

## **Werk**

**Jahr:** 1941

**Kollektion:** fid.geo

**Signatur:** 8 GEOGR PHYS 203:17

**Werk Id:** PPN101433392X\_0017

**PURL:** [http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X\\_0017|LOG\\_0025](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X_0017|LOG_0025)

## **Terms and Conditions**

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

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

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

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

## **Contact**

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

# Seismische Untersuchungen des Geophysikalischen Instituts in Göttingen

## XLI. Analyse eines mikroseismischen Sturmes

Von **Rolf Bungers**, Göttingen. — (Mit 16 Abbildungen)

Die mikroseismische Wellenbewegung wird als Überlagerung zweier Züge von Rayleigh-Wellen mit zeitweise konstanter Amplitude und verschiedener Herkunftsrichtung gedeutet. Auf Grund dieser Annahme wird eine Methode entwickelt, mit der man aus den Aufzeichnungen einer Drei-Komponenten-Station die Herkunftsrichtungen bestimmen kann. Die Methode wird auf den „mikroseismischen Sturm“ vom 5./6. März 1938, und zwar auf die Aufzeichnungen der Galitzin-Seismographen in Stuttgart, Straßburg, De Bilt und Uccle angewandt. Es ergeben sich an allen Stationen gewisse „mikroseismische Hauptrichtungen“. Die Ergebnisse rechtfertigen die Annahmen; vor allem stimmen die Phasenverschiebung und das Amplitudenverhältnis der Vertikal- zur Horizontalkomponente mit den theoretischen Werten so gut überein, daß die Annahme von Rayleigh-Wellen weitgehend gesichert erscheint. Eine systematische Abweichung der Phasenverschiebung kann auf eine Neigung der leitenden Grenzfläche hindeuten. Die Richtung I in Stuttgart und Straßburg macht die norwegische Küste als Erregerzentrum (Brandungshypothese) wahrscheinlich. Diese wurde zur Zeit des Einsatzes des mikroseismischen Sturmes von einer Kaltfront gekreuzt, die von starken Winden begleitet war.

### Inhalt:

	Seite
Einleitung . . . . .	114
§ 1. Eine Methode zur Bestimmung der Herkunftsrichtung der Teilwellen . . . . .	116
§ 2. Auftreten und Dauer des Sturmes. Das zur Verfügung stehende Material . . . . .	119
§ 3. Beispiel einer Auswertung . . . . .	121
§ 4. Ergebnisse der Auswertung der Stuttgarter Seismogramme . . . . .	125
§ 5. Ergebnisse der Auswertung der übrigen Seismogramme . . . . .	128
§ 6. Diskussion der Ergebnisse . . . . .	131
Literatur . . . . .	134

In der bisherigen Literatur über Bodenunruhewellen von 4 bis 10 sec Periode ist zweierlei auffallend: Erstens sind es meist *statistische* Methoden, die hierbei angewendet worden sind; und obwohl es daher von vornherein klar ist, daß dadurch nur statistische, nicht aber genetische Zusammenhänge festgestellt werden *können*, so ist es merkwürdig, daß ein jahrzehntelanger Streit über die *Ursache* der Bodenunruhe entbrannt ist. Aus der *Gleichzeitigkeit* zweier Ereignisse kann niemals gefolgert werden, daß das eine die Ursache des anderen ist. Daher sind auch trotz allen statistischen Materials, das die Brandungshypothese zu stützen scheint, immer Stimmen laut geworden, die dagegen Stellung nehmen.

Der Streit ist bis heute nicht entschieden, weil er eben prinzipiell mit statistischen Methoden nicht entschieden werden *kann*. — Zweitens ist auffallend, daß man die Vertreter der verschiedenen Hypothesen räumlich nach Gebieten ordnen kann. Dies läßt vermuten, daß in den verschiedenen Gebieten die Ursachen für die Bodenunruhe andere sind, da in den meisten Fällen der Vertreter einer Hypothese nur die Bodenunruhe an seiner Station untersucht. Was wir als sicher annehmen können, ist ja nur, daß gewisse schwingungsfähige Gebilde der obersten Erdschichten existieren, die angeregt werden und die Bodenunruhwellen aussenden. Es ist durchaus denkbar, daß *verschiedenartige* solche Gebilde existieren.

Um nun wirklich Aufschluß über die *physikalischen* Zusammenhänge, d. h. über Entstehung, Ausbreitung und Wellennatur der Bodenunruhwellen zu gewinnen, muß man physikalische Methoden anwenden.

Die wichtigsten Größen, die man kennen muß, um der Lösung dieser Probleme näherzukommen, und die man nicht mit den üblichen statistischen Auswertungen der Stationsseismogramme erhalten kann, sind die Geschwindigkeit und die Herkunftsrichtung der Wellen. Abgesehen von älteren Versuchen, die zu keinem Ergebnis geführt haben, sind in neuerer Zeit einzelne Versuche gemacht worden, diese Größen zu messen. Zur Bestimmung der Herkunftsrichtung hat A. W. Lee [1] 1935 eine sehr schöne Methode entwickelt, bei der er die Phasenverschiebungen der einzelnen Komponenten gegeneinander betrachtet. Die Methode hat noch stark statistischen Charakter und kann noch nicht alle Erscheinungen (z. B. die periodische Phasenänderung) quantitativ erklären. Die Herkunftsrichtung wird dabei nur sehr grob bestimmt; man kann nämlich nur feststellen, in welchen Quadranten sie fällt. Die Methode liefert für Kew einige Ergebnisse, die freilich nur durch eine etwas willkürlich erscheinende „Glättung“ der Auswertungsergebnisse erhalten werden konnten. Der Versuch, die Methode auf die Aufzeichnungen anderer Stationen anzuwenden (Archer [2]), führte zu keinem befriedigendem Ergebnis. Lacoste [10] zeichnete die Schwingungsellipsen der Bodenunruhe in der Horizontalebene und nahm — ohne stichhaltige Begründung freilich — als Herkunftsrichtung die große Achse der Ellipsen an.

Zur Bestimmung der Geschwindigkeit und der Herkunftsrichtung sind ferner im Geophysikalischen Institut Göttingen seit 1937 Untersuchungen angestellt worden (Krug [3], Trommsdorf [4]), die noch nicht abgeschlossen sind. Die hier auftretenden Erscheinungen wurden in einer früheren Arbeit [5] theoretisch untersucht. Entsprechend der Tatsache, daß in den Seismogrammen vielfach Schwebungen auftreten, wurde angenommen, daß zwei Wellenzüge mit verschiedener Periode und Herkunftsrichtung dominierend sind und sich am Beobachtungsort kreuzen [3, 4, 5]. In der zitierten Arbeit hatten wir noch keine Annahme über die Natur der mikroseismischen Wellen gemacht. Das soll erst im folgenden geschehen. Wir nehmen nämlich an, daß es sich um reine Rayleigh-Wellen handelt. Es ergibt sich dann daraus eine einfache Methode, die es erlaubt, aus den Aufzeichnungen von Galitzinpendeln die Herkunftsrichtung der Teilwellen zu bestimmen. Hierbei ergeben sich an jeder Station bestimmte Vorzugs-

richtungen, die wir „mikroseismische Hauptrichtungen“ der Station nennen wollen.

Wenn wir die übliche Annahme nur *eines* Wellenzuges verlassen und zur Betrachtung zweier sich kreuzender Wellenzüge übergehen, so ist das als der natürliche Übergang zu einer „*zweiten Näherung*“ aufzufassen. Daß die Aufzeichnungen der Bodenunruhewellen sich nicht durch Annahme nur *einer* Welle deuten lassen, ist ja schon bekannt. Denn häufig ist das gleichzeitige Auftreten verschiedener benachbarter Perioden festgestellt worden; fernerhin sind Schwebungserscheinungen und Bewegungen der Bodenteilchen nach Art der Lissajous-Figuren (Krug [3]) beobachtet worden. Alle diese Erscheinungen lassen sich durch Annahme zweier Wellenzüge zwanglos erklären. Wie weit diese Annahme führt, soll die vorliegende Arbeit zeigen. Wir wollen an dem behandelten Beispiel im wesentlichen die *Methode* erläutern; zu einem Entscheid über die verschiedenen bestehenden Hypothesen können erst weitere Untersuchungen führen.

### § 1. Eine Methode zur Bestimmung der Herkunftsrichtung der Teilwellen.

In § 3 der zitierten Arbeit [5] hatten wir die Schwingungsellipse des Bodenteilchens in der Ebene konstruiert. Das ist deshalb so günstig, weil es erlaubt, sich von einem speziellen Koordinatensystem freizumachen, d. h. man ist nicht mehr an die Richtungen der Komponenten der Seismographen gebunden, sondern sieht die Bewegung des Bodenteilchens in der Horizontalebene vor sich. Man kann sich daher ein Koordinatensystem beliebig gelegt denken. Wir wollen dies tun, indem wir die  $x$ -Achse jetzt in die Fortschrittingsrichtung der Teilwelle mit größerer Amplitude legen, während die Richtung der zweiten Welle die  $y$ -Achse bestimmen soll.

Wir nehmen ferner, wie oben erwähnt, an, daß die Teilwellen reine Rayleighwellen (mit zeitweise konstanter Amplitude) sind. Dadurch erscheinen die Teilwellen in der Horizontalebene linear polarisiert. Mit dieser Annahme folgen wir einem Ergebnis der Untersuchungen von Lee [1]. Daß dessen Ergebnis, nämlich, daß es sich bei den mikroseismischen Wellen im wesentlichen um Rayleigh-Wellen handelt, zutreffend ist, halten wir für durchaus wahrscheinlich; doch würde sich bezüglich der Herkunftsrichtung vielleicht manches anders ergeben, wenn man die Möglichkeit zweier sich kreuzender Wellenzüge mit stark voneinander abweichender Richtung, nicht nur, wie Lee, mit benachbarter Richtung, in Betracht zöge. Bei den von Lee untersuchten Wetterlagen scheint dies durchaus möglich zu sein; man beachte hierbei auch die berechtigte Kritik Gutenbergs [6] an dieser Arbeit. Freilich würde man hier nur zu überzeugenden Ergebnissen kommen, wenn man neben den Phasen auch die Amplituden in Betracht zöge. Gerade für England würde eine solche Untersuchung der Mikroseismik gewiß von großem Interesse sein. Das von Lee [7] bearbeitete Material würde vermutlich bezüglich der Natur der Wellen als Rayleigh-Wellen zu dem gleichen Resultat führen, wenn der von Lee dort nachgewiesene Fehler [1] (S. 191, Fußnote) in der Bearbeitung getilgt würde.

In dem so bestimmten schiefwinkligen Koordinatensystem (Fig. 1) gilt die Ellipsengleichung (vgl. (7) der Arbeit [5])

$$\frac{X^2}{s_1^2} + \frac{Y^2}{s_2^2} - \frac{2 \cos \varrho}{s_1 \cdot s_2} \cdot X \cdot Y = \sin^2 \varrho \dots \dots \dots (1)$$

Die beiden Amplituden der Teilschwingungen  $s_1$  und  $s_2$  sind in diesem Koordinatensystem konstant.  $X$  und  $Y$  sind also die Koordinaten des Bodenteilchens, und  $\varrho$  ist eine Phasengröße, die sich — im Verhältnis zu den Perioden der beiden Teilschwingungen — langsam mit der Zeit ändert. (1) ist also die Gleichung einer „schiefwinkligen Lissajous-Figur“. Wir fassen nun (1) als Kurvenschar mit dem Parameter  $\varrho$  auf und bestimmen deren Enveloppe, indem wir in bekannter Weise partiell nach  $\varrho$  differenzieren und  $\varrho$  eliminieren. Wir haben also neben (1) die Gleichung

$$\frac{2 \cdot \sin \varrho}{s_1 \cdot s_2} \cdot X \cdot Y - 2 \cdot \sin \varrho \cdot \cos \varrho = 0$$

und erhalten durch Elimination von  $\varrho$

$$\begin{aligned} & \frac{X^2}{s_1^2} + \frac{Y^2}{s_2^2} - \frac{X^2 \cdot Y^2}{s_1^2 \cdot s_2^2} - 1 \\ &= - \left( \frac{X^2}{s_1^2} - 1 \right) \cdot \left( \frac{Y^2}{s_2^2} - 1 \right) = 0, \end{aligned}$$

d. h.

$$X = \pm s_1; \quad Y = \pm s_2.$$

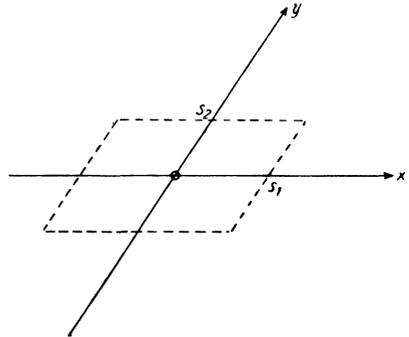


Fig. 1. Umbeschriebenes Parallelogramm um die Schwingungsellipsen

Das in Fig. 1 gestrichelt gezeichnete Parallelogramm hüllt also die Ellipsenschar ein. Für  $\varrho = 0$  und  $\varrho = \pi$  ergeben sich die Diagonalen des Parallelogramms.

Daraus ergibt sich eine einfache konstruktive Methode zur Bestimmung der Herkunftsrichtung der Teilwellen. Man braucht nämlich nur aus den beiden „Umkehrgeraden“ als Diagonalen das zugehörige Parallelogramm zu konstruieren; oder: man zeichne um die Schwingungsellipsen das umbeschriebene Parallelogramm. Dann liefern die Seiten desselben die Herkunftsrichtungen. Sie bleiben natürlich zweideutig (bis auf  $180^\circ$ ); man muß also im praktischen Falle immer noch auf andere Weise zwischen den beiden Möglichkeiten entscheiden. In dem Krugschen Beispiel (s. dessen Fig. 4 in [3]) sind die Umkehrgeraden sehr gut ausgebildet. An allen drei Stationen ergeben sich ungefähr die gleichen Herkunftsrichtungen der Teilwellen (Fig. 2)\*). Interessant ist der Vergleich der Fig. 2 mit der Krugschen Fig. 9. Die Herkunftsrichtungen stimmen hier im allgemeinen mit Richtung I

\*) Jedoch erscheint es hier durchaus möglich, daß an Stelle der angegebenen Richtung I die um  $180^\circ$  verkehrte Richtung anzunehmen ist. Dies soll hier noch nicht diskutiert werden.

der Fig. 2 überein; nur die Richtung 5 der Krugschen Figur stimmt mit der Richtung II überein; hier scheint demnach die Amplitude dieser Welle überwogen zu haben. Das kann man zugleich wieder als Bestätigung der entwickelten Theorie annehmen.

Diese Methode zur Bestimmung der Herkunftsrichtungen hat gegenüber der in § 2 der Arbeit [5] beschriebenen die Vorteile, daß man nur Messungen an einer Station braucht und ohne viel Rechenarbeit zum Ergebnis kommt. Freilich muß man hier in zwei Komponenten messen, während man bei der anderen Methode nur eine Komponente braucht, und man muß eine spezielle Annahme über die Natur der Wellen machen.

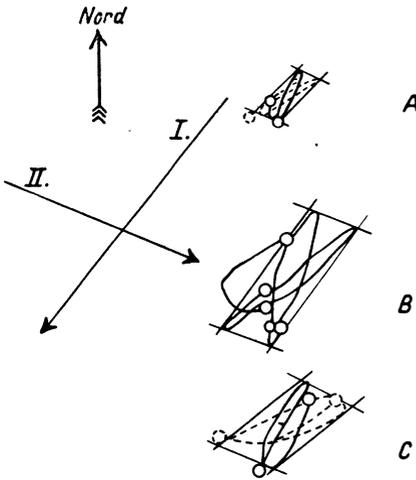


Fig. 2. Konstruktion der Herkunftsrichtungen der Teilwellen aus den Schwingungsellipsen

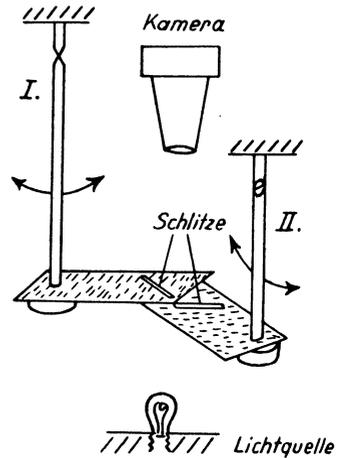


Fig. 3. Modellversuch zur Herstellung von Lissajous-Figuren: Schlitzblenden an Pendeln. Verhältnis der Schwingungsdauern 6 : 7

Zur Illustration der geschilderten Verhältnisse wurde ein Modellversuch gemacht (Fig. 3): Zwei gewöhnliche Pendel verschiedener Frequenz wurden mit Schlitzblenden versehen und in schräg zueinander liegenden Ebenen in Schwingung versetzt\*). Die Schlitze, die übereinander herliefen, wurden von unten beleuchtet, und der ausgeblendete Punkt wurde von oben photographisch aufgezeichnet. Das Ergebnis zeigt Fig. 4. Man erkennt die Ähnlichkeit der Kurven mit der beobachteten mikroseismischen Wellenbewegung.

Die abgeleitete Methode wollen wir im folgenden auf den „mikroseismischen Sturm“ vom 5./6. März 1938 anwenden, wofür mir die Aufzeichnungen der Galitzin-

\*) Für aufeinander senkrechte Schwingungsebenen erhält man die üblichen Lissajous-Figuren, wie sie z. B. in Müller-Pouillet, Lehrb. d. Phys. 1, 463, dargestellt sind.

Pendel mehrerer mitteleuropäischer Stationen zur Verfügung standen. Papiergeschwindigkeit und Vergrößerung des Göttinger astatischen Wiechert-Pendels waren für die Auswertung zu klein.

Wir wollen unseren Standpunkt nochmals präzisieren: Wir nehmen an, daß sich am Beobachtungsort eine Schar von Wellen kreuzt, von denen zeitweise zwei ihrer Amplitude nach dominieren. Wir nehmen weiter an, daß es sich um Rayleigh-Wellen handelt, was durch die Ergebnisse später auch bestätigt wird. Die Amplituden der Teilwellen schwanken stark, sind aber zeitweise immerhin im Verhältnis zu den auftretenden Schwebungsperioden als konstant anzusehen. Wir können daher nur solche Stellen in den Seismogrammen auswerten, wo entweder Schwebungen gut ausgebildet sind, d. h. die Teilamplituden sich nicht gerade stark ändern („kohärente Wellenzüge“), oder wo die eine Teilamplitude im Ver-

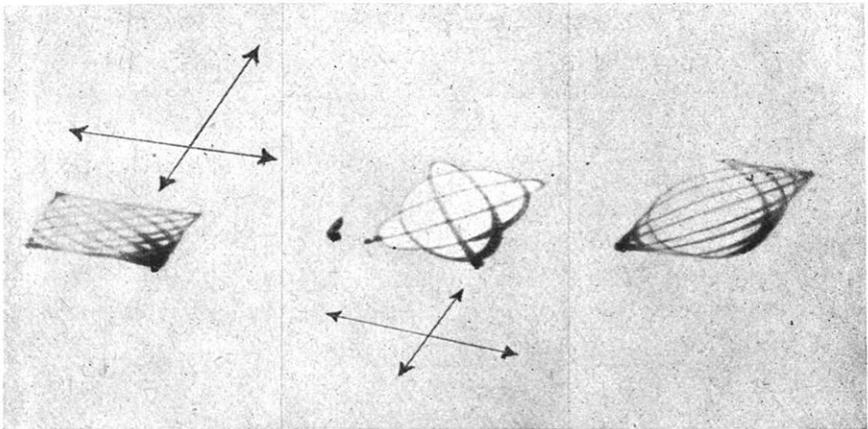


Fig. 4. Photographische Aufnahme von Lissajous-Figuren

hältnis zur anderen sehr klein ist. Wir dürfen also nicht wahllos z. B. eine bestimmte Minute in jeder Stunde verwenden. Hierin unterscheidet sich die Methode wesentlich von den statistischen Methoden. Wenn aber diese beiden Bedingungen erfüllt sind, dann *müssen* wir auch die Aufzeichnung verwenden, um einwandfreie fehlertheoretische Betrachtungen anstellen zu können.

**§ 2. Auftreten und Dauer des Sturmes. Das zur Verfügung stehende Material.** Am Morgen des 5. März 1938 war in Mitteleuropa zwar kräftige, aber für Wintermonate nicht unnormal große Bodenunruhe. Gegen 19<sup>h</sup>\*) wuchs die Bodenunruhe plötzlich sehr stark an und erreichte im Laufe der Nacht z. B. in Göttingen Amplituden von 4 bis 5  $\mu$ , in Stuttgart sogar Bodenamplituden von 7,5  $\mu$ , also ungewöhnlich große. Für Göttingen sind diese Werte ungefähr das Vierfache vom Mittelwert des Januars, dem Monat größter durchschnittlicher

\*) Alle Zeitangaben in MGZ.

Bodenunruhe (nach Gutenberg). Es dürfte wohl mit die stärkste Bodenunruhe sein, die je in Göttingen aufgezeichnet worden ist. Am 6. März 1938 zwischen 8 und 9<sup>h</sup> flaute der Sturm wieder auf die alten Werte ab.

Die Stuttgarter Galitzin-Pendel hatten in allen drei Komponenten ungefähr die gleichen Konstanten (Eigenperiode etwa 12 sec) und damit die gleiche

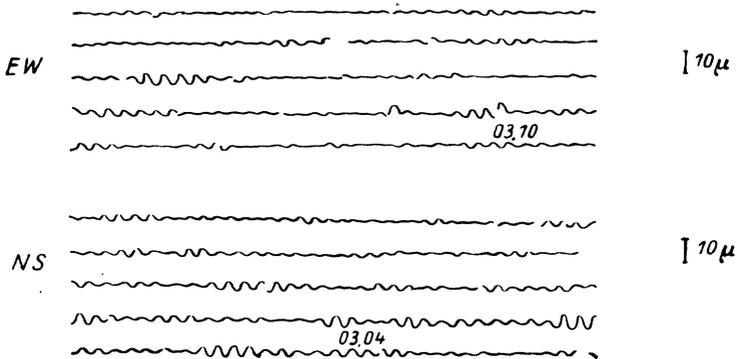


Fig. 5. Aufzeichnungen des mikroseismischen Sturmes vom 5./6. März 1938 in Göttingen (Wiechert astat.)

dynamische Vergrößerung. Diese betrug für die in Frage kommenden Perioden 1000 bis 1200. Beim Vergleich der Amplituden und Phasen konnten daher die abgelesenen Werte direkt verglichen werden. Die Papiergeschwindigkeit betrug 30 mm/min.

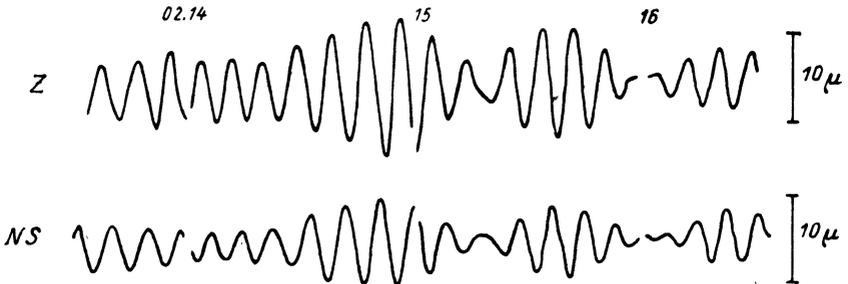


Fig. 6. Aufzeichnungen des mikroseismischen Sturmes vom 5./6. März 1938 in Stuttgart (Galitzin)

Fig. 5 gibt einen Ausschnitt aus der Aufzeichnung des Göttinger astatischen Wiechert-Pendels, Fig. 6 einen Ausschnitt aus den Stuttgarter Aufzeichnungen zur Zeit der größten Bodenunruhe.

In der Stuttgarter Aufzeichnung prägt sich der Sturm am stärksten in der NS- und der Z-Komponente aus, in der EW-Komponente weniger. Vor dem Sturm ist die Bewegung in den beiden Horizontalkomponenten ungefähr gleich

stark. Danach wird man sofort vermuten, daß die Ursache des Sturmes im Norden liegt.

Auf die Stuttgarter Aufzeichnungen wurde die Methode zuerst angewandt. Später wurden dann noch die Seismogramme der Galitzin-Apparate von Straßburg, Uccle und De Bilt ausgewertet, d. h. von allen mitteleuropäischen Stationen, die 30 mm/min Papiergeschwindigkeit oder mehr benutzen. Bei geringeren Papiergeschwindigkeiten ist die Auswertung sehr mühsam. Bei den drei letztgenannten Stationen stimmen die Konstanten der drei Komponenten nicht immer überein. Es wurden daher die vor allem wichtigen Phasenverzögerungen für das in Frage kommende Periodenintervall 5 bis 10 sec berechnet. Hierzu wurden die Galitzinschen „Seismometrischen Tabellen“ benutzt. Bei allen Stationen ergab sich die Differenz der Phasenverzögerung der beiden Horizontalapparate als unwesentlich (kleiner als die Auswertgenauigkeit); jedoch die Differenz der Phasenverzögerung des Vertikalapparates gegenüber der der Horizontalapparate war in Straßburg und De Bilt beträchtlich und mußte berücksichtigt werden. Sie betrug bei beiden Stationen rund 60°. Aus Uccle lagen keine Vertikalzeichnungen vor.

Zur Berechnung der Vergrößerungen wurde ein neues nomographisches Verfahren benutzt, das wir a. a. O. beschreiben werden. Für Straßburg ergab sich  $V_N : V_E = 1,18$  für alle in Frage kommenden Perioden. Mit diesem Wert mußten also die  $E$ -Amplituden noch multipliziert werden, um sie mit den  $N$ -Amplituden vergleichbar zu machen.

In Uccle und De Bilt waren die Vergrößerungen der beiden  $H$ -Komponenten mit genügender Genauigkeit gleich. Die Amplituden der  $Z$ -Komponenten wurden außer von Stuttgart nicht benutzt.

**§ 3. Beispiel einer Auswertung.** Fig. 7 zeigt ein Stück der Stuttgarter Aufzeichnung vom 5. März 1938 zwischen 8 und 9<sup>h</sup>, also vor dem Einsatz des Sturmes.

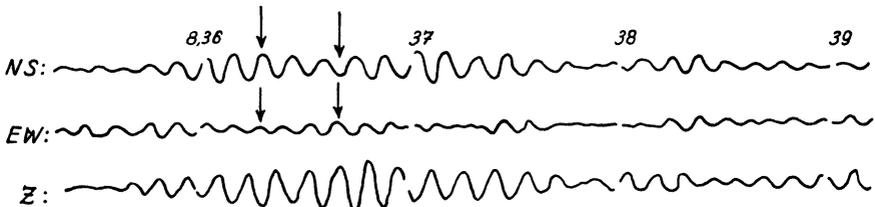


Fig. 7. Beispiel einer ausgewerteten Aufzeichnung (Stuttgart Galitzin)

Wir wollen daran die Auswertungsmethode erläutern. Um zu zeigen, was mit der Methode erreicht werden kann, haben wir dazu nicht ein besonders gutes Stück der Aufzeichnungen ausgesucht. Wir betrachten zunächst die beiden Horizontalkomponenten. In der Minute zwischen 8<sup>h</sup> 35 und 8<sup>h</sup> 36 schwillt die eine Teilamplitude stark an, während die andere schon einen ungefähr konstanten

Wert hat. Von 8<sup>h</sup> 36,8 bis 37,5 sind beide Teilamplituden ungefähr konstant, so daß wir hier eine ausgeprägte Schwebungsfigur haben. In der *NS*-Komponente ist die vorherrschende Periode 8,6 sec, in der *EW*-Komponente 7,7 sec. Um 8<sup>h</sup> 36<sup>m</sup> 17,5<sup>s</sup> sind die Bewegungen in beiden Komponenten phasengleich, d. h. wir haben in diesem Augenblick lineare Polarisierung im *NE*-Quadranten, da Aufwärtsbewegung im Seismogramm einer Bewegung des Bodens nach N bzw. nach E entspricht. Um 8<sup>h</sup> 36<sup>m</sup> 39,5<sup>s</sup> fällt das Minimum in *NS* mit einem Maximum in *EW* zeitlich zusammen; wir haben hier also lineare Polarisierung im *SE*-Quadranten. Dazwischen haben wir elliptische Polarisierung; die große Achse der Schwingungsellipse schwankt zwischen den beiden extremen Richtungen linearer Polarisierung. Die der Schwingungsfigur umschriebene Figur ist ein Parallelogramm, dessen Diagonalen die Richtungen linearer Polarisierung und dessen Seiten die *Herkunftsrichtungen der Teilwellen* darstellen. Wir können daher leicht aus den Amplituden

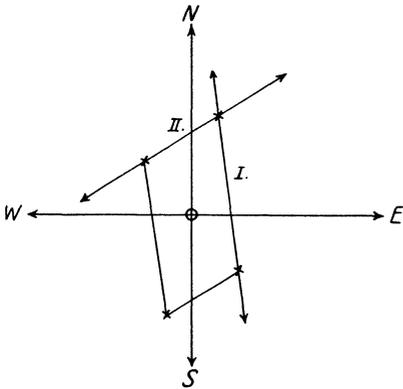


Fig. 8. Konstruktion der Herkunftsrichtungen aus dem umbeschriebenen Parallelogramm

Schwebungsfigur erkannt hat, alle Maxima und Minima und geht dann mit dem Millimeterpapier auf die andere Komponente. So findet man schnell die Stellen der Phasengleichheit, die nach Zeit und Amplitude ausgemessen werden. Voraussetzung ist natürlich, daß die Papiergeschwindigkeit in beiden Komponenten die gleiche ist.

In dem Beispiel der Fig. 7 haben wir noch weiterhin die Schwebungsbilder in den beiden Komponenten einzeln ausgewertet (vgl. hierzu die „Theorie der Schwebungen“ [8]). Aus den dadurch erhaltenen Amplituden der Teilwellen in jeder Komponente können wir wieder die Herkunftsrichtungen bestimmen. Das Ergebnis ist in Fig. 9 dargestellt und zeigt gute Übereinstimmung mit dem Ergebnis der Fig. 8. Die Herkunftsrichtungen sind hier freilich nur bestimmt bis auf 180° und bis auf die Supplement-Richtungen. Nur durch Betrachtung der Phasen, also am einfachsten mit Hilfe der Fig. 8, kann man zwischen den beiden

der beiden in Fig. 7 durch Pfeile gekennzeichneten Stellen der Phasengleichheit graphisch die Herkunftsrichtungen ermitteln, was in Fig. 8 geschehen ist. Auf diese Weise wurden die Herkunftsrichtungen zu etwa 20 verschiedenen Zeitpunkten vor und während des mikroseismischen Sturmes bestimmt. Die Richtungen sind dadurch bisher nur festgelegt bis auf 180°.

Was man also zu suchen hat, sind die Stellen der Phasengleichheit. Diese Aufgabe wird durch folgendes einfaches Hilfsmittel sehr erleichtert. Man legt sich auf die eine Komponente durchsichtiges Millimeterpapier, markiert an der betreffenden Stelle, wo man eine

Supplementrichtungen entscheiden. Umstehende Tabelle 1 gibt ein vollständiges Auswerteschema.

Wir möchten noch auf die Erscheinung um 8<sup>h</sup> 37<sup>m</sup> 54<sup>s</sup> in NS hinweisen. Das kleine hier auftretende Maximum und Minimum rührt nicht etwa von einer „störenden Schwingung“ her, sondern stellt offenbar den Fall eines „anormalen Extremums“ dar und deutet darauf hin, daß hier die beiden Teilamplituden nahe gleich sind. Es ist nämlich hier

$$1 > \frac{A_{II}}{A_I} > \frac{T_{II}}{T_I} = 0.88.$$

Als Teilamplituden ergeben sich hier  $A_I = 0,77$  und  $A_{II} = 0,73$  mm. Das Auftreten solcher anormaler Extrema bei der Überlagerung zweier harmonischer

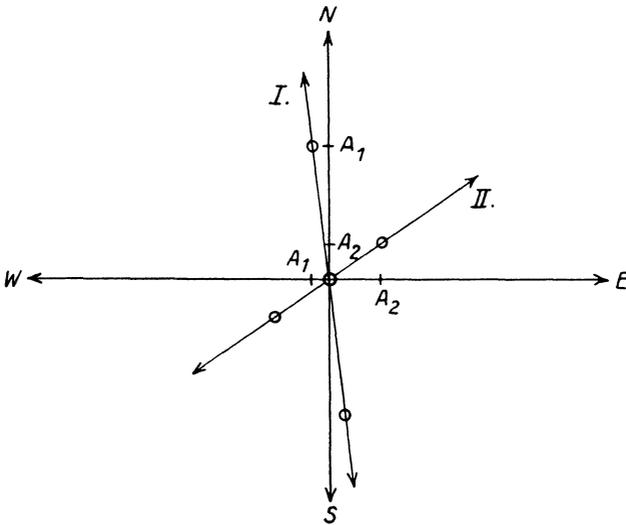


Fig. 9. Konstruktion der Herkunftsrichtungen aus den Teilamplituden; Auswertung der Schwebungen

Schwingungen ist in der zitierten Arbeit [8] ausführlich diskutiert worden. Bei Periodenbestimmung muß man auf diese Erscheinung achten, da man sonst zu falschen Werten kommen kann.

Zur *eindeutigen* Bestimmung der Herkunftsrichtungen benutzen wir nun die Z-Komponente und wenden die Leesche Methode in einer unserer Annahme zweier Teilwellen entsprechend modifizierten Form an. Um 8<sup>h</sup> 36<sup>m</sup> 15,5<sup>s</sup> zeigt sich in Z ein Maximum (d. h. Bodenbewegung nach oben). Den gleichzeitigen Maxima in NS und EW eilt dieses Maximum also um 2 sec, d. h. bei einer Periode von etwa 8 sec um ungefähr 90° voraus. Das bedeutet: Der Boden bewegt sich in dem Augenblick elliptisch in der Richtung: oben, NE, unten, SW. Da die

Amplitude von I hier größer ist, so folgt zunächst aus der Annahme von Rayleigh-Wellen, daß die Welle I von NNE nach SSW fortschreitet. Für II ist es noch nicht entschieden. Würde sich II von NE nach SW bewegen, so müßten sich zu dem betrachteten Zeitpunkt die Teilamplituden in Z ungefähr addieren. Um 8<sup>h</sup> 36<sup>m</sup> 37<sup>s</sup> zeigt Z ein Minimum; d. h. die Phasengleichheit in NS und EW eilt diesem Minimum um 2,5 sec oder ungefähr 100° voraus. Auch hier ergibt sich,

Tabelle 1.

Auswertungsschema zur Bestimmung von Perioden, Amplituden und Herkunftsrichtungen der Teilwellen

NS-Maximum		NS-Minimum		EW-Maximum	
Zeit	Amplitude*)	Zeit	Amplitude	Zeit	Amplitude
08 <sup>h</sup> 36 <sup>m</sup> 01.2 <sup>s</sup>	1.7	08 <sup>h</sup> 36 <sup>m</sup> 05.2 <sup>s</sup>	1.9	08 <sup>h</sup> 36 <sup>m</sup> 02.0 <sup>s</sup>	0.7
09.2	2.3	13.3	1.9	10.5	0.6
17.3	<b>2.0</b>	21.2	1.6	17.7	<b>0.5</b>
26.0	1.8	30.4	1.2	23.3	0.5
35.0	1.3	39.5	<b>1.1</b>	32.0	0.8
44.0	1.7	48.4	1.6	39.2	<b>0.9</b>
52.8	1.8	57.8	1.8	47.8	0.8
37 <sup>m</sup> 01.8	2.4	37 <sup>m</sup> 06.0	2.2	55.0	0.7
09.9	2.4	14.3	1.7	37 <sup>m</sup> 00.5	0.5
19.1	1.8	23.4	1.7	07.5	0.5
27.5	1.7	32.0	1.4	—	—
36.0	1.3			27.2	1.2
Schwabungsintervall: 60 sec			Schwabungsintervall: 50 sec		
7 Schwingungen in 60.5 sec			7 Schwingungen in 54 sec		
$T_I = 8.6$ sec			$T_I = 9.0$ sec		
$T_{II} = 7.6$ sec			$T_{II} = 7.7$ sec		
Teilamplituden der beiden Schwingungen in der NS-Komponente:			Teilamplituden in der EW-Komponente:		
$A_I = 1.8$ mm			$A_I = 0.2$ mm		
$A_{II} = 0.5$ mm			$A_{II} = 0.7$ mm		

daß die größere Welle I nach SSE läuft. Liefen nun II von NE nach SW, dann müßten sich jetzt in Z die Teilamplituden ungefähr subtrahieren, d. h. gegenüber der vorher betrachteten Stelle müßten die Amplituden in Z kleiner sein. Wie man in der Figur sieht, ist sie aber offensichtlich größer geworden. Daraus folgt eindeutig, daß die Welle II von SW nach NE läuft.

Damit haben wir jetzt eine vollständige Methode zur Richtungsbestimmung; und nebenbei ergibt sich die Richtigkeit der Annahme, daß es sich um Wellen vom Typus der Rayleigh-Wellen handelt. Wir wollen nun in den folgenden Paragraphen die Auswertungsergebnisse zusammenstellen.

\*) Die Zahlenwerte sind nach dem gewöhnlichen Sprachgebrauch hier immer Doppelamplituden (in mm). Wenn man, wie oben beschrieben, durchsichtiges Millimeterpapier benutzt, braucht man natürlich nicht für jedes Extremum die Amplituden zahlenmäßig auszuwerten!

**§ 4. Ergebnisse der Auswertung der Stuttgarter Seismogramme.** a) *Verschiebung Z gegen H.* Tabelle 2 gibt den Winkelbetrag, um den Z im Mittel bei jedem ausgewerteten Wellenzug der linear polarisierten H-Bewegung vorseilt. Der Winkelbetrag ist also für jede phasengleiche Stelle ausgerechnet, und dann wurde das Mittel für jeden einzelnen kohärenten Wellenzug gebildet. Der Mittelwert aus allen Messungen ist  $100^\circ \pm 5,3^\circ$  MF gegenüber einem theoretischen Wert von  $90^\circ$ . Für die Abweichung der einzelnen Werte von  $90^\circ$  können vier verschiedene Ursachen verantwortlich sein:

1. Auswertfehler; die Auswertgenauigkeit beträgt etwa 0,3 sec, d. h. ungefähr 12 bis  $15^\circ$ .

2. Durch störende Schwingungen bedingte Abweichungen von der sin-Form.

3. Da sich zwei elliptische Schwingungen verschiedener Frequenz überlagern, fallen die Maximalpunkte der beiden Teilschwingungen zeitlich nicht zusammen, was eine Verschiebung des Maximums der Summe und der Differenz bedingt. In ähnlicher Weise wirkt eine Abweichung von der Phasengleichheit in den beiden H-Komponenten.

4. Die drei erstgenannten Ursachen würden alle noch nicht eine systematische Abweichung nach einer Richtung erklären, also einen Fehler des Mittelwertes, der in unserem Falle  $10^\circ$  beträgt. Eine so große Phasenverschiebung des Vertikalapparates kommt hier nicht in Frage. Die Abweichung kann hier auf Zufall beruhen. Immerhin sei noch auf folgende Erklärungsmöglichkeit hingewiesen.

Wenn die Schicht, die die Rayleigh-Wellen leitet, in der Herkunftsrichtung einfällt, dann hat das auch eine Abweichung der Phasenverschiebung von  $90^\circ$  zur Folge, wie man das in Fig. 10 sieht. Ergibt sich bei häufigen Messungen, auch an

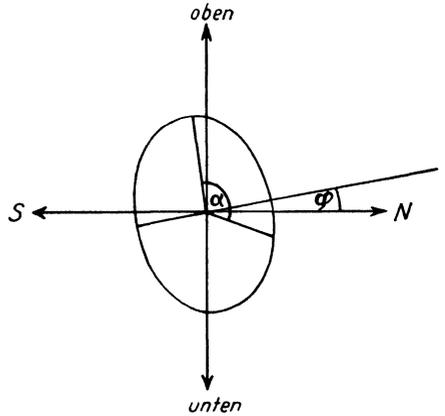


Fig. 10.  
Rayleigh-Welle bei geneigter Grenzfläche

Tabelle 2.

Voreilung der Vertikal- gegenüber der Horizontalkomponente (Stuttgart)

Nr.	Grad	Abweichung vom Mittel	Nr.	Grad	Abweichung vom Mittel
1	99	- 1	8	104	+ 4
2	85	- 15	9	134	+ 34
3	83.5	- 16.5	10	98	- 2
4	63	- 37	11	131	+ 31
5	87.5	- 12.5	12	115.5	+ 15.5
6	99	- 1	13	79	- 21
7	118	+ 18	14	105	+ 5

Mittelwert:  $100^\circ \pm 5.3^\circ$  MF; MF der Einzelmessung:  $20^\circ$ .

anderen Stürmen, die gleiche Abweichung, so hat man damit eine Methode, diese Neigung zu bestimmen, woraus man schließen kann, ob die Erdoberfläche oder ob ein bestimmter geologischer Horizont für die Leitung der mikroseismischen Wellen verantwortlich ist. Der Zusammenhang zwischen Phasenverschiebung  $\alpha$  und Schichtneigung  $\varphi$  für kleine Neigungen (erste Näherung) wird dargestellt durch die lineare Beziehung  $\varphi = 0.6 \cdot (\alpha - 90^\circ)$ . Einer Abweichung von  $10^\circ$ , wie in unserem Falle, entspricht eine Schichtneigung von  $6^\circ$ , fallend nach S.

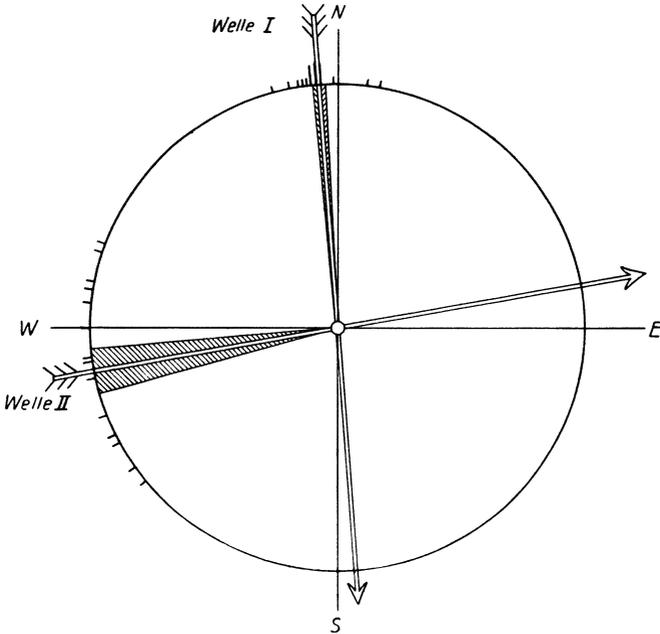


Fig. 11. Mikroseismische Richtungen und ihre Mittelwerte in Stuttgart.

Der Winkelraum der mittleren Fehler der Mittelwerte ist gestrichelt. (Die Länge der kleinen Striche ist proportional der Häufigkeit des Auftretens des betr. Winkels)

b) *Perioden.* Für die Welle I (NS-Welle) ergibt sich im Mittel eine Periode von  $8.79 \text{ sec} \pm 0.10 \text{ sec MF}$ . Hierbei ist ein leichtes Anwachsen der Periode mit der Amplitude festzustellen, das schon öfter beobachtet worden ist. Für die Welle II ergibt sich als Periode  $7.70 \text{ sec} \pm 0.05 \text{ sec MF}$ . Hier liegt kein Anwachsen der Amplitude und damit der Periode vor, was einen erheblich kleineren MF zur Folge hat.

c) *Richtungen der Wellen.* Die Richtungsbestimmung war uns bei dieser Untersuchung das Wichtigste. Die Richtungen wurden graphisch bestimmt und dann ausgemessen. Tabelle 3 gibt das Ergebnis. Es ergeben sich zwei „mikro-seismische Hauptrichtungen“. Überraschend ist hier vor allem der kleine mittlere

Fehler bei der Richtungsbestimmung der Welle I. Fig. 11 zeigt das Ergebnis nochmals graphisch. Der MF des Mittelwertes ist hier in „Winkelform“ dargestellt. Der größere Fehler bei der Welle II ist darin begründet, daß die Amplituden hier

Tabelle 3. Die Herkunftsrichtungen der Teilwellen

Nr.	Welle I		Welle II	
	Grad von N nach W	Abweichung	Grad von W nach S	Abweichung
1	+ 1	- 3.4	- 18	- 28
2	+ 11	+ 6.6	+ 26	+ 16
3	+ 8	+ 3.6	+ 12	+ 2
4	+ 5	+ 0.6	0	- 10
5	- 7	- 11.4	- 9	- 19
6	+ 4	- 0.4	- 6	- 16
7	- 10	- 14.4	+ 7	- 13
8	+ 7	+ 2.6	+ 21	+ 11
9	0	- 4.4	- 20	- 30
10	+ 4	- 0.4	+ 8	- 2
11	+ 5	+ 0.6	- 11	- 21
12	+ 6	+ 1.6	+ 41	+ 31
13	+ 6	+ 1.6	+ 35	+ 25
14	+ 4	- 0.4	+ 39	+ 29
15	+ 5	+ 0.6	+ 28	+ 18
16	+ 9	+ 4.6		
17	+ 15	+ 10.6		
18	+ 6	+ 1.6		

Mittelwert:  $4.4^{\circ} \pm 1.4^{\circ}$  MF.  
MF der Einzelmessung:  $5.8^{\circ}$ .

Mittelwert:  $10.2^{\circ} \pm 5.3^{\circ}$  MF.  
MF der Einzelmessung:  $20.6^{\circ}$ .

im allgemeinen kleiner sind. Es könnte aber natürlich auch eine tatsächliche kleine Schwankung der Herkunftsrichtung vorliegen.

d) *Verhältnis der Z- zur H-Komponente.* Wir konnten in den Seismogrammen 11 Stellen finden, wo die NS-Amplitude groß gegen die EW-Amplitude war,

Tabelle 4. Verhältnis der Z- zur H-Komponente

Nr.	Doppelamplitude		Verhältnis	Abweichung
	N	Z		
1	4.0	6.5	1.62	+ 0.14
2	3.7	4.6	1.24	- 24
3	5.0	5.0	1.00	- 48
4	4.7	7.5	1.60	+ 12
5	8.5	14.4	1.69	+ 21
6	7.1	9.0	1.27	- 21
7	7.3	10.0	1.37	- 11
8	7.0	12.0	1.71	+ 23
9	8.6	12.5	1.45	- 03
10	8.0	14.0	1.75	+ 27
11	7.8	12.6	1.62	+ 14

Mittelwert:  $1.48^{\circ} \pm 0.072^{\circ}$  MF; MF der Einzelmessung:  $0.238^{\circ}$ .

so daß man annehmen könnte, daß hier nur die Welle I auftrat. Die Periodenlänge bestätigte diese Annahme. Wir haben diese Stellen benutzt, um das Verhältnis der *Z*- zur *H*-Amplitude zu messen. Das Ergebnis zeigt Tabelle 4. Der Mittelwert  $1.48 \pm 0.072$  ist fast gleich dem theoretischen Wert 1.46, wie er sich für Rayleigh-Wellen ergibt. Dies kann man als weitere Bestätigung für den Rayleigh-Wellencharakter nehmen. Lee hat jedoch in seinen Untersuchungen an zahlreichen Stationen starke Abweichungen von diesem Werte festgestellt und darauf seine Theorie der Beeinflussung der mikroseismischen Wellen durch den geologischen Untergrund (Dicke der Sedimentschichten) gegründet [9]. Es wäre nur zu prüfen, ob nicht bei der Annahme zweier Wellen, durch die ja das Amplitudenverhältnis verfälscht wird, die Ergebnisse noch etwas abzuändern sind.

**§ 5. Ergebnisse der Auswertung der übrigen Seismogramme.** *a) Straßburg.* Hier ergaben sich ganz ähnliche Verhältnisse wie in Stuttgart. Die Welle I ist in jeder Hinsicht mit der Stuttgarter Welle I identifizierbar. Die Voreilung der *Z*-Komponente an den 12 Stellen, die ausgewertet wurden, zeigt Tabelle 5. Die

Tabelle 5.  
Voreilung der Vertikal- gegenüber der Horizontalkomponente (Straßburg)

Nr.	Grad	Abweichung vom Mittel	Nr.	Grad	Abweichung vom Mittel
1	80	— 16	7	122	+ 26
2	109	+ 13	8	46	— 50
3	98	+ 2	9	120	+ 24
4	62	— 34	10	109	+ 13
5	126	+ 30	11	85	— 11
6	138	+ 42	12	55	— 41

Mittelwert:  $96^\circ \pm 8.7^\circ$  MF; MF der Einzelmessung:  $30^\circ$ .

Abweichung vom theoretischen Wert  $90^\circ$  ist auch hier geringfügig. Die Streuung ist etwas größer; aber die Auswertgenauigkeit war hier auch geringer (etwa  $\pm 20^\circ$ ). Als Periode der Welle I ergab sich der Mittelwert  $8.77 \pm 0.10$  in guter Übereinstimmung mit dem Stuttgarter Wert 8.79. Auch hier läßt sich ein Anwachsen der Periode mit der Amplitude feststellen.

Die Richtungsbestimmung (Fig. 12) ergab hier drei mikroseismische Hauptrichtungen. Da die Zahl der ausgewerteten Stellen zu gering ist, legen wir nur Wert auf die Richtung der Welle I, die sich eindeutig bestimmen ließ. Die Herkunftsrichtung ist

$$\underline{\underline{N 2.2^\circ W \pm 3.5^\circ MF.}}$$

Sie unterscheidet sich von der Welle I in Stuttgart um  $2.2^\circ$  E. Die Übereinstimmung ist also als sehr gut zu bezeichnen. Als Herkunftsrichtungen der anderen beiden Wellen ergab sich

$$N 52^\circ E \text{ (Welle II)}$$

und

N 46° W (Welle III).

Die Berechnung eines MF hat wegen der geringen Zahl der Meßwerte hier keinen Sinn. Die Einzelrichtungen und ihre Mittelwerte sind auch in Fig. 12 eingezeichnet. Als Mittelwerte der Perioden ergaben sich 7.3 sec (Welle II) und 7.8 sec (Welle III).

b) *De Bilt*. Hier lagen die Verhältnisse wesentlich ungünstiger. Der mikro-seismische Sturm zeichnet sich schon rein äußerlich nicht so stark auf den Seismo-

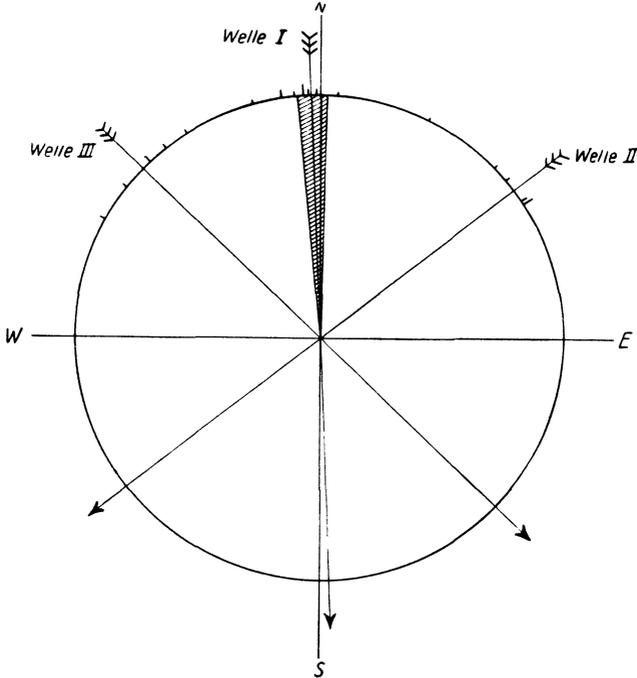


Fig. 12. Mikro-seismische Richtungen und ihre Mittelwerte in Straßburg

grammen ab wie in Stuttgart und Straßburg. Diese Tatsache, daß ein Erregerzentrum in Skandinavien sich nicht so stark in De Bilt bemerkbar macht wie an den meisten deutschen Stationen, ist ja schon oft erwähnt worden. Auch war die Heranziehung der Vertikalkomponente oft nicht so klar und eindeutig möglich, wie das in Stuttgart und Straßburg der Fall war. Die Wellen scheinen hier noch mehr „durcheinanderzulaufen“. Es wurden deshalb erheblich mehr Stellen ausgewertet. Es ergeben sich zwei markante Häufungsstellen, die zu einer Welle I und einer Welle II gemittelt wurden (Fig. 13). Die Existenz dieser Wellen kann man als sicher annehmen; denn hierfür ließ sich in den meisten Fällen die Vertikalkomponente zur Beseitigung der Zweideutigkeit und zur Bestätigung des Wellen-

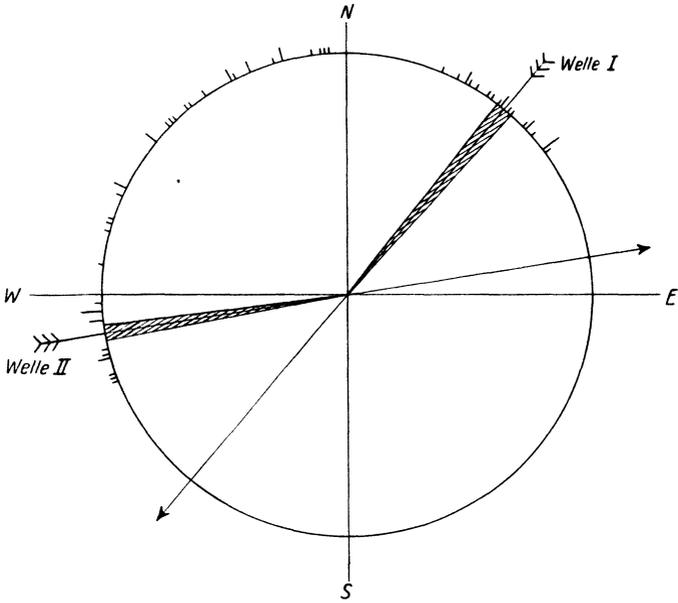


Fig. 13. Mikroseismische Richtungen und ihre Mittelwerte in De Bilt

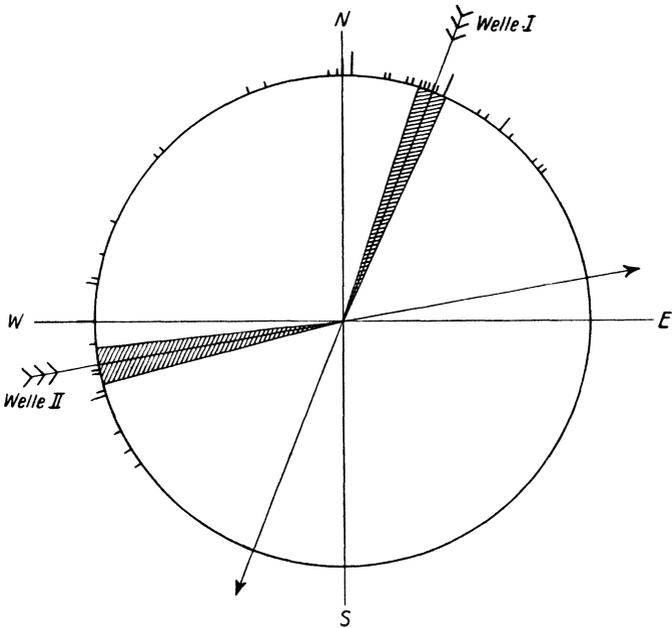


Fig. 14. Mikroseismische Richtungen und ihre Mittelwerte in Uccle

charakters als Rayleigh-Wellen heranziehen. Die übrigen Richtungen wurden nicht gemittelt, da ihre Streuung zu groß ist; doch scheinen sie im wesentlichen auf nordwestliche Herkunftsrichtung hinzudeuten. Die Herkunftsrichtungen der gemittelten beiden Wellen sind

$$N \ 40.0^{\circ} E \pm 2.0^{\circ} MF \text{ (Welle I)}$$

und

$$W \ 9.0^{\circ} S \pm 1.8^{\circ} MF \text{ (Welle II).}$$

Welle I dürfte wieder mit Welle I in Stuttgart und Straßburg identifizierbar sein. Als mittlere Periode ergab sich hier 7.78 sec. Welle II (Periode 7.45 sec) stimmt fast genau der Richtung nach mit der Stuttgarter Welle II überein. Dies deutet wohl auf den gleichen Ursprung hin.

c) *Uccle*. Für die Aufzeichnung in Uccle gilt ähnliches wie in De Bilt. Hier lag nun keine Vertikalkomponente vor, so daß die Zweideutigkeit der Richtungen bestehen bleibt. Durch den Vergleich mit De Bilt aber dürfte wohl jeder Zweifel beseitigt sein (Fig. 14). Auch hier ergaben sich zwei Häufungsstellen in ähnlicher Lage wie in De Bilt. Die NS-Komponente war zur Zeit des größten Sturmes gestört; es wurden daher nur Stellen vor und nach dem Sturm ausgewertet. Dies haben wir zugleich benutzt, um die sich ergebende Richtung der Welle I vor und nach dem Sturm miteinander zu vergleichen. Die Auswertung am 5. März zwischen 10 und 15<sup>h</sup> ergab für Welle I die Herkunftsrichtung

$$N \ 20.4^{\circ} E \pm 6.9^{\circ} MF;$$

die Auswertung am 6. März zwischen 09 und 14<sup>h</sup> ergab

$$N \ 21.6^{\circ} E \pm 3.1^{\circ} MF.$$

Es zeigte sich also keine Änderung der Richtung vor und nach dem Sturm. Die Mittelwerte beider Meßreihen sind

$$N \ 21.1^{\circ} E \pm 3.3^{\circ} MF \text{ (Welle I)}$$

und

$$W \ 10.0^{\circ} S \pm 4.2^{\circ} MF \text{ (Welle II).}$$

Die Mittelwerte der Perioden sind 7.96 sec (Welle I) und 7.32 sec (Welle II); doch ist der letztere Wert unsicher.

**§ 6. Diskussion der Ergebnisse.** Die Wetterlage zur Zeit des mikroseismischen Sturmes zeigen Fig. 15 und 16. Am 5. März morgens liegt ein Tief bei Island, das von einer im wesentlichen nach Süden herauslaufenden Kaltfront begleitet wird. Im Laufe des 5. wandert es nach Osten und befindet sich am 6. morgens gegen 7<sup>h</sup> über dem Nordende des Bottnischen Meerbusens. Die Kaltfront, die von sehr starken Winden begleitet ist, erreicht den südlichen Teil der Westküste von Norwegen zwischen 19 und 20<sup>h</sup>, wo vorher schwache Winde herrschten. Da

die Richtung der Welle I in Straßburg und Stuttgart genau auf die norwegische Westküste hinführt, so können wir schließen, daß die mit der Kaltfront verbundenen starken Winde plötzlich starke Brandung an der Küste erzeugten, die wiederum

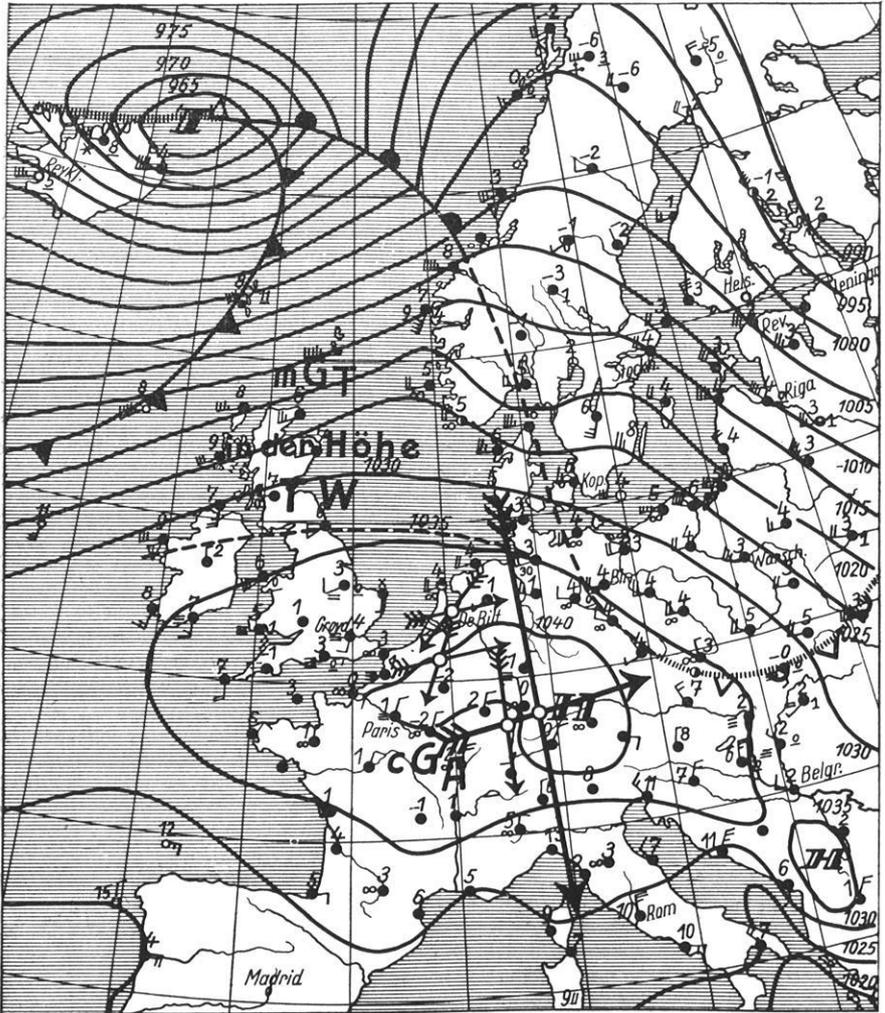


Fig. 15. Europawetterkarte vom 5. März 1938, 8 Uhr MEZ, mit mikroseismischen Hauptrichtungen in Stuttgart, Straßburg, Uccle und De Bilt

den mikroseismischen Sturm auslöste. Das deckt sich mit der Wiechertschen Theorie und den Gutenbergschen Ergebnissen und steht im Gegensatz zu den Auffassungen von Lee, Lacoste, Gherzi u. a.

Nun zeigen offenbar die Richtungen der Welle I in Uccle und De Bilt eine Abweichung. Dies läßt vermuten, daß — entsprechend der Schwingerschen Theorie [11] — das die Wellen leitende Material eine *Umbiegung der Wellennormale*

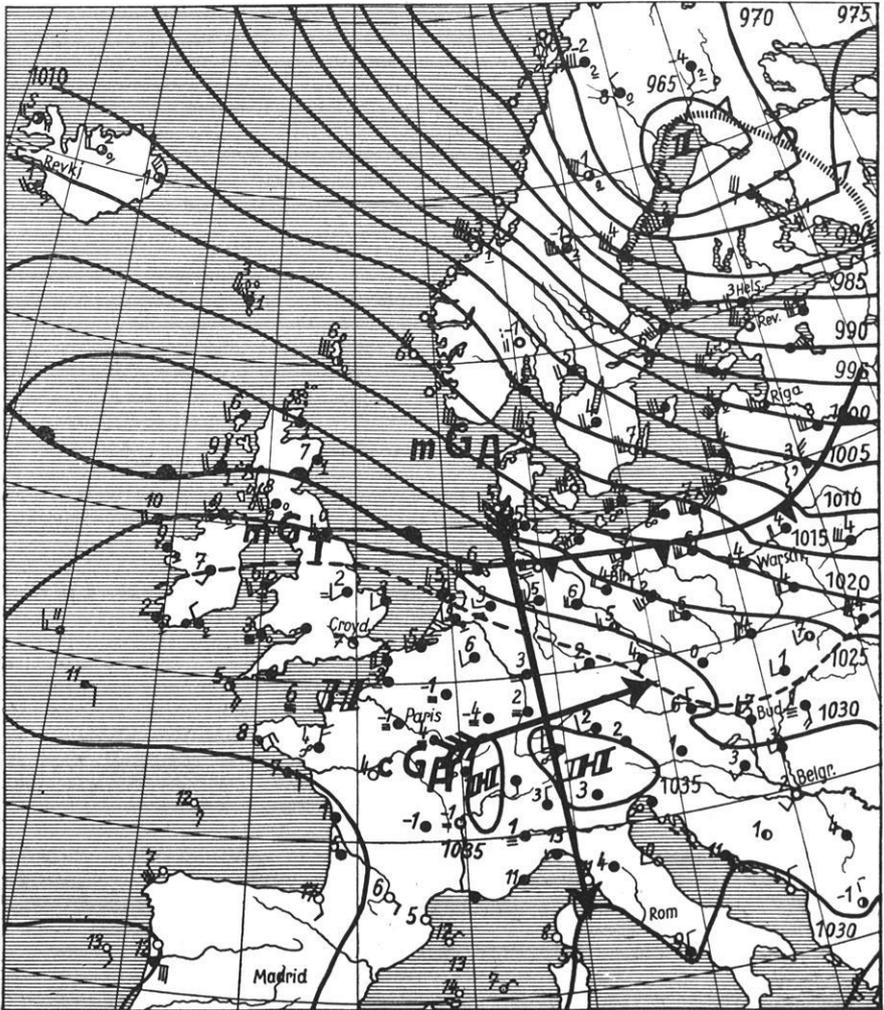


Fig. 16. Europawetterkarte vom 6. März 1938, 8 Uhr MEZ

veranlaßt. Auf diese Weise kann man mit Hilfe der mikroseismischen Hauptrichtungen wichtige Aufschlüsse über die Tektonik des tieferen Untergrundes erhalten, wie es zuerst Schwinger auf Grund statistischen mikroseismischen Materials versucht hat. Wir hoffen, daß man mit solchen Richtungsbestimmungen,

wenn man sie systematisch durchführt, zu wichtigen neuen Ergebnissen kommen kann, sowohl in geophysikalischer Hinsicht, indem man die schwingungsfähigen Gebilde, die die Bodenunruhewellen aussenden, lokalisiert, wie auch in geologischer Hinsicht, indem man aus dem Wellenweg auf die Großtektonik des Untergrundes schließt.

Wir wollen uns hier auf Grund des Ergebnisses dieser Untersuchung nicht für eine Theorie der Ursache der Bodenunruhe entscheiden; wir wollen nur bemerken, daß für diesen Sturm die Brandungshypothese wahrscheinlich ist. Die Brandungswerte selbst standen uns leider gerade für die wichtigen Küstenstationen nicht zur Verfügung. Eine Änderung der Herkunftsrichtung mit Änderung der Lage des Tiefdruckzentrums, wie sie angeblich in England und Frankreich beobachtet worden ist, konnten wir an keiner Station (vgl. die speziellen Ausführungen bei der Besprechung der Auswertung von Uccle) feststellen; das Erregerzentrum war offenbar ortsfest. Die ausgewerteten Stellen waren bei den Stationen Stuttgart und De Bilt zwischen 5. März 08<sup>h</sup> und 6. März 04<sup>h</sup>, bei Straßburg zwischen 5. März 21<sup>h</sup> und 6. März 04<sup>h</sup> einigermaßen gleichmäßig verteilt. Es soll freilich erwähnt werden, daß die Tektonik des leitenden Mediums die Ortsfestigkeit vortäuschen kann, indem dadurch immer die Wellen in eine bestimmte Richtung gezwungen werden. Wir glauben das jedoch in unserem Falle nicht, weil das Einsetzen des eigentlichen Sturmes, d. h. das plötzliche Anwachsen der Amplituden zeitlich mit dem Auftreffen der Kaltfront auf die norwegische Küste zusammenfällt.

Was nun die Welle II (bzw. III) angeht, so ist ihre Natur noch durchaus problematisch. Die Richtungen in Stuttgart, Uccle und De Bilt deuten auf ein Erregerzentrum in Westeuropa (Bretagne, Südwestengland) hin; jedoch können wir uns auch hier noch nicht für diese oder eine andere Erklärungsmöglichkeit (Eigenschwingungen des Stationsuntergrundes, Reflexion der Welle I usw.) entscheiden. Einer Entscheidung kann man erst durch die Bearbeitung weiterer Sturmtage näherkommen.

Die Perioden der Welle I wachsen mit wachsender Entfernung vom Erregerzentrum, d. h. hier von N nach S: De Bilt 7.8 sec — Uccle 8.0 sec — Stuttgart und Straßburg 8.8 sec. Diese bekannte Erscheinung, die man durch die Viskosität der Erdkruste deutet, wird hier wieder sehr schön bestätigt.

### Literatur

- [1] A. W. Lee: On the direction of approach microseismic waves. Proc. Roy. Soc. London **149**, 183—199 (1935).
- [2] J. A. Archer: On the direction of approach of microseisms. Monthl. Not. R. A. S. Geoph. Suppl. **4**, 185—196 (1937).
- [3] H. D. Krug: Ausbreitung der natürlichen Bodenunruhe... Zeitschr. f. Geophys. **13**, 328—348 (1937).
- [4] F. Trommsdorff: Untersuchungen über die natürliche Bodenunruhe... Ebenda **15**, 304—320 (1939).
- [5] R. Bungers: Die Überlagerung zweier Wellen verschiedener Herkunftsrichtung. Ebenda **15**, 321—332 (1939).

- [6] B. Gutenberg: On microseisms. Bull. Seism. Soc. Am. **26**, 111—117 (1936).  
[7] L. Don Leet: Analysis of New England microseisms. Gerl. Beitr. z. Geophys. **42**, 232—245 (1934).  
[8] R. Bungers: Theorie der Schwebungen. Zeitschr. f. Geophys. **12**, 229—245 (1936).  
[9] A. W. Lee: Further investigations of the effect of geological structure ... M. N. R. A. S. Geophys. Suppl. **3**, 238—252 (1934).  
[10] J. Lacoste: A propos de travaux récents sur les ondes microséismiques. Ann. Phys. Globe France **4**, 5—10 (1937).  
[11] R. Schwinner: Mikroseismische Bodenunruhe und Gebirgsbau. Zeitschr. f. Geophys. **9**, 332—335 (1933).

Göttingen, Geophysikalisches Institut, April 1941.

## Das Gleichgewicht der Kräfte im Innern des Erdkerns und die sich daraus ergebenden Folgerungen

Von **H. Haalck\***, Potsdam. — (Mit 3 Abbildungen)

Ausgehend von der Vorstellung, daß die Materie im Erdkern im wesentlichen aus freien ionisierten Eisenatomen besteht, welche schnelle thermisch-kinetische Bewegungen ausführen, dabei aber doch so stark komprimiert sind, daß sie einen wesentlich kleineren Raum einnehmen als im Normalzustand des Eisens, wird das Gleichgewicht der auf die einzelnen Atome und freien Elektronen wirkenden Kräfte (die Schwerkraft, die einfachen elektrostatischen Kräfte und die in der Nahzone der Atome wirkenden Abstoßungskräfte) untersucht. Aus den Gleichgewichtsbedingungen ergibt sich 1. der Modul der Kompressibilität im Innern des Erdkerns als Funktion des Druckes, 2. eine im wesentlichen gleichmäßige positive Raumladung des Erdkerns. Die auf diese Weise gefundene Volumenelastizität innerhalb des Erdkerns stimmt mit den seismophysikalisch gefundenen Werten recht gut überein. Die positive Ladung des Erdkerns muß, da der Erdkörper als Ganzes elektrisch neutral ist, durch eine gleich große negative Ladung der äußeren Schichten des Erdkörpers kompensiert werden. Infolge dieser Ladungstrennung im Erdinnern entstehen durch die Rotation der Erde Konvektionsströme, deren Folge ein magnetisches Feld ist, welches der Größenordnung nach dem rotations-symmetrischen Teil des beobachteten erdmagnetischen Feldes entspricht. Ebenso ergibt die Anwendung der Theorie auf die Sonne ein sonnenmagnetisches Feld, welches mit dem durch die Beobachtungen von Hale gefundenen Feld in Größe und Richtung übereinstimmt. — Diese vom Verf. bereits in einigen früheren Arbeiten vertretene Theorie ist — nach Beseitigung der anfänglichen Mängel und Schwächen — zu der in der vorliegenden Abhandlung dargestellten Form ausgebaut worden. (Die vorhergehenden diesbezüglichen Arbeiten sind daher als überholt anzusehen.) Um eine kritische Nachprüfung zu erleichtern, sind die Formeln und Berechnungen in vollständiger Ableitung angegeben.

**1. Der physikalische Zustand der Materie im Erdkern.** Unsere Vorstellung von dem physikalischen Zustand der Materie im Erdkern geht dahin, daß dort eine *Temperatur* in der Größenordnung von 2000 (bis 8000)<sup>o</sup> C herrscht und daß

\*) Potsdam, Telegraphenberg, Geodät. Inst.