

Ursachen und Verhinderung des Abbruches der Insel Sylt

Von Karl Gripp

Inhalt

I. Vorbemerkung	170
II. Das Geschehen vor der nordfriesischen Küste im großen gesehen	170
III. Die Zerstörung durch Brandung und Uferversatz	175
IV. Die Riffzone	180
V. Der anschließende Nordseeboden	181
VI. Folgerungen	181
VII. Schriftenverzeichnis	182

I. Vorbemerkung

Der Erdgeschichtler ist bemüht, aus nachweisbaren Begebenheiten das Geschehen vergangener Zeiten zu erkennen. Dafür muß er, soweit möglich, alle wirksamen Kräfte berücksichtigen. Er muß also festlegen, wie weit seine Untersuchungen zeitlich und räumlich auszudehnen sind. Die Insel Sylt ist ein kleiner Teil der Ostküste der Nordsee. Das Schicksal der Insel ist somit eingeschlossen im Gesamtgeschehen an der Ostseite jenes Meeres.

Nachstehend sei zunächst aufgezeigt, wie weit wir heute die Stellung Sylts im weiträumigen Küstengeschehen erkennen können. Der gewonnene Einblick ermöglicht — unter gewissem Vorbehalt — Aussagen, wie jenem Naturgeschehen dort, wo es menschliche Einrichtungen gefährdet, begegnet werden kann. Der Erdgeschichtler wagt damit Voraussagen.

II. Das Geschehen vor der nordfriesischen Küste im großen gesehen

Nördlich Westerland, zwischen Sylt und Blaavandshuk setzt der Boden der Nordsee bei 10 bis 12 m Tiefe ein. Der Anstieg von dort zur Küste ist verschieden stark geneigt. Vor Sylt liegt außerhalb der Barren die 6-m-Tiefenlinie rund 1 km von der Küste entfernt. Vor Römö, nördlich Lakolk, beträgt die entsprechende Strecke 5 km, vor Fanö 2,8 km. Über die Barre des Lister Tiefs gemessen, beträgt die Entfernung von Römö bis zur 6-m-Tiefenlinie über 10 km, desgleichen bei der Barre vor dem Juvre-Tief. Vor Rantum und Kampen verläuft die 10-m-Tiefenlinie rund 1,2 km von der Insel entfernt. Vor Fanö jedoch über 6 km.

Die zwischen den „Vorgebirgen“ von Blaavandshuk und Hornsriff im Norden und Westerland im Süden infolge der Tide hin und her schwingende Wassermasse hat eine landseitig vorgewölbte Bogenküste aus Sand aufgebaut. Im Nordteil des Bogens setzt sich die Küste unter Wasser in einem 6 km breiten ausgeglichenen Hang fort. Dort, wo der Trog der schwingenden Wassermasse eingeengt wird, vor Westerland, ist der entsprechende Hang doppelt so stark geneigt.

Der Verlauf der Küste und die Form des seeseitigen Hanges zwischen Sylt und Fanö sind Teil einer durch Gezeiten und Wellen gestalteten, sogenannten Ausgleichsküste. Ihre Schwingungsbögen sind die Folge des Bestrebens des Meeres, einen ausgeglichenen Küstenverlauf zu schaffen. Vorsprünge der Küste engen das Bett der schwingenden Wassermasse randlich ein, bündeln diese und beschleunigen die Strömung. Dort, wo der Widerstand nachläßt, breitet sich die Wassermasse wieder aus und schafft ein Gleichgewicht zwischen angreifender Kraft und der Masse des Sandes.

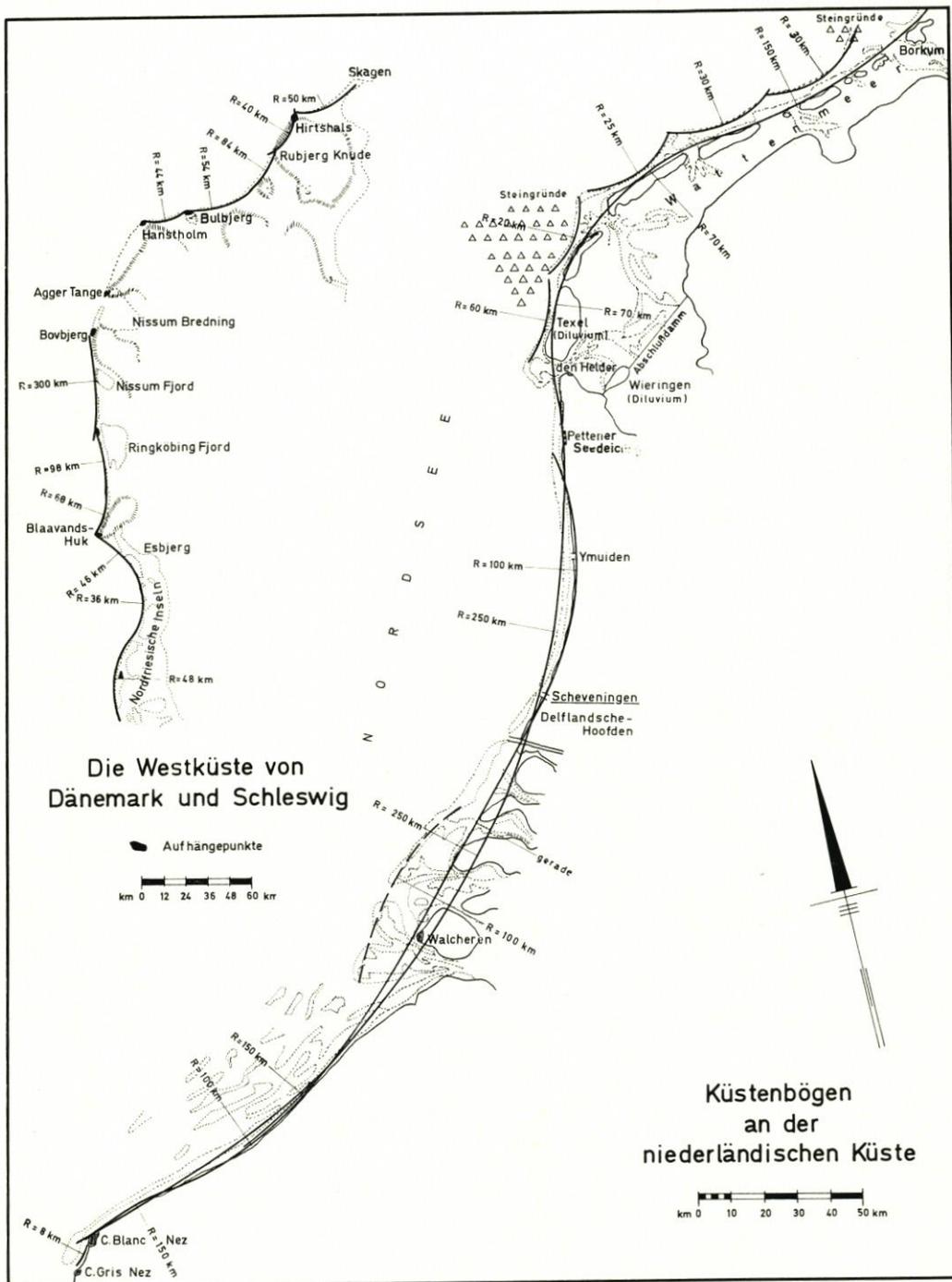


Abb. 1. Die Schwingungsbögen an der Ostküste der Nordsee nach VAN VEEN 1936

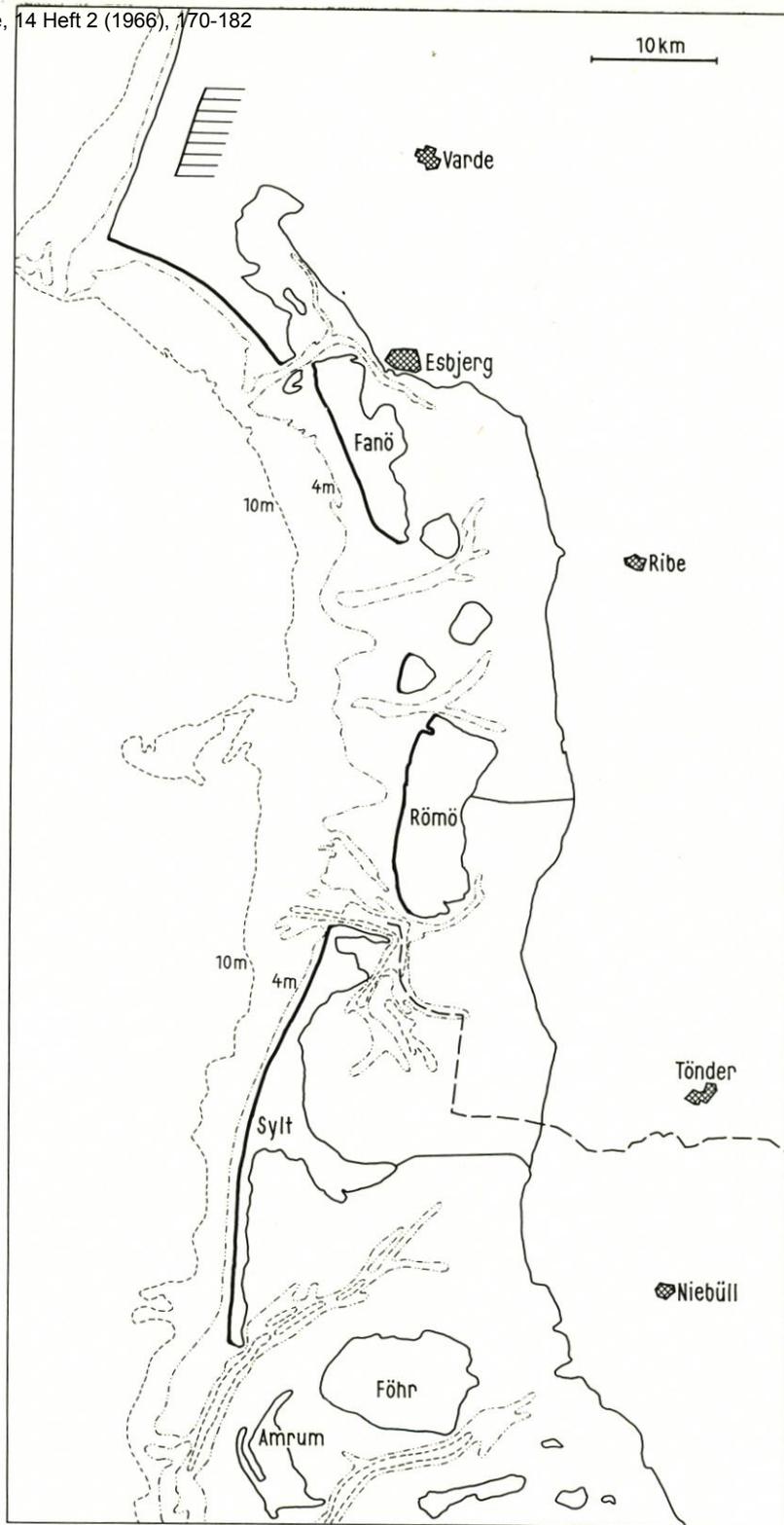


Abb. 2. Der Küstenbogen Westerland—Blaavandshuk mit Gats und Barren. Nördlich von Blaavandshuk ist die ehemalige Kliffküste der Geest von Graerup angegeben, um zu zeigen, daß dort Sand in ungefähr 10 km Breite in den letzten 6000 Jahren angeschwemmt wurde

Eine solche aus steilen Vorsprüngen und dazwischen bogenförmig verlaufenden Flachküsten aufgebaute Küste benannte F. v. RICHTHOFEN (1886) „Ausgleichsküste“. A. PENCK (1894, S. 557 bis 561) schrieb darüber, was hier gekürzt wiedergegeben sei:

„Der Ausgleichsküste liegt ein gebuchteter Küstenverlauf zugrunde. Sie entstand dadurch, daß die Brandung die Vorgebirge untergrub und die Küstenströmung die Trümmer in die Bucht schleppte. Die Ausgleichsküste zeigt daher streckenweise Strandwälle mit Dünen, welche sich als sanft geschwungene Nebrungen vor die primären Buchten legen . . . Man hat gebuchtete Küsten, deren Vorgebirge nur wenig abgetragen sind und dazwischen solche, wo es noch nicht zur Entstehung von Nebrungen, sondern nur zur Entwicklung von Haken gekommen ist.“

Diese Angaben treffen für das Gebiet zwischen Blaavandshuk und Westerland zu. Die Geest von Sylt ist das südliche, das Diluvial-Kliff bei Graerup ursprünglich das nördliche „Vorgebirge“. Zwischen beiden wird seit 6 Jahrtausenden eine bogenförmige Ausgleichsküste angestrebt. Schon I. J. VAN

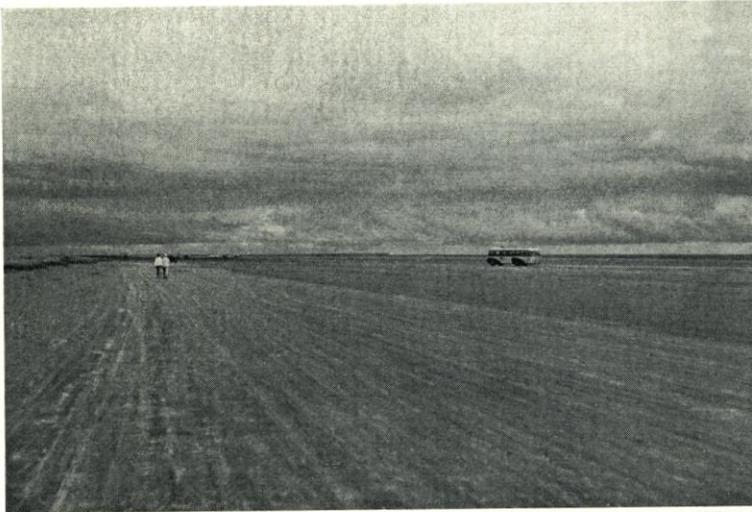


Abb. 3.
Strand von Fanö
10. 7. 1961.
Sand und Feinstkorn werden
von Süden her dauernd
zugeführt. Daher ist der
Strand frei von Buhnen,
tragfähig und so breit, daß
zwei Bahnen von öffentlichen
Bussen befahren werden.



Abb. 4.
Das Rote Kliff auf Sylt bei
Niedrigwasser während einer
Sturmflut. 22. 1. 1962.

VEEN (1936, S. 141) hat den Küstenbogen zwischen Westerland und Blaavandshuk aufgezeigt mit Radien von 36 bis 46 km (Abb. 1). In Abbildung 2 ist ersichtlich, daß Sylt sich nicht in den heute von Blaavandshuk bzw. Hornsriff bis Römö reichenden Ausgleichsküstenbogen einfügt. Warum nicht?

Die Küste von Blaavandshuk und Römö ist aus losem Sand aufgebaut, der vom Meer angespült wurde und wird. Die Küste verlagert sich auf der erwähnten Strecke seewärts. Die geschilderte Entwicklung prägt sich auch in der Neigung des seewärtigen Hanges im Schwingungsbogen aus. Während die Neigung des Seehanges seewärts der Riffzone vor Westerland bis zur 10-m-Tiefenlinie etwa 1:120 bis 160 beträgt, ist am Nordende des Bogens ein wesentlich flacherer Hang mit einer Neigung von 1:650 vorhanden (Abb. 3).

An der Küste Sylts aber boten und bieten hoch aufragende Kliffe aus pliozänen und diluvialen Sanden sowie ebensolche Dünen dem angestrebten Ausgleich des Küstenbogens eine erhebliche Erschwerung. Der Ausgleich wurde dort bis heute nicht erreicht. Aber die Kräfte des Meeres arbeiten weiter (Abb. 4). Daher tritt ständig neuer Landverlust ein.

Verwickelt wird der Aufbau des Küstenbogens zwischen Hornsriff und Westerland durch zwei Vorgänge:

1. Der Aufhängeort des Bogens bei Blaavandshuk wurde bis heute zunehmend westwärts verlagert.

2. Ist der Mensch bestrebt, die von der Natur geforderte Ostverlagerung des Westerländer Vorsprungs zu verhindern.

Beide Vorgänge seien näher betrachtet. Die Sandmassen, die während der letzten 6 Jahrtausende um Blaavandshuk zusammengetragen worden sind, haben die Küste vom Diluvial-Kliff bei Graerup

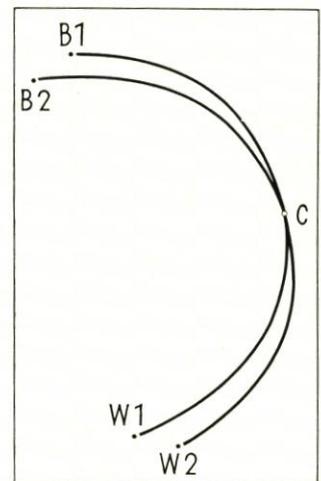


Abb. 5. Schema der Veränderungen der Bogenküste von Blaavandshuk (B) bis Westerland (W). Bei B wird die Küste seewärts, bei W landwärts verlagert. Von Punkt C an nördlich wächst das Land. Der Strand ist daher so breit, daß Autobusse auf ihm auf zwei Bahnen entlangfahren (vgl. Abb. 3). Südlich vom Punkt C aber liegt die Küste im Abbruch (Abb. 4 und 8 bis 12). Dieser Vorgang kann nur aufgehalten werden, wenn bei W eine „Felsküste“ bis auf den sich eintiefenden Meeresgrund hinab künstlich geschaffen wird.

um über 3 km gegen W vorgeschoben. Da von Blaavandshuk das Hornsriff heute um Dutzende von km nach W vorgreift, ist sicher, daß das Nordende unseres Schwingungsbogens im Laufe der Zeit erheblich nach W verlagert wurde. In ungleich langsamerem Tempo aber wurde der Westerländer Vorsprung nach E zurückgedrängt. Abbildung 5 zeigt, daß bei dieser Verlagerung seiner Ausgangspunkte eine gleichbleibende Gestalt des Schwingungsbogens nicht erreicht werden kann. Bei C liegt ein Punkt, an dem Anlandungsbereich und Gebiet des Abtrags aneinander stoßen.

Der Rückgang der Westküste Nord-Sylts ist also durch die Dynamik einer großen Wassermasse hervorgerufen. Ihm ist mit menschlichen Mitteln schwer entgegenzuarbeiten. Schon H. O. LAMPRECHT (1957, S. 90) betont, daß Sylt im Sandhaushalt „eine negative Bilanz aufweist“ (Abb. 6).

Südlich des Westerländer Vorsprungs ist eine Ausgleichsküste im Aufbau weniger weit vorgeschritten als im Norden (Abb. 7). Der von der Westerländer Geest ausgehende Hörnum-Haken ist der Anfang. Südlich anschließend haben die aneinandergereihten Barren von Vortrapp Tief, Norder und Süder Au, Norder und Süder Hever das Entstehen einer Bogenküste nicht zugelassen. Der Ebbstrom der Gats ist örtlich stärker als der Tideschwingungsstrom. Auch sind die bisher dort angefrach-



Abb. 6.
Helmpflanzung südlich von
Westerland. 2. 1. 1966.
Ein nach der Februarflut 1962
maschinell abgeschrägter und
mit Helm bepflanzt
Dünenhang ist weithin an
Kugelschal-Flächen abgerutscht,
da Sturmfluten das Widerlager
an der Basis weggespült
und dadurch das Gleichgewicht
des Hanges gestört haben.
Vom schmalen Strand her
kann der Sandverlust nicht
ausgeglichen werden. Somit
wird der Hang nach erneutem
Unterspülen weiter ostwärts
verlagert werden.



Abb. 7.
Hörnum, Kersig-Siedlung.
31. 12. 1965.
Die von der Februarflut 1962
durchbrochene und weitgehend
zerstörte Randdüne war 1963
künstlich wiederhergestellt
worden. Sie wurde aber durch
Sturmfluten des Herbstes 1965
wieder weitgehend abgetragen.
Ein aus Sand aufgebauter
Küstenvorsprung kann infolge
der allgemeinen Rück-
verlagerung des Hörnum-
Hakens nicht von Bestand sein.



Abb. 8.
Westküste nördliches Listland.
29. 12. 1965.
Ein Windriß in der
Dünenküste wurde bei
Hochfluten durch Antreibsel
und Sand strandwallartig
aufgefüllt.

teten Sandmassen noch zu gering, um den Raum außerhalb des dortigen Schwingungsbogens hinreichend aufzufüllen. Amrum liegt heute außerhalb des Schwingungsbogens, getrennt durch Vortrapp Tief und dessen westseitigen Barrenanteil (Teeknops, Jungnamen Sand).

Bislang hat der Mensch nur auf kurze Strecken den Rückgang der Küste aufgehalten und dies zumeist auch nur vorübergehend. Sollen für längere Zeit Erfolge erzielt werden, darf man nicht außer acht lassen, welche Wege die Natur geht, um ihr Ziel, eine Ausgleichsküste mit möglichst großem Radius, zu erreichen. Um diesen Ablauf des Geschehens zu erkennen, müssen wir uns zunächst Rechenschaft ablegen, auf welche Weise das Meer die Sylter Küste zurückdrängt.

Die ständig arbeitende Kraft ist die Tideströmung. Bei Sturmfluten wird sie von den Strömungen des durch Winddruck angestauten Wassers örtlich erheblich verstärkt. Beide erzeugen zwischen Meeresboden und dem benachbarten Land eine Gleichgewichtsgrenze zwischen Sandmasse und Verfrachtungsenergie in Gestalt einer schräg ansteigenden, ausgeglichenen Fläche. Diese Grenzfläche bleibt aber nur unterhalb etwa 5 m Tiefe für längere Zeit erhalten. Im oberen flachen Teil brechen sich die Wellen. Dort wird der Hang durch diese zusätzliche Dynamik zu Riffen und Rinnen ständig umgestaltet. Hinzu kommt hier der Uferversatz durch die auflaufenden Wellen.

Das Geschehen auf dem gesamten Hang muß betrachtet werden, wenn man erkennen will, warum die Grenze von Land und Meer unbeständig ist¹⁾.

- Sichtbar sind: 1. Abtrag durch Wind,
2. Zerstörung durch Brandung und Uferversatz.

Unter Wasser spielen sich ab:

3. die Vorgänge in der Riffzone,
4. die Vorgänge auf dem Abfall zum Meeresboden.

Über die Zerstörung, die der Wind am Strande und auf dem Lande hervorruft, wird demnächst berichtet werden. Durch Einreißen von Antidünen in eine Dünen-Kliffküste bereitet der Wind Einbrüche des Meeres vor (Abb. 8). Es handelt sich hierbei aber nur um Überflutungen des untermeerischen Teiles der Haken, nicht um „Durchbrüche“, d. h. das Entstehen neuer Gats. In fast allen Fällen werden diese Überflutungen durch neu aufgeworfene Strandwälle nach wenigen Tagen wieder abgeriegelt.

Die Antidünen haben andererseits das Verdienst, den Sandhaushalt an schmalen Stellen der Haken zu strecken. Landwärts verfrachteter Sand erhöht und verbreitert z. B. den Hörnum-Haken. Flugsand ist daher örtlich für die Erhaltung des Landes von Wert. Die vor genau 100 Jahren von den Sylter Einwohnern vertretene Anschauung, der Flugsand baue weite Teile ihres Landes auf (MÜLLER/FISCHER 1938, S. 153), ist durchaus berechtigt. Wo der Mensch durch Bepflanzen den Flugsand festlegt, wachsen die Dünen in die Höhe. Dies geschieht besonders in Strandnähe. Dort festgehaltener Sand fällt über Kliffbrüchen bald dem Meere wieder anheim (Abb. 6). Die Masse des Sandes bremst zwar die Rückverlagerung des Kliffs, trägt aber nicht zur Verbreiterung und damit zum längeren Erhalten des Landanteiles des Hakens bei.

III. Die Zerstörung durch Brandung und Uferversatz

Bei ruhigen Wetterlagen ist die Brandung gering oder bleibt aus. Sandwanderung, insbesondere durch den Uferversatz der auflaufenden Wellen, ist gering. Aber bei Sturmfluten ist der Wasserstand um mehrere Meter höher. Dann zerschlägt die Brandung das Ufer in einem höheren Stockwerk und sie ergreift Sand dort, wo lange Zeit Ruhe geherrscht hatte. Was dort losgeschlagen wird, trägt die Uferströmung sogar hoch oberhalb der Bühnen, die diesen Vorgang nicht hemmen können, davon (Abb. 9 und 10). Bei der gleichgerichteten Strömung in Flüssen sind Bühnen wirkungsvoll. In Tide-

¹⁾ Die Untersuchungen von H. GUTSCHE 1961 betrafen nur den oberen Teil des Küstenhangs, die Riffzone. Sie werden erst vollen Aussagewert erlangen, wenn sie bis 12 m Tiefe ergänzt sein werden.

Kliff und Küstendünen auf Sylt

Die Karte zeigt den Landverlust an der Westküste und die überraschend weitgehenden Veränderungen in den Dünen nach Luftaufnahmen von 1925 und 1965. Diese wurden durch Erderkundung ergänzt.

Bei Kliffende bestand zu beiden Zeiten ein Knick im Verlauf der Küste. Er ist durch die höhere Widerstandsfähigkeit der Grundmoräne des Roten Kliffs bedingt.

Zacken an einer Linie bedeuten Steilhang; je breiter die Dreiecks-Schraffen, um so steiler der Dünenhang. Feine rote Punkte geben Sandflächen frei von Pflanzenwuchs an.

Dem Landesvermessungamt Schleswig-Holstein sei gedankt für die Möglichkeit, eine für die Erörterung kartographischer Grundfragen neu angefertigte Karte des Raumes Wenningstedt-Kampen hier zum Abdruck zu bringen.

gewässern und an Brandungsküsten im Abtragsbereich vermögen sie nicht die Küste vor weiterem Rückgang zu schützen (M. PETERSEN 1961²⁾). Dies bezeugt ferner die vom Landesvermessungsamt zu Kiel dankenswerterweise zum Abdruck überlassene Karte über den Rückgang der Kliffküste und die neu entstandenen Windrisse (Antidünen) im Raume Wenningstedt — südliches List-Land, siehe Faltafel.

Uferschutz gegen Hochwasserschäden wird für Lockergesteine nur dort erreicht, wo diese durch „Fels“ ersetzt werden. Solche Umwandlung in eine Felsküste — als Strandmauer, Uferdeckwerk und schließlich Tetrapoden-Schüttung — ist seit Jahrzehnten im Gange. Moderne Schutzwerke dieser Art verhindern die Schäden des Hochwassers und seiner Brandung weitgehend. Sie kommen dem Bedürfnis nach Beruhigung der Anwohner nach.

Aber da sie einen Eingriff in den natürlichen Ablauf bedingen, d. h. der von der Ausgleichsküste erforderten Rückverlagerung entgegenarbeiten, ist zu fragen, was geschieht von seiten der Natur, um doch ihr Ziel zu erreichen?

Die Uferbefestigung vor Westerland hat bei der allgemeinen Rückverlagerung der Westküste von Ellenbogen bis Hörnum eine zunehmende Einengung für die freie Bewegung der Wassermassen zur Folge. Dies bedeutet für das Wasser Stau — Bündelung — beschleunigtes Fließen. Je weiter dort die Küste außerhalb der zu Fels gemachten Strecke zurückgeht, um so tiefer wird die Strömung am Fuß der „Felsen“ auskolken. Das zunehmende Schwinden des Strandes deutet diesen Vorgang seit Jahren an. Sicherungen des Fußes der Mauer vor Westerland mußten verstärkt durchgeführt werden. Die neue Art des Uferschutzes durch die Grenobler Tetrapoden stellt eine Verfelsung der Ufer dar, die sogar nach Unterspülen absinken darf, ohne wertlos zu werden. Sie kann nämlich durch Auftrag weiterer Tetrapoden unschwer ergänzt werden. Eine Packung aus Tetrapoden, deren Gewicht auf die Stärke der Brandung abgestimmt ist, stellt nach Ansicht des Verfassers die bis heute günstigste Art der Verwandlung eines sandigen Küstenhanges in einen Felshang dar. Kann sie doch, wenn durch Verlust der Fuß-Sicherung erforderlich, solange ergänzt werden, bis sie dem Meeresboden auflagert. Das wäre vor Westerland bei einer Tiefe von 10 bis 12 m. Eine Sicherung für den Ort Westerland wäre also technisch zu erreichen. Allerdings wird dort der Sandstrand zunehmend verlorengehen. Dies könnte verhindert werden, wenn eine bis auf den Meeresboden, also bis etwa 12 m hinabreichende Felsnase in See hinaus vor Westerland errichtet und gehalten würde. Beiderseits dieses derart festgelegten Aufhängepunktes der Ausgleichsküste würde möglicherweise auf kurze Strecken Sandstrand entstehen und erhalten bleiben. Aber die Kosten für diese Lösung werden nicht aufzubringen sein.

An Felsküsten findet sich Strand in den Buchten zwischen zwei Felsvorsprüngen. Also könnte man auch daran denken, durch vorgeschobene, hinreichend schwere Felsnasen des Uferschutzwerkes künstlich Buchten zu schaffen. Aber diese Lösung würde gleichhohe Kosten für Bau und Erhaltung verursachen. Vermutlich werden daher die Westeländer Badegäste späterer Geschlechter bis nahe an das jeweilige Ende der Uferschutzzone fahren müssen.

²⁾ Ein Beispiel hierfür: Die Sturmflut vom Februar 1962 hat am Morsum Kliff vom Kaolinsand S 2 (S = Schuppe), der im E von Glimmerton S 1 und im W vom Limonitsandstein S 2 unter Vorspringen flankiert wird, erhebliche Mengen fortgenommen. Aus einem schrägen Schutthang war vorübergehend ein steiles Kliff geworden. Dieser Verlust fast losen Sandes und die Sorge, Teile des Nösse-Grünlandes zu verlieren, hat die Gemüter derart beunruhigt, daß man zwei lange niedrige Bühnen in das Wattenmeer hineingebaut hat.

Dem Kaolinsand bieten die Bühnen keinen Schutz. Ob sie das Nösser Grünland erhalten werden, ist fraglich.

Dabei zeigt die Natur wenig weiter westlich auf, was hätte geschehen müssen. Vom Limonitsandstein S 2 gegen W liegt ein alter begrünter Strandwall vor dem Kliff. Dieser blieb bei der Sturmflut intakt und hat verhindert, daß das Kliff dort von jenem Hochwasser wesentlich beschädigt wurde.

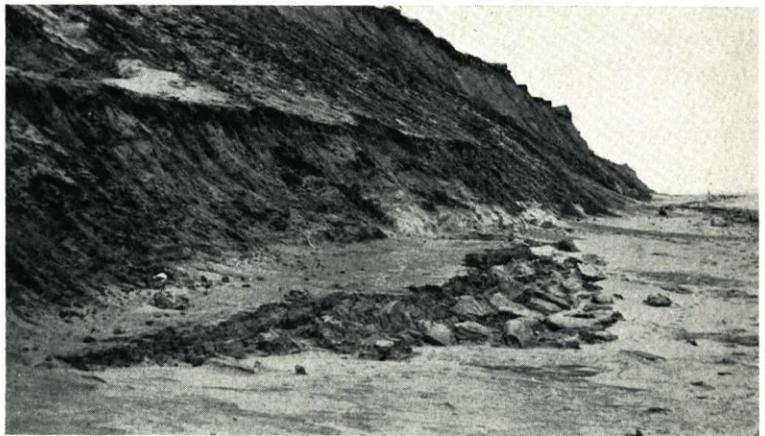
Diesen Strandwall hätte man bis über den Glimmerton S 1 nach E verlängern sollen. Er würde den Grund vor dem Kaolinsandkliff aufhöhen, würde den Glimmerton vor dem täglichen Abgespültwerden schützen, so daß hier ein bald begrünter Dauerhang entstehen würde.

Es fragt sich, wie weit nördlich wird diese in fernen Zeiten liegen? Nördlich von Westerland springt heute schon regelmäßig am Ende eines neuen Deckwerks das Kliff und damit die Küste zurück, weil Sturmfluten den anschließenden ungeschützten Uferteil inselwärts besonders stark abradierten. Auch am Ende der nördlichen Tetrapoden-Reihe war Ende 1965 das Meer wieder erheblich vorgedrungen (Abb. 11 und 12). Es läßt sich voraussehen, daß die Uferschutzwerke schließlich von Westerland zunächst bis Wenningstedt und später noch weitergeführt werden. Die Wasserbauer

Abb. 9.
Fuß des Roten Kliffs.
23. 2. 1962.
Durch die Februar-Flut 1962
ist der Hangschutt entfernt
und der Strand unmittelbar am
Fuß des Kliffs soweit
abgetragen worden, daß der
schräg geschichtete Kaolinsand
frei lag. Vorne links von der
Mitte ein künstlicher
Anschnitt, um den weißen
Kaolinsand zu zeigen.



Abb. 10.
Fuß des Roten Kliffs.
2. 1. 1966.
Ein linsenförmiges Tonlager
von 15 m Länge, dem
Kaolinsand eingelagert,
hat der Sturmbrandung bis auf
die Randzone widerstanden
und läßt durch die Breite
seiner Oberfläche erkennen,
wie weit das Kliff durch die
Sturmfluten des Herbstes
1965 zurückgegangen ist.



müssen entscheiden, ob es durchführbar ist, den Unterwasserhang mindestens bis zu der Außenkante der Riffzone schon bald ganz oder örtlich zu Fels zu machen, wie ähnlich es LAMPRECHT (1957, S. 87) vorschlug, oder ob die Verfelsung in der heutigen Strandlinie im Wege dauernder Verlängerung nach N fortgesetzt werden soll. Im letztgenannten Fall wird sich für Westerland nach Norden hin infolge der dichten Besiedlung nicht die Gelegenheit bieten, daß zwischen zwei hochwasserfrei befestigten Vorsprüngen eine für den Sandfang geeignete, weit genug landwärts eingreifende Bucht nach Art der Calangen der mittelmeeischen Küste erhalten bleibt. Wohl aber wäre dies bei rechtzeitiger Planung südlich von Westerland zu erreichen.

Der Westerländer Vorsprung, d. h. der Schnittpunkt der N—S verlaufenden Küste der

Hörnum-Halbinsel mit der N 20 E verlaufenden nördlichen Sylter Westküste, liegt vor Westerland-Süderende. Einen ähnlichen Knick zwischen zwei geradlinig verlaufenden Küsten finden wir auf Amrum bei A-Hörn. Die Entstehung so scharfer Richtungsänderung in Abtragungsküsten mag damit zusammenhängen, daß SW-Sturm und Flutstrom die nördliche und NW-Sturm und Ebbstrom die südliche Küstenstrecke am nachhaltigsten gestalten. Auf Amrum ist dieser Vorgang durch den davor

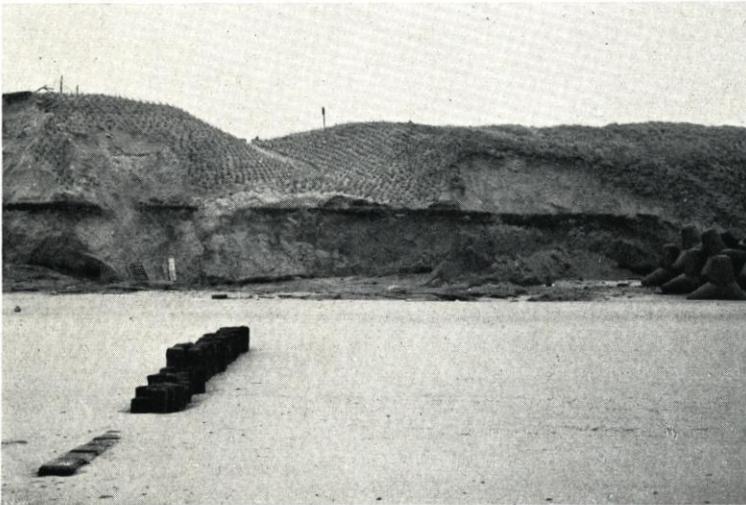


Abb. 11.
Westerland, nördliches Ende
der Tetrapoden-Mauer.
30. 12. 1965.
Sturmfluten des Herbstes
1965 haben das an das
Nordende der Tetrapoden-
Reihe anschließende Kliff
aus diluvialen Sand und Lehm
erneut um 5 m abgetragen.
Darüber ist das dunkle Band
des humosen Mutterbodens der
Geest weithin freigelegt. Die
oberhalb davon liegenden
Dünen sind an zwei Stellen
mitsamt der neuen Helm-
Bepflanzung abgerutscht,
ebenso ein über eine Treppe
nach unten führender Pfad.



Abb. 12.
Rechter Bildrand:
Tetrapoden-Damm
nördlich von Westerland.
30. 12. 1965.
Der Damm hat das Kliff
vom Februar 1962 geschützt.
Aber an seinem Nordende
ist durch Brandung und
Lee-Erosion ein neuer
Einbruch (von der Bildmitte
nach links) entstanden.

entstandenen Kniepsand weitgehend stillgelegt. Die Kliffdüne vor A-Hörn bleibt sogar durch ein Tal von dem Geestkliff getrennt. Auf Sylt wird der Westerländer Küstenvorsprung voraussichtlich in seiner ganzen Länge in wenigen Jahren durch ein Deckwerk festgelegt werden.

Die Fixierung der Lage dieses Küstenteils dürfte für das Geschehen an der südlichen Westküste von Sylt von entscheidender Bedeutung sein. Ist jener Abschnitt doch der Aufhängepunkt für die nach S sich neu aufbauende Ausgleichsküste. Die Entwicklung der nächsten Jahrzehnte wird zeigen, ob Mittel aufgebracht werden müssen, um beim Hörnum-Haken den natürlichen Umbau einer geraden Küste zu einer bogenförmigen zu unterbinden.

IV. Die Riffzone

Zum Wirkungsbereich von Brandung und ufernahen Strömen gehört auch die Riffzone. Aus zahlreichen Beobachtungen wissen wir, daß dort, wo die auflaufende Welle infolge zu geringer Wassertiefe sich erstmalig bricht, der Sand aufgewirbelt und dadurch ein im Gegensatz zum ebenflächigen tieferen Teil des Küstenhanges sehr unruhig gestalteter Meeresboden ausgebildet wird. Schmale Bänke entstehen, zwischen denen Wasser in Rinnen verstärkt strömt. Die zuverlässigste Auskunft über die Riffzone vor Sylt gaben die Untersuchungen von H. O. LAMPRECHT (1957). Die Verteilung der Formen und somit das Geschehen in dieser nach LAMPRECHT 100 bis 500 m breiten Zone wechselt mit der Stärke des Windes und der Dünung. Je stärker die Dynamik, desto stärker die Umlagerung des Sandes. Für die Erhaltung der Küste aus Lockergestein ist das Verhältnis des Umfanges von Sandzufuhr zu Sandabfuhr ausschlaggebend. Abbildung 5 zeigt das Gebiet, in das Sand angefrachtet wird. Wir sehen aber auch, daß am südlichen Aufhängepunkt des Küstenbogens überwiegend Sand fortgeführt wird.

Es ist bekannt, daß an der von Westerland nach N führenden Küste die Sandwanderung in gleicher Richtung verläuft. Bezeugt wird dies

- a. von den Betreuern der Badeeinrichtungen. Sie beobachteten, daß bei Hochfluten losgeschlagene Treppen usw. im N strandeten,
- b. durch den Umstand, daß die eiszeitlichen Geschiebe des Roten Kliff nach N verfrachtet werden; plattige Stücke bis auf den Ellenbogen,
- c. durch die Verfrachtung eines zunächst bei Klappholtal angetriebenen Rothirsches, der von der folgenden Hochflut bis an den Strand von Ellenbogen, gleich östlich des Westfeuers, weiter verfrachtet wurde³⁾,
- d. durch die jüngsten Untersuchungen mittels radioaktiven Sandes und Luminophoren, ausgeschüttet auf dem Riff nördlich des Westerländer Vorsprungs (siehe M. PETERSEN 1965, K. H. NACHTIGALL und E. SEIBOLD 1965).

Südlich von Westerland aber, so versicherten die Betreuer der Badeeinrichtungen, werden losgeschlagene Teile ihrer Einrichtungen im Endeffekt nach S verfrachtet. Da der Ort des Anstehens der bei Puan Klent angetriebenen Kleigerölle nicht bekannt ist, kann aus ihnen die Transportrichtung nicht abgelesen werden. Am Südende der Hörnum-Halbinsel werden (zeitweise) Eem-Schichten vom Meere aufgearbeitet. Daraus stammende Molluskenschalen gehören z. T. anderen Arten an, als sie in der Nacheiszeit dort lebten (*Tapes senescens*). Deren Schalen werden nur dort gefunden, wo die Eem-schichten anstehen. Eine Verfrachtung gegen N ist nicht nachzuweisen.

Es ist eine dringende Aufgabe, sei es durch direkte Messungen oder mittels Leitstoffen wie radioaktiven Sanden oder Luminophoren, eindeutig aufzuzeigen, in welche Richtung Sand an der Küste südlich von Westerland verfrachtet wird.

Fast unbekannt ist uns das Geschehen auf dem tieferen Teil des Küstenhanges. Westlich von Sylt wurde Land in noch unbekannter Breite bis 10 m Tiefe während der letzten Jahrtausende abradiert. Dies und die ruhigen Formen der dabei entstandenen Hänge bezeugen Sandverfrachtung. Die Unterschiede in der Neigung der Hänge (siehe S. 174) sind die Reaktion auf die Stärke der Strömung. Nach LAMPRECHT (1957, S. 46, 56, 57) unterliegt der Küstenhang vor Sylt unterhalb der Riffzone, also in seinen unteren 5 bis 6 m, erheblichen Veränderungen. Auch dies besagt, daß hier Sediment verfrachtet wird.

Ein besonderes Interesse beansprucht die von LAMPRECHT aufgezeigte Nase in 10 m Tiefe, also auf dem Boden der Nordsee, gleich unterhalb des Küstenhanges. Nach den Unterlagen, die uns

³⁾ Nach freundlicher Mitteilung von Fräulein Weinrich vom Nordseeheim Klappholtal lag der Hirsch etwa 8 Tage am Strande vor Klappholtal. Jungen aus jenem Kinderheim sägten das Geweih ab. Die Sturmflut vom 5./6. Dezember 1961 verfrachtete das Tier bis auf den Ellenbogen. (Abgebildet im Flensburger Tageblatt vom 28. Dezember 1961.)

LAMPRECHT gibt, liegt diese Nase genau vor dem Knick der Sylter Westküste. Ihre Spitze erreicht bis 2 km Abstand vom Ufer; in der Länge schwankt sie um 600 m und verschiebt ihre Spitze bis zu 2 km. Da dort, wo dieser Rücken liegt, nach Auffassung der Geologen nur das Auftreten leicht zu zerstörender Kaolinsandschichten anzunehmen ist, dürfte nicht ein Abrasionsrest vorliegen. Es ist vielmehr wahrscheinlich, daß es sich um eine Sandanhäufung des dort hin und her pendelnden Tidestromes handelt.

Die Fußlinie des Küstenhanges ist das seeseitige Gegenstück zur Wasserlinie am Strande. Zwischen diesen beiden Grenzen spielen sich die Vorgänge der Küstenerosion ab. Da mit Sandabwanderung dort unten zu rechnen ist, verdient diese Zone im Nord- wie im Südabschnitt der Insel untersucht zu werden. Insbesondere ist zu prüfen, ob bei kräftigem ablandigem Wind, verbunden mit Dünung aus westlicher Richtung, aus der Tiefe aufsteigendes Wasser außer Bernstein auch Sand hangaufwärts in die Riffzone verfrachtet.

V. Der anschließende Nordseeboden

Wie schon VAN VEEN betonte, stellt der Boden der südlichen Nordsee keine ruhende Fläche dar. Vielmehr heben hohe Wellen feine Teilchen an, so daß diese von der Tideströmung verfrachtet werden können. Bessere Kenntnis des Verhaltens des Sediments am Grunde der Nordsee vor Sylt erscheint unerlässlich, wenn man die Sandbilanz auch quantitativ erfassen will.

Bei der Tiefenlage von 10 bis 12 m ist damit zu rechnen, daß tonige Ablagerungen des eemzeitlichen Meeres im Westen der Abrasions-Ebene der heutigen Nordsee erhalten geblieben sind. Bodenprofile, mit dem Kolbenlot gewonnen, könnten mit geringen Unkosten deren Ostgrenze nachweisen und damit klarlegen, wie breit der Streifen ist, der Sylt seit Wiederkehr der Nordsee durch Abrasion verlorengegangen ist. Es ist zu erstreben, daß das Deutsche Hydrographische Institut durch eines seiner Schiffe diese für die Geschichte der nordfriesischen Küste wichtige Untersuchung durchführt.

VI. Folgerungen

Das heutige Geschehen an der nordfriesischen Küste ist trotz mancher und auch neuerer erfolgreicher Untersuchungen noch teilweise unbekannt. Dringend erforderlich ist, nähere Kenntnis über die Sandwanderung zu gewinnen:

- | | |
|--|---|
| a. am Küstenabfall unterhalb der Riffzone, | } im Untersuchungsgebiet
von H. O. LAMPRECHT |
| b. am Grunde der Nordsee unweit des Küstenabfalls, | |
| c. auf dem Riff und Küstenabfall vor der Hörnum-Halbinsel. | |

Erst wenn die Vorgänge zwischen der 12-m-Tiefenlinie und dem Strand hinreichend bekannt sein werden, kann die Sandbilanz zuverlässig erfaßt werden.

Für das Geschehen an der nordfriesischen Küste ergibt sich:

1. Sylt stellt für die Schwingungen des Tidewassers südlich vom Horns Riff ein Hindernis dar. Die Insel wird daher ohne starke Sicherungsmaßnahmen bis zum Erreichen einer vollendeten Ausgleichsküste abgetragen werden.
2. Dieser Abtrag, also Sandwanderung, findet nicht nur in der Brandungszone, sondern auf dem ganzen Hang zwischen Meeresboden und Strand statt. Die Riffzone ist der obere, durch brechende Wellen umgestaltete Teil dieses Hanges.
3. Um weiteren Landverlust örtlich zu unterbinden, hat der Mensch begonnen, aus der Lockersandküste eine „Fels“-Küste zu machen.
4. Da die durch künstliche Felsnasen eingeeengte Strömung verstärkt abträgt, wird der Küstenhang (0—10 m) steiler werden. Der Strand wird zunehmend schwinden.

5. Tetrapoden-Schüttungen bieten neben anderem den Vorteil, daß sie oben ergänzt werden können, wenn sie nach Schwinden der Rifffzone infolge Unterspülens zusammenbrechen.

6. Infolge des abschnittweisen Ausbaus der Schutzwerke und der Lee-Erosion am jeweiligen Ende wird die Umwandlung in eine Felsküste zu Felsbastionen führen.

7. Die Westerländer „Felsküste“ wird voraussichtlich bis nördlich von Wenningstedt verlängert werden.

8. Dies bedeutet, daß der Strand von Westerland gegen N im Laufe der Jahrzehnte zunehmend schmaler und schließlich fehlen wird.

9. Es ist daher zu prüfen, ob südlich von Westerland Sandstrand erhalten bleiben kann, und zwar in einer Bucht zwischen zwei künstlichen Felsbastionen, entsprechend den Calangen an der Küste des Mittelmeeres. Es wäre an einer Seewasserbau-Versuchsanstalt zu prüfen, wie tief die Brandung den Sand zwischen derartigen Bastionen herausschlägt, wenn an der Küste ein Sandstrom vorbeizieht.

10. Die „Verfelsung“ der Küste liegt zwar teilweise noch in weiter Ferne, aber sie sollte frühzeitig bei der Planung beachtet werden.

11. Siedlungen nahe der Westküste auf Sylt sind solange zu verhindern, bis die durch die vorgesehene Planung der „Verfelsung“ zu sichernden Gebiete bestimmt sind.

VII. Schriftenverzeichnis

- CZOCK, H. u. WIELAND, P.: Naturnaher Küstenschutz am Beispiel der Hörnum-Düne auf der Insel Sylt nach der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. *Die Küste* 13, S. 61—72, 1965.
- DITTMER, E.: Erdgeschichte der Nordfriesischen Inseln in Kersten & La Baume. Neumünster 1958, S. 13—16.
- DOLEZAL, R., PETERSEN, M., usw.: Entwicklung und Untersuchung eines radioaktiven Indikatorverfahrens zur Messung der Kinetik, der Erosion und des Sandtransportes an sandigen Brandungsküsten. Euratom 2167 d., Brüssel 1965.
- GRIPP, K.: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster i. H. 1964.
- GRIPP, K., SIMON, W. G., BECKER, W.: Untersuchungen über den Aufbau und die Entstehung der Insel Sylt. *Die Westküste* 2, H. 2, S. 24—84, 1940.
- GUTSCHE, H.: Über den Einfluß von Strandbuhnen auf die Sandwanderung an Flachküsten. Mitt. Franzius-Institut für Grund- und Wasserbau TH Hannover, 20, S. 74—211, 1961.
- KNOP, FR.: Küsten- und Wattveränderungen Nordfrieslands. Methoden und Ergebnisse ihrer Überwachung. *Die Küste* 11, S. 1—33, 1963.
- LAMPRECHT, H. O.: Uferveränderungen und Küstenschutz auf Sylt. *Die Küste* 6, H. 2, S. 39—93, 1957.
- MAGER, F.: Der Abbruch der Insel Sylt durch die Nordsee. Schriften Baltische Kommission zu Kiel VI, S. 1—199, Breslau 1927.
- MÜLLER-FISCHER, O.: Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste — II. Teil: Die Inseln. 7. Folge. Sylt. Berlin 1938.
- PENCK, A.: Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894.
- PETERSEN, M.: Das deutsche Schrifttum über Seebuhnen an sandigen Küsten. *Die Küste* 9, S. 1—57, 1961.
- PETERSEN, M., NACHTIGALL, K. H., und SEIBOLD, E.: Studien an sandigen Brandungsküsten mit Scandium 46. Atomkernenergie 10, S. 285—294, 1965.
- SIMON, W. G.: Der voralluviale Untergrund des nordfriesischen Wattenmeers. Kieler Meeresforschungen 5, S. 146—168, 1941.
- VAN VEEN, I. JOH.: Onderzoekingen in den Hoofden. s'Gravenhage 1936.
- WALTHER, F.: Grundlagen für die Entwicklung der Meeresströmung in den Seegaten und Wattgebieten der ostfriesischen Küste. Wasserwirtschaft 40, H. 1 und 2, Stuttgart 1949.
- ZAUSIG, F.: Veränderungen der Küsten, Sände, Tiefs und Watten der Gewässer um Sylt (Nordsee) nach alten Seekarten, Seehandbüchern und Landkarten seit 1585. *Geol. d. Meere u. Binnengewässer* III, 4, 1939.