

Werk

Jahr: 1939

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:15

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0015

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0015

LOG Id: LOG_0068

LOG Titel: Untersuchungen über die Bodenunruhe auf Sylt

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Untersuchungen über die Bodenunruhe auf Sylt

Aus dem Geologischen Institut und dem Institut für Bioklimatologie und Meeresheilkunde der Universität Kiel

Von E. Balensiefer, K. Büttner, H. Pfeleiderer u. W. Wetzel. — (Mit 13 Abbildungen)

Inhaltsübersicht:

	Seite
Einleitung	337
I. Methodik	339
II. Die Küstenbodenunruhe am Sylter Weststrande	343
III. Brandungsunruhe und Strandböschung	351
IV. Veränderung der Bodenunruheintensität durch Windböen	354
V. Bodenunruhe durch Frost	356
VI. Versuche mit künstlicher Erzeugung von Bodenunruhe im Dünensand	357
VII. Bodenunruhe der Gesteinsschichten des Inselinnern und der Abklingvorgang der Brandungsunruhe	359
VIII. Allgemeine Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen und theoretische und praktische Ausblicke	362
Schrifttum	364

Einleitung. Die „mikroseismische Bodenunruhe“ der Geophysik, die seit 1875 in der einschlägigen Literatur eine beachtliche Rolle spielt, und zu deren Studium 1907 von einer internationalen Konferenz eine Kommission eingesetzt wurde, steht nach Wiecherts Ausführungen (1907) im Verdacht, von der Brandung an Meeressteilküsten erregt zu werden, während andere Forscher in ihr eine unmittelbare Wirkung von Luftdruckschwankungen oder von Windstößen sehen. Anlässlich jener Kommissionseinsetzung wurde es als wichtig für das Studium bezeichnet, auf Inseln Beobachtungen anzustellen, Beobachtungen, wie sie dann auch von F. Linke [2] mitgeteilt wurden, der auf Samoa die Bodenunruhe studiert hatte *), und von Krug [21], der auf Helgoland arbeitete. Sonst hat man

*) Das Observatorium, in dem die Beobachtungen mit dem Wiechertschen 1000-kg-Pendel gemacht wurden, lag zwar strandnah, aber der Inselstrand ist von einer 0.8 bis 2 km breiten Lagune umgeben. Die Anregung, die anscheinend der Korallenkalkuntergrund der Halbinsel erhält, wird nach Maßgabe der Diagramme von Stürmen, teilweise von solchen in 1000 km und mehr Entfernung wesentlich modifiziert, aber beispielsweise kaum von den örtlichen Gezeiten.

Bodenunruhebeobachtungen vorwiegend auf küstenfernen Stationen angestellt. Noch heute stehen sich die Erklärungsversuche der Bodenunruhe bzw. ihrer verschiedenen Arten unvermittelt gegenüber. Seit 2 Jahren wurde den Problemen der Brandung an der Bioklimatischen Forschungsstation Westerland, einer Zweigstation des Institutes für Bioklimatologie der Universität Kiel (Leiter: Dozent Dr. med. Pfeleiderer) besondere Beobachtung geschenkt. Vom bioklimatischen Standpunkt interessiert die Brandungsstärke als wesentliches Charakteristikum eines Seebadeortes. Die Brandung löst ohne Zweifel starke physische Wirkungen aus, und vor allem sind beim Baden in der See bei Brandung ganz andere physiologische Wirkungen zu erwarten als bei ruhiger See. Wieweit den von der Brandung dem Erdboden übermittelten Schwingungsvorgängen biologische Bedeutung beizumessen ist, kann heute noch nicht einmal diskutiert werden, da ausreichende Unterlagen noch fehlen.

Die Bestrebungen, Meßdaten über die Brandungsstärke und Brandungserschütterungen auf direktem oder indirektem Wege zu gewinnen, bestanden zugleich im geologischen Universitäts-Institut (Prof. Wetzel), da die Geschichte und gegenwärtige Konfiguration der schleswig-holsteinischen Westküste die deutlichsten Beispiele dafür liefern, daß Quantitätsunterschiede des geologischen Kräftespiels der Meer-Land-Grenzen bestimmen, ob Zerstörung oder Aufbau erfolgt. So wurde nach eingehenden Vorbesprechungen eine gemeinschaftliche Inangriffnahme dieser Forschungsaufgabe beschlossen. Für die Durchführung wurde die *Bioklimatische Forschungsstation in Westerland* ausersehen, da dort einmal durch die Lage des Stationsgebäudes in Strandnähe, weiterhin durch die technischen Mittel der Station und durch die Möglichkeit der Unterbringung der Mitarbeiter besonders günstige Bedingungen bestanden.

Die Elektroakustik A.-G. Kiel stellte in großzügiger Weise ihre neuartige seismographische Apparatur und Registriereinrichtung zur Verfügung. (Deren Physiker Herr Dr. Güttnner half uns auch an Ort und Stelle mit Rat und Tat.) Die großen Vorteile dieses Geräts liegen in der sicheren Arbeitsweise auch unter ungünstigen Verhältnissen und vor allem in der Transportabilität, der für unsere Arbeiten — wie später ausgeführt wird — ganz besondere Bedeutung zukommt. Eine Anzahl von Zusatzgeräten wie z. B. das registrierende Mikromollgalvanometer und das Multavimeßgerät stellte die Bioklimatische Forschungsstelle. Gegen Ende der Untersuchungszeit überließ die Elektroakustik leihweise einen Oszillographen, der Aufschlüsse über die vorkommenden Frequenzen der Bodenunruhe gab.

Der engen kameradschaftlichen Zusammenarbeit zwischen den verschiedenen Disziplinen, an der Physik, Geophysik, Meteorologie, Geologie und Bioklimatik beteiligt waren, sind manche Anregungen entsprungen, die in der vorliegenden Arbeit nur zum Teil einen Niederschlag gefunden haben. Der Stationsleiter der Forschungsstation Westerland, E. Sydow, unterstützte die Untersuchungen stets mit Rat und Tat. Von Nutzen war auch die nachbarliche und freundschaftliche Zusammenarbeit mit dem Staatlichen Marschenbauamt (Forschungsgruppe

Sylt, Dipl. Ing. Hundt), das sich im Dienste des Küstenschutzes gleichfalls mit den maritimen Vorgängen an der Sylter Westküste befaßt.

Die nachstehenden Ausführungen werden erkennen lassen, welche apparativen Einrichtungen wir trafen, insbesondere um die Ortsgebundenheit der Beobachtungsgeräte zu verringern, diese sogar zu motorisieren. Dabei sollen die Anfangsschwierigkeiten der neuen Methodik nicht verschwiegen werden und ebensowenig der Umstand, daß die einstweilen hinter uns liegende reichlich halbjährige Arbeitsperiode es nicht gestattete, alle auftauchenden Fragen durch so ausgedehnte Versuchsreihen zu erledigen, wie es wünschenswert schien, obschon Wert darauf gelegt wurde, unter möglichst verschiedenen Bedingungen zu beobachten, wie sie zumal die Winterzeit mit sich gebracht hat.

Der *Deutschen Forschungsgemeinschaft* danken wir die notwendige geldliche Unterstützung in Gestalt der Zuwendung von 900 RM., ferner der *Kurverwaltung* des Nordseebades *Westerland/Sylt*, die beträchtliche Mittel zur Verfügung stellte, um den Winterbetrieb in der Forschungsstation zu ermöglichen.

I. Methodik. Hinsichtlich der Bodenunruhe am Strande war zu erwarten, daß eine allgemeine Unruhe des Strandsandes bestehe, die durch Brandungsangriffe hervorgerufen wird, sowohl durch solche am unmittelbaren Strande, als auch durch die Außenbrandung an dem der Küste parallel vorgelagerten Sandriff. Wegen der nicht vollkommenen Parallelität der beiden Brandungszonen sowohl wie der einzelnen Wellenfronten war eine „Verschmierung“ der Impulswirkungen an jedem Messungsorte zu erwarten, aber auch wegen des anzunehmenden Abklingens ferner gelegener Impulse die Ausprägung der Impulse, die in der nächsten Nachbarschaft des Meßortes erfolgen. Vice versa gelten solche Vorstellungen auch für die Windangriffe, deren Bedeutung zu erfassen uns als weitere Aufgabe erschien. Untersuchen müßte man einerseits die Stärke des Angriffs an verschiedenen gelegenen Angriffsorten, andererseits den Weg der Impulsfortleitung, drittens die Form, in der das Sediment die Fortleitung durchführt, viertens die an verschiedenen Meßpunkten auftretenden Energien. Im Rahmen unserer bisherigen Untersuchungen konnten wir wesentlich zu den letzten beiden Punkten, zum Teil auch zum ersten, Beiträge liefern.

Die Kernstücke unserer Apparatur bildeten die uns von der Elektroakustik geliehenen „Erdschallempfänger“, deren zwei, je ein Horizontal- und ein Vertikalempfänger, wahlweise oder beide nacheinander für alle unsere Versuche zur Verfügung standen. Die Apparate stellen elektrische Seismographen von hoher Eigenfrequenz (3.5 Hz) und hinreichender Dämpfung dar. Sie bestehen aus drei getrennten, durch Drahtleitung verbundenen Teilen, dem Horizontal- oder Vertikalempfänger als eigentlichem Erschütterungskörper, dem Röhrenverstärker mit regelbarem Verstärkungsgrad und dem Galvanometer. Gemessen wird die Geschwindigkeit (ds/dt) der Bodenbewegung, wobei der Übertragungsfaktor von der Frequenz abhängt. Die Eichung der Aufnahmegeräte auf dem Schütteltisch für verschiedene Frequenzen seitens der Herstellerfirma ergab eine nahezu lineare

Zunahme des Ausschlags der Gerätanzeige mit der Frequenz der Bodenerschütterung für den Fall konstanter Amplitude der Bewegung. Einer gegebenen Bodengeschwindigkeit entspricht also mit hoher Genauigkeit stets derselbe Apparat-ausschlag. Für sinusförmige Schwingungen kann daher bei Kenntnis der Frequenz die wahre Bodenbewegung in cm errechnet werden. Diese Rechnung führten wir bei einigen Aufnahmebeispielen durch unter Annahme einer Hauptfrequenz von 50 Hz, wie sie tatsächlich bei später zu beschreitenden Schnellregistrierungen wiederholt gefunden wurde. Die Empfänger werden jeweils mit der zu prüfenden Untergrundschicht unter Freilegung einer entsprechenden Aufsatzfläche von nur 20 cm Durchmesser in Verbindung gebracht. Sorge zu tragen war dabei, daß nicht zugleich auch von unerwünschter Quelle her Erregungen erhalten, insbesondere nicht Erschütterungen der Empfängerkabel durch den Wind übertragen wurden. Deswegen wurden stets die Empfänger selbst mit der Einführungsstelle des Kabels mit Erde überschüttet und möglichst auch die anschließende Kabelstrecke der Windeinwirkung entzogen. Als mindestens ebenso wichtig erwies sich aber bei der Aufstellung der Empfangsgeräte die Vermeidung der nahen Nachbarschaft von Masten, Pfosten und anderen aufragenden Gegenständen, die unter Umständen durch Wind in Schwingungen versetzt werden. Störungen der allgemeinen Bodenunruhe durch den menschlichen Verkehr in allen seinen Formen waren im wesentlichen dadurch ausgeschaltet, daß die Mehrzahl der Versuchsreihen nachts oder auch in relativ stiller Mittagsstunde durchgeführt wurden. Einmal erwiesen sich einige weidende Schafe, die sich unserer Empfangsstelle unbemerkt auf einige Meter genähert hatten, als Störungsquelle bzw. als Verursacher einer auffälligen Verstärkung der Bodenunruhe. Die Eigenfrequenz der Empfänger, die bei 3 bis 4 Hz liegt, stört, wie wir später sehen werden, nicht das Bild der dem Boden charakteristischen Schwingungen; auch eine infolge einer Aufhängevorrichtung im Empfängerinnern mögliche Eigenschwingung von 34 Hz war in Betracht zu ziehen, trat aber praktisch, soviel ersichtlich, nicht in Erscheinung. Mit Hilfe der verfügbaren Kabelstrecken konnten wir in einem Umkreis von etwa 100 m um unsere Station Empfangsstellen auswählen, ohne mit der übrigen Apparatur das Haus verlassen zu müssen.

Die aufgenommenen Bodenerschütterungen wurden über einen Röhrenverstärker den Galvanometern zugeführt. Da deren drei verschiedene benutzt wurden, so zerfallen unsere Beobachtungsreihen meßmethodisch in drei entsprechende Gruppen:

1. Unmittelbar feldmäßig und von jeder Behausung unabhängig ist die Messung mit „Multavi II“ der Firma Hartmann und Braun, Frankfurt a. M., einen Drehspul-Milliamperemeter mit eingebautem Trockengleichrichter. Die Eigenschwingung des stark (etwa 1 : 400) gedämpften Geräts liegt bei 1 Hz. Die Ausschläge dieses Instruments, deren mehrere in den Bereich einer Sekunde zu fallen pflegen, und deren höchstens einer pro Sekunde bei subjektiver Beobachtung zahlenmäßig festgelegt werden kann, vermögen zunächst anzudeuten, daß Bodenunruhe von zeitweilig ganz verschiedener Intensität vorkommt. Weiter werden

auch aufeinanderfolgende Ausschläge ganz verschiedenen Ausmaßes, die immer wieder zu beobachten sind, eine Realität als Abbilder der Anregung haben müssen, obwohl die Trägheit des Instruments annehmen läßt, daß in diesen Ausschlägen eine Anzahl von Einzelbewegungen summiert erscheint. Unsere subjektiven Beobachtungen wurden stets nach einer Beobachtungszeit von einigen Minuten so festgelegt, daß drei Werte notiert wurden, nämlich für die mittleren Minimalausschläge — im folgenden unter „*x*“ aufgeführt —, für die mittleren Maximalausschläge — „*y*“ — und für die extremen Maximalausschläge — „*y'*“.

2. Die verstärkten Bodenerschütterungen wurden einem Mikromollgalvanometer (schnellschwingendes Spiegelgalvanometer mit $\frac{1}{20}$ sec Schwingungsdauer) mit photographischer Registrierung zugeleitet, wobei das Galvanometer durch einen Shunt so stark gedämpft war, daß *Eigenschwingungen des Instruments nicht stören konnten*. Andererseits verhinderte der langsame Papiervorschub des einzigen, derzeit zur Verfügung stehenden photographischen Registriergeräts (bestenfalls 30 mm pro Minute) eine Auflösung schneller zeitlicher Schwankungen, die infolge „Verschmierung“ unkenntlich werden mußten. Mehr als drei Ausschläge pro Sekunde sind also nicht auflösbar trotz des an sich bis etwa 50 Hz empfindlichen Galvanometers. Man erkennt in den Bildern also nicht die wahren Bodenbewegungen, sondern einmal Spitzenwerte der Ausschläge als isolierte Striche, sodann als verschmiertes Band die Gesamtheit aller mittleren und kleinen Ausschläge.

3. Die verstärkten Bodenerschütterungen wurden einem Schnellszillographen mit einer Siemens-Schleife T 4 zugeführt. Die hiermit erhaltenen Photogramme geben bei Einstellung des Papiervorschubs auf 10 cm pro Sekunde einen Vorgang von längstens 2 Minuten Dauer (oder bei 20 cm pro Sekunde Vorschub das Geschehen während 1 Minute) kontinuierlich wieder; bei einem langsameren, aber als auskömmlich erkannten Papiervorschub von 6 cm pro Sekunde erzielten wir wegen des Gewinns an Lichtstärke bessere Bilder. Die Eigenfrequenz der Schleife T 4 von 2000 bis 2500 Hz kommt nicht störend in Betracht. Auch dieser Szillograph konnte dank seiner lichtsicheren Kamera außerhalb der Station eingesetzt werden. Nur mußten wir feststellen, daß er gegen den bewegten Feinsand unserer küstennahen Beobachtungsstellen nicht genügend geschützt ist, so daß durch Versagen von Einzelheiten der Kameramechanik einige Mißerfolge verursacht wurden.

Im Lauf unserer Versuche wurden zusätzliche Apparaturen geschaffen (Balensiefer), und zwar deren erste, als die große Bedeutung des Windes für die örtliche Bodenunruhe erkannt wurde. Es wurde ein „Böenmesser“ konstruiert — auf der Station stehen nur Schalenkreuzanemometer zur Verfügung —, in Gestalt des „photoelektrischen Druckmessers nach Balensiefer“ (DRPa.). Das neue Instrument läßt sich jeweils in der Nachbarschaft des Bodenunruheempfängers (dicht über dem Boden) aufstellen und nimmt die einzelnen dort auf das Gelände wirkenden Windstöße unter Umsetzung in einen Photostrom auf. Dieser wird einem Galvanometer zugeleitet, das auf dieselbe Trommel wie das Mikromoll zeichnet. Der Zweck ist, die in letzterem erscheinenden Impulse,

die ohnehin im Verdacht standen, auf Windanregung zu beruhen, mit den registrierten Böenstößen zu identifizieren.

Der Versuch, einen objektiven Brandungsmesser für unsere Zwecke zu bauen und gleichzeitig mit den seismographischen Aufnahmen einzusetzen, scheiterte vorläufig an dem Fehlen des hierzu erforderlichen langen Seekabels, dessen Beschaffung mehr Geld erfordert hätte als die uns verfügbaren Mittel zusammengekommen, und da die erbetene behördliche Anschaffung eines solchen Kabels sich verzögerte. Die entsprechenden Versuche müssen nachgeholt werden.

Endlich ergab sich die Notwendigkeit des Vergleichs der natürlichen B. U. mit einer künstlich erregten, was die Beurteilung der ersteren zu sichern geeignet war. Während nun solche künstliche Anregung von Untergrundschichten bisher entweder durch Sprengungen oder durch „Schwingermaschinen“ bewerkstelligt zu werden pflegt, sahen wir (Balensiefer) von beiden Arten der „Gewalttätigkeiten“ gegenüber der Schichtstruktur und den Schichtverbänden ab, um unter der bei der Empfindlichkeit unserer Seismographen möglichen sparsamen Energiezufuhr zu erkunden, welche Schwingungen die Schichten leicht aufnehmen, in welche sie also auch fremde Impulse bei weiträumiger Fortleitung umzuwandeln vermögen. Ein gewöhnlicher Lautsprecher wurde als Erreger mit der zu untersuchenden Schicht in Berührung gebracht. Seine Erregung erhielt der Lautsprecher durch einen eigens hierfür konstruierten Frequenzerzeuger, der es uns mit einem Handgriff (Bedienung eines Widerstandes) gestattete, Frequenzen von einigen bis über 1000 Hz zu erzeugen. Die zugeführte Wattzahl blieb dabei annähernd konstant (3 Watt). Ob die erzeugte Schwingung sinusförmig ist und ob insbesondere der Lautsprecher selbst infolge seiner Eigenschwingungen Intensitätsmaxima zeigt, muß noch untersucht werden. Die Empfänger wurden in verschiedener Entfernung (7 bis zu 40 m) in dieselbe Schicht eingegraben. (Die von unseren Empfängern dabei aufgenommene künstliche B. U. konnte wiederum unseren oben beschriebenen drei Meßgeräten zugeleitet werden, an denen während beliebiger Zeitspanne geprüft werden konnte, bei welchen bestimmbareren Frequenzen der in den Boden geschickten Schwingungen dieser selektiv ansprach.)

Die Transportfrage im Falle der Aufnahmen fern von der Station war einfach zu lösen, wenn es sich um unsere kürzeren Strandexkursionen handelte, bei denen die B. U. an verschiedenen Punkten mit dem „Multavi“ geprüft werden sollte. Die Apparatur (Empfänger, Verstärker, Batterien, Kabel, Multavi) findet auf einem zweirädrigen Karren Platz. Die Gummibereifung der ehemaligen Fahrradfelgen ermöglichte es, den Karren durch den Strandsand fortzubewegen. So erhielten wir eine Beobachtungsreihe über mehrere benachbarte Punkte innerhalb der Zeitspanne etwa 1 Stunde, während der die langfristige veränderlichen Außenbedingungen der Gezeiten und des Windes usw. als praktisch unverändert gelten konnten. Auch als wir am Strande südlich von Westerland einen Punkt wählten, wo fern von menschlichen Bauten die Küstenbodenunruhe mit dem Schnelloszillographen aufgenommen werden sollte, reichte unser oben erwähntes Transportmittel aus. (In diesem Falle mußten noch ein besonderes Kabel und ein Akku

mitgeführt werden, der Oszillograph braucht Lichtleitungsanschluß.) Für weitere Entfernung verschiedener schnell nacheinander zu besuchender Beobachtungsstellen war es nötig, unser Instrumentarium zu *motorisieren*, was natürlich keine Umstände machte, wenn lediglich Multavibeobachtungen beabsichtigt waren, da die Geräte in einem Personenkraftwagen leicht neben dem Beobachter Platz finden. Aber auch das Mikromollgalvanometer konnte mitgeführt und somit unterwegs photographisch registriert werden, nachdem die Einzelteile dieser Einrichtung auf einem Tischchen fest montiert waren, das in den Wagen hineingestellt werden konnte. Daß die Registriertrommel ohne Lichtschutz läuft, ermöglichte es uns, die Lichtpunktbewegungen auf dem Photopapier subjektiv zu kontrollieren und erforderlichenfalls die Empfindlichkeit des Galvanometers vor der Registrierung in Anpassung an die Papierbreite und die jeweilige Unruheintensität meßbar zu verringern oder zu vergrößern. Nur mußten demnach diese Kraftwagenmeßfahrten nachts unternommen und die Wagenfenster durch Verdunkelungspapier gesichert werden. In solcher Weise konnte auch eine Nachtmeßfahrt mittels Schienenautos auf der die Insel der Länge nach durchziehenden Bahnstrecke durchgeführt werden. Stündlich konnten bei unseren motorisierten Meßfahrten durchschnittlich drei oft mehrere Kilometer voneinander entfernte Beobachtungsstellen absolviert werden. Das erforderliche Personal war nur durch den Chauffeur auf drei Personen vermehrt.

II. *Die Küstenbodenunruhe am Sylter Weststrande.* Es bedarf zunächst einer Kennzeichnung der unmittelbar *sichtbaren Brandungserscheinungen* unter normalen Verhältnissen und der sie bedingenden Reliefgestaltung. Parallel dem langen und fast geradlinigen Weststrand der Insel verläuft in 290 bis 490 m Abstand ein „Sandriff“, das unter normalen Verhältnissen die „äußere Brandung“ bedingt, durch die gewiß ein sehr großer Teil der ursprünglichen Wellenenergie auf den Sandgrund übertragen wird. Die hinter dem Riff auftretenden Wellen branden am flachgeböschten Strande selbst, ohne normalerweise das dahinterliegende Kliff zu erreichen, das freilich dem Angriff der Sturmflutwellen ausgesetzt ist und daher von Zeit zu Zeit frisch in den diluvialen Inselkern oder in die Küstendüne eingeschnitten wird. Die normalen Brandungswellen sind in ihrer Periode, Amplitude und Fortpflanzungsgeschwindigkeit hauptsächlich abhängig von der Wassertiefe und Breite des Raumes zwischen Riff und Strand, ihre annähernde Parallelrichtung hängt offenbar mit der Parallelität des Küstenreliefs zusammen, wobei das Verhältnis zwischen Ursache und Wirkung hier unerörtert bleibt — nach Defant [8] entwickeln sich die langkämmigen, subparallelen Wellen schon in größerem Strandabstand aus der „Kreuzsee“. Ziemlich regelmäßig kommen am Westerländer Strande in der Minute 9 (± 1) Wellen zur Brandung, wie zu verschiedenen Zeiten unter normalen Bedingungen festgestellt wurde *).

*) Bei Ostwind ist die Zahl der Wellen größer, als wenn der Wind mit den Wellen geht, es wurden 15 pro Minute gezählt. In diesem Falle ist auch die Gruppenbildung der Wellen unregelmäßig.

Es trifft also fast alle 7 Sekunden eine Welle ein. Wenn diese Wellen als ungleich stark erkannt werden, so zwar, daß Gruppen von hohen und von niedrigen Wellen abzuwechseln pflegen, etwa 4 große + 5 kleine oder auch 6 große + 3 kleine, so entspricht dies wenigstens qualitativ den Angaben Defants über den Gruppenrhythmus der Meereswellen, der durch Interferenz erklärt wird.

Es kommt an unserer Küste noch etwas hinzu. Die uns von der Forschungsgruppe Westerland des Staatlichen Marschenbauamtes freundlichst zugänglich gemachten Kurven des Westerländer selbstschreibenden Pegels, der so gedämpft ist, daß keine Einzelwellen registriert werden, zeigen gleichwohl welligen Verlauf derart, daß etwa auf je 3 Minuten eine Kurvenzacke entfällt. Dieser langzeitige Rhythmus, dem etwa 27 Einzelwellen zuzuordnen wären, kann vielleicht auf eine sehr langwellige Dünung zurückgeführt werden, oder auf eine Eigenschwingung der Wassermassen zwischen Riff und Strand.

Schon unsere ersten Multivablesungen bei strandnahe Einsatz der Empfänger zeigten deutlich die Wirkung der einzelnen Brandungsschläge. Diese hervortretenden Brandungsimpulse waren aber auch noch zu erkennen, wenn der Empfänger vor unserer Station in etwa 75 m Strandabstand in den Sand der alten Küstendüne eingegraben war, obwohl hier noch die Komplikation vorlag, daß die große Westerländer Strandmauer die direkte Erschütterungsfortleitung durch Sand unterbricht (die Strandmauer ist dem unter Strandsand anstehenden pliozänen Schluff aufgesetzt, ihre Rolle ist weiterhin noch zu erörtern). Fig. 1 (Photo 13) zeigt den häufigeren Typ der Mikromollaufnahmen, wobei aber von den extremen Ausschlägen abzusehen ist, auf die wir in anderem Zusammenhang zurückkommen. Einfacher deutbar ist eine Mikromollaufnahme von der Art der Fig. 2 (Photo 11). Auch hier befand sich der Empfänger in Klappholttal (Strandentfernung 150 m), auf dem Nordflügel der Insel, wo durch Brandung nur der Strandsand und der diesem aufgelagerte Dünensand erregt werden. Man erkennt nicht nur die durchschnittlich 9 stärkeren Ausschläge pro Minute, die den Wellenschlägen der nahen Brandung zuzuordnen sind, sondern auch eine Gruppierung dieser Brandungsausschläge in Bündel größerer und kleinerer Ausschläge, entsprechend dem erwähnten Gruppenrhythmus und wahrscheinlich auch noch dem langzeitigen Rhythmus von etwa 3 Minuten, der als Pegelschwankung (Aufnahmen des Herrn Dipl.-Ing. Hundt, siehe oben) beobachtet ist, und von dem vermutet wird, daß er sich nach Maßgabe eines entsprechenden Anschwellens und Rückschwellens der See in einer Verstärkung und Abschwächung der Wellen gegenüber Durchschnittstärke auswirkt.

Aus den Angaben des „Multavi“ und der langsamen Mikromollregistrierung ist über den wahren Verlauf der Bodenbewegung (bzw. Bodengeschwindigkeit) noch nichts zu ersehen außer der Tatsache, daß es sich um sehr schnelle Schwingungen handeln muß. Die geophysikalischen Kenntnisse auf diesem Gebiet ließen aber gerade aus dem Studium der Feinheiten der Bewegung Schlüsse auf die Struktur der erregten Schichten erwarten. Es erhebt sich insbesondere die Frage, ob wir es bei der B. U. nur mit aufgezungenen Bewegungen infolge Brandung und Wind

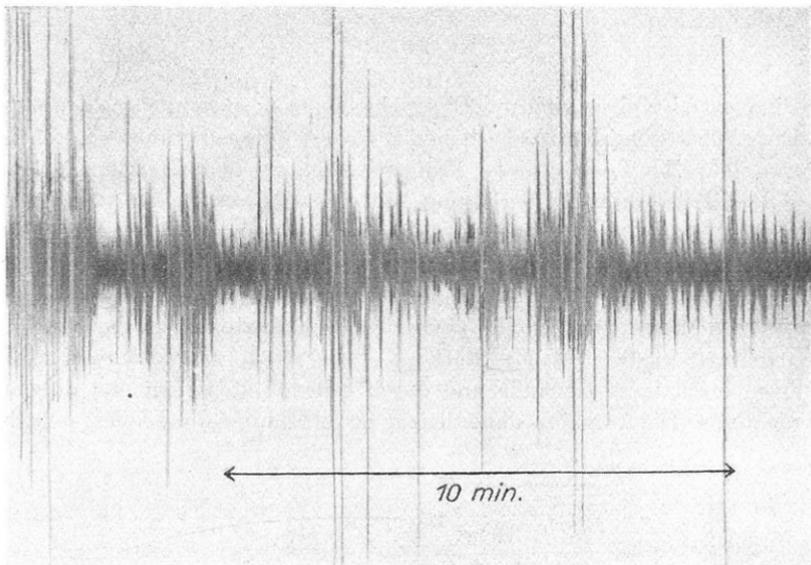


Fig. 1. Brandungsbodenunruhe an der Küste von Klappholtal, durch Mikromollregistrierung aufgezeichnet. Die maximalen Ausschläge sind wahrscheinlich durch Wind erzeugt (Photo 13).

0.8 mm aufgezeichneter Ausschlag = $3.2 \cdot 10^{-8}$ cm Bodenamplitude (bei 50 Hz).
 Den Maximalausschlägen entspricht daher eine Amplitude von etwa $3 \cdot 10^{-6}$ cm,
 den vermutlichen Brandungstößen $1.4 \cdot 10^{-6}$ cm (Mittel $5 \cdot 10^{-7}$ cm)

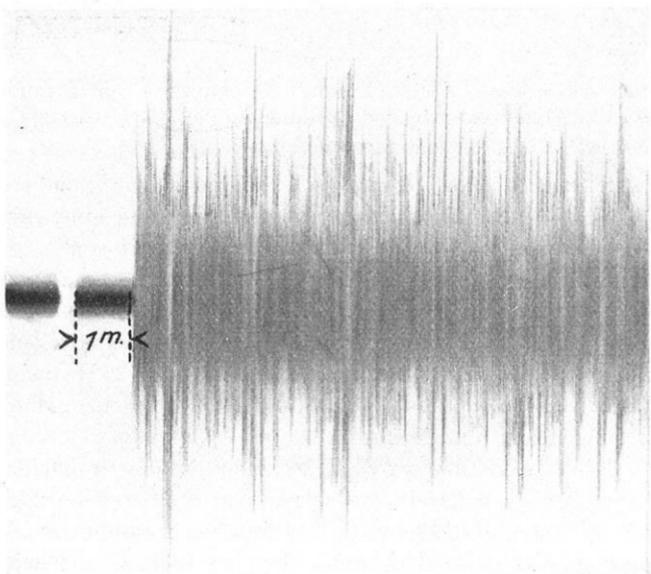


Fig. 2. Brandungsbodenunruhe an der Küste von Klappholtal, durch Mikromollregistrierung aufgezeichnet. Pro Minute etwa neun kräftige Ausschläge, die auf Brandungstöße bezogen werden können. (Photo 11.)

1 mm aufgezeichneter Ausschlag = $3.2 \cdot 10^{-8}$ cm Bodenamplitude (bei 50 Hz)

zu tun haben, oder ob es sich um Eigenschwingungen einzelner geologischer Gebilde bzw. künstlicher Baublöcke handelt, welche durch die äußeren Kräfte angeregt werden. Zur Lösung dieser Probleme stand — leider nur für ganz kurze Zeit — der Oszillograph zur Verfügung, mit dem an zwei Stellen Aufnahmen gemacht wurden, von denen trotz noch nicht ganz gelöster technischer Mängel (unscharfe Abbildung) in Fig. 3 und 3 a Kopien wiedergegeben sind. Fig. 3 zeigt einen Ausschnitt aus der Registrierung Nr. 16 vom 14. April um 15.20 Uhr am *Dünenfuß* des Westerländer Südstrandes bei 75 m Abstand von der Strandlinie. Es herrschte Nord-West-Wind, Stärke 3, Seegang 2, sehr leichte Brandung. Störungen durch nahe Gebäude und durch gehende Menschen und dergleichen lagen nicht vor. Die Aufnahmedauer betrug fast 2 Minuten, die Papiergeschwindigkeit

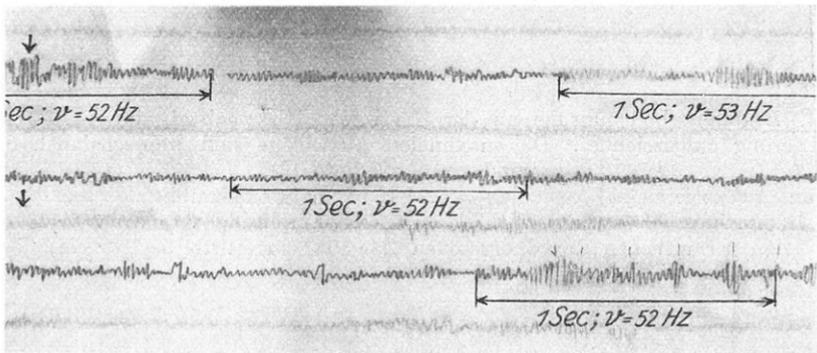


Fig. 3. Schnelloszillogramm der Brandungs-Bodenunruhe im Strandsand. Pfeile bedeuten die Abbildungsorte der Brandungsschläge. (Registrierung Nr. 16)

keit im Registriergerät etwa 61 mm pro Sekunde. Die Laufgeschwindigkeit des Papiers wurde lediglich durch Marken am Anfang und am Schluß der Registrierung festgestellt.

Das ganze Bild der B. U. wird beherrscht von einer Frequenz von 53 ± 1 Hz (die Unterschiede sind wohl auf unregelmäßigen Lauf des Gerätes zurückzuführen). Diese schnellste bisher erkennbare Schwingung zeigt an vielen Stellen eine Schwebung von 7 Hz überlagert. Ferner ist eine Schwingung von 22 Hz mehrfach erkennbar. — Im übrigen lassen sich diskrete plötzliche Amplitudenzunahmen erkennen, welche sich in einigen Fällen im Abstand von etwa 7 Sekunden wiederholen. Die Amplitude steigt dabei innerhalb etwa $\frac{1}{5}$ Sekunde bis auf den dreifachen Betrag, um dann innerhalb $\frac{1}{2}$ bis 1 Sekunde wieder zur normalen Unruhe zurückzusinken. Es dürfte sich hier um die Abbildung der einzelnen Brandungsschläge handeln.

1 Stunde vor dieser Registrierung, also bei nahezu gleicher Wind- und Brandungslage, wurden gleichartige Registrierungen vor der Station, also *auf der Düne hinter der Strandmauer* ausgeführt. Die Hauptfrequenz dieser viel ausgeglicheneren Kurve ist 20 ± 2 Hz. Außerdem wurden am 12. April 1938 um

2 Uhr schnell hintereinander gleichartige Registrierungen in unserer Station vorgenommen (Aufnahme 13, 14, Fig. 3 a), wobei der Horizontalempfänger erstens *auf der Strandmauer* (mit Sand überschüttet), zweitens *auf dem Dünensand* stand. Der Wind war Nord-West, Stärke 3, Seegang 2, sehr leichte Brandung. Die Registrierung auf der Strandmauer ist in ganz entscheidender Weise gegenüber den anderen verändert. Sie zeigt mit zum Teil sehr großer Regelmäßigkeit eine Frequenz von 22 ± 1 Hz. Weder einzelne Brandungsstöße noch andere Frequenzen sind auf ihr mit Sicherheit auszumachen. Die Düne, also der Ort hinter der Strandmauer, zeigt ebenfalls als Hauptfrequenz 22 ± 1 Hz, ferner tritt meist eine

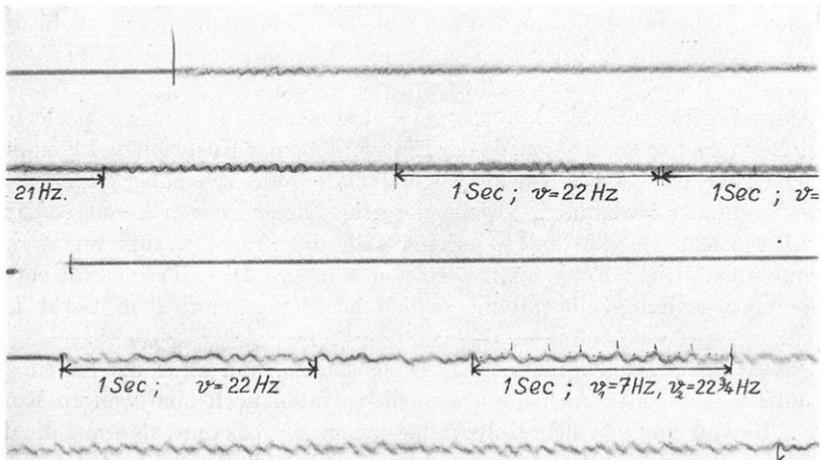


Fig. 3 a. Schnelloszillogramm der Unruhe, die aus der Brandungsunruhe 1. in der Strandmauer (oben) und 2. im Dünensand (unten) entsteht. (Registrierung Nr. 13/14)

Schwebung von 7 (genauer 6.8) auf. Erkennen läßt sich außerdem in der Feinstruktur eine höhere Frequenz, welche nahe 50 Hz zu liegen scheint, also vielleicht mit der von 53 am Südstrand gleichwertig ist.

Wir haben also folgende Schwingungen:

- a) Freier Strand 22, 53, 46 bzw. 60 (nach Schwebung).
- b) Strandmauer 22.
- c) Dünehinter Strandmauer 22³/₄, 16 bzw. 29¹/₂ (nach Schwebung), etwa 53.

Die beherrschenden Frequenzen sind unterstrichen. Welches sind nun die schwingungsfähigen Gebilde?

Nimmt man also solche horizontale Schichten an, so folgt nach Wiechert und Zöppritz für diese ihre Dicke, falls wir ihre Geschwindigkeit für Transversalwellen (V) und die Schwingungsform kennen (Grund- oder Oberschwingung, Bauch oder Knoten an der Unterfläche). V hängt als „Materialkonstante“ praktisch allein von Dichte und Formelastizität des Materials ab. V ist bisher aus Messungen

für diesen Sand nicht bekannt, die Zahlen der Literatur liegen um 200m pro Sekunde. — Ebenfalls ist nicht zu entscheiden, ob wir an der Unterseite der Schichten freie Bewegung (Bauch) oder Festhaften auf der Unterlage haben (Knoten). Für den letzten, wahrscheinlicheren Fall ist nach Wiechert $d = 1/4 \cdot V/F$, wenn d die Dicke in m, V die Geschwindigkeit in m/sec und F die Frequenz 1/sec ist. Die Schwingungen ergeben eine Schichtdicke $d = 2.3$ m ($F = 22$) und $d = 0.95$ m ($F = 53$).

Daß sich die Strandmauer in so weitgehender Weise „selbstständig macht“, kann entweder daran liegen, daß $F = 22$ ihre Eigenschwingung ist (falls bei ihrer baulichen Struktur ein $V = 1000$ eingesetzt wird, wäre etwa $d = 10$ m) oder darin, daß sie durch die obere dünne Deckschicht hindurch allein in die Schicht mit $F = 22$, die auch an den beiden anderen Stellen erkennbar ist, eintaucht.

Ausgesprochene „Schichten“ der genannten Dicke sind nach den geologischen Kenntnissen kaum anzunehmen, da der Einzelaufbau der Küste äußerst kompliziert ist. Eher sind keil- und ellipsoidförmige Gebilde verhältnismäßig geringer Horizontalausdehnung vorhanden, welche derartige Dicken zeigen könnten. Nimmt man aber solche Gebilde an, so erhebt sich die Frage, warum an zwei entfernten Stellen gleiche Frequenzen auftreten können. Diese Frage wird erst eine weitere Untersuchung mit gutem, örtlich leicht veränderlichem Gerät klären können.

Unsere Schnelloszillogramme des Dünsandes, und zwar die ersten, nicht einwandfrei gelungenen Aufnahmeversuche verraten noch eine weitere Komplikation. Es war uns von den Multaviablesungen her bekannt, daß auf die B. U. des Sandes der Horizontalempfänger besser, d. h. mit durchschnittlich doppelt so weiten Ausschlägen anspricht, als der Vertikalempfänger, weswegen wir für die meisten Messungen und insbesondere für die Meßfahrten den Horizontalempfänger einsetzten. Bei unseren ersten Schnellregistrierungen verwandten wir vergleichshalber beide Empfänger. Die entsprechenden Aufnahmen zeigen nun nicht bloß den erwarteten Amplitudenunterschied der Horizontal- und Vertikalkurven, sondern zugleich Frequenzunterschiede. Die *Horizontalkurven* mit den großen Amplituden enthalten Frequenzen um 22 Hz (nicht genau ablesbar, zum Teil mögen auch Überlagerungen durch höhere Frequenzen vorhanden sein), die *Vertikalkurven* mit den kleinen Amplituden enthalten stets höhere Frequenzen, etwa um 54 Hz, vielleicht noch höhere. Diese Dinge wurden nicht weiter verfolgt, einmal aus Zeitmangel und auch, weil wir unsere anfängliche Beobachtungsstelle für die Versuche, die im Dünsande vor der Station lag, für wenig geeignet zur Analyse der natürlichen B. U. halten mußten im Hinblick auf die Nachbarschaft der Baulichkeiten (Strandmauer einerseits, Stationsgebäude andererseits).

Wesentlich ist in unserem Zusammenhang die Feststellung, daß die Brandungsunruhe des unmittelbaren Strandes mit ihrer Rhythmisierung durch die Wellenschläge schon auf der Küstendüne in eine Bodenunruhe übergegangen ist, dafür aber mannigfach beeinflusst sein kann von anderen Momenten, insbesondere von

Wind, der auf den Dünenkörper unmittelbar oder durch Vermittlung von Baulichkeiten wirkt.

Wenn auf der Düne die B. U. auch nicht den Charakter der Brandungsunruhe voll bewahrt hat, so erwies sich unser Dünenbeobachtungspunkt doch als

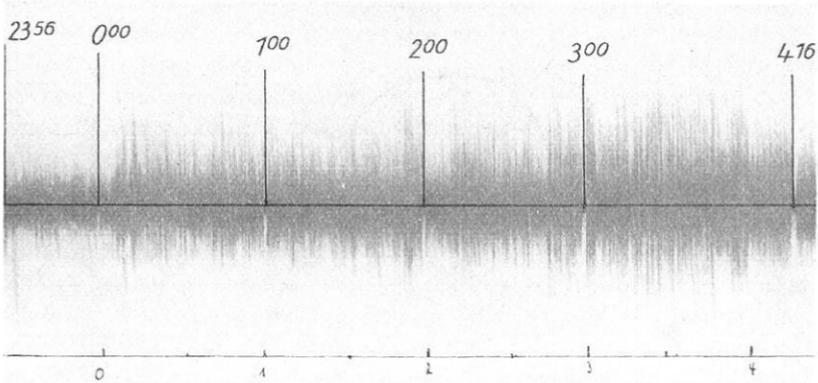


Fig. 4. Vergrößerung der Amplituden der Brandungsunruhe mit aufkommender Flut. (Dauerregistrierung Nr. 16)
0.6 mm Ausschlag auf dem Diagramm entspricht $2.5 \cdot 10^{-8}$ cm Bodenamplitude bei 50 Hz

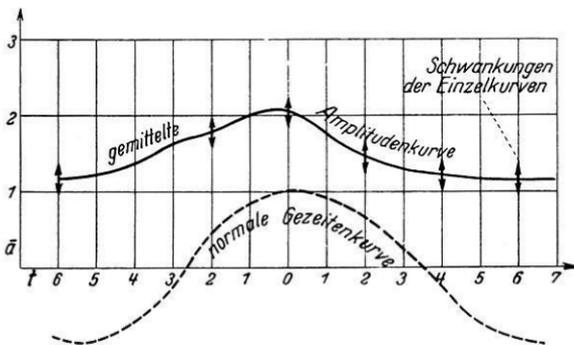


Fig. 5. Obere Kurve: mittlere B.U.-Werte und deren Schwankung. Untere Kurve: Normale Seespiegelhöhe. Abszisse: Zeit in h, 0 = Hochwasser. 0.5 mm Kurvenanstieg entspricht bei der Unruhekurve einem Unterschied der B. U. von $3 \cdot 10^{-8}$ cm (für 50 Hz). Bei maximaler Flut beträgt die gemittelte absolute Bodenamplitude $1.2 \cdot 10^{-6}$ cm, bei Ebbe $0.7 \cdot 10^{-6}$ cm

sehr geeignet, um *quantitative Wandlungen* der B. U. zu studieren, die mit dem *Gange der Gezeiten* zu erwarten waren. Aus einer Fülle von Einzelbeobachtungen, von denen die Dauerregistrierung Nr. 16 über 7 Stunden ein Beispiel sei (Fig. 4),

ergab sich das Diagramm (Fig. 5), das die Kurve der gemittelten Amplitudenwerte über der Gezeitenkurve zeigt. Der Kurve liegen acht Ablesereien mit dem Multivi und drei Registrierungen mit dem Mikromollgalvanometer zugrunde, die bei

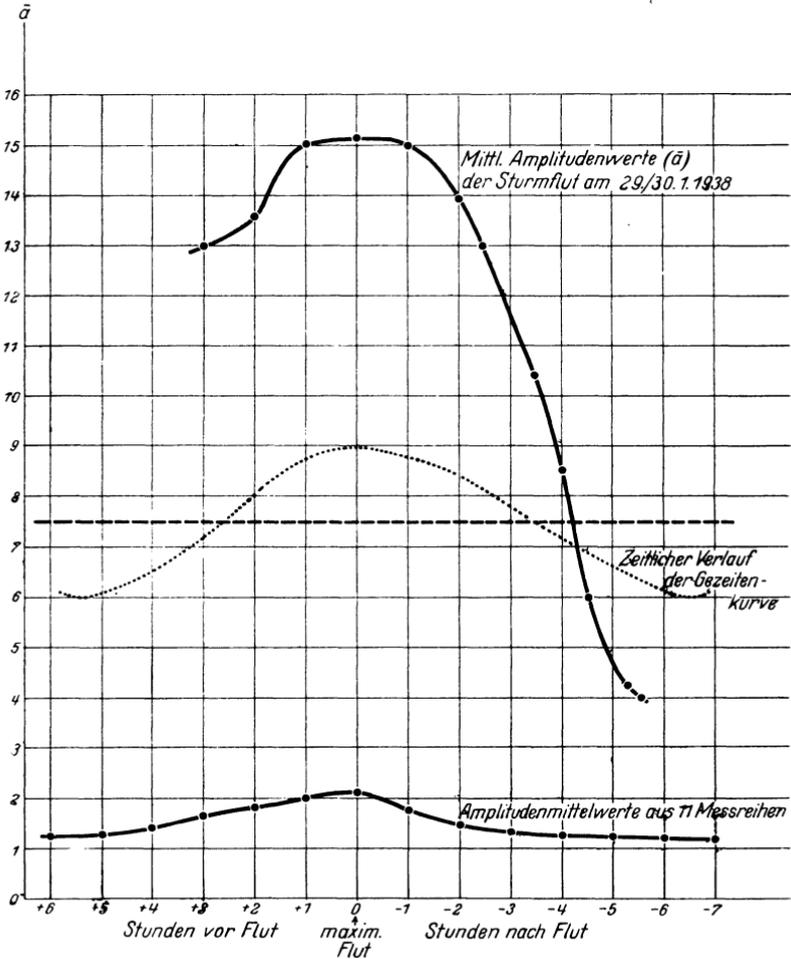


Fig. 6. Vergleich der Brandungs-Bodenunruhe bei gewöhnlichen Gezeiten und bei Sturmflut.

1 Vertikaleinheit entspricht $6 \cdot 10^{-7}$ cm Bodenamplitude (für 50 Hz). Bei Sturmflut wurden also Amplituden von $1 \cdot 10^{-5}$ cm gemessen

gleichen maritimen Verhältnissen gewonnen wurden. Man erkennt, daß die Flut-amplituden beinahe den doppelten Betrag ($7/4$) der Ebbeamplituden erreichen. Die Erklärung dafür ist weniger in dem Umstand zu suchen, daß die Flutbrandungs-linie dem Empfänger 20 m näher gerückt ist als die Ebbebrandungslinie, mehr

in dem Umstande, daß zur Flutzeit der Strand selbst mehr Wellenenergie aufnimmt als bei Ebbe, *da das Riff draußen unter Flutwasser nicht so hoch aufragt*. Besonders wertvoll erscheint es, daß auch bei einer winterlichen *Sturmflut* die B. U. des Dünsandes registriert werden konnte, nämlich bei der Sturmflut in der Nacht vom 29. zum 30. Januar 1938, während welcher WNW-Wind in Stärke 7 bis 8 wehte, und das Hochwasser einen fast 1.60 m höheren Stand als Normalhochwasser zeigte. Das Diagramm Fig. 6 läßt erkennen, daß die Amplitudenmittelwerte der Ebbephase dieser Sturmflut etwa achtmal so groß wie die entsprechenden Werte unter normalen Verhältnissen, und die Amplitudenmittelwerte der Flutphase fast siebenmal so groß wie die entsprechenden Normalwerte sind. Diese Feststellung bei Gelegenheit einer nicht einmal extremen Sturmflut ist insofern von geologischer Bedeutung, als die verschiedene Größenordnung der Unruheamplituden die Unterschiede der auf die Küste zerstörend wirkenden Energiebeträge anzeigt. Wenn sich die See unter normalen Verhältnissen selbst der vollen Wirkung auf die Küste durch den Aufbau des Sandriffs und auch durch die Böschung des Vorstrandes beraubt, so fällt bei Sturmflutbedingungen die Bremswirkung des dann tief untergetauchten Riffes fort, und eine vielleicht 50fache Energiemenge (Amplitudenverhältnis 7 : 1, Energien 49 : 1) wirkt auf den Strand selbst, ja auch auf das hinter ihm sich erhebende Kliff.

III. Brandungsunruhe und Strandböschung. Es handelt sich um die geologische Beurteilung der örtlichen Differenzierung der Brandungsunruhe. Unsere Vermutung, daß an verschiedenen Strandstrecken sich verschiedene Brandungsintensität auch in verschieden großer B. U. bemerkbar machen würde, wurde zunächst durch eine Meßreihe bestätigt, bei welcher Multaviablesungen an fünf Punkten vorgenommen wurden. Von diesen ist das Unterwasserprofil von der Strandlinie bis einige 100 m Küstanabstand bekannt und war uns durch die mehrfach erwähnte Westerländer Dienststelle des staatlichen Marschenbauamts zugänglich gemacht. Während der zur Absolvierung der Meßstellen erforderlichen Zeit von 1³/₄ Stunden schienen die Außenbedingungen praktisch konstant. Es wurde der Horizontalempfänger stets in 10 m Wasserabstand eingesetzt. Da kurz nach Maximaltide gemessen wurde, kam als Brandungsbereich nur die äußerste Zone der im weiteren Verlauf variablen Böschung in Betracht, so daß nachstehend für jede Beobachtungsstelle nur *ein* maßgebender Böschungswinkel durch seinen Tangens anzugeben ist:

	Multaviablesungen (Ampl.)			Böschung (tang.)	Küstanabstand des Riffes (m)	
	x	y	y'			
Südlich der Westerl. Strandmauer	1.	3	5	6	0.02	426
	2.	5	9	17	0.03	233
Vor der Strandmauer	3.	6	11	14	0.044	309
	4.	6	10	14	0.047	444
Nördl. der Strandmauer	5.	4.5	8.5	12	0.038	385

× 0.5 · 10⁻⁷ cm für 50 Hz.

Das Anwachsen der B. U.-Intensität mit wachsendem Böschungswinkel macht sich deutlich bemerkbar, zugleich aber auch der Einfluß eines anderen die B. U. beeinflussenden Faktors. Als solcher kommt offenbar die verschieden große

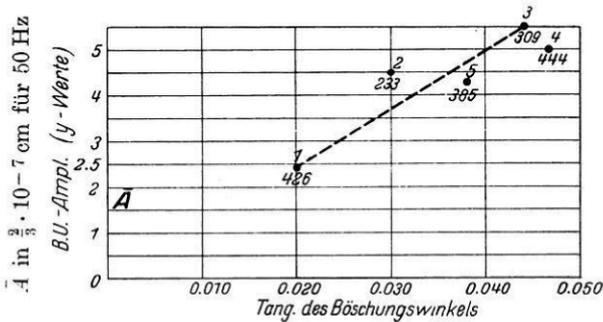


Fig. 7

Entfernung des der Küste vorgelagerten Sandriffs in Betracht. Die Meßpunkte, denen das Riff, die Hauptprallzone des Seegangs, fern liegt, zeigen relativ geringere B. U.-Amplituden, was unser Diagramm (Fig. 7) dadurch deutlich macht, daß

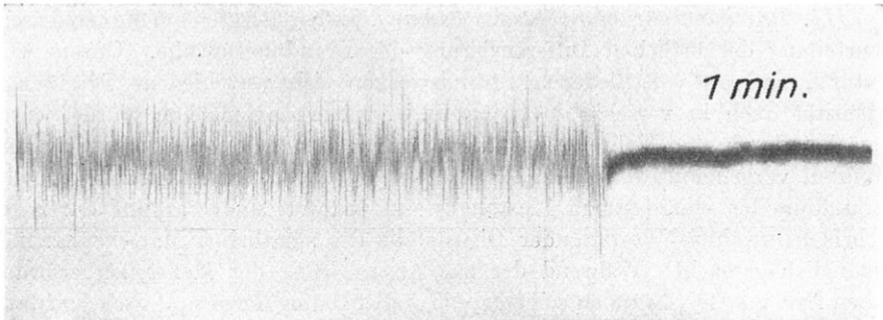


Fig. 8. Bodenunruhe auf dem Südflügel der Insel Sylt während der Schienenauto-Meßfahrt, 14./15. April 1938, Meßpunkt 6 in 325 m Küstenabstand. Böen selten. 1.1 mm Ausschlagweite entspricht $2 \cdot 10^{-8}$ cm Bodenamplitude (bei 50 Hz)

zu der Nummer des Meßpunkts die Meterzahl des dortigen Küstenabstands des Riffes gesetzt ist — vgl. insbesondere die Meßpunkte 3 und 4 miteinander*).

Als zweite Meßreihe wählten wir eine Anzahl Punkte längs der Inselbahn aus, genauer gesagt der Längsstrecke, die den Inselkern (Westerland) mit der

*) Wenn, wie in Kapitel 2 festgestellt wurde, die B. U. bei Ebbe stets wesentlich geringer als bei Flut ist, so kann nunmehr als Grund dafür neben den oben angeführten Gründen auch der geltend gemacht werden, daß ausweislich der ausgeloteten Unterwasser-Strandprofile der Böschungswinkel der strandnächsten Region seewärts in der Regel etwas abgeflacht wird.

Südspitze Sylts (Hörnum) verbindet und ausschließlich durch Dünen sand verläuft, welcher älterem Strandsand aufgesetzt ist. Der zeitlich genügend kurz hintereinander erfolgte Besuch aller dieser Meßpunkte war dadurch möglich, daß wir ein Schienenauto benutzen konnten, in dem unsere Registriereinrichtung (Mikromollgalvanometer) lichtsicher aufgestellt war. So konnte nachts von 1½ bis 4½ Uhr das Meßprogramm durchgeführt werden. Die Erkundung der B. U. in diesem gleichförmig gebauten Gebiet alluvialen Alters, in welchem der ältere und festere Untergrund tiefer liegt als in der Umgebung Westerlands, mußte unserer Voraussicht nach den Zusammenhang zwischen der Intensität der B. U. und dem strandnahen Unterwasserprofil noch klarer heraustreten lassen, als es bei der letzterwähnten Meßreihe möglich schien. Freilich sind in diesem Bereich nur zwei Unterwasserprofile bisher durch Lotungen genau bekannt, dafür sind aber die Veränderungen des Weststrandes während der letzten 60 Jahre gut bekannt und kartographisch festgelegt, mit anderen Worten die Stellen erkennbar, an welchen infolge Versteilung der Unterwasserböschung eine Rückwärtsverlegung der Strandlinie um größere oder geringere Beträge erfolgte. Aus der nachstehenden Tabelle ist daher vor allem der Zusammenhang zwischen der Intensität der Brandungs-B. U. und der (geologisch interessanten wie praktisch wichtigen) Zerstörungswirkung der Brandung ersichtlich. Daher sind die Zahlenwerte für die B. U.-Intensität, die durch Ausmessung der Durchschnitts-amplituden auf dem Mikromollphotogramm gewonnen sind, in einer besonderen Rubrik dadurch vergleichbar gemacht, daß entsprechend den durch die Trace der Inselbahn gegebenen verschiedenen Küstenabständen der Meßpunkte und entsprechend unseren Erfahrungen über das Abklingen der B. U. (vgl. S. 351 ff.) jeweils ein Vergrößerungsfaktor zugefügt wurde (die Meßpunkte sind von S nach N gezählt):

Meßpunkt Nr.	Küstenabstand m	Entfernung:		A *)	A'	Strandverschiebung seewärts des Meßpunktes
		Riff—Strand m	Böschung (tg)			
2	338			29	40	Abtragung
3	775			10	41	„
4	560					„
5	700			8	26	kaum Abtragung
6	325	119	0.0384	7.5	10	keine Abtragung
7	662	340	0.0274	7	20	keine Abtragung

*) Es bedeutet: A = beobachteter Amplitudenwert der B. U. A' = Amplitudenwert, umgerechnet auf 100 m Küstenabstand.

Augenfällig ist besonders der Vergleich zwischen Meßpunkt 2 und 6. Bei Meßpunkt 3 ist die Abtragung bedeutend stärker als bei Meßpunkt 5, auch das spiegelt sich in den Intensitäten der B. U. wieder. Meßpunkt 7 ist von den übrigen getrennt zu halten, da er bereits dem Westerländer Inselkern angehört. Trotzdem er doppelt so weit von der Küste entfernt liegt als Meßpunkt 6, und auch der dortige Abstand des Außenriffs dreimal so groß ist wie bei Meßpunkt 6, ist die B. U. von 7 nur unbedeutend schwächer als die von 6, was nicht allein durch den

geringeren Böschungswinkel zu erklären ist, sondern höchstwahrscheinlich vor allem durch den Umstand, daß im diluvialen Inselkern (7) die B. U. besser fortgeleitet wird als in den alluvialen Sandschüttungen des Inselflügels.

IV. *Veränderung der Bodenunruheintensität durch Windböen.* B. U. Registrierungen, die bei stark windigem Wetter ausgeführt wurden, unterscheiden sich so charakteristisch von Registrierungen bei ruhigem Wetter oder gleichmäßigem Wind, daß der Einfluß des Windes auch auf die küstennahe B. U. nicht übersehbar ist.

Als Beispiel für deutlich in Erscheinung tretende Windwirkung wählen wir zunächst Messungen, die in Klappholtal, also auf dem Nordflügel der Insel, in etwa 150 m Wasserabstand auf dem Westabhang der Düne beim strandnächsten Häuschen gemacht wurden, und zwar erstens als Multaviabesungen:

Windrichtung	Windstärke	Multaviabesungen		Extremausschläge inf. Böen
		<i>x</i>	<i>y</i>	
N	3	6 (3.6)	12 (7.2)	60 (36)
N	4	6 (3.6)	12 (7.2)	55 (33)
E	3	8 (4.8)	20 (12)	70 (38.5)

N. B.: Werte in Klammern = 10^{-7} cm Bodenamplitude bei 50 Hz.

Die vorstehend verzeichneten Extremausschläge der B. U. von fünffacher Größe der *y*-Werte passen nach sonstigen Erfahrungen nicht zur Brandungsbewegung. Bei den Registrierungen, die mit dem Mikromollgalvanometer mehrfach durchgeführt wurden, und von denen Fig. 1 die Aufnahme 13 wiedergibt, finden wir auf dem Photogramm Extremausschläge von der sechsfachen Größe der durchschnittlichen Amplituden und stellen fest, daß die Gesamtzahl der Ausschläge pro Minute erheblich die Zahl 9 übersteigt, die die durchschnittliche Häufigkeit der Brandungsschläge pro Minute bezeichnet — vgl. S. 344 —, während in einer böenfreien Minute nur acht Normalausschläge zu unterscheiden sind. Da bei Aufnahme 13 die Windstärke nur den Wert 2 (SE) besaß, so muß man schließen, daß schon in geringem Küstenabstand — hier 150 m — das Land, insbesondere freilich eine Fläche mit Dünenkonfiguration, unter nur mäßigem, böigem Wind Erschütterungen aufnimmt, die sich in der B. U. als übermächtig im Vergleich mit den bis dorthin geleiteten Brandungserschütterungen erweisen.

Der Versuch gleichzeitiger gesonderter Registrierung der B. U. und der Windstöße wurde in Westerland gemacht unter Einschaltung des S. 341 erwähnten Böenschreibers. In die viertelstündige Expositionszeit fielen 15 kräftigere Böenstöße, also pro Minute durchschnittlich nur einer, während die übrigen Böen so unbedeutend waren, daß sie im Seismogramm nicht aus der ungünstigerweise gerade relativ starken Brandungsunruhe heraustreten. Leider konnte dieser Synchronisierungsversuch bisher nicht unter günstigeren Bedingungen wiederholt werden, die solcher Kombination der Beobachtungen volle Beweiskraft

verleihen könnten. Nur die folgenden Zahlenverhältnisse aus unserem Versuch sprechen allenfalls für unsere Deutung:

Minutenstrecke des Diagramms	a)	Gesamtzahl großer B.U.-Ausschläge	Böenzahl nach Böenschreiber	Rest: Brandungsschläge
	b)	20	7	13
	c)	17	8	9
		17	6	11

Um die Deutung unserer Mikromolldiagramme als durch Böenstöße beeinflusst, weiterhin zu stützen, erschien es wichtig, die Veränderung dieser Bilder mit zunehmendem Küstenabstand zu studieren. Dazu stehen zunächst die Meß-

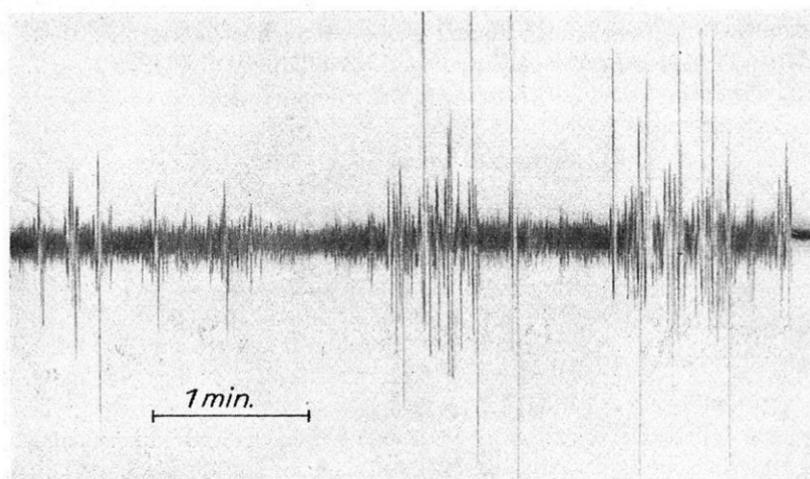


Fig. 9. Bodenunruhe im Inselinnern, stark beeinflusst durch Windböen. (Aufgenommen auf Meßfahrt Nr. 2 am 20./21. Januar 1938 im Meßpunkt III.)
 $\frac{2}{3}$ mm Diagrammausschlag entspricht $1 \cdot 10^{-8}$ cm Bodenamplitude (bei 50 Hz). Die Böen bedeuten also eine Steigerung auf $1 \cdot 10^{-6}$ cm

punkte längs der Sylter Südbahn zur Verfügung und weiter Meßpunkte, die auf später noch zu behandelnden Inlandmessungen besucht wurden, die hier freilich unter der Voraussetzung gedeutet werden, daß die allgemeine B. U. noch hauptsächlich von der Brandung herrührt.

	Meßpunkt Nr.	Küstenabstand (m)	Verhältnis Brandungsunruhe:Böenunruhe
Meßfahrt auf Schienenauto	1	465	1: 6
	2	338	1: 5
	4	560	1: 2.8
	3	775	1: 7
Inlandmeßpunkte (vgl. Fig. 12)	VI	2200	1: 8
	III	3160	1: 7
	IV	3750	1: 2.5
	V	5250	1: 10

Wenn diese Zahlen auch das steigende Übergewicht der Böenwirkung zum Ausdruck bringen, so muß doch zumal bei der zweiten Serie der großen Küstenabstände angenommen werden, daß dort die kleineren Ausschläge, die der Anregung durch Brandungsschläge zugeschrieben wurden, in Wahrheit schon Impulse durch Windwirkung kombiniert mit Brandungsimpulsen darstellen. (Warum das Verhältnis bei den Meßpunkten 4 und IV. aus der Reihe herausfällt, konnte nicht festgestellt werden.) Die Häufigkeit größerer Böenstöße war teils zwei Böen pro Minute, teils auch nur knapp eine pro Minute.

Überschaut man die Gesamtheit der in diesem Kapitel mitgeteilten Zahlenverhältnisse, so muß wohl geschlossen werden, daß die Brandungsimpulse an einer Flachküste mit Sanduntergrund höchstens bis 2 km Küstenabstand von entscheidender Bedeutung sind, während eine weiter landeinwärts registrierte B. U. bereits wesentlich dem Winde ihre Impulse verdanken dürfte.

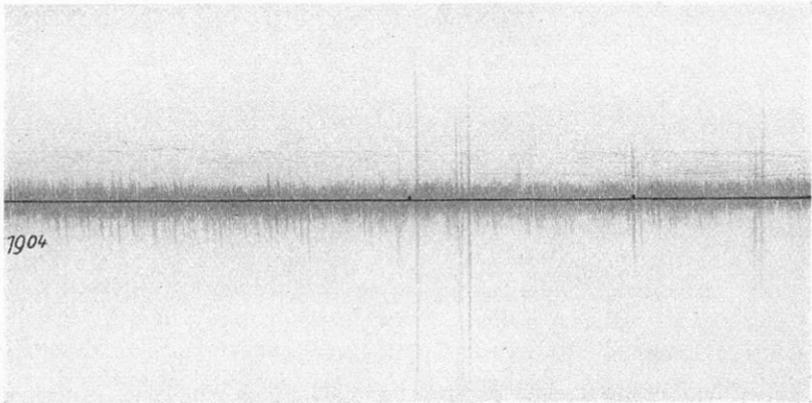


Fig. 10. Beeinflussung der Bodenunruhe durch Frost. (Einzelne sehr große Ausschläge.) 0.47 mm Diagrammausschlag entspricht $3.7 \cdot 10^{-8}$ cm Bodenamplitude (bei 50 Hz). Frosterschütterungen bis zu $3.3 \cdot 10^{-6}$ cm

V. *Bodenunruhe durch Frost.* Die Tatsache, daß das Gefrieren des Wassers in oberflächlichen Bodenschichten als Anregung der B. U. in Frage kommt, ist schon verschiedentlich erkannt worden — Brand [3], Gutenberg [7], Landsberg [12]. Auch in unseren, in Winternächten aufgenommenen Photogrammen erscheinen unvermittelte Extremauschläge, die den Umständen entsprechend auf den Gefriervorgang bezogen werden müssen; Fig. 10 gibt ein Bild davon. Unsere Annahme konnte insofern experimentell gestützt werden, als in einer Frostnacht, in der die gelegentlichen Impulse in der B. U. bemerkt wurden, die entsprechenden Verdacht erregten, in der Nachbarschaft des Empfängers in einem Umkreis von 1 bis 2 m warmes Wasser auf den Sandboden gegossen wurde. Der Auftauvorgang zeitigte alsbald entsprechende Ausschläge, die schnell abklagen. Die Erscheinung, die somit wenigstens zum Teil eine Nahwirkung auf den

Empfänger darstellt, hat für die B. U. im allgemeinen keine sonderliche Bedeutung. Nach Gutenberg [7] entspricht der Frostanregung eine unregelmäßige Erschütterungsperiode von 20 bis 50 Sekunden (falls Seismographen großer Schwingungsdauer benutzt werden).

VI. Versuche mit künstlicher Erregung von Bodenunruhe im Dünensand.

In Kapitel II. wurde mitgeteilt, daß bei der Schnellregistrierung der B. U. des Strandsandes, bzw. des aus ihm allmählich hervorgehenden Dünensandes, die Frequenz 53 Hz als eine unter verschiedenen Bedingungen wiederkehrende festzustellen ist, daß daneben aber auch eine Frequenz von 7 Hz im Dünensand vor der Station vorkommt, und endlich auch eine Frequenz von 20 bis 22 Hz. Nach Hertwig, Früh und Lorenz [18] besitzt „der Boden ein verwickeltes, schwingendes System, Grundschwingungen und Oberschwingungen“. Mitgeteilt wird meistens nur je eine Frequenz als charakteristisch für bestimmte „Boden-

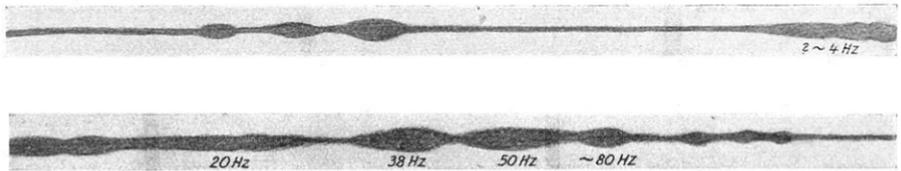


Fig. 11. Schnelloszillogramm der Bodenunruhe des Dünensandes bei künstlicher Anregung mit Lautsprecher. (Stark verkleinerte Kopie.) Die Frequenz der Anregung wurde gleichmäßig erhöht.

arten“ bei Belastung mit der Schwingmaschine. Hertwig, Früh und Lorenz [18] und Hertwig [19] geben für verschiedene Sande 22, 24, 29, 30, 32 bis 33 Hz an, Schweydar und Reich [4] für „losen Sand“ 17 Hz. Freilich fand Köhler [9] im Potsdamer Diluvialboden vier verschiedene Schwingungsarten von maximal allerdings nur 17 Hz, und Angenheister und Schneider [5] fanden drei verschiedene Eigenschwingungen des mit Häusern belasteten Bodens.

Als wir nun mit der S. 342 beschriebenen neuen Einrichtung unserem Dünensande Erschütterungen aller Frequenzen von wenigen bis weit über 100 Hz zuführten, wobei wir den Vorteil unserer Methode in der äußersten Sparsamkeit der Energiezufuhr sehen, da Strukturänderungen die wahrscheinliche und zum Teil erwiesene Folge starker Erschütterungen sind, zeigte sich, daß die vom Vertikalempfänger aufgenommene B. U. bei ganz bestimmten Erregungsfrequenzen scharf ausgeprägte Steigerungen verrät, wie sie in dem Oszillographenphotogramm Nr. 11 abgebildet sind. Die Resonanzbereiche liegen bei diesem Versuch bei 9 bis 11, 15, 25, 40, 52, 88 Hz. Ein zweites Schnelloszillogramm ergab die Anregungsbereiche 24, 40, 50 bis 60, 88 Hz, ein drittes 9, 28, 43 Hz. (Die Frequenzen sind aus Tonhöhe und zum Teil aus der Registrierkurve des Oszillographen ent-

nommen, also noch verbesserungsbedürftig.) Bei diesen Versuchen benutzten wir zunächst den Vertikalempfänger, da wir auch die Schwingungsstöße des Lautsprechers vertikal auf den Boden wirken lassen. Die Eigenschwingung des Empfängers (3.6 Hz) fällt nicht in unsere Anregungsbereiche. Eher wäre möglich, daß eine Aufhängevorrichtung im Empfänger eine Eigenschwingung von 30 Hz in die Registrierung einbringen könnte, was aber nicht zu bemerken war. Die Realität mindestens der Mehrzahl obiger Anregungsbereiche erwies sich auch bei zahlreichen Anregungsversuchen, bei denen die B. U. mit dem Multavi abgelesen wurde. Hierbei ergab sich, daß auch der Horizontalempfänger die Schwingungen in wenig geringerer Amplitude übernahm. Ferner zeigte sich, daß nicht alle Anregungsbereiche mit gleich großen Amplituden angezeigt werden, sondern bevorzugt eine Frequenz, nämlich die von 52 Hz. — Diese, die auch bei verschiedenen Versuchen mit natürlicher B. U. durchdrang, nennen wir Hauptfrequenz. Ferner hatte es den Anschein, als lägen jenseits von 88 Hz noch Oberschwingungen, denen freilich nur schwächere Ausschläge entsprechen. Endlich prüften wir, wie die künstlich angeregte B. U. in verschiedener Entfernung vom Anregungsort ihren Charakter ändert. Nachdem wir den Horizontalempfänger zunächst in 7 m Abstand vom Anreger eingegraben hatten und mit dem Multavi acht durch verschiedene Frequenzen unterschiedene Anregungsbereiche festgestellt hatten, brachten wir den Empfänger auf 17 m Abstand. Nunmehr waren zwar die Anregungsbereiche noch alle erkennbar, aber die Amplituden mehrerer von ihnen auf reichlich die Hälfte reduziert, dagegen die Amplituden der Hauptfrequenz nur unbedeutend verringert. Sodann brachten wir den Empfänger auf 40 m Abstand. Nunmehr war nur noch die Hauptfrequenz mit gut ein Drittel der ursprünglichen Amplitude erkennbar. Diese Reichweite von 40 m wäre sicher wesentlich größer gefunden worden, wenn mit größerer Energie gearbeitet worden wäre.

Auf eine unerwünschte künstlich erregte B. U. stießen wir bei unserer Meßfahrt ins Inselinnere — siehe Kapitel VII. —, als es sich darum handelte, Grubenaufschlüsse mit verschiedenen Schichtarten auszunutzen. Es zeigte sich, daß in verschiedenen Gruben, die bis zu 370 m Abstand vom Westerländer Elektrizitätswerk (Stadtwerke) besitzen, die Untergrundschichten nicht die normale B. U. zeigten, sondern eine starke Daueranregung, die offenbar von der Stromerzeugungsmaschine des Werkes ausgeht. Die Maschine läuft mit 214 Touren. d. h. 3.57 Hz, und die durch sie erregte Frequenz dürfte ein Vielfaches von 3.6 Hz sein *). Das Werk steht auf pliozänem Kaolinsand. Von diesem könnte eine Schwingung, die ein Vielfaches von 3.6 Hz beträgt, übernommen sein. Das Sechsfache wäre 21.6 Hz. Nun zeigte nach S. 347 die Westerländer Strandmauer, die ebenfalls auf Pliozän aufgesetzt ist, 20 ± 2 Hz. Es wäre immerhin denkbar, daß hiermit eine für die vorliegende Schicht feinkörnigen Pliozänsandes charak-

*) Westerland hat Gleichstrom, eine elektrische Erregung des Gerätes scheidet also aus.

teristische Frequenz gefunden wäre. Wahrscheinlich ist, daß dieses Sediment eine andere „Frequenzgarnitur“ und eine andere Hauptfrequenz besitzt als unser Dünensand. Die Ermittlung würde leicht nach derselben Methode erfolgen können, wie vorstehend vom Dünensand beschrieben.

VII. Die Bodenunruhe der Gesteinsschichten des Inselinnern und der Abklingvorgang der Brandungsunruhe. Nachdem im Kapitel IV. (S. 354) bereits die Bedeutung des Küstenabstands für die Intensität der Brandungsunruhe gestreift wurde, wobei es sich um den in größerem Küstenabstande übermächtig werdenden Windeinfluß handelte, untersuchten wir nunmehr eigens den Abklingvorgang der Brandungsunruhe zunächst auf kürzere Entfernung. Nachstehende Tabelle auf Grund von Messungen in Klappholttal mit dem Horizontalempfänger zeigt die Abnahme der Amplituden der B. U. des Strandsands (bei konstanter Bodenbeschaffenheit):

Abstand von der Wasserlinie m	Multivablesungen		
	x	y	y'
0	4 (2.08)	27 (14)	60 (31)
40	6 (3.1)	10 (5.2)	16 (8.3)
80	5 (2.6)	8 (4.2)	13 (6.8)

N. B.: Werte in Klammern = 10^{-7} cm (bei 50 Hz).

Die y-Werte gehen also schon im Bereich der Strandebene auf ein Drittel des Ursprungswerts zurück. (Die künstlich erregte B. U. des Dünensandes, von der im Kapitel VI. die Rede war, verminderte sich schon auf eine Entfernung von 40 m auf ein Drittel des Wertes, der in 7 m Abstand von der Erregungsstelle gemessen war.) Bei größeren Entfernungen ist natürlich nicht ein weiteres Abklingen der B. U. zu erwarten, da dort den Schichten in zunehmendem Maße Anregungen aus dem Gesamtbereiche nicht nur der Küstenbrandung, sondern auch der Außenbrandung zufließen und zusammenwirken, wozu dann noch die Windanregung (Kapitel IV.) hinzutritt, die bei der für Sylt charakteristischen Witterung nur selten ganz fehlen wird. So ergaben denn zwei winterliche Meßfahrten ins Inselinnere Abklingkurven mit entsprechend konkavem Verlauf (Fig. 12). Freilich blieb bei diesen ersten Meßreihen der Schichtenbau des Inselkerns noch unberücksichtigt — der Empfänger wurde jeweils oberflächlich eingegraben — dafür wurde den Temperatureinflüssen Beachtung geschenkt, indem die erste Meßfahrt bei Frostwetter, die zweite nach Tauwetter ausgeführt wurde. Die Kurven, die auf Grund der Auswertung von Mikromollregistrierungen gezeichnet sind, zeigen, daß bei etwa 2 km Küstenabstand die B. U. des Inselinnern einen weiterhin nur noch wenig veränderlichen Wert angenommen hat — dies Verhalten war schon in Kapitel IV. (S. 354 ff.) vorausgesehen worden —, daß aber diese „allgemeine“ B. U. in gefrorener Oberflächenschicht stärker ist als in nicht gefrorener. Nach den Ergebnissen der vorausgehenden Kapitel lag nun dringende Veranlassung vor, den Abklingvorgang gesondert für die Gesteinsschichten der

Insel zu untersuchen. Die hierfür ausgewählten Meßpunkte sind Grubenaufschlüsse, die uns jeweils mehrere Schichtarten zugänglich machten, und die auf einer Strecke quer durch die Insel vom Nordrande Westerlands bis Munkmarsch liegen. Leider

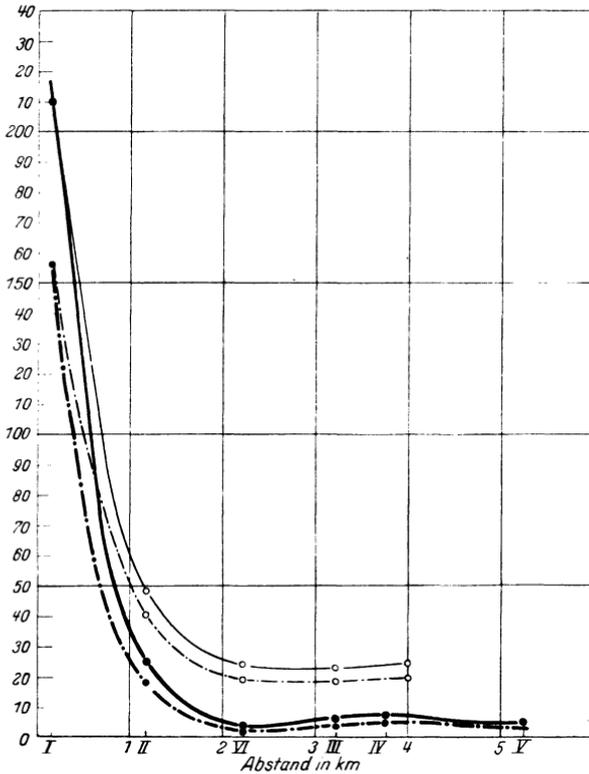


Fig. 12. Abklingkurven der B. U. Dünne gezeichnete Kurven: Erste Meßfahrt, bei Frost. Dick gezeichnete Kurven: Zweite Meßfahrt, nach Tautwetter. Relative Amplitudenhöhen: Ausgezogene Kurven: Maximale Amplituden. Strichpunktierte Kurven: Minimale Amplituden.

Vergleich der Werte beider Meßreihen unter Gleichsetzung der maximalen Amplituden am Meßpunkt I

fielen von den ausgesuchten sechs Meßstellen zwei deswegen praktisch aus, weil sich herausstellte, daß sie im Bereiche der künstlichen Bodenanzegung durch das Westerländer Elektrizitätswerk liegen, vgl. Kapitel VI., S. 358. Das geologische Schichtprofil des Meßgebiets ist folgendermaßen aufgebaut:

3. Heidsand mit Steinsohle.
2. Geschiebelehm, altdiluvial.
1. Kaolinsand, pliozän.

Unsere dritte Meßfahrt, die in weniger als 2 Stunden sämtliche sechs Meßpunkte erfaßte, erbrachte folgendes Material an Multaviablesungen:

Meßpunkt	Küsten- abstand m	Heidsand			Geschiebelehm				Kaolinsand						
		x	y	y'	Böen- ausschlag		x	y	y'	Böen- ausschlag		x	y	y'	Böen- ausschlag
A	350	4	10	18	25	5	13	15	2	5	7	16			
B	575	(22—26)*							23—27						
C	900	(23—26)*							25—30						
D	1500	5	11	21		3	7	10,5	20						
E	2600	3	7	10		2	4	7							
F	3580	unter 2	3	4	(5)					2	2	knapp 3			

*) Künstlich.

N. B.: Einheit = $0.52 \cdot 10^{-7}$ cm (bei 50 Hz).

Das aus diesen Werten konstruierte Diagramm Fig. 13 zeigt die drei Abklingkurven (Heidsand, Geschiebelehm, Kaolinsand) in der Weise, daß ein Vergleich mit der Abklingkurve der vorletzten Meßfahrt möglich ist; dazu wurde ange-

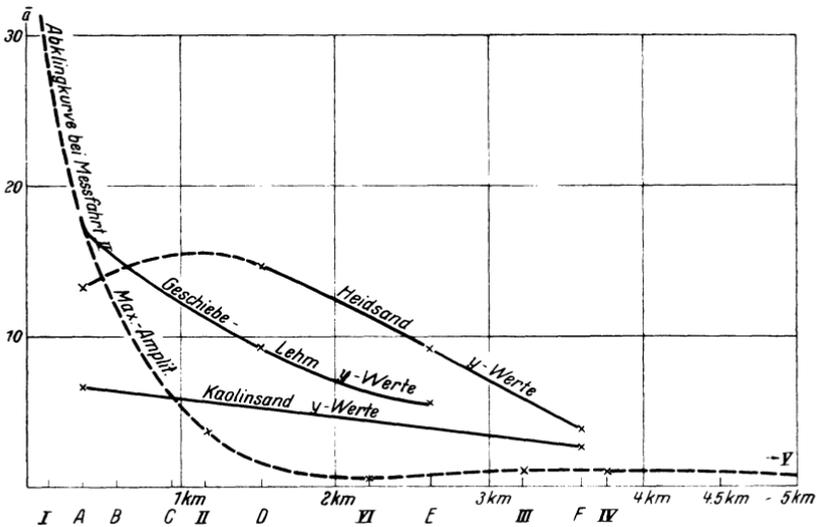


Fig. 13. Abklingkurven der B. U. in den Schichten des Sylter Inselkerns

nommen, daß letztere Kurve im wesentlichen eine solche für Geschiebelehm sei und die relativen Werte der Amplituden so umgerechnet, daß im Meßpunkt A Gleichheit für die alte und die neue Geschiebelehmkurve besteht. Man gewinnt so einen Eindruck davon, bis zu welchem Grade die B. U. auch ein und derselben Schicht zu verschiedenen Zeiten sich verschieden verhalten kann. Dennoch darf aus diesen Kurven geschlossen werden, daß der Geschiebelehm, der in der unter-

suchten Inselzone am Strande (unter oberflächlicher Sandbedeckung) ausstreicht und somit nahezu unmittelbar von der Brandung angeregt wird, in Küstennähe relativ die stärkste B. U. besitzt, daß ihr aber mit zunehmendem Küstenabstand relativ schnelles Abklingen eigen ist. Der Kaolinsand erhält an der Küste die Anregung durch die Brandung nur mittelbar und seine B. U. ist dementsprechend schwächer, klingt aber auf größere Entfernung weniger schnell ab. Der Heidsand kann seine Anregung nur durch den unterlagernden Geschiebemergel bzw. Kaolinsand, andererseits aber bevorzugt durch Wind erhalten, demnach ist seine Kurve uncharakteristisch, und Punkte mit höheren B. U.-Amplituden dürften beliebig im Innern der Insel gefunden werden können.

Nimmt man alles zusammen, so erscheint die B. U. erzeugende Wirkung der Brandung an der Sylter Küste schon für das Inselinnere als recht untergeordnet, erst recht aber für das hinter dem Wattenmeer liegende Festland, wobei zu beachten ist, daß die Sylter Westküste zwar unter normalen Bedingungen (von Sturmflut abgesehen) tatsächlich als Flachküste zu werten ist, aber als eine mit ungewöhnlich schnell abfallendem Vorstrand (unausgeglichene Flachküste). Die Bedingungen für die Übertragung von Brandungsenergie nähern sich schon denjenigen einer sogenannten Steilküste, zumal einer mit einer Abrasionsplatte umgebenen. Unsere Erfahrungen über die B. U. des Hinterlands gestatten vornehmlich deswegen keine Verallgemeinerung, weil an Steilküsten als Träger der B. U. ganz andere Schichtarten in Frage kommen. Die Fortsetzung unserer Untersuchungen, die auf Helgoland beabsichtigt ist, dürfte in dieser Beurteilung der Rolle der Brandungsruhe weiterführen. — Die Registrierungen ergeben unter der Annahme einer Periode von 50 Hz Amplitudenwerte von etwa 10^{-6} bis 10^{-5} cm (Normalwert bis Sturmflut, Fig. 6). Die Geschwindigkeit, mit der sich die Bodenteilchen bewegen, beträgt $5 \cdot 10^{-5}$ bis $5 \cdot 10^{-4}$ cm sec⁻¹. Die zur Verfügung stehende Energie des Gramms bewegter Masse beträgt also $25 \cdot 10^{-10}$ bis $25 \cdot 10^{-8}$ erg oder $25 \cdot 10^{-13}$ bis $25 \cdot 10^{-11}$ cm g-Gewicht. Wahrscheinlich ist das aber nicht die ganze Energie, da noch merkliche Teile in den nicht untersuchten langsameren Schwingungen stecken werden.

VIII. Allgemeine Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen und theoretische und praktische Ausblicke. 1. Die Brandungsruhe, wie sie von uns am Sandstrande der Sylter Westküste beobachtet wurde, ist nicht nur unter verschiedenen Gezeitenbedingungen von meßbar verschiedener Intensität und unter Sturmflutbedingungen von ganz anderer Größenordnung als sonst, sie ist auch bei gleichen maritimen Bedingungen örtlich verschieden, wenn keine andere ändernde Ursache in Frage kommt als geringfügige Verschiedenheiten des Böschungswinkels in der Brandungszone. Man kann also durch die am Strande leicht zu bewerkstellenden B. U.-Messungen auch *Voraussagen treffen über das Unterwasserprofil der Küstenstrecken, von denen noch keine eingehenden Peilungen vorliegen, und kann Strandbereiche ausfindig machen, die infolge steiler gewordener Unterwasserböschung als gefährdet anzusehen sind* (vgl. S. 351).

2. Die Reichweite der Brandungsunruhe als solcher ist, nach unseren Messungen zu schließen, an der untersuchten Küste gering. Als Grund für zeitweise erhöhte B. U. in mehr als 2 km Küstenabstand dürfte überall, wie an unseren Meßstellen, Windwirkung in Frage kommen, falls nicht örtlich eine künstliche Anregung durch Maschinen und dergleichen stattfindet. Unsere Erfahrungen lassen es uns als mindestens fraglich erscheinen, ob die Brandungsunruhe der Felsküsten so viel weiter ins Landinnere dringt, daß sie die B. U. des europäischen Inlandes wesentlich unterhält, oder ob Wind- bzw. Luftdruckwirkung entscheidend sind. (Gherzi [6] und [13], Critikos [10], Kohlbach [11], Visser [14], Banerji [15], Sezawa und Kanai [16], Whipple und Lee [17]).

3. Die neue Methode der künstlichen Bodenanzregung (S. 342 und 357) erscheint geeignet, für jede Schichtart eine „Frequenzcharakteristik“ aufzustellen, mit der die Vielheit der möglichen Schwingungen erfaßt wird. Die Methode vermeidet die Gefahr, daß die untersuchte Schicht durch starke Erschütterung strukturell verändert wird. *Zugleich erfordert die Methode nur ein Minimum an Zeitaufwand.* Wenn alle in Frage kommenden Schichtarten ihrer Frequenzcharakteristik und ihrer Abklingkurve nach bekannt sind, ist die Aufnahme von künstlichen Bodenerschütterungen bis in alle Einzelheiten auszuwerten. Somit liegt die geologische *Anwendbarkeit der Methode auf der Hand im Rahmen der praktischen Bodenforschung.* Kontinuität und Lagerung bestimmter Schichten im Untergrund werden sich analog den anderen seismischen Verfahren ermitteln lassen, auch die schichtmäßige Wasserführung im Untergrund, da die Frequenzcharakteristik sich mit dem Wassergehalt der Schichten ändern muß. (Weitere Möglichkeiten: Unterscheidung künstlicher Bodenauftragungen von gewachsenem Boden, Prüfung der Deiche auf örtliche Festigkeitsunterschiede.)

4. Während von uns bisher nur oberflächliche oder oberflächennahe Schichten auf ihre Schwingungen hin studiert wurden, besteht durchaus die Möglichkeit, mit unserer Apparatur auch in *größere Tiefen zu dringen, da sowohl Sender als Empfänger in Bohrlöcher heruntergelassen werden können.* Dabei denken wir uns den Einsatz der Apparatur vornehmlich zur Ermittlung von Einzelheiten der Untergrundstruktur, während andere seismische Verfahren, denen das unsere ergänzend zur Seite tritt, den Bau im großen etwa schon erschlossen haben.

5. Wenn der Empfänger zum *Meeresboden* heruntergelassen wird, wobei allerdings eine Schutzvorrichtung vorzusehen ist, die den Empfang von unerwünschten Schwingungen des Wassers bzw. der Kabel abschirmend ausschließt, so kann die alte Frage nach der Ruhe oder Unruhe des Meeresbodens in verschiedenem Oberflächenabstände aufgegriffen werden, was in verschiedener Hinsicht von theoretischem Interesse wäre.

6. Die Möglichkeit der schnellen Ortsveränderungen aller bei unserer Methode in Frage kommenden Geräte erlaubt es, Schichtuntersuchungen für irgendwelche Zwecke auf ein größeres Gebiet räumlich auszudehnen, da die Gewähr dafür besteht, daß während der kurzen Dauer der Messungen und Meßfahrten die Be-

dingungen der natürlichen Bodenunruhe und der Schichtdurchfeuchtung als unverändert gelten dürfen. Die Unabhängigkeit der Apparatur von Behausungen und Strombedarf aus Ortsnetzen ist gleichfalls grundlegend für den Umfang der Einsatzmöglichkeiten der Apparatur.

Schrifttum:

- [1] E. Wiechert u. K. Zöppritz: Über Erdbebenwellen. Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen, 1907.
- [2] F. Linke: Die Brandungsbewegungen des Erdbodens und ein Versuch ihrer Verwendung in der praktischen Meteorologie. Abhandlg. K. Ges. Wiss. Göttingen. M. Ph. Kl. N. F. 7, Nr. 3 (1909).
- [3] J. Brand: Ein Beitrag zum Studium der Bodenbewegungen nichtseismischen Ursprungs. Dissertation Göttingen 1925. Zeitschr. f. Geophys. 1, 348 (1925).
- [4] W. Schweydar u. H. Reich: Aufzeichnungen von künstlichen Erdbeben. Zeitschr. f. Geophys. 2, 350 (1926).
- [5] G. Angenheister u. W. Schneider: Messungen der Erschütterungen von Boden und Gebäuden, hervorgerufen durch Maschinen und Fahrzeuge. Zeitschr. f. techn. Physik 9, 115 (1928).
- [6] E. Gherzi: Note sur des microséismes solitaires (ondes „Z“) de longue période et sur les microséismes à groupes. Zeitschr. f. Geophys. 4, 422 (1928).
- [7] B. Gutenberg: Bodenunruhe durch Brandung und durch Frost. Ebenda 4, 246 (1928).
- [8] A. Defant: Einführung in die Geophysik III. Dynamische Ozeanographie, Berlin 1929.
- [9] R. Köhler: Harmonische Schwingungen des Untergrundes. Zeitschr. f. Geophys. 6, 123 (1930).
- [10] N. A. Critikos: Über die Ursache der mikroseismischen Bodenunruhe von 4–8 Sekundenperiode in Athen. Ebenda 7, 22 (1931).
- [11] W. Kohlbach: Untersuchungen über die mikroseismische Bodenunruhe in Gr. Raum. Schr. Phys. Ökon. Ges. Königsberg i. Pr. 87, H. 2 (1931).
- [12] H. Landsberg: Seismische Bodenunruhe. Zeitschr. f. Geophys. 9, 156 (1933).
- [13] E. Gherzi: Le problème des microséismes et le defertement et des vagues. Ebenda 10, 317 (1934).
- [14] W. Visser: On the relation between mikroseisms and depressions in western europe and on the ozean. Königl. Akadem. Wetensk. Amsterdam 37, 10 (1934).
- [15] S. K. Banerji: Theory of microseisms. Proc. Indian Acad. (A) 1 (1935).
- [16] K. Sezawa u. K. Kanai: The nature of microseisms of local type. Bull. Earthy Res. Inst. 13, 729 (1935).
- [17] F. Whipple u. A. W. Lee: Notes on the theory of microseisms. Monthl. Not. Geophys. Suppl. 3, 287 (1935).
- [18] A. Hertwig, G. Früh u. H. Lorenz: Die Ermittlung der für das Bauwesen wichtigsten Eigenschaften des Bodens durch erzwungene Schwingungen. Veröff. Inst. d. Forschungsges. f. Bodenmech. (Degebo.) Techn. Hochschule Berlin, H. 1 (1936).
- [19] A. Hertwig: Bericht über die dynamische Bodenuntersuchung. Intern. Ver. f. Brückenbau u. Hochbau. 2. Kongreß, Berlin 1936.
- [20] Angenheister: Ausbreitung von Maschinenschwingungen im Untergrund. Forsch. Fortschr. 10, 260 (1934).
- [21] H. D. Krug: Ausbreitung der natürlichen Bodenunruhe (Mikroseismik) nach Aufzeichnungen mit transportablem Horizontalseismographen. (Seism. Unters. d. Geophys. Inst. in Göttingen 1932). Zeitschr. f. Geophys. 13, 328 (1937).