

ÜBER DIE ORTUNG MIKROSEISMISCHER UNRUHEHERDE

H. WESTERHAUSEN

Die vorliegende Arbeit ist im wesentlichen die Fortführung einer Arbeit, deren Ergebnisse Herr Dr. Menzel auf der *Settimana di studio sul problema dei microsismi* der pontificia academia scientiarum in der citta del Vaticano im Jahre 1951 vorgetragen hat. Dr. Menzel ging von der Voraussetzung aus, dass die mikroseismischen Stürme an eine mehr oder weniger ausgedehnte, ortsfeste Erregungsquelle gebunden sind, dass die Wellen dieser Bodenunruhe Rayleighwellen sind und deshalb die Möglichkeit besteht eben muss, die Erregungszentren durch ein Ortungsverfahren zu bestimmen. Herr Dr. Menzel führte mit den Aufzeichnungen der Stationen Hamburg und Gross Raum (Königsberg) eine Ortung durch und kam zu der Auffassung, dass ein bedeutender Anteil der beobachteten Bodenunruhe kurzzeitig stationären Zentren zugeordnet werden kann, die zwischen Island und Norwegen liegen.

Die Aufgabe dieser Arbeit bestand nun darin, eine derartige Ortung mit den seismischen Registrierungen mehrerer europäischer Küstenstationen für einige mikroseismische Stürme durchzuführen. Hierzu wurden die Aufzeichnungen der Wiechert Horizontalpendel von Hamburg, Uppsala, Helgoland und Uccle, des Galitzin Horizontalseismographen von De Bilt und des Mainka Pendels von Reykjavik bearbeitet. Für einige Stürme wurde auch das Material von Gross Raum aus Koblach « Untersuchungen über die mikroseismische Bodenunruhe in Gross Raum » herangezogen. Während jedes Sturmes wurden die grössten Amplituden und die dazugehörigen Perioden der jeweils ersten zehn Minuten nach der vollen Stunde abgelesen. Diese Werte wurden mit Hilfe der Wiechertschen Formel auf wahre Bodenamplituden umgerechnet und zu einem Mittelwert für den betreffenden Stundentermin vereinigt.

Im Laufe der Bearbeitung des Materials zeigte sich jedoch bald, dass:

1. eine Ortung des Erregungszentrums von mehreren Stationen aus durch die geologischen Verhältnisse sehr erschwert, zum Teil sogar

unmöglich gemacht wurde, denn nicht immer ist die Ursache der seismischen Bodenunruhe auf jeder Station die gleiche;

2. eine Ausgleichung über einen ganzen Sturm auszudehnen unzweckmässig war, und eine Einteilung eines mikroseismischen Sturmes in kleinere Intervalle zu bevorzugen wäre, da sich während dieser Zeit das Erregungszentrum mit der Wetterlage erheblich verändern kann;

3. eine Unterteilung mikroseismischer Erregungsgebiete in stationäre — und sich verlagernde — notwendig war.

In der folgenden Arbeit wird nun ein neues Verfahren zur Ortung mikroseismischer Sturmzentren angegehen, ferner eine Methode, mit deren Hilfe die Bestimmung der relativen Entfernung eines Unruheherdes von einer Station und sein Verhalten bestimmt werden kann. Am Schluss werden 7 mikroseismische Stürme in diesem Sinne bearbeitet und diskutiert.

Das Ausgleichungsverfahren.

Trägt man die gemittelten Werte der *N-S* und *E-W* Amplituden jeder Stunde in ein rechtwinkliges Koordinatensystem ein, dann wird

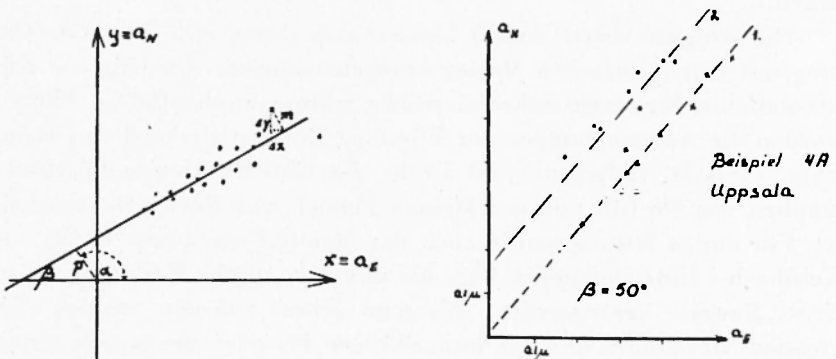


Abb. 1

man in den meisten Fällen feststellen, dass sich die Werte um eine Gerade anordnen. Eine Ausgleichung in dem Sinne, dass die Ausgleichgerade durch den Ursprung geht, wird sicher das Ergebnis verfälschen, denn die allgemeine Unruhe, die schon vor dem eigentlichen Sturm von der Station aufgezeichnet wird, überlagert sich den mikroseismischen Wellen des Sturmzentrums und bewirkt, dass die Ausgleichge-

rade eine andere Lage bekommt. Diese Unruhe vor dem eigentlichen Sturm wollen wir mit « Störpegel » bezeichnen.

Würde man die Gerade $y = ax + b$ so bestimmen, dass man fordert $\sum (y_v - ax_v - b)^2 = \text{Minimum}$, dann würde man die x_v als exact voraussetzen und je nachdem ob man die a_N oder a_E als x - Werte wählt verschiedene Ausgleichgeraden erhalten. Wir müssen aber die $N-S$ und die $E-W$ Amplitudenwerte als gleich genau betrachten, und es ist deshalb zweckmässig folgendes Prinzip, welches keine der beiden Komponenten bevorzugt, anzuwenden:

Wir fordern, dass das Quadrat des senkrechten Abstandes der Punkte (a_N, a_E) von einer Geraden ein Minimum wird.

(sh. Abb. 1)

$$\text{Also} \quad \sum (x_v \cos \alpha + y_v \sin \alpha - p)^2 = \text{Minimum}$$

Diese Forderung führt auf die Normalgleichungen

$$\sum (x_v \cos \alpha + y_v \sin \alpha - p) (-x_v \sin \alpha + y_v \cos \alpha) = 0$$

$$\sum (x_v \cos \alpha + y_v \sin \alpha - p) = 0$$

und auf die Bestimmungsgleichungen:

$$\text{tang } 2\alpha = 2 \frac{n[x y] - [x][y]}{n[xx] - [x]^2 - n[yy] + [y]^2} = \frac{2c}{a-b}$$

$$np = [x] \cos \alpha + [y] \sin \alpha$$

Bei der Bestimmung des Richtungswinkels ist immer der Winkel angegeben, welchen die Ausgleichgerade mit der x - Achse bildet, und dieser Winkel β ist stets

$$\beta + \frac{\pi}{2} = \alpha \quad \text{bzw.} \quad \beta + \frac{3\pi}{2} = \alpha \quad \text{je nachdem}$$

$p > 0$ oder $p < 0$ ist. Somit ist also:

$$\text{tang } 2\alpha = \text{tang } 2\beta \quad \text{und}$$

$$np = -[x] \sin \beta + [y] \cos \beta$$

Aus der Theorie der Fehlerrechnung folgt für den mittleren Fehler m :

$$\begin{aligned} m^2 &= \frac{[vv]}{n-2} = \frac{1}{n-2} \{ [xx] \cos^2 \alpha + [yy] \sin^2 \alpha + [xy] \sin 2\alpha - np^2 \} \\ &= \frac{1}{n(n-2)} \{ a \cos^2 \alpha + b \sin^2 \alpha + c \sin 2\alpha \} \\ m^2 &= \frac{E \sin^2 \alpha + D \cos^2 \alpha}{n(n-2)} \end{aligned}$$

wobei

$$\begin{aligned} a &= n [xx] - [x]^2 \\ b &= n [yy] - [y]^2 \\ c &= n [xy] - [x][y] \\ D &= a + c \operatorname{tang} 2\alpha \\ E &= b - c \operatorname{tang} 2\alpha \end{aligned}$$

m ist der mittlere Fehler der senkrechten Abstände Punkte (a_N, a_E) von der Ausgleichsgeraden. Aus der Abb. 1 ersieht man, dass

$$\begin{aligned} \Delta x &= -m \cos \alpha \\ \Delta y &= m \sin \alpha \end{aligned}$$

Aus dem Fehlerfortpflanzungsgesetz folgt:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\Delta a}{\cos^2 2\alpha} \right)^2 &= \left\{ \frac{d \left(\frac{c}{a-b} \right)}{dx} \right\}^2 \Delta x^2 + \left\{ \frac{d \left(\frac{c}{a-b} \right)}{dy} \right\}^2 \Delta y^2 \\ (n \Delta p)^2 &= (n \cos \alpha)^2 \Delta x^2 + (n \sin \alpha)^2 \Delta y^2 \\ &+ \left(([x] \sin \alpha)^2 + ([y] \cos \alpha)^2 \right) \Delta a^2 \end{aligned}$$

Mit Hilfe der obigen Beziehungen für Δx und Δy berechnet sich der mittlere Fehler für a und p zu:

$$\begin{aligned} \Delta a &= \frac{m \cos 2\alpha}{a-b} \sqrt{n(b \cos^2 \alpha + a \sin^2 \alpha)} \\ \Delta p^2 &= m^2 (\cos^4 \alpha + \sin^4 \alpha) + \frac{\Delta a^2}{n^2} ([x]^2 \sin^2 \alpha + [y]^2 \cos^2 \alpha) \end{aligned}$$

Numerische Vergleiche von m und Δp ergaben fast die gleichen Werte. Dieses Ergebnis ist verständlich, denn der Schwankungsbereich der Ausgleichgeraden, der durch m gegeben ist, dürfte sich kaum von der Schwankung des senkrechten Abstandes vom Nullpunkt unterscheiden. Daher wurde die Berechnung des mittleren Fehlers des Abstandes p der Geraden vom Ursprung nur für einige Fälle durchgeführt.

Der Störpegel.

Liest man die Amplituden der Bodenunruhe schon einige Stunden vor einem Sturm ab, und trägt diese Werte in ein Koordinatensystem ein, so werden sich diese Werte ziemlich dicht um einen bestimmten Punkt anordnen, dieser Punkt ist der eigentliche Störpegel. Das Auftreten des Störpegels hat zur Folge, dass die Ausgleichgeraden nicht durch den Nullpunkt des Koordinatensystems gehen. Während eines Sturmes stellt man allgemein ein Anwachsen des Störpegels fest, und es ist schon deshalb notwendig, den Sturm in geeignete Intervalle aufzuteilen, um einem Fehler in der Ausgleichung durch Anwachsen des Störpegels zu unterbinden.

Beispiel 4 A Uppsala zeigt deutlich eine Parallelverschiebung der Ortungsgeraden durch Anwachsen des Störpegels. Das Erregungszentrum und damit der Winkel der Ortungsgeraden bleiben während des Sturmes konstant. (sh. Abb.).

Näherungsweise repräsentiert p , das ist der senkrechte Abstand der Geraden vom Ursprung, die Grössenordnung des Störpegels. Für das Ortungsverfahren ist der absolute Betrag des « wahren Störpegels » von geringer Bedeutung, wesentlich ist nur die Feststellung, dass ein Störpegel existiert und die Lage der Ausgleichgeraden beeinflusst.

Die Richtung des Erregungsgebietes.

Man ist allgemein der Ansicht, dass es sich bei den mikroseismischen Wellen um Rayleighwellen handelt. Nach M. Bath (« An investigation of Uppsala microseisms ») sind die wichtigsten Grundlagen für diese Annahme:

1. Das Verhältnis der Horizontal- zur Vertikalamplitude in Granit entspricht dem für Rayleighwellen theoretisch errechneten Wert.

2. Die Phasen der Horizontalbewegung zeigen Relationen, die auf Rayleighwellen hindeuten.

Jedoch ist die Annahme, dass die mikroseismischen Wellen reine

Rayleighwellen sind, nicht überall anerkannt. Doch auch die gelegentlich geäußerte Vermutung, dass die Bodenunruhe von SV- oder P Wellen erzeugt wird, ändert nichts an unsere Betrachtungen.

Geht man von dieser wesentlichen Voraussetzung aus, dann gibt uns die Richtung der Ausgleichgeraden direkt die Herkunftsrichtung der Wellen an, allerdings ist diese Richtung vierdeutig. Nun wird niemand daran zweifeln, dass die Erregungszentren mikroseismischer Stürme auf dem Meer bzw. an den Küsten gelegen sind, somit wird im wesentlichen für die norddeutschen und niederländischen Stationen die Ortungsgerade im *NW* oder *NO* Quadranten gelegen sein, für Uppsala im *NW* oder *SW* Quadranten. Eine Bestimmung des Quadranten nach der Phasenmethode von Lee (« On the direction of approach of microseismic waves ») würde schon eine eindeutige Richtungsbestimmung ermöglichen. Im allgemeinen wird schon ein Vergleich mit der Grosswetterlage die Möglichkeiten einschränken und somit eine ziemlich gute Bestimmung der Herkunftsrichtung mikroseismischer Wellen gewährleisten sein.

Die Ausgleichungsmethode ermöglicht eine Berechnung der Richtung ohne grosse Fehler. Die innere Genauigkeit schwankt zwischen 1°-7°. Die Möglichkeit, dass systematische Fehler die Grösse des Schwankungsbereiches beeinflussen können, scheint nicht ausgeschlossen, doch kann ein systematischer Fehler, hervorgerufen durch Beugungserscheinungen an geologischen Barrieren, kaum ins Gewicht fallen, da durch derartige Einwirkungen die mikroseismischen Wellen sehr geschwächt würden und nicht mehr zur Auswertung gelangen würden.

Die Intervalleinteilung

Nimmt man ein Sturmtief, ein starkes Druckfallgebiet oder eine Kaltfront als Erregungsursache der seismischen Bodenunruhe an, so muss man berücksichtigen, dass während des mikroseismischen Sturmes eine Verlagerung des Erregungsgebietes stattfinden kann. Um diese Veränderung zu erfassen, ist es zweckmässig, den Sturm in Intervalle einzuteilen. Wählt man diese Abschnitte nicht zu klein und achtet darauf, dass der Intervall zumindest einen Abstieg oder Anstieg der Amplituden enthält — bei konstanten Amplituden innerhalb eines Abschnittes ist eine Ortung nach unserer Methode unmöglich — dann wird auch bei willkürlicher Einteilung das Ergebnis nie verfälscht werden. Eine sinngemässe Einteilung kann aber ein Ergebnis wesent-

lich verfeinern. Ändert das Erregungsgebiet seine Lage nicht, dann wird sich auch der Winkel β , den die Ausgleichgerade mit der x — Achse bildet, bei beliebiger Intervalleinteilung nicht ändern.

Für eine Einteilung bieten sich uns drei Möglichkeiten:

1. Einteilung nach gleichen Zeitintervallen
2. Einteilung nach Änderung im Wettergeschehen
3. Einteilung nach Veränderung im Gang der Amplituden bzw. der Perioden.

Eine Einteilung nach 1. würde eine Änderung des Richtungswinkels nur schlecht erfassen und das Ergebnis zum Teil verflachen. Nach 2. ist nur selten eine Einteilung möglich, da wir die Wetterkarten nur alle 24 Stunden aufgezeichnet haben und entscheidende Ereignisse, wie z. B. Übergang einer Kaltfront oder dergleichen zeitlich schwer festlegen können. So bleibt uns nur die letzte Möglichkeit, die sich auch bei der Auswertung der einzelnen Stürme immer bewährte.

Ein Beispiel möge uns wiederum die Methode erläutern:

Sturm 2 Uppsala: Trägt man die gemittelten Stundenwerte der E-W und N-S Amplituden in ein kartesisches Koordinatensystem ein, so erkennt man unschwer eine Wanderung der Ausgleichgeraden nach Norden, wenn man den Wertevorrat in Intervalle einteilt. (sb. Abb. 2)

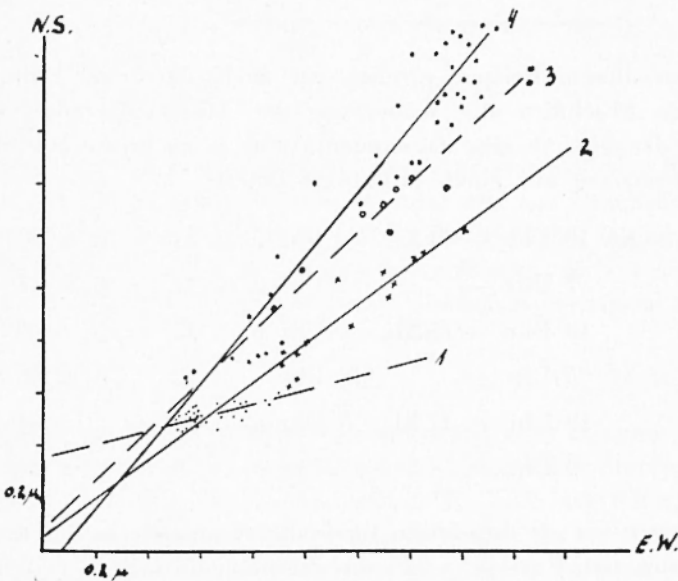


Abb. 2

Eine Einteilung wurde immer dort vorgenommen, wo sich der Gang der Amplituden der beiden Komponenten, d. h. das Verhältnis $a_E : a_N$, ändert. (sh. Abb. 3).

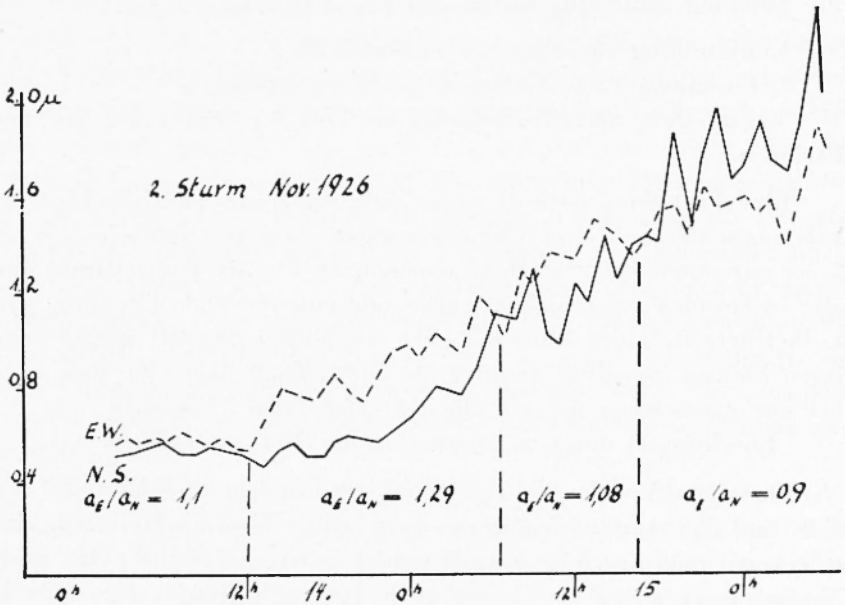


Abb. 3

Aus diesem Beispiel ersehen wir auch, dass eine Einteilung in kleinere Abschnitte die Wanderung der Ausgleichgeraden sehr viel besser darstellt, als eine Zusammenfassung in zu grosse Intervalle, die gewissermassen nur einen Mittelwert liefert.

1)	13.XI. 10 Uhr — 14.XI. 6 Uhr	$n = 21$	$\beta = 14^\circ$
2)	7 Uhr — 17 Uhr	$n = 11$	$\beta = 41^\circ$
3)	18 Uhr — 15.XI. 6 Uhr	$n = 15$	$\beta = 48^\circ$
4)	15.XI. 7 Uhr — 18 Uhr	$n = 12$	$\beta = 58^\circ$
5)	19 Uhr — 17.XI. 8 Uhr	$n = 38$	$\beta = 54^\circ$
6)	9 Uhr — 17 Uhr	$n = 9$	$\beta = 36^\circ$

Fassen wir die drei ersten Intervalle zusammen, so liefert die Ausgleichung den Wert $\beta = 32^\circ$, die Zusammenfassung der drei letzten Werte ergibt: $\beta = 53^\circ 40'$.

Ein extremes Beispiel für die Veränderung des Peilstrahles mit der Zeit gibt uns der Sturm 4 B für Reykjavik. Intensive Tiefdruckgebiete ziehen in der Westdrift südlich an Island vorbei und erzeugen starke Bodenunruhe. Im Vergleich mit den Wetterkarten kann man feststellen, dass die Ausgleichgerade im wesentlichen den T-Störungen folgt. Entsprechend der äusserst schnellen Änderung des Wettergeschehens sind hier die Intervalle noch zu lang und die Anzahl der Amplitudenwerte für eine Ortung zu gering. Eine genaue Untersuchung würde eine Ablesung der halbstündigen Amplitudenwerte erfordern. (Abb. 4).

Die Stürme 4 A für Hamburg und Uppsala, Sturm 1 und andere geben uns Beispiele dafür, dass sich andererseits bei stationären Erregungsgebieten die Richtungswinkel nicht ändern bei heliehiger Einteilung.

Für Gross Raum konnte keine Intervalleinteilung durchgeführt werden, da das Zahlenmaterial zu spärlich war.

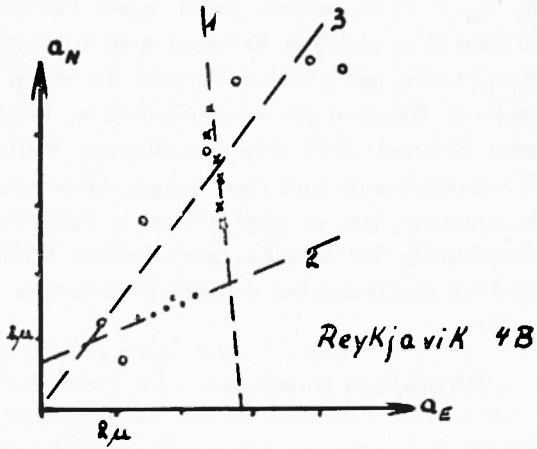


Abb. 4

Zusammenfassend kann man sagen, dass eine zweckmässige Einteilung eines mikroseismischen Sturmes in Intervalle zur Durchführung einer Ausgleichung unbedingt notwendig ist. Es zeigt sich immer, dass die Art der Einteilung nie das Ergebnis verfälscht, doch wenn sie sinngemäss durchgeführt ist, das Ergebnis wesentlich verfeinern kann.

Überlagerungen

Da nur die maximalen Amplituden der ersten zehn Minuten jeder Stunde abgelesen wurden, ist die Wahrscheinlichkeit einer Störung der Ausgleichung durch Überlagerungen gering. Wo aber auf Grund der Wetterlage die Möglichkeit besteht, dass sich Wellen aus verschiedenen Herkunftsrichtungen am Beobachtungsort überlagern, ist eine genaue Untersuchung erforderlich, wenn man eine fehlerhafte Ausgleichung

vermeiden will. Gehen wir von der Annahme aus, dass bei Überlagerungen die Wellenanteile aus verschiedenen Richtungen und Entfernungen eine unterschiedliche Periode aufweisen, so können uns schon die Perioden und die Amplituden Hinweise auf das Vorhandensein von Überlagerungen geben. Im Folgenden wollen wir einige Methoden, mit denen man Überlagerung feststellen kann, kennenlernen und an Beispielen diskutieren.

1.) Sind während eines mikroseismischen Sturmes die Amplituden der *N-S* und der *E-W* Komponente gleich gross, d. h. das Verhältnis $a_E/a_N \sim 1$, so müsste, wenn keine Überlagerung vorliegt, also alle Wellen dem gleichen Erregungsgebiet entstammen, die Häufigkeit der Amplituden mit gleicher Periode der einen Komponente mit der der anderen Komponente übereinstimmen. Liegt aber eine Überlagerung zum Beispiel einer kurzperiodischen Wellenbewegung mit starker Westkomponente und einer langperiodischen mit überwiegender Nordkomponente vor, so wird in diesem Fall ein Häufigkeitsmaximum der Amplituden bei den kurzperiodischen Wellen der *E-W* Komponente und ein Maximum bei den langperiodischen der *N-S* Komponente auftreten.

Beispiel 2 a Hamburg

$$a_E = 3,25 \mu$$

$$a_E/a_N = 0,97$$

$$a_N = 3,37 \mu$$

Die Häufigkeiten sind für

Periode <i>T</i>	4,8	5,2	5,6	6,0	6,4 sec
<i>N-S</i>	44	107	86	129	24
<i>E-W</i>	39	113	82	139	15

Dieses Beispiel zeigt eine gute Übereinstimmung der Häufigkeiten. Die Ortungsgerade weist in Richtung eines Tiefdruckzentrums, welches nördlich von Schottland gelegen ist.

2.) Zeichnet man den Gang der Amplituden verschiedener Periodegruppen der beiden Komponenten auf, so kann man annehmen,

dass bei fehlender Überlagerung die einzelnen Kurven parallel verlaufen. Sturm 3 Hamburg gibt uns ein Beispiel parallelen Kurvenverlaufes der Perioden 4,8; 5,2; 5,6; 6 sec. (Abb. 5).

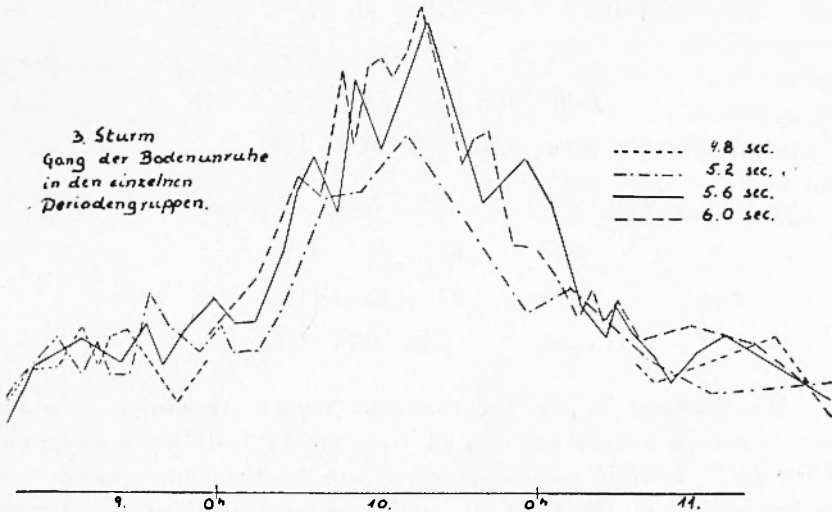


Abb. 5

3.) Den wichtigsten Hinweis auf eine Überlagerung von Wellen verschiedener Herkunftsrichtung gibt uns das Verhältnis a_E/a_N innerhalb der einzelnen Periodengruppen. Kommen die Wellen nur von einem räumlich begrenzten Erregungsgebiet, so wird das Verhältnis für alle Periodengruppen einen konstanten Wert haben oder besser: die Streuung des Quotienten wird nur gering sein; liegt aber eine Überlagerung vor, dann wird man eine systematische Abweichung dieses Verhältnisses feststellen.

Sturm 3 Hamburg möge das Beispiel zur Erläuterung unserer Methode sein:

Betrachtet man *Sturm 3* zusammenfassend, so ergibt sich für die mittleren Amplituden $a_N = 4,8 \mu$; $a_E = 3,6 \mu$ und $a_E/a_N = 0,75$; die Häufigkeiten und der Quotient a_E/a_N innerhalb der Periodengruppen sind:

Periode T	4,8	5,2	5,6	6	sec
$N-S$	65	107	85	294	
$E-W$	80	111	101	284	
a_E/a_N	0,95	0,93	0,87	0,83	

Das Verhältnis der Horizontalkomponenten nimmt mit längeren Perioden ab. Teilt man den Sturm in zwei Teile auf, so zeigt sich jedoch, dass sich während des Sturmes das Erregungsgebiet ändert.

1. Teil	T	4,8	5,2	5,6	6	sec
	$N-S$	58	74	54	175	
	$E-W$	70	84	59	147	
	a_E/a_N	0,97	0,99	0,90	0,93	
2. Teil	T		5,2	5,6	6	sec
	$N-S$		33	31	119	
	$E-W$		27	42	111	
	a_E/a_N		0,76	0,75	0,70	

Der Quotient ist also innerhalb der beiden Abschnitte konstant. Die weitere Untersuchung ergab, dass im 2. Teil die norwegische Küste im 1. Teil die mittlere Nordsee Sitz des Erregungsgebietes war. In den einzelnen Bearbeitungen mikroseismischer Stürme sind noch mehrere Untersuchungen dieser Art durchgeführt worden.

Es ist unmöglich, eine eindeutige Trennung der verschiedenen Anteile bei einer Überlagerung zu erreichen, doch kann man mit Hilfe der drei angeführten Methoden das Vorhandensein von störenden Überlagerungen leicht feststellen. Bei starken Überlagerungserscheinungen wird eine Ortung nach unserer Methode nicht ratsam sein, doch allgemein treten Überlagerungen, durch die Auswahl der grössten Amplituden bedingt, kaum für die Ausgleichung störend in Erscheinung oder nur für kürzere Zeiträume. Durch geeignete Einteilung kann man den Einfluss der Überlagerung auf das Ergebnis weitgehend abschwächen.

Mikroseismik und Tektonik

Die Bearbeitung verschiedener Stürme führte auf das Ergebnis, dass die Ursache der Mikroseismik für die einzelnen Stationen nicht immer die gleiche ist. So erzeugt z. B. eine Nordwetterlage und ein damit verbundener Küsteneffekt an der norwegischen Küste starke Bodenunruhe in Uppsala, Hamburg, Helgoland und Gross Raum, doch nicht in De Bilt und Uccle; andererseits bewirkt ein Erregungszentrum an der britischen Westküste einen starken Anstieg der Bodenunruhe in

Uccle und De Bilt, doch nur einen sehr schwachen Anstieg bei den übrigen Stationen. Diese Tatsache erschwert und verhindert zum Teil sogar die Durchführung einer Ortung eines Erregungszentrums von mehreren Stationen aus. Nur bei Auftreten eines starken Druckgradienten in der mittleren Nordsee scheint eine derartige Ortung möglich zu sein. (Sturm 1). Druckgradienten oder Kaltfronten in der Norwegischen See bewirken keine Bodenunruhe in Uccle und De Bilt; für Hamburg, Uppsala und Gross Raum wächst die Mikro-

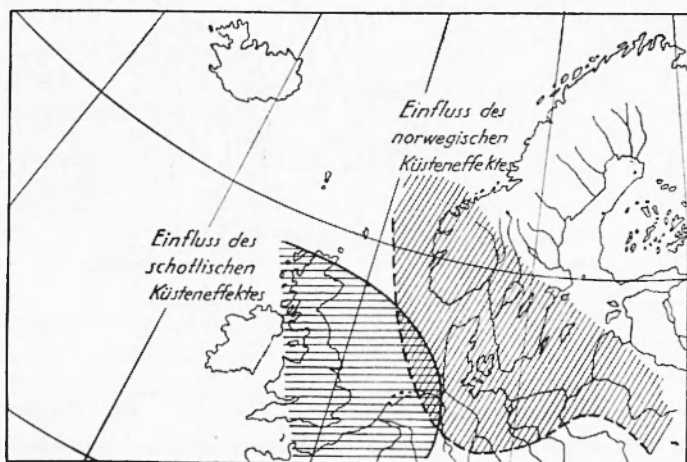


Abb. 6

seismik stark an und zeigt meistens ziemlich gleichmässigen Verlauf.

Gutenberg (« Mikroseismik in Europa ») erwähnt das Vorhandensein einer tektonischen Grenze zwischen N-W Deutschland und den Niederlanden (Abb. 6).

Schwinner (Zeitschrift für Geophysik 9,1933) greift diese Beobachtung auf und bringt sie mit der kaledonischen Gebirgsaufaltung in Zusammenhang. Schwinner vermutet, dass die kaledonischen Faltengebirge Skandinaviens mit den Hebriden keine geologische Einheit bilden und glaubt vielmehr an eine Verbindung des kaledonischen Gebirges durch die östliche Nordsee mit Nordwestdeutschland. Die Meinung, dass die Pompeckjsche Schwelle diese Fortsetzung in Norddeutschland darstellt, wird durch Bohrergebnisse in Jütland verstärkt. (P. Dorn « Geologie von Mitteleuropa ») Der Bereich der Pompeckischen Schwelle erstreckt sich sehr wahrscheinlich über Dänemark hinweg

bis in die Nordsee hinein. Eine genauere Untersuchung der Schwingerschen Theorien wird erst nach Bearbeitung der Seismogramme englischer Stationen möglich sein. Sicherlich bietet uns die Mikroseismik eine Möglichkeit, Klarheit in die geologischen Verhältnisse des Nordseegebietes und der Tektonik Nordwesteuropas zu bringen.

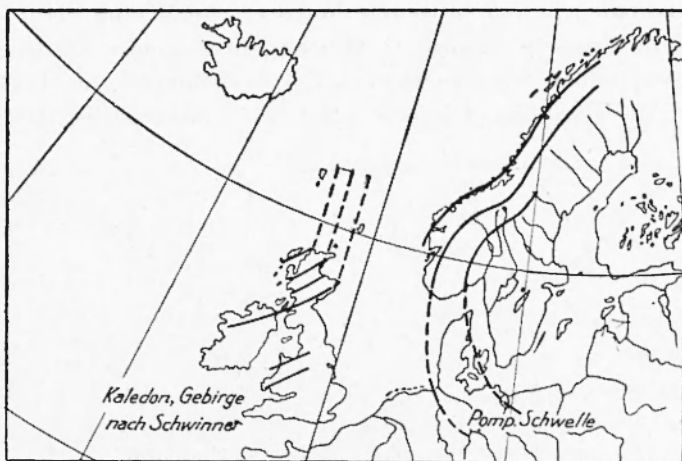


Abb. 7

Ein wesentlicher Punkt, der einen Vergleich der Bodenunruhe zwischen den einzelnen Stationen erschwert, ist die Verschiedenartigkeit des Stationsuntergrundes. Die Beschaffenheit des Untergrundes beeinflusst sowohl die Grösse der Amplituden als auch die Periode der registrierten Bodenunruhe. Nebenstehende Tabelle stellt die relativen Mittelwerte der Amplituden über mehrere Jahre der Bodenunruhe dar. Die Einheiten sind willkürlich. Die Tabelle ist entnommen aus Gutenberg « Seismische Bodenunruhe » und deckt sich mit unseren Beobachtungen.

Station	Relativwert	Stationsuntergrund
Reykjavik	25	Urgestein
Hamburg	8,5	Geschiebemergel
Helgoland	3	Buntsandstein
Uppsala	1,5	Urgestein
Gross Raum	7	Tert. und dil. Sande
Uccle	3,5	Kalkstein
De Bilt	8	Alluviale Sande

Der Wert für Helgoland entstammt eigenen Beobachtungen.

Bei jedem mikroseismischen Sturm ist das Verhältnis der Amplituden in den einzelnen Stationen verschieden und von der Lage des Erregungszentrums abhängig. Die folgende Karte zeigt das Verhältnis

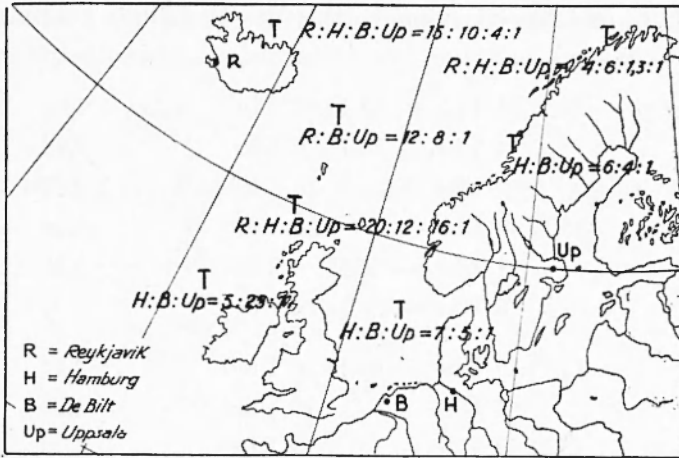


Abb. 8

der Bodenunruhe $\sqrt{a_N^2 + a_E^2}$ der Stationen Hamburg Helgoland, Reykjavik, Uccle, Uppsala, De Bilt bei verschiedener Lage des Tiefdruckgebietes für die untersuchten mikroseismischen Stürme.

Das Verhältnis der Horizontalkomponenten zueinander

Bildet man das Verhältnis a_E/a_N , das ist das Verhältnis der Amplituden der E-W Komponente im Mittel zu denen der N-S Komponente, so streut dieser Wert beachtlich. Der Versuch aus diesen Quotienten die Herkunftsrichtung der Wellen zu ermitteln, erscheint unmöglich. Allgemein zeigte es sich jedoch, dass bei stationären Erregungszentren dieser Wert sich wenig ändert und eine verhältnismässig geringe Streuung besitzt:

Beispiel 4 A Station	Datum		a_E/a_N
Hamburg	24.9.10	Uhr — 20 Uhr	0,7
		21 Uhr — 25.9. 6 Uhr	0,6
		8 Uhr — 26.9.12 Uhr	0,7
Reykjavik	23.9.20	Uhr — 24.9.20	0,76
		21 Uhr — 25.9.12 Uhr	0,7
		14 Uhr — 20 Uhr	0,7

Verändert sich die Lage des Erregungszentrums, so wird auch eine Änderung des Quotienten a_E/a_N eintreten. Im Sturm 2 verlagert sich die Erregungsquelle, ein intensives Druckfallgebiet, nach Nordosten. In Hamburg und Uppsala nimmt daher das Verhältnis kontinuierlich ab.

Hamburg	12.11.11 Uhr — 13.11. 2 Uhr	a_E/a_N	1,02
	4 Uhr — 14.11. 6 Uhr		0,98
	7 Uhr — 13 Uhr		0,87
	15.11. 8 Uhr — 20 Uhr		0,86
	21 Uhr — 16.11. 7 Uhr		0,85
	8 Uhr — 20 Uhr		0,73
Uppsala	13.11.10 Uhr — 14.11. 6 Uhr		1,14
	7 Uhr — 18 Uhr		1,29
	15.11. 7 Uhr — 18 Uhr		1,09
	19 Uhr — 17.11. 8 Uhr		0,90

Die Kennlinie

Im allgemeinen wachsen die Perioden der mikroseismischen Wellen mit den Amplituden an. Ferner sind die Perioden und Amplituden von der Entfernung des Erregungszentrums abhängig, denn die Energie und damit die Amplitude nimmt mit der Entfernung ab, und durch die Periodenabhängigkeit der Absorption werden Wellen mit langer Periode weniger absorbiert, sodass die Mikroseismik von weiter entfernt liegenden Herden langperiodischer ist. Die Tabelle gibt

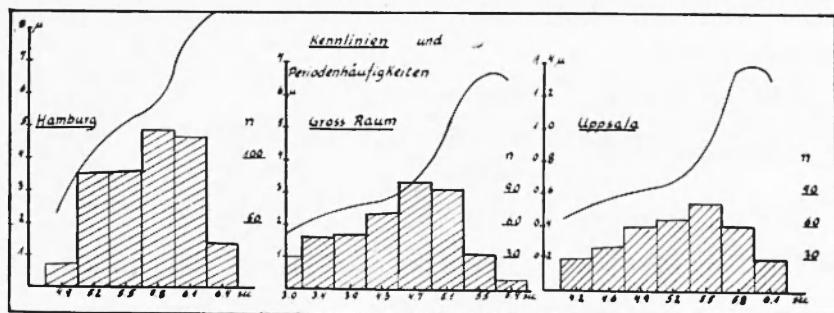


Abb. 3

uns die mittleren Amplituden für die verschiedenen Perioden und deren Häufigkeiten. Zur Darstellung der Tabelle sind sämtliche Stundenwerte der untersuchten Stürme herangezogen worden. Für Gross Raum wurden die Werte aus Koblach « Untersuchungen über die mikroseismische Bodenunruhe in Gross Raum » verwendet.

Tabelle 1

Hamburg N-S	Periode	Anzahl	mittl. Amplitude
	4,9 sec	17	2,57
	5,2	93	4,2
	5,5	89	5,13
	5,8	119	5,76
	6,1	115	7,85
	6,4	35	8,6
Hamburg E-W	4,6	2	1,7
	4,9	35	2,47
	5,2	94	4,22
	5,5	103	4,1
	5,8	143	4,78
	6,1	69	6,78
	6,4	13	5,9
Uppsala N-S	4,2	32	0,48
	4,6	39	0,545
	4,9	62	0,612
	5,2	67	0,618
	5,5	81	0,86
	5,8	61	1,34
	6,1	29	1,25
Gross Raum N-S	3	30	1,74
	3,4	51	2,22
	3,9	54	2,3
	4,3	69	2,64
	4,7	102	3,46
	5,1	94	4,91
	5,5	33	6,59
	5,9	12	6,35

Bestimmt man nun für jeden Sturm die Abhängigkeit der Periode von der Amplitude und vergleicht die erhaltenen Linien mit den Kurven der Abb. 9, so kann man aus der Lage und der Gestalt dieser — für jeden Sturm charakteristischen — Kennlinien auf bestimmte Eigenschaften des untersuchten Sturmes schliessen. Liegt die Kennlinie eines Sturmes sehr weit unterhalb der mittleren Kurve, so sind die mikroseismischen Wellen relativ langperiodisch und damit das Erregungszentrum relativ weit von der Station entfernt; liegt sie oberhalb, so kann man auf ein relativ nahes Erregungsgebiet schliessen.

Die Auswertung der mikroseismischen Stürme ergab weiterhin, dass durch eine parallel zur mittleren Kurve verlaufende Kennlinie stets ein stationäres Erregungszentrum charakterisiert wurde und dass ein starkes Anwachsen einer Kennlinie darauf hindeutet, dass sich das Erregungsgebiet der Station nähert. Ausserdem kann man eine starke Ähnlichkeit im Verhalten der Kennlinien der Stationen Hamburg, Uppsala und Gross Raum feststellen. Diese Tatsache dürfte darauf hindeuten, dass die Erregungsursache der Bodenunruhe für die genannten Stationen die gleiche war. Für die übrigen Stationen war die Konstruktion der Kennlinien noch nicht möglich, weil das vorliegende Material zu dürrig war. An einigen Beispielen möchte ich nun die Brauchbarkeit der Kennlinie zeigen. (sh. Abb. 10) Die dick ausgezogene Kurve stellt die mittlere Kennlinie dar.

Sturm 4 A: Die Erregungsursache der Mikroseismik ist ein starkes Druckfallgebiet nordöstlich Islands. Das Erregungszentrum ist stationär. Die Kennlinien liegen relativ weit unterhalb der Mittelwertskurve und verlaufen mehr oder weniger parallel zu dieser.

Sturm 4 B: Ein intensives Tief (730 mm) liegt an der Westküste Norwegens, ein anderes südlich Islands (740 mm). Beide Tiefdruckgebiete erzeugen starke Bodenunruhe, das Zentrum der Erregung liegt in der Norwegischen See. Die Kennlinien deuten wiederum auf ein stationäres, jedoch weniger weit entferntes, Erregungsgebiet hin.

Sturm 1: Das Erregungsgebiet liegt in der mittleren Nordsee. Die Kennlinien liegen oberhalb der Mittelwertskurve. Das Kerngebiet der mikroseismischen Unruhe ist im wesentlichen stationär und relativ nah gelegen.

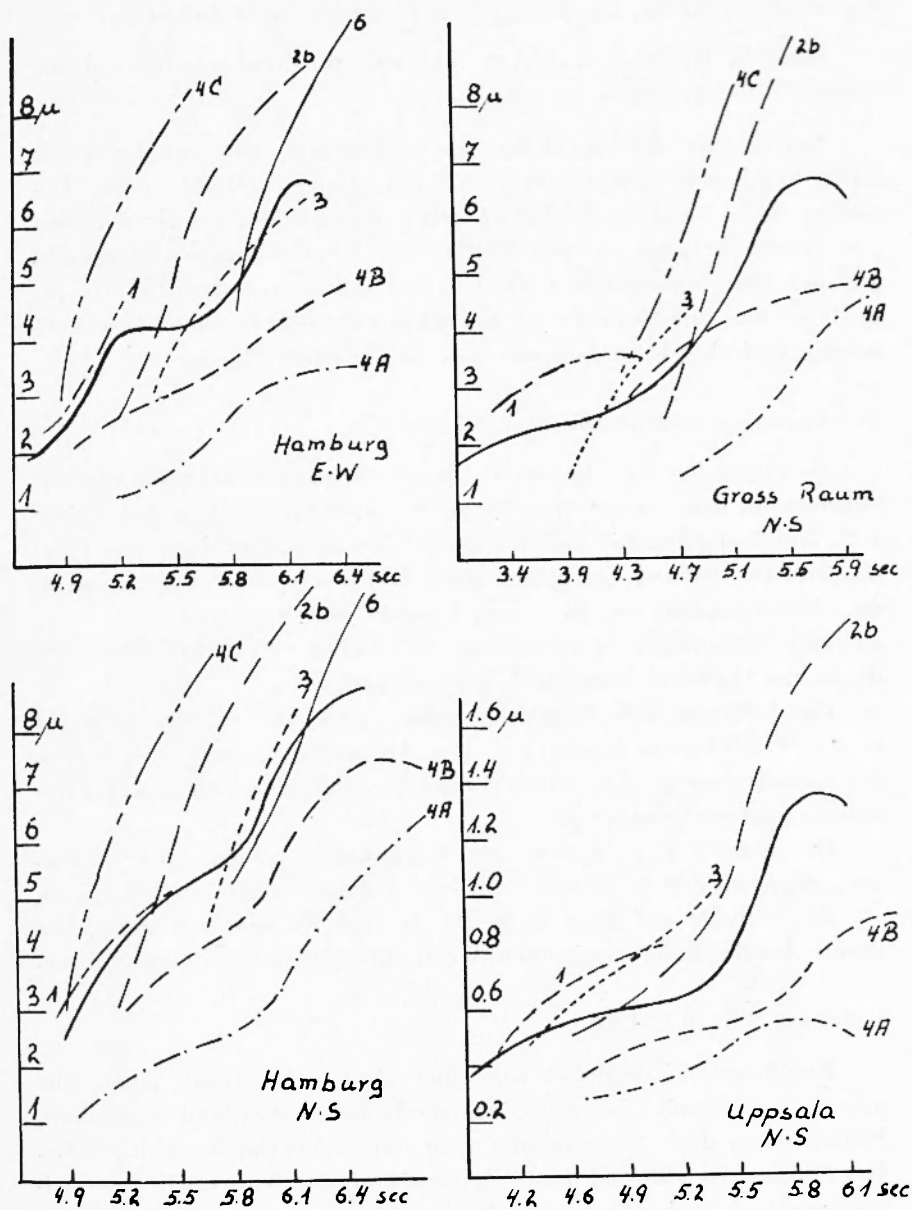


Abb. 10

Sturm 2 b: Ein starkes Sturmtief (720 mm) nähert sich der norwegischen Küste. Die Kennlinien wachsen stark an und liegen oberhalb der mittleren Kurve. Die Lage des Erregungsgebietes ändert sich.

Sturm 4 C: Eine Kaltfront und ein Sturmtief überqueren die Nordsee. Die Kennlinie ist sehr steil.

Aus den angeführten Beispielen ersehen wir, dass uns die Kennlinien einen wichtigen Hinweis auf die relative Entfernung der Unruhequelle und auf ihr Verhalten geben können. Bei der Bearbeitung der einzelnen Stürme ist diese Methode zur Bestimmung des Erregungsgebietes stets herangezogen worden und auf ihre Brauchbarkeit geprüft worden. Die Methode der Kennlinien ermöglicht eine Charakterisierung und eine Einteilung der mikroseismischen Stürme.

Bearbeitungen mikroseismischer Stürme

In Folgenden wird die Untersuchung von einigen mikroseismischen Stürmen mit den angegebenen Methoden durchgeführt. Für die Stürme 1, 2, und 3 standen die Seismogramme der Stationen Hamburg, Uppsala und De Bilt zur Verfügung, für 4 A, 4 B und 4 C Aufzeichnungen der Seismographen von Hamburg, Uppsala und Reykjavik.

Die Wetterlagen wurden den « Täglichen Wetterberichten der Deutschen Seewarte, Hamburg » entnommen.

Die Richtung der Ausgleichgeraden wurde als gerader Peilstrahl in die Wetterkarten eingetragen. Die Abweichung von der Richtung des Grosskreises ist wegen der Projektion und der geringen Entfernungen vernachlässigbar gering.

Die römischen Zahlen in den Wetterkarten geben den Seegang, die arabischen Ziffern an den Peilstrahlen die Intervalleinteilungen an.

Die Tabelle auf Seite 28 u. 29 ist eine Zusammenfassung aller durch Ausgleichung ermittelten Werte für die bearbeiteten Stürme.

1. STURM. 9.X.-10.X. 1926.

Ein Sturmtief, begleitet von einer aktiven Kaltfront, zieht sehr schnell, von Island (740 mm) kommend, über Schottland (730 mm), Südnorwegen nach Südschweden (725 mm). (Vergleiche Abb. 12-16). Der Seegang ist während dieser Zeit stark an der Westküste Grossbritanniens und in der Deutschen Bucht, dagegen gering an der norwegischen Küste.

Die Bodenunruhe erreicht ihr Maximum am 10.X. 2 Uhr auf allen

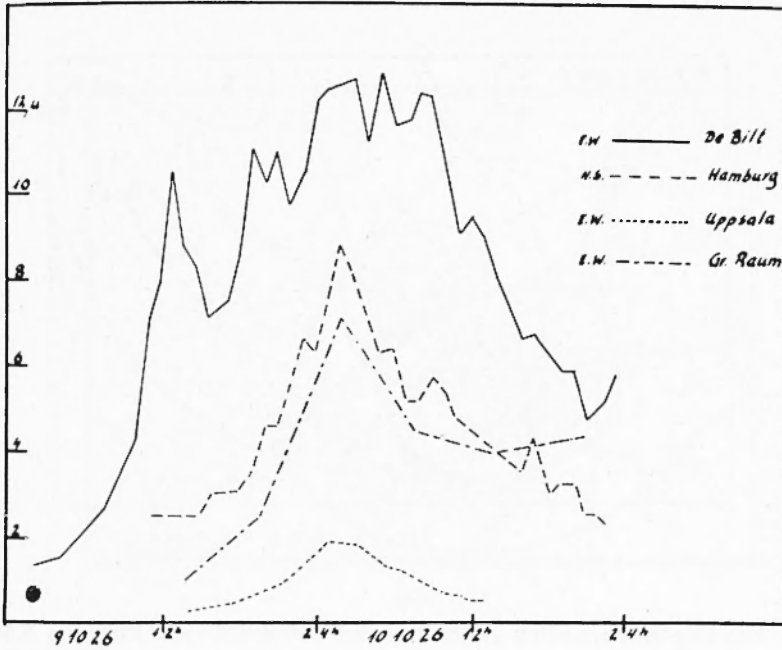


Abb. 11

Stationen gleichzeitig. Die Tabelle 3 gibt uns die mittleren Amplituden und Perioden während des ersten Sturmes.

Die Abbildung 11 zeigt den Verlauf der Bodenunruhe für den ersten Sturm.

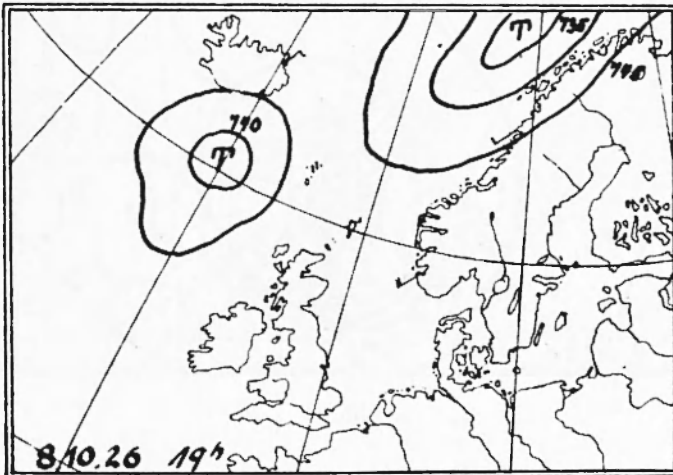


Abb. 12

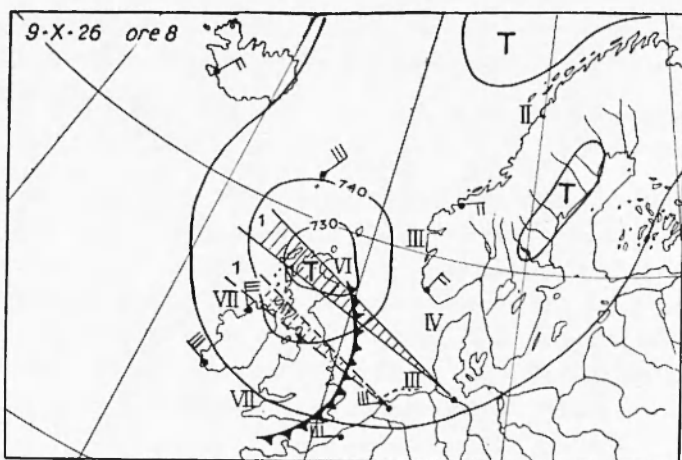


Abb. 13

Die folgenden Karten geben uns die Wetterentwicklung vom 8.X.19 Uhr bis zum 10.X.8 Uhr und die durch Ausgleichung ermittelten Peilstrahlen mit ihrem Schwankungsbereich.

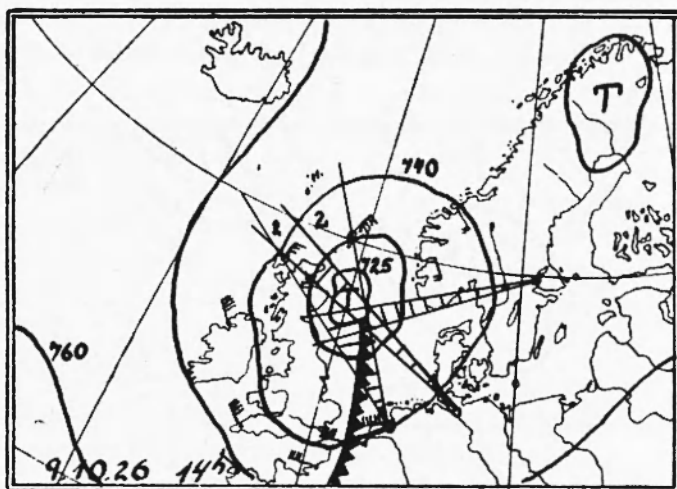


Abb. 14

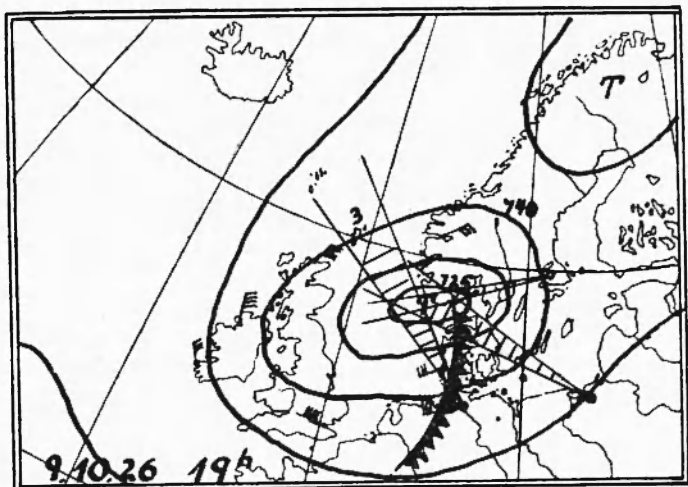


Abb. 15

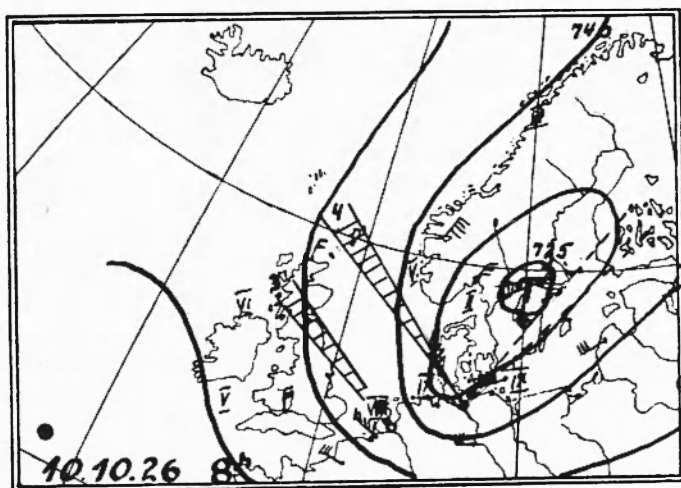


Abb. 16

Ergebnisse der Ausgleich (Tabelle 2)

Station	Sturm	Datum	β	$\Delta \beta$	p	Δp
Hamburg	1 1	9.11 ^h -19 ^h	36,5°	1°18'	0,865	0,134
	2	9.11 ^h -23 ^h	48,5°	3°2'	0,23	0,31
	3	24 ^h -10.6 ^h	53°25'	7°	-0,22	0,425
	4	6 ^h -24 ^h	51°38'	2°50'	0	0,336
	gesamt		51°30'	1°25'	0,01	0,323
Uppsala	1	9.14 ^h -10.24 ^h	12,75°	2°3'	0,39	0,1
De Bilt	1 1	9.4 ^h -18 ^h	28,75°	1°20'	0,51	0,24
	2	19 ^h -10.6 ^h	57°	11,5°	-5,31	1,94
	3	7 ^h -23 ^h	40°	2°13'	-0,25	0,575
Gross Raum	1		32°	5°	0,6	
Hamburg	2 1	12.11 ^h -13.2 ^h	51°	3°35'	-0,45	0,25
	2	4 ^h -14.13 ^h	58°17'	5°	-1,01	0,4
	3	15.8 ^h -20 ^h	64,75°	4,5°	-2,85	0,76
	4	16.8 ^h -20 ^h	85,3°	5°10'	-7	1,3
		15.8 ^h -16.20 ^h	65°40'	4,5°	-3,1	0,99
	5	21 ^h -17.10 ^h	50°17'	4°	-0,01	0,62
De Bilt	2 1	13.9 ^h -15.1 ^h	43°	3°15'	-0,8	0,53
	2	2 ^h -16.1 ^h	40°40'	3°20'		0,46
	3	2 ^h -17.14 ^h	37°37'	2°	0,175	0,24
gesamt						
Uppsala	2 1	13.10 ^h -14.6 ^h	14°	5,5°	0,348	0,03
	2	7 ^h -17 ^h	41°	3°	-0,024	0,08
	3	18 ^h -15.6 ^h	48°	4,5°	-0,222	0,015
	1, 2, 3		31°45'	2,5°		
	2 4	15.7 ^h -18 ^h	58°	5°	-0,48	0,113
	5	15.19 ^h -17.8 ^h	54,5°	4°40'	-0,25	0,19
Gross Raum	6	9 ^h -17 ^h	35°20'	13°	0,194	0,12
	4, 5, 6		53°40'	2°	-0,23	0,13
	2		40°50'	3°2'	0,64	
Hamburg	3 1	9.10 ^h -10.3 ^h	74°52'	4°35'	-1,71	0,25
	2	4 ^h - 1 ^h	54,5°	3°40'	-0,05	0,5
	3	11.2 ^h -18 ^h	73°	4°40'	-1,36	0,3
Uppsala	3 1	8.20 ^h -10.12 ^h	44°	2°	-0,006	0,11
	2	13 ^h -11.18 ^h	38,5°	3°	0,114	0,14
De Bilt	3		41°45'	6°45'	0,15	0,28
Gross Raum	3		32,5°	3,7°	0,216	

Station	Sturm	Datum	β	$\Delta \beta$	p	Δp
Hamburg	4A 1	24.10 ^h -25.6 ^h	67°21'	3°40'	-0,93	0,44
	2	6 ^h -26.12 ^h	50°10'	1,5°	0,3	0,12
Uppsala	4A 1	24.13 ^h -22 ^h	50°	3°15'	-0,012	0,026
	2	23 ^h -25.9 ^h	49°40'	4°10'	0,097	0,044
Gross Raum	4A		47°	3,5°	0,2	0,29
Reykjavik	4A 1	23.20 ^h -24.20 ^h	44°40'	3°	1,14	1,1
	2	21 ^h -25.12 ^h	83°	3°8'	-4,375	0,5
	1, 2		60°46'	3,5°	-0,84	0,42
Hamburg	4B 1	26.16 ^h -28.4 ^h	58°20'	4°20'	-0,145	0,17
	2	28.6 ^h -22 ^h	51°20'	6°40'	0,4	0,16
	3	24 ^h -30.2 ^h	55°46'	2°50'	0,12	0,4
	4	4 ^h -1.4 ^h	39°	6°30'	1,02	0,27
	5	5 ^h -2.14 ^h	49°	2°50'	0,14	0,23
	4C	2.16 ^h -3.10 ^h	55,5°	1°20'	-1,3	0,187
	7	11 ^h -1.24 ^h	44°45'	2°	0,37	
Uppsala	4B 1	29.8 ^h -30.24 ^h	53°16'	2°35'	0,13	0,06
	2	1.0 ^h - 2.0 ^h		7°40'	0,12	0,03
Reykjavik	4B 1	26.6 ^h -11 ^h	4°20'	3°40'	5,1	0,16
	2	22 ^h -27.12 ^h	20°50'	5°	1,49	0,09
	3	20 ^h -28.11 ^h	54°8'	4,5°	0,02	0,97
	4	29.6 ^h -30.4 ^h	68°	3,75°	-2,15	0,47
	5	6 ^h -1.24 ^h	50°15'	2°40'	0,4	0,6
	4C 6	2.0 ^h -22 ^h	70°22'	2°50'	-0,47	0,27
	7	23 ^h	71°50'	2°	-1,05	0,8
Gross Raum	4B		41°50'	5°40'	-0,28	0,68
	4C		50°35'	3°	-1,25	0,93

Tabelle 3

Station und Datum	$\alpha_N \mu$	α_E	T_N	T_E	$\alpha_E : \alpha_N \sigma_m$		T_m	
Hamburg 9.10.11 ^h -10.10.24 ^h	4,5	3,6	5,3	5,1	0,8	5,8	5,2	
Uppsala 9.10.14 ^h -10.10.13 ^h	0,64	1,05	4,6	4,7	1,65	1,2	4,65	
De Bilt	α_E	α_N						
	9.10.0 ^h -10.10.24 ^h	8,6	6,2	4,7	4,6	1,4	10,6	4,65
	9.10.6 ^h - 17 ^h	6,6	4	4,8	4,8	1,57	7,5	4,8
18 ^h -10.10.24 ^h	9,44	7	4,7	4,5	1,35	11,8	4,6	

Die Bodenunruhe in Hamburg

Würde man für Hamburg keine Einteilung des Sturmes in Intervalle vornehmen, dann würde der Richtungswinkel $\beta = 51,5^\circ \pm 1,5^\circ$ betragen. Eine Einteilung wäre hier also nicht unbedingt erforderlich gewesen, da es sich um ein wesentlich stationäres Erregungszentrum in der Nordsee handelt. Da auf Grund der Wetterlage die Möglichkeit bestehen könnte, dass sich Wellen aus verschiedenen Unruheherden überlagern und das Ergebnis verfälschen könnten, wurde eine Bearbeitung des Sturmes nach den auf Seite 14 ff angegebenen Methoden durchgeführt. Es ergaben sich durch Trennung aller abgelesenen Amplituden in Periodengruppen die Quotienten a_E/a_N innerhalb dieser Gruppen zu:

Periode T	4,8	5,2	5,6	6 sec
a_E/a_N	0,8	0,76	0,78	0,76

Die geringe Streuung des Verhältnisses gibt uns einen Hinweis darauf, dass die Wellen aller Perioden demselben Erregungszentrum angehören.

Die Einteilung und die Ergebnisse der Ausgleichung sind in der Tabelle 2 enthalten.

Die Richtung der Peilstrahlen ist natürlich zweideutig, doch die Annahme, dass während des Sturmes der Peilstrahl von 51° auf -51° umklappt, (wie in Abb. 16 angedeutet) ist abwegig. Um eine genaue Bestätigung zu erhalten, ist eine Analyse nach der Methode von Lee erforderlich, doch sei darauf hingewiesen, dass die Anwendung dieser Methode für Stationen mit mechanischer Registrierung wenig erfolgversprechend ist.

Die Bodenunruhe in De Bilt

Trägt man die gemittelten Amplitudenwerte für De Bilt in ein Koordinatensystem ein (Abb. 17), so erkennt man schon an der regellosen Anordnung der Punkte (a_N, a_E), dass eine Einteilung des Sturmes hier unbedingt erforderlich ist.

Der Sturm wurde also in drei Abschnitte aufgeteilt. Eine genaue Untersuchung der Perioden und der Amplituden zeigte, dass das Erre-

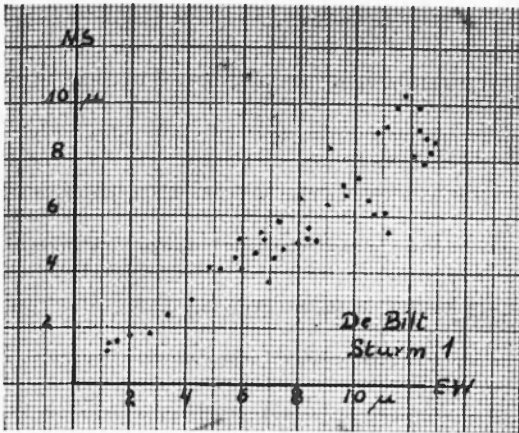


Abb. 17

gungszentrum nur schwer lokalisiert werden kann, denn durch die Wetterlage bedingt, besteht zweifellos die Möglichkeit, dass zur gleichen Zeit mikroseismische Wellen sowohl von der mittleren Nordsee als auch von der schottischen und irischen Westküste oder von der Kanalküste die Station erreichen. Da aber nur die grössten

Amplituden der ersten zehn Minuten jeder vollen Stunde abgelesen wurden, tritt für die Ausgleichung die Überlagerung weniger störend in Erscheinung. Es scheint so zu sein, dass in 1. Teil der Kaltfronteneffekt über Kanal und holländischer Küste und der Küsteneffekt an der schottischen Küste für die Erregung der Mikroseismik verantwortlich sind. Das erste Maximum der Bodenunruhe fällt zeitlich mit dem Übergang der Kaltfront über den Kanal zusammen und wird vorwiegend von Wellen kürzerer Periode gebildet. (sb. Abb. 18).

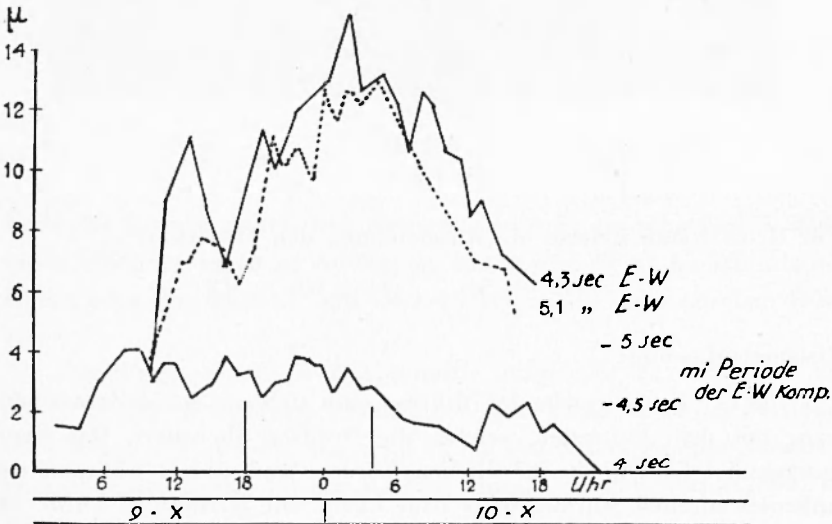


Abb. 18

Im 2. Teil scheint der Druckeffekt in der mittleren Nordsee und im 3. Teil der starke Seegang und Sturm an der Kanalküste und in der Deutschen Bucht die Erregungsursache zu bilden. Letztere Annahme wird durch die starke Abnahme der mittleren Perioden bekräftigt.

Die Bodenunruhe in Uppsala

Für Uppsala war eine Einteilung nicht notwendig. Die Punkte (a_N , a_E) liegen ziemlich dicht an der Ausgleichgeraden. Das Sturmtief bewegt sich auf der Richtungsgeraden nach Uppsala.

$$\beta = 12^\circ 45' \pm 5'$$

$$p = 0,39 \pm 0,1$$

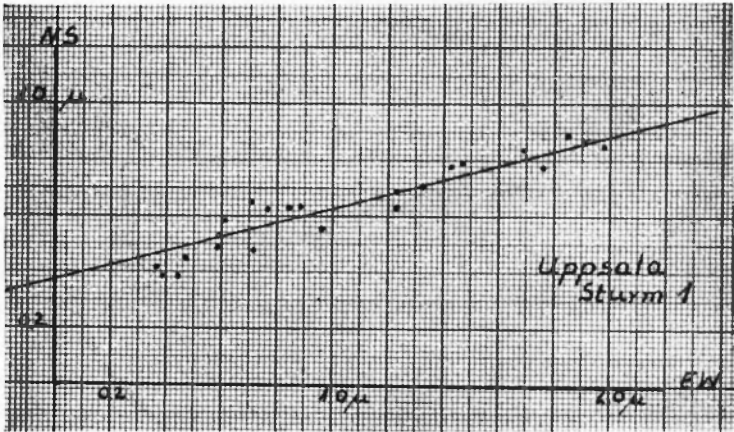


Abb. 19

Für Gross Raum lieferte die Ausgleichung den Mittelwert:

$$\beta = 32^\circ \pm 5^\circ \quad p = 0.6 \pm 0.2$$

Zusammenfassung:

Die Erregungsursache der Mikroseismik steht im engen Zusammenhang mit dem Sturmtief, welches die Nordsee überquert. Das Erregungsgebiet liegt in der nördlichen Nordsee und ändert während des mikroseismischen Sturmes seine Lage kaum. Die Kennlinien (Abb. 10) zeigen auf allen Stationen ein ähnliches Verhalten.

2. STURM. 12.XI.-17.XI. 1926.

Der 2. Sturm bietet uns ein anschauliches Beispiel für die kontinuierliche Veränderung des Richtungswinkels der Ausgleichgeraden mit der Wanderung eines Sturmtiefs. Ferner zeigt er, dass eine Erregung der Westküste Irlands und Schottlands, sei es durch Brandung oder Druckeffekte, nur einen geringen Anstieg der Bodenunruhe in Uppsala und Hamburg bewirkt, doch einen sehr starken Einfluss auf die Mikroseismik in De Bilt hat. Druckeffekte in der Norwegischen See und nowegische Küsteneffekte dagegen beeinflussen die Bodenunruhe in De Bilt kaum.

Die Wetterlage: Ein Sturmtief zieht, von Schottland kommend, (720 mm) nach Nordosten über die norwegische Küste (715 mm). Gegen

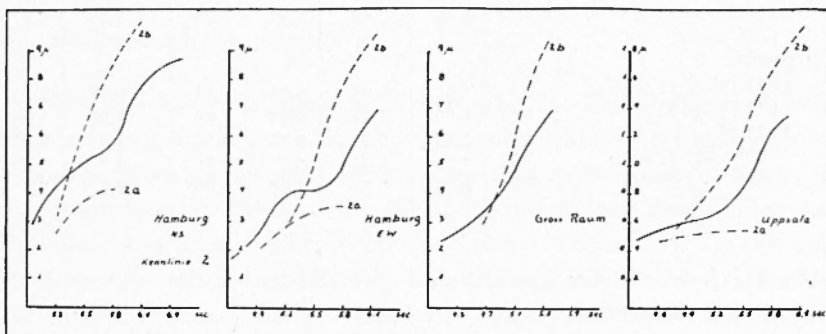


Abb. 20

Ende des Sturmes nähert sich eine neue Störung der schottischen Westküste. Der Seegang ist zu Anfang des Sturmes stark an der schottischen Küste, schwächt dann ab und wächst stark an der norwegischen Küste an.

Der Sturm wurde in 2 Abschnitte aufgeteilt: 2a: 12.-14.XI. 2b: 15.-17.XI. Die Kennlinien (Abh. 20) zeigen dann auf allen Stationen ein ähnliches Verhalten. Während 2a ein stationäres Erregungszentrum charakterisiert, zeigt 2b ein starkes Anwachsen der Amplituden, die Erregungsquelle nähert sich.

Tabelle 4. Mittlere Amplituden und Perioden für Hamburg, De Bilt und Uppsala.

Station und Datum	$a_N [\mu]$	a_E	$T_N [sec]$	T_E	$a_E : a_N$	$\sqrt{a_N^2 + a_E^2}$	T_m
Hamburg							
12.11.11 ^h -13.11.2 ^h	2,8	2,85	5,28	5,3	1,02	4,0	5,29
4 ^h - 14.11.6 ^h	3,5	3,4	5,67	5,69	0,98	4,9	5,68
7 ^h - 13 ^h	4,15	3,6	5,76	5,65	0,87	5,5	5,7
15.11.8 ^h - 20 ^h	8,2	7,02	5,93	5,8	0,858	10,8	5,87
21 ^h - 16.11.7 ^h	10,05	8,55	5,94	5,92	0,85	13,2	5,93
8 ^h - 20 ^h	11,0	8,0	6,06	5,95	0,725	13,6	6,0
21 ^h - 17.11.10 ^h	6,56	5,49	5,72	5,6	0,835	8,5	5,7
11 ^h - 20 ^h	3,02	2,93	5,28	5,4	0,97	4,2	5,3
gesamt	6,14	5,3	5,7	5,67	0,84	8,1	5,7
De Bilt							
13.11.9 ^h - 14.11.8 ^h	5,5	7,35	5,95	5,8	1,33	9,17	5,87
14.11.9 ^h - 15.11.1 ^h	5,86	7,21	5,76	5,62	1,23	9,3	5,7
15.11.2 ^h - 16.11.1 ^h	4,9	5,9	5,52	5,38	1,2	7,7	5,45
16.11.2 ^h - 17.11.14 ^h	3,02	3,64	5,4	5,45	1,2	4,7	5,42
gesamt	4,53	5,65	5,63	5,55	1,24	7,25	5,6
Uppsala							
13.11.10 ^h -14.11.6 ^h	0,5	0,57	4,99	5,04	1,14	0,76	5,02
14.11.7 ^h - 15.11.6 ^h	0,61	0,79	5,06	5,09	1,29	1,00	5,08
15.11.7 ^h - 18 ^h	1,22	1,33	5,5	5,55	1,09	1,8	5,53
19 ^h - 17.11.8 ^h	1,71	1,52	5,76	5,6	0,9	2,3	5,68
8 ^h - 19 ^h	0,78	0,77	5,12	4,87	0,99	1,1	5,0

Abb. 21. Verlauf der Amplituden der Bodenunruhe während des 2. Sturmes.

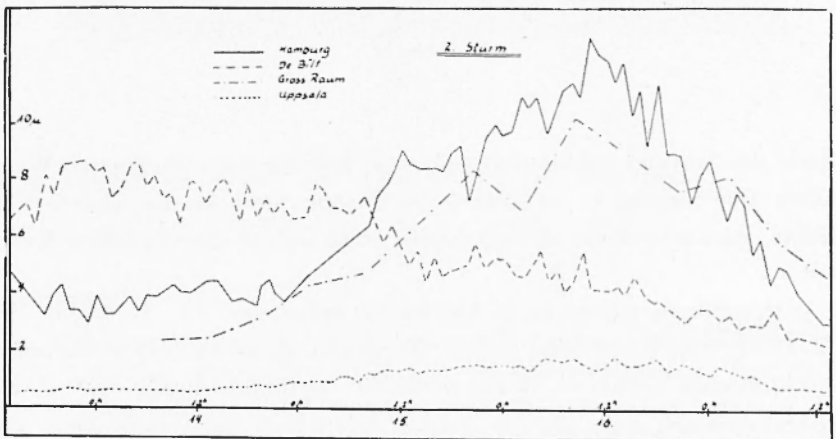


Abb. 21

Die Bodenunruhe in De Bilt

Die Mikroseismik in De Bilt steht augenscheinlich im engen Zusammenhang mit dem Wettergeschehen an der englisch-irischen Westküste. Das Maximum fällt zeitlich mit der grössten Brandung und der grössten Sturmintensität zusammen. Der Tabelle 4 entnehmen wir, dass die Perioden trotz Anwachsens der Amplituden abnehmen, ein Zeichen dafür, dass sich das Erregungszentrum der Station nähert. Die Ortungsgerade weist ziemlich konstant in Richtung auf die schottische Westküste. Eine Einteilung in drei Abschnitte wäre nicht notwendig gewesen, doch zeigt dieses Beispiel, dass eine Einteilung ein Ergebnis nicht verfälschen kann, obwohl sie mit einer gewissen Willkür vorgenommen ist. Einteilung und Ergebnis der Ausgleichung sind auf Seite 28 dargestellt.

Die Bodenunruhe in Hamburg

Um den Einwand, dass die Wanderung des Peilstrahles von Hamburg nur scheinbar und die Bodenunruhe eine Überlagerung von Brandungseffekten an der schottischen und norwegischen Küste ist, entgegneten zu können, wurde eine Analyse der Amplituden und Perioden aller abgelesenen Werte nach den auf Seite 14 ff angegebenen Methoden durchgeführt. Das Ergebnis für den ersten und den zweiten Teil des 2. Sturmes deutet darauf hin, dass der Einfluss der Überlagerung nur sehr gering ist.

2a (sh. auch S. 15) T:	4,4	4,8	5,2	5,6	6 sec
a_E/a_N	0,9	0,93	0,92	0,97	0,9
2h Periode T:	5,2	5,6	6	6,4	sec
a_E/a_N	0,82	0,81	0,76	0,83	

Der Tabelle 4 entnimmt man eine kontinuierliche Abnahme des Quotienten a_E/a_N von 1,02 bis 0,73, d. h. die Nordkomponente wird stärker, das Erregungsgebiet verlagert sich nach Norden. Am Schluss des Sturmes nimmt der Richtungswinkel wieder ab und weist in Richtung eines neuen heranziehenden Tiefdruckgebietes.

Die Bodenunruhe in Uppsala

Auch für Uppsala ergab die Ausgleichung eine klare Wanderung des Peilstrahles mit dem Tiefdruckgebiet. Die gemittelten Amplituden und Perioden stimmen gut mit denen von M. Båth (« an Investigation of the Uppsala microseisms ») überein, deren Erregung mit der norwegischen Küste in Zusammenhang gebracht wird. Eine Einteilung des Sturmes in 6 Teilabschnitte war notwendig. (Ergebnisse sh. S. 28). Durch Zusammenfassung mehrerer Abschnitte erhält man zwar eine mittlere Richtung, kann aber nicht die Veränderung erfassen. (Vergl. hierzu S. 9).

Die Richtung der Ausgleichgeraden zeigt immer auf das Tiefdruckgebiet zur norwegischen Küste und schwenkt dann am 17. wieder nach Westen, in Richtung eines neu herantriftenden Erregungsgebietes.

Die Bodenunruhe in Gross Raum

Der Richtungswinkel für Gross Raum kann nur als Mittelwert für 2b gewertet werden. Die Ähnlichkeit der Kennlinie und der gleiche Gang der Amplituden mit denen von Hamburg und Uppsala lassen darauf schliessen, dass auch für Gross Raum die gleiche Ursache der Bodenunruhe massgeblich ist.

Abb. 22. Wanderung der Peilstrahlen mit dem Tiefdruckgebiet vom 13.XI. bis 16.XI. 1926.

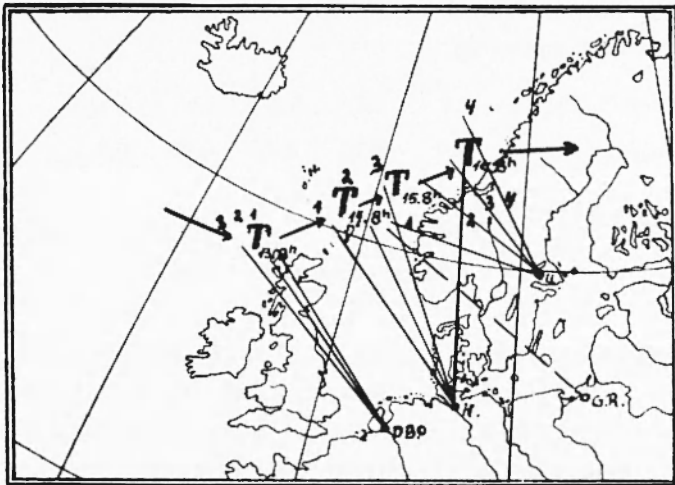


Abb. 22

Die folgenden Karten geben uns die Wetterentwicklung und die ermittelten Peilstrahlen.

3. STURM. 9.X.-11.X. 1925.

Die Wetterlage des 3. Sturmes ist eine reine Nordlage. Ein Tiefdruckgebiet (750 mm) zieht über Island nach Osten, vertieft sich und liegt am 9.X. über Nord-Norwegen (730 mm). Zur gleichen Zeit zieht

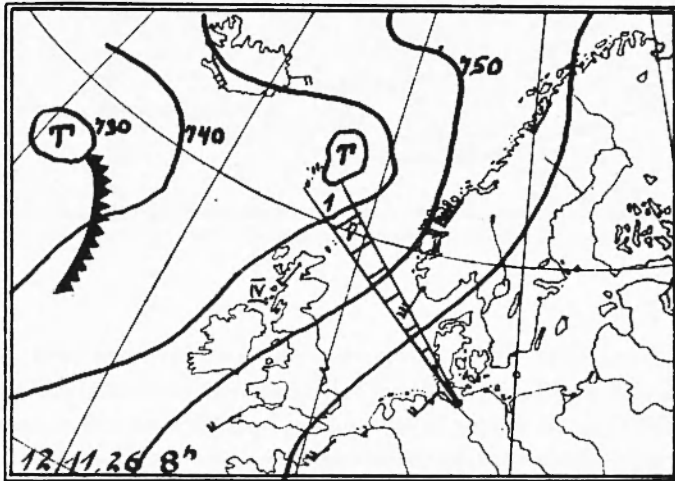


Abb. 23

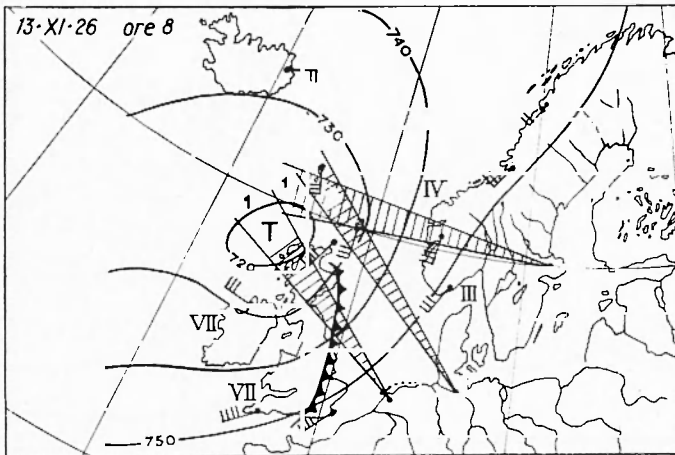


Abb. 24

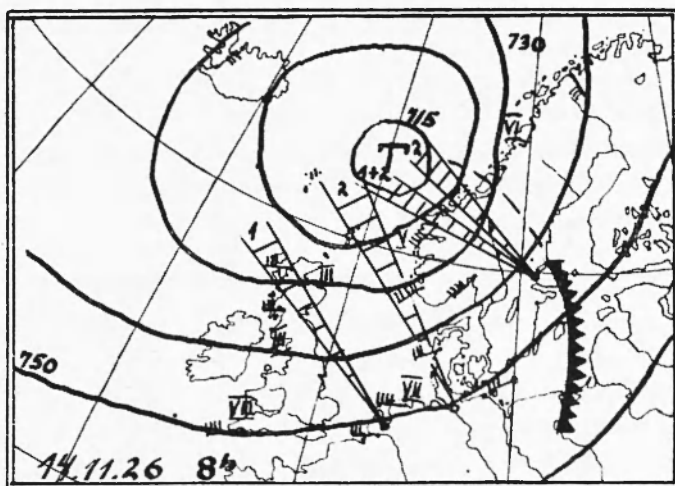


Abb. 25

eine Kaltfront über die Norwegische See, Skandinavien und Nordsee. Am 10.X. hat sich das Tiefdruckgebiet weiter vertieft (725 mm) und geteilt. Die beiden Kerne liegen über Nordkap und Weissem Meer und bewegen sich ostwärts. Während der ganzen Zeit liegt ein stationäres Hoch (770 mm) über England. Der Seegang ist sehr stark an der norwegischen Küste.

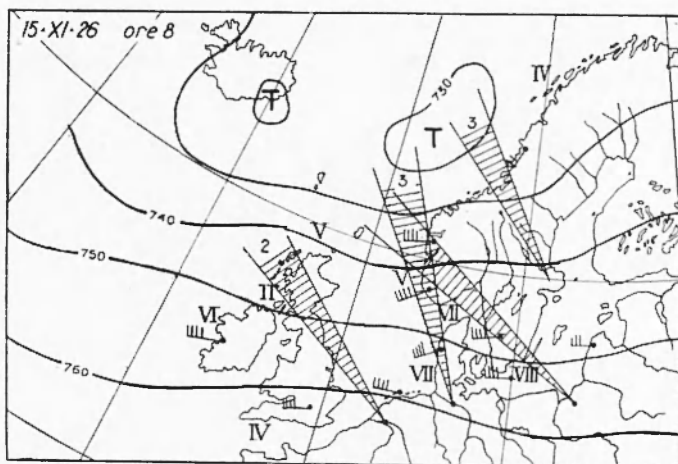


Abb. 26

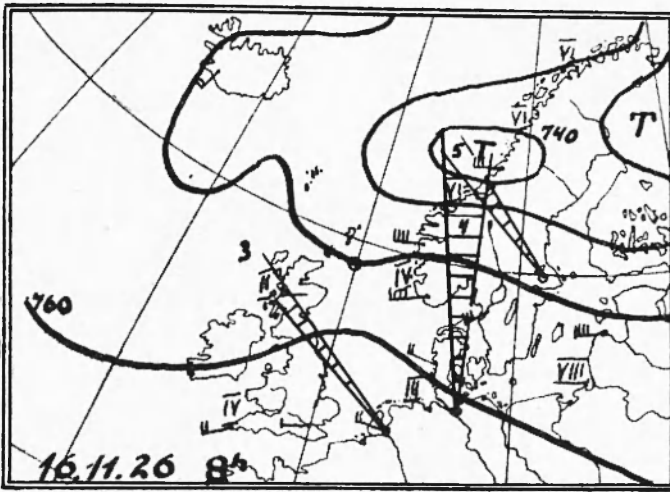


Abb. 27

Die Mikroseismik in Uppsala, Hamburg und Gross Raum scheint im Zusammenhang mit der starken Brandung an der norwegischen Küste und der über Nordsee und Norwegen ziehenden Kaltfront zu stehen. Für De Bilt war die Bodenunruhe gering.

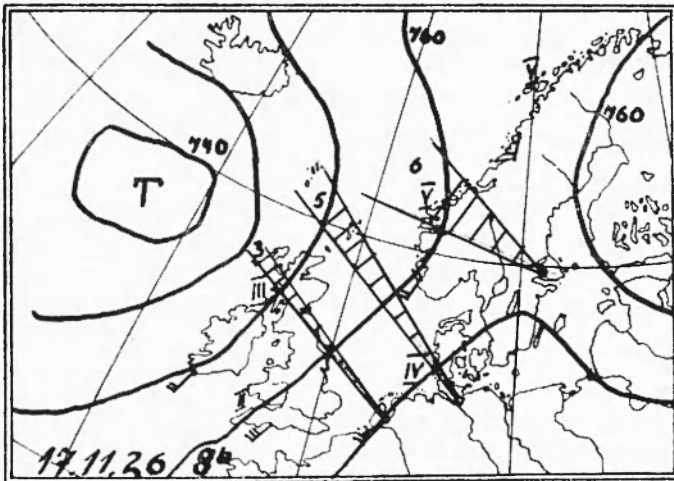


Abb. 28

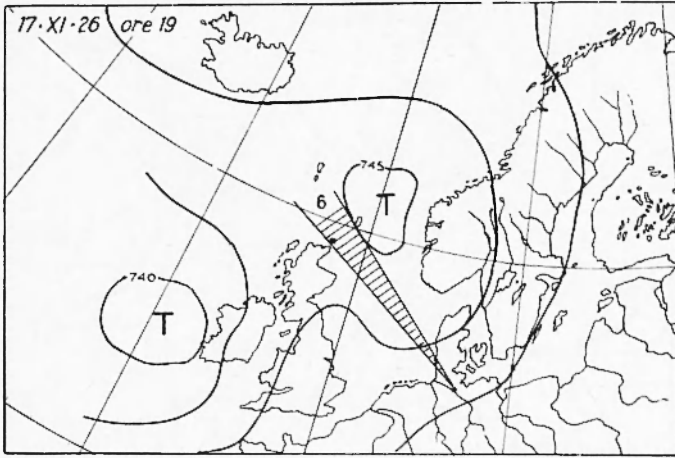


Abb. 29

Tabelle 5

Station u. Datum	a_N	a_E	T_N	T_E	$a_{E N^a}$	$\sqrt{a_N^2 + a_E^2}$	T_M
Hamburg							
9. × .6 ^h -10. × .6 ^h	3,1	2,7	5,25	5,2	0,87	4,1	5,2
10. × .6 ^h -11. × .22 ^h	5,8	4,2	5,9	5,8	0,72	7,2	5,0
gesamt	4,8	3,6	5,65	5,6	0,75	6	5,2
Uppsala							
8. × .20 ^h -9. × .24 ^h	0,56	0,57	4,4	4,36	1,02	0,8	5,6
10. × . 1 ^h . 12 ^h	1,1	1,03	5,35	5,2	0,94	1,5	5,3
13 ^h . 24 ^h	1,15	1,21	5,6	5,53	1,05	1,7	4,4
11. × . 1 ^h . 22 ^h	0,72	0,76	5,45	4,9	1,05	1,1	5,6
gesamt	0,81	0,83	5,1	4,9	1,02	1,2	5,9
De Bilt							
8. × .12 ^h -10. × .22 ^h	1,35	1,62	5,2		1,2		
22 ^h -11. × .24 ^h	1,39	1,85	5,3		1,33		

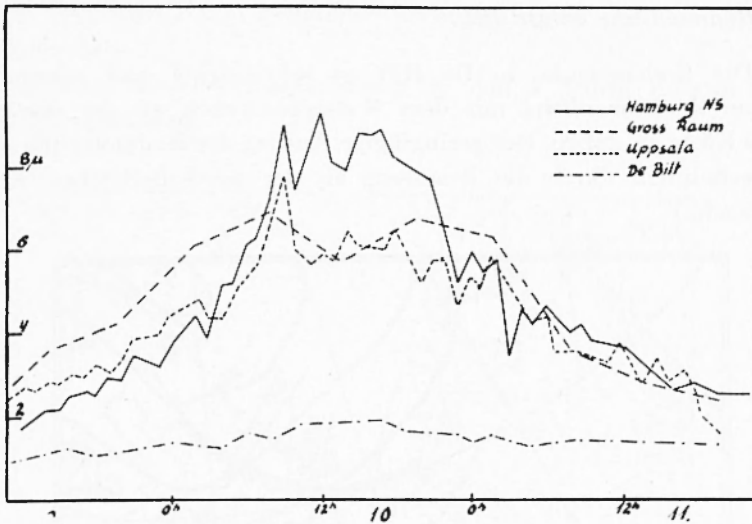


Abb. 30

Abb. 30. Gang der Bodenunruhe in der Stationen Hamburg, Gross Raum, Uppsala und De Bilt.

Die Bodenunruhe in Hamburg

Die Bodenunruhe die in Hamburg registriert wurde, ist eine Überlagerung des Brandungseffektes an der norwegischen Küste mit einem Druckeffekt oder Kaltfronteneffekt in der mittleren Nordsee. Durch die Auswahl der grössten Amplituden tritt die Überlagerung weniger störend in Erscheinung und eine Ausgleichung ist deshalb bei geeigneter Einteilung gut möglich. Eine Untersuchung der Perioden und Amplituden zur Feststellung der Überlagerung wurde auf Seite 16 durchgeführt.

Die Ergebnisse der Ausgleichung sind in der Tabelle Seite 28 enthalten. Eine Ausgleichung des gesamten Wertevorrates würde für den Richtungswinkel $\beta = 55^\circ$ ergeben. Die Änderung des Peilstrahles wäre also ohne Einteilung nicht in Erscheinung getreten.

Die Bodenunruhe in Uppsala.

In Uppsala scheint während des ganzen Sturmes vorwiegend die norwegische Küstenbrandung die Ursache der Mikroseismik zu sein. Der Richtungswinkel der Ausgleichgeraden ändert sich kaum und zeigt auf das Gebiet mit dem grössten Seegang.

Die Bodenunruhe in De Bilt.

Die Bodenunruhe in De Bilt ist sehr gering und scheint in keinem Zusammenhang mit dem Wettergeschehen an der norwegischen Küste zu stehen. Der geringfügige Anstieg der Bodenunruhe wird wahrscheinlich durch die Brandung an der nordschottischen Küste verursacht.

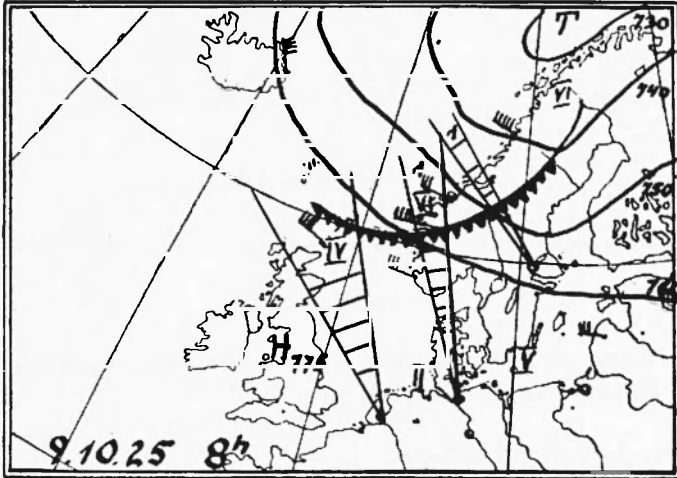


Abb. 31

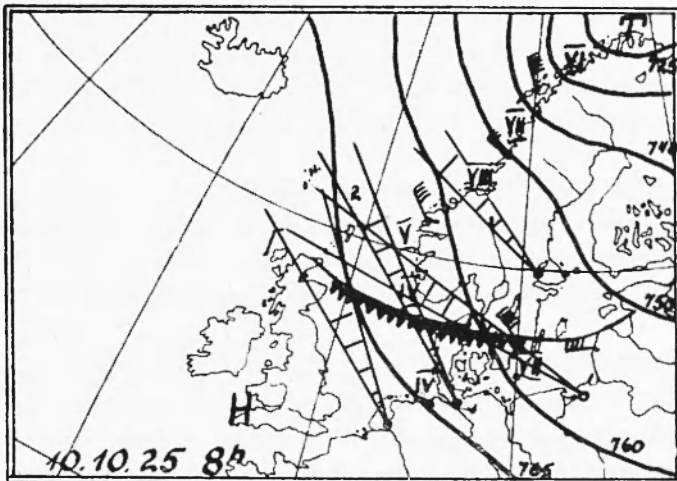


Abb. 32

Der für Gross Raum gefundene Richtungswinkel stellt nur einen Mittelwert dar.

Die Ergebnisse der Ausgleichung für den 3. Sturm sind in der Tabelle 2 angegeben.

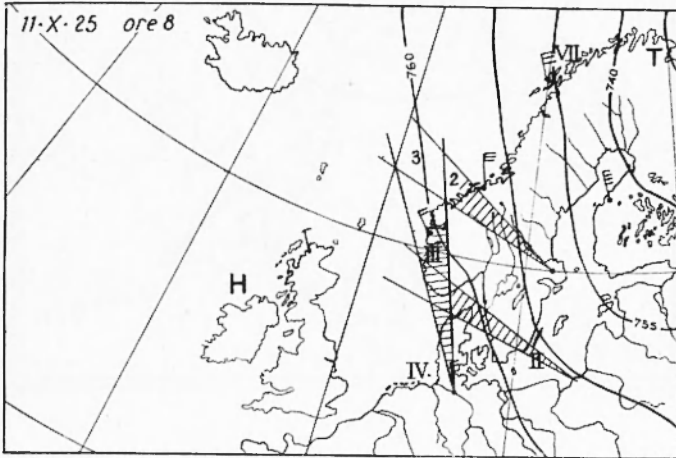


Abb. 33

Die folgenden Wetterkarten zeigen die Wetterentwicklung vom 8.-11. Oktober 1925 und die Peilstrahlen mit ihrem Schwankungsbereich an.

4. STURM 4 A (24.-25. IX. 1929).

Der Sturm 4 A steht in keinem Zusammenhang mit Küsteneffekten an der norwegischen oder schottischen Küste, sondern entsteht durch das Zusammenwirken mehrerer Tiefdruckgebiete nordöstlich von Island und rhythmisch wechselnden Druckfallgebieten.

Für die weite Entfernung des Erregungszentrums sprechen die langen Perioden, für die Konstanz der Lage der Erregungszentren die konstanten Peilwinkel. Diese Eigenschaften werden auch durch die Kennlinien bestätigt. Aus dem Verhalten der Kennlinien ersieht man auch, dass für die Stationen Uppsala, Hamburg und Gross Raum die Erregungsursache die gleiche ist. (Vergl. Abb. 10).

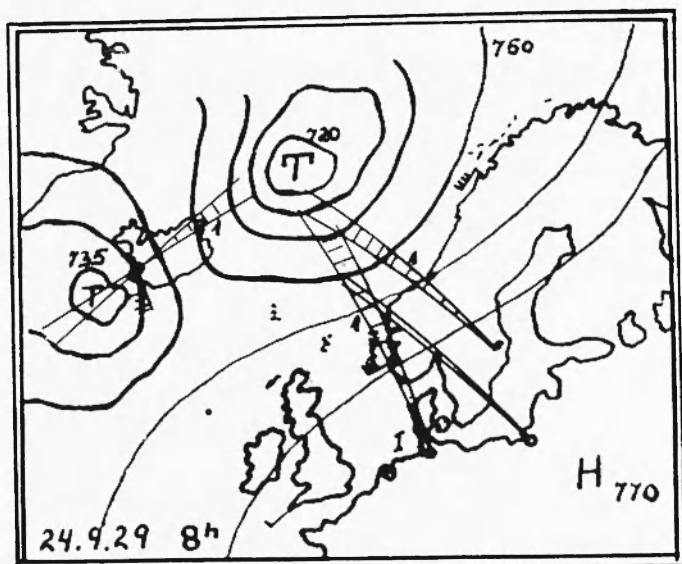


Abb. 34

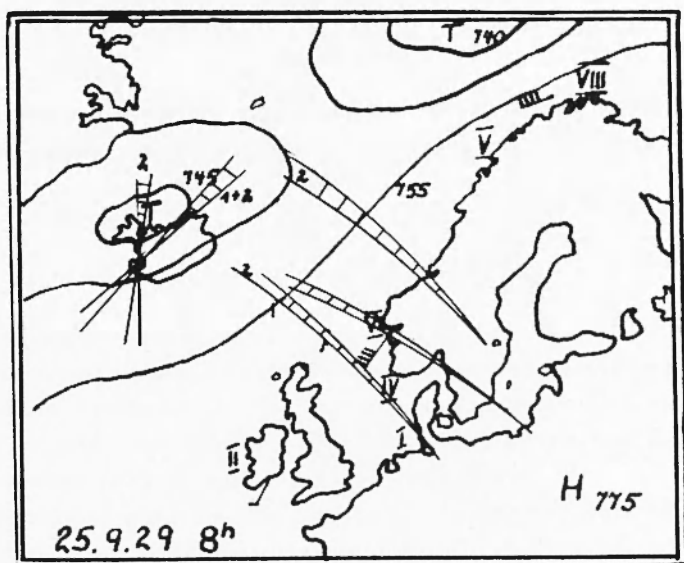


Abb. 35

Die folgende Tabelle gibt eine Zusammenstellung der mittleren Amplituden und Perioden für den Sturm 4 A.

Tabelle 6

Station und Datum	$a_N \mu$	a_E	T_N	T_E	$a_E : a_N$	$\sqrt{a_N^2 + a_E^2}$	T_m
Hamburg							
24.9.10 ^h - 20 ^h	3,64	2,61	5,7	5,72	0,72	4,47	5,71
21 ^h -25.9.6 ^h	5,61	3,3	6,42	6,14	0,59	6,5	6,28
8 ^h -26.9.12 ^h	2,79	1,96	5,84	5,75	0,7		5,8
Uppsala							
24.9.13 ^h - 22 ^h	0,387	0,329	5,38	5,09	0,85	0,5	5,23
23 ^h -25.9.9 ^h	0,544	0,364	6,05	6,47	0,67	0,654	6,26
Reykjavik							
23.9.20 ^h -24.9.20 ^h	6,37	4,83	4,65	4,77	0,76	8	4,7
21 ^h -25.9.12 ^h	8,06	5,4	4,67	4,95	0,67	9,7	4,81
14 ^h - 20 ^h	6,18	4,5	4,4	4,72	0,73	7,65	4,56
De Bilt							
23.9.16 ^h -25.9.7 ^h	1,96	2,34	5,5	5,44	1,2	3,06	5,47

Die Bodenunruhe in den einzelnen Stationen

Einteilungen und Ergebnisse der Ausgleichung auf Seite: 29.

I. Uppsala. — Für Uppsala wurde der Sturm in zwei Teile eingeteilt, es zeigte sich, dass der Peilwinkel konstant bleibt, der Störpegel jedoch anwächst. (Vergleiche Seite 7). Peilstrahl weist in Richtung auf die Tiefdruckgebiete.

II. Hamburg. — Auch für Hamburg zeigt die Richtung der Ausgleichgeraden auf die nördlich Islands gelegenen Tiefdrucksysteme. Gegen Schluss des Sturmes dreht der Peilstrahl etwas nach Westen, also in Richtung eines neuen intensiven Druckfallgebietes über Island.

III. Reykjavik. — Obwohl Reykjavik inmitten der T - Systeme liegt, und schon deshalb eine grosse Streuung der Werte zu erwarten ist, zeigt die Ausgleichung ein deutliches Abschwenken des Peilstrahles von Nordost nach Nord. Eine eindeutige Bestimmung der Richtung ist für diese Station sehr schwierig.

IV. — Für Gross Raum liefert die Ausgleichung wiederum nur einen Mittelwert. Da die Unruhequelle aber wesentlich stationär, der Richtungswinkel nur einen geringen mittleren Fehler aufweist, ist eine Ausgleichung auch hier gut möglich.

5. STURM 4 B. 26.IX.-1.X.1929.

Während des Sturmes 4 B liegen dauernd jeweils zwei Tiefdruckgebiete über der Norwegischen See. Die Annahme, dass durch das Zusammenwirken dieser beiden Tiefdruckzentren auf der offenen See die Bodenunruhe erregt wird (Deacon, Generation of microseisms) scheint hier eine Bestätigung zu finden, denn die Peilstrahlen von Hamburg, Gross Raum und zum Teil auch Reykjavik weisen in das Gebiet zwischen den beiden T - Zentren. Gleichzeitig ziehen Kaltfronten über die Norwegische See und die Fronten, bzw. die Sturmtiefs, welche am 28. 10 Uhr und am 30. 10 Uhr den steilen Anstieg der Bodenunruhe in Reykjavik hervorrufen, werden jeweils 24 Stunden später in Uppsala wirksam. (Vergl. Abb. 36).

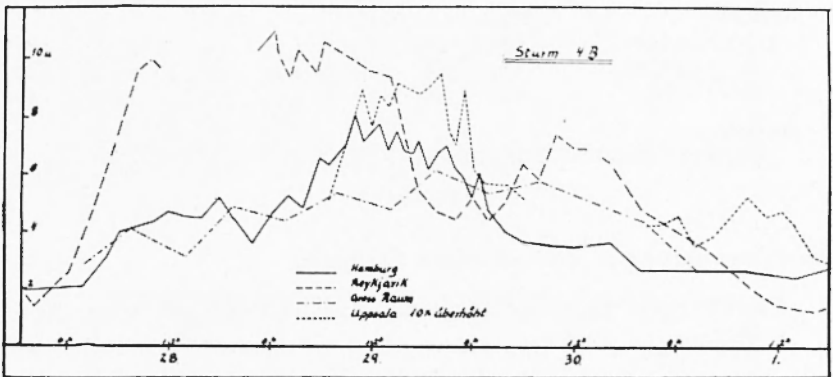


Abb. 36

Für Hamburg und Gross Raum scheint nur der Druckeffekt für die Erregung der Mikroseismik verantwortlich zu sein. Untersuchungen des Sturmes nach den auf Seite 14 angeführten Methoden zeigten, dass die Störung durch Überlagerungen nur gering ist.

Die Kennlinien (Abb. 10) deuten darauf hin, dass das Erregungsgebiet der Bodenunruhe stationär und verhältnismässig weit von den Stationen entfernt gelegen ist, und dass die Erregungsursache für alle Stationen die gleiche zu sein scheint. Für Uppsala tritt somit eine Unstimmigkeit auf, denn die Ausgleichgeraden weisen in Richtung auf die Tiefdruckgebiete an der norwegischen Küste und nicht zwischen beide T - Zentren. Sicherlich haben wir es in Uppsala mit einer Überlagerung von Brandungs — und Druck-effekten zu tun, denn der Seegang ist während des ganzen Sturmes an der norwegischen Küste sehr stark. Auf Grund des schnellen Wechsels im Wettergeschehen ist die Streuung bei der Ausgleichung und der mittlere Fehler des Rich-

tungswinkels verhältnismässig gross und eine vorteilhafte Einteilung nicht immer leicht durchführbar. Die Ergebnisse der Ausgleichung für den Sturm 4 B enthält die Tabelle 2.

Tabelle 7. Ist eine Zusammenstellung der mittleren Amplituden und Perioden.

Station und Datum	a_N μ	a_E	T_N	T_E	$a_E \cdot a_N$	$\sqrt{a_N^2 + a_E^2}$	T_m
Hamburg							
26. 9.16 ^h -28. 9.4 ^h	1,73	1,24	5,39	5,44	0,713	2,12	5,41
6 ^h - 22 ^h	4,42	3,26	5,93	5,84	0,736	5,5	5,88
24 ^h -29. 9.14 ^h	6,43	4,37	6,1	6,04	0,68	7,8	6,07
15 ^h -30. 9.2 ^h	6,45	4,1	6,25	6,02	0,635	7,6	6,13
4 ^h - 1.10.4 ^h	3,39	2,57	5,49	5,34	0,76	4,25	5,41
Uppsala							
29. 9.8 ^h - 23 ^h	0,84	0,45	6,0	5,86	0,534	0,95	5,93
2 ^h -30. 9.24 ^h	0,52	0,277	5,49	5,36	0,53	0,59	5,42
1.10.2 ^h - 2.10.8 ^h	0,42	0,27	4,85	4,69	0,639	0,5	4,77
Reykjavik							
26. 9.6 ^h - 11 ^h	6,67	4,84	4,34	4,19	0,725	8,25	4,26
22 ^h -27. 9.12 ^h	2,95	3,53	4,27	4,29	1,195	4,6	4,28
20 ^h -28. 9.11 ^h	6,65	4,86	4,38	4,37	0,731	8,2	4,38
21 ^h -29. 9. 5 ^h	10,51	7,91	4,96	5,17	0,751	13,15	5,06
6 ^h - 14 ^h	10,08	6,5	5,22	5,24	0,65	12	5,23
16 ^h -30. 9. 4 ^h	5,16	4,45	4,59	4,76	0,861	6,8	4,67
6 ^h - 16 ^h	6,68	4,7	4,65	4,76	0,705	8,2	4,7
18 ^h - 1.10.24 ^h	3,1	1,87	4,29	4,35	0,603	3,62	4,32

Die folgenden Karten geben uns die Wetterentwicklung vom 1.-4. Oktober und die durch Ausgleichung errechneten Peilstrahlen mit ihren mittleren Fehlern an.

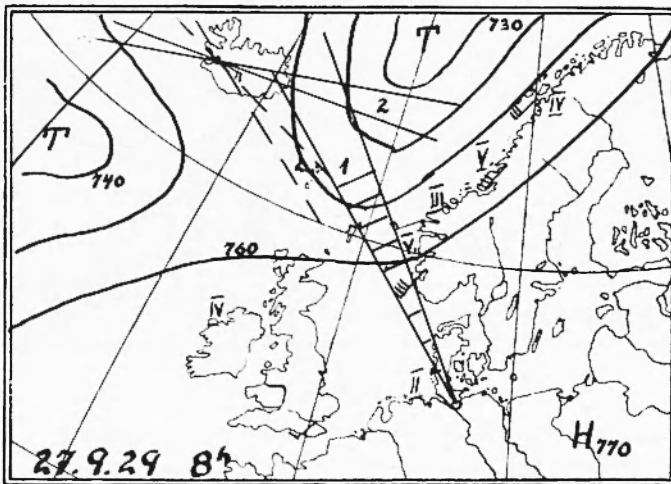


Abb. 37

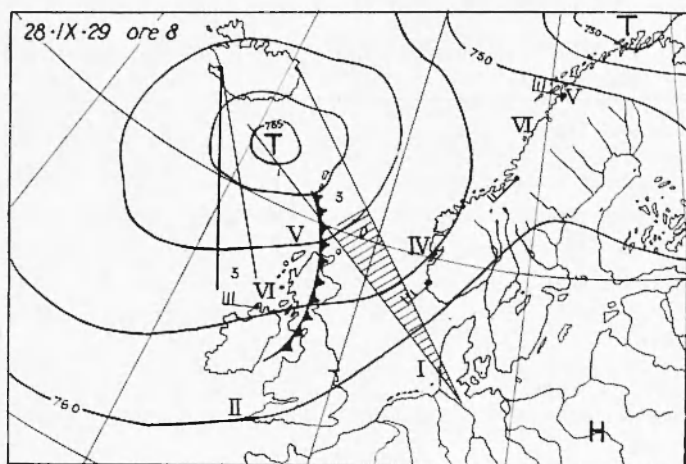


Abb. 38

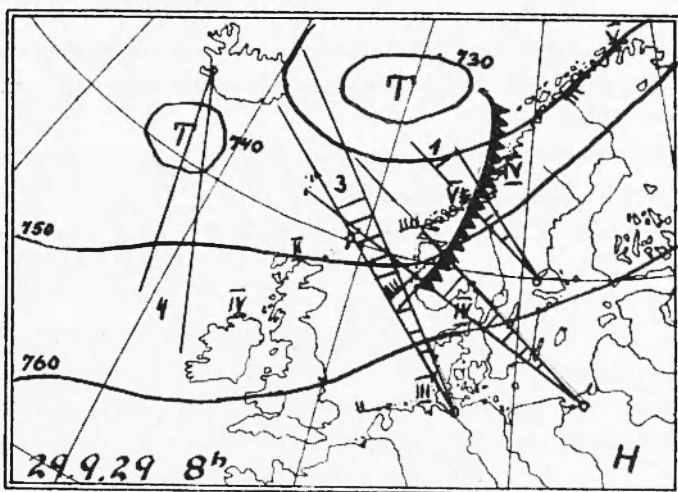


Abb. 39

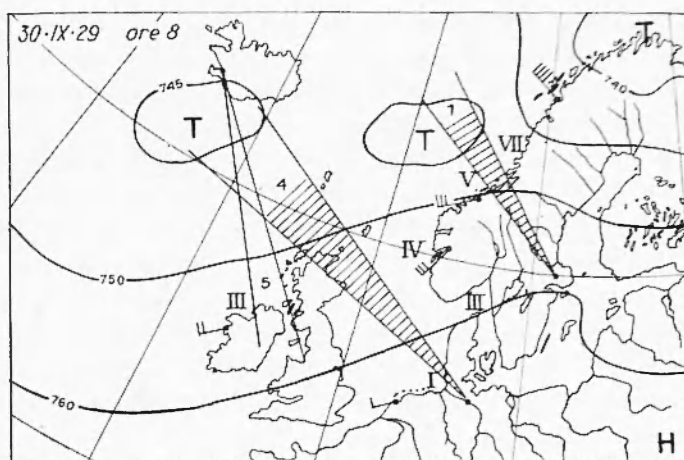


Abb. 40

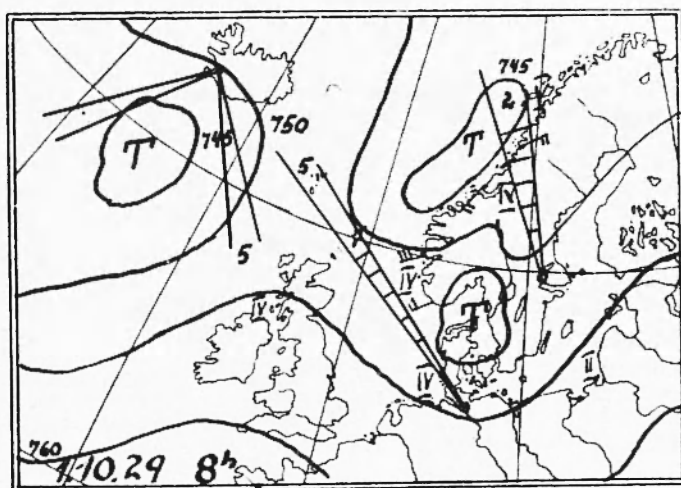


Abb. 41

6. STURM 4 C. 1.-4.X.1929.

Im Sturm 4 C fällt die Gleichzeitigkeit der Unruhe in den untersuchten Stationen auf. Die Erregung des mikroseismischen Sturmes hängt wahrscheinlich mit einem intensiven Druckfallgebiet in der mittleren Nordsee und einer damit verbundenen Kaltfront zusammen. Für Hamburg weist auch der Peilstrahl in Richtung dieser T - Störung, deren Kern (725 mm) über Nordschottland gelegen ist. Vergl. Wetterkarten (Abb. 43-45). Die Kennlinien (sh. Abb. 10) steigen steil an. Die Bodenunruhe scheint durch Zusammenwirken des Druckeffektes und der Kaltfront, die sich auf die Station zubewegt und starken Seegang erzeugt, entstanden zu sein. Für Uppsala war die Auswertung unvollständig und eine Ausgleichung deshalb nicht möglich. Die Richtung des Peilstrahles für Reykjavik ist während des Sturmes konstant. Einen Zusammenhang der Bodenunruhe mit der Wetterlage zu finden, ist in diesem Fall ziemlich schwierig.

Die Ergebnisse der Ausgleichung sind auf Seite 29 angegeben.

Tabelle 8

Station und Datum	$a_N \mu$	a_E	T_N	T_E	$a_E \cdot a_N$	$\sqrt{a_N^2 + a_E^2}$	T_m
Hamburg							
1.10.8 ^h - 2.10.11 ^h	3,52	2,89	5,22	5,26	0,821	4,55	5,24
2.10.16 ^h - 3.10.10 ^h	8,86	7,65	5,43	5,36	0,865	11,7	5,4
3.10.11 ^h - 20 ^h	7,83	7,73	5,39	5,42	0,988	11,0	5,4
21 ^h - 1.10.2 ^h	7,62	6,19	5,39	5,27	0,811	9,8	5,33
4.10.3 ^h - 24 ^h	5,13	4,8	5,21	5,2	0,927	7,1	5,2
Uppsala							
1.10.2 ^h - 2.10.8 ^h	6,42	0,268	4,85	4,69	0,639	0,5	4,77
3.10.8 ^h - 22 ^h	0,905	0,941	5,13	5,11	1,04	1,3	5,12
23 ^h - 4.10.12 ^h	0,766	0,838	5,14	5,05	1,19	1,1	5,08
Reykjavik							
30.9.18 ^h - 1.10.24 ^h	3,1	1,87	4,29	4,35	0,603	3,6	4,32
2.10.4 ^h - 22 ^h	4,46	1,97	4,88	4,93	0,44	4,9	4,9
3.10.11 ^h - 24 ^h	17,22	6,79	5,54	5,51	0,394	18,5	5,53
4.10.1 ^h - 24 ^h	10,0	4,26	4,75	4,61	0,436	10,8	4,68

Weitere Bearbeitungen einiger mikroseismischer Stürme des Jahres 1942 nach den gleichen Methoden lieferten bei ähnlichen Grosswetterlagen vergleichbare Ergebnisse.

Die Auswertung der Seismogramme von Hamburg und Helgoland ergab, dass bei gleicher Einteilung die Richtungen der Peilstrahl-

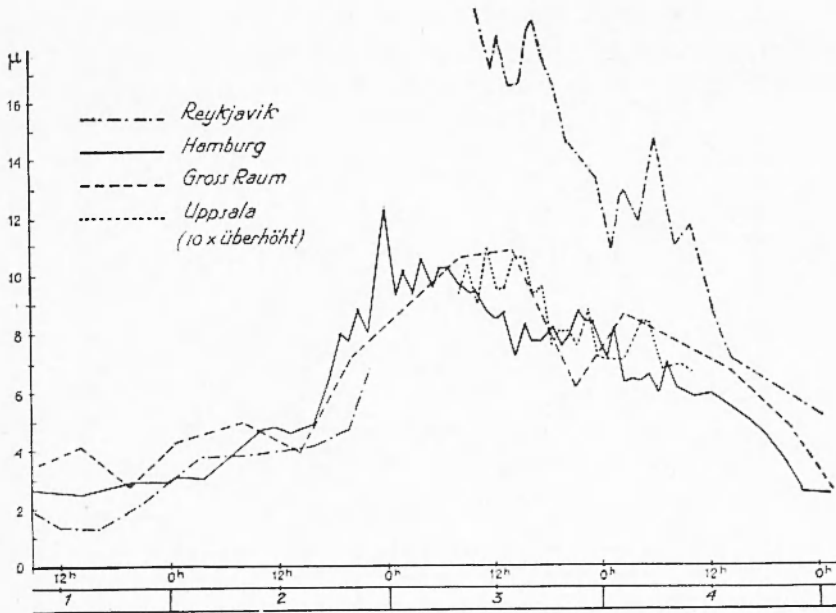


Abb. 42

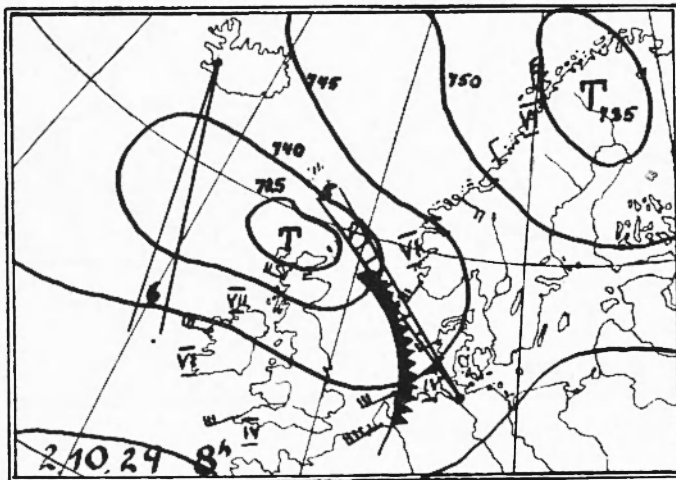


Abb. 43

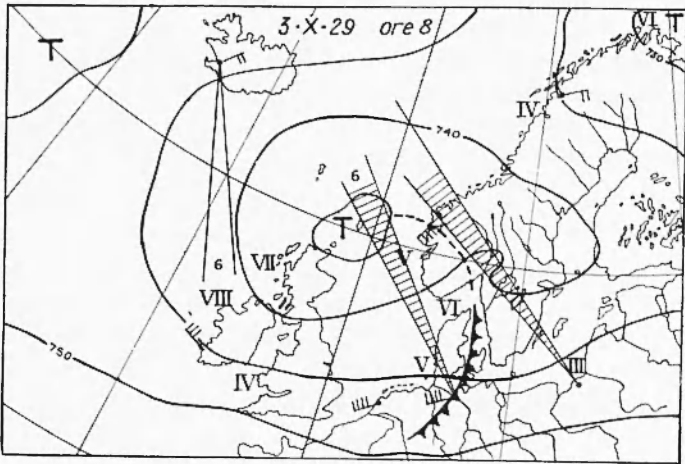


Abb. 44

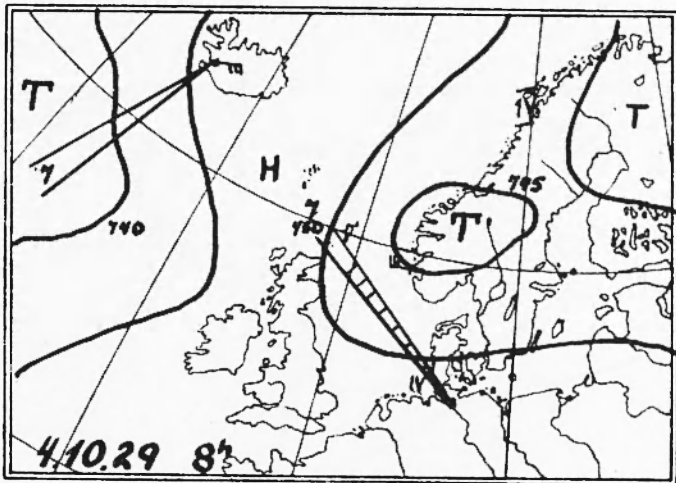


Abb. 45

len von beiden Stationen fast gleich werden. Diese Tatsache ist eine schöne Bestätigung für die Richtigkeit unseres Verfahrens.

Zum Schluss sei noch ein Beispiel einer Bearbeitung eines mikro-seismischen Sturmes mit den Aufzeichnungen einer einzigen Station nach den angeführten Methoden angeführt:

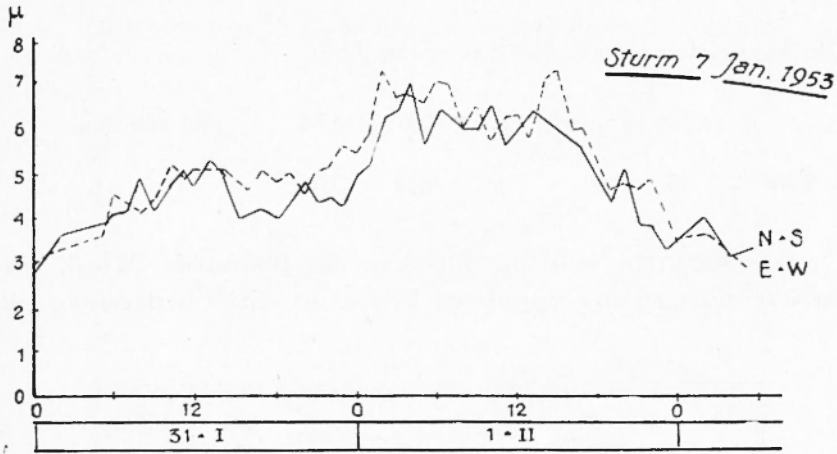


Abb. 46

STURM 7 31.1.-2.2.1953

Wetterlage: Am 31.1. liegt ein intensives Sturmtief (970 mb) über die Nordsee in die Deutsche Bucht. Die Druckgradienten erreichen verhältnismässig hohe Werte.

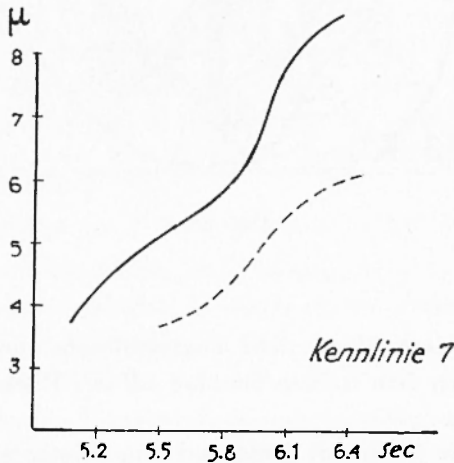


Abb. 47

Mikroseismische Tabelle:	a_N u	a_E u	T_N	T_E	a_E/a_N
31.1. 0 Uhr - 1.2.0 Uhr	4,28	4,59	5,85	5,89	1,07
1.2. 1 Uhr - 2.2.12 Uhr	5,27	5,64	6,15	6,1	1,07

Die Ausgleichung ergab für den ersten Teil:

$$\beta = 37^\circ \pm 6'10 \quad p = 0,66 \pm 0,14 \quad \text{und für den}$$

$$2. \text{ Teil } \beta = 45^\circ \pm 6' \quad p = 0,19 \pm 1,16$$

Der Peilstrahl weist in Richtung des Sturmtiefs. Wegen des verhältnismässig grossen mittleren Fehlers ist eine Überlagerung mit

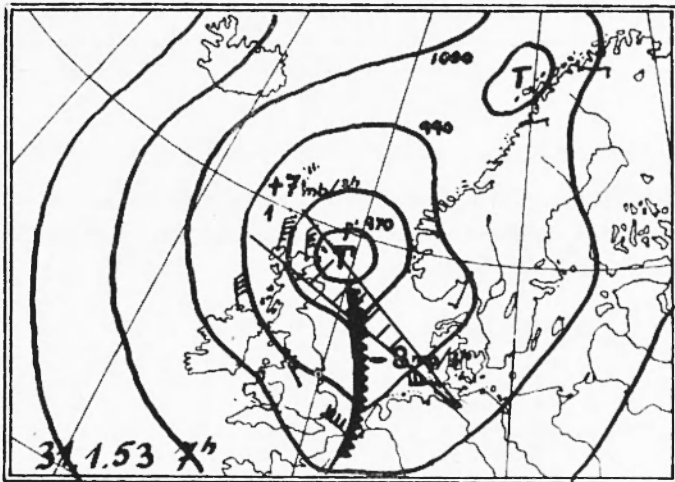


Abb. 48

anderen Erregungsursachen nicht ausgeschlossen, doch scheint die Haupterregung von dem starken Seegang auf der Rückseite des Sturmtiefs herzurühren.

Die Kennlinie (Abb. 46) deutet auf eine relativ weite Entfernung und ein stationäres Verhalten der Erregungsquelle hin.

Unser Ergebnis zeigt also, dass die Methode der Ausgleichung verbunden mit der Kennlinie auch mit den Aufzeichnungen einer einzigen Station zu guten Erfolgen führen kann.

Die Wetterlagen vom 31.1.-1.2. und die Peilstrahlen sind auf den Abb. 48 u. 49 dargestellt.

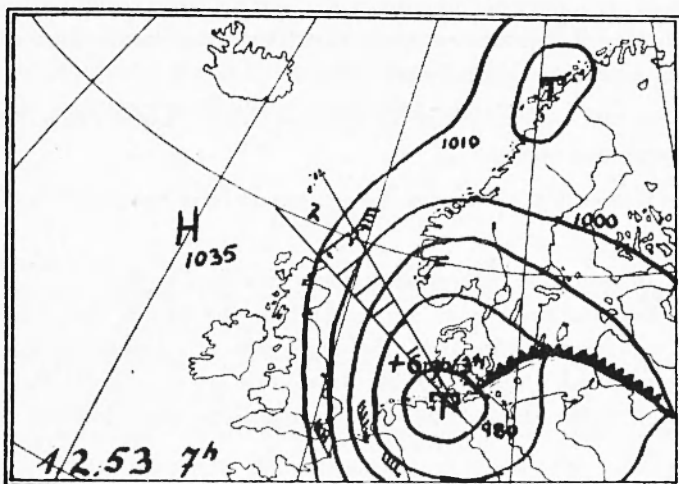


Abb. 49

ZUSAMMENFASSUNG

Die Hauptaufgabe dieser Arbeit bestand darin, eine Ortung mikro-seismischer Erregungszentren durchzuführen und die Methode der Kennlinien auf ihre Brauchbarkeit hin zu prüfen, die Untersuchung von mehreren mikro-seismischen Stürmen hat gezeigt, dass beide Methoden ein sehr gutes Hilfsmittel zur Bestimmung mikro-seismischer Unruheherde darstellen.

Die Bearbeitung der Stürme führte zu folgenden Resultaten:

1. Mit der Methode der Ausgleichung ist es möglich, die Richtung eines Erregungsgebietes ziemlich genau festzulegen, da diese Richtung allerdings vierdeutig ist, wird in manchen Fällen die Heranziehung der Phasenmethode von Lee erforderlich sein.

2. Mit Hilfe der Kennlinien besteht die Möglichkeit, das Verhalten und die relative Entfernung eines Erregungszentrums von einer Station zu bestimmen.

3. Störungen durch Überlagerungen treten wegen der Auswahl der maximalen Amplituden nur wenig auf. Untersuchungen der Amplituden und Perioden ermöglichen die Feststellung einer Überlagerung.

4. Zur Bearbeitung eines seismischen Sturmes ist es erforderlich, den Sturm in Intervalle einzuteilen, da man sonst eventuelle Veränderungen des Erregungszentrums nicht erfassen kann und die Ausgleichung nur einen Mittelwert liefert.

5. Die mikroseismischen Erregungsgebiete lassen sich in zwei Hauptgruppen einteilen:

I. Wesentlich stationäre Erregungszentren Sturm 1, 2a, 3b, 4A, 4B, 7.

II. Wandernde Erregungszentren Sturm 2b, 4C.

Die Bodenunruhe wird im 1. Fall m. E. durch das Zusammenwirken mehrerer stationärer Tiefdruckgebiete, durch starke Druckfallgradienten oder durch starke Brandung erregt; im 2. Fall bilden Kaltfronten oder wandernde Druckfallgebiete die Ursache der Erregung.

6. Durch die Verschiedenartigkeit des Stationsuntergrundes und durch die geologischen Verhältnisse bedingt, ist die Ursache der Erregung der Bodenunruhe nicht immer auf allen Stationen gleich. Es zeigt sich, dass die Erregungsursache für die mikroseismische Bodenunruhe für Hamburg, Helgoland, Uppsala und Gross Raum meistens die gleiche ist; dagegen ist der Verlauf der Bodenunruhe und deren Ursache in De Bilt zum grossen Teil von den erstgenannten Stationen verschieden.

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden zwei neue Methoden zur Festlegung des Herdes von mikroseismischen Stürmen diskutiert.

a) *Die « Ortungsmethode »: Es ist damit möglich, die Richtung eines Erregungsgebietes mit einem verhältnismässig geringen Fehler zu bestimmen. Um evtl. Verlagerungen des Erregungsgebietes zu erfassen und somit das Ergebnis der Ortung zu verfeinern, werden die mikroseismischen Stürme in geeignete Intervalle eingeteilt. Um störende*

Überlagerungen festzustellen und deren Einfluss auf die Berechnung der Ortungsgeraden abzuschwächen, werden einige Hilfsmethoden angegeben.

b) Die « Methode der Kennlinien » ermöglicht eine Einteilung der mikroseismischen Stürme in wandernde und stationäre und gibt die relative Entfernung derselben von der Station an. An Hand einer Reihe von Beispielen aus Registrierungen der Erdbebenuarten von Hamburg, Uppsala, De Bilt, Gross Raum und Reykjavik werden die Methoden erläutert und zur Anwendung gebracht.

RIASSUNTO

Vengono discussi due nuovi metodi per la determinazione delle origini delle tempeste microsismiche.

a) Il primo metodo (« Ortungsmethode ») consente di precisare la direzione di provenienza dei microsismi con un errore relativamente piccolo. È necessario suddividere ogni tempesta microsismica in opportuni intervalli, allo scopo di migliorare i risultati del sondaggio e di seguire la migrazione delle origini. Vengono discussi alcuni metodi per scverare l'influenza perturbante di più sorgenti di microsismi, agenti simultaneamente.

b) Un altro metodo (« Methode der Kennlinien ») permette di determinare la distanza delle zone perturbanti dalla stazione d'osservazione e di classificarle in stazionarie e migratorie.

I metodi esposti, vengono saggiati sulla base di numerose registrazioni, ottenute presso gli Osservato-i di Hamburg, Uppsala, De Bilt, Gross Ramm e Reykjavik.

SUMMARY

On the sounding of microseismic sources.

It will be discussed two new methods of determining the sources of microseismic storms.

a) The « Sounding-method »: *It is possible to determine the direction towards microseismic sources with an relatively small error. It is necessary to divide the ranges of every microseismic storm in some*

intervals in order to improve the results of sounding and to find out the shifting of the sources. There have been discussed some methods for determining the influence of disturbances caused by several sources of microseismic acting simultaneously.

b) *Another method is to determine the distance of such sources of origin from the station and to classify them into stationary and shifting ones. With a lot of examples of records of the earthquake stations Hamburg, Uppsala, De Bilt, Gross Raum and Reykjavik these methods have been demonstrated.*

LITERATURVERZEICHNIS

- (1) BATH, MARCUS. *An investigation of the Uppsala microseisms.* Meteorologiska Institutionen vid Kungl. Universitetet. 14.1949.
- (2) BUNGERS, R. *Analyse eines mikroseismischen Sturmes.* Zeitschr. f. Geophysik 17; 1941-42.
- (3) DEACON, G.E.R. *The generation of microseisms.* 53. Report of Comm.on Seismol. Investigations. Brit. Ass. 1948.
- (4) DORN, PAUL. *Geologie von Mitteleuropa.*
- (5) GUTENBERG, B. *Die seismische Bodenunruhe.* Gerl. Beith. 11.1912 Untersuchungen über die Bodenunruhe mit Perioden von 4-10 sec. in Europa. Veröff. Zentr. Int. Seism. Assoc. Strassburg 1921.
- (6) LEE, A. W. *On the direction of approach of microseismic waves.* Proc. Roy. Soc. London n. 886, 1935.
- (7) MENZEL, H. *Seismische Bodenunruhe in Norddeutschland.*
- (8) KOHLBACH, W. *Untersuchungen über die mikroseismische Bodenunruhe in Gross Raum.* Schriften der Phys. Okon. Gesellschaft zu Königsberg. Heft 2, 1931.
- (9) SCHWINNER, R. *Mikroseismische Bodenunruhe und Gebirgsbau.* Zeitschr. f. Geophysik 9 Heft 6/8, 1933.
- (10) VISSER. *Zusammenhang zwischen Bodenunruhe und Zyklonen.* Zeitschr. f. Geophysik 16, 1940.