe der Zeit Nehrungen entstanden, die zur heutigen Küstenform geführt haben. Die heutige Westküste weist drei flache Buchten auf; von dem Diluvialkliff von Stoltera (westlich von Warnemünde, Kkm 142) bis zum Alluvialkliff bei Rosenort (Kkm 157), von dort bis zu dem Diluvialkliff südlich von Ahrenshoop (Kkm 180) sowie von Ahrenshoop bis zum Darßer Ort (Abb. 1).

Der auf die Westküste des Fischlandes einwirkende Seegang wird von einem nahezu homogenen Windfeld erzeugt. Nur bei Winden aus Südwest wird infolge der dortigen Landeinwirkung auf den Wind der Seegang im südlichen Bereich gedämpft. Der Energiefluss des Seeganges in die Brandungszone wird nach Betrag und Richtung durch die Unterwassertopographie geprägt. Die küstenparallele Komponente des Energieflusses, die die Küstenlängsströmung und den Küstenlängstransport antreibt, wird zusätzlich noch durch die Ausrichtung der Küstenlinie zum einlaufenden Seegang beeinflusst.

Da die küstenparallele Komponente des Energieflusses entlang der Küste des Fischlandes dem Betrage nach beachtlich variiert, stellt sich die Frage, wie die Kontinuität des Transportes entlang der Küste aufrechterhalten wird. Eine Strecke, die im Vergleich zum benachbarten Abschnitt einen geringeren küstenparallelen Energiefluss, gleichbedeutend mit einer geringeren Antriebskraft, aufweist, muss im Transportband längs der Küste zu einem Stau, d. h. zu einer Verminderung des Transportes führen.

Die räumliche Verlagerung von Sedimenten längs der Küste und küstennormal in Richtung See war der Gegenstand einer Untersuchung zu morphologischen Änderungen an der Fischlandküste innerhalb eines mittelfristigen Zeitraumes von Dekaden (DETTE et al., 1999). Die Ergebnisse werden nachfolgend zusammengefasst.

2. Einwirkende Kräfte

2.1 Winddaten

Die Winddaten stellen den wichtigsten Datensatz für die Untersuchung von längerfristigen morphologischen Änderungen an einer Küste dar; sie sind vielfach als kontinuierliche Zeitreihen über viele Jahre vorhanden, wobei sie auch kurzzeitige Charakteristika des langzeitigen Windklimas beinhalten. Als für die Fischlandküste maßgebende Station wurde



Abb. 1: Lageplan der Westküste des Fischlandes mit Küstenkilometrierung (Kkm)

Warnemünde ausgewählt und die Zeitreihe 1948–1984 den vorliegenden Untersuchungen zugrunde gelegt.

Die Messstation Warnemünde liegt am Südwestrand der betrachteten Küstenstrecke und dürfte die Windverhältnisse an der Westküste des Fischlandes für Winde aus dem West- und Nordwestsektor charakterisieren. Jedoch, Winde aus südwestlichen Richtungen, die auf die Westküste einwirken, werden vor Warnemünde mehr als z.B. vor Ahrenshoop vom Land beeinflusst. Eine Korrelation der Langzeitwinddaten von Warnemünde mit denen aus Kap Arkona und Zingst (DETTE et al., 1999) zeigte keine tendenziellen Abweichungen, auch nicht für die SW-Richtung (255°–265°).

Die Statistik der Winddaten von Warnemünde ist in Tab. 1 zusammengestellt und in Abb. 2 dargestellt.

Tab. 1: Langzeitwindstatistik der Zeitreihen 1948 bis 1984 der Messstation Warnemünde, hier: mittlere jährliche Häufigkeit in Stunden des Vorherrschens von einzelnen Windstärken (Bft) aus den Richtungen der 16-teiligen Windrose

	Windstärke in Bft										1948–1984	
	<3	3	4	5	6	7	8	9	10	>10	Summe [Std.]	Summe [%]
Winddauer in Stunden												
S	439	254	99	27	5	0	0	0	0	0	824,0	9,41
SSW	307	214	96	28	5	0,5	0	0	0	0	650,5	7,43
SW	203	198	108	39	8	1,5	0	0	0	0	557,5	6,36
WSW	140	178	164	109	50	12	3	0,5	0	0	656,5	7,49
W	145	160	193	203	156	46	19	2,5	0	0	924,5	10,55
WNW	123	139	134	129	50	19	4	1	0	0	599,0	6,84
NW	100	78	76	76	59	25	8	2	0	0	424,0	4,84
NNW	99	63	47	52	36	10	2,5	1	0	0	310,5	3,54
N	108	82	70	48	28	7	3	0	0	0	346,0	3,95
NNO	100	96	72	45	23	6	1,5	0	0	0	343,0	3,92
NO	113	81	45	23	11	2,5	1,5	0	0	0	277,0	3,16
ONO	161	85	37	16	4	1	0	0	0	0	304,0	3,47
O	218	128	46	12	2	0,5	0	0	0	0	406,5	4,64
OSO	249	182	73	16	1	0	0	0	0	0	521,0	5,95
SO	307	208	76	15	1,5	0	0	0	0	0	607,5	6,93
SSO	361	223	75	18	2,5	0	0	0	0	0	679,5	7,76
Summe [Std.]	3173	2369	1411	856	442	131	42,50	7,00	0	0	8431,5	96,24
Summe [%]	36,22	27,04	16,11	9,77	5,05	1,50	0,49	0,08	0	0		96,26

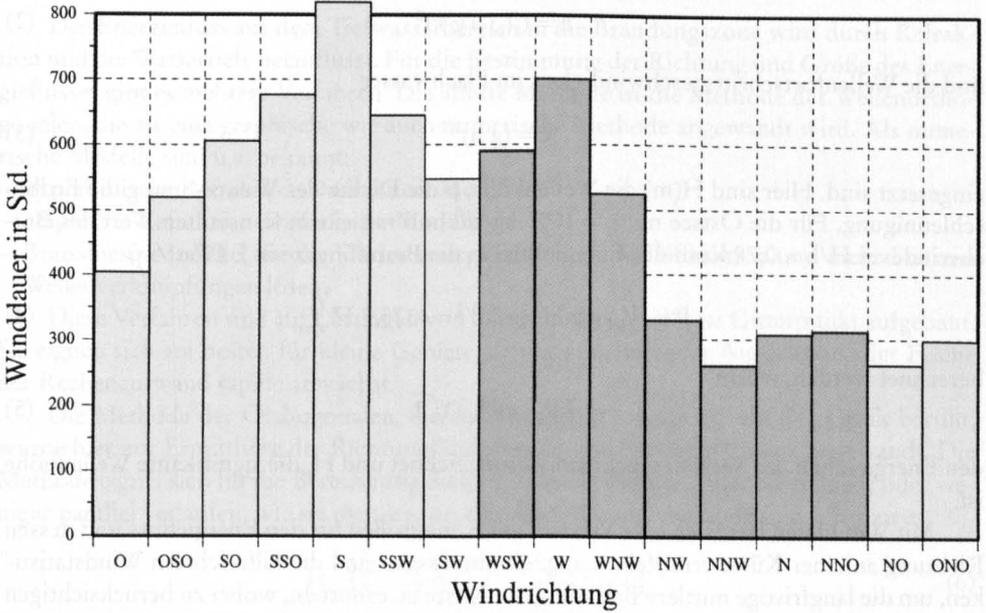
2.2 Wellenhöhen und Energiefluss

Die winderzeugten Wellenhöhen an der Küste sind von der Windstärke und Streichlänge (Fetch) abhängig; sie lassen sich für beliebige Küstenpunkte z.B. nach dem SMB (SVERDRUP-MUNK-BRETSCHNEIDER)-Verfahren berechnen (SPM 1973, 1977, 1984).

Die wellenerzeugten Energieflüsse F im Flachwasser ($h \leq 0,05 L$) können über die Gleichung

$$F = E \cdot c \quad (1)$$

Windstärke Bft 1 - Bft 5



Windstärke Bft 6 - Bft 12

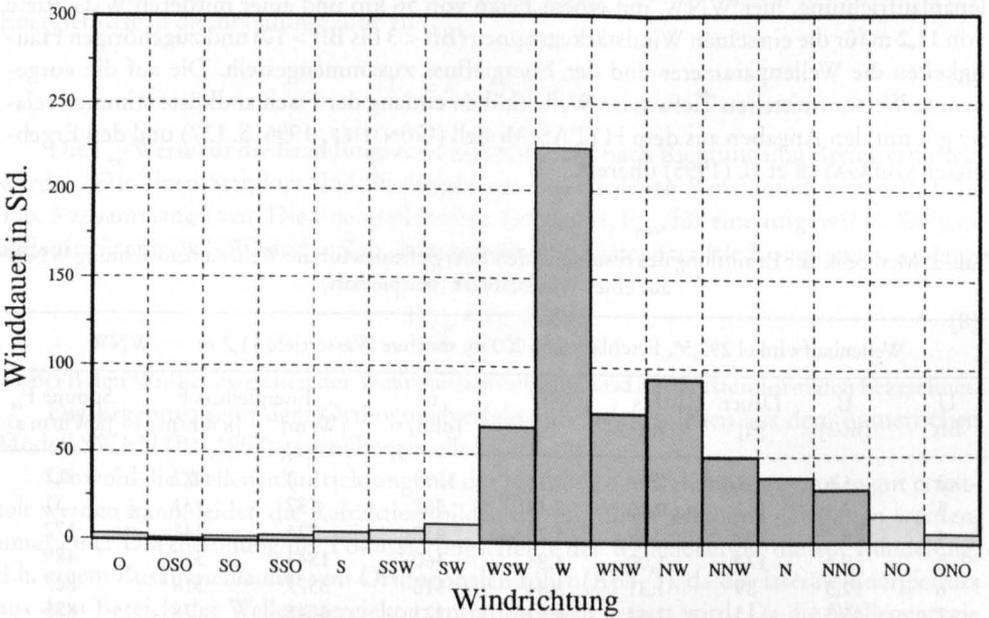


Abb. 2: Mittlere jährliche Winddauer aus den Windrichtungen der 16-teiligen Windrose an der Station Warnemünde (Jahresreihe: 1948 bis 1984) für die Windstärken Bft 1-5 (oben) und Bft 6-12 (unten) mit Kennzeichnung der seegangserzeugenden Richtungen

ermittelt werden, worin die Energie des Seeganges nach der linearen Wellentheorie

$$E = (1/8) \rho g H^2 \quad (2)$$

und die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit im Flachwasser

$$c = (g h)^{1/2} \quad (3)$$

eingesetzt sind. Hier sind $H(m)$ die Wellenhöhe, ρ die Dichte des Wassers und g die Erdbeschleunigung. Für die Ostsee mit $\rho = 1007 \text{ kg/m}^3$ und mit einem konstanten Wert des Brechindex $H/h = 0,78$ kann der Energiefluss in die Brandungszone F (Watt/m)

$$F = (1/8) \rho g H^2 (g h)^{1/2} = 4375,7 H_{\text{rms}}^{5/2} \quad (4)$$

berechnet werden, worin

$$H_{\text{rms}} = H_s / \sqrt{2} \quad (5)$$

den Energieinhalt des Seegangsspektrums kennzeichnet und H_s die signifikante Wellenhöhe ist.

Mit Winddaten lässt sich eine Vielzahl der Kenngrößen für den Energiefluss und dessen Richtung an einer Küste ermitteln. Langzeitmittelwerte sind die hilfreichsten Windstatistiken, um die langfristige mittlere Belastung der Küste zu ermitteln, wobei zu berücksichtigen ist, dass der Energiefluss von Jahr zu Jahr wie auch jahreszeitlich innerhalb des Zeitraumes stark variieren kann.

Die Wellenhöhen und Energieflüsse der Langzeitwerte wurden für ausgewählte Küstenpositionen entlang der Fischlandküste ermittelt. In Tab. 2 sind beispielhaft für eine Wellenanaufrichtung, hier WNW, mit einem Fetch von 56 km und einer mittleren Wassertiefe von 11,2 m für die einzelnen Windstärkegruppen (Bft < 3 bis Bft > 10) und zugehörigen Häufigkeiten die Wellenparameter und der Energiefluss zusammengestellt. Die auf die vorgenannte Weise ermittelten Tiefwasser-Wellenhöhen entlang der Fischlandküste stimmen relativ gut mit den Angaben aus dem HYPAS-Modell (GÜNTHER, 1996, S. 137) und den Ergebnissen von GAYER et al. (1995) überein.

Tab. 2: Methodik zur Ermittlung des resultierenden Energieflusses für die Wellenanaufrichtung WNW aus einer Windstatistik (beispielhaft)

Wellenlaufwinkel 292,5°, Fetchlänge 56 000 m, mittlere Wassertiefe 11,2 m								WNW
U Bft	U [m/s]	Dauer [h]	H _s [m]	T [s]	t [min]	Energiefluss F		Summe F _m
						[W/m]	[kWh/m a]	[kWh/m a]
<3	1,6	82	0,07	1,14	1199	3	0,2	0,2
3	4,4	165	0,40	2,48	567	187	31	31
4	6,7	194	0,69	3,20	438	725	141	172
5	9,4	172	1,00	3,84	360	1844	317	489
6	12,3	89	1,31	3,84	310	3577	318	807
7	15,5	13	1,61	4,91	273	6015	78	885
8	19,0	1	1,90	5,38	245	9163	9	894
9	22,6	0	2,17	5,81	223	12778	0	894
10	26,5	0	2,43	6,22	205	16994	0	894
>10	30,6	0	2,68	6,60	190	21655	0	894

3. Energieflüsse entlang der Küste

Der Energiefluss aus dem Tiefwasserbereich in die Brandungszone wird durch Refraktion und die Wassertiefe beeinflusst. Für die Bestimmung der Richtung und Größe des Energieflusses gibt es mehrere Verfahren. Die älteste Methode ist die Methode der Wellenorthogonalen, die als eine graphische wie auch numerische Methode angewandt wird. Als numerische Modelle sind u.a. bekannt:

- hyperbolische Refraktion-Diffraktion-Modelle
- elliptische Refraktion-Diffraktion-Modelle oder
- Boussinesq-Modelle, die die Flachwassergleichungen mit Diffraktion und nicht-linearen Wellenverknüpfungen lösen.

Diese Verfahren sind auf Lösungen von Gitterpunkt („grid“) zu Gitterpunkt aufgebaut. Sie eignen sich am besten für kleine Gebiete, da mit zunehmender Ausdehnung der Fläche der Rechenaufwand rapide anwächst.

Die Methode der Orthogonalen, die auf dem SNELLIUS-Gesetz aus der Optik beruht, wurde hier zur Ermittlung der Richtungsänderungen und Shoaling-Effekte angewandt. Die Methode eignet sich für die Berechnung dieser Effekte, wenn die Tiefenlinien mehr oder weniger parallel verlaufen, wie sie meistens an alluvialen Küsten vorliegen und führt zu

$$H_b/H_0 = K_r K_s = [1/2 (c_0/c) (s_0/s)]^{1/2} \quad (6)$$

worin H_b und H_0 die Brecherhöhe bzw. die Wellenhöhe im Tiefwasser, K_r und K_s die Refraktions- bzw. Shoaling-Koeffizienten, c und c_0 die Wellenfortschrittgeschwindigkeit im Übergangsbereich bzw. im Tiefwasser und s und s_0 die Abstände zwischen den Orthogonalen im Übergangsbereich bzw. im Tiefwasser bezeichnen. Hiermit ergeben sich die mittleren Energieflüsse in die Brandungszone zu

$$F_m = F_{m0} (K_r K_s)^{5/2}. \quad (7)$$

Die F_m -Werte für die Brandungszone können somit nach Richtung und Betrag ermittelt werden. Für einen Standort sind die Ergebnisse einer solchen Berechnung beispielhaft in Tab. 3 zusammengefasst. Die Energieflüsse im Tiefwasser, F_{m0} , für eine ausgewählte Wellenaufufrichtung (WNW) sind in Tab. 2 dargestellt. Die küstenparallele Komponente ist dann

$$F_{m,p} = F_m \sin\beta, \quad (8)$$

wobei β den Winkel zwischen der Wellenanufrichtung und der Küstennormalen bezeichnet.

Die Ergebnisse mit dem Orthogonalverfahren wurden solchen aus dem numerischen Modell SWAN (RIS, 1997) gegenübergestellt.

Obwohl die Wellenanufrichtung mit der Methode der Wellenorthogonalen gut ermittelt werden kann, leiden die Refraktionsbilder, die mit dieser Methode gewonnen werden, unter einer Überbetonung der Fokussierungseffekte der Wellenenergie, die zur Bündelung, d.h. einem Zusammenlaufen von Orthogonalen führt (Abb. 3), da der laterale Energiefluss aus dem Bereich der Wellenenergiekonzentration nicht erfasst wird. Da die Wellenenergie zwischen benachbarten Orthogonalen konstant bleibt, würde eine Bündelung eine starke Zunahme der Wellenhöhe bedeuten. In der Natur wird ein Anwachsen der Wellenenergie durch den Prozess des lateralen Energieflusses über einen breiteren Streifen verteilt, ein Vorgang, den das Rechenverfahren nicht berücksichtigt. Folglich dürfen Darstellungen, wie z. B.

Tab. 3: Rechnerische Ermittlung des mittleren jährlichen Energieflusses in die Brandungszone mit Berücksichtigung von Refraktion und Shoaling auf der Grundlage der Seegangsvorhersage aus Winddaten (beispielhaft)

Wellenaufrichtung		Energiefluss F_m [kWh/m a]			Aufteilung			
Tiefwasser	Brandung	F_m	$(K_s K_r)^{5/2}$	$F_m (K_s K_r)^{5/2}$	Nord	Süd	Ost	West
N	360,4	269,64	0,88	236,20	–	236,2	–	1,6
NNO	373,5	262,42	0,81	212,00	–	206,2	–	49,5
NO	384,9	823,28	0,66	542,40	–	492,1	–	228,0
ONO	390,2	60,5	0,33	19,90	–	17,2	–	10,0
O	390,5	14,51	0,32	4,70	–	4,1	–	2,4
W	325,2	1438,6	0,39	561,05	–	460,7	320,2	–
WNW	328,5	894,43	0,33	292,50	–	249,3	153	–
NW	336,4	387,37	0,63	245,30	–	224,7	98,3	–
NNW	348,2	226,96	0,61	138,40	–	179,5	37,5	–
Summe		4377,7		2257,45	2070,0		317,5	

Resultierender Energiefluss $F_m = 2094 \text{ kWh/ma}$ oder $239,1 \text{ W/m}$

Winkel gegen Nord $360 - \beta = \alpha = 351,28^\circ$ [Grad]

Winkel gegen die Küstennormale $\beta = 360 - \alpha = 8,72^\circ$ [Grad]

($KN = 360^\circ$)
Küstenparallele Komponente $F_{m,p} = 317,5 \text{ kWh/ma}$ oder $36,2 \text{ W/m}$

in Abb. 3, nicht überinterpretiert, sondern sollten hauptsächlich als Indikatoren der Tendenzen der Energieverteilung betrachtet werden.

Die Ergebnisse, die das numerische Modell SWAN liefert, sind als Pfeildarstellungen nach Richtung und Größe an den einzelnen Gitterpunkten gegeben. Diese können rechnerisch in Orthogonalen umgesetzt werden (Abb. 4). Die Ergebnisse leiden unter einem zu großen Glättungseffekt bei zu großen Abständen zwischen den einzelnen Gitterpunkten, die aber häufig durch die Dichte der Vermessungsdaten vorgegeben sind. Schon bei 50 m Abständen der Vermessung können ausgeprägte Riffe „verschwinden“. Bei dem Berechnungsbeispiel für den 15 km langen Abschnitt der Fischlandküste (Abb. 4) sind schon bei Abständen der Gitterpunkte von nur 50 m die Fokussierungseffekte selbst bei sehr hoher Welle nur schwach zu erkennen, z. B. bei Kkm 157 + 500 und 165 + 250.

Durch unterschiedliche Ausrichtungen einer Küste und Streichlängen des Windes aus den einzelnen seegangserzeugenden Richtungen der Windrose werden die in Brandungszone refraktierten Wellen, d. h. die Energieflüsse in Richtung und Größe entlang der Küste variieren. Dabei kann die Variation der küstenparallelen Komponente des Energieflusses bedeutend größer als die des resultierenden Energieflusses sein.

4. Sedimenttransport

4.1. Küstenparalleles Sedimenttransportpotential

Die Behandlung ist hier auf eine Sandküste beschränkt, an der die Beweglichkeit des Sedimentes nicht durch geologische Strukturen beeinflusst wird. An einer derartigen Küste wird der Sand durch die Orbitalgeschwindigkeit und durch die wellenerzeugte Turbulenz mobilisiert und durch die lokal vorhandenen Strömungen als Sand-Wassergemisch advekt-

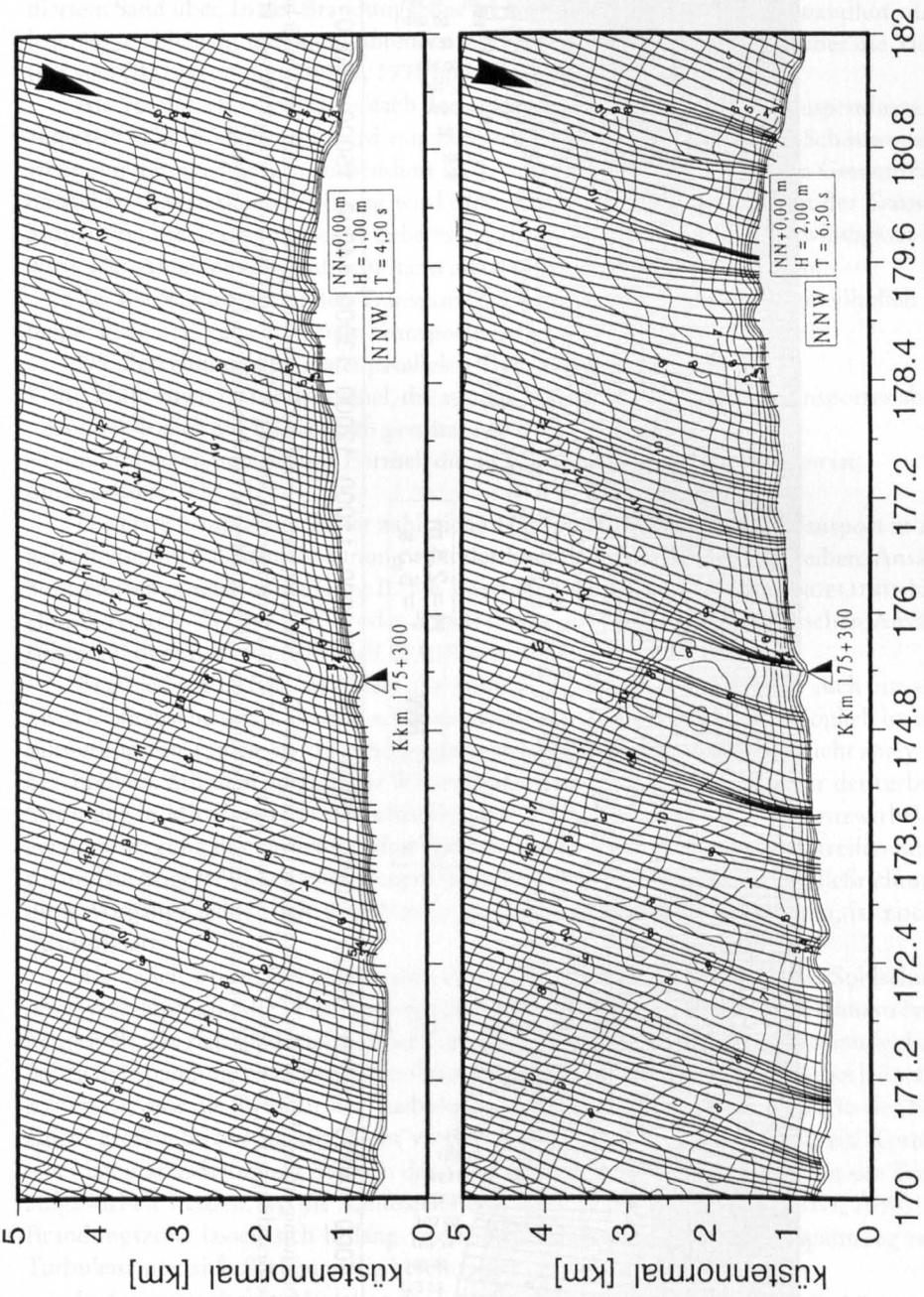


Abb. 3: Großräumiges Seegebiet vor der Fischlandküste (Dierhagen – Ahrenshoop), hier: Verlauf der Wellenorthogonalen aus dem Tiefwasser bis zur Küstenlinie für die Wellenaufrichtung NNW, hier beispielhaft für $H = 1,0$ m (oben) und $H = 2,0$ m (unten) zur Veranschaulichung von unnatürlichen Fokussierungseffekten bei der Methode der Wellenorthogonalen

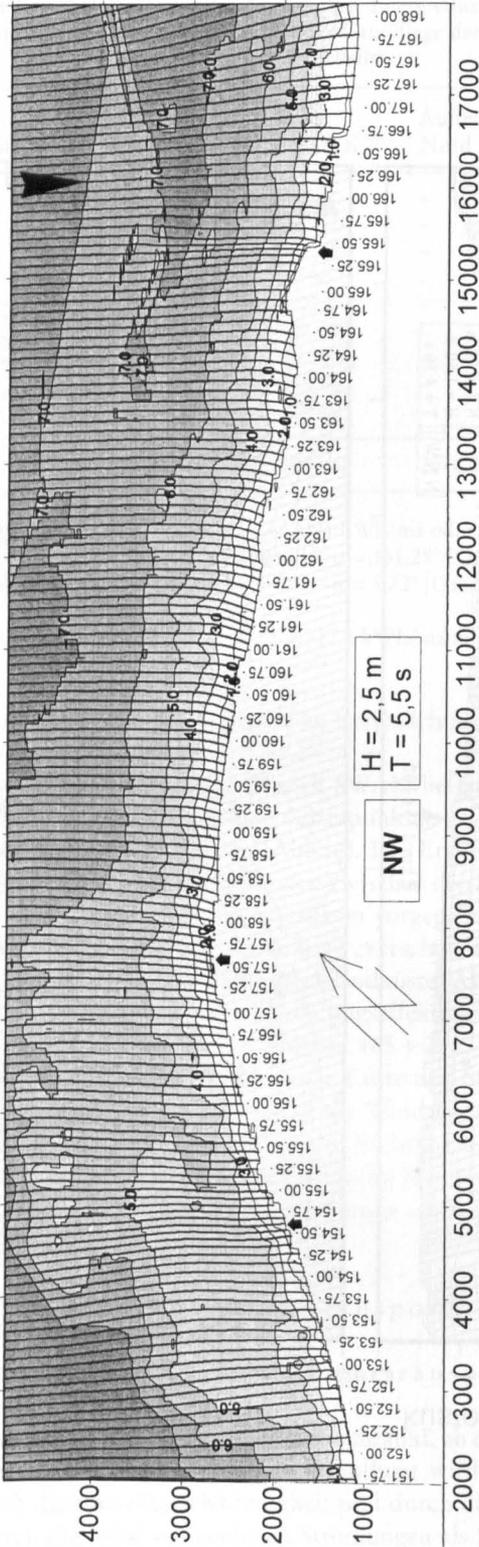


Abb. 4: Großräumiges Seegebiet vor der Fischlandküste (Markgrafenheide - Neuhaus), hier: Verlauf der Wellenorthogonalen aus dem Tiefwasser bis zur Küstenlinie für die Brandungszone, hier: Bereich Hohe Düne (Kkm 151 + 750) bis Dierhagen (Kkm 168 + 000). Wellenanlaufrichtung NW mit $H = 2,5$ m und $T = 5,5$ s beispielhaft zur Veranschaulichung von Glättungseffekten bei dem numerischen SWAN-Modell

tiert. Eine Quantifizierung des Transportes erfordert die Quantifizierung der mobilisierten Sandmenge und der lokalen Strömung. Die Mobilisierung ändert sich mit dem Seegang und der Wassertiefe. An der seewärtigen Grenze setzt die Mobilisierung mit dem Rollen der Körner ein und geht dann mit zunehmenden hydraulischen Kräften in eine Schicht von suspendiertem Sand über. In der Brandungszone ist die Suspension von der Umwandlung der Wellenenergie abhängig und kann unter Sturzbrechern nahezu gleichmäßig über die Tiefe verteilt sein (RAUDKIVI und DETTE, 1991 und 1993).

Als Vereinfachung wird vielfach der Transport in Bodenfracht und suspendierte Fracht aufgeteilt. Die Bodenfracht wird nur bei geringen Transportraten, d.h. Schönwetterlagen, wenn nur geringe Mengen suspendiert sind, einen bedeutenden Anteil am Gesamttransport darstellen. Bei stärkerem Seegang wird dieser hingegen minimal, da dann der Transport in Suspension die Transportmenge beherrscht, die mit der Strömungsgeschwindigkeit bewegt wird. Der Anteil der Bodenfracht kann dann auf wenige Prozente abfallen.

Bei Betrachtungen zu den Transportvorgängen wird der Transport gewöhnlich in küstenparallele und küstennormale Transporte aufgeteilt.

Die Berechnung des küstenparallelen Transportes wird entweder

- mit Hilfe einer Transportformel, die aus der Mechanik des Sedimenttransportes abgeleitet und zusätzlich auf Labordaten gestützt ist,
- oder mit einer empirischen Formel, die an Naturdaten angepasst worden ist, durchgeführt.

Die erste Gruppe beinhaltet zahlreiche Transportformeln, die den Transport in Abhängigkeit von der Sohlschubspannung oder der Energieumwandlung beschreiben. Ansätze der Sohlschubspannung enthalten z.B. die Formeln nach BIJKER (1968), ENGELUND-HANSEN (1967), ACKERS-WHITE (1973) oder KAMPHUIS et al. (1986). Die energetischen Ansätze beruhen auf dem BAGNOLD-Modell (BAGNOLD, 1963).

Es ist jedoch zu beachten, dass alle numerischen Modelle im Grunde auch nur als „empirisch“ anzusehen sind. Dies ist z.B. darin begründet, dass es noch nicht möglich ist, die Mobilisierungsrate („pick-up“) des Sedimentes in einer turbulenten Grenzschicht analytisch zu beschreiben. Mit dem derzeitigen Wissensstand ist es möglich, die Struktur der turbulenten Strömung in Mittelwerten zu beschreiben, wie z.B. das Bersten der Turbulenzwirbel, die fegende Bewegung des einströmenden Wassers, die lateralen Abstände der Streifen mit höherer und niedrigerer Geschwindigkeit und die Abstände des Berstens in der Fließrichtung. Wie diese Vorgänge jedoch mit dem Massenaustausch an der Sohle korrelieren, ist noch nicht quantifiziert.

Als Behelf wird daher gewöhnlich die bewegte Sedimentmenge mit der Sohlschubspannung verknüpft und die Verknüpfung durch Labordaten in idealisierten Gerinneströmungen hergestellt. Da sich die Intensität der Turbulenz in einer gleichmäßigen Strömung durch die Sohlschubspannung charakterisieren lässt, ist die Korrelation vertretbar, wobei jedoch zu beachten ist, dass die Struktur der Turbulenz in einer Laborrinne mit der, die in der Natur in einem großen Strom auftritt, nicht vergleichbar ist. In Wirklichkeit kann ein Korn wie in einer laminaren Strömung nur von der Schubspannung bewegt oder nur von der Turbulenz aufgewirbelt werden, wo die Schubspannung einen Nullwert hat (RAUDKIVI, 1998). Für die Brandungszone lassen sich bislang weder die Verteilung der Sohlschubspannung noch die Turbulenzintensität flächenmäßig beschreiben.

In den numerischen Modellen des küstenparallelen Transportes wird die küstenparallele Strömung aufgrund des ‚radiation stress‘-Konzeptes errechnet und lässt sich damit in einer stetig ansteigenden Brandungszone gut beschreiben. Jedoch werden bei diesem Ansatz im Rinnenbereich eines Riff-Rinnenprofils keine Geschwindigkeiten angezeigt, obwohl Mess-

daten in der Natur Geschwindigkeiten in der Größenordnung von rd. 60 % des Maximalwertes in der Brandungszone anzeigen (vgl. z.B. DETTE, 1974). Dieser „strömungsfreie“ Bereich, den der Ansatz liefert, kann daher hinsichtlich der Naturähnlichkeit nur durch eine empirische „Korrektur“ angepasst werden.

Hinzu kommt, dass die Strömung in rechnerischen Ansätzen jeweils als ein tiefenintelligenter Wert ermittelt wird. Die küstennormale Strömungen werden nur in 3D-Modellen berücksichtigt, wobei aber für große Flächen ein hoher Rechenaufwand erforderlich ist. Bekanntlich treten küstennormale Strömungen in der Natur gleichzeitig in beiden Richtungen auf, so dass das Sediment auch in beide Richtungen verfrachtet wird. Die Richtung des Nettotransportes ist von den Eigenschaften des Seeganges abhängig.

Folglich beruhen auch Ergebnisse aus numerischen Modellen nur auf den zugrunde gelegten Annahmen und nicht auf den eigentlichen physikalischen Gesetzmäßigkeiten. Selbst wenn es erfahrenen Modellierern gelingt, plausible Ergebnisse zu präsentieren, ist es nur in seltenen Fällen möglich, diese auch auf ihre Richtigkeit hin zu verifizieren, z.B. mit Naturmessdaten. Ergebnisse aus numerischen Simulationen sind für Problemlösungen zweifellos sehr hilfreich, sie müssen aber stets richtig eingeordnet und kritisch hinterfragt werden, d.h. sie dürfen nicht als alleiniges Instrument einer Bewertung genutzt werden.

Von den rein empirischen Ansätzen zur Ermittlung des küstenparallelen Sedimenttransportpotentials ist die CERC-Formel weltweit am meisten verbreitet. Sie wurde von dem Corps of Engineers am U.S. Army Coastal Engineering Research Center auf der Grundlage von Naturdaten entwickelt.

Die Formel verbindet empirisch die Masse des transportierten Sandes pro Sekunde (I) unter Wasser mit dem mittleren küstenparallelen Energiefluss $F_{m,p}$ (Gl. 4)

$$I = K \cdot F_{m,p} \quad [\text{kg/s}] \quad (9)$$

Das entsprechende Volumen kann als

$$Q_s = \frac{I}{(\rho_s - \rho) g (1 - n)} \quad [\text{m}^3/\text{s}] \quad (10)$$

oder

$$Q_s = \{K/[(\rho_s - \rho) g (1 - n)]\} F_{m,p} \quad [\text{m}^3/\text{s}] \quad (11)$$

ausgedrückt werden (RAUDKIVI, 1998), worin ρ_s und ρ die Dichte des Sedimentes und des Wassers, g die Erdbeschleunigung, n die Porosität des Sandbettes, K eine Konstante und $F_{m,p}$ den mittleren küstenparallelen Energiefluss bezeichnen. Mit $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$, $\rho = 1007 \text{ kg/m}^3$ und $(1 - n) = 0.65$ ergibt sich die folgende Gleichung:

$$Q_s = (K/1068g) F_{m,p} \quad (12)$$

Der Beiwert K ist vom Brechertyp und der Vorstrandneigung abhängig. BODGE und KRAUS (1991) haben Natur- und Labordaten mit der Iribarrenzahl

$$I_{r,b} = \tan \alpha / (H_b/L_0)^{1/2} \quad (13)$$

korreliert, worin $\tan \alpha$ die Strandneigung, H_b die Wellenhöhe an der Brecherlinie und L_0 die Tiefwasserwellenlänge bezeichnen, und für K die folgende Beziehung ermittelt:

$$K = 0.22 \ln I_{r,b} + 0.62 \quad (14)$$

Danach ist das Transportpotential Q_s eine Funktion des küstenparallelen Energieflusses F_m und des Transportbeiwertes K , der für sandiges Material von der Wellensteilheit und der Unterwasserstrandneigung abhängig ist.

Das Transportpotential wird stark aufgrund der Richtung des Energieflusses in die Brandungszone entlang der Küste variieren. Die Richtung des Energieflusses wird durch die Topographie des Meeresbodens, d.h. Refraktion beeinflusst, so dass sich selbst bei einem homogenen Windfeld und gradlinigem Verlauf der Küste die Richtungen um mehrere Grad ändern können. Da die küstenparallele Komponente $F_{m,p}$ des resultierenden Energieflusses nach Gl. (8) dem Sinus des Winkels β zwischen Resultierender und der Küstennormalen proportional ist, wird eine Richtungsänderung von z.B. $\beta = 6^\circ$ auf $\beta = 8^\circ$ die küstenparallele Komponente des Energieflusses und den küstenparallelen Transport rechnerisch um 33 % erhöhen. Eine Zunahme oder eine Abnahme der küstenparallelen Komponente des Energieflusses wird proportional das küstenparallele Transportpotential und die Geschwindigkeit der küstenparallelen Strömung ändern.

Wo sich an einer Küstenstrecke mit höherem Energiefluss, gleich bedeutend mit einem höheren Transportpotential, ein Abschnitt mit geringerem Energiefluss anschließt, tritt ein sog. Drosselungseffekt auf. Vom physikalischen Verständnis her kann hier nur die Sandmenge diese Strecke küstenparallel durchlaufen, die dem lokalen Energiefluss und dem dazugehörigen Transportpotential entspricht. Der Überschuss muss entweder abgelagert oder küstennormal abtransportiert werden. Gleichfalls muss eine Abbremsung der küstenparallelen Geschwindigkeit zur Ablenkung eines Teiles der Strömung führen. Die Zunahme der küstenparallelen Geschwindigkeit wird einen „Einzug“ (Auffüllung) des Wassers von seawärts verursachen, ebenfalls muss die fehlende Transportmenge lokal aufgenommen werden, d.h. dass diese Küstenstrecke der Erosion unterliegt (Lee-Erosion). Diese Zustände sind schematisch auf Abb. 5 dargestellt. Aus der Darstellung ist auch erkenntlich, dass die abschnittsweise berechneten lokalen küstenparallelen Transportmengen nicht kumulativ entlang der Küste sind.

Die größten Variationen der küstenparallelen Komponente des Energieflusses entlang der Küste sind meistens von der Ausrichtung der Küste verursacht; sie haben einen großen Einfluss auf das Verhalten einer Küste.

Die CERC-Formel wurde in einer Fallstudie auf die Westküste von Sylt, die ein offenes Sandsystem darstellt, angewandt (LOOSE, 1995). Sedimente, die durch den Küstenlängstransport über die Inselenden hinaus in das Lister und in das Hörnum Tief gelangen, gehen der Inselsubstanz nahezu vollständig verloren, da nur ein Bruchteil, wenn überhaupt, an die Küste zurückgelangt. An dieser Küste sind die Sedimentverluste aus umfangreichen großräumigen Vermessungen bekannt, besonders Verluste infolge einzelner Sturmfluten. Im Fachplan Küstenschutz Sylt (ALW HUSUM, 1985) werden die mittleren jährlichen Abbruchmengen aus Dünen, Kliffs, und Strand aufgrund von Küstenprofilaufmaßen (Abstände je 500 m) für den Zeitraum 1952 bis 1984 zu 1,085 Mio. m^3 für die 36 km lange Westküste ohne Hörnum-Odde abgeschätzt. Anhand der stündlichen Winddaten für den genannten Zeitraum von der Station List wurden mit der CERC-Formel die jährlichen Sedimenttransportpotentiale und das mittlere Potential für den Gesamtzeitraum rechnerisch ermittelt, die Ergebnisse sind in Abb. 6 dargestellt. Die berechneten Transporte schwankten zwischen einem Minimum von 0,84 Mio. m^3 /Jahr (1963) und einem Maximum von 1,98 Mio. m^3 /Jahr (1967); für die Gesamtstatistik (1950–1992) ergab sich rechnerisch ein mittleres Transportpotential von 1,16 Mio. m^3 /Jahr. Die Ergebnisse aus Vermessung und Berechnung für das langjährige Mittel sind für praktische Zwecke nahezu identisch, so dass die CERC-Formel für die vergleichenden Betrachtungen als vertrauenswürdig erachtet werden kann.

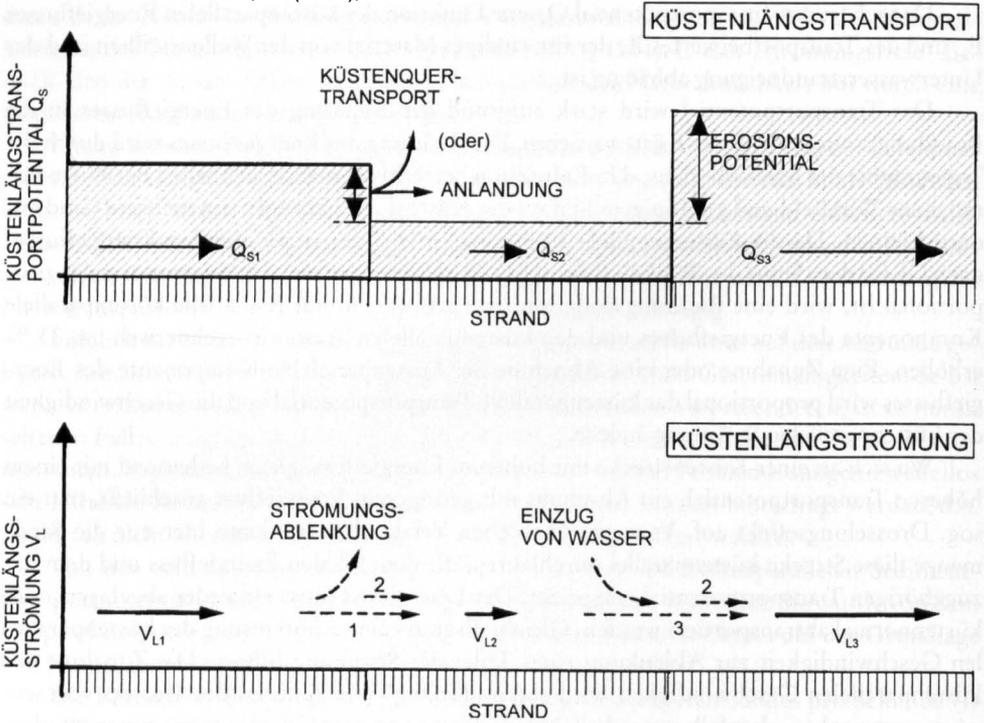


Abb. 5: Schematische Verteilung des Transportpotentials entlang einer Küste infolge Refraktion und Änderungen im Verlauf der Küstenlinie. Die Küstenlängsströmung ist den küstenparallelen Komponenten des Energieflusses und des Küstenlängstransportpotentials proportional

4.2 Küstennormaler Sedimenttransport

Der küstennormale Transport ist im Vergleich zum küstenparallelen Transport schwieriger zu quantifizieren, da sich die Richtungen (seewärts, landwärts) infolge der Wellenbewegung laufend ändern und Transporte in beide Richtungen gleichzeitig auftreten. Das Bild wird noch weiter durch die Rippströme erschwert, die in unregelmäßigen Abständen auftreten und beachtliche Mengen des Sandes aus der Brandungszone abführen können.

In der Brandungszone ist die Strömung bei auflandigen Winden an der Oberfläche und an der Sohle jeweils landwärts und dazwischen seewärts gerichtet. Diese seewärtige Strömungskomponente kann beachtliche Mengen des suspendierten Sandes über die Brandungslinie hinaus transportieren. Der Nettotransport in der Brandungszone kann landwärts oder seewärts sein.

KRAUS et al. (1991) haben die Trennlinie für die maßgebenden Transportrichtungen mit Hilfe von Natur- und Labordaten als

$$H_0/wT = 22900 [w/(gH_0)^{1/2}]^2 \quad (15)$$

definiert, worin H_0 die Wellenhöhe im Tiefwasser, T die Wellenperiode und w die Sink-

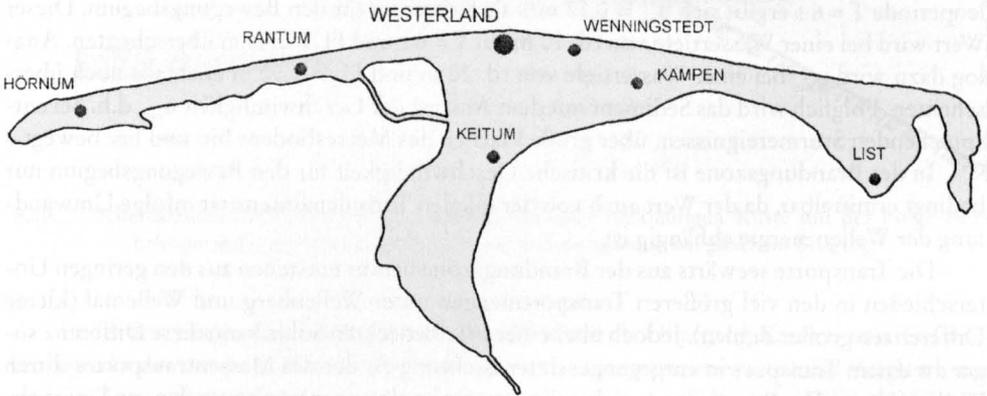
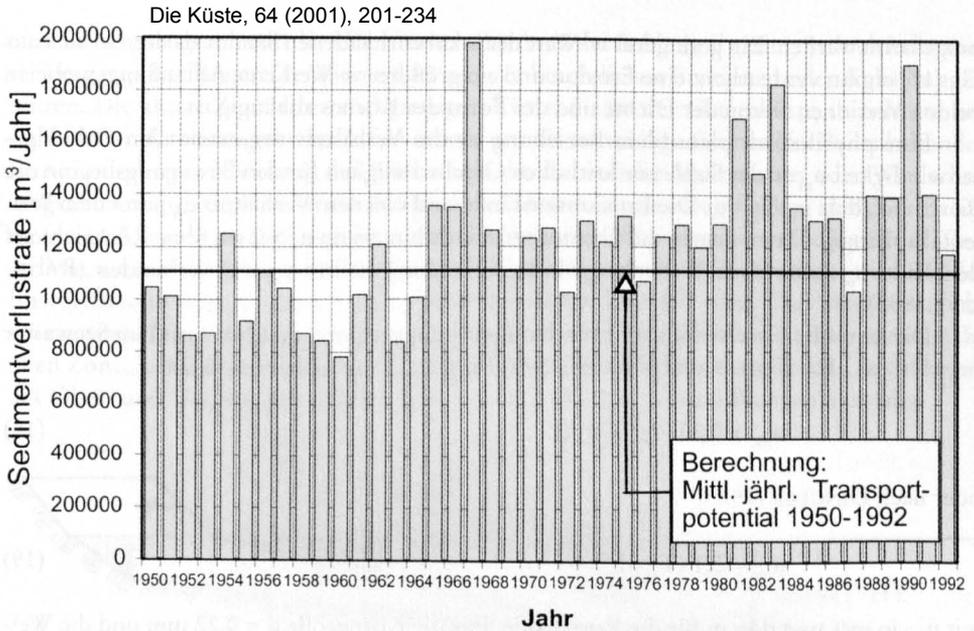


Abb. 6: Veränderlichkeit des jährlichen Küstenlängstransportpotentials an der Westküste der Insel Sylt in den Jahren 1950 bis 1992 aufgrund der Windstatistik List/Sylt. (LOOSE, 1995)

geschwindigkeit des Sedimentes bezeichnen. Bezogen auf die Wellensteilheit wurde die Beziehung

$$\bar{H}_0/L_0 = 0,00070 (\bar{H}_0/w \cdot T)^3 \quad (16)$$

aufgestellt, wobei \bar{H}_0 die mittlere Wellenhöhe im Tiefwasser bedeutet und der empirische Parameter $M = 0,00070$ über visuelle Anpassung der Daten bestimmt wurde. Bei Verwendung der signifikanten Wellenhöhe H_{0s} anstelle von \bar{H}_0 ändert sich der empirische Faktor auf $M = 0,00027$. Er ergibt sich durch Multiplikation von $0,00070$ mit $(0,626)^2$, wobei die Beziehung von $H_0 = 0,626 H_{0s}$ für Rayleigh-verteilte Wellen zugrunde gelegt wurde.

Die Gleichung (15) kann in

$$w = 0,0352 (g H_0^2/T)^{1/3} \quad (17)$$

umgeformt werden. Ein geringerer w -Wert des lokal vorhandenen Sandes als der, der sich aus Gl. (17) ergibt, verdeutlicht eine Erosion und ein größerer w -Wert eine Anlandung, wobei in beiden Versionen w von der Dichte und der Form des Kornes abhängig ist.

Eine physikalisch plausiblere Beziehung ist das Verhältnis der maximalen Orbitalgeschwindigkeit u_m an der Sohle zur kritischen Geschwindigkeit für den Bewegungsbeginn der Körner, u_c , d. h. $u_m/u_c = u_r$. Die Erosionszustände sind von dem Verhältnis u_{rt} unter dem Wellental abhängig. Daten deuten auf Erosionszustände hin, wenn $u_{rt} > 2$ ist, ohne Rücksicht auf den Wert u_{rc} unter dem Wellenberg. Eine Anlandung ist mit $u_{rt} < 2$ verbunden (RAUDKIVI, 1998).

Die kritische Geschwindigkeit für den Bewegungsbeginn von Quarzsand im Seewasser bei 15°C ist nach KOMAR und MILLER (1974) für $d \leq 0,5$ mm näherungsweise

$$u_{mc} = 0,337 (g^2 T d)^{1/3} \quad (18)$$

oder nach DINGLER (1979)

$$u_{mc} = 5,1 (T \cdot d)^{1/2} \quad (19)$$

mit u_{mc} in m/s und d in m für die Korngröße. Für die Korngröße $d = 0,22$ mm und die Wellenperiode $T = 6$ s ergibt sich $u_{mc} = 0,17$ m/s als Kriterium für den Bewegungsbeginn. Dieser Wert wird bei einer Wassertiefe von rd. 10 m bei $T = 6$ s und $H_0 > 0,44$ m überschritten. Analog dazu wird u_{mc} bei einer Wassertiefe von rd. 20 m und $H_0 > 1,50$ m ebenfalls noch überschritten. Folglich wird das Sediment mit dem Anstieg der Geschwindigkeit u_{mc} , d.h. bei entsprechenden Sturmereignissen, über große Flächen des Meeresbodens hin und her bewegt.

In der Brandungszone ist die kritische Geschwindigkeit für den Bewegungsbeginn nur bedingt ermittelbar, da der Wert auch von der lokalen Turbulenzintensität infolge Umwandlung der Wellenenergie abhängig ist.

Die Transporte seewärts aus der Brandungszone heraus entstehen aus den geringen Unterschieden in den viel größeren Transportmengen unter Wellenberg und Wellental (kleine Differenzen großer Zahlen). Jedoch über einer riffelbedeckten Sohle kann diese Differenz sogar zu einem Transport in entgegengesetzter Richtung zu der des Massentransportes durch Wellen führen. Die Berechnung solcher Transporte ist als ungenau einzustufen, und es ist anzumerken, dass die seewärtigen Transporte messbar auch nur das Langzeitverhalten eines Küstenbereiches beeinflussen.

Die vorgenannten Methoden wurden den Untersuchungen zu den morphologischen Änderungen entlang der Fischlandküste zugrunde gelegt. Auf die Ergebnisse und deren Bewertung wird im folgenden Abschnitt eingegangen.

5. Sandhaushalt entlang der Fischlandküste

5.1 Merkmale und aktive Zone einer Erosionsküste

Das Erosionspotential einer Küste ist hauptsächlich von deren Gestaltung, von der sedimentologischen Beschaffenheit der Region und von dem küstenparallelen Energiefluss als einwirkende Kraft abhängig. An einer typischen Rückgangsküste treten messbare Profiländerungen in der morphologisch aktiven Zone oberhalb einer gewissen Wassertiefe, die vom Wellenklima vorgegeben ist, auf. Unterhalb dieser Tiefe vollziehen sich Änderungen meis-

tens nur sehr langsam, und die Höhenunterschiede an der Sohle sind gering. Jedoch kann dieser Vorgang über längere Zeiträume dort auch zu beachtlichen Erosionen oder Anlandungen führen. Die aktive Zone einer rückgängigen Küste, die an der Ostseeküste als Schorre bezeichnet wird, rotiert gewissermaßen immer um die seewärtige Grenztiefe. Bei anhaltender Erosion und einer Fixierung der Küstenlinie durch bauliche Maßnahmen oder Wiederholungssandvorspülungen wird die Neigung der aktiven Zone stetig flacher, und ihre Breite nimmt zu. Dieser Vorgang führt dazu, dass die Neigung des Unterwasserstrandes an der Wasserlinie, wo sich die alltägliche Brandungszone befindet, immer steiler und entsprechend der Energiefluss auf eine immer schmalere Strandbreite konzentriert wird. Dies veranschaulicht schematisch Abb. 7. Die eingetragene Grenztiefe kennzeichnet die seewärtige Grenze der aktiven Zone, in der sich nach HALLERMEIER (1981) jahreszeitliche oder saisonale Änderungen des Ober- und Unterwasserstrandprofils in beachtlichen Größenordnungen abspielen.

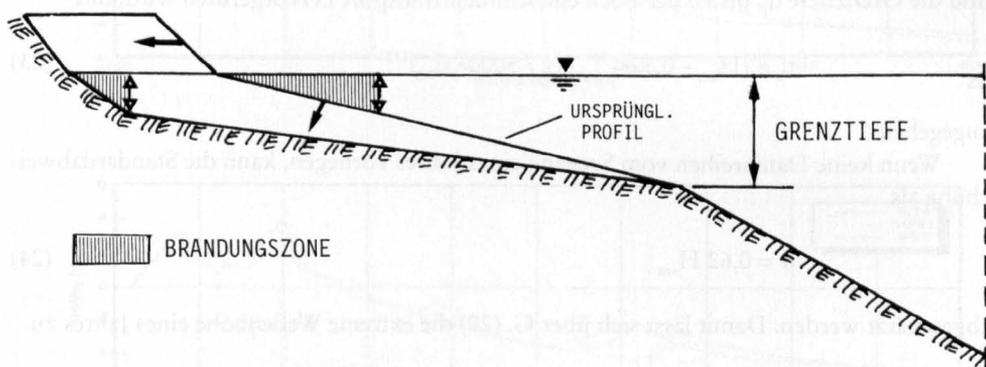


Abb. 7: Schematische Darstellung der Profiländerung einer rückläufigen Küste mit der Folge einer Erhöhung der Energiedissipation in der Brandungszone bei gleichem Seegang

In der anschließenden Flachwasser- („Shoal“-)Zone als Übergangsbereich zum Tiefwasser bewirkt das mittlere jährliche Wellenklima noch einen nennenswerten, im Vergleich zur aktiven Zone aber ungleich geringeren Sedimenttransport. Im Tiefwasser hingegen können Sedimente vom Seegang bereits in großen Wassertiefen mobilisiert, Sedimenttransporte hingegen nur bei Langzeitbetrachtungen nachgewiesen werden.

Die Größenordnung der morphodynamischen Aktivität (Variabilität) entlang der aktiven Zone des Küstenprofils ist veränderlich. Sie hängt für Aussagen und Bewertungen nicht nur von den einwirkenden Randparametern (Seegang, Wasserstand, etc.) sondern auch noch von dem in Betracht gezogenen Zeitmaßstab ab. So ist neben der Grenztiefe („closure depth“), die vom Wellenklima bestimmt wird, auch noch die Grenztiefe zu berücksichtigen, die die Zeitabhängigkeit beinhaltet.

Um die genannten Grenztiefen für einen Küstenort abzuschätzen, sind Angaben über die mittleren und extremen Seegangsbedingungen und Angaben über die Korngrößen erforderlich. Die mittlere signifikante (z.B. eines Jahres) Wellenhöhe H_{sm} , deren Standardabweichung σ und die mittlere signifikante Wellenperiode T_{sm} werden von HALLERMEIER (1981) für ausreichend erachtet, um mit gewissen Annahmen die notwendigen Angaben für typische mittlere und extreme Wellenbedingungen zu erhalten. THOMPSON und HARRIS (1972) ermittelten aus einer modifizierten Exponentialverteilung die extreme Wellenhöhe H_{sc} , die kumulativ 12 Stunden im Jahr überschritten wird zu:

Die Küste, 64 (2001), 201-234

$$H_{sc} = H_{sm} + 5,6 \sigma \quad (20)$$

und die jährliche mittlere Wellenhöhe H_m zu:

$$H_m = H_{sm} - 0,3 \sigma \quad (21)$$

Diese Beziehungen bestätigten sich als konsistent zu gemessenen kumulativen Wellenhöhen über die Dauer eines ganzen Jahres.

Mit den vorgenannten Beziehungen und der Angabe eines Korndurchmessers wird von HALLERMEIER (1981), die Grenztiefe d_l der aktiven Zone mit

$$d_l \approx 2 H_{sm} + 11 \sigma \quad (22)$$

und die Grenztiefe d_s , bis zu der noch ein Sedimenttransport hervorgerufen wird, mit

$$d_s \approx (H_{sm} - 0,3 \sigma) T_{sm} (g / 5000 \cdot d_{50})^{1/2} \quad (23)$$

angegeben.

Wenn keine Datenreihen vom Seegang eines Jahres vorliegen, kann die Standardabweichung als

$$\sigma = 0,62 H_{sm} \quad (24)$$

abgeschätzt werden. Damit lässt sich über G. (20) die extreme Wellenhöhe eines Jahres zu

$$H_{sc} = H_{sm} + 3,47 H_{sm} = 4,47 H_{sm} \quad (25)$$

abschätzen.

NICHOLLS et al. (1996) haben mit Naturdaten von der Forschungsstelle DUCK in South Carolina, USA, gezeigt, dass die über Gl. (22) berechnete Grenztiefe für kürzere Zeiträume den Grenzbereich der aktiven Zone relativ gut beschreibt, wohingegen mit Bezug auf größere Zeiträume die Grenztiefe überschätzt wird, wenn diesbezügliche Messwerte zugrundegelegt werden.

Gestützt auf Naturmessdaten schlägt BIRKEMEIER (1985) folgende vereinfachte Beziehung für die Bestimmung der Grenztiefe für die aktive Zone vor:

$$d_l = 1,57 H_{sc} \quad (26)$$

Um die Näherungsgleichungen auf Plausibilität zu überprüfen, wird als Anwendungsbeispiel die Fischlandküste/Ostsee gewählt und der mittlere jährliche Energiefluss in die Brandungszone dieser Küste zugrunde gelegt. Auf der Grundlage von Langzeitwinddaten (1948–1984) beträgt der mittlere jährliche Energiefluss $F = \text{rd. } 4000 \text{ kWh/m bzw. } 440 \text{ W/m}$ (DETTE, 2000). Über die Beziehung $F = 4375,7 H_{rms}^{5/2}$ (Gl. 4) und $H_s = \sqrt{2} H_{rms}$ (Gl. 5) entsprechen dem Energiefluss rechnerisch folgende Wellenkennwerte: $H_{rms} = 0,4 \text{ m}$, $H_{sm} = 0,564 \text{ m}$, $\sigma = 0,35 \text{ m}$ und $H_{sc} = 2,52 \text{ m}$ (Gl. 25).

Der Ansatz von HALLERMEIER liefert $d_l = 4,98 \text{ m}$ (Gl. 22) als Grenztiefe der aktiven Zone, nach BIRKEMEIER ergibt sich $d_l = 3,96 \text{ m}$ (Gl. 26) Dieses Untersuchungsergebnis bestätigt den Hinweis von NICHOLLS et al. (1996), dass der HALLERMEIER-Ansatz die Grenz-

tiefe überschätzt. An der Fischlandküste erstreckt sich danach die aktive Zone größenordnungsmäßig zwischen 4 m und 5 m. Die Änderungen von Strandprofilen vor Wustrow (Kkm 175) über einen Zeitraum von nahezu 25 Jahren (1974 bis 1997) belegen diese Aussage (Abb. 8). Am Beispiel der Profile ist ersichtlich, dass die rechnerische Größenordnung der Grenztiefe gut mit den Messdaten übereinstimmt. Auf allen Profilen sind deutliche Umlagerungen im strandnahen Bereich in Uferentfernungen bis zu rd. 300 m zu erkennen, d.h. dass

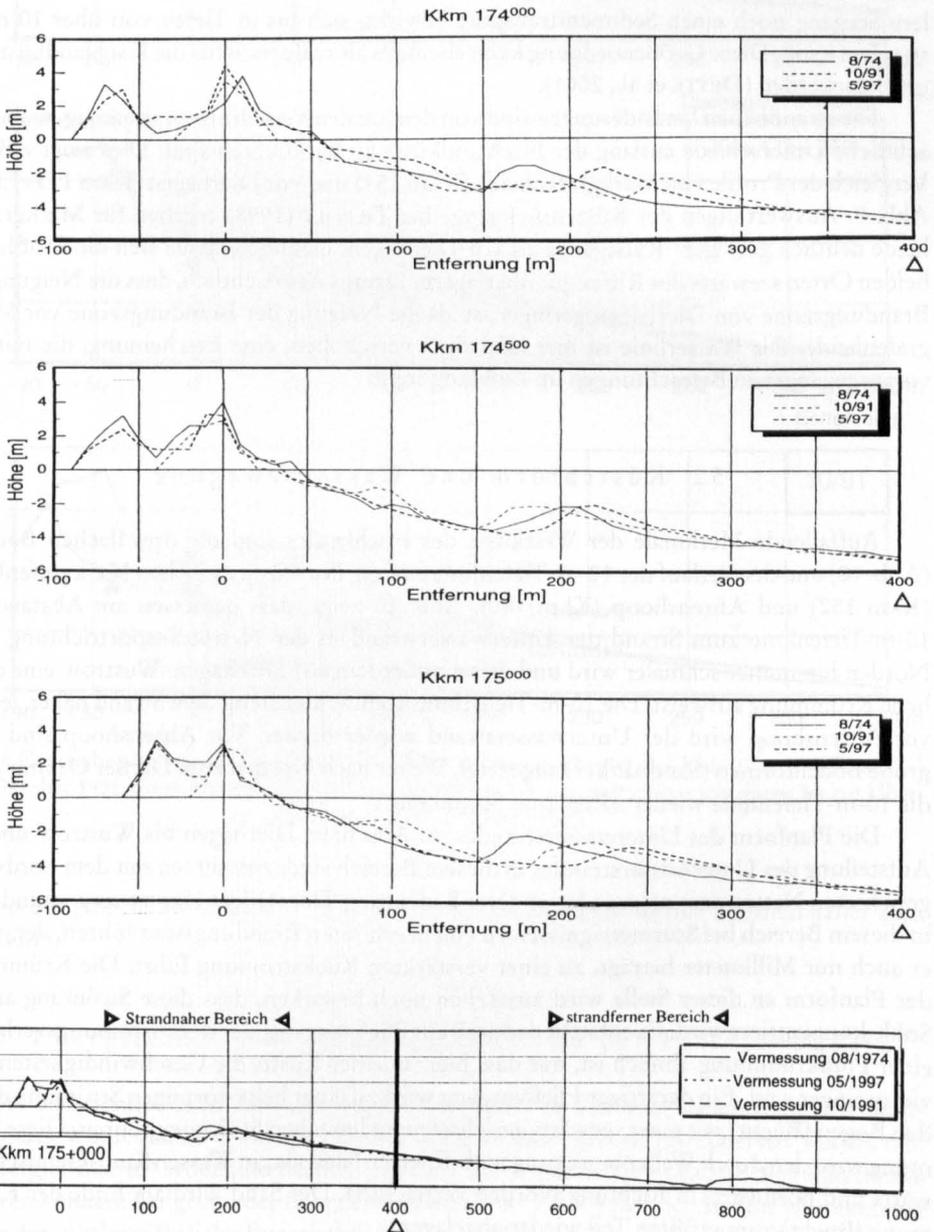


Abb. 8: Profiländerungen im Bereich Wustrow (Kkm 175) über einen Zeitraum von nahezu 25 Jahren (1974 bis 1997) oben: Nahbereich, unten: Nah- und Fernbereich

nennenswerte Profiländerungen bereits in einer Tiefe von 4 m abklingen. Hiernach empfiehlt sich der Ansatz von BIRKEMEIER.

Die Grenztiefe d_i für die Sedimentbewegung, d.h. der Übergang von der Flachwasser- („Shoal“-)Zone ins Tiefwassergebiet lässt sich aus Gl. (23) überschläglich berechnen. Für eine Korngröße von $d_{50} = 0,2$ mm, die für die Fischlandküste als realistisch angenommen werden kann, sowie für den Bereich der Wellenperioden von $T = 2$ s bis $T = 8$ s pendelt die Grenztiefe rechnerisch danach zwischen $2,88 \text{ m} \leq d_i \leq 11,50 \text{ m}$, für $d_{50} = 0,15$ mm zwischen $3,32 \text{ m} \leq d_i \leq 13,28 \text{ m}$. Daraus geht allgemein hervor, dass die Grenztiefe, bis zu der der mittlere Seegang noch einen Sedimenttransport bewirkt, sich bis in Tiefen von über 10 m erstrecken kann. Diese Größenordnung kann ebenfalls als realistisch für die Fischlandküste angesehen werden (DETTE et al., 2001).

Die strandnahen Veränderungen sind von den lokalen Verhältnissen abhängig, wobei beachtliche Unterschiede entlang der Fischlandküste zu beobachten sind. Dies zeigt z.B. der Vergleich der Profile von Markgrafenheide (Kkm 154) und vor Dierhagen (Kkm 173+750) in Abb. 9. Auswertungen der Küstenrückgänge bei TIEPOLT (1998) ergaben für Markgrafenheide deutlich geringere Rückgänge als vor Dierhagen. Dennoch lassen sich die Profile von beiden Orten seawärts des Riffes gut überlagern. Daraus ist ersichtlich, dass die Neigung der Brandungszone von Dierhagen geringer ist als die Neigung der Brandungszone vor Markgrafenheide. Die Wasserlinie ist hier landwärts verschoben, eine Erscheinung, die mit den vorausgegangenen Betrachtungen im Einklang steht.

5.2 Küstenform und Wasserbewegung

Auffallende Merkmale der Westküste des Fischlandes sind die drei flachen Buchten (Abb. 10) und der Verlauf der 10-m-Tiefenlinie entlang der Küste zwischen Markgrafenheide (Kkm 152) und Ahrenshoop (Kkm 180). Abb. 10 zeigt, dass gemessen am Abstand der 10-m-Tiefenlinie zum Strand der Unterwasserstrand in der Nettotransportrichtung nach Norden hin immer schmaler wird und dieser außerdem vor Dierhagen–Wustrow eine deutliche Krümmung aufweist. Die 10-m-Tiefenlinie kommt hier stetig dem Strand näher, jedoch vor Ahrenshoop wird der Unterwasserstrand wieder breiter. Vor Ahrenshoop sind auch große Bodenformen (Sandbänke?) angezeigt. Weiter nach Norden zum Darßer Ort hin rückt die 10-m-Tiefenlinie wieder näher zum Strand hin.

Die Planform des Unterwasserstrandes im Abschnitt Dierhagen bis Wustrow und die Aufsteilung des Unterwasserstrandes in diesem Bereich sind, zusammen mit dem nordwärts gerichteten Nettotransport, von besonderer Bedeutung. Der steilere Unterwasserstrand wird in diesem Bereich bei Sturmereignissen zu einem erhöhten Brandungsstau führen, der, wenn er auch nur Millimeter beträgt, zu einer verstärkten Rückströmung führt. Die Krümmung der Planform an dieser Stelle wird zusätzlich noch bewirken, dass diese Strömung an der Sohle konzentriert wird. Es entsteht dadurch ein Fließvorgang, der dem Strömungsverlauf in einer Flußkrümmung ähnlich ist, nur dass hier, an einer Küste, die Geschwindigkeiten sehr viel geringer sind. Ein derartiger Fließvorgang wird zu einer helix-förmigen Strömung durch den Bogen (Bucht) mit einer seawärts gerichteten bodennahen Strömung führen. Diese Strömung wird den durch Wellenbewegung mobilisierten Sand als ein Wasser-Sand-Gemisch seawärts und nordwärts in Richtung Norden verfrachten. Der Sand wird am Ende der Krümmung (Bucht) zum größten Teil wieder abgelagert.

Der erhöhte Brandungsstau entlang der Küstenstrecke zwischen Kkm 171 und Kkm 177 ist auch bei den Ergebnissen aus dem numerischen Modell SWAN angezeigt. Wie

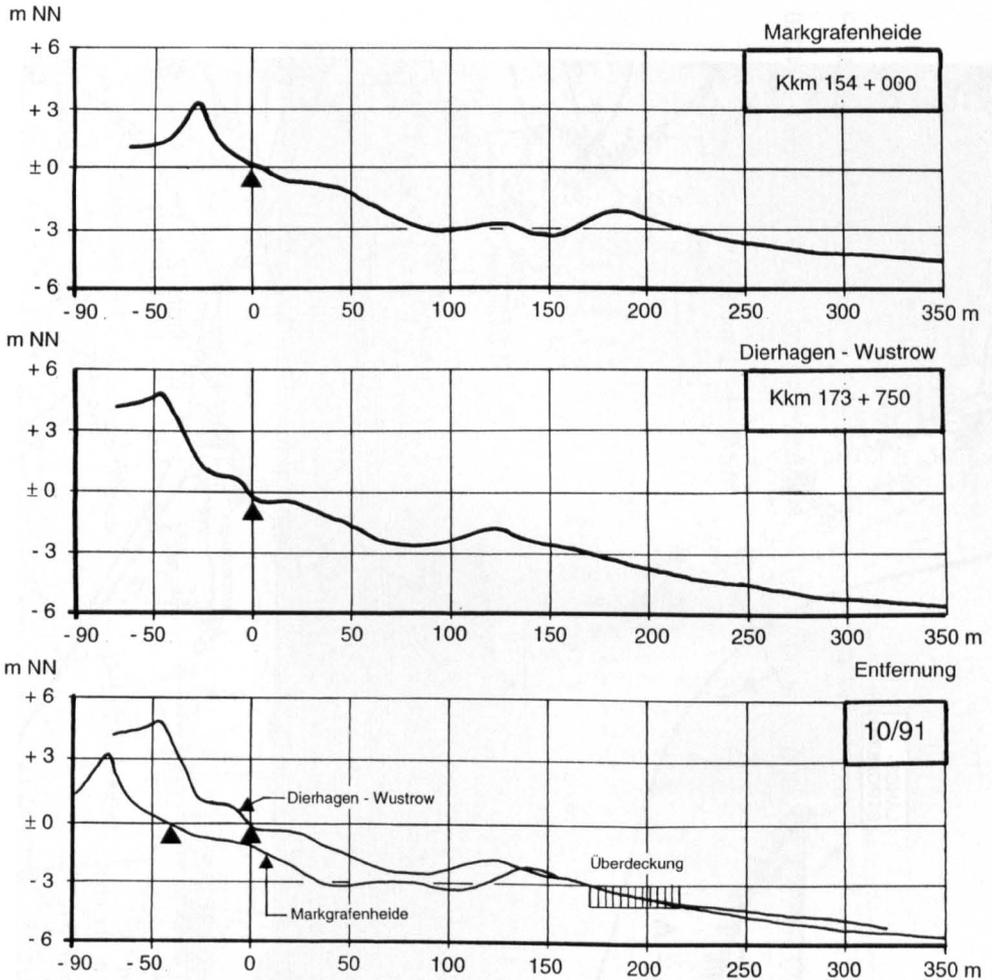


Abb. 9: Gegenüberstellung der Profile Kkm 154+000 (Markgrafeneide) und Kkm 173+750 (Wustrow) vom Oktober 1991, oben: Darstellung mit Bezug auf NN ± 0 m; unten: Profilverschiebung bis zur Überdeckung in 3 bis 4 m Wassertiefe

z.B. aus der Abb. 11 zu erkennen, liegt die $H = 1,75$ m Wellenhöhe hier deutlich näher zum Strand hin.

5.3 Energiefluss und Längstransport an der Fischlandküste

Bei unterschiedlichen Ausrichtungen einer Küste zu den seegangserzeugenden Richtungen des Windes ist zu erwarten, dass die in die Brandungszone refraktierten Wellen, d.h. die Energieflüsse in Größe und Richtung entlang der Küste in einer beachtlichen Bandbreite variieren können. Aufgrund der Langzeitwindstatistik (1948–1984) der Station Warnemünde wurde der mittlere jährliche Energiefluß für ausgewählte Lokationen entlang der Fischlandküste (Abb. 1) rechnerisch ermittelt. In Tab. 4 sind die Ergebnisse der Energieflüsse nach Richtung und Betrag für die jeweilige Resultierende und deren küstenparallele Komponente



Abb. 10: Verteilung des Unterwasserstrandes von Graal-Müritz bis Ahrenshoop veranschaulicht am Verlauf der 10-m-Tiefenlinie sowie schematische Darstellung einer Rückströmung infolge Brandungsstau im Bereich Kkm 175

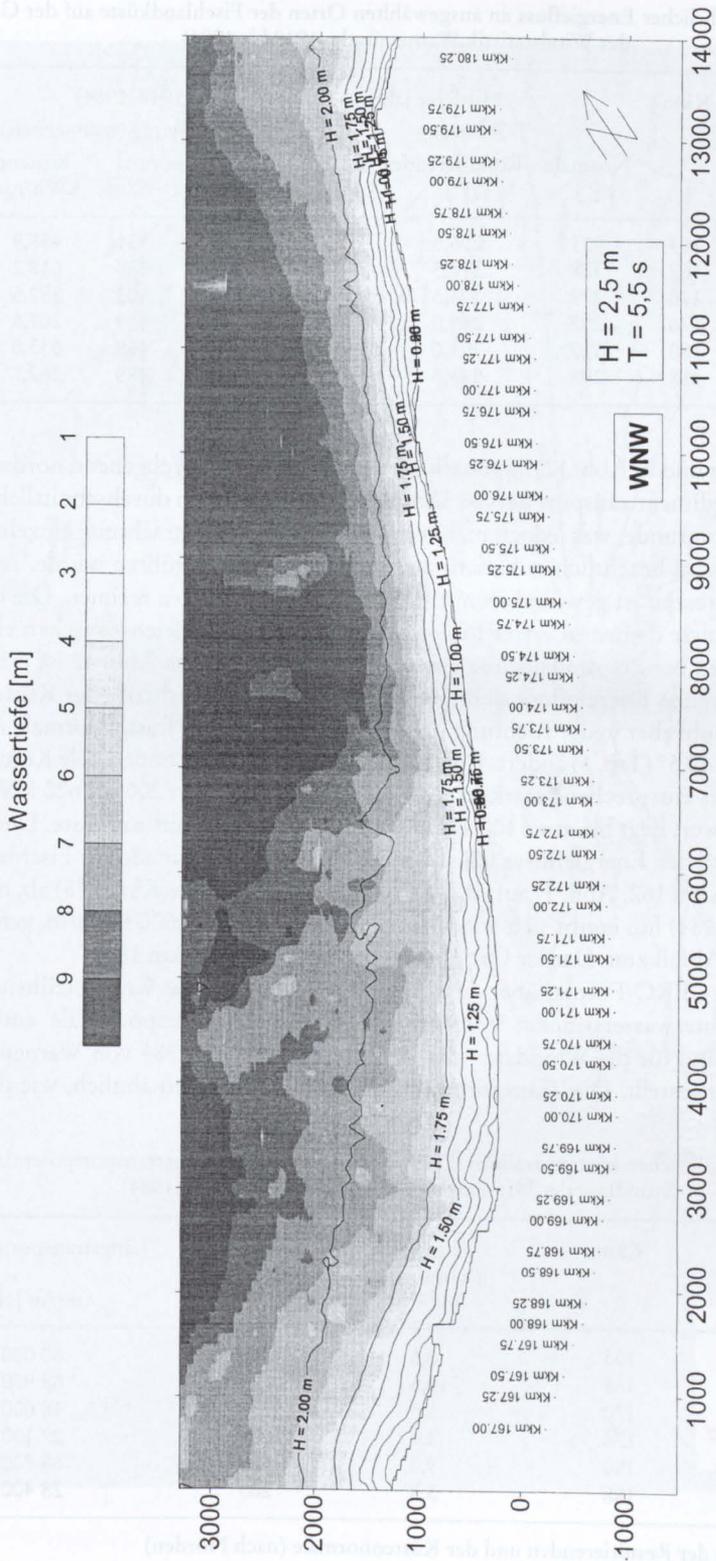


Abb. 11: Berechnung des Wellenhöhenverlaufes mit dem SWAN-Modell, im Abschnitt Neuhaus bis Ahrenshoop (Kkm 167 bis 180), hier beispielhaft für Wellen aus WNW mit $H = 2,5 \text{ m}$ und $T = 5,5 \text{ s}$

Tab. 4: Mittlerer jährlicher Energiefluss an ausgewählten Orten der Fischlandküste auf der Grundlage der Windstatistik Warnemünde (1948 bis 1984)

Ort	Kkm	Mittlerer jährlicher Energiefluss (1948–1984)						
		Richtung			Betrag (rechnerisch)			
		Normale [°]	Resultierende [°]	Differenz [°]	küstennormal kWh/ma	W/m	küstenparallel kWh/ma	W/m
Markgrafenheide	153	303	296,5	6,5	4031	331	458,9	52,4
Graal-Müritz	162	328	317,5	10,5	3397	388	618,2	70,6
Dierhagen	170	298	294,5	3,5	4397	502	282,5	32,2
Wustrow	176	292	289,0	3,0	4025	459	201,6	23,0
Ahrenshoop	180	310	301,0	9,0	4112	469	633,0	72,3
Esper Ort	188	290	286,5	3,5	4281	489	262,7	30,0

zusammengefasst und in Abb. 12 dargestellt. Es geht hieraus ein durchgehend nordwärts gerichteter Nettosedimenttransport hervor. Den Berechnungen liegen durchschnittliche Langzeitmittelwerte zugrunde, was jedoch nicht ausschließt, dass die Betrachtung einzelner Jahre in dieser Statistik zu beachtlichen Variationen des Energieflusses führen würde. Auch von Jahreszeit zu Jahreszeit ist gewöhnlich mit starken Unterschieden zu rechnen. Die hier dargestellten Ergebnisse dienen in erster Linie dem qualitativen Vergleich zwischen einzelnen Küstenabschnitten bei Zugrundelegung eines Basisdatensatzes. Aus Abb. 12 ist ersichtlich, dass der resultierende Energiefluss sich nur wenig in der Größe entlang der Küste (3400–4300 kWh/m), wohl aber in der Richtung bezogen auf die jeweilige küstennormale Ausrichtung von 3,5° bis 10,5° (Tab. 4) ändert. Dies führt dazu, dass die küstenparallele Komponente des Energieflusses entsprechend stark in einer Größenordnung von 200 bis 620 kWh/m variiert; der Mittelwert liegt bei etwa 400 kWh/m für die gesamte Fischlandküste. Die berechneten küstenparallelen Energieflüsse fallen von 620 kWh/m am Süden der Fischlandküste (Graal-Müritz, Kkm 162, Abb. 1) auf rd. 200 kWh/m vor Wustrow (Kkm 175) ab, nach Ahrenshoop (Kkm 181) hin ergibt sich wiederum ein Anstieg auf rd. 630 kWh/m, gefolgt von einem erneuten Abfall zum Darßer Ort hin (rd. 260 kWh/m bei Kkm 188).

Die mit der CERC-Formel über den Energiefluss (Tab. 4), die Wellensteilheit und die Neigung des Unterwasserstrandes berechneten Sedimenttransportpotentiale entlang der Fischlandküste sind für die Winddaten des Zeitraumes 1948 bis 1984 von Warnemünde in Tab. 5 zusammengestellt. Die Transportpotentiale (Abb. 13) zeigen ähnlich, wie die Ener-

Tab. 5: Mittlerer jährlicher küstenparalleler Energiefluss und Küstenlängstransportpotential auf der Grundlage der Windstatistik Warnemünde (1948 bis 1984)

Ort	Kkm	Energiefluss küstenparallel		Längstransportpotential m ³ /m Jahr
		Richtung [°] ¹	Betrag KWh/m Jahr	
Markgrafenheide	153	6,5	460	50 000
Graal-Müritz	162	10,5	620	68 900
Dierhagen	170	3,5	285	48 600
Wustrow	176	3,0	200	27 100
Ahrenshoop	180	9,0	635	68 700
Esper Ort	188	3,5	265	28 400

¹ Winkel zwischen der Resultierenden und der Küstennormale (nach Norden)

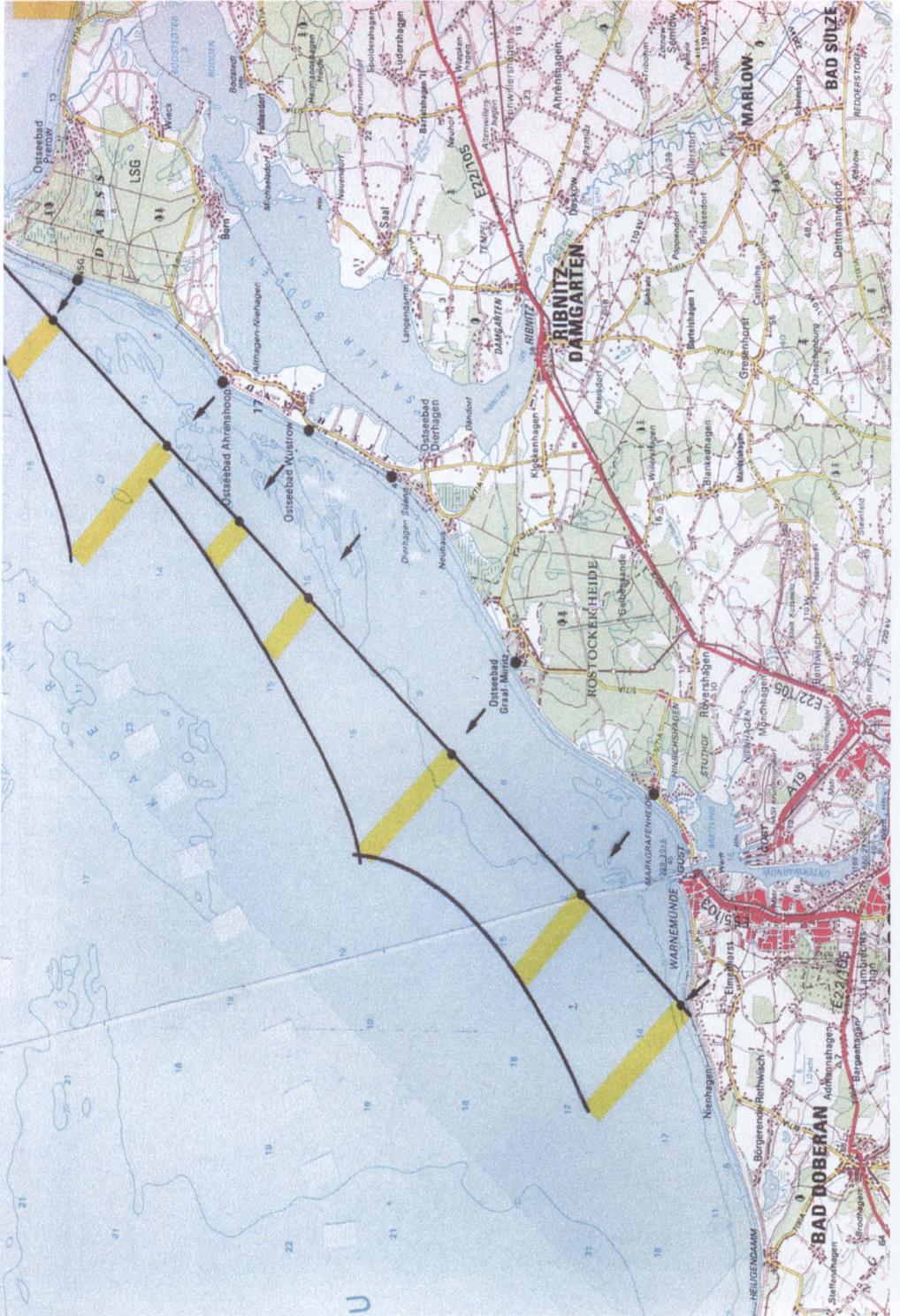


Abb. 13: Variation des berechneten mittleren jährlichen Küstenlängstransportpotentials entlang der Fischlandküste

gieflüsse, eine beachtliche räumliche Variation. Da auch lokale Potentiale von Jahr zu Jahr und jahreszeitlich schwanken, dürfen Transportmengenangaben nicht überinterpretiert werden. Sie zeigen aber alle die richtige Größenordnung an, die im Vergleich zu der Hochenergieküste Sylt um mehr als eine Größenordnung geringer ist. Ein wichtiges Merkmal für die hier angestellten Betrachtungen ist aber die starke Abnahme des Transportpotentials in dem Abschnitt zwischen Graal-Müritz und Wustrow um ca. $40\,000\text{ m}^3/\text{Jahr}$ (1948–1984) von $68\,900\text{ m}^3/\text{Jahr}$ auf $27\,000\text{ m}^3/\text{Jahr}$. Aus Gründen der Kontinuität im Sedimenttransport muss der „Überschuss“ des Küstenlängstransportes, der von Graal-Müritz kommend im Staubeereich um Wustrow nachweislich nicht abgelagert wird, in küstennormaler Richtung, also seewärts „umgeleitet“ werden (Abb. 5). Um diese Hypothese zu untersuchen, d.h. die Frage zu beantworten, ob sich eine seewärtige Verlagerung von Sedimenten nachweisen lässt, wurden kleinräumige Vermessungsdaten seit 1990 und großräumige Seevermessungen in den Jahren 1952 und 1979 ausgewertet.

5.4 Indikatoren für einen Offshore-Transport an der Fischlandküste aus Vermessungsdaten

Die umfangreichen Vermessungsdaten sowie Luftbildaufnahmen (StAUN Rostock) ermöglichen die nähere Beschreibung der Topographie des Unterwasserstrandes entlang der Fischlandküste und die Ableitung von Indikatoren für die Umlenkung von Sedimenten aus dem Küstenlängstransport in eine seewärtige Transportrichtung. Im Abschnitt Warnemünde-Ostmole bis südlich von Graal-Müritz (Kkm 156, Abb. 1) ist der Verlauf der Tiefenlinien verhältnismäßig gut geordnet. In der Gegend von Graal-Müritz schwenkt die Küstenlinie um etwa 20° nach Nordost. Dadurch bedingt ändert sich auch das küstenparallele Transportpotential. Von Graal-Müritz (Kkm 162) bis Dierhagen (Kkm 170) verringert sich das küstenparallele Transportpotential von $68\,900\text{ m}^3/\text{Jahr}$ auf $48\,600\text{ m}^3/\text{Jahr}$. Da die Vermessungen in diesem Abschnitt keine Akkumulationen im strandnahen Unterwasserbereich haben erkennen lassen, muss die Differenz von $20\,000\text{ m}^3/\text{Jahr}$ küstennormal verlagert werden. Um Hinweise zu erhalten, wohin sich die Sedimente durch den Transport verteilen, wurden kleinräumige Vermessungen ausgewertet und als Sohlniveauänderungen (Niveaudifferenzen) im Zeitraum 1994–1998 für den Bereich von Graal-Müritz (Kkm 161) aufgetragen. Daraus ist zu erkennen, dass sich ein Teil des Sedimenttransportes von der Küste weg bewegt (Abb. 14). Die schräg zum Strand hin verlaufenden Änderungen des Sohlniveaus sind den dünenartigen Transportkörpern ähnlich und ein Indikator für eine sich von der Küste ablösende Sedimentbewegung. Die sichtbaren Sandrücken erwecken den Eindruck von sehr flachen und langen Dünen, die sich sehr langsam nordwärts bewegen.

In der Strandnähe lässt sich die seewärtige Sedimentbewegung aus der vorhandenen Riffstruktur ableiten. Nördlich von Graal-Müritz beginnt ein Riff-Rinnensystem, das sich in nördlicher Richtung von der Küste weg bewegt, wobei der Riffkamm zunehmend verflacht, bis er nicht mehr zu erkennen ist. Die Verflachung ist mit dem Ansatz eines neuen Riffes in Strandnähe verbunden, so dass sich die Riffe etwa schieferdachähnlich überlagern. Auch dieses Riff verlagert sich seewärts und verflacht, wie es die Luftbildaufnahme von dem Bereich Dierhagen-Ost (Kkm 171 bis 172) erkennen lässt (Abb. 15).

Die schieferdachähnlichen Riffstrukturen zeigen die Luftbildaufnahmen auch für den Bereich nördlich von Ahrenshoop, wo die Entwicklung der Küste nicht durch Bühnenfelder beeinflusst ist. Es scheint, dass das vorhandene Riffsystem hauptsächlich von dem alltäglichen (Schönwetter) Wellenklima geprägt wird, was zur Ausbildung eines Riffes führt. Riffe

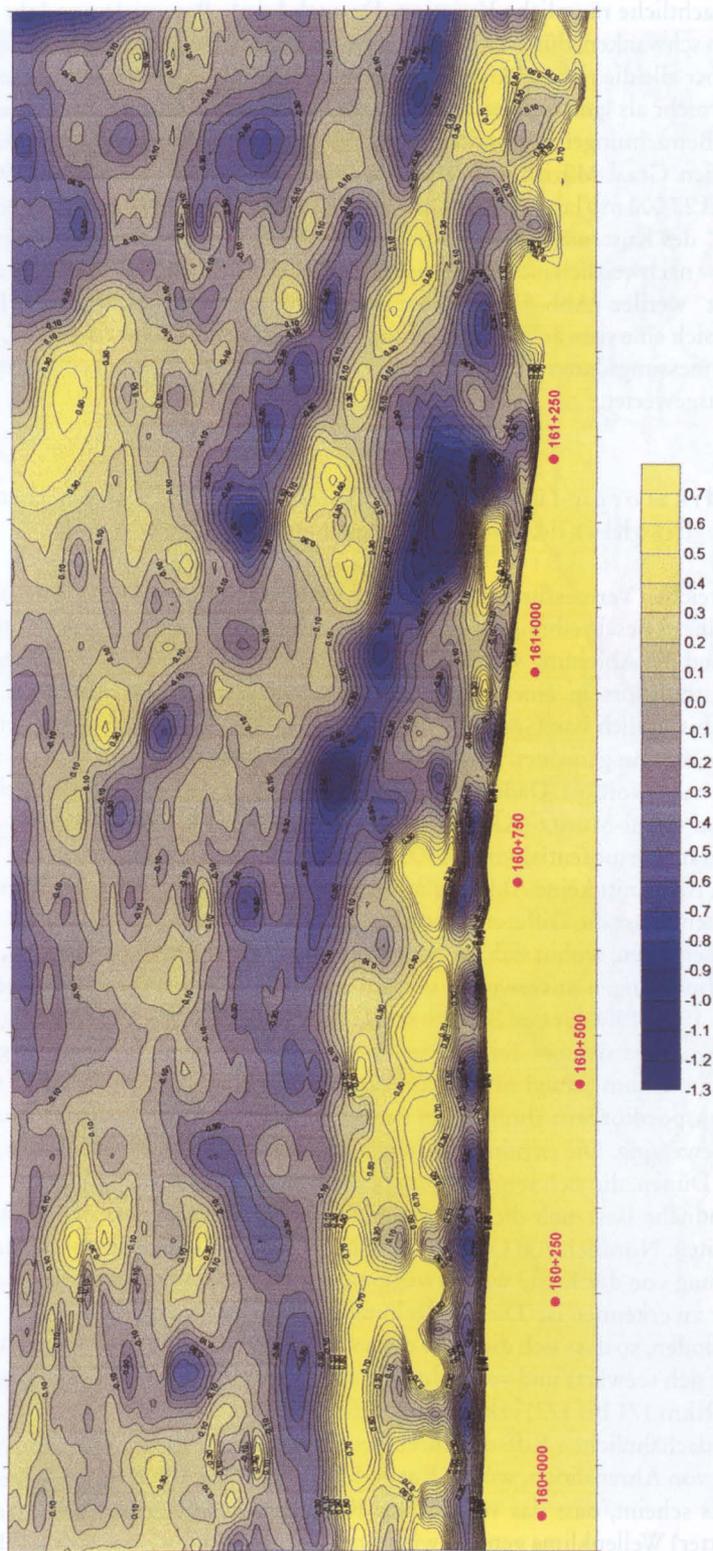


Abb. 14: Differenzplan (Niveauänderungen) von kleinräumigen Vermessungen an der Fischlandküste, hier: Abschnitt Graal-Müritz (Kkm 161–162), Vermessungen 1994 und 1998

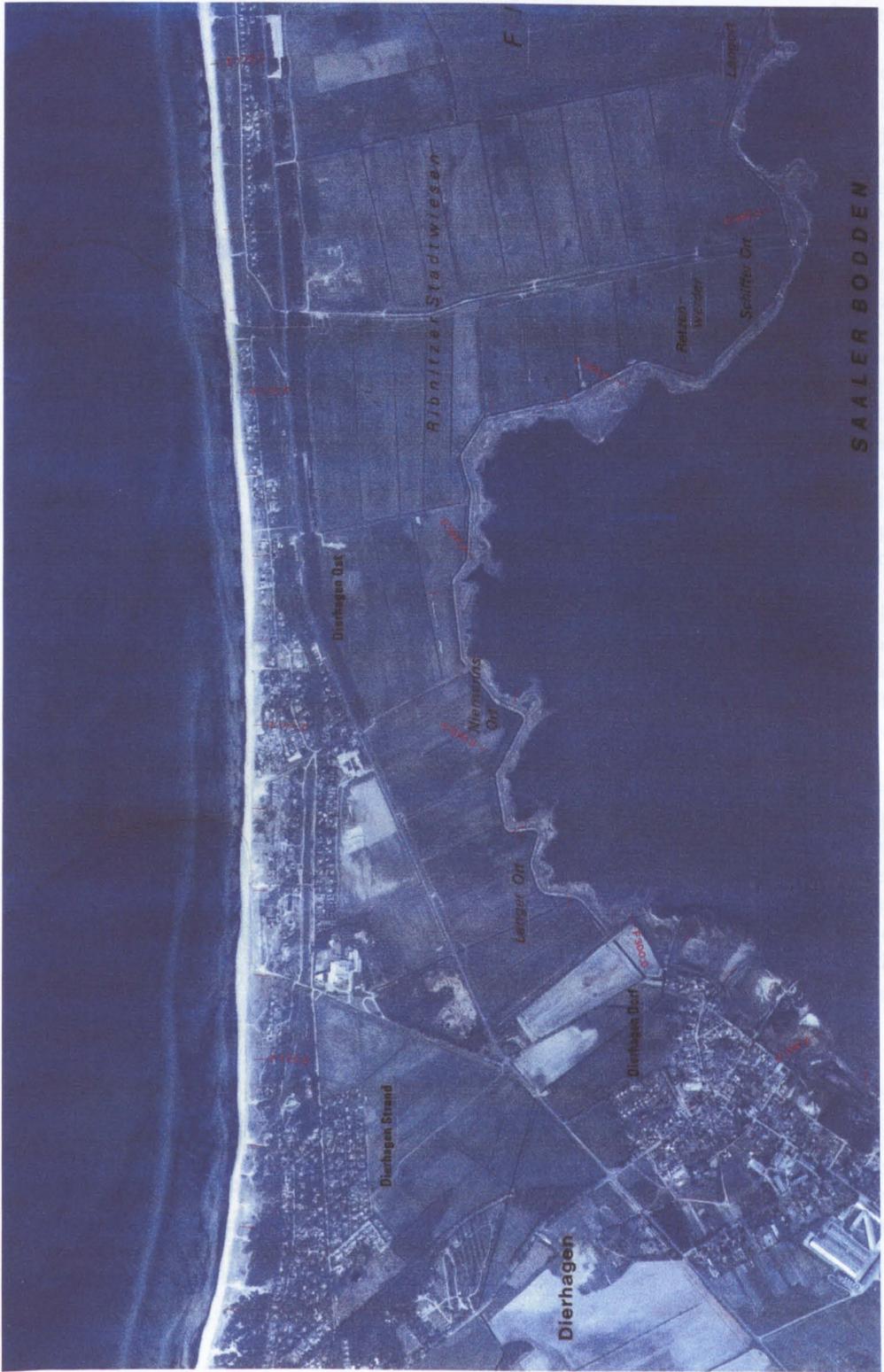


Abb. 15: Küstenabschnitt Dierhagen-Ost (Kkm 171-172): Luftaufnahme 1992 zur Veranschaulichung von seawärts verschwenkendem Riff und Ansatz eines strandnahen Folgeriffs

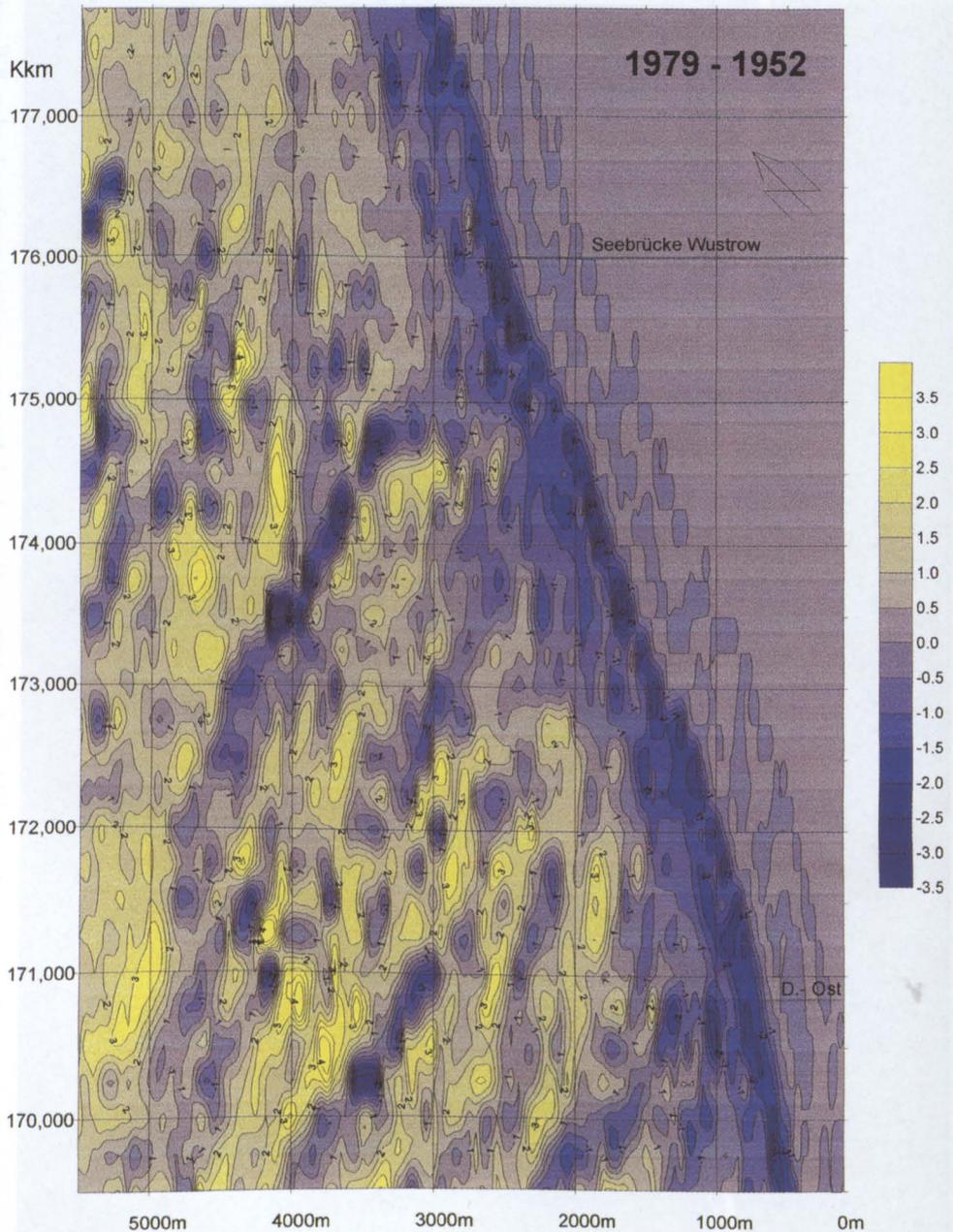


Abb. 16: Differenzenplan (Niveauänderungen) von großräumigen Seevermessungen in den Jahren 1952 und 1979, hier: Abschnitt Dierhagen-Ost (Kkm 170) bis Wustrow (Kkm 177, s. Abb. 1)

die durch schweren Seegang entstehen, neigen aufgrund eines starken Resonanzverhaltens zur Ausbildung von zwei und mehr parallel verlaufenden Riffen.

Nicht nur im strandnahen Bereich lässt sich die an der Fischlandküste auftretende seewärtige Sedimentbewegung belegen, sondern auch für das großräumige Küstenvorfeld bis in Wassertiefen von mehr als 10 m bzw. entsprechende Küstenentfernungen von bis zu 5 km. Hierzu wurden aus den engmaschigen Zahlenplänen, denen die Seekarten der Jahre 1952 und 1979 für die Fischlandküste zugrunde liegen, Sohlniveaudifferenzen ausgewertet. Die Ergebnisse der Untersuchungen für den Abschnitt Dierhagen-Ost bis Darßer Ort (DETTE et al., 1999) werden beispielhaft als Differenzenplan für die Strecke von Dierhagen-Ost (Kkm 170) bis über Wustrow (Kkm 177, s. Abb. 1) hinaus auf Abb. 16 veranschaulicht. Auch hier zeigen die Daten schräg zum Strand geneigte dünenähnliche Sohlformen an, was auf seewärtigen Transport hindeutet. Der an der Fischlandküste auftretende küstennormale Transport geht noch deutlicher aus der Gegenüberstellung der Tiefenlinien der zwei Vermessungen hervor (Abb. 17). Um das räumliche Ausmaß zu veranschaulichen, wurden Indikatorflächen, hier die Flächen zwischen der 8-m- und 10-m-Tiefenlinie (gelb) sowie die Flächen zwischen der 12-m- und 14-m-Tiefenlinie (orange), farblich angelegt. Die Ergebnisse sollten mit Vorsicht bewertet werden, da die Auflandungen insbesondere im tieferen Wasser größer sind, als erfahrungsgemäß an solchen Küsten zu erwarten ist. Die Trends der Sedimentbewegung sind aber eindeutig; die Größenordnung könnte jedoch durch die Genauigkeit der Seevermessungen beeinflusst sein. Aussagen über die Genauigkeit können durch eine präzise Seevermessung, wie sie derzeit möglich ist, gewonnen werden.

Als auffälliges Merkmal zeigt Abb. 16 weiterhin, dass sich nahe der Wasserlinie ein durchgehender, hier blau angelegter Küstenstreifen von etwa konstanter Breite darstellt. Dies veranschaulicht Erosion, ein Prozess, der mit der rückgängigen Küstenverlagerung des Fischlandes einschließlich der ufernahen Schorre im Einklang steht. Die Breite der Erosionszone entspricht etwa der Größenordnung der Breite der „aktiven Zone“, die rechnerisch ermittelt wurde.

Die Ergebnisse der Untersuchungen deuten darauf hin, dass sich morphologische Änderungen des Unterwasserstrandes über weite Bereiche des Küstenvorfeldes auswirken. Küstennormale Transporte und Ablagerungen sind zu erwarten, wenn die küstenparallele Komponente des Energieflusses entlang der Küste variiert, z.B. durch Fokussierung der Wellenenergie oder Änderungen in der Ausrichtung der Küste, wobei die Schorre scheinbar unbeeinflusst bleibt. Diese Beobachtungen sind von besonderer Bedeutung bei der Interpretation der Ergebnisse aus numerischen Modellen zum Sedimenttransport an der Küste, in denen häufig eine feste unveränderliche seewärtige Randtiefe angewendet wird und die Prozesse in der Natur daher nicht vollständig berücksichtigt sind.

D a n k

Die Untersuchungen wurden vom Land Mecklenburg-Vorpommern, vertreten durch das Staatliche Amt für Umwelt und Natur Rostock, im Rahmen des Projektes „Bewirtschaftung der Küste im Raum Fischland, Darss und Zingst“ als Grundlage für den Fachplan „Sturmflutschutz Fischland“ gefördert. Wir danken Herrn Dr.-Ing. Weiss und seinen Mitarbeitern in der Abt. Küste für die vielfältige Unterstützung.

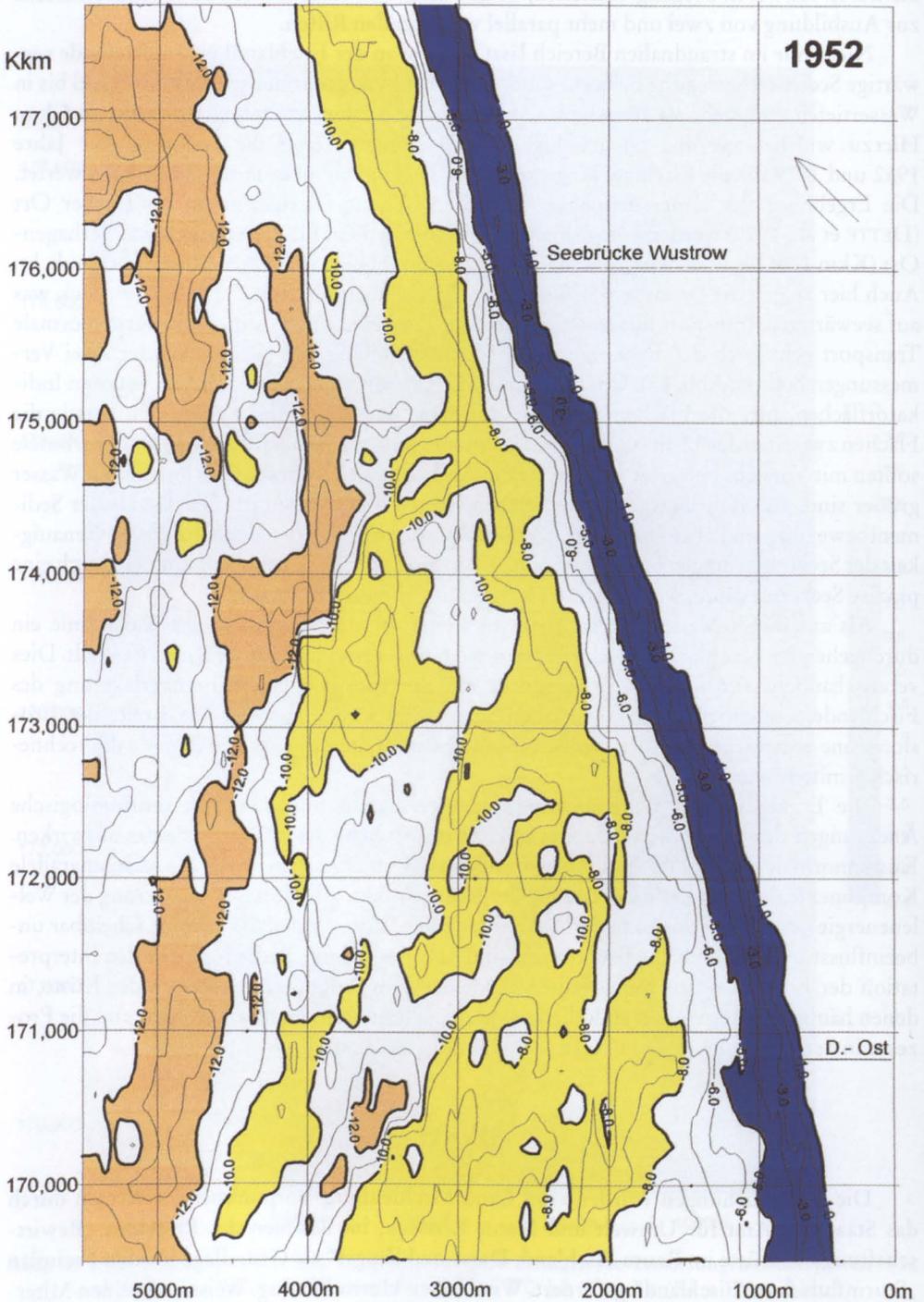
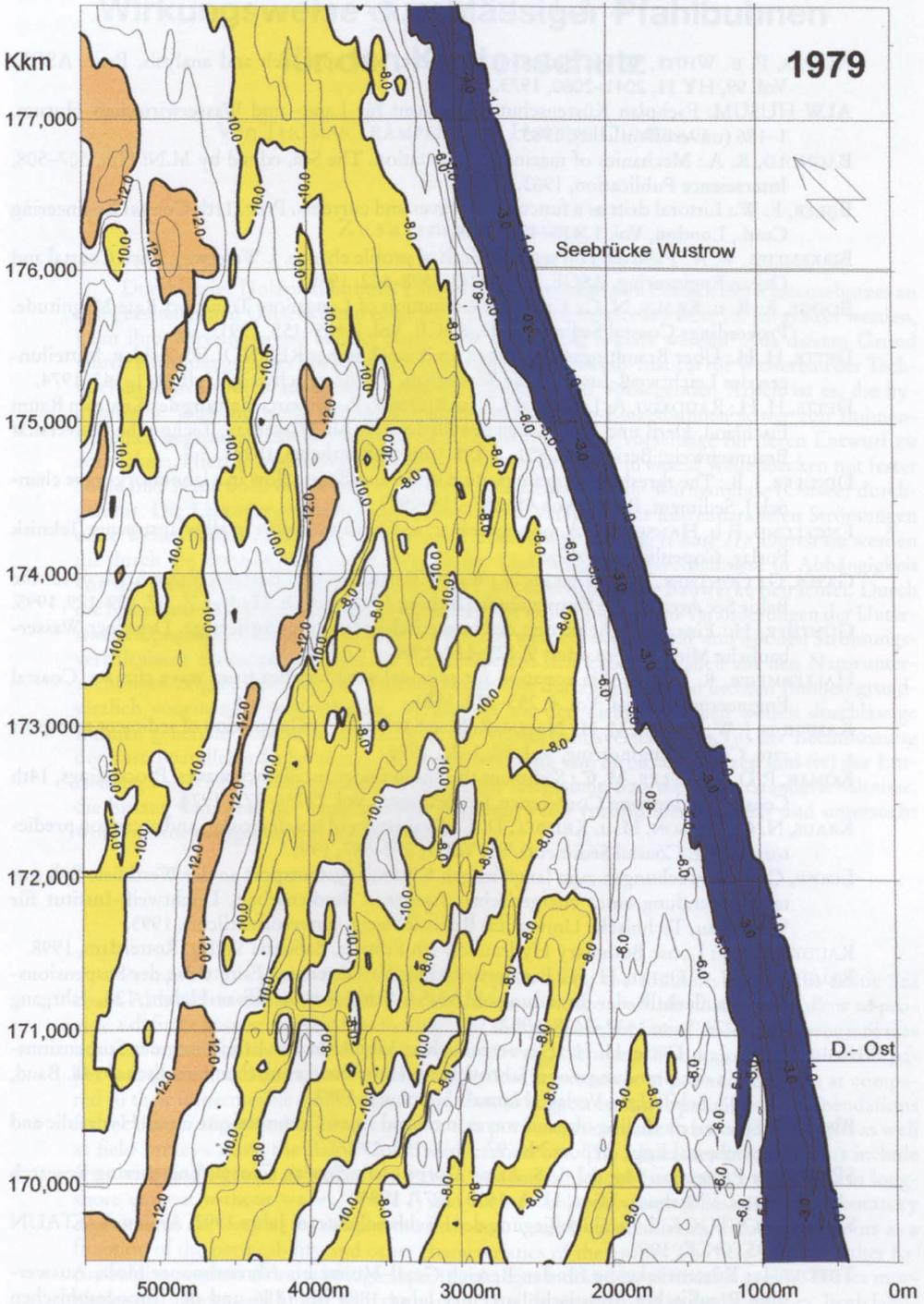


Abb. 17: Gegenüberstellung von Tiefenlinien und Indikatorflächen der großräumigen Seevermessungen von 1952 und 1979, hier: Abschnitt Dierhagen-Ost (Kkm 170) bis Wustrow (Kkm 177, s. Abb. 1)



- ACKERS, P. u. WHITE, W. R.: Sediment transport, new approach and analysis, Proc. ASCE, Vol. 99, HY 11, 2041-2060, 1973.
- ALW HUSUM: Fachplan Küstenschutz Sylt. Amt für Land- und Wasserwirtschaft Husum. 1-186 (unveröffentlicht), 1985.
- BAGNOLD, R. A.: Mechanics of marine sedimentation. The Sea, edited by M.N: Hill, 507-508, Interscience Publication, 1963.
- BIJKER, E. W.: Littoral drift as a function of waves and currents. Proc. 11th Coastal Engineering Conf., London, Vol. 1, 415-435, 1968.
- BIRKEMEIER, W. A.: Field data on seaward limit of profile change. J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, Vol. 111(3), 598-602. 1985.
- BODGE, K. R. u. KRAUS, N. C.: Critical Examination of Longshore Transport Rate Magnitude. Proceedings Coastal Sediments '91, ASCE, Vol. I, 139-155, 1991.
- DETTE, H. H.: Über Brandungsströmungen im Bereich hoher REYNOLDS-Zahlen. Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau, TU Braunschweig, Heft 41, 1-143, 1974.
- DETTE, H. H.; RAUDKIVI, A. J.; STELLJES, K. u. BITTNER, R.: Bewirtschaftung der Küste im Raum Fischland, Darß und Zingst. Leichtweiß-Institut für Wasserbau, Technische Universität Braunschweig, Bericht Nr. 851, 1-198, (unveröffentlicht), 1999.
- DINGLER, J. R.: The threshold of grain motion under oscillation flow in a laboratory wave channel. J. Sediment. Petrol, Vol. 49, 287-214, 1979.
- ENGELUND, F. u. HANSEN, E.: A monograph on sediment transport in alluvial streams. Teknisk Forlag, Copenhagen, 1967.
- GAYER, G.; GÜNTHER, H. u. WINKEL, N.: Wave Climatology and Extreme Value Analysis for the Baltic Sea Area off the Warnemünde Harbour Entrance. Dt. Hydrgr. Z., 47, 109-129, 1995.
- GÜNTHER, H.: Einsatzmöglichkeiten der numerischen Seegangsvorhersage. Dresdner Wasserbauliche Mitteilungen, Heft 9, 129-144, 1996.
- HALLERMEIER, R. J.: A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. Coastal Engineering Journal, Vol. 4, 253-277, 1981.
- KAMPHUIS, J. W.; DAVIES, M. H.; NAIRN, R. B. u. SAYAO, O. J.: Calculation of sediment transport rate. Coastal Engineering, Vol. 10, 1-22, 1986.
- KOMAR, P. D. u. MILLER, M. C.: Sediment threshold under oscillatory waves. Proceedings, 14th Coastal Engineering Conference, Copenhagen, Vol. 2, 756-775, 1974.
- KRAUS, N. C.; LARSON, M. u. KRIEBEL, D. L.: Evaluation of beach erosion and accretion predictors. ASCE Coastal Sediments '91, Vol. 1, 572-587, 1991.
- LOOSE, G.: Untersuchungen zum langfristigen Küstenlängstransport an der Westküste Sylt unter Verwendung eines energetischen Ansatzes. Studienarbeit, Leichtweiß-Institut für Wasserbau, Technische Universität Braunschweig. (unveröffentlicht), 1995.
- RAUDKIVI, A. J.: Loose Boundary Hydraulics, 4th Edition, Balkema Verlag, Rotterdam, 1998.
- RAUDKIVI, A. J. u. DETTE, H. H.: Ein vereinfachtes Verfahren zur Ermittlung der Suspensionsfracht außerhalb der Brandung. HANSA-Schiffahrt-Schiffbau-Hafen, 128, Jahrgang Nr. 23/24, Seite 1432-1438, 1991.
- RAUDKIVI, A. J. u. Dette, H. H.: Ein vereinfachtes Verfahren zur Ermittlung der Suspensionsfracht in der Brandungszone. Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft, 48. Band, 232-238, Schifffahrts-Verlag „Hansa“, Hamburg, 1993.
- RIS, R. C.: Spectral modelling of wind waves in coastal areas. Communications on Hydraulic and Geotechnical Eng., Report No. 97 - 4, 1-155, 1997.
- SPM: Shore Protection Manual. U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg. Miss., USA, 1973, 1977, 1984.
- STAUN ROSTOCK: Luftbildbefliegung der Fischlandküste im Jahre 1992, Archiv des STAUN ROSTOCK, 1992.
- TIEPOLT, L.: Küstenrückgang für den Bereich Graal-Müritz bis Ahrenshooper Holz, Auswertung Preußischer Messtischblätter der Jahre 1884 bis 1886 und der Topographischen Karte AV von 1983, Staatliches Amt für Umwelt und Natur, Rostock, (persönliche Kommunikation), 1998.
- THOMPSON, E. F. and HARRIS, D. L. (1972): A wave climatology for U.S. coastal waters. Proc. OFFshore Techn. Conf. 4th, Houston, Texas, USA, Vol. II, 675-688.