

Brandungsuntersuchungen an den Küsten von Fehmarn und Nordwagrien

Von Claus Magens

Inhalt

A. Vorbemerkung	40
B. Die Brandung als Folge von Seegang und Dünung	40
1. Theoretische Grundlagen	40
2. Die durchgeführten Messungen	47
C. Die morphologischen Wirkungen der Brandung	50
1. Der Quer- und Längstransport	50
2. Die physiographische Einheit	51
3. Der Küstenbogen	52
4. Riff, Strandwall und Sandbank	52
5. Die Folgerungen für technische Maßnahmen	56
6. Untersuchungen am Versuchsfeld	58
D. Die Brandungswirkung im Untersuchungsgebiet	59
Schrifttum	62

A. Vorbemerkung

Anlässlich der Untersuchungen der Abbrüche am Brodtener Steilufer bei Travemünde (PETERSEN, 1951) konnte nachgewiesen werden, daß Meeresströmungen für den Uferrückgang und die Verlagerung des Abbruchmaterials von untergeordneter Bedeutung sind.

Die vielfach anzutreffende Anschauung, daß Triftströmungen den Transport von Strand- und Strandwallmaterial bewirken, ist hier und dort schon vor Jahrzehnten aufgegeben worden (CORNAGLIA, 1881; MUNCH-PETERSEN, 1914). Trotzdem hat sich die Erkenntnis, daß in erster Linie die mit dem Branden der Wellen verbundenen Wasserbewegungen die treibenden Kräfte für Küstenabbruch, Abrasion des Meeresbodens und Verlagerung der Abbruchmassen sind, nur langsam durchgesetzt, vor allem wohl deshalb, weil mangels richtiger Vorstellungen von der Größe, den Richtungen und dem Zusammenwirken der verschiedenen Einzelvorgänge keine Klarheit über den außerordentlich verwickelten Ablauf der Brandung an der Küste bestand.

Erst während der letzten fünfzehn Jahre ist es im Ausland durch gründliche Forschungen in der Natur und an Modellen gelungen, die verschiedenen Theorien über den Seegang und die Brandung für technische Zwecke anwendbar zu machen und zu erweitern.

Für die Darstellung des natürlichen Kräftespiels und die Deutung der Küstenveränderungen im Untersuchungsgebiet Fehmarn-Nordwagrien war es deshalb möglich und notwendig, die Brandungserscheinungen eingehend zu erfassen. Beim theoretischen Teil haben Dr. K. WYRTKI und bei der Auswertung der Meßergebnisse G. RODEN (beide s. Zt. am Institut für Meereskunde der Universität Kiel) wesentlich mitgewirkt.

B. Die Brandung als Folge von Seegang und Dünung

1. Theoretische Grundlagen

Auf freier See mit größerer Tiefe und Flächenausdehnung erregt der Wind einen Seegang, dessen Stärke von zunächst drei Faktoren bestimmt wird:

der Windgeschwindigkeit,
der Winddauer und
der Anlaufbahn des Windes.

Solange der Wind andauert, werden im Windfeld ständig neue Wellen erzeugt, die je nach ihrem Wellenalter mit verschiedenen Wellenhöhen, Perioden und Fortschrittsgeschwindigkeiten nebeneinander herlaufen. Erst nach einer von der Flächenausdehnung und Tiefe des Gewässers abhängigen Winddauer ist der Seegang „ausgereift“. Die kleineren Wellen und einzelne größere verlieren gegenüber der „kennzeichnenden“ Welle an Bedeutung.

Läßt der Wind nach, so schwingen die Wasserteilchen noch eine längere Zeit in harmonischen Wellen weiter.

Die harmonische Wasserwelle wird Dünungswelle genannt und ist durch die Periode T und die Höhe H gekennzeichnet. T ist die Zeit, die vom Durchlauf eines Wellenkamms bis zum Durchlauf des folgenden Wellenkamms durch einen ortsfesten Punkt verstreicht, gemessen in Sekunden, die Wellenhöhe H der Vertikalabstand zwischen den horizontalen Tangenten an die Wasseroberfläche im Wellenberg und im Wellental, gemessen in m.

Aus diesen beiden Werten ergeben sich alle übrigen Wellenwerte (Charakteristiken).

In tiefem Wasser (Wassertiefe $h > 1/2$ der Wellenlänge L) gilt

für die Fortschrittsgeschwindigkeit:
$$c_0 = \frac{g \cdot T}{2 \pi} = 1,56 T$$

für die Wellenlänge:
$$L_0 = c_0 \cdot T = 1,56 T^2$$

für die Orbitalbewegung der Wasserteilchen an der Oberfläche:
$$u_0 = \frac{\pi \cdot H_0}{T}$$

für die Steilheit:
$$\delta = \frac{H_0}{L_0}$$

δ erreicht praktisch bei 1:10 seinen Höchstwert, wird er überschritten, so bricht die Welle.

Für unmittelbar vom Wind erregten Seegang sind diese Beziehungen nicht uneingeschränkt anwendbar, weil der Aufbau der Windwelle asymmetrisch ist. Ihr Vorderhang ist steiler als der Rückhang, der Wellenberg kürzer als das Wellental. In diesem Falle ist die Orbitalbewegung nicht einheitlich, sondern die Bewegung in Richtung des Wellenfortschritts (im Wellenberg) schneller, aber von kürzerer Dauer als die entgegengesetzte (im Wellental). Dadurch kann mit den Windwellen ein Wassertransport in Wellenfortschrittsrichtung verbunden sein, der sich in geschlossenen Gewässern als Stau bemerkbar macht.

Eine den komplexen Vorgängen beim Anfachen und Aufrechterhalten der Windwelle in allen Einzelheiten gerecht werdende exakte mathematische Darstellung ist nicht möglich, weil die Wechselbeziehungen zwischen Wind- und Wasserbewegung turbulent verlaufen. Doch wird die Welle beim Auflaufen auf die Küste mit abnehmender Wassertiefe in wachsendem Maße von der Bodentopographie mehr und vom Winde weniger beeinflusst, so daß für die Brandungswellen auf begrenzt tiefem Wasser eine Reihe von mathematischen Annäherungslösungen aufgestellt werden konnte. Versuche ergaben, daß diese Beziehungen der Wirklichkeit mit ausreichender Genauigkeit angenähert sind.

Für Wassertiefen kleiner als die halbe Wellenlänge gilt für die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit:

$$c^2 = \frac{g L}{2 \pi} T \operatorname{tgh} 2 \pi \frac{h}{L}$$

Die Orbitalbahnen der Wasserteilchen gehen mit abnehmender Wassertiefe von der Kreisform in Ellipsenform über. Diese Ellipsen werden immer flacher, je tiefer sie sich unter dem ruhen-

den Wasserspiegel befinden, bis unmittelbar über dem Boden nur noch eine horizontale Hin- und Herbewegung der Wasserteilchen stattfindet.

Die maximale horizontale Geschwindigkeit der Wasserteilchen beträgt

$$u_{z \max} = \frac{\pi H}{T} \frac{\text{Cosh } 2 \pi \left(\frac{h-z}{L} \right)}{\text{Sinh } 2 \pi \left(\frac{h}{L} \right)}$$

In einer Wassertiefe von h_b ist die Welle so stark verkürzt und aufgesteilt, daß das Verhältnis $\frac{H}{L} > 0,1$ wird. Hier bricht die Welle. Nach Versuchen liegt h_b nach MUNK

für Dünungswellen bei $1,28 H_b$

für Windwellen bei $1,72 H_b$.

Vielfach wird auch mit $h_b = 1,5 H_b$ gerechnet.

Weiterhin gelten im Brechpunkt

$$H_b = \frac{H_0}{3,3} \left(\frac{L_0}{H_0} \right)^{1/3}$$

$$c_b^2 = g (h_b + H_b)$$

und für die Orbitalgeschwindigkeiten

im Wellenkamm $u_o \sim c_b$

im Wellental $u_u \sim 0$.

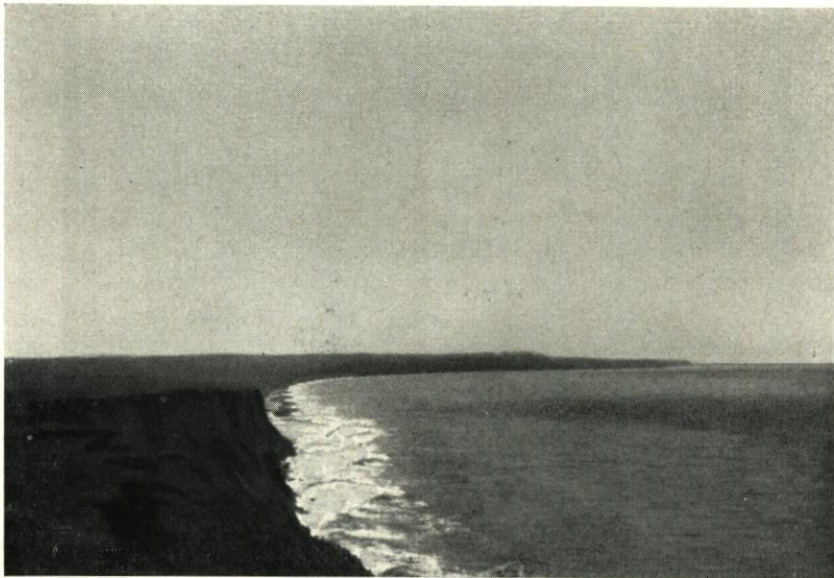


Abb. 1. Durch Trübung erkennbare Rippströmung in der Kembser Bucht

Ähnlich wie bei Windwellen in tiefem Wasser bewirkt die Verformung der Brandungswelle auf geneigtem Unterwasserstrand ein Voreilen des Wellenbergs gegenüber dem Tal bis zum Brechen der Welle. Es findet auch hier an der Oberfläche ein Wassertransport zur Küste hin statt, der nach nordamerikanischen Untersuchungen einen Anstau des mittleren Wasserspiegels hervorruft in der Größe von

$$\Delta h = \frac{13,7}{g} \left(\frac{H_b}{T} \right)^2$$

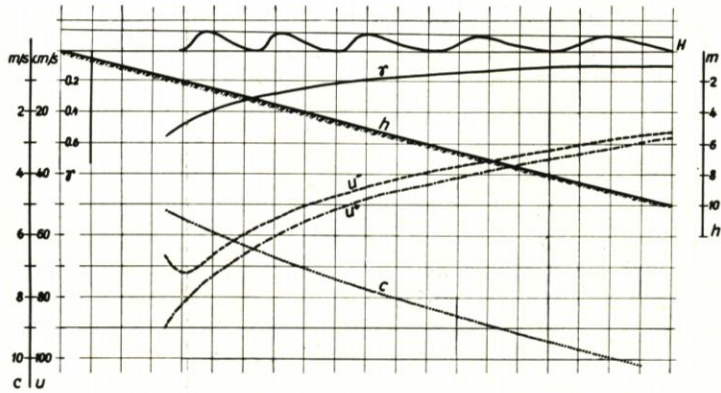
Die angestauten Wassermengen fließen unter dem Einfluß des Druckgefälles am Boden wieder

von der Küste fort, wobei sie entweder die Orbitalbewegungen am Boden verzerren oder in geschlossenen „Rippströmungen“ abfließen. Diese bilden sich in erster Linie im Innern von Küstenbogen (vgl. Abb. 1), in Bühnenfeldern — meist an der Bühne entlang — oder auch bei unruhiger Topographie des Bodens aus. Bei weniger starker Bündelung beschränken sie sich auf tiefere Wasserschichten und sind in dieser Form als die berüchtigten „Unterströmungen“ bekannt.

Sieht man von diesen Unregelmäßigkeiten ab, so kann man aus den genannten Gleichungen jene Bewegungsgrößen innerhalb einer Brandungswelle auf deren Weg bis zum Brechpunkt rechnerisch verfolgen. Die kennzeichnende Größe für die örtlichen Veränderungen dieser Bewegungen ist die sogenannte „relative Wellenhöhe“, das ist das Verhältnis der Wellenhöhe zur Wassertiefe, $\gamma = \frac{H}{h}$. Sie kann für Dünungswellen den Wert 0,78, für Windwellen 0,58 nicht überschreiten.

Abbildung 2 zeigt für eine Dünungs- und eine Windwelle von jeweils 1 m Höhe im Brechpunkt die Verteilung der relativen Wellenhöhe (γ), der Wellenfortschrittsgeschwindigkeit (c), der maximalen auflandigen (u^+) und der maximalen ablandigen (u^-) Orbitalgeschwindigkeit am Boden in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Während c und L bei gleichbleibender Periode abnehmen, nehmen die Wellenhöhe H und γ ebenso wie die Orbitalgeschwindigkeiten zu. u^+ wächst sehr stark, u^- erreicht einen Höchstwert bei $\gamma = 0,5$ und nimmt dann wieder ab. Damit vergrößert sich unmittelbar vor dem Brechpunkt der Unterschied zwischen beiden sehr rasch. Hierauf wird später noch zurückzukommen sein.

a) für Wind-Brandungswelle von 1 m Höhe



b) für Dünungs-Brandungswelle von 1 m Höhe im Brechpunkt

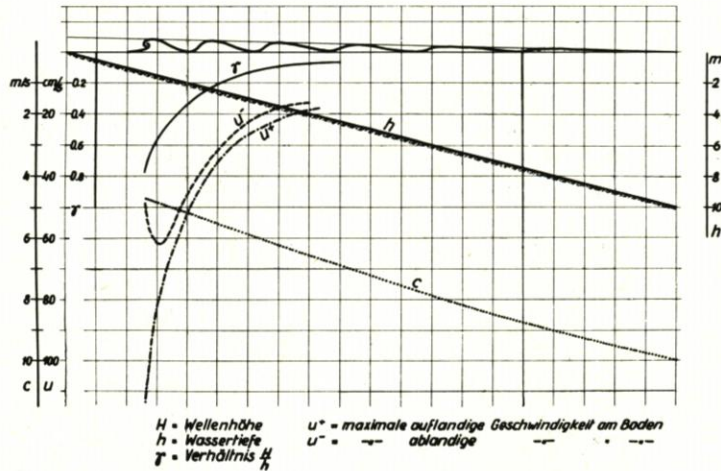


Abb. 2. Relative Wellenhöhe, Wellenfortschrittsgeschwindigkeit und maximale Orbitalgeschwindigkeit am Boden in Abhängigkeit von der Wassertiefe

H = Wellenhöhe
 h = Wassertiefe
 γ = Verhältnis $\frac{H}{h}$
 u^+ = maximale auflandige Geschwindigkeit am Boden
 u^- = ablandige

Je mehr sich die Welle dem Brechpunkt nähert, desto stärker werden die Orbitalbewegungen, um so mehr unterscheiden sich aber auch die Zeiträume, in denen auflandige und ablandige Bewegung innerhalb der Welle herrschen. Im ganzen werden diese Zeiträume nicht kürzer, weil sie zusammen die unveränderliche Periode der Welle ergeben. Aber das Zeitmaß der auflandigen Bewegung nimmt ab, während das der ablandigen zunimmt. Weil aber das Maß der Zunahme der auflandigen Geschwindigkeit an der Oberfläche mehr, am Boden weniger beträgt als das Maß der Abnahme des Zeitraums der auflandigen Bewegung, resultiert an der Oberfläche eine auflandige, am Boden eine ablandige Bewegung der Wasserteilchen.

Der Transport des Sand- und Kiesmaterials findet naturgemäß hauptsächlich am Boden statt, die Abrasion der Sedimente ausschließlich. Diese tritt indessen erst oberhalb einer gewissen Geschwindigkeitsschwelle ein, die für das am ehesten lösliche Material, nämlich Sand von 0,2 bis 1,0 mm Korndurchmesser, bei 20 cm/s liegt. Für die Abrasion am Unterwasserstrand und den Transport des gelösten Materials sind also nur die Werte der Orbitalgeschwindigkeiten von Bedeutung, die über dem Grenzwert für Abrasion oder Transport u^* liegen.

Für die resultierende Wasserbewegung gilt $r = \int u \cdot dt$. Danach lassen sich die Teilintegrale für die auf- und ablandige Bewegung jeweils für den Teil der Periode aufstellen, in dem der Integrant positiv ist.

Die resultierende auflandige Bewegung ist $r^+ = \int u^+ dt$,

die resultierende ablandige Bewegung ist $r^- = \int u^- dt$,

die resultierende Bewegung überhaupt ist $(r^+ - r^-)$.

Weiter gilt nun für den Transport t^+ bzw. t^-

für den auflandigen $t^+ = \int (u^+ - u^*) dt$,

für den ablandigen $t^- = \int (u^- - u^*) dt$,

Der gesamtresultierende Materialtransport ergibt sich zu

$$t = (t^+ - t^-).$$

Abbildung 3 zeigt alle diese Größen für zwei Wellenformen ($\gamma = 0,78$ und $0,57$) in Abhängigkeit von der Wellenfortschrittsgeschwindigkeit.

Man erkennt, daß die Grenze zwischen aufländigem und abländigem Transport etwa bei Wellengeschwindigkeiten von 4,5 bis 5,0 m/s liegt. Der Wert von γ beeinflusst weniger die Lage der Grenze zwischen auf- und abländigem Transport als die Bewegungsgrößen und deren Unterschiede. Für kleinere Werte von γ nimmt demnach wohl die Größe des resultierenden Transports ab, nicht aber seine Richtung.

Einschränkend sei auf die Voraussetzungen für diese Betrachtung verwiesen, daß von gebündelten Rippströmungen und Unterströmungen abgesehen sei. Sind diese gegenwärtig, so dient ein Teil der auflandigen Wasserbewegung zur Speisung dieser Strömungen. Die ablandige Bewegung der Wasserteilchen, auch am Boden, wird dadurch geschwächt. Andererseits darf nicht übersehen werden, daß die Ripp- und Unterströmungen in ihrer Transportkraft den Orbitalbewegungen meist überlegen sind, so daß sie ihrerseits eine auflandige Wirkung der letzteren aufheben.

Meist laufen die Brandungswellen schräg auf die Küste zu. Die Verformung und Verzögerung der Welle auf flacher werdendem Wasser geschieht jetzt nicht gleichmäßig längs des Kamms, sondern dieser wird zur Strandlinie hin gekrümmt. Die Welle wird gebeugt. Ist die Brandungsterrasse breit genug, um eine Beugung bis zum Parallellauf der Kammlinie mit der Uferlinie im Brechpunkt hervorzurufen, so bricht der Kamm einer Welle wie bei senkrechtem Auflauf auf die Küste gleichzeitig. Meistens aber ist die Brandungsterrasse hierfür nicht flach genug geneigt, so daß auch im Brechpunkt noch ein Winkel zwischen der Kammlinie und der Tiefenlinie h_1 verbleibt.

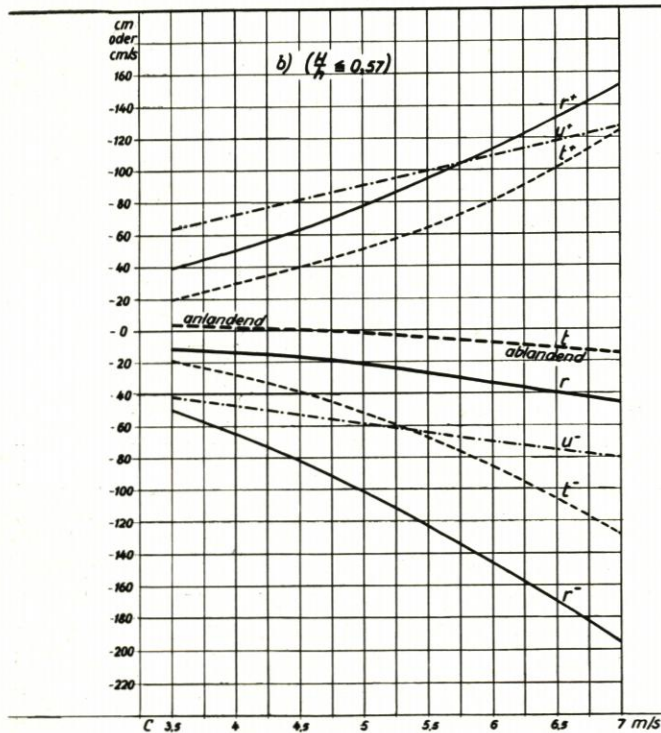
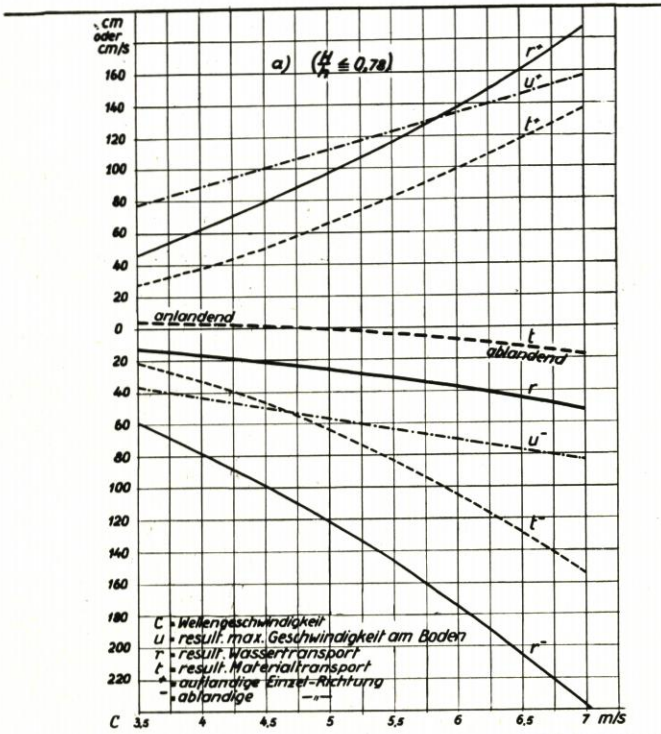


Abb. 3. Auf- und ablandige Resultierende des Materialtransports in der Brandungswelle

In dem Maße, wie die Welle beim Auflaufen auf den flacheren Meeresgrund gebremst wird, verliert sie an Energie. Andererseits wird der geringeren Wassertiefe wegen die gleichbleibende Energiemenge auf einen abnehmenden Wasserquerschnitt konzentriert. Auf flach ansteigender Meeressohle können die Verluste durch Reibung und Turbulenz größer sein als der Energiezuwachs im Restquerschnitt. Dann verringert sich die Wellenhöhe. Auf steiler Böschung gleichen die Energieverluste den Energiezuwachs im Restquerschnitt nicht aus. Die Wellenhöhe nimmt zu.

Mit der Beschaffenheit (Rauigkeit) des Bodens einerseits und seiner Neigung andererseits werden sich also die Reibungs- und Transportverluste an Wellenenergie bei konstanten Wellengrößen verändern. Es ist nachweisbar, daß für bestimmte Wellengrößen jede Kornfraktion des Sandes einer spezifischen Strandneigung bedarf, um nicht ausgewaschen zu werden.

Das Brechen der Welle kann in verschiedenen Formen vor sich gehen. Man unterscheidet grob drei Brechertypen:

beim Schaumbrecher wird nur ein kleiner Teil der Wellenenergie frei. Die Welle läuft weniger steil weiter,

beim Sturzbrecher wird ein erheblich größerer Teil an Energie frei, jedoch kann sich auch hier noch eine Sekundärwelle nach dem Brechen wieder aufrichten,

der Schwallbrecher gibt die Energie der Welle völlig ab und löst sich in den Schwall und den Sog auf. Er tritt an steilen Böschungen auf, während der Sturzbrecher auf mittlerem Bodengefälle entsteht. Der Schaumbrecher erscheint über flach geneigtem Grund.

Bei schräger Brandung setzt sich ein Teil der beim Brechen frei werdenden Energie in eine annähernd küstenparallele Wasserbewegung um, die sogenannte Brandungsströmung. Sie ist nach den Versuchen von MUNK (1949) in ihrer Größe ausgedrückt durch

$$v_b = C_1 \left(\frac{H_b^2}{T} - m \sin 2\alpha \right)^{1/3}$$

worin $C_1 = (0,871 \cdot \frac{g \cdot s}{r})^{1/3}$ eine Konstante,

H_b , T die Höhe und Periode der Welle im Brechpunkt,

m die Neigung des Unterwasserstrandes,

α den Winkel des Kamms mit der Tiefenlinie h_b ,

g die Erdbeschleunigung,

s den Bruchteil des Energiestroms, der die Brandungsströmung aufrechterhält und

r einen Reibungsbeiwert bedeuten.

Nach nordamerikanischen Messungen ergeben sich s zu 0,15 und r zu $7,8 \cdot 10^{-3}$. Beide Werte sind aber wahrscheinlich nicht konstant, sondern abhängig von der Größe der Wellenenergie und dem Aufbau des Unterwasserstrandes.

Die Brandungsströmung ist die Ursache für den Küstenlängstransport von gelöstem Brandungsgeschiebe und für dessen Ablagerung an Orten, wo ihre Stärke nachläßt oder erlischt.

Von dieser physiomorphologisch nachweisbaren Erscheinung ausgehend, hat K. WYRTKI (1953) den Versuch gemacht, unter einfachsten Voraussetzungen eine dynamische Bilanz des Materialtransports längs einer Küste abzuleiten. Die Differentialgleichung des Materialstroms ergibt sich danach zu

$$\frac{\partial M}{\partial l} = b \cdot E_b - \frac{a \cdot M}{v_b}$$

worin m Materialstrom entlang der Küste,

l die betrachtete Küstenstrecke,

b die je Energieeinheit abtragbare Materialmenge,

E_b die Energie der Brandung je cm Küste und sec,

a die Sedimentationsrate der mitgeführten Feststoffmenge $S = \frac{M}{v_b}$

v_b die Geschwindigkeit der Brandungsströmung

bedeuten. Praktisch ist diese Bilanz nur für sehr grobe Betrachtungen anwendbar. Trotzdem kann sie die Vorgänge beim Küstenlängstransport durch ihre einfache Form veranschaulichen.

Ist $\frac{\partial M}{\partial l} > 0$, d. h. der Materialstrom nimmt zu, so erfolgt eine Abtragung des betreffenden Strandes. Umgekehrt bedeutet eine Abnahme des Materialstroms $\left(\frac{\partial M}{\partial l} < 0 \right)$ eine Ablagerung von Material und damit eine Auflandung.

Durch die Beugung der Wellen wird bei gegliederten Küsten mit Vorsprüngen und Buchten oder bei ungleichmäßigem Verlauf der Tiefenlinien die Wellenenergie ungleichmäßig über die Uferlinie verteilt, so daß an den Vorsprüngen meist eine Energiekonzentration, im Innern von Buchten eine Ausweitung der Energiedichte erfolgt. Die Fortpflanzung der Energie geschieht senkrecht zum Wellenkamm. Die Orthogonalen einer Schar von Wellenkämmen geben deshalb über die Energieverteilung entlang einer Küste Auskunft, und aus dem Verhältnis ihrer Anfangs- zu den Endabständen nach vollzogener Beugung der Kämme kann man den

Grad der Energieerhöhung bzw. -verminderung infolge der Beugung gegenüber der als bekannt vorausgesetzten Anfangsenergie unschwer errechnen.

2. Die durchgeführten Messungen

Die Messungen in der Natur mußten sich von vornherein darauf beschränken, mit geringstem Aufwand die theoretisch gewonnenen Werte nachzuprüfen.

Mangels geeigneter Geräte konnte der Seegang nur durch Schätzung der Wellenhöhen und Wellenlängen bestimmt werden. Einwandfreier ließen sich die Richtung der Wellenkämme mittels Schiffskompaß und die Perioden mittels Stoppuhr erfassen.

Die Beugung der Wellen wurde bei verschiedenen Wetterlagen von den Steilküsten aus mittels Handkompaß beobachtet und in Skizzen festgehalten. Die Höhe der Brandungswellen wurde an sechs verschiedenen Meßstellen gemessen, deren Unterwasserstrandprofile bekannt waren. Jeweils am Außenfuß des Riffs, auf seinem Kamm und im äußeren Rifftrug wurden Peilrohre mit rot-weiß gekennzeichneten 50-cm-Teilung senkrecht eingerammt. Am Strand war jedesmal ein eisernes Schienenstück eingerammt und eingemessen, von dem aus die Lage der jeweiligen Uferlinie festgestellt werden konnte. An diesen Meßprofilen wurden die Wellenhöhen an allen drei Peilrohren, die Perioden an einem Peilrohr, die Wellengeschwindigkeit von einem Rohr zum andern, gemessen, die Entfernung des Brechpunkts vom Ufer mit Hilfe der bekannten Standorte der Rohre ziemlich genau geschätzt und die Auflauflänge des Schwall am Strand festgestellt.

Schließlich wurden bei ablandigen Winden an einzelnen Küstenstrichen Triftstrommessungen durchgeführt, die aufs neue bestätigten, daß die Stärke der Strömungen am Boden für Sandbewegungen nicht ausreicht.

Als Grundlage für eine Kontrolle der Theorien können nur die gemessenen Wellenhöhen und Perioden gelten. Beide sind in allen Fällen von der jeweiligen Windanlaufbahn abhängig. Die Meßergebnisse sind daher nach der Größe der jeweiligen Windanlaufbahn für alle Meßstellen gemeinsam ausgewertet worden. An den sechs verschiedenen Meßstellen und acht Hauptwindrichtungen ergaben sich Windbahnen von 20, 40, 60, 80, 100, 120 und 200 km. Die zugehörigen Meßwerte (für 100 km Windbahn fehlen solche), gemittelt aus den Meßreihen während einer Wetterlage sind in Zahlentafel 1 zusammengestellt. Daneben sind die nach SVERDRUP und MUNK (1947) ermittelten Werte zum Vergleich angegeben. Es ist deutlich, daß die gemessenen und errechneten Werte für die Perioden gut miteinander übereinstimmen. Die gemessenen Werte von H_b hingegen liegen überall niedriger und offenbar um so mehr, je kleiner die Windanlaufbahn und die Windgeschwindigkeit sind. Diese Erscheinung bestätigt die Energieverluste, die durch die Arbeit am Meeresboden den Wellen entzogen werden.

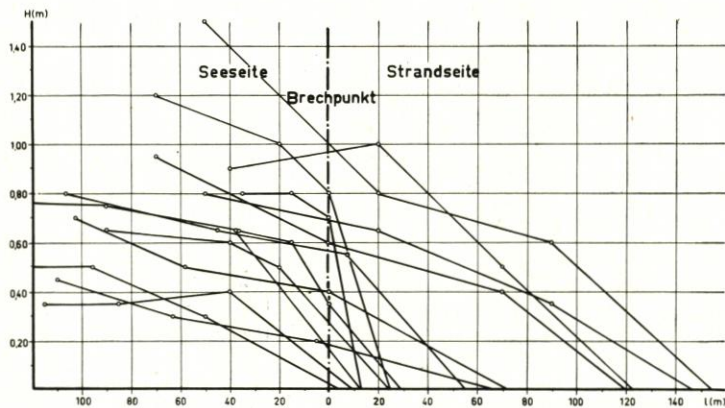


Abb. 4. Veränderung der Höhen der Brandungswellen beim Auflaufen auf den Strand. Die beobachteten Lauflängen sind einheitlich auf den ersten Brechpunkt bezogen

R theoretische Werte nach SVERDRUP und MUNN (1947)
 M arithm. Mittel aus einer Meßreihe (10—16 Einzelmessungen)

U (m/s)	20 km		40 km		60 km		80 km		120 km		200 km													
	T (s) R M	H _b (m) R M	T (s) R M	H _b (m) R M	T (s) R M	H _b (m) R M	T (s) R M	H _b (m) R M	T (s) R M	H _b (m) R M	T (s) R M	H _b (m) R M												
6	2,3	2,2	0,46	0,20	2,8	2,7	0,52	0,30	3,2	3,0	0,68	0,40	3,5	3,5	0,73	0,42	3,9	3,8	0,83	0,55	4,5	4,4	0,88	0,70
7	2,5	2,5	0,65	0,30					3,4	3,2	0,83	0,45	3,7	3,8	0,90	0,60	4,0	4,2	1,13	0,80	4,9	5,0	1,18	1,00
8	2,7	2,7	0,73	0,35					3,6	3,6	1,03	0,70	3,9	3,9	1,11	0,70	4,3	4,3	1,25	0,85	5,5	5,3	1,78	1,20
9									3,8	3,7	1,20	0,70	4,0	4,0	1,32	0,80								
10									3,9	4,0	1,33	1,00	4,2	4,2	1,45	0,85								
11					3,6	3,7	1,32	0,80	4,1	4,0	1,60	1,20	4,5	4,5	1,75	0,95								
12	3,1	3,0	1,00	0,50	3,8	3,8	1,50	0,85	4,4	4,2	1,80	1,20	4,7	4,7	1,97	1,20								
13									4,4	4,2	1,80	1,20	4,8	4,9	2,02	1,40								
14									4,6	4,6	2,06	2,00	4,9	4,8	2,27	1,30								
15									4,8	4,9	2,32	1,60	5,0	5,1	2,42	1,80								
16																								
17																								
18																								
19																								
20									5,2	5,2	2,64	2,20												

Tabelle 1
 Wellenperioden T und Brecherhöhen H_b in Abhängigkeit von Windweg und Windschwindigkeit nach der Theorie und nach Messungen im Untersuchungsgebiet

Diese Tatsache wird durch die weitere Beobachtung bestätigt, daß die Brandungswelle beim Auflaufen auf flaches Wasser nicht — wie es die Theorie verlangt — an Höhe gewinnt, sondern eher ihre Höhe verringert. Eine Reihe von Beobachtungen, die eigens zur Kontrolle dieser Bedingung an verschiedenen Meßstellen angestellt wurde, ergab das in Abbildung 4 dargestellte Bild. In diesem sind alle beobachteten Wellenhöhen über den Weg auf den Strand zu in der Weise aufgetragen, daß der jeweilige Brechpunkt als 0-Punkt erscheint. Dadurch wird deutlich, wie sich die Wellenhöhe vor und nach dem Brechpunkt verändert, und daß die Wellenhöhe in den meisten Fällen bereits vor dem Brechpunkt kleiner wird.

Die Feststellung der Größenordnung dieses Energieverlustes bei verschiedenen Anfangsenergien und verschiedenen Strandneigungen ist eine wichtige Aufgabe, weil damit über die Vorgänge der Abrasion am Unterwasserstrand und des Küstenabbruchs weitere Klarheit gewonnen werden könnte, die für Küstenschutzmaßnahmen von großem Wert ist. Leider bestand zu derartigen Untersuchungen nicht die Möglichkeit.

Soweit die Lage des Brechpunkts bei den Brandungsmessungen einigermaßen festzulegen war, wurde

aus den jeweiligen Wasserständen und Lotprofilen die zugehörige Wassertiefe im Brechpunkt ermittelt, um das Verhältnis h_b/H_b nachzuprüfen. Das Ergebnis ist in Tabelle 2 zusammengestellt.

Tabelle 2
Nach Messungen im Untersuchungsgebiet ermittelte Brechertiefen

Meß- stelle	H_b (m)	h_b (m)	h_b/H_b	Meß- stelle	H_b (m)	h_b (m)	h_b/H_b
1	0,6—0,7	1,0	1,66—1,43	Übertrag:			66,63
6	1,10	2,3	2,09	6	0,70	1,3	1,86
1	0,75	1,6	2,13	4	0,9—1,0	2,1	2,33—2,10
2	0,50	1,2	2,40	3	0,80	1,0	1,25
3	0,70	1,1	1,57	6	1,50	2,8	1,87
4	0,70	1,0	1,43	4	0,60	0,9	1,50
1	1,20	2,0	1,67	6	0,80	1,6	2,00
2	0,70	1,2	1,88	6	0,70	1,5	2,14
3	0,6—1,2	1,5	2,50—1,25	6	1,0—1,2	2,4	2,40—2,00
4	0,6—0,9	1,1	1,83—1,22	1	0,80	1,7	2,13
5	0,30	0,5	1,67	4	1,2—1,5	1,8	1,50—1,20
1	1,00	2,0	2,00	3	1,0—1,2	2,0	2,00—1,67
6	0,5—0,8	0,8	1,60—1,00	3	1,3—1,5	2,1	1,62—1,32
6	0,8—1,0	1,3	1,62—1,30	1	0,60	1,4	2,33
3	0,60	0,5	1,20	4	0,6—1,0	1,5	2,50—1,50
4	0,40	1,0	2,50	3	0,5—0,7	1,0	2,00—1,43
4	0,50	1,5	3,00	2	0,5—0,7	1,2	2,40—1,57
2	0,50	0,9	1,80	1	0,6—1,0	1,9	3,10—1,90
3	0,60	1,5	2,50	5	0,30	0,6	2,00
3	0,40	0,8	2,00	4	0,5—0,8	1,1	2,20—1,37
4	0,60	1,0	1,68	3	0,3—0,7	0,6	2,00—0,86
1	0,6—0,7	1,3	2,17—1,86	5	0,4—0,6	0,8	2,00—1,33
1	0,8—1,0	2,0	2,50—2,00	3	0,5—0,6	0,7	1,40—1,17
1	1,2—1,5	2,5	2,08—1,66	1	0,5—0,6	1,6	3,20—2,68
1	0,50	1,3	2,60	1	1,0—1,2	1,8	1,80—1,50
4	0,7—0,8	1,0	1,43—1,25	1	1,2—1,4	2,0	1,67—1,43
3	0,80	1,0	1,25	1	1,00	1,6	1,60
Übertrag:			66,63	Summe:			144,28
				im Mittel:			1,868

Dem Verfahren haftet insofern eine nicht geringe Unsicherheit an, als die Wasserstände meist aus entfernt stehenden Pegeln entnommen werden mußten und die Horizontalabstände des Brechpunkts von den Meßrohren nur geschätzt werden konnten. Bei der verhältnismäßig starken Neigung des Bodens am Vorderhang des Riffs können deshalb die Fehler in der Ermittlung von h_b größer und entgegengesetzt gerichtet sein als die von der Ablesung von H_b am Rohr. Deshalb schwanken die Werte in der Tabelle stark.

Immerhin aber kommt der Mittelwert von 1,868 dem von SVERDRUP und MUNK (1947) angegebenen von 1,72 recht nahe. Für Dünungswellen wurden nur zwei Werte erfaßt. Sie liegen mit 1,25 und 1,40 dem SVERDRUP-MUNKSchen von 1,28 ebenfalls sehr nahe.

C. Die morphologischen Wirkungen der Brandung

1. Der Quer- und Längstransport

Der genau senkrechte Angriff der Brandung auf die Küste hat nach den vorangegangenen Untersuchungen bei Wellengeschwindigkeiten von mehr als 5 m/s einen ablandigen Transport der Bodenteilchen zur Folge. Dieser Grenzwert der Wellengeschwindigkeit wird in der Beltsee aber schon bei Windanlaufbahnen von

	20	60	100	200	km
und durch Windgeschwindigkeiten von rund	10	6,8	6,2	5,7	m/s

erzeugt, also bei Windstärken zwischen 4 und 5 Bft. Windstärken unter 3 Bft erzeugen kaum wirkungsvolle Brandungsgrößen, so daß für auflandigen Transport durch Windwellen nur Wetterlagen zwischen 3 und 4 Bft verbleiben. Das würde bedeuten, daß generell nur in rund 23 v. H. aller Wetterlagen an den den jeweiligen Windrichtungen frontal ausgesetzten Küsten ein auflandiger Quertransport von Material erfolgen kann. Bei etwa 50 v. H. aller Wetterlagen würde Abbruch stattfinden. Bei den restlichen 27 v. H. könnte Ruhe angenommen werden.

Tatsächlich verschieben sich die Verhältnisse jedoch oft zugunsten der Auflandung, weil in der Zeit des Windabflauens nicht der Seegang der momentanen Windgeschwindigkeit entsprechend auftritt, sondern die nachschwingende größere Dünung. Die Dünungswellen erzeugen im Zustand der fortschreitenden Dämpfung keinen Wassertransport mehr. Die resultierende Wasserbewegung über die gesamte Periode liegt nahe bei Null. Die Wirkung der auflandigen Bewegung erreicht in diesem Fall also schon eher das Übergewicht über die ablandige Bewegung. Dadurch wird die Gesamthäufigkeit der auflandigen Bewegung auf Kosten der 27 v. H. theoretischer Ruheperioden vergrößert. Die Wellen wirbeln außerdem Material vom Meeresboden auch in die höheren Wasserschichten hinauf. Damit gerät am Boden gelöstes Brandungsgeschiebe in den auflandigen Transport der Oberflächenschichten. Bei Sturmwellen konnte sogar ein Herausschleudern größerer Steine aus dem Wasser beobachtet werden. Die Häufigkeit der auflandigen Bewegung kann somit auch auf Kosten der vorgenannten 50 v. H. ablandiger Wirkung vermehrt werden.

Hinzu kommt, daß sich bei fallendem Wasserspiegel die Brandungswirkung von der Uferlinie seewärts verschiebt. Dadurch verändern sich die vorher eingeleiteten Materialverlagerungen, die einem Gleichgewichtszustand zwischen Wellengröße, Korngrößenverteilung und Strandneigung zustrebten, derart, daß zur Erreichung eines den neugeschaffenen Wassertiefenverhältnissen entsprechenden Gleichgewichtszustandes auflandige Bewegungen erforderlich werden.

Umgekehrt ist es bei steigendem Wasserstand, der den Uferabbruch begünstigt. Es ist daher einleuchtend, daß sich die genannten Prozentsätze vor allem örtlich verschieben je nachdem, ob an der betrachteten Küste ein zunehmender auflandiger Wind mit steigendem oder fallendem Wasserstand verbunden ist.

Die schnellste Anlandung entsteht, wenn bei sehr langsamer Umformung der Welle auf flach geneigtem Grund ein System von „laufenden Schaumbrechern“ an den Strand rollt. Ein hierbei einmal vom Brecher erfaßtes Bodenteilchen gerät damit nicht mehr in die Zone des Wellentals, sondern wird mit Wellenfortschrittsgeschwindigkeit strandauf getragen.

Die sich daraus ergebende Anlandung am Strand geht aber auf Kosten des Unterwasserstrandes. Die Neigung wird also wieder steiler, wenn nicht im Küstenlängstransport genügend „Futtermaterial“ herangeführt wird.

Die küstenparallele Wasserbewegung infolge der Brandungsströmung kann erheblich höhere Geschwindigkeiten erreichen als die Orbitalbewegung der Wellen, die den Quertransport hervorruft. In der Brandungsströmung wird größtes Material bis zu Korngrößen von 10 bis 15 cm Durchmesser mitgeführt. Ihren Größtwert innerhalb eines Profils senkrecht zur Uferlinie erreicht die Brandungsströmung in der äußeren Brecherzone der Wellen, die Bewegung als solche aber erstreckt sich über die gesamte Brandungszone. Sie nimmt aber vom Brechpunkt aus nach außen hin sehr schnell ab.

Da nahezu alle Küsten von Brandungswellen aus schräger Richtung getroffen werden können, unterliegen sie mehr oder minder stark diesem Längstransport, dessen Folgen sich im Aufbau von Höfts, Haken und Nehrungen in bekannter Weise zeigen. Der Längstransport ist neben dem Anstieg des mittleren Wasserspiegels die Hauptursache dafür, daß die Abbruchküsten vielerorts nicht zur Ruhe kommen. Der Quertransport allein würde mit der Zeit einen zwar mit den Jahreszeiten etwas schwankenden, im ganzen aber stabilen Zustand herbeiführen, bei dem zwischen der mittleren Wellengröße und der Strandneigung ein Gleichgewicht besteht.

Die seitliche Abfuhr des „Ausgleichsmaterials“ im Längstransport und seine Ablagerung an anderen Stellen verhindert jedoch stets die Entwicklung zum Gleichgewicht und verzögert oder fördert sie an anderen Stellen.

Es wird also immer ein Wandern von Material und an den meisten Küsten auch ein dauernder Verlust im Quertransport auch an alluvialen „Aufbauküsten“ stattfinden, so lange nicht das Meeresbecken bis in den äußersten Bereich der Seegangswirkung am Boden so flach geneigt ist, daß jede Brandung infolge der Beugung senkrecht auf die Küste trifft und infolge der laufenden Abschwächung die kritische Wellengeschwindigkeit über dem Unterwasserstrand nicht mehr überschreitet. Dieser Zustand ist bei einigen Binnenseen erreicht.

2. Die physiographische Einheit

Der küstenparallele Materialtransport ist in seiner Geschwindigkeit von den Wellengrößen, der Unterwasserstrandneigung und dem Auftreffwinkel der Wellenkämme auf die Küste abhängig.

Alle diese Werte sind mehr oder minder starken örtlichen und zeitlichen Veränderungen unterworfen. Indessen ergeben sich für ein und dieselbe Wellenanaufrichtung gewisse Veränderungen, die nur noch morphologisch bedingt sind. Wo die Küste die Richtung ihres Verlaufs oder die Neigung ihres Unterwasserstrandes verändert, verändert sich die Größe des Transports. Mitunter wechselt sogar die Richtung in bezug auf die Küste. An diesen Punkten des Richtungswechsels divergieren oder konvergieren die Brandungsströmungen, wobei die eine oder andere Strömung auch ausfallen kann. Stets ist an diesen Stellen die Strömung Null, und die Strecke zwischen zwei derartigen Küstenpunkten weist eine geschlossene Materialbilanz im Sinne WYRTKIS (1953) auf. Eine solche Küstenstrecke wird als „physiographische Einheit“ bezeichnet. An ihrem Anfangspunkt beginnt, an ihrem Endpunkt erlischt die Brandungsströmung und damit der Längstransport.

Es ist wichtig, sich über die Lage und Ausdehnung aller physiographischen Einheiten für jede vorkommende Wellenanaufrichtung an einer Küste bei Planungen ein klares Bild zu machen, weil man durch künstliche Eingriffe die ganze Einheit beeinflusst.

3. Der Küstenbogen

Eine besondere Form der Küste, die sehr häufig anzutreffen ist, stellt der Küstenbogen dar. VAN VEEN (1953), der auch an der niederländischen Küste die auffallende Systematik dieser Bögen beobachtet hat, schreibt darüber, daß „das Meer mit einem begrenzten Maul an der Küste nagt“, weil die Krümmungsradien der Bogen annähernd konstant bleiben, auch wenn die Küste stetig zurückweicht. Ihre Entstehung und ziemlich konstante Krümmung ist damit zu erklären, daß zunächst Stellen, an denen der Rückgang der Küste verhältnismäßig langsam vor sich geht, mit Strecken abwechseln, an denen er sich schneller vollzieht.

Der Unterschied im Rückgang kann von verschiedenen widerstandsfähigem Küstenaufbau herrühren oder daher, daß an einer Stelle bei gleicher Widerstandsfähigkeit des Bodens mehr Brandungsgeschiebe anfällt (hohes Steilufer) und an der anderen weniger (niedriges Ufer). Mitunter wird ein Punkt auch durch andere Einflüsse mit Material gespeist und erhält sich daher stabil. Auch kann irgendwo die Brandung völlig ausfallen oder umgeformt werden, wie vor Mündungen von Flüssen und Seegaten und in künstlichen Fahrwasservertiefungen.

Die schneller abbrechende Küstenstrecke wird aber nur so weit hinter die „Widerstandspunkte oder -strecken“ zurückweichen, bis die mit der Formung des Küstenbogens verbundene Wellenbewegung eine Verteilung der Brandungsenergie herbeigeführt hat, welche die örtlichen Rückgangswerte ausgleicht.

Von nun an schreitet der Bogen mit konstantem Krümmungshalbmesser mit der Küste zurück. Im ganzen aber wird der Rückgang beschleunigt, wenn ein Längstransport vorhanden ist.

4. Riff, Strandwall und Sandbank

Auch die übrigen morphologischen Formen, die für die Brandungszone in der Ostsee typisch sind, lassen sich zwanglos deuten. In der Literatur finden sich verschiedentlich Mutmaßungen und Thesen über die Entstehung der Riffe und ihre Funktion im Ablauf der Sandverlagerungen innerhalb der Brandungszone. Zum Teil treten dabei durchaus widersprechende Anschauungen auf. Während Modellversuche KRESSNERS (1928) und des Beach Erosion Board (KEULEGAN, 1948) nachweisen, daß das Riff sich erst allmählich unter dem Einfluß der Brandung aufbaut, stellt WIRTZ (1949) die These auf, das Riff sei die Ablagerungsform einer bei Sturmbrandung restlos in Schwebe befindlichen Materialmenge, deren Wanderung bei abflauer Brandung unterbrochen sei.

Dieser „Supensionstheorie“ steht nach KÖRNER (1955) die „Interferenztheorie“ gegenüber, nach der sich die Strandriffe dort bilden, wo eine auflaufende Welle auf das zurückflutende Wasser der vorangegangenen trifft und die Transportkraft beider Bewegungsrichtungen durch den Zusammenprall soweit herabgesetzt wird, daß der mitgeführte Sand liegen bleibt.

Gegen beide Theorien lassen sich indessen zahlreiche Einwände erheben, von denen in diesem Rahmen nur die wichtigsten hervorgehoben seien. Gegen WIRTZ (1949) wendet schon KÖRNER (1955) ein, daß seine Theorie eine so starke Anreicherung des Wassers mit Sand voraussetzt, daß daraus die Hauptmasse des Riffs in kurzer Zeit aufgebaut werden kann. Verschiedene Messungen in der Natur ergaben, daß diese Voraussetzung in den meisten Fällen wohl nicht gegeben ist. Durch verhältnismäßig einfache Überschlagsrechnung läßt sich auch nachweisen, daß zur völligen Auflösung eines Riffs in der Größe, wie sie vor Heiligenhafen auftritt, Kräfte erforderlich sein würden, die nur in Wellen mit mehr als sechs Meter Höhe vorhanden sind. Solche Wellen treten in der Beltsee nirgends auf, und doch sind Riffe in den ruhigsten Buchten vorhanden.

Vor Heiligenhafen wurde zur Erhärtung dieser Einwände eine Versuchsreihe durchgeführt. Eine runde Eisenscheibe von etwa 30 cm Durchmesser wurde am 30. 1. 1953 auf dem Riff im

Brandungsmeßprofil Steinwarder verlegt. Eine daran befestigte Boje, die so angekettet war, daß sie nie den Wasserspiegel erreichte, erlaubte bei bekanntem Wasserstand und bekannter Wassertiefe vor und nach dem Versuch, die Höhenlage der Eisenplatte in bezug auf die Riffoberfläche zu bestimmen. Es ergaben sich bei wiederholten Neuverlegungen

- vom 31. 1. bis 26. 2. 53 ein Einsinken der Scheibe um 23 cm,
- vom 26. 2. bis 13. 4. 53 ein Einsinken der Scheibe um 7 cm,
- vom 13. 4. bis 30. 4. 53 ein Einsinken der Scheibe um 12 cm

in den Riffsand. In der Zeit vom 31. 1. bis 26. 2. herrschte zehnmal Windstärke 5, zweimal Windstärke 6 und dreimal Windstärke 7, jedesmal über mehr als sechs Stunden. In der zweiten Beobachtungsperiode traten die gleichen Stärken und Häufigkeiten des Windes auf, jedoch nur zweimal 7 Bft, in der dritten Periode nur zweimal 5 Bft. Eine Beziehung zwischen Stärke und Häufigkeit der Winde zu dem Maß der Einsandung ist also nicht zu finden, müßte sich nach der Suspensionstheorie aber deutlich zeigen. Jedesmal drang die Eisenscheibe nur wenig in das Riff ein. Falls das Riff ganz oder teilweise in Schwebelage gewesen wäre, hätte die Scheibe bis zu 60 und 120 cm tief einsanden müssen. Die geringe Einsandung erfolgte jedoch wahrscheinlich nur, weil unmittelbar um die Eisenplatte herum turbulente Bewegungen den feinen Sand fortgespült hatten.

Eigene Tauchuntersuchungen bei 6 Bft Windstärke ergaben überdies, daß nur an der Außenböschung des Riffs Sandbewegungen nachweisbar waren, im übrigen lag das Riff in seiner Form fest und war ohne Schwierigkeiten begehbar.

Im Versuchsgelände (vgl. Abschnitt C, 6) konnte festgestellt werden, daß sich das Riff nach dem Einbau von Versuchsbauwerken in wenigen Stunden völlig verlagerte, weil sich der Brechpunkt der Wellen verschob. Diese Verlagerung geschah aber allmählich und ohne daß der Sand in höherem Maße als vor oder nach der Verlagerung in Schwebelage geriet.

Diese Beobachtungen bestätigen die Feststellungen, die von KRESSNER (1928) und KEULEGAN (1948) gemacht wurden, wenn man die besonderen Erscheinungen des geschlossenen Modells (fehlender Küstenlängstransport, fehlende Verzerrung des Wellenprofils durch Wind und Beugung u. a.) ausschaltet.

Der Auffassung SHEPARD'S (1949) kann entgegengehalten werden, daß es einer Welleninterferenz nicht bedarf, um ein Riff zu erklären*). Die Bewegungen der Wasserteilchen innerhalb einer Welle „prallen“ nicht zusammen, sondern ändern sich in zwar schnellem, aber trotzdem kontinuierlichem Verlauf. Der Wechsel von einer Bewegungsrichtung in die andere vollzieht sich dabei nicht an einem festen Punkt, sondern verschiebt sich örtlich mit dem Fortschritt der Welle. Aus diesem Wechsel allein kann also ein Riff an einem absolut festen Standort nicht entstehen. Nur am Strand selbst läuft der „Sog“ vom Strand ab und taucht gewissermaßen unter den Schwall des folgenden Wellenbergs. Bei diesem Vorgang bildet sich jedoch kein Riff, sondern die sogenannte Brandungskehle, also eine Ausräumungsform, die deutlich am größeren Korn, das hier liegenbleibt, erkennbar ist. Vielmehr ist die Lage des Riffs an den ersten Brechpunkt der Wellen gebunden und somit von dem jeweiligen Verhältnis der Wellenhöhe zur Wassertiefe abhängig. Es hatte sich gezeigt (vgl. Abb. 2), daß unmittelbar vor dem Brechpunkt die ablandige Orbitalgeschwindigkeit nicht mehr zu-, sondern wieder abnimmt, während die auflandige weiter wächst. Die ablandige Bewegung nähert sich im Brechpunkt dem Werte 0, die auflandige dem

*) Diese Auffassung scheint von der Erscheinung her beeinflusst zu sein, daß sich vor einer steilen Uferwand, an der Wellenreflektion auftritt, Sandansammlungen unter den Mittelpunkten der Schwingungsbüchse bilden.

Abb. 5
Am Vorderhang des Riffs
konzentrierte Brecherlinie



Abb. 6
Bei ablaufendem Wasser
nach der Sturmflut
vom 21. 1. 1952
aufgeworfener Strandwall
in der Kembser Bucht



Abb. 7
Zur gleichen Zeit
aufgeworfener Strandwall
vor Wallau a. F.
Im Bereich der Bühnen ist
der geradlinige Aufbau
gestört



Werte *c*. Dadurch wird der zwischen Strand und Brechpunkt bestehende ablandige Materialtransport im Brechpunkt unterbrochen. Das Material lagert sich ab und formt das Riff.

Die in Abbildung 2 durch Rechnung ermittelte Abnahme der ablandig gerichteten Orbitalgeschwindigkeit ist durch Versuche bestätigt worden, die von H. W. IVERSEN (1952) durchgeführt wurden. Diese zeigten, daß die Bewegung des Wassers zwischen dem Wellenbergscheitel und dem diesem sehr nahe gerückten Wellentalscheitel in horizontaler Richtung tatsächlich nahezu stillsteht. IVERSEN spricht vom „Stagnationspunkt“. Ein großer Teil der Wassermasse des übersteilten Wellenbergs stürzt beim Brechen nach vorn, ohne — wie vor dem Brechen — zurückzuschwingen. Die Seewärtsbewegung des Wassers wird also auch nach Durchgang des Wellenbergs durch die kritische Wassertiefe stark vermindert.

Ein Teil der überstürzenden Wassermengen erregt aufs neue Wellen, die vom Brechpunkt aus mit gleicher Periode, aber geringerer Höhe und Geschwindigkeit weiterlaufen. Diese Sekundärwellen brechen erneut entweder unmittelbar am Strand oder — bei flachen Strandneigungen — schon vorher, so daß ein zweites und auch weitere Riffe entstehen können.

Je geringer also die Strandneigung ist, um so eher sind die Voraussetzungen für die Entstehung mehrerer Riffe vorhanden. Bei ganz flachen Stränden indessen entsteht die Voraussetzung für „laufende Brecher“, unter denen Riffe sich natürlich nicht mehr bilden. In diesem Fall findet auch kein ablandiger Sandtransport mehr statt.

Vor Strandwallküsten liegen deshalb nicht selten uneinheitliche Riffbildungen in breiter Zone vor dem Strand, während vor den Steilufern in der Regel zusammenhängende Riff Rücken in ziemlich gleichbleibendem Abstand vom Ufer der Küste ohne Unterbrechungen folgen. Nach Beobachtungen im Untersuchungsgebiet scheint es, als ob die Riffe um so steiler im Aufbau sind, je steiler die Neigung des Unterwasserstrands ist.

Das Riff wird demnach vom Strand her aufgebaut und nicht von See her, denn bei auflandig resultierender Orbitalbewegung müssen am Riff ausfallende Schwebstoffe von den Wellen weiter landauf transportiert werden, weil sich der Brechpunkt auflandig wirkender Wellen weiter nach Land zu befindet.

Alle Messungen und Versuche an Riffen zeigten übereinstimmend — mit Ausnahme der von WIRTZ (1949), deren Genauigkeit zweifelhaft erscheinen muß — daß die Bildung von Riffen mit der Auskolkung von Rifftrögen zwischen Riff und Strand einhergeht und daß die Masse des Riffs meist kleiner als die aus den Trögen ausgehobene Masse ist. Nur wenn durch Verzögerung des Längstransports an einer Küstenstrecke Material zusätzlich aus diesem ausfällt, kann ein Riff auch aus dem Längstransport entstehen, ohne daß sich Rifftröge dahinter bilden.

Brechen große Sturmwellen schon außerhalb des Riffs, verschiebt sich dieses nach See zu. Laufen kleinere Wellen ungebrochen über den Riffkamm hinweg, beginnen sie, das Riff nach und nach zum Ufer hin einzuebnen und sein Aufbaumaterial zur Küste hin zu verfrachten.

Das Riff hat also dreierlei Funktion. Einmal konzentriert es die Brecherlinien verschieden großer Wellen und damit den Größtwert der Brandungsströmung auf einen schmalen Streifen, nämlich auf seinen Außenhang. Zum andern hält es dem Küstenlängstransport ständig einen Materialvorrat zur Verfügung. Schließlich kann es sich mit seinem bereits lockeren Gefüge und seiner im Vergleich mit dem ganzen Strandprofil kleinen Flächenausdehnung den wechselnden Brandungsenergien und Wasserständen in seiner Lage und Neigung schneller anpassen und wirkt somit als natürlicher Dämpfungswiderstand gegen die Küstenerosion.

Gegen Ende der physiographischen Einheit verliert sich der regelmäßige Aufbau der Riffe, weil das Material in zunehmendem Maß zur Ruhe kommt und der flachere Unterwasserstrand den nach einer Seite resultierenden Quertransport verringert.

Schließlich geht das Riff im Ablagerungsgebiet in Sandbänke über. Sandbänke können sich

ohne ständige Materialzufuhr in der Brandung nicht halten. Sie entstehen aus einfacher Sedimentation bei nachlassenden sinkstoffführenden Strömungen am Ende von physiographischen Einheiten, hinter Wellenbrechern und Molenköpfen sowie vor Binnenwasserauslässen. Je nachdem, ob die Materialzufuhr größer ist als der Abtrag durch die Brandung, Quer- und Längstransport des wandernden Sandes ausgeglichen sind oder der Verlust durch die Brandungstätigkeit überwiegt, wächst die Sandbank, behält sie ihre Ausdehnung und Mächtigkeit oder wird sie abgebaut.

Während das Riff nur bis zu einer beschränkten Höhe unter dem mittleren Wasserspiegel wächst und einer ständigen Umlagerung unterworfen sein muß, kann eine Sandbank aus dem Wasser herauswachsen.

Auch der Strandwall ist eine Ablagerungsform. Er entsteht im Quertransport. Über die Vorgänge beim Aufbau der Strandwälle finden sich Hinweise und verschiedene Anschauungen vor allem in der geographischen und geologischen Literatur. Sehr verbreitet ist dabei die Anschauung, daß die Strandwälle von den Sturmwellen bei steigendem Wasserstand „vor sich her geschoben“ werden. Dieses „Vorsicherschieben“ geschieht jedoch bei genauer Beobachtung der Brandungsvorgänge nur mit Treibstoffen, die sich schwimmend im Wasser bewegen. Sowohl die Wellentheorien als auch das Korngrößengefüge der Strandwälle bestätigen die Auffassung, daß Strandwälle nur bei abflauer Brandung entstehen, weil nur dann auch lange Wellen auflandige Transportresultierende haben. Wenn zum Abflauen der Brandung noch ein langsam sinkender Wasserstand hinzukommt, ist der Aufbau von Strandwällen besonders begünstigt (vgl. Abb. 6 und 7). Es wird dabei zuerst das größte Material ausfallen, während das feinere noch ständig in der Brandung bewegt wird. Dementsprechend zeigt der Außenhang eines frisch aufgeworfenen Strandwalls am Fuße feineres Sand- und Kiesmaterial, an der Krone ausgewaschenes grobes Geröll.

Der Auffassung des Aufbaues bei steigender Flut stehen überdies die zahlreichen Beispiele von Strandwallüberflutungen, die mit starker Einebnung nach binnen verbunden sind, und von Strandwalldurchbrüchen bei Sturmbrandung entgegen.

5. Die Folgerungen für technische Maßnahmen

Zur Planung technischer Küstenschutzmaßnahmen bedarf es daher stets einer sorgfältigen Voruntersuchung der physiographischen Verhältnisse und der Wirkungen, welche die in Aussicht genommenen Schutzmaßnahmen auf die Küste haben. Die Bauwerke in ihrer Form und ihre Standorte sind zunächst auf ihre Funktion hin und erst später ist ihre konstruktive Durchbildung zu entwerfen.

Das Bauwerk kann seiner Funktion nach darauf abzielen

1. die betreffende Küste gegen Erosion zu schützen,
2. aus dem Längs- und Quertransport ohne Schädigung benachbarter Küstenstrecken Sand zur Strandverbreiterung zu gewinnen und festzuhalten oder
3. unerwünschte Sandablagerungen von bestimmten Flächen des Unterwasserstrands fernzuhalten.

Es kommt dabei auf die örtlichen Verhältnisse und die wirtschaftlichen Gesichtspunkte an, ob man beispielsweise

- Uferbefestigungen vorsieht,
- die Brandung durch Wellenbrecher vor der Küste vernichtet oder schwächt,
- den Längstransport mit Hilfe zweckmäßig geformter Bühnen beeinflusst,
- nur die Brandungsströmung verändert oder
- durch künstliche Maßnahmen die Entwicklung von Küstenbogen fördert oder hemmt.

Die konstruktive Ausbildung ist abhängig von den Kräften, denen das Bauwerk für längere Zeit standhalten soll. Die Enttäuschungen vergangener Zeiten bezüglich der Standhaftig-

keit von Seebauwerken haben dazu geführt, daß die funktionelle Planung häufig vor der konstruktiven vernachlässigt wurde. Indessen bestehen heute auch für die konstruktive Durchbildung der Bauformen bessere Grundlagen als bisher.

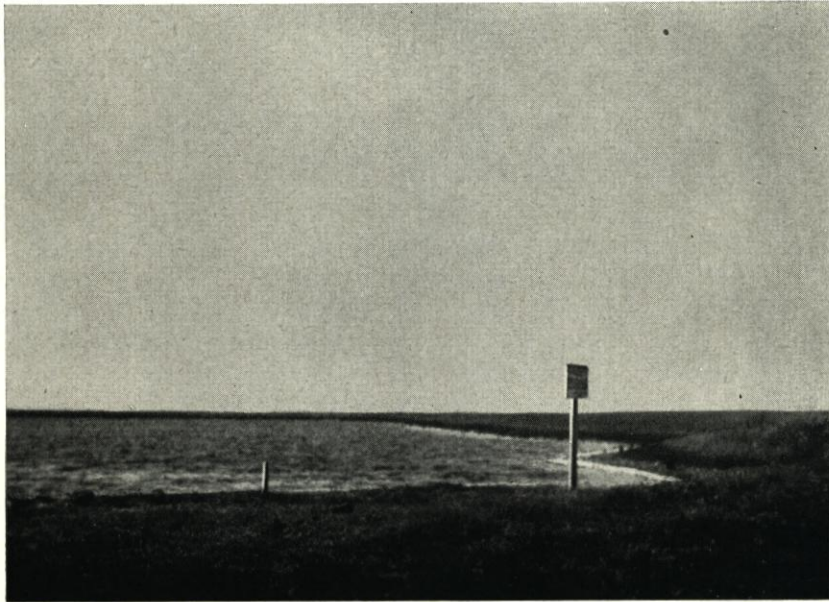


Abb. 8. Versuchsfeld am Salzen-See bei Westermarkelsdorf a. F.

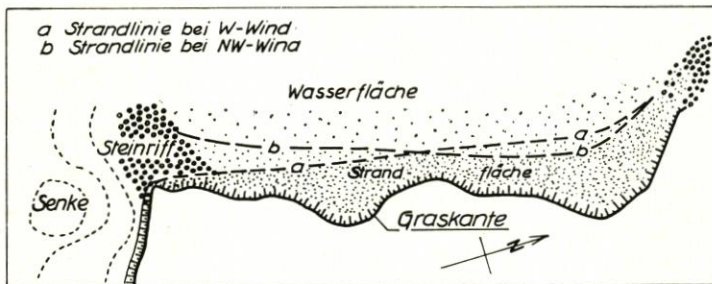


Abb. 9. Strandverlagerung mit der Brandungsrichtung am Versuchsstrand Salzensee

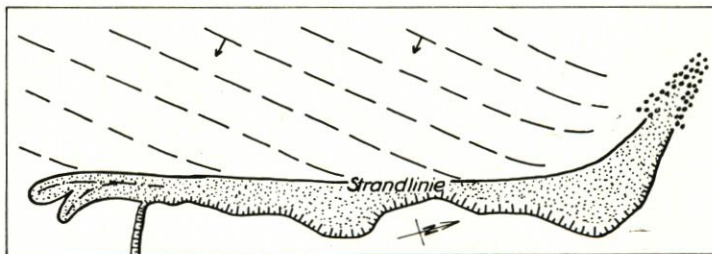


Abb. 10. Hakenbildung am Versuchsstrand Salzensee

6. Untersuchungen am Versuchsfeld

Einzelne der hier geäußerten Gedanken bedurften einer Bestätigung durch praktische Versuche. Diese wurden am Ostufer des Salzensees bei Westermarkelsdorf auf Fehmarn durchgeführt. Die notwendigen Vorbedingungen

1. das Vorhandensein echter Windwellen möglichst in Salzwasser,
 2. ein möglichst gleichbleibender Wasserstand,
 3. das Vorkommen von Sedimenten, die sich in gleicher Weise wie das Strandmaterial bewegen,
- waren hier alle erfüllt (vgl. Abb. 8).

Durch Messungen konnte festgestellt werden, daß Wellenhöhen, Perioden, Wellenlängen und Brechertiefen in gleichem Verhältnis zueinander standen wie in der offenen See. Auch die

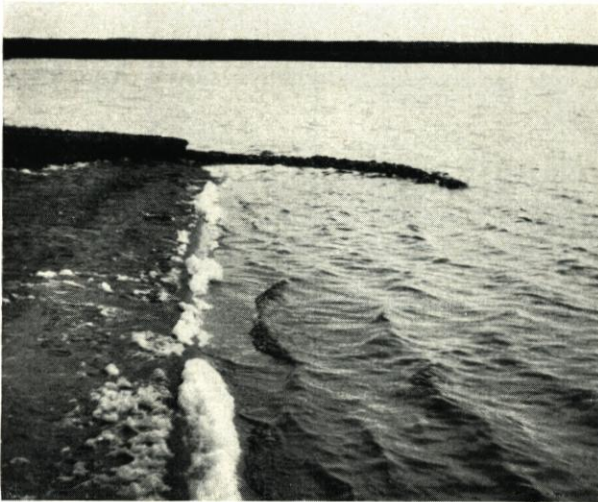


Abb. 11. Sichelbuhne im Versuchsfeld am 10. 7. 1953 unmittelbar nach dem Bau



Abb. 12. Sichelbuhne im Versuchsfeld am 10. 7. 1953 unmittelbar nach dem Bau

Brandungsströmung und Riffbildung war im entsprechend kleineren Maßstab vorhanden.

So wurden also einige wesentliche Naturvorgänge künstlich hervorgerufen und ihr Werdegang beobachtet.

Der Strand hatte sich im Süden an einer Geröllablagerung aufgehängt (Abb. 9). Als diese beseitigt war, bildete sich bei Nordwestwind in einer Nacht der in Abbildung 10 gezeichnete Haken. Nachdem dieser beseitigt war, wurde eine Sichelbuhne an die Stelle — also an das Ende der physiographischen Einheit — gebaut, die über die gesamte Brandungszone hinausreichte. Die Abbildungen 11 bis 16 zeigen deutlich die Wirkung der Sichelbuhne.

Die an sie geknüpften Erwartungen, nämlich die Entstehung einer Rippströmung an der Buhne entlang zu vermeiden und den bei der Nordwest-Brandung gefangenen Sand endgültig festzuhalten und als Reserve für den Lee-Erosions-Ausgleich bei anders gerichteter Brandung einen weiteren Überschuß anzusammeln, traten eigentlich überzeugender ein, als es bei ersten Versuchen erwartet werden darf.

Versuche mit geraden, senkrecht oder schräg zur Uferlinie liegenden Buhnen ergaben keine Erfolge, sondern bestätigten nur, daß

bei ihrer Anlage äußerste Vorsicht und sehr sorgfältige Vorarbeiten notwendig sind, wenn sie Erfolg haben sollen.

Erwähnenswert indessen erscheinen Versuche mit schwimmenden Wellenbrechern. Sie wurden nicht nur im Versuchsgelände, sondern auch am Burger Binnensee durchgeführt. Es zeigte sich jedesmal, daß sich am Strand in ihrem Schutz eine deutliche Anlandung einstellte, die von der durch die Ausschaltung der Brandung verursachten Unterbrechung der Brandungsströmung hervorgerufen wird.

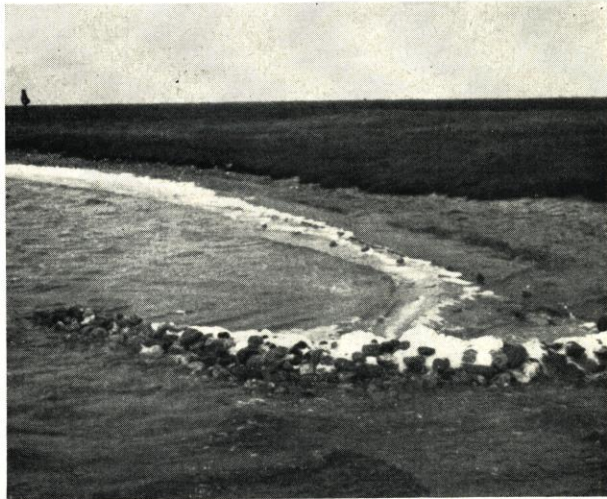


Abb. 13. Sichelbuhne am 15. 7. 1953 mit erster Anlandung. Die Steinreihe kennzeichnet den ursprünglichen Verlauf der Uferlinie

D. Die Brandungswirkung im Untersuchungsgebiet

Die im ersten Aufsatz dieses Heftes (HENSEN, 1957) genannten Aufgaben und Ziele der Untersuchungen im Raum Fehmarn erforderten eine praktische Anwendung der bisher geschilderten allgemeinen Theorien und Meßergebnisse auf die einzelnen Küstenstrecken.

Für die von den Vermessungen erfaßten, in Tiefenplänen 1:5000 kartierten Küsten wurde durch Feststellung der Häufigkeiten und Stärken der Brandung aus den verschiedenen Angriffsrichtungen und durch Ermittlung der Strandneigung die durchschnittliche relative Angriffsgröße der Brandung für eine große Anzahl von Küstenpunkten errechnet und in den Tiefenplänen eingetragen. Außerdem wurde die relative Größe und Richtung des Küstenlängstransports aus den gleichen Grundwerten der Brandung ermittelt und schließlich zur Vervoll-



Abb. 14. Uferlinie oberhalb der Sichelbuhne am 15. 7. 1953

ständigung der Karte der Küstencharakter (Steil- oder Flachküste, Geröll- oder Sandstrand) und die durch Kartenvergleiche festgestellte Küstenveränderung (Rückgang oder Anwuchs) eingetragen. Die so entstandenen physiographischen Küstenkarten liefern die erste Unterlage zur Beurteilung der Küsten und zur Erkennung der physiographischen Einheiten für die resultierenden Brandungsrichtungen. Ein Beispiel dieser Karten zeigt die Abbildung 20 in stark ver-



Abb. 15. Sichelbuhne am 16. 7. 1953 bei entgegengesetzter Brandungsrichtung. Diese wird im Bühnenfeld im günstigen Sinne gebeugt



Abb. 16. Endzustand der Sichelbuhne am 10. 9. 1953. Dieser Zustand ist unverändert geblieben, solange die Beobachtungen andauerten

lichen Küsten, weil die Brandung hier aufhört. Es konnte geologisch nachgewiesen werden, daß das Höft von Orthmühle in Zeiten aufgebaut wurde, als das Kliff von Lütjenbrode bis Mittelhof noch nicht unter dem Schutz des damals noch kurzen Graswarders lag. Mit dem Wachstum des letzteren ist die Küste zwischen Mittelhof und Orthmühle von Westen nach Osten fortschreitend zur Ruhe gekommen, so daß heute nur noch ein schwacher Längstransport von Osten her stattfindet, der den Bogen von Strandhusen (vor dem Heiligenhafener Leuchtturm) langsam ausfüllen wird. Während also früher eine physiographische Einheit vom Mittelhofkliff bis zum Orthmühler Höft reichte, befindet sich ihr Ende jetzt etwa vor dem Leuchtturm.

Vom für diese Küstenstrecke verhältnismäßig hohen Mittelhofkliff bis zum Kliff nördlich von Großenbrode am Eingang zum Fehmarnsund herrscht die Brandung aus Westen wieder

kleinerer Form. Eine Zusammenfassung im Maßstab 1:50 000 ist im zweiten Aufsatz dieses Heftes (MAGENS, 1957) gezeigt.

Dort findet sich auch eine Beschreibung der einzelnen Küstenstrecken, soweit sie zur Lösung der praktischen Aufgaben der Untersuchungen notwendig sind.

Eine dort nicht erwähnte Küstenstrecke, die aber zur Bestätigung der vorangegangenen Gedankengänge dienen mag, sei hier erwähnt. Es ist die wägrische Westküste zwischen Orthmühle (östlich von Heiligenhafen) und dem Kliff am Westende des Fehmarnsundes (vgl. Lageplan im zweiten Aufsatz dieses Heftes).

Der westliche Teil dieser Küstenstrecke liegt im Schutz des kräftig nach Osten wandernden Graswarders. Über das Ende dieses Strandwallsystems wandert kein Sand mehr an die öst-

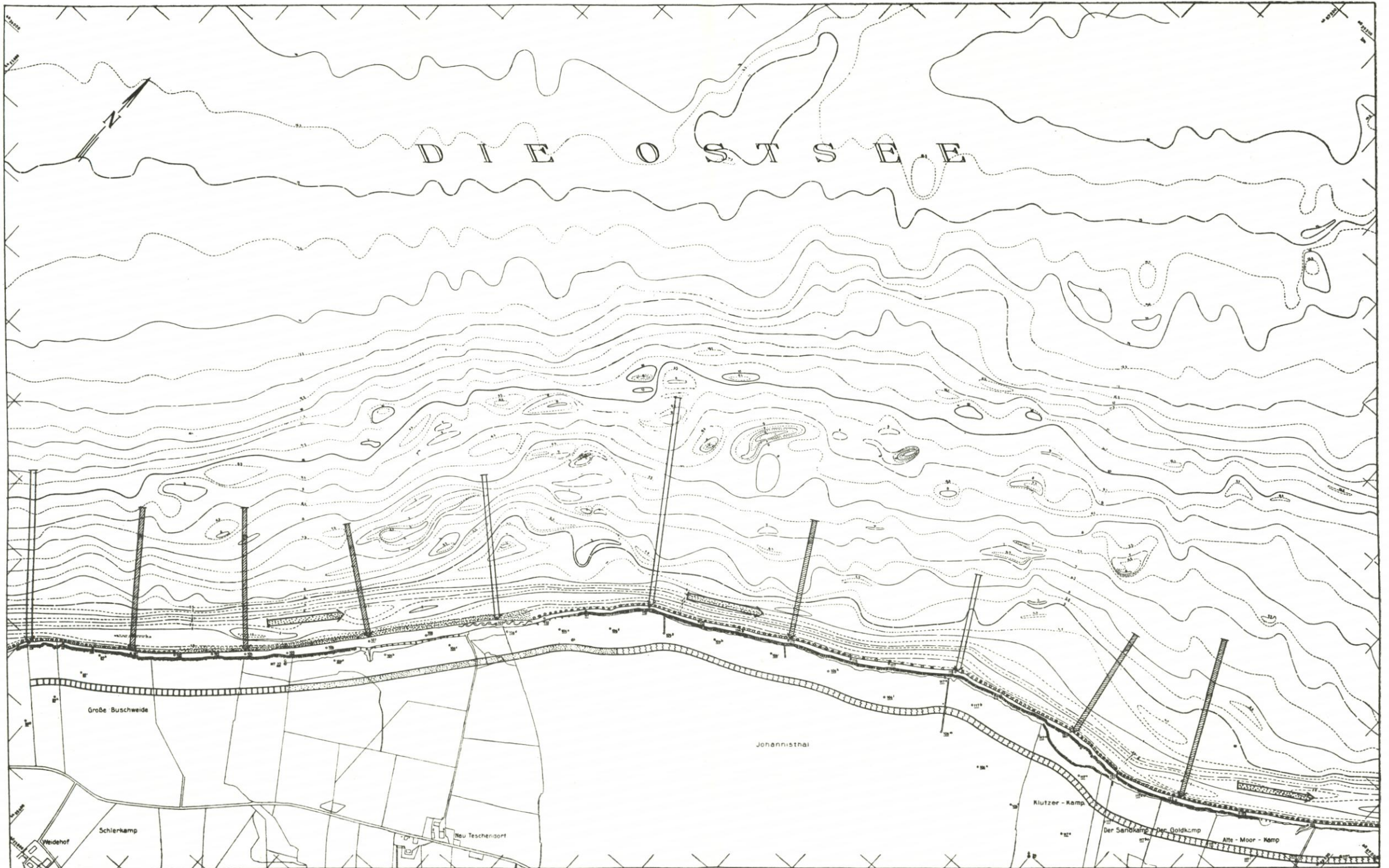


Abb. 20. Beispiel für eine physiographische Küstenkarte

Zeichenerklärung:
 feine Punkte = Sandstrand
 kleine Kreise = Geröllstrand
 Wellenlinie = Strandwall

offene Pfeile = mäßiger Angriff
 schraffierte Pfeile = starker Angriff
 punktierte Pfeile = Sand-Längstransport

Doppellinie parallel der Küste
 mit senkrechter Schraffur = Steilufer im Abbruch
 mit punktierte Schraffur = zeitweilige Anlandung
 mit gewellter Schraffur = mäßiger Abbruch



Abb. 17
Schwimmender Wellen-
brecher am Versuchsfeld
mit dahinter aufgebautem
Strandhöft



Abb. 18
Sandansammlung im Schutz
eines aus Seegrass gebauten
Wellenbrechers bei Niedrig-
wasser aufgenommen



Abb. 19
Als Wellenbrecher wirkendes
gestrandetes Schiff an der
Westküste von Fehmarn.
Der „Wellenbrecher“ hat
hier Strandabrasion
verhindert

vor, wird aber durch das als Wellendämpfer wirksame ausgedehnte „Großenbroder Steinriff“ stark geschwächt.

Die Großenbroder Bucht zwischen beiden Kliffs war einst ein tief eingeschnittenes fördenartiges Gewässer. Von dem starken Materialstrom aus den beiderseitig angrenzenden Abbruchufern, der infolge der Beugung der in die Bucht frontal einlaufenden Nordwest-Brandung erzeugt wird, wurde die Bucht sehr schnell und in verschiedenen Strandwallphasen zugebaut. Es blieb der schnell vermoorende Großenbroder Binnensee. Die schon diluvial flach angelegte Bucht ist im Lauf der Zeit vom Längstransport von beiden Seiten her soweit ausgeflacht, daß gegenwärtig etwa 60 bis 70 v. H. aller Wetterlagen auflandig wirken. Die Erscheinung „laufender Schaumbrecher“ ist hier auffallend oft zu beobachten.

Die Folge ist ein in jüngster Zeit von Jahr zu Jahr durch bloßen Augenschein zu beobachtendes Wachsen und Neuentstehen von Sandbänken, die sich schnell mit dem Ufer vereinigen.

Zeitweilig erschienen diese Bänke rein morphologisch wie Haken, und nur durch die sedimentpetrographische Untersuchung hätte der eigentliche Charakter des Gebietes einwandfrei bestimmt werden können, wenn nicht die Entwicklung beobachtet worden wäre.

Es ist überhaupt oft schwierig, aus den Formen dieser Bänke ihre Entstehung abzulesen, ebenso wie es zu schweren Irrtümern führen kann, wenn man Kleinformen am Strand und die aus Tiefenlinienkarten ersichtlichen Unterwasserstrandformen zur Deutung von resultierenden Kräften heranzieht, weil man oft nur die gestaltende Wirkung der jüngsten Wetterlagen dabei erfaßt. Die in dieser Richtung angestellten Versuche ergeben oft Widersprüche mit den Vermessungen und den geologischen Untersuchungen, deren Beweismittel als zuverlässiger zu bezeichnen sind.

Es wird auch noch einer ganzen Reihe von Untersuchungen, insbesondere einer methodischen Messung von Brandungswellen bedürfen, um alle hier angeschnittenen Fragen und eine Menge anderer noch offener Probleme für die Praxis befriedigend zu klären.

Schrifttum

1. BEACH EROSION BOARD: The Bulletin of the Beach Erosion Board (verschiedene Hefte). Washington 1949—1951.
2. BEACH EROSION BOARD: Technical Memorandum Nr. 3, 15 und 16. Washington 1944 und 1945.
3. BEACH EROSION BOARD: Shore Protection, Planning and Design, Special Issue Nr. 2, Washington 1953.
4. BRUUN, P.: Materialvandring pa Havkyster. Ingeniören 60, H. 10, 1951.
5. GEIB, K. W.: Meeresgeologische Untersuchungen im Bereich der ostpommerschen Küste von Stolpmünde bis zur ehemaligen deutsch-polnischen Grenze. Geol. Meere u. Binnengew. Bd. 7, H. 1, 1944.
6. IRIBARREN CAVANILLES, R.: Una formula para el calculo de los diques de escollera. Pasajes 1938.
7. IRIBARREN CAVANILLES, R. u. CASTO NOGALES Y OLANO: Generalizacion de la formula para el calculo de los diques de escollera. Revista de Obras Publ., Madrid 1950.
8. IRIBARREN CAVANILLES, R. u. CASTO NOGALES Y OLANO: Nueva confirmacion de la formula para el calculo de los diques de escollera. Rev. Obr. Publ., Madrid 1953.
9. IVERSEN, H. W.: Waves and breakers in shoaling water. Proc. III. Conf. on Coastal Engineering, 1952.
10. KIRSCHMER, O.: Die Theorie der Meereswellen als Grundlage von Modellversuchen für Seebauten. MAN Forschungsheft, 2. Halb. 1952.
11. KÖRNER, B.: Die Sinkstoffe der Küstengewässer. Ein Überblick über den Stand der Forschung. „Die Küste“ 4, 1955.
12. KRESSNER, B.: Modellversuche über die Wirkungen der Strömungen und Brandungswellen auf einen sandigen Meeresstrand und die zweckmäßige Anlage von Strandbuhnen. Bautechnik S. 374 bis 386, 1928.

13. MASON, M. A.: Abrasion of Beach Sand. Beach Erosion Board, Techn. Rep. Nr. 2, 1942.
14. MASON, M. A.: The Transformation of Waves in Shallow Water. Proc. I. Conf. on Coastal Engineering, 1950.
15. MINIKIN, R. R.: Wind, Waves and Maritime Structures. London 1950.
16. MINIKIN, R. R.: Coast Erosion. An enquiry into causes and remedies. Dock and Harbour Auth., 1950.
17. MORISON, J. R.: The effect of Wave Steepness and Wave Velocity. Transact. Am. Geophys. Union, 1951.
18. MUNK, W. H.: The Solitary Wave Theorie and its Application to Surf Problems. Annals of the New York Academy of Sciences Vol. 51, 1949.
19. MUNK, W. H. u. M. A. TRAYLOR: Refraction of Ocean Waves: a process linking under water topography to beach erosion. Scripps Inst. of Oceanography, Contrib. 307, 1947.
20. NEUMANN, G.: Über Seegang, Dünung und Wind. Dtsch. Hydr. Ztschr., 1950.
21. NEUMANN, G.: Über die komplexe Natur des Seegangs. Dtsch. Hydr. Ztschr., 1952.
22. NISSER, I. C.: Kustverdediging. Polyt. Tijdschr., 1950.
23. PETERSEN, M. und verschiedene Verfasser: Berichte über die Untersuchungen der Ursachen für die Abbrüche am Brodtener Ufer bei Travemünde und die Möglichkeiten ihrer Verhinderung 1949/50. Unveröffentl. Wasser- u. Schiffsamt Lübeck 1951.
24. PETERSEN, M.: Abbruch und Schutz der Steilufer an der Ostseeküste (Samland bis Schleswig-Holstein). Die Küste H. 2, 1952.
25. PUTNAM, J. A., W. H. MUNK und M. A. TRAYLER: The Prediction of Longshore Currents. Transact. Am. Geophys. Union. Vol. 30, 1949.
26. ROLL, R.: Ergebnisse von Wellenbeobachtungen im Nordatlantik, Nordmeer, Nord- und Ostsee. Hansa Nr. 28, 1951.
27. SHEPARD, F. P. und D. L. INMANN: Nearshore Water Circulation related to Bottom Topography and Wave Refraction. Transact. Am. Geophys. Union, 1949.
28. SVERDRUP, H. U. und W. H. MUNK: Wind, Sea and Swell: Theorie of Relations for Forecasting. U. S. Hydrogr. Off. Publ., 1947
29. THORADE, H.: Probleme der Wasserwellen. Probl. d. kosm. Phys. Bd. XIII u. XIV, Hamburg 1931.
30. VEEN, J. VAN: Onderzoekingen in den Hoofden in verband met de gesteldheid der Nederlandschen kust. Nieuwe Verh. Bataafsch. Genoot. 2. R., 1953.
31. WIEGEL, R. L. und J. W. JOHNSON: Elements of Wave Theorie. Proc. I. Conf. on Coastal Engineering, 1950.
32. WIRTZ, D.: Die Beziehungen zwischen submariner Abtragung und Sandwanderung an der Küste Pommerns. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 18, 1949.
33. WYRTKI, K.: Die Bilanz des Längstransportes in der Brandungszone. Dtsch. Hydr. Ztschr. Bd. 6, H. 2, 1953.