

# Über Riffbildungen und ihre Entstehung an den Küsten des Sees Oulujärvi (Finnland)

Von Uno Varjo

## Abstract

*The latest basin investigations show that the subaquatic bar morphology of the shore is determined by the water depth, wave height, and the grain size of soil on the shore. In the same way it has been pointed out that when there are high waves and rough material, the formation of the subaquatic bars is the same as when low waves and finely divided soil prevail. The preceding explains what happened on the shores of Lake Oulujärvi during the years 1963-1965. The results show that on the shores where the wave height and water depth are the same, the more multiform subaquatic morphology can be found on the shore which is built up by finely divided soil, than on the shore where the soil is rougher. In the former case two subaquatic bar zones were developed on the shore, in the latter case only one. Similarly, it is pointed out that on the shore which is formed by finely divided soil, the subaquatic bars of the inner bar zone were bigger than those of the outer. In all zones the subaquatic bars formed so, that the biggest bars were outermost and the smallest innermost. This order is reverse compared with those subaquatic bars which have been produced in the wave tank experiments. On the shore which is built up by finely divided soil, two subaquatic bar zones seem to have formed so that the outer is produced by wind waves, and the inner by a swell. This is due to the fact that a swell forms a breaker in markedly lower water than the corresponding wind waves, when the swell waves are further formed by the orbital movement of the water; the swell wave drives with it a great deal of finely divided material and forms big subaquatic bars. That the outer bars in both subaquatic bar zones are bigger than the inner bars is due to the fact that in each bar zone every bar which develops beside the breaker point is the biggest of its own development. This being the case, the outermost bar is built up by the highest waves; this is followed by subaquatic bars which are formed by smaller and smaller breakers of the waves. Generally, these subaquatic bars are not destroyed, because the strength of the waves is worn away on a breaker.*

## Inhalt

|  |    |
|--|----|
| I. Einleitung . . . . .  | 52 |
| A. Über Riffbildungen an den Ufern des Sees Oulujärvi . . . . .  | 56 |
| 1. Der Oulujärvi und seine Naturverhältnisse im Hinblick auf die Riffbildung der Schorre . . . . .                                     | 56 |
| 2. Riffmorphologie an den Küsten des Oulujärvi . . . . .   | 62 |
| B. Der Wechsel in der morphologischen Gestaltung der Schorre am Oulujärvi . . . . .  | 68 |
| 1. Die Neigung der Schorre . . . . .   | 68 |
| 2. Die durch die Korngröße des Materials und das Schwanken des Wasserstands bewirkte Veränderlichkeit in der Riffmorphologie . . . . . | 69 |
| 3. Die Wirkung der Korngröße . . . . .   | 70 |
| 4. Die Wirkung der Schwankungen des Wasserstandes . . . . .  | 76 |
| III. Schriftenverzeichnis . . . . .  | 79 |
| II. Zusammenfassung . . . . .  | 79 |

## Vorwort

Die vorliegende Untersuchung befaßt sich mit den Gebilden des nassen Vorstrandes. Besonders die in den letzten Jahren ausgeführten Modellversuche liefern schon heute eine gute theoretische Grundlage für die Erforschung der für Grobsandküsten bezeichnenden Riffbildungen.

Die in Modellen hervorgerufenen Riffe sind jedoch an sich anscheinend den Naturriffen nicht vergleichbar, da sich an den Küsten u. a. die Wellenhöhe, anders als es sich bei den in Tanks angestellten Versuchen verhält, von einem Moment zum anderen verändert. Da außerdem einige schwer miteinander in Einklang zu bringende Gesichtspunkte bei den auf Modellversuche und den auf Naturverhältnisse gegründeten Forschungen einander gegenüberzustehen schienen, suchte ich diese Fragen für die Küsten am westlichen Teil des Sees Oulujärvi (Finnland) anhand eines in den Jahren 1963–1965 gesammelten Materials zu beleuchten.<sup>1</sup>

### Einleitung

Zu den typischen morphologischen Gebilden der Schorre gehören die Riffe, die an allen Flachküsten mit Sandwanderungen anzutreffen sind. Es sind im allgemeinen breite und flachhängige, uferparallele, submarine Wallbildungen, die oft auf die Weise asymmetrisch sind, daß ihr Luvhang sanfter und ihr Leehang stärker geneigt ist (HARTNACK 1924, S. 50; MAULL 1938, S. 385; SCHÜTZE 1939, S. 318; REINHARD 1953, S. 19, u. a.). Schon HARTNACK (1924, S. 54–56) maß an der pommerschen Küste insgesamt 51 Profile, wobei er feststellte, daß sich an der Küste viele Zonen von Riffen erstreckten, deren Abstände bei zunehmender Tiefe des Wassers wuchsen (vgl. EVANS 1940, S. 482–491). Dagegen schien der Abstand von der Strandlinie für das Auftreten der Riffe nicht von nennenswerter Bedeutung zu sein. Als Extremfall fand er gut ausgebildete Riffe noch bei 10 m Wassertiefe (ebd. S. 59, vgl. auch NORRMANN 1964, S. 24, 95 und 219 u. a.).

Das Schrifttum über Riffe ist heute schon recht umfassend, und über ihre Entstehung sind viele verschiedene Theorien aufgestellt worden. Die bekanntesten (vgl. EVANS 1940, S. 501 bis 503; JOHNSEN 1961, S. 33–35, u. a.) sind die sog. Strömungs- (GILBERT 1885, S. 111, u. a.), die Interferenz- (HARTNACK 1924; SHEPHARD 1950, u. a.) und die Suspensionstheorie (EVANS 1940; WIRTZ 1949, u. a.). Doch gehen in jede von ihnen so viele Schwächen ein, daß eine Klärung des Entstehungsmechanismus der Riffe nicht nur auf sie gegründet werden kann (JOHNSEN 1961, S. 35–36). Es ist nämlich z. B. im Wellentank leicht festzustellen, daß es zur Entstehung der Riffe nicht, wie GILBERT (1885) vorausgesetzt hat, einer längs der Küste verlaufenden Wasserströmung bedarf, sondern daß sie ein Ergebnis der Tätigkeit des Wellengangs sind. Desgleichen kann festgestellt werden, daß Riffe auch dann entstehen, wenn die Energie der Welle auf dem Strand verbraucht wird.

Dann eben erfolgt zwischen Welle und rückwärtiger Wasserströmung so gut wie keinerlei Zusammenprall von Wasserteilchen, der im Wellengang Interferenz verursachen würde. Auch eine bedeutende Verlangsamung der Oszillationsgeschwindigkeit tritt im allgemeinen erst am Brechpunkt ein. Dagegen kommen Riffe eine weite Strecke davon entfernt vor.

Auch hat man die Entstehung der Riffe von einer umfassenderen Grundlage ausgehend zu erforschen versucht. REINHARD (1953, S. 28–40) schreibt, daß sich die Sandriffe als erkennbare Form der morphologischen Wirkung von Strömung, Wellen- und Brandungstätigkeit bei durchschnittlichen Seegangsverhältnissen zeigten. Ihr Auftreten ist viel eher an bestimmte Wassertiefen als an die Entfernung von der Uferlinie gebunden. Desgleichen sagt auch KÖRNER (1955, S. 35–41), daß die Riffe als Gesamtergebnisse vieler Faktoren entstehen. Nach ihm

<sup>1</sup> An dieser Stelle möchte ich insbesondere cand. rer. nat. JUKKA HÄIKIÖ danken, aber auch allen denen, die bei den verschiedenen Phasen der Untersuchung Hilfe geleistet haben. Die mit der Studie verbundenen Karten haben die Kartenzeichnerinnen ANJA KAUNISOJA und ELVI SVENTO hergestellt, und die Übertragung der Arbeit ins Deutsche hat Dr. phil. MARTA RÖMER besorgt; allen dreien danke ich aufs beste, wie auch Prof. Dr. habil. W. EVERS (Hannover) für sprachliche Präzisierungen und für Berichtigungen, die er in meinem Manuskript vorgenommen hat. Oulu, den 22. September 1966

bildet sich der untere, aus größerem Material aufgebaute Teil des Riffes da, wo die strandwärts gerichtete Strömung unter der anlaufenden Welle auf die Rückströmung der vorgegangenen trifft und die Schleppkraft im Bereich des Zusammenstoßes momentan abnimmt. Seewärts des sich bildenden Walles, meint er, werde das durch die Turbulenz unter der brechenden Welle in Suspension gehende Material von dem Schußstrahl des Brechers gegen den Strand fortgetragen. Der Schußstrahl zerschelle hinter dem Riffsockel und löse wiederum Turbulenz aus, die diesmal gegen den Riffsockel gerichtete Wasserbewegungen hervorrufe. Die zunehmende Rückströmung zerstöre die Wirbel und lasse den Sand, soweit er nicht von der Küstenströmung fortgetragen werde, über dem Kamm und dem landseitigen Hang des Riffes ausfallen. Gegen diese Anschauungen ist jedoch geltend zu machen, daß sie hier nicht zutreffende Grundlagen der Strömungstheorien übernehmen und daß mit der Verknüpfung unbefriedigender Anschauungen eine befriedigende Lösung des Problems nicht zu erwarten ist (JOHNSEN 1961, S. 36).

Bemerkenswerte Fortschritte in den Riffuntersuchungen bedeuten u. a. die von BAGNOLD (1940—1941) und KEULEGAN (1948) gelieferten Arbeiten, die sich auf Tankversuche und Messungen gegründet haben. Der erstere von ihnen untersuchte, auf welche Weise Wellen von 5 bis 30 cm Höhe auf den im Wellentank befindlichen Hang einwirkten, dessen Material von 0,05 bis 0,7 mm Korndurchmesser enthielt. Er war der Ansicht, daß das Küstenprofil von dem zwischen Wellenhöhe und Korngröße des Materials bestehenden Verhältnis abhängig sei. In seinen Versuchen brachte er schöne Riffbildungen zustande und bewies, daß bei gleichbleibender Korngröße des Materials, aber veränderter Wellenhöhe die Riffe unterschiedlich ausfielen, ebenso wie wenn gleich hohe Wellen auf ein Material unterschiedlicher Korngröße einwirkten. KEULEGAN (1948) wiederum untersuchte Riffe in zwei Rinnen bei den Vorstrandneigungen 1:15, 1:30, 1:50 und 1:70 und benutzte bei seinen Versuchen Grobsand, dessen durchschnittliche Korngröße 0,42 mm betrug. Aus den Hauptergebnissen seiner Untersuchung kann festgestellt werden, daß er der Ansicht war, die Lage des Riffes zur Küste sei von der jeweils vorherrschenden Wellenhöhe sowie von dem Verhältnis zwischen Wellenhöhe und -länge abhängig. Wenn Länge und Höhe der Welle gleichblieben, das Wasser aber tiefer werde, verschoben sich die Riffe strandwärts, was auch dann geschehe, wenn Wassertiefe und Wellenhöhe sich nicht veränderten, die Wellen aber kürzer würden. Umgekehrt verschiebe sich das Riff dann seewärts, wenn Wellenhöhe und -länge wüchsen, ohne daß sich das Verhältnis der beiden anderen Größen zueinander veränderte. Doch hat KEULEGAN die Wirkung der Korngröße bei der Gestaltung des Riffes außer acht gelassen, was als unzulässig anzusehen ist; denn unterschiedlich grobes Material bewegt sich mit der Strömung auf verschiedene Weise (vgl. HJULSTRÖM 1935, S. 298; SUNDBORG 1956, S. 218—219, u. a.). Ebenso wenig hat er Riffe, die den in der Natur vorkommenden ähnlich gewesen wären, zustande zu bringen vermocht, was offenbar sowohl an dem zu kleinen Wellengang als auch an dem zu groben Material gelegen hat. Doch sind seine Forschungsergebnisse als verdienstvoll anzusehen, weil darin zum erstenmal sowohl geschobenes als auch suspendiertes Material, das sich bei der Entstehung von Riffen unter verschiedenen Verhältnissen verschieden verhält, gesondert betrachtet worden ist (vgl. KÖRNER 1955, S. 38 bis 39; JOHNSEN 1961, S. 37).

Die neuere Forschung hat, ausgehend von der schon von VOLLBRECHT (1957 u. a.) dargelegten Anschauung, ihre Auffassung darauf gegründet, daß die Bewegung des Bodenmaterials der Küste wie auch die Entstehung der Riffe durch die Wasserbewegung verursacht werden, die über den Rippeln bei landwärts gerichteter Schwingungskomponente entsteht. Diese Auffassungsweise ist in den meines Erachtens außerordentlich gut begründeten Untersuchungen JOHNSENS (1961) vorgebracht worden, der der endgültigen Lösung des Problems nahegekommen zu sein scheint. Er benutzte bei seinen Forschungen einen 70 m langen, 3 m breiten und 1,45 m tiefen Wellenkanal, in dem aus feinkörnigem Seesand eine in dem Verhältnis 1:51

abfallende Strandneigung angelegt worden war. Der Wellengang wurde durch einen am anderen Ende des Kanals aufgestellten Wellenerzeuger hervorgerufen. Die angewandten Wellenhöhen betragen 11,35—21,90 cm, d. h. die Wellen waren beträchtlich groß. Sie können also als den in der Natur vorkommenden Wellen und unter ihnen in erster Linie den Dünungswellen ähnlich angesehen werden, was die Ergebnisse der Modellversuche auch erwiesen haben (vgl. JOHNSEN 1961, S. 18).

In seiner Untersuchung ist JOHNSEN (1961, S. 73—75) davon ausgegangen, daß die am Grunde vor sich gehende Wasserbewegung Sinkstoff über die Rippel verfrachtet. Diesen Stoff hat er in sechs Teile zerlegt, von denen jedoch nur drei auf eine Schwingungskomponente entfallen. Diese sind:

1. der Anteil, der vom Luvhang des Rippels auf den Leehang geschoben wird,
2. der Anteil, der, in Suspension gehend, direkt in Richtung der Bewegung über den Rippel hinweg transportiert wird und
3. der Anteil, der durch den Leewirbel geht und durch die entgegengesetzte Schwingungskomponente versetzt wird.

Von diesen hat er noch die Anteile 1 und 2 miteinander vereinigt, da bei ihnen die Richtung ihrer Bewegung dieselbe ist und sie den größten Teil des gesamten bewegten Stoffes umfassen. In seiner Untersuchung stellt JOHNSEN (1961, S. 42) fest, daß das Verschleppen des Sinkstoffes längs der Schorre von der Wellenhöhe und der mittleren Korngröße des Hangmaterials in der Weise abhängt, daß, je feiner der Stoff und je höher der Wellengang ist, er um so mehr im Wirbel verfrachtet wird, und umgekehrt ist der Anteil der direkt verfrachteten Sinkstoffmenge am größten, je gröber das Korn und kleiner die Welle ausfällt. Somit bedingen sowohl große Wellen und grobes Korn als auch kleine Wellen und feines Korn ähnliche Entwicklungsvorgänge auf der Schorre. Demgemäß hat er denn auch insbesondere die Entwicklung der Riffe an Hand zweier Hauptfälle betrachtet; bei Hauptfall 1 ist die Wellenhöhe groß und das Material fein, während bei Hauptfall 2 die Wellenhöhe gering und das Material grob ist.

Im ersten Hauptfall, in dem also der Wellengang hoch und der Sinkstoff fein ausfällt, ist vom Ausgangspunkt der beginnenden Bewegung des Bodenmaterials an sein Transport zunächst landwärts gerichtet. Dies liegt daran, daß anfangs die Wirkung des Wirbels auf den Grund schwach ist, so daß sich der Hauptteil des Materials geradlinig bewegt, ohne am Wirbel beteiligt zu sein. Dabei macht sich die landwärts gerichtete Wasserbewegung überwiegend geltend, weil die in dieser Richtung erhaltene Beschleunigung der Wasserteilchen größer als seawärts ist. Dies ist daraus zu ersehen, daß der Wellengang selbst während der ganzen Zeit Wasser landwärts mit um so größerer Geschwindigkeit schiebt, je flacher der Strand wird. Allmählich aber nimmt der Anteil des Wirbels als Verfrachter von Sinkstoff zu, weil bei Flacherwerden des Wassers die Höhe des Wellengangs wächst und die Bewegungsgeschwindigkeit der einzelnen Wasserteilchen auf ihrer Bahn zunimmt. Da in diesem Fall das Material feinkörnig ist, bewegt sich schon vor dem Brechpunkt über die Hälfte davon im Leewirbel, so daß dieser die Hauptrichtung der ganzen Bewegung des Materials bestimmt. Dabei ist die in negativer Richtung, seawärts sich bewegende Sandmenge, die aus dem Leewirbel der positiven Bewegung stammt, größer als die positiv transportierte Menge, weil die zugehörige Geschwindigkeit der positiven Schwingungskomponente stets größer als die der negativen Komponente ist.

Wenn die Wassertiefe etwa der Hälfte der Wellenhöhe entspricht, zerschellt die Welle zur Brandung. Dabei tritt in der Bewegung des Wassers eine schnelle Veränderung ein. Der vom Brechpunkt fortlaufende Brecher ist bei unverformtem Unterwasserhang bekanntlich vom schäumenden Typ. Die aus dem Brecher entstehende kleinere Welle befindet sich von Anfang an in einem hohen Störzustand, für den eine schnelle positive Oszillationskomponente kennzeichnend ist. Im Lauf des Materials ist diese darin zu erkennen, daß vom Brechpunkt an

landwärts das Material vorwiegend mit dem Wirbel wandert, wobei die negative Bewegung stark im Vordergrund steht. Doch indem das Wasser flacher wird, erschöpft sich allmählich die Tätigkeit des Wellengangs, während zugleich die geradlinige Translation des Wassers erstarkt. Aus diesem Grunde wird die Verfrachtung des Materials schon vor der Wasserlinie positiv, also landwärts gerichtet.

Als Ergebnis des Sinkstofftransports nimmt das Profil der Küste die auf Abbildung 1 dargestellte Form an. Kennzeichnend dabei ist der an der Strandlinie entstandene Strandwall, der auf die nahe der Strandlinie vor sich gehende strandwärtige Sandzufuhr zurückzuführen ist. Der starke Wirbel nahe dem Brechpunkt bewirkt eine negative Sandwanderung, die bald zur Entstehung einer Vertiefung unmittelbar landseits des Brechpunktes führt. Dieses Material häuft sich seewärts des Brechpunktes zu einem Wall, an dessen steiler werdenden Luvhang die negativ gerichtete Verlagerungstendenz abgebremst wird. So entsteht seewärts des Walles allmählich eine Vertiefung, aus der Sand für den nächsten Wall abwandert. Der Vorgang kann sich bis zu dem Punkt, an dem die Geschwindigkeitsdifferenz der Wasserpartikel entsteht, des öfteren wiederholen, so daß sich eine Front aus Teilhängen entwickelt, deren Neigungen den Geschwindigkeitsunterschieden entsprechen und mit zunehmender Wassertiefe flacher werden. Am Außenrand der Riffzone, wo die Hauptbewegung des Materials landwärts gerichtet ist, entsteht dann endlich eine Vertiefung, aus der das Material zum Aufschütten des äußersten Rifffes landwärts verfrachtet wird.

In dem Hauptfall 2, wo der Wellengang gering und das Material grob ist, spielt sich die morphologische Entwicklung der Schorre auf andere Weise ab. Vom Ausgangspunkt der anfänglichen Bewegung des Bodenmaterials an bis zum Brechpunkt verläuft diese größtenteils geradlinig, wobei die Wanderung landwärts gerichtet ist. Doch nimmt die Menge des im Wirbel seewärts verfrachteten Materials gleichmäßig zu, so daß die Überschußlinie, die die Gesamtbewegung der Stoffmenge spiegelt, nach dem Anstieg zum Brechpunkt hin wieder abfällt. Vom Brechpunkt an landwärts liegt die gemeinsame Überschußlinie ausschließlich im positiven Bereich, fällt aber nach kurzem Steigen zur Wasserlinie hin wieder ab. Da in diesem Falle das Material auf der ganzen Strecke in positiver Richtung, also landwärts, in Bewegung ist, gestaltet sich die Umbildung der Schorre einfach (Abb. 1). Zunächst ist die Zone, in der das Material in Bewegung ist, gegenüber der entsprechenden Zone des obigen Hauptfalles 1 im allgemeinen schmal. Nahe dem Ausgangspunkt des Materials entsteht im Seeboden eine Vertiefung, aus der es sich unweit des Brechpunktes zu einem Wall anhäuft. Entsprechend verursacht der Brecher landseits des Brechpunktes im Seegrund eine Vertiefung, aus der die Sandmenge landwärts verfrachtet wird und an der Wasserlinie einen Strandwall aufschüttet (JOHNSEN 1961, S. 42 bis 45).

Bei Betrachtung der Untersuchungsergebnisse JOHNSEN's ist zu betonen, daß sie sich im Versuchstank herausgestellt haben. Sie sind also nicht ohne weiteres mit den in Naturverhältnissen gewonnenen Resultaten gleichzusetzen; denn an den Naturküsten bestehen keine konstanten Wellenhöhen. Dort laufen Wellen von unterschiedlichem Typ und wechselnder Größe

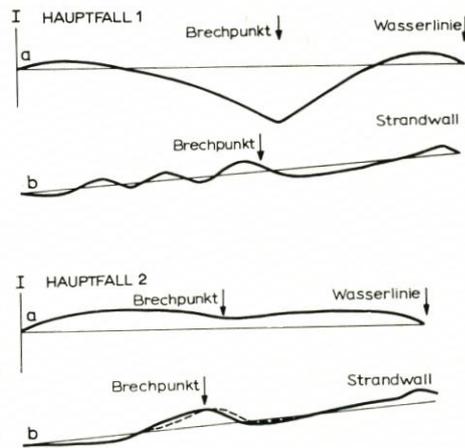


Abb. 1. Das Ausbilden des Hangreliefs in den Hauptfällen 1 und 2. a. Überschußlinie des gesamten Wirkungsbereiches der Welle. b. Hangrelief (JOHNSEN 1961, S. 48—50)

in bunter Reihenfolge auf die Wasserlinie zu und bilden Riffe, die sich zwar nach den beschriebenen Gesetzmäßigkeiten entwickeln, aber doch Konglomerate sind, die sich aus den zu jeder Wellengröße und jedem Wellentyp passenden Riffformen zusammensetzen (JOHNSEN 1961, S. 57). Da vorläufig keine Untersuchungsergebnisse darüber vorliegen, auf welche Weise die Riffmorphologie an Naturküsten nach den neueren Modellversuchen erklärt werden kann, wird es im folgenden unternommen, diese Frage an Hand von Messungen, die an den Ufern des Sees Oulujärvi ausgeführt worden sind, zu betrachten.

### A. Über Riffbildungen an den Ufern des Sees Oulujärvi

#### Der See Oulujärvi und seine Naturverhältnisse im Hinblick auf die Riffbildung der Schorre

Der Oulujärvi liegt zwischen den Breitenkreisen von rd.  $64^{\circ}$  und  $65^{\circ}$  etwa 100 km östlich der Küste des Bottnischen Meerbusens. In diesen Meerbusen entwässert er sich durch den Fluß Oulujoki. Unter den Seen Finnlands ist er der fünftgrößte. Seine Fläche beträgt nach RENQVIST (1951, S. 147)  $900 \text{ km}^2$  und seine Höhe über dem Meere 122,5 m. Es ist ein verhältnismäßig

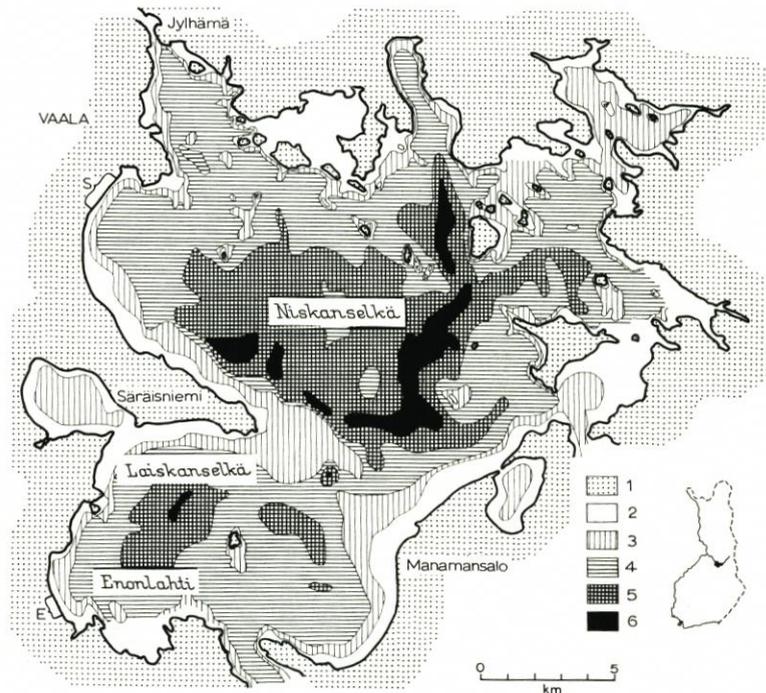


Abb. 2. Der westliche Teil des Sees Oulujärvi und seine Tiefenverhältnisse nach Leiviskä (1913, Kartenbeilage). 1. Land, 2. Tiefe 0—2 m, 3. 2—5 m, 4. 5—11 m, 5. 11—20 m, 6. 20—26 m, S = Strand der Bucht von Nimislahti, E = Strand der Bucht Enonlahti.

flacher See; seine mittlere Tiefe beträgt etwa 7,6 m und seine größte bekannte Tiefe nur 38 m. Die Insel Manamansalo teilt den Oulujärvi in zwei Teile, von denen der westliche aus den offenen Seeflächen Niskanselkä und Laiskanselkä besteht. Das nördlichere der Untersuchungs-

gebiete liegt nördlich der Halbinsel Säräisniemi in der Mitte der Bucht Nimislahti, das südlichere am Ende der am südwestlichen Teil des Laiskanselkä gelegenen Bucht Enonlahti (Abb. 2).

Der Niskanselkä und der ihm unmittelbar angeschlossene Laiskanselkä bilden die umfangreichste einheitliche offene Seefläche des Oulujärvi, deren größte Breite in Nord-Süd-Richtung etwa 21 km und deren größte Länge von Südwesten nach Nordosten etwa 25 km beträgt. Vor dem Ufer von Nimislahti erstreckt sich rund 20 km offene Seefläche und vor der Bucht Enonlahti etwa 25 km. Diese Werte sind im Hinblick auf die Verhältnisse der Binnengewässer Finnlands beträchtlich hoch (vgl. RENQVIST 1951, S. 146—151).

Die Windverhältnisse am Oulujärvi sind nach den an der Flugstation Kajaani 1957 bis 1965 angestellten Windbeobachtungen festgestellt worden. Das einschlägige Material ist vom Archiv des Meteorologischen Zentralamtes zur Verfügung gestellt worden. Die Verteilung der Windgeschwindigkeit ist nach der von VENHO (1960, Karte 6/1 u. a.) benutzten Skala auf die Weise aufgestellt worden, daß die schwachen Winde die Windgeschwindigkeit von 1 bis 6 Knoten, die mäßigen die von 7 bis 21 Knoten und die starken die von über 21 Knoten umfassen. Da in dem erhaltenen Material die Windbeobachtungen vierteljährlich zusammengefaßt worden sind, sind hier als für die Windverhältnisse während der Zeit offenen Wassers maßgebend die von Sommer und Herbst benutzt worden. Sie sind in der folgenden Tabelle zusammengefaßt:

Tabelle 1

Verteilung der Winde an der Flugstation Kajaani von Sommer und Herbst 1957—1965 (‰)

|      | N   | NE   | E    | SE   | S    | SW   | W     | NW  |
|------|-----|------|------|------|------|------|-------|-----|
| 1— 6 | 3,2 | 5,8  | 4,8  | 8,2  | 12,7 | 6,3  | 6,1   | 3,8 |
| 7—21 | 3,1 | 5,0  | 5,8  | 5,7  | 6,5  | 4,5  | 7,9   | 5,3 |
| > 21 |     |      |      |      |      |      | +     | +   |
|      | 6,3 | 10,8 | 10,6 | 13,9 | 19,2 | 10,8 | 14,0  | 9,1 |
|      |     |      |      |      |      |      | Still | 5,4 |

Der Geschwindigkeit nach entfallen die Winde fast alle auf die Gruppen der schwachen oder mäßigen. Von den Windrichtungen steht der Süden deutlich im Vordergrund, und rund 44 ‰ aller Winde kommen aus dem Sektor E bis S. Am seltensten sind die Nordwinde und etwas häufiger als diese die Nordostwinde.

Tabelle 2

Verteilung der Korngrößen des Sandes bei den Küstenabschnitten von Säräisniemi und Enonlahti (in ‰)

| Gebiet       |    | Korndurchmesser (mm) |                   |                    |                    |                    | Mittelwert<br>Ø mm |                    |
|--------------|----|----------------------|-------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
|              |    | 0 bis<br>0,74        | 0,74 bis<br>0,125 | 0,125 bis<br>0,250 | 0,250 bis<br>0,500 | 0,500 bis<br>1,000 |                    | 1,000 bis<br>2,000 |
| Nimislahti-S | 1  | —                    | 0,1               | 0,1                | 43,1               | 56,6               | 0,1                | 0,6                |
| „            | 2  | —                    | 0,1               | 0,1                | 63,0               | 36,5               | 0,2                | 0,5                |
| „            | 3  | —                    | —                 | 0,1                | 35,0               | 64,9               | —                  | 0,6                |
| „            | 4  | —                    | 0,1               | 0,1                | 22,7               | 74,2               | 3,0                | 0,7                |
| Nimislahti-N | 45 | —                    | 0,4               | 8,7                | 87,4               | 3,5                | —                  | 0,4                |
| „            | 50 | —                    | 0,8               | 4,8                | 91,1               | 3,2                | —                  | 0,4                |
| „            | 70 | —                    | 0,3               | 5,8                | 70,6               | 23,5               | —                  | 0,4                |
| „            | 75 | —                    | 0,3               | 7,0                | 69,7               | 22,9               | —                  | 0,4                |
| Enonlahti    | 15 | 1,2                  | 65,7              | 33,1               | —                  | —                  | —                  | 0,1                |
| „            | 16 | 0,3                  | 16,7              | 81,9               | 1,0                | 0,1                | —                  | 0,2                |
| „            | 17 | 0,3                  | 16,1              | 82,0               | 1,4                | 0,1                | —                  | 0,2                |

Der Oulujärvi ist ein für Finnland typischer Reliktsee, der infolge der Landhebung erst vor der Litorinazeit vom Meere abgeschnürt wurde. Das Abflußbett des Sees dürfte anfangs südlich von Säräisniemi gelegen haben, von wo aus sich das Wasser des Sees südlich am Rokuanvaara vorbei in den Siikajoki ergossen hat. Doch hat sich das Abflußbett bald an seine jetzige Stelle nach Vaala verlagert (vgl. LEIVISKÄ 1913, S. 82—85; SAURAMO 1927, S. 74—80; OKKO 1949, S. 125 u. a.). Seit den 1940er Jahren ist der Wasserstand des Oulujärvi im Kraftwerk von Jylhämä geregelt worden, wobei sich der Stau auf 2,7 m (120,50 bis 123,20 ü. d. M.) eingestellt hat (vgl. Encyclopaedia Fennica 1963, Bd. 6, 779—780).

Auf der Tiefenkarte des Oulujärvi (LEIVISKÄ 1913, Kartenbeilage), die auf Grund der von Kapitän K. A. LILJEBERG ausgeführten Lotungen ausgearbeitet worden ist (Abb. 2), kann festgestellt werden, daß am Ufer von Nimislahti das Wasser anfangs gleichmäßig bis 5 m tief wird, und diese Tiefe bleibt bis in 500 m Entfernung von der Strandlinie. Von da an wird im Südteil dieses Küstenabschnittes das Wasser auch weiterhin ziemlich gleichmäßig tiefer, und eine Tiefe von 8 Metern wird in etwa 700 Metern Entfernung erreicht. Dagegen verringert sich im Nordteil des Küstenabschnittes der Gradient in dem Maße, daß sich eine Tiefe von 8 Metern erst bei rund 1250 Metern Abstand von der Strandlinie einstellt. Bei Enonlahti wird der See etwas langsamer als an den vorhergehenden Stellen tiefer; denn eine Tiefe von 5 Metern tritt dort erst in rund 700 Metern Entfernung ein und eine Tiefe von 8 Metern erst bei etwa 1500 Metern Entfernung von der Strandlinie. Doch ist im Südteil des Ufers der Gradient etwas geringer als diese Werte. Die Echolotung vom Jahre 1962 (Abb. 3) zeigt, daß der Südteil

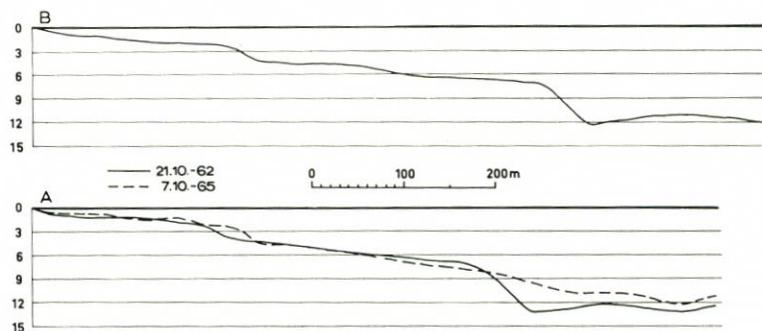


Abb. 3. Echolotprofile der Stellen A und B (vgl. Abb. 5) vom J. 1962 (—) und das der Stelle A vom J. 1965 (-----)

der Küste von Nimislahti anfangs bis in etwa 2 Meter Tiefe ziemlich gleichmäßig absinkt. In etwa 200 Meter Abstand von der Strandlinie, bis wohin an dieser Stelle die Schorre zu reichen scheint, wird der Gradient schnell steiler. Der See wird hier auf einer Strecke von rund 40 Metern um etwa 2,5 m tiefer, wobei die Seehalde schon in etwa 4,5 m Tiefe aufzuhören scheint. Von da an wird der Seegrund wieder flacher. Ein gleichmäßiges Tieferwerden des Wassers setzt sich von da an bis in etwa 7 Meter Tiefe fort, und zwar rund 550 Meter von der Strandlinie entfernt. An dieser Stelle beginnt ein anderer steiler Hang, bei dem auf einer Strecke von 60 Metern das Wasser um rund 5 bis 5,5 m tiefer wird, wobei der Seegrund insgesamt eine Tiefe von etwa 12,5 Meter erreicht.

Von diesen Bildungen des Ufers gehört der letztgenannte Abhang nicht zu dem normalen Profil eines Akkumulationsufers (vgl. VARJO 1964, S. 25—27), obwohl die Westseite des Niskanselkä schon ihrer der Form eines regelmäßigen Kreisbogens angenäherten Strandlinie wegen als Akkumulationsform gelten kann (vgl. LEIVISKÄ 1913, S. 96). Auch läßt sich der Abhang nicht

als sogenannte Vorzeituferbildung ansprechen, die zur Zeit eines bedeutend niedrigeren Wasserspiegels als der heutige entstanden wäre, denn obgleich im Oulujärvi der Wasserspiegel nach der Eiszeit infolge der Erhöhung der Schwelle von Vaala angestiegen ist, kann nicht nachgewiesen werden, daß in der Entwicklung des Sees so jähe Veränderungen des Wasserstandes eingetreten wären (vgl. LEIVISKÄ 1913, S. 84; SAURAMO 1927, S. 74—80), daß ein Vorzeitufer sich so deutlich unter dem Wasser hätte erhalten können. Eine im Herbst 1965 an derselben Stelle vorgenommene Echolotung hat denn auch erwiesen (vgl. Abb. 3), daß es sich um ein kurzlebige Gebilde gehandelt hat, das später völlig verschwunden ist. Es ist anzunehmen, daß der Abhang durch eine längs dem Nordstrand von Säräisniemi verlaufende laterale Strömung verursacht worden ist.

Im Bereich der Ufer des Niskanselkä und des Laiskanselkä besteht der Felsgrund nach SIMONEN (1960, Karte 3) aus Granitgneis. In den untersuchten Uferabschnitten reicht er indes nicht bis zur Oberfläche, sondern ist durchweg von einer glazialfluvialen Bodendecke überlagert. Das Ufer von Nimislahti gehört nach SAURAMO (1927, S. 39) zu dem Grobsandgebiet zwischen der vom dortigen Ufer nach Nordwesten gerichteten Oslandschaft Rokuanvaara. Am Strande ist der Grobsand stark sortiert. Doch ist er im südlichen Strandteil, wie aus Tabelle 2

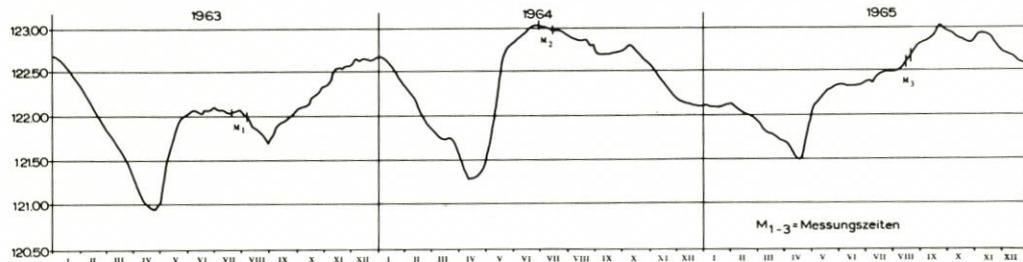


Abb. 4. Die Höhe des Wasserspiegels der See Oulujärvi in den Jahren 1963—65 nach der vom Kraftwerk Jylhämä erhaltenen Auskunft

Tabelle 3

Die Höhe der Wasserspiegel im Oulujärvi im Sommer 1963—1965 (in m ü. d. M.) nach der vom Kraftwerk Jylhämä erhaltenen Auskunft.

| Monat  | Tg. | 1963   | 1964   | 1965   |
|--------|-----|--------|--------|--------|
| Juni   | 1   | 122,08 | 122,89 | 122,37 |
|        | 5   | 122,09 | 122,91 | 122,37 |
|        | 10  | 122,07 | 122,95 | 122,35 |
|        | 15  | 122,04 | 122,99 | 122,34 |
|        | 20  | 122,09 | 123,03 | 122,36 |
|        | 25  | 122,10 | 123,04 | 122,36 |
| Juli   | 1   | 122,11 | 123,06 | 122,38 |
|        | 5   | 122,09 | 123,02 | 122,41 |
|        | 10  | 122,10 | 123,04 | 122,38 |
|        | 15  | 122,05 | 123,00 | 122,46 |
|        | 20  | 122,07 | 123,00 | 122,50 |
|        | 25  | 122,08 | 122,99 | 122,52 |
| August | 1   | 122,05 | 122,93 | 122,52 |
|        | 5   | 122,01 | 122,90 | 122,52 |
|        | 10  | 121,97 | 122,93 | 122,56 |
|        | 15  | 121,89 | 122,87 | 122,61 |

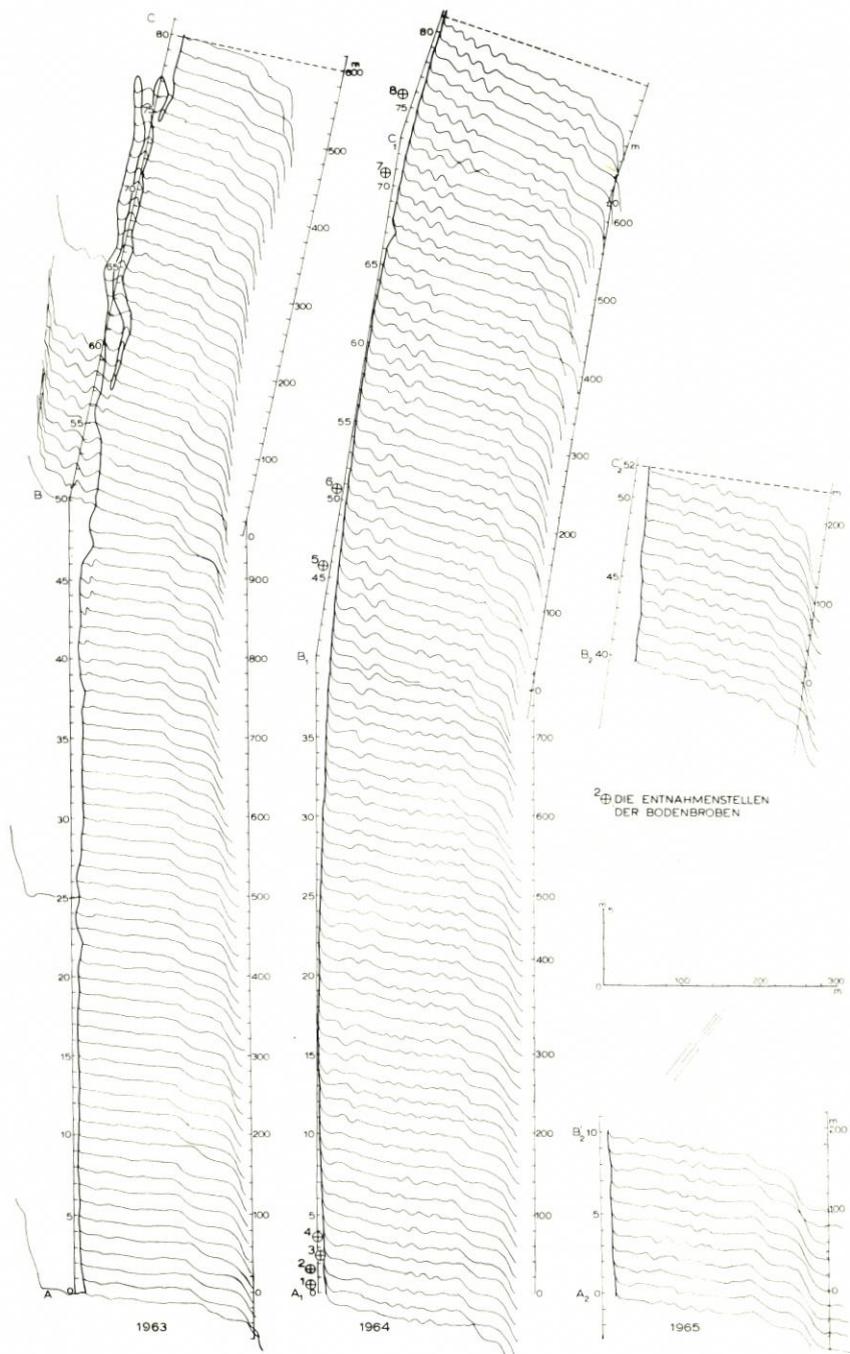


Diagramm 1: Diagramm der Riffe am Uferabschnitt von Nimislahti in den Sommern 1963 bis 1965. (Die fettgedruckten Linien auf Diagr. 1 u. 2 stellen die Standlinie dar, vgl. Abb. 5)

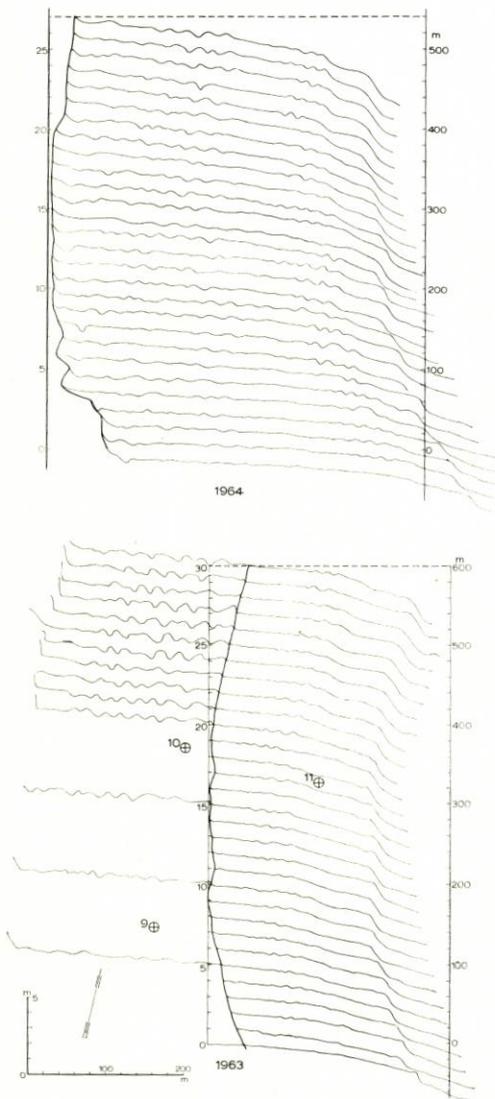


Diagramm 2: Diagramm der Riffe am Ende der Bucht Enonlahti in den Sommern 1963 und 1964 (vgl. Abb. 6)

zu ersehen ist, bedeutend größer als im nördlichen. Die in ihr angegebenen Werte gründen sich auf die durch Siebung erhaltenen Ergebnisse von im Sommer 1965 auf den Stränden entnommenen Bodenproben. Im Inneren der Bucht von Enonlahti ist die Bodenart Feinsand (vgl. LEIVISKÄ 1913, Karte; SAURAMO 1929). Die Entnahmestellen der Proben sind auf Diagramm 1 und 2 dargestellt.

Wie in den neuesten Untersuchungen über die Entstehung von Riffen (KÖRNER 1955; JOHNSEN 1961 u. a.) nachgewiesen worden ist, wirken an der Küste auf die Morphologie des Seegrundes die Höhe des Wellenganges, die Wassertiefe sowie die Korngröße der Strandbodenart ein. Die Untersuchung zur Klärung des Einflusses dieser Faktoren wurde am Oulujärvi so ausgeführt, daß auf denselben Küstenabschnitten in drei aufeinanderfolgenden Sommern, um die Wende Juli—August 1963, in der ersten Julihälfte 1964 und Mitte August 1965, Messungen vorgenommen wurden. Nach einer vom Kraftwerk Jylhämmä erhaltenen Auskunft, ist die Höhe des Wasserspiegels in den Jahren 1963 bis 1965 in Tabelle 3 und in Abbildung 4 dargestellt. Daraus ist zu ersehen, daß im Sommer 1964 der Wasserspiegel des Oulujärvi fast ein Meter höher lag als im vorangegangenen Sommer und im Sommer 1965 45 Zentimeter niedriger als im Sommer 1964.

Im Sommer 1963 wurden längs des Strandes von Nimislahti, dem bei der Untersuchung die Hauptaufmerksamkeit galt, zwei einander fortsetzende Linien vermessen (Diagr. 1, A—B—C). Die erste von ihnen maß 1000 m und die zweite 600 m. Vom Anfangspunkt beider Linien wurden vom Boot aus in 20 m Abständen Querlinien bis zum Hang der Seehalde vermessen. Die Meßlinien wurden seeseits an Linien gebunden, deren Endpunkte vom Strand im Vorwärts-Einschnitt bestimmt wurden. Im Sommer 1964 war der Verlauf der Strandlinie anders als im Vorjahr. Aus diesem Grunde waren auf dem Strande drei einander angeschlossene, in verschiedenen Richtungen verlaufende Grundlinien vermessen, die 800, 660 und 180 m lang waren (Diagramm 1, A<sub>1</sub>—B<sub>1</sub>—C<sub>1</sub>—D<sub>1</sub>). Von den Grundlinien aus wurden jetzt gleicherweise wie im Vorjahr, von den Anfangspunkten ausgehend, in 20 m Abständen Querlinien vermessen, die seeseitig bis etwa 4 Meter Tiefe fortgeführt wurden. Als auf Grund dieser zwei Vermessungen während des Winters 1965 die Profile gezeichnet worden waren, konnte festgestellt werden, daß am Nord- und am Südennde des vermessenen Strandabschnittes die Bildungen der Schorre unterschiedlich waren. Da außer-

dem der Wasserspiegel des Oulujärvi im Sommer 1965 fast einen halben Meter tiefer als der Wert des Vorjahres sank, wurden die Vermessungen noch im Sommer 1965 fortgesetzt. Dabei wurden an der Küste von Nimislahti zwei gesonderte Strandstücke vermessen (Diagramm 1,  $A_2-B_2$  und  $B_2-C_2$ ), von denen das südlichere 200 m vom Südteil desselben Strandes umfaßte, der in den beiden vorhergehenden Jahren vermessen worden war. Das andere Strandstück lag 1000 m weiter nördlich, wo ein 240 m langer Strand vermessen wurde.

Von dem als zweites Untersuchungsobjekt gewählten Küstenabschnitt Enonlahti aus wurde im Sommer 1963 eine 600 m lange und im Sommer 1964 eine entsprechende, 560 m lange Grundlinie vermessen. Die Profillinien wurden auch hier vom Anfangspunkt ausgehend in Abständen von 20 Metern geführt (Diagramm 2).

Im Sommer 1963 wurden die Unterwasserbildungen bis in 3 Meter Tiefe gemessen, außerdem an der Küste von Nimislahti die Profile bis zur Strandwallgrenze von den Punkten 0, 25 und 50 der Linie A—B aus sowie von den Punkten 51 bis 60 und 65 der Linie B—C aus. Am Ende der Bucht von Enonlahti wurden die Bildungen des trockenen Strandteils vom Anfangspunkt der Linie an in Abständen von 100 Metern bis zu Punkt 20 vermessen, von wo an das Nivellement bei jeder Querlinie ausgeführt wurde. Von der Küste von Nimislahti liegt außerdem eine Luftbildaufnahme aus dem Jahre 1954 vor. Sie ist im Auftrage des Landesvermessungsamtes im Sommer 1963, also zur Ausführungszeit der Untersuchung, erneuert worden. Es gibt auch eine Luftbildaufnahme von der Küste von Enonlahti aus dem Jahre 1963 (Abb. 6).

## 2. Riffmorphologie an den Küsten des Oulujärvi

Der allgemeine Aufbau der Riffzone an der Küste von Nimislahti ist dargestellt auf Abbildung 5, die nach einem im Sommer 1954 aufgenommenen Luftbild, bei einem Wasserstand von etwa 122,3 m ü. d. M. im Oulujärvi, ausgearbeitet worden ist. Unmittelbar an der Strandlinie sind die Riffe mehr oder weniger unbestimmte kurze Ansätze, und zwar derart, daß die zwischen ihnen gelegenen Vertiefungen schräg von der Strandlinie weg gerichtet sind, während sie zugleich nach links geschwungen ausweichen. Dagegen verlaufen die weiter nach außen gelegenen Riffe geradlinig, und ihre Richtung ist ungefähr die gleiche wie die der Strandlinie. Doch besteht ein ziemlicher Unterschied zwischen den Riffbildungen am südlichen und am nördlichen Ende des Küstenabschnittes. Im Südteil der Küste sind die Riffe im allgemeinen geradlinig und parallel zur Strandlinie verlaufend. Dagegen sind sie im Nordteil der Küste oft gewunden. In einigen Fällen scheinen sie sich zu einem fast netzartigen Gewirr miteinander zu verflechten, das den aus den Kleinbildungen der Sandstrände, den Riffeln, entstandenen Figuren ähnelt. Sie erinnern stark an die im Inneren der Bucht Enonlahti auftretenden Riffbildungen (Abb. 6), deren Luftbild im Sommer 1963 aufgenommen worden ist. Auf dem Bild ist u. a. zu erkennen, daß am Ende der Bucht Enonlahti die Riffbildungen größtenteils über dem Wasserspiegel gelegen sind und nur die zwischen ihnen bestehenden Senken in einigen Fällen Wasser führen.

Daß als Strandbildungen entstandene Riffe im Inneren der Bucht Enonlahti im Sommer 1963, wie übrigens auch ein Teil der Riffbildungen am Nordende der Küste von Nimislahti über dem Wasserspiegel lagen, oberhalb des Wasserspiegels aufgetreten sind, scheint in Widerspruch zu stehen u. a. mit KINGS (1959, S. 186, 333) Beobachtungen, nach denen eine submarine Sandbank bei sinkendem Wasserspiegel nicht über diesem fortbestehen kann (vgl. auch SCHOU, 1945, S. 216—217, u. a.), sondern schwindet. Doch läßt sich beim Oulujärvi die Erscheinung dadurch erklären, daß während der Zeit, als der Wasserspiegel gesunken war, der See unter so starkem Eis gelegen hatte, daß dadurch ein Abtragen der in flachem Wasser gelegenen Riffe

verhindert worden ist. Am 15. Dezember 1962 oder also ungefähr um die Zeit, als sich die Eisdecke auf dem Oulujärvi bildete, lag sein Wasserspiegel 122,75 m und entsprechend im Februar 1963 122,10, im April 121,10 und noch im Mai nach der Befreiung von der Eisdecke 121,77 m ü. d. M. (Hydrologisches Jahrbuch Nr. 17, 1961—1962, S. 27; Auskunft vom Kraftwerk Jylhämmä). Der Unterschied beträgt also mehr als einen Meter, welches Maß mit Rücksicht auf das Fortbestehen der in flachem Wasser entstandenen Riffe hinreichend groß ist.

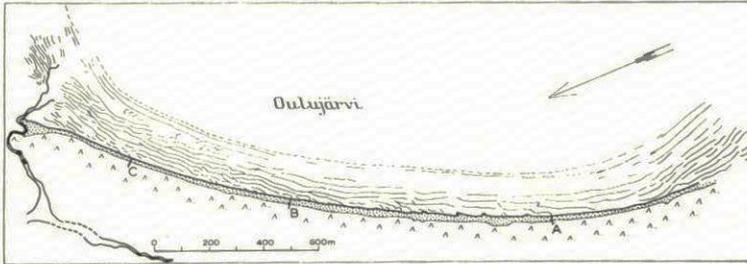


Abb. 5. Die Riffbildungen am Strand von Nimislahti nach einem Luftbild von 1954. A-B-C = Anteil des im Sommer 1963 vermessenen Strandes. Die Senken zwischen den Riffen sind durch Linien dargestellt

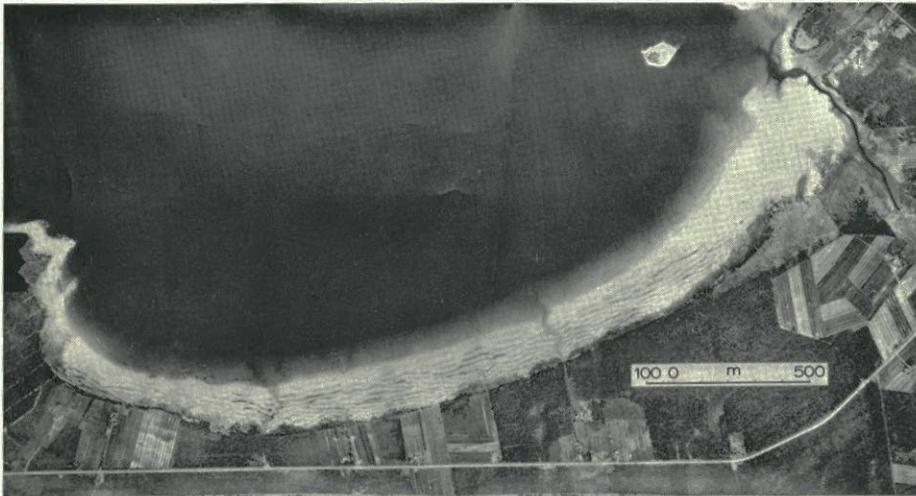


Abb. 6. Luftbild der Riffbildungen am Ende der Bucht Enonlahti im Sommer 1963. Veröffentlicht mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes

Eine andere Erscheinung im allgemeinen Aufbau der Riffzone stellen die Riffe des Strandes von Nimislahti dar, die der Strandlinie am nächsten liegen. Ihre bogenförmige Ausrichtung und Zerstückelung in kleine Abschnitte dürfte sich teilweise durch die längs des Strandes vor sich gehende Strömung erklären lassen, die nach REINHARD (1953, S. 34) derartige Gebilde zustande bringt. GIERLOFF-EMDEN (1961, S. 83—86) hat ebenfalls derartige Riffbildungen auf Borkum-Nord erkannt, die er „Sandriffe mit Strömungsformen“ nennt. Zum Teil aber handelt es sich hier um Riffe, die schon früher bei bedeutend höherem Wasserstand als im Sommer 1954 entstanden sind und unter dem Schutz der Eisdecke fortbestanden, sich aber später teils durch Wind, teils durch Wellengang und fließendes Wasser deformierten.

Vom Auftreten der Riffbildungen an den Ufern in den Jahren 1963—1965 läßt sich ein Bild aus den Profilkarten (Diagramm 1 und 2) gewinnen. Auf ihnen sind bei ihrer Ausarbeitung die nach den Messungsergebnissen in richtiger Länge gezeichneten Strandprofile nebeneinander in richtigem gegenseitigem Abstand dargestellt worden. Nach der Profilkarte, die die Riffe von 1963 am Ufer von Nimislahti wiedergibt, scheint die Riffmorphologie der Schorre auf den einzelnen Uferstrecken etwas unterschiedlich zu sein. Im Südteil, den die Profile 0 bis 4 darstellen (vgl. Abb. 7), liegt offenbar nur ein deutliches Riff gleich an der Seehalde, von der es durch eine deutliche Senke getrennt ist. Zwischen dieser und der Strandlinie können erst ganz in der Nähe der letzteren geringe Anzeichen von Riffbildungen wahrgenommen werden. Im

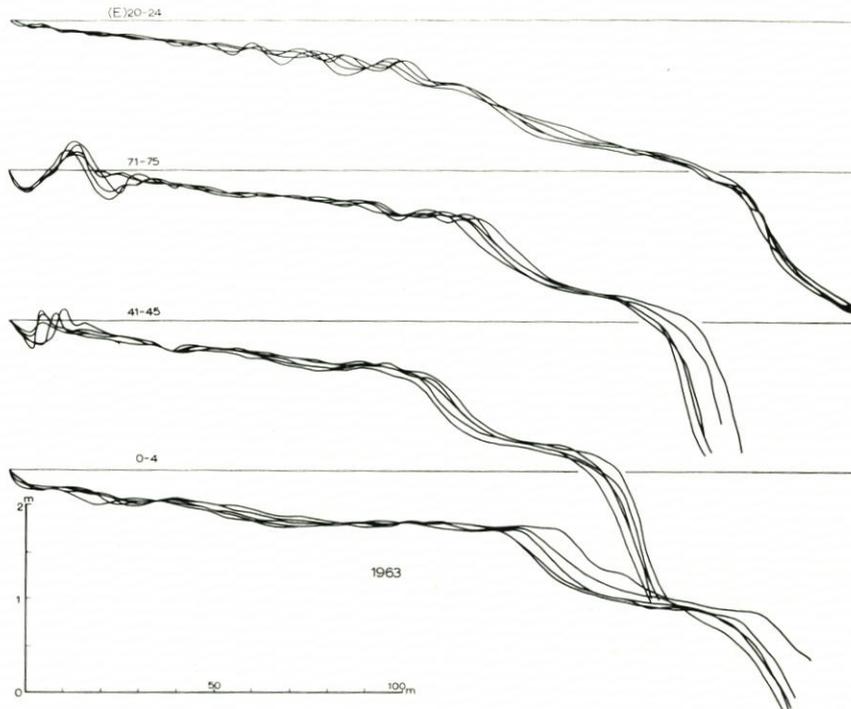


Abb. 7. Riffprofile vom See Oulujärvi im Sommer 1963. Die Profile (E) 20—40 sind vom Ende der Bucht Enonlahti, die übrigen vom Strand von Nimislahti. Vgl. Diagramm 1 und 2

mittleren Teil, der durch die Profile 41—45 (Abb. 7) wiedergegeben ist, erstreckt sich die gleich an der Böschung gelegene Zone rufförmiger Wallbildungen, wo der Kamm des strandnächsten Walles stellenweise über den Wasserspiegel zu ragen scheint. Auf den übrigen Strecken ist die Schorre in ihrer Morphologie dagegen im großen ganzen der des oben beschriebenen Uferabschnittes ähnlich. Geht man an dem Ufer endlich zu ihrem nördlichen Ende, das die Profile 71—75 darstellen, so ist wahrzunehmen, daß vor dem nahe der Seehalde vorhandenen großen Riff, in einer Tiefe von etwa einem halben Meter, eine aus zwei, drei kleinen Riffbildungen bestehende Zone liegt. Von hier an landwärts ist die Fläche der Schorre in rund 70—80 m Breite verhältnismäßig eben und flach geneigt. Am Strand zeigt sich gleich nahe der Böschung ein beträchtlich großes Riff mit steilen Flanken, das sich etwas weiter nördlich dem Festland anzuschließen scheint. Im Nordteil des Ufers kommen zwei derartige Riffe am Strand vor. Auch in diesem Falle handelt es sich nicht um Strandwallbildungen mit Lagunen, was sie auch

bei dem vorhergehenden Strandabschnitt nicht sind, sondern um Riffe, die zur Zeit eines hohen Wasserstandes gebildet wurden, unter dem Schutz der winterlichen Eisdecke erhalten geblieben und bei sinkendem Wasserspiegel abgetrocknet sind. Dies wird auch bestätigt durch die im Überwasserteil der Küste bestehende Topographie, die im Zusammenhang mit der Vermessung

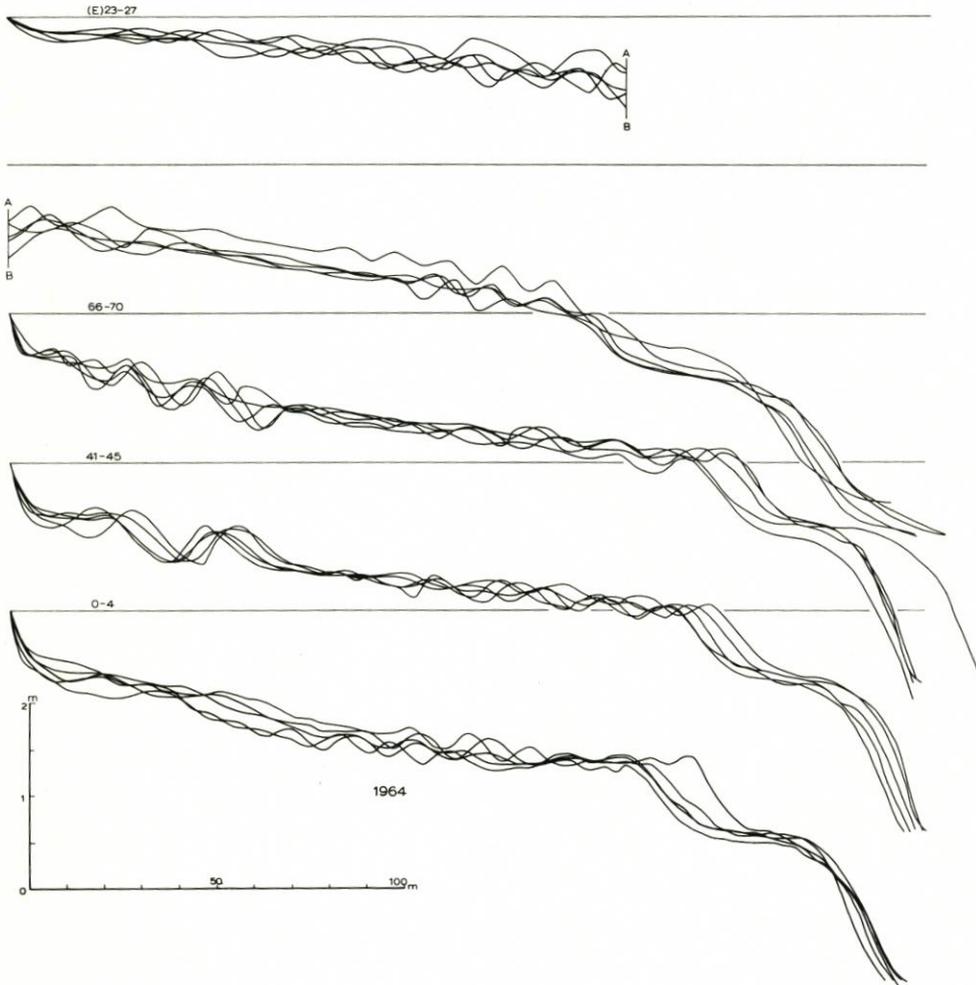


Abb. 8. Riffprofile vom Oulujärvi im Sommer 1964. Die Profile (E) 23—27 sind vom Ende der Bucht Enonlahti, die übrigen vom Strand von Nimislahti. Vgl. Diagramm 1 und 2

der Profile kartiert worden ist. In ihr ist ein sehr deutliches auf dem trockenen Strandteil gebliebenes Riffsystem zu erkennen, das von der Wasserlinie bis nahe zum Ansatz der Böschung reicht.

Die Profilkarte von Enonlahti, die auf Grund der im Sommer 1963 vorgenommenen Vermessungen ausgearbeitet worden ist (Diagr. 2), zeigt, daß die Bildung der Schorre dort in dem ganzen Uferbereich durchweg im großen gleichartig ist, vergleiche z. B. die Profile 20 bis 24 (Abb. 7). Die Strandböschung ist in Enonlahti danach im allgemeinen ziemlich flach abfallend und niedrig. Die Fläche der Schorre selber ist nahe der Strandlinie anfangs eben und

sehr flach. Rund 40—50 Meter entfernt setzt eine Zone von einigen 10—20 cm hohen Riffen ein, weiter seewärts werden die Riffe allmählich größer. In etwa 100—200 Metern Entfernung vom Strand, wo das Wasser etwa einen halben Meter tief ist, wird der Gradient der Schorre steiler. Die Seehalde beginnt 200 Meter vom Strand entfernt, wo das Wasser reichlich andert-halb Meter tief ist.

In der Profilkarte von Enonlahti ist auch die Morphologie des trockenen Uferteils ungefähr bis dahin wiedergegeben, wo zur Hochwasserzeit entstandene Riffe zu sehen sind. In diesem Abschnitt ist das Ufer bedeutend ungleichmäßiger als die Fläche der eigentlichen Schorre. Auch in diesem Falle handelt es sich um zur Hochwasserzeit entstandene Riffe, die später über dem Wasserspiegel geblieben und auf mancherlei Weise deformiert sind.

Anfang Juli 1964 war der Wasserspiegel des Oulujärvi so stark gestiegen, daß er fast einen Meter höher als im Vorjahr lag (vgl. S. 69). Die Morphologie der Schorre wurde zur Klärung der durch den Anstieg des Wasserstandes verursachten Veränderungen an denselben Stellen wie im Vorjahr vermessen. Die Ergebnisse der Messungen sind in Diagramm 1 und 2 dargestellt. Aus diesen ist für das Ufer von Nimislahti zu ersehen, daß die Morphologie der Schorre seit der vorhergehenden Vermessung Veränderungen unterworfen war. Während im Jahre 1963 in erster Linie nur im Nordteil des Ufers deutliche Riffe haben wahrgenommen werden können, sind sie nunmehr im gesamten Gebiet vertreten. Als gemeinsamer Zug in der Großmorphologie der Schorre im Jahre 1963 kann jedoch festgestellt werden, daß sie sich im großen ganzen unverändert erhalten hat, abgesehen von der Böschung, die deutlich tiefer erreicht wurde. So kann u. a. nahe der Seehalde eine ähnliche Senkung in der Schorre in beiden Jahren beobachtet werden.

In den Riffen des Uferabschnittes von Nimislahti läßt sich auch jetzt ein Unterschied zwischen Süd- und Nordteil erkennen. Den Südteil geben die Profile 0—4 wieder (Abb. 8). Aus ihnen ist zu ersehen, daß nach der ziemlich steilen Böschung die Schorre einigermaßen eben ist bis etwa 80 Meter von der Strandlinie entfernt, wo die Tiefe des Wassers etwa 120 cm beträgt. An dieser Stelle setzt die Riffzone ein, die bis dahin reicht, wo die an der Seehalde gelegene Senke beginnt. Um die Mitte des Uferabschnittes, dargestellt durch die Profile 41—45, richtet sich die Aufmerksamkeit auf die gleich nahe der Böschung gelegene, aus einigen großen Riffen bestehende Zone, in der die Kämme der Riffe die zwischen ihnen gelegenen Senken um 40—50 cm überragen. Etwa 60—70 m vom Strand entfernt ist die Schorre jedoch ziemlich eben und fällt seewärts flach ab, bis in ungefähr 120—130 Meter Entfernung von der Strandlinie in 120 cm Tiefe eine andere Riffzone beginnt. In ihr sind die einzelnen Riffe jedoch bedeutend kleiner als in der obigen inneren Riffzone. Die äußere grenzt an die an der Seehalde gelegene Senke. Eine ähnliche Morphologie zeigt die Schorre auch am Nordende des Uferabschnittes, das die Profile 66—70 wiedergeben. Der wesentlichste Unterschied zwischen Mitte und Nordende der Uferstrecke besteht in erster Linie darin, daß die nahe der Böschung entstandene Riffzone jetzt etwas breiter ist.

Aus der Profilkarte über die Riffbildungen von Enonlahti im Sommer 1964 ist ebenfalls das Vorhandensein von zwei, stellenweise vielleicht sogar drei Riffzonen zu erkennen. Auch jetzt ähnelt das Ufer in erster Linie dem Nordende des Uferabschnittes von Nimislahti, wie im Jahre 1963. Aus der die Profile 23—27 darstellenden Figur (Abb. 8) ist zu ersehen, daß die innerste der Riffzonen gleich nahe der Böschung einsetzt. Sie umfaßt anfangs niedrige und flachhängige Riffe. Etwa 100 Meter vom Strand entfernt, wo das Wasser kaum einen Meter tief ist, beginnt eine Reihe verhältnismäßig steilhängiger und rund 30—40 cm hoher Riffe. Die Fläche der Schorre ist danach eben und flach seewärts geneigt. So setzt sie sich bis 280 m fort, wo in etwa 1,7 bis 1,8 m Tiefe die äußerste Riffzone anfängt. Sie umfaßt etwa 4—5 ähnliche verhältnismäßig steilhängige und hohe Riffe wie die äußersten der inneren Riffzone.

Diese Zone, die etwa 70 m breit ist, grenzt 2,2 m tief an eine gleichartige an der Seehalde gelegene Senke, wie sie am nördlichen Strandabschnitt von Nimislahti auftritt.

Als im folgenden Sommer 1965 festgestellt wurde, daß sich der Spiegel des Oulujärvi seit dem Sommer vorher um etwa einen halben Meter gesenkt hatte, wurde auch die Unterwassermorphologie seiner Ufer neu vermessen. Die Messung betraf jedoch nur das Ufer von Nimislahti und auch hier nur zwei Strecken. Die südlichere umfaßt die Profile 0—10 vom südlichen Ende des schon in den zwei vorhergehenden Sommern vermessenen Uferabschnittes und weiter nördlich die Profile 40—52, wo das Material feinkörniger als am südlichen Ende ist. Das Ergebnis ist in Diagramm 1 dargestellt.

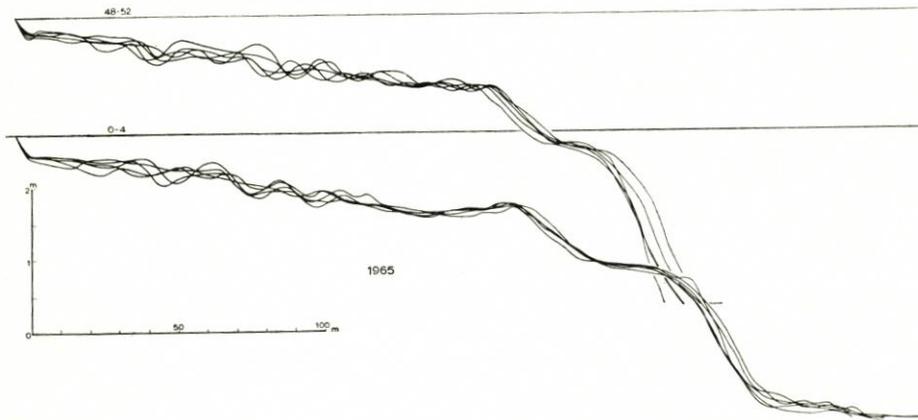


Abb. 9. Riffprofile vom Strand von Nimislahti im Sommer 1965. Vgl. Diagramm 1

Im Südteil des Ufers, den die Profile 0—4 (Abb. 9) wiedergeben, ist die Böschung deutlich und reicht steil bis in 30 m Tiefe. Die Schorre ist anfangs verhältnismäßig eben und fällt flach ab, bis in 30 m Entfernung vom Strand Riffe aufzutreten beginnen. Sie erreichen ihre größten Ausmaße 50 Meter vom Strand entfernt, wo das Wasser in den zwischen den Riffen gelegenen Senken etwa 60 cm tief ist. Die Riffe werden allmählich kleiner, bis sie in 120 m Abstand vom Strand ganz aufhören an einer Stelle, wo das Wasser etwa einen Meter tief ist. Von da an beginnt die Schorre anfangs zu einer nahezu waagerechten Fläche abzufachen, die allmählich in den landwärts abfallenden Hang des nahe der Seehalde gelegenen großen Riffes übergeht. Das Riff ist von der Seehalde durch eine ähnliche Senke getrennt, wie sie in allen drei Sommern an den Ufern des Untersuchungsgebietes bestanden hat.

Im Nordteil des untersuchten Ufers, dessen Seegrundmorphologie die Profile 48—52 darstellen, lassen sich zwei Riffzonen erkennen, von denen die innere allerdings verhältnismäßig undeutlich ist. Die äußere Riffzone beginnt rund 80 m von der Strandlinie entfernt, wo das Wasser reichlich einen halben Meter tief ist. Anfangs kommen verhältnismäßig große Riffe vor, bis sie allmählich bei ihrer Annäherung an die Seehalde kleiner werden. In 160 m Entfernung vom Strand wird die Schorre plötzlich steil, wobei sich nahe der Seehalde eine deutliche Senke bildet, wie auch in den vorhergehenden Fällen.

## B. Der Wechsel in der morphologischen Gestaltung der Schorre am Oulujärvi

## 1. Die Neigung der Schorre

Viele Forscher (vgl. BAGNOLD 1940—1941; BASCOM 1951; KING 1959 u. a.) haben erwiesen, daß die Korngröße des Strandmaterials auf das Gefälle der Schorre auf die Weise einwirkt, daß es bei den aus feinen Komponenten bestehenden Stränden flacher ist als bei den aus groben zusammengesetzten. BAGNOLD (1940, S. 38) hat durch Tankversuche nachgewiesen, daß bei 0,7 mm Korngröße des Materials der Gradient der Schorre  $22^\circ$  und bei 0,05 mm Korngröße nur  $14^\circ$  beträgt. Bei Forschungen an Naturküsten in Kalifornien hat BASCOM (1951, S. 866 bis 874) festgestellt, daß zwischen der Neigung der Schorre und der Korngröße des Materials das von den folgenden Zahlenwerten ausgedrückte Verhältnis besteht (vgl. auch KING 1959, S. 321—323):

| Gradient | Korngröße |
|----------|-----------|
| 1 : 90   | 0,17 mm   |
| 1 : 70   | 0,22 mm   |
| 1 : 50   | 0,24 mm   |
| 1 : 38   | 0,30 mm   |
| 1 : 13   | 0,35 mm   |
| 1 : 7    | 0,42 mm   |
| 1 : 5    | 0,85 mm   |

Wie bereits oben dargestellt (S. 67), ist in den untersuchten Uferstrecken des Oulujärvi das Material am größten am südlichen Ende des Strandes von Nimislahti und am feinsten am Strand von Enonlahti, während die Bodenart im nördlichen Ende des Strandes von Nimislahti in ihrer Korngröße zwischen diesen Zahlenwerten liegt. Die durchschnittliche Korngröße des Grobsandes beträgt nach den am Ufer entnommenen Bodenproben am südlichen Ende des Strandes von Säräisniemi 0,6 mm, an seinem nördlichen Ende 0,4 mm und am Strand von Enonlahti 0,1 mm.

In Abbildung 10, die die in Abbildung 8 dargestellten Profilreihen in einer solchen Vereinfachung wiedergibt, daß das Gesamterief der Schorre hervortritt, ist zu erkennen, daß bei allen untersuchten Uferabschnitten des Oulujärvi der Gradient der Schorre ungefähr gleich groß ist oder etwa 1:200 beträgt.

Bei Betrachtung der Neigung der Schorre ist der Klarheit halber zu bemerken, daß ich in Abweichung von der u. a. von BAGNOLD (1940—1941) angewandten Methode den Gradienten der Schorre vom Ansatz der Böschung an und nicht, wie er, von der Uferlinie an bestimmt habe. Dies ist damit begründet, daß besonders bei den dem Wellengang ausgesetzten Grobsandküsten die Böschung regelmäßig viel steiler als die eigentliche Schorre ist (vgl. VARJO 1964, S. 26 u. a.), was bei Benutzung der Wasserlinie als Ausgangspunkt bei Küstenteilen mit schmaler Schorre leicht zu Deutungsfehlern führt.

Außerdem ist die Schorre in Zonen von unterschiedlichen Gradienten unterteilt. Als allen Profilen gemeinsamer Zug kann festgestellt werden, daß an der Seehalde eine Stufe entstanden ist. Die Neigung ihres Oberhangs beträgt am Nordstrand von Nimislahti rund 1:20—1:25, während sie an der Bucht Enonlahti etwas flacher ausfällt und rund 1:30—1:40 beträgt. Die Neigung der bis zur Seehalde reichenden ebenen Fläche dagegen hat an allen Uferabschnitten einen ungefähr gleichen Wert, 1:200, abgesehen vom Südteil des Ufers von Nimislahti im Jahre 1963, als die Neigung dieses Teils der Schorre rund 1:150 betrug. Das Gefälle der See-

halde selbst, 1:15, ist ebenfalls bei allen untersuchten Uferabschnitten gleich gewesen. Die Schwankung des Wasserstandes in den Jahren 1963—1965 scheint also nicht nennenswert auf diese Beträge eingewirkt zu haben. Die wesentlichste und offenbar durch den Anstieg des

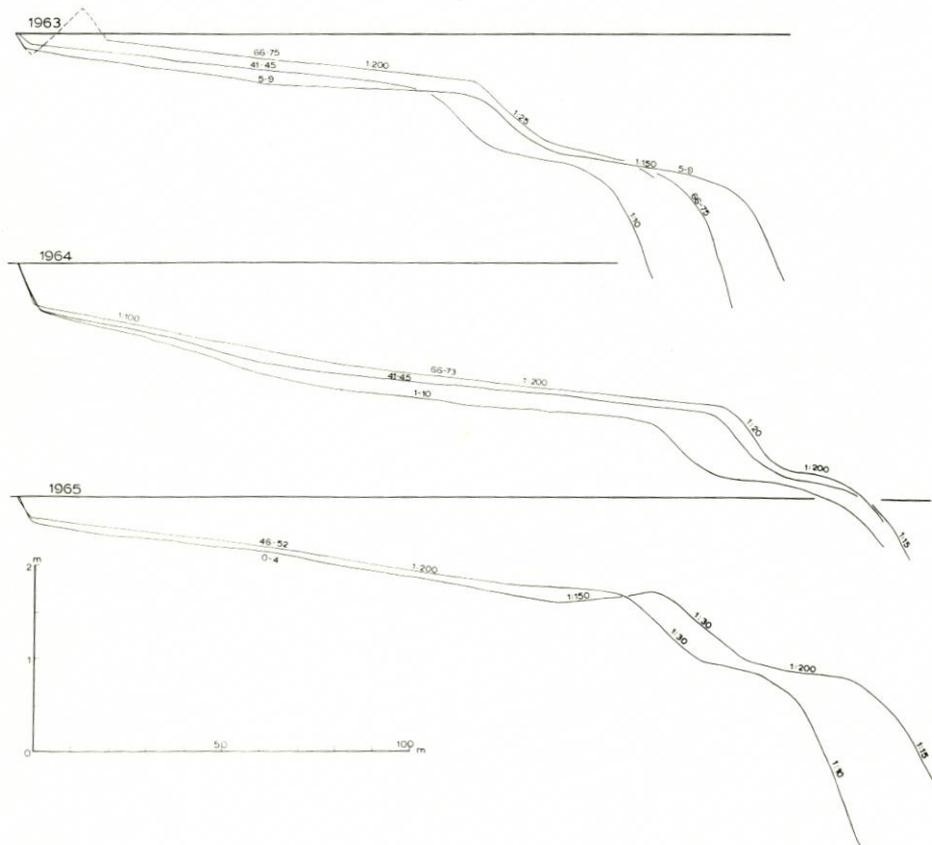


Abb. 10. Allgemeingefälle der Schorre vom Strand der Bucht von Nimislahti nach den Riffprofilen der Abb. 7, 8 und 9

Wasserspiegels verursachte Veränderung im Gesamtverlauf des Profils der Schorre ist ihre am Süden des Uferabschnittes von Nimislahti dicht bei der Böschung erscheinende geringe Verteilung, die aus den Profilen von 1964 zu ersehen ist.

## 2. Die durch die Korngröße des Materials und das Schwanken des Wasserstands bewirkte Veränderlichkeit in der Riffmorphologie

Unter den Karten, die nach den — in jedem der drei Untersuchungssommer zur Klärung der eigentlichen Riffmorphologie der Schorre — angestellten Messungen ausgearbeitet worden sind, sind folgende Profile ausgesucht worden, die typische Züge der Riffmorphologie auf den betreffenden Uferstrecken wiedergeben:

|                             | 1963 | 1964 | 1965 |
|-----------------------------|------|------|------|
| Ufer von Nimislahti, S-Ende | 3    | 3    | 1    |
| Ufer von Nimislahti, N-Ende | 69   | 79   | 50   |
| Ufer von Enonlahti          | 15   | 26   | —    |

### 3. Die Wirkung der Korngröße

Über die durch die Korngröße der Bodenarten verursachten Abweichungen in der Riffmorphologie, bei gleicher Größe der außerdem auf die Bildung der Schorre einwirkenden Faktoren, läßt sich eine Auffassung gewinnen, wenn man die Profile 3 und 69 vom Jahre 1963, die Profile 3 und 79 von 1964 und die Profile 1 und 50 von 1965 paarweise miteinander vergleicht.

Unter diesen vermittelt das 1964 am Ufer von Nimislahti vermessene Profilpaar 3 und 79, auf Abbildung 11 dargestellt, zweifellos die beste Auffassung davon, auf welche Weise die Korngröße der Bodenarten die Riffbildungen beeinflusst. Dies ist darauf zurückzuführen, daß

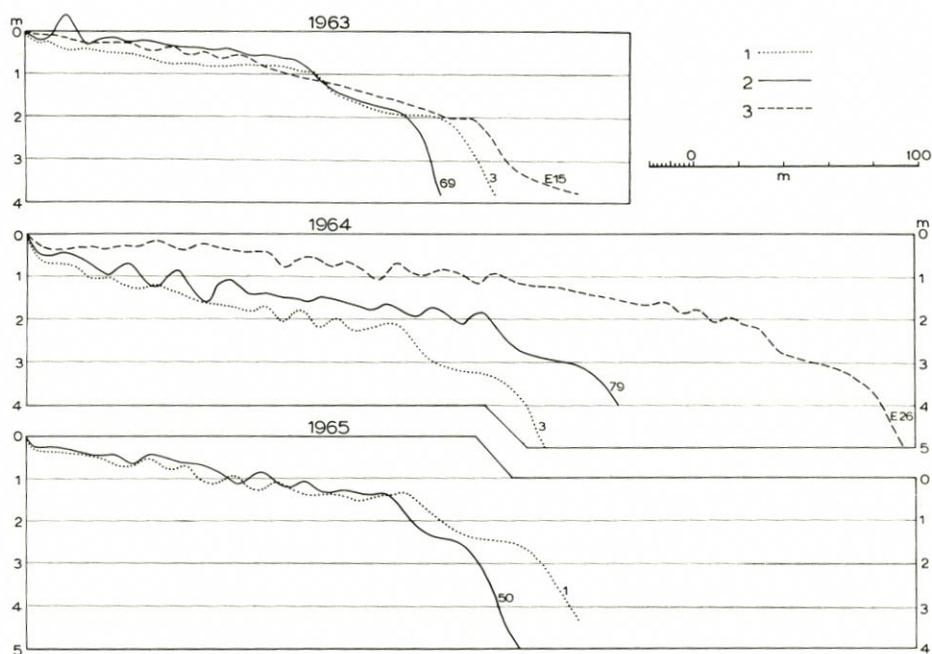


Abb. 11. Die Riffmorphologie der Küsten von Nimislahti und der Bucht Enonlahti in den J. 1963—65. 1. S-Ende, 2. N-Ende des Uferabschnittes von Nimislahti und 3. Ende der Bucht von Enonlahti. Erläuterung im Text

in dem besagten Jahr der Wasserspiegel hoch gelegen hat (s. Tabelle 3), so daß die Wirkung des Wellengangs während dieser Zeit der Untersuchungen am stärksten gewesen ist. Aus der Abbildung ist zu ersehen, daß im südlichen Teil des Ufers von Nimislahti, wo der Grobsand gröber als im nördlichen ist, nur in einer rund 2 m tiefen Zone deutliche Riffbildungen zustande gekommen sind. Am nördlichen Ende des Küstenabschnittes dagegen erstrecken sich zwei breite

Riffzonen, von denen die äußere ungefähr in gleicher Tiefe liegt wie die Riffzone des südlichen Küstenteiles, während hingegen die andere gleich von der Böschung an bis in etwa 1½ Meter Tiefe reicht. Die Riffzonen setzen seeseits gleich mit großen Riffen ein, die landwärts stufenweise kleiner werden. Sie scheinen sich somit anders anzuordnen, als es sich bei den von JOHNSEN (1961, S. 48, Anlagen 11—25 u. a.) ausgeführten Tankversuchen verhalten hat. Dort sind die Riffe im allgemeinen um so größer, je näher sie dem Brechpunkt der Wellen liegen, wobei landseits das größte Riff auftritt. Insbesondere ist auch zu beachten, daß die Riffzonen nach der Profilkarte an dieser Küste nahe der Seehalde überall ungefähr gleichartig sind. Dagegen sind in einer in flachem Wasser entstandenen Riffzone die Riffe um so deutlicher und größer, je feinkörniger die betreffende Bodenart ist. Dies erweisen im allgemeinen auch die Profile der in den Jahren 1963 und 1965 vermessenen Uferabschnitte sowie die Riffmorphologie der aus feinstem Material aufgebauten Uferstrecke von Enonlahti, ein Relief, in dem 1964 außerdem sogar Anzeichen vom Vorhandensein einer dritten, für sich bestehenden Riffzone festgestellt werden konnte.

In diesem Zusammenhang ist insbesondere zu betonen, daß bei den untersuchten Ufern des Oulujärvi die Entwicklung der Riffmorphologie bei einer aus feinerer Bodenart entstandenen Ufergestalt zu einem anderen Endergebnis führt als bei einem Ufer mit gröberer Bodenart. Im ersteren Falle sind vor dem Ufer zwei oder sogar drei Riffzonen entstanden, während bei einem aus gröberem Grobsand bestehenden Ufer nur eine deutliche Riffzone vorkommt. Ebenso kann bei den Riffzonen am nördlichen Ende des Ufers von Nimislahti festgestellt werden, daß die vor der Strandlinie gelegenen Riffe regelmäßig größer als die der äußeren Riffzone sind. Man kann annehmen, daß eine derartige Entwicklung auf verschiedene Weise vor sich gegangen ist (vgl. JOHNSON 1919, S. 37; SHEPARD 1950; REINHARD 1953, S. 39; MAGENS 1957, S. 55; GIERLOFF-EMDEN 1961, S. 47; JOHNSEN 1961, S. 5 u. a.):

1. An der Küste bestehen außer den eigentlichen Riffen kurzlebige Erosionsbildungen, die den Riffen ähneln.
2. Brecherzonen, bei denen die Riffzonen entstehen, erscheinen an der Küste an vielen Stellen, da der Wellengang sich nach Durchlaufen des Brechpunktes neu gestalten und die folgende Riffzone näher der Strandlinie hervorrufen kann.
3. Es handelt sich um Riffzonen, die in verschiedenen Jahren infolge der Schwankung des Wasserstandes in verschiedenen Niveaus aufgebaut wurden.
4. Die Riffe sind durch Wellen verschiedenen Typs und unterschiedlicher Höhe hervorgerufen und aus grobem und feinem Material auf verschiedene Weise entstanden.

Die erstgenannte dieser Entwicklungsweisen ist hier nicht erkennbar, denn im Südteil desselben Ufers, wo die Voraussetzungen für die Tätigkeit des Wassers die gleichen sind, erscheint nur eine Riffzone. Zwar könnte man annehmen, daß während der im Sommer 1964 vorgenommenen Vermessung, die vom Südteil des Ufers aus nordwärts vorgeschritten ist und etwa 3 Wochen gedauert hat, die Riffbildung sich allmählich weiter entwickelt hätte, so daß der Nordteil des Ufers nur dem Anschein nach anders als sein Südteil wäre. Dies ist jedoch offenbar nicht der Fall, denn auch die auf dem trockenen Uferteil ausgebildete Morphologie, die im Sommer 1963 vermessen worden ist, sieht am Nordende des Uferabschnittes von Nimislahti ganz anders aus. Daraus ergibt sich, daß die morphologischen Unterschiede zwischen diesen Uferabschnitten tatsächlich vorhanden sind. Ebenso scheint es möglich, daß die Entstehung zweier Riffzonen durch zwei aufeinanderfolgende Brechpunkte der Brandung verursacht ist. Das Brechen der Wellen nach dem äußersten Brechpunkt müßte jedoch schwächer als das erste sein, weil ein Teil der im Wellengang enthaltenen Energie beim Brechen zerstört wird. Aus diesem Grunde müßten die Riffe der nahe der Strandlinie gelegenen Zone kleiner als die der äußeren Riffzone sein. Doch ist der Sachverhalt umgekehrt, denn die innere Riffzone umfaßt größere Riffe als die äußere. Man muß dazu bemerken, daß auch am Süden der Uferstrecke

von Nimislahti die Voraussetzungen für die Tätigkeit des Wellengangs in bezug auf das Brechen dieselben sind wie am Nordende, so daß, wenn es sich um Riffe zweier gesonderter und aufeinanderfolgender Brecherzonen handeln sollte, sie auf der ganzen Küste durchweg gleichartig auftreten müßten. Das erweist zur Genüge, daß es sich ebensowenig um Riffe handeln kann, die in verschiedenen Jahren infolge der Schwankung des Wasserstandes in verschiedenen Niveaus entstanden wären. Dagegen ist es wahrscheinlich, daß hier ein im Typ andersartiger und in seiner Größe wechselnder Wellengang mitspielt, der vor einem aus grober Bodenart bestehenden Ufer anders beschaffene Riffe verursacht als bei feiner Korngröße.

Wie bereits oben besprochen, entsteht bei gleichem Wellengang auf den aus verschiedener Bodenart gebildeten Ufern tatsächlich eine verschiedenartige Riffmorphologie. Dies hat bereits BAGNOLD (1940—1941, S. 36, Abb. 10—11) erwiesen, der bei seinen im Wellentank ausgeführten Versuchen auf dem benutzten feinkörnigen Boden bedeutend vielgestaltigere Riffe als auf grobkörnigem hervorbrachte. Obgleich ein Vergleich zwischen den bei diesen Versuchen erzeugten und den bei Naturküsten entstandenen Riffen schwierig ist, da in der Natur keine einheitlichen Wellen vorhanden sind, sondern Wellen von mancherlei Größe und Typ die Morphologie der Schorre beeinflussen, ist es offensichtlich, daß es sich bei dem Uferaufbau von Nimislahti im Grunde gerade um diese Erscheinung handelt. Die Riffmorphologie untersteht eben am Ufer des Oulujärvi den Schwankungen der Wellengrößen und des Wasserstandes nicht so ausgeprägt, wie es sich bei Meeresküsten besonders dort zu verhalten scheint, wo die Gezeiten deutlich hervortreten (vgl. REINHARD 1953, S. 35; KRAMER 1958/59, S. 129—131 u. a.).

Zur Klarlegung der Erscheinung sind zunächst das Brechen selbst und seine Vorbedingungen zu betrachten. Das Brechen der Welle findet an der Küste dann statt, wenn sich die Welle so verkürzt und aufgesteilt hat, daß das Verhältnis zwischen Wellenhöhe (H) und -länge (L) geringer als 0,1 ist (MAGENS 1957, S. 42 u. a.). Dies geschieht nach MUNK (1949) bei den Dünungswellen dann, wenn die Tiefe des Wassers  $1,28 H$ , und bei den windbedingten Wellen, wenn sie  $1,72 H$  beträgt. Unter den am Oulujärvi bestehenden Windverhältnissen (S. 7) sind Winde von über 21 Knoten selten, so daß sie hier unbeachtet bleiben können. Unter Anwendung der von SCHISCHOFF (1952) erarbeiteten Beziehungskurve zwischen Welle und Wellenhöhe bei Windgeschwindigkeiten von 5 m/sek und 8 m/sek bzw. etwa 10 und 16 Knoten und der Streichlänge des Windes vor der Uferstrecke von Nimislahti aus Ost und Südost von rund 25 km, können sich für die Wellenhöhen sowie für die diesen entsprechenden Wassertiefen, bei denen der Wellengang zur Brandung zerschellt, folgende Werte ergeben:

| Windgeschwindigkeit<br>(m/sek) | Wellenhöhe<br>(m) | Tiefe des Brechpunktes (m) |                |
|--------------------------------|-------------------|----------------------------|----------------|
|                                |                   | bei Dünungswellen          | bei Windwellen |
| 5                              | 0,50              | 0,64                       | 0,86           |
| 8                              | 0,90              | 1,15                       | 1,55           |

Aus Abbildung 8 ist zu ersehen, daß im Nordteil des Uferabschnittes von Nimislahti die äußere Riffzone seeseits in etwa 2 m und die innere in etwa 1,2—1,4 m Tiefe einsetzt. Dies weist darauf hin, daß die innere Riffzone also nahe der Tiefe liegt, in der bei ziemlich starkem Wind die Dünung brandet. Wie aus Tabelle 4 zu ersehen, haben im Juni 1964 von der offenen Seefläche her solche Winde geweht, bei denen die mit ihnen gleichzeitig aufgetretene Dünung des Wellengangs bei einer Wassertiefe von reichlich einem Meter Riffe aufzuschütten vermocht hat. Dagegen setzt die äußere Riffzone etwa einen halben Meter tiefer ein, als die Riffzone des entsprechenden Windwellengangs auf diesem Küstenabschnitt gelegen ist. Nimmt man also an, die strandlinienseitige Riffzone entstehe — wie es auch den Anschein hat — beim Aufbranden

Tabelle 4

Verteilung der Winde im Herbst 1963 und im Juni 1964 auf dem Flughafen von Kajaani

| Windgeschwindigkeit (Knoten) | O   | N   | NNE | NE   | ENE | E   | ESE | SE  | SSE | S    | SSW  | SW  | WSW | W    | WNW | NW  | NNW | Zus. |       |
|------------------------------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|-----|-----|------|-----|-----|-----|------|-------|
| Im Herbst 1963:              |     |     |     |      |     |     |     |     |     |      |      |     |     |      |     |     |     |      |       |
| Still                        | 5,8 |     |     |      |     |     |     |     |     |      |      |     |     |      |     |     |     |      | 5,8   |
| 1-3                          |     | 0,4 | 0,3 | 1,5  | 1,0 | 0,5 | 0,7 | 0,3 | 0,5 | 4,4  | 1,8  | 1,4 | 1,0 | 0,4  | 0,7 | 0,3 | 0,4 |      | 15,6  |
| 4-6                          |     | 0,7 | 0,5 | 1,8  | 2,6 | 1,1 | 1,9 | 2,6 | 2,1 | 6,9  | 3,3  | 3,6 | 2,0 | 1,8  | 1,5 | 0,5 | 0,3 |      | 33,2  |
| 7-10                         |     | 1,1 | 0,5 | 1,15 | 4,0 | 1,5 | 1,1 | 1,9 | 2,2 | 8,5  | 2,3  | 1,9 | 2,2 | 3,8  | 1,9 | 1,6 | 0,3 |      | 35,9  |
| 11-16                        |     | —   | —   | 0,1  | 0,3 | 1,0 | 0,4 | 0,3 | 0,3 | 0,4  | —    | 0,3 | 0,7 | 1,1  | 1,5 | 1,3 | 0,4 |      | 8,1   |
| 17-21                        |     | —   | —   | —    | —   | 0,3 | 0,3 | —   | —   | —    | —    | —   | —   | 0,3  | 0,1 | 0,3 | —   |      | 1,3   |
| 22-27                        |     | —   | —   | —    | —   | —   | —   | —   | —   | —    | —    | —   | —   | —    | 0,1 | —   | —   |      | 0,1   |
| Zusammen                     | 5,8 | 2,2 | 1,3 | 4,5  | 7,9 | 4,4 | 4,4 | 5,1 | 5,1 | 20,2 | 7,4  | 7,2 | 5,9 | 7,4  | 5,8 | 4,0 | 1,4 |      | 100,0 |
| Im Juni 1964:                |     |     |     |      |     |     |     |     |     |      |      |     |     |      |     |     |     |      |       |
| Still                        | 1,7 |     |     |      |     |     |     |     |     |      |      |     |     |      |     |     |     |      | 1,7   |
| 1-3                          |     | —   | —   | 0,8  | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,4 | 0,4 | 2,9  | 0,8  | 0,8 | 1,7 | 1,2  | —   | —   | 0,4 |      | 13,0  |
| 4-6                          |     | —   | —   | 1,2  | —   | —   | 0,8 | 1,7 | 2,1 | 9,7  | 3,8  | 2,9 | 3,8 | 4,6  | —   | 2,1 | 1,2 |      | 33,9  |
| 7-10                         |     | 0,4 | —   | 0,8  | —   | 2,5 | 2,5 | 1,7 | 2,1 | 6,3  | 5,8  | 2,9 | 3,8 | 10,6 | 1,2 | 2,1 | —   |      | 42,8  |
| 11-16                        |     | —   | 0,4 | 1,7  | —   | 0,4 | 0,4 | 1,7 | —   | 0,4  | 0,4  | 0,8 | 0,4 | 1,2  | —   | 0,4 | 0,4 |      | 8,6   |
| 17                           |     | —   | —   | —    | —   | —   | —   | —   | —   | —    | —    | —   | —   | —    | —   | —   | —   |      | —     |
| Zusammen                     | 1,7 | 0,4 | 0,4 | 4,5  | 0,8 | 3,7 | 4,5 | 5,5 | 4,6 | 19,3 | 10,9 | 7,4 | 9,7 | 17,6 | 1,2 | 4,6 | 2,0 |      | 100,0 |

der Dünung am Strand, so liegt die äußere Riffzone so tief, daß der windbedingte Wellengang vom Juni 1964 zu ihrem Aufbau nicht in stande gewesen wäre.

Der Sachverhalt wird jedoch verständlich, wenn auch die im Herbst 1963 unmittelbar vor der Gefrierphase des Sees bestehenden Verhältnisse in Betracht gezogen werden. Nach dem Hydrologischen Jahrbuch (Nr. 18 1963—1964, S. 53) lag der Wasserspiegel des Oulujärvi im September 1963 121,94 m, im Oktober 122,20 m und im November 122,49 m ü. d. M. Als der

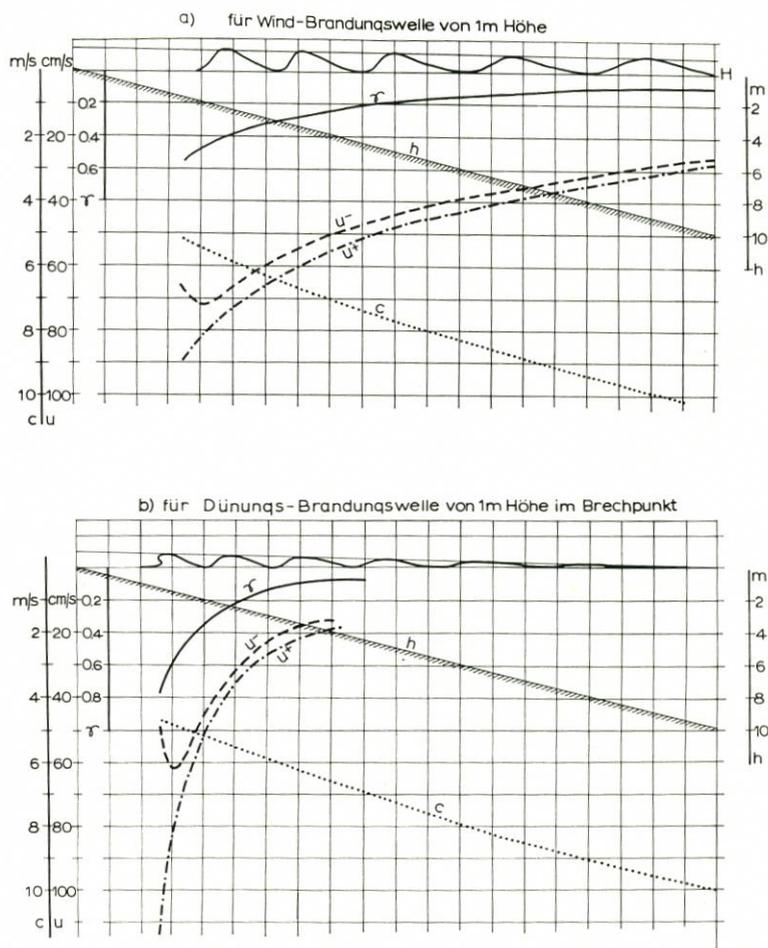


Abb. 12. Relative Wellenhöhe, Wellenfortschrittsgeschwindigkeit und maximale Orbitalgeschwindigkeit am Boden in Abhängigkeit von der Wassertiefe.  $H$  = Wellenhöhe,  $h$  = Wassertiefe,  $v$  = relative Wellenhöhe ( $H/h$ ),  $c$  = Wellenfortschrittsgeschwindigkeit,  $u^+$  = maximale auflandige und  $u^-$  = maximale ablandige Orbitalgeschwindigkeit am Boden (MAGENS 1965, S. 43)

Oulujärvi im Herbst 1963 am 12. 11. (ebd. S. 86) zufror, lag der Wasserspiegel noch etwa einen halben Meter niedriger als im Juni 1964 (vgl. Tabelle 3). Somit haben unter den Windverhältnissen vom Herbst 1963, die aus Tabelle 4 zu ersehen sind, zur Zeit starken Windes in der im Juni 1964 in zwei Meter Tiefe gelegenen Zone Riffe entstehen können. Unter der Eisdicke haben sie sich den Winter über erhalten, und als der Wasserspiegel in der Abschmelzphase des Eises anstieg, gerieten sie in tiefes Wasser. Dagegen ist die dünungsbedingte Riffzone

dem Einfluß des im Juni 1964 herrschenden Wellengangs ausgesetzt gewesen, der dem Windwellengang in den Weg geratene Riffe teilweise zu zerstören, aber auch neue zu errichten vermocht hat.

Für diese Auffassung läßt sich eine Stütze aus an anderer Stelle ausgeführten Untersuchungen beibringen. Für den windbedingten Wellengang, mit dem sich oft translatorische Bewegung des Wassers in der Verlaufsrichtung des Wellengangs verbindet, sind kurze und steile Formen kennzeichnend, während hingegen die Dünungen flach und von runden Formen sind sowie, verglichen mit jenen, eine große Wellenlänge und eine große Geschwindigkeit haben. Auch vollzieht sich in ihnen keine fortschreitende Wasserbewegung, denn die resultierende Wasserbewegung über die gesamte Periode liegt nahe bei Null (DIETRICH und KALLE 1957, S. 314; MAGENS 1957, S. 50 u. a.). Wie aus Abbildung 12 (vgl. MAGENS 1957, S. 43) zu ersehen ist, bestehen zwischen Wind-Brandungswellen und Dünungs-Brandungswellen beträchtliche Unterschiede. Bei ihrer Annäherung an den Brechpunkt verlangsamen sich jene etwas schneller als diese. Danach ist die innerhalb der brandenden Welle vorhandene Zunahme der maximalen auflandigen ( $u^+$ ) und der maximalen ablandigen ( $u^-$ ) Orbitalgeschwindigkeit am Boden gerade vor dem Brechpunkt bedeutend geringer als bei der Dünungs-Brandungswelle. Bei jener liegt auch der Punkt, an dem sich der Geschwindigkeitsunterschied zwischen der positiven und negativen Orbitalkomponente deutlich ausprägt, näher dem Brechpunkt, und der Unterschied der Geschwindigkeitsgrößen bildet sich nicht so stark aus. Ferner hat JOHNSEN (1961, S. 34 u. a.) festgestellt, daß, wenn die Wellenhöhe gleich ist, die Bodenberührung bei kurzer Welle auf kürzerer Strecke als bei langer Welle stattfindet. Somit ist es offensichtlich, daß die Dünungswellen, deren Wirkung auf die Riffbildungen sich in erster Linie auf die Orbitalbewegung gründet, größere Riffe anzuhäufen vermögen als gleich hohe Wellen dann, wenn die Bodenart der Küste in bezug auf die Höhe des Wellengangs feinkörnig ist (JOHNSENS Hauptfall 1, vgl. S. 55). Dabei reißt die namentlich nahe dem Brechpunkt auftretende, schnelle Orbitalbewegung des Wassers große Mengen Bodenmaterial in den Wirbel, in dem die Bewegungsrichtung des Stoffes infolge der stark gewachsenen positiven Schwingungskomponente seawärts gerichtet ist. Dies erklärt, daß im Nordende des Uferschnittes Nimislahti, wo die Bodenart feinkörnig ist, die innere Riffzone bedeutend größere Riffe als die äußere umfaßt. Ebenfalls scheint auch darauf zu beruhen, daß im Südtel derselben Uferstrecke, wo die Bodenart etwas gröber ist, die Voraussetzungen für das Aufbauen von Riffen durch Dünungswellen bedeutend geringer sind.

So ist es wohl zu erklären, daß in den Riffzonen die äußersten, also seeseits gelegenen Riffe im allgemeinen größer als die ufernahen sind, die Anordnung somit umgekehrt zu sein scheint wie bei den von JOHNSEN (1961) bei Tankversuchen hervorgerufenen Riffreihen. Es wird nicht möglich sein, den Sachverhalt in der vorliegenden Untersuchung ausführlich zu erforschen, da an den Naturküsten keine gleichartigen reduzierten Verhältnisse hergestellt werden können wie im Laboratorium. Doch scheint es offenbar, daß die in den einzelnen Zonen anscheinend einheitlich auftretenden Riffreihen nicht das Ergebnis gleicher Entwicklung sind. Eher ist anzunehmen, daß jedes Riff ein Einzelgebilde und jeweils das größte seiner eigenen Entwicklungsreihe ist und am Brechpunkt entsteht (vgl. EVANS 1940, S. 510). Aus den Ergebnissen der von JOHNSEN (1961, Abb. 11—28) ausgeführten Tankversuche ist nämlich zu ersehen, daß, wenn die Wellenhöhe im Vergleich mit der Korngröße der Strandbodenart beträchtlich groß erscheint, das in der Brandungszone entstandene Riff bedeutend größer als die übrigen Riffe gewesen ist (vgl. auch KING 1959, S. 185—188). Ebenso verhält es sich offenbar auch bei den Naturküsten. Da die Höhe der Wellen die Tiefe des Brechpunktes bestimmt, solange es sich um Wellen gleichen Typs handelt (vgl. S. 72) und die Brandung eines niedrigen Wellengangs ein in der Brandungszone eines hohen Wellengangs entstandenes Riff nicht zu formen vermag, weil dieses

zu tief liegt, ist es offenbar, daß das zur Zeit des stärksten Windes aufgekommene Riff auf dem Unterwasserstrand so lange fortbesteht, wie der Wasserstand unverändert bleibt. Andererseits vermindert sich die Energie der Wellen in der Brandung, so daß sie nach Durchlaufen des Brechpunktes keine solche Intensität mehr hat, um diejenigen Riffe erheblich zu beeinflussen, die bei geringerer Höhe der Wellen näher dem Strande entstanden sind. Die Folge davon ist, daß in den Riffzonen die einzelnen Riffe in solcher Größenreihenfolge auftreten, daß die größten Riffe am weitesten nach außen und die kleinsten am weitesten nach innen gelegen sind, was auch im allgemeinen festgestellt worden ist (vgl. HARTNACK 1924, S. 50; EVANS 1940, S. 482, 491; REINHARD 1953, S. 28; NORRMANN 1964, S. 113 bis 114 u. a.).

In der Entwicklung, die sich beim Oulujärvi in der Riffmorphologie zur Zeit des im Sommer 1964 bestehenden Wasserstandes vollzogen zu haben scheint, lassen sich in den 1963 und 1965 vermessenen Profilkarten (Diagramm 1 und 2) keine unmittelbaren Ähnlichkeiten auffinden. Offensichtlich ist, daß wenigstens im Sommer 1963 der Wasserspiegel des Oulujärvi so niedrig gelegen hat, daß bei starkem Wind weder sein Wellengang noch seine Dünung bis zur Schorre gereicht hat, sondern daß die Brandungszone an der Seehalde aufgetreten ist. Diejenigen Riffe, die in der Profilkarte nahe der Böschung eingetragen sind, haben sich ihrerseits schon in früheren Jahren zur Hochwasserzeit gebildet und sich den Winter über unter dem Schutze der Eisdecke erhalten. Da sie im Sommer 1963 in ganz seichtem Wasser gelegen haben, hat auch der Wellengang sie nicht aufzulösen vermocht. Die kleinen Riffe, die nahe der Seehalde zu sehen sind, haben sich ebenfalls im Nordende des Uferabschnittes von Nimislahti in einer Wassertiefe von reichlich einem Meter gebildet. Offenbar sind sie durch eine dem Wellengang angeschlossene Dünung von sehr geringer Höhe zustande gekommen. Im Sommer 1965 wiederum, als sich der Wasserspiegel gegenüber seinem im vorhergehenden Sommer erreichten Stand um fast einen halben Meter gesenkt hatte, ist nach der Profilkarte des nördlichen Uferanteils von Nimislahti das äußere Riff ungefähr so tief aufgetreten, daß es durch die Brandung einer nach starkem Wind folgenden Dünung hat aufkommen können. Die durch Wind-Wellengang hervorgerufene Brandungszone selbst scheint dann an der Seehalde gelegen zu haben.

Auf der Profilkarte, die auf Grund der im Sommer 1964 im Inneren von Enonlahti angestellten Vermessungen ausgearbeitet worden ist (Diagramm 2), ist aus Profil 26 zu ersehen, daß die zwei äußersten Riffzonen seewärts in 2 m und in 1,0 bis 1,2 m Tiefe einsetzen. Da im Inneren der Bucht von Enonlahti als Ausdehnung der offenen Seefläche eine Streichlänge von 25 km anzusetzen ist, ergibt sich nach SCHISCHOFF (1952) als Tiefe des Brechpunktes des durch einen Wind von 10 cm/sek hervorgerufenen Wellengangs rund 2,2 m. Als Tiefe des Brechpunktes einer entsprechenden Dünung erhält man 1,6 m oder also, verglichen mit den Tiefenwerten der entsprechenden Riffzonen, etwas höhere Werte. Dies ist wenigstens zum Teil darauf zurückzuführen, daß der Bereich von Enonlahti vor den im Gebiet herrschenden Winden geschützt ist, denn die Häufigkeit der über 7 Knoten starken Nordostwinde der Sommer- und Herbstzeit beträgt im Mittel nur 5,0 % aller im Gebiet wehenden Winde (vgl. S. 57). Auch ist zu bemerken, daß die am Eingang der Bucht Enonlahti Säräisniemi liegende Sandbank sowie ihre Fortsetzung nach Südosten gegen Manamansalo zusammen mit der mitten in der Bucht Enonlahti gelegenen flachstrandigen Insel bewirken mögen, daß der Seegang sich nicht zu denselben Ausmaßen wie am Nordufer von Säräisniemi entwickelt.

#### 4. Die Wirkung der Schwankungen des Wasserstandes

Nach den in Modellversuchen ausgeführten Untersuchungen (vgl. JOHNSEN 1961, S. 54 bis 55) ruft der Wechsel des Wasserstandes bei unveränderten Wellengrößen ähnliche Erschei-

nungen hervor wie der Wechsel der Wellengrößen. Der erhöhte Wasserstand verschiebt das gesamte Riffprofil auf die Küste zu, während der abfallende Wasserstand eine Seewärtsverlagerung der Riffzone hervorruft.

Wie oben angeführt, lag der Wasserspiegel des Oulujärvi 1964 etwa einen Meter höher als im Sommer 1963 (vgl. Tabelle 3). Dies gab Gelegenheit, zu prüfen, auf welche Weise der Anstieg des Wasserspiegels die Morphologie der Schorre beeinflusst hat und in welchem Maße die Veränderungen den in den Wellentanks vor sich gegangenen, auf das Steigen des Wasserspiegels zurückzuführenden Wandlungen ähnlich sind. Diese sind aus Abbildung 13 zu ersehen.

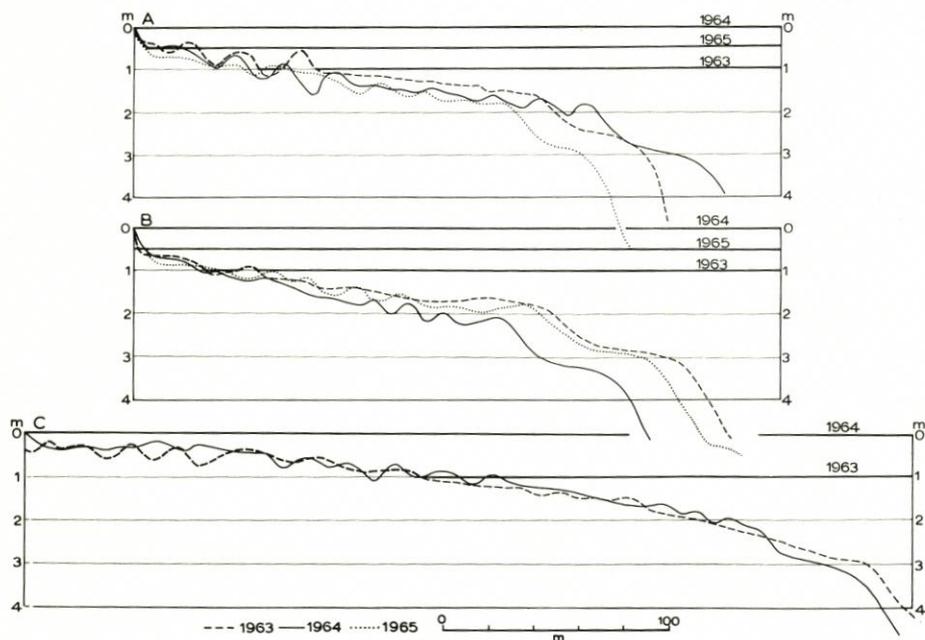


Abb. 13. Die durch das Schwanken des Wasserstandes bewirkten Veränderungen in der Riffmorphologie der Ufer von Nimislahti und am Ende der Bucht von Enonlahti in den J. 1963—65. A = S-Ende und B = N-Ende des Uferabschnittes von Nimislahti, C = Ende der Bucht Enonlahti

In der untersten Figur, die den Südtteil des Uferabschnittes von Nimislahti darstellt, ist zu erkennen, daß die Schorre etwas steiler geworden ist, während sie sich infolge der Landwärtsverschiebung der Strandlinie verbreitert hat. Die wesentlichste Veränderung ist jedoch bei der Seehalde zu ersehen, denn sie hat sich beinahe 40 m landwärts verschoben. Vom Ufer ist also Material abgetragen worden. Die Ursache hierfür war offenbar eine von Süden her dem Ufer entlang verlaufende Strömung gewesen, die gewiß bei der lockeren Lagerung des Bodens am Außenrand der Schorre bewirkte, daß der nasse Strandboden namentlich bei der Seehalde Veränderungen unterworfen wurde. Dies erweisen auch die Echolotungskurven für dasselbe Gebiet (vgl. S. 58).

In der Riffmorphologie des Strandes läßt sich als eine durch das Steigen des Wasserspiegels herbeigeführte Veränderung das Entstehen einer deutlichen und regelmäßigen Riffzone nahe der Seehalde erkennen. Auch nahe der Strandlinie sind geringfügige riffartige Wallbildungen ungefähr an der Stelle entstanden, wo im Sommer 1963 ein Strandwall gelegen hat.

Aus der mittleren Figur, die den Nordteil des Strandabschnittes von Nimislahti darstellt, ist zu entnehmen, daß die Schorre nach dem Anstieg des Wasserspiegels beinahe ihre ursprüngliche Neigung beibehalten hat. Im Gegensatz zu dem Stoffverlust am Südteil des Strandes haben hier die Massen im äußersten Teil der Schorre zugenommen, wobei sich die Seehalde seewärts verlagert hat. Die Riffe lassen erkennen, daß nach dem Anstieg des Wasserspiegels eine — verglichen mit den Bildungen des Vorjahres — sehr deutliche Riffzone entstanden ist, in der, ebenso wie am Südteil des Strandes in derselben Zone, die größten Riffe am weitesten nach außen auftreten und die Riffhöhe sich nach Land zu verringert. Dasselbe kann auch in der anderen Riffzone beobachtet werden, die nahe der Strandlinie liegt. Hier sind die Riffe jedoch deutlich gleicher Art wie diejenigen, die im Sommer 1963 an derselben Stelle ganz an der Wasserlinie oder in der trockenen Zone des Strandes gelegen haben. Dies bestätigt in Übereinstimmung mit dem oben Dargestellten (vgl. S. 62), daß die im Sommer 1963 an der Strandlinie und auf dem trockenen Strandteil aufgetretenen Wallbildungen wirklich Riffformen sind, die sich nach dem Sinken des Wasserspiegels im Schutze des starken Strandeseis erhalten haben und auf dem Trockenen geblieben sind. Verglichen mit den bei den Modellversuchen erhaltenen Ergebnissen kann bezüglich der Wirkung der Erhöhung des Wasserspiegels also festgestellt werden, daß auf dem Uferabschnitt von Nimislahti keine deutliche strandwärtige Verschiebung von Riffen wahrgenommen worden ist. Doch ist dies offenbar darauf zurückzuführen, daß im Sommer 1963 das Wasser so niedrig gewesen ist, daß ein Wellengang, der deutliche, bei Messungen wahrnehmbare Riffe erzeugt hat, schon an der Seehalde brandete.

Die durch das Steigen des Wasserspiegels herbeigeführten Veränderungen in der Riffmorphologie an der Bucht von Enonlahti sind auf Abbildung 13 oben dargestellt. Daraus ist zu ersehen, daß der Riffzone vom Sommer 1963, die in ziemlich flachem Wasser entstanden ist, im Sommer 1964 eine verhältnismäßig breite Riffzone entspricht, die von etwa einem halben Meter Tiefe bis in eine solche von rund 1,2 Metern reicht. Die beträchtliche Größe der Riffe bezeugt, daß sie durch Dünungsbrandung entstanden sind. Der dieser Riffbildung nebensuordnende Riffgürtel der Brandungszone des Wind-Wellengangs liegt entsprechend, wie beim Strand von Nimislahti, nahe der Seehalde. Die dritte Riffzone, gleich an der Strandlinie undeutlich wahrzunehmen, ist aus den an dieser Stelle im vorhergehenden Jahre auf dem trockenen Strandteil gelegenen deformierten Riffbildungen entstanden, die der Wellengang des seichten Wassers nur teilweise einzuebnen vermocht hat. Bei den Riffbildungen an der Bucht Enonlahti läßt sich eine durch den Anstieg des Wasserspiegels veranlaßte Verschiebung der Riffbildung gegen die Strandlinie hin erkennen, was den Ergebnissen der Modellversuche entsprechen würde.

Das Sinken des Wasserspiegels im Oulujärvi vom Sommer 1964 bis zum Sommer 1965 hat ebenfalls in der Riffmorphologie der Schorre Veränderungen verursacht. Sie sind in Abbildung 13 zu sehen. Im Südteil des Strandes läßt sich jetzt fast im ganzen Gebiet der Schorre eine starke Zunahme des Materials erkennen, und die Seehalde scheint sich um eine beträchtliche Strecke seewärts verschoben zu haben. Die am Strand entstandene Riffzone liegt jetzt ungefähr im Zwischengebiet zwischen der im vorhergehenden Jahr äußeren und der undeutlich zu erkennenden inneren Riffzone. Offenbar handelt es sich um eine auf dem Sinken des Wasserspiegels beruhende Seewärtsverschiebung der im vorhergehenden Sommer nahe der Strandlinie gelegenen Riffzone, wobei die äußere Riffzone fehlt, da die Brandung, die sie im Sommer 1964 aufgeschüttet hatte, im folgenden Sommer auf der Seehalde aufgetreten ist.

Im Nordteil des Strandes ist eine Abtragung von Material eingetreten, was daran zu erkennen ist, daß die Seehalde beträchtlich weit landwärts verschoben ist. Auf der Schorre selbst hat jedoch keine nennenswerte seitlich gerichtete Materialbewegung stattgefunden. Die auf das Sinken des Wasserspiegels zurückführende Seewärtsverschiebung der inneren Riffzone

ist in den Profilen deutlich zu erkennen, wie auch der Umstand, daß die äußere Riffzone verschwunden ist. Der Wasserspiegel hat im Sommer gar nicht so tief gelegen, daß die innere Riffzone nach dem Eisgang auch nur teilweise auf dem Trockenen gelegen hätte. Doch sind nahe der Strandlinie Reste von ihr zu sehen, da der geringe Wellengang, der in so flachem Wasser eine Brandung hervorruft, die Riffbildungen des vorausgegangenen Sommers nicht völlig zu zerstören vermocht hat.

### Zusammenfassung

Die neueren Modellversuche über Riffe zeigen, daß die Riffmorphologie der Küste durch die Tiefe des Wassers, die Höhe des Wellengangs und die Korngröße der dortigen Bodenart bestimmt wird. Desgleichen hat sich herausgestellt, daß sowohl bei hohem Wellengang und grobem Material als auch bei niedrigem Wellengang und feinkörnigem Material die Entwicklung der Schorrenmorphologie gleichartig ist. Die Ergebnisse der an den Ufern des Oulujärvi 1963—1965 ausgeführten Untersuchungen scheinen gleichartig mit diesen Resultaten zu sein. Dazu hat man beobachtet, daß an den Ufern mit gleicher Wellenhöhe und gleicher Wassertiefe ein aus feinkörniger Bodenart bestehender Strand eine vielgestaltigere Riffmorphologie zeigt als ein solcher mit gröberer Bodenart. In jenem Fall sind am Strand zwei getrennte Riffzonen entstanden, in diesem hingegen nur eine. Ebenso ist erkannt worden, daß bei einem aus feinkörniger Bodenart bestehendem Strand die innere Riffzone größere Riffe zeigt als die äußere. In allen Riffzonen sind die Riffe ihrer Größe nach so angeordnet, daß die größten am weitesten außen und die kleinsten am weitesten innen auftreten, während sich bei Modellversuchen eine entgegengesetzte Anordnung der Riffserien ergab.

Offenbar sind bei dem aus feinkörnigem Boden zusammengesetzten Strand die zwei Riffzonen auf die Weise entstanden, daß die äußere durch Windwellengang und die innere durch die auf sie folgende Dünung aufgeschüttet worden ist. Dies liegt daran, daß die Dünungswellen in bedeutend flacherem Wasser brechen als Windwellen. Da die Dünungswellen außerdem vorwiegend durch Orbitalbewegung des Wassers entstehen, vermögen sie in reichlichem Maße namentlich feinkörnigen Boden zu verfrachten und dadurch Riffe aufzubauen, die größer sind als die durch Windwellen angehäuften. Daß in den Riffzonen die äußersten Riffe größer als die inneren sind, ist darauf zurückgeführt worden, daß die einheitlich scheinenden Riffreihen in Wirklichkeit nicht das Ergebnis gleicher Entwicklung sind. Es ist anzunehmen, daß jedes Riff das größte Riff seiner eigenen Entwicklungsreihe ist, das sich neben der Brandungsstelle aufgebaut hat. Das äußerste Riff ist dabei stets das durch den stärksten Wellengang hervorgerufene, und die darauffolgenden Riffe sind die in der Brandung immer schwächeren Wellengangs entstandenen, die im allgemeinen nicht vernichtet werden, weil sich seine Kraft in der Brandung erschöpft.

Der im Jahre 1964 vor sich gegangene Anstieg des Wasserspiegels im Oulujärvi hat keine strandwärtige Verschiebung von Riffen bewirkt, wie es bei Modellversuchen geschehen ist. Dies mag darauf zurückzuführen sein, daß der Wasserspiegel 1963 so niedrig gelegen hat, daß der Wellengang nicht imstande gewesen ist, auf der Schorre deutliche Riffe zu bilden. Dagegen scheinen sich bei sinkendem Wasserspiegel im Jahre 1965 die Riffzonen seewärts verschoben zu haben, wobei die äußere Riffzone verschwunden ist.

### Schriftenverzeichnis

- BAGNOLD, R. A., 1940—1941: Beach formation by waves; Some model experiments in a wave tank. — Journ. of the Institution of Civil Engineers. No. 1/1940/41, Paper No. 5237.

- BASCOM, WILLARD N., 1951: The relationship between sand size and beach-face slope. — Transactions, Amer. Geophysical Union, Vol. 32, No. 6.
- DAVIDSSON, JAN, 1963: Littoral processes and morphology of Scandian Flat-Coasts. — Lund Stud. in Geography, Ser. A, Nr. 23.
- DIETRICH, G., — KALLE, K., 1957: Allgemeine Meereskunde, Berlin.
- Encyclopaedia Fennica 1963, Bd. 6. Helsinki.
- ENGELS, H., 1923: Handbuch des Wasserbaues für das Studium und die Praxis, Bd. I, 3. Aufl., Leipzig.
- EVANS, O. F., 1940: The low and ball of the eastern shore of Lake Michigan. — Journ. of Geology 1940 Nr. 5.
- GIERLOFF-EMDEN, H. G., 1961: Luftbild und Küstengeographie am Beispiel der deutschen Nordseeküste. Bad Godesberg.
- GILBERT, G. K., 1885: The topographic features of lake shores. — U.S. Geol. Survey 5th Ann. Rep.
- HARTNACK, W., 1924: Über Sandriffe. — Jahrbuch Pomm. Geogr. Ges. 40—42, Greifswald.
- HJULSTRÖM, F., 1935: Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. XXV.
- Hydrologisches Jahrbuch 1963—1964 (Hydrologinen Vuosikirja 1963—1964). Helsinki.
- JOHNSEN, R., 1961: Wechselbeziehungen zwischen der Welle und dem strandnahen Unterwasserhang. — Veröff. d. Forschungsanstalt für Schifffahrt, Wasser- und Grundbau Nr. 9.
- JOHNSON, DOUGLAS, 1919: Shore processes and shoreline development, New York.
- KEULEGAN, G., 1948: An experimental study of submarine sand bars. Beach Erosion Board, Chief of Engineers, Technical Report No. 3, 1948.
- KING, CUCHLAINE, A. M., 1959: Beaches and Coasts, London.
- KÖRNER, BURGHARD, 1955: Die Sinkstoffe der Küstengewässer. Die Küste, Jg. 4/1955.
- KRAMER, JOHANN, 1958/59: Die Strandaufspülung Norderney 1951—1952 und ein Plan zu ihrer Fortführung. — Die Küste, Jg. 7, 1958/1959.
- LEIVISKÄ, IIVARI, 1913: Über den See Oulujärvi und seine Uferformen. — Ann. Acad. Scient. Fenn., Ser. A III, 12.
- MAGENS, CLAUS, 1957: Brandungsuntersuchungen von Fehmarn und Nordwagrien. — Die Küste, Jg. 6, H. 1, 1957.
- MAULL, O., 1938: Geomorphologie, Leipzig.
- MUNK, W. H., 1949: The solitary wave theorie and its application to surf problems. — Annals of the New York Academy of Sciences. Vol. 51, 1949.
- NORRMANN, JOHN O., 1964: Lake Vättern. — Investigations on shore and bottom morphology. — Medd. från Uppsala Universitets Geografiska Institution, Ser. A, Nr. 194.
- OKKO, VEIKKO, 1949: Brander's Data of the Littorina Shore-Line in North- and Middle Ostrobothnia. — Bull. Comm. Geol. de Finlande No. 144:14.
- REINHARD, HEINRICH, 1953: Der Bock, Entwicklung einer Sandbank zur neuen Ostsee-Insel. — Ergänzungsheft Nr. 251 zu „Peterm. Geogr. Mitt.“
- RENQVIST, HENRIK, 1951: Sisävedet — Fennia 72.
- SAURAMO, MATTI, 1927: Suomen geologinen yleiskartta, Lehti C 4, Kajaani.
- SCHISCHOFF, N. D., 1952: Über die Streichlänge der Windwellen. — Meteorologie und Hydrologie Nr. 10, Verlag d. UdSSR.
- SCHOU, AXEL, 1945: Det marine forland. Summary: The marine foreland. — Folia Geogr. Danica, Tom. IV.
- SCHÜTZE, H., 1939: Kliffe, Strand und Riffe der Südküste der Eckernförder Bucht (Ostsee). — Geol. d. Meere und Binnengewässer, Bd. 3, Berlin.
- SHEPARD, F. P., 1950: Longshore-bars and longshore-troughs. Techn. Memorandum 15, Beach Erosion Board, Chief of Engineers 1950.
- SIMONEN, AHTI, 1960: Pre-quaternary rocks in Finland. — Atlas of Finland. Helsinki.
- SUNDBORG, ÅKE, 1956: The River Klaraälven. A study of fluvial processes. — Geografiska Annaler 38.
- STEVENSON, TH., 1874: The design and construction of harbours, Edinburg.
- VARJO UUNO, 1964: Über finnische Küsten und ihre Entstehung, Fennia 91, Nr. 2.
- VENHO, S. N., 1960: The yearly distribution of wind. — Atlas of Finland, map 1/6.
- WIRTZ, D., 1949: Die Beziehungen zwischen submariner Abtragung und Sandwanderung an der Küste Pommerns. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 18.
- VOLLBRECHT, K., 1957: Aufbau, Veränderlichkeit und Auflösung von Sandriffen. Geologie 6, H. 8.