

Die Küste

**ARCHIV
FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE**



3950-A-2012-00000124

Die Küste, 6 Heft 1 (1957), 1-135

Die Küste

ARCHIV
FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE

HERAUSGEBER:
DER KÜSTENAUSSCHUSS NORD- UND OSTSEE

JAHRGANG 1957
Heft 1

DRUCK UND KOMMISSIONSVERLAG:
WESTHOLSTEINISCHE VERLAGSANSTALT BOYENS & CO. HEIDE I. HOLST.

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

BRESSAU, Siegfried, Dr., Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Kiel, Mecklenburger Str. 22-24;
HEBESTREIT, Henning, Dr., Institut für Betriebs- und Arbeitslehre an der Universität Kiel, Kiel, Niemannsweg 11; HENSEN, Curt, Oberregierungsbaurat, Wasser- und Schiffahrtsdirektion Kiel, Kiel-Wik, Hindenburgufer 247; KÜSTENAUSSCHUSS NORD- UND OSTSEE, Arbeitsgruppe Küstenschutz, Kiel-Wik, Hindenburgufer 247; MAGENS, Claus, Dr.-Ing., Wasser- und Schiffahrtsdirektion Kiel, Kiel-Wik, Hindenburgufer 247.

Die Verfasser sind für den Inhalt ihrer Aufsätze allein verantwortlich.
Nachdruck aus dem Inhalt nur mit Genehmigung des Herausgebers: Küstenausschuß Nord- und Ostsee, Ministerialrat i. R. GAYE, Kiel-Wik, Hindenburgufer 247, gestattet.
Schriftleiter: Dr. habil. E. WOHLBERG, Husum, Nissenhaus.

Inhaltsverzeichnis

HENSEN, Curt, Oberregierungsbaurat Die gewässerkundlichen Untersuchungen im Gebiet Fehmarn—Nordwagrien, ihre Ziele und ihre Durchführung	1
MAGENS, Claus, Dr.-Ing. Küstenforschungen im Raum Fehmarn—Nordwagrien	4
MAGENS, Claus, Dr.-Ing. Brandungsuntersuchungen an den Küsten von Fehmarn und Nordwagrien	40
BRESSAU, Siegfried, Dr. Abrasion, Transport und Sedimentation in der Beltsee	64
HEBESTREIT, Henning, Dr. Zwei Knickböden in Dithmarschen	103
„KÜSTENAUSSCHUSS NORD- UND OSTSEE“, Arbeitsgruppe Küstenschutz Anpassung der Warfen auf den nordfriesischen Halligen an die heute möglichen Sturmfluthöhen	125

Die gewässerkundlichen Untersuchungen im Gebiet Fehmarn — Nordwagrien, ihre Ziele und ihre Durchführung

Von Curt Hensen

Unter der „Vogelfluglinie“ wird die kürzeste Verkehrsverbindung von Hamburg über Lübeck, Fehmarn und Laaland nach Kopenhagen, im weiteren Sinn zwischen Westeuropa und Skandinavien verstanden. Die Verwirklichung einer solchen Planung macht die Schaffung eines Kreuzungsbauwerks über den Fehmarnsund und je eines Hafens an der Nordseite Fehmarns sowie an der Südwestseite Laalands notwendig, um den hier etwa 19 km breiten Fehmarnbelt mit einer Fährverbindung überqueren zu können.

Die Schaffung dieser Verkehrslinie hat in der Vergangenheit schon viele Verkehrs- und Baufachleute gelockt. Ein kurzer Rückblick in die Vergangenheit zeigt aber, daß hierbei erhebliche Schwierigkeiten technischer, vor allem wasserbaulicher Art zu überwinden sind. Um sie zu meistern, bedarf es sehr genauer Kenntnisse der wirksamen Kräfte im Naturgeschehen. Der älteste Entwurf, der KRÖHNKE-Entwurf von 1864/66, sagt nur sehr wenig über die wasserbaulichen Arbeiten bei der Überbrückung des Fehmarnsunds aus. Ein Entwurf des Königl. Baurats HEIDORN aus dem Jahre 1888 befaßte sich mit einem „Brückendamm“, d. h. einem Damm mit einer eingebauten beweglichen Brücke. Ein Entwurf des Fehmarnbau-Komitees von 1912 sah zuerst eine Hochbrücke, dann eine vollständige Durchdämmung des Fehmarnsunds vor. Im Jahre 1921 hat der Kreis Oldenburg in Holstein einen Entwurf ausgearbeitet, der wieder einen Brückendamm vorsah. Die Bearbeitung des Projekts durch den dänischen Automobil-Club in Kopenhagen und den Reeder BERNSTEIN in Hamburg im Jahre 1931 verzichtete auf eine Überquerung des Sundes; man wollte die Insel Fehmarn umgehen und auf dem Wasserwege von Großenbrode nach Rødby auf Laaland fahren. Im Jahre 1932 hat der Kreis Oldenburg in Holstein durch eine Tiefbaufirma einen Entwurf aufstellen lassen, der zuerst eine vollständige Durchdämmung und dann einen Brückendamm zum Ziel hatte. Im Jahre 1933 hat der dänische Reeder JENSEN in Kopenhagen mit Unterstützung der Kreis-Oldenburger-Eisenbahn einen ähnlichen Entwurf bearbeiten lassen, wie zwei Jahre zuvor der dänische Automobil-Club und der Reeder BERNSTEIN. Schließlich hat der Generalinspekteur für das deutsche Straßenwesen im Jahre 1940 zuerst einen „Schleusendamm“, d. h. einen Damm mit eingebauten Schleusen, dann zwei Brücken, nämlich eine Straßenhochbrücke und getrennt davon eine bewegliche Eisenbahnbrücke, und schließlich eine gemeinsame Hochbrücke für Straße und Bahn vorgesehen. Die Ausführung dieses Entwurfs ist seinerzeit begonnen worden, aber während des Krieges in den Anfängen stecken geblieben. Keiner dieser Entwürfe konnte sich auf gewässerkundliche Untersuchungen stützen. Nur für den letztgenannten Entwurf hat man eine Anzahl Bohrungen ausgeführt.

Hat schon früher die Entwicklung des Verkehrs in zunehmendem Maße auf die Schaffung einer Verkehrsverbindung über Fehmarn hingewirkt, so verlangt die außerordentliche Entwicklung des Verkehrs, insbesondere des Kraftwagenverkehrs, in den letzten Jahren gebieterisch die Erschließung neuer und leistungsfähiger Verkehrswege. Die Verbindung von Hamburg über Fredericia, Nyborg und Korsör nach Kopenhagen ist seit Jahren nicht mehr imstande, den Verkehr zu bewältigen. Die früher rege benutzten Verbindungen Saßnitz-Trälleborg und Warnemünde-Gedser sind mit gewissen Unsicherheiten behaftet. Auch die Verbindungen von Kiel nach Korsör oder von Lübeck nach Kopenhagen konnten und können den Ansprüchen, die an den Verkehr gestellt werden, nicht genügen. Zur Befriedigung des stei-

genden Verkehrs ist dann im Sommer 1951 eine vorläufige Fährschiffsverbindung zwischen Großenbrode-Kai und Gedser geschaffen worden, die wohl eine vorläufige Lösung darstellt. Die endgültige Lösung wird aber schließlich doch nur in der Schaffung der „Vogelfluglinie“ gefunden werden können.

In der Erkenntnis, daß diese Verkehrsverbindung über den Fehmarnsund, Fehmarn und den Fehmarnbelt das Endziel sein müsse, und im Bewußtsein, daß die oben erwähnten früheren Entwürfe nur wenig oder gar nicht auf die naturgegebenen Verhältnisse Rücksicht genommen haben und das wegen fehlender Unterlagen auch nicht konnten, wurde mit Genehmigung des Bundesministers für Verkehr von der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Kiel eine besondere Untersuchungsstelle in Heiligenhafen eingerichtet. Sie sollte Kenntnisse über die Strömungs-, Seegangs- und Sandwanderungsverhältnisse im Bereich des Fehmarnsunds und an der Nordküste der Insel Fehmarn gewinnen. Hierbei bot sich für das Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten des Landes Schleswig-Holstein die willkommene Gelegenheit, einige zur Lösung drängende Probleme, vor allem solche auf dem Gebiet des Küstenschutzes mit bearbeiten zu lassen.

Der Untersuchungsstelle wurden folgende Aufgaben gestellt:

1. die im Gebiet von Fehmarn wirksamen Kräfte an der Küste und in den Küstengewässern zu erkennen, sie qualitativ und quantitativ zu erfassen und darzustellen;
2. die Kräfte im Hinblick auf die Schaffung der Vogelfluglinie zu bewerten und die für die Ausführung baulicher Maßnahmen zu beachtenden Grundsätze aufzustellen;
3. den Küstenrückgang nach physikalischen und wirtschaftlichen Gesichtspunkten zu beurteilen und Grundsätze für den künftigen Küstenschutz aufzustellen.

Diese Aufgaben waren nur auf breiterer technisch-wissenschaftlicher Grundlage zu lösen. Die Probleme konnten nicht statisch angefaßt werden, und es genügte auch nicht, die Dynamik der Küstenlandschaft vom Wasser, vom Boden und vom Klima her zu erfassen. Es war notwendig, das daraus gewonnene Bild durch Kartenvergleiche und geologische Sonderuntersuchungen über die jüngste erdgeschichtliche Entwicklung der Küsten auf seine Richtigkeit zu prüfen und möglichst genaue und konkrete Aussagen über die wirksamen Kräfte und die Folgen menschlicher Eingriffe in die Natur zu machen.

Es sei besonders bemerkt, daß es nicht die Aufgabe der Untersuchungsstelle war, technische Entwürfe aufzustellen, sei es für ein Kreuzungsbauwerk über den Fehmarnsund oder für die Anlage eines Fährhafens; das muß den Verkehrsträgern überlassen werden.

Die Untersuchungsaufgaben wurden in vier Richtungen gegliedert:

- a) Eine Neuvermessung und Kartierung des land- und seeseitigen Küstensaums von rund 120 km Länge diente zur Feststellung der morphologischen Veränderungen in geschichtlichen Zeiträumen durch Kartenvergleiche.
- b) Meereskundliche Untersuchungen lieferten Erkenntnisse über die Wasserstandsschwankungen, die Strömungen im Fehmarnsund und in den Seegebieten um Fehmarn und über die Seegangs- und Brandungsgrößen und deren Wirkungen auf den Seegrund und die Ufer.
- c) Geologische Untersuchungen erbrachten petrographische Bestandsaufnahmen des Untersuchungsgebietes, eine nach sedimentpetrographischen Gesetzen dynamisch ausgewertete Seegrundkartierung der Gewässer um Fehmarn und eine gleichartige Analyse der Strand- und Flachwasserzone. Die Steilufer wurden petrographisch untersucht mit dem Ziel, den Verbleib des Abbruchmaterials zu klären, und eine morphologische Untersuchung der Strandwallandschaften gab Aufschluß über die jüngste erdgeschichtliche Entwicklung der Flachküsten.
- d) Weitere Hinweise für die Entwicklung der Küsten und Häfen sowie die Pläne für ihren Schutz und zu ihrem Ausbau lieferte das Studium von Archiven und älteren Akten.

Die große Ausdehnung des Untersuchungsgebietes und die Vielfältigkeit der einzelnen Untersuchungen erforderte eine weitgehende Arbeitsteilung, wenn die Untersuchungen in einer angemessenen Frist abgeschlossen werden sollten. Die Untersuchungsstelle Heiligenhafen wurde

bei ihrer Arbeit von verschiedenen wissenschaftlichen, behördlichen und auch privaten Stellen in erfreulicher und dankenswerter Weise unterstützt. Der überwiegende Teil der rein wissenschaftlichen Arbeiten wurde von Angehörigen des Instituts für Meereskunde und des Geologisch-Paläontologischen Instituts, beide von der Universität Kiel, unter besonderer Förderung durch ihre Direktoren ausgeführt.

Weiterhin fand die Untersuchungsstelle freundliche Unterstützung durch Bereitstellung von Unterlagen oder durch Auskünfte von dem Deutschen Hydrographischen Institut Hamburg, dem Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein, den Katasterämtern in Oldenburg in Holstein und Lübeck, dem Geologischen Landesamt Kiel, dem Landesarchiv Schleswig, dem Bürger Stadtarchiv, dem Geodätischen Institut Kopenhagen, dem Fischereiwissenschaftlichen Institut Hamburg, den Wetterdienststellen in Hamburg, Schleswig, Kiel und Lübeck, dem Landesamt für Straßenbau Schleswig-Holstein, der Bundesbahndirektion Hamburg, der Forschungsstelle Westküste in Husum sowie den Herren Rektor i. R. BÖTTCHER, Heiligenhafen, Studienrat Dr. VOIGTS, Lübeck und P. WIEPERT, Bisdorf a. F., ferner den Stadtverwaltungen von Heiligenhafen und von Rødby a. Laaland.

Die Beschreibung und die Ergebnisse der einzelnen Untersuchungen sind zu umfangreich, als daß sie alle in einem Heft der „Küste“ Platz gefunden hätten. In dem vorliegenden Heft können deshalb nur eine zusammenfassende Darstellung aller Untersuchungsergebnisse und deren Anwendung auf die technischen Vorbedingungen für die Planung der Seebauten der Vogelfluglinie und des Küstenschutzes sowie die wesentlichsten Ergebnisse der Brandungsuntersuchungen und der Seegrundkartierung wiedergegeben werden (vgl. die Aufsätze von MAGENS und BRESSAU in diesem Heft¹⁾).

¹⁾ Eine Aufstellung der teils veröffentlichten, teils unveröffentlichten Untersuchungsberichte befindet sich auf S. 38 dieses Heftes.

Küstenforschungen im Raum Fehmarn — Nordwagrien

Von Claus Magens

Inhalt

I. Das Untersuchungsgebiet	4
II. Art, Umfang und Durchführung der Untersuchungen	9
III. Die allgemeinen Erkenntnisse über die Dynamik im Untersuchungsgebiet	10
1. Die Küstenformen, ihre Veränderungen und die sie bewirkenden Einflüsse und Kräfte	10
2. Der Seegrund als Bild des Kräftespiels	15
IV. Die natürlichen Vorbedingungen für eine Landverkehrsverbindung nach Fehmarn und die Anlage eines Fährhafens an der Nordküste Fehmarns	17
1. Die verkehrstechnischen Forderungen	17
2. Die Wirkung der verschiedenen Bauwerke und die günstigsten Lösungen vom naturgegebenen Zustand her	21
V. Die natürlichen Vorbedingungen für die Erhaltung der Küsten von Nordwagrien und Fehmarn	28
1. Die Wirkung von künstlichen Uferschutzmaßnahmen	28
2. Uferabbruch und Strandwallverlagerung als Wirtschaftsproblem	29
3. Die Möglichkeiten und Grenzen des technischen Küstenschutzes	32
a. Der Stein- und Graswarder und die Hafeneinfahrt von Heiligenhafen	34
b. Die Ostküste Nordwagriens und die Hafeneinfahrt von Großenbrode-Kai	35
c. Die Westküste von Fehmarn	35
d. Die Nord- und Ostküste Fehmarns	36
e. Die Südküste von Fehmarn	37
f. Die übrigen Küstenstrecken	38
4. Der Hochwasserschutz auf Fehmarn	38
VI. Schriftenverzeichnis	38

I. Das Untersuchungsgebiet

Die Gesamtaufgabe für die in den Jahren 1951—1953 im Raum Fehmarn—Nordwagrien durchgeführten Untersuchungen läßt sich in die drei Einzelaufgaben trennen:

1. Welche Naturkräfte sind an den zu beobachtenden Veränderungen an den Küsten des Untersuchungsgebietes beteiligt, und wie wirken sie?
2. Welche Vorbedingungen von der Natur her ergeben sich aus dem festgestellten Kräftespiel für technische Planungen zur Herstellung der sogenannten „Vogelfluglinie“, einer Landverkehrsverbindung zwischen Nordwagrien—Fehmarn einerseits und der Insel Laaland andererseits, die eine feste Überquerung des Fehmarnsunds und einen Fährhafen an der Nordküste von Fehmarn umfaßt?
3. Welche Vorbedingungen von der Natur her ergeben sich für die Beurteilung von Küstenschutzmaßnahmen, ihre Wirkung und ihre Berechtigung?

Während die letzte Aufgabe mehr oder weniger generell für die verschiedenen Küstentypen lösbar schien, erforderte die zweite eine gewisse Begrenzung des Untersuchungsgebietes auf den mutmaßlichen „Einflußraum“ der für die seebaulichen Anlagen für die „Vogelfluglinie“ vorgesehenen Küstenstrecken.

Ohne die Kenntnis der natürlichen Vorgänge und Kräfte war dieser Einflußraum jedoch nicht von vornherein festzulegen, so daß das Untersuchungsgebiet so weit gefaßt werden mußte, wie der Einflußraum unter ungünstigsten Annahmen vermutet werden konnte.



Abb. 2
Steilufer bei Heiligenhafen



Abb. 3
Niedriges Kliff bei
Großenbrode



Abb. 4
Westküste Fehmarns.
Zum Deich ausgebauter
Strandwall im Abbau

Innerhalb dieser Küsten liegen im südlichen Teil die Höhenzüge der jüngsten Stauchmoränenlandschaft Ostholsteins, im Norden in der Gegend von Lütjenbrode in eine Grundmoränenlandschaft übergehend, die mit ihrem topographisch nur schwach gegliederten Flachlandcharakter auf Fehmarn ihre Fortsetzung findet.

Diesem Landschaftsaufbau entsprechend finden sich zwischen Groß-Wessek und Heiligenhafen, ebenso wie zwischen Sütel und Kraksdorf die Anschnitte der Stauchmoränen als verhältnismäßig hohe Steilufer. Die Halbinsel von Großenbrode weist dagegen nur niedrige Kliffküsten und stellenweise sogar ausgesprochene Flachküsten auf.

Die Küsten Fehmarns zeigen einen völlig anderen Charakter. Die westliche Südküste der Insel ist flach, teils mit niedrigen Kliffs, größtenteils mit Deichen besetzt. Die Südwestecke der Insel wird von der ehemaligen Insel Flügge gebildet, die im Westen durch Strandwallbildungen, im Osten durch einen Damm mit Fehmarn verbunden wurde.

Die völlig bedeckte Westküste der Insel ist sehr flach. Strandwälle haben ausgedehnte Binnenseen eingeschlossen, die im Süden (Kopendorfer See) binnendeichs, im Norden (Fastensee und Salzensee) außendeichs liegen.

Ebenso ist die Nordküste auf größte Länge von Westen her flach und wird von teilweise recht ausgedehnten Strandwallebenen vor Binnenseen gebildet. Erst eben östlich Puttgarden beginnt wieder die Kliffküste, die langsam bis Marienleuchte zu recht ansehnlichen Höhen ansteigt.

Die Ostküste besitzt mit ihrem blockreichen Strand und den tarrashaltigen, schräg geböschten, bewachsenen Steilufern ihr eigenes Gepräge, das besonders im südlichen Teil bei Katharinenhof typisch hervortritt.

Die östliche Südküste der Insel läßt sich in drei charakteristische Abschnitte einteilen: die östliche Kliffstrecke, den niedrigen Mittelteil mit den Nehrungen vor dem Sahrensdorfer



Abb. 5 a. Nordwest-Ecke von Fehmarn. Strandwallebene vor geschlossenen Strandseen

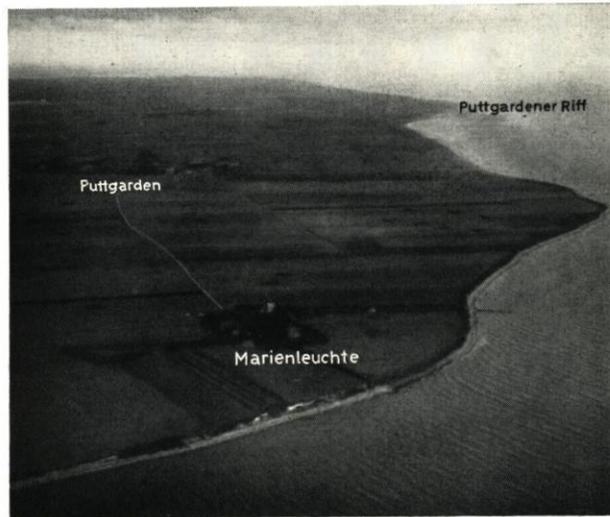


Abb. 5 b. Nordost-Ecke von Fehmarn. Bei Puttgarden beginnende Kliffküste



Abb. 6
Flachgeneigtes Tarraskliff an
der Ostküste von Fehmarn



Abb. 7
Bewaldetes Tarraskliff an
der Ostküste von Fehmarn
bei Katharinenhof



Abb. 8
Östliche Südküste von Fehmarn. Im
Hintergrund links der Wulfener Berg

und Burger Binnensee und die westliche Kliffküste am Wulfener Berg, die sich petrographisch und stratigraphisch von den Geschiebekliffs unterscheidet.

II. Art, Umfang und Durchführung der Untersuchungen

Für die Erforschung der an den Küstenveränderungen wirksamen Kräfte wurde das folgende Programm aufgestellt:

1. Feststellung der Küstenveränderungen durch genaue Vermessung und Kartierung der Mittelwasserlinie, der Steiluferober- und -unterkanten, der Strandwall- und Deichfüße und des der Küste vorgelagerten Seegrundes sowie Vergleich mit älteren zuverlässigen Aufnahmen.
2. Beobachtung der Wasserstandsschwankungen, ihrer Ursachen und Wirkungen besonders hinsichtlich der Strömungen und Brandungskräfte.
3. Messung von Strömungen im Fehmarnsund und in den Gewässern um Fehmarn und Feststellung ihres Einflusses auf Sandverlagerungen.
4. Untersuchung und Messung der Brandungserscheinungen und Versuch ihrer Deutung als Ursache der Küstenveränderungen.
5. Geologische Kartierung des Seegrundes zur Ermittlung der Sandbewegungen im weiteren Küstenbereich und Ableitung der wirksamen Kräfte aus dem Sedimentationsbild.
6. Sedimentpetrographische Untersuchung der Brandungszone mit dem Ziel, die küstennahen Sandwanderrichtungen festzustellen.
7. Petrographische Untersuchung der Steilufer als Hauptlieferanten für die Sandwanderung und den Aufbau von Nehrungen, Haken und Strandwällen mit dem Versuch, den Verbleib des Abbruchmaterials nachzuweisen.
8. Aufnahme, Kartierung und erdgeschichtliche Deutung der Morphologie der Strandwall-Landschaften als Beitrag zur Deutung von Umfang und Ursachen der Küstenverlagerungen.
9. Erdgeschichtliche Untersuchung des Nehrungssystems der Warder vor Heiligenhafen zur Klärung der Frage, ob dieser Teil der Küste mit den Liefergebieten der Steilufer von Wessek bis Heiligenhafen noch bis in den Fehmarnsund hinein von Einfluß ist.
10. Pollenanalytische Untersuchung der bei den Arbeiten zu 9. anfallenden Bohrkern zur Datierung der angetroffenen Schichten.
11. Eine verkehrs-geographisch-historische Zusammenfassung der Geschichte der Fährverbindungen zwischen Wagrien—Fehmarn und Laaland, der Häfen und Fahrwässer im Untersuchungsgebiet, insbesondere der Fährverhältnisse über den Fehmarnsund und der Häfen von Heiligenhafen und Burg a. Fehm.

Dabei konnte auf grundlegende Erkenntnisse über die Ursachen und die Größenordnung der Steiluferabbrüche und über ihre Bedeutung für den Aufbau benachbarter Strände, Nehrungen, Haken und Strandwallsysteme zurückgegriffen werden, die vor allem in den Arbeiten von MARTENS (1927), KANNENBERG (1951) und PETERSEN (1952) dargestellt sind.

Im Vordergrund mußte die Untersuchung der Brandungskräfte und -vorgänge sowie die Wechselbeziehung zwischen Wellenwirkung und Küstenmorphologie stehen, wobei der Begriff „Küste“ über den gesamten Raum zwischen nur noch terrestrisch beeinflusstem Landgebiet und nicht mehr von Strömungen oder Seegang beeinflusstem Meeresgrund auszudehnen ist.

Aus diesem Schwerpunkt der Untersuchungen heraus ergab sich bei der Ausdehnung und Vielgestalt des Untersuchungsgebietes die Notwendigkeit einer ständigen und engen Zusammenarbeit aller ozeanographischen, geologischen und technischen Mitarbeiter. Die gegenseitige Ergänzung aller Einzelerkenntnisse durch andere vermittelte ein umfassendes Bild der wesentlichen Vorgänge in der Vergangenheit und Gegenwart und eine Reihe neuer Erkenntnisse, die nicht nur den gestellten Aufgaben zugute kommen sollten.

Im Rahmen dieser Arbeit würde es zu weit führen, alle Einzeluntersuchungen¹⁾ nach

¹⁾ Die Einzeluntersuchungen sind im Schriftenverzeichnis aufgeführt.

Art der Durchführung und der Ergebnisse darzustellen. Im folgenden sollen nur die wichtigsten Erkenntnisse und ihre Deutung für die oben genannten seebautechnischen Fragen möglichst kurz zusammengefaßt werden.

III. Die allgemeinen Erkenntnisse über die Dynamik im Untersuchungsgebiet

1. Die Küstenformen, ihre Veränderungen und die sie bewirkenden Einflüsse und Kräfte

Die Küstenformen lassen sich in diluviale und alluviale unterscheiden; die ersteren sind überwiegend im Abbruch und zeichnen sich wegen ihres hohen Anteils an grobem Korn und bindenden Tonbestandteilen durch verhältnismäßig steile Neigung aus. Die Alluvialküsten sind teils im Aufbau, teils im Abbruch, ihre Böschungen sind wegen des feineren und loseren Korngefüges meist erheblich flacher.

Etwa ein Drittel der untersuchten Küstenstrecken besteht aus Diluvialküsten. Die Ursachen des Rückgangs dieser Steilufer sind allgemeingültig am Brodtener Ufer anlässlich der Untersuchungen des Wasser- und Schiffsamts Lübeck (PETERSEN, 1951, 1952) geklärt worden. Danach beruht der ständige Rückgang der Steilufer auf drei Hauptfaktoren, dem ständigen Zerfall der steilen Böschungen, dem Forträumen der abrutschenden Massen durch die Brandungskräfte und der Abrasion des Unterwasserstrandes vor den Steilufern infolge der Brandung. Den Ergebnissen dieser Arbeiten, die sich aus nur einem aus reinem Geschiebemergel aufgebauten Kliff ergaben, konnten weitere Erkenntnisse hinzugefügt werden, die sich auch auf anders aufgebaute Kliffstrecken beziehen.

Der Abbruch reiner Geschiebemergel-Kliffs wird überwiegend durch Bodenfrost verursacht und beeinflusst, der die Massenabstürze bei Frostaufgang vorbereitet und damit der Brandung immer wieder ein aufgelockertes Material liefert. Alle anderen Faktoren treten demgegenüber zurück, gewinnen jedoch größere Bedeutung in Zeiten, denen ausgeprägte Frostperioden fehlen (SEIFERT, 1954).

Kennzeichnend für Steilufer mit geschichtetem Aufbau sind die auf Grund- und Sickerwasseraustritte zurückzuführenden Schollenabbrüche. Da die Lagerungsverhältnisse eine Rolle spielen, treten solche Abbrüche immer nur örtlich auf, führen dann aber häufig zu extremen Abbrüchen.

Nur aus Sand und Kies aufgebaute Steilufer sind Hochwassern gegenüber wenig widerstandsfähig und erleiden bei hohen Wasserständen außerordentlichen Abbruch. Die großen abfallenden Sandmengen können andererseits die Ausbildung eines breiten und hohen Vorstrandes begünstigen, der das Steilufer bei mittleren Hochwasserständen schützt.

Die Abbrüche an Tarraskliffs²⁾, wie sie an der Ostküste von Fehmarn auftreten, erfolgen nicht als Schollenabbrüche oder Abstürze, sondern gehen infolge der hohen Plastizität des Materials langsamer, aber stetig vor sich. Infolgedessen wird die Vegetation in ihrem Wachstum kaum gestört, sondern gleitet allmählich den verhältnismäßig flachen Hang abwärts. Damit ist dieser aber im Gegensatz zu Geschiebemergelkliffs dem Einfluß des Regenwassers, der Luftfeuchtigkeit, der Brandungsspritzer usw. entzogen. Hochwasser können an einem solchen durchwurzelten Hang weniger ausrichten als an den gelockerten Schuttkegeln anderer Steilufer. Aus diesen und anderen in der Struktur des Tarras-Tones begründeten inneren

²⁾ Im Glazialgeschiebe dieser Steilufer sind Schollen tertiären Tons, des sogenannten Tarras, enthalten.



Abb. 9
Schollenabbrüche am
Steilufer von Heiligenhafen



Abb. 10
Süteler Kliff, reich an
Schmelzwassersanden mit
breitem schützendem
Vorstrand



Abb. 11
Bewachsenes Tarraskliff

Ursachen weisen die Tarraskliffs geringere Rückgangswerte bei gleichen äußeren Bedingungen auf als die Geschiebemergelkliffs (SEIFERT, 1955).

Im Gegensatz zu den am Brodtener Ufer ermittelten Rückgangswerten von im Mittel 46 cm und maximal 86 cm je Jahr ergaben die Kartenvergleiche im allgemeinen niedrigere Werte, zum Teil sogar Anwachs am Strande vor aktiven Kliffs. Nur dort, wo das Heiligenhafener Steilufer am weitesten nach Norden vorgeschoben allen Brandungen ausgesetzt ist, die von Winden aus Südwest über Nord bis Ost ausgehen, ergaben sich höhere Rückgangsziffern, nämlich rund 99 und 86 cm je Jahr. Werte von 50 cm je Jahr wurden sonst nur am Kliff von Wandelwitz mit 67 cm überschritten.

Irgendwelche einwandfreien Abhängigkeiten der Rückgangswerte an Steilufern von den verschiedenen den Abbruch begünstigenden oder hemmenden Bedingungen konnten indessen nirgends gefunden werden. Die Ursachen des Steiluferabbruchs sind neben den eben aufgezeichneten wesentlichsten Faktoren derart zahlreich und ihre Wirkungen örtlich so verschieden, daß durch einen Vergleich der verschiedenen Kliffstrecken bezüglich ihrer geographischen Lage, ihrer Form, ihrer Höhe, ihres inneren Aufbaus und Gefüges, der jeweiligen Häufigkeit und Stärke des Brandungsangriffs, des Aufbaus ihres Vorstrandes und ihres Unterwasserstrandes und anderer Faktoren einerseits und ihrer durch die Vermessungen ermittelten Rückgangswerte andererseits kein klares Bild über die Einflüsse der Einzelfaktoren zu gewinnen ist.

Indessen konnte festgestellt werden, daß jene Steilufer am schnellsten abgetragen werden, vor denen divergierende Brandungsströmungen am häufigsten entstehen. Auch ist offenbar die Häufigkeit der stärkeren Brandungstätigkeit vor einem Steilufer und damit die Gesamtdauer ihrer Wirkung von größerem Einfluß auf den Uferabtrag als die Stärke der Brandung selbst. Vor allem die den Abbruch sehr beschleunigende Ausräumung des Vorstrandes und der Brandungszone wird von häufiger schwächerer Brandung mehr gefördert als von kurzfristiger stärkerer.

Wesentlich erscheint vor allem für die Frage nach der Möglichkeit einer Verteidigung der Steilufer die am Brodtener Ufer bereits festgestellte und im Raum Fehmarn—Wagrien überall bestätigte Tatsache, daß die Neigung des Unterwasserstrandes über Jahre hinaus nahezu unverändert bleibt. Die Brandungszone wandert also in gleichbleibender Breite mit den Steilufern landeinwärts. Es wird nicht nur der abbrechende Schuttkegel des Kliffs, sondern auch der Sockel des Ufers abgetragen. Die Bodenmassen, die je lfdm Küste vom Unterwasserstrand fortgeräumt werden, sind sogar erheblich größer als die Abbruchmassen der höchsten Kliffstrecken.

Die im Bereich der Brandungszone und des Küstenlängstransports verbleibenden Sinkstoffe und Geschiebe dienen der Natur zum Aufbau von Höfts, Haken und Nehrungen, von Sandbänken, Sandstränden, Strandwällen und Dünen. Die verschiedenen Formen und die morphologischen Vorbedingungen zu ihrer Entstehung sind von MARTENS (1927) erschöpfend behandelt worden. Die seeseitigen Aufbaukräfte wurden indessen für die Ostsee im Rahmen der hier behandelten Untersuchungen erstmalig zusammenfassend dargestellt.

Der Antransport des von den Abbruchufern gelösten Materials zu den Aufbauformen erfolgt durch die Brandungskräfte, also im Wasser. Zur Ablagerung am Strand bedarf es eines aufländigen Quertransports und eines so reichlichen Nachschubs vor der Aufbaustrecke, daß dieser Quertransport ausreichend ergänzt wird. Geht nämlich die Auflandung allein auf Kosten des der Aufbaustrecke vorgelagerten Unterwasserstrandes, so müssen sich in kurzer Zeit dessen Gefälleverhältnisse so verändern, daß ein ablandiger Quertransport einsetzt. Die meisten Anlandungsformen sind deshalb an einen ausreichenden Längstransport

von Material gebunden, dessen mitgeführte Sinkstoffe und Geschiebe vor ihrem Strand teilweise oder restlos abgelagert werden.

Daneben gibt es Aufbauformen von Bänken, Stränden und Strandwällen auf bestehenden flachen Unterwasserstränden bzw. Ufern, die unmittelbar vom Quertransport aufgebaut sind, bei denen also der Materialnachschub ausschließlich von See her erfolgt oder einst erfolgte. Dieser Fall setzt flach unter Wasser befindliche Abrasionsflächen größerer Ausdehnung ohne nennenswertes Gefälle nach See zu voraus. Bei genügend fortgeschrittener Abrasion oder einer Hebung des mittleren Wasserspiegels muß jedoch die Anlandungstätigkeit früher oder später aufhören und in Abbruch der Küste übergehen. Dies kann in geologisch kürzeren oder längeren Zeiträumen geschehen.

Typisch für alle diese Alluvialküsten ist ihre niedrige Lage gegenüber dem Meeresspiegel, die ohne zusätzliche Windwirkung nie über die höchste Sturmfluthöhe hinauswachsen kann. Kennzeichnend ist ferner ihr loses Gefüge aus Sand, Kies und Geröll. Sie sind daher gegen den Angriff der Brandung weit weniger widerstandsfähig als die durch Kolloide stark verkiteten Diluvialküsten. Des-

halb legen sie sich auch meist in landeinwärts gerichteten Bögen an diese an und werden nur durch diese Form, die eine dem Abbruchwiderstand beider Uferformen entsprechende Energieverteilung der Brandung herbeiführt, in annähernd gleichem Rückgangswert gehalten.

Bei dem Vergleich von Karten größeren Maßstabs aus verschiedenen nicht zu kurz aufeinander folgenden Zeiten zeigt sich, daß die sich den abbrechenden Steilufern anschließenden alluvialen Formen mit den ersteren zurückweichen und häufig Reste von älteren, wieder aufgearbeiteten Formen enthalten. Die Alluvionen wachsen also im ganzen unter Rückverlegung ihrer Seeseite nur in der Längsrichtung, solange dies möglich ist. Der früher geprägte Begriff des Küstenausgleichs ist also nur auf die Form der Küste, nicht auf ihre Materialbilanz zu beziehen.

Quantitative sedimentologische Untersuchungen am Abbruch- und Aufbausystem der Heiligenhafener Steilufer — Stein- und Graswarder — konnten nachweisen, daß dort bis zu etwa 73 v. H. des beim Abbruch der Steilufer anfallenden Bodenvolumens dem Land verlorengehen. Dieser Verlust, der sich im wesentlichen auf etwa 27 Gewichtsprozent des Sandes zwischen 1,0 und 0,1 mm Korngröße — jener Fraktionen, die am leichtesten erodiert und verfrachtet werden — und etwa 70 v. H. des Ton- und Schluffanteils erstreckt, findet natürlich nicht allein vor dem Steilufer statt, sondern verteilt sich auf die gesamte Küstenstrecke zwischen Beginn des Liefer- und Ende des Ablagerungsgebiets (Abb. 12).

Als wesentlichste Erkenntnisse ergeben sich aus der Zusammenfassung aller Untersuchungen folgende örtlichen Vorgänge:

STEIN-GRASWARDER-SEDIMENTATIONSBECKEN

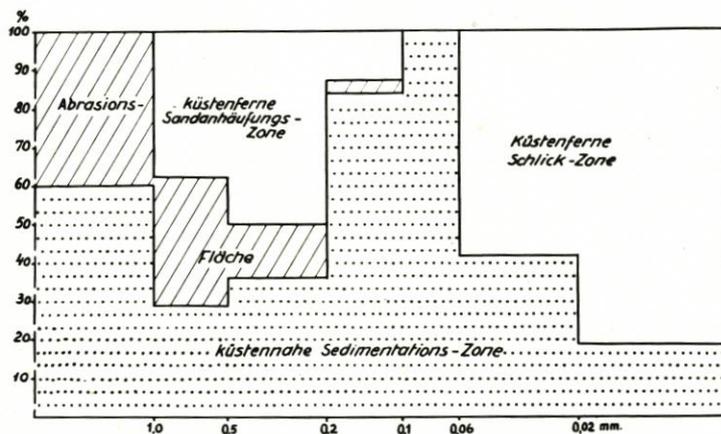


Abb. 12. Verteilung des Abbruchmaterials auf die Sedimentationszonen nach SEIFERT (1955)

Die Veränderungen der Steilufer westlich von Heiligenhafen bleiben auf die Warder vor Heiligenhafen beschränkt und haben ebensowenig wie der in sich physikalisch geschlossene Küstenabschnitt zwischen Heiligenhafen und der niedrigen Kliffnase nördlich von Großenbrode Einfluß auf den Fehmarnsund.

Erst von dieser Kliffstrecke aus baut sich ein Haken in den Fehmarnsund vor, der auf den südlichen Fährhafen zuwandert.

Östlich dieses Fährhafens ist ein Transport in den Sund hinein nicht mehr nachweisbar. Offenbar unter Mitwirkung der östlichen Mole des Hafens ist der Strand derart aufgeflacht, daß eine Schrägbrandung und damit ein Längstransport nicht mehr zustande kommt.

Außerhalb des Sundes aber geht aller Sandtransport an der Küste entlang nach Süden, also vom Sund fort (BRAND, 1954).

Auch für die weitere Ostküste Nordwagriens läßt sich eine Transportrichtung nach Süden nachweisen. Der Unterwasserstrand zeigt an dieser Küste überall die Tendenz zur Aus-



Abb. 13. Scharliegendes und trotzdem inaktives Kliff westlich von Staberhuk. Reichliche Sandzufuhr oder ein dichtes Steinpflaster am Fuße schützen das Kliff vor Abbruch

stehen und der Uferrückgang an sich gering ist. Deshalb war sedimentpetrographisch eine eindeutig gerichtete resultierende Sandwanderrichtung nur an den Flanken im Norden und Süden erkennbar. Nach den Brandungsgesetzen müßte der nach Staberhuk angelieferte Brandungsschutt vor der scharfen Küstennase abgelagert werden. Diese Ablagerungen werden aber offenbar von den dort nachgewiesenen Meereströmungen erfaßt und in größere Tiefen im Osten oder an die Ostküste von Wagrien verfrachtet. Ein Teil mag auch in die vorwiegend von Ost nach West gerichtete Brandungsströmung an der Südküste von Fehmarn gelangen und den Strand weiter westlich auffüllen. Dort ist jedenfalls auf kurzer Strecke das Kliff in Ruhe. Diese Erscheinung könnte indessen ebenfalls, wenn auch nicht ganz so einleuchtend, auf das Vorhandensein eines dichten Steinpflasters vor der Küste zurückgeführt werden.

Von den südlichen Steilufern Fehmarns westlich von Staberhuk wandert der Abbruchschutt in das Strandwallsystem vor dem Sahremsdorfer und Burger Binnensee. Von Westen her baut sich vor dem Burger Binnensee der sogenannte Wulfener Hals auf, der dem schnellen und an Höhe zunehmenden Abbruch des sandreichen Wulfener Bergkliffs zufolge in jüngerer

flachung. Hoch gelegene Strände mit gelegentlich anzutreffenden eigenartigen Terrassenbildungen in Kliffbuchten schützen die Kliffs vor häufigem Brandungsangriff. Die schon heute verhältnismäßig geringen Rückgangswerte der Steilufer werden sich demnach wahrscheinlich noch verringern, weil nur noch höhere Sturmfluten die von der Witterung zum Abbruch gebrachten Schuttkegel annagen.

Die Ostküste von Fehmarn liefert wenig Sand, weil dort vorwiegend Tarraskliffs an-

Zeit schneller wächst als die östliche Nehrung von Burgtiefe. Der Wulfener Berg liefert bei östlicher Brandungsrichtung auch stark nach Westen. Dies ist der Grund für die einst so lästige starke Versandung des inselseitigen Fährhafens, die zum Teil auch heute noch um die Ostmole herum andauert (BRAND, 1954).

Westlich des inselseitigen Fährhafens ist wenig Bewegung, von den flachen Küsten vor Struckkamp sammelt sich Sand vor der Westmole des Fährhafens.

Die Westküste von Fehmarn kann, obwohl sie keine Kliffs aufweist, nicht als reine Alluvialküste angesprochen werden. Nach den geologisch gewonnenen Erkenntnissen setzt sich der Abfall der Oberfläche Fehmarns von Ost nach West untermeerisch in gleicher Neigung nach Westen fort.

Zu einer Zeit, als der Meeresspiegel noch niedriger lag als gegenwärtig (wenige Dezimeter spielen hier bereits eine Rolle) und die breite Unterwasserterrasse noch weniger abgetragen war, war eine starke Materialzufuhr auf die Küste durchaus wahrscheinlich. Die Materialbilanz der Küste war also früher positiv, und es wurden umfangreiche Strandwallsysteme aufgebaut, deren Reste heute noch als Riegel vor den Strandseen im Westen und als Brücke zur ehemaligen Insel Flügge im Süden zu erkennen sind (KÖSTER, 1954).

Auch die Strandwallsysteme im Norden Fehmarns bezogen ihr Material infolge des gegenwärtig immer noch bestehenden kräftigen West-Ost-Transports an der Fehmarnbelt-Küste entlang von diesen Abrasionsflächen im Westen. Heute werden sie stellenweise noch vom Abbruch der Westküste genährt, der mit steigendem mittleren Meeresspiegel eingesetzt hat. Hauptsächlich aber findet gegenwärtig nur noch eine Verlagerung des Sandes an der Nordküste entlang von West nach Ost statt, so daß sich im Bereich von Westermarkelsdorf schwacher Uferrückgang, im Gebiet westlich Puttgarden starke Aufsandung vollziehen.

Da auch von Osten her um die Huk von Marienleuchte geringe Sandanfuhr in Richtung Puttgardener Riff nachweisbar ist, sammeln sich vor Puttgarden beständig wachsende Sandmassen (BRAND, 1954).

2. Der Seegrund als Bild des Kräftespiels

Wenn man davon ausgeht, daß vor allem Wellen den Meeresboden in der Abrasionszone und in der Brandungszone bis an das Ufer hin lösen und forttragen, so kann man sich vorstellen, daß sich das ganze Gebiet zwischen der Küste und der Tiefenlinie, von der an die im Augenblick der Betrachtung bestehenden Wellen Bodenberührung erhalten, in Bewegung befinden kann.

Da die verschiedenen Korngrößen und Korngewichte sowie die unterschiedlichen Formen der Mineralteilchen nicht gleichartig auf die Wasserbewegung reagieren, findet innerhalb der Transportzone eine bestimmte Sortierung der Sedimente nach Korngrößen und Mineralzusammensetzung statt, aus der die Transportrichtungen erkennbar werden (BRESSAU, in diesem Heft; BRAND, 1954).

Dementsprechend unterteilt sich der Seegrund deutlich in mehrere Zonen, die schon PRATJE (1948) (vgl. BRESSAU in diesem Heft) in der Ostsee erkannte. In der Muddzone lagert sich nur das feinste meist als Schweb verfrachtete Material ab. Die Wellenbewegungen reichen hier selten bis zum Grunde. Am Rande der Muddzone befindet sich die erste Stufe der Bodenberührung der häufiger auftretenden Wellen. Nur selten gelangt sandiges Material in sie hinein und wird dort meist abgelagert. Es ist die (nach PRATJE) sedimentationsfreie oder -arme Zone. In langsamen Übergängen entwickelt sich weiter landwärts die Sedimentationszone von Sand mit zunehmender Korngröße in Richtung auf das Herkunftsgebiet, die PRATJE mit „küstenferner Sandanhäufung“ bezeichnet. Hier bleibt der sandige Anteil des Materialverlustes aus dem Küstenhaushalt endgültig liegen (Abb. 14).

Wo gröberes Korn bewegt werden kann, kann feineres bereits aus dem Lagerungsverband gelöst werden. Der Sandsedimentationszone folgt also ziemlich bald die Abrasionszone, auf der die gröbereren Sedimente liegen bleiben und mit zunehmender Abrasion schließlich als Restsediment so dicht liegen, daß sie einen weiteren Abbau des gewachsenen Seegrundes verhindern. Dies aber ist nicht mehr der Fall, wo in Küstennähe auch das grobe Sediment von der Brandungsströmung erfaßt und küstenparallel fortbewegt wird. Hier herrscht bei jedem Wellengang Abrasion und Ausräumung (vgl. MAGENS in diesem Heft). Dort aber, wo die Wellen brechen und damit einen beträchtlichen Teil ihrer Energie schlagartig abgeben, wird der vom Strand nach See zu schwingende Quertransport durch plötzliche örtliche Schwächung der ablandigen Bewegungskomponente unterbrochen, so daß sich eine Sandansammlung bildet, die als Riff bezeichnet wird. Die von PRATJE (1948) gewählte Bezeichnung dieser Zone mit „küstennaher Sandanhäufung“ erscheint nach dieser Erklärung nicht mehr sehr glücklich. Sie

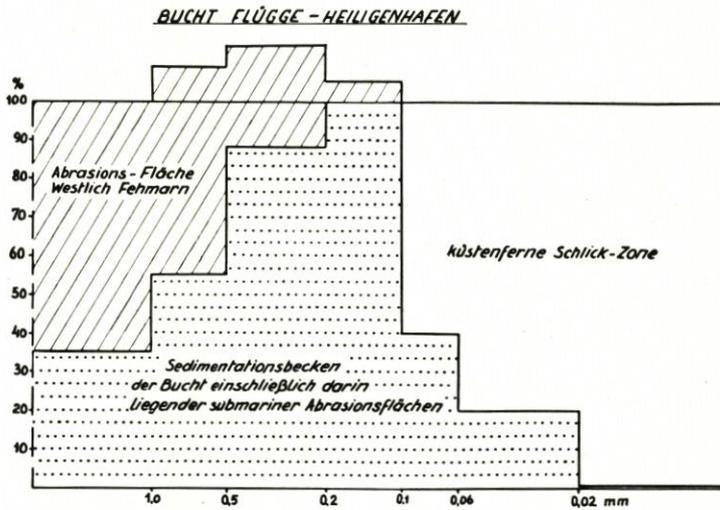


Abb. 14. Verteilung des Abbruchmaterials auf die Sedimentationszonen. Im Gegensatz zu Abb. 12 findet sich in Küstenferne ein Überschuss der Korngrößen zwischen 1,0 und 0,1 mm, nach SEIFERT (1955)

angetroffen, wobei die größten der häufigeren Wellenlängen dort bei 40 m lagen. Im Fehmarnsund und westlich Großenbrode wurden Schlickgebiete schon in 12, 10 und 8 m Tiefe gefunden, die sich ebenso den dort auftretenden Wellenlängen anpassen. Die Tatsache, daß auch in der Muddzone und ihren Randgebieten noch Feinsandfraktionen angetroffen werden, weist indessen ebenso wie die gemessenen Wellenperioden darauf hin, daß auch die Muddzone bei Sturm gelegentlich noch einer Wellenwirkung unterliegen kann.

Da andererseits mit der mechanischen Arbeit der Wellen am Boden ein Energieverlust und damit eine Verkürzung der Wellenlängen und eine Verzögerung ihres Fortschritts verbunden ist, richtet sich die Tiefenlage und Breitenausdehnung der einzelnen Zonen nach den jeweiligen Wellenverhältnissen und den Neigungs- oder Böschungsverhältnissen des Seegrundes. In Gebieten mit schwachen oder wechselnden Neigungen des Meeresbodens kann sich aus dem gleichen Grunde die Reihenfolge der Zonen völlig umkehren, wie es im Gebiet westlich von Großenbrode, um die Sagasbank in der Mecklenburger Bucht und am Ostausgang des Fehmarnsunds besonders deutlich wird. Bei starken Neigungen oder dem Fehlen bestimmter Korn-

solte, der Dynamik Rechnung tragend, Brandungszone oder Riffzone genannt werden, selbst wenn ausgesprochen deutliche Riffbildungen nicht immer zustande kommen, was z. B. bei sehr starkem und sehr schwachem Küstenlängstransport der Fall sein kann.

Die verschiedenen Zonen finden sich je nach den häufiger auftretenden größten Wellen in verschiedenen Gewässern in verschiedenen Wassertiefen. Die Muddzone wurde beispielsweise im Fehmarnbelt und östlich Fehmarn in 20 m Tiefe

größen in genügender Menge können einzelne Zonen auch völlig fehlen, wie vor der Ostküste von Fehmarn (vgl. BRESSAU, in diesem Heft).

Die Meeresströmungen sind meist zu gering, um allein Material zu lösen. Doch können sie vom Seegang erodiertes, vor allem völlig in Schwebelage befindliches Material mit sich forttragen und dort zur Ablagerung bringen, wo ihre Geschwindigkeit genügend nachgelassen hat. Dies geschieht eigentlich nur im Bereich geschlossener Buchten, wie den zum Meer offenen Binnenseen und der Orther Bucht oder in ausgedehnten tieferen Becken, zuweilen auch in glazial geformten Vertiefungen innerhalb von häufig durchströmten Querschnitten, wenn in den Vertiefungen Stromstillen herrschen. Im Westausgang des Fehmarnsunds finden sich solche Schlickablagerungen in verhältnismäßig flachen Bodenmulden, obgleich im Fehmarnsund Strömungen von 1 m/s an der Oberfläche nicht selten sind (WEIDEMANN, 1954).

Das Bodenbild des Fehmarnsunds mit den die Geschiebemergelsohle fast überall bedeckenden dünnen Sandschichten weist im übrigen darauf hin, daß seine Sohle in relativer Ruhe ist. Die angetroffenen Sedimente zeigten starke Reduktionserscheinungen, die ausgeschlossen wären, wenn das Material ständig umgelagert würde. Auch weisen die sedimentologischen Untersuchungen der Sundeingänge nach, daß in den Sund hinein keine nennenswerten Sandeintritte stattfinden können. Die morphologische Gliederung der Sohle auch im westlichen und östlichen Eingang ist glazialen und nicht strömungsphysikalischen Ursprungs (vgl. BRESSAU, in diesem Heft).

Das Strömungsbild des Fehmarnsunds ist dadurch gekennzeichnet, daß die Strömung in erster Linie von dem Gefälle zwischen West- und Ostbucht abhängt. Daraus geht hervor, daß der Strom in seinen größten Werten nur an der engsten Stelle auftritt, das ist zwischen den Fährhäfen.

Nach den Strömungsuntersuchungen (WEIDEMANN, 1954) kann angenommen werden, daß vor den West- und Ostausgängen des Fehmarnsunds besondere typische Zirkulationen bestehen. Im Westen scheint eine Querströmung nach Westsüdwest am Boden vorzuherrschen, die an der Nordwest-Flanke des Graswarders eine deutliche Stromkante ausgebildet hat, und im Osten deuten die Meßergebnisse auf eine vorherrschende Bodenströmung vor der Großenbroder Küste nach Süden hin. Außerdem scheint an der Südküste Fehmarns zwischen Burgtiefe und Staberhuk eine Tiefenströmung von West nach Ost zu überwiegen. Die Kartenvergleiche über rund hundert Jahre zeigten im engeren Sund keine wesentlichen Veränderungen der Sohle.

Das Seegrundbild des Gebiets westlich und nördlich von Fehmarn bestätigt die aus den verschiedenen Küstenuntersuchungen hergeleiteten, oben beschriebenen Erkenntnisse. Der sehr flach nach Westen abfallende Seegrund zeigt deutlich die Merkmale einer dauernden Abrasion. Die Transportrichtung des sandigen Materials ist indessen gegenwärtig nicht auf die Küste zu, sondern zu geringem Teil im Norden in die Tiefen des Fehmarnbelts, zum überwiegenden Teil nach Süden in die Heiligenhafener Bucht hinein erkennbar (vgl. BRESSAU, in diesem Heft).

IV. Die natürlichen Vorbedingungen für eine Landverkehrsverbindung nach Fehmarn und die Anlage eines Fährhafens an der Nordküste Fehmarns

1. Die verkehrstechnischen Forderungen

Das Bestehen einer regelmäßigen Verbindung über den Fehmarnsund muß schon für die ersten Zeiten einer seßhaften Besiedlung der Landschaft angenommen werden, weil Wagrien und Fehmarn von gleichen Volksstämmen bewohnt waren. Aus dem Jahre 1231 stammt die erste schriftliche Erwähnung. Mit der Anlage von festen Anlegebrücken zu Beginn des 19. Jahrhunderts beginnen Schwierig-

keiten wegen Versandung der Fährstellen, die erst 1866 nach der Übernahme der Fähre durch den preußischen Staat durch zweckentsprechende Baumaßnahmen beseitigt wurden.

Eine Fährverbindung zwischen Fehmarn und Laaland über den Fehmarnbelt hat ebenfalls in früheren Zeiten bestanden, ist aber um 1866 eingegangen. Bis dahin — bestimmt seit 1454 — bestand die Möglichkeit, sich über den Belt mit Fährschiffen übersetzen zu lassen. Jedoch hat diese Verbindung niemals die Bedeutung erlangt, wie diejenige über den Fehmarnsund. Lediglich im 16. Jahrhundert gelangte sie zu einer gewissen Blüte. Die Schwierigkeiten, die im 17. Jahrhundert zum langsamen Verfall der Verkehrslinie führten, beruhten zum größten Teil auf den ständigen Küstenveränderungen an beiden Ufern des Fehmarnbelts. Ein Pächter lehnte im Jahre 1775 die bis dahin benutzte Anlegestelle bei Puttgarden auf Fehmarn ab „als einer wegen des dortselbst befindlichen großen sandigten Riffs nicht bequemen und sicheren Schiffsstelle“. (Das Wort „bequem“ hat seinerzeit wohl mehr die Bedeutung von „geeignet“ gehabt.)

Später war es in der technischen Entwicklung der Verkehrsmittel und der Beseitigung des Seeräubertums begründet, daß der Seeverkehr zwischen den geographisch begünstigten Hafentplätzen einer Postkutschenreise über Land vorzuziehen war. Erst mit der Anlage von Eisenbahnen verlegte sich das Schwergewicht des Verkehrs wieder mehr auf die Landlinien.

1864 erscheint dann auch das erste Projekt für eine Eisenbahnverbindung über Fehmarn nach Laaland von dem Glückstädter Ingenieur KRÖHNKE. Von dieser Zeit an erscheinen in fortlaufender Folge Entwürfe, Pläne und Denkschriften; indessen ist keins der Projekte zur Ausführung gelangt.

Der zunehmende Kraftfahrzeugverkehr und die neuzeitliche Forderung nach Beschleunigung übten jedoch einen stetig wachsenden Druck aus, der auch heute, nachdem schon 1939 mit dem Bau der „Vogelfluglinie“ begonnen worden ist, der Bau wegen der Kriegsumstände jedoch wieder eingestellt werden mußte, erneut zu Überlegungen zur Anlage einer leistungsfähigen Verkehrslinie führte.

Die verkehrstechnischen Forderungen seitens des Eisenbahn- und Straßenverkehrs an den Wasserbau lassen sich dabei in zwei Aufgaben scheiden (Abb. 15):

1. die Überquerung des Fehmarnsunds, die durch
 - a) einen Tunnel,
 - b) eine Hochbrücke,
 - c) eine niedrige Brücke mit beweglichem Schiffsdurchlaß,
 - d) eine kurze Brücke mit beweglichem Schiffsdurchlaß zwischen in den Sund vorgeschobenen Dämmen,
 - e) einen Damm durch den ganzen Sund mit Schiffahrtsschleuse in der Fahrrinne oder schließlich durch
 - f) eine vollständige Durchdämmung des Sundes ohne Schiffsdurchlaß bewerkstelligt werden kann.
2. die Anlage eines Fährhafens an der Nordküste von Fehmarn in einer Linie, die eine möglichst zügige Landstraße und eine möglichst kurze Fährstrecke zum Hafen Rödby auf Laaland gewährleistet, der von dänischer Seite seit längerer Zeit zur Aufnahme der Fähre vorbereitet ist.

Für jedes Bauwerk zur Überquerung des Fehmarnsunds ergeben sich aus den geographischen und topographischen Verhältnissen bestimmte Linienführungen, die sich vom Standpunkt des Verkehrs und der Bauausführung als die zweckmäßigsten erweisen.

Der Einschnitt für einen Tunnelbau ist möglichst so vorzunehmen, daß die engste Stelle des Sundes überquert wird; die Rampenanlage für eine Hochbrücke erfordert eine sehr lange landseitige Entwicklung. Während des Baues aber muß die bisherige Verkehrslinie aufrecht erhalten bleiben. Deshalb erfordert diese Lösung eine Überquerung des Sundes im Westteil. Damit ergibt sich im Norden für die Eisenbahn ein weniger guter Anschluß an die bestehende Linie nach Burg auf Fehmarn.

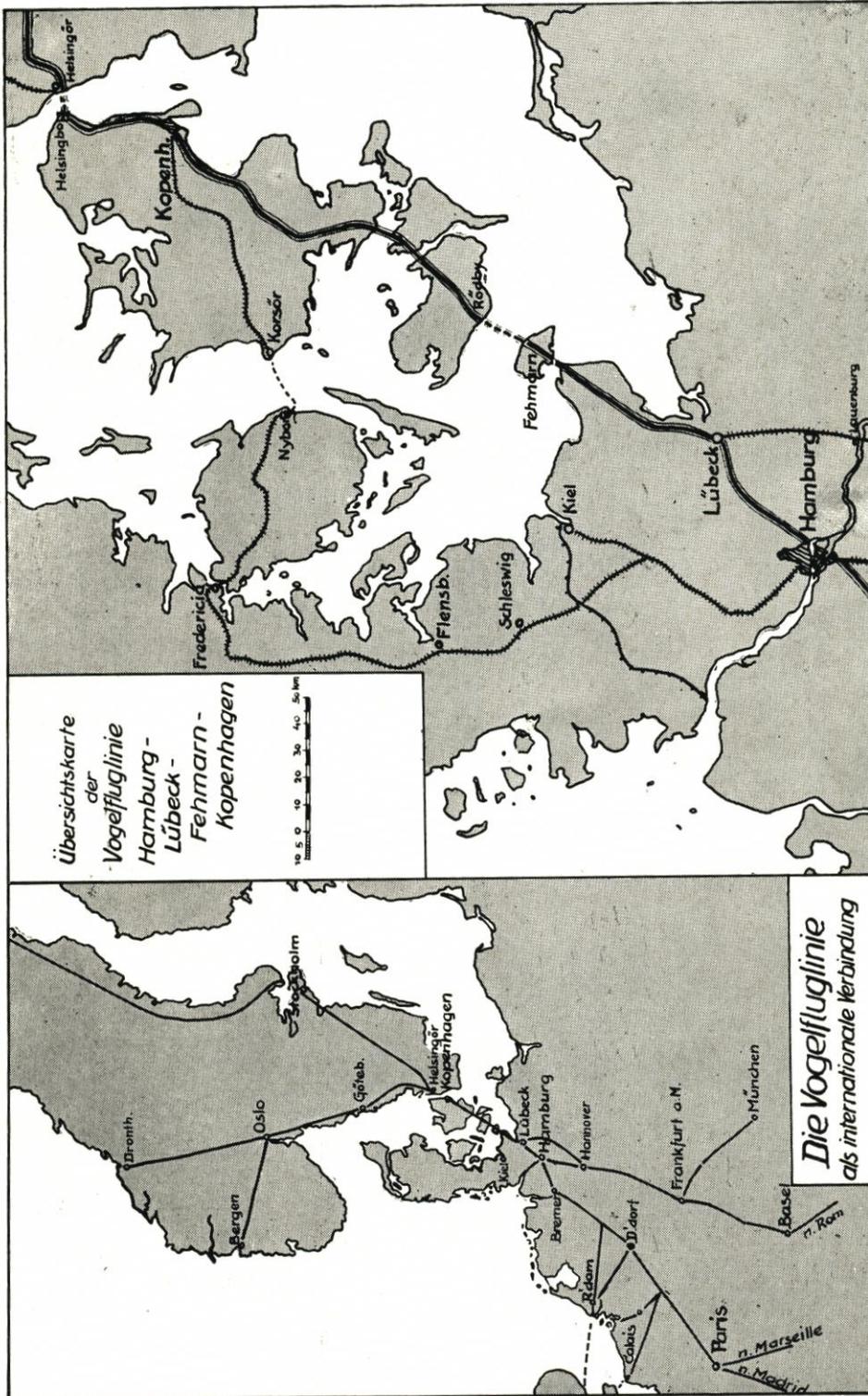


Abb. 15

Dadurch und durch die hohen Kosten und die Notwendigkeit sehr langer Strecken mit verlorenem Gefälle entstand wohl das weitere Projekt einer niedrigen Überquerung des

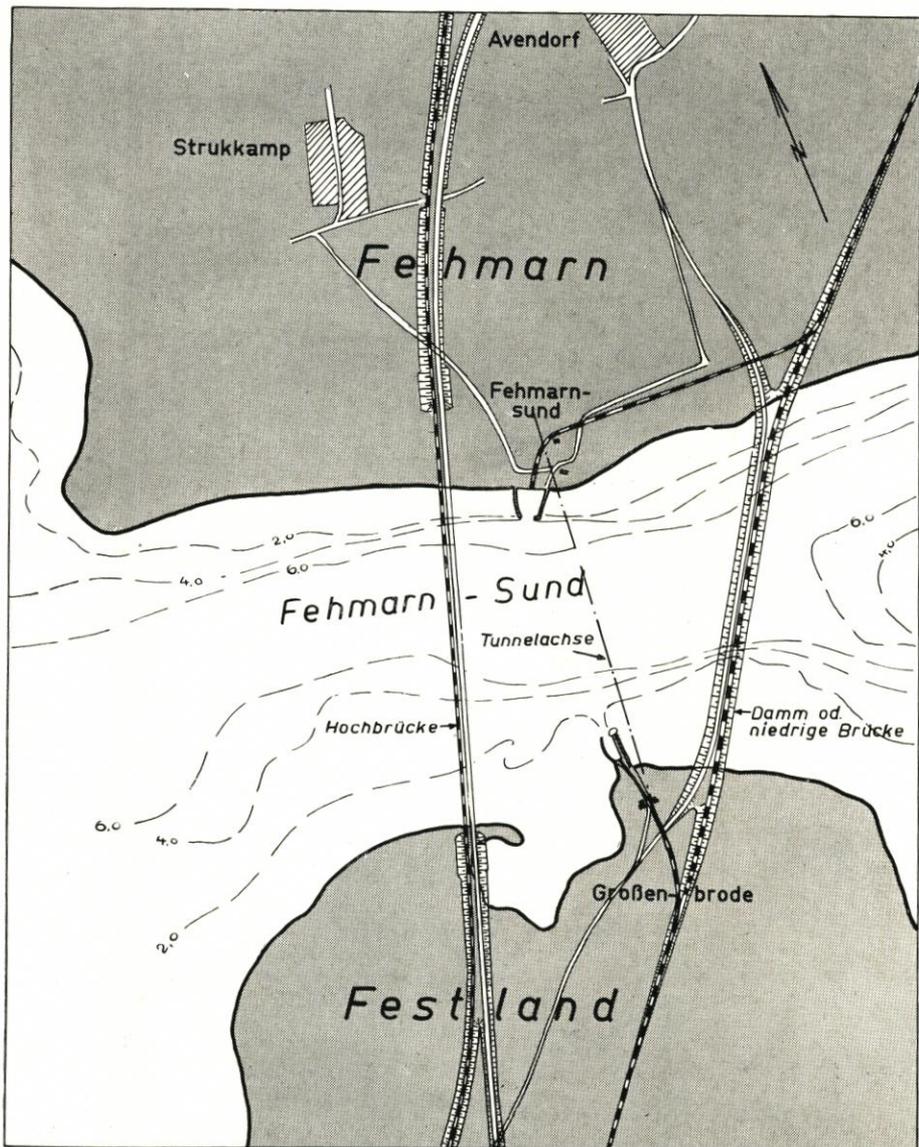


Abb. 16. Verschiedene Linienführungen zur Überquerung des Fehmarn-Sunds mittels Hochbrücke, Tunnel, Damm, oder niedriger Brücke

Sundes unmittelbar im Zuge der Verbindung der beiderseitigen Eisenbahnlinsen, welches auch für die Landstraße annehmbar ist. Damit verschiebt sich die Kreuzung des Sundes nach den Lösungen c bis f in den Ostteil des Sundes. Zugleich bieten diese Lösungen den Vorteil, daß geringere Wassertiefen zu überwinden sind (Abb. 16).

Für den Fährhafen muß zunächst neben seiner günstigsten Lage die Schaffung und Erhaltung einer ausreichenden Fahrwassertiefe vor und in dem Hafen gefordert werden. Die Notwendigkeit, die Gleisanlagen für eine reibungslose Abwicklung des Trajektverkehrs in ebenem Gelände zu entwickeln, das über der Höhe der höchsten Wasserstände liegen muß, stellt eine weitere Forderung für die Lage des Fährhafens dar.

Die angestellten Untersuchungen gaben die Gelegenheit, aus den gewonnenen Erkenntnissen über die Naturkräfte im gesamten Raum um Fehmarn solche Möglichkeiten zu suchen, die dem natürlichen Geschehen möglichst angepaßt sind und ihm am wenigsten entgegenarbeiten.

Von diesem Gesichtspunkt her wurde zu den Entwürfen bzw. zu den verkehrstechnischen Lösungen für die Verwirklichung der Vogelfluglinie Stellung genommen.

2. Die Wirkung der verschiedenen Bauwerke und die günstigsten Lösungen vom naturgegebenen Zustand her

Die Überquerung des Sundes ist von der Frage nach Form und Lage des Fährhafens im Norden von Fehmarn zu trennen.

Aus den bau- und verkehrstechnischen Überlegungen ergaben sich für die verschiedenen Möglichkeiten der Sundüberquerung verschiedene Ortslagen. Vom naturwissenschaftlichen Standpunkt aus sind für die verschiedenen Lösungen nach den geschilderten Verhältnissen ebenfalls verschiedene Forderungen zu erheben.

Tunnel und Hochbrücke stellen allerdings nur dann Eingriffe in das natürliche Kräftespiel dar, wenn Rampen, Brückenpfeiler oder Brückenköpfe in den Durchflußquerschnitt des Sundes hinausragen. Tun sie dies nur innerhalb der Brandungszone, so gelangt, falls sie nicht weit genug im Innern des Sundes liegen, die Brandung hinter ihnen wieder schräg an den Strand und erzeugt dort die Lee-Erosion am Ufer, die wohl im Bereich des genannten Hakens am westlichen Südufer zulässig erscheint, nicht aber an der deichgeschützten Nordküste des Sundes. Die Grenze der Küstengefährdung liegt eben westlich der Hochbrückentrasse der Entwürfe.

Die zwischen den Pfeilern einer Hochbrücke verbleibenden Durchflußquerschnitte sollen in ihrer Gesamtheit mindestens ebenso groß wie der engste Sundquerschnitt sein, um Ausräumungen der Sohle zwischen den Pfeilerfundamenten zu vermeiden.

Da sowohl die Tunnel- als auch die Brückentrassen diesen Bedingungen entsprechen, ist gegen ihre Lage nichts einzuwenden.

Anders verhält es sich mit einer teilweisen Durchdämmung des Sundes, vor allem dann, wenn der Sund stark eingeschnürt wird. Abbildung 17 zeigt das anlässlich der Strömungsuntersuchungen (WEIDEMANN, 1955) entwickelte Bild der Oberflächenströmungen im Fehmarnsund und im Vergleich dazu das theoretisch entwickelte Bild der Oberflächenströmungen bei einer Einschnürung durch beiderseitige Brückenköpfe bis auf 500 m Durchflußöffnung, wie sie in einem Plan der Bundesbahnverwaltung vorgesehen war.

Aus der dritten Darstellung ist ersichtlich, daß diese Durchflußöffnung mindestens 800 m betragen sollte.

Die stärkere Einschnürung bewirkt neben der als geringfügig zu bezeichnenden Strömungsverstärkung um etwas mehr als 10 v. H. vor allem die Ausbreitung der Maximalströmung über den gesamten der Schifffahrt zur Verfügung bleibenden Querschnitt. Die kleineren Fahrzeuge können daher dem Größtwert der Strömungsgeschwindigkeit nicht mehr wie bisher ausweichen. Bei starken Strömen, die nicht selten auftreten, ist daher die Kleinschifffahrt stark behindert, wenn nicht gar lahmgelegt.

Es zeigt sich, daß die Strömungen eine große Strahlwirkung, d. h. eine stärkere Bündelung

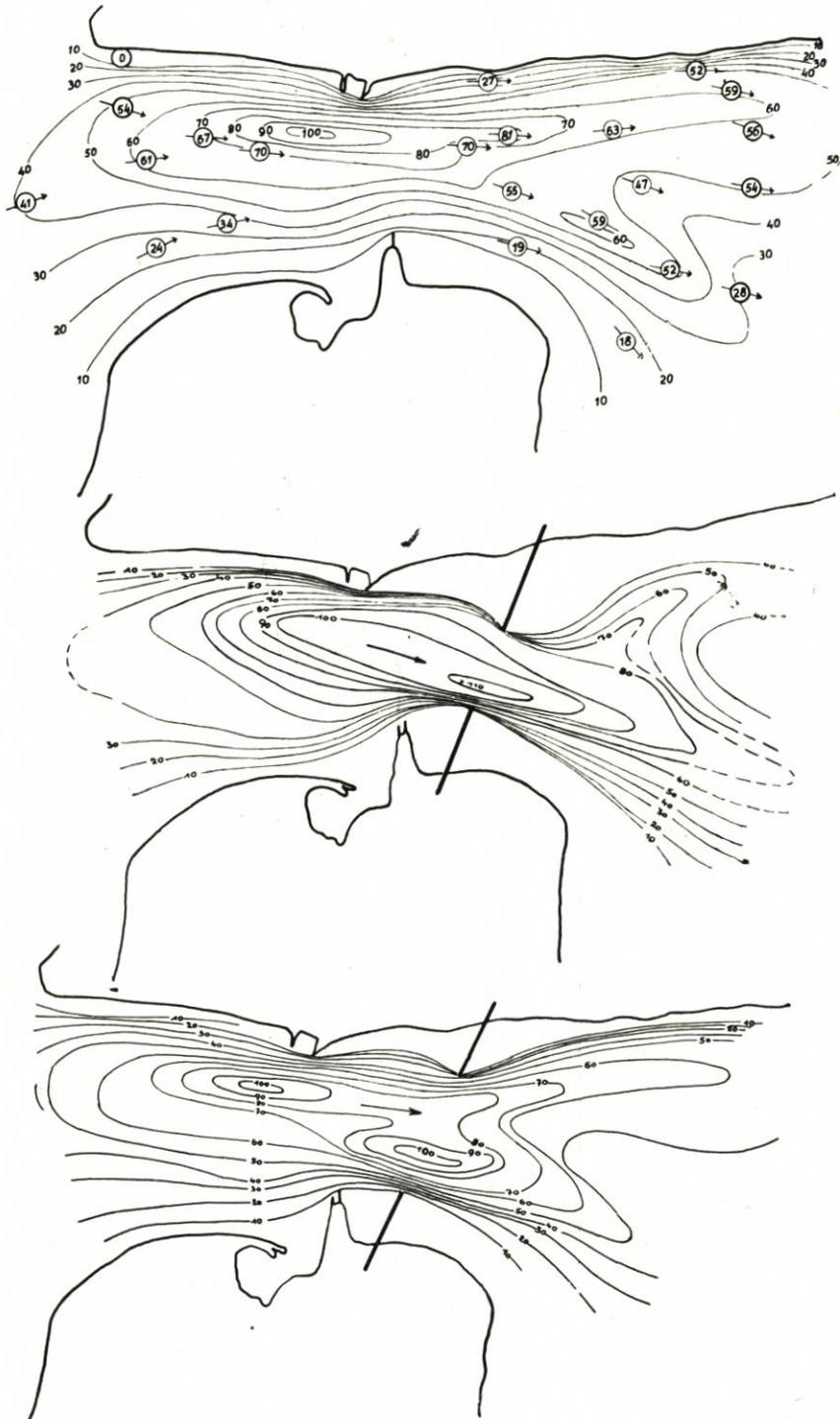


Abb. 17. Strömungsbild im Fehmarn-Sund nach Messungen im jetzigen Zustand und nach Umrechnung für Einschnürungen des Durchflußquerschnitts bei 500 bzw. 800 m Durchflußöffnung. Die Zahlen in den kleinen Kreisen geben die Prozente im Vergleich zu der als 100% angenommenen Maximalgeschwindigkeit. Die Isotachen stellen die prozentuale Gesamtverteilung der Strömungsgeschwindigkeiten bei den verschiedenen Zuständen dar

der Isotachen im Fahrwasserbereich aufweisen, als sich aus der Rechnung ergibt. Die Ansteuerung der Öffnung wird damit von beiden Seiten her erschwert.

Bei einer Einschnürung auf nur 800 m wird eine Erhöhung der Stromgeschwindigkeiten vermieden, eine Ausweichmöglichkeit für kleinere Schiffe gegeben, und mit der Erhaltung der bisherigen Höchstwerte der Bodenströme sind mögliche Ausräumungen an der Sohle auf ein erträgliches Maß beschränkt. Es besteht auch kaum die Gefahr, daß sich die abradierten Bodenmassen in der östlichen Baggerrinne ablagern, was im Falle stärkerer Einschnürung unbedingt zu befürchten sein würde.

Ein Damm quer durch den Sund stellt den härtesten Eingriff in das natürliche Kräftespiel dar. Dabei ist es gleichgültig, ob er einen Schleusendurchlaß für die Schifffahrt erhält oder nicht. In jedem Fall unterbindet er die bisherigen Strömungen und beeinflusst damit sowohl den Seegang als auch die Brandung und damit vor allem die Sand- und Sinkstoffablagerungen.

Die von der Strömung hervorgerufene Dämpfung des Seegangs wird aufhören. Vor dem Damm wird dieser in den größeren Wassertiefen ziemlich ungehemmt anlaufen und an dessen verhältnismäßig steilen Böschungen mehr oder weniger reflektieren. Da-

durch entsteht an der jeweiligen Luvseite des Damms ein System von stehenden, ziemlich steilen Wellen, deren Höhen bis zu 60 v. H. über den derzeitigen Werten liegen können. Im übrigen wird der kürzere und steilere Seegang die Brandung verstärken, den Winkel ihrer Anlaufriechung zur Küste allerdings wahrscheinlich vergrößern. Die Materialverlagerung am Strande wird sich demnach etwa in den gleichen Größenanordnungen halten. Andererseits wird sie sich von Westen her bis an die Dammwurzeln in den Sund hinein erstrecken und unter Abbau

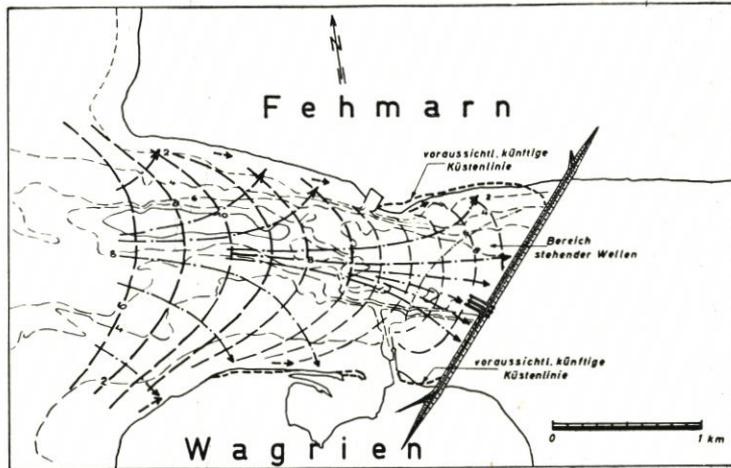


Abb. 18a. Seegangs-, Brandungs- und Sandverlagerungsverhältnisse im Westteil des Fehmarnsunds nach der Durchdämmung

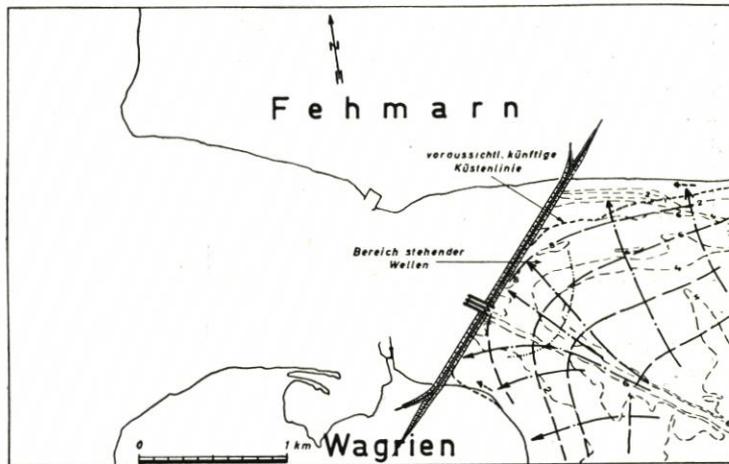


Abb. 18b. Seegangs-, Brandungs- und Sandverlagerungsverhältnisse im Ostteil des Fehmarnsunds nach der Durchdämmung

des im Osten des Fährhafens Fehmarnsund bisher abgelagerten Sandes vor allem am Nordufer den spitzen Winkel mit dem Damm ausrunden. Im Osten wird die bisher an der Nordküste bis an den eben genannten Fährhafen gerichtete Sandwanderung am Dammfuß aufhören und, da sie vom sandreichen Kliff des Wulfener Berges reichlich genährt wird, eine starke Ausrundung des inselseitigen Dammanschlusses bewirken. Aus diesem Grunde ist es ebenfalls wünschenswert, daß der Damm möglichst weit nach Osten verlegt wird, damit die Schifffahrtsrinne, die nach Südosten verläuft, nicht in den Bereich dieser Ausrundung gelangt. Die Abbildungen 18 a und b zeigen die gesamten Seegangs-, Brandungs- und Sandverlagerungsverhältnisse, die als Folge des Dammbaues erwartet werden können. Danach ist gegen die Lage des Dammes ebenfalls vom physiographischen Standpunkt aus nichts einzuwenden.

Bezüglich der Frage nach dem Schlickfall bzw. einer möglichen Versandung innerhalb der vor dem Damm beiderseits verbleibenden Buchten ist die Lage des Dammes ziemlich ohne Bedeutung.

Eine Sandansammlung in den Tiefen des Sundes ist nach den oben geschilderten Untersuchungsergebnissen nicht zu erwarten. Die Verlagerungen beschränken sich auf die bereits erwähnten Vorgänge innerhalb der Brandungszone.

Anders verhält sich die Frage nach dem Schlickfall. Schon heute neigt das Becken des Fehmarnsunds trotz der hindurchgehenden Strömung in beiden Richtungen dazu, an einzelnen tieferen Stellen Schlick anzusammeln. Zweifellos werden die bei starkem Seegang vielerorts aufgerührten feinsten Schwebstoffe nach Unterbindung der Strömung im Sund dort leichter zur Sedimentierung neigen. Da sie aber mangels vorhandener Strömung nicht mehr in dem Maße von außen herangezogen werden wie bisher, andererseits der Schlickfall in der Ostsee überhaupt gegenüber anderen Gewässern sehr gering ist, so ist die Gefahr einer Verschlickung der Schleuse oder der Baggerrinne im Osten kaum gegeben. Den Schlickfall vor der Schleuse wird man voraussichtlich mit Spülungen bei entsprechendem Spiegelgefälle beseitigen können. Wesentlich ist, daß die Schleuse hierfür eingerichtet wird.

Ein zweifellos größeres Problem als die Überquerung des Fehmarnsunds stellt die zweckmäßigste Anlage eines Fährhafens am Fehmarnbelt dar. Eine flache, ungegliederte Küste wie die von Fehmarn ist ausgesprochen hafenfeindlich. Wie an vielen Beispielen, z. B. auch am Gegenhafen von Rödbyhavn, gezeigt werden kann, besteht bei derartigen Anlagen an beweglichen Sandküsten immer die Gefahr der Versandung.

Immer wird man zunächst versuchen, durch die Anlage weit ins tiefere Wasser hinausreichender Hafentmolen Hafeneinfahrt und Zufahrtsrinne aus dem Bereich der Brandungszone hinaus zu verlegen. Indessen bedeuten derartige Einbauten in die Brandungszone stets eine Unterbrechung der parallel zur Küste stattfindenden Sandwanderung, so daß in Luv der resultierenden Wanderrichtung starke Ablagerungen seitlich der Molen stattfinden, während in Lee des Hafens Uferabbrüche einsetzen, die als Lee-Erosion bekannt sind und annähernd hundert Jahre die Fachwelt beschäftigen, ohne daß ein wirksames Mittel dagegen gefunden wurde. Heute weiß man, daß es ein Mittel gegen diese Lee-Erosion nicht geben kann, wenn nicht auf künstlichem Wege eine Sandanreicherung der leeseitigen Küstenstrecke möglich ist.

Der zweite Gedanke ist deshalb, den Hafen aus der Brandungszone völlig herauszunehmen und ihn als Insel vor die Küste zu bauen. Die Verbindung zum Land geschieht in solchem Fall mittels einer Brücke, unter der hindurch die Sandwanderung ungehindert fortgehen kann. Voraussetzung für das Gelingen dieses Plans ist jedoch eine genügende Entfernung des Hafens von der Küste, da dieser sonst als Wellenbrecher wirkt, die Brandung unterbricht und ebenfalls ähnliche Erscheinungen hervorruft wie die Anlage von Molen.

Für die Anlage eines Fährhafens für Eisenbahnverkehr ist die Bauweise des Inselhafens

nicht geeignet. Auf jeden Fall wäre sie sehr aufwendig und schwierig in der Ausführung. Im vorliegenden Fall wird also immer mit einem landfesten Molenhafen gerechnet werden müssen.

In den Vereinigten Staaten hat man mit gutem Erfolg stationäre Saugbaggeranlagen errichtet, die von Zeit zu Zeit die in Luv angesammelten Sandmengen durch Druckleitungen auf die Leeseite des Hafens pumpen, um einen Ausgleich für die unterbrochene Sandwanderung zu schaffen.

Derartige Anlagen erfordern indessen Betriebskosten, die nur bei kommerziellen Häfen wirtschaftlich tragbar sind und auch wohl nur bei bestehenden Häfen nachträglich angewandt werden, weil die Verlegung des Hafens oder seine Umgestaltung nicht mehr möglich ist. Bei Neuanlagen sollte man nur im äußersten Falle zu diesem Mittel greifen.

Vom physiographischen Standpunkt aus muß deshalb in erster Linie nach einer Örtlichkeit gesucht werden, wo die Versandungsgefahr nicht oder nur in geringem Maße besteht. Andererseits müssen die verkehrstechnischen Belange gewahrt bleiben, welche die Anlage des Fährhafens möglichst bei Puttgarden, zumindest aber an der Nordküste von Fehmarn fordern, wenn die Verkehrslinie überhaupt den modernen Ansprüchen entsprechen soll.

Die Untersuchungen haben ergeben, daß unter der Küste wesentliche Strömungen nicht auftreten, jedenfalls nicht in einer solchen Größenordnung, daß Materialverlagerungen am Meeresgrund von ihnen hervorgerufen werden könnten. Andererseits wurde innerhalb der Brandungszone eine Sandwanderung von der Weststrecke, der Westermarkelsdorfer Huk, nach Osten bis an das „Puttgardener Riff“ und vom Osten ebenfalls bis an das genannte Riff nachgewiesen. Vor Puttgarden also begegnen sich die beiden Sandwanderwege und bewirken somit nicht nur die ständige Aufrechterhaltung des „Riffs“, sondern wegen der überwiegenden Häufigkeit der West-Ost-Richtung der Brandungsströmung und deren besserer Sättigung mit Sand auch eine Verlagerung des Riffs nach Osten. Mit dieser Verlagerung ist ein Wachsen des Krummensiekler Strandwallsystems nach Osten verbunden. Auf den Fährhafen zu wären an dieser Stelle also gerade zwei nicht unbedeutende Sandbewegungen gerichtet. Der Vorteil dieser Lage besteht in dem Ausbleiben einer Lee-Erosion. Küstenschäden wie bei Rödbyhavn sind also kaum zu erwarten. Andererseits neigt der Hafen an dieser Stelle vor allem wegen des Vorhandenseins des Riffs und des vorspringenden Strandwallkomplexes von Krummensiek zu erheblich schnellerer und stärkerer Versandung als Rödbyhavn.

Eine mehr westliche oder östliche Lage könnte diese Gefahr zwar verringern, weil weiter vom Riff entfernt größere Zeiträume bis zu einer Hafenversandung vergehen würden, aber nicht beseitigen. Überdies würde überall die Lee-Erosion auftreten. An offenen Meeresküsten angelegte Häfen unterliegen nur dort nicht der Versandungsgefahr, wo am Beginn eines einheitlichen Systems der allgegenwärtigen Brandung die Brandungsströmung noch nicht mit Sinkstoffen angereichert ist. Eine solche Stelle befindet sich an der Nordküste Fehmarns nur unmittelbar hinter der Nase von Markelsdorfer Huk. Der zeitweilig um die Ecke herumwandernde Sandstrom bewegt sich dort in einiger Entfernung von der Küste und wird nicht unmittelbar von der Brandung herumgetragen, sondern meist zunächst in Verlängerung der Westküste nach Nordosten abgelagert, von wo ihn die Strömung fortträgt.

Diese Vorgänge sind ohne Schaden dadurch zu unterbrechen, daß man die Natur in ihrem Bestreben, den Sand an der Huk abzulagern, durch die Anlage einer Sichelbuhne von der Westseite der Huk über die Brandungszone hinaus unterstützt. Dann wird im Norden der Huk von Westen her kein Sand mehr angebracht. Sorgt man weiter durch eine Ausbaggerung einer Hafeneinfahrtsrinne für tiefes, brandungsloses Wasser, so kann auch eine Lee-Erosion an der Küste hinter der Huk nicht stattfinden. Erst in weiterer Entfernung nach Osten wird diese einsetzen, zum größten Teil aber dadurch aufgehoben, daß die Ostbrandung Sand vor der östlichen Hafeneinfahrtsmole abgelagert. Die Molen brauchen wegen der schwachen

Brandung an dieser Stelle nicht lang zu sein. Die Abbildungen 19 und 20 stellen die physio-graphischen Verhältnisse bei Puttgarden und bei Westermarkelsdorf dar. Man erkennt, wie bei Puttgarden die künftige Entwicklung der Riffe auf die Hafeneinfahrt zustrebt. Dieser Linienführung muß die Entwicklung der Strandwälle folgen, so daß nicht ausgeschlossen ist, daß in viel kürzerer Zeit als bei Rödbyhavn – dort waren es keine zwanzig Jahre – die Sand-

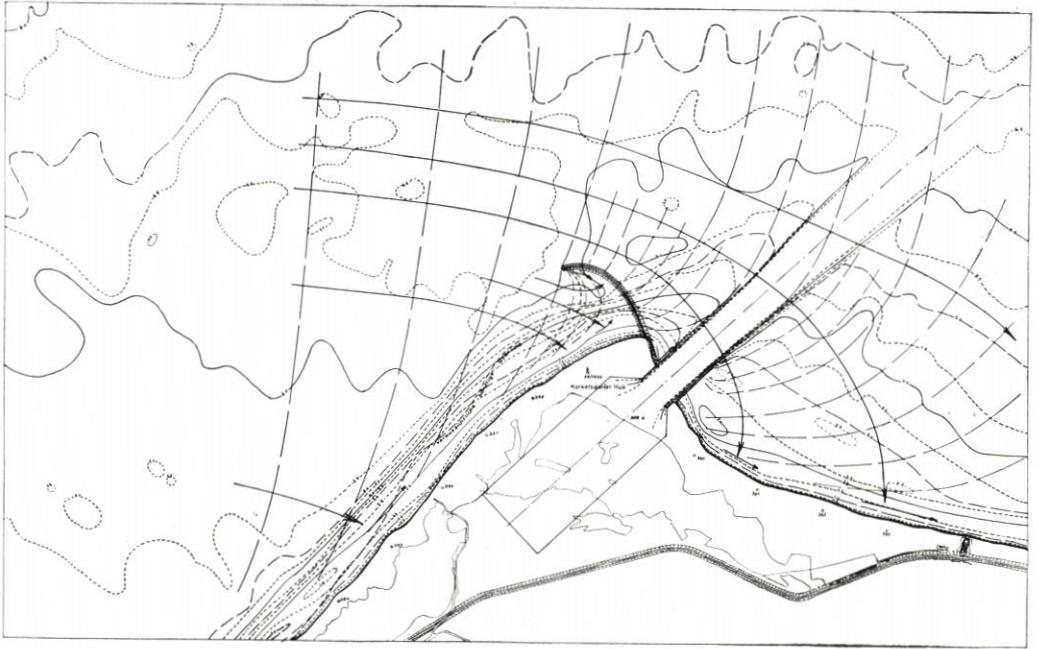


Abb. 20. Seegangs- und Brandungsformen aus westlicher Richtung nach Anlage eines Fährhafens bei Markelsdorfer Huk

ablagerungen in der Hafeneinfahrt beginnen. Dieser Entwicklung kann ebenfalls begegnet werden, indem man von den beiderseitigen Hafenmolen ausgehend Sichelbuhnen in die künftige Brandungszone hinausbaut, die durch Wellenbeugung ein Hinauswachsen der Sandablagerungen über die Buhne hinaus verhindern.

Ein Vergleich der beiden Pläne miteinander bezüglich der Baumaßnahmen führt ohne weiteres zu der Annahme, daß Aufwand und Wagnis bei Westermarkelsdorf ganz erheblich geringer werden als bei Puttgarden.

Allein die Anlage der annähernd 1200 m langen Hafeneinfassungsmolen bei Puttgarden erfordert einen Aufwand an Baustoffen, der bei Westermarkelsdorf fast ganz fortfällt. Der Bau der Molen an der ungeschützten Küste ohne einen Schutzhafen in der Nähe bedeutet bei dem häufig auftretenden starken Seegang im Fehmarnbelt ein Wagnis für Fahrzeuge und Geräte, dem man bei Westermarkelsdorf weitgehend dadurch entgeht, daß sich der Bau der Hafeneinfassungen und die Hauptbaggerungen im Schutz der Strandwälle vollziehen. Die aus dem Aushub des Hafenbeckens gewonnenen Bodenmengen brauchen hier auch nicht nach See verfahren zu werden, sondern können in einem Arbeitsgang zur Aufhöhung des seitlichen Geländes verwandt werden. Genauere Kostenermittlungen auf Grund eingehender Bauprogramme und Überlegungen bezüglich der Baustoffbeschaffung haben hierüber nähere Einzelheiten und vollständigere Vergleichsgrundlagen geschaffen. Andererseits entstehen für den Hafen

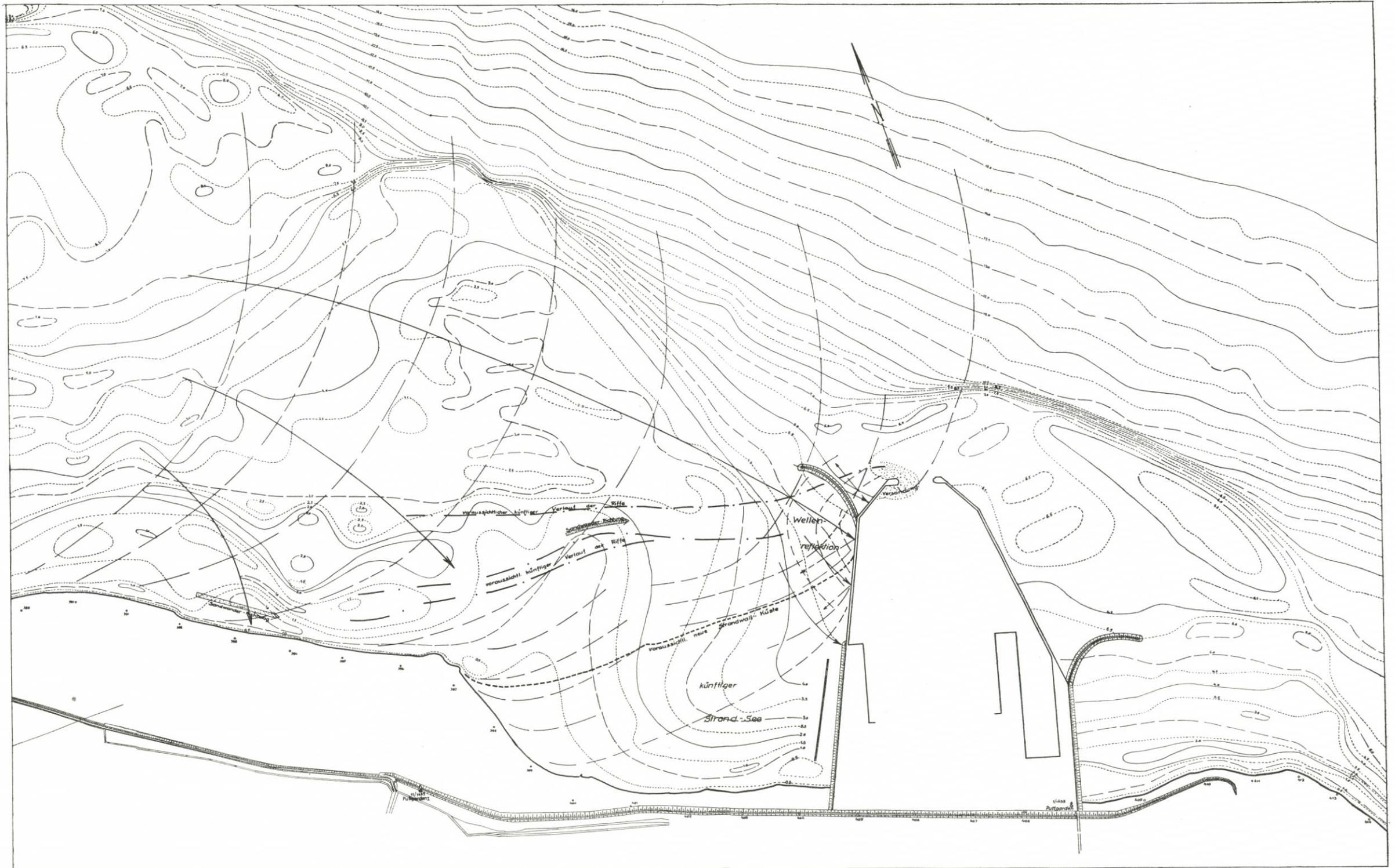


Abb. 19. Darstellung der voraussichtlichen westlichen Küstenentwicklung nach Errichtung des geplanten Fährhafens bei Puttgarden (Das Kräftebild ist ohne Berücksichtigung der vorzuschlagenden Sichelbuhne dargestellt)

bei Westermarkelsdorf durch umfangreichere Anschüttungen auf dem niedriger gelegenen Gelände und durch kostspieligere Bauwerksgründungen Nachteile. Außerdem ist die Seestrecke Westermarkelsdorf—Rödby 3,5 km länger und auch die Eisenbahnstrecke auf der Insel selbst bei einer gestreckten Linienführung noch immer um 3,5 km länger. Das alles führt betriebswirtschaftlich zu Mehrkosten gegenüber der Linienführung über Puttgarden.

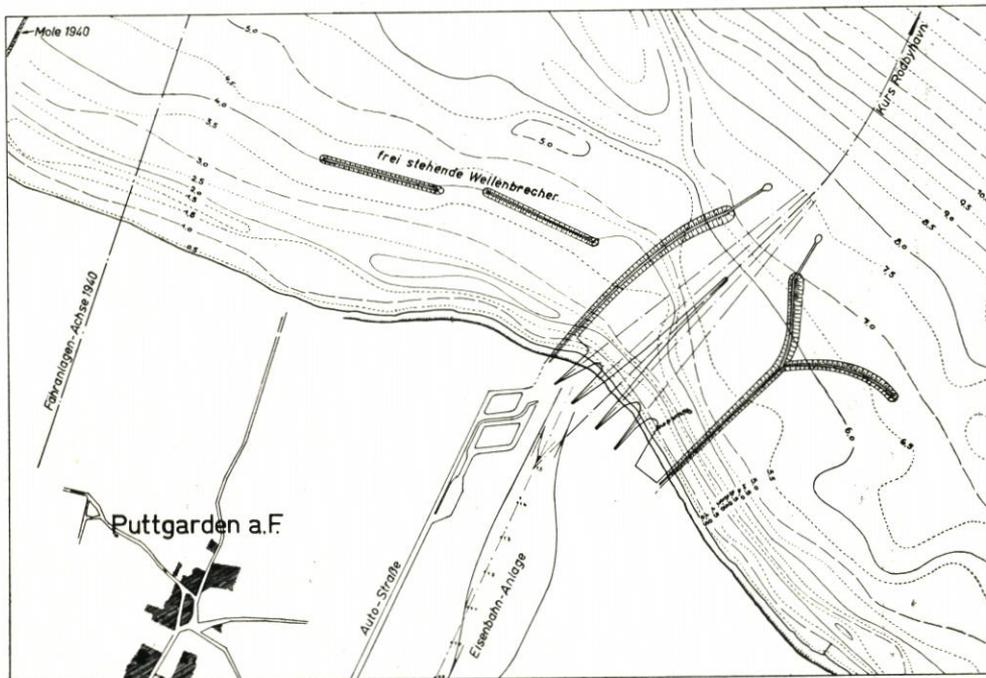


Abb. 21. Plan für den Fährhafen bei Puttgarden nach Abschluß der Untersuchungen

Weitere Überlegungen nach Abschluß der gewässerkundlichen Untersuchungen führten deshalb schließlich dazu, den Hafen von Puttgarden aus noch weiter nach Osten zu verschieben, wo die Versandungsgefahr für absehbare Zeit noch nicht gegeben ist (Abb. 21). Durch die Anlage von küstenparallelen Wellenbrechern wird man das Fortschreiten der Verlandung von West nach Ost, und durch den Anbau einer Sichelbuhne an der östlichen Hafeneinfahrt stark verzögern können. Die hierdurch entstehenden Mehrkosten sind immer noch gerechtfertigt, zumal nördlich Marienleuchte die Hafeneinfahrt erheblich kürzer ausgebildet werden können als bei Puttgarden.

Erwähnenswert erscheint in diesem Zusammenhang, daß man jetzt nach eingehenden naturwissenschaftlichen, technischen und wirtschaftlichen Untersuchungen und Vorarbeiten zu der gleichen Lösung gekommen ist, die 1912 bereits nach sorgfältigen Planungen vom Lübecker Baudirektor KREBS vorgeschlagen worden war.

Es bleibt vom Standpunkt des Ingenieurs nunmehr noch zu wünschen, daß die Planungen nach über hundert Jahren Diskussion in die Tat umgesetzt werden.

V. Die natürlichen Vorbedingungen für die Erhaltung der Küsten von Nordwagrien und Fehmarn

1. Die Wirkung von künstlichen Uferschutzmaßnahmen

Die Beurteilung von künstlichen Uferschutz- oder Küstenschutzmaßnahmen wird häufig lediglich vom Standpunkt ihrer Lebensdauer her vorgenommen. Die Frage nach dem Wert oder Unwert muß aber in erster Linie von der Funktion des Bauwerks her beantwortet werden. Bei vielen bisher an der Beltsee ausgeführten Küstenschutzbauten mangelt es aber gerade an der richtigen Erkenntnis ihrer Funktion. Die üblichen Formen der Quer- und Längswerke wurden unter falschen Vorstellungen von Küstenströmungen und Wirbeln aus dem Flußbau entlehnt und bedürfen einer grundsätzlichen Überprüfung für den Seebau.

Wie schon anlässlich der Untersuchungen am Brodtener Ufer von PETERSEN (1952) erkannt und dargelegt wurde, haben küstenparallele Uferdeckwerke nur dort Sinn, wo ein ausreichender Längstransport in der Brandungszone dafür sorgt, daß der vor dem Deckwerk liegende Unterwasserstrand genügend „ernährt“ wird. Ist dies nicht der Fall, so besteht die bekannte Gefahr der Unterhöhlung des Bauwerks am Fuß, der man in der Regel mit der Anordnung von Spundwänden oder Pfahlreihen am Böschungsfuß zu begegnen versucht. Grundsätzlich aber muß gesagt werden, daß schon die in Betracht gezogene Zerstörung des Bauwerks seine falsche Planung beweist. Ein Deckwerk sollte so ausgebildet werden, daß die Gefahr einer Unterspülung von vornherein ausgeschlossen und nicht nur bis zur Zerstörung der Fuß-Sicherung aufgeschoben wird. Wo also die Gefahr einer Ausräumung des Vorstrandes gegeben ist, sollte man zunächst dieser begegnen, denn sie ist die eigentliche Ursache des Küstenabbruchs. Würde man eine Sicherung des Unterwasserstrandes gegen Abrasion vornehmen können, würde vielfach die Anlage eines Deckwerks überhaupt überflüssig. Diese Sicherung gegen eine Ausräumung des Vorstrandes kann nicht, wie es häufig angenommen worden ist, durch Buhnen erreicht werden.

Die Untersuchungen zeigten, daß der Angriff der Wellen auf die Küste annähernd senkrecht auf diese erfolgt und die Materialbewegungen vorwiegend in gleicher Ebene vor sich gehen. Vor allem der nachweisbare Verlust von Boden an küstenferne Ablagerungsgebiete geschieht infolge des ablandigen Quertransports. Parallel oder annähernd gleichlaufend mit dieser Bewegungsrichtung angeordnete Buhnen können diesen Vorgang in keiner Weise stören oder beeinflussen. Sie werden deshalb auch an Ufern mit starker Abbruchstendenz über kurz oder lang freigespült oder zerstört. Eine Buhne aber, die nicht einsandet, sondern zerstört wird, muß sinnlos erscheinen.

Der annähernd küstenparallele Längstransport vollzieht sich auf und vor den Riffen. Soll er durch Einbauten unterbrochen werden, so müssen diese wenigstens in die Riffzone hinausreichen, was bei den allermeisten Buhnen nicht der Fall ist. (Ihre Länge bemaß man bisher aus nicht stichhaltigen Gründen nach ihrem Abstand voneinander.) Versuche konnten nachweisen, daß sich bei Anlage solcher Buhnen die Riffzone in kurzer Zeit verlegt und der Längstransport dann weiter außerhalb des Bühnenfeldes vor sich geht. Lediglich der strandnahe Zick-Zack-Transport wird von der Buhne beeinflusst. Da seine Bewegung aber nur von der Brandung innerhalb des Bühnenfeldes erzeugt wird, bewegt er nur das innerhalb dieses Feldes befindliche Material von einer Seite zur anderen. Die am Rande des Feldes von der Buhne gehemmte Bewegung erzeugt einen Wasserstau vor dieser, der sich in Rippströmungen an der Buhne entlang nach außen entlastet und einen Teil des an den Rand des Feldes transportierten Sandes nach außen wegspült.

Nur dort also, wo durch die Wellenbewegung von außen Sinkstoffe in das Bühnenfeld angeliefert werden, kann eine dauernde Auflandung erfolgen, und da dieser Nachschub von

außen von Wellengrößen, Wassertiefen und Strandneigungsverhältnissen abhängt, würde er auch ohne die Buhnen erfolgen. Buhnen vermögen also lediglich die bestehende Anlandungstendenz an einer Küste mit ausreichendem Längstransport von einem Küstenstrich auf einen anderen zu verlagern. In solchem Fall aber entzieht die Buhne dem strandnahen Längstransport die Sinkstoffe, die zur Aufrechterhaltung der ausgeglichenen Materialbilanz auf der Leeseite der Buhne fehlen. Die Folge ist, daß zwar vor der Buhne Sand gesammelt wird, hinter der Buhne aber die oft um vielleicht 70 v. H. vergrößerte Sandmenge abbricht.

Die gleiche Lee-Erosion entsteht im Anschluß an Deckwerke, wenn diese den unmittelbar vor der Küste stattfindenden Längstransport stören. Durch Umwandlung der Wellenbewegungen durch senkrechte Fußwände, durch schräge Steinschüttungen und andere Einbauten im Bereich der Brecher, werden aber die natürlichen Zufuhren von Wasser und Geschiebe an die Brandungsströmung verändert. Die Folge ist die bei Strandmauern charakteristische Zerstörung der Ufer an ihren Flanken.

Der künftige Küstenschutz muß sich also von Versuchen zur Beseitigung von Wirkungen auf Maßnahmen zur Abstellung der Ursachen des Küstenabbruchs umstellen. Auf die Wege hierzu wird weiter unten noch eingegangen werden. Zuvor aber soll die Beziehung des Menschen und seiner wirtschaftlichen Belange zu den natürlichen Küstenveränderungen behandelt werden.

2. Uferabbruch und Strandwallverlagerung als Wirtschaftsproblem

Überall, wo Stürme und Hochwasser die Küsten bedrohen, haben sie im Lauf der Zeiten ihre Opfer an Land, an Städten und Dörfern gefordert. Aber auch die ständig nagende Brandung hat im Laufe der Jahre und Jahrhunderte Landverluste zur Folge, die nicht unerheblich sind. Zu ihr tritt die Wirkung des anscheinend immer noch anhaltenden Anstiegs des mittleren Meeresspiegels an unseren Küsten, zu dessen Annahme vielseitige Untersuchungen berechtigte Veranlassung geben.

Angesichts dieser Tatsachen und der kostspieligen Anstrengungen des Menschen, die Küsten zu erhalten, die Sturmflutschäden zu vermeiden und womöglich verlorengegangenes Land dem Meere wieder abzurufen, ist es notwendig, die wirklichen Nutzen und Schäden, Kosten, Anstrengungen und Enttäuschungen in diesem Bestreben dem Erfolg und den Folgerungen dieser Eingriffe gegenüberzustellen.

Die im Zuge der Kartenvergleiche im Raum Fehmarn—Nordwagrien über den Zeitraum von 1872/77 bis 1951/53 ermittelten jährlichen Flächenverluste betragen an den fruchtbaren Steiluferküsten etwa 0,46 ha auf dem Festland und etwa 0,24 ha auf der Insel Fehmarn. Der Wert dieser Flächen kann mit etwa 3000 DM je ha angenommen werden, entspricht also einem jährlichen Verlust

für Nordwagrien	von rund 1400 DM
für Fehmarn	von rund 700 DM
zusammen	<u>rund 2100 DM.</u>

Dieser Verlust verteilt sich auf eine Küstenlänge von überschläglich 56 km, beträgt also im Mittel rund 32,— DM je km. Würde man die Küste befestigen, so entfielen — dem gleichen Rechnungsgang folgend, der von PETERSEN (1952) für das Brodtener Ufer angestellt worden ist — etwa 38 000 DM je km nur auf die Unterhaltungskosten. Der Küstenschutz ist hier also nicht zu rechtfertigen.

Anders verhält es sich bei den Niederrückküsten hinter Deichen, wo die Strandflächen das Vorland darstellen. Die Deiche, die hier aus Strandwallmaterial errichtet sind, können der

Brandung nur geringen Widerstand entgegensetzen. Bei ihrem Bruch würden Hochwasserkatastrophen großen Maßes entstehen.

Im Westen und Norden Fehmarns liegen insgesamt rund 5700 ha niedrig gelegene Landflächen unter Deichschutz. In den Jahren nach der großen Sturmflut vom 13. November 1872 wurden in schneller Folge nacheinander neun Deich- und Entwässerungsverbände auf Fehmarn gebildet, die das ganze von dem genannten Hochwasser überschwemmte Gebiet umfassen.

Die Niederungen sind größtenteils diluvialer Herkunft (Grundmoräne) und daher landwirtschaftlich äußerst ertragreicher Boden. Nur geringe Moorflächen, die sich infolge des mit der Litorina-Transgression verbundenen Grundwasseranstiegs in Küstennähe gebildet haben, und im Norden flache Binnenseen verringern den Wert der Gesamtflächen.

Vom Hügel bei Flügge im Südwesten der Insel bis herum zum Kliffufer östlich Puttgarden zieht sich in ununterbrochener Linie der westliche und nördliche Landesschutzdeich als wichtigstes Hochwasserschutzbauwerk hin. Die Aufwendungen der Deichverbände zur Unterhaltung der Deich- und Entwässerungsanlagen sind verhältnismäßig gering und werden vielfach durch die Einnahmen aus der Graspachtung am Deich und am Deichvorland gedeckt. An staatlichen Beihilfen wurden nach Angaben des Wasserwirtschaftsamts Lübeck seit 1918 309 000 RM bzw. DM aufgewendet. Auf die Gesamtfläche aller Deichverbände und der Nutzungsflächen im Wallnauer „Koog“ verteilt ergeben sich demnach für rund 35 Jahre etwa 53 M je ha und rund 1,52 M je ha und Jahr, also äußerst geringe Beträge.

In den Jahren vom ersten Deichbau (um 1875) bis 1918 ist, abgesehen von Beihilfen und Darlehen für die Deichbauten selbst, deren Höhe nicht bekannt ist, nur einmal (1913) dem Inhaber des Gutes Wallnau ein Darlehen für die Zurückverlegung der südlichen Deichstrecke vor Wallnau gewährt worden.

Die wirtschaftliche Rechtfertigung dieser geringen Aufwendungen ist also ohne weiteres gegeben.

Den vom Küstenrückgang und von den damit zusammenhängenden Sandwanderungserscheinungen hervorgerufenen wirtschaftlichen Schäden stehen jene wirtschaftlich begründeten Eingriffe des Menschen im Küstenraum gegenüber, die unter Umständen geeignet sind, den natürlichen Ablauf der Entwicklung ungewollt zu beeinflussen. Sie können dabei unabhängig vom wirtschaftlichen Zweck, den sie verfolgen, auf den Küstenrückgang fördernd oder hemmend wirken. Als ein solcher Eingriff kann die Steinfischerei (Werbung von erratischen Blöcken vom Seegrund) bezeichnet werden.

Die Gewinnung von Steinblöcken aus der Ostsee wird ebenso lange betrieben wie Uferschutz und planmäßiger Hafenbau. Während es in früheren Zeiten bei den damaligen Verkehrsverhältnissen und der sehr beschränkten Auswahl an Baustoffen nahe lag, auf die großen Vorräte an Findlingen auf dem Seegrunde zurückzugreifen, sind es heute zum Teil andere Gründe, die den Umfang der Steinfischerei erheblich fördern. Einmal ist es die Notwendigkeit, für Uferbefestigungen an stark von der Brandung angegriffenen Küstenstrecken Felsen von größtem Gewicht einzubauen, deren Transport über Land aus küstenfernen Steinbrüchen nicht möglich oder völlig unwirtschaftlich sein würde. Zum andern ist durch bessere Gewinnungs- und Absatzorganisation sowie durch die Erschwerung der Lieferung aus mitteldeutschen Steinbrüchen durch die Zonentrennung die „Steinzangerei“ konkurrenzfähiger geworden.

Erhebungen über Ort und Umfang der Steinfischerei ergaben, daß an gewissen Küstenstrecken Fehmarns jährlich 1,5 t oder 0,56 m³ je lfdm Küste an Steinen abgetragen werden. Das sind annähernd 20 v. H. der natürlichen Abtragung. Die anlässlich der Untersuchungen am Brodtener Ufer ausgesprochene Vermutung, daß ein genügend dichtes Blockvorkommen

den Unterwasserstrand trotz der von den einzelnen Blöcken hervorgerufenen Turbulenz gegen Abrasion schützt, konnte durch weitere Anzeichen hierfür erhärtet werden.

Die Abstellung der für die Küste somit als schädlich anzusehenden Steingewinnung aus der Ostsee kann indessen durch Verordnungen so lange nicht erreicht werden, als die Nachfrage nach Ostseefindlingen in dem gegenwärtigen Umfang anhält. Sie würde ebenso wie heute unkontrollierbare Übertretungen nach sich ziehen und einen Gewerbebezweig von heute auf morgen vernichten. Es sollte daher zunächst dort, wo Bruchsteine verarbeitet werden, der „Ostseefelsen“ in den Lieferbedingungen ausgeschlossen werden. Wo jedoch die Findlinge ihres hohen Einzelgewichts wegen aus konstruktiven Gründen ungeschlagen verwandt werden müssen, sollten Zangsteine zugelassen werden. Im übrigen scheint es an der Zeit zu sein, mit methodischen Untersuchungen über die Anwendbarkeit von Beton und Asphalt im schweren Uferbau zu beginnen.

Ganz ähnlich verhält es sich mit der im Untersuchungsgebiet allgemein gebräuchlichen Entnahme von Sand, Kies, Geröll und Flint am Strande.

In diesem Fall jedoch ist die wirtschaftliche Berechtigung, ja Notwendigkeit zur Ausbeute der natürlichen Lagerstätten viel eher zu erkennen. Der geologische Aufbau der Insel Fehmarn und des benachbarten Wagriens hat zur Folge, daß hier Sand und Kies in einigermaßen reiner Form nur äußerst selten vorkommen. Die Gewinnung dieser in großen Mengen erforderlichen

Güter aus dem Geschiebemergel ist völlig unwirtschaftlich. Größere Flußläufe, aus denen gewaschene Kiese und Sande entnommen werden können, gibt es nicht. Alle Bauarbeiten, vom Hochbau bis zum Straßenbau würden also entweder mit minderwertigem Sand und Kies beliefert werden müssen oder bei Anfuhr von gereinigtem Mischgut ungeheuer mit Transportkosten belastet werden. Auf Fehmarn als reiner Grundmoränenlandschaft finden sich überhaupt keine



Abb. 22. Mit *Fucus* bewachsener Stein

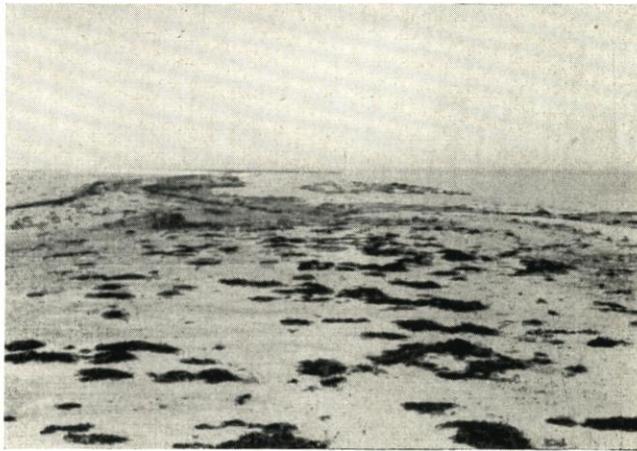


Abb. 23. Einstreuung zahlreicher Gerölle im Mittelsand eines Strandes als Nachweis für die leichte Beweglichkeit der fucusbewachsenen Steine

Kies- und Sandvorkommen, so daß bei Fortfall der Entnahme von Sand am Strand aller Bedarf vom Festland herübergeschafft werden müßte. Andererseits bedarf die landwirtschaftlich außerordentlich ergiebig und intensiv genutzte Insel einer Vielzahl von Landwegen, die bei den tonigen und wasserstauenden Eigenschaften des Bodens eine künstliche Befestigung erfordern. Die Anlage von festen Straßendecken wiederum erscheint nur für wenige Hauptverkehrsstrecken wirtschaftlich gerechtfertigt und tragbar. Fehmarns Wegenetz und Baumarkt sind also allein auf die Strandvorkommen von Kies, Sand und Schotter angewiesen.

Andererseits bedarf es keiner Frage, daß die massenweise Entnahme von Strandmaterial von erheblichem Schaden für die Erhaltung der Küsten ist. Die Bewohner Fehmarns „verbrauchen“ also ihr Land nach und nach selbst und um so schneller, wie ihre Ansprüche an den Zustand der Landwege, Hofflächen und Neubauten steigen.

Selbst bei einer Beschränkung der Entnahmeflächen auf die reinen Anlandungsgebiete bleibt nach Einzeluntersuchungen eine negative Bilanz bestehen.

Für Kugelflinte trifft diese Anschauung der Dinge jedoch nicht zu. Einmal liegt deren Gewinnung nur bei 2,7 m³ je km der in Frage kommenden Küstenstrecken. Zum andern verleihen die Gerölle durch ihre eigene schlagende und reibende Bewegung in der Brandung dieser eine größere Abrasionskraft. Diese Wirkung ist so groß, daß sie durch Vergleich der Rückgangswerte an sonst gleichartigen Küstenstrecken mit dem jeweiligen Geröllvorkommen einwandfrei nachweisbar ist. Das Geröll wird überdies gern von *Fucus* besiedelt, der dem einzelnen Stein nach ausreichendem Wachstum der Pflanze einen erheblichen Auftrieb und eine starke Vergrößerung seiner Angriffsfläche für die Wellenbewegungen und Strömungen verleiht (Abb. 22 u. 23).

Von diesem Gesichtspunkt aus kann auch die bereits erwogene Algenwerbung an der Ostseeküste nicht als nachteilig für die Küstenverteidigung bezeichnet werden.

3. Die Möglichkeiten und Grenzen des technischen Küstenschutzes

Die in bezug auf die Wind- und Wellenrichtungen veränderliche Richtung des Küstenverlaufs bewirkt, daß sich bei gleichbleibender Wellenrichtung an der Küste Strecken mit verschiedenen Angriffsrichtungen der Brandung und somit Brandungsströmungen unterschiedlicher Größe und Richtung bilden. Dadurch entstehen einzelne „physiographische Einheiten“ (vgl. MAGENS, in diesem Heft). Verschiedene Brandungsrichtungen können an ein und derselben Küste verschiedene physiographische Einheiten erzeugen. Für die Planung sind deshalb stets die Hauptbrandungsrichtungen einzeln und die resultierende Wirkung aus ihren Häufigkeiten und Stärken zu erfassen. Auch andere morphologisch wirksame Faktoren wie Strömungen, Wasserspiegelschwankungen u. a. müssen bekannt sein.

Abbildung 24 zeigt eine physiographische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes, die im Maßstab 1:50 000 hergestellt wurde, in verkleinerter Wiedergabe. Sie enthält die wesentlichsten Angaben zur Beurteilung der einzelnen Küstenstrecken.

Nur auf Grund eingehender Unterlagen ist es möglich, mit Erfolg in die natürlichen Vorgänge einzugreifen und die gewünschte Entwicklung der Küste herbeizuführen. Dabei gilt es, in „funktioneller“ Planung die zweckmäßigsten Bauformen und ihre Lage zu ermitteln, um je nach Erfordernis

- a) die betreffende Küste gegen Erosion oder Abrasion zu schützen,
- b) aus dem Längs- oder Quertransport ohne Schädigung benachbarter Küstenstrecken Sand zur Verbreiterung des Strandes zu gewinnen und festzuhalten,
- c) unerwünschte Sandablagerungen von bestimmten Flächen des Unterwasserstrandes fernzuhalten, oder

d) durch Einbauten entstandene Lee-Erosionen auszugleichen.

Rein technisch besteht in jedem Fall die Möglichkeit einer funktionellen Lösung. Wirtschaftlich sind dem Küstenschutz indessen — wie die vorn angeführten Beispiele bereits zeigen — Grenzen gesetzt.

Der Quertransport nach See zu kann durch künstliche Herabminderung der Wellengeschwindigkeit oder der Wellenhöhe beeinflusst, der Längstransport durch künstliche Wellenbeugung bzw. Herabminderung der Brandungsströmung gelenkt werden.

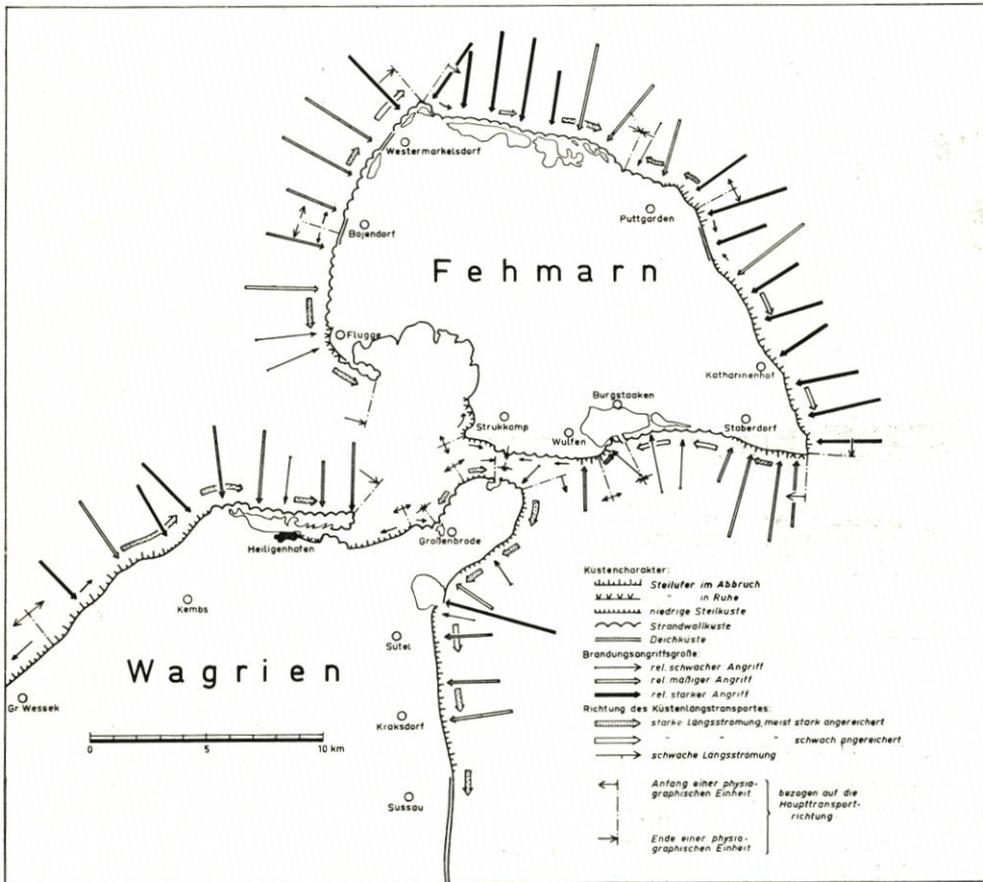


Abb. 24. Physiographische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes

Die natürliche Bildung von Küstenbögen, die in sich selbst stabil bleiben, wenn ihre Aufhängepunkte stark genug sind, scheint dabei ein häufig anwendbares Mittel zu sein, um die Küste zu halten.

Auf keinen Fall aber sollten künftig noch Bauweisen und Bauformen, die sich an anderen Küsten bewährt haben, nur deshalb angewandt werden, ohne zu prüfen, ob sie hier die gewünschte Funktion auch ausüben werden.

Diese Erkenntnisse haben sich von nordamerikanischen Untersuchungen ausgehend im Ausland fast überall verbreitet, und ein Betrachter der jüngsten niederländischen und briti-

schen Küstenschutzmaßnahmen wird feststellen, daß sich die angewandten Bauformen weitgehend den neuen Erkenntnissen angeglichen haben.

Im folgenden sollen, der gestellten Aufgabe entsprechend, die im Untersuchungsgebiet als wirtschaftlich gerechtfertigt und für technisch erfolgreich gehaltenen Maßnahmen zum Schutz oder zur Verbesserung der Küsten aufgezeigt werden.

a. Der Stein- und Graswarder und die Hafeneinfahrt von Heiligenhafen

Der weitaus vorwiegende starke West-Ost-Transport der Abbruchmassen der Steilufer westlich von Heiligenhafen hat in geologisch kurzer Zeit (etwa seit 500 n. Chr.) die Warder von Heiligenhafen aufgebaut, wobei die erste Anlage des jüngeren Graswarders um 1400 n. Chr. geschehen sein muß.

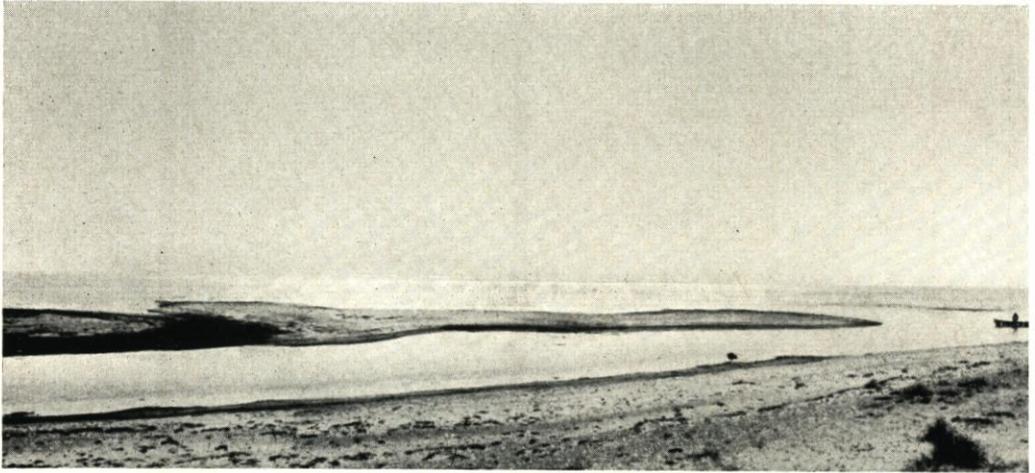


Abb. 25a. Die Fischerrinne vor Heiligenhafen zwischen Stein- und Graswarder. Eine Bank im Mittelgrund des Bildes ist mit dem Steinwarder (links) zusammengewachsen. Im rechten Teil des Bildes ist eine neue kleine Bank erkennbar. Zustand April 1954

Die Fischerrinne zwischen beiden Wardern war ein Strandwalldurchbruch. Ihre Versandung war anlässlich der Untersuchungen (1953) für die nächsten Jahre vorausgesagt und hat sich 1955 vollzogen. (Abbildung 26 zeigt noch das Bild der Küstenvermessung von 1951.) Das jetzt zusammenhängende Wardergebilde wächst in erster Linie nach Osten, dabei haben sich die Nordflanken im ganzen zurückverlegt.

Damit ist eine laufende Verlagerung und Versandung der Hafeneinfahrt und der Reede und ebenso eine starke Einbuße an Badstrandfläche verbunden.

Beides kann durch den Bau einer Sichelbuhne am Ostende des Graswarders nach Abbildung 26 aufgehalten werden. Zur Festlegung des Südostzipfels ist eine weitere kleine Sichelbuhne erforderlich. Zwischen der allmählich nach Westen vorrückenden Versandung vor der großen Sichelbuhne und dem Kliffende im Westen wird sich ein Küstenbogen einstellen, in dessen Abbruchbereich heute schon mit Kuranlagen bebaute Flächen liegen. Der Bogen muß also durch die Anlage von zwei Klinten — flache Nasen vor dem Ufer — in drei kleinere unterteilt werden. Die für die Zukunft zu erwartende Küstenlinie ist aus Abbildung 26 ersichtlich.

Die Anlagekosten werden sich auf rund 1 Mio DM belaufen. Sie sind aus den Einnahmen der Kurverwaltung nicht im entferntesten zu bestreiten. Die Frage, ob das Seebad Heiligen-

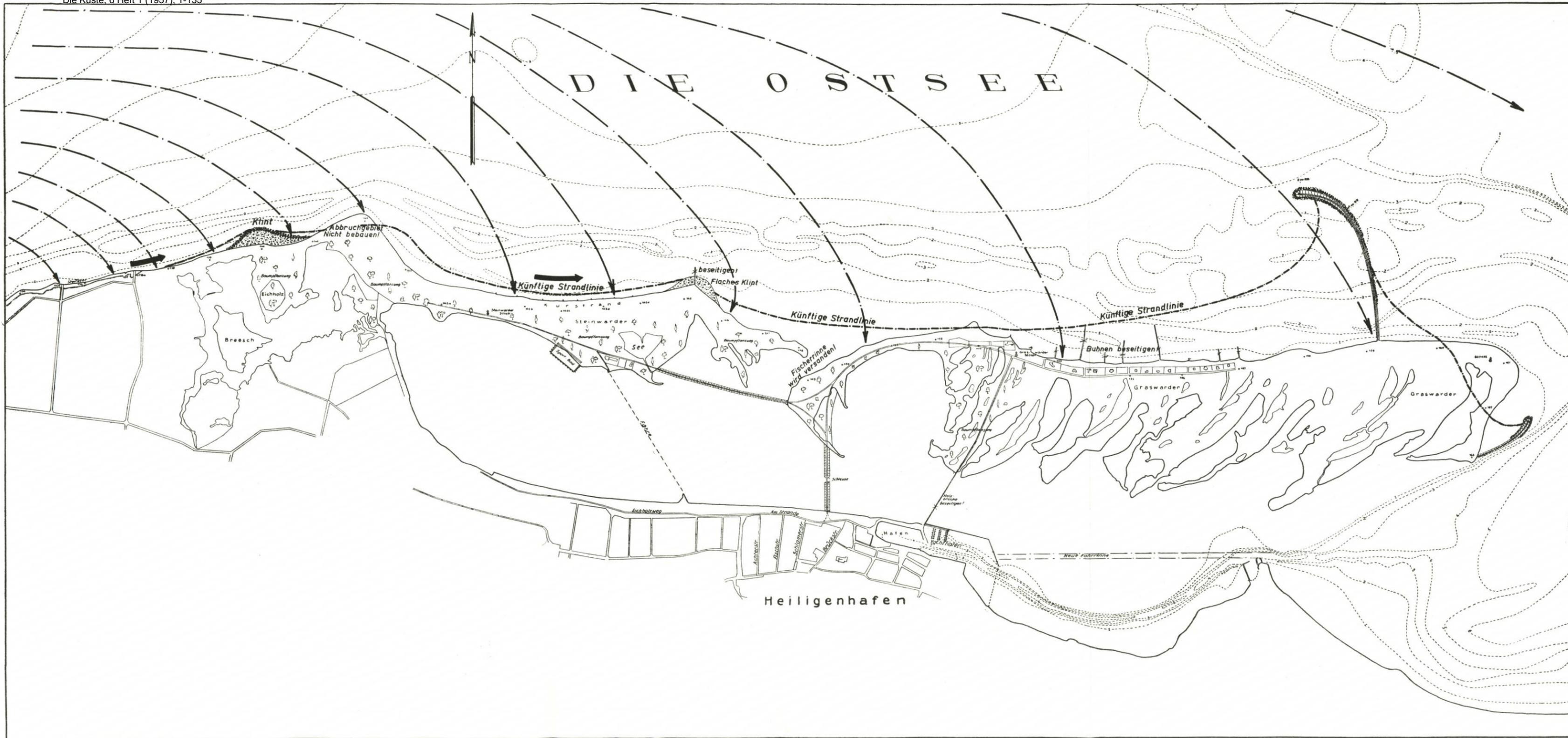


Abb. 26. Stein- und Graswarder vor Heiligenhafen. Plan zur Verbesserung der Strand- und Uferverhältnisse

hafen seiner Lage und Leistungsfähigkeit nach diese Investitionen lohnt, kann nicht allein von den heutigen Verhältnissen aus beurteilt werden. Die Tatsachen, daß die Nachfrage nach Erholungsstätten an der See in hohem Maße wächst und daß durch die mehr oder minder unregelmäßigen Strandbenutzungen an nicht erschlossenen Küstenstreifen sehr viel Schaden an Dünen, Steilufern und Deichen verursacht wird, sollten hierfür mit maßgebend sein.

b. Die Ostküste Nordwagriens und die Hafeneinfahrt von Großenbrode-Kai

Andrerseits bietet sich von Natur an der Ostküste der Halbinsel Großenbrode eine sehr gute Möglichkeit zur Förderung von Kuranlagen. Die Uferbewegungen sind hier weit weniger ungünstig. Auch der Strand vor den südlich Großenbrode beginnenden Steilufern ist breit, hoch gelegen, flach geneigt und meist feinsandig. Hier fehlen nur die Anfahrtsstraßen.

Verkehrsmäßig aufgeschlossen ist nur der Strand nördlich des Fährhafens Großenbrode-Kai.

Der Antransport des Sandes erfolgt von Norden und wird im Lauf der Zeit den gesamten Unterwasserstrand vor der Hafemole aufsandt und dann auch die Fahrwassertiefe in der Hafeneinfahrt gefährdet. Die heute schon gelegentlich notwendigen Baggerungen werden daher in Zukunft an Umfang zunehmen, wenn nicht auch hier mit Hilfe einer Sichelbühne Abhilfe geschaffen wird. Damit würde nördlich der Hafeneinfahrt ein vorzüglicher Kurstrand entstehen.



Abb. 25b. Die vollständig zugewachsene Fischerrinne. Zustand Januar 1955

c. Die Westküste von Fehmarn

Aus der vorher kurz angedeuteten erdgeschichtlichen Entwicklung der Westküste Fehmarns ist ihr heutiger Zustand und die künftige Entwicklung unschwer abzuleiten. Der stetige Anstieg des mittleren Wasserstandes, die Zunahme der westlichen Stürme und die dauernde Austiefung des Meeresgrundes vor der Küste haben die einst auflandige Transportwirkung der Brandung stark herabgemindert, die Beugung der Wellen verkleinert und vor allem im Nordteil die Brandungsströmung und damit den Küstenlängstransport verstärkt. Weitaus der größte Teil des nördlichen Küstenabschnitts liegt heute im Abbruch. Diese Entwicklung wird anhalten, sich wahrscheinlich noch steigern und auf die Südflanke übergreifen, die vor Flügge heute noch anlandende Tendenz zeigt. Das schnelle Wachstum des Krummsteert südlich Flügge in die Orther Bucht hinein wird anhalten.

Um den stark gefährdeten Deichfuß vor der nördlichen Westküste zu halten, muß der an der Markelsdorfer Huk in See gehende Sandstrom des Längstransports aufgehalten und vor der Küste angestaut werden (Abb. 27). Eine Sichelbühne am Ende der physiographischen

Einheit wird dieser Funktion am besten gerecht. Vor den hervorstehenden Landrücken von Westermarkelsdorf und Bojendorf sind Klinten als Stützpfiler von Küstenbogen anzuordnen. Die dadurch erzielte künftige Küstenform ist aus Abbildung 27 ersichtlich.

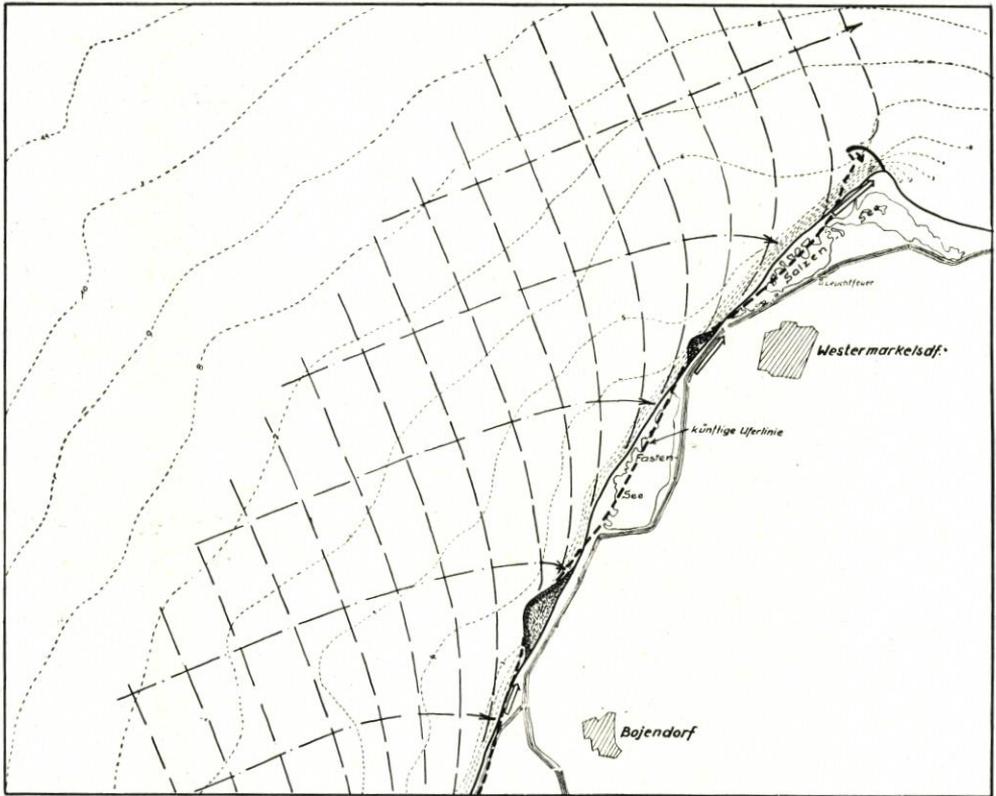


Abb. 27. Plan zur Verteidigung der nördlichen Westküste von Fehmarn

d. Die Nord- und Ostküste Fehmarns

Die Nordküste unterliegt ihrer Lage wegen vorwiegend der Wirkung des Längstransports. Etwa 40 v. H. aller Wetterlagen erzeugen eine Transportrichtung von West nach Ost, etwa 30 v. H. solche von Ost nach West, nur etwa 10 v. H. erzeugen bei kurzer Windbahn Quertransport, der selten ausräumend wirkt. Die Folge ist ein verhältnismäßig ausgeglichener Sandhaushalt mit einer schwachen Ablandung im Westen und einer stärkeren Auflandung am „Puttgardener Riff“ westlich Puttgarden.

Die Ostküste liegt indessen bei östlichen Winden mit langer Windbahn unter starker Brandung. Die Küste ist deshalb ziemlich stark geneigt und zeigt kurze Übergänge von der Brandungszone zur Muddzone (BRESSAU, in diesem Heft). Der petrographische Aufbau der Ufer, besonders im Südteil, der Reichtum an Blöcken und die Armut an Sand halten die Abbruchwerte der Steilufer in geringen Grenzen (Abb. 28).

Lediglich die kurze Deichstrecke vor Presen ist der Sandarmut und des Geröllreichtums wegen gefährdet. Der fehlende Längstransport an Sand macht sich bei der Ausräumung des flachen Küstenbogens nachteilig bemerkbar.

Im allgemeinen bedarf die Nord- und Ostküste keinerlei Schutzmaßnahmen.

e. Die Südküste von Fehmarn

Das gleiche gilt für den größten Teil der Südküste. Sie wird im Fall einer Durchdämmung des Fehmarnsunds ohnehin eine andere Entwicklung nehmen als bisher.

Eine besondere Aufgabe besteht hier nur im Ostteil, an der Einfahrt zum Burger Binnensee, d. h. zum Hafen Burgstaaken. Seit dem Beginn der Neuzeit bestehen hier bereits Schwierigkeiten wegen der Versandung und Ausflachung der Einfahrt. Die erste verständnisvolle Maßnahme der künstlichen Einschnürung verbunden mit Sandfangmolen zu beiden Seiten der Einfahrt stammt vom Deichbauinspektor CHRISTENSEN (vor reichlich 100 Jahren).

Die damaligen Anlagen bedurften vor kurzem der Erneuerung und Ergänzung durch eine Buhne weiter östlich am Strand von Burgtiefe (Abb. 29). Diese Buhne sollte in späteren Jahren sichelförmig verlängert werden, um einen Dauererfolg zu gewährleisten.



Abb. 28. Block- und Steinreicher Strand an der südlichen Ostküste von Fehmarn

Damit wäre die Versandung der Fahrinne endgültig behoben und zugleich der Badestrand von Burgtiefe verbreitert sowie im Westen eine leistungsfähige Sandentnahmestelle geschaffen.

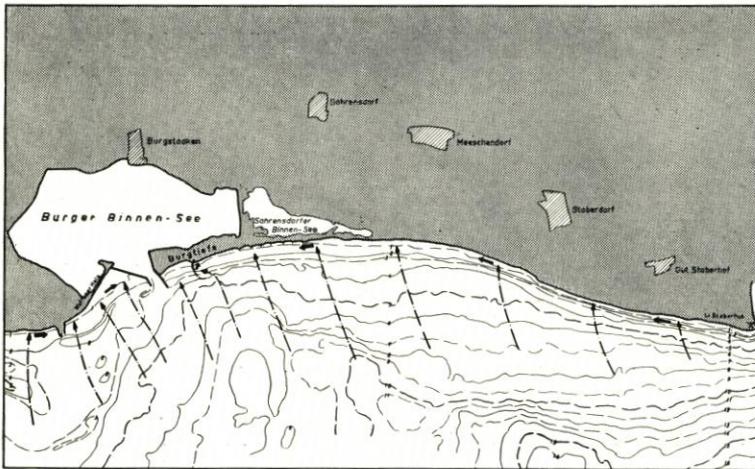


Abb. 29. Östliche Südküste von Fehmarn. Hauptangriffsrichtung der Brandung und der Brandungsströmungen mit den Molen zur Einfahrt nach Burgstaaken und der vor kurzem verlängerten Strandbuhne vor Burgtiefe. Ihre punktierte Weiterführung stellt die folgerichtige Verbesserung der Ergänzungsmaßnahmen dar

f. Die übrigen Küstenstrecken

An allen hier nicht besonders erwähnten Küstenabschnitten sind keine Schutzmaßnahmen erforderlich oder gerechtfertigt. Es würde deshalb zu weit führen, im Rahmen dieses Aufsatzes auf Einzelheiten ihrer Entwicklung in Vergangenheit und Zukunft einzugehen.

Die baulichen Anlagen für die „Vogelfluglinie“ werden, wie oben bereits angedeutet, keine nachteiligen Folgen für die Küstenentwicklung haben. Ein Damm durch den Ostteil des Fehmarnsunds würde sogar als Aufhängepunkt für die angrenzenden Küstenstriche von großem Vorteil sein. Dies gilt besonders für den wenig widerstandsfähigen Wulfer Berg.

4. Der Hochwasserschutz auf Fehmarn

Die Untersuchungen über Ursachen und Wirkungen höherer Wasserstände ergaben, daß durchaus mit dem Auftreten höherer Wasserstände gerechnet werden kann, als sie am 13. 11. 1872 als bisher höchste beobachtete Sturmfluthöhe gemessen worden sind. Als Höchstwasserstände können für Fehmarn solche von + 3,00 m NN für künftige Planungen zugrunde gelegt werden.

Wird diesem Höchstwert eine aus den Brandungsuntersuchungen abzuleitende Schwallhöhe des Wellenaufbaus von 1,50 m hinzugerechnet, ergibt sich eine Sollhöhe für die Deiche auf Fehmarn von + 4,50 m NN, die aber nur vor der Presener Niederung durchgehend vorhanden ist. Im Bereich der Gemarkung Dänschendorf wird sie stellenweise erreicht, überall sonst aber liegt sie unter diesem Wert. Auch die Sollhöhen nach dem Bestick liegen sämtlich niedriger. Demnach wird ihre Neufestsetzung und eine Deicherhöhung als notwendig bezeichnet werden müssen.

VI. Schriftenverzeichnis

1. Zusammenstellung der Untersuchungsberichte für das Wasser- und Schiffsamt Kiel, Gewässerkundliche Untersuchungsstelle Heiligenhafen

	Teil-	Ab-
	bericht	schnitt
1. MAGENS, C. u. H. WEITZ: Die vermessungstechnischen Arbeiten in dem Raum Fehmarn—Wagrien und in den Gewässern um Fehmarn. (Unveröffentlicht.)	1	
2. MAGENS, C.: Die Wasserstandsschwankungen in den Gewässern um Fehmarn. (Unveröffentlicht.)	2	I
3. WEIDEMANN, H.: Die Strömungsverhältnisse an den Küsten Fehmarns und Wagriens. Dtsch. Hydr. Ztschr. Bd. 8, H. 3, 1955.	2	II
4. MAGENS, C., K. WYRTKI u. G. RODEN: Die Brandungserscheinungen an den Küsten Fehmarns und Wagriens. (Vgl. den Aufsatz von MAGENS in diesem Heft.)	2	III
5. HABETHA, E. u. K.-W. RUCK: Geologische Bestandsaufnahme Nordwagrien und Fehmarn. (Unveröffentlicht.)	3	I
6. BRESSAU, S.: Seegrundkartierung der Gewässer um Fehmarn. (Vgl. den Aufsatz in diesem Heft.)	3	II
7. BRAND, G.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Brandungszone an den Küsten Fehmarns und Wagriens. „Meyniana“, Bd. 4, 1955.	3	III
8. SEIFERT, G.: Bestandsaufnahme der Steilufer an den Küsten Fehmarns und Wagriens mit einem Versuch, den Verbleib des Abbruchmaterials nachzuweisen. „Meyniana“, Bd. 4, 1955.	3	IV
9. KÖSTER, R.: Die Morphologie der Strandwallandschaften im Raum Fehmarn—Wagrien. „Meyniana“, Bd. 4, 1955.	3	V
10. SEIFERT, G.: Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholzniederung bei Heiligenhafen. „Meyniana“, Bd. 4, 1955.	3	VI

- | | | |
|---|---|-----|
| 11. SCHMITZ, H.: Pollenanalytische Untersuchungen an Bohrerergebnissen bei Heiligenhafn. (Unveröffentlicht.) | 3 | VII |
| 12. KANNENBERG, E. G.: Der Fährverkehr im Raum um die Insel Fehmarn in seiner historischen Entwicklung und die Projekte zu dessen Ausbau in den letzten hundert Jahren. (Unveröffentlicht.) | 4 | I |
| 13. KANNENBERG, E. G.: Die Entwicklung der Häfen der Insel Fehmarn, der Fahrwasserverhältnisse im Fehmarnsund und des Hafens von Heiligenhafn. (Unveröffentlicht.) | 4 | II |

2. Weiteres Schrifttum

1. DIETRICH, G.: Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. Die Küste H. 2, 1954.
2. HAGEN, G.: Handbuch der Wasserbaukunst, Seeufer und Hafnba. 3. Teil, I. Bd., Berlin 1863.
3. KANNENBERG, E. G.: Die Steilufer der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. Schr. Geogr. Inst. Kiel 1951.
4. LORENZEN, J. M.: Hundert Jahre Küstenschutz an der Nordsee. Die Küste 1955.
5. MARTENS, P.: Morphologie der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. Breslau 1927.
6. PETERSEN, M.: Abbruch und Schutz der Steilufer an der Ostseeküste (Samland bis Schleswig-Holstein). Die Küste H. 2, 1952.
7. PRATJE, O.: Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee, Dtsch. Hydr. Ztschr. 1948.
8. TAPPER, E.: Die Meeresheschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. Geol. Meere u. Binnengew. 1941.

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 $u_u \sim 0$.

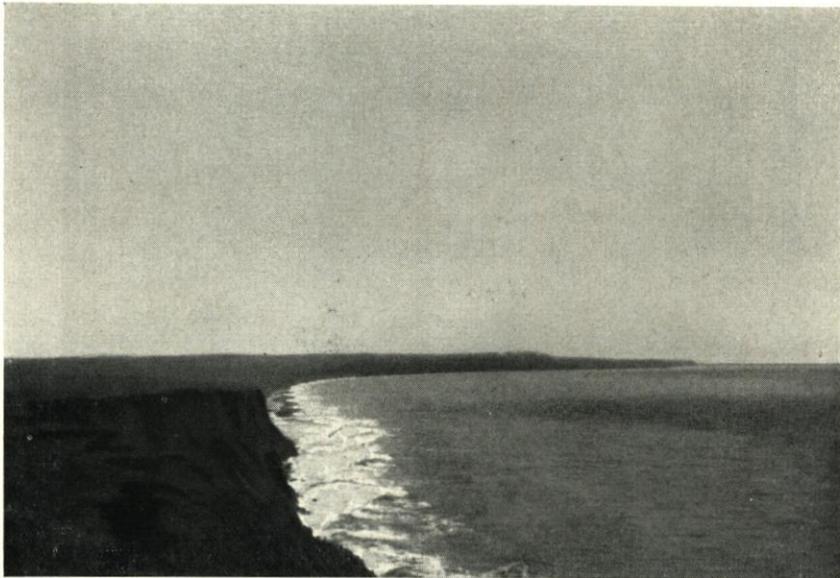


Abb. 1. Durch Trübung erkennbare Rippströmung in der Kembser Bucht

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

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

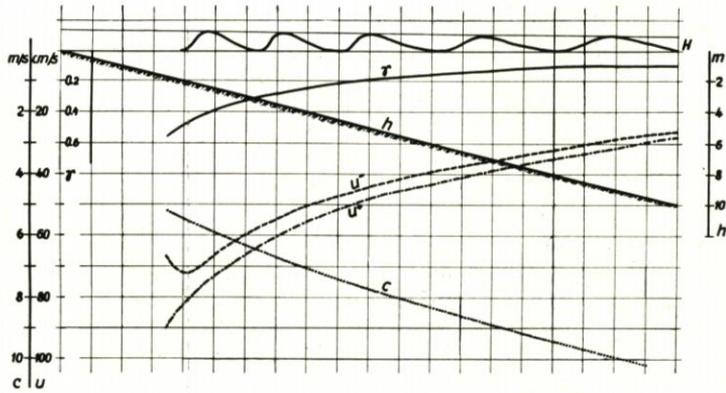
Die angestauten Wassermengen fließen unter dem Einfluß des Druckgefälles am Boden wieder

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

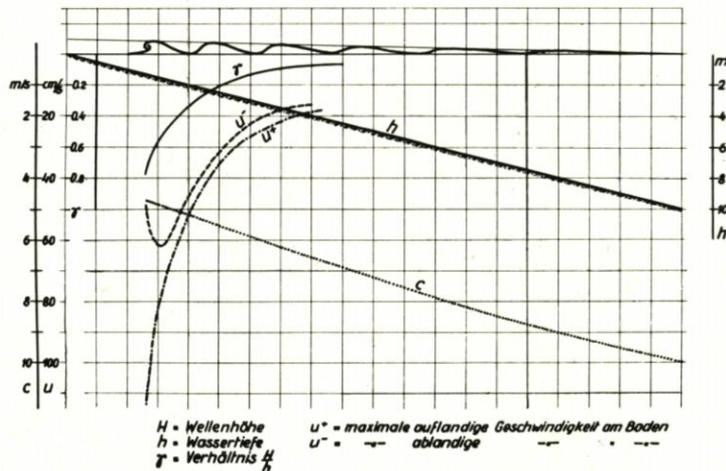


Abb. 2. Relative Wellenhöhe, Wellenfortschrittsgeschwindigkeit und maximale Orbitalgeschwindigkeit am Boden in Abhängigkeit von der Wassertiefe

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_b verbleibt.

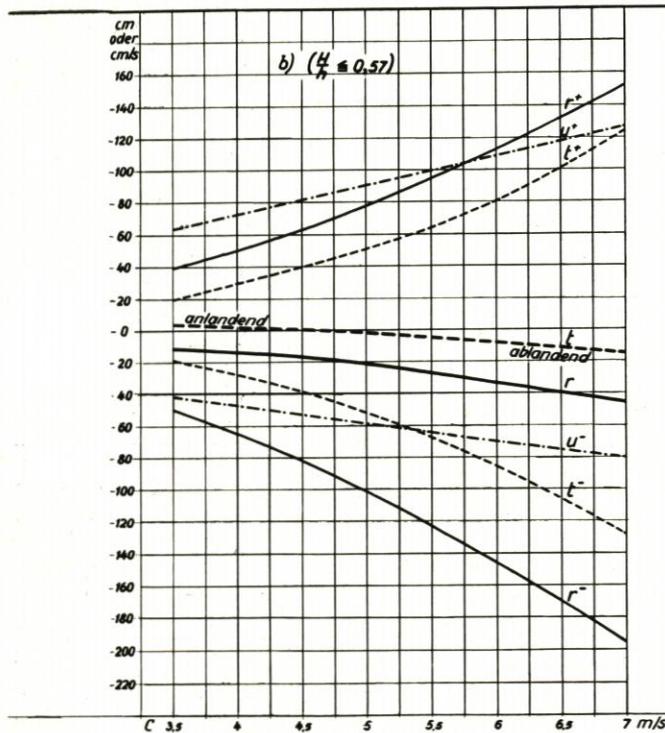
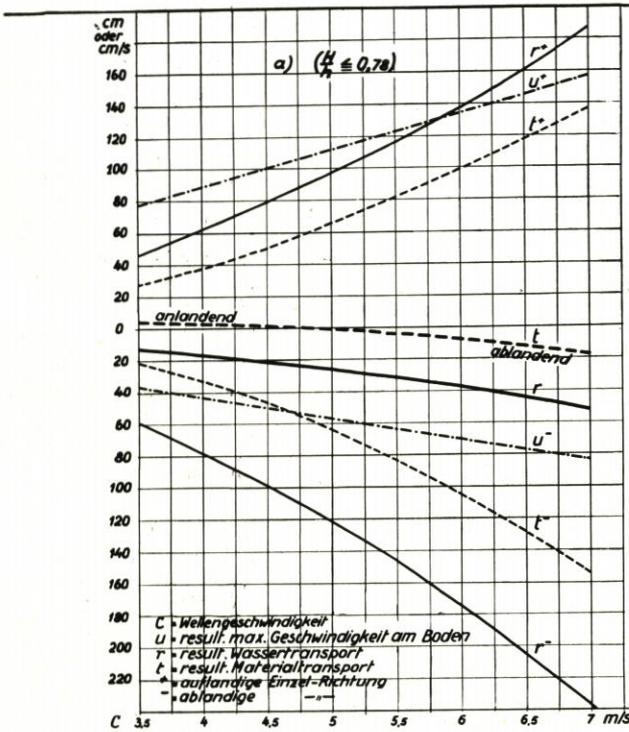


Abb. 3. Auf- und ablandige Resultierende des Materialtransports in der Brandungswelle

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 gekennzeichnete 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.

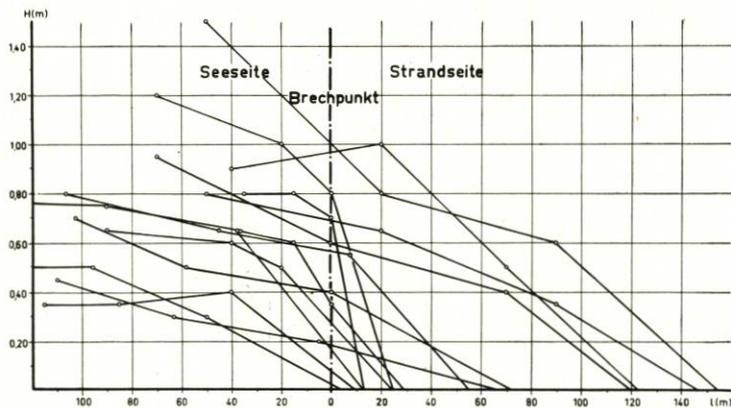


Abb. 4. Veränderung der Höhen der Brandungswellen beim Auflaufen auf den Strand. Die beobachteten Lauflängen sind einheitlich auf den ersten Brechpunkt bezogen

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

Tabelle 1

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

U (m/s)	20 km		40 km		60 km		80 km		120 km		200 km													
	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									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	2,5	2,5	0,65	0,30					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	2,7	2,7	0,73	0,35					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												

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

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.

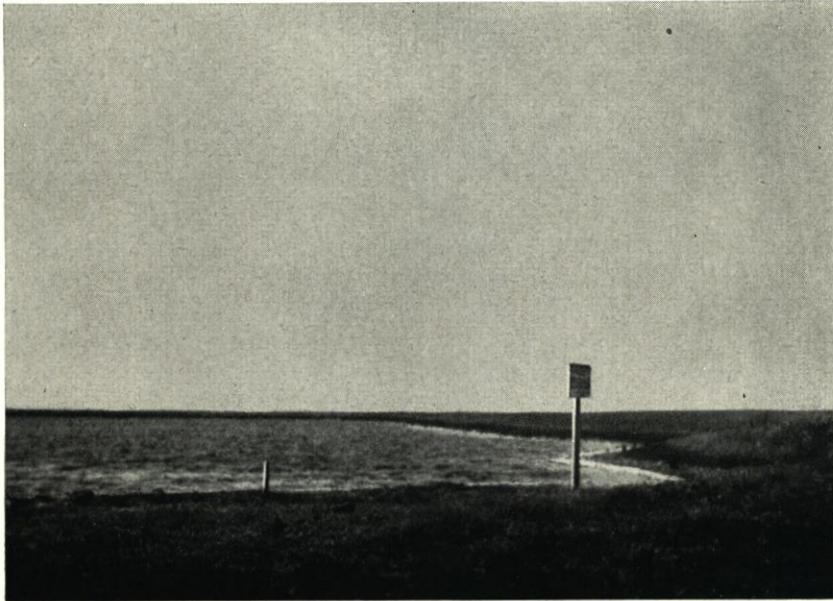


Abb. 8. Versuchsfeld am Salzen-See bei Westermarkelsdorf a. F.

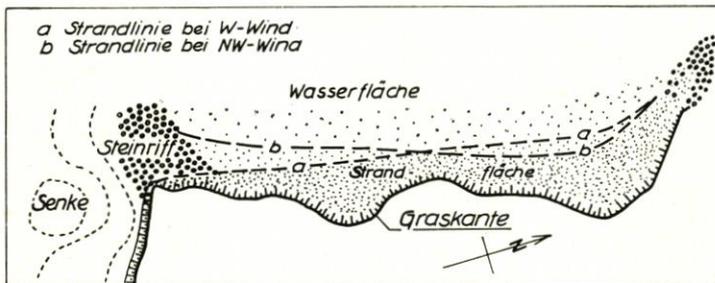


Abb. 9. Strandverlagerung mit der Brandungsrichtung am Versuchsstrand Salzensee

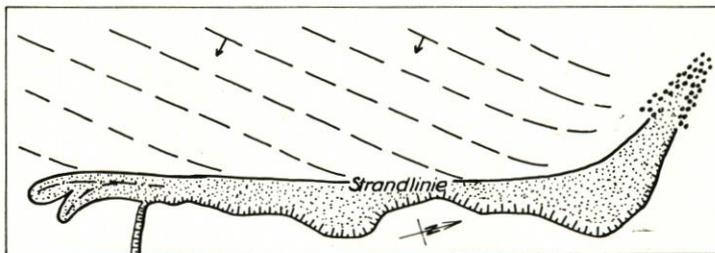


Abb. 10. Hakenbildung am Versuchsstrand Salzensee

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

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

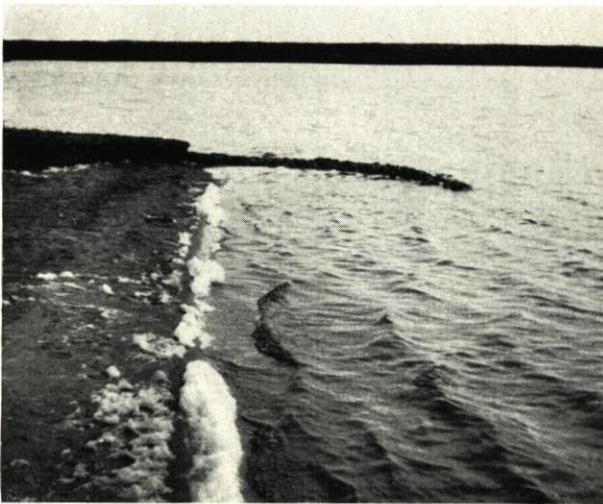


Abb. 11. Sichelbuhne im Versuchsfeld am 10. 7. 1953 unmittelbar nach dem Bau



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

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.

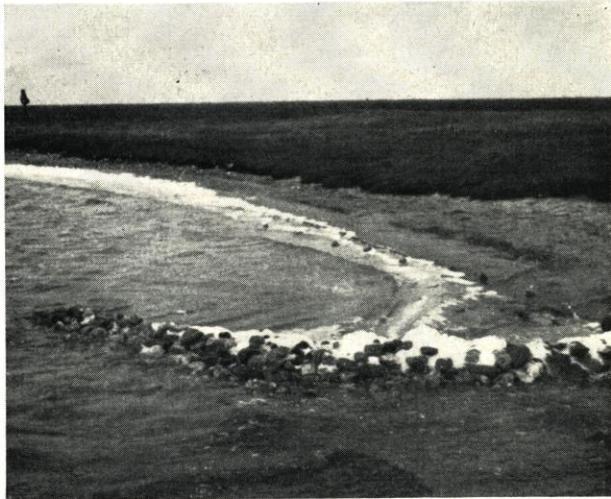


Abb. 13. Sichelbuhne am 15. 7. 1953 mit erster Anlandung. Die Steinreihe kennzeichnet den ursprünglichen Verlauf der Uferlinie

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-

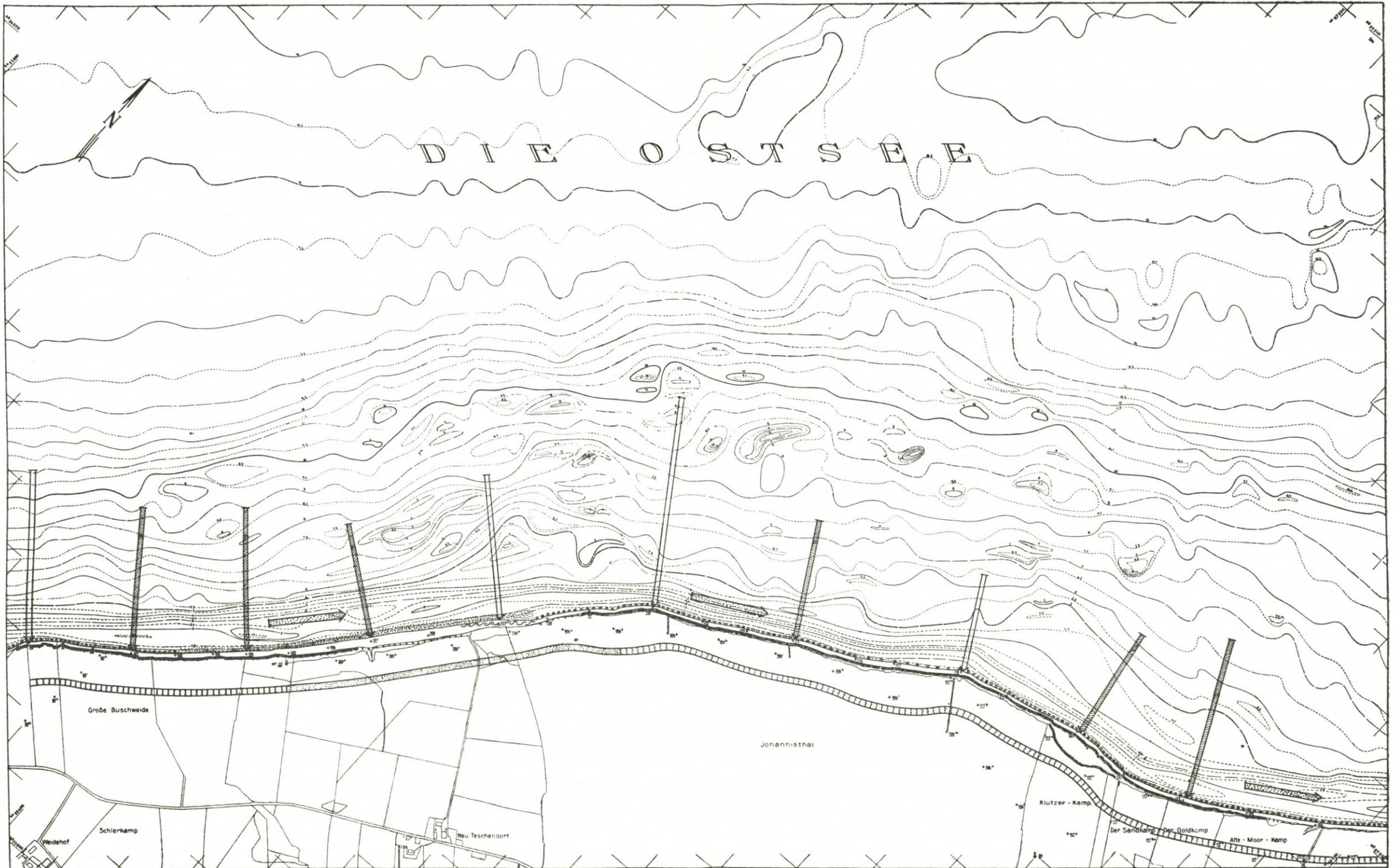


Abb. 20. Beispiel für eine physiographische Küstenkarte

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

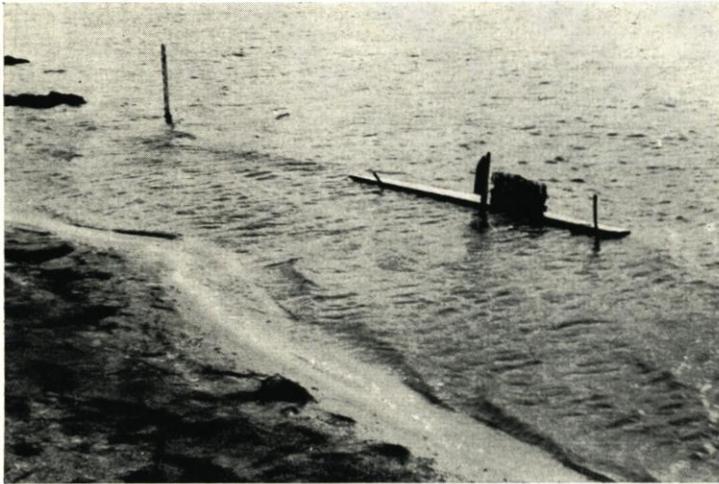


Abb. 17
Schwimmender Wellen-
brecher am Versuchsfeld
mit dahinter aufgebautem
Strandhöft



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 aufländig 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.

Abrasion, Transport und Sedimentation in der Beltsee

Von Siegfried Bressau

Inhalt

Einleitung	65
Teil I	
Sedimentumlagerungen im Seegebiet um Fehmarn	65
I. Das Untersuchungsgebiet	
A. Umgrenzung und Morphologie	65
B. Die geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes	66
C. Das Ausgangsmaterial	66
II. Die Untersuchungsmethoden	
A. Die Probenentnahme	66
B. Die Korngrößenanalysen	68
C. Die entnommenen Werte	69
III. Die regionale Verteilung der Sedimente	
A. Der Westen	72
B. Der Nordosten	75
C. Der Südosten	77
IV. Geologische Deutung	
A. Die Sedimentationszonen	77
1. Die küstennahe Sandanhäufungszone	77
2. Die Abtragungszone mit den Restsedimenten	77
3. Die küstenferne Sandanhäufungszone	79
4. Die sedimentationsarme oder -freie Zone	80
5. Die Schlickgebiete	80
B. Der Stammbaum der Sedimente	
1. Die Einstufung der Histogramme	83
2. Die Transportrichtungen	84
C. Der Ursprung der Sedimente	86
Teil II	
Veränderungen der Korngestalt während der Wanderung	
I. Einführung	87
II. Die Begriffe Form und Rundung	88
A. Form- und rundungsbestimmende Faktoren	88
B. Geologische Bedeutung von Form und Rundung	89
C. Die Formsortierung	90
III. Die Untersuchungsergebnisse	
A. Wahl der Bestimmungsmethode von Form und Rundung	90
1. Definition der Form	90
2. Definition der Rundung	90
3. Durchführung der Analyse	90
B. Die Wahl der Fraktionen	91
C. Die Korngröße der untersuchten Proben	92
D. Der Form- und Rundungsgrad	93
E. Form und Rundung des Geschiebemergels	93
F. Form und Rundung beim Strandsand	96
1. Form, Rundung und Entfernung	96
2. Form, Rundung und Korngröße	96
3. Form und Rundung	97
G. Form und Rundung beim Seesand	97
1. Form, Rundung und Entfernung	97

2. Form, Rundung und Korngröße	98
3. Form und Rundung	98
H. Geologische Deutung	99
IV. Zusammenfassung von Teil I und II	100
V. Schriftenverzeichnis	101

Einleitung

Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit wird versucht, durch eine genaue geologische Kartierung des Seegrundes die Beziehungen zwischen submariner Abrasion, Sandwanderung und Ablagerung zu klären. Seegrundkartierungen sind schon häufiger von verschiedenen Autoren durchgeführt worden (PRATJE, 1931 u. 1948 a; RUCK, 1952 u. a.). Da es sich hierbei um Übersichtsaufnahmen handelte, die mit einem verhältnismäßig großen Probenabstand vorgenommen wurden, kam man über eine reine Beschreibung der angetroffenen Sedimente und ihrer Umgebung nicht hinaus. Lediglich PRATJE hat später (1939 u. 1948 a) die Sedimentationsbedingungen in der südlichen Ostsee aufzeigen können. Bekanntlich herrscht auf submarinen Bänken und in küstennahen Regionen, besonders vor Steilufern, Abrasion. PRATJE hat in seinen zahlreichen Arbeiten fortlaufend darauf hingewiesen. Doch ist das Ausmaß dieser Abtragung bisher wohl meistens unterschätzt worden, so daß eine Untersuchung dieser Vorgänge notwendig erschien.

Im zweiten Teil werden Proben, die im Seegebiet und am Strand entnommen wurden, auf ihre Form und Rundung untersucht. Form und Rundung waren ebenfalls schon Gegenstand früherer Untersuchungen (ANDERSON, 1926; PETTIJOHN u. LUNDAHL, 1943; PETTIJOHN, 1949 u. a.). Diese litten aber darunter, daß zum Teil verschiedene Werte und Definitionen benutzt und Proben mit verschiedenem Material, aus verschiedenem Ursprungsgebiet und mit verschiedener Geschichte verglichen wurden. Das erklärt die sich teilweise widersprechenden Ergebnisse der einzelnen Arbeiten.

In der vorliegenden Arbeit konnten Proben gleichen Ursprungs (Geschiebemergel) und gleicher Geschichte untersucht werden. See- und Strandproben werden einander gegenübergestellt.

Die Untersuchungen sollen zur Klärung der Verhältnisse während eines Sedimentationszyklus, bestehend aus Abrasion, Transport und Sedimentation, beitragen.

Teil I

Sedimentumlagerungen im Seegebiet um Fehmarn

I. Das Untersuchungsgebiet

A. Umgrenzung und Morphologie

Das Untersuchungsgebiet wird im Norden und Osten Fehmarns von der Mud-Zone begrenzt, die hier mit der 20-m-Tiefenlinie erreicht wird. Im Westen liegt die Mud-Zone in großer Entfernung von der Küste. Daher entstanden bei der Probenentnahme erhebliche Schwierigkeiten; denn auf eine terrestrische Standortbestimmung konnte nicht verzichtet werden, da bei astronomischer Messung der Fehler größer als der gewählte Probenabstand ist. Aus diesem Grunde bildet die Mud-Zone hier nicht die Grenze des Untersuchungsgebietes, sie wurde nur an zwei Stellen berührt. Im Süden konnte bei Dahme der Anschluß an die Seegrundkartierung der Lübecker Bucht gewonnen werden (RUCK, 1952).

Das Untersuchungsgebiet liegt in seinem westlichen Teil in der Hohwachter Bucht, während sein östlicher Teil zur Mecklenburger Bucht gehört.

Westlich Fehmarn senkt sich der Untergrund nur sehr langsam ab, so daß die 14-m-Tiefenlinie erst in einer Entfernung von etwa 12 km von der Küste erreicht wird. Es folgt ein etwas steilerer Abfall bis auf 18 m. Eine Tiefe von 20 m tritt hier nur in einigen wenigen Löchern auf. Im Nordwesten stößt die 20-m-Tiefenlinie in einer Bucht, der Hohwachter Rinne, vom Fehmarnbelt etwas nach Süden vor. Von ihr läßt sich eine 16 bis 18 m tiefe Rinne nach Süden verfolgen, die in der Hohwachter Bucht nach Osten umbiegt und dann in 8 m Tiefe östlich der Ansteuerungstonne Fehmarnsund-West ausstreicht. In ihrer Verlängerung liegt der Fehmarnsund in der gleichen Tiefe. Lediglich in zwei Löchern wird diese hier größer als 10 m.

In der Hohwachter Bucht steigt der Südrand der tiefen Rinne in einer Entfernung von 1,5 km steil zur Küste Wagriens auf.

Im Gebiet zwischen Fehmarn und dem Festland fällt der Seegrund langsam von Norden und Süden zu der Rinne ab. Nordöstlich des Graswarders wird in einem Loch die 10-m-Tiefenlinie unterschritten. Dieses Loch wird im Norden vom Großenbrodener Steinriff begrenzt, das sich nach Westen in einigen Untiefen fortsetzt.

Im Fehmarnbelt fällt der Grund langsam bis auf 8 m ab, um dann schnell auf die 20-m-Linie abzusinken. Östlich des Puttgardener Riffs ist der Abfall bis 20 m ziemlich gleichmäßig.

Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes verlaufen die Tiefenlinien ziemlich unruhig. Die 20-m-Linie hält sich in etwa 4 km Entfernung von der Küste. Lediglich in der nördlichen Hälfte ist der Abfall bis 12 m etwas langsamer.

Vor der Ostküste Wagriens macht sich die Sagas-Bank, die bis auf 8 m Tiefe ansteigt, als morphologisches Element bemerkbar. Die 12-m-Linie gibt ihre Umrisse noch deutlich wieder. Die Sagas-Bank ist im Norden von einer 14 m, im Süden von einer 18 m tiefen Rinne vom Festland abgetrennt.

B. Die geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes

Das Ostseebecken wurde durch die Gletscher der letzten Vereisung ausgeschürft. Nachdem sich das Eis aus der westlichen Ostsee zurückgezogen hatte, lag das Gebiet bis auf einzelne kleine Seen trocken. Im östlichen Becken bildete sich der Eisstausee, der nach Westen durch die Darßer Schwelle abgetrennt war. Das rücktaunende Eis gab dann eine Verbindung zum Weltmeer über die mittelschwedischen Seen frei, wodurch der Stausee versalzte und sich das sogenannte Yoldia-Meer bildete. Darauf wurde die Verbindung zum Weltmeer durch eine Landhebung abgeschlossen. Das Meer süßte zum Ancylus-See aus, und der Wasserspiegel hob sich, so daß die Darßer Schwelle überwunden wurde. Dieser See umfaßte schon einen Teil der westlichen Ostsee und entwässerte durch den Großen Belt. Endgültig kam die westliche Ostsee durch die Litorina-Transgression unter Wasserbedeckung.

Nach SCHMITZ (1953) wurde die 21-m-Tiefenlinie am Priwall bei Travemünde etwa um 5500 v. Chr. überschritten, während die 9-m-Linie am Graswarder bei Heiligenhafen etwa um 4000 v. Chr. und die 3-m-Linie etwa um 2500 v. Chr. unter Wasser kam. Heute liegt die Schlickgrenze in der westlichen Ostsee im allgemeinen in 17 bis 20 m Wassertiefe, gelegentlich in geschützten Buchten schon bei 3 bis 4 m. Das heißt aber, daß eine endgültige Sedimentation erst beginnen konnte, nachdem die tiefsten Stellen etwa 17 m unter Wasser gekommen waren, so daß eine Sedimentation in diesem Gebiet erst nach Überflutung der 9-m-Tiefenlinie, also etwa um 4000 v. Chr. einsetzen konnte. Vor diesem Zeitpunkt herrschten Abrasion und Umlagerung des eiszeitlichen Untergrundes. Für das in Suspension aufgenommene Material gab es zwei Wege: entweder blieb es in Suspension oder aber es wurde nach Osten in die tieferen Becken abgeführt.

Diese Entwicklung konnte durch einige Stoßröhrenproben bestätigt werden. In sieben Fällen enthielten sie Geschiebemergel — Sand — Schlick und in zwei Fällen Geschiebemergel — Torf — Sand — Schlick. Daraus folgt, daß die Sedimentation in allen Fällen nach einer Aufbereitungszeit einsetzte.

C. Das Ausgangsmaterial

Bevor eine Bestandsaufnahme der Sedimente am Seegrund gegeben wird, müssen kurz die anstehenden Gesteine, d. h. das in Aufarbeitung befindliche Material, genannt werden:

1. der Geschiebemergel als Trümmerschutt der letzten Vereisung,
2. Kiese, Sande und Beckentone als Schmelzwasserablagerungen des abtauenden Eises,
3. Ton und kieseliger Feinsand des Eozäns in einzelnen aufgepreßten Schollen.

Diese Gesteine werden sowohl in Kliffs als auch auf submarinen Abrasionsflächen angegriffen und ausgewaschen.

II. Die Untersuchungsmethoden

A. Die Probenentnahme

In dem Untersuchungsgebiet wurden während der Sommermonate der Jahre 1951 und 1952 von einem Forschungskutter aus 1377 Proben entnommen. Die Entnahmepunkte lagen

auf Profilen, ihr Abstand betrug im allgemeinen 500 m; lediglich auf dem Puttgarden-Riff wurde er auf 250 m und in dem Gebiet östlich Großenbrode bis Dahme auf 1 m verändert (Abb. 1: Karte des Stationsnetzes).

Zur Probenentnahme diente ein van-Veen-Bodengreifer, der sich bei den hier angetroffenen Sedimenten gut bewährt hat. Gleichzeitig mit der Grundberührung des Greifers wurde der Standort mittels zweier Sextanten durch Doppelwinkelmessung bestimmt und die Tiefe mit einem Handlot gemessen.

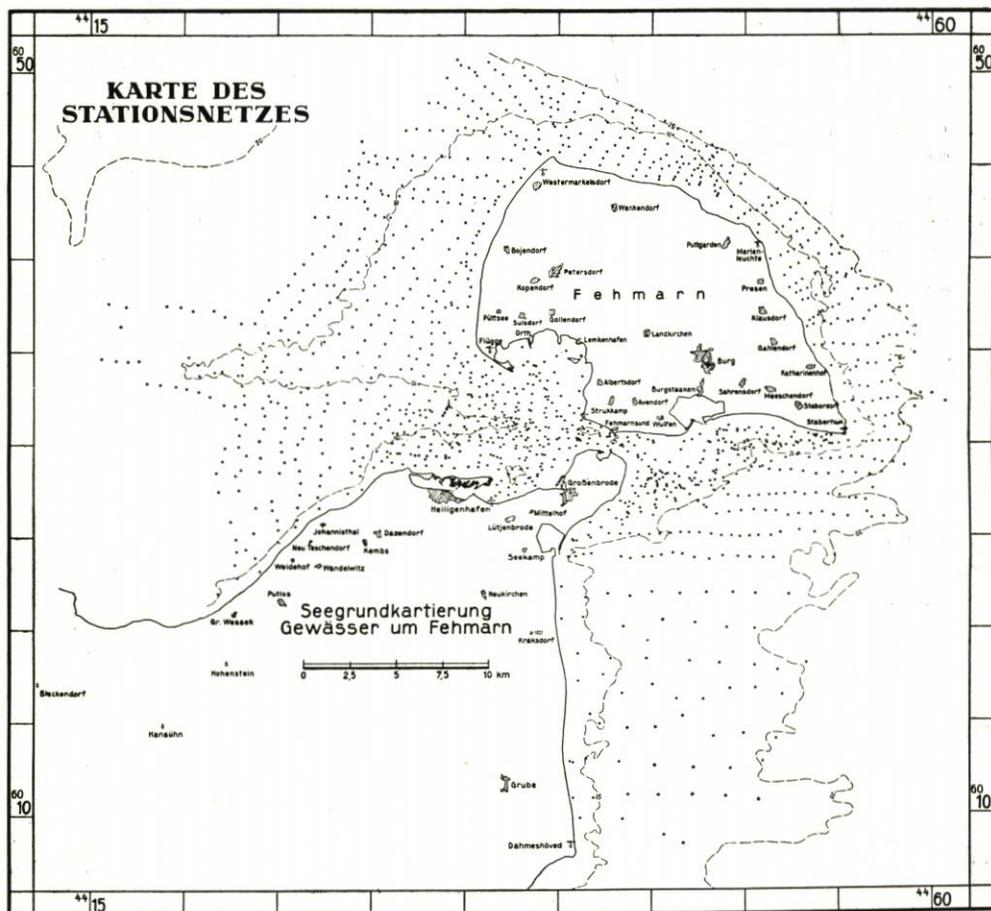


Abb. 1. Karte des Stationsnetzes im Raume Fehmarn

Außerdem konnten dank des freundlichen Entgegenkommens von Herrn Professor Dr. PRATJE noch eine Stoßröhre und ein Unterwegsot benützt werden. Auf eine Beschreibung der Geräte kann hier verzichtet werden (s. PRATJE, 1934 a, 1950 a, 1952 a u. b). Die Anwendung der Stoßröhre erfolgte, um Lagerungsverhältnisse und Mächtigkeiten in einigen Gebieten zu klären. Bei der Arbeit wurde die Röhre so weit hinuntergelassen, daß der Ventilkopf gerade unter der Wasserlinie war, um dann als Freifallot verwendet zu werden. Diese Methode zeitigte bei Wassertiefen von 6 bis 14 m gute Erfolge.

Von der Gewässerkundlichen Untersuchungsstelle beim Wasser- und Schiffsamt Ostsee

wurde für Vermessungszwecke ein Behm-Echograph verwendet. Mit ihm konnten einige Profile gefahren und die Echogramme geologisch ausgewertet werden.

B. Die Korngrößenanalysen

Zu der mechanischen Korngrößenanalyse wurden die Proben getrocknet, geviertelt und 50 g in einer Siebmaschine gesiebt. Die Sedimente wurden dabei in folgende Fraktionen zerlegt:

> 10 mm	}	Kieskomponente
10 —6 mm		
6 —2 mm		
2 —1 mm	}	Grobsandkomponente
1 —0,5 mm		
0,5—0,4 mm	}	Mittelsandkomponente
0,4—0,3 mm		
0,3—0,2 mm		
0,2—0,1 mm		Feinsandkomponente
0,1—0,06 mm	}	Mehlsand- = Schlickkomponente
< 0,06 mm		

Erwies sich der Anteil der Fraktion < 0,06 mm > 20 %, so wurde er mit der Pipettmethode geschlämmt und in die Fraktionen

0,06—0,02 mm	}	Mehlsand- = Schlickkomponente
0,02—0,01 mm		
< 0,01 mm		Schluffkomponente

zerlegt.

Aus den so gewonnenen Werten wurden auf logarithmisch unterteiltem Papier die Summenkurven und daraus die Histogramme nach der Basis 2 gezeichnet.

Beim Zeichnen der Seegrundkarte entstand die Frage nach der Charakterisierung der Sedimente. Hierzu wird von vielen Bearbeitern der Mittelwert der Korngrößenverteilung (Medianwert, s. S. 69) aus der Summenkurve entnommen und je nach Lage in den oben

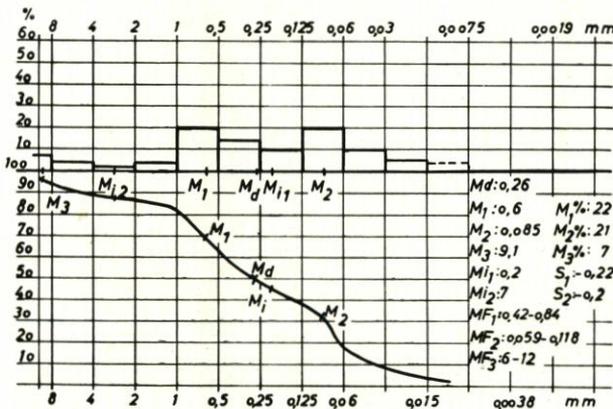


Abb. 2. Probe Nr. 1012. Grobsand mit Schlick (Erläuterungen der Abkürzungen s. S. 69)

angeführten Korngrößenbereichen in die Karte eingetragen. Bei der vorliegenden Untersuchung zeigte sich jedoch, daß dies nur bedingt zulässig ist. Man kann wohl eine symmetrische Korngrößenverteilung durch ihren Medianwert kennzeichnen, da er dort in der Nähe des Maximums liegt. Bei einer asymmetrischen Verteilung ergeben sich aber schon erhebliche Vernachlässigungen gewisser Komponenten (Abb. 2).

In dem Beispiel liegt der Medianwert bei 0,26 mm, d. h. im Mittelsandbereich, er fällt mit kei-

nem besonderen Wert der Verteilung zusammen. Der Grobsand- und der Schlickanteil werden durch ihn vollkommen vernachlässigt. Diese Probe ist aber als Grobsand mit Schlick zu bezeichnen.

Man kann also wohl Sedimente mit engem Korngrößenbereich nach Lage ihres Medianwerts vergleichen. Der Vergleichswert geht aber verloren, sobald sich die Verteilung einer Probenserie mit allen Übergängen auf das ganze Korngrößenintervall erstreckt. Diese Einschränkung gilt nicht nur für den Medianwert, sondern auch für jeden Versuch, stark unterschiedliche Korngrößenverteilungen durch einen Wert zu beschreiben.

Daher wurde bei der vorliegenden Untersuchung der Charakter der Sedimente auf Grund der Prozentanteile in den einzelnen Fraktionen nach folgender Tabelle gekennzeichnet:

Tabelle 1
Kennzeichnung der Sedimente

Korngröße in mm		< 0,02	0,02— 0,06	0,06— 0,1	0,1— 0,2	0,2— 0,5	0,5— 2	2— 10	> 10
Schlick	%	< 20	10—20	> 30	< 15	+	—	—	—
Feinsand schlickig	%	—	> 5	5—20	> 60	< 10	—	—	—
Feinsand	%	—	+	< 10	> 60	< 20	—	—	—
Feinsand grob	%	—	—	< 10	> 50	< 35	< 5	—	—
Mittelsand fein	%	—	—	+	< 40	> 50	< 5	+	—
Mittelsand	%	—	—	—	< 20	> 50	< 25	+	—
Mittelsand grob	%	—	—	—	< 10	> 45	< 35	< 20	—
Grobsand fein	%	—	—	—	+	< 35	> 40	< 15	< 5
Grobsand	%	—	—	—	—	< 30	> 30	< 25	< 10
Grobsand grob	%	—	—	—	—	< 25	> 30	< 30	10—20
Kies	%	—	—	—	—	< 15	< 25	> 30	> 25

+ bedeutet, daß in der betreffenden Fraktion noch ein kleiner Anteil vorhanden sein kann, der zur Charakterisierung des Sediments unwesentlich ist.

C. Die entnommenen Werte

Zur besseren Charakterisierung der Sedimente wurden aus den gezeichneten Kurven folgende Werte entnommen beziehungsweise errechnet:

Median, Md: Schnittpunkt der Kurve mit der 50 %-Abszisse.

Maximum, Ma: Durch Bildung der Differenzkurve (GRY, 1938).

Minimum, Mi: Durch Bildung der Differenzkurve (GRY, 1938).

Maximumsfraktion, MF: Durch Abtragen je einer halben Fraktionsbreite nach rechts und links vom Maximum auf der Summenkurve (GRY, 1938).

Maximumsprozente, M %: Prozentanteil der Verteilung, der in der Maximumfraktion liegt (GRY, 1938).

Sortierungsgrad: $S = \frac{H + V - R}{100}$ (SINDOWSKI, 1938)

H = Hauptfraktion, V = Haupt- + vorhergehende + nachfolgende Fraktion,

R = 100 - H.

Für die Durchschnittskurven wurden außerdem noch folgende Werte ermittelt:

Sortierungsgrad: $S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$ (TRASK)

Q_1 und Q_3 sind das 1. und 3. Quartil (25- und 75 %-Wert)

$Q_3 > Q_1$ (PETTIJOHN, 1949).

Schiefe: $Sk = \frac{Q_3 \cdot Q_1}{Md^2}$ (PETTIJOHN, 1949).

Steilheit: $K = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{90} - P_{10})}$

P_{90} und P_{10} sind die 90- und 10 %-Werte (PETTIJOHN, 1949).

dg-Wert: $dg = \frac{p_1 m_1 + p_2 m_2 + \dots}{100}$

$p_1, p_2 \dots$ Prozente jeder einzelnen Fraktion; $m_1, m_2 \dots$ mittlere Korngröße jeder einzelnen Fraktion (SIMON, 1952).

Bei der Ermittlung der Werte muß darauf geachtet werden, daß diejenigen, die auf einem Vergleich von Fraktionen beruhen, nur aus dem logarithmischen Maßstab entnommen werden, da nur in ihm alle Fraktionen gleichwertig sind. Eine Ermittlung des Sortierungsgrades darf daher nicht mit den direkt aus der Siebanalyse gewonnenen Prozentwerten vorgenommen werden. Der so gewonnene Wert entspricht nicht der wirklichen Sortierung; da die Fraktionen verschieden breit sind. Die Prozentwerte müssen daher aus den Histogrammen entnommen werden.

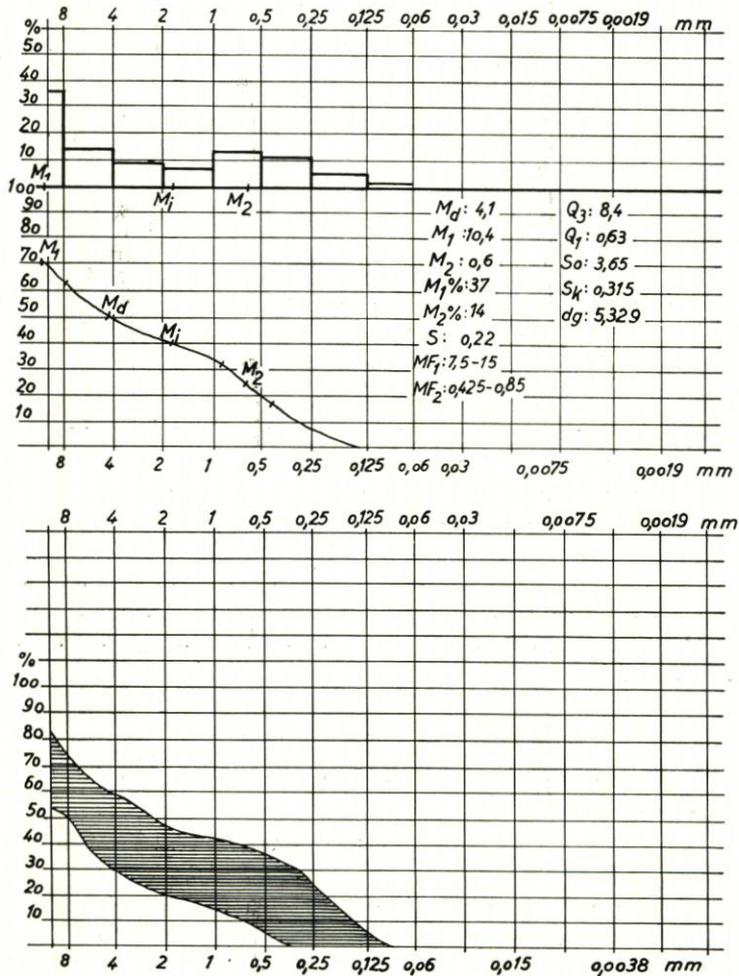


Abb. 3. Kies, Durchschnittskurve — Kies, Variationsbreite

Die Sortierung eines Sediments drückt sich dadurch aus, daß ein Maximum mehr oder weniger stark ausgeprägt ist. Man muß aber bei der Errechnung des Sortierungsgrades wegen der Variationsbreite auch noch die beiden Nebenfraktionen berücksichtigen. Deshalb wurde auch in dieser Arbeit dem Sortierungsgrad von SINDOWSKY der Vorzug gegeben. Derjenige von TRASK dagegen berücksichtigt nur den Kurvenanteil zwischen den beiden Quartilen, so daß unter Umständen nicht einmal die ganze Hauptfraktion einbezogen wird bzw. unwichtige Teile der Kurve den Wert beeinflussen können.

III. Die regionale Verteilung der Sedimente

Die Abbildungen 3 bis 9 zeigen Durchschnittskurven der angetroffenen Sedimente, die aus einer größeren Anzahl von Proben ermittelt wurden. Die Kurven in den Darstellungen der Variationsbreiten sind keine Summenkurven, sondern setzen sich aus den Teilen mehrerer Summenkurven zusammen.

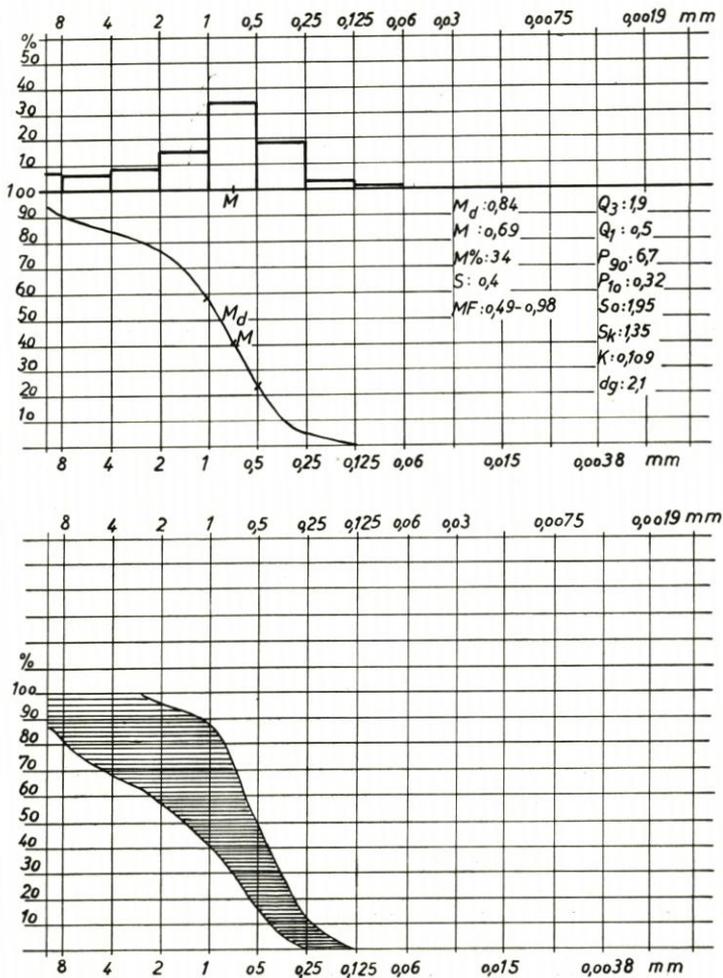


Abb. 4. Grobsand, Durchschnittskurve — Grobsand, Variationsbreite

In den Abbildungen nicht dargestellt ist der Geschiebemergel, der als graublauer fetter Mergel gefunden wurde, aber in einzelnen Fällen durch Verwitterung braun gefärbt war.

Ferner wurde an einigen Stellen Bruchwaldtorf angetroffen. Er lag an der Oberfläche und war nur gelegentlich von einem 1 bis 2 cm mächtigen Sandschleier bedeckt.

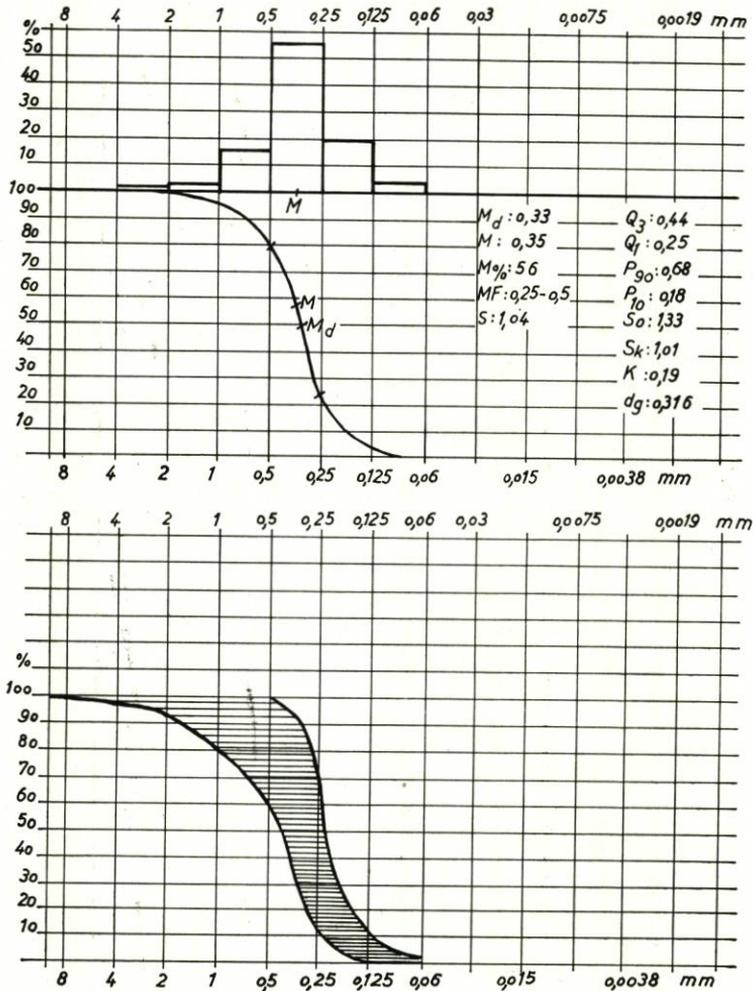


Abb. 5. Mittelsand, Durchschnittskurve — Mittelsand, Variationsbreite

Das Untersuchungsgebiet kann wegen der Verschiedenartigkeit des geologischen und morphologischen Aufbaus in drei Teile, einen westlichen, einen nordöstlichen und einen südöstlichen gegliedert werden (Abb. 10, S. 76: Seegrundkarte).

A. Der Westen

Vor der Westküste Fehmarns breitet sich ein großes Gebiet aus, das aus groben Sedimenten, wie Steinen, Kies, Grobsand und etwas Mittelsand, mit den entsprechenden Übergängen aufgebaut ist. Die hier untersuchten Proben zeichnen sich durch eine schlechte Sortierung aus, haben häufig zwei Maxima und zeigen so den Charakter von Sedimenten, bei

denen der feine Anteil ausgewaschen und nur der grobe Rest liegen geblieben ist. Sie werden kurz als Restsedimente bezeichnet. Ihr Auftreten bedeutet, daß wir es hier mit einer Abrasionsfläche zu tun haben, wofür auch der häufige Fund von Geschiebemergel spricht. Da der nur etwa 20 cm tief eindringende Greifer häufig neben Sand auch Geschiebemergel erfaßte,

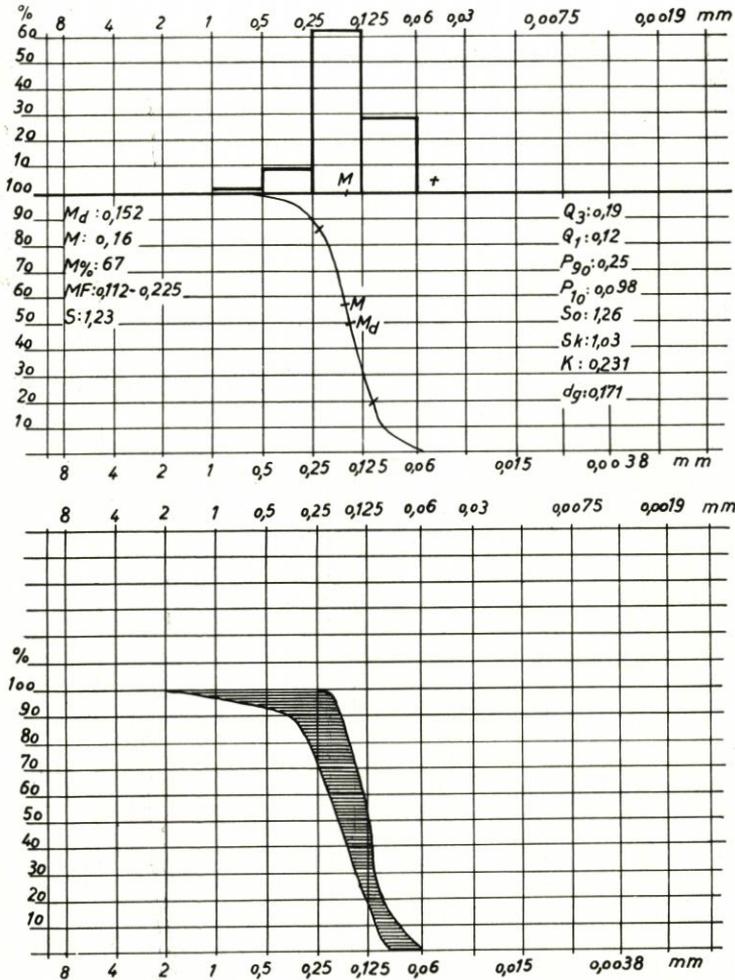


Abb. 6. Feinsand, Durchschnittskurve — Feinsand, Variationsbreite

kann dieser nur von einem dünnen Sandschleier bedeckt sein. Die Westgrenze der Abrasionsfläche konnte aus den in Kapitel I, A erwähnten Gründen nicht ermittelt werden. Nur an einer Stelle wurde sie durch zwei nach Westen vorgetriebene Profile mit der Mud-Zone erreicht.

Nach Süden schließt sich an diese Zone ein Streifen aus Fein- bis Mittelsanden an. Hier findet keine Abrasion mehr statt, sondern wird das von der Abrasionsfläche angelieferte Material weitertransportiert oder abgelagert. In diesen Streifen sind vier kleinere Gebiete mit größerem Material eingelagert, die auch Geschiebemergel enthalten. Sie erheben sich etwa 2 m über ihre Umgebung, so daß hier also Wellen und Strömung noch angreifen und

abradieren können. Weiter südlich folgt dann die Überschneidungszone von Sand zum Schllick und im Anschluß daran ein weit nach Osten vorspringendes Schllickgebiet.

Auf den steilen Anstieg, der dieses Schllickgebiet nach Süden begrenzt, folgt unmittelbar ein Streifen von Grobsand, Kies und Steinen, der vor der Küste Wagriens verläuft und die

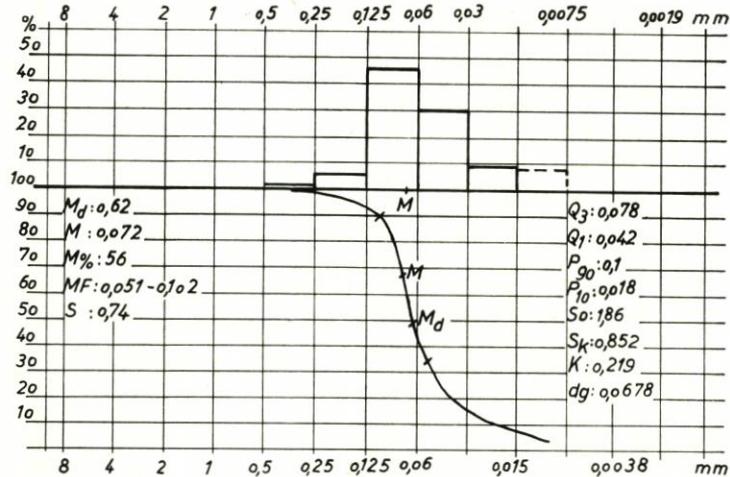


Abb. 7. Mehlsandiger Schllick, Durchschnittskurve

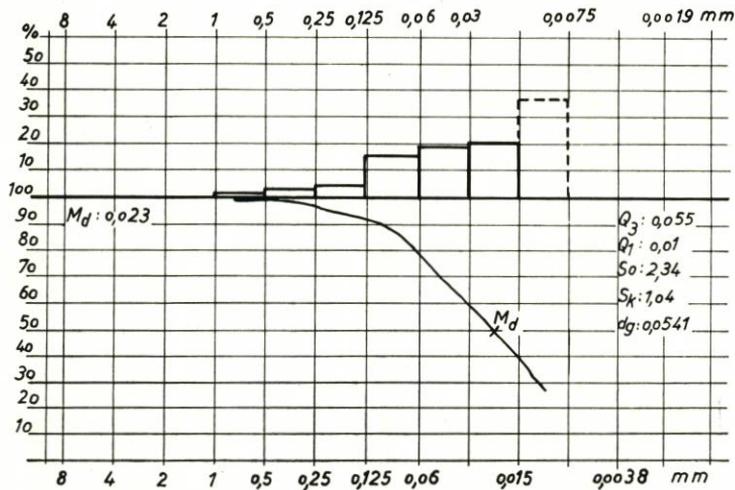


Abb. 8. Schluffiger Schllick, Durchschnittskurve

im Abbruch befindlichen Kliffs von Putlos, Johannesthal und Heiligenhafen begleitet. Auch die hier entnommenen Proben zeigen allgemein den Charakter von Restsedimenten.

In dem Gebiet zwischen Fehmarn und dem Festland sind die Verhältnisse etwas verworrener. Vor der Festlandküste schließt sich unmittelbar an die groben Sedimente vor dem Heiligenhafener Kliff ein breiter Streifen mit Mittel- bis Feinsanden an. In ihm werden die Körnungen von Westen nach Osten immer feiner und gehen östlich des Graswarders in Schllick über.

In diesem Schllickgebiet wurden sechs Proben mit der Stoßröhre entnommen. Die Mächtigkeit

keit des Schlicks ist beträchtlich: in einer Probe aus der Mitte konnte bei einer Eindringtiefe von 2,10 m und einer Probenlänge von 1 m das Liegende nicht erreicht werden. Am Graswarder ergab eine Probe an der Sand-Schlickgrenze eine Wechsellagerung von Sand und Schlick. Hier wird also abwechselnd Sand und Schlick sedimentiert. Bemerkenswert ist aus diesem Gebiet eine Probe mit dem Kontakt Torf-Sand-Schlick. Weitere Torfproben konnten aus dem Fehmarnbelt und östlich Fehmarn gewonnen werden.

Die gleiche Abfolge wie vor den Wardern findet sich an der Südküste Fehmarns vor dem Krumsteert. Der Abschluß wird hier von dem Schlickgebiet in der Orther Bucht gebildet.

Ein drittes Schlickgebiet liegt an der Ansteuerungstonne Fehmarnsund-West. Es breitet sich am Ende der bereits oben erwähnten tiefen Rinne aus, die hier in 8 m Wassertiefe ausstreicht.

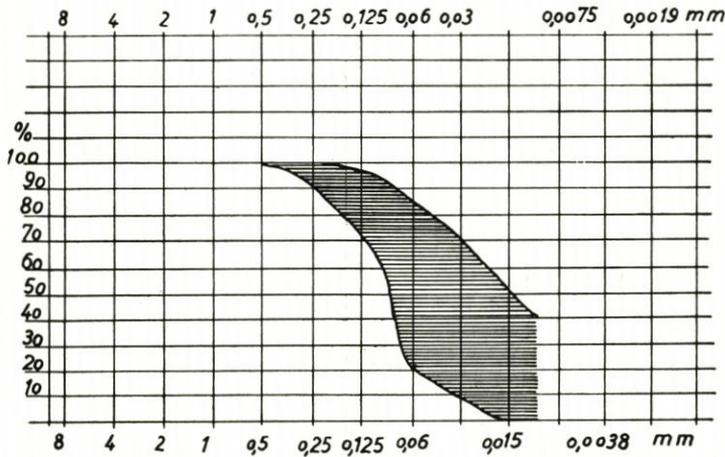


Abb. 9. Variationsbreite des Schlicks

Westlich der Großenbroder Halbinsel befinden sich auf dem in der Seekarte als Großenbroder Steinriff bezeichneten Gebiet wieder grobe Sedimente, die als Restsedimente aufzufassen sind. Auch Geschiebemergel tritt hier häufig auf und konnte in Rippen anstehend beobachtet werden.

Eine weitere kleine Abrasionsfläche liegt in der Orther Bucht zwischen Struckkamp-Huk und der Ziegelei Gold. Auch hier steht ein kleines Kliff im Abbruch.

Im Fehmarnsund liegt hauptsächlich stark reduzierter schlickiger Feinsand, auf dem größtenteils ein *Mytilus*pflaster gewachsen ist, das ihn vor Auswaschung schützt. In einigen tieferen Löchern wird auch reiner Schlick sedimentiert.

Im Sund wurden in einem Längsprofil in Fahrwassermitteln fünf Stoßröhrenproben entnommen. Die Schlickmächtigkeit schwankt zwischen Spuren und 35 cm. Der Schlick liegt häufig auf einer dünnen Sandlage, unter der Geschiebemergel folgt.

Im äußeren Teil der natürlichen Rinne und in dem daran anschließenden Teil des Grünen Grundes wurden keine Proben entnommen, da hier bei der Ausbaggerung der Fahrinne Baggergut versenkt worden ist.

B. Der Nordosten

Die Grenze zwischen dem Nordosten und dem Westen fällt auf der Seegrundkarte (Abb 10) mit dem Beginn der Mittel- bis Feinsande nordwestlich von Wenkendorf zusammen.

Diese bilden im Fehmarnbelt bis zur 20-m-Tiefenlinie eine Randzone, in die nordöstlich von Wenkendorf eine kleinere Fläche mit groben Sedimenten, Steinen und Geschiebemergel eingelagert ist. Sie bildet eine kleine Abrasionsfläche, auf der auch Torf gefunden wurde.

Vor der gesamten Ostküste Fehmarns erstreckt sich ein breiter Streifen mit Grobsand bis Kies, der an einigen Stellen unmittelbar neben Schlick lagert, an anderen langsam in diesen

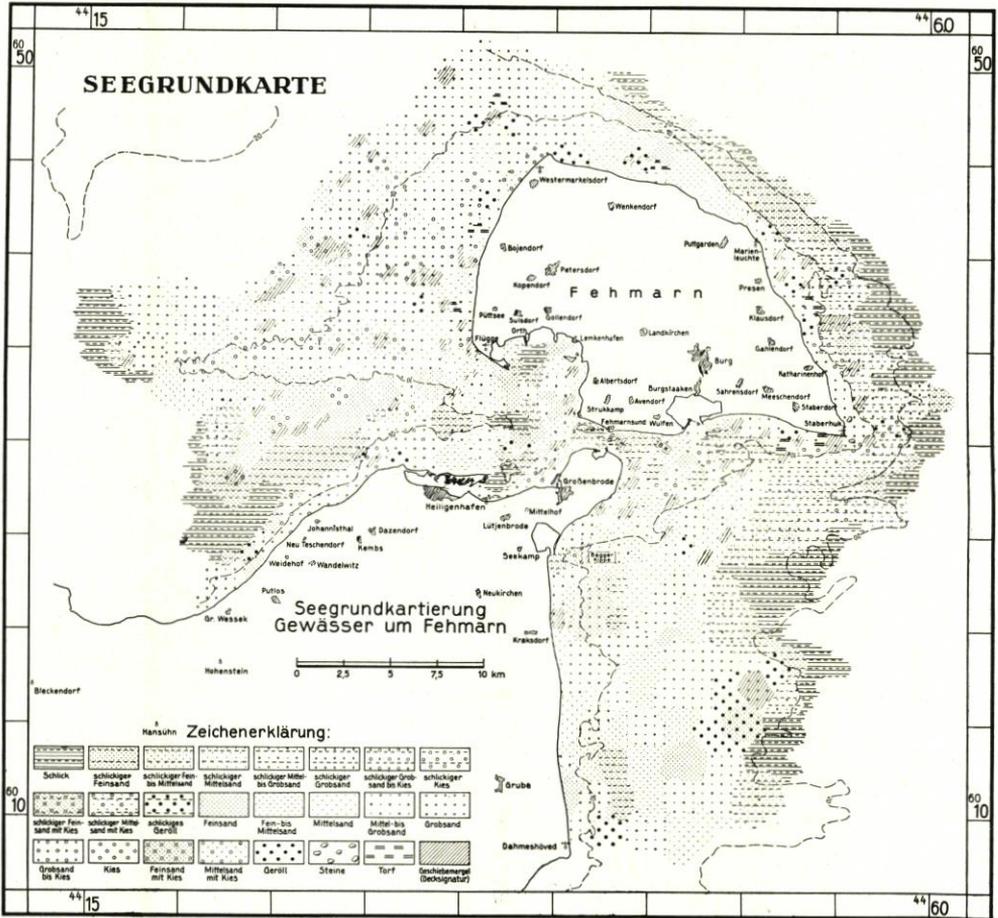


Abb. 10. Seegrundkarte um Fehmarn

übergreift. Dies sind Restsedimente auf einer die Küste begleitenden Abrasionsfläche. Der Schlick tritt hier etwa zwischen 16 und 20 m Tiefe auf. Östlich von Klausdorf breitet sich ein ausgedehntes Torflager aus.

An der Sand-Schlick-Grenze wurden hier vier Stoßröhrenproben entnommen. Zwei von ihnen enthielten einen Transgressionskontakt von eoänem Tarras-Mittelsand-Schlick.

Die Sedimentverteilung in dem Gebiet südlich von Fehmarn ist sehr verworren. Der Schlick greift in einer weit nach Westen vorspringenden Nase bis vor die Hafeneinfahrt von Burgstaaken. Grobe Sedimente treten in einem Streifen westlich von Staberhuk auf, wo wieder ein Torfgebiet eingelagert ist. Weiter südlich bis zur Höhe des Fährhafens von Großenbrode-

Kai treten vereinzelt mehr oder weniger große Flecken von groben Sedimenten in Mittelsanden auf.

C. Der Südosten

Dieser Abschnitt des Untersuchungsgebietes bildet ein Gegenstück zum westlichen Teil. Die Sagas-Bank ist eine Abrasionsfläche mit zum Teil groben Restsedimenten. Sie ist aber vom Festland durch eine tiefer liegende Rinne abgetrennt, in der Schlick sedimentiert wird, so daß es zur Bildung von Übergangssedimenten kommt. Die Schlickzone beginnt auch hier in etwa 18 bis 20 m Tiefe.

Da dieses Gebiet nur kartiert wurde, um den Anschluß an die Lübecker Bucht zu gewinnen, konnte hier der Probenabstand größer gewählt werden. Daher muß auf nähere Angaben über diesen Teil verzichtet werden.

IV. Geologische Deutung

A. Die Sedimentationszonen

PRATJE (1939 und 1948 a) hat auf Grund seiner allgemeinen Untersuchungen in der gesamten Ostsee fünf Sedimentationszonen unterschieden:

1. die küstennahe Sandanhäufungszone,
2. die Abtragungszone mit den Restsedimenten,
3. die küstenferne Sandanhäufungszone,
4. die sedimentationsarme oder -freie Zone,
5. die Schlickgebiete.

Wie sind nun diese Zonen in dem Untersuchungsgebiet ausgebildet? (Abb. 11, Karte der Abtragungs- und Sedimentationsgebiete).

1. Die küstennahe Sandanhäufungszone ist im Untersuchungsgebiet als Riffzone ausgebildet und gehört als solche nicht mehr zum Aufgabenbereich der Seegrundkartierung, sondern wurde von BRAND (1955) sedimentpetrographisch bearbeitet und ist daher in der Abbildung 11 nicht gesondert aufgeführt. Sie reicht bis in etwa 3 bis 4 m Wassertiefe. Diese Zone enthält außerordentlich gut sortierte Mittel- bis Feinsande, die hauptsächlich aus dem Küstenabbruch stammen und von einem mehr oder weniger küstenparallelen Brandungsstrom an der Küste entlangtransportiert werden.

2. Die Abtragungszone mit den Restsedimenten enthält groben Sand, Kies, Steine, gelegentlich etwas Mittelsand und Geschiebemergel. Diese sind die autochthonen Restsedimente. Durch die in der Abtragungszone herrschende Wellenbewegung und Strömung wird das Material hier ständig ausgewaschen. Dadurch werden die groben Anteile so lange angereichert, bis sie die darunter liegenden feinen vor weiterer Abrasion schützen.

Die Abtragungszone mit den Restsedimenten begleitet die Küste fast durch das gesamte Untersuchungsgebiet. Sie reicht etwa bis in 10 bis 14 m Wassertiefe. Lediglich zwischen dem Festland und Fehmarn und im Fehmarnbelt ist sie nicht deutlich ausgebildet oder geht korngrößenmäßig in andere Zonen über, d. h. gleiche oder ähnliche Sande können mehrere Zonen überdecken.

Auch außerhalb dieser Zone kommen Gebiete mit Restsedimenten vor, so z. B. drei kleinere Flächen in der Hohwacher Bucht und die Sagas-Bank. Diese sind Aufragungen über ihre Umgebung, auf denen also Abtragung stattfinden kann.

Durch einen Vergleich mit dem Geschiebemergel läßt sich der Grad der Auswaschung

rechnet, so kann man deutlicher erkennen, wie weit der Auswaschungsprozeß schon fortgeschritten ist (JARKE, 1948).

Tabelle 3
Die durchschnittlichen Körnungen von Geschiebemergel und Restsedimenten nach Ausschaltung der Grobsand- und Kiesfraktion

	< 0,02	0,02—0,1	0,1—0,2	0,2—0,5
1. Geschiebemergel	42,1	27,8	15,6	13,0
2. Kies	0	2,3	31,0	66,7
G—K	+ 42,1	+ 25,5	— 15,4	— 52,2
ausgewaschen %	100	91,7	—	—
3. Grobsand	0	4	12	84
G—Gs	+ 42,1	+ 23,8	+ 3,6	— 69,5
ausgewaschen %	100	85,6	23,1	—
4. Mittelsand	0	1,2	16,1	82,7
G—M	+ 42,1	+ 26,6	— 0,5	— 68,2
ausgewaschen %	100	95,7	—	—

G—K = Geschiebemergel minus Kies; G—Gs = Geschiebemergel minus Grobsand;
G—M = Geschiebemergel minus Mittelsand.

Aus Tabelle 3 geht eindeutig hervor, daß der Kies am Boden der Ostsee schon fast vollständig ausgewaschen ist. Beim Grobsand dagegen ist die Auswaschung noch nicht beendet, während der Mittelsand kaum angegriffen worden ist. Er tritt auch auf den Abrasionsflächen nur sehr untergeordnet in Erscheinung. Es werden also alle Fraktionen < 0,2 mm mehr oder weniger vollständig ausgewaschen. Gelegentlich kann aber auch bei extremen Wetterlagen ein Teil der Mittelsandfraktion ausgewaschen werden, wie es die Variationsbreite des Kieses zeigt.

Wird über einen Kies während einer bestimmten Wetterlage feineres Material hinwegtransportiert, so wird es bei Beendigung dieser Wetterlage zwischen dem Kies sedimentiert. Daraus entstehen dann einheitliche Sedimentlagen mit zwei Maxima in ihrer Korngrößenverteilung. Dies sind also grobe Restsedimente, die von feinerem Material von verschiedener Zusammensetzung und Menge überlagert worden sind. Man kann nun durch das Minimum einer solchen Verteilung einen Schnitt legen und dann beide Teile, den gröberen wie auch den feineren, auf 100 % umrechnen und als ein Sediment für sich betrachten. Führt man diese Berechnung bei der Durchschnittskurve des Kieses durch, so bekommt man auf diese Weise ein Bild über die Zusammensetzung des Endprodukts der Auswaschung. Wie die so erhaltenen Summenkurven zeigen (Abb. 12), verbleibt ein grober Kies mit einem Mittel- bis Grobsand. Diese Berechnung bestätigt also durchaus die Annahme von JARKE (1948).

3. Die küstenferne Sandanhäufungszone enthält gutsortierte Fein- bis Mittelsande. Sie umsäumt die Abtragungszone, von der sie auch das Material aufnimmt, in einem mehr oder weniger breiten Gürtel. In der küstenfernen Sandanhäufungszone wandert der Sand zur Tiefe ab und wird dabei nach Korngrößen sortiert abgesetzt. In dieser Zone herrscht also ständige Ab- und Umlagerung. Hierdurch wird das Sediment sortiert, wobei der Sortierungsgrad von der Abrasionsfläche aus in der Transportrichtung besser wird, um dann in den Sedimentationsgebieten wieder kleiner zu werden.

Die küstenferne Sandanhäufungszone ist im gesamten Untersuchungsgebiet deutlich ausgebildet und konnte lediglich westlich der großen Abrasionsfläche nicht erfaßt werden. Diese Zone erscheint im gesamten Ostgebiet nicht auf der Karte. Das liegt wohl daran, daß sie hier

nur sehr schmal ist und daher bei dem gewählten Probenabstand nicht gefunden werden konnte, oder hier gar nicht vorhanden ist. Die küstenferne Sandanhäufungszone reicht bis in etwa 15 bis 16 m Tiefe.

PRATJE (1939 und 1948 a) konnte eine Abhängigkeit der Verbreitung der küstenfernen Sandanhäufungszone von der Strömungsrichtung feststellen. Da die vorherrschenden westlichen Winde Strömungen in der gleichen Richtung erzeugen, ist diese Zone auf den Ostflanken der aufragenden Bänke erheblich breiter. Damit ist auch erklärt, daß sie westlich Fehmarn auch dort fehlt, wo die Mud-Zone erfaßt wurde; denn der Sand wird hier auf die Küste zu und in den noch später zu besprechenden Richtungen transportiert, während nach Westen nur wenig Material wandert.

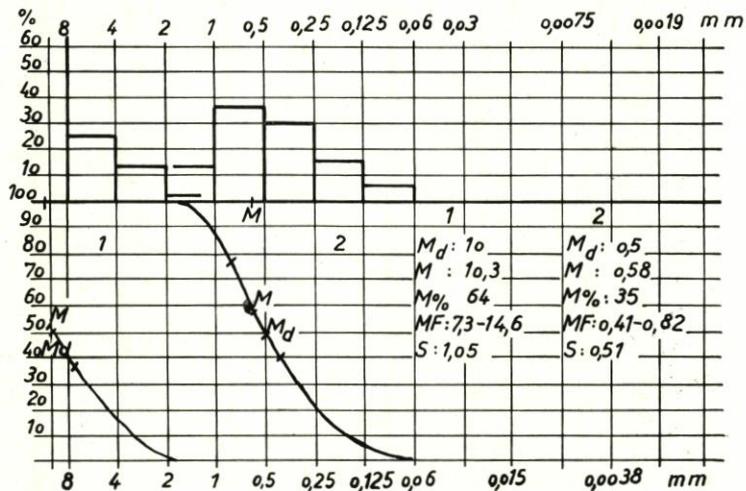


Abb. 12. Korngrößenverteilung des Kieses (s. Abb. 3), im Minimum geteilt

4. Die sedimentationsarme oder -freie Zone schließt normalerweise an die küstenferne Sandanhäufungszone an, kann aber auch unmittelbar neben der Abtragungzone liegen. Die Sedimente dieser Zone zeigen eine Korngrößenverteilung, in der grobes und feines Material, d. h. Kies, Sand und Schluff zusammen vorkommen. Das kann dadurch erklärt werden, daß in dieser Zone langsam die Sedimentation auf die Restsedimente der Abtragungzone übergreift. Die Wasserbewegung ist hier gerade noch so groß, daß sie eine Sedimentation ganz oder teilweise verhindert, eine Abrasion aber nicht mehr zuläßt (PRATJE, 1948 a). So entstehen diese unausgeglichene und uneinheitliche Sedimente. Die Mächtigkeiten in diesem Gebiet können nicht sehr groß sein, da im Greifer schon häufig der diluviale Untergrund (Geschiebemergel) gefördert wurde.

Diese Zone ist ein Beispiel dafür, daß die Sedimentgrenzen keine scharfen Linien, sondern Zonen von verschiedener Breite bilden, in denen die eine oder andere Komponente überwiegt. Sie stellt also den Übergang von der Sand- zu der Schlicksedimentation dar.

5. Die Schlickgebiete nehmen die tiefsten Stellen der einzelnen Abschnitte ein, in denen das Wasser so ruhig ist, daß auch sehr feines Material der Abrasionsflächen und des Küstenabbruchs zur Ablagerung kommt. Dieses sind die Mehlsand-, Schluff- und Tonfraktionen, welche die Schlicke aufbauen. Der Schlick stellt nach der Definition von JARKE (1948) in frischem Zustand einen zähflüssigen, nach Schwefelwasserstoff riechenden Schlamm dar, der etwa 8 bis 25 % organische Substanz enthält. An der getrockneten Probe erkennt man den

in Wirklichkeit schluffigen Charakter dieses Sediments. Im Schlick wurde häufig das schon von PRATJE (1939) genannte Normalprofil gefunden: oben eine dünne (bis 2 cm mächtige) braune, oxydierte und sehr weiche Lage. Sie geht nach unten mit sehr scharfer Grenze in eine durch Reduktion blau-schwarze, etwas festere und nach Schwefelwasserstoff riechende Schicht über. Darunter folgt mit mehr oder weniger scharfer Grenze eine ziemlich fest gepackte, schmutzigrüne Schicht, die nach unten fester und im Grün heller wird. An der Grenze zum Liegendn ist der Schlick hellgrün. Die Sedimentationsgebiete beginnen im Untersuchungsgebiet etwa zwischen 17 und 20 m Tiefe. Lediglich in den durch das Land und durch Buchten geschützten Stellen steigt die Grenze bis auf etwa 3 m an.

Über die Mächtigkeit des Schlicks kann hier nur wenig ausgesagt werden, da die Stoßröhrenproben lediglich am Rande der Schlickgebiete das Liegende erreichten. Nach PRATJE (1939) kann man allgemein in der südlichen Ostsee eine Schlickmächtigkeit von etwa 2 bis 3 m annehmen.

Die Ausbildung der fünf verschiedenen Sedimentationszonen ist stark vom Relief des Seegrundes abhängig. So kann die Abtragungszone mit den Restsedimenten vor der Westküste Fehmarns besonders breit sein, weil der Boden nur ganz langsam nach Westen abfällt. An den anderen Küsten, z. B. der Nordküste Wagriens oder der Ostküste Fehmarns, fällt der Boden erheblich steiler ab. Hier ist die Abtragungszone auch erheblich schmaler. Daher kann angenommen werden, daß das Ende der großen Abrasionsfläche westlich Fehmarns von der Untersuchung wohl fast erreicht worden ist, da bald ein steiler Abfall zu größeren Tiefen, bis auf 18 m folgt.

Auch die küstennahe und die küstenferne Sandanhäufungszone sind in ihrer Verbreitung sehr von der Morphologie abhängig. Beide Zonen sind um so breiter, je geringer die Neigung des Meeresbodens ist.

Man darf also diese Zonen nicht generell mit bestimmten Wassertiefen zusammenlegen, da nicht sie, sondern die Neigung des Meeresbodens ihre Verbreitung bedingt. Dies geht auch aus einem Vergleich mit der Arbeit von WIRTZ (1949) hervor. Er hat an der pommerschen Küste festgestellt, daß die küstennahe Sandanhäufungszone bis zu 10 m Tiefe reicht, während die Abtragungszone bis in 40 m Tiefe hinuntergreift. Die Zahlenangaben von JARKE (1948) dagegen nähern sich schon mehr den hier gefundenen Ergebnissen. Daraus ergibt sich also, daß die Verbindung dieser fünf Sedimentationszonen mit Wassertiefen nur örtlichen Wert hat. Sie gibt eher einen Aufschluß über die Neigung des Seegrundes, kann dann aber auch zu Vergleichen herangezogen werden.

Die regionale Verteilung zeigt also, daß die von PRATJE in seinen Untersuchungen für die gesamte Ostsee ermittelten Zonen auch in unserem räumlich begrenzten und küstennahen Arbeitsgebiet deutlich zu unterscheiden sind. Wie diese Untersuchung zeigt, erfassen sie auch die Sedimentationsbedingungen in kleineren Gebieten, wenn sie mit einem genügend engen Probennetz belegt werden. Dadurch erhalten sie aber eine größere Bedeutung. Es erscheint daher durchaus berechtigt, diese Zonen auch ganz allgemein anzuerkennen.

Die Namen dieser Zonen sind rein genetische, doch kann die Benennung einiger von ihnen, wie die der „küstennahen Sandanhäufungszone“, zu Fehldeutungen Anlaß geben. In ihr findet nämlich keine dauerhafte Sandanhäufung statt, sondern der Sand wird lediglich parallel zur Küste bewegt. Daher ist es wohl zweckmäßiger, diese Zone als küstennahe Sandwanderzone zu bezeichnen.

Auf der Abtragungszone herrscht in erster Linie Abrasion, d. h. alle losen und frisch gelösten Teilchen werden abtransportiert. Wird an einer Stelle abradiert, so wird das dort aufgenommene Material über die Abtragungszone hinwegtransportiert.

In der küstenfernen Sandanhäufungszone findet eine für die heutigen meteo-

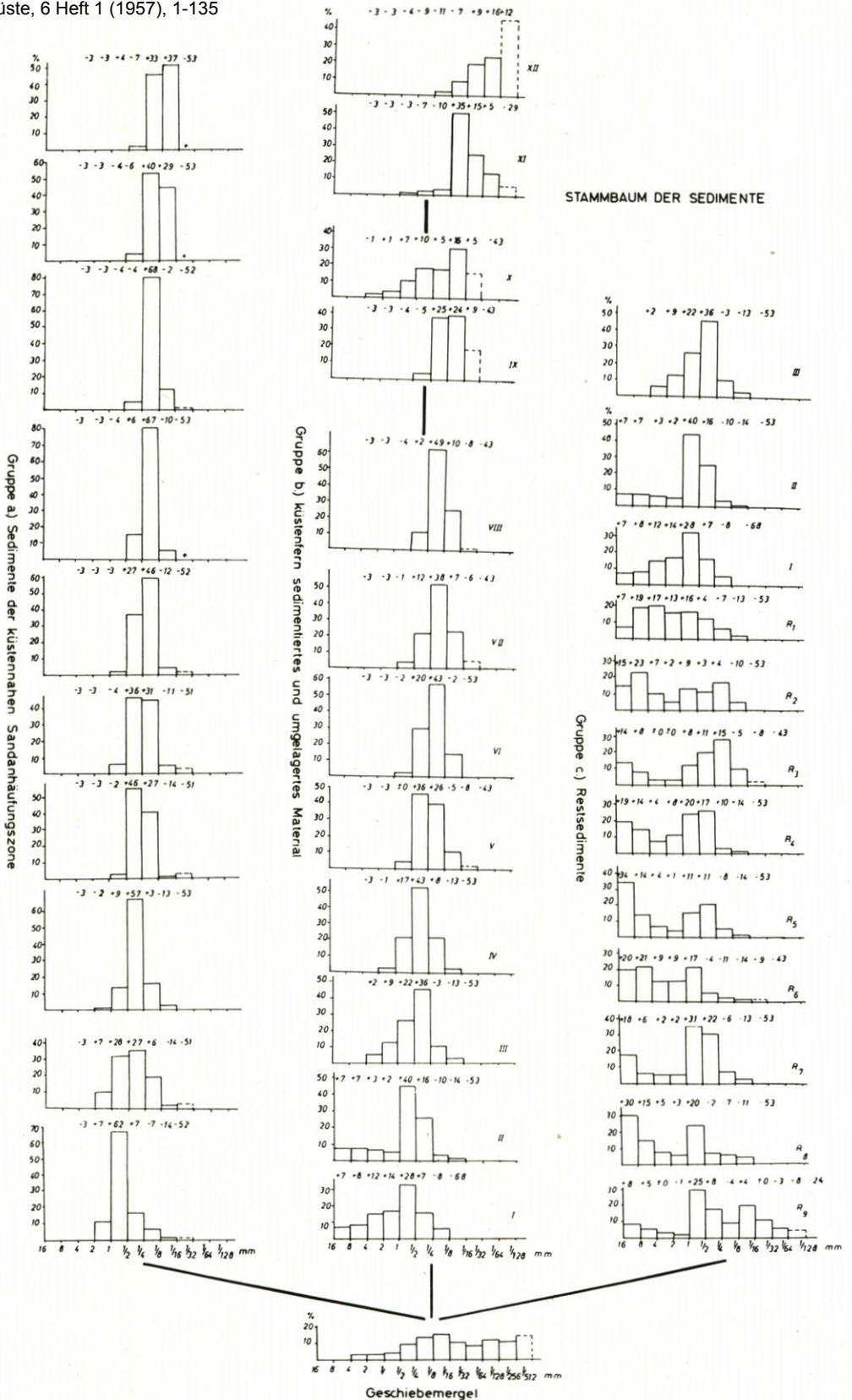


Abb. 13. Stammbaum der Sedimente

rologischen und hydrologischen Bedingungen endgültige Sandanhäufung statt. Sie nimmt den gesamten Sand auf, der von der Abtragungszone hierher geliefert wird. Dieser wird dann in ihr oberflächlich umgelagert und nach Korngrößen getrennt.

Die sedimentationsarme oder -freie Zone ist ein reines Übergangsbereich vom Sand zum Schlack. In ihr wird wegen der sehr geringen Wasserbewegung außer den feinsten Fraktionen, die in Suspension bewegt werden, nichts transportiert. Daher darf sie nicht als Durchwanderzone aufgefaßt werden.

B. Der Stammbaum der Sedimente

1. Die Einstufung der Histogramme — Die gewählten Fraktionen bieten für die Korngrößen viele Verteilungsmöglichkeiten. Bei der Betrachtung der Histogramme zeigte sich jedoch die Wiederkehr bestimmter Typen, so daß sich von den 1377 Proben alle, bis auf 26 Stück, in 23 verschiedene Gruppen zusammenfassen ließen. Dabei wurde nach folgenden Gesichtspunkten verfahren: Die Histogramme, die ihr Maximum in der gleichen Korngrößenfraktion hatten, wurden zu einer Gruppe zusammengefaßt. Diese Gruppen wurden dann je nach ihrer Schiefe zum Groben oder zum Feinen hin noch weiter unterteilt. Die symmetrischen Verteilungen wurden gesondert zusammengefaßt und in die Reihe eingepaßt. So konnte ein „Stammbaum“ (Abb. 13) aufgestellt werden, aus dem die Entstehung der einzelnen Sedimente leicht zu übersehen und abzuleiten ist. Dieser so gewonnene Stammbaum spaltet sich in drei Äste auf: a) das sehr gut sortierte Material der küstennahen Sandwanderung, b) das küstenfern umgelagerte und sedimentierte Material und c) die Restsedimente.

Die kennzeichnenden Unterschiede dieser drei Gruppen erhält man durch einen Vergleich mit dem Ausgangsgestein, nämlich den Sedimenten der Eis- oder Späteiszeit. Der Aufbau der jüngeren Sedimente im Untersuchungsgebiet muß im Rahmen der Zusammensetzung dieses Ausgangsgesteins liegen und sich daraus ableiten lassen. Es hat sich nun gezeigt, daß sich alle 23 Gruppen auf die Kornverteilung im Geschiebemergel zurückführen ließen. Diese wurde daher an die Wurzel des Stammbaums gestellt. Durch diesen Vergleich werden Anreicherung bzw. Auswaschung in den einzelnen Fraktionen sichtbar. Die Zahlen in der Abbildung sind die Differenzen der Anteile der jeweiligen Proben zu den entsprechenden Fraktionen im Geschiebemergel.

Es ergeben sich folgende Charakteristika: Die Proben der Gruppe a) zeichnen sich durch eine sehr gute Sortierung aus, die durch ein starkes Maximum und eine nur zwei bis vier Fraktionen umfassende Verteilung ausgeprägt ist. Die Fraktionen $< 0,125$ mm sind bis auf zwei Proben ziemlich stark ausgewaschen, während die anderen sehr stark angereichert sind. Die Proben mit den feinsten Kornfraktionen leiten schon zu den Übergangssedimenten (Nr. IX) über. Die Proben dieser Gruppe entstammen der küstennahen Sandwanderzone (Riffzone) und sind von Herrn Dr. G. BRAND zur Auswertung überlassen worden.

Die Gruppe b) stellt eine vollständige Abfolge vom Grobsand bis zum schluffigen Schlack dar. Dabei vermitteln die Proben I bis III zur Gruppe c) und sind deshalb dort noch einmal aufgeführt und werden dort auch besprochen. Bei den Proben IV bis VIII unterliegen die Fraktionen $< 1/16$ mm der Auswaschung. Eine Anreicherung beschränkt sich stets auf drei Fraktionen in dem Bereich von $1/16$ bis 1 mm. Die Sortierung nimmt dabei von der gröberen zur feineren Probe zu, in dem Stammbaum also von unten nach oben. Diese Proben entstammen der küstenfernen Sandanhäufungszone.

Die Proben IX und X vermitteln zwischen den eben besprochenen, sich in ständiger Umlagerung befindlichen Proben und den sedimentierten Schlacken. Die Sortierung nimmt ab, und die Verteilungskurve wird dadurch breiter. Eine Anreicherung tritt in den Fraktionen

$> 1/32$ mm auf. Sie entstammen der sedimentationsarmen oder -freien Zone, wo diese an die küstenferne Sandanhäufungszone grenzt.

Die Proben XI und XII sind Schlicke, wie sie in den ruhigen Gebieten sedimentiert werden. Sie zeichnen sich durch eine starke Anreicherung in den Fraktionen $< 1/8$ mm aus, während die größeren Fraktionen nur in ganz geringem Maße vertreten sind. Die Sortierung dieser Proben ist mäßig.

In der Gruppe c) werden die Histogramme der groben Restsedimente zusammengefaßt. Sie weisen im allgemeinen eine Anreicherung in den Fraktionen $> 0,25$ mm auf. Die feineren sind dagegen mehr oder weniger stark ausgewaschen. Nur vier Proben zeigen ein Maximum, eine weist drei, alle anderen aber zwei Maxima auf. Davon liegt das eine in der Kiesfraktion, während das andere in der Grob-, Mittel- oder Feinsandfraktion ausgebildet sein kann. Damit ist eine Verschlechterung der Sortierung verbunden. Die hier eingehaltene Reihenfolge stellt keine genetische Abfolge wie in der anderen Gruppe dar, da sich eine solche dem Charakter dieser Sedimente entsprechend nicht aufstellen läßt. Es soll lediglich ein Überblick über die im Untersuchungsgebiet angetroffenen Restsedimente gegeben werden.

Wie bereits oben erwähnt, konnten 26 Proben nicht eingestuft werden. Ihre Histogramme zeigen allgemein den Charakter der Restsedimente, nur daß sie in keine der ausgeschiedenen Gruppen hineinpassen. Ein Teil von ihnen weist einen großen Schlickanteil auf. Sie gehören der sedimentationsarmen oder -freien Zone an. Aus der regionalen Verbreitung dieser Proben geht hervor, daß sie sich über diese und die Abtragungszone verteilen, so daß nirgends eine Anreicherung auftritt.

2. Die Transportrichtungen — Jeder Materialtransport ist abhängig

1. von einem aufbereitungsfähigen und transportablen Material,
2. von der Entwicklungsmöglichkeit aufbereitender und verfrachtender Kräfte (JARKE, 1948).

Das zur Verfügung stehende Material wurde schon eingehend besprochen. Als aufbereitende und verfrachtende Kräfte kommen Wellen, Turbulenz und Strömungen in Frage. Die senkrecht wirkenden Kräfte lockern die Bodenteilchen in ihrem Zusammenhang und heben sie an, so daß sie dann abtransportiert werden können. Die Körner werden nun je nach der Bewegungsgröße des Wassers und ihrer Korngröße entweder als Rollfracht am Boden oder aber in einer zwischen dieser und dem Schweb vermittelnden Art, dem intermittierenden Schweb, bewegt. Eine Wasserbewegung von gewisser Stärke kann nur Material von einer bestimmten Korngröße abwärts transportieren. Der Sand kommt nur dann zur Ruhe, wenn die Stromstärke und die durch Wellen und Turbulenz hervorgerufene Wasserbewegung einen bestimmten Wert unterschreiten. Daher fallen bei nachlassender Wasserbewegung bestimmte Korngrößen aus. Das Material erfährt so eine Sortierung, und man kann daher aus der Änderung der Korngrößen die Transportrichtungen ermitteln. Doch lassen sich die feinen Unterschiede der Körnungen kaum in einer Karte darstellen, so daß die Angabe einer Richtung auf diese Art nicht immer einfach ist. Daher wurde in dieser Arbeit ein anderer Weg beschritten.

Oben wurde bereits von der Einstufung aller Proben in drei Hauptgruppen gesprochen. Für eine Erörterung der Transportrichtungen kommt nur die Gruppe b), das umgelagerte Material, in Frage, da nur dieses einem Transport unterliegt. Die Restsedimente sind ihrer Definition nach in Ruhe, können also nur den Beginn eines Transports anzeigen. Das sedimentierte Material befindet sich schon wieder in Ruhe und gibt so lediglich das Ende des Transportweges an.

In der Gruppe b) ließ sich eine dem Transport entsprechende Abfolge vom Groben zum Feinen aufstellen, die auch in der Abbildung des Stammbaums der Sedimente beibehalten worden ist. Jedes Glied wurde mit einer Kennziffer versehen, und die Zahlen auf der Karte

wurden wieder durch Isolinien verbunden (Abb. 14, Verteilung der Sedimentgruppen). Auf diese Weise ließ sich ein zahlenmäßig nicht wiederzugebender Begriff, wie es die Korngrößenverteilung ist, auch in einer Karte darstellen. Es zeigte sich, daß die theoretisch gewonnene Abfolge des Stammbaumes in der Karte wiederkehrte. Das heißt aber, daß diese Abfolge die natürlichen Verhältnisse wiedergibt, daß sie also die Veränderungen aufzeigt, die ein Sediment beim Transport erfährt und damit auch die Transportrichtungen angibt. Sie ist auf der

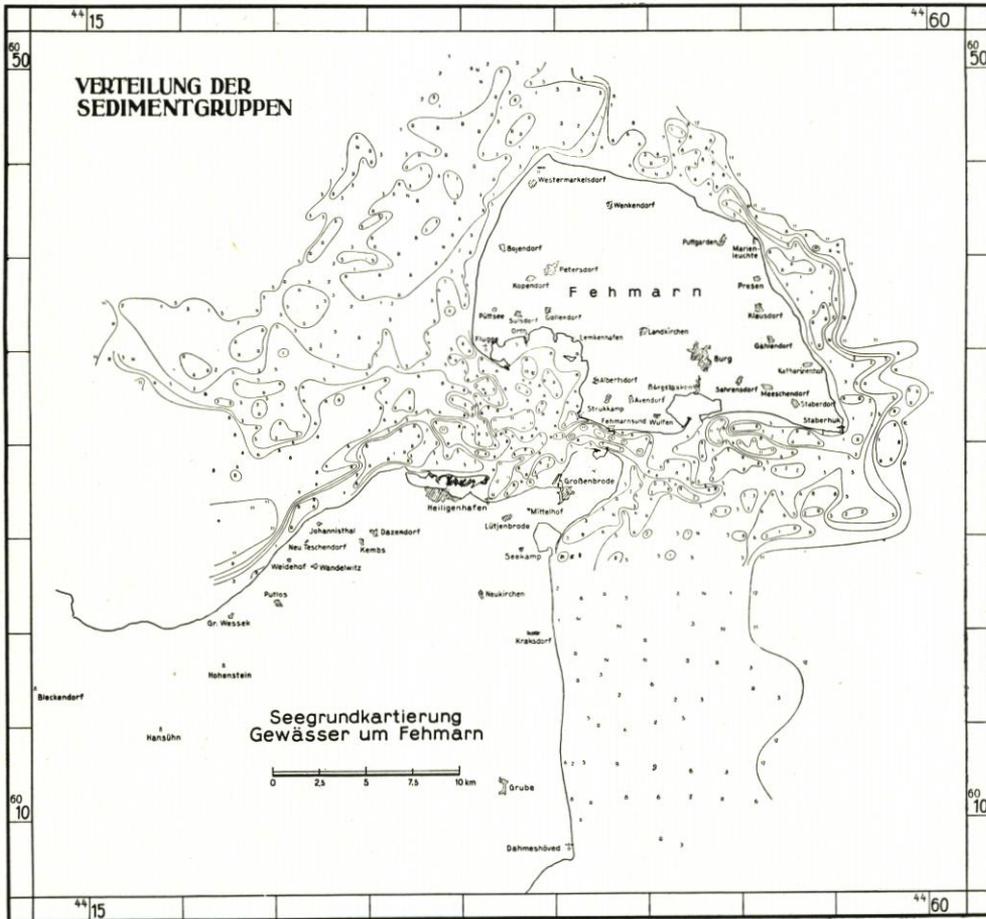


Abb. 14. Die Verteilung der Sedimentgruppen

Karte nicht immer ganz lückenlos, da bei der Probenentnahme das eine oder andere Glied übergangen sein kann. Ein Transport findet in der Richtung statt, in der die Linien einen weiten Abstand haben; denn in dieser Richtung ist eine vollständige Abfolge ausgebildet. Das Bild kann durch weitere kleine Liefergebiete, die in der Transportrichtung liegen, unübersichtlich werden. Aber diese Liefergebiete halten den Transport nicht auf, sondern stören ihn nur dadurch, daß sie in ein schon vorsortiertes Material neues hineinschütten. Daraus ergibt sich dann ein etwas gröberes und schlechter sortiertes Material, das aber dem transportierenden Medium in derselben Weise unterliegt wie vor der Störung.

Die auf diese Weise ermittelten Transportrichtungen sind auf der Karte der Abtragungs-

und Sedimentationsgebiete (Abb. 11) durch Pfeile wiedergegeben. Das gesamte Südostgebiet muß dabei von einer Betrachtung dieser Art ausgeschlossen bleiben, da es zu sehr differenziert ist und der Probenabstand für eine Analyse dieser Art nicht ausreicht.

Eine Haupttransportrichtung geht von der Abrasionsfläche westlich Fehmarns nach Südosten in das Gebiet zwischen dem Festland und Fehmarn und teilt sich in vier Zweige auf. Ein Teil geht am Krumsteert vorbei in die Orther Bucht, ein anderer versorgt das Schlickloch an der Ansteuerungstonne Fehmarnsund-West, ein dritter geht nach Südsüdost und bildet das schlickige Gebiet am Rande der Zone mit den Restsedimenten, während ein Teil auf das Schlickgebiet östlich des Graswarders trifft.

Diese Abrasionsfläche beliefert außerdem noch das Schlickgebiet in der Hohwachter Bucht in einem breiten Schüttungsfächer. Der Haupttransport in dieses Sedimentationsgebiet kommt in einem geschwungenen Bogen aus Nordosten, während aus Norden weniger Material angeliefert wird.

Ob und in welchem Maße von diesem Liefergebiet auch nach Westen transportiert wird, kann wegen der dort fehlenden Proben nicht gesagt werden. Ein geringer Transport ist aber anzunehmen (s. S. 80).

Die Kliffs von Putlos, Johannesthal und Heiligenhafen schütten nur in die küstennahe Sandanhäufungszone nach Osten am Stein- und Graswarder vorbei bis in das Schlickloch. In welchem Maße Material von ihnen nach Westen transportiert wird, kann hier nicht gesagt werden. Lediglich am Nordrand der Abrasionszone, die dem Heiligenhafener Kliff vorge-lagert ist, wird etwas nach Westen verfrachtet.

Im Fehmarnbelt kommt ein Materialtransport von der großen Abrasionsfläche her. Er versorgt das Puttgardener Riff und reicht etwa bis an dessen Ende. Ein nicht unerheblicher Teil kommt aber von Osten um die Ecke bei Marienleuchte und liefert etwa bis an das Ostende des Puttgardener Riffs.

Die kleine Abrasionsfläche vor dem Niobe-Denkmal spielt heute nur eine untergeordnete Rolle. Wie das Auftreten der vielen Steine dort anzeigt, ist die Abrasion heute schon weitgehend zum Stillstand gekommen. Der dort gefundene Torf hatte keine oder nur eine 1 cm mächtige Sandbedeckung. Das zeigt, daß es hier noch nicht zu einer Sedimentation gekommen ist.

Die Ostküste Fehmarns liefert ihr Material hauptsächlich in der oben beschriebenen Weise in den Fehmarnbelt oder aber nach Süden an Staberhuk vorbei. Auf See hinaus dürften von hier nur an einigen Stellen geringe Mengen gehen. In der Abfolge nach See zu spiegelt sich die überaus feine Zusammensetzung des Tarras wider, der hier bei Katharinenhof ansteht. Die Aufarbeitung dieses Materials hinterläßt auf dem Seegrund keine Spuren, da es nur als Schweb verfrachtet wird und erst weit auf See zur Ablagerung kommt. Außerdem fehlen ihm auch die Sandkomponenten, welche die Transportrichtungen anzeigen.

In den Fehmarnsund kommt Material sowohl vom Großenbroder Steinriff als auch von der Abrasionsfläche in der Orther Bucht. Ob auch von Osten in den Sund geliefert wird, kann hier nicht gesagt werden, da das Ostgebiet, wie bereits erwähnt, von dieser Betrachtung ausgeschlossen bleiben mußte.

C. Der Ursprung der Sedimente

Bisher konnte gezeigt werden, daß sich die in den Gewässern um Fehmarn angetroffenen Sedimente vom Geschiebemergel ableiten lassen. Es entsteht weiterhin die Frage, inwieweit das Material vom Küstenabbruch kommt oder ob es vom Meeresboden selbst stammt.

Das beim Küstenabbruch angelieferte Material kommt in den aufbereitenden und trans-

portierenden Bereich des Wassers, und zwar im Abschnitt der küstennahen Sandwanderzone. Brandung und Strömung führen das Feinste, also die Mehlsand-, Schluff- und Tonfraktionen, als Schweb hinweg, während das Grobe, also die Grobsand- sowie die Kiesfraktion und Steine, am Strand oder im näheren Strandbereich liegenbleiben. Die Fein- und Mittelsandfraktionen bleiben in der küstennahen Sandwanderzone und werden von den hier herrschenden küstenparallelen Brandungsströmungen verfrachtet, bauen die Sandriffe und an Buchten die Haken und Nehrungen auf (WIRTZ, 1949; SEIFERT, 1955 u. a.). Das grobe Material kann bei Sturmfluten zum Aufbau von Strandwällen Verwendung finden.

Die küstennahe Sandwanderzone wird durch die in ständiger Abrasion befindliche Abtragungszone begrenzt, in der sich feines Material nicht halten kann. Zwischen diesen beiden Zonen besteht eine ziemlich scharfe Grenze. Aus diesem Grunde ist wohl nicht anzunehmen, daß viel Material aus der küstennahen Sandwanderzone hinauskommt. Nur das als Schweb Verfrachtete geht ihr verloren und kommt erst in den Schlickgebieten zur Ablagerung. Lediglich bei Sturmfluten kann durch die stark gesteigerte Transportkraft des Wassers Sand in die Abtragungszone gelangen, wo es dann die groben Restsedimente mit einem dünnen Schleier bedeckt und später weitertransportiert wird. SEIFERT (1955) konnte für das Stein-Graswarderbecken berechnen, daß ein Teil der Grob- und Mittelsandfraktion fehlt. Das gilt aber nur lokal, denn weiter nördlich war die Bilanz ausgeglichen.

In der aktiven Abtragungszone wird das in dem Bereich der Angriffstiefe der Wellen am Seegrund „Anstehende“ von diesen aufgearbeitet und von den hier herrschenden Strömungen der Korngröße nach ausgewaschen. Dadurch wird das Gebiet langsam vertieft und so dem Angriff der Wellen und Strömungen zunehmend entzogen. Die Abtragung käme jetzt also zur Ruhe, wenn diese Zone nicht durch den fortschreitenden Küstenabbruch weiter zum Land hin vorrücken würde und so wieder frisches Material angegriffen werden könnte.

Die aus dieser Zone ausgewaschenen Fraktionen verhalten sich so, wie oben beim Küstenabbruch beschrieben wurde. Der Fein- und Mittelsand wird in die küstenferne Sandanhäufungszone verfrachtet und verbleibt hier, während die ganz feinen Fraktionen als Schweb abtransportiert werden und erst unter den ruhigen Verhältnissen der Schlickgebiete zum Absatz kommen.

Zusammenfassend kann also über den Ursprung der Sedimente gesagt werden, daß das durch den Küstenabbruch mobilisierte Material zum größten Teil in der Strandzone und der küstennahen Sandwanderzone verbleibt. Nur die feinsten Fraktionen werden abtransportiert, und bei Sturmfluten können auch die mittleren Fraktionen verlorengehen. Das Material der Abtragungszone und der küstenfernen Sandanhäufungszone stammt ausschließlich vom Meeresboden selbst.

Teil II

Veränderungen der Korngestalt während der Wanderung

I. Einführung

Form und Rundung sind schon oft Gegenstand von Untersuchungen gewesen. RUSSEL und TAYLOR (zitiert in PETTIJOHN, 1949 und KRUMBEIN u. PETTIJOHN, 1938) untersuchten Flußsande des Mississippi, PETTIJOHN und LUNDAHL (1943) Strandsande des Eriesees, und mehrere andere Autoren machten Versuche in Kugelmühlen (ANDERSON, 1926; JOHANNSEN u. MERRIT, 1926; ALLING, 1944 u. a.). Doch diese Ergebnisse widersprachen sich zum großen Teil, so daß wohl Theorien aufgestellt wurden, deren Auswertung aber aus Mangel an Beobachtungsmaterial noch nicht abgeschlossen werden konnte.

Um zur Klärung dieser Widersprüche beizutragen, wurden hier die Form und Rundung an zwei Probenserien — einer küstenfernen aus Wassertiefen von 5 bis 7 m und einer Strandserie — bestimmt, um die Unterschiede zwischen beiden aufzuzeigen und entsprechende Abhängigkeiten zu klären.

Die Fragestellung lautete:

1. Besteht eine Abhängigkeit der Form und der Rundung von dem Transportweg?
2. Besteht eine Abhängigkeit der Form und der Rundung von der Korngröße?
3. Wenn ja, lassen sich aus diesen Abhängigkeiten Schlüsse auf die Transportrichtung, die Transportart und die Transportstärke ziehen?

II. Die Begriffe Form und Rundung

Bevor die Ergebnisse der Untersuchungen beschrieben werden, sind noch einige wesentliche Fragen zu klären. Besondere Sorgfalt verdienen die Definitionen von Form und Rundung als Eigenschaften von Sandkörnern (nach WADELI, zit. in KRUMBEIN u. PETTIJOHN, 1938).

Die *F o r m* (sphericity oder shape im angloamerikanischen Sprachgebrauch) befaßt sich mit der äußeren Gestalt der Körner. Als Bezugskörper, d. h. als Körper mit der besten Form, gilt die Kugel.

Die *R u n d u n g* (roundness im angloamerikanischen Schrifttum) dagegen hängt von der Schärfe der Ecken und Kanten eines Körpers ab. Auch hier hat eine Kugel den höchsten Wert. Aber ein Zylinder, an dessen Enden Halbkugeln sind, hat genau den gleichen Rundungswert, jedoch je nach seiner Länge und Breite eine viel schlechtere Form. Dieser Unterschied zwischen den beiden Größen muß klar erkannt werden.

Die Wahl der Kugel als Bezugskörper kann willkürlich erscheinen. Doch hat sie einige Eigenschaften, die sie dafür geeignet machen. So hat die Kugel für ein gegebenes Volumen die kleinste Oberfläche aller Körper. Das bedeutet aber, daß sie bei konstantem Volumen und konstanter Dichte in einer Flüssigkeit die größte Sinkgeschwindigkeit aller Körper besitzt. Das bedingt wiederum die Trennung der kugeligen Teilchen von den weniger kugeligen gleicher Dichte und Größe. Dabei werden bei einem Suspensionstransport die kugeligen Teilchen zuerst abgesetzt, während die anderen noch weiter wandern. Das Gegenteil tritt aber bei einem Transport am Boden ein. Hier rollt und springt das kugelige Teilchen weiter, während die anderen liegenbleiben.

Wie weit diese theoretischen Voraussetzungen in dem Untersuchungsgebiet erfüllt sind, soll weiter unten bei Betrachtung der Untersuchungsergebnisse gezeigt werden.

A. Form- und rundungsbestimmende Faktoren

Es ist das Bestreben der natürlichen Kräfte, an Sandkörnern die Ecken und Kanten stärker anzugreifen als die Flächen. Diese verschwinden dadurch immer mehr, und die Körner werden fortschreitend verkleinert.

Jede Abnutzung, welche die Größe reduziert, wird ebenso Form, Rundung und Oberflächenstruktur des Korns beeinflussen. Aus dieser Folgerung ist aber nicht unbedingt zu schließen, daß z. B. bei der Größenreduktion eines Kornes durch Zerbrechen sowohl die Form als auch die Rundung geändert wird.

Welcher Art sind nun die Einflüsse, welche die Stärke der Abnutzung bestimmen?

Nach PETTIJOHN (1949) gilt folgende Gliederung über die während des Abnutzungsprozesses auf die sedimentären Teilchen wirkenden Einflüsse:

1. Ursprüngliche Größe, Form und Rundung
2. Materialeigenschaften
 - a. Mechanische Faktoren
 - aa. Härte oder Dauerhaftigkeit
 - bb. Primäre Strukturen
 - b. Chemische Faktoren
3. Transportierende Faktoren
 - a. Reichweite des Transports
 - b. Art des Transports
 - aa. Stärke der Bewegung
 - bb. Art der Bewegung und des Transports
 - cc. Art des transportierenden Mediums

Im folgenden sollen nur die wichtigsten Faktoren kurz besprochen werden.

Ursprüngliche Größe, Form und Rundung hängen von der Art des Ausgangsmaterials ab. Im Untersuchungsgebiet ist das hauptsächlich der Geschiebemergel. Er besteht sowohl aus kristallinen Trümmern als auch aus Sedimenten, die schon mindestens einen Sedimentationszyklus, bestehend aus Abrasion, Transport und Sedimentation, durchgemacht haben. Die ursprünglichen Form- und Rundungswerte der Körner sind aber durch den Transport im Eis in unbekanntem Umfang durch Zerbrechen zerstört worden, so daß der Geschiebemergel bezüglich seiner Form und Rundung als einheitliches Gestein betrachtet werden muß. Daraus folgt, daß der Rundungswert sehr schlecht sein muß.

Einen erheblichen Einfluß auf den Abnutzungsvorgang übt die Korngrößenverteilung des untersuchten Sediments aus¹⁾.

WENTWORTH (zit. in PETTIJOHN, 1949) zeigte experimentell, daß das Maß der Abnutzung

1. direkt von der Korngröße abhängt. Das heißt, je größer das Material ist, desto stärker ist auch die Abnutzung.
2. von der Größe des beigemengten Materials, d. h. von der Kornverteilung, abhängt. Je größer es ist, desto stärker ist die Abnutzung. Diese Beziehung ist aber nicht linear.

Als primäre Strukturen werden Klüftung und Spaltbarkeit zusammengefaßt. Beide bedingen das Zerbrechen der Körner, das nach PETTIJOHN (1949) unter experimentellen Bedingungen etwa zehnmal so schnell wirkt wie reine Abnutzung durch Rollen oder ähnliche Vorgänge. Auch hier besteht eine Abhängigkeit von dem beigemengten Material (ANDERSON, 1926). Grobes Material dient dabei als Schleifmittel und zerbricht die feineren Körner. Auch der Quarz weist nach SCHUMANN (1941) eine gewisse Spaltbarkeit auf.

Die Reichweite des Transports ist nicht gleich der Entfernung vom Ort der Abrasion bis zum Ort der Sedimentation, da die Teilchen durch die zeitlich schnell wechselnde Wasserbewegung ständig hin und her bewegt werden. Der tatsächliche Transportweg ist also größer als der gemessene.

B. Geologische Bedeutung von Form und Rundung

Im vorhergehenden Abschnitt wurden die Einflüsse besprochen, welche die Form- und Rundungsänderungen bewirken. Es taucht nun die Frage nach der geologischen Bedeutung von Form und Rundung auf.

THIEL (zit. in PETTIJOHN u. LUNDAHL, 1943) beobachtete bei einem Experiment über hundert Tage — das entspricht etwa einem Transport von 8 000 Meilen [rd. 13 000 km] — nur eine ganz geringe Rundungsänderung der Quarze. ANDERSON (1926) kam experimentell zu ähnlichen Ergebnissen und schloß aus diesem äußerst langsamen Vorgang, daß gutgerundete Körner bzw. solche mit guter Form schon sehr alt sein müssen, d. h., daß sie wohl schon mehrere Sedimentationszyklen, bestehend aus Abrasion, Transport und Sedimentation, durchgemacht haben müssen.

Aus diesen Ergebnissen schloß PETTIJOHN (1949), daß die Rundung ein guter Indikator für das Alter oder die Reife (maturity) eines Sediments ist. Dabei muß aber der Einfluß der Korngröße berücksichtigt werden. Ein gut gerundeter Kies ist wohl älter bzw. reifer als ein schlecht gerundeter, er ist aber nicht so alt wie ein gutgerundeter Sand, da der Kies viel schneller und bei kürzerem Transport gerundet wird.

Weitere Altersunterschiede können aus der Beziehung zwischen Korngröße und Rundung ersehen werden. Ein nur wenig transportiertes Sediment ist auch nur wenig abgenutzt, d. h. daß alle Korngrößen etwa dieselbe Rundung haben. Wenn aber eine enge Beziehung zwischen den Korngrößen einer Probe und der Rundung besteht, weist das auf eine längere Abrasionsgeschichte hin.

Die Form dagegen erfaßt nach PETTIJOHN (1949) mehr die Bedingungen, die im Augenblick der Anhäufung (Sedimentation) herrschten. Nur in geringem Maße wird die Form von der Abnutzung beeinflusst. Die runden Teilchen haben meist auch die kugelähnlichste Form. Ferner scheint die Endform eines Korns weitgehend von seiner Ausgangsform bestimmt zu sein. Die Form zeigt also weniger die Abrasionsgeschichte als die Sortierungsgeschichte des Sediments an. So werden z. B. die blättchenförmigen Glimmer eher mit den feinsten Sedimenten abgelagert als mit den gröberen Sanden, mit denen sie ursprünglich verbunden waren.

¹⁾ In diesem Zusammenhang soll erwähnt werden, daß die Anwendung des Ausdrucks Abrasion auf die Größenreduzierung zu Mißverständnissen führen kann. Man sollte das Wort Abrasion für die Abtragung von Gesteinen beibehalten, während der hier zu beschreibende Vorgang Kornverkleinerung genannt werden sollte. PETTIJOHN (1949) schließt letztere in die Abrasion ein.

C. Die Formsortierung

Bei Behandlung der Kugel als Bezug für die Form wurde schon erwähnt, daß es der Körper mit der größten Sinkgeschwindigkeit bei gegebenem Volumen und Dichte ist. Das bedeutet, daß bei einem Transport in Suspension die Teilchen mit guter Form eher abgesetzt werden als die schlecht-geformten. Bei einem Geschübetransport tritt das Gegenteil ein, da runde Körner leichter rollen als andere.

Da nach PETTIJOHN (1949) eine enge Beziehung zwischen Form und Rundung besteht, wird eine Formsortierung auch immer eine Rundungssortierung mit sich bringen. Daher sind wohl die gewöhnlich der Abnutzung zugeschriebenen fortlaufenden Änderungen der Rundung hauptsächlich das Ergebnis einer Formsortierung.

III. Die Untersuchungsergebnisse

A. Wahl der Bestimmungsmethode von Form und Rundung

Um die Form und die Rundung zu bestimmen, wurden mehrere Methoden ausgearbeitet. So haben PRATJE (1931) und MEYER-ABICH (1949) das Verhältnis der runden zu kantengerundeten zu kantigen Körnern bestimmt. Doch diese Methode ist zu subjektiv und daher ungenau. Andere Autoren (zit. nach KRUMBEIN u. PETTIJOHN, 1938) benutzten das Verhältnis der drei Radien eines Kornes. Doch besteht keine Einigung darüber, ob die Radien rechtwinklig zueinander liegen müssen oder nicht. Da diese Methoden alle mit einer gewissen Ungenauigkeit arbeiten, wurde für diese Untersuchung die zwar genauere, aber auch sehr zeitraubende Methode von WADELL (zit. nach KRUMBEIN u. PETTIJOHN, 1938) gewählt.

1. Definition der Form — WADELL benutzte die Kugel als Bezugskörper für die Formbestimmung, eine Wahl, deren Zweckmäßigkeit weiter oben schon begründet wurde. Er sprach von dem Formwert als einem Maß, mit dem man die Form anderer Körper mit der der Kugel vergleichen kann. Dieser Wert soll die Bedingungen im Augenblick der letzten Sedimentation anzeigen, insbesondere, ob der Niederschlag aus einer Suspension oder nach einem Geschübetransport erfolgte. Ein Wert, der dieses Verhalten zum Ausdruck bringen soll, muß also aus dem Verhältnis der dem Teilchen volumengleichen Kugeloberfläche und der tatsächlichen Oberfläche des Teilchens errechnet werden. Es ergibt sich demnach die Formel:

$$\Psi = \frac{s}{S}$$

s = Oberfläche der volumengleichen Kugel, S = tatsächliche Oberfläche des Kornes, Ψ = wahre Form. Es ist aber sehr schwer, die wahre Oberfläche eines Sandkorns zu messen. Daher gab WADELL eine Näherungsformel an, die von dieser nur gering abweicht. Sie lautet:

$$\Phi = \frac{dc}{Dc}$$

Dabei bedeutet dc = Durchmesser des zum gemessenen Korn flächengleichen Kreises, Dc = Durchmesser des kleinsten umschreibenden Kreises (= größter Durchmesser des Kornes), Φ = Form. Die Werte sind bei dieser Definition > 0 aber < 1 . Eine Kugel hat den Formwert 1. Fehler treten bei dieser vereinfachten Methode nur bei plattigen Körnern auf.

2. Definition der Rundung — Wie oben schon angeführt wurde, hängt die Rundung von der Schärfe der Ecken und Kanten ab. Mit zunehmender Rundung nehmen dabei die Kurvenradien der Ecken zu. Ein Zylinder mit Halbkugeln an den Enden, deren Kurvenradien gleich dem des größten eingeschriebenen Kreises sind, hat die gleiche Rundung wie eine Kugel. Daher definierte WADELL für die Rundung das Verhältnis aus dem durchschnittlichen Kurvenradius und dem Radius des größten eingeschriebenen Kreises:

$$P = \frac{\sum r}{N R}$$

Dabei bedeuten r = Kurvenradius der Ecke, R = Radius des größten eingeschriebenen Kreises, N = Anzahl der Ecken, P = Rundung.

Um vergleichbare Form- und Rundungswerte zu erhalten, müssen die zu untersuchenden Teilchen etwa auf den gleichen Durchmesser vergrößert werden. Das bedeutet, daß für die verschiedenen Korngrößen verschiedene Objektive und Okulare benutzt werden müssen. Als Einheitsgröße wurden hier etwa 5 cm gewählt. Das entspricht einer Fläche von etwa 2000 mm².

3. Durchführung der Analyse — Eine Anzahl Körner einer Siebfraktion wird auf

einen Objektträger gebracht. Eine Reinigung der Proben durch Kochen mit Salzsäure erwies sich bei den Proben von der Ostsee als überflüssig. Als Einbettungsmittel wurde nach einem Vorschlag von P_YE und P_YE (1943) ein Gemisch aus $\frac{2}{3}$ Wasser und $\frac{1}{3}$ Glycerin verwandt. Dieses Einbettungsmittel hat sich gut bewährt, da es die Kornumrisse gerade in der richtigen Stärke sichtbar macht. Dann wurden mit Hilfe eines ABBÉ'schen Zeichenspiegels mindestens 50 bis 100 Quarzkörner nach ihren Umrisen gezeichnet. Wie andere Untersuchungen zeigten (PETTIJOHN, 1949 und KRUMBEIN u. PETTIJOHN, 1938), reicht diese Zahl aus, um eine hinreichend genaue Verteilung über die jeweils untersuchte Probe zu geben.

Aus den so gezeichneten Kornumrisen wurden sodann mit einem Polarplanimeter die Flächen bestimmt und aus ihnen mittels eines Diagramms die Durchmesser der flächengleichen Kreise ermittelt. Der Durchmesser des kleinsten umschreibenden Kreises kann direkt mit einem Maßstab gemessen werden. Die Kurvenradien der einzelnen Ecken wurden mit einer Celluloidscheibe gemessen, auf der konzentrische Kreise im Abstand von 2 mm eingeritzt waren. Diese Scheibe wurde so auf die Zeichnung gelegt, daß sich der Kornumriß mit einem Kreis deckte, dessen Durchmesser dann abgezählt werden konnte. Mit derselben Kreisscheibe wurde auch der Radius des größten eingeschriebenen Kreises ermittelt.

Es muß hier erwähnt werden, daß die aus dem projizierten Bild ermittelten Formwerte um etwa 0,1 höher liegen, als dem tatsächlichen Formwert entspricht (PETTIJOHN, 1949).

B. Die Wahl der Fraktionen

Zur Darstellung einer Häufigkeitsverteilung werden allgemein Histogramme verwandt. Form und Rundung folgen den statistischen Gesetzen der Häufigkeit. Bei dieser Darstellungsart ist aber die Wahl der Fraktionen von Bedeutung.

Eine Fraktionseinteilung für die Rundung wurde von RUSSEL und TAYLOR (zit. nach PETTIJOHN, 1949) und von PETTIJOHN (1949) gegeben. Erstere wählten einen arithmetischen Maßstab, in dem die einzelnen Klassen verschieden groß waren. PETTIJOHN änderte diesen Maßstab um, und zwar in einen geometrischen mit fünf gleichgroßen Fraktionen. Diese Einteilung ist jedoch zu grob, um genügend feine Unterschiede aufzuzeigen. Daher wurde in dieser Arbeit die Fraktionseinteilung gewählt, die von POWERS (1953) vorgeschlagen wurde.

Tabelle 4
Rundungsklassen (nach POWERS)

Bezeichnung	Klassenintervalle	geometrisches Mittel
sehr eckig	0,12—0,17	0,14
eckig	0,17—0,25	0,21
mäßig eckig	0,25—0,35	0,30
mäßig gerundet	0,35—0,49	0,41
gerundet	0,49—0,70	0,59
gut gerundet	0,70—1,00	0,84

Das Verhältnis der oberen zur unteren Klassengrenze beträgt hier 0,7. Die Werte sind zum nächsten Hundertstel abgerundet.

Beschreibung der Rundungsgrade (nach PETTIJOHN, 1949 ergänzt):

Sehr eckig, 0,12—0,17: Zeigt keine Abnutzung. Ecken und Kanten völlig scharf. „Sekundäre Ecken“, das sind die vielen kleinen Erhabenheiten im Kornprofil, sehr häufig.

Eckig, 0,17—0,25: Zeigt nur wenig Abnutzung. Ecken und Kanten noch scharf. Sekundäre Ecken häufig.

Mäßig eckig, 0,25—0,35: Zeigt eindeutige Abnutzungseffekte. Die Teilchen haben noch ihre ursprüngliche Form, die Flächen sind unberührt; die Ecken und Kanten sind in einem gewissen Ausmaß gerundet. Sekundäre Ecken zahlreich, etwa 10 bis 20.

Mäßig gerundet, 0,35—0,49: Zeigt schon beträchtliche Abnutzung. Die Ecken und Kanten sind zu sanften Kurven gerundet, und die ursprünglichen Flächen sind erheblich reduziert, aber die ursprüngliche Kornform ist noch deutlich. Sekundäre Ecken stark gerundet, etwa 5 bis 10.

Gerundet, 0,49—0,70: Ursprüngliche Flächen fast vollständig zerstört. Alle Ecken und Kanten bilden weiche Kurven. Sekundäre Ecken kaum noch vorhanden, etwa 0 bis 5. Ursprüngliche Form noch erkennbar.

Gut gerundet, 0,70—1,00: Keine ursprünglichen Flächen, Ecken oder Kanten mehr. Die ganze

Oberfläche besteht aus breiten Kurven. Flache Stellen fehlen. Keine sekundären Ecken mehr. Die ursprüngliche Form kann noch geahnt werden.

Für die Form bestand bisher noch keine Klasseneinteilung. Daher wurde die folgende aus den hier gewonnenen Ergebnissen geschaffen:

Tabelle 5
Formklassen

Bezeichnung	Klassenintervall	geometrisches Mittel
nadelförmig	0,35—0,42	0,39
lang gestreckt	0,42—0,50	0,46
länglich	0,50—0,60	0,55
lang elliptisch	0,60—0,70	0,65
elliptisch	0,70—0,85	0,77
kreisförmig	0,85—1,00	0,92

Das Verhältnis der oberen Grenze zur unteren Grenze beträgt 0,83. Beide Tabellen beginnen nicht mit Null. Es zeigt sich nämlich (PETTIJOHN, 1949 und POWERS, 1953), daß Form und Rundung den Wert Null nie erreichen. An frisch gebrochenem Quarz wurde in der Projektion ein Formwert von 0,7 bis 0,72 gemessen. Am Kalkstein betrug er 0,65, während der Rundungswert bei 0,13 lag (PETTIJOHN, 1949). In dieser Untersuchung lag der niedrigste Rundungswert bei 0,138 und der niedrigste Formwert bei 0,55.

C. Die Korngröße der untersuchten Proben

Wie bereits weiter oben ausgeführt wurde, hängen Form und Rundung sowohl von der Korngröße als auch von der Kornverteilung, d. h. von der Anwesenheit grober Körner ab. Daher sollen der Erörterung der gefundenen Ergebnisse die Korngrößenanalysen der untersuchten Proben vorangestellt werden (Tabelle 6). Die Kornverteilungen werden hier nicht in der Form der Histogramme, sondern als Siebanalysen gegeben, da die Form- und Rundungsuntersuchungen in diesen Fraktionen durchgeführt wurden.

Tabelle 6
Siebanalysen der untersuchten Proben

Nr.	mm > 1	1—0,5	0,5—0,4	0,4—0,3	0,3—0,2	0,2—0,1	0,1—0,06	< 0,06	Md
Geschiebemergel									
382a	7,3	7,0	3,4	5,9	9,5	13,4	9,7	43,8	0,08
359	18,5	6,1	3,2	4,4	7,8	6,8	12,4	40,8	0,099
Strandsand									
1	0,6	22,6	3,8	50,4	3,7	18,9	0,1	—	0,35
3	0,5	12,9	2,7	40,5	34,5	8,6	0,3	—	0,32
5	0,2	4,8	1,8	48,8	40,0	4,2	0,2	—	0,31
7	0,1	3,0	1,2	36,4	49,6	9,4	0,3	—	0,28
9	—	6,5	3,2	66,7	1,1	22,5	+	—	0,34
11	0,2	13,8	1,3	44,0	36,5	4,1	0,1	—	0,34
15	0,1	1,8	0,2	17,6	0,4	79,7	0,2	—	0,15
17	—	3,2	0,4	17,3	1,5	77,4	0,2	—	0,16
Seesand									
400	52,4	18,3	7,3	12,9	6,1	2,5	0,2	—	1,27
648	25,0	6,2	3,6	15,0	26,4	21,2	2,4	0,3	0,3
649	1,5	22,5	18,1	34,2	17,0	6,0	—	—	0,37
650	—	8,3	12,5	25,0	17,5	34,8	1,0	—	0,27
651	0,1	3,3	11,0	31,5	17,7	35,5	0,8	—	0,24
652	0,1	2,4	3,4	32,5	38,8	22,7	0,3	+	0,27
653	+	0,3	0,3	2,1	41,5	54,4	1,1	—	0,19
654	0,5	4,7	5,8	41,1	18,9	28,4	0,5	—	0,3
656	—	0,8	1,1	19,1	38,0	36,4	3,6	0,2	0,22
22	0,2	0,2	0,1	0,6	2,6	28,1	39,4	28,6	0,085

D. Der Form- und Rundungsgrad

Zur Darstellung der Form- und Rundungswerte wurde häufig der Durchschnittswert der Verteilung gewählt. Doch ist dieses sehr ungünstig, da er mit der Verteilung selbst nichts zu tun hat; denn eine Verteilung mit einem Maximum im Groben und einem im Feinen hat denselben Durchschnittswert wie eine solche mit einem Maximum in der Mitte. Der Durchschnittswert kann also eine Verteilung nicht mit hinreichender Genauigkeit wiedergeben. Daher wird hier ein Wert als Form- bzw. Rundungsgrad vorgeschlagen, der die Verteilung recht genau charakterisiert und vor allem auch in der Statistik allgemein angewandt wird.

$$R = \frac{h \cdot f}{100}$$

Es bedeuten: R = Rundungsgrad, h = Häufigkeit oder Prozentanteil jeder Fraktion, f = geometrisches Mittel jeder Fraktion, das logarithmisch ermittelt werden muß. Als Formgrad wird der gleiche Wert definiert.

E. Form und Rundung des Geschiebemergels

Um das Ausgangsgestein mit den Sanden vergleichen zu können, wurden zwei Geschiebemergelproben aus dem Untersuchungsgebiet auf ihre Form und Rundung untersucht. Beide wurden mit dem Bodengreifer aus dem Seegebiet zwischen Heiligenhafen und Fehmarn entnommen. Sie lagen jeweils unter einem dünnen Grobsandschleier mit Steinen, und zwar Probe Nr. 382 a in 9 m und Probe 359 in 6 m Wassertiefe.

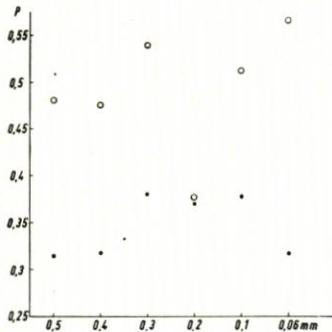


Abb. 15. Beziehung zwischen Rundung und Korngröße beim Geschiebemergel

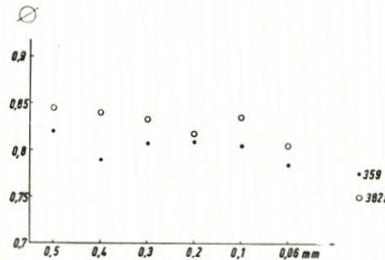


Abb. 16. Beziehung zwischen Form und Korngröße beim Geschiebemergel. Die Ordinatenwerte der Abb. 16 beziehen sich auf die Form

Wie bereits oben erwähnt wurde, zeigt die Rundung das Alter bzw. die Reife eines Sediments, d. h. seine Abrasionsgeschichte an. Besonders ist aber die Beziehung zwischen Rundung und Korn-durchmesser ein guter Indikator hierfür.

In Abbildung 15 sind auf der Abszisse die Korndurchmesser und auf der Ordinate der Rundungs-grad P aufgetragen. Sie zeigt deutlich, daß hier keine Beziehung besteht. Die einzelnen Korngrößen haben alle einen etwa gleich schlechten Rundungsgrad. Lediglich bei Probe 382 a fällt die Fraktion 0,3 bis 0,2 mm durch ihren sehr niedrigen Wert aus der Reihe.

Nach dem oben Gesagten bedeutet das, daß der Geschiebemergel noch frisch ist und noch keine Abrasionsgeschichte durchgemacht hat. Die Abnutzung durch den Eistransport kann man nicht dazu rechnen, da erst durch ihn die Körner zerbrochen und der Geschiebemergel als Ausgangsgestein für diese Untersuchung geschaffen wurde.

Bei der Form dagegen verhält es sich anders. Hier besteht eine, wenn auch schwache Beziehung zwischen Korngröße und Form in der Art, daß kleinere Korngrößen einen niedrigeren Formwert haben als größere (Abb. 16). Diese Beziehung ist insofern verständlich, als die Form eines Teilchens weitgehend von seiner Ausgangsform abhängt.

Besteht eine Abhängigkeit sowohl der Rundung als auch der Form von der Korngröße, so müs-sen sie auch untereinander abhängig sein. Da aber eine Beziehung zwischen Rundung und Korngröße hier fehlt, kann auch eine solche zwischen Rundung und Form nicht erwartet werden. Abbildung 17 bestätigt diesen Schluß.

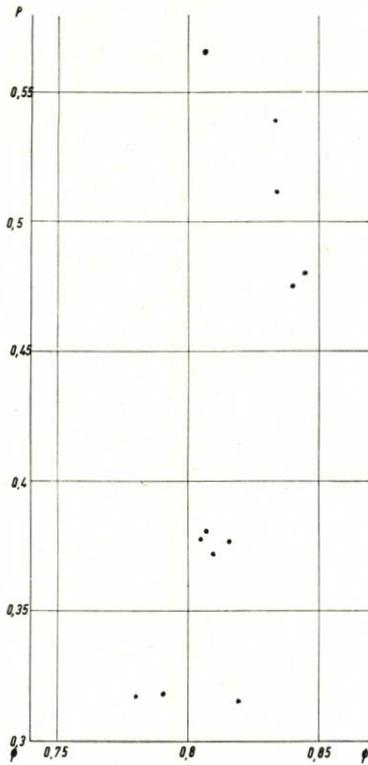


Abb. 17. Beziehung zwischen Form und Rundung beim Geschiebemergel

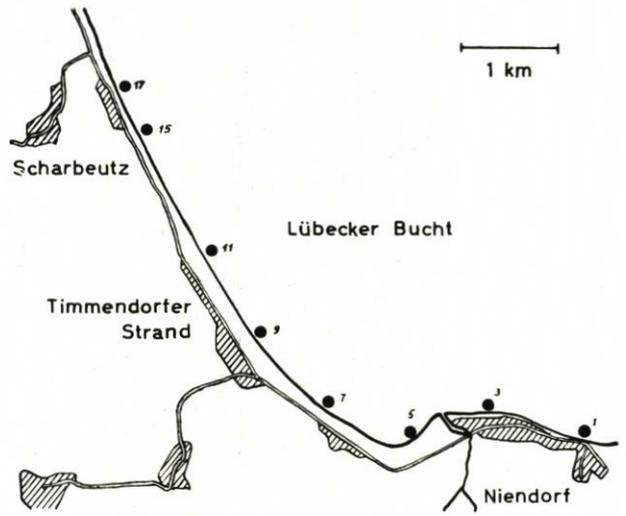


Abb. 18. Entnahmepunkte der Strandproben

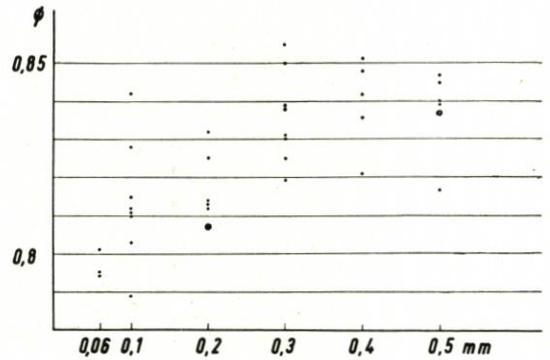


Abb. 21. Beziehung zwischen Form und Korngröße beim Strandsand

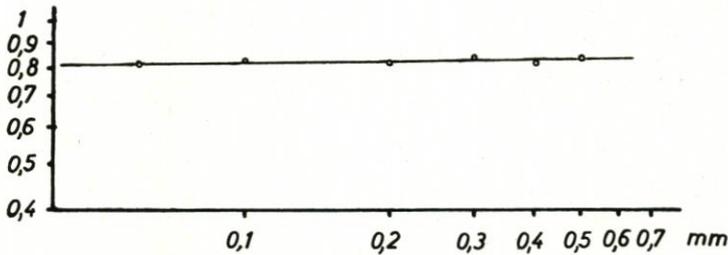


Abb. 22. Beziehung zwischen log Form und log Korngröße beim Strandsand

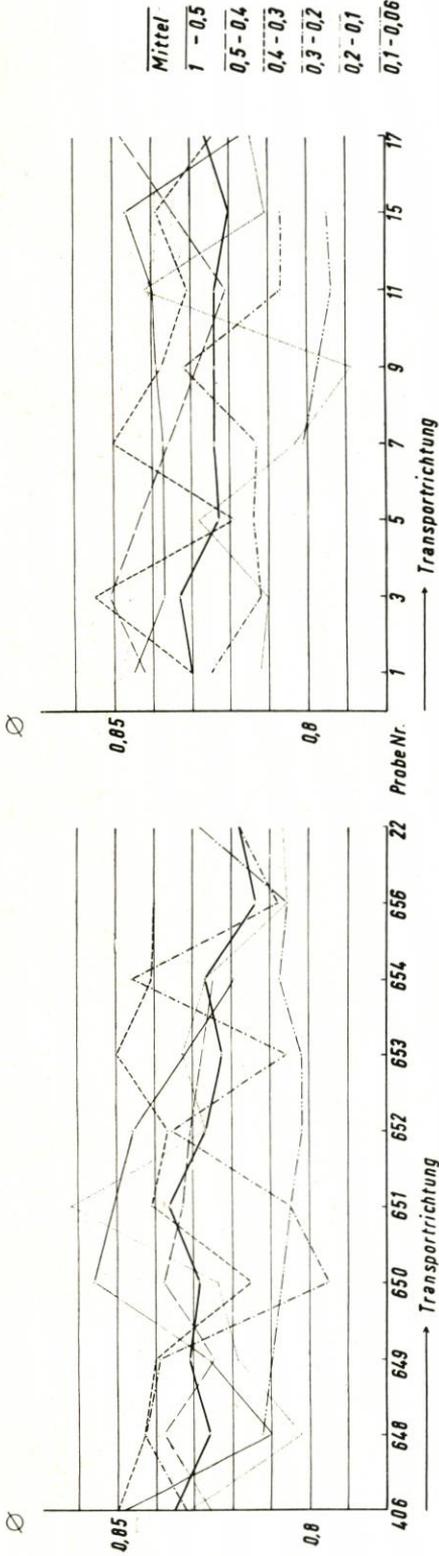


Abb. 19. Beziehung zwischen Form und Entfernung beim Strandsand

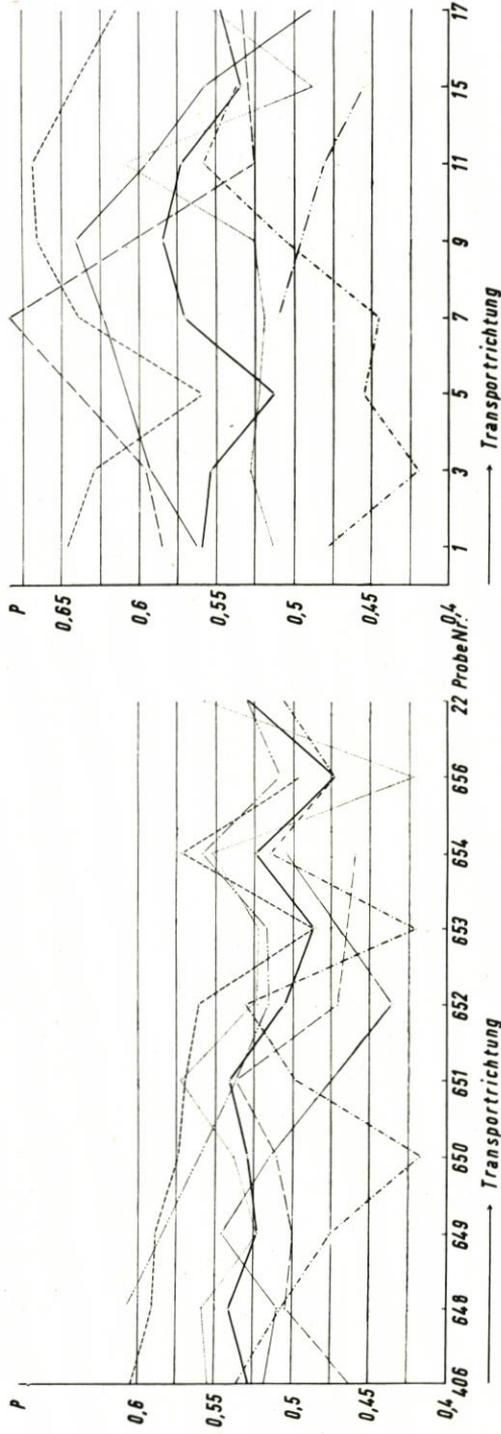


Abb. 20. Beziehung zwischen Rundung und Entfernung beim Strandsand

Obgleich die beiden untersuchten Proben in ihren Werten voneinander abweichen, kann man sie doch in der Art zusammen behandeln, wie es hier geschehen ist, da die Verteilung der Werte beider Proben sehr ähnlich ist.

F. Form und Rundung beim Strandsand

Die Untersuchung erstreckte sich auf acht Strandproben. Sie stammen vom Strand der Lübecker Bucht und liegen zwischen Niendorf und Scharbeutz (Abb. 18). Die Proben wurden von Herrn Dipl.-Geol. OTTO entnommen und für diese Untersuchung freundlicherweise zur Verfügung gestellt, wofür ihm auch an dieser Stelle gedankt sei. OTTO (1952) hat diese Proben sedimentpetrographisch untersucht und eine Transportrichtung von Probe Nr. 1 nach Probe Nr. 17 festgestellt.

1. Form, Rundung und Entfernung — Die Formwerte schwanken in Abhängigkeit von der Entfernung nur in einem schmalen Bereich, während die Werte der einzelnen Korngrößenfraktionen ± stark variieren (Abb. 19). Daher ist es gewagt, hier eine Beziehung herauslesen zu wollen. Es kann nur gesagt werden, daß die Form in der Transportrichtung etwa gleich bleibt.

Bei der Abhängigkeit der Rundung von der Entfernung (Abb. 20) schwanken die Werte der einzelnen Korngrößenfraktionen sehr stark. Doch lassen sie im allgemeinen einen leichten Abfall in der Transportrichtung erkennen. Lediglich die Fraktionen 0,3—0,2 mm und 0,2 bis 0,1 mm steigen in der Transportrichtung an. Die Kurve der Gesamtfraktion — sie wurde über alle Werte gemittelt und nicht gemessen — läßt keine Beziehung erkennen. Sie verläuft etwa sinusförmig, obwohl ihre Endwerte niedriger liegen als die Anfangswerte.

2. Form, Rundung und Korngröße — Abbildung 21 läßt eine Beziehung zwischen Form und Korngröße ahnen, obgleich die Werte recht gut beieinanderliegen. Trägt man aber statt der absoluten Werte die Logarithmen von Form und Korngröße auf, so lassen sie sich durch eine Gerade verbinden (Abb. 22).

Das bedeutet aber, daß eine mathematische Beziehung in der Art $y = mx^n$ besteht. Aus den zur Verfügung stehenden Daten läßt sich die Gleichung der Kurve $y = 0,86 x^{0,028}$ berechnen. Daraus geht hervor, daß für den hier untersuchten Korngrößenbereich von 0,06 mm bis 1 mm und den Formbereich von 0 bis 1 die Beziehung Form—

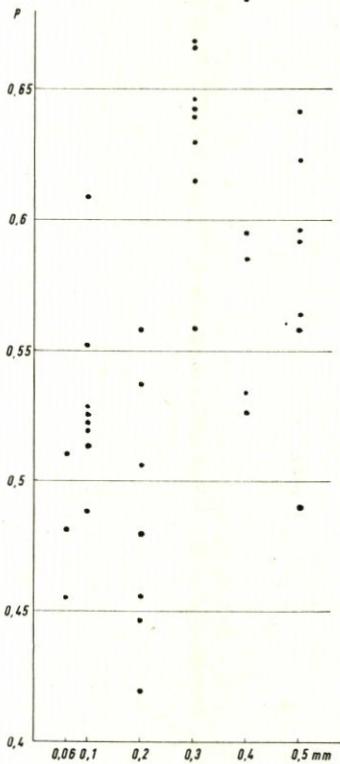


Abb. 23. Beziehung zwischen Rundung und Korngröße beim Strandsand

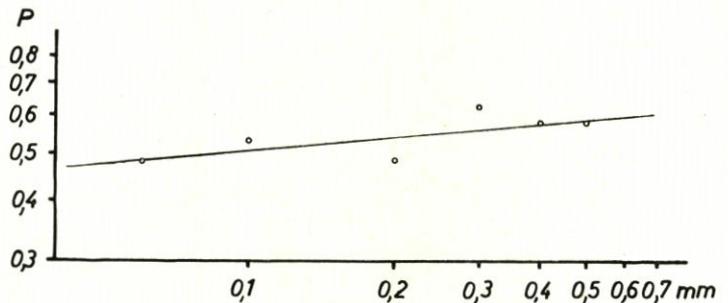


Abb. 24. Beziehung zwischen log Rundung und log Korngröße beim Strandsand

Korngröße einer Parabel folgt. Das bedeutet, daß der Formwert bei kleineren Korngrößen schneller ansteigt als bei größeren. PETTIJOHN (1949) konnte eine ähnliche Beziehung feststellen, doch genügten seine Daten nicht zur Ermittlung der Gleichung.

An dieser Stelle muß ausdrücklich betont werden, daß solche Gleichungen nur in dem Bereich der Definition gelten, zu der sie errechnet wurden. In diesem Fall heißt das, daß sie nur für Formwerte von 0 bis 1 gelten, da definitionsgemäß keine höheren Formwerte auftreten können, und für den Korngrößenbereich von 1 bis 0,06 mm. Man muß also mit Extrapolationen aus diesen Gleichungen vorsichtig

sein, obwohl sie gute Vergleichsmöglichkeiten geben. Diese Einschränkung gilt in der gleichen Weise für die später zu behandelnden Gleichungen.

Der Rundungsgrad ist in Abbildung 23 in Abhängigkeit von der Korngröße dargestellt worden. Die Werte schwanken verhältnismäßig stark. Auffällig ist deren starker Abfall in der Fraktion 0,3—0,2 mm. In der nächst feineren Fraktion steigen sie wieder an. Trägt man auch hier wieder die Logarithmen auf, so wird die Beziehung Rundung—Korngröße deutlich (Abb. 24). Sie ließ sich berechnen und lautet: $y = 0,63 \times 0,096$. Das bedeutet aber wiederum, daß die großen Fraktionen besser gerundet sind als die feineren.

Der erwähnte Abfall der Fraktion 0,3—0,2 mm kann so gedeutet werden, daß in dieser Fraktion eine Änderung der Transportart eingetreten ist. Welcher Art diese gewesen ist, muß noch offengelassen werden. Hier können weitere Untersuchungen ansetzen.

3. Form und Rundung — Da eine Abhängigkeit sowohl der Form als auch der Rundung von der Korngröße besteht, müssen diese auch voneinander abhängig sein. In Abbildung 25 ist auf der Abszisse die Form und auf der Ordinate die Rundung aufgetragen. Die Werte streuen nur sehr wenig, so daß also eine gute Beziehung, und zwar eine lineare zwischen ihnen zu erkennen ist. Die Gleichung der Geraden konnte berechnet werden und ergibt den Ausdruck: $y = 6,21 x - 4,58$. Das bedeutet, daß mit zunehmendem Formwert auch der Rundungswert ansteigt. Allerdings ändert sich der letztere erheblich stärker. Bei einer Zunahme des Formwerts um 3,7 % ändert sich der Rundungswert um 59,3 % in einer Entfernung von 7 km. PETTIJOHN (1949) stellte am Strandsand des Erieeses bei einem Anstieg des Formwerts um 7,9 % eine Zunahme des Rundungswerts um 35,8 % fest. Der Transportweg betrug hier 13 km. Der Unterschied zwischen den beiden Strandsanden ist also erheblich. Hier läuft die Gerade viel steiler. Das bedeutet aber, daß die Formsortierung am Strandsand der Lübecker Bucht bei kleinerem Transportweg erheblich weiter fortgeschritten ist, daß also der oben herausgestellte Unterschied ein Maß für die Stärke des Vorganges ist.

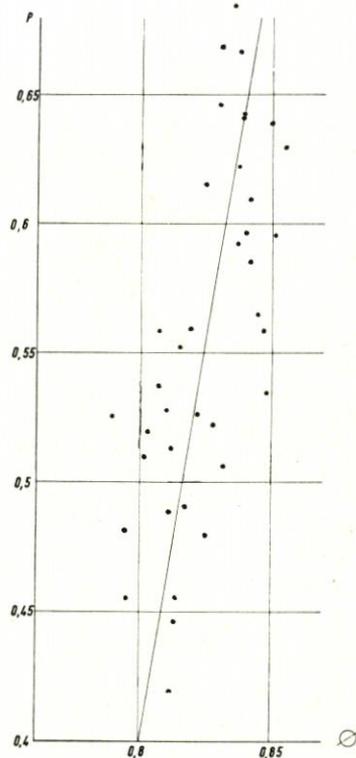


Abb. 25. Beziehung zwischen Form und Rundung beim Strandsand

G. Form und Rundung beim Seesand

Um etwaige Unterschiede festzustellen, wurde eine Serie von zehn unter Wasser entnommenen Proben untersucht. Diese liegen auf einem Profil parallel der Küste vor Heiligenhafen (Abb. 26).

Die Wassertiefe beträgt im Durchschnitt etwa 7 m. Die Transportrichtung wurde durch andere Methoden bestimmt (s. S. 84 ff.). Sie verläuft von Westen nach Osten, also von Probe Nr. 400 nach Probe Nr. 22. Die Proben Nr. 400 und 648 liegen noch auf der Abrasionsfläche vor dem Heiligenhafener Kliff, während die Probe Nr. 22 aus dem Schlickgebiet östlich des Graswarders stammt.

1. Form, Rundung und Entfernung — Die Kurvenschar der Formgrade hat zwar eine erhebliche Breite, jedoch schwankt die einzelne Kurve nicht stark (Abb. 27 auf S. 95). Die Kurven zeigen einen allgemeinen Abfall in der Transportrichtung, also eine Abnahme des Formwerts an. Obgleich diese nur gering ist — die Kurve der Gesamtprobe sinkt von 0,835 auf 0,818 oder um 2,04 % in einer Entfernung von 7 km —, ist sie doch deutlich erkennbar. Die Proben Nr. 400 und 648 von der Abrasionsfläche fallen hier nicht aus dem Rahmen des ganzen Kurvenverlaufs heraus.

Der Rundungsgrad läßt ebenfalls eine deutliche Abhängigkeit von der Entfernung erkennen. Das zeigt sich durch eine Verschlechterung des Rundungswerts in der Transportrichtung (Abb. 28 auf S. 95). Obgleich hier die einzelnen Kurven stark schwanken, nimmt jedoch jede Korngrößenfraktion bis auf die von 0,3 bis 0,2 mm bis zur Probe Nr. 654 ab. Letztere bringt einen starken Anstieg in allen Fraktionen, und die Proben dahinter weisen erhebliche Schwankungen auf, so daß eine Tendenz nicht mehr zu erkennen ist. Eine Erklärung dieser Erscheinung gibt die Karte der Abtragungs- und Sedimentationsgebiete (Abb. 11). In ihr sind die

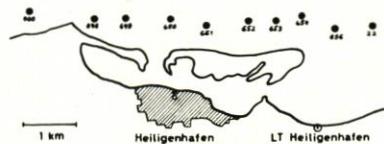


Abb. 26. Entnahmepunkte der Seeproben

Transportrichtungen eingetragen, die nach dem Stammbaum der Sedimente (s. S. 84 ff.) ermittelt wurden. Der Pfeil, der von der Abrasionsfläche westlich Fehmarn nach Südosten auf den Graswarder weist, zeigt auf die Probe Nr. 654. So ist also die starke Schwankung des Rundungsgrads in den letzten Proben dieser Serie durch eine Zufuhr fremden Materials mit anderer Rundung zu erklären. Da die Rundungswerte im Anschluß an diese Probe durch fremde Zufuhr gestört sind, kann man den Abfall der Kurve auch nur bis hierher ermitteln. Die Gesamtprobe sinkt von 0,528 auf 0,478 oder um 7,8 % in einer Entfernung von 5 km. PETTIJOHN und LUNDAHL (1943) stellten am Strand des Eriesees eine Abnahme von 8 % in 13 km fest. Die Größenordnung der Abnahme ist also etwa die gleiche, allerdings in der doppelten Entfernung. Das dürfte für eine erheblich stärkere Wasserbewegung im Untersuchungsgebiet sprechen.

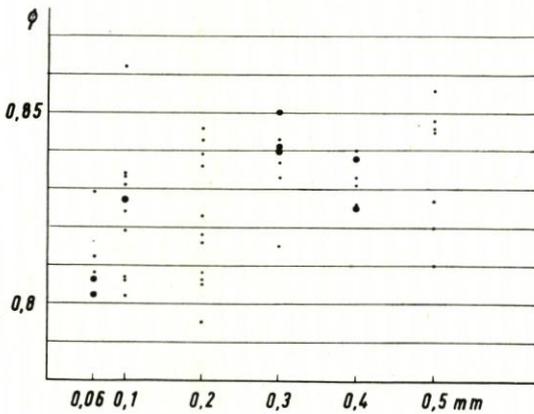


Abb. 29. Beziehung zwischen Form und Korngröße beim Seesand

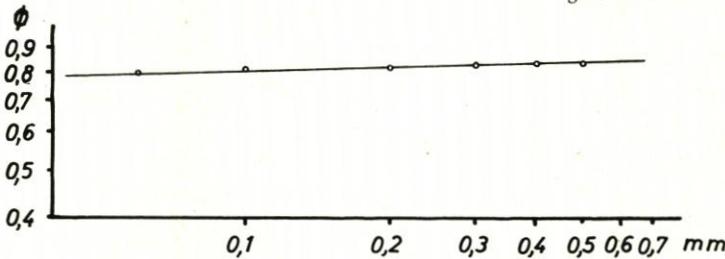


Abb. 30. Beziehung zwischen log Form und log Korngröße beim Seesand

Abbildung 31 stellt die Abhängigkeit des Rundungsgrades von der Korngröße dar. Wenn auch die Werte sehr stark schwanken, so ist trotzdem der scharfe Abfall der Kornfraktion 0,3—0,2 mm zu erkennen. Eine Erklärung wurde schon oben (s. S. 97) gegeben.

Abbildung 32 läßt eine Beziehung zwischen log Rundung und log Korngröße erkennen. Die Gleichung lautet: $y = 0,49 x^{-0,027}$. Das bedeutet, daß die Abhängigkeit einer Hyperbel folgt, daß also hier die Rundung mit abnehmender Korngröße besser wird. Die Änderung ist bei groben Korngrößen geringer als bei feinen.

Über die Gefahr und die Bedeutung dieser Gleichungen wurde schon weiter oben gesprochen.

3. Form und Rundung — Auch hier muß eine Abhängigkeit von Form und Rundung untereinander bestehen. Abbildung 33 gibt diese Beziehung wieder. Sie scheint ebenfalls linear zu sein. Leider streuen die Werte zu sehr, als daß man die Gleichung ausrechnen könnte. Aus der Lage der Punkte kann geschlossen werden, daß die Gerade noch steiler als die der Strandproben ansteigt, daß also die Formsortierung noch weiter fortgeschritten ist. Eine endgültige Klärung kann jedoch nur durch weitere Untersuchungen dieser Art gegeben werden.

Die beiden Proben von der Abrasionsfläche Nr. 400 und Nr. 648 ordnen sich in den allgemeinen Kurvenverlauf gut ein.

Die Erscheinung der Rundungsabnahme in der Transportrichtung deutet auf einen Transport in Suspension hin (s. S. 90), da bei dieser Transportart die gut gerundeten Körner wegen ihrer größeren Sinkgeschwindigkeit eher liegen bleiben als schlechter gerundete. Selbstverständlich herrscht wegen der stärkeren Wasserbewegung hier auch eine stärkere Abnutzung der Körner. Da diese aber sehr langsam vor sich geht, wird trotzdem die Sortierung die Abnutzung überwiegen.

2. Form, Rundung und Korngröße — Die Beziehung zwischen Form und Korngröße ist in Abbildung 29 dargestellt. In ihr ist eine Zunahme des Formwerts mit einer gleichzeitigen Zunahme der Korngröße zu erkennen. Die Abhängigkeit wird durch die Logarithmen der Form und der Korngröße deutlicher (Abb. 30). Sie verläuft hier wie beim Strandsand der Lübecker Bucht auf einer Parabel. Die Gleichung lautet: $y = 0,85 x^{0,013}$. Hier ist die Neigung der Geraden geringer, also die Öffnung der Parabel etwas kleiner. Das bedeutet, daß bei kleineren Korngrößen die Änderung erheblich stärker, während sie bei den größeren fast linear, also kaum vorhanden ist.

Abbildung 31 stellt die Abhängigkeit des Rundungsgrades von der Korngröße dar. Wenn auch die Werte sehr stark schwanken, so ist trotzdem der scharfe Abfall der Kornfraktion 0,3—0,2 mm zu erkennen. Eine Erklärung wurde schon oben (s. S. 97) gegeben.

H. Geologische Deutung

In dem vorangehenden Abschnitt wurden die Untersuchungsergebnisse der Geschiebemergel-, Strandsand- und Seesandproben beschrieben. Im folgenden sollen nun die Unterschiede noch einmal gegenübergestellt werden.

Es konnte gezeigt werden, daß die Rundung des Geschiebemergels erheblich schlechter ist als die des Strand- und des Seesandes. Dieses Ergebnis war zu erwarten. Beim Transport durch das Eis ist also die Rundung durch das Zerbrechen der Quarzkörner verschlechtert worden. Die Form dagegen blieb \pm gleich und wurde nur wenig verändert. Die Rundungsverteilung des Geschiebemergels hat aber denselben Charakter wie die der anderen Proben, nur daß sie zur schlechteren Rundung hin verschoben ist. Die bessere Rundung der Sande gegenüber dem Geschiebemergel kann durch Sortierung oder Abnutzung erklärt werden. Bei einer Deutung durch Sortierung bleibt die Frage nach dem Verbleib der schlecht gerundeten Körner.

PETTIJOHN und LUNDAHL (1943) kamen auf Grund der experimentellen Ergebnisse ANDERSONS (1926) unter anderem zu folgendem Schluß: „Schlußfolgerungen, die darauf beruhen, daß Größen-, Form- und Rundungsänderungen von der Abrasion herühren, sind stark verdächtig.“ Die Experimente, auf denen diese Behauptung basiert, liefen aber maximal hundert Tage, während der Abrasions- und Abnutzungsvorgang im Untersuchungsgebiet mehr als 6000 Jahre andauert. Es ist wohl anzunehmen, daß in dieser langen Zeit auch Quarzkörner durch die Wasserbewegung abgenutzt werden. PETTIJOHN und LUNDAHL (1943) haben leider keine Rundungswerte der jeweiligen Ausgangsgesteine veröffentlicht, so daß also ein Vergleich hier nicht angestellt werden kann.

Aus der Beziehung von Form und Rundung zur Entfernung kann aus den untersuchten Strandproben keine Abhängigkeit abgelesen werden. Allerdings zeigen die Strandproben von PETTIJOHN und LUNDAHL (1943) deutlich eine Abhängigkeit der Rundung von der Entfernung. Es muß hier dahingestellt bleiben, ob es sich bei ihnen um ein Zufallsergebnis handelt oder ob an der Lübecker Bucht andere Einflüsse, etwa Zufuhr von See her, die Beziehung stören.

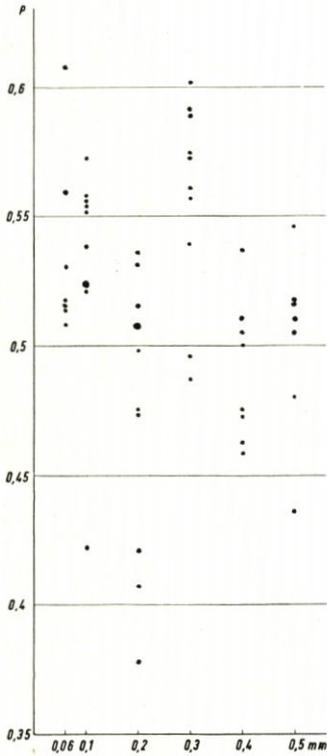


Abb. 31. Beziehung zwischen Rundung und Korngröße beim Seesand

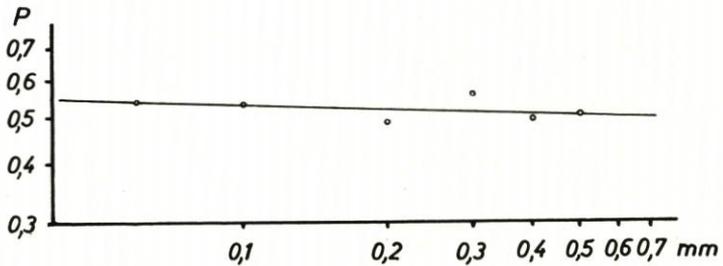


Abb. 32. Beziehung zwischen log Rundung und log Korngröße beim Seesand

Im Gegensatz zu den Strandsandproben zeigen die Seesandproben eine deutliche Abnahme des Form- und Rundungswerts in der Transportrichtung. Diese Erscheinung läßt sich durch Sortierung beim Transport in Suspension erklären. Die runden Teilchen werden dabei wegen ihrer größeren Sinkgeschwindigkeit eher abgesetzt als die eckigen.

Die Abhängigkeit der Form von der Korngröße ergibt in beiden Fällen eine Parabel. Der einzige Unterschied liegt darin, daß diese bei den Seesandproben in den kleinsten Korngrößen erheblich steiler und bei den größeren viel langsamer ansteigt als bei den Strandsandproben.

Die Abhängigkeit der Rundung von der Korngröße ergibt beim Strandsand ebenfalls eine Parabel, beim Seesand dagegen eine Hyperbel. Ersteres stimmt gut mit PETTIJOHN und LUNDAHL (1943) überein. Lediglich der Exponent ist hier etwas kleiner, d. h. die Rundung nimmt hier in den kleineren Korngrößen erheblich schneller zu als am Eriesee, während sie sich bei den größeren nur noch wenig ändert.

Die Abhängigkeit der Rundung von der Korngröße in einer Hyperbel bedeutet, daß sie mit ab-

nehmender Korngröße zunimmt. Daraus ist zu schließen, daß der Seesand in den untersuchten Korngrößen im Gegensatz zum Strandsand in Suspension transportiert wird.

Die Abhängigkeit von Form und Rundung untereinander verläuft in allen Fällen linear und fehlt nur beim Geschiebemergel. Bei den Seesandproben dürfte diese Beziehung ebenfalls bestehen, doch ließ sich wegen der Schwankungsbreite keine Gleichung aufstellen. Der Anstieg der Geraden gibt die Änderung der Rundung mit der Form. Am Strandsand des Eriesees steigt sie flacher an als am Strandsand der Lübecker Bucht und hier wahrscheinlich flacher als beim Seesand. Diese Unterschiede lassen Schlüsse auf die Heftigkeit des Sortierungsvorgangs, also auf die Stärke der Bewegung zu.

Es wird dadurch klar, daß Unterschiede zwischen Strand- und Seesand bestehen. Man kann sie wohl vergleichen, darf aber die in einer bestimmten Umgebung gewonnenen Ergebnisse nicht ohne weiteres verallgemeinern oder sie auf andere Umgebungen übertragen.

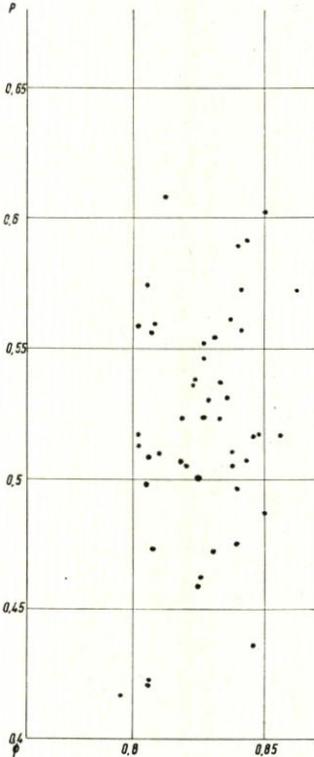


Abb. 33. Beziehung zwischen Form und Rundung beim Seesand

IV. Zusammenfassung von Teil I und II

In den Gewässern um Fehmarn konnte eine eingehende Seegrundkartierung vorgenommen werden. Dabei wurden die fünf Sedimentationszonen im Sinne PRATJES auch in diesem räumlich engbegrenzten und küstennahen Gebiet bestätigt und ihre durch die Sedimente bedingten Unterschiede deutlich herausgestellt.

Die Auswaschung der Restsedimente konnte ermittelt und dabei gezeigt werden, daß der Kies schon vollständig ausgewaschen ist, während der Grobsand noch stark angegriffen und der Mittelsand nur in ganz geringem Maße ausgewaschen wird. Hieraus ergibt sich für das Endprodukt der Auswaschung ein grober Kies mit einem Mittel- bis Grobsand.

An Hand eines „Stammbaums der Sedimente“ ließ sich die Entstehung der Sedimente in den einzelnen Zonen durch die Aufarbeitung des Ausgangsgesteins, in diesem Falle des Geschiebemergels, aufzeigen.

Auf Grund der lückenlosen Abfolge im Stammbaum der Sedimente konnten die Transportrichtungen ermittelt und in einer Karte dargestellt werden.

An drei verschiedenen Probenserien, zwei Geschiebemergelproben als Ausgangsgestein, acht Strandsandproben und zehn Seesandproben wurden Form- und Rundungsbestimmungen vorgenommen und mit anderen schon vorliegenden Untersuchungen verglichen.

So ließ sich zeigen, daß die Sandfraktionen des Geschiebemergels während der Abrasionszeit von etwa 6000 Jahren in der westlichen Ostsee erheblich gerundet wurden, während sich die Form kaum geändert hat.

Die Unterschiede zwischen Strand- und Seesand konnten aufgezeigt werden. Während Form und Rundung des Strandsandes im Gegensatz zu PETTIJOHN und LUNDAHL (1943) keine Abhängigkeit von der Entfernung zeigen, nimmt die Rundung des Seesandes mit der Entfernung vom Ausgangsort ab. Diese Erscheinung ließ sich mit einem Transport der untersuchten Proben in Suspension erklären.

Der Geschiebemergel zeigt keine Abhängigkeit der Form und der Rundung von der Korngröße. Diese Erscheinung war auf Grund des Eistransports zu erwarten. Daher besteht auch keine Abhängigkeit von Form und Rundung untereinander.

Beim Strand- und Seesand folgt diese Abhängigkeit einer Parabel. Lediglich die Rundung des Seesandes entspricht in ihrer Beziehung zur Korngröße einer Hyperbel.

Die Abhängigkeit von Form und Rundung untereinander war in beiden Fällen linear.

Die Gleichung dieser Kurven konnte berechnet werden. Obgleich sie nur für einen ganz bestimmten Definitionsbereich gelten, lassen ihre Vergleiche Schlüsse auf die Transportart und die Transportstärke zu.

Daraus ergab sich, daß der Strandsand als Geschübe und der Seesand in Suspension bewegt wird. Der Sortierungsvorgang ist auf Grund unterschiedlicher Transportkraft am Eriesee weniger weit als an der Lübecker Bucht und hier weniger weit als beim Seesand fortgeschritten.

V. Schriftenverzeichnis

1. ALLING, H. L.: Grain analyses of minerals of sand size in ball mills. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **14**, No. 3, 1944.
2. ALLING, H. L.: Initial shape and roundness of sedimentary rock mineral particles of sand size. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **20**, No. 3, 1943.
3. ANDERSON, G. E.: Experiments of the rate of wear of sand grains. *Jour. Geol.* Vol. **34**, 1926.
4. BRAND, G.: Sedimentpetrographische Untersuchungen zum Erkennen der Sandwanderungsvorgänge am Strand, im Flachwasser und dem daran anschließenden Seegebiet. *Meyniana*, Veröff. Geol. Inst. Univ. Kiel, **4**, Kiel 1955.
5. v. BÜLOW, K.: Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz an der südlichen Ostsee zwischen Trave und Swine. Beiheft *Geologie*, **10/1954**, Berlin 1954.
6. CORRENS, C. W.: Grundsätzliches zur Darstellung der Korngrößenverteilung. *Cbl. f. Min. etc.* Abt. A, **1**, 1934.
7. DECHEND, W.: Sedimentpetrologische Untersuchungen zur Frage der Sandumlagerungen im Watt Nordfrieslands. *Dtsch. Hydr. Z.* **3**, 1950.
8. DOEGLAS, D. J. de: Interpretatie van Korrelgrootte Analyses. *Verh. Geol. Mijnb. Gen. Deel XV*, 1950.
9. FENCHEL, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung der Streupräparatanalyse. *N. Jahrb. f. Min. Monatshefte* H. 7 u. 8, 1953.
10. GRIFFITHS, J. C.: Estimation of error in grain size analyses. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **23**, No. 2, 1953.
11. GRIPENBERG, St.: A study of the sediments of the North Baltic and the adjoining seas. *Fennia* **60**, 1934.
12. GROBA, E.: Neue Ergebnisse morphologischer und geologischer Untersuchungen in der mittleren und südlichen Ostsee. *Freiberger Forschungshefte* H. c5, 1953.
13. GROUT, F. F.: The use of calculations in petrology. A study for students. *Jour. Geol.* Vol. **34**, 1926.
14. GRY, H.: Eine Methode zur Charakterisierung der Kornverteilung klastischer Sedimente. *Geol. Rundsch.* **29**, 1938.
15. HOUGH, J. L.: Sediments of Cape Cod Bay, Massachusetts. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **12**, No. 1, 1942.
16. INMAN, D. L.: Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **19**, No. 2, 1949.
17. JARKE, J.: Die Unterschiede in der Sedimentation vor der Ost- und Westküste Schleswig-Holsteins. *Diss. Kiel*, 1948.
18. JARKE, J.: Die Sedimentation in den schleswig-holsteinischen Förden. *Schr. Nat. Wiss. Ver. S.H.* **25**, 1951.
19. JOHANNSEN, A. u. MERRIT, C. H.: Comparative losses in crushing and sifting rock minerals. *Jour. Geol.* **34**, 1926.
20. KÖSTER, R.: Die Morphologie der Strandwall-Landschaften und die erdgeschichtliche Entwicklung der Küsten Ostwagriens und Fehmarns. *Meyniana*, Veröff. Geol. Inst. Univ. Kiel, **4**, Kiel 1955.
21. KRUMBEIN, W. C. u. PETTIJOHN, F. J.: *Manual of sedimentary Petrographie*. New York 1938.
22. KING, C. A. M.: Depth of disturbance of sand on sea beaches by waves. *Jour. Sed.* Vol. **21**, No. 3, 1950.
23. KUENEN, Ph. H.: *Marine Geology*. New York 1950.
24. MARSCHNER, A. W.: A method for the size analysis of sand on a number frequency basis. *Jour. Sed. Pet.* **23**, No. 1, 1953.
25. MENARD, H. W.: Sediment movement in relation to current velocity. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **20**, No. 3, 1950.
26. MEYER-ABICH, H.: Die Sedimente von Borkum Riffgrund. Eine regional statistische Untersuchung. *Diss. Hamburg* 1949.
27. OTTO, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an der Küste der inneren Lübecker Bucht. *Die Küste* **1**, 1952.
28. PETTIJOHN, F. J.: *Sedimentary Rocks*. New York 1949.
29. PETTIJOHN, F. J. u. LUNDAHL, A. C.: Shape and roundness of Lake Erie beach sands. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **13**, No. 2, 1943.
30. PINCUS, H. J.: Investigations of Lake Erie sediments, Vicinity of Sandusky, Ohio. *Geol. Surv. Rep. Inv.* No. 9, 1950.
31. PINCUS, H. J.: *Investigations of Lake Erie shore erosion*. Columbus 1953

32. POWERS, M. G.: A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **23**, No. 2, 1953.
33. PRATJE, O.: Die Sedimente der Deutschen Bucht. *Aus Geol. Paläont. Inst. Univ. Königsberg Pr. u. Biol. Anst. Helgoland* 1931.
34. PRATJE, O.: Die marinen Sedimente als Abbildung ihrer Umwelt und ihre Auswertung durch die regional statistische Methode. *Fortschr. Geol. usw.* **11**, 35, 1932a.
35. PRATJE, O.: Der Verbleib des Abbruchmaterials der Samlandküste. Ein Beispiel für die Abbildung von Strömungen in küstennahen Sedimenten. *Schr. Phys. Ökon. Ges. Königsberg Pr.* 1932b.
36. PRATJE, O.: Sind die Bodenprofile aus den Röhrenloten ohne Unterbrechungen? *Ann. Hydr. usw.*, 1934 a.
37. PRATJE, O.: Die Ausdeutbarkeit der Sedimente. *Geol. Rundsch.* **29**, 1938.
38. PRATJE, O.: Die Sedimentation in der südlichen Ostsee. *Ann. Hydr. usw.*, 1939.
39. PRATJE, O.: Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler Sedimente. *Dtsch. Hydr. Z.* **1**, 1948 a.
40. PRATJE, O.: Die Schwankungen der Sedimentzusammensetzung auf engstem Raum und ihre Untersuchungsmethoden. *Dtsch. Hydr. Z.* **1**, 1948 b.
41. PRATJE, O.: Eine neue Lotröhre und ihre erste Erprobung. *Dtsch. Hydr. Z.* **3**, 1950 a.
42. PRATJE, O.: Erfahrungen bei der Gewinnung von Grundproben vom fahrenden Schiff. *Dtsch. Hydr. Z.* **1**, 1952 a.
43. PRATJE, O.: Die Erfahrungen bei der Gewinnung von rezenten marinen Sedimenten in den letzten 25 Jahren. *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg.* **50**, 1952 b.
44. PRATJE, O. u. SCHÜLER, F.: Bodenkartierung des Seegebietes Hoofden (südliche Nordsee) mit Hilfe von Grundproben und Echogrammen. *Dtsch. Hydr. Z.* **5**, 1952.
45. PYE, W. D.: Rapid methods for making sedimentational analyses of arenaceous sediments. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **13**, No. 3, 1943.
46. PYE, W. D. u. PYE, M. H.: Sphericity determination of pebbles and sand grains. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **13**, No. 1, 1943.
47. RITTENHOUSE, G.: A visual method of estimating two-dimensional sphericity. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **13**, No. 2, 1943.
48. RITTENHOUSE, G. u. CONNAUGHTON, M. P.: Errors of sampling sands for mechanical analyses. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **14**, No. 1, 1944.
49. RUCK, K. W.: Seegrundkartierung der Lübecker Bucht. *Die Küste* **2**, 1952.
50. SCHMITZ, H.: Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglacialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. *Ber. Deutsch. Botan. Ges. Bd.* **67**, 1953.
51. SCHNEIDERHÖHN, P.: Untersuchungen zur Siebanalyse von Sanden und zur Darstellung ihrer Ergebnisse. *N. Jb. Min. Abhdl.* **85**, 1953.
52. SCHUMANN, H.: Zur Korngestalt der Quarze in Sanden. *Chemie d. Erde* **14**, 1941.
53. SEIFERT, G.: Die Steilufer als Materiallieferanten der Sandwanderung. *Meyniana, Veröff. Geol. Inst. Univ. Kiel.* **4**, 1955.
54. SEIFERT, G.: Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholzniederung bei Heiligenhafen. *Meyniana, Veröff. Geol. Inst. Univ. Kiel.* **4**, Kiel 1955 b.
55. SIMON, W. G.: Untersuchungsergebnisse an Grundproben aus der Außenelbe und ihre Ausdeutung hinsichtlich der Sandwanderung. *Mitt. Geol. Landesamt Hamburg* 1952.
56. SINDOWSKI, K.: Sedimentpetrographische Methoden zur Untersuchung sandiger Sedimente. *Geol. Rdsch.* **29**, 1938.
57. SZADZECZY-KARDOSS, E. v.: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. *Cbl. f. Min. etc. Abt. b*, 1933.
58. TANNER, W. F. u. MALLANS, P.: Sorting of Canadian river, Oklahoma, sands. *Jour. Sed. Pet.* Vol. **20**, No. 4, 1950.
59. TAPPER, E.: Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. *Geol. Meere u. Binnengew.* **4**, 1944.
60. WIRTZ, D.: Die Beziehungen zwischen submariner Abtragung und Sandwanderung an der Küste Pommerns. *Mitt. Geol. Staatsinst. H.* **18**, 1949.

Zwei Knickböden in Dithmarschen¹⁾

Von Henning Hebestreit

Inhalt

Einleitung	103
I. Bisherige Anschauungen	104
II. Eigene Untersuchungen	107
a) Die Bodenprofile	107
1. Oeverwisch	107
2. Dellweg	110
b) Die Korngrößenverteilung	112
c) Die Wasserbewegung	113
III. Auswertung und vergleichende Betrachtung	117
IV. Zusammenfassung	121
V. Schriftenverzeichnis	123

Einleitung

Der Mensch greift ständig in den Ablauf des Naturgeschehens ein. Daraus erwächst ihm die Verpflichtung, sich immer wieder Rechenschaft über Ziel und Auswirkung seiner Tätigkeit abzulegen. Abgesehen von der ethischen Einstellung ist die eingehende Kenntnis der natürlichen Entwicklungsabläufe eine wesentliche Voraussetzung dafür. Folgerichtig bezog die Bodenkunde immer stärker den Entwicklungsgedanken in ihre Betrachtungen ein, je mehr sie nicht nur eine Bestandsaufnahme zum Ziel hatte, sondern richtungweisend sein wollte für sinnvolles Verhalten.

Der landwirtschaftlichen Praxis ist seit langem bekannt, daß die Leistungsfähigkeit der Böden im Laufe der Zeit nachläßt, wenn man ihnen nicht die nötige Pflege angedeihen läßt. Die Beobachtungen der wissenschaftlichen Bodenkunde zeigen, daß viele Böden einem Alterungsprozeß unterworfen sind. So entwickeln sich z. B. aus dem basenarmen Material der Geestände unter natürlichen Bedingungen die wenig leistungsfähigen Ortsteinböden. Besonders eindrucksvoll ist es, im Gebirge die Bodenentwicklung zu studieren. Man kann hier auf engem Raum eine vollständige Typenreihe vom Protoranker bis zum Podsol antreffen.

Es lag nahe, auch im Aufbau der Marschböden die Auswirkung eines ähnlichen Entwicklungsgeschehens zu vermuten.

Unmittelbar an der Küste finden sich kalkreiche Böden, die in landwirtschaftlicher Nutzung außerordentlich hohe Leistungen zeitigen. Je weiter man sich von der Küste entfernt, desto mehr nimmt im allgemeinen der Kalkgehalt der oberen Bodenlagen ab. Immer häufiger findet man auch Zonen mit höherem Tongehalt, die gleichzeitig geringere Leistungsfähigkeit des

¹⁾ Anmerkung: Die nachstehenden Untersuchungen sind von Herrn Professor Dr. Jens IWERSEN (†) angeregt worden. Ihre Durchführung wurde mit ERP-Mitteln und einer Beihilfe des Schleswig-Holsteinischen Kultusministeriums möglich. Darüber hinaus hat eine große Zahl von Dienststellen und Einzelpersonen zum Gelingen beigetragen. Die Voruntersuchungen sind durch die Hilfe der Forschungsstelle Westküste, die Feuchtemessungen durch die Landwirtschaftsschule Heide ermöglicht worden. — Die vielfältige Hilfe und das Interesse, das die Untersuchungen fanden, waren dem Verfasser immer wieder eine Ermutigung und bedeuten ihm weiterhin Verpflichtung. Allen Helfern und Förderern sei an dieser Stelle aufrichtig gedankt.

Bodens zu bedingen scheinen. Ähnliche Beobachtungen hatte man bei der Betrachtung der Entwicklung von Kalksteinböden gemacht. Was lag also näher, als zu vermuten, daß auch der Marschboden eine Entwicklung durchmacht, die KUBIENA (1948) folgendermaßen beschreibt:

„Die Marschböden gehören zu jenen Bodenbildungen, bei denen in den Endphasen der Entwicklung sehr auffallende Alterungsphänomene in Erscheinung treten. Mit der Entkalkung und Versauerung wird die Tonsubstanz stark beweglich, bei genügendem Skelettgehalt des Gefüges tritt Durchschlammung ein. Unmittelbar unter der Krume kommt es zur Ausbildung eines außerordentlich dichten zähen Illuvialhorizontes, der als Knick bezeichnet wird. Er ist für Wasser und für die Pflanzenwurzeln fast undurchlässig und setzt darum die Leistungsfähigkeit des Bodens stark herab.“

In der Tat finden sich fast überall vor dem Geestrand in der alten Marsch Böden mit einer Lage, die landläufig als Knick (Hochdeutsch), Knik (Prov. Groningen), Knip (Prov. Friesland), Stört (Eiderstedt), Bint (Nordfriesland), Twog (Dithmarschen), Dwoog (Altes Land) bezeichnet wird²⁾. In unmittelbarer Küstennähe, also in der jüngeren Marsch, scheinen Bodenbildungen dieses Namens nicht aufzutreten. Man könnte also ohne nähere Prüfung den Knick als einen durch Bodenalterung entstandenen Horizont ((7)) bezeichnen, wenn nicht einige Gedanken zu beachten wären, die in folgendem kurz aufgezählt seien:

1. Das Profil zeigt fast immer schichtigen Aufbau — abgesehen von den oberen Lagen ((11)).
2. Die Vorstellung, daß Ton durch Ton hindurchgewaschen werden könne, widerspricht unseren bisherigen Kenntnissen vom Verhalten der Tone.
3. Die Kartierung von Marschböden zeigt, daß sich andere Einflüsse als die Alterung stärker auf den Profilaufbau auswirken.
4. Die Alterungsgeschwindigkeit des schweren Marschbodens wird überschätzt, wenn man annimmt, daß sich bereits in einem Jahrtausend dezimeter-mächtige Illuvialhorizonte bilden können.
5. Die Marsch ist ein Sediment. Man muß also sedimentologische Methoden zur Beschaffung der Beurteilungsgrundlagen verwenden, bevor eine gesicherte Aussage möglich ist.

Eine schlüssige Deutung des Knick steht noch aus. Ebenso fehlt bis jetzt noch eine Definition des Begriffs. Vielmehr ist der Ausdruck bislang nur ein Sammelname für eine Lage im Boden, die landwirtschaftliche Erträge unsicher macht und teilweise zur einseitigen Nutzung zwingt. Darum ist es sowohl für die Wissenschaft als auch für die Praxis von großem Wert, Näheres über Eigenschaften und Entstehung des Knick zu erfahren. Es gilt also die Frage zu klären, welche wesentlichen Merkmale den Knick von den übrigen Lagen im Marschprofil unterscheiden und auf welche Weise er entstanden ist. Die Antwort wird durch eine einzige Forschungsarbeit noch nicht zu finden sein, doch kann durch kritische Betrachtung der Literatur und den Vergleich des Knick mit ähnlichen Bildungen anderer Böden die Lösung vorbereitet werden. Dabei dürfte es ratsam sein, das Augenmerk auf die Gewinnung exakter Unterlagen über die physikalischen Gegebenheiten zu richten, weil in dieser Hinsicht noch wenig Material vorliegt. Darüber hinaus haben Betrachtung und bildliche Darstellung großen Wert, denn sie erleichtern eine Deutung des Gesamtmaterials wesentlich.

I. Bisherige Anschauungen

Der Knick scheint in allen Marschgebieten weit verbreitet zu sein. Er zieht frühzeitig das Interesse auf sich. Bereits 1818 beschreibt AHRENDT (1818) Böden mit einer Lage ((11)), die er als Knick bezeichnet. Seither beschäftigt sich eine große Zahl von Veröffentlichungen in der

²⁾ Vgl. Aufstellung „Begriffe und Benennungen“ auf S. 122/23. Jahreszahlen in einfacher Klammer verweisen auf das Schriftenverzeichnis, Zahlen in Doppelklammer auf die Zusammenstellung der „Begriffe und Benennungen“ auf S. 122.

landwirtschaftlichen Literatur mit dieser Erscheinung (VAN BEMMELEN, 1866; GRAF, 1953; HERRMANN, 1943; HISSINK, 1933; v. NITZSCH, 1933; VAN SCHUYLENBORGH u. VEENENBOS, 1940; TÜXEN, 1937).

Die Beschreibungen widersprechen sich in einigen Punkten, doch besteht Übereinstimmung in folgendem:

Der Knick zeigt prismatische oder Säulen-Struktur, ist in feuchtem Zustand außerordentlich zäh und wird nach dem Austrocknen steinhart. Die meisten Verfasser vermerken seine geringe Durchlässigkeit ((5)) und vermuten, daß er der Durchwurzelung ungewöhnlichen Widerstand entgegengesetzt. Als Färbung wird grau, blau, rötlich und schwarz angegeben. Die Angaben über den Kalkgehalt weichen stark voneinander ab.

Man erkennt unschwer, daß allen Beschreibungen die gleiche Erscheinung zugrunde liegt. Der verschiedenartigen Deutung entspringen die Meinungsverschiedenheiten. Ihren Niederschlag finden die unterschiedlichen Auffassungen im bodenkundlichen Schrifttum:

SCHUCHT (1913) deutet den Knick als ein Ergebnis der Bodenentwicklung und beschreibt ihn als „... Ortstein in den Schlickböden der Nordseemarschen“. Auch HISSINK und VAN DER SPEK (1938) vertreten eine ähnliche Meinung. Sie nehmen an, daß die älteren Marschböden in gleicher Weise sedimentiert seien wie die jüngeren, und setzen voraus, daß sie ursprünglich in mechanischem Aufbau und Kalkgehalt den jüngeren Marschböden geglichen hätten. Gestützt auf die Ergebnisse VAN BEMMELENS (1866), der eine Beziehung zwischen Entkalkungsgrad und Alter der Seemarsch nachwies, stellen sie die Hypothese auf, daß der Knick das Ergebnis einer Bodenalterung sei. Nach ihrer Vorstellung spielt sich folgender Prozeß ab:

Durch absickerndes CO_2 haltiges Wasser vermindert sich der Kalkgehalt des Bodens. Bei Überstauung während der nassen Jahreszeit wird Fe^{+++} reduziert und dadurch zum Teil löslich, so daß es mit dem Grundwasser abwärts geführt werden kann. Bei niedrigen Sommerwasserständen wird das gelöste Fe^{++} zu Fe^{+++} oxydiert, wenn Luft in den Boden eindringt. Seine Verbindungen scheiden sich nesterweise in Höhe der Grundwasseroberfläche ab und verkitten die Bodenteilchen. Durch Kalkmangel bildet sich in der Krume saurer Humus, der ebenfalls die Eisenwanderung begünstigt. In kalkhaltiger oder trockener Umgebung kommt diese Bewegung zum Stillstand; es entstehen Adern braunen Eisenhumats. Wo der Kalk bereits ausgewaschen ist und geringe Basensättigung herrscht, geraten feinste Tonteilchen — die ursprünglich ausgeflockt unbeweglich lagen — in Suspension und werden damit beweglich. Über der verkittenden Eisenoxydlage und in den feineren Kapillaren können sie sich wieder festsetzen. Durch diese Vorgänge entsteht ein Knickhorizont, der langsam an Mächtigkeit zunimmt und die Bauern zwingt, vom Ackerbau zur Weidenutzung überzugehen.

Ähnliche Vorstellungen führen KUBIENA (1948) zu der Annahme, der Knick sei ein Illuvialhorizont, also durch Einschlämmen von Tonsubstanz entstanden. Er fordert damit eine verhältnismäßig rasch verlaufende Bodenentwicklung ((2)), deren Endphase die gealterte „Knickmarsch“ ((9)) ist. MÜCKENHAUSEN (1953) sieht die Bezeichnung „Knickaltmarsch“ vor.

Die Entkalkung spielt eine wesentliche Rolle für den Vorgang der so gedachten Knickbildung. ZUUR (1930) nimmt für das Dollartgebiet eine Abnahme des Kalkgehalts um 1 % in 25 Jahren an. Auch MASCHHAUPT (1948) schließt aus Untersuchungen im Südwesten der Niederlande auf eine Entkalkung, die hier nach seiner Auffassung 1 % in 60 bis 70 Jahren beträgt. EDELMAN (1950) und LÜTTMER (1952) kommen dagegen zu der Auffassung, daß die bisherigen Berechnungen des Kalkverlustes zu hoch liegen. Sie ermitteln für Marschböden eine durchschnittliche Kalkgehaltsabnahme von 1 % im Jahrhundert.

Eine andere Auffassung von der Knickbildung setzt sich nach den Vorarbeiten von OOSTING (1938) durch die Kartierungsergebnisse EDELMANS (1950) und seiner Schüler (7, 32, 33) durch. Ihnen verdanken wir eingehende Beschreibungen von Knickböden, aus denen sie

folgen, daß die Sedimentationsbedingungen gegenüber der Bodenentwicklung weit größere Bedeutung haben — sowohl für den Basengehalt als auch für den mechanischen Aufbau.

Nicht jeder Marschboden braucht ursprünglich kalkreich gewesen zu sein, wie LÜTTMER (1952) am Beispiel der Böden des Rheiderlandes deutlich macht: Man darf weder die Ca-Konzentration noch die Verteilung der suspendierten Teilchen im überfluteten Meerwasser als gleichartig annehmen. Beide ändern sich unter den Einflüssen, denen sie während des Transports über die flachen Küstenteile ausgesetzt sind, bis sie zur Ablagerung kommen. Ähnliche Verhältnisse schildert DITTMER (1938), indem er zeigt, daß bei der Bildung des Dithmarscher Altalluviums Tone abgelagert wurden, die durch das Phragmitetum und die Humussäuren des aufgearbeiteten Bodens kalkarm geworden waren.

VEENENBOS und VAN SCHUYLENBORGH (1950) finden bei ihren Untersuchungen, daß der Knick wenig Kalk enthält, geringes Sedimentvolumen aufweist und daß der sorbierende Komplex zu einem hohen Prozentsatz mit Natrium und Magnesium belegt ist. Sie schließen daraus, daß der Knick in Brackwasser sedimentiert wurde und wegen seines geringen Sedimentvolumens undurchlässig, also kaum einer Auswaschung der Kationen ausgesetzt ist.

Faßt man die verschiedenen Anschauungen über den Knick zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

Der Knick ist eine Lage unter der Krume des Marschbodens. Er bereitet der landwirtschaftlichen Nutzung ernsthafte Schwierigkeiten. Bei Knickvorkommen ist die Ackernutzung entweder unmöglich oder mit erheblichem Risiko belastet.

Die Merkmale des Knick sind:

sein hoher Gehalt an abschlämmbaren Teilen

sein geringer Kalkgehalt

seine scharfkantig — grobprismatische Struktur

seine Konsistenz: feucht ist er klebrig-zäh, trocken äußerst hart.

Es wird vermutet, daß die Knicklage schwer durchlässig ist und der Durchwurzelung erheblichen Widerstand entgegensetzt.

Zur Erklärung der Entstehung des Knick dienen zwei verschiedene Hypothesen:

1. Der Knick ist das Ergebnis einer Bodenalterung.
2. Der Knick ist durch besondere Sedimentationsbedingungen entstanden.

Die erste Hypothese stützt sich auf die Annahme, daß Meeresabsetzungen kalkreich sedimentiert sein müssen und daß nach ausreichender Entkalkung Tonsubstanz beweglich wird, die verlagert den hohen Tongehalt der Knicklage verursacht. Die zweite Hypothese stützt sich auf die Beobachtung, daß in einigen alten Marschböden über kalkarmen Sedimenten auch solche mit höherem Kalkgehalt nachzuweisen sind. Sie nimmt an, daß Brackwassermilieu den Sedimenten marinen Ursprungs eine Prädisposition für die eigentümliche Struktur und Konsistenz vermittelt hat.

Eine zutreffende Definition des Knick hat sich bislang nicht finden lassen. Der Nachweis für eine Tonwanderung, wie sie die Alterungshypothese fordert, ist noch nicht erbracht. Ebenfalls ist eine Eisenwanderung, wie HISSINK und VAN DER SPEK (1938) sie fordern, nicht nachgewiesen, vielmehr kommt HERRMANN (1943) zu dem Ergebnis, „daß das dem *Wattsediment* eigene Korngrößen-/Eisenverhältnis im Laufe der Entwicklung weitgehend unverändert bleibt.“

Bodenphysikalische Untersuchungen sind auf Knickböden nur in sehr geringer Zahl angestellt worden. In den Beschreibungen werden häufig Aussagen über physikalische Eigenschaften des Knick gemacht, die nicht ausreichend belegt sind. Die Formulierung, der Knick sei „dicht“ oder „verdichtet“, entstammt meist dem Eindruck bei der Fingerprobe, bezeichnet also die Konsistenz ((10)). Ebenso unsicher sind die Angaben über die Wasserbewegung und Durchwurzelung des Knickbodens.

II. Eigene Untersuchungen

Untersuchungen, die helfen sollen, eine begründete Ansicht über die Entstehung des Knick zu finden, müssen vorerst einmal den Aufbau des Bodenartenprofils ((11)) so genau ermitteln, daß es gelingt, eine Gesetzmäßigkeit herauszufinden. Unterstellt man, daß noch jetzt ein Vorgang der Einwaschung von Tonteilchen in bestimmte Horizonte hinein stattfindet, dann wird man aus der Kenntnis der Wasserbewegung eine Vorstellung über dieses Geschehen gewinnen können. Da die Ausfällung suspendierter Teilchen von pH und Kationenbelag des Bodens beeinflusst wird, müssen auch hierüber Aussagen gemacht werden. Eine Horizontalausbildung kann durch Sickerwasser oder aber durch Druckwasser verursacht sein. Welche der beiden Möglichkeiten in Betracht kommt, entscheidet die hydrologische Untersuchung.

Besonders wichtig ist eine eingehende Betrachtung des Bodenprofils. Durch den Vergleich mit anderen Böden kann man auf die Ursachen schließen, welche zu dem heutigen Erscheinungsbild geführt haben.

Diese Überlegungen und die Unmöglichkeit, mit den verfügbaren Mitteln eine ausreichende Zahl von Messungen an vielen Profilen durchzuführen, ließ folgendes Verfahren ratsam erscheinen: Reisen in die Knickmarschgebiete und Erörterungen mit Wissenschaftlern und Praktikern am Profil vermittelten eine Vorstellung vom Aussehen des Knick. Dann wurden nach einer Vororientierung an Hand von Profilbeschreibungen in den Feldschätzungsbüchern der Bodenschätzung in Norderdithmarschen geestwärts der ältesten Deichlinie zwei Parzellen ausgewählt, von denen man annehmen darf, daß sie mindestens ein Jahrtausend dem Meereseinfluß entzogen sind (DITTMER, 1952). Im Boden müßten also die Auswirkungen einer Degradation erkennbar sein — vorausgesetzt, ein solcher Vorgang sei die Ursache der Knickbildung.

Die nachstehend beschriebenen Beobachtungen und Versuche dürften ein Urteil zu dieser Frage möglich machen.

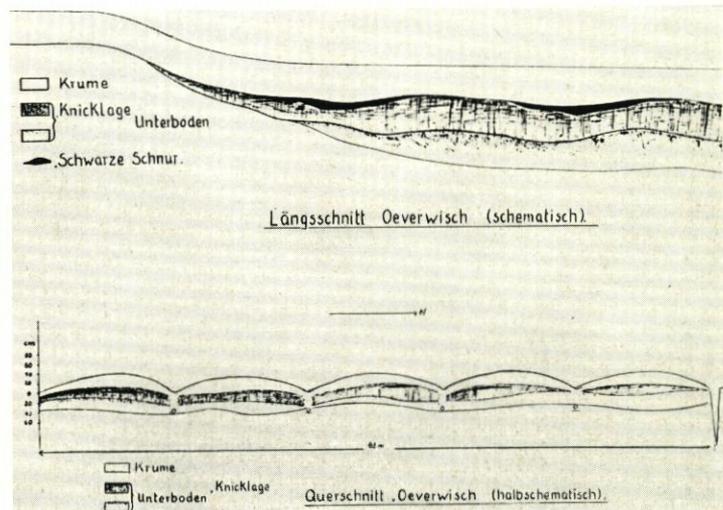


Abb. 1 u. 2. Längs- und Querschnitt durch das Versuchsfeld „Oeverwisch“

Die nachstehend beschriebenen Beobachtungen und Versuche dürften ein Urteil zu dieser Frage möglich machen.

a) Die Bodenprofile

1. „Oeverwisch“

In der Nähe des ersten Versuchsfeldes — Meßtischblatt No. 1820 Heide, ^{3503550/6007160} — liegt eine Häusergruppe, „Oeverwisch“. Dieser Ortsname deutet darauf hin, daß um die Zeit der Namensgebung, die wahrscheinlich mehr als ein Jahrtausend zurückliegt, hier Grünländereien das Ufer eines Gewässers bildeten. Das Versuchsfeld — im folgenden kurz als



Abb. 3. Vertikalschnitt durch Krume und Unterboden in „Oeverwisch“



Abb. 4. Vertikalschnitt durch Unterboden und Untergrund in „Oeverwisch“

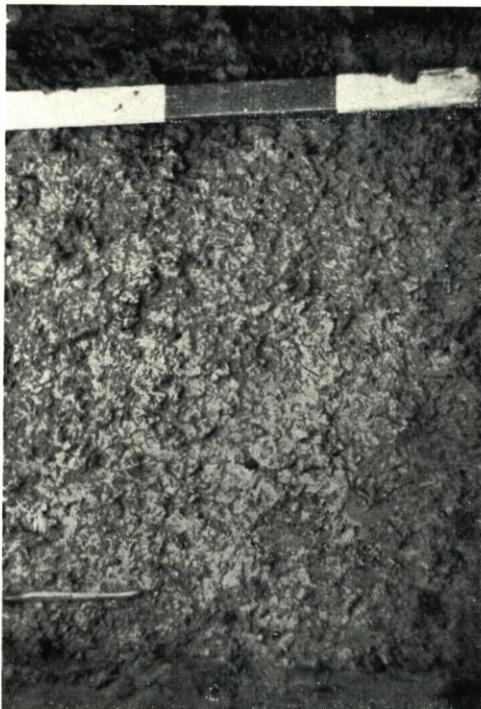


Abb. 5. Horizontalschnitt in 40 cm Tiefe, nach Abbröckeln der Bodenaggregate



Abb. 6
Juni-Aspekt der Weide
in Oeverwisch



Abb. 7
Struktur des Bodenprofils
„Oeverwisch“ im Sommer



Abb. 8
Horizontalschnitt nach
Entfernung der Boden-
aggregate, „Oeverwisch“,
75 cm Tiefe

„Oeverwisch“ bezeichnet — wurde bis zum Jahre 1940 geackert, dann wegen der Bearbeitungsschwierigkeiten in Grünland umgewandelt. Seit 1943 wird es als Standweide genutzt.

Die Abbildungen und Tabellen geben einen Überblick über den Boden und den Pflanzenbestand des in Beete von durchschnittlich 13,6 m Breite gepflügten und dränierten Versuchsfeldes „Oeverwisch“. In den Abbildungen 1 und 2 ist die Stratigraphie wiedergegeben. Der Längsschnitt (Abb. 1) wurde aus zwanzig Bohrstock-Einstichen von 1 m Tiefe, der Querschnitt (Abb. 2) aus fünfzig Bohrstockproben erschlossen. Außerdem gaben zehn Bohrungen mit dem Löffelbohrer bis in 2 m Tiefe Aufschluß über den Untergrund. Die Grasnarbe (Abb. 6) ließ zu wünschen übrig, doch hatte sich die Grünlandgesellschaft der Fettweide herausgebildet, wie die pflanzensoziologische Bestandsaufnahme ergab³⁾.

Mehrere Profilgruben und Bohrungen zeigten folgenden Profilaufbau:

Die Krume, 13 bis 23 cm mächtig, ist ein sehr stark durchwurzelter Feinlehm von kräftig grau-brauner Farbe. Vereinzelt zeigen die oberen Lagen plattige Struktur, doch läßt sich im allgemeinen nur Einzelkornstruktur wahrnehmen. Durch die Bearbeitung ist die Krume scharf gegen den Unterboden abgesetzt.

Der Unterboden, ein hellgrauer bis kräftig-grauer, schluffiger und lehmiger Ton von zäher Konsistenz, wechselt in seiner Mächtigkeit zwischen 18 und 50 cm. Unmittelbar oder mit geringem Abstand unter der Krume liegt an manchen Stellen die „schwarze Schnur“, eine Lage schwärzlicher Färbung, sehr zäher Konsistenz und prismatischer Struktur. Ihre Dicke beträgt wenige Zentimeter.

In der Tiefe zwischen 35 und 60 cm findet sich eine Häufung von kräftig rostfarbenen Konkretionen. Auch darunter sind sie noch anzutreffen; ihre Zahl wird mit zunehmender Tiefe geringer und ihre Färbung heller — oft ein leuchtendes Orange-Rot.

Der Untergrund ist deutlich geschichteter Feinsand, oben von grau-gelblicher Farbe, unten — meist unter 1 m Tiefe — von reinem Taubenblau. Mit zunehmender Tiefe nimmt der Feinsandgehalt zu, die Tonschichten werden dünner. In 1,80 m Tiefe findet sich an einigen Stellen eine 5 cm starke Torflage.

Das ganze Profil ist von vertikalen Wurzel- und Wurmkanälen durchzogen, die mit ihren feinsten Ausläufern bis in 1,20 m Tiefe hinabreichen. Die Durchwurzelung zeigt keine Abweichung vom andernorts gefundenen Normalverhalten unter Grasnarben (KMOCH, 1952). In Poren, die von früherer Vegetation oder der Tätigkeit der Bodentiere herrühren können, durchdringen die Wurzeln einzelne Strukturelemente, oder sie ziehen sich — oft in Bündeln — durch die Risse und Spalten abwärts. Nach Perioden stärkeren Niederschlags scheinen die feinsten Verästelungen der Wurzeln in die Substanz der Prismenoberflächen eingebettet; Nadelstichporen, die sich sonst in großer Zahl beobachten lassen, sind dann nur vereinzelt zu erkennen.

Die Kationenbelegung (bestimmt durch LUFA Kiel; T-Wert nach SCHACHTSCHABEL, im Filtrat dann Ca und Mg gravimetrisch; Na und K flammenphotometrisch):

Tiefe (cm)	T-Wert	mval			
		Ca	Mg	Na	K
20 bis 25	23	20	4,9	0,3	0,3
25 bis 30	22	19	5,2	0,3	0,3
30 bis 40	28	23	6,6	0,5	0,4
40 bis 50	17	14	3,6	0,6	0,3

2. „Dellweg“

Das zweite Versuchsfeld (Meßtischblatt No. 1720 Weddingstedt, 3503600/6007160) — in dieser Arbeit benannt nach der angrenzenden Einzelhof-Reihensiedlung „Dellweg“ — liegt am Rande einer flachen Senke, die sich zwischen der wenig höher gelegenen, etwas leicht-

³⁾ Die Pflanzenbestandsaufnahme verdanke ich Herrn Dipl.-Ldw. Dr. K. HERZBERG, Schlesw.-Holst. Landesstelle für Pflanzenkunde.

teren Marsch und den Ausläufern der Geest hinzieht. Das Feld trug im Jahre 1950 zuletzt Sommerung mit einer Kleeegrasmischung als Untersaat.

Die Unterlagen für die folgenden Abbildungen und Tabellen wurden auf die gleiche Weise gewonnen wie in „Oeverwisch“. Die Abbildungen 10 und 11 zeigen die Stratigraphie, Abbildung 12 den Bestand. Die natürliche Pflanzengesellschaft ist die Fettweide (*Lolieto — cynosuretum*).

Die Krume, 10 bis 23 cm mächtig, ist ein dunkel-braungrauer lehmiger Ton mit starker Durchwurzelung.

Im Unterboden findet sich grauer schluffiger bzw. lehmiger Ton. Er unterlagert die Krume mit einer etwa fingerstarken „schwarzen Schnur“, soweit der Pflug nicht zu tief eingedrungen ist.

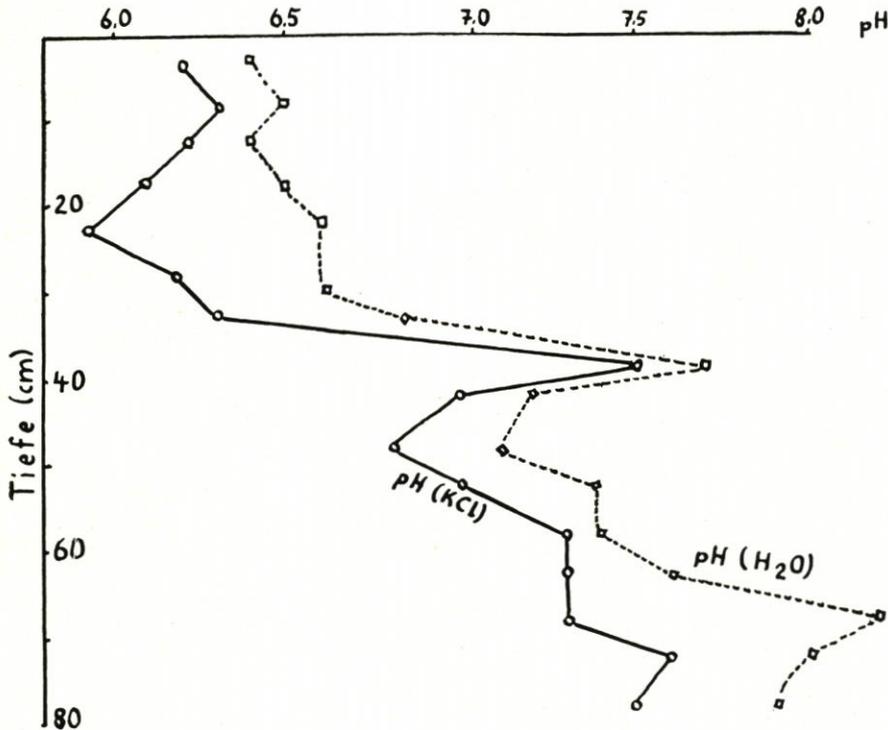
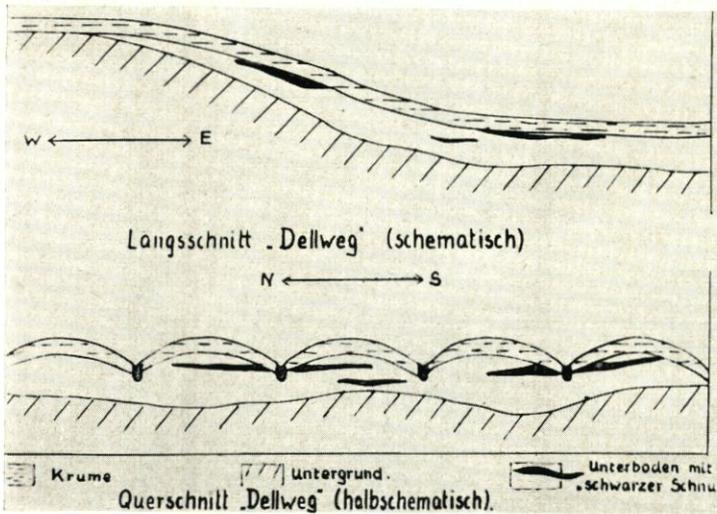


Abb. 9. Bodenreaktion in „Oeverwisch“

Der Untergrund, ein feinsandiger Lehm, ist unter 60 cm Tiefe durch deutliche Ton- und Feinsandbänderung vom Unterboden abgesetzt. Seine Färbung ändert sich anscheinend mit Jahreszeit und Bodenfeuchte. Im Sommer sind gelblich-rötliche Tönungen zu beobachten, während in der kalten Jahreszeit grau-blaue Färbungen vorherrschen. Im Bereich ständigen Grundwassers überwiegen bläuliche Farben.

In den oberen Dezimetern zeigt der Boden bei ausreichender Feuchte zähplastische, klebrige Konsistenz; ausgetrocknet wird er sehr hart; dann läßt er sich mit Spaten und Bohrstock schwer bearbeiten. Bei Trockenheit bilden sich in der Krume Groß-Aggregate (15 bis 25 cm) annähernd würfliger Form aus. Im übrigen ist auch hier wie in Oeverwisch eine weitergehende Krumenstrukturierung nicht zu erkennen, während im Unterboden säulenförmige und pris-

matische Aggregate der gleichen Art wie in Oeervisch bei allen Durchfeuchtungsgraden zu unterscheiden sind. Häufig findet sich in etwa 40 cm Tiefe eine zweite „schwarze Schnur“ von nur wenigen Millimetern Dicke, die torfartiges Aussehen hat.



Lebende Wurzeln im Profil sind meist von einer blaß-bläulichen, Bruchteile von Millimetern starken Zone umgeben, die wiederum von rötlichen Verfärbungen der Bodensubstanz umgrenzt werden. Im allgemeinen befindet sich im Profil „Dellweg“ dicht unter der oberen „schwarzen Schnur“ eine Anhäufung rostroter Konkretionen, die zum Teil Kornform haben, zum Teil aber röhren-

Abb. 10 u. 11. Längs- und Querschnitt durch das Versuchsfeld „Dellweg“

förmig ausgebildet, in vielen Fällen 1 cm Stärke erreichen. Die röhrenförmigen Konkretionen sind meistens mit eingeschlammtem Bodenmaterial gefüllt. Weder neue noch ältere Gänge edaphischen Ursprungs weisen solche Konkretionsbildung auf. Die Zahl und Stärke der Rotverfärbungen nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Zahlreiche Wurzelkanäle und Wurmgänge durchziehen den Boden in vertikaler Richtung.

Eine Beschreibung der Bodenstruktur geben Lupenaufnahmen (Abb. 14 bis 18, Vergrößerung dreifach, ein Teilstrich = 1 mm):

b) Die Korngrößenverteilung

Der Korngrößenaufbau des Bodenprofils vermag über die Entstehung des Bodens und seine Entwicklung etwas auszusagen, wenn man die Verteilung in genügend fein untergliederten Größenklassen kennt. Die Aräometer-Methode nach CASAGRANDE (1931) kann das geeignete Zahlenmaterial liefern, vorausgesetzt, daß das Zerteilen der Proben vollständig gelingt. Die Meßergebnisse, nach den üblichen Verfahren veranschaulicht (Abb. 19, 20, 21), bieten noch keine nennenswerten Aufschlüsse. Allenfalls könnte man aus der regelmäßigen Form der Summenkurve auf eine gewisse Gleichförmigkeit schließen. Das Wahrscheinlichkeitsnetz vermittelt eine weitergehende anschauliche Erkenntnis, wie Abbildung 22 zeigt, aus folgendem Grunde: In einem System, dessen Ordinate nach dem GAUSSschen Fehlerintegral und dessen Abszisse logarithmisch geteilt ist, muß das Integral einer Häufigkeitskurve — die in einem semilogarithmischen System Glockenform hat (Normalverteilung) — als Gerade erscheinen.

Die Transformation vom einen in das andere Koordinatensystem hat folgendes Aussehen:

In einem Koordinatensystem sei die Abszisse der Logarithmus des Äquivalent-Korndurchmessers, die Ordinate der prozentische Anteil an eingewogener Bodensubstanz. Bei normaler Verteilung ((12)) ergibt sich die Summenfunktion der Korngrößenverteilung zu:

$$(a) \quad y = \Phi \left(\frac{x - m}{\sigma} \right) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{(t-m)^2}{2\sigma^2}} dt$$

wobei m der Mittelwert und σ die Streuung ist. Im Wahrscheinlichkeitsnetz mit den Koordinaten x' und y' muß die Maßstabsveränderung berücksichtigt werden:

$$(b) \quad x = x' \quad ; \quad y = \Phi(y') = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{y'} e^{-\frac{t^2}{2}} dt$$

Gleichung (a) transformiert sich damit durch Einsetzen der Gleichung (b):

$$(c) \quad \Phi(y') = \Phi \left(\frac{x' - m}{\sigma} \right)$$

Folglich ist:

$$(d) \quad y' = \frac{x' - m}{\sigma}$$

als Umkehrfunktion einer monotonen eindeutigen Funktion die Gleichung einer Geraden, wie durch die Schreibweise

$$(e) \quad y' = \left(\frac{1}{\sigma} \right) x' - \frac{m}{\sigma}$$

deutlich wird.

Die Mischung einer Normalverteilung mit dem Mittelwert m_1 und der Streuung σ_1 mit einer zweiten, deren entsprechende Werte m_2 und σ_2 sind, geschieht durch Überlagerung der beiden Funktionen

$$(f) \quad \Phi \left(\frac{x - m_1}{\sigma_1} \right) \quad \text{und} \quad \Phi \left(\frac{x - m_2}{\sigma_2} \right)$$

Lautet das Mischungsverhältnis $\frac{\mu_1}{\mu_2}$ so berechnet sich die Mischungsverteilung zu:

$$(g) \quad y = \mu_1 \Phi \left(\frac{x - m_1}{\sigma_1} \right) + \mu_2 \Phi \left(\frac{x - m_2}{\sigma_2} \right)$$

Vorausgesetzt wird:

$$\mu_1 + \mu_2 = 1$$

Auf Grund der vorstehenden Überlegung sind drei Mischungskurven aus je zwei Verteilungen berechnet, welche sich im logarithmischen Wahrscheinlichkeitsnetz als Gerade darstellen. Die für die Rechnung benötigten Werte σ und m wurden durch ein Probierv erfahren ermittelt. Wie Abbildung 23 zeigt, ergibt die zeichnerische Darstellung der errechneten Mischungskurven eine überraschende Ähnlichkeit mit den experimentell gefundenen.

c) Die Wasserbewegung

Solange man im Knick einen durch Einschlammung feinen Materials entstandenen Horizont zu erkennen glaubt, muß man vermuten, daß er die Wasserbewegung im Boden hemmt. Beobachtungen, die eine Stellungnahme zu dieser Frage gestatten sollen, müssen mit verschiedenen Verfahren angestellt werden, weil Grundwasser und Bodenfeuchte sich verschieden verhalten. Wie die Messungen von MARTENSEN (1954) zeigen, besitzt der Knick die Permeabilität ((13)) eines Kiesbodens.



Abb. 12. Klee gras auf „Dellweg“ (Juni). Die Spitze des Schreibpegels steht 1,1 m über Flur



Abb. 15. Vertikale Bruchfläche in etwa 25 cm Tiefe. Vgl. Abb. 17 (Dellweg)



Abb. 13. Vertikalschnitt in „Dellweg“. Die links noch einige Zentimeter mächtige „schwarze Schnur“ keilt in den rechten Bildteil aus

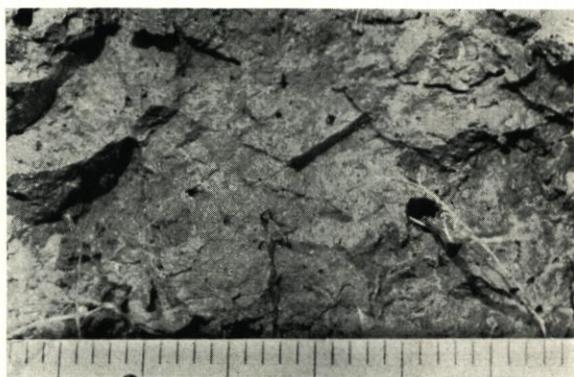


Abb. 16. Horizontale Bruchfläche in 40 cm Tiefe (Dellweg)



Abb. 14. Horizontale Bruchfläche in 22 cm Tiefe. Oben Gang und Korbballen eines Regenwurm. Vgl. Abb. 16



Abb. 17. Vertikale Bruchfläche in 40 cm Tiefe (Dellweg)



Abb. 18
Vertikale Bruchfläche in
65 cm Tiefe (Dellweg);
etwa dreimal vergr.

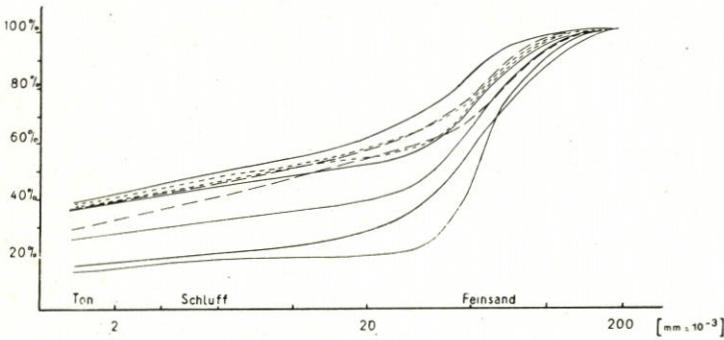


Abb. 19
Korngrößenverteilungs-
kurven für verschiedene
Tiefen.
Abszisse: äquivalenter
Korndurchmesser

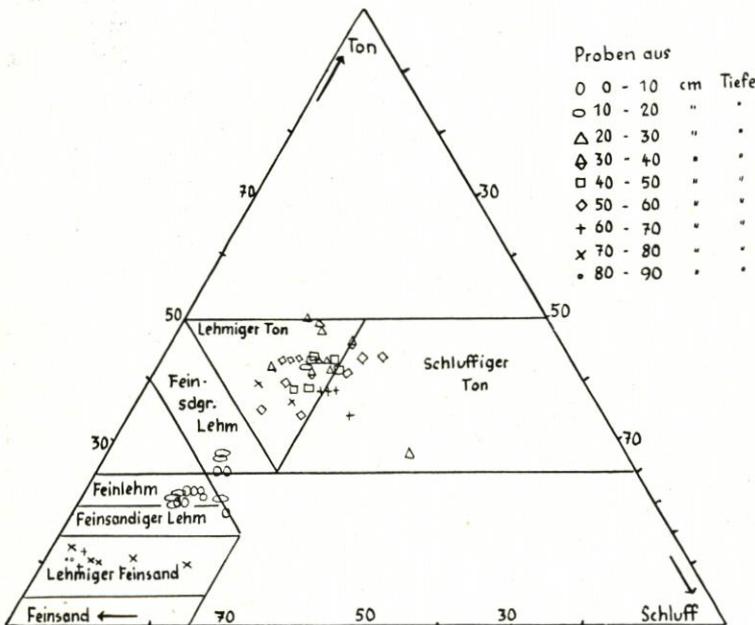


Abb. 20
Graphische Bestimmung
des Bodenartenprofils
„Overwisch“.
Jedem der in das dreiseitige
Koordinatensystem ein-
gezeichneten Punkte ent-
sprechen drei Werte, welche
die Mischung der Größen-
klassen kennzeichnen
(Summe = 100 0/0)

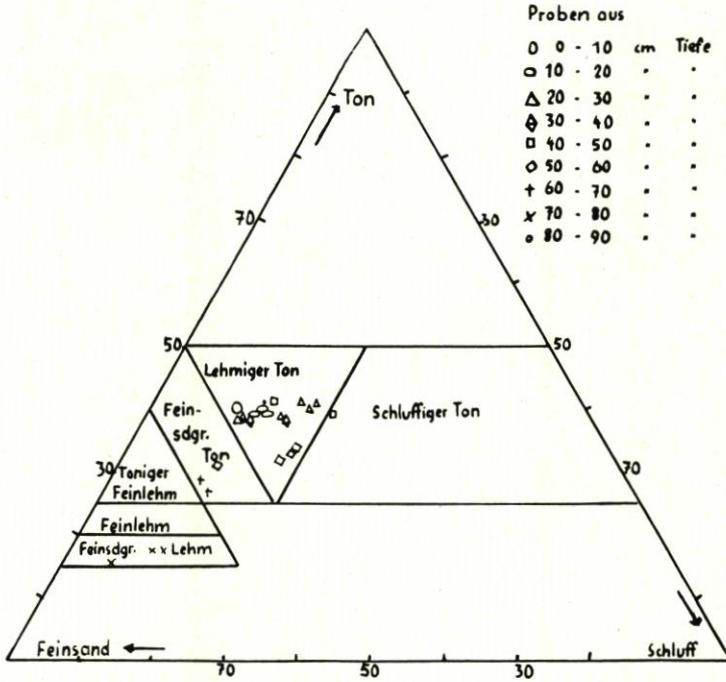


Abb. 21. Graphische Bestimmung des Bodenartenprofils „Dellweg“

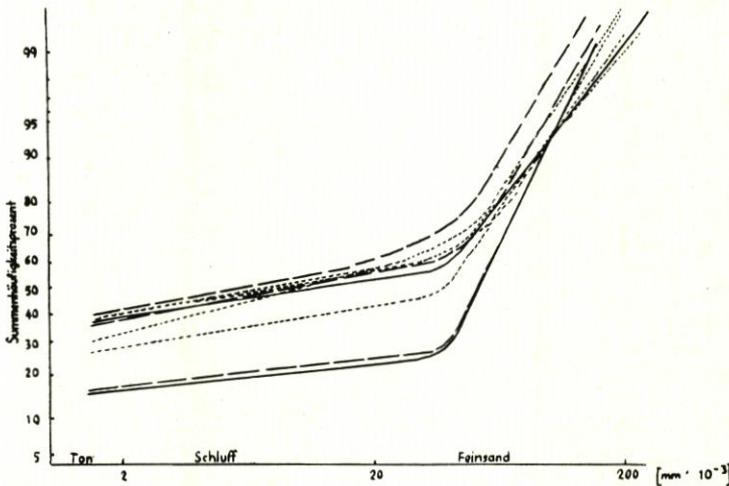


Abb. 22. Dieselben Werte, wie in Abb. 19, übertragen in ein Fehlerwahrscheinlichkeitsnetz (Ordinate nach dem GAUSSSchen Fehlerintegral, Abszisse logarithmisch geteilt)

Auch der Untergrund beeinträchtigt die Bewegung des Grundwassers nur in geringem Maße. Beide Umstände erklären den Verlauf der Grundwasserganglinien (Abb. 24). Offensichtlich hemmt allerdings die Verdichtung der Pflugsohle die Wasserbewegung, wie die 30-cm-Rohre ausweisen.

Schließlich vermittelt noch die Tropfpipettmethode von SEKERA (1951) einen Einblick in die Art der Wasserbewegung im Boden (Abb. 25, 26, 27).

Die Änderungen in der Bodenfeuchte gehorchen anderen Regeln als die Grundwasserbewegung, weil der Strömungsquerschnitt mit sinkendem Wassergehalt geometrisch abnimmt. Der Energie- und Zeitbedarf für die Feuchteverschiebung ist verhältnismäßig groß. Naturgemäß fordern auch die Meßmethoden für die Feuchteermittlung verhältnismäßig hohen Aufwand. Indirekte Methoden haben bisher in schweren Böden zu keinem befriedigenden Ergebnis geführt. Darum stand vor der Feuchtemessung die Notwendigkeit, einen Volumen-Bohrer zu beschaffen. Eine Abwandlung des Bohrstocks von ANDERSON (1947) genügte den Anforderungen und machte Messungen möglich, deren Ergebnisse in den Abbildungen 28, 29 und 30 gezeigt werden.

SON (1947) genügte den Anforderungen und machte Messungen möglich, deren Ergebnisse in den Abbildungen 28, 29 und 30 gezeigt werden.

III. Auswertung und vergleichende Betrachtung

Nach eingehendem Vorstudium wurden zwei Versuchsfelder westlich einer flachen Senke vor dem Geestrande bei Heide eingerichtet. Beide Felder weisen eine Knicklage auf, deren Entstehung aus den Ergebnissen der Untersuchungen gedeutet werden kann. Darüber hinaus ergeben sich Hinweise für die Nutzung dieser Knickböden und ganz allgemein für weitere Untersuchungen der bislang noch wenig bekannten Physik schwerer Böden.

Die Krume beider Versuchsfelder, mit der natürlichen Pflanzengesellschaft der „Fettweide“ (*Lolieto-cynosuretum*) zeigt nur an wenigen Stellen andere als Einzelkornstruktur. Unterboden und Untergrund sind von röhrenförmigen, oft mehrere Millimeter starken Hohlräumen in vertikaler Richtung durchzogen (Abb. 7, 8, 14, 16). Besonders bei ausreichender Feuchte läßt sich die typische Struktur des Knick (Abb. 6) gut erkennen: scharfkantige Aggregate mit peptisierter Oberfläche (Abb. 15) und Nadelstichporen (Abb. 17, 18). Die letzteren sind in den oberen Lagen des Unterbodens verklebt.

Der Untergrund ist deutlich geschichtet (Abb. 5). Das Verhältnis der Mächtigkeit von Ton- und Feinsandschichten wechselt auf engstem Raum.

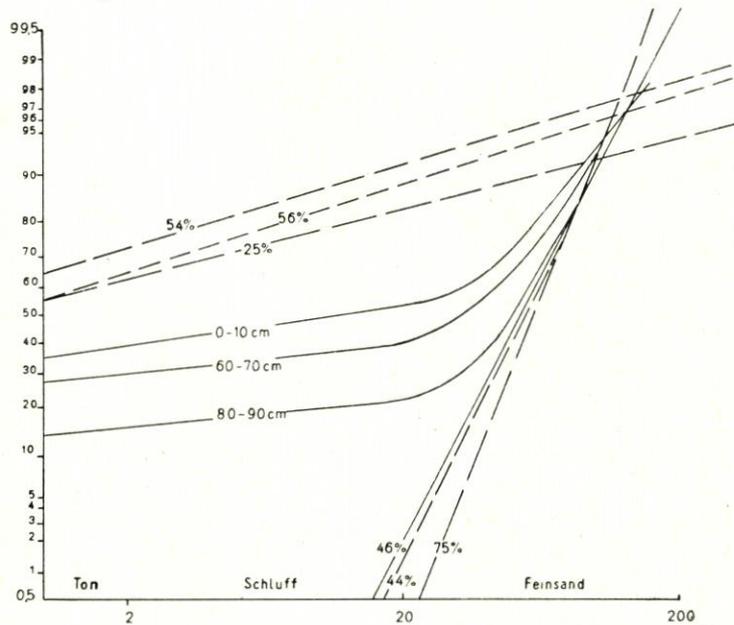


Abb. 23. Errechnete Mischung zweier Normalverteilungen im Wahrscheinlichkeitsnetz. Je zwei Normalverteilungen sind in dem angegebenen Verhältnis gemischt

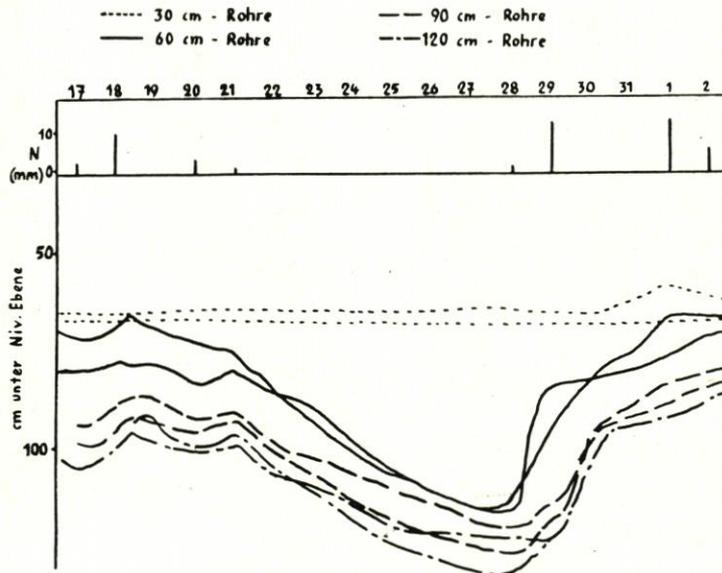


Abb. 24. Ganglinien der Spiegelhöhen in Grundwasserbeobachtungsrohren und Niederschlagshöhe (Jan. 1952)



Abb. 25. Tropfpipettmethode Sekeras (Foto etwa 3fach). Der Reflexglanz eines Tropfens, der auf die Bruchfläche trockenen Marschbodens aufgesetzt wurde, verschwindet. Man erkennt, wie der Boden das Wasser aufnimmt

bis 35 cm Tiefe bildet sich eine trockene Zone, in der die Bodenfeuchte während des Sommers zeitweise den Welkepunkt erreicht. Darunter bleibt der Boden ständig plastisch feucht. Die Variationsbreite der Wassergehalte beträgt in fast allen Tiefen mehr als 10 % der Bodentrockensubstanz.

In der Krume ist die Versickerung geringer als im oberen Teil des Unterbodens. Die Stauungsdiagramme nach der Tropfpipettmethode von SEKERA (1951) zeigen den stärksten Wasserstau in der Krume. Es macht Mühe, trotz der angeführten Beobachtungen den Knick als einen Horizont zu deuten. Die Eigenart des Filtergerüsts läßt eine Stoffverlagerung einerseits im dichten Gefüge der tonreichen Schichten nur über sehr kurze Strecken zu, andererseits ist durch die Risse und Wurmgänge unter dem Einfluß verhältnismäßig schneller Sickerwasserströmung der Transport bemerkenswerter Stoffmengen möglich. Das Ergebnis müßte also ein weites tiefgehendes Netzwerk von Verlagerungsbahnen sein, wie man es in der Tat beobachten kann.

Bodenkundlich dürften die Profile, trotz einer erkennbaren Gliederung in A — G₀ — G_r = Horizonte, als unreif anzusprechen sein. Ihr Aufbau gestattet einen Schluß auf die Entstehung des Knick, wenn das Bild, welches Stratigraphie, Korngrößenverteilung und Struktur ergeben, unter Berücksichtigung der Ergebnisse von LÜTTMER (1952) und DITTMER (1952) zu folgender Deutung zusammengefaßt wird:

Vor dem Geestrand bildete ein feinsandiges, schwach toniges Sediment eine ausgedehnte

Die Bodenreaktion in Krume und Unterboden liegt unter, im Untergrund über dem Neutralpunkt. Na und Mg bilden einen etwas geringeren, Ca einen etwas größeren Anteil an der Kationenbelegung des sorbierenden Komplexes als bei den beschriebenen niederländischen Knickböden (VAN SCHUYLENBORGH u. VEENENBOS, 1940).

Die Korngrößenverteilungskurven der Proben aus allen Tiefen sind regelmäßig. Mit Hilfe des Wahrscheinlichkeitsnetzes gelingt es zu zeigen, daß bei logarithmisch geteilter Abszisse die Korngrößenverteilung des Bodens in allen Tiefen als Mischung zweier Normalverteilungen verstanden werden kann. Eine Anreicherung von Körnern der Tonfraktion ist in keiner Tiefe nachzuweisen.

Die Grundwasserbeobachtung zeigt, daß der Knick dem Druckausgleich keine besonderen Hindernisse entgegensetzt. Die Pflugschleife allerdings verursacht Wasserstau. Druckwasser aus dem Untergrund läßt sich nicht nachweisen.

Die Permeabilitätsmessungen ergeben für beide Versuchsfelder ähnliche Werte. In den oberen Lagen ist die Permeabilität gering ($1/1000$ m/Tag). Sie nimmt mit der Tiefe zu bis 1 m/Tag.

In „Oeverwisch“ durchfeuchten die Sommerniederschläge den Boden bis in 5 cm Tiefe,

flache Mulde, die zum Teil durch tonreiche Ablagerungen nach und nach aufgefüllt wurde. In kleineren flachen Senken einer früheren Geländeoberfläche mit ihrer standortbedingten Pflanzendecke hat sich vor der nachfolgenden Überschlickung das Material der späteren „schwarzen Schnur“ gesammelt, das hier durch Wind und Strömung angelandet wurde. Die Tatsache, daß die Korngrößenverteilung im wesentlichen eine Mischung zweier Normalverteilungen darstellt, läßt die Vermutung zu, daß zur Hauptsache die Strömungen zweier verschiedener Geschwindigkeiten das Material heranzuführen.

Je höher der Boden auflandete, desto seltener waren schnellere Strömungen möglich; der Anteil größerer Fraktionen im Sediment wird darum geringer und der Boden nach oben schwerer.

Die Abbildung 5 zeigt deutlich den Schichtaufbau des Sediments unterhalb der 60-cm-Tiefenlinie. Oberhalb gibt sich diese Schichtung dem Auge nicht mehr zu erkennen. Die Ursache dürfte in einer Strukturänderung des Sediments zwischen den Sedimentationsperioden zu suchen sein, die sich folgendermaßen erklärt:

Solang das Sediment noch vom Niedrigwasser bedeckt ist, bleibt seine Einzelkornstruktur erhalten. Der Schichtenaufbau wird nicht gestört. Ein solches Sediment können wir als juvenil ((16)) bezeichnen. (Selbst dann noch, wenn zeitweilige Austrocknung eine Dichtlagerung verursacht, die aber den Eindruck der Schichtung nicht ändert.) Fällt das Sediment längere Zeit, z. B. die Sommermonate hindurch, trocken und wird es außerdem starker Verdunstung ausgesetzt, so beginnt es — ausreichender Tongehalt sei vorausgesetzt — zu schrumpfen. Die typische Pentagon-Struktur bildet sich aus. Erneute Überflutung führt nun weiteres Material ähnlicher Beschaffenheit heran und füllt die Schrumpfrisse aus. Damit setzt ein Vorgang der Strukturbildung ein, welcher bis zur Prismenstruktur führt⁴⁾. Es entsteht ein Sediment, das als senil ((17)) zu bezeichnen ist, weil es durch die Strukturbildung seine ur-

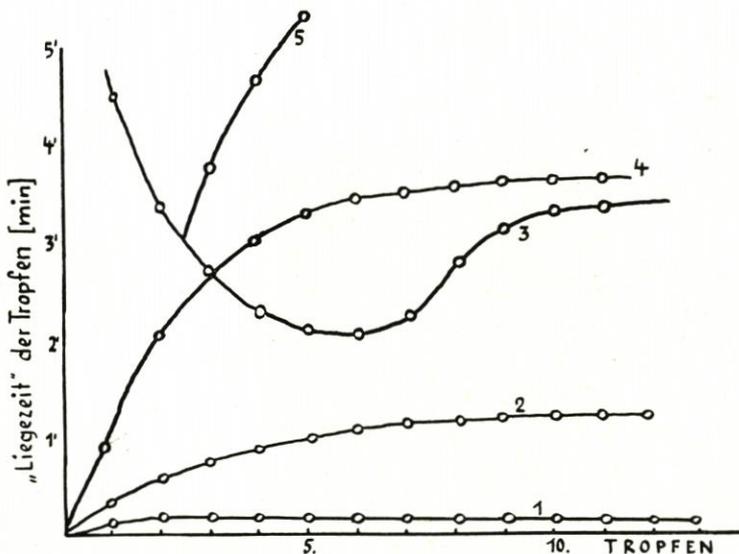


Abb. 26. „Liegezeit“ ist die Zeitspanne vom Aufsetzen eines Tropfens (0,05 ml) auf eine Bodenfläche bis zu seinem Verschwinden

Die Kurventypen:

- Kurve 1: Tropfversuch an horizontalen Bruchflächen des Untergrundes
- Kurve 2: Tropfversuch an vertikalen Bruchflächen des Untergrundes
- Kurve 3: Tropfversuch an Bodenschnittflächen, wenn die Berührungsstelle zweier Bodenaggregate getroffen ist (vgl. Abbildung 25). Partielle Quellung erweitert anfangs und verengt dann wieder die Risse im Boden
- Kurve 4: Tropfversuch an der Oberfläche dicht gelagerten Bodens in der Krume
- Kurve 5: Tropfversuch an der Oberfläche sehr dicht gelagerter Bodenprismen (Dichtlagerung oft durch mechanischen Einfluß vor dem Trocknen)

⁴⁾ Die geschilderten Vorgänge lassen sich in einem einfachen Modell nachbilden und näher untersuchen.

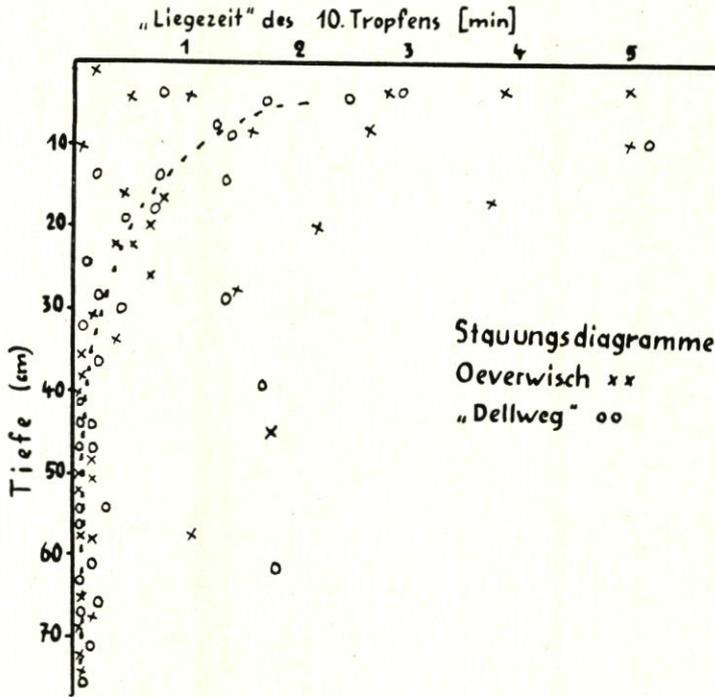


Abb. 27. Stauungsdiagramme nach Sekera

nähere Analyse hat gezeigt, daß die Korngrößenverteilung des Bodens eine Mischung zweier Normalverteilungen ist. Eine Anreicherung von Bestandteilen der Tonfraktion ließ sich nicht nachweisen. Man kann daraus schließen, daß Auswaschung von Tonsubstanz nicht die Ursache für den Unterschied in der Korngrößenzusammensetzung bildet. Einzelne Tonscherben, Steinchen und Eisenteile geben den Hinweis, daß menschliche Tätigkeit ihren Einfluß geltend machte. Vermutlich ist die Krume durch das Aufbringen von Meliorationsmitteln — die Blausandmelioration ist seit langem in der Marsch gebräuchlich — leichter geworden. Die Meliorationsmittel stammen zur Hauptsache aus der Marsch, sonst würde der Verlauf der Korngrößenverteilungskurve sich anders darbieten.

Auf Grund der Ergebnisse von LÜTTMER (1952) und DITTMER (1938, 1952) ist anzunehmen, daß in Geestrandnähe vorwiegend kalkarme Sedimente abgesetzt wurden. Ferner sind im Bereich der Knicklage keine Anzeichen für eine Bodentypen-Entwicklung nachzuweisen. Man darf darum den Knick als ein kalkarmes Sediment bezeichnen und hinzufügen, daß sich (wegen des Tongehalts) prismatische oder Säulenstruktur herausgebildet hat.

Bleibt das so geformte Sediment den Atmosphärrillen längere Zeit hindurch ausgesetzt, dann bildet sich eine feinere Differenzierung der Struktur heraus. Dieser Vorgang der Strukturentwicklung ist bisher nicht näher untersucht. Er verläuft anders als die Strukturbildung leichter Böden, wie sie von FREI (1950), KUBIENA (1948) und anderen untersucht wurde. Unter der natürlichen Pflanzendecke, im allgemeinen der Fettweide, bildet sich ein A-Horizont. Das darunter liegende Sediment ist Einflüssen der Strukturbildung unterworfen, die MARTENSEN (1954) beschreibt. Außerdem üben die bodenbewohnenden Lebewesen einen beträchtlichen Einfluß auf die Struktur des Bodens bis in den Untergrund aus.

Die Tätigkeit der Regenwürmer gestaltet die Hohlraumbildung in einem Maße, das

sprüngliche Schichtung verloren hat.

Man darf vermuten, daß der geschilderte Vorgang gleichartig verläuft, einerlei ob das Sediment kalkarm oder kalkreich ist. Doch wird sich die Struktur der Prismen je nach der Art der Tonmineralien und Kationenbelegung verschieden gestalten. Die für den Knick typische Konsistenz und Struktur dürfte nach VEENENBOS und VAN SCHUYLENBORGH (1940) vor allem bei relativ hohem Anteil des Magnesiums auftreten.

In Dellweg ist die Krume geringfügig, in „Oeverwisch“ dagegen merklich ärmer an Ton als der Unterboden. Die

durch die Schrumpfung unter gewöhnlichen Verhältnissen nicht erreicht werden kann. Hier scheint eine enge Symbiose zwischen Regenwürmern und Pflanzen zu bestehen. Beide erschließen sich gegenseitig die Tiefe des Bodenprofils. Zudem bilden die Regenwurmgänge vertikale Kleinstdrainungen, die auch bei starker Feuchte wegen ihrer Form keine Querschnittminderung zeigen. Ihre Wölbung bleibt dem Quelldruck immer gewachsen und dürfte durch eine Mikrobenschleim-Tapete gegen „Mikroerosion“ widerstandsfähig sein.

Die Oberflächenbeschaffenheit der Bodenprismen in den oberen Lagen des Unterbodens (Abb. 15) läßt vermuten, daß die Bodenquellung eine Bewegung verursacht. An der Oberfläche der Aggregate tritt darum, durch die Art der Kationenbelegung des Tons und die Korngrößenverteilung ermöglicht, ein Zerfließen (Thixotropie) ein.

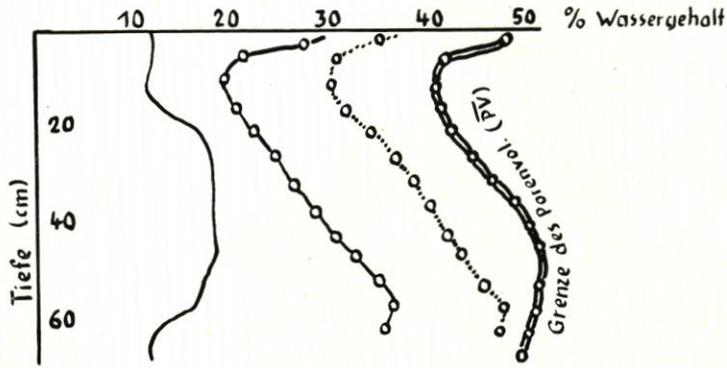


Abb. 28. Mittel aller Feuchtemessungen in „Overwisch“. (Vgl. Abb. 29)

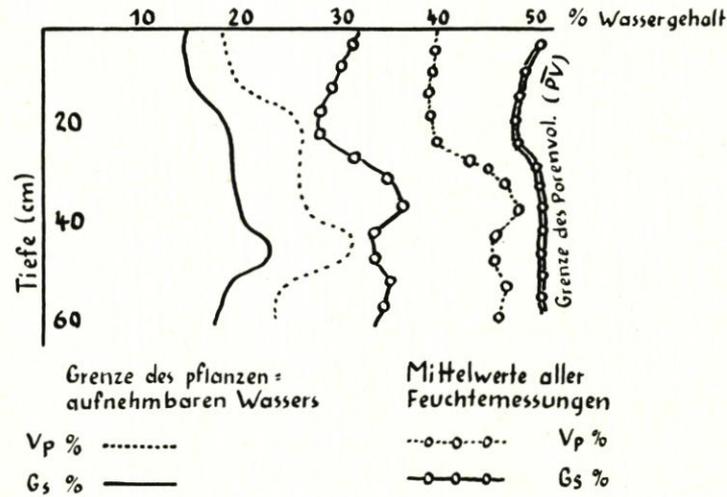


Abb. 29. Mittel aller Feuchtemessungen in „Dellweg“
 Vp ‰ = Wassergehalt in Volumenprozenten des völlig trockenen Bodens
 Gs ‰ = Wassergehalt in Gewichtprozenten des völlig trockenen Bodens

IV. Zusammenfassung

Ausgedehnte Gebiete der alten Marsch weisen in ihrem Bodenprofil eine Lage auf, die von den Bauern als Knick, Knip, Twoog, Stört oder Bint, in der Literatur seit nahezu 150 Jahren als Knick bezeichnet wird. Bisher ist weder eine allgemein anerkannte Definition gelungen, noch besteht Klarheit über die Entstehung des Knick. Den Deutungsversuchen liegen zwei entgegengesetzte Hypothesen zugrunde. Nach der einen ist der Knick ein Ergebnis der Bodenentwicklung, also ein Horizont; nach der anderen ist die Entstehung des Knick aus den besonderen Bedingungen zu erklären, unter denen sich das jetzt Marschboden gewordene Sediment aus dem Meer- (oder Brack-)wasser abgesetzt hat.

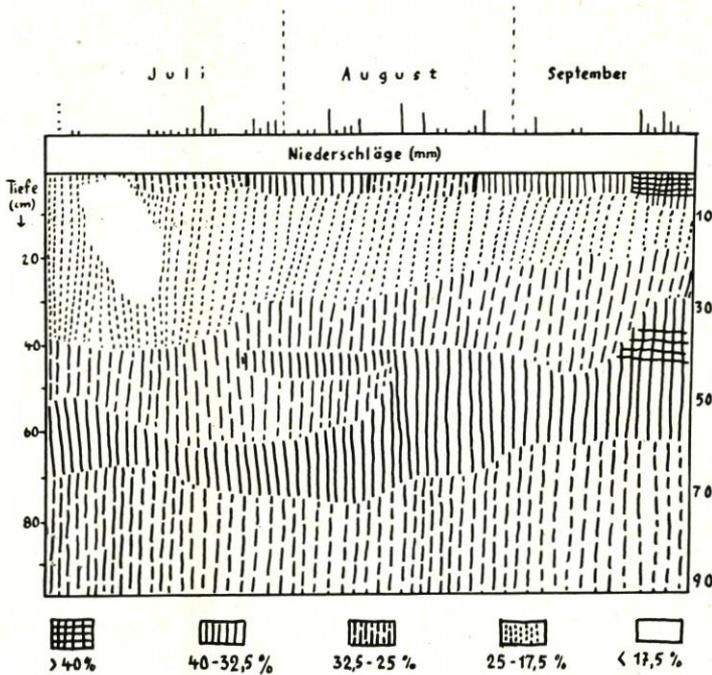


Abb. 30. Niederschlagshöhen und Isoplethendarstellung der Bodenfeuchte

weist ebenfalls darauf hin, daß der Profilaufbau weit besser aus den Sedimentationsbedingungen erklärt werden kann, als durch Vorgänge der Bodenentwicklung. Eine der Wahrscheinlichkeitsrechnung entlehnte Darstellung des Korngrößenaufbaues zeitigt keine Anhaltspunkte für den Nachweis eines Verlagerungsvorgangs im Boden, sondern läßt vermuten, daß der Knick als eine Schicht — nicht als Horizont — anzusprechen ist.

Die Beobachtungen über die Wasserbewegung deuten in die gleiche Richtung. Zusammen mit der Kenntnis der strukturbildenden Vorgänge im Boden ergibt sich aus den Beobachtungen ein Bild von der Entstehung des Knick, das zu folgender Definition führt: „Der Knick ist ein seniles Sediment der Brackwasserzone mit prismatischer- oder Säulenstruktur.“

Begriffe und Benennungen

1. **Bodenalterung:** „Form einer disharmonischen Entwicklung, bei der in den Endgliedern eine Abnahme der biologischen Leistungsfähigkeit eintritt. Hierbei erfährt ein Bodenmerkmal (oder einige Merkmale) eine einseitige Steigerung oder Vernachlässigung, wodurch eine der harmonischen Funktion des Ganzen schädliche Organisationsstörung eintritt“ (KUBIENA, 1948).
2. **Bodenentwicklung:** „Die Entstehung von Böden auf Grund eines vom Einfachen zum Mannigfaltigeren, Höherorganisierten unter einem typischen Formenwechsel ... sich vollziehenden, gesetzmäßig verlaufenden Umwandlungsprozesses“ (KUBIENA, 1948).
3. **Bodenfeuchte:** Gleichbedeutend mit „Wassergehalt“ des Bodens. Im Rahmen dieser Arbeit wird darunter verstanden: alles Wasser mit einem hydrostatischen Druck ≤ 0 .
4. **Bodenverdichtung:** Zunahme des Substanzvolumens bei entsprechender Abnahme des Porenvolumens.
5. **Durchlässigkeit:** Die Wasserleitfähigkeit eines Bodens. Sie ändert sich ceteris paribus mit seinem Wasser- und Luftgehalt.
6. **Grundwasser:** „Wasser, das die Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und nur der Schwere und dem hydrostatischen Druck unterliegt“ (KOEHN, 1948).

Knickböden bereiten der ackerbaulichen Nutzung erhebliche Schwierigkeiten. Auch als Grünland liefern sie nicht immer sichere Erträge. Bisher sind nur wenige exakte Untersuchungen über die physikalischen Eigenschaften des Knick angestellt worden.

Die Beobachtung zweier Knickböden in der alten Marsch etwa 2,5 km nordwestlich von Heide/Holstein zeigt, daß die Alterungshypothese nur geringe Wahrscheinlichkeit besitzt. Die Profile geben eine Entwicklung kaum zu erkennen. In den unteren Lagen ist die Schichtung des Sediments deutlich. Die Stratigraphie

7. **Horizonte:** Morphologisch und stofflich unterscheidbare Lagen des Profils, die durch alle bodenbildenden Prozesse entstanden sind“ (LAATSCH, 1954).
8. **Knick:** „Ein schwerer, zäher, kalkarmer Ton, der in nassem Zustand schmierig, klebrig und zäh ist“ (LÜTTMER, 1952). Der Knick ist ein seniles Sediment der Brackwasserzone mit prismatischer oder Säulenstruktur.
9. **Knickmarsch:** „Entkalkter, nährstoffarmer, wenig fruchtbarer Marschboden mit starker Untergrundverdichtung.“ Gleichbedeutend ist das Wort „Knickaltmarsch“ (MÜCKENHAUSEN, 1953).
10. **Konsistenz:** Die Äußerungen von physikalischen Kräften der Kohäsion und Adhäsion, die im Boden bei verschiedenem Feuchtegrad wirksam werden.
11. **Lagen:** Horizontale Zonen des Bodenprofils, die sich an einem oder mehreren Merkmalen unterscheiden lassen.
12. **Normalverteilung:** Eine glockenförmige Kurve im linear geteilten rechtwinkligen Koordinatensystem, für welche die Gleichung gilt:

$$y = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$$
 (σ = Streuung; μ = Mittelwert) (GRAF, 1953).
13. **Permeabilität:** Die Wasserleitfähigkeit eines wassergesättigten, luftfreien Bodens. Sie wird charakterisiert durch den k-Wert = Permeabilitätskoeffizient.
14. **Permeabilitätskoeffizient:** Die mittlere Geschwindigkeit einer stationären Strömung durch die Fläche 1 beim Gefälle 1. (Dimension: L · T⁻¹).
15. **Schichten:** Die durch Sedimentation entstandenen Lagen eines Bodenprofils.
16. **Juveniles Sediment:** Eine Ablagerung aus langsam fließendem Wasser, die außer einer dichteren Lagerung ihrer Einzelteilchen noch keine Strukturveränderungen erfahren hat.
17. **Seniles Sediment:** Eine Ablagerung aus langsam fließendem Wasser, die durch zwischenzeitliche Austrocknung und nachfolgende neue Sedimentation eine dichte, meistens prismatische oder Pentagon-Struktur gewinnt.

V. Schriftenverzeichnis

1. AHRENDS, F.: Ostfriesland und Jever in geographischer, statistischer und besonders landwirtschaftlicher Hinsicht. Emden 1818.
2. ANDERSSON, S.: Om en ny jordborrh. Grundförbättring S. 230, 1947.
3. VAN BEMMELEN, J. M.: Bouwstoffen tot de kennis van de kleigronden der Provincie Groningen. Ldw. Vers. Stat. VIII, 1866.
4. CASAGRANDE, A.: Die Aräometermethode zur Bestimmung der Kornverteilung von Böden und anderen Materialien. Berlin 1931.
5. DITTMER, E.: Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. Meyniana 1, S. 138, 1952.
6. DITTMER, E.: Schichtenaufbau und Entwicklungsgeschichte des Dithmarscher Alluviums. Westküste S. 105, 1938.
7. EDELMAN, C. H.: Soils of the Netherlands. Amsterdam 1950.
8. FINCK, A.: Ökologische und bodenkundliche Studien über die Leistung der Regenwürmer für die Bodenfruchtbarkeit. Z. Pfl. Ern. Düngg. Bodenkde. 58, 120, 1952.
9. FREI, E.: Genesis of various Types of Soil Structure. Trans. Int. Congr. Soil I, 46, 1950.
10. GRAF, O. H.: Formeln und Tabellen der mathematischen Statistik. Göttingen 1953.
11. GRUNERT, H.: Marschbildungen an der deutschen Nordseeküste. Berlin 1913.
12. HERRMANN, F.: Über den physikalischen und chemischen Aufbau von Marschböden und Watten verschiedenen Alters. Westküste 1943.
13. HISSINK, D. J.: Die Knickbildung in Westgroningen und Friesland. Verhandlg. VI. Int. Bodkdl. Ges. B, 1933.
14. HISSINK, D. J.: De bodenkundige gesteldheid van de achtereenvolgens ingedijkte Dollarpolders. Versl. Ldb. Oderz. 41/47, 1935.
15. HISSINK, D. J. u. VAN DER SPEK: Bijdrage tot de kennis van knikgrond. Versl. Ldb. Onderz. 44 (17) B, 1938.

16. KMOCH, H. G.: Über den Umfang und einige Gesetzmäßigkeiten der Wurzelmassenbildung unter Grasnarben. Diss. Bonn 1952.
17. KOEHNE, W.: Grundwasserkunde. 2. Aufl. Stuttgart 1948.
18. KUBIENA, W. L.: Entwicklungslehre des Bodens. Wien 1948.
19. LAATSCH, W.: Die Dynamik der deutschen Acker- und Waldböden. 3. Aufl. Dresden u. Leipzig 1954.
20. LINDER, A.: Statistische Methoden. Zürich 1952.
21. LÜTTMER, J.: Die Marschböden des Rheiderlandes unter besonderer Berücksichtigung der Knickböden. Diss. Gießen 1952.
22. MARTENSEN, H.: Strukturmessungen in alter Marsch. Diss. Kiel 1954.
23. MASCHHAUPT, I. G.: Bodenkundige onderzoeken in het Dollardgebied. Versl. Ldbk. Onderz. 54, 1948.
24. MÜCKENHAUSEN, E.: Entwurf einer Systematik der deutschen Böden. Dtsche. Bdkdl. Ges., 1953.
25. v. NITZSCH, W.: Über Porosität und Wasserbewegung im Boden und ihre Beziehungen zur Bodenbearbeitung. RKTL 41, 1933.
26. OOSTING, B. H.: Programma van de bodenkundige excursie naar Westelijk Nederland. Wageningen 1938.
27. SCHUCHT, F.: Über das Vorkommen von Bleicherde und Ortstein in den Schlickböden der Nordseemarschen. Int. Mitt. Bdkde. 3, 104, 1913.
28. VAN SCHUYLENBORGH, J. u. VEENENBOS: Over de invloed van magnesium op de structuur van sedimenten. Landbk. Tijdschr. Nr. 11, 29, 1940.
29. SEKERA, F.: Zirkulationsstörungen in der Ackerkrume und ihr Einfluß auf die nutzbare Regenspeicherung. Z. Pfl. Ern. Düngg. Bdkde. 54, 1, 1951.
30. TANTZEN, K.: Über die Bodenverhältnisse der alten Stadländer Marsch. Diss. Berlin 1912.
31. TÜXEN, R.: Die Pflanzengesellschaften Nordwestdeutschlands. Mittlg. flor.-soziol. Arbeitsgem. Ndsachs. 3, 1937.
32. VEENENBOS, J. S.: De bodemkartering van de Friese Knipgronden. Boor en Spade III, 76, 1949.
33. VEENENBOS, J. S. u. VAN SCHUYLENBORGH: Het knip- of knikverschijnsel van kleigronden. Boor en Spade IV, 1950.
34. WICKE, H.: Untersuchung von Bodenarten aus der Oldenburger Marsch. Journ. f. Ldw. 7, 1862.
35. ZUUR, A. J.: Bodenvorming in Nederland uit jonge zeeafzettingen. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. 59, 62, 1930.

Gutachtliche Stellungnahme zur Anpassung der Warfen auf den nordfriesischen Halligen an die heute möglichen Sturmfluthöhen

„Küstenausschuß Nord- und Ostsee“, Arbeitsgruppe Küstenschutz

I n h a l t

A. Anlaß zur gutachtlichen Stellungnahme	125
B. Die Halligen mit ihren Warfen im Küstenschutzsystem	126
C. Die Schutzmaßnahmen an den Warfen	132
D. Die Beurteilung der verschiedenen Schutzmaßnahmen	133
Schriftenverzeichnis	135

A. Anlaß zur gutachtlichen Stellungnahme

Als die beiden schweren Sturmfluten am 18. und 27. Oktober des Jahres 1936 den See-
deichen an der Westküste Schleswig-Holsteins schwere Schäden zufügten und der hohe Seegang
gezeigt hatte, daß die Höhe unserer älteren Seedeiche an verschiedenen Stellen nicht mehr aus-
reichte, um die Sicherheit des Wohnens in den Marschen zu gewährleisten, entschloß sich die
Regierung zur Durchführung von Deichverstärkungen und Deicherhöhungen (PFEIFFER, 1938,
S. 36 und Abb. 15). Diese durch den Krieg unterbrochenen Arbeiten wurden nach Beendigung
des Krieges wieder aufgenommen und führten vom Jahre 1951 ab zu einer umfassenden
Küstensicherung durch Erhöhung der Deichkronen und Verstärkung der Deichprofile. Einen
weiteren Antrieb erhielten diese Küstenschutzmaßnahmen durch die schwere Sturmflutkata-
strophe in Holland vom 1. Februar 1953. Sie führte zu einer beschleunigten und umfassenden
Überprüfung der Sicherheit der Landesschutzdeiche an der deutschen Küste. Bisher sind in
Schleswig-Holstein 160 km Landesschutzdeiche, davon in Nordfriesland 22 km, erhöht und
verstärkt worden.

Zum Verteidigungssystem der nordfriesischen Küste gehört außer den Deichen des Fest-
lands und den Schutzwerken auf den vorgelagerten Inseln auch das gesamte Watten-
meer mit den Halligen, deren Erhaltung sich der Staat seit Jahrzehnten zur Aufgabe
gemacht hat (als Halligen sollen hier nur die bewohnten Halligen angesprochen werden).

Das nach Berücksichtigung der eigenen Erfahrungen und unter Einbeziehung der hol-
ländischen Erkenntnisse gewonnene Ergebnis über die möglichen Sturmfluthöhen und Wellen-
auflaufwerte (HUNDT, 1955) gab den Halligbewohnern wegen des sehr schlechten Verteidi-
gungszustands der Warfen Anlaß zu ernster Besorgnis über die Folgen einer künftigen Orkan-
flut für ihre Wohnstätten. Sie regten daher in Übereinstimmung mit der schleswig-holsteini-
schen Landesregierung an, eine gutachtliche Stellungnahme des Küstenausschusses Nord- und
Ostsee darüber einzuholen, in welcher Form die Warfen als einzige Fluchtstätten ihrer Be-
wohner gesichert werden könnten oder sonstige Schutzmaßnahmen möglich seien. Der Küsten-
ausschuß entsprach dieser Anregung und beauftragte die Arbeitsgruppe „Küstenschutz“ mit
der Erarbeitung einer gutachtlichen Stellungnahme.

B. Die Halligen mit ihren Warfen im Küstenschutzsystem

Eine eingehende Beschreibung der Halligen hat der Königliche Baurat Professor MÜLLER in seinem zweibändigen Werk „Die Halligen“ (1917) gegeben. Die Darstellung MÜLLERS trifft, abgesehen von den inzwischen durchgeführten staatlichen Uferschutzmaßnahmen und einigen in den letzten drei Jahrzehnten geschaffenen Verbindungsdämmen zum Festland, noch heute zu; sie gibt ein eindrucksvolles Bild der schicksalhaften Entwicklung der Halligen (Anl. 1, S. 128/9).



Warf auf der Hallig Nordstrandischmoor

Aufnahme E. Wohlenberg

Die schon von MÜLLER gewonnene Erkenntnis, daß die Halligen im System des nordfriesischen Küstenschutzwerkes unentbehrlich sind, ist durch die neuere Entwicklung wie auch durch die Ergebnisse der Küstenforschung seit 1934 bestätigt worden. Wir wissen heute, daß die Halligen die weitere Aufspaltung der Rinnensysteme des Wattenmeeres verhindern, die Erhaltung seiner Großformen also durch das Vorhandensein der Halligen mit bedingt ist. Außerdem erleichtern sie es, Küstenschutzmaßnahmen von zahlreichen Punkten aus zu treffen, und ermöglichen den Bau von Verbindungsdämmen mit dem Festland und damit die Unterteilung der Watten in kleinere, einzeln leichter zu verteidigende Teilgebiete. Aus diesen Gründen hat der Staat nach und nach alle Halligen durch Uferschutzwerke befestigt, d. h. ringsum durch Steindecken und Bühnen so geschützt, daß damit ihr Bestand bis auf weiteres als ge-

sichert anzusehen ist. Die Halligen, die zum Teil privates Eigentum sind oder der Halliggemeinschaft gehören, zum Teil im Eigentum des Staates stehen, sind bis auf Langeneß und Hallig Hooge, die niedrige Sommerdeiche haben, unbedeicht und werden daher bei jeder höher als 1 m über MThw auflaufenden Tide überflutet.

Da eine sturmflutfreie Eindeichung der Halligen weder küstenschutztechnisch notwendig ist noch privat- oder volkswirtschaftlich lohnend wäre, ist die einzig mögliche Wirtschaftsform zur Nutzung des Bodens und zur Erhaltung einer für den Bestand der Hallig lebenswichtigen guten Grasnarbe der Weidebetrieb. Die Viehwirtschaft ist somit neben unbedeutenden Gewerbebetrieben (Fischerei) und teilweise Fremdenverkehr die einzige Erwerbsmöglichkeit der Bewohner.

Die Zahl der Halligbewohner beträgt insgesamt 470, die sich auf 135 meist landwirtschaftliche Haushaltungen verteilen (Anl. 2, S. 130/1). Trotz der überaus bescheidenen Lebensbedingungen, die sich in keiner Weise mit denen auf dem Festland vergleichen lassen, hat sich die Zahl der Halligbewohner, die das Land nutzen und außerdem für den Staat die Uferschutzanlagen unterhalten, in den letzten fünfzig Jahren nicht verringert. Die innere Verbindung mit der Heimat ist bei diesen Menschen besonders stark. Deshalb sollte in Ergänzung zu den staatlichen Schutzmaßnahmen die Lebensgrundlage der Halligbewohner in ihrer Heimat auch staatlicherseits solange gefördert und unterstützt werden, wie die Bewohner bereit sind, ihr bescheidenes Dasein im wesentlichen aus eigener Kraft zu gestalten. Von einer zwangsweisen Umsiedlung der Halligbewohner nach dem Festland sollte man auf jeden Fall absehen. Eine solche Umsiedlung würde die Halligen von ihren Bewohnern ganz entblößen und die Durchführung der staatlichen Uferschutzarbeiten wesentlich erschweren.

Andrerseits besteht aber auch ein staatliches Interesse daran, daß die Zahl der Halligbewohner in gesundem Verhältnis zu den Existenzmöglichkeiten bleibt, welche die Halligen bieten können. Dies zu überwachen und nötigenfalls zu regeln, ist ebenso als Aufgabe des Staates anzusehen, wie es die Maßnahmen zur Erhaltung der Halligen und damit zum Schutz ihrer Bewohner sind.

Den Mittelpunkt, ja überhaupt die Voraussetzung des menschlichen Lebens und Schaffens auf den Halligen bilden die Warfen, jene Erdhügel, die seit fast 2000 Jahren von den Menschen zum Schutz gegen das Meer errichtet wurden und auf denen ihre Wohn- und Wirtschaftsgebäude zusammengedrängt stehen. Die Besiedlung und Bebauung der Warfen ist infolge der großen Landverluste und Warfzerstörungen äußerst eng geworden und geblieben. Auf den größeren Warfen leben bis zu sechzehn Familien, die kleinen werden in der Mehrzahl von ein bis zwei Familien bewohnt. Insgesamt gibt es auf den Halligen vierzig bewohnte Warfen (Anl. 2).

Der Bau der Warfen und ihre Anpassung an die Wirtschaft, aber auch an die steigenden Wasserstände waren von jeher Sache der Bewohner selbst. Noch nach der großen Sturmflut von 1825 (Anl. 1) wurden die zerstörten Warfen und Häuser ohne Staatshilfe — nur durch die öffentliche Mildtätigkeit unterstützt — von den Bewohnern selbst wieder aufgebaut (GRUND, 1940). Die öffentliche Hand beschränkte sich darauf, bestimmte Mindesthöhen der Warfen vorzuschreiben. Der allmähliche Wiederaufbau wäre den Halligbewohnern aber nicht gelungen, wenn ihnen ihre seefahrenden Söhne nicht mit ihrem Verdienst geholfen hätten (MÖLLER, 1931). Inzwischen ist der aus der Seefahrt stammende bescheidene Wohlstand längst aufgezehrt. Hier und da noch vorhanden gewesenes Privatvermögen ist durch zwei Kriege und Inflation verlorengegangen. Bei ihrem geringen Einkommen ist es heute den Bewohnern völlig unmöglich, aus eigener Kraft die Höhe und Form der Warfen den ständig höher auflaufenden Sturmfluten anzupassen. So entsprechen seit langem die meisten Warfen in ihrer ganzen Anlage, ihrer Höhe, ihren Böschungsneigungen und ihrem Unterhaltungszustand in

Anlage 1

Tabellarische Nachricht
des durch die Sturmflut vom 3. Februar 1825 verursachten Schadens
Aufgenommen auf Angabe und Calcül der

Gemeine	Menschenverlust (ertrunken)	Familien, die weggezogen sind	Stärke der weggezogenen Familien (Personen)	Hingezogen nach	Nachgebliebene Familien			Davon sind mit Lebensmitteln zu versorgen	Von den mit Lebensmitteln zu versorgenden Personen müssen vielleicht die Gemeinen räumen wegen Mangel an Obdach	Ganz verschwundene Häuser	Ganz verschwundene Häuser und solche, die nicht bewohnbar sind	Nachgebliebene und bewohnbare Häuser, die aber auch mehr oder weniger beschädigt sind
					Zahl	Erwachsene	Kinder					
Hooge	25	19	53	Wyck	67	209	104	66	25 Pers.	23	75	12
Nordmarsch	13	47	94	—	12	22	5	19	12 Pers.	29	58	1
Langeneß mit Butwehl	12	22	59	—	32	83	33	33	27 Pers.	15	55	6
Oland	2	3	11	—	31	70	26	50	6 Pers.	5	30	3
Gröde	10	3	14	Ockholm	19	46	20	31	17 Pers.	2	14	—
Südfall zum neuen Kirchspiel auf Pellworm gehörend	12	—	—	—	keine	keine	—	—	—	5	—	keine
Norderoog	—	1	3	Hooge	keine	keine	—	—	—	—	1	—
Süderoog	—	keine	—	—	1	8	3	—	—	—	—	—
	74	95	234	—	162	438	191	199	87	79	233	27
Pellworm	—	keine	—	—	Sämtliche Einwohner			—	—	—	—	—

und Übersicht
und Zustandes der Landschaft Pellworm mit den dazugehörigen Halligen
Vorsteherchaft der Halligen den 19. Februar 1825

Schäden an Häusern m $\frac{1}{2}$	Verlust an					Schaden an den Warfstellen m $\frac{1}{2}$	Kirchen- und Pastorat-Gebäude			Totalschaden m $\frac{1}{2}$	Bemerkungen
	Mobilien m $\frac{1}{2}$	Vieh m $\frac{1}{2}$	Futter m $\frac{1}{2}$	Feuerung m $\frac{1}{2}$	Zerstört oder beschädigt		Schaden an den Gebäuden m $\frac{1}{2}$	Schaden an den Warfstellen m $\frac{1}{2}$	Zusammen m $\frac{1}{2}$		
72 000	78 000	3 300 50 Kühe 140 Schafe	4 000	3 000	11 000	Stark beschädigt	1 500	200	1 700	173 000	
60 000	55 000	3 400 45 Kühe 200 Schafe	3 000	2 000	9 000	Zerstört	1 400	500	1 900	134 300	
62 000	76 000	6 600 70 Kühe 450 Schafe	4 000	3 000	13 000	Zerstört	1 300	500	1 800	166 400	
21 000	40 000	1 300 18 Kühe 82 Schafe	500	500	4 000	Pastoratbau und Küsterhaus ver- schwunden, die Kirche steht auf einem Warfe zwi- schen anderen Häusern und ist stark beschädigt	—	—	1 900	69 200	Von den erwäh- nten 25 Häusern, die zerstört sind, sind einige zur Not bewohnbar
7 000	7 000	2 700 7 Kühe 300 Schafe	1 500	800	6 000		Zerstört	1 200	500	1 700	
2 400	1 000	2 000 260 Schafe	140	—	3 000	—	—	—	—	8 540	Alle Einwohner sind ums Leben gekommen
800	400	300 2 Kühe 30 Schafe	100	—	300	—	—	—	—	1 900	
—	—	100 13 Schafe	—	—	600	—	—	—	—	700	
225 200	257 400	19 700	13 240	9 300	46 900	—	5 400	1 700	9 000	580 740	
—	—	Kann noch nicht ange- geben werden	—	—	—	—	—	—	—	—	Außerdem haben die Deichbrüche dem Distrikt in Hinsicht des Ackerbaues so- wohl wie in Ab- sicht auf das Deichwesen einen unersetzlichen Schaden ver- ursacht

Pellworm den 22. Februar 1825.

In fidem Klinker.

Anlage 2

Verzeichnis der Warfen und ihrer Haushaltungen

Lfd. Nr.	Hallig	ha	Warf	Anzahl der Warfen	Einw.	Haus-hal-tungen	ha je Einw.
1	2	3	4	5	6	7	8
	Nordmarsch-Langeneß	985		19	197	63	5,0
1			Neue Peterswarf		1	1	
2			Kirchwarf Nordmarsch		7	2	
3			Mayenswarf		17	6	
4			Hilligenley		21	6	
5			Süderhörn		4	2	
6			Treubergwarf		2	1	
7			Norderhörn		15	4	
8			Ketelswarf		32	10	
9			Tammenswarf		5	1	
10			Christianswarf		5	2	
11			Kirchwarf Langeneß		6	2	
12			Tadenswarf		13	4	
13			Honkenswarf		20	4	
14			Peterswarf		5	2	
15			Neuwarf		6	2	
16			Hunnenswarf		22	9	
17			Peterheitswarf		6	2	
18			Bandixwarf		2	1	
19			Rixwarf		8	2	
	Hooge	570		10	170	43	3,4
20			Ockenswarf		30	6	
21			Hanswarf		55	14	
22			Backenswarf		26	6	
23			Kirchwarf		4	1	
24			Ockelützwarf		10	4	
25			Mitteltritt		12	4	
26			Lorenzenwarf		9	2	
27			Volkerswarf		4	1	
28			Ipkenswarf		7	2	
29			Westerwarf		16	3	
	Gröde	240		2	19	4	12,6
30			Knutswarf				
31			Kirchwarf				
	Nordstrandischmoor	180		4	22	5	8,2
32			Norderwarf				
33			Halberweg				
34			Amalienwarf (Schulwarf)				
35			Neuwarf				
36	Oland	110	Oland	1	47	16	2,3
37	Habel	4	Habel	1	2	1	2,0
38	Hamburger Hallig	80	Hamburger Hallig	1	5	1	16
39	Südfall	50	Südfall	1	3	1	17
40	Süderoog	60	Süderoog	1	5	1	12
		2280		40	470	135	

sowie der Wasserstände an den Warfen

ha je Haush.	Höhe der Warf NN+ m	Wasserstd. 16. 2. 1916 etwa NN+ m	maßgeb. Sturm- flutstd. NN+ m	Sp. 12— Sp. 10	Eigentum Pr - Privat St - Staat A - Almende	Bemerkungen
9	10	11	12	13	14	15
15,6	4,4	3,90	4,70	0,3	A	
	4,5—4,7	3,90	4,70	0,2—0,0		
	3,8—4,5	3,90	4,70	0,9—0,2		
	3,7—4,1	3,90	4,70	1,0—0,6		
	4,0—4,2	4,0	4,80	0,8—0,6		
	3,6—3,8	4,0	4,80	1,2—1,0		
	3,9	4,0	4,80	0,9		
	3,8—4,2	4,10	4,90	1,1—0,7		
	4,4—4,5	4,10	4,90	0,5—0,4		
	4,1—4,3	4,10	4,90	0,8—0,6		
	4,2—4,5	4,20	5,00	0,8—0,5		
	3,8—4,2	4,20	5,00	1,2—0,8		
	3,9—4,0	4,20	5,00	1,1—1,0		
	4,1—4,2	4,20	5,00	0,9—0,8		
	3,9—4,6	4,30	5,10	1,2—0,5		
	3,8—4,1	4,30	5,10	1,3—1,0		
	4,3—4,5	4,30	5,10	0,8—0,6		
	4,5—5,0	4,30	5,10	0,6—0,1		
	4,2	3,90	4,70	0,5	St	
13	3,9—5,0	4,10	4,90	1,0—0,1	Pr.	
	3,8—4,2	4,10	4,90	1,1—0,7		
	3,9—4,7	4,10	4,90	1,0—0,2		
	4,3	4,10	4,90	0,6		
	3,9—4,6	4,0	4,80	0,8—0,2		
	3,7—4,4	4,0	4,80	1,1—0,4		
	3,9—4,8	4,0	4,80	0,9—0,0		
	4,1—4,4	4,0	4,80	0,7—0,4		
	4,0—4,6	3,90	4,70	0,7—0,1		
	6,0	3,90	4,70	+1,30		
						1955 erhöht z. Zt. Schleswig-Holsteinische Landgesellschaft, nach Um- schreibung 3 Siedler mit je 1/4 und 1/4 Bauer Boyens, Hooge
60	3,7—4,7	4,55	5,35	1,65—0,65	A	
	3,9—4,3	4,55	5,35	1,45—1,05		
36	4,6—5,0	4,65	5,45	0,85—0,45	A	Gemeinde Nordstrand
	4,2—4,5	4,65	5,45	1,25—0,95	St	
	4,9—5,1	4,65	5,45	0,55—0,35		
6,9	5,0—5,3	4,65	5,45	0,45—0,15	Pr.	1939 erhöht
	4,3	4,45	5,25	0,95	A	
4	4,8	4,60	5,40	0,60	St	
80	5,1	4,60	5,40	0,30	St	
50	4,8	4,45	5,25	0,45	St	
60	4,6—4,9	4,0	4,80	0,2—0,1	Pr.	

keiner Weise den zu stellenden Sicherungsanforderungen. Ihr heutiger Zustand ist nicht nur ein deutlicher Ausdruck für die Armut ihrer Bewohner, sondern bedeutet angesichts der Erfahrungen und Erkenntnisse aus der Hollandkatastrophe von 1953 eine sehr ernste Gefahr für Leben und Gut der auf den Halligen wohnenden Menschen.

Während die Deiche des Festlands und der Inseln seit der Orkanflut von 1825 mindestens zweimal mit staatlicher Hilfe verstärkt und erhöht worden sind, ist an den Halligwarfen nichts Entsprechendes geschehen. Lediglich in jüngster Zeit sind zwei Warfen sturmflutsicher aufgehöhht worden, und zwar 1939 die Warf auf Hallig Oland und 1955 die Westerwarf auf Hallig Hooge. Für die Halligbewohner haben die Warfen jedoch die gleiche Schutz Aufgabe wie die Deiche für die Bewohner des Festlands und der Inseln. Im Nachstehenden sollen daher die Maßnahmen untersucht werden, die zur Anpassung der Halligwarfen an die nach den heutigen Erkenntnissen möglichen Sturmflutgefahren nunmehr dringend erforderlich geworden sind.

C. Die Schutzmaßnahmen an den Warfen

Die Gefahrenlage der einzelnen Halligen und ihrer Warfen, allgemein der „maßgebende Sturmflutwasserstand“ und besonders der Wellenauflauf, sind für jede Hallig, ja an jeder Warf, verschieden (Anl. 2). Ausschlaggebend für die Abwehrkraft einer Warf sind ihre Höhe und die Neigung ihrer Böschung (SCHELLING, 1952; PETERSEN, 1955).

Für den Wellenauflauf ist die Lage der Warf zur Sturmrichtung, zur Wassertiefe und — wie zum Beispiel auf Hooge — zum dortigen Sommerdeich bestimmend. Er kann in seinem Ausmaß sehr unterschiedlich sein. Über die gegenwärtige mittlere Höhe der einzelnen Warfen über NN und ihren Höhenunterschied gegen den „maßgebenden Sturmflutwasserstand“, dem ein mittlerer Wellenauflauf von 1,50 m (lotrecht gemessen) zuzurechnen ist, gibt Anlage 2 Auskunft. Die in dieser Anlage ermittelten Werte ergeben ein klares Bild von der für die Halligbewohner bestehenden Sturmflutgefahr.

Die nachstehend erörterten Schutzmaßnahmen haben als Mindestforderung den sicheren Schutz des Lebens der Bewohner zum Ziel, nach Möglichkeit aber auch die Erhaltung ihrer Wohnstätten, ihrer Wirtschaftsbetriebe und der Süßwasserversorgung für Mensch und Vieh. Folgende Lösungen sind untersucht worden (Anl. 3):

1. Die Erhöhung aller bewohnten Warfen auf etwa 1,50 m über dem „maßgebenden Sturmflutwasserstand“ und die Ausbildung von flachen Warfböschungen in der Form neuzeitlicher Seedeiche. Eine solche Erhöhung würde eine entsprechende Anhebung der Gebäude erfordern. Da dies der schlechte bauliche Zustand der meisten Gebäude jedoch nicht gestattet, müßte mit ihrem völligen Abbruch und Neuaufbau gerechnet werden. Gesamtkosten rund 13 Mio. DM.
2. Bau eines geschlossenen Ringdeichs oben um jede Warf mit einer Kronenhöhe von 2 m über dem „maßgebenden Sturmflutwasserstand“. Ausbildung flacher Warfböschungen wie zu 1. In diesem Falle könnten die Gebäude unverändert erhalten bleiben. Für die Anfahrt zur Warf müßte der Ringdeich verschließbare Durchlässe (Stöpen) erhalten. Gesamtkosten rund 10 Mio. DM.
3. Bau eines Teilringdeichs auf jeder Warf als Wellenbrecher gegen Nordwest, West und Südwest mit einer Kronenhöhe von 1,50 m über dem „maßgebenden Sturmflutwasserstand“. Ausbildung flacher Warfböschungen wie zu 1. Keine Gebäudeanhebung, dafür aber Neubau erhöhter und sicherer Fluchtstätten für die Bewohner. Die Fluchtstätten können entweder freistehende Gebäude sein, die an geeigneter, von allen Häusern gut erreichbarer Stelle so zu bauen sind, daß sie weder unterspült

noch vom Wellenangriff oder Sturm zerschlagen werden könnten, oder sie werden in oder an den bestehenden Häusern errichtet. Die Fluchtstätten müssen so hoch liegen, daß die Bewohner der Warf, vor den höchsten Wasserständen geschützt, Orkanfluten auch bei Zerstörung der übrigen Gebäude überleben können. Gesamtkosten je nach Bauart der Fluchtstätten (An- oder Einbau oder freistehend) zwischen rund 4,6 und 5,8 Mio. DM.

4. Nur Verbreiterung der Warfoberfläche, Ausbildung flacher Warfböschungen wie zu 1. und Bau von Fluchtstätten wie zu 3. Gesamtkosten rund 1,75 bis 3,0 Mio. DM.

Anlage 3 Zusammenstellung der überschläglichen Gesamtkosten für Warfsicherungen auf den Halligen

Hallig	Lösung 1	Lösung 2	Lösung 3	Lösung 4	Bemerkungen:
	Warferhöhung u. Anheben der Gebäude	Schutz der Gebäude durch einen vollen Ringdeich	Schutz der Gebäude durch den Bau eines Drittels des Ringdeichs (Südwest bis Nordwest) und Herstellung freistehender Fluchthäuser	Warfverbreiterung (Südwest bis Nordwest) mit flachen Böschungen u. Herstellung freistehender Fluchthäuser	
	DM	DM	DM	DM	
Nordmarsch-Langeneß	6 195 000	5 110 000	2 885 000	1 490 000	
Hooge	4 765 000	2 710 000	1 740 000	850 000	
Gröde	470 000	360 000	305 000	160 000	
Nordstrandischmoor	805 000	880 000	460 000	240 000	
Oland	—	—	—	—	1939 erhöht
Habel	170 000	220 000	115 000	60 000	
Hamburger Hallig	170 000	220 000	115 000	60 000	
Südfall	195 000	220 000	115 000	60 000	
Süderoog	220 000	220 000	115 000	60 000	
Gesamtkosten:	12 990 000	9 940 000	5 850 000	2 980 000	

Bei Einbau oder Anbau von Fluchträumen anstelle des Neubaus freistehender Fluchthäuser ermäßigen sich die Gesamtkosten bis auf 4 600 000 1 730 000

D. Die Beurteilung der verschiedenen Schutzmaßnahmen

Die im Abschnitt C genannten vier Lösungen sind in ihrer Wirkung nicht gleichwertig.

Die Lösung 1 wäre die schutzmäßig wirksamste Maßnahme. Sie dürfte jedoch planmäßig als Ganzes kaum durchführbar sein, weil die Erhöhung der Warfen und der völlige Neubau der Hallighäuser zu hohe Kosten verursachen und erhebliche Zeit erfordern würden. Es darf auch nicht übersehen werden, daß der planmäßige Abbruch der alten Wohnstätten den Halligbewohnern innere Werte zerschlagen und ihre Bindung an die Heimat erheblich lockern würde. Man kann dasselbe auf längere Sicht auch dadurch erreichen, daß man den Bewohnern die Auflage erteilt, bei Neu- oder Umbauten ihre Häuser um das erforderliche Maß anzuheben. Meist wird dies aber nur dort in Betracht gezogen werden können, wo die Häuser einer kleinen Warf baufällig sind und die Warf selbst für öffentliche Aufgaben als Lagerplatz oder ähnliches von Bedeutung ist oder wo an der Erhaltung einer Hallig mit nur einer Warf und einem Wirtschaftsbetrieb besonderes öffentliches Interesse besteht.

Die Lösung 2 erfordert ebenfalls sehr hohe Kosten. Ein Ringdeich würde außerdem für die Warfen mit größerer Häuserzahl erhebliche Wirtschafterschwernisse mit sich bringen. Da die enge Bebauung keine neuen Wirtschaftswege auf der Warf zuläßt, müßten zu viele verschließbare Durchlässe (Stöpen) vorgesehen werden, die wiederum die Gefahr bei Orkanfluten beträchtlich erhöhen. Der Ringdeich und die Stöpen bedürften ständiger sorgsamer Pflege. Da aus wirtschaftlichen Gründen die Krone des Ringdeichs ebenso wenig wie die eines Seedeichs so hoch angelegt werden kann, daß ein Wellenüberschlag nicht möglich wäre, blieben die Süßwasserversorgung und vor allem die Sicherheit für „eingeschlossene“ Menschen fraglich. Man sollte daher grundsätzlich von der Lösung 2 absehen.

Die Lösungen 3 und 4 haben im Vergleich zur Lösung 1 den Nachteil, daß die Gebäude und das Vieh durch außergewöhnlich hohe Sturmfluten vernichtet werden können und die Süßwasserversorgung für längere Zeit ausfällt. Wenn Lösungen mit einem derartigen Wagnis hier überhaupt erörtert werden, so in erster Linie deshalb, weil heute schnell etwas für die Sicherheit der Menschen getan werden muß, ohne daß dies an der Mittelbeschaffung scheitert und ohne daß dadurch spätere umfassendere Maßnahmen erschwert oder sogar unmöglich gemacht werden. Menschenleben sind nicht ersetzbar, wogegen materielle Verluste durch staatliche Hilfe ersetzt oder gemildert werden können.

Der Teilringdeich nach Lösung 3 schwächt die Gefahr der Zerstörung durch die Brandungswellen ab; er ist eine Art Wellenbrecher für die Warf und die Häuser. Ein solcher Teilringdeich wird sich sowohl an ufernahen, dem Wellenschlag stärker ausgesetzten, als auch an sehr niedrigen Warfen empfehlen. Der Bau freistehender Fluchthäuser ist bautechnisch die einfachste Lösung. Zentrale Fluchtstätten auf größeren Warfen können jedoch den Nachteil haben, daß die Bewohner, die sich von ihrem Hab und Gut und ihrem Vieh bei Sturmfluten meist erst in letzter Minute trennen und ihr eigenes Haus auch im Falle höchster Gefahr zu spät verlassen, ihr Fluchthaus nicht mehr erreichen. Diese Gefahr ließe sich dadurch vermeiden, daß man je nach Örtlichkeit für jedes einzelne Haus oder zwischen zwei benachbarten Häusern von beiden leicht erreichbare sichere Fluchtstätten ein- oder anbaut. Solche Ein- oder Anbauten können, falls die einzelnen Hauseigentümer über genügend Geldmittel verfügen, so ausgestattet werden, daß ein Teil des Mobiliars oder gar Viehs hineingerettet werden kann.

Der Bau der Fluchthäuser bedarf sorgfältiger Planung unter Beteiligung der Bewohner selbst und eines landschaftsverbundenen Architekten (Landschaftsschutzgebiet). Die weitere Einengung der ohnehin schon beschränkten Raumverhältnisse in den Hallighäusern wird oft auf Schwierigkeiten stoßen. Deshalb wird besonders bei den Warfen mit vier und mehr Haushaltungen von Fall zu Fall zu prüfen sein, in welcher Weise eine Warfverbreiterung nach Lösung 4 notwendig und erreichbar ist.

Der in Lösung 4 erstrebte Schutz der Häuser vor Welleneinwirkung durch eine Verbreiterung der Warfoberfläche nach Süden, Westen und Norden bei gleichzeitiger flacher Ausbildung der Böschungen in der Form neuzeitlicher Seedeiche kann für den Schutz der an der Leeseite der Hallig liegenden Gebäude als ausreichend angesehen werden, wenn die Warfoberfläche etwa in Höhe des „maßgebenden Sturmflutwasserstandes“ liegt.

Zusammenfassend ist zu den vier Lösungen zu sagen:

Die bei allen Lösungen vorgesehene flache Ausbildung der Warfböschungen in Form neuzeitlicher Seedeiche ist unter allen Umständen notwendig.

Lösung 1: Die Erhöhung aller Halligwarfen als die wirksamste Lösung scheidet als planmäßige Sofortmaßnahme wegen der hohen Kosten und wegen Zerschlagung der Wohnkultur aus. Nur dort, wo auch ohne den Grund des Sturmflutenschutzes auf einer Warf ganz oder überwiegend neue Gebäude errichtet werden, sollte deren Anhebung im Sinne

einer Gesamt- oder Teilerhöhung der Warf zur Vorschrift gemacht werden (Beispiel: Westervarf auf Hooge).

Lösung 2: Die Sicherung der Warfen durch geschlossene Ringdeiche stellt eine technisch unbefriedigende, die Bewirtschaftung der Hallig erschwerende und zudem sehr teure Lösung dar, von deren Ausführung abgeraten wird.

Lösung 3: Die Anordnung von Teilringdeichen in Verbindung mit der Errichtung von Fluchthäusern kommt bei ufernahen und daher besonders brandungsgefährdeten sowie bei sehr niedrigen Warfen als Schutzmaßnahme in Frage.

Lösung 4: In ihrer Oberfläche verbreiterte aber nicht erhöhte Warfen gewähren bei Orkanfluten ebenso wie die Teilringdeiche der Lösung 3 nur zusammen mit Fluchtstätten den Menschen sichere Zuflucht. Die Fluchtstätten müssen, gleichviel, ob sie als selbständige Gebäude oder als An- oder Einbauten errichtet werden, unabhängig von den vorhandenen Häusern unbedingt standsicher sein. Die Gefahr des Verlustes der Wohn- und Wirtschaftsgebäude bleibt bestehen und wird nur durch den wellendämpfenden Einfluß flacher Böschungsneigungen gemildert. Die Lösung 4 schließt spätere Verbesserungen im Sinne der Lösungen 1 und 3 nicht aus. Die Kosten bleiben im Vergleich zur erreichbaren Sicherheit der Halligbewohner in erträglichen Grenzen.

Grundsätzlich wird von einer generellen Entscheidung für eine der Lösungen 1, 3 oder 4 abgeraten. Vielmehr wird empfohlen, für jede Warf und für jede Haushaltung besonders zu prüfen, welche Schutzmaßnahme in jedem einzelnen Falle am zweckmäßigsten ist. Dabei muß auch geprüft werden, ob es in Einzelfällen geraten sein kann, eine Warf ganz aufzugeben und ihre Gebäude auf einer anderen Warf zu errichten.

Die Erhaltung der Halligen ist eine staatliche Aufgabe. Sie ist nur möglich, wenn die Halligen bewohnt sind. Infolgedessen ist es erforderlich, auch die notwendigen Vorkehrungen für die Sicherheit der Halligbewohner bei Sturmfluten als staatliche Aufgabe zu behandeln und im Hinblick auf die bestehende Gefahr baldigst durchzuführen.

Aufgestellt, den 1. April 1956.

gez. Dr. LÜDERS gez. Dr. SCHAUBERGER gez. SNUIS
gez. KATTENBUSCH gez. BOTHMANN gez. LORENZEN

Schriftenverzeichnis

1. BUSCH, A.: Die Entdeckung der letzten Spuren Rungholts. Nordfries. Jahrb. 10, S. 1—32, 1923.
2. GRUND, E.: Dr. Eugen Träger, ein Vorkämpfer für die Erhaltung der Halligen und die Landeskulturarbeiten an der schleswig-holsteinischen Westküste. Westküste 2, H. 2/3, S. 182—186, 1940.
3. HINRICHS, W.: Nordsee-Deiche, Küstenschutz und Landgewinnung. Husum 1931.
4. HUNDT, C.: Maßgebende Sturmfluthöhen für das Deichbestick der schleswig-holsteinischen Westküste. Die Küste 3, H. 1/2, S. 96—152, 1955.
5. MÖLLER, Th.: Die Welt der Halligen. 2. Aufl., Neumünster 1931.
6. MÜLLER, F.: Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. 1. Teil: Die Halligen. Berlin 1917.
7. PETERSEN, M.: Über die Grundlagen zur Bemessung der schleswig-holsteinischen Landesschutzdeiche. Die Küste 3, H. 1/2, S. 153—180, 1955.
8. PFEIFFER, H.: Die Arbeiten an der schleswig-holsteinischen Westküste seit 1933. Westküste 1, H. 1, S. 24—51, 1938.
9. SCHELLING, H.: Die Sturmfluten an der Westküste von Schleswig-Holstein unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse am Pegel Husum. Die Küste 1, H. 1, S. 63—146, 1952.