Werk

Label: Chapter

Jahr: 1910

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_0007|log29

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

Die Brandungsbewegungen des Erdbodens und ein Versuch ihrer Verwendung in der praktischen Meteorologie

(nach den Registrierungen und Beobachtungen des Samoa-Observatoriums)

von

Franz Linke.

Vorgelegt in der Sitzung vom 21. März 1908 durch Herrn E. Wiechert.

Solange es Instrumente gibt, welche die Bewegungen des Erdbodens genügend empfindlich aufschreiben, hat man beobachtet, daß sehr selten vollständige Ruhe herrscht, sondern daß meist kurzperiodische Schwankungen des Instrumentes um seine Ruhelage auftreten. Es ließ sich nachweisen, daß es sich hierbei oft um wirkliche Bewegungen des Erdbodens handelt.

Infolge technischer Mängel sind diese hier zu behandelnden wirklichen Bodenbewegungen aber oft mit solchen verwechselt worden, welche durch Straßenverkehr und örtlichen Wind hervorgerufen werden. Von diesen soll hier nicht die Rede sein. Auch jene langperiodischen Schwankungan, welche durch Luftströmungen innerhalb des Schutzkastens und andere instrumentelle Fehler entstehen, sollen hier beiseite gelassen werden. Es ist Sache einer Erdbebenwarte, durch entsprechende Wahl der Instrumente und geeignete Aufstellung solche Erscheinungen zu beseitigen.

Wenn alle diese Störungen vermieden sind, zeigen die modernen Seismographen Bewegungen, wie sie Figur 1 vor Augen führt. Sie entstehen oft plötzlich, erreichen innerhalb einiger Stunden ihren Höhepunkt, halten aber meist einige Tage an und verschwinden allmählich. Oft ist die Periode ziemlich konstant, zeitweise kann man deutlich zwei und mehr Perioden unterscheiden, welche sich über einanderlagern, auch wohl Schwebungen bilden. Sie entstehen

und vergehen jede für sich, ohne daß Zusammengehörigkeit und Gesetzmäßigkeit deutlich ersichtbar ist.

Die hauptsächlichen Bezeichnungen sind „Mikroseismische Störung“ oder „Pendelunruhe“, auch wohl „Pulsatorische Oscillationen“. In der Englischen Literatur findet sich der Name „earthtremors“, oder „earthpulsations“. In den Vereinigten Staaten von Nord-Amerika hat man mit Rücksicht auf den einen Erklärungsversuch die Bezeichnung „aircurrents“ gewählt.

In den Erdbebenberichten des Samoa-Observatoriums habe ich den Ausdruck „Brandungsbewegungen“ gebraucht und ich glaube im folgenden den Beweis liefern zu können, daß wirklich die Meereswellen die Ursache der Erscheinung sind.

Diese Hypothese ist seit einigen Jahren aufgetaucht. Sie ist aber bisher von der Mehrzahl der Seismologen nicht anerkannt und ein Beweis ist auch noch nicht erbracht worden.

Bisherige Erklärungsversuche.

Die italienischen Naturforscher Bertelli[1]) und de Rossi haben die Brandungsbewegungen des Erdbodens zuerst untersucht. Sie kamen zu der Ansicht, daß man es mit wirklichen seismischen Erscheinungen zu tun habe. Sie fanden schon die oft bestätigten Zusammenhänge zwischen den Änderungen des Luftdrucks und den Angaben ihrer „Tromoseismometer“. Die Luftdruckunterschiede — glaubten sie — lösen Spannungen aus, welche das Erzittern der Erde hervorrufen.

Während R. Hoernes[2]) die Erscheinung ganz in die Meteorologie verweist, läßt S. Günther[3]) die rein seismische Erklärung noch gelten, wenn er schreibt:

> „Eine Neigung der obersten Lagen in einer steten Unruhe zu verharren, würde wahrscheinlich auch dann vorhanden sein, wenn der Erdball von keiner Atmosphäre umschlossen wäre, doch kombinieren sich zweifellos die eigenen Bewegungen dieser letzteren mit den spontanen Bodenschwingungen derart, daß eine sehr verwickelte Gesamtbewegung sich herausbildet. Ob direkte oder indirekte Folgen der Verschiedenheit des Luftdrucks hierbei die Hauptrolle spielen, d. h. ob bloß der Wind Anstöße erteilt oder die abwechselnde Be- und Entlastung des Bodens das Maßgebende ist, kann erst ... von künftigen Generationen zur Entscheidung gebracht werden. Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen raschen Luftdruckverminderungen und lebhafter Oscillation des Bodens scheint aber in jedem Falle zugestanden werden zu müssen“.

---

1) Bertelli, Memoria della realta dei moti microsismici etc. Atti dell' Akad. Pont. de nuovi Lincei 1875. Ders., Compt. Rend. **102**, S 1835 ff.

2) R. Hoernes, Erdbebenkunde (Vorrede). Leipzig 1893.

3) S. Günther, Luftdruckschw. in ihrem Einflusse auf die festen und flüssigen Bestandt. d. Erdoberfl. Beitr. z. Geoph. **2**.

E. v. Rebeur-Paschwitz[1]) unterschied auf seinen Registrierungen zwei Arten von Bewegungen: Mikroseismische Bewegungen und Pulsationen. Erstere bestanden in Knoten und Anschwellungen der Registrierkurve und weisen einen so starken Parallelismus mit der örtlichen Windgeschwindigkeit auf, daß sie zweifellos größtenteils hierdurch ihre Erklärung finden. Die Pulsationen sind als ganz schwache Ausfranzungen der Kurve mit einer Periode von einigen Minuten bei der geringen Registriergeschwindigkeit gerade noch erkennbar. v. Rebeur-Paschwitz kommt zu dem Schlusse, daß Wind und Luftdruckgradient auf diese keinen Einfluß haben, vielleicht aber Änderungen des Luftdrucks günstige Bedingungen für das Entstehen seien.

Auf verbesserten Apparaten — mit Dämpfung und größerer Masse — lassen sich die Erscheinungen der v. Rebeurschen Kurven nicht mehr in der gleichen Weise finden, sodaß instrumentelle Einflüsse wohl stark beteiligt gewesen sind.

Die weitaus größte Zahl der Autoren, welche sich mit der „Pendelunruhe" befaßt haben, findet auf statistischem Wege nur einen Zusammenhang mit Luftdruckgradienten oder Luftdruckänderungen. Besonders ist die vollständige Untersuchung von E. Mazelle[2]) zu erwähnen, welcher die Registrierungen in Triest statistisch verwandt hat. Mazelle stellt — wie überall — ein Maximum des Vorkommens im Winter und ein fast gänzliches Fehlen im Sommer fest. Die tägliche Periode ist sehr schwach — 0.08 mm bei einem mittleren Werte von fast 2 mm —. Bei sehr starken Störungen entspricht der tägliche Gang dem der Bora in Triest. Ein Zusammenhang mit der Luftdruckverteilung in Europa findet sich nicht; dagegen kommt Mazelle zu dem Schlusse, daß jeder Zunahme der mikroseismischen Störung auch eine größere Luftdruckänderung entspricht, doch nicht umgekehrt.

Auffälligerweise legt der Verfasser wenig Wert auf eine Zusammenstellung, welche den höchsten in der Adria beobachteten Seegang mit der mikroseismischen Unruhe in Verbindung bringt:

Höchster Seegang	ruhige	bewegte	stark bewegte Tage
0	—	—	—
1	12	4	5
2	53	19	9
3	30	39	36
4	3	19	18
5	2	4	9
6	—	15	23.

Meines Erachtens ergibt sich hieraus, daß höherer Seegang an irgend einer Stelle

1) E. v. Rebeur-Paschwitz, Horizontalpendelbeob. a. d. Kaiserl. Univ.-Sternwarte zu Straßburg. Beitr. z. Geoph. 2, 1895.

2) E. Mazelle, Die mikros. Pendelunruhe u. ihr Zusammenhang mit Wind u. Luftdruck. Mitt. d. Erdbebenkomm. N. F. No. 15. Wien 1903.

der Adria auch größere Unruhe erzeugt, wenngleich die Beziehung durch die gewählte statistische Behandlung etwas verwischt wird.

Unter den Versuchen, die gefundenen Beziehungen zwischen Luftdruckunterschieden und Pendelunruhe zu erklären, sind zwei Wege zu unterscheiden:

Einige Autoren glauben, daß die Erdoberfläche durch längeres Darüberhinwegstreichen des Windes in Schwingungen geraten könne. Der Beweis dafür dürfte ebenso schwer fallen wie die Widerlegung. Dagegen spricht folgende Überlegung: Erstens müssten kontinentalgelegene Stationen im Durchschnitt heftigere Pendelunruhe haben als Küstenstationen, was den Tatsachen widerspricht; ferner müßte die Bewegung durchaus parallel mit dem Winde gehen, was ebenfalls nicht der Fall ist.

Ein zweiter Erklärungsversuch stützt sich auf die Darlegung G. H. Darwins[1]), daß, wenn eine Depression zugleich mit einem Hochdruckgebiet über einer geologisch zusammenhängenden Scholle liegt, der Erdboden unter der Depression sich um einige Centimeter heben, unter dem hohen Drucke um ebensoviel senken müsse.

Es ist besonders W. Laska[2]), dessen Theorie jetzt die größte Verbreitung hat. Laska stellt die Hypothese auf, daß der Vorübergang eines steilen barometrischem Minimums und das Vorhandensein eines steilen, stark wechselnden Gradienten Eigenschwankungen der betroffenen Erdscholle auslösen. Wenn beispielsweise eine Depression den nördlichen Teil der „Russischen Platte" betrete, einer Formation, welche sich vom Rigaschen Meerbusen bis nach Galizien erstreckt, so mache sich das in ganz Deutschland bemerkbar. Bei dem plötzlichen Eintritt einer solchen Wetterlage seien die Maxima der Bewegung in ganz Europa gleichzeitig aufgetreten und zwar

in Hamburg	mit	41 mm	Amplitude,	
Straßburg	„	33 „	„	,
Kremsmünster	„	15 „	„	,
Triest	„	11 „	„	,
Lemberg	„	10 „	„	.

Ich habe die Stationen nach ihrer Entfernung vom Brandungsherd — der westlichen Küste Norwegens — geordnet und verweise auf die deutliche Abnahme der Amplitude.

Die Hypothese Laskas vermag nur das Auftreten einer ganz bestimmten Schwingungsperiode zu erklären, oder doch nur einer kleinen Anzahl. Übergänge dürften nicht vorkommen. Außerdem ist es nicht zu verstehen, wie der Vorübergang einer Depression, welcher viele Stunden dauert, Perioden von 4 bis 10 Sekunden auslösen soll. Zuletzt läßt sich auch hier der Einwand erheben, daß ja dann auf kleinen Inseln, wo die Wirkung von Luftdruckdifferenzen durch

1) G. H. Darwin, On variation on the Vertikal etc. Phil. Mag. 1882. Ser. 5, Vol. 14, 409 ff.
2) W. Laska, Über Pendelunruhe. Verh. d. 1. Intern. Seism.-Konf. 1901.

die größere Beweglichkeit des Wassers leicht wieder ausgeglichen wird, nur schwache „mikroseismische Unruhe" entstehen könnte.

Untersuchungen, welche sich bis in Einzelheiten erstrecken, liegen von J. Milne[1]) vor. Leider lassen die Registrierungen wegen der bekannten Konstruktion des Milneschen Seismographen keinerlei quantitative Schlüsse zu. Ferner weist Milne selbst darauf hin, daß durch Temperatur und Feuchtigkeitsänderungen leicht Luftströmungen innerhalb des Apparatenkastens entstehen, welche das leichte Pendel in Bewegung setzen. So soll der Prozeß des Frierens und Auftauens des Bodens sowie Regenschauer „earthcurrents" hervorrufen.

Im übrigen sieht Milne die Ursache in schnellen, wenn auch kleinen Änderungen des Luftdrucks über einem Gebiete, in welchem die verschiedenen Teile Unterschiede der Elastizität und der Zusammensetzung aufweisen.

P. J. Algué[2]) beobachtet die Erdbodenbewegungen noch mit einem Tromometer nach de Rossi. Er findet die größten Ausschläge, wenn ein Orkan über die Berge kommt, welche Manila im Osten vorgelagert sind. Bei Sturmprognosen pflege man auf die Angaben des Tromometers zu achten.

Es ist noch eine sehr wichtige Untersuchung über den Verlauf der Erscheinung in Japan zu erwähnen, welche auch mit einem vollwertigen Apparate ausgeführt wurde: F. Omori[3]) findet ebenfalls ein Maximum im Winter und eine sehr nahe Beziehung zu Stürmen. Die Störungen treten stets nur für einige Tage auf und haben keine tägliche Periode. Während einiger Stunden ist die Periode der Bodenschwankung konstant. Sie liegt zwischen 3.4 und 8.0 Sekunden und zeigt keine Abhängigkeit von der Amplitude. Die Richtung der Erdbewegungen ändert sich fortwährend. In nahe bei einander gelegenen Stationen ist die Stärke die gleiche ohne Rücksicht auf die geologischen Verschiedenheiten des Untergrundes. Omori hält die Schwankungen für Eigenbewegungen der Erdschollen in der ihnen eigenen Schwingungsperiode, ebenso wie er auch die von ihm in den Vorläufern der Erdbeben gefundenen mittleren Perioden von 8.86 Sekunden für Eigenperioden der obersten Erdschicht ansieht. Auch die Periode der Meereswellen sei dieselbe. Daß die Erde in Ruhe sei, könne man überhaupt nicht annehmen, es würden stets Schwankungen vorhanden sein, deren Periode von den geotektonischen Verhältnissen des Untergrundes abhinge.

Die Registrierungen in Potsdam hat O. Hecker[4]) auf mikroseismische Bewegungen durchgesehen. Er unterscheidet

1) Bewegungen von ganz kurzer Periode, bis etwa 4 Sekunden, welche eine Abhängigkeit von der Tageszeit zeigen und von Hecker auf Erschütterungen zurückgeführt werden.

---

1) J. Milne, Seismologie. Kap. 16. London 1898.

2) P. J. Algué, Cyclones of the far east. Manila 1903.

3) F. Omori, Res. of the Hor. Pend. Obs. of earthqu. Public. of the earthqu. invest. Comm. No. 5. Tokyo 1901. Ders., On seismic Instr. Verh. d. 1. Intern. Seism.-Konf. Beitr. z. Geoph. 1902. Ergänzungsband.

4) O. Hecker, Seismische Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1905. Berlin 1906.

2) Bewegungen mit einer Periode von etwa 7 Sekunden, welche eine ganz geringe Abhängigkeit von örtlicher Windstärke, Seegang an der Küste, am meisten noch von den in Europa herrschenden Luftdruckdifferenzen zeigen.

3) Bewegungen mit einer Periode von etwa 30 Sekunden, welche eine überraschende Abhängigkeit von der örtlichen Windstärke zeigen, sodaß Hecker sie als eine Folge der Reibung des bewegten Luftmeeres an der Erdoberfläche betrachtet.

4) Bewegungen mit einer Periode von einer oder mehreren Minuten, welche jedoch nur selten auftraten und deshalb nicht diskutiert wurden.

Diesen Ansichten steht die von E. Wiechert[1]) in dieser Form zuerst ausgesprochene Hypothese gegenüber, daß die Erscheinung auf die Brandung des Meeres an Küsten zurückzuführen sei. Das Auftreten starker mikroseismischer Unruhe sei oft gleichzeitig mit dem Erscheinen tiefer Depressionen an der europäischen Küste beobachtet worden. Auf Wiecherts Veranlassung an der skandinavischen Küste vorübergehend angestellte Wellenzählungen gestatten jedoch noch nicht sichere Schlüsse zu ziehen. In letzter Zeit hat Wiechert seine Ansichten dahin erweitert, daß er zwar den Meereswellen die Anregung zuschreibt, von den Bewegungen selbst aber annimmt, daß auch Eigenschwingungen der Erdkruste mitwirken könnten.

Schon früher hatte M. d'Abbadie — wie Milne schreibt — einmal die Ansicht geäußert, daß die Wellen die Erreger seien. Jedoch wendet Milne dagegen ein, daß die in einer Entfernung von 53 und 33 Meilen von Tokyo beobachtete Stärke des Seegangs keine direkten Beziehungen zu dortigen Beobachtungen gezeigt habe. Ferner seien die Wirkungen, über welche d'Abbadie schreibt, denen des Windes gleich, welche von richtig aufgestellten Apparaten nicht aufgezeichnet würden.

Im obigen ist der bisherige Stand der Frage nach der Herkunft der „Mikroseismischen Bewegung" dargestellt worden. Ihre Klärung ist von einer gewissen Wichtigkeit für unsere Kenntnis vom Zustande der Erde, besonders weil verschiedentlich nahe Beziehungen zu Erdbeben vermutet sind. Ebenso wie man annimmt, daß starke Erdbeben den Anlaß zur Auslösung von Relais-Beben geben, kann dasselbe auch für die mikroseismischen Bewegungen gelten. So will A. Belar[2]) oft bemerkt haben, daß die Unruhe fühlbaren Beben oft stundenlang vorausgeht. Derselbe Seismologe hat auch Beziehungen zu Schlagwettern vermutet.

Aus diesen Gründen hat die Internationale Konferenz, welche im September 1907 im Haag stattfand, eine Kommission zum Studium dieser Frage eingesetzt, wobei besonderer Wert auf Beobachtungen auf Inseln gelegt wurde.

---

1) E. Wiechert, Verh. d. 2. Intern. Seism.-Konf. 1903. Ders. u. K. Zoeppritz, Über Erdbebenwellen. Gött. Nachr. 1907.

2) A. Belar: Über Bodenunruhe. Neueste Erdbebennachrichten 1906/07.

Da nun in der Tat die Beobachtungen am Samoa-Observatorium, weil sie unter Verhältnissen gewonnen wurden, welche von den europäischen und japanischen stark abweichen, besonders zur Klärung der Frage beitragen, hatte ich schon vor Zusammentreten der Konferenz die Absicht, meine Resultate ausführlich zu veröffentlichen.

Die Brandung der Meereswellen als Ursache der Bodenunruhe.

In einem Punkte stimmen die Ansichten aller, die der Frage der Bodenunruhe nahegetreten sind, überein, daß nämlich die Existenz von Barometergradienten oder die Änderung dieser Gradienten für das Zustandekommen notwendige, nicht aber hinreichende Bedingung sind. Stellen wir die Frage, welche Folgen nun ein vorhandener Luftdruckgradient haben muß, so ist die erste Antwort: Die Entstehung von Wind. Und die hauptsächlichste Folge des Windes sind die Meereswellen. Um zu untersuchen, in welchem Maße diese zur Erklärung herbeigezogen werden können, soll kurz berichtet werden, was man bisher über die Meereswellen weiß. Ich schließe mich darin den Arbeiten von O. Krümmel[1]), C. Börgen[2]), G. Schott[3]) und A. Paris[4]) an.

Die Beobachtungen haben gezeigt, daß die Meereswellen in einiger Annäherung die Form einer Trochoide haben. Die Theorie ist nur für sehr flache Wellen durchgeführt. Sie gibt Gesetze, welche die Wellenelemente nach Länge, Periode und Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit einander verbinden, hingegen noch keine mit der Beobachtung übereinstimmenden Beziehungen der Windgeschwindigkeit zu den genannten Größen. Auch um die Abhängigkeit der Höhe von der Windstärke etc. zu erfahren, muß man auf die Beobachtung zurückgreifen.

Besonders wichtig für die vorliegenden Untersuchungen wäre es, die Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit von der Wellenperiode zu kennen; oder, was dasselbe sagen will, die Abhängigkeit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen von der Windgeschwindigkeit. Die bisherigen Beobachtungen widersprechen sich in sofern, als Krümmel aus Beobachtungen von Paris das Verhältnis von Wind- und Wellengeschwindigkeit zu 0.8 und Schott zu 1.3 berechnet. Die Unsicherheit stammt wohl daher, daß stets bei Wellenbeobachtungen die Windstärke nach der Beaufortskala geschätzt worden ist. Es ist natürlich unmöglich anzunehmen, daß die Geschwindigkeit der Wellen größer sei als die

---

1) O. Krümmel: Ozeanographie II, Stuttgart, 1877. Ders.: Geophys. Beob. d. Plankton-Expedition, 1893.

2) C. Börgen: Über den Zusammenhang zwischen Wind und den Dimensionen der Meereswellen etc. Ann. d. Hydr., **18**, 1890.

3) G. Schott: Wissenschaftliche Ergebnisse einer Forschungsreise zur See. Pet. Mitt., 1893. Ergänzungsheft.

4) A. Paris: Rev. Mar. et col. **31**, 1871.

des Windes, wie es aus den Beobachtungen von Paris hervorzugehen scheint. Das Naheliegendste ist, daß die Wellengeschwindigkeit der Windgeschwindigkeit nachfolgt und solange wächst bis sie einen Grenzwert erreicht hat, welcher nur unwesentlich hinter der Windgeschwindigkeit zurückbleibt, sie aber höchstens bei böigem Winde etwas übertreffen könnte.

Am besten sind wir über die Wellenperioden orientiert, das für unsere Untersuchungen wichtigste Element. Sie sind am leichtesten zu messen. Nach übereinstimmenden Angaben betragen sie gewöhnlich zwischen 4 und 7 Sekunden, größere Perioden gehören den Stürmen an.

Die Trochoidentheorie für flache Wellen gibt folgende Beziehungen:

Periode	Länge	Geschwindigkeit der Wellen
4 Sek.	25 m	6.2 m. p. s.
6	56	9.4
8	100	12.5
10	156	15.6
12	225	18.7

Als Periode der typischen Passatwellen auf offenem Meere wird 4.8 Sek. bezeichnet ($l = 35$ m, $c = 7\frac{1}{2}$ m. p. s.). Bei stürmischem Wetter beträgt $l = 80$ m, $c = 11$ m. p. s. und mehr.

Diese Wellenbewegungen, welche in engster Beziehung zur Windstärke stehen, pflanzen sich als „Dünung" über das Windgebiet, in dem sie entstanden sind, hinaus fort ohne ihre Dimensionen beträchtlich zu ändern. Es liegen Beobachtungen vor, daß die Dünung 3000 bis 4000 km vom Ursprungsorte noch vorhanden gewesen ist. Auf diesem Wege nehmen die Elemente, besonders wenn die Fortpflanzung gegen den Wind geschieht, wie die Theorie lehrt, allmählich ab. Die Periode ist nach einer Beobachtung von Schott von 9 auf 7 Sekunden herabgegangen innerhalb 1000 km Seeweg.

Obgleich die Wellengeschwindigkeit etwas kleiner als die Windgeschwindigkeit ist, wird die Dünung dem Sturme vorauf laufen, weil der Wind an das Sturmzentrum gebunden ist, das sich viel langsamer bewegt. Nach den hydrodynamischen Untersuchungen über Wellengruppen, als welche die Dünungswellen zu betrachten sind, ist deren Fortpflanzungsgeschwindigkeit halb so groß wie die der Einzolwelle, also bei Sturm immer noch 6 m. p. s., während ein Sturmzentrum sich mit einer Geschwindigkeit von etwa 3—4 m. p. s. (250—350 km pro Tag) zu bewegen pflegt.

Ihre Periode behält die Dünung auch bei, wenn ihre Wellen an Küsten kommen und branden, Nach der Theorie tritt auf flachen Küsten die Brandung ein, wenn die Wassertiefe gleich der Wellenhöhe ist. Wellenhöhe und die Geschwindigkeit der einzelnen Wasserteilchen wachsen dabei, sodaß die kinetische Energie der einzelnen Welle bei der Brandung bedeutend erhöht wird. Dasselbe tritt in noch größerem Maße bei Brandung an steilen Küsten auf.

Infolge des starken Einflusses der lokalen Küstenverhältnisse ist es nicht möglich die vorhandenen Kräfte exakt aus den Wellendimensionen zu berechnen. Messungen mit „Wellendynamometern" haben gezeigt, daß der Druck der Wellen innerhalb der Brandung doppelt so groß ist wie außerhalb, daß er ferner in den stürmischen Wintermonaten dreimal stärker als in den ruhigeren Sommermonaten ist. Als Maximaldruck der Wellen ist 30000 kg auf 1 qm Fläche gemessen worden.

Die Natur der Brandungsbewegungen.

Es ist nicht möglich diesen verworrenen Erdbodenschwankungen, welche durch den Wogenprall an einer ungleichmäßigen Küste entstehen, eine mathematisch exakte Form zu verleihen. Auch wenn man den mittleren Druck der Brandungswogen auf die Küste messen würde, könnte man daraus nicht die Wirkungen an einem entfernten Punkte berechnen.

Es soll jedoch im Folgenden ein Versuch gemacht werden, unter besonderen Annahmen die Größenordnung der Bodenschwankungen an der Küste selbst zu schätzen:

G. H. Darwin hat in seiner schon genannten Abhandlung[1]) den Fall behandelt, daß ein periodischer Druck in einer Linie auf eine elastische Oberfläche ausgeübt wird. Er berechnet die vertikalen Bewegungen eines Flächenelementes, wenn parallele und äquidistante Druckwellen von Sinusform über diese Fläche dahinziehen.

Diese Untersuchung kann auch, wie Darwin selbst zeigt, Anwendung auf den Fall finden, daß nur eine einzige solcher Druckwellen vorhanden ist, und giebt Näherungswerte auch dann, wenn die Druckänderung nicht genau nach dem Sinus erfolgt.

Will man diese Überlegungen, welche ursprünglich für statische Vorgänge gemacht sind, anwenden für den Fall einer durch periodischen Druck in Schwingungen versetzten elastischen Fläche, so mag das gewiß Bedenken erregen. Es ist aber doch anzunehmen, daß die entstehenden Schwingungen die Größenordnung der Bewegungen haben werden, welche durch statische Belastung mit dem entsprechenden Druck hervorgerufen werden.

Unter dieser ausdrücklichen Anerkennung der Ungenauigkeit sollen die Brandungsvorgänge als durch periodische Druckwellen von Sinusform verursacht aufgefaßt werden.

Zwar hat der Druck an der Brandungslinie keinen sinusförmigen Verlauf, doch könnte man ihn als durch wenige übereinander gelagerte Sinuswellen erzeugt auffassen. Das Wasser der brandenden Welle stürzt ja nicht in unendlich kurzer Zeit herab, sondern der ganze Prozeß erstreckt sich immerhin auf 1 bis 2 Sekunden, also einen beträchtlichen Teil der ganzen Wellenperiode. In der Elastizitätslehre wird ferner der Satz abgeleitet, daß eine plötzliche Belastung einer

1) G. H. Darwin: a. a. O. S. 409.

elastischen Unterlage höchstens die doppelte Belastung haben kann, als eine allmähliche von gleicher Größe.

Die Druckwellen werden von Darwin der Anschaulichkeit halber als parallele Höhenzüge aufgefaßt, deren größte Erhebung über die Mittellinie des Gebirges h, deren Dichte w ist. Ist die Axe z = horizontal, x = vertikal, so ist die Gleichung der Höhenzüge

$$x = -h \cos \frac{z}{b},$$

wo der Abstand zweier Bergspitzen — die Wellenlänge — $= 2\pi b$ ist.

Es wird gezeigt, daß, wenn ϱ den Modulus der Steifigkeit bedeutet, die vertikale Veränderung an der Oberfläche ist

$$\alpha = \frac{gwh}{2\varrho} b \cdot \cos \frac{z}{b} \text{ und}$$

$$\alpha_{max} = \pm \frac{gwhb}{2\varrho}.$$

Um also zu untersuchen, ob die Größenordnung herauskommt, wende ich diese Formeln auf die brandenden Wellen an, welche auf einen flachen Strand auflaufen. Sie erzeugen ähnlich den von Darwin betrachteten Druckwellen an der Brandungsstelle einen periodischen Druck, welcher in der Formel für α_{max} durch wh repräsentiert wird. Der Modulus der Steifigkeit des Gesteins ist im Mittel $\varrho = 10^{11}$.

Als Wellenlänge $2\pi b$ im Sinne der Darwinschen Ausführungen ist die Entfernung des Ortes, wo die Welle brandet, also das Maximum der Belastung des Untergrundes sich befindet, bis zu einem Punkte in einiger Entfernung anzusehen, bis wohin man die Änderung des Druckes angenähert als sinusförmig annehmen kann. Ich setze $2\pi b = 50$ m, $b = 800$ cm). Dann braucht man für wh nur 6000 kg pro qm oder 600 g pro qcm anzusetzen, um $\alpha_{max} = 0.005$ cm oder 50 μ zu bekommen, wenn 1000 μ = 1 mm ist. Das würde etwa den stärksten in Samoa gemessenen Bodenschwankungen infolge der Brandung entsprechen. Ja, für den erwähnten höchstgemessenen Wellendruck von 30000 kg pro qm würde sich an Ort und Stelle die fünffache Schwankung ergeben haben.

Solche Wellen schlagen nun bald hier, bald dort gegen die Küste. Die von ihnen erregten vertikalen Verschiebungen oder Schwingungen addieren sich an einem benachbarten Punkte, sodaß die schließliche Maximalschwingung ein Vielfaches der oben errechneten Amplitude sein kann, wie später gezeigt werden soll.

Es scheint mir also die Schlußfolgerung notwendig, daß die Brandung sehr wohl imstande ist, die beobachteten Schwankungen zu erklären.

Es soll der Versuch gemacht werden, einen Überblick über die Ausbreitung und den Einfluß der Absorbtion auf sie an der Hand einfacher Annahmen zu gewinnen. Für die vorliegenden Zwecke genügt es die Untersuchung auf eine ebene Oberfläche zu beziehen und auf Oberflächenwellen zu beschränken.

Wenn keine Absorbtion vorhanden wäre, würde die Energie der Oberflächenwellen, welche sich von einem Punkte aus ringförmig nach allen Seiten ausbreiten, linear mit der Entfernung abnehmen. Die Energie aber ist als dem Quadrate der Amplitude proportional anzusehen.

Bezeichnet man die Amplitude der Welle in der Entfernung r vom Ursprung mit h, in der (größern) Entfernung r' mit h' und betrachtet man gleichzeitig die Energieverminderung durch Absorbtion (a = Absorbtionskoeffizient), so ist

$$\text{I.} \qquad h'^2 = h^2 e^{-a(r'-r)} \cdot \frac{r}{r'}.$$

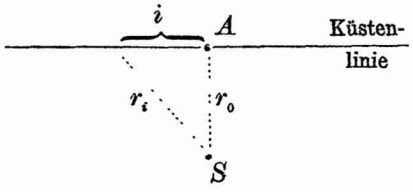
Im Folgenden soll der praktischen Erfahrung Rechnung getragen werden, daß man Seismographen einer Brandungsküste höchstens auf 1 km nähern darf. Es sollen also die Amplituden in größern Entfernungen auf die in 1 km vom Brandungsherde entstehende Amplitude bezogen werden. In Gleichung I. wird also $r = 1$ zu setzen sein.

Nun werden aber an einer langen Brandungsküste bisweilen Wellen genau gleichzeitig anschlagen und die für irgend eine Station resultierende Wellenenergie von allen einzelnen Wellen wird sich dort addieren. Die entstehende Maximalamplitude ist also durch folgenden Ausdruck gegeben:

$$\text{II.} \qquad H^2 = \sum h_i^2 = h^2 \sum i \frac{e^{-a(r_i-1)}}{r_i}.$$

Um den Ausdruck hinter dem Summenzeichen der Größenordnung nach kennen zu lernen, mache ich folgende einfachen Annahmen: 1) Die Wellen seien alle gleich stark d. h. sie erzeugen alle in 1 km Entfernung die Amplitude h; 2) die gleichzeitig zur Brandung gelangenden Wellen liegen alle um 1 km von einander entfernt.

Betrachtet man nun den Moment, wo der der Station S am nächsten gelegene Küstenpunkt A von einer Welle getroffen wird, so läßt sich r_i in Formel II. ausdrücken durch die Strecke $SA = r_0$ und die Entfernung (in km) jeder einzelnen Welle von dem Punkte A, längs der geradlinig gedachten Küste gemessen, i, als



$$r_i = \sqrt{r_0^2 + i^2},$$

wo i einmal den Wert 0, immer zweimal die Werte 1, 2, 3 u. s. w. annimmt, wenn wir annehmen, daß A im Mittelpunkte der Brandung liegt.

Dann ist

$$\text{III.} \qquad H^2 = h^2 \left[\frac{e^{-a(r_0-1)}}{r_0} + 2 \sum_1^{n/2} i \frac{e^{-a(\sqrt{r_0^2+i^2}-1)}}{\sqrt{r_0^2+i^2}} \right],$$

n ist die Länge der Brandungsküste in km.

Da es sich nur um Schätzungen handelt, kann die Eins hinter r weggelassen (nur an den Grenzen hat man sich ihrer zu erinnern), ferner kann das Summenzeichen durch das Integralzeichen ersetzt werden, sodaß sich ergiebt

IIIa. $$H = h\left[\frac{e^{-ar_0}}{r_0} + 2\int_1^{n/2} \frac{e^{-a\sqrt{r_0^2+i^2}}}{\sqrt{r_0^2+i^2}}\,di\right]^{\frac{1}{2}}.$$

Die Formel wird sehr einfach, wenn der sehr häufige Fall eintritt, daß die Entfernung der Station von der Küste groß ist gegen die Länge der Brandungsküste, also r_0 groß gegen i,

Dann ist nämlich

IIIb. $$H = h\frac{e^{-\frac{a}{2}r_0}}{\sqrt{r_0}}\sqrt{n},$$

Setzt man für die kleinste Küstenentfernung des Ortes r_0 eine mittlere Entfernung r, so giebt diese Formel schon beim Verhältnis $\frac{n}{r} = \frac{1}{3}$ recht gute Werte.

Ein weiterer spezieller Fall ist die Lage der Seismographenstation an der Küste selbst, d. h. in der Entfernung von $r = 1$ km, auf welche ja alle Berechnungen bezogen sind. Formel III nimmt dann die Form an

$$H^2 = h^2\left[1 + 2\sum_1^{n/2} i\,\frac{e^{-a\sqrt{1+i^2-1}}}{\sqrt{1+i^2}}\right],$$

woraus sich, ebenfalls unter Vernachlässigung der Eins gegen i die folgende Näherungsformel ergiebt:

$$H = h\left[1 + 2\int_1^{n/2} \frac{e^{-ai}}{i}\,di\right]^{\frac{1}{2}}.$$

Das Integral stellt die Reihe dar

$$\int \frac{e^{-ai}}{i}\,di = \log i - ai + \frac{a^2 i^2}{4} - \frac{a^3 i^3}{18} + \cdots,$$

also nach Übergang zu den Grenzen

IIIc. $$H = h\left[-1 + 2\log n/2 - an + \frac{a^2 n^2}{8} - \frac{a^3 n^3}{72} + \cdots\right]^{\frac{1}{2}}.$$

Nach den Formeln IIIa, IIIb und IIIc ist folgende Tabelle I berechnet, welche bei gegebener Länge der Brandungsküste und gegebener Entfernung der Station

von ihr das Verhältnis $\frac{H}{h}$ giebt, das ist das Verhältnis der resultierenden Maximalamplitude an der Station H zur Amplitude, welche eine einzelne Welle in 1 km Entfernung von der Brandungsstelle hervorruft. Für die Entfernung 1 km (Küste) ist Formel IIIc, für die Entfernung 1000 km IIIa, die in größeren Entfernungen IIIb verwandt worden.

Die Berechnung ist für zwei verschiedene Absorbtionskoeffizienten a vorgenommen, welche den wirklich beobachteten einschließen.

I. Tabellen für $\frac{H}{h}$.

Absorbtionskoeffizient $a = 0.001$. $a = 0.0001$.

Länge der Brandungsküste				Kürzeste Entfernung der Station von der Küste	Länge der Brandungsküste			
100 km	200 km	400 km	1000 km		100 km	200 km	400 km	1000 km
2.60	2.84	3.04	3.24	1	2.62	2.87	3.09	3.36
0.19	0.27	0.38	0.57	1000	0.30	0.43	0.60	0.90
0.08	0.12	0.16	0.26	2000	0.20	0.29	0.40	0.64
0.04	0.06	0.08	0.13	3000	0.16	0.22	0.31	0.50
0.02	0.03	0.04	0.07	4000	0.13	0.18	0.26	0.41

II. Tabellen für $\frac{H}{h}$ in 0/00. (s. S. 14.)

$a = 0.001$. $a = 0.0001$.

Länge der Brandungsküste				Kürzeste Entfernung der Station von der Küste in km	Länge der Brandungsküste			
100 km	200 km	400 km	1000 km		100 km	200 km	400 km	1000 km
1000	1000	1000	1000	1	1000	1000	1000	1000
74	100	126	173	1000	115	149	194	264
32	41	53	80	2000	77	100	131	190
16	20	27	40	3000	60	77	102	148
8	11	14	21	4000	49	64	84	122

Eine genauere Betrachtung der vorstehenden beiden Tabellen gestattet nun einige interessante Schlüsse:

Wenn man annehmen kann, daß die Brandung hauptsächlich Oberflächenwellen hervorruft, deren Energie linear mit der Entfernung abnimmt; wenn man ferner annehmen kann, daß die zu gleicher Zeit (etwa innerhalb derselben Sekunde) zum Branden kommenden Wellen 1 km von einander entfernt und im Verhältnis zu dieser gegenseitigen Entfernung so geringe Erstreckung haben, daß man sie als in einem Punkte aufschlagend annehmen kann (etwa 100 m), dann bringen sie in ihrer Gesammtheit etwa die dreifache Amplitude im Mittelpunkt einer langen Brandungsküste hervor, als eine einzige Welle in 1 km Entfernung zur Folge haben würde.

Kommen in jedem Kilometer Küstenlänge n Wellen gleichzeitig zum Branden, so ist die resultierende Amplitude die $3\sqrt{n}$-fache einer einzelnen.

Wenn nun auch diese Untersuchung noch manches Hypothetische haben mußte, so liefert die 2. Tabelle schon strengere Werte. Ist einmal eine Brandung vorhanden, welche an verschieden von der Küste entfernten Stationen beobachtet wird, so müssen die Amplituden die aus der Tabelle zu entnehmenden Verhältnisse haben, je nach der Größe des Absorbtionskoeffizienten.

Letzteren kann man also auf Grund einer Reihe von Beobachtungen ermitteln.

Es soll — mangels geeigneten Beobachtungsmateriales mehrerer Stationen — vorläufig der Versuch gemacht werden den Absorbtionskoeffizienten zu schätzen:

Apia liegt etwa in der Mitte einer 200 km langen Küstenlinie. Die größte registrierte Brandung in 1 km Entfernung von der Küste hatte ca. 50 μ (0 050 mm) Amplitude — von Umkehrpunkt zu Umkehrpunkt gemessen —. Stürme an der Ostküste von Australien, welche auf einer Länge von etwa 600 km Brandung hervorriefen, wurden im etwa 4000 km entfernten Samoa kaum noch gespürt. Die Brandungsbewegungen müssen dort schon auf etwa 2 μ abgeschwächt sein. Aus Tabelle I ergiebt sich, daß — gleiche Brandung vorausgesetzt — die Amplitude in Australien $\frac{3.1}{2.85}\,50 = 55\,\mu$ betragen hat. Diese war in 4000 km auf etwa 36 ‰ herabgegangen. Für $a = 0.001$ hätte sie etwa 20, für $a = 0.0001$ etwa 100 ‰ betragen müssen. a scheint also für Oberflächenwellen von etwa 8 Sekunden Periode näher an 0.001 zu liegen. Ähnliche Resultate geben andere Schätzungen.

Für Wellen von 20 Sekunden Periode fand G. Angenheister 0.0003 [1]).

Es würde sich lohnen aus den Beobachtungen einiger europäischer Stationen, welche jedoch am besten mit Seismographen gleicher Konstruktion zu gewinnen sind, genauere Feststellungen zu machen. Zu dem Zweck stellt man einfach die obige Tabelle II für die Entfernungen der Stationen von einigen Steilküsten, Irland oder Normandie, auf und betrachtet die Quotienten gleichzeitiger Maximalamplituden.

---

1) G. Angenheister: Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Absorbtion von Erdbebenwellen. Göttinger Nachrichten, 1906, Heft 1.

Sind diese Stationen über 1500 km von der Brandungsküste entfernt, so fällt beim Quotienten sogar die Unsicherheit der Verteilung der Energie auf die Länge der Brandungsküste ziemlich heraus.

Die Formel IIIb giebt, wenn H_1 und r_1 für die küstennähere, H_2 und r_2 für die küstenfernere Station gelten, folgende Gleichung für a:

$$\text{IV.} \qquad a = \frac{2}{\text{Mod}} \frac{\log\left(\frac{H_1}{H_2} \cdot \sqrt{\frac{r_1}{r_2}}\right)}{r_2 - r_1}.$$

Beschafft man zuverlässige Beobachtungen von mehr als 2 Stationen, so kann man leicht die Hypothese prüfen, ob die Brandungsbewegungen des Bodens Oberflächenwellen sind, und in wiefern lokale Eigentümlichkeiten (Eigenschwingungen etc.) im Spiele sind.

Bei obigen Rechnungen ist die Annahme gemacht, daß die Stationen senkrecht über der Mitte der Brandungsküste liegen. Bei geringerer Entfernung von der Küste erfahren die Formeln eine geringe Abweichung, wenn dies nicht genau der Fall ist.

Besondere Wichtigkeit besitzt der Fall, daß die Stationen etwa in der Verlängerung der Brandungsküste, aber schon außerhalb der Brandung liegen, wie es für westeuropäische Stationen zutrifft, wenn sich eine Depression über der Norwegischen Küste befindet.

Es gilt dann folgende Formel:

$$\text{V.} \qquad H = h\left[\int_0^n \frac{e^{-a(r_0+i)}}{r_0+i}\, di\right]^{\frac{1}{2}},$$

wenn r_0 wieder die Entfernung der Station vom nächstliegenden Ende der Brandungsküste und n die Länge der letztern bezeichnet. Durch Reihenentwicklung gelangt man sehr leicht zu einer brauchbaren Lösung des Integrals. Für größere Entfernungen, r_0 groß gegen n, geht Formel V in Formel IIIb über.

Die ganze Breite der Brandungsküste, an welche die Wassermassen in periodischem Anschlage in dieser Weise ihre Energie abgeben, bildet den Herd, von dem aus sich die Bewegungen dem Erdboden mitteilen. Die weitere Fortpflanzung unterscheidet sich in nichts von den seismischen Erscheinungen. Auch da werden durch plötzliche Lagenänderungen erregte Schwingungen einer Erdscholle weithin übertragen.

Da die durch Brandung erregten Bodenschwankungen an der Küste zu schwach sind, um nach ihrem Durchgang durch einen wesentlichen Teil des Erdinneren noch registriert zu werden, so hat man es praktisch nur mit einem

Teile der erteilten Energie, den Oberflächenwellen zu tun. Lord Rayleigh hat gezeigt, daß die von einem Erregungszentrum ausgehenden longitudinalen und transversalen Wellen an der Erdoberfläche eine neue Wellenbewegung hervorrufen, deren Geschwindigkeit allein abhängig ist von den elastischen Konstanten, nämlich $0.96\sqrt{\frac{\mu}{\varrho}}$, wo μ der Modul der Steifigkeit, ϱ die Dichte der obersten Erdschichten ist. Diese Oberflächenwellen spielen in den Hauptwellen der Erdbeben die größte Rolle. Dabei ist ihre Geschwindigkeit im Mittel als 3.3 km p. Sek. gefunden worden. Auch an den Brandungsbewegungen haben sie, wie wir annehmen dürfen, den wichtigsten Anteil. Ihre Periode ist durch die der Brandung vorgeschrieben.

Es kann keine Schwierigkeiten machen, sich vorzustellen, daß die Summierung aller Wellen, welche von einer langen Küste ausgehen, sofern sie nur die gleiche Periode haben, in einer Entfernung wieder eine Wellenbewegung von derselben Periode geben muß. Denselben Fall haben wir bei den Erdbeben, welche längs einer großen Bruchspalte erfolgen. Sofort klar wird es, wenn man sich an das Analogon aus der Akustik erinnert: Wenn eine große Anzahl von Instrumenten den gleichen Ton angiebt, werden auch verschiedene Phasen gleichzeitig am Ohre eines Beobachters eintreffen, dennoch schwingt die Luft stets nur in der dem Tone eigenen Periode. So müssen auch die einzelnen Brandungswellen, welche an einer Station fern der Küste registriert werden, stets die richtige Periode aufweisen. Die ganze Erscheinung wird hingegen um so turbulenter sein, je näher die Station der Küste liegt und je weniger also die innere Reibung der Erdmassen die verschiedenen Effekte der zahlreichen Wellenherde zu einer regelmäßigen Wellenbewegung ausgleicht. Das zeigen die Registrierungen in Samoa im vollsten Masse.

Dadurch, daß von verschiedenen Richtungen seismische Brandungswellen an einer Station eintreffen können, mag es wohl zu erklären sein, daß man fast niemals eine bestimmte Schwingungsrichtung beobachtet hat. Jedoch sind in den Registrierungen des Samoa-Observatoriums einige Fälle vorgekommen, wo von einem Sturmzentrum, das sich genau westlich Samoa befand, Wellen ausgingen, welche in der E-W-Komponente registriert sind, während diese Wellen in der N-S-Kompenente fast vollständig fehlen (16.—19. März 1906).

Andere durch Meereswellen erzeugte Bodenschwankungen.

Die Brandungsbewegungen sind jedoch nicht die einzigen, durch Meereswellen erzeugte Bodenschwankung. Unter recht eigentümlichen Umständen, welche an dem Charakter der Erscheinung gar keinen Zweifel lassen, zeigen sich in Apia zu ganz bestimmten Zeiten Wellen von 1 bis 3 Minuten Periode und bis zu 0.05 Bogensekunden Neigung. (S. Figur 1, die beiden letzten Reihen.) Sie erscheinen nur an den Tagen um Vollmond oder Neumond, bei Sonnenauf-

und Untergang und halten 4 bis 5 Stunden an. Mit einer Ausnahme sind sie nur in der Nord-Süd-Komponente beobachtet worden.

Die rätselhafte Verbindung dieser „langen Wellen" — wie ich sie kurz benannte — mit Mond und Sonne ist jedoch nur sekundär. An Vollmond- und Neumondtagen ist in Apia bei Sonnenauf- und Untergang Hochwasser und zwar Springflut. Dann ist die seichte Lagune zwischen Küste und Riff fast 2 Meter hoch mit Wasser bedeckt, während sie bei Ebbe stellenweise trocken ist. Bei diesem hohen Wasserstande erreichen langperiodische Wellen, welche stets vom Registrierpegel des Observatoriums aufgezeichnet werden, eine ganz besondere Höhe.

Über die Natur dieser Wellen, welche an den Pegeln in vielen Häfen beobachtet werden, liegen zwei Erklärungen vor. Am nächsten liegt es an Seiches zu denken. Diese stehenden Wellen haben eine Periode

$$t = \frac{l}{\sqrt{gh}},$$

wo t die Periode, l die Länge und h die Wassertiefe ist. Die Wellenlänge ergibt sich aus folgender Tabelle:

t in Sek.	$h = 1$ m	$h = 2$ m
60	190	270
120	380	530
180	560	800.

Da im Hafen von Apia zwischen dem Ufer und dem erhöhten äußern Rand des Riffes ein Becken gebildet wird, dessen Durchmesser zwischen 800 und 2000 m beträgt, so könnte man sich diese langen Wellen als stehender Wellen mit einem oder mehreren Knotenpunkten zur Not erklären. Eins jedoch widerspricht dem: Die Wellen werden vom Seismographen nur in der Nord-Süd-Richtung aufgezeichnet, während — wie sich aus dem Situationsplan (Tafel 3) ergibt — die beste Vorbedingung für das Zustandekommen von stehenden Wellen östlich und westlich des Observatoriums gegeben ist.

Aus den Registrierungen geht hervor, daß die „langen Wellen" nur von Nord, also direkt vom Meere herkommen. Ihr Zusammenhang mit den Meereswellen außerhalb des Riffes wird auch dadurch wahrscheinlich gemacht, daß mit jeder Zunahme der Brandungsbewegungen auch größere „lange Wellen" beobachtet worden sind. So scheint mir also die folgende von C. Börgen[1]) gegebene Erklärung der „langen Wellen" mehr zutreffend zu sein. Börgen geht von der Tatsache aus, daß oft Wellensysteme von nahezu gleichen Dimensionen gleichzeitig auftreten. In tiefem Wasser werden sich die Wellen superponieren, d. h. die Wellenhöhen werden periodisch größer und kleiner, ohne daß die mittlere Oberfläche des Wassers eine Veränderung erleidet. Kommen diese Wellen-

1) C. Börgen, Ann. d. Hydr. 18, 1890, S. 1 ff.

systeme aber auf seichte Küsten, so hört die Gültigkeit des Gesetzes der Superposition auf und es müssen im Ausdruck für die resultierende Welle auch die Größen höherer Ordnung berücksichtigt werden. Bei Durchrechnung des Problems findet Börgen eine Welle von den Dimensionen

$$T = \frac{tt'}{t'-t}, \quad L = \frac{ll'}{l'-l}$$

wobei der Charakter als fortschreitende Welle gewahrt bleibt. Für $t' = 4.2$ und $t = 4.0$ wird $T = 84$ Sek. und $L = 275$ m. Nach der schon benutzten Methode von G. H. Darwin (s. S. 9) kann man die durch Vorübergang solcher Wellen über eine elastische Unterlage bewirkten Neigungen berechnen. Für das Maximum der Neigung findet Darwin die Beziehung

$$i_{max} = \frac{whg}{2\varrho} \cdot \operatorname{cosec} 1'',$$

wo ϱ der Modulus der Steifigkeit der Unterlage, w die Dichte des den Druck ausübenden Mediums (für Wasser = 1), h die halbe Höhe der Welle ist. Das Maximum der Neigung entnehme ich dem Seismographen als 0.06 Bogensekunde, als größte Wellenhöhe gibt der Pegel 8 cm an. Danach ergibt sich der Modulus der Steifigkeit für das Korallenriff zu 1.4×10^{10}, was recht gut stimmen kann, da z. B. für Sandstein = 0.4 bis 2.6×10^{10} gefunden ist[1]).

In der seismischen Literatur werden oft Wellen von mehreren Minuten Periode erwähnt. Sie sind oft instrumentellen Ursachen zuzuschreiben. O. Hecker hat aber für Potsdam wahrscheinlich gemacht, daß sie von der Reibung des Windes an der Erdoberfläche (Wald?) herrühren. Hingegen scheinen die in Honolulu gefundenen „langen Wellen" mit der darauf folgenden Unruhe ähnlicher Natur mit denen in Samoa zu sein. Letztere, von Reid mit aircurrents bezeichnet, würde dann dadurch zu erklären sein, daß der höhere Wasserstand in der Nähe der Station auch höhere Wellen zur Folge hätte.

Die Wirkung von Ebbe und Flut.

Noch eine dritte Wirkung der Meereswellen auf der Erde wäre zu erwähnen: die Wirkung von Ebbe und Flut. Bei regelmäßigen Küstenbildungen ist es möglich den Einfluß rechnerisch zu behandeln. In Samoa ist das wegen der ungleichmäßigen Gestalt der Küste, der exponierten Aufstellung des Seismographen und der Gezeitenströmungen innerhalb des Riffes unmöglich. Die Beobachtungen in Samoa zeigten, daß bei geringem und ruhigem Wechsel der Gezeiten der Effekt auf den Seismographen nur gering ist, etwa 0.1 Bogensekunde; und zwar treten die größten Neigungen nicht im Hoch- und Niedrigwasser, sondern zu der Zeit der größten Änderung des Wasserstandes ein. Beim höchsten und

1) Hakusabe: The modulus of rigidity etc. Publ. of the Earthqu. invest. Comm. 1904.

niedrigsten Wasserstande wirkt das Wasser von allen Seiten gleichmäßig, weil die Halbinsel nur eine geringe Breite hat. Infolgedessen kann wohl eine Senkung des ganzen Gebietes, aber nicht eine Neigung zustande kommen. Wenn aber die Flutströmung einsetzt, übt das von einem nordöstlichen Riffeinlasse hereinströmende Wasser einen einseitigen Druck aus, während bei wieder auf demselben Wege hinausströmendem Wasser die noch viel Wasser enthaltende Halbinsel ihrerseits einen größern Druck ausübt und eine Neigung bewirkt.

Die Folge davon ist, daß sich bei steigendem Wasserstande eine Neigung des Bodens nach Nordost, bei fallendem eine Neigung nach Südost am Seismographen bemerkbar machen muß. Das tritt dadurch in Erscheinung, daß die Kurven der Registrierung einen andern Abstand von einer Basislinie oder von einander haben, als dem Schraubengange der Axe der Registrierwalze entspricht.

Bei ganz besonders stark ausgebildetem Flutwechsel war einmal die Gezeitenströmung so stark, daß die Kurven durch einander liefen. Die maximalen Neigungen betrugen dabei mehr als eine Bogensekunde.

Die Registrierungen der Brandungsbewegungen in Apia.

Die folgenden Tabellen sind — was den seismischen Teil anbetrifft — Auswertungen der Registrierungen eines Wiechertschen 1000-kg-Pendels während der Jahre 1905 und 1906 am Samoa-Observatorium in Apia. Das Observatorium liegt auf der äußersten Spitze einer schmalen Halbinsel, welche etwas über 1 km weit in die vom Korallenriff gebildete Lagune vorspringt (s. Tafel 3). Der Seismograph steht auf einem Pfeiler, welcher durch den Sand hindurchgeht und auf dem Korallenriff fußt, dessen oberer Rand aber nur $1\frac{1}{2}$ m über das Mittelwasser sich erhebt. Die doppelwandige Holzhütte, welche den Apparat birgt, ist nicht tief fundiert sondern ruht oben auf dem feinen Sande. Sonnenstrahlung, Sturm und Regen hält ein luftiges Schutzhaus nach samoanischem Muster ab, dessen Dach eine dicke Schicht Zuckerrohr, dessen Wände aus Kokospalmenblättern geflochtene Jalousieen bilden. Innerhalb des Glaskastens, welcher das Instrument unmittelbar umgibt, ändert sich die Temperatur nur um wenige Zehntel Grad im Laufe des Tages. Luftströmungen und Wirbel im Kasten, welche oft die Seismographen mit geringer Pendelmasse stören, sind niemals bemerkt worden. Der Sandboden dämpfte die nicht ganz zu vermeidenden Erschütterungen recht gut, sodaß schwere Wagen, welche etwa 3 m am Pfeiler vorbeifuhren, außer feinen Erzitterungen nicht mehr als etwa $\frac{1}{2}$ Bogensekunde Ausschlag hervorriefen.

Die Empfindlichkeit des Seismographen auf Neigung lag zwischen 12 und 20 mm pro Bogensekunde, die Vergrößerung zwischen 120 und 160, die Eigenperiode betrug zwischen 10 und 12 Sekunden, das Dämpfungsverhältnis zwischen 1 : 3 und 1 : 6, die Registriergeschwindigkeit zwischen 90 und 100 cm pro Stunde. — Die großen Änderungen der Konstanten rühren daher, daß einige Male einzelne Teile ausgewechselt worden sind.

Die Auswertung der Diagramme auf die Brandungsbewegungen hin erforderten große Sorgfalt und einige Übung, besonders die Ablesung der Perioden. Die Dauer der einzelnen Schwingungen ist nicht ganz konstant, sondern schwankt innerhalb einiger Zehntel Sekunden, wie ja auch alle Beobachter der Meereswellen dasselbe von den Wellenperioden betonen. Sodann bestehen oft mehrere nahezu gleiche Perioden neben einander, welche mit einander interferieren, wobei ihre Amplituden unabhängig von einander schwanken. Ich habe deshalb die Dauer einer Schwingung niemals genauer als auf ganze Sekunden angegeben und falls ich mich nicht zwischen zwei ganzen Sekunden entscheiden konnte, in den folgenden Tabellen die geschätzte mittlere (doppelte) Amplitude in die Mitte der für jede Sekunde eingerichtete Spalte geschrieben. In der Zusammenstellung auf S. 45 ist dieser Wert dann zweimal, also für jede der beiden Perioden in Anrechnung gebracht worden.

Zum Vergleiche sind die Tagesmittel des Luftdrucks, die Windgeschwindigkeit und die mittlere Windrichtung dazugeschrieben; im Jahre 1905 ist die maximale beobachtete Windstärke in Beaufortskala angegeben. Unter der Rubrik „Bemerkungen" sind Angaben über die meteorologischen Verhältnisse und den Seegang nach den Beobachtungen der in jenen Gegenden verkehrenden Schiffe hinzugefügt worden, wobei ich mich des größten Entgegenkommens der Kaiserlichen Direktion der Deutschen Seewarte erfreute, welche mir auch die Beobachtungen von Rarotonga zur Verfügung stellte.

Diese Angaben ermöglichen es, die Bahnen einiger Stürme so genau zu verfolgen, daß ich den Versuch machen konnte, ihre Wirkungen auf den Seismographen in Samoa zu untersuchen, wie ich später zeigen werde.

Mittlere Amplituden der Brandungsbewegungen im Januar 1905.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	756.5				2		5				
2	56.9				5	8					Sturm in Fiji!
3	56.4				5						
4	54.8				5	10					Nordöstlich von Sydney starke NW- und SW-Winde mit Seegang 3—5.
5	55.5				5			3			
6	55.5				5			8			Sturm in Fiji!
7	54.6				2			5			
8	54.2				2			5			
9	55.3				2			3			
10	55.8			2	5		6			3 SE	
11	55.0		2		8				8	4 SE	
12	54.1			2	5		5			2 N	
13	53.8			2	10		5			4 ENE	
14	54.8			2	8		5			2 N	
15	56.0				10		8			3 ESE	Sturmzentrum geht nördlich Rarotonga nach Osten.
16	56.7			2	10					böig	
17	56.3		2		8					5 SE	
18	55.8				8		8			Var.	
19	55.8				8		5			4 NNW	Zwischen Fiji und Samoa starke NE-Winde mit Seegang 3—7.
20	55.7			3	10					6 N	
21	54.8		2		5					böig	
22	55.0		2		4					4 N	
23	55.5				4					4 N	
24	56.2				3			0		2 N	In Samoa schwache Brandung am Riff.
25	56.5				4			0		4 SE	
26	56.2						7			4 SE	
27	55.8				2		10			3 E	
28	54.7			2			8			4 E	
29	54.1				3		15			5 E	Westlich der Gilbert- u. Ellice-Inseln stürmischer W-Wind mit Seegang 4.
30	54.5				3		10	12		3 ESE	
31	54.8				2		9			4 E	Südlich Tonga starker S-Wind mit Seegang 6.
Häufigkeit der Perioden			4	10	30	8	15	12	6		
Mittlere Amplitude			2.0	2.3	5.2	6.9	7.6	4.5	4.5 μ		

Die Registrierungen der Brandungsbewegungen sind bis zum 27. Januar sehr unzuverlässig, da die Dämpfung zu klein war.

1905. Februar.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	755.3						5			5 ENE	
2	55.7				1		6			4 ENE	
3	55.3				1			6		3 W	
4	54.1				1			6		2 Var.	
5	54.0				3			6		4 N	
6	55.1				2				5	3 Var.	
7	55.8			5			5			2 Var.	
8	55.9				4					4 Var.	
9	55.6				4					5 E	
10	55.0			1		6				3 S	
11	53.9			1		7				4 Var.	
12	53.8				1		7			3 N	
13	54.0				5	6				3 Var.	
14	54.2				3			7		3 Var.	
15	54.3				4	5				3 Var.	
16	55.0						7			4 Var.	
17	55.4						8			3 Var.	
18	55.6				2	6				5 E	Zwischen Samoa und Fiji starker NNE-Wind mit Seegang 4.
19	55.1			2	6					4 N	
20	55.4				4		4			4 E	
21	55.1						7			3 Var.	
22	54.6				1	7				4 NE	Zwischen Fiji und Australien frische SE-Winde mit Seegang 3—4. In Rarotonga starke SE-Winde Barometerminimum (751) am 24. und 25.
23	53.6			4	8					5 Var.	
24	52.6			2		8				7 NW	
25	53.0			1			8			3 Var.	
26	53.8		0	2	0	0	10			4 NW	
27	54.0				10					böig NW	
28	54.4				8					7 NW	
Häufigkeit der Perioden			1	9	19	13	14	5			
Mittlere Amplitude			0	2.1	3.6	6.2	6.6	6.0 μ			

1905. März.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Maximale Windstärke, u. -Richtung	Bemerkungen
1	755.3				5	9		5		7 W	Orkan in den Tokelau- u. Manihiki-Inseln. Grosse Unregelmäßigkeit der Brandungsbewegungen. Zeitweise sind längere Perioden erkennbar.
2	55.1			5		11				5 W	
3	53.9				12			3		5 W	
4	52.0				12				3	4 SW	
5	53.0		1		11				6	4 SW	
6	52.7		1		10		7			5 SW	
7	51.2			1		15	10			3 Var.	
8	48.6		1			18	18			7 W	
9	49.6		2				18		15	6 W	
10	51.3		1	2		15	12			7 W	
11	53.0		1			10				6 NW	
12	55.0					10				5 N	
13	56.5					5	8		3	5 NW	
14	57.5				4	8			4	2 Var.	
15	57.8				7				9	3 Var.	
16	58.4		0	4				8		4 S	
17	58.1			5			6			5 N	
18	58.8			3			4			2 Var.	In Tonga, Fiji und Samoa war der Seegang nicht über 2.
19	59.6			2			6			2 Var.	
20	59.6				2		6			5 E	
21	59.4				2		6			5 E	
22	58.8				3		5			4 N	
23	58.7				3				9	5 NE	Orkan in Tahiti und den Paumotu-Inseln.
24	58.4				3				9	4 E	
25	58.4				2			9		5 E	
26	57.7				2			8		5 SE	
27	57.0				0				10	3 Var.	
28	56.7			0		6		10		3 Var.	
29	56.3					3	7			7 ENE	
30	56.6				6		6			5 E	
31	56.6				7					5 E	
Häufigkeit der Perioden			7	8	27	14	17	13	9		
Mittlere Amplitude			1.0	2.8	6.3	10.8	7.8	9.3	7.6 μ		

1905. April.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	756.7				5	5				3 E	
2	56.7		0		2		5			5 E	
3	57.2			1		3				4 E	
4	58.3				2					5 E	
5	58.3					3				4 E	Nördlich Neuseeland:
6	58.2					4				4 E	starker NE-Wind mit See-
7	57.4		1		3					4 E	gang 3 bis 4
8	57.4		1			5				3 Var.	
9	57.5			1		4				3 E	
10	56.9		3		3					4 E	
11	57.0			5						3 NE	
12	57.2			4				6		3 Var.	In Samoa: lange Dünung
13	57.1			4			6			7 E	aus ESE
14	58.0			4			7			6 E	
15	58.4			2					8	3 E	
16	57.8				2				8	4 E	
17	57.2				3				8	4 E	Furchtbarer Sturm in den
18	56.9				3			7		3 E	Karolinen und Mar-
19	57.6				3		4			5 E	schalls-Inseln (am 19/20.
20	58.0				4		0		*)	4 E	in Ponape).
21	57.7				4				*)	7 E	
22	57.5				4				*)	5 E	Westlich von Fiji: Stürmi-
23	58.2			4					4*)	6 E	scher E-Wind mit Seegang
24	59.0			3					4	5 E	4—7.
25	58.5				5			5		2 Var.	
26	57.4			2			4			2 Var.	
27	57.4			3			5			4 E	
28	58.3			5			6			5 E	
29	58.2			4			6			5 E	
30	57.7			3			6			4 E	
Häufigkeit der Perioden			4	16	26	8	12	8	5*)		
Mittlere Amplitude			1.2	3.0	3.4	3.8	4.8	6.9	6.4 μ		

*) In diesen Tagen sind zeitweise Wellen von 9 und 10 Periode erkennbar.

1905. Mai.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8^s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	757.3			5						4 E	
2	57.0				5	6				4 N	
3	57.2				5	6				2 Var.	
4	57.5			2		4				3 E	Zwischen Sydney u. Fiji NE-Sturm mit Seegang 9 bei hohem Barometerstande.
5	57.8			3		4				4 E	
6	58.2			1	7					3 Var.	
7	58.6		2		6					5 E	
8	58.4			5						4 E	
9	57.7				5					5 E	
10	58.0			10						4 SE	
11	57.9			1	4		6			6 SE	
12	58.2				6				10	5 E	Schiffsnachrichten nicht vorhanden!
13	58.0				4			12		4 E	
14	57.8			1	3		7			3 E	
15	57.4			4			0			3 Var.	
16	57.6			2	5					5 E	
17	58.6			3						4 E	
18	58.0				4					4 E	
19	57.4				3					3 E	
20	56.8				3					5 E	
21	57.6					2				5 E	
22	57.6		1		2					6 E	
23	57.0		1		2					6 E	
24	57.0		1		2					6 E	
25	57.4		1		2		5			6 E	
26	57.0		1		2		6			5 E	
27	56.7		1		2			7		5 E	
28	57.0		0		1		4			4 E	
29	57.4				4		6			3 E	
30	57.3				4		5			3 E	
31	57.7				3					3 E	
Häufigkeit der Perioden			8	17	30	5	9	3	1		
Mittlere Amplitude			1.0	2.5	3.8	4.4	5.1	10.0	10.0 μ		

1905. Juni.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	758.9				3					3 E	
2	59.7				3					3 E	
3	59.5				3					4 E	
4	60.0				3					3 E	
5	59.8				3	1	4			4 E	
6	59.5			2			4			4 E	
7	58.5			3				6		5 E	
8	57.4			3				6		5 E	
9	56.6			4			4			3 E	
10	56.0			1	3					3 E	
11	56.4			2	7					3 E	
12	56.4		1		9					4 NE	In Samoa: Abends orkanartige Böe aus Südost.
13	57.0		2	7			10			3 SE	
14	57.5		2		10					5 E	
15	57.7			2	6					5 E	
16	58.5				5	5				5 E	
17	58.7			1		5				4 E	
18	58.7			2	3					5 E	
19	59.4				4		4			5 E	
20	59.9				3			0		5 E	
21	59.2				3			5		5 E	
22	57.7				5					4 E	
23	57.3			2	6					3 E	
24	57.0			2	6					4 E	
25	57.1			4						6 E	
26	57.1			5	5	5				4 E	
27	57.0			5	5	5				2 Var.	
28	58.0				3		5			2 Var.	
29	59.1			3			5			4 E	
30	59.2				3		4			5 E	
Häufigkeit der Perioden			3	17	28	17	10	6			
Mittlere Amplitude			1.7	2.9	4.2	5.2	4.5	4.2 μ			

1905. Juli.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	758.6			3			3			5 E	Orkan in den Marschalls-Inseln.
2	58.1				4		4			2 Var.	
3	57.6				4		0			5 E	
4	57.2				4					3 Var.	
5	57.2				4			5		4 E	
6	57.6				4			5		3 E	
7	57.3				3					3 E	
8	56.7				3					3 NW	
9	57.6				3					3 NW	
10	59.1				5					2 NW	
11	59.0				7		7			4 SE	
12	57.1				3	8				6 E	
13	57.1				4		7			4 E	
14	57.3				3		4			3 E	
15	57.9				3		0			4 E	
16	57.2				3	4				3 E	
17	57.2				2		4			2 E	
18	57.9				3		4			5 E	
19	58.0			3	4		0			4 E	
20	59.0				4		5			4 E	
21	59.3				3		0			5 E	
22	59.9				6					6 E	
23	59.6			1	6					6 E	
24	59.0			1	4					6 E	
25	58.6			1	3					6 E	
26	57.2		1		2		5			6 E	
27	56.6		1		4		0			3 E	
28	56.7		1		3					6 E	
29	57.6		1		2					4 E	
30	58.6		1		1		1			4 E	
31	59.0			1	1		3			6 E	
Häufigkeit der Perioden			6	13	31	5	16	2			
Mittlere Amplitude			1.3	1.7	3.5	5.2	2.9	5.0 μ			

1905. August.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	759.7			1	3		5			5 E	Ausbruch eines neuen Vulkans in Savaii. (Entfernung von Apia 80 km.)
2	59.0				3		3			5 E	
3	58.6			2		0				4 NE	
4	58.5				2		6			4 Var.	
5	59.0				2	6				3 E	
6	59.3				5	7				3 E	
7	59.8				6					2 Var.	
8	60.0			3	4					2 Var.	
9	59.4			5			6			5 E	
10	58.5			2						5 E	
11	58.4			2						3 E	
12	59.2				2					4 E	
13	59.8			2		2				2 E	
14	60.1		0.5		5					6 E	
15	60.1		1		4	6				6 E	
16	59.2		2		6					6 E	
17	59.0			2	4					5 E	
18	58.4			2	4					3 E	
19	57.7			3	4					7 E	
20	57.1			2	4					3 NE	
21	56.8				4					5 E	
22	57.0		1		4					6 E	
23	56.5		1		5		0			6 E	
24	56.1			1		4				3 E	
25	56.4			1	3		4			2 Var.	
26	57.0			1	3		5			2 Var.	
27	57.9			1	3		5			4 E	
28	58.0			1	3		5			2	
29	58.3				3		0			4 E	
30	59.0				3		0			4 S	
31	59.7			1	2		2			4 E	
Häufigkeit der Perioden			5	21	31	13	13				
Mittlere Amplitude			1.1	1.7	3.5	4.1	3.5 μ				

1905. September.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8_s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	760.0				1					6 E	
2	60.0				1		**6**			5 E	
3	59.3				2		**6**			4 E	
4	59.0				1		4			4 E	
5	59.0				1	2				3 Var.	
6	59.4				1	2				2 Var.	
7	59.8					2				5 E	Taifun in den Marianen.
8	59.6		1		2		0			4 E	
9	59.7		1		2		2			4 E	
10	60.2		1		2		2			5 E	
11	59.3		1		2		2			5 E	
12	58.7		1		1		3			3 E	
13	58.2		1		1			2		2 E	Starke Eruption des Vulkans
14	58.3				1		1			2	in Savaii.
15	57.9		1		1		1			5 NE	
16	57.5		**2**		1					3 E	
17	57.5		1		1					5 E	
18	58.3			1						4 E	
19	58.1			1						3 E	
20	58.0				1		2			3 E	
21	58.0				1	2				3 E	
22	58.2				1		1			5 E	
23	58.7				2					5 E	
24	59.8			2						4 E	
25	60.7				2		3			3 E	
26	60.7			2			0			4 E	
27	59.6			1						6 E	
28	58.8			2						5 E	
29	58.4			2						4 E	
30	58.4			2						3 E	
Häufigkeit der Perioden			9	17	29	5	19	1			
Mittlere Amplitude			1.1	1.4	1.4	2.0	2.3	2.0 μ			

1905. Oktober.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8^s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	758.3		1		1					3 E	
2	58.5			1	2		4			2 Var.	
3	58.5				2			6		2 Var.	
4	58.3				2		4			4 E	
5	58.1				1		6			3 Var.	
6	58.0				2	6				3 NE	
7	57.9				3	5				4 E	
8	58.2			1	4					3 Var.	
9	57.2			1	3		4			3 Var.	
10	57.7			1	3		3			5 E	
11	58.5			1	2			4		4 E	
12	58.1			1	2			3		4 E	
13	57.1				1			2		4 E	
14	57.5				2		5			2 Var.	
15	57.7				2			5		4 E	Außerordentlich starker Passat innerhalb der Inselgruppen Samoa, Tonga, Fiji.
16	58.1			1	2		4			6 E	
17	57.4			1	3		8			7 E	
18	56.8			1	4		7			4 E	
19	57.0			1	4		8			5 E	
20	57.6			2	5		7			7 E	
21	57.1			2	4		6			6 E	
22	56.0			1	3		5			5 E	
23	55.7				1		3			5 E	
24	56.9				3	4				4 E	
25	57.0				3	4				6 E	
26	55.8		1		3	0				6 E	
27	55.3		1		2	0				5 E	
28	56.0			1	1		2				
29	56.6			1		2				Starker	
30	57.0			1	2					Passat	
31	56.2			1	2		0				
Häufigkeit der Perioden			3	20	31	8	19	5			
Mittlere Amplitude			1.0	1.1	2.4	3.1	4.7	4.0 μ			

1905. November.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8^s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	754.9			1	2					3 Var.	
2	54.8			1	2					4 E	
3	55.8				2					3 Var.	Südlich von Tonga:
4	57.0				3					4 E	stürmiseher Südwind mit
5	57.4				3	4				5 E	Seegang 3 bis 5.
6	57.3				4	4				3 (6) E	In den Gilbert-Inseln:
7	55.9			2	5					3 E	starker NW-Wind mit See-
8	53.8			3	7					2 Var.	gang 4 bis 5.
9	54.6			3	**8**	8				5 S	
10	56.6			3	**12**	12				3 Var.	In der Manihiki-Gruppe starke
11	57.0				8	**10**				2 Var.	NW.-Winde mit Seegang
12	57.0				7		10			3 E	3 bis 4. Ein barometrisches
13	56.7				4		7			2 Var.	Minimum am 12. (754).
14	56.8				3			6		3 E	
15	57.7			1	3			4		3 E	Südlich von Tonga; starke
16	58.2			1	2			5		3 Var.	Nord- und Westwinde mit
17	59.2			0	3			6		2 Var.	Seegang 5 und einem baro-
18	59.9				3			7		4 E.	metrischen Minimum am 17. (753).
19	59.5				1			8		5 E	
20	58.6		1		2			6		5 E	In Samoa und den niedri-
21	57.5		1		5		0			5 E	geren Breiten herrscht
22	57.4		0		5		0			5 E	seit dem 13. schon wieder
23	57.8			1	2					3 E	Passat.
24	58.4			1	2					5 E	
25	57.8		1	1				6		3 E	
26	56.3				1			5		Böen aus N	
27	56.5		1			2		4		3 E	
28	56.8			2				4		2 N	
29	56.6			2				3		2 Var.	
30	56.3			2		3				1 Var.	
Häufigkeit der Perioden			6	18	27	9	16	7			
Mittlere Amplitude			1.0	1.4	3.8	6.7	5.1	5,6 μ			

1905. Dezember.

Datum	Ba.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8^s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	755.8		1		2		3			3 E	
2	56.0			1	2		0			2 NW	
3	56.7				1			5		0 Var.	
4	57.0				2			5		3 Var.	
5	57.2				5			8		3 E	
6	57.0			5				8		6 E	
7	57.2				5			8		3 E	
8	56.3			3				8		1 Var.	
9	56.6			3			6			1 Var.	
10	56.0				3		5			1 Var.	Hoher Luftdruck in Australien.
11	55.1				3			5		1 Var.	
12	54.0				2			6		5 E	
13	54.1				5			9		1 Var.	In Rarotonga Barom.-Minimum (755) mit SE 6.
14	54.0				5			7		5 E	Zwischen Sydney und Fiji: Starker NE-Wind mit Seegang 6.
15	55.2				3		7			6 E	
16	55.9				2		6			7 E	
17	56.6				6		6			6 E	
18	56.6		0		7		0			5 E	
19	56.5		0		6		0			4 N	
20	56.8				4			3		2 N	
21	57.3			1	3		5			1 Var.	Zwischen Fiji und Samoa: Frischer N-Wind mit Seegang 2.
22	57.9				3			4			
23	57.6				2			3			
24	56.6				2		3				
25	56.6				2		3				In Rarotonga: Barom.-Minimum ($757\frac{1}{2}$) mit N 3.
26	56.9				2			5			
27	57.3					3		6			Südlich von Tonga; Starker S-Wind mit Seegang 4 bis 6.
28	57.6					7				4 E	
29	57.5				2		7			5 E	
30	57.2				3		5			6 E	
31	57.1			2			5			6 E	
Häufigkeit der Perioden			3	10	29	4	23	17			
Mittlere Amplitude			0.3	1.7	3.3	5.2	5.0	5.6 μ			

Mittlere Amplituden der Brandungsbewegungen im Januar 1906.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8^s	Maximale Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	757.3				2		6			6 SE	
2	56.9				3		6			2 SE	
3	55.9				3		5			6 SE	
4	55.2				3		6			6 ESE	
5	53.7				4		5			3 E	
6	53.4				3		6			3 Var. (W)	
7	53.9				3		7			5 ENE	Zwischen Samoa, Tonga und Fiji: Frische NE- u. SE-Winde mit Seegang 2—4.
8	55.0				2		6			3 SE	
9	55.0				3		6			3 SE	
10	54.6				2	6				2 E	
11	53.6				2	6				1 E	
12	54.0				2	5				2 Var.	
13	54.6				2		5			4 Var. (N)	
14	55.2				2			6		2 Var.	dasselbe wie oben.
15	54.4			1	2		5			4 E	
16	54.8			2	4		5			2 SE	
17	55.5			1		4		6		1 ENE	
18	55.4			1	3		4			1 ENE	Unbeständige NE- und SE-Winde mit entsprechenden Dünungen in den ganzen Inselgruppen.
19	54.9				3		4			1 ENE	
20	55.2			1		2	3			1 ENE	
21	55.5					2		2		2 E	
22	55.4				2		4			2 ESE	
23	55.2				2		5			1 E	In Samoa und Tonga: Frische Südwinde mit Seegang 3 bis 4. In Rarotonga: Frischer Wind mit Barometer Min. am 27. (753) (Depression zieht südlich Rarotonga ostwärts)
24	54.2				4	6				3 Var. (NE)	
25	53.8				3	5				3 W	
26	54.0				4	5				3 Var.	
27	54.8				3		5			2.2 Var. [1]	
28	55.3				2		7			2.3 SW	
29	54.8			2			6	12		1.5 SW	Westlich Fiji und Samoa: schwache Winde, ruhige See.
30	53.9				3			14		2.2 Var.	In Rarotonga: Steigender
31	53.6				5			12		1.8 W	Luftdruck, still.
Häufigkeit der Perioden				6	31	9	27	8			
Mittlere Amplitude				1.3	2.8	4.4	5.4	9.0 μ			

1) Vom 27. Januar 1906 ab ist die mittlere Windstärke in Metern pro Sekunde angegeben.

1906. Februar.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	751.9				5	10		10		4.0 W	Ein schwerer Orkan herrschte
2	52 5				12		10			2.4 SW	östlich Samoa. Er zog über
3	52.7			1	12		12			2.7 SW	die Manihiki und Tokelau-
4	54.0				8		6			3.1 SW	Gruppe hinweg und kam am
5	54.3				8	6				2.8 S	8. Febr. in Tahiti an.
6	54.7				4	8	0			2.9 SW	Barometer-Minimum in Raro-
7	55.8				5		10	4		2.7 SW	tonga am 3. (754).
8	56.0				6		14	10		2.0 Var.	Sturmzentrum zwischen Au-
9	57.0				5			12		1.5 Var.	stralien und Neuseeland.
10	57.4				5			8		1.6 Var.	
11	56.6			1	4		6			3.3 E	
12	57.4			2	5			6		3.3 ESE	
13	57.9			1	3			8		3.7 ESE	
14	58.0		4		5			10		2.9 E	In Tonga u. Fiji: Wech-
15	57.4			2	4			10		3.5 E	selnde, böige nördl. u. süd-
16	57.1				3		10			2.7 SE	östliche Winde mit Seegang
17	56.9			1	3		0			2.0 Var.	2—4.
18	56.4			2	5		5			2.0 NW	
19	55.6		2		4		0			2.0 NW	
20	54.8		3		4		0			1.3 NW	
21	54.2		2		4					1.6 SE	Zwischen Samoa, Eiji
22	54.6		2			5	0			1.7 Var.	und Tonga: Südöstliche
23	55.5		3		5		8			2.0 SE	Winde mit Seegang bis 4.
24	55.3		2		6		10			1.6 Var.	
25	54.7		3		4		8			1.7 Var.	Am 22. passierte eine Depres-
26	54.1				6		6			1.7 Var.	sion nördlich Rarotonga.
27	54.5				4		6			1.9 Var.	Von 22. bis 24. stürmische
28	55.0				4		4			2.7 SE	Südostwinde in Tonga.
Häufigkeit der Perioden			8	15	28	5	20	12	2		
Mittlere Amplitude			2.6	2.0	5.3	7.0	6.0	8.2	7.0 μ		

1906. März.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	754.8				3			5		2.1 Var.	
2	54.9			1	3		5			2.3 E	
3	55.7				4		5			1.8 E	
4	56.7			1	3		0			2.6 SE	
5	56.7				3		6			3.1 SE	
6	55.7				4		5			3.0 SE	
7	56.2			1	2		3	3		2.1 E	
8	57.1			1	2			5		2.2 SE	
9	57.8				2				6	2.5 E	
10	58.0				2			8		2.4 NE	
11	57.4			1	3			12		2.2 NE	
12	56.6				4			25		2.3 N	(Maximalamplitude: 50 μ).
13	56.4			3	6		20			2.3 Var.	Nach den Schiffsmeldungen
14	56.8			4	7		12			? N	hat am 11. bis 14. eine De-
15	55.3			4	7		8			3.4 NW	pression über der Ellice-
16	55.5			4	7			8		5.3 NW	Gruppe gelegen, welche
17	55.6			3	5		6			4.8 N	nacheinander 2 Teildepres-
18	56.2			2	4		6			1.8 Var.	sionen über Tonga nach Süd-
19	56.8				4		6	8		2.0 Var.	ost gesandt und sich selbst
20	56.4				5		7	7		1.8 Var.	über Neu-Caledonien nach
21	56.7			2	5		9			1.7 Var.	Norfolk-Island gewandt hat,
22	58.5			2	4		11			1.9 Var.	von wo am 20. heftiger
23	59.1			2	4		7	12		2.0 Var.	Orkan gemeldet wird. In
24	58.6			2	6		15			2.6 NE	Tagen darauf erreicht der
25	58.4			2	4		9			1.7 NE	Sturm Neuseeland, wo
26	58.2			1	3	7		7		1.4 NE	noch am 27. starker Süd-
27	57.7				5		10			1.8 NW	west bei niedrigem Baro-
28	57.6			1	2		5			1.9 NE	meterstand wehte (Auckland).
29	58.1				1	8				4.2 E	
30	58.6			3		8				5.1 E	
31	58.0				5	10				3.8 E	
Häufigkeit der Perioden				19	31	4	25	20	1		
Mittlere Amplitude				2.1	3.9	8.2	7.7	4.6	6.0 μ		

1906. April.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8^s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	757.8			1	2		12			3.9 E	
2	57.3		1		2		10			3.8 E	
3	56.8		1		4	8				4.4 E	
4	57.3			1	3		5			3.1 E	
5	57.1			1	2			4		2.8 E	
6	56.6		1		2			10		3.4 E	Westlich Fiji: Stürmische E-Winde mit Seegang 5 bis 7 bei tiefem Barometerstand. In Samoa u. Tonga nördliche Winde mit hohem Luftdruck.
7	57.6				1			6		2.5 NE	
8	58.3				3			7		2.6 E	
9	58.1				2		6			2.0 NW (S)	
10	57.3					5	5			2.2 NW (S)	
11	56.4					5	5			2.2 NE	
12	56.0					5	0			3.0 NE	
13	56.8			2	3					2.3 NE	
14	57.0				4		0			2.3 Var.	
15	56.6				4			3		2.2 SW	
16	56.0			1	3		3			2.2 NW	
17	56.2			2	4					2.2	
18	56.4				3	6		3		2.1 SW	
19	55.6					4		5		2.7 SW	
20	55.4				4	6	0			2.6 NE	Südwestlich Tonga und Fiji herrschen stürmische Winde bei tiefem Barometerstand.
21	55.5					6		6		2.2 W	
22	56.4					3	8			3.6 NW	
23	57.8				3		6	4		2.3 NW	
24	58.0				5		5			2.1 NE	
25	58.2				4	5				2.7 NE	
26	58.5				4	4				2.8 NE	
27	58.8				4		5			2.8 NE	
28	58.1			1	3		5			3.5 NE	
29	57.6			3			3			2.5 Var.	
30	57.9			3			4			2.0 NE	
Häufigkeit der Perioden			3	11	30	11	21	9			
Mittlere Amplitude			1.0	1.6	3.4	5.2	4.9	5.3 μ			

1906. Mai.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8^s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	757.3				2					2.9 NE	
2	56.8				3					3.2 N	
3	56.4				4					3.6 N	
4	55.8				4			1		3.2 NE	
5	56.0				3		3			4.7 ENE	
6	56.2				4		4			3.0 Var. E	
7	56.4				2		4			2.1 E	
8	56.7				2		3			1.6 Var.	
9	57.7				3		4			1.9 SE	
10	58.0				3		4			1.8 Var.	
11	57.1			2	3			3		2.8 E	
12	56.1				6			4		2.8 E (N)	In Samoa: Seegang 4—5.
13	55.8		1		7		11			2.2 W	Zwischen Samoa u. Fiji:
14	56.5			1	6	10	5			2.3 Var. (S)	Starke SE-Winde mit Seegang 4—6.
15	57.6				3	7	5			2.1 NE	
16	58.8				6		6			2.3 E	
17	59.3					6		3		3.4 E	
18	59.8				5			3		3.0 NE	Nördlich Neuseeland wiederum starke SW-Winde angetroffen. Am 21. ein Barometer-Minimum in Aukland.
19	59.1					2		2		2.9 NE	
20	58.0					2	2			2.6 ENE	
21	58.1					2				2.7 ENE	
22	57.7				2	2				2.7 ENE	
23	57.7				1	1				3.1 E	
24	58.3				1		3	0		4.8 E	
25	59.2			3	4			0		5.2 E	An den Südküsten Samoas heftiger Südost. Jedoch zwischen Neu-Seeland u. Samoa andauernd nördliche Winde.
26	59.6			1	5					4.3 E	
27	58.8			1	5					4.2 E	
28	58.6			1	6					4.1 E	
29	58.4			3	4			3		3.3 E	
30	58.8				2			2		3.3 E	
31	58.4					2	2			3.4 E	
Häufigkeit der Perioden			2	7	28	18	16	16			
Mittlere Amplitude			1.0	1.7	3.8	3.6	4.0	2.6 μ			

1906. Juni.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8^s	Mittlere Windstärke u -Richtung	Bemerkungen
1	757.6			3			3			2.7 ENE	
2	58.1				7					3.1 E	
3	58.6				6					2.3 ENE	
4	59.3				3	5				1.9 Var.	
5	58.9				3					1.9 NE	
6	58.7				2		2			2.6 ENE	
7	58.5					1				2.8 E	Passat.
8	58.2					1				3.4 E	
9	57.5				1					3.0 E	
10	57.2				1		1			2.3 E	
11	57.4				1			1		2.5 E	
12	57.6				2			2		3.4 E	
13	58.3				2		2			3.9 E	
14	57.9				3	3	3			3.1 E	
15	57.9				2	3				3.0 E	
16	59.1				4		4			1.9 Var. (E)	
17	59.2				5		7			4.5 E	
18	59.2				5		8	5		5.5 E	Besonders starker Passat in den ganzen Insel-Gruppen.
19	58.4				5		6	5		4.6 E	
20	58.3				5			3		3.1 E	
21	58.6			2	4					5.9 E	
22	58.6				3	3				6.0 E	
23	58.2				3		3			2.6 Var. (E)	
24	58.8				2					2.5 E	
25	60.0				1					4.6 E	
26	59.8				1	2				5.1 E	
27	59.4				2		1			2.7 E	
28	58.2				1					2.7 E	
29	57.1				1		2			3.6 E	
30	57.2				2	2	2			3.6 E	
Häufigkeit der Perioden				2	28	15	14	5			
Mittlere Amplitude				2 5	2.8	3.0	3.4	3.2 μ			

1906. Juli.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	757.9				3		3			2.7 E	Zwischen Neu-Seeland u. Rarotonga: Sturm aus WSW mit Seegang bis 7.
2	58.9				4		3			3.3 E	
3	59.5				5		4			3.9 E	
4	59.0			1	5					4.5 E	
5	59 6					5				3.8 E	
6	59.6				5					2.8 E	
7	59.1					4				3.2 E	
8	59.0					4			3	2.8 E	
9	59.1					4		4		2.9 NE	Zwischen Neu-Seeland und Rarotonga: Sturm aus SW mit Seegang bis 8, dessen Dünung sich weit erstreckt. In Samoa, Tonga, Fiji und den Neuen Hebriden: Starker SE-Wind mit Seegang 4 bis 6.
10	58.5				3			7		2.4 ENE	
11	58.6				4			7		2.4 ENE	
12	58.5					5	7	5		4.3 E	
13	57.5					7	5	3		4.7 E	
14	57.1					4	4		3	3.3 ENE	Zwischen Fiji u. Sydney SW bis S-Sturm mit Seegang bis 7. Zwischen Neu-Seeland u. Rarotonga: NE-Wind mit SW-Dünung.
15	57.7				3			3		1.7 Var.	
16	57.8					6		7		1.9 NE	
17	57.1				5		6			2.0 Var.	
18	56.8				4		5			2.0 Var.	
19	57.0					4		3		3.2 E	
20	58.0				3			2		2.5 E	
21	57.8				3				0	2.2 ENE	
22	57.4					3				2.2 Var. (E)	
23	58.1				2					2.5 Var. (E)	
24	58.8				4		3			2.6 E	
25	58.9				4		6			3.9 E	
26	58.4				4			3		4.5 E	
27	59.0					3		1		1.8 E	Zwischen Sydney und Fiji: Variabele Winde mit schwachen Seegang.
28	59.7					3		2		2.7 E	
29	59.8					3		2		2.2 E	
30	59.6					2		1		1.7 E	
31	59.4					2				1.9 N	
Häufigkeit der Perioden				1	29	18	20	17	2		
Mittlere Amplituden				1.0	4.1	3.7	4.2	3.3	3.0 μ		

1906. August.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8^s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	759.6				1	2		2		1.9 NE	Besonders starker Passat zwischen den Inseln.
2	60.9				2	3	2			2.0 NE	
3	61.5					6	5			2.4 E	
4	60.8				5		5			2.8 ESE	
5	59.8				4		6			5.9 E	
6	60.4			1	5					6.3 E	
7	60.0				6			3		7.7 E	
8	60.1				5					5.4 E	
9	59.6				4					5.6 E	
10	59.5				4		3			3.2 E	
11	60.3			2	4					4.0 E	
12	61.1			2	3					4.9 E	
13	61.2			2	2	4		1		5.6 E	
14	60.8			2	2	2				6.2 E	
15	59.6			2	3	3				7.7 E	
16	58.5			1	3			2		8.4 E	
17	57.3			1	2		5			9.1 E	
18	58.0				2		7			5.5 E	
19	58.9			1	3	6				5.2 E	
20	58.6				4		6			3.4 E	
21	58.1				3	5				5.0 E	
22	58.1									6.2 E	
23	57.3									6.2 E	
24	57.1									5.0 ENE	
25	56.8				Reg. unterbrochen					2.3 NE	
26	57.3									1.8 Var.	
27	57.3									Var.	
28	57.3			3						E	
29	57.9				2	3				2.0 NE	
30	58.3				3					2.0 Var.	
31	58.8				4					2.8 Var.	
Häufigkeit der Perioden			(1	10	25	9	10	8)			
red. auf 31 Tage			1	12	31	11	12	10			
Mittlere Amplitude			1.0	1.7	3.4	3.8	5.0	3.3 μ			

1906. September.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	759.7			2	3					3.9 NE	Zwischen Samoa u. Fiji: Starker SE-Wind mit Seegang 4 bis 5.
2	60.2			3	4			3		4.1 E	
3	60.1			3	4			3		5.2 E	
4	59 4			2	3				3	5.6 E	
5	58.8			2	3		3		0	4.1 E	Zwischen Fiji und Sydney: Veränderlicher meist frischer Wind- und Seegang bis 5 und normaler Barometerstand.
6	58.9				4		4		2	4.0 E	
7	58.4				4			3		3.3 E	
8	58.2				4			3		3.0 E	
9	58.3			2	3			4		4.4 E	
10	58.6				5		6			4.0 E	
11	59.5				6		4			4.1 E	
12	59.6			3	3			1		3.1 E	
13	59.6			3	2					2.7 ENE	
14	59.5				2					4.0 E	
15	59.8				1					3.2 E	
16	59.4				1					4.2 E	
17	58.8				1					3.5 E	
18	58.5				1					3.3 E	An der ostaustralischen Küste SW-Sturm.
19	58.6				2					3.5 E	
20	58.0				3					3.5 E	
21	57.6				2					3.8 E	
22	57.9					2				2.3 E	
23	58.6					2				2.7 E	
24	59.0					3				2.6 E	
25	58.0					3				5.1 E	
26	57.4					3				3.5 E	
27	56.5					2				2.9 E	
28	57.0			2		3				2.0 E	
29	58.9						4			1.8 N	Westlich Samoa: frische SE
30	59.4			3			4			2.8 NE	
Häufigkeit der Perioden			1	19	30	2	4	11	3		
Mittlere Amplitude			2.0	2.3	2.9	4.0	4.2	3.2	1.7 μ		

1906. Oktober.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	759.3			3	4					3.9 E	
2	58.8		2		4					3.1 ENE	
3	58.3			2	3					2.5 E	
4	58.5		1		3					2.2 Var.	
5	58.7				2					2.0 Var. (E)	
6	59.3				2					3.0 E	Südlich Tonga: Starke SW.-Dünung.
7	59.4				1			0		2.2 N	
8	59.3				2					2.3 NE	
9	59.3				1					2.8 ENE	
10	59.3				1					4.2 E	
11	58.8				2				3	3.8 E	
12	58.6				1			3		2.8 E	
13	58.7				2		4			2.9 E	
14	58.5				1		2			3.4 E	
15	58.2				3		1			3.1 E	
16	57.4		1		4			2		3.1 E	Andauernd schwache Winde und schwacher Seegang zwischen Neuseeland und Tonga.
17	56.3		2		5		4			3.3 E	
18	56.0			3	5		3			4.5 ENE	
19	56.3			2	4			2		3.2 E	
20	57.0				3		4			2.8 N	
21	57.4				3		3			2.3 Var.	
22	57.5				3		3			3.0 E	
23	57.0			2		3				3.5 E	In Tonga und Samoa: Frischer Passat mit Seegang 4.
24	57.8				4		4	4		2.7 E	
25	56.9			2	2					4.4 ENE	
26	57.2			3		3		1		4.5 E	
27	58.8			2	2		4			4.7 ENE	
28	57.3				4			2		3.6 E	
29	55.9		1		3					4.6 E	
30	56.4			2			4			4.1 N	
31	56.6			2		3				4.2 E	
Häufigkeit der Perioden			5	15	30	18	11	12	1		
Mittlere Amplitude			1.4	2.0	2.7	2.8	3.3	2.3	3.0 μ		

1906. November.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	756.3				3		3			3.3 E	
2	57.0			2		2		3		3.5 ENE	
3	57.8				4			5		2.2 Var. (E)	
4	57.8			4			7			2.6 ENE	
5	57.3			3			5	3		2.6 E	
6	57.2			2		3			3	2.1 Var.(NE)	
7	56.8				5		4	3		2.0 Var. (N)	
8	56.4			2		4	5			2.4 E	
9	56.5				3			2		2 4 Var. (S)	
10	56.2				4		3			3.4 E	
11	56.7				3		4			3.2 E	
12	57.4			2		4		4		3.0 E	
13	57.6				3			2		3.5 E	
14	57.4				3		3	1		2.6 E	
15	57.2			2	3		3			3.2 NE	
16	56.9			2	2			3		3.0 ENE	
17	56.7				1			3		E	
18	56.4				2			3		Var. (E)	
19	55.3		1		3			3		N	In Samoa frischer NW mit Seegang 3 bis 4.
20	55.1			4	6			2		2.2 NW	
21	56.2				5			3		2.2 Var. (E)	
22	56.3				3		3			2.1 ESE	
23	56.0			2		5		1		2.3 E	
24	56.0				3		3	1		2.8 E	
25	56.6					2				2.7 E	
26	56.3				2			3		E	
27	54.9				3		3			E	
28	54.4				2		3			Var. (NE)	
29	56.0					2		0		2.5 Var.	
30	56.1					3				3.0 NNW.	
Häufigkeit der Perioden			1	17	29	9	18	20	1		
Mittlere Amplituden			1.0	2.5	3.1	3.2	3.1	2.8	3.0 μ		

1906. Dezember.

Datum	Bar.	Amplitude bei einer Periode von 1	2	3	4	5	6	7	8s	Mittlere Windstärke u. -Richtung	Bemerkungen
1	755.4			3	7			10		2.7 NW	Nördlich von Fiji: Frischer WNW und Seegang 3 bis 5.
2	55.3			3	7		10			2.8 NNW	
3	57.3				6			6		2.4 NE	
4	59.0				3		8			2.6 ENE	In Rarotonga: Außergewöhnlich hoher Luftdruck (763) mit starkem E-Wind.
5	58.8				3	5				3.1 E	
6	57.3			1	2			2		2.8 E	
7	56.5					3		2		NE	
8	56.5						3		5	Var. (E)	
9	57.6						3	3		2.6 NW-SSW	
10	58.6					2		3		NE	
11	58.6				2			2		NE-SW	
12	57.2				4			2		2.1 SE (NW)	
13	56.3				4			1		2.0 Var.	
14	56.4			2				2		2.2 Var. (SW)	
15	55.4			2	3					N (SW)	
16	54.0				4			2		NW	
17	53.2			2		4		4		2.5 Var. (SW)	In Rarotonga: Barometer-Minimum (755) bei SE-Wind.
18	53.9				3			5		2.1 NE	
19	55.0			7	6					3.0 E	
20	55.6				4			5		2.6 Var. (N)	In Rarotonga: Bis zum Schluß des Monats stürmische südöstliche Winde. Vielleicht Sturm in Tahiti?
21	56.2				4				20	2.5 Var. (E)	
22	56.2				3			12		2.8 E	
23	56.2					4	8			3.6 E	
24	55.6					7	4			2.8 E	
25	55.3				5			10		2.8 E	
26	54.9				3		8			2.3 Var.	
27	55.6				2			8		3.1 NE	
28	55.6			2	3				6	4.6 ENE	
29	56.1			2	3			6		2.8 E	
30	55.9				4		6			3.7 E	
31	55.5				3		5		7	3.9 E	
Häufigkeit der Perioden				10	27	12	22	19	2		
Mittlere Amplituden				2.7	3.9	4.6	5.4	5.0	12.5 μ		

Allgemeine Schlüsse aus den Registrierungen.

Zusammenstellungen.

Mittel aus 1905 und 1906	Häufigkeit des Vorkommens der Perioden in Tagen						
	2	3	4	5	6	7	8s
Januar	2	8	30	8	21	10	3 Tage
Februar	4	12	24	9	17	8	0
März	4	14	29	9	20	18	5
April	4	14	28	10	16	8	2
Mai	5	12	29	12	12	10	0
Juni	2	10	28	18	12	6	0
Juli	3	7	30	12	18	10	1
August	3	16	31	12	12	5	0
September	5	18	30	4	12	6	2
Oktober	4	18	30	13	15	8	0
November	4	18	28	9	17	14	0
Dezember	2	10	28	8	22	18	1
Jahr	42	157	345	124	195	121	14 Tage
Passat Zeit	22	81	178	71	81	45	3
Regen Zeit	20	76	167	53	114	76	11
in Prozenten							
Jahr	12	43	95	34	53	33	4 %
Passat Zeit	12	44	97	39	44	24	2
Regen Zeit	11	42	92	29	63	42	6

Mittel aus 1905 und 1906	Mittlere Amplituden bei den Perioden von						
	2	3	4	5	6	7	8s
Januar	2.0	1.8	4.0	5.6	5.4	7.2	4.5 μ
Februar	1.3	2.0	4.4	6.6	6.3	7.1	—
März	1.0	2.4	5.1	9.5	7.8	7.0	6.8
April	1.1	2.3	3.4	4.5	4.8	6.1	6.4
Mai	1.0	2.1	3.8	4.0	4.6	6.2	10.0
Juni	1.7	2.7	2.5	4.1	4.0	3.7	—
Juli	1.3	1.4	3.8	4.5	3.5	4.2	3.0
August	1.0	1.7	3.4	4.0	4.3	3.3	—
September	1.6	1.9	2.2	3.0	3.3	2.6	1.7
Oktober	1.2	1.6	2.6	3.0	4.0	3.2	3.0
November	1.0	2.0	3.5	5.0	4.1	4.2	3.0
Dezember	0.3	2.2	3.6	4.9	5.2	5.3	12.5
Jahr	1.2	2.0	3.5	4.9	4.8	5.0	5.7 μ
Passat-Zeit	1.3	1.9	3.0	3.8	3.9	3.9	4.4
Regen-Zeit	1.1	2.1	4.0	6.0	5.6	6.1	7.0

Vorerst sollen einige allgemeine Schlüsse aus diesen Tabellen und Zusammenstellungen gezogen werden.

Ein Vergleich mit den Göttinger Berichten über „mikroseismische Störung", wie sie in den Jahres- und Wochenberichten des Geophysikalischen Institutes gegeben werden, zeigt auf den ersten Blick einen großen Unterschied: Die Brandungsbewegungen haben in Samoa eine erheblich größere Amplitude und Mannigfaltigkeit der Periode. Nach dem Früheren erklärt sich beides zwanglos aus der Lage: Apia liegt auf einer Insel, welche von andern umlagert ist, Göttingen liegt mindestens 900 km vom Ozean entfernt, aber doch immer noch im Bereich der bei heftigen Stürmen auftretenden Brandungen an den steilen Küsten Englands, Frankreichs und Norwegens, ja sogar des Adriatischen und Tyrrhenischen Meeres. Dabei wird es sehr selten vorkommen, daß an mehreren dieser Küsten gleichzeitig Sturm ist, sodaß die Brandungswellen regelmäßig an Amplitude und Periode sein werden.

In Samoa kann man gewöhnlich mehrere Perioden neben einander bestehen sehen, weil die Brandungsbewegungen mehrerer Küsten der umliegenden Inseln,

welche verschiedene Windverhältnisse haben, vom Seismographen verzeichnet werden. Eine mittlere Periode von 4 Sekunden ist in 95 % aller Fälle vorhanden. Nach dem oben über Meereswellen Gesagten ist es kaum ein Zweifel, daß sie durch Brandung der Wellen des Passatwindes, welcher mit geringen Unterbrechungen weht, oder auch wohl durch die Brandung an Leeküsten erregt werden. Nach den übereinstimmenden Angaben von Paris, Krümmel und Schott beträgt die den Passatwinden entsprechende Periode im freien Meere etwa $4^1/_2$ Sekunden. Das ist auch die zur mittleren Windstärke auf dem Meere (Grad IV der Beaufortskala, 7 m. p. s.) gehörende Periode, wodurch sich ihr häufiges Auftreten auch in Monaten ohne Passat nach der Wahrscheinlichkeit erklärt.

Die nächst niedrigere Periode von 3 Sekunden gehört geringerer Windgeschwindigkeit an. Hingegen scheint die kleinste Periode von 2 Sekunden durch die Wellen in der flachen Lagune zwischen Riff und Küste hervorgerufen zu werden, welche zwar schwach sind, aber nur 10 m vom Seismographen entfernt branden. Die Periode dieser Flachwasserwellen berechnet sich näherungsweise (nach Krümmel, Ozeanographie II, S. 22) als

$$t = 2\pi\sqrt{\frac{p}{3g}},$$

wo p die Tiefe des Wassers ist. Für $p = 2\,m$ ist $t = 1.6$ Sekunden.

Im September 1905, als ein neuentstendener Vulkan in Savaii in fortwährenden Eruptionen tätig war, können auch diese jene kleinen Wellen erzeugt haben.

Von Wichtigkeit für die vorliegende Untersuchung sind hauptsächlich die längeren Perioden. Und solche sind bis zu 8 Sekunden beobachtet worden. Einige Male schienen mir auch größere vorhanden zu sein. Sie waren jedoch in den kürzeren Perioden mit großer Amplitude nicht deutlich zu erkennen.

Eigenschwingungen, welche durch die Brandung erregt werden.

Wie schon erwähnt, ist E. Wiechert[1]) der Ansicht, daß durch die Brandung Eigenschwingungen erregt werden, derart, daß die auf einer Magmaschicht frei schwimmend angenommene oberste Erdschicht elastische Scheerungswellen in rein horizontaler Richtung ausführt: die mittelste Zone bleibt in Ruhe, die darüber und darunter liegenden Schichten geraten in horizontale Schwingungen nach entgegengesetzten Richtungen. Die Eigenperiode T berechnet sich aus der Dicke der Schicht bis zum Magma D, und der Geschwindigkeit der Schwingungswellen $\mathfrak{b} = 3.3$ km p. s.,

1) E. Wiechert u. K. Zoeppritz, Über Erdbebenwellen I. Gött. Nachr. 1907.

$$T = \frac{2D}{b} \text{ oder } T = 0.6\,D.$$

In Hauptbeben scheint die Periode von 17 bis 18 Sekunden eine besondere Rolle zu spielen. Danach nimmt Wiechert eine oberste Erdschicht von im Mittel 30 km Dicke an.

Wenn also durch Meereswellen diese Eigenschwingungen erregt würden, müßten in den Brandungsbewegungen des Erdbodens die Perioden von ca. 9^s, erster Oberton, sowie 6^s und 4^s zweiter und dritter Oberton, besonders starke Amplituden aufweisen.

Betrachten wir daraufhin die Tabelle der mittleren Amplituden auf Seite 46, so sehen wir, daß die Amplituden allmählich mit wachsenden Perioden größer werden, aber ein sekundäres Maximum bei der Periode von 5 Sekunden haben. Nun könnte allerdings dieser Widerspruch dadurch bedingt sein, daß die oberste Schicht in jenem Teile des Stillen Ozeans nur 25 km dick sei. Dann würde der zweite Oberton statt 6 nur 5 Sekunden Schwingungsperiode haben.

Eine zweite Möglichkeit von Resonanz liegt in Eigenschwingungen der Inseln selbst, welche aus vulkanischen Aufschüttungen besteht und aus dem tiefen Ozean etwa 4—5 km herausgewachsen ist.

Man kann sich denken, daß horizontale Scheerungsschwingungen der vulkanischen Schuttmassen entstehen, wobei die untersten Schichten festgehalten werden. Die Eigenperiode ist in diesem Falle

$$T = \frac{4D}{b}.$$

Für $D = 4$ km würde sich $T = 5^s$ ergeben.

Vorstehende Überlegungen lassen sich nicht von der Hand weisen, wenngleich zwingende Gründe für die Annahme von Eigenschwingungen nicht vorhanden zu sein scheinen, da die Amplituden der ausgezeichneten Perioden 4 und besonders 5^s doch nur sehr wenig die anderen übertreffen.

Hingegen scheint das außerordentlich häufige Vorkommen der Periode von 4 Sekunden, welches sich aus der Tabelle auf Seite 45 ergiebt, zu beweisen, daß die Ursache — wie vermutet, die Wellen des Passatwindes — sehr häufig vorhanden ist. Eine Neigung des Erdbodens zu periodischen Bewegungen kann allein ihre Häufigkeit nicht erklären.

Weitere Resultate in dieser Hinsicht sind durch die nunmehr in Apia eingerichteten Registrierungen der vertikalen Bewegungen zu erwarten, da diese ja keine Resonanz zeigen dürften, wenn die oben erwähnten horizontalen Eigenbewegungen tatsächlich vorhanden sind. Die Arbeiten von G. Angenheister werden daher die vorliegenden Untersuchungen in diesem Punkte ergänzen, bezüglich berichtigen.

Zur Erklärung des relativen Maximums der mittleren Amplitude bei 5 Sekunden Periode kann auch folgende Überlegung dienen: Wenn in der Südsee ein Sturmzentrum entsteht und langsam seinen Weg durch die Inseln nimmt,

so gruppieren sich entsprechend der Windgeschwindigkeit die Wellenperioden so um das Zentrum herum, daß die längsten in der Mitte sind und die kürzesten außen. Vom Zentrum gehen ferner Dünungen besonders in der Zugrichtung voraus, welche zuerst die Maximalperiode haben, dann aber abnehmen und in großer Entfernung eine um 2 Sekunden geringere Periode zeigen können. Nun kam in den Jahren 1905 und 1906 kein Orkan über Samoa selbst hinweg, alle nahmen ihren Weg weit um Samoa herum, sodaß nur Perioden verringerter Periode in Samoa selbst brandeten.' Die Bewegungen langer Periode wurden erst von weither durch die Erde übertragen und hatten dabei durch Absorbtion an Amplitude eingebüßt. Daher erklärt sich vielleicht das relative Maximum bei einer Periode von 5 Sekunden, welche einer Windgeschwindigkeit angehört, die gerade die normale etwas übertrifft.

Daß die Wellen größerer Periode auch im Mittel größere Amplitude haben, erklärt sich wohl in erster Linie daraus, daß die längsten Meereswellen auch die heftigsten sind. Ferner können bei der allgemeinen Störung infolge Auftreten eines Orkanes größere Perioden mit kleinen Amplituden nicht erkannt werden, wodurch das Mittel stark nach oben gedrückt sein kann. Außerdem ist nicht zu vergessen, daß Schwankungen größerer Periode weniger stark absorbiert werden.

Die Häufigkeit der einzelnen Perioden und die mittleren Amplituden zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der Jahreszeit. In Samoa kann man nur Passatzeit und Regenzeit unterscheiden. In der ersteren (Mai bis Oktober) hat die Witterung durch den stetigen Passatwind den Charakter des Ruhigen und Gleichmäßigen. Nur selten machen sich Störungen durch Depression bemerkbar. Die Windgeschwindigkeit ist aber im Mittel größer als in der Regenzeit (November bis April), wo mit den Stürmen Windstillen abwechseln. Dennoch findet man in der Passatzeit schwächere Brandungsbewegungen und Vorherrschen kleinerer Perioden. In der stürmischen Regenzeit treten die höheren Perioden 6, 7 und 8 Sekunden bezeichnenderweise häufiger auf. Allen Perioden aber ist dann auch eine Vergrößerung der Amplituden gemeinsam.

Betrachtet man die einzelnen Monatstabellen genauer, so kann man oft sehr gut verfolgen, wie die Brandungsbewegungen verschiedener Periode sich ganz verschieden verhalten, unabhängig von einander auftreten und vergehen, sodaß man den Eindruck gewinnt, daß sie unmöglich von ein und derselben Erscheinung verursacht sein können, wie frühere Erklärungen fordern müßten.

Im März 1905 hat beispielsweise die mittlere Periode von 4 bis 5 Sekunden eine große Amplitude am 8. und 9. gehabt infolge eines in der Nähe vorüberziehenden Sturmzentrums. Allmählich nehmen diese schnellen Perioden ab, während andrerseits lange Perioden auftreten, deren Amplitude sich ändert, ohne daß gleichzeitig Änderungen der Amplitude der kleineren Periode damit verknüpft sind.

Im Oktober 1906 herrscht seit Anfang des Monats eine Periode von 4 bis 5 Sekunden vor mit geringer Amplitude. Am 11. treten plötzlich lange Perioden ein als Vorboten eines Sturmes, aber noch bis zum 16. bleibt — entsprechend

der Witterung in Samoa — die kurze Periode neben der neuen unverändert bestehen, bis das Zentrum, das am 18. am nächsten kommt, nahe herangerückt ist, sodaß der Wind auffrischt.

Solche Beispiele für die Unabhängigkeit der Bodenbewegung verschiedener Perioden sind in großer Anzahl in den Tabellen enthalten. Sie ordnen sich zwanglos unter die hier vertretene Theorie, während sie Rätsel bleiben für alle Hypothesen, welche durch Luftdruckunterschiede und Windreibung die „mikroseismische Unruhe" erklären wollen.

Die Registrierungen in Samoa zeigen — außer den durch die Lagunenwellen erzeugten Perioden von 2 Sekunden — keine deutliche Spur einer täglichen Periode. Sie befinden sich damit in Uebereinstimmung mit den meisten Aufzeichnungen gleichwertiger Instrumente. Wenn früher so oft eine tägliche Periode gefunden ist, so war sie entweder durch örtlichen Wind verursacht gewesen oder durch Luftströmungen im Instrumentenkasten, welche mit den einer täglichen Periode unterworfenen meteorologischen Elementen in Verbindung standen.

Erklärlich wäre nur — was vielleicht bei einigen Stationen nahe der Küste zutreffen mag — daß die tägliche Aenderung des Windes zugleich eine Aenderung des Seeganges zur Folge haben könnte.

Zu untersuchen wäre auch, ob nicht an seichten Küsten mit starken Gezeiten, die Veränderlichkeit des Wasserstandes auch eine Vermehrung und Verminderung der Wellenhöhe bewirkt, wodurch nach den Ausführungen auf Seite 17 ebenfalls eine nahezu halbtägige Periode veranlaßt werden müßte.

In Apia konnte diese Wirkung nicht in Frage kommen, weil außerhalb des Riffes, wo die Brandung stattfindet, eine Aenderung der Meeresoberfläche um $1^1/_2$ m nicht sehr in Betracht kommt.

Die innerhalb des Riffraumes im seichten Wasser eintretenden Wellen weisen eine geringe tägliche Periode mit den Gezeiten und dem Winde auf.

Der Zusammenhang der Brandungsbewegungen mit Stürmen.

Daß bisher die Natur der Brandungsbewegungen nicht richtig erkannt worden ist, liegt hauptsächlich an der meist eingeschlagenen Methode. Man versuchte auf rein statistischem Wege, durch Summierung über große Zeitabschnitte Zusammenhänge zu entdecken, wie das oft bei meteorologischen Untersuchungen zum Ziele geführt hat. Der Gegenstand teilt aber mit vielen andern meteorologischen Problemen die Eigenschaft, daß bei irgend einer unzweckmäßigen Integrierung seine Zusammenhänge mit andern Erscheinungen herausfallen. Die Erhöhung der Windgeschwindigkeit kann dem Auftreten der Brandungsbewegungen

am selben Orte je nach Lage des Beobachtungsortes zur Küste und der Zugrichtung des Sturmes entweder vorausgehen oder nachfolgen, vielleicht auch ganz ausbleiben. Die Parallelität mit dem Gange des Luftdrucks ist auch nur dann zu erwarten, wenn die Station gleichzeitig mit der Küstenlinie von der Depression betroffen wird.

Will man Zusammenhänge finden, die sich graphisch vor Augen führen lassen, so muß man Depressionen im Augenblick, wo sie über Küsten liegen, mit den Seismographenregistrierungen in Parallele setzen. Der beste zahlenmäßige Ausdruck für solche Wetterlagen ist der Stärkegrad des Seeganges, doch standen solche Beobachtungen auf Samoa leider bisher nicht zur Verfügung.

Diese Ueberlegungen ließen es mir unzweckmäßig erscheinen, auf dem Wege der Statistik zu Ergebnissen zu gelangen. Vielmehr glaube ich in dem Herausgreifen einzelner Fälle und der Vertiefung in die näheren Verhältnisse ein besseres Mittel gefunden zu haben, die Richtigkeit der Erklärung durch die Brandung darzutun.

Zu diesem Zwecke suchte ich durch Zusammenstellung aller erreichbaren meteorologischen Beobachtungen in der Umgebung von Samoa den Weg einiger Orkane genau festzulegen. Durch Untersuchung, wie sich dieser Weg auf dem Seismographen abbildet, wird man Erfahrungen sammeln, um umgekehrt aus den Registrierungen des Seismographen unter Benutzung aller meteorologischen Beobachtungen derselben Station den Weg des Orkans zu konstruieren. Ich konnte natürlich nicht erwarten, mit dem geringen Materiale, das mir bisher zur Verfügung steht, diese Aufgabe vollkommen zu lösen, jedoch ermuntert der Versuch das Ziel mit bessern Mitteln anzustreben. Insofern steht diese Untersuchung über Brandungsbewegungen in engem Zusammenhang mit einer Organisation meteorologischer Beobachtungen in der Südsee zwecks Studiums der Orkane, wozu die einleitenden Schritte bereits geschehen sind.

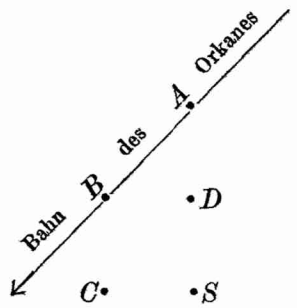
Einige Ueberlegungen mögen zur Betrachtung einzelner Stürme überleiten:

Ein Sturmzentrum über dem Meere kann sich nicht eher an einem Seismographen auf dem Kontinent bemerkbar machen, als bis die hervorgerufenen Wellen eine Küste treffen. Nun geht bekanntlich dem Sturme in der Zugrichtung die Dünung voraus. Diese Dünungswellen haben aber, weil sie schon geraume Zeit aus dem Winde, dem sie Ursprung und Energie verdanken, herausgekommen sind, sowohl an Höhe als an Periode eingebüßt — wie oben ausgeführt ist —. Der Seismograph muß also bei beginnendem „mikroseismischen Sturme" Wellen aufschreiben, welche sich innerhalb etwa eines halben Tages an Amplitude und Periode vergrößern. Das wird tatsächlich oft beobachtet und ist mehrfach in der Literatur betont worden.

Ich nehme nun den Fall an, daß der Seismograph auf einer Insel S steht,

---

Anmerkung bei der Drucklegung: S. a. K. Zoeppritz, Seismische Registrierungen in Göttingen 1906. Gött. Nachr. Math.-phys. Kl. 1908.



welche von einer Anzahl anderer Inseln umlagert ist (s. nebenst. Figur). Diese mögen von einander soweit entfernt sein, daß der Sturm etwa drei Tage gebraucht, um diese Entfernung zu durchlaufen, etwa 1000 Kilometer. Nähert sich das Sturmzentrum der Insel A, so wird in S die schon behandelte Zunahme von Periode und Amplitude der Brandungsbewegungen stattfinden. Ist A eine kleine Insel, so herrscht am folgenden Tage an ihren Küsten nur noch geringere Brandung, die größten Perioden und Amplituden werden im Seismogramm schon wieder fehlen. Sobald jedoch B vom Sturme erreicht wird, erscheinen sie wieder. Vorher sind aber Dünungswellen nach D gelangt. Da sie nun in geringerer Entfernung von S branden, werden dort zwar kleinere Perioden, aber größere Amplituden registriert werden. Beim Weiterrücken des Orkans auf der gezeichneten Bahn wird noch einmal eine Vergrößerung der Perioden eintreten, wenn er C nahekommt. Die Amplituden dieser langen Wellen werden kaum noch vergrößert werden. Die stärkste Bewegung bei kleinster Periode wird registriert werden, wenn die Dünung in S selbst anlangt. Hierbei ist schon berücksichtigt, was sich bei Bearbeitung der Beobachtungen gezeigt hat, daß die Absorbtion der seismisch übertragenen Welle größer ist als die der Wasserwelle bei Wind von gleicher Richtung.

Der Fall, wie ich ihn soeben geschildert habe, würde ausgewertet und tabelliert, etwa folgendermaßen aussehen:

Nummer des Tages	Amplitude bei einer Periode von 5	6	7	8s	Luftdruck in S mm	Bemerkungen
1				5 μ	760	Orkan trifft in A. ein.
2			7		759	Dünung in D.
3			7		755	Dünung in D.
4			7	10	*750*	Orkan in B. Niedrigster Barometerstand in S.
5			10		755	Dünung in D.
6		15			760	Dünung in S.
7		15	7		762	Orkan nahe C.
8	10		5		763	Dünung in C und S.
9	5				764	Dünung in S.

Es ist nun nicht schwer in gleicher Weise zu ermitteln, wie die Registrierung aussieht, wenn der Sturm einen andern Weg nimmt, etwa gerade auf S zu.

Sobald das Zentrum in D anlangt, wird wieder die längste Periode aber mit einer weit größeren Amplitude auftauchen, je nach Entfernung, Absorbtion und Intensitätsänderung des Sturmes. Die kürzeren Wellen werden auch vorhanden sein, aber einerseits nicht bis zu so geringen Werten der Periode hinabgehen, als im vorigen Falle, andrerseits im selben Maße zunehmen, wie die langen Wellen.

In Wirklichkeit sind nun zwar die Inseln nicht so regelmäßig um die Stationen verteilt, wie es oben angenommen wurde. Das ist einesteils ein Nachteil, mehr aber noch eine Erleichterung bei der Orientierung über die Richtung, aus welcher der Sturm kommt.

Ein wichtiges Mittel, die Entfernung des Brandungsherdes zu schätzen, ist die ganze äußere Erscheinung der Registrierung. Bei naher Brandung werden die Bewegungen sehr unregelmäßig, die Periode schwankt zwischen weiten Grenzen, respektive sie sind in großer Zahl vorhanden, von denen die kleineren überwiegen (s. Fig. 2). Bei großer Entfernung erscheinen hauptsächlich die langen Perioden, welche schwächer absorbiert werden, und zwar in regelmäßigen Sinuskurven. Die Fig. 3 soll das veranschaulichen.

Es ist zu erwarten, daß die Hinzuziehung der Registrierungen der vertikalen Komponente der Brandungsbewegungen noch weitere Aufklärung nicht nur über das Wesen der Erscheinung, sondern besonders auch über die Bahn des Sturmes bringen werden. Leider war in den Jahren 1905 und 1906 noch kein Vertikalseismograph in Samoa aufgestellt.

Aber auch die Registrierungen in der horizontalen Komponente allein werden es ermöglichen, die hier gewonnene Kenntnis von dem Wesen der Brandungsbewegungen in der praktischen Meteorologie zu benutzen. Besonders auf Inseln, welche nicht mit der Umgebung telegraphisch verbunden sind oder keinerlei Sturmwarnungsdienst haben, wird man den Seismographen hierzu mit Vorteil verwenden können. Natürlich erfordert diese Methode Uebung und Erfahrung wie alle meteorologischen Prognosen.

Besprechung von Einzelfällen.

Die Orkane des südlichen Stillen Ozeans entstehen in der Nähe des Aequators und wenden sich zunächst nach Südwest. In einer Breite, die feststehenden Schwankungen unterworfen scheint, biegen sie jedoch nach Südost um. Die Sturmbahnen sind daher nahezu Parabeln mit einem Breitengrade als Axe. Die Gesetze, nach denen die geogr. Breite und Länge des Scheitelpunktes variieren, sind für einige Meere empirisch und theoretisch behandelt worden. Für das hier zu betrachtende Gebiet des südlichen Pazifik sind solche Untersuchungen von E. Knipping[1]) begonnen.

---

1) E. Knipping: Die tropischen Orkane der Südsee zwischen Australien und den Paumotu-Inseln. Arch. d. Seewarte **16**. 1893. Heft 1.

Die folgenden Einzeluntersuchungen haben also auch in diesem Sinne meteorologisches und praktisches Interesse:

Zunächst liegen einige Beobachtungen vor, aus denen zwar hervorgeht, wo zu einer bestimmten Zeit ein Depressionszentrum sich befunden hat, aus denen man aber betreffs des weiteren Verlaufes nichts Sicheres entnehmen kann.

Vom 4. bis 6. Januar 1905 war Sturm in Fiji (Entfernung von Samoa 1000 km). Am Seismographen in Samoa treten außer den gewöhnlichen Wellen mittlerer Periode solche von 7 bis 8 Sekunden auf, die auch in den folgenden Tagen anhalten, wo der Sturm vermutlich über Tonga ostwärts gezogen ist. Doch noch bis zum 15., wo er über Rarotonga vorübergezogen zu sein scheint, zeigen sich Perioden von 6 Sekunden, welche jedenfalls der zurückgebliebenen Dünung angehören.

In den letzten Tagen des Januars 1905 lag eine Depression zwischen Samoa und der nordwestlich gelegenen Ellice-Gruppe. Schon seit dem 24. hat sie sich durch langperiodische Bodenschwankungen bemerkbar gemacht, welche jedenfalls dadurch zu erklären sind, daß das Zentrum auf einige der kleinen Inseln getroffen ist, welche nördlich Samoa liegen. Am 26. trifft die Dünung in Samoa ein, vorerst mit geringen Perioden, die sich aber etwas steigern, als — wie aus dem fallenden Luftdruck hervorgeht —, sich das Zentrum den Inseln nähert. Das Gebiet niedrigsten Druckes und größter Windgeschwindigkeit zog nördlich vorüber, wobei die Brandungsbewegungen allmählich an Stärke und Periode abnehmen. Eine Zunahme von 3. bis 6. Februar scheint anzuzeigen, daß wieder eine Inselgruppe (Tokelau) getroffen wurde, worüber jedoch keine Meldungen vorliegen.

Ende Februar zog eine tiefe Depression östlich Samoa vorüber, ohne daß man sich aus den spärlichen Beobachtungen ein genaues Bild davon machen könnte. Die Brandungsbewegungen längerer Periode waren nicht genau zu erkennen, da in Samoa selbst heftige Brandung (an der steilen Westküste Savaiis) herrschte.

Besonders aussichtsreich scheint eine ausführliche Behandlung des Orkans im März 1905. Aus privaten Nachrichten entnehme ich, daß derselbe in den ersten Tagen des Monates in den Tokelau-Inseln erheblichen Schaden angerichtet hat. Am 8. war er Samoa gefährlich nahe und ging hart nordöstlich vorüber (s. Figur 2 auf Tafel 1). Dann ist er langsam durch die östliche Gruppe gezogen, wie deutliche Spuren in den östlichen Inseln und der Manihiki-Gruppe anzeigten. Erst am 23. März traf er Tahiti und in den folgenden Tagen die Paumotu-Inseln.

Die Anwesenheit in den Tokelau-Inseln prägte sich am 1. bis 5. März in dem Auftreten längerer Wellen aus, während starke südwestliche Winde in Samoa selbst Brandung mittlerer Periode hervorriefen. Ein Beweis, daß der Sturm in nächster Nähe vorüberging, ist der Umstand, daß nach Vorübergang des Luftdruckminimums am 9. März die kleinere Periode fehlte und nur längere

Wellen auf dem Seismogramme mit gewaltiger Amplitude erscheinen. In den folgenden Tagen, solange der Sturm sich auf dem Meere befindet, fehlen größere Perioden und erst am 13., wo die einzelnen Inseln, Puka-Puka, Nassau, Suwaroff-Insel erreicht werden, erscheinen sie wieder.

Vom 17. bis 22. tobt der Sturm südlich der Manihiki-Gruppe, welche nur die Dünungen der linken Seite erhalten, was die Wellen von 6^s Periode anzeigen. In Samoa selbst herrschen schwache Winde, die Perioden von 3 und 4 Sekunden im Gefolge haben. Mit dem Tage jedoch, wo von Tahiti Sturm gemeldet wird, treten die längen Perioden, durch die Erde übertragen, wieder hervor und bleiben bis zum 28. bestehen.

Ziemlich den gleichen Weg nahm ein Orkan im Februar 1906, von dem hier gleich die Rede sein soll.

Ich wurde auf ihn durch die am 29. Januar eintreffenden längeren Brandungswellen aufmerksam, noch ehe am Barometer und Anemometer etwas zu merken war. Er zog am 1. Februar östlich vorüber und zwar ziemlich nahe. Das Maximum der Brandungsbewegungen war schon 2 Tage vor seiner größten Nähe, wo in Samoa noch schwache veränderliche Winde wehten. Es ist daraus zu ersehen, daß das Zentrum näher an den Tokelau-Inseln als Samoa war, während im März 1905 das Maximum der Wellen längerer Periode mit der Zeit des tiefsten Barometerstandes zusammenfiel. Als die Dünung mit einer Periode von nur noch 5 bis 6 Sekunden am 3. in Samoa ankam, erzeugten diese ein zweites Maximum. Im Gegensatz zu dem vom 30. Januar, welches auf seismischem Wege vom Sturmzentrum nach Samoa kam, ist diese zweite Maximum durch die Wasserwellen übertragen worden.

Der Orkan nahm seine Bahn in gerader Linie auf Tahiti zu, wo er in Verbindung mit einer Sturmflut furchtbare Verheerungen anrichtete. Vielleicht ist durch die Schnelligkeit der Fortbewegung die Stauung des Wassers vor der Sturmfront zu erklären. Die Entfernung Samoa-Tahiti beträgt nahezu 2500 km. Diese wurden im März 1905 in 14 Tagen, im Februar 1906 aber in 7 Tagen durchlaufen.

Während dieser Zeit wurden längere Perioden wieder nicht vom Seismographen aufgezeichnet — eine Erhöhung am 4. ist vielleicht durch die Annäherung des Sturmes an die Cook-Inseln zu erklären —, jedoch vom 7. an herrscht eine größte Unruhe, in denen auch längere Perioden aus dem Sturmzentrum selbst vorhanden sind.

Den weiteren Verlauf stört ein anderer Sturm in höherer südlicher Breite.

Ich gehe nun wieder nach der zeitlichen Aufeinanderfolge.

Mitte April wütete ein furchtbarer Sturm in den Karolinen und Marschalls-Inseln, die über 3000 km von Samoa entfernt sind. Beim nachträglichen Suchen fand ich in den Tagen nach dem 20. lange Perioden von 9 und 10 Sekunden, welche hier und da auftauchen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese aus dem Sturm-

zentrum kommen. Längere Perioden werden ja weniger absorbiert als kürzere. Immerhin zog der Sturm auch die nordwestlich Samoa gelegenen Gebiete in Mitleidenschaft, wie stürmische Südostwinde in Fiji bezeugen.

Ein zweiter Orkan in den Marschalls-Inseln fand Anfang Juli statt. Jedoch habe ich keine Brandungsbewegungen längerer Periode entdecken können.

Dasselbe gilt für einen Taifun in den Mariannen im Anfang September. Diese Inseln sind wenigstens 5000 km von Samoa entfernt.

In dem südlichen Stillen Ozean kommen Orkane vom Mai bis Oktober nicht vor. Immerhin werden die Brandungswellen des Passates bisweilen begleitet von längeren Perioden, welche meist in Verbindung mit schwachen Depressionen auftreten und verschwinden, ohne daß ich aus den unvollständigen Nachrichten Genaueres ersehen konnte.

Starke Passate machten sich deshalb wenig bemerkbar, weil die Samoa-Inseln sich genau in seiner Richtung — von ESE nach WNW — erstrecken. Wind und Strömung gehen also der Küste parallel und werden durch eine scharfe Landspitze geteilt, an der ausgedehnte Brandung nicht zustande kommt.

Bei ganz besonderer Stärke des Passates kommen jedoch längere Perioden in den Brandungsbewegungen vor, welche vielleicht von der westlichen Küste der Tonga-Inseln herrühren, die sich fast senkrecht zum Passat stellt.

Am 12. Juni wurde Samoa bei hohem Barometerstande von einer orkanartigen Böe aus Südost überfallen, die gerade mit Einsetzen des Landwindes vom Gebirge auf die nördliche Küste herabfiel und hier einigen Schaden anrichtete. Eine Vergrößerung der Brandungsbewegungen an Amplitude und Periode war die Folge.

Erst im November 1905 machten sich wieder Stürme bemerkbar.

Nach den eingelaufenen Nachrichten, die unter Bemerkungen in den Tabellen von Seite 31 im Auszuge angegeben sind, scheint die Depression nördlich Samoa entstanden zu sein und am 8. Samoa in westlicher Richtung passiert zu haben. Danach ist sie, ohne größere Inseln zu berühren, westlich Fiji nach Osten umgebogen und südlich Tonga verlaufen. Die längsten Perioden werden in den Tagen aufgezeichnet, wo sie der Tonga-Gruppe am nächsten war.

Ende Dezember scheint eine Depression die Tonga-Gruppe in östlicher Richtung auf Rarotonga zu gekreuzt zu haben, wovon die längeren Perioden vom 22. bis 27. herrühren können.

Zwischen dem 21. und 28. Januar 1906 zog nach den meteorologischen Notizen eine Depression von der Manihiki-Gruppe kommend in zuerst südwestlicher, dann südöstlicher Richtung durch die Inseln, ohne jedoch eine derselben direkt zu berühren. Deshalb findet sich die längste Periode am 21., später zeigten stärkere Brandungsbewegungen mit 5 bis 6 Sekunden Periode an, daß nur Dünungen auf Inseln getroffen sind.

Die stärksten Brandungsbewegungen des Erdbodens wurden am 12. März 1906 registriert mit einer Maximalamplitude von über 50 (s. Fig. 4). Die meteo-

rologischen Meldungen, welche sich etwas widersprechen, stimmen zunächst darin überein, daß vom 11. bis 14. eine Depression zwischen Samoa, Fiji und den Ellice-Inseln lag, welche jedenfalls auf dem Wege über die Tokelau-Gruppe dorthin gelangt war. Sodann muß man aus den Nachrichten von Tonga annehmen, daß sich zwei Teildepressionen am 13. und 15. über Tonga nach Südost abgezweigt haben, während der Orkan mit großer Heftigkeit westlich von Fiji über Neu-Kaledonien und Norfolk-Island hinwegzog und sich von dort nach Neu-Seeland wandte, wo am 27. noch stürmischer Südwest bei niedrigem Luftdruck herrschte. Jedenfalls war das ganze Inselbereich in Mitleidenschaft gezogen.

Das Erscheinen des Orkans kündeten am 7. Brandungswellen von 7^s Periode an, die sich zuerst langsam an Amplitude und Periode steigerten. Am 12., also drei Tage vor Eintritt des barometrischen Minimums in Samoa, war die Bewegung am heftigsten. Sie nahm dann bei gleichbleibender Periode an Amplitude ab, obgleich der Durchbruch besagter Teildepressionen in Samoa mit Böen von außerordentlicher Heftigkeit begleitet war. Offenbar lag Samoa am 12. gerade in der Zugrichtung des Orkans, also in der Ausbreitungslinie der Dünung. Die Verminderung der Brandungsbewegung an Amplitude und Periode bei fallendem Barometerstande kündigte also an, daß der Sturm (offenbar durch Abzweigung jener Teildepressionen) seine Zugrichtung geändert hatte, auch wenn er sich der Station noch weiter näherte.

Nach Abschwellen der Bewegungen während des Zuges durch die westlichen Teile des Inselgebietes kommt vom 21. ab wieder ein starkes Anwachsen von Amplitude und Periode zum Vorschein. Es ist dieses die Zeit, wo der Sturm sich der steilen Küste von Neu-Seeland, die Dünungswellen sich den Küsten der Tonga-Inseln nähert. Hierauf ist wohl die stärkere Bodenbewegung mit größter Wahrscheinlichkeit zurückzuführen. Die Entfernung Neu-Seelands von Samoa beträgt fast 3000 km, die der Tonga-Inseln über 1000 km.

In den nächsten Monaten sind die meteorologischen Nachrichten äußerst dürftig, sodaß ich nicht in der Lage bin, Vergleiche zwischen den Brandungsbewegungen und dem Zuge der Orkane aufzustellen.

Während der sturmlosen Monate Mai bis Oktober kommen bisweilen Wellen höherer Periode vor, welche in den Tabellen deutlich ihren Charakter als Störungs-Episoden im Zustande allgemeiner Ruhe erkennen lassen.

In einem Falle glaube ich die Ursache gefunden zu haben: Mitte Juli 1906 herrscht in geringen Breiten allenthalben ungestörter Passat. Südlich Tonga hingegen werden Südwestwinde von Sturmesstärke gemeldet, die den Wendekreis zwar nicht überschreiten, aber deren Dünung sich noch weit in niedrigeren Breiten fortpflanzt. Diese scheinen jene Wellen von 6 bis 8 Sekunden Periode zur Folge gehabt zu haben, die am Seismographen in Erscheinung traten.

Jene stürmischen Südwestwinde stammen offenbar aus der Zone der stetigen Westwinde. Sie sind bis zu niedrigeren Breiten vorgedrungen und durch die Gestaltung Neu-Seelands nach Norden abgebogen.

Die ausführliche Besprechung dieser Abhängigkeit der Brandungsbewegungen von den Sturmbahnen sollte einesteils den Zweck haben, die letzten Zweifel an der Richtigkeit der vertretenen Ansicht über die Entstehung der „mikroseismischen Bewegungen“ zu beseitigen, andrerseits aber auch zeigen, daß es bei gründlichen Vorstudien mittels reichlichen meteorologischen Beobachtungsmaterials und genügender Vertiefung in die angedeuteten Fragen möglich ist, in geeigneten Fällen praktischen Nutzen für Sturmwarnungen aus der Beobachtung der Brandungsbewegungen des Erdbodens zu ziehen.

Schwankungen des Erdbodens unter dem Einflusse der Brandung

etwa 100fach vergrössert von Wiecherts 1000 kg-Pendel in Apia aufgezeichnet.

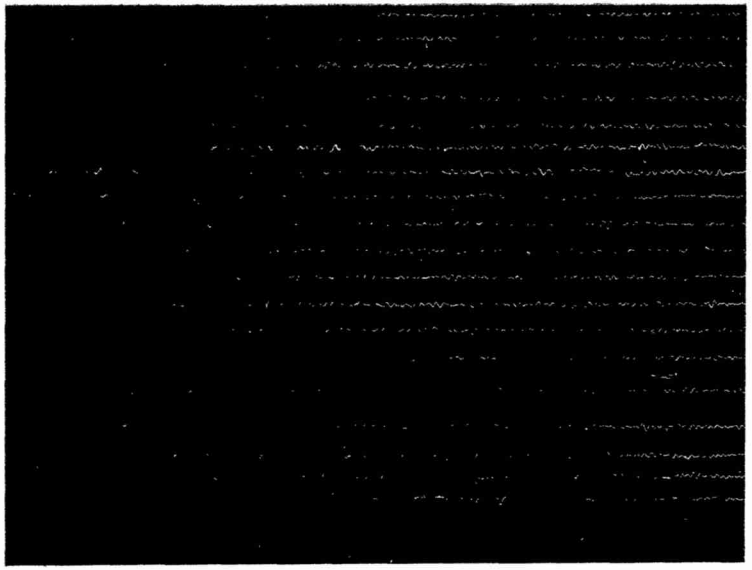


Fig. 1. Brandungsbewegungen an ruhigen Passattagen in Apia (1906, Aug. 20).

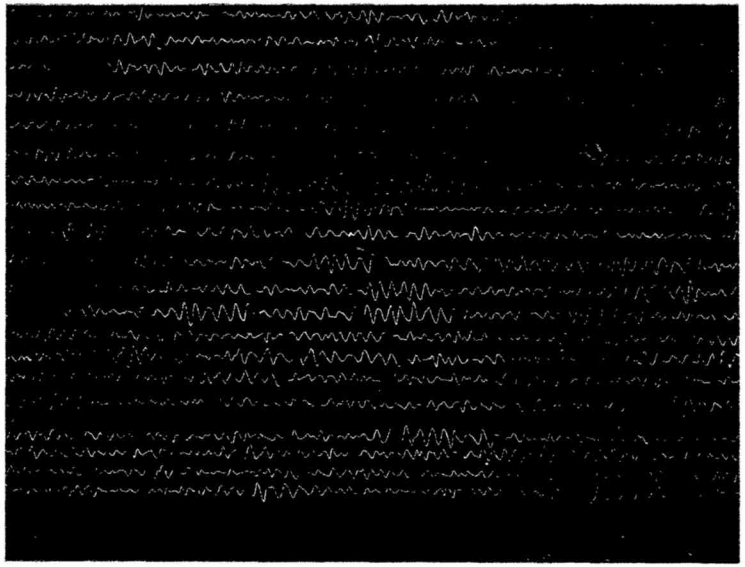


Fig. 3. Sturm in 2000—3000 km Entfernung von Apia (Tahiti?) (1906, Dez. 21).

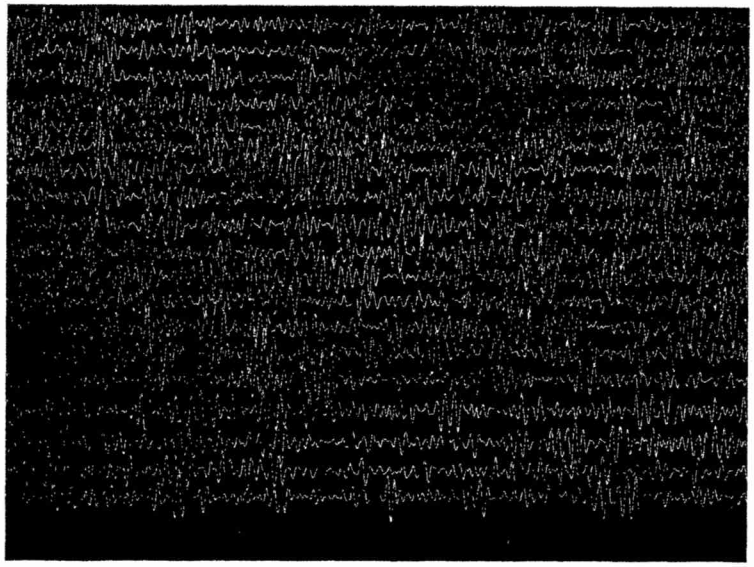


Fig. 2. Weststurm in Apia (1905, März 8).

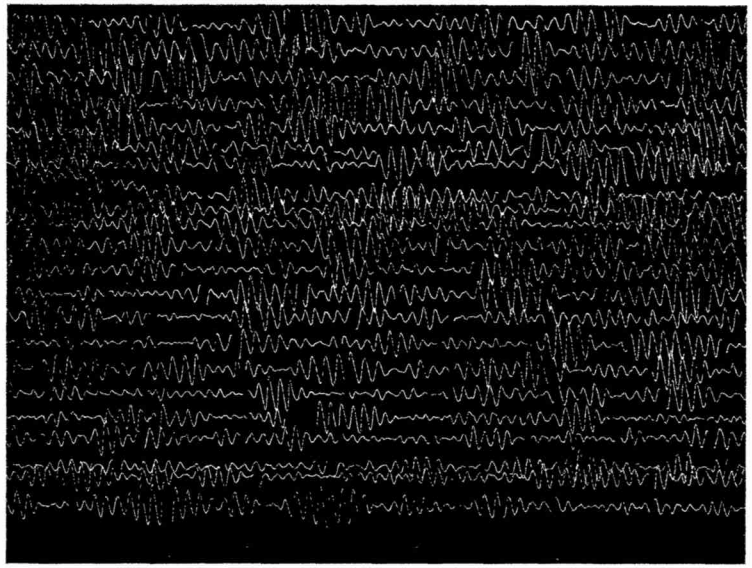
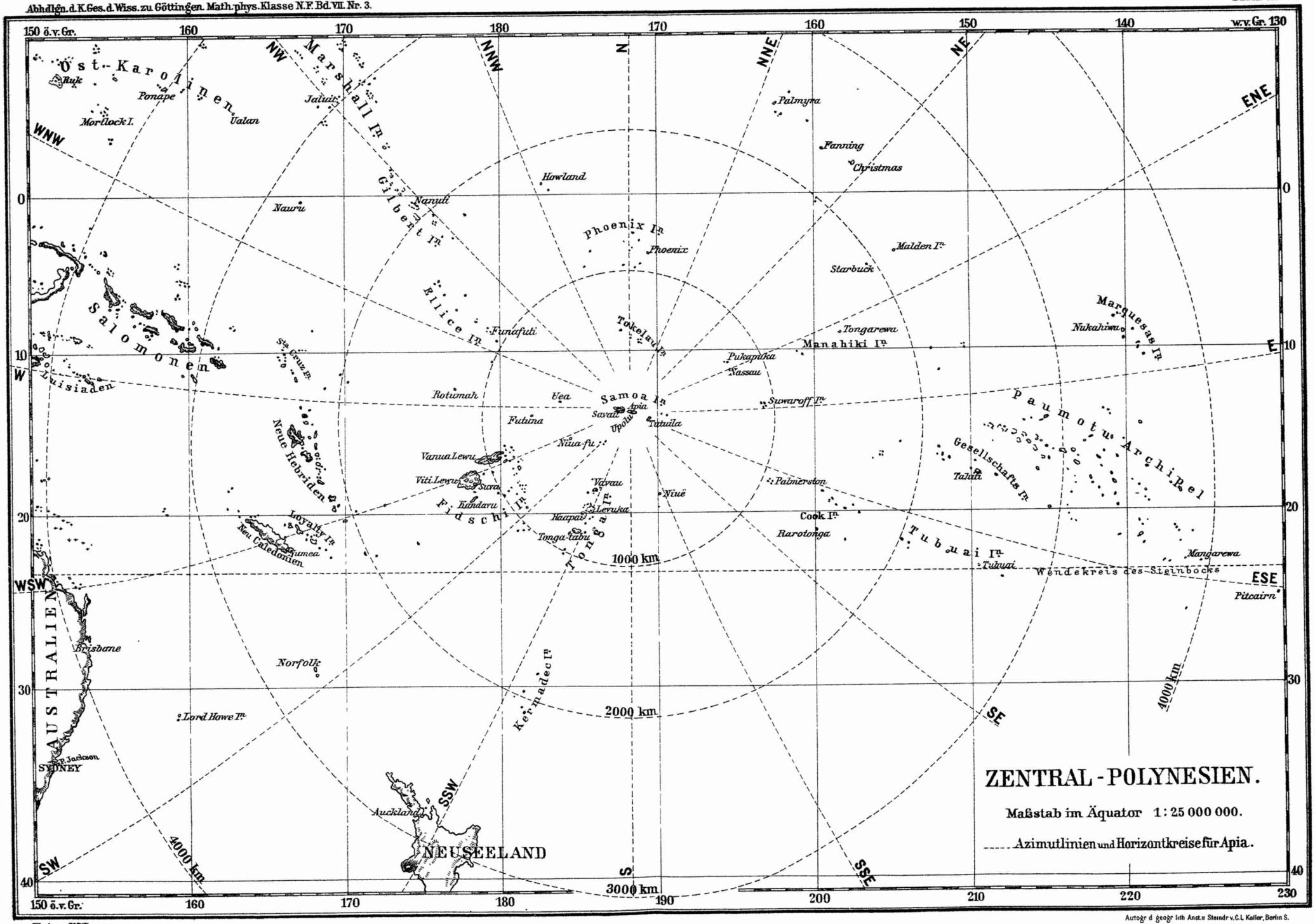
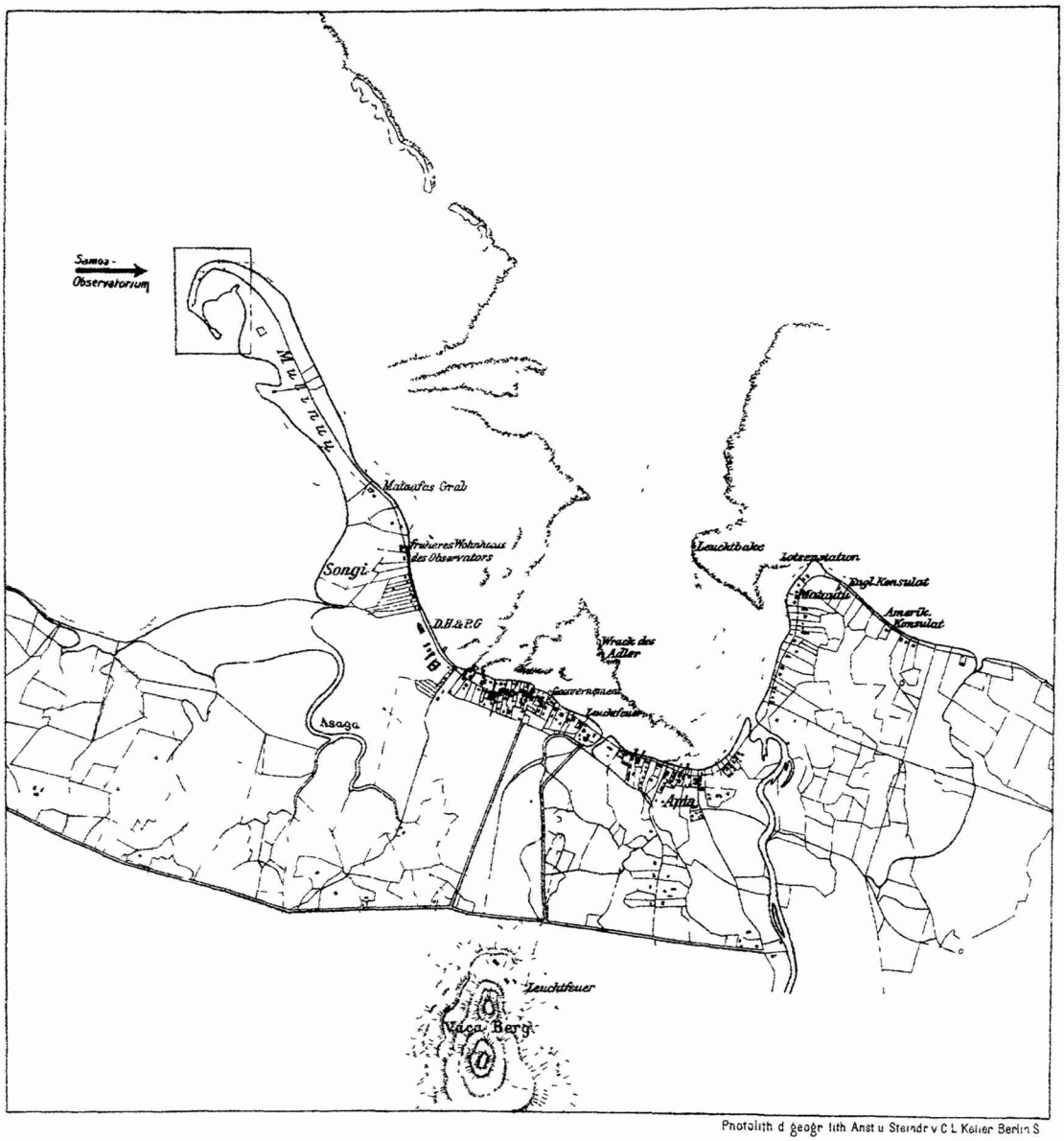


Fig. 4. Sturm in Fiji und der Ellice-Gruppe, in 1000 km Entfernung von Apia; in Samoa fast windstill. (1906, März 12.)



Entw. v. H. Wagner.

Autogr. d. geogr. lith. Anst. v. Steindr. v. C. L. Keller, Berlin S.



Photolith d geogr lith Anst u Steindr v C L Keller Berlin S

Übersichtskarte

von

Apia

nach der Seekarte von 1885-89 und anderem Material
zusammengestellt und bearbeitet
vom Bureau für Kataster u Landesvermessung d Kaiserl Gouvernements

Apia, im April 1904

Maßstab 1 26000