

ZEITSCHRIFT
FÜR
GEOPHYSIK

Herausgegeben im Auftrage der

Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft

von

B. Brockamp, Münster i. W.

unter Mitwirkung von **A. Defant**, Innsbruck — **W. Dieminger**, Lindau b.
Northeim — **W. Hiller**, Stuttgart — **K. Jung**, Clausthal — **O. Meyer**,
Hamburg — **F. Möller**, Mainz — **H. Reich**, München.

Jahrgang 21

1955

Heft 3

PHYSICA - VERLAG · WÜRZBURG

INHALTSVERZEICHNIS

<i>Korschunow, A.:</i>	Tiefherdbeben aus Göttinger Seismogrammen	113
<i>Belluigi, A.:</i>	Über ein geoelektrisches inverses Problem	135
<i>Berckhemer, H., u. J. Oliver:</i>	Zur Deutung seismischer Einsätze mit parallelen Laufzeitkurven	152
<i>Dohr, G.:</i>	Perioden der ersten Vorläufer in Göttinger Seismogrammen	165
Buchbesprechung		175

Die ZEITSCHRIFT FÜR GEOPHYSIK

erscheint in Jahrgängen zu je 4 Hefen. Der Bezugspreis beträgt je Jahrgang DM 16.—, Einzelhefte je nach Umfang. Abonnements verlängern sich jeweils um einen Jahrgang, falls keine ausdrückliche Abbestellung zum Ende eines Jahrganges vorliegt.

Die Autoren werden gebeten, die Manuskripte in Maschinenschrift mit handschriftlich eingetragenen Formeln druckfertig einzureichen und gesondert eine „Anweisung für den Setzer“ beizufügen, aus der zu ersehen ist, wie kursiver, gesperrter oder fetter Satz und griechische, gotische oder einander ähnliche Typen und Zeichen kenntlich gemacht sind (z. B. durch farbige Unterstreichung). Die Vorlagen für die Abbildungen sollen reproduktionsfertig (Tuschzeichnung) möglichst im Maßstab 2:1 eingesandt werden. Die Beschriftung der Abbildungen soll auf einem lose vorgeklebten, durchsichtigen Papier erfolgen. Fußnoten sind fortlaufend zu numerieren und am Ende des Manuskriptes zusammenzustellen; bei Zitaten sind Bandnummer, Erscheinungsjahr und Seitenzahl anzugeben. Jeder Arbeit ist eine „Zusammenfassung“ in deutscher und englischer oder französischer Sprache beizufügen.

Der Verfasser liest von der Arbeit in der Regel nur eine Korrektur: etwaige Autorenkorrekturen können nur als Fußnoten bzw. am Schluß des Artikels gebracht werden. Umfangreiche Änderungen bedürfen der Zustimmung des Herausgebers und können nur gebracht werden, wenn sich der Autor bereit erklärt, die Korrekturkosten zumindest teilweise zu tragen.

Von seiner Arbeit erhält der Verfasser 50 Sonderdrucke ohne Umschlag kostenlos. Weitere Sonderdrucke liefert der Verlag gegen Erstattung der Selbstkosten. Eine Honorierung der Beiträge erfolgt nicht.

Für die *Zeitschrift für Geophysik* bestimmte Manuskripte und redaktionelle Anfragen bitten wir an den Herausgeber zu richten:

Prof. Dr. Bernhard Brockamp, Münster (Westf.) Pferdegasse 3

Anschrift der *Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*:

Hamburg 13, Rothenbaumchaussee 80

Alle Rechte, auch die des auszugsweisen Nachdrucks, der photomechanischen Wiedergabe u. der Übersetzung, vorbehalten. Druck: fotokop, Darmstadt.

Bekanntmachung lt. Bayr. Pressegesetz: Verlag: PHYSICA-VERLAG Rudolf Liebing K.-G., Würzburg, Rotlöwengasse 2. Pers. haft. Ges.: Rudolf Liebing, Arnulf Liebing u. Hildegund Holler, sämtl. Buchhändler in Würzburg. Kommanditisten: Friedr. Gäbler, Buchhändler u. Charl. Kuhnert, beide Würzburg. Verantwortl. f. d. Anzeigenteil: Arnulf Liebing.



Tiefherdbeben aus Göttinger Seismogrammen

Von A. Korschunow, München¹⁾

Zusammenfassung: In Anlehnung an die Berichte ISS (International Seismological Summary) und die seismologischen Tabellen von *Jeffreys-Bullen* (1948) wurden aus dem Archiv der Erdbebenstation Göttingen die Jahrgänge 1930-1937 statistisch bearbeitet zur Erfassung von Tiefherdbeben. An Hand von "Güte-Klassen" und auf Grund einer kritischen Zusammenstellung der Registrierungen erster Vorläuferwellen aller beteiligten Komponenten wird ein Überblick gegeben zur Qualität und Brauchbarkeit der Seismogramme, die als repräsentativ gelten können für die Ausbeute einer mitteleuropäischen Station. Es wird eine Auswahl von Seismogramm-ausschnitten gegeben.

Abstract: The subject of this paper is a statistical review of deepfocus-earthquakes registered at the seismological station Göttingen from 1930 to 1937. With reference to the catalogue of ISS (International Seismological Summary) and to the seismological tables by *Jeffreys-Bullen* (1948) 103 deepfocus-earthquakes have been dealt with. Specially defined "quality-classifications"-as derived from the entire volume of seismograms- and a critical test of sensitivity of seismograph-components to first waves give a valuation of quality and usability of seismograms which may be regarded as representative for the output of Central European stations. Samples of seismograms are shown.

1. Vorbemerkung

1950/51 wirkte der Verfasser im Geophysikalischen Institut der Universität Göttingen an der Betreuung der seismologischen Station mit. Bei der Beschäftigung mit dem umfangreichen Archiv der Göttinger Erdbebenstation entstand, angeregt durch Herrn Prof. Dr. *J. Bartels*, eine kleine statistische Studie über Tiefherdbeben der Jahrgänge 1930-37.

Seitdem *H. H. Turner* (1922), fußend auf Berechnungen von *C. G. Knott* (1918/19), zu große Residuen O-C (O-C = observed minus calculated) für die Laufzeiten aus Antipodenbeben, die im europäischen Raume registriert worden waren, durch die Annahme tiefer als normal gelegener Erdbebenherde erklärte, wurden auch im internationalen Bebenkatalog (International Seismological Summary, "ISS") von Jahrgang zu Jahrgang mehr Erdbeben als "deepfocus-earthquake" deklariert. Als *K. Wadati* (1928) gleichfalls

¹⁾ Dr. rer. nat. A. Korschunow, Institut für angewandte Geophysik der Universität München, München 2, Richard Wagnerstr. 10.

in unabhängiger Betrachtungsweise die Existenz von Tiefherdbeben nachwies, und als *H. H. Turner* (1929) in einem Kommentar erneut seinen früheren Standpunkt klarstellte, gewannen die Tiefherdbeben ihren festen Platz in der Forschung, und "ISS" ging dazu über, die Tiefherdbeben in voller Ausführlichkeit zu katalogisieren. Ab 1930 wurden daher sämtliche Erdbeben durch "ISS" nach neuen Laufzeittabellen von *Jeffreys* und *Bullen* bearbeitet. Die Mängel der alten Tabellen von *Zoeppritz* und *Turner* waren darin beseitigt worden. Aus dem Grunde waren auch die Angaben über Herdtiefen ungleich verlässlicher als in den Jahrgängen vor 1930. Da der Jahrgang 1938 des "ISS" erst während der Bearbeitung des Archivmaterials der Göttinger Station erschien, konnte er nicht mehr in die Untersuchungen einbezogen werden. Somit mußte der repräsentative Querschnitt der Jahrgänge 1930-37 genügen zur Aufstellung einer Statistik über Tiefherdbeben.

2. Daten der Göttinger Erdbeben-Station

($\phi = 51^{\circ} 33' N$; $\lambda = 9^{\circ} 58' E$; $H = 270$ m ü. NN; Untergrund: Muschelkalk.)

In Göttingen registrieren Seismographen nach *Wiechert'scher* Bauart; und zwar:

1. Astatischer *Wiechert-Vertikal-Seismograph*, stationäre Masse 1300 Kg, (in dieser Arbeit mit Z bezeichnet!)
2. Astatischer *Wiechert-Horizontal-Seismograph*, stationäre Masse 1200 Kg, (die beiden Komponenten mit N und E bezeichnet! N = Nord-Süd-Komponente, E = Ost-West-Komponente)
3. *Wiechert-Horizontal-Seismograph: 17-to-Pendel*, stationäre Masse 17000 Kg, (die beiden Komponenten mit NS und EW bezeichnet!)

Die Konstanten der angeführten Seismographen schwankten während der Zeit 1930-1937 unerheblich um folgende Mittelwerte:

	T_0	V	ϵ	r
N	11,4	159	3,5	1,25
E	12,2	177	3,4	1,50
Z	4,8	190	5,3	0,43
NS	1,3	2290	6,8	0,60
EW	1,4	2010	7,8	0,41

(sämtliche Komponenten in Ruß schreibend!)

wobei: T_0 = Eigenperiode ohne Dämpfung, V = Statische Vergrößerung, ϵ = Dämpfung (nach Definition *Wiechert* $\epsilon : 1$), r = maximaler Reibungsaus-
schlag (mm).

Da in dieser Arbeit keine Betrachtungen über Perioden, Amplituden usw. angestellt worden sind, genügen zur angenäherten Charakterisierung der Stationsseismographen diese langjährigen Mittelwerte.

3. Sichtung des Materials

Das Rückgrat in der Bearbeitung der gestellten Aufgabe bildete der oben bereits erwähnte internationale Bebenkatalog ("ISS", siehe Lit.-Verzeichnis!). Zur Charakterisierung von Erdbebenphasen (Einsätzen im Seismogramm) wurden die neuesten Laufzeitabellen von *Jeffreys* und *Bullen* (1948) benutzt.

Die systematische Durchsicht aller von "ISS" in den Jahrgängen 1930-37 gemeldeten Beben ergab folgendes Bild:

Gesamtzahl aller gemeldeten Tiefherdbeben	255
davon nur regional wirksame Beben	88
mithin verbleiben an Tiefherdbeben, deren Auswirkun- gen bis in die zentraleuropäische Stationsgruppe wirk- sam waren	167 .

Die Durchsuchung des Göttinger Archivs nach den 167 Beben, die im euro-
päischen Raume registriert worden waren, brachte folgendes Ergebnis:

nicht als eigentliche Tiefherdbeben anzusprechende Beben ("ISS" meldete "base of superficial layers")	2
im Archiv fehlende Bebenstreifen	15
von der Göttinger Apparatur nicht aufgelöst, bzw. nur in winzigsten, unscheinbarsten Spuren angedeutet . .	47
erkennbare Seismogramme (darunter 39 Beben, deren Bewegungen noch so klein sind, daß sie anlässlich der Routine-Auswertung der dreißiger Jahre übersehen worden waren!)	103 (167)

Eine Aufstellung nach Prozentanteilen von 255 von "ISS" bearbeitete Tief-
herdbeben von 1930/37 besagt:

regional gebliebene Beben	34,5%
keine Tiefherdbeben im eigentlichen Sinne	0,8%

im Archiv fehlend	5,9%
nicht erkennbar in Göttingen (Stuttgart, de Bilt, Kopenhagen hatten an "ISS" gemeldet!)	18,4%
in Göttingen erkennbar	40,4%

Von den in Göttingen erkennbaren Tiefherdbeben sind 37,8% nicht als Bewegung seismischen Ursprungs an "ISS" gemeldet worden, weil die Ausschläge zu winzig waren. Einen starken Anteil an solchen "übersehenen Beben" haben jene Seismogramme, die aus vereinzelt, isoliert scheinenden "Zacken" und schütterten Bewegungen im 17-to-Pendel bestehen. Der Habitus von Tiefherdbeben ist so ungewöhnlich (bei völligem Fehlen von Oberflächen- und Codawellen!), daß wahrscheinlich bei der Abgabe von Meldungen Zurückhaltung geübt wurde. Für die Zeit von 1930-1937 sind in Göttinger Bebenbulletins ca. 1000 Bewegungen beschrieben worden, sodaß die in dieser Studie behandelten 103 Tiefherdbeben etwa 10% des Arbeitsvolumens der Göttinger Station ausmachen.

4. Liste der 103 Tiefherdbeben und ihre geographische Verteilung

Obwohl in diesem Abriß, unter Verzicht auf vollständige Wiedergabe von Arbeitstabellen und Kontaktkopien der Seismogramme nur die wichtigsten Ergebnisse gebracht werden, soll die Liste der bearbeiteten Tiefherdbeben insgesamt reproduziert werden:

Die Liste bringt in ihren einzelnen Rubriken folgende Daten:

1. laufende Nummer in der Reihenfolge der Auslösung der Beben (beigeordnet das Zeichen für die "Güte-Klassen" der Registrierungen – wegen "Güte-Klassen": siehe weiter unten! –).
2. Herzzeit, nach Jahr, Monat, Tag, Stunde, Minute und Sekunde in Zahlenblöcken geordnet (in Weltzeit!).
3. geogr. Koordinaten entnommen aus "ISS".
4. Entfernung und Azimut in Graden. (berechnet nach Göttinger Koordinaten und Herdkoordinaten).
5. Verhältniszahl $\frac{h}{R} = \frac{\text{Tiefe unter Basis der Krustenlage (Hypozenrum)}}{\text{Erdradius bis zur Basis der Krustenlage}}$
(nach Angaben *Jeffreys* und *Bullen* (1948) $R = 6340$ Km; Angabe der Herdtiefe also *ohne* Berücksichtigung einer Krustenlage von 30 Km Mächtigkeit!)
6. Zeitkorrektur der Göttinger Stationsuhr (sec).
7. als römische Zahl ein Hinweis auf das Herdgebiet des Bebens.

Die geographische Verteilung der 103 Tiefherdbeben ist aus der Übersichtskarte (Merkator-Weltkarte) zu entnehmen. Man findet:

- I (30 Beben) langgestreckt über Aleuten, Kurilen, Japan, Inseln bis Formosa und Marianen-Inseln.
- II (19 Beben) Ostindische Inseln, über Neuguinea bis Salomon-Inselgruppen (Tiefseeegraben und Schwereanomalie nach Vening-Meinesz).
- III (25 Beben) Hebriden- und Fidschi-Inseln (Tonga- und Kermadec-Tiefseeegraben).
- IV (13 Beben) Südamerika, dem Pazifik zugewandte Seite mit vorgelagerten Tiefen.
- V (4 Beben) Balkan- und Ostmittelmeer-Raum.
- VI (10 Beben) Hindukusch-Massiv in Zentral-Asien.
- VII (2 Beben) Einzelfälle: 1. Assámregion nordöstlich Kalkutta, etwa dort, wo am 15.8.1950 das große, zerstörende Weltbeben stattfand; 2. Südatlantik nahe Sandwich-Inseln.

In den Gebieten V, VI, VII kommen nur Beben mit mittlerer Tiefe vor (nach *B. Gutenberg* und *C. F. Richter* (1937) "intermediäre Tiefherdbeben"), d. h.: bis zu einer Verhältniszahl unter 0,040; die eigentlichen sehr tiefen Beben (bis zu 700 Km) sind auf die Gebiete I-IV beschränkt. Herdtiefenangaben vieler anderer Autoren beziehen sich auf Km-Zahlen unterhalb der Erdoberfläche, was bei Vergleichen mit Angaben aus "ISS" zu berücksichtigen ist.

	Nr.	Herdzeit	geogr. Lage	Entf. u. Az.	$\frac{h}{R}$	Zeit-Korr.	Gebiet
.	001	1930 01 05 011948	49,7 N 154,8 E	74,4 22,7	0,015	- 15,4	I
:	002	1930 03 10 162730	50,0 N 149,0 E	72,6 26,2	0,090	+ 13,9	I
.	003	1930 05 23 163812	34,2 N 139,6 E	83,6 39,9	0,015	- 22,8	I
.	004	1930 06 04 095035	6,5 S 128,5 E	112,5 71,9	0,060	- 09,5	II
:	005	1930 07 22 192558	44,2 N 147,4 E	77,5 29,8	0,025	+ 55,4	I
(:)	006	1930 08 04 050438	8,0 S 68,0 W	88,9 255,6	0,080	+ 14,9	IV
:	007	1930 11 08 032239	3,5 N 122,5 E	100,9 69,9	0,075	+ 27,0	II
:	008	1930 12 21 145132	20,4 N 122,2 E	87,0 60,3	0,025	+ 38,3	I
:	009	1931 01 20 092730	37,0 N 72,0 E	45,2 83,6	0,030	+ 19,4	VI
!	010	1931 02 20 053326	44,9 N 135,8 E	72,9 36,9	0,045	+ 05,1	I
:	011	1931 03 02 021836	21,5 S 172,5 E	147,0 30,9	0,020	+ 19,6	III
:	012	1931 03 28 123845	7,0 S 129,5 E	113,6 71,9	0,013	+ 30,0	II
(:)	013	1931 03 29 175154	42,6 N 144,2 E	78,0 32,3	0,010	+ 31,0	I
(:)	014	1931 04 03 231920	19,0 S 180,0 -	146,6 17,3	0,085	+ 31,7	III
(:)	015	1931 07 23 142100	7,0 S 155,0 E	127,5 44,6	0,050	+ 00,4	II
.	016	1931 08 15 040104	36,0 N 71,0 E	45,3 85,0	0,025	+ 08,5	VI
(:)	017	1931 09 09 203828	19,3 N 145,7 E	99,2 41,9	0,020	+ 08,7	I
:	018	1931 05 05 223129	37,0 N 71,0 E	44,6 84,0	0,020	+ 18,6	VI

	Nr.	Herdzeit	geogr. Lage	Entf. u. Az.	$\frac{h}{R}$	Zeit-Korr.	Gebiet
.	019	1931 05 18 043030	25,2 S 179,5 W	152,5 20,9	0,060	+ 27,1	III
(:)	020	1932 01 09 102151	6,0 S 155,3 E	126,2 44,5	0,060	+ 49,5	II
(:)	021	1932 04 04 191641	30,6 N 139,5 E	86,7 41,7	0,065	- 02,7	I
!	022	1932 05 21 101019	13,1 N 87,3 W	84,2 283,8	0,015	+ 08,3	IV
+	023	1932 05 26 160919	24,0 S 179,2 E	151,2 20,7	0,050	+ 09,6	III
(:)	024	1932 05 26 222143	24,8 S 180,0 -	152,2 19,7	0,065	+ 09,6	III
.	025	1932 05 27 012936	24,8 S 180,0 -	152,2 19,7	0,065	+ 09,6	III
.	026	1932 07 29 205837	0,3 N 123,7 E	104,8 71,2	0,025	+ 25,0	II
!	027	1932 08 14 043939	25,8 N 95,7 E	67,5 76,3	0,015	+ 25,0	VII
!	028	1932 09 23 142214	44,7 N 139,0 E	74,3 35,0	0,040	+ 15,8	I
+	029	1932 09 26 192042	39,8 N 23,8 E	15,1 135,3	0,0075	+ 13,9	V
:	030	1932 09 26 212656	39,8 N 23,8 E	15,1 135,3	0,0075	+ 14,0	V
+	031	1932 11 13 044701	44,0 N 136,8 E	73,9 36,9	0,045	+ 24,1	I
.	032	1932 11 29 111107	33,3 S 71,8 W	110,8 242,2	0,025	+ 26,0	IV
:	033	1932 12 26 211444	25,2 N 126,3 E	85,2 53,5	0,040	+ 33,8	I
:	034	1933 01 01 084846	15,1 S 167,8 E	139,5 34,1	0,020	+ 33,5	III
+	035	1933 01 09 020147	36,5 N 70,5 E	44,6 85,3	0,025	+ 34,6	VI
.	036	1933 01 18 171501	51,1 N 149,0 E	71,6 25,7	0,070	+ 35,6	I
(:)	037	1933 03 11 193246	26,2 N 141,0 E	91,3 42,6	0,080	+ 43,6	I
(:)	038	1933 05 06 053334	5,7 N 82,7 W	89,7 276,3	0,009	+ 30,3	IV
.	039	1933 07 14 013850	20,5 S 170,0 E	145,2 34,5	0,065	+ 17,1	III
.	040	1933 08 09 230246	15,4 S 68,5 W	95,0 251,5	0,025	+ 17,5	IV
:	041	1933 08 29 145237	11,0 S 69,5 W	92,2 254,9	0,085	+ 15,2	IV
(:)	042	1933 09 02 164119	30,3 N 139,4 E	86,9 42,7	0,070	+ 13,7	I
+	043	1933 09 06 220826	21,3 S 178,6 W	148,5 20,9	0,075	+ 11,0	III
.	044	1933 09 09 050231	45,4 N 131,5 E	70,8 39,3	0,070	+ 09,3	I
(:)	045	1933 09 09 212010	12,4 S 167,2 E	136,7 33,5	0,020	+ 09,3	III
(:)	046	1933 10 25 232816	23,5 S 66,5 W	100,3 245,0	0,030	- 06,1	IV
(:)	047	1933 12 04 193356	47,2 N 144,0 E	73,7 31,2	0,040	- 22,2	I
(:)	048	1934 01 03 094230	53,6 N 155,8 E	71,0 20,6	0,030	- 33,7	I
.	049	1934 01 18 032100	22,0 S 180,0 -	149,4 18,4	0,090	- 31,0	III
(:)	050	1934 02 09 223217	21,0 S 176,5 W	149,0 11,8	0,040	- 27,3	III
:	051	1934 03 01 214531	40,0 S 72,8 W	116,3 238,0	0,015	- 20,9	IV
.	052	1934 04 06 190937	37,3 N 141,7 E	81,6 36,9	0,010	- 25,1	I
:	053	1934 04 11 211206	19,8 S 169,9 E	144,4 33,7	0,025	- 25,9	III
:	054	1934 05 01 070502	3,5 N 97,5 E	85,7 90,0	0,0225	- 28,5	II
.	055	1934 05 13 090218	5,0 S 153,9 E	124,7 45,5	0,015	- 23,4	II
(:)	056	1934 06 09 125851	6,0 S 147,5 E	122,6 52,8	0,020	- 26,2	II
:	057	1934 06 13 015101	44,2 N 147,4 E	77,6 29,8	0,0125	- 25,6	I
!	058	1934 06 29 082520	6,1 S 123,4 E	109,2 75,1	0,100	- 20,1	II
!	059	1934 07 22 195700	36,5 N 70,5 E	44,6 85,0	0,025	- 15,7	VI
:	060	1934 10 10 154210	23,2 S 179,4 W	150,7 17,8	0,080	- 22,1	III
.	061	1934 10 26 144434	6,0 S 123,8 E	109,4 74,7	0,075	- 26,6	II
:	062	1934 11 18 032123	36,2 N 70,7 E	45,0 84,0	0,020	- 30,3	VI
.	063	1934 12 04 172442	19,5 S 69,6 W	98,9 249,8	0,015	+ 31,0	IV
:	064	1934 12 15 191430	23,0 S 179,0 W	150,6 17,0	0,075	+ 40,7	III
!	065	1935 01 01 132059	14,8 S 175,0 W	143,1 8,0	0,030	+ 37,0	III

	Nr.	Herdzeit	geogr. Lage	Entf. u. Az.	$\frac{h}{R}$	Zeit-Korr.	Gebiet
:	066	1935 02 25 025131	36,0 N 25,0 E	18,9 139,6	0,010	- 03,0	V
:	067	1935 03 18 084045	35,5 N 27,0 E	20,1 136,1	0,015	- 11,0	V
:	068	1935 03 28 234753	43,6 N 132,2 E	72,6 40,2	0,080	- 12,4	I
:	069	1935 04 03 111158	36,2 N 70,7 E	44,9 85,2	0,025	- 10,4	VI
(:)	070	1935 05 31 081841	38,6 N 134,2 E	77,6 41,4	0,070	- 09,2	I
(:)	071	1935 07 15 141330	21,3 S 178,6 W	149,0 15,6	0,075	+ 06,6	III
.	072	1935 07 26 080333	48,7 N 145,3 E	72,7 29,1	0,050	+ 11,5	I
:	073	1935 07 29 073846	21,0 S 177,0 W	149,0 12,7	0,060	+ 13,0	III
:	074	1935 09 12 160120	8,6 S 179,8 E	136,3 14,6	0,015	+ 31,5	III
!	075	1935 12 14 013120	9,0 S 70,0 W	90,9 256,6	0,090	+ 68,7	IV
(:)	076	1935 12 14 124737	21,4 N 143,5 E	96,5 42,8	0,040	+ 68,7	I
(:)	077	1935 12 16 165730	9,0 S 70,0 W	90,9 256,6	0,090	+ 70,3	IV
(:)	078	1936 01 14 141218	29,0 S 61,0 W	101,7 237,6	0,090	+ 30,5	IV
.	079	1936 02 10 180534	18,7 S 177,3 W	146,6 12,6	0,070	+ 13,5	III
.	080	1936 02 16 141800	21,5 S 169,0 E	145,8 36,3	0,090	+ 09,3	III
:	081	1936 02 27 100414	7,7 S 127,1 E	111,6 72,6	0,0225	+ 02,1	II
.	082	1936 03 01 102156	47,7 N 147,3 E	74,2 28,1	0,050	+ 01,2	I
.	083	1936 05 08 091140	6,0 S 113,0 E	102,7 83,4	0,080	+ 01,8	II
.	084	1936 05 19 205016	9,0 S 124,0 E	111,9 76,5	0,015	+ 1,00	II
(:)	085	1936 06 10 082327	5,5 S 147,0 E	121,9 53,0	0,0225	- 01,5	II
:	086	1936 06 29 143015	36,2 N 70,7 E	45,0 85,0	0,030	- 02,0	VI
:	087	1936 07 05 185525	5,9 N 126,8 E	100,9 64,6	0,015	- 00,2	II
(:)	088	1936 11 12 200448	45,5 N 148,5 E	76,6 28,5	0,015	- 26,2	I
(:)	089	1936 11 15 215016	20,5 S 177,5 W	148,4 13,5	0,070	- 26,7	III
.	090	1936 11 26 083323	16,5 S 179,0 W	144,3 14,8	0,060	- 26,4	III
.	091	1936 12 01 060921	30,5 N 129,0 E	82,1 49,5	0,040	- 24,5	I
.	092	1936 12 26 225249	30,7 S 177,6 W	158,4 17,0	0,025	- 13,6	III
+!	093	1937 04 16 030126	20,5 S 177,5 W	148,4 13,5	0,030	+ 17,0	III
:	094	1937 04 29 185240	54,3 N 161,5 W	74,0 354,8	0,005	+ 19,0	I
.	095	1937 04 29 201856	45,7 N 137,3 E	72,7 35,6	0,050	+ 19,0	I
(:)	096	1937 07 19 193527	1,2 S 75,8 W	88,3 266,0	0,020	+ 38,0	IV
:	097	1937 08 11 005552	6,5 S 116,5 E	105,3 81,0	0,080	- 24,4	II
:	098	1937 09 03 184812	52,3 N 177,3 W	76,0 4,6	0,005	- 24,5	I
:	099	1937 09 08 004002	56,0 S 27,0 W	111,8 201,3	0,010	- 23,3	VII
:	100	1937 09 15 122733	10,5 S 161,5 E	133,0 39,8	0,005	- 25,0	II
(:)	101	1937 09 27 085520	8,7 S 110,8 E	103,5 86,9	0,005	- 27,0	II
.	102	1937 10 29 072631	37,0 N 70,5 E	44,3 84,6	0,020	- 37,0	VI
+!	103	1937 11 14 105810	36,3 N 71,0 E	45,1 84,7	0,025	- 40,0	VI

5. Übersicht und Kritik des Seismogramm-Materials

Sofern keine technischen Ausfälle eintraten, standen bei vollständigem Einsatz aller Seismographen von jedem Beben jeweils fünf Seismogramme zur Verfügung. Die Seismographen unterschieden sich, (siehe Absatz 2) deutlich in ihren Konstanten. Demnach waren Seismogramme von unter-

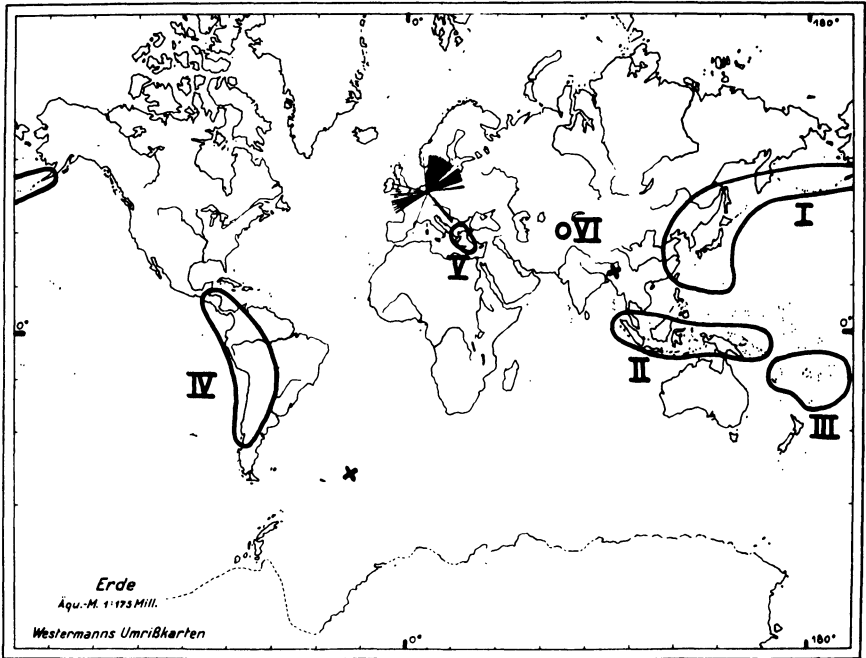


Abb. 1: Übersichtskarte

- Umrißlinien der Herdgebiete, aus denen in Göttingen (1930-37) Tiefherdbeben registriert worden sind.
 (I-VI)
 ✕ Einzelfälle (Man beachte die im Punkte Göttingen eingezeichneten Hauptazimutgruppen der Herde)
 (VII)

schiedlichem Habitus zu erwarten. Indessen konnte angenommen werden, daß – von einer Auswertung nach dynamischen Gesichtspunkten (Amplituden, Perioden, Absorption, Dispersion!) abgesehen – durch vergleichende Einsatzauswertung in den Seismogrammen der fünf Komponenten eine gute zeitliche Fixierung einzelner Bebenphasen erreicht werden würde. Ob das Seismogramm-Material der vorliegenden 103 Tiefherdbeben über die herkömmliche vergleichende Einsatzauswertung hinaus auch noch geeignet war, mit Erfolg zusätzliche Recherchen zur dynamischen Auswertung anzustellen, mögen die folgenden Unterabschnitte 5.1, 5.2 und 5.3 klären.

5.1. Das Kriterium der "Güte-Klassen"

Das Kriterium der "Güte-Klassen" stützt sich auf die gebräuchliche Praxis der vorläufigen Bestimmung der Herdentfernung aus den Seismogrammen einer einzigen Station unter Zuhilfenahme der üblichen Laufzeitkurven- oder -Tabellen. Dabei sollten, wie im vorliegenden Falle, verschieden abgestimmte Seismographen in verschiedenen Komponenten auf der Station vorhanden sein, sodaß die zeitliche Auswertung der Seismogramme verschiedener Komponenten vergleichbar ist.

Es sei nach "Güte-Klassen" definiert:

- +! vielphasiges Seismogramm, deutlich, sehr gut ausgebildet.
- ! gut ausgeprägte Hauptphasen (auch relativ wenig untereinander nach Komponenten streuend).
- : auf jeder Komponente mindestens zwei erkennbare Phasen zur Herdentfernung geeignet.
- (:) Herdentfernungsbestimmung nur durch Kombination verschiedener Phasen auf verschiedenen Komponenten möglich.
- . nur ein einziger Einsatz vorhanden, bzw. so schwach ausgebildetes Seismogramm, daß sich unter keinen Umständen auf eine vorläufige Herdentfernung schließen läßt.

Mit solchen Definitionen für "Güte-Klassen" ergab sich für das Material der 103 untersuchten Tiefherdbeben nach Gebieten geordnet folgende Übersicht:

	+!	!	:	(:)	.	
I	1	2	7	9	11	(30)
II	0	1	7	5	6	(19)
III	3	2	5	6	9	(25)
IV	0	2	2	6	3	(13)
V	1	0	3	0	0	(04)
VI	2	1	5	0	2	(10)
VII	0	1	1	0	0	(02)
insgesamt	7	9	30	26	31	(103)
in % :	6,8	8,7	29,1	25,3	30,1	(100%)

Die besonders interessierenden sehr tiefen Beben (ab $h/R = 0,040$) zeigen folgende "Güte-Klassen-Verteilung":

	+!	!	:	(:)	.	
I	1	2	3	5	7	(18)
II	0	1	2	2	3	(08)
III	2	1	2	6	6	(17)
IV	0	1	1	3	0	(05)
insgesamt	3	5	8	16	16	(48)
in % :	6,3	1,4	16,7	33,3	33,3	(100%)

Das Kriterium der "Güte-Klassen" demonstriert eindeutig, daß über die Hälfte (55,6%) aller registrierten Tiefherdbeben und sogar zwei Drittel (66,6%) aller sehr tiefen Beben, die von der Gesamtzahl wiederum nur 46,6% ausmachen, in Zentraleuropa so schwache Seismogramme geben, daß eine vorläufige Kritik der Bewegungen aus dem Material einer Station allein nur schwer möglich ist.

5.2. Das Kriterium der ersten Vorläufereinsätze

Die Beobachtung, daß die ersten Vorläufereinsätze in der Z-Komponente (*Wiechert*-Vertikal-Seismograph) im allgemeinen den übrigen Horizontal-Komponenten voreilten – was auch schon *S. W. Visser* und *H. P. Berlage* jun. (1928) zu einer Bemerkung über die Ungleichzeitigkeit der P.-Einsätze in den horizontalen und vertikalen Seismographen veranlaßte – führte dazu, die einzelnen Seismogramme in Bezug auf die Auflösung der bei vorgegebener Herdentfernung (je nach Gebiet verschieden!) auftretenden ersten Vorläuferwellen (P, P_{gebogen}, PP oder PKP) zu untersuchen. Die ersten

Einsätze auf den einzelnen Seismogrammen wurden nach folgendem Schlüssel kritisiert:

- + es ist ein erster Vorläufereinsatz vorhanden. (auf den horizontalen Komponenten synchron mit Z!)
- es sind nur spätere Phasen vorhanden (bezüglich der horizontalen Komponenten im wesentlichen erst Einsätze aus der S-Gruppe!)
- 0 in dem betreffenden Seismogramm sind keine merklichen Bewegungen vorhanden, die zur zeitlichen Fixierung von Bebenphasen ausreichend wären.
- x ein Seismogramm der betreffenden Komponente fehlt aus technischen Gründen vollständig. (z. B.: bis Febr. 1932 die EW-Komponente, die erst dann installiert wurde!)

Bei einem von 103 Beben zu erwartenden Anfall von insgesamt 515 Seismogrammen sah die Verteilung nach dem Kriterium der ersten Vorläufereinsätze (prozentual) wie folgt aus:

	+	-	0	x	
Z	17,6	0,0	1,8	0,6	(20,0%)
N	6,0	7,2	5,6	1,2	(20,0%)
E	9,7	5,6	3,9	0,8	(20,0%)
NS	11,4	2,9	3,9	1,8	(20,0%)
EW	11,8	2,1	0,6	5,5	(20,0%)
insgesamt	56,5	17,8	15,8	9,9	(100%)

Die obige Aufstellung zeigt deutlich, daß der Angelpunkt der im nächsten Abschnitt 5.3. beschriebenen zeitlichen Auswertung die Z-Komponente sein mußte. Sämtliche Residuen 0-C (siehe Vorbemerkung, Absatz 1) bezogen sich auf den ersten Vorläufereinsatz der Z-Komponente. Ein großer Teil der 103 Tiefherdbeben war energetisch nicht so stark, daß alle Komponenten gemeinsam mit den ersten Vorläufern angeregt werden konnten. Die ersten Vorläufer blieben in der Reibung stecken oder überwand die Bodenunruhe nicht.

Der Vollständigkeit halber sei noch angeführt, daß das Ergebnis der Ausgleichsrechnung zur Ungleichzeitigkeit der Einsätze in der Z-Komponente gegenüber den H-Komponenten ganz analog zum Resultat von *S. W. Visser* und *H. P. Berlage jun.* (1928) ausfiel. Die Z-Komponente eilte den anderen Komponenten vor um

$$1,3 \pm 0,75 \text{ sec.}$$

Ob die Ungleichzeitigkeit verursacht wurde durch Aufspaltung der primären longitudinalen Welle an einer Unstetigkeitsfläche unmittelbar unterhalb der Station (Größenordnung ca. 10 Km Tiefe!), wie es *S. W. Visser* und *H. P. Berlage jun.* (1928) annahmen, oder ob auch noch apparative Besonderheiten (Einschwingvorgänge, Reibungswiderstände u. a. m.) mitspielten, soll hier nicht weiter diskutiert werden. Das beständige einseitige, positive Ausfallen der Zeitmeßdifferenz "Horizontal minus Vertikal" spricht für die Realität dieser Wahrnehmung.

5.3. Die Phasenausbeute der zeitlichen Auswertung, Demonstrierung von Seismogramm-Ausschnitten

Wenn in den Anfängen der seismologischen Beobachtung gehofft werden konnte, "in Zukunft jeden Zacken im Seismogramm irgendeinem Einzelimpuls zuordnen zu können", so ist man in neuerer Zeit davon abgekommen, immer weitere und weitere Bebenphasen mit den kompliziertesten Raumwellenwegen in Beziehung zu setzen. Gerade die Beobachtung von Tiefherdbeben, deren Seismogramme viel besser lesbar sind und deren Wellengruppen sowohl in den ersten Vorläufern als auch in den nachfolgenden Wellen der S-Gruppe weitgehend isoliert und voneinander abgegrenzt auftauchen, hat vermuten lassen, daß in einem Seismogramm mehr verborgen ist, als sich durch bloße Impulszuordnung zum Ausdruck bringen läßt. S. W. Visser (1936) schrieb deshalb:

"Since the Seismogram is a very complicated curve, it seems to be always possible to detect the phases wanted. Never an impulse about in the right place is wanting. Beware of phase hunting."

Demgemäß wurde bei der Auswertung der Seismogramme der 103 Tiefherdbeben sorgfältig und kritisch verfahren. Prinzipiell wurden zunächst nur die korrelierbaren Impulse der Komponenten untereinander ohne vorherige Befragung von theoretischen Laufzeit Tabellen zeitlich festgelegt. Isolierte, scheinbare Impulse auf einzelnen Komponenten wurden nur in besonders markanten Fällen in das Material aufgenommen. Erst anschließend wurden die Einsätze, mit Hilfe der neuesten Laufzeit Tabellen nach *Jeffreys* und *Bullen* (1948), bestimmten Bebenphasen zugeordnet. In Arbeitstabellen wurden für jede Phase in jeder Komponente die Residuen 0-C, wie sie nach "ISS" eingeführt worden sind, bestimmt. Das Material war jedoch nicht umfangreich genug, um nach der statistischen Methode systematische Abweichungen (etwa bedingt durch Untergrundverhältnisse der Station!) von den theoretischen Laufzeit Tabellen feststellen zu können. Wie die nachfolgende Sammelaufstellung der gefundenen Phasen zeigt, wurden sowohl in der P-Gruppe als auch in der S-Gruppe fragliche Phasen gefunden, was durchaus in Übereinstimmung ist mit *B. Gutenberg* (1949).

Aus 465 effektiv vorhandenen Seismogrammen (nach den Ermittlungen zum Kriterium der ersten Einsätze, Abschnitt 5.2., 90,1% von 515 möglichen Seismogrammen aus fünf Komponenten!) wurden insgesamt 435 Bebenphasen gelesen und korreliert. Der Anteil der einzelnen Phasen (nach fallenden Prozentzahlen geordnet!) ist in folgender Tabelle veranschaulicht worden:

Anteil > 5%		Anteil > 1%		Anteil < 1%
P	12,9	pP	4,8	diverse Phasen: z. B. SKKS, SSS, PKKP, PKKS, sSKS, sSS, SPS, pPKS insgesamt mit 3,0%
S	10,3	SS	4,2	
PP	9,7	PPP	3,9	
PKP	7,8	sS	3,9	
? (P-Gr.)	7,8	pPKP	3,4	
SKS	6,2	PcP	2,1	
? (S-Gr.)	5,1	PKS	2,1	
		PKP ₂	2,1	
		sP	2,1	
		PS u. SP _{je}	2,1	
		ScS	1,6	
		pPP	1,6	
		sPKP	1,2	
<hr/>		<hr/>		
59,8%		37,2%		

Der Prozentanteil an typischen Tiefherdphasen, wie pP, sP, pPKP, sPKP, pPP und sS liegt zwischen 1% und 5%.

Aus Gebiet VI (Hindukusch-Massiv) stammen:

33,3% aller pP-Phasen, 100% aller sP-Phasen und 41,2% aller sS-Phasen.

Aus Gebiet III (Tonga- und Kermadec-Tiefseegräben) stammen:

86,7% aller pPKP-Phasen und 100% aller sPKP-Phasen.

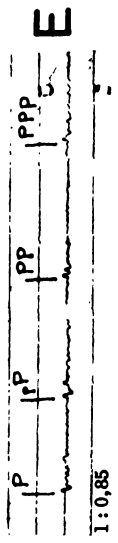
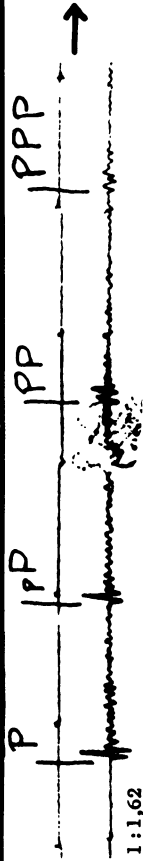
Ebenfalls beschränkt auf ein Gebiet (Hindukusch-Massiv) sind im wesentlichen PcP- und ScS-Phasen.

Da, wie allgemein bekannt ist, (B. Gutenberg und C. F. Richter (1942), B. Gutenberg (1945)) die Intensität ("magnitude") von Tiefherdbeben geringer ist, sind die Prozentanteile von typischen Kern-, Doppelkern- und Kernwechselwellen äußerst geringfügig (siehe Anteil < 1%).

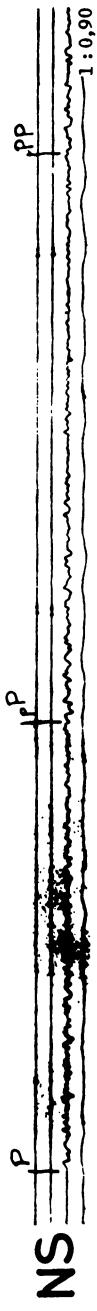
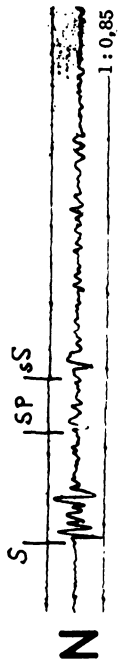
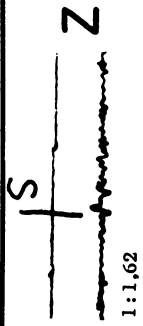
Um einen repräsentativen Eindruck des Seismogramm-Materials zu vermitteln, sind auf fünf Tafeln (T. 1 bis T. 5) Ausschnitte von Bebenphasen verschiedener Beben zusammengestellt worden. Das Zeichen +, vor die laufende Bebennummer gestellt, bedeutet: Meldung an "ISS" ist erfolgt mit den laufenden Bulletin-Angaben. Das Zeichen -, vor die laufende Bebennummer gestellt, bedeutet: die Einsätze sind unberücksichtigt geblieben in den Bulletins der dreißiger Jahre. Der Reihe nach sind (nach Gebieten geordnet) dargestellt worden:

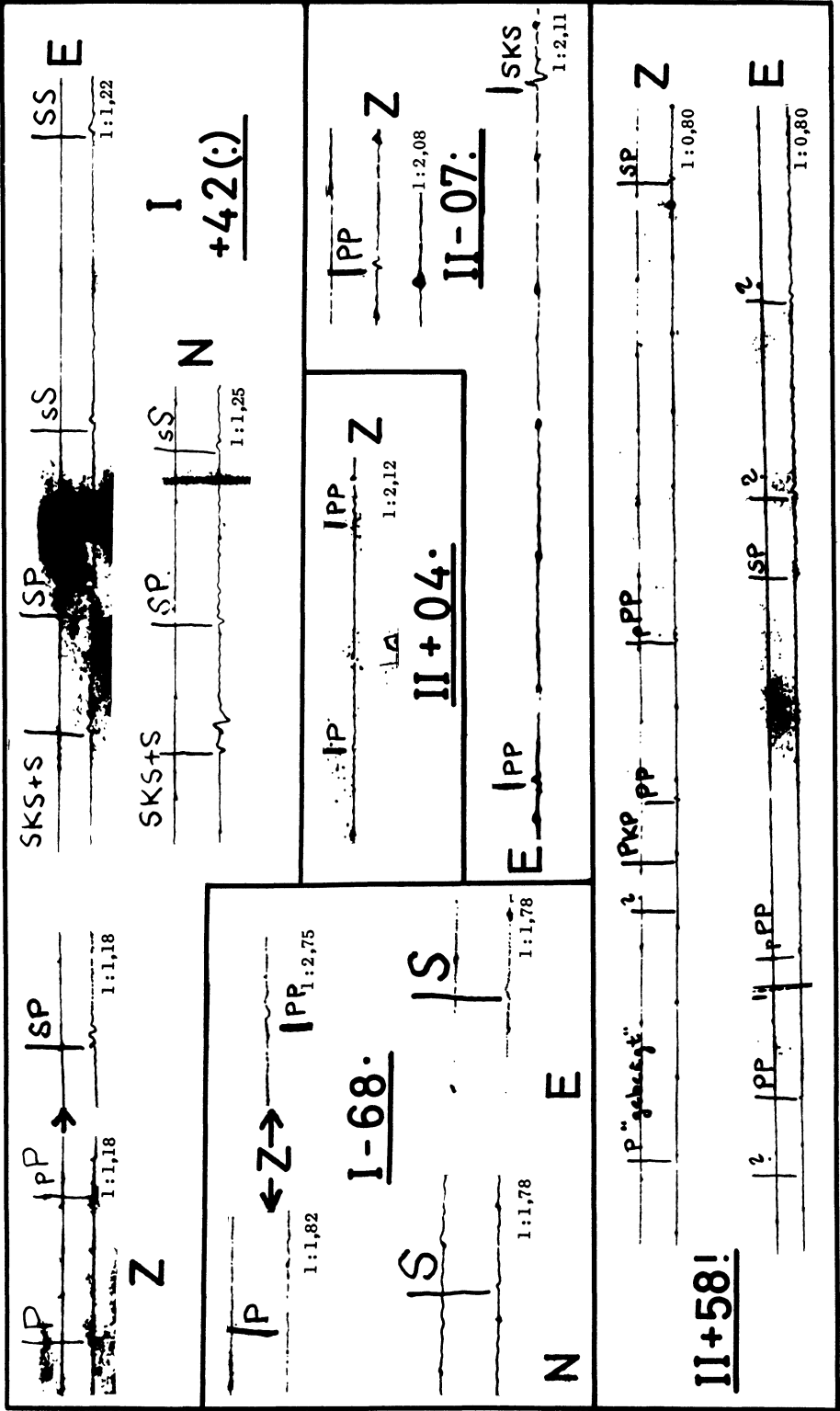
I + 31 + !	Entfernung = 73,9°;	$\frac{h}{R} = 0,045$;	h = 290 km (unter Krustenlage)
+ 42 (:)	Entfernung = 86,9°;	" = 0,070;	h = 450 km (unter Krustenlage)
- 68 .	Entfernung = 72,6°;	" = 0,080;	h = 510 km (unter Krustenlage)
II + 58 !	Entfernung = 109,2°;	" = 0,100;	h = 640 km (unter Krustenlage)
+ 04 .	Entfernung = 112,5°;	" = 0,060;	h = 380 km (unter Krustenlage)
- 07 :	Entfernung = 100,9°;	" = 0,075;	h = 480 km (unter Krustenlage)
+ 20 (:)	Entfernung = 126,2°;	" = 0,060;	h = 380 km (unter Krustenlage)
+ 97 :	Entfernung = 105,3°;	" = 0,080;	h = 510 km (unter Krustenlage)
III + 43 + !	Entfernung = 148,5°;	" = 0,075;	h = 480 km (unter Krustenlage)
+ 60 !	Entfernung = 150,7°;	" = 0,080;	h = 510 km (unter Krustenlage)
- 64 :	Entfernung = 150,6°;	" = 0,075;	h = 480 km (unter Krustenlage)
- 90 .	Entfernung = 144,3°;	" = 0,060;	h = 380 km (unter Krustenlage)
IV + 41 :	Entfernung = 92,2°;	" = 0,085;	h = 550 km (unter Krustenlage)
+ 75 !	Entfernung = 90,9°;	" = 0,090;	h = 570 km (unter Krustenlage)
- 77 (:)	Entfernung = 90,9°;	" = 0,090;	h = 570 km (unter Krustenlage)
VI + 86 :	Entfernung = 45,0°;	" = 0,030;	h = 190 km (unter Krustenlage)
+ 103+ !	Entfernung = 45,1°;	" = 0,025;	h = 160 km (unter Krustenlage)

Der Reproduktionsmaßstab der einzelnen Bebenausschnitte ist jeweilig als Verhältniszahl angegeben worden. Die Verhältniszahlen beziehen sich auf ein Rahmenmaß von 120 mm : 200 mm. Sollten durch die Reproduktion von Fall zu Fall leichte Veränderungen der Rahmenmaße eintreten, so läßt sich ohne Schwierigkeiten ein Umrechnungsfaktor bestimmen. Die Reproduktionen stammen aus Teilphotographien von Kontaktkopien der Göttinger Rußstreifen über die ganze Länge. Leider ist durch solche stückweise Darstellung der Gesamteindruck der Seismogramme, die nach den P- und S-Gruppen keinerlei Oberflächen- und Codawellen aufwiesen, gestört worden. Indessen kommt das Charakteristische des Habitus der Tieferdbeben-seismogramme – völlig isolierte Einzelimpulse – deutlich zum Ausdruck.

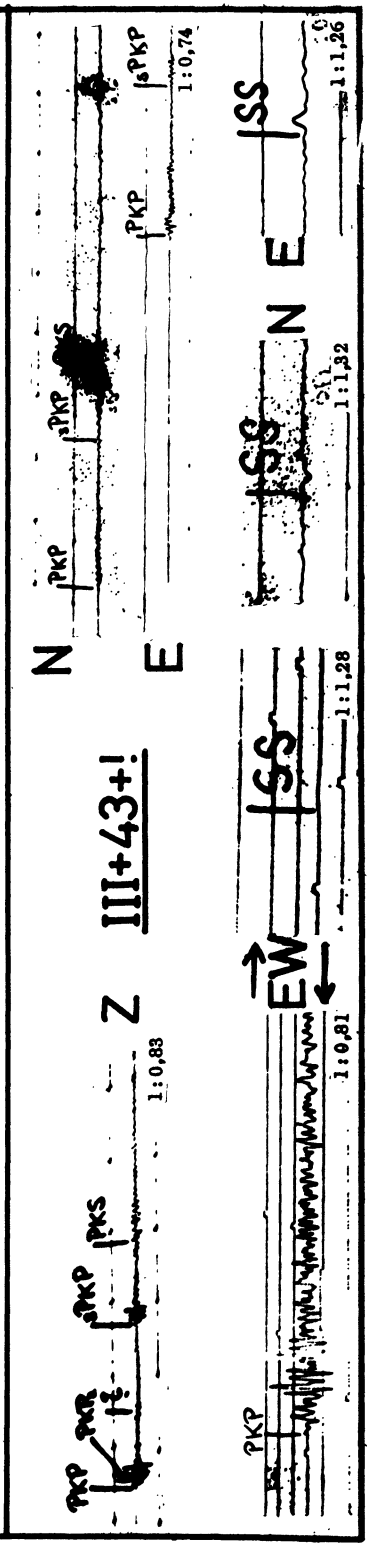
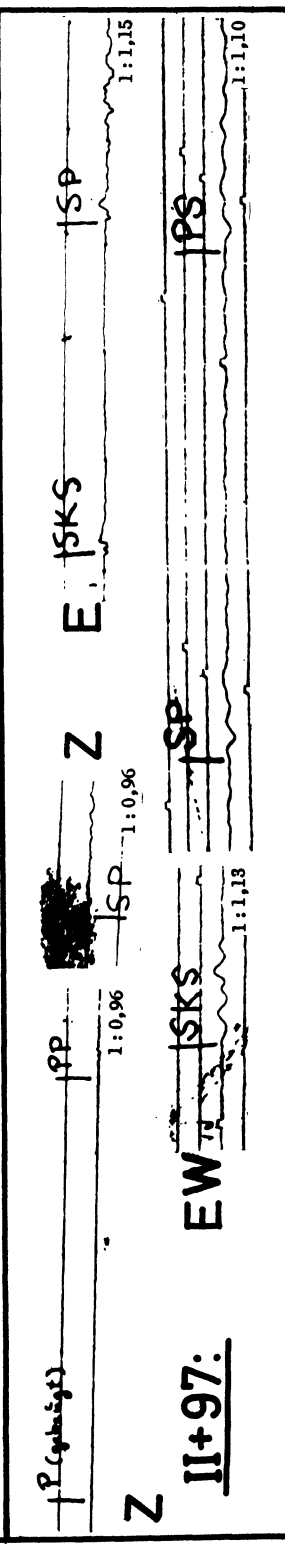
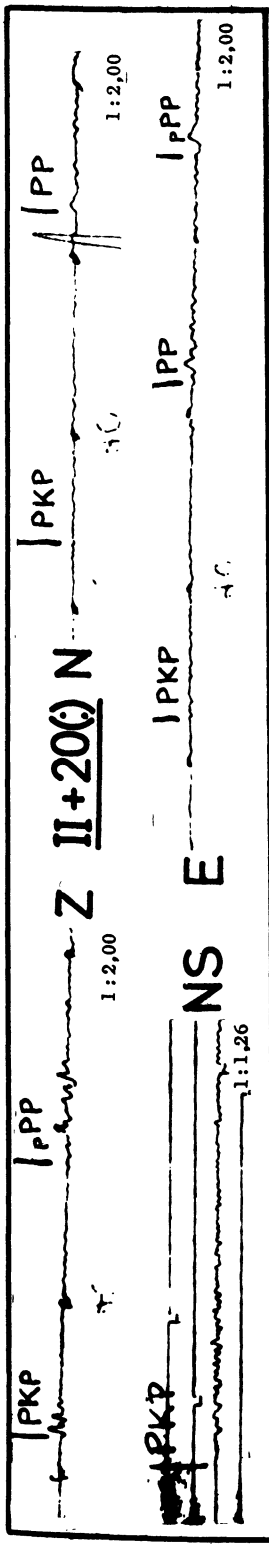


I+31+i





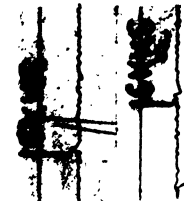
Tafel 2





N+E

1:0,95



N+E

1:1,05



N+E

1:1,05

III+60!

PKP

1:0,89



NS

1:0,85



EW

PKP

1:0,85



III-64:

1:1,90

Z

PKP



NSEW

1:2,24

PKP

1:2,24

III-90.

PKP

1:2,32

Z



IV+41:

1:1,92

Z

PP



SKS

1:2,00

IS

N

E

SKS

IS

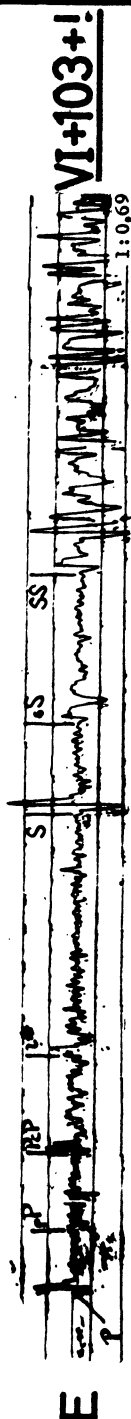
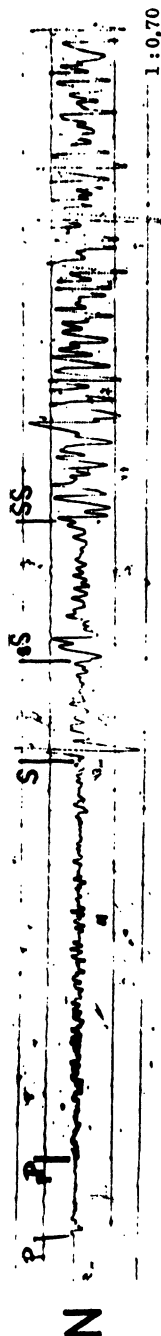
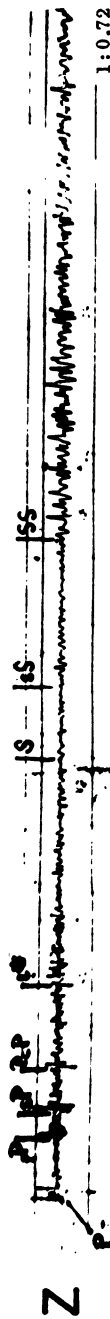
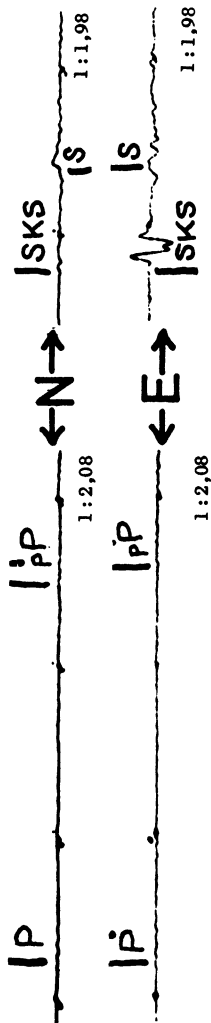
1:2,00

IP

1:2,83

Z

IV-77(:)



6. Folgerungen aus den gesichteten Seismogrammen, Schlußbemerkung

Der Abschnitt 5.1. (Kriterium der "Güte-Klassen"), der Abschnitt 5.2. (Kriterium der ersten Vorläufereinsätze) und der Abschnitt 5.3. (Phasenausbeute) haben die Fragestellung nach Art und Qualität der Registrierungen von Tiefherdbeben an einer traditionell ausgerüsteten mitteleuropäischen Erdbebenstation, wie Göttingen sie darstellt, beantwortet. Es hat sich gezeigt, daß für Einsätze der P-Gruppen die Z-Komponente effektiv die besten Registrierungen gab, während die längerperiodischen Wellen der S-Gruppen besser von den astatischen Komponenten N und E wiedergegeben wurden. Z-, N- und E-Komponenten ergänzten sich in vorteilhafter Weise. Die Komponenten des 17-to-Pendels (NS und EW) hingegen waren weit weniger effektiv. Die Einsätze der P-Gruppen wurden in schütterten, bröckelnden, hart an der Grenze der Gehängereibung liegenden Seismogrammen wiedergegeben. Wo die Intensität der ankommenden Wellen stärker war, wurde im Gegensatz zur Z-Komponente die Fixierung von Impulsen wesentlich erschwert. Einsätze aus den S-Gruppen wurden in den seltensten Fällen einigermaßen deutlich wiedergegeben. Für die Bearbeitung von Tiefherdbeben dürfte daher das 17-to-Pendel wohl nicht in Betracht gezogen werden.²⁾

Nach den vorliegenden Ergebnissen könnten sich die Stationen aus der mitteleuropäischen Stationsgruppe gut einschalten in die Bearbeitung von Tiefherdbeben aus den Gebieten I, III und VI. Die Gebiete II und IV liegen nach ihrer durchschnittlichen Epizentralentfernung sehr ungünstig für die direkten P- und S-Wellen. Man empfängt von dort nur schwache, gebeugte P-Wellen oder aber PP-Wellen. Das Gebiet III (Tonga- und Kermadec-Tiefseeegraben) liefert bei genügend starken Beben ausgezeichnete PKP- und pPKP-Einsätze. Das Gebiet VI (Hindukusch-Massiv) bringt sehr gute pP-, sP-, sS-Phasen. Da das Epizentralgebiet der Hindukusch-Beben sehr eng begrenzt ist, und da die Epizentralentfernung von dort nach *außer*-europäischen, überseeischen Stationsgruppen anscheinend so ungünstig ist wie für europäische Stationen die Gebiete II und IV, dürfte sich im Verein mit indischen, japanischen und russischen Stationen auch für die mitteleuropäischen Stationen ein dankenswertes Forschungsobjekt anbieten.

2) Solche Schlußfolgerungen decken sich weitgehend mit einer Tagungs-Diskussion über die vorteilhafteste Ausrüstung von seismologischen Stationen, die für die Registrierung weltweiter Beben in Frage kommen könnten. In "Comptes rendus des séances de la 8-ième conférence de l'Association de Séismologie" (1948) wird festgestellt: "The appearance of a seismogram depends very much on the instrument. Instruments with different characteristics furnish seismograms so different that at a given station the times of beginning of a given phase and its sharpness frequently differ noticeably. The most important instrument is a short-period vertical with high magnification. For later phases two longperiod horizontals are desirable."

An Hand von besonders intensiven Beben sind von verschiedener Seite (*M. Båth* (1943), *G. J. Brunner* and *J. B. Macelwane* (1935), *A. A. Treskov* (1939)) Methoden ausgearbeitet worden, Tiefherdbeben aus den Daten einer einzigen Station zu bearbeiten. Die Dürftigkeit der meisten in Mitteleuropa registrierten Seismogramme aus Tiefherdbeben läßt keinen großen Spielraum für die Anwendung solcher Methoden. Eine wirkungsvolle Bearbeitung von Tiefherdbeben ist, mehr noch als die von normalen Beben, eine Sache der Korrelation von größeren *Stationsgruppen*. Gerade die Tiefherdbeben böten, falls die geeigneten Apparaturen und die auf Grund ihrer Lage zum Epizentralgebiet geeigneten Stationsgruppen ausgewählt wurden, ein vorzügliches Objekt für Untersuchungen zur Absorption und Dispersion seismischer Wellen. Die einzelnen, bei Tiefherdbeben registrierten Wellengruppen sind nicht so maskiert durch Streuungs- und Reflexionswirkung von Inhomogenitäten der Krustenlage, wie sie bei den Beben aus normalen Herden auftreten. Auch das Studium des Herdmechanismus würde dadurch weitergebracht, wie eine Diskussionsbemerkung von *M. Båth* (1948, *Comptes rendus*..) zum Ausdruck brachte.

Die vorliegenden Ergebnisse haben die begrenzten Möglichkeiten der Bearbeitung von Tiefherdbeben, wie sie an einer mitteleuropäischen Erdbebenstation registriert wurden, gezeigt. Ein Überfliegen der Liste der 103 kritisierten Tiefherdbeben verdeutlicht an Hand der "Güte-Klassen", daß nur in längeren Zeitabständen weltweit gut registrierbare Tiefherdbeben ausgelöst werden. Solche, auch an den Antipodenpunkten gut registrierbare Tiefherdbeben (nach vorliegender Untersuchung "Güte-Klassen" +! und !) würden sich gut für Recherchen nach dynamischen Gesichtspunkten eignen. Die Tiefherdbeben minderer "Güte-Klasse", die 84,5% aller in der vorliegenden Arbeit behandelten Beben ausmachen, gestatten lediglich eine zeitliche Auswertung nach Impulseinsätzen. Damit wäre die Frage, die in der Vorbemerkung des Absatzes 5 zur Verwendungsmöglichkeit des Seismogramm-Materials der 103 Tiefherdbeben gestellt worden war, beantwortet.

Literatur

- [1] *Båth, M.*: Sur une méthode pour calculer les tremblements de terre à foyer profond à l'aide des phases d'une seule station séismographique. Kungl. Svenska Vetensk.-Ak. Handlingar, tredje Serien, Bd. 20 Nr. 4, 1943.
- [2] *Brunner, G. J. and Macelwane, J. B.*: A graphic chart for the determination of the focal depth, the time of occurrence, and the epicentral distance from the seismograms of a single station. Department of Geophysics, Saint Louis University, New York, London, 1935.

- [3] Comptes rendus Nr. 9, des séances de la 8-ième conférence de l'Association de Séismologie, Conseil internationale des unions scientifiques, rédigés par le secrétaire J. P. Rothé, Strasbourg, 1949.
- [4] *Gutenberg, B.*: Magnitude determination for deep-focus earthquakes. Bull. Seism. Soc. America, Vol. 35, Nr. 2, Apr. 1945.
- [5] *Gutenberg, B.*: Unexplained phases in seismograms. Bull. Seism. Soc. America, Vol. 39, Nr. 3, July 1949.
- [6] *Gutenberg, B. and Richter, C. F.*: Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 49 (1937), pp. 249-288.
- [7] *Gutenberg, B. and Richter, C. F.*: Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. Bull. Seism. Soc. America, Vol. 32, Nr. 3, July 1942.
- [8] *Jeffreys, H. and Bullen, K. E.*: Seismological tables. Brit. Assoc. f. the advancement of science, Gray Milne Trust, London, 1948.
- [9] *Knott, C. G.*: The propagation of earthquake waves through the earth and connected problems. Proceedings R. S.-Edinburgh, Bd. 39, part. ii, Nr. 14, session 1918/1919.
- [10] *Treskov, A. A.*: A graphical method of treatment of seismograms of deep-focus (plutonic) earthquakes. (in russisch mit engl. Zusammenfassung), Acad. des sciences de l'URSS, Publ. de l'inst. séism. Nr. 97, 1939.
- [11] *Turner, H. H.*: On the arrival of earthquake waves at the antipodes and on the measurement of the focal depth of an earthquake. Geophys. Suppl., Monthl. Notes of the R. A. S., Vol. I, Nr. 1, March 1922.
- [12] *Turner, H. H.*: Shallow and deep earthquakes. Geophys. magazine, Vol. II, Nr. 3, 1929, Tokyo.
- [13] *Visser, S. W.*: Some remarks on the deep-focus earthquakes in the ISS, (second paper), Gerl. Beitr. z. Geophys. 48 (1936), pp. 254-267.
- [14] *Visser, S. W. und Berlage, H. P. jun.*: Zur Frage der Ungleichzeitigkeit der P-Einsätze in den horizontalen und vertikalen Seismographen. Gerl. Beitr. z. Geophys. 19 (1928), p. 147 ff. .
- [15] *Wadati, K.*: Geophys. magazine, Vol. I, Nr. 4, p. 162, 1928, Tokyo. (nach *Turner*: comments on the paper of *K. Wadati*, siehe Nr. 12 dieses Lit. Verzeichn.!)
- [16] *The International Seismological Summary (ISS)*, Jahrgänge 1918-1937 (prepared and edited for the International Union of Geodesy and Geophysics).

Über ein geoelektrisches inverses Problem

Von A. Belluigi, Rom¹⁾

Zusammenfassung: Der Verfasser untersucht das geoelektrische "inverse Problem" betreffend zwei besondere Schichten, die gleichförmigen stationären (natürlichen oder künstlichen elektrotellurischen) Strom durchleiten.

Er erhält zwei Lösungen; die erste durch Anwendung der Polynome von Hermite und eine zweite, sicherere und genauere, durch Einführung der Methode der "endlichen Unterschiede".

Schließlich entwickelt der Verfasser ein graphisches Verfahren welches er als das "Zusammenfallen der elektrischen Isolinien" definiert, um dann aus den Meßwerten die unbekannte, eingebettete Struktur eindeutig zu bestimmen.

Résumé: L'Auteur examine le "problème renversé" géoélectrique concernant deux particulières couches, portant un courant uniforme stationnaire (électrotellurique naturel ou artificiel).

Il en donne deux solutions, la première en appliquant les polynomes de Hermite, la seconde, plus sûre et rigoureuse, en introduisant la méthode des "différences finies".

L'Auteur développe, enfin, une méthode graphique qu'il name "des coïncidences des isolignes électriques", afin de déduire univoquement, en partant des données expérimentales, la structure enterrée inconnue.

Abstract: The Author examines the geoelectric "reverse problem" concerning two particular layers, carrying an uniform steady (natural or artificial electrotelluric) current.

He gives two solutions, the first by adopting the Hermite's polynomials, the second, more reliable and rigorous, by introducing the "finite differences" method.

The Author develops finally a graphic method, that he names "of the coincidences of the electric isolines", in order to deduce univocally, by the experimental data, the covered unknown structure.

§ 1) Das sogenannte "inverse geoelektrische Problem" besteht darin, aus der (infolge verborgener Ursachen) vorhandenen Verteilung elektrischer Einflüsse auf der Erdoberfläche, die Lage und das physikalisch-räumliche

¹⁾ Prof. A. Belluigi, Leiter des Istituto di Fisica Terrestre an der Universität von Perugia, Italien.

Wesen solcher Anomalien abzuleiten, die meistens auf geologische Strukturen oder Mineralvorkommen zurückzuführen sind.

Untersuchen wir einen Boden, der aus zwei homogenen, übereinander gelagerten Schichten besteht (s. Bild 1), die durch eine Berührungsgrenzfläche, von "beliebiger Form" im Vertikalschnitt, getrennt sind.

Wir nehmen an, die obere Schicht (1) habe eine konstante elektrische Leitfähigkeit; die untere Schicht (wenigstens als erste Annahme) sei durch Höchstwerte und Mindestwerte der Leitfähigkeit gekennzeichnet und die Struktur habe, vom geometrisch-physikalischen Standpunkt aus, zylindrische (oder vorwiegend solche) Merkmale. Infolgedessen kann man annehmen, daß die Grenzfläche der Unterschicht, im Bezugssystem des Bildes 1, von einer zur y -Achse parallelen Geraden erzeugt wird, die sich parallel zu sich selbst längs der Erzeugenden bewegt; diese Erzeugende liegt in einer zur Leitgeraden y senkrechten Ebene, welche somit jeden Querschnitt $y = \text{konstant}$, längs einer Linie Ω schneidet, die für alle Querschnitte dieselbe ist.

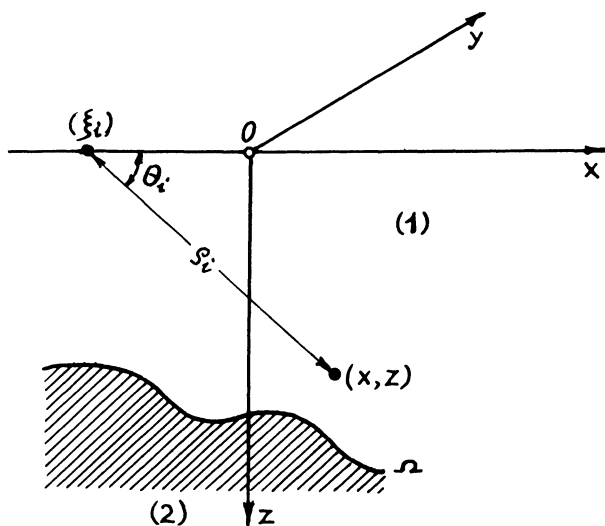


Abb. 1

Ist der Boden elektrisch und gleichförmig energisiert infolge natürlichen Ursprungs (natürliche Erdströme) oder durch künstliche Ursachen (mit einem System von linearen, zur y -Achse parallelen unendlich langen Elektroden, von denen jede von der y -Achse die Entfernung ξ_i hat und die mit dem stationären Strom i_i gespeist sind), so ist das gestellte Problem ein ebenes.

Die x - und z -Komponenten der "Stromdichte" im oberen Mittel (1) sind

Funktionen von (x, z) , während die y -Komponente gleich Null ist. Wir bezeichnen diese Komponenten mit den Symbolen J_x, J_z oder \bar{J}_x, \bar{J}_z , je nachdem es sich um natürliche oder, im erwähnten Sinne künstlich aufgeprägte Felder handelt; das gleiche gilt für die Potential- und Stromfunktionen: V, I, \bar{V}, \bar{I} , sofern nicht weiterhin die mit oberem Strich gekennzeichneten Größen noch genauer angegeben werden.

Nachdem zwischen der Stromdichte und dem Potential-Gradienten eine direkte Proportionalität besteht, so wird man in allen Fällen vom Verlauf des Gradienten V , der aus Oberflächenmessungen abgeleitet werden kann, zum Verlauf der J , oder umgekehrt, übergehen, gemäß den Beziehungen:

$$(0) \quad \partial V(x, 0) / \partial x = J(x, 0) = J(x); \quad V(x, 0) = \int^x J(x) dx$$

Die untere Grenze des obigen Integrals ist unwesentlich, weil V , abgesehen von einer willkürlichen Konstanten (sowohl für die mit als auch für die ohne oberen Strich gekennzeichneten Größen), bestimmt werden kann.

Nach Bestimmung des elektrischen Potentials längs geeigneten Azimuten der Bodenoberfläche, beabsichtigen wir nun, von diesen Beobachtungswerten ausgehend, zur Berechnung und Aufzeichnung der Stromlinien und der Potentiallinien (die zu den vorstehenden orthogonal sind), im Bereiche der oberen Schicht zu gelangen, um daraus einen Schluß zu ziehen über die physikalisch-geometrischen Merkmale der zwei aufeinanderliegenden Schichten, also Form und Lage von Ω inbegriffen.

Wie bekannt, läßt sich je nach den elektrischen Energisierungsarten des Bodens (natürliche oder künstliche), die Schnittlinie nicht immer eindeutig bestimmen. In der Tat kann, im Falle der "natürlichen Erdströme" (mit orthogonalem Verlauf in Bezug auf die y -Achse und unabhängig von derselben, und zwar so, daß $J_y = 0$), nachdem es uns gelungen ist, die Stromlinien aufzuzeichnen, jede beliebige dieser Linien die Schnittlinie Ω darstellen; aus den natürlichen elektro-tellurischen Beobachtungswerten kann man somit nur auf die Verteilung und Form des Stromes im oberen Mittel schließen.

Da man hingegen für die "stationären künstlichen Erdströme" über beliebig viele Werte von mehreren Stromelektrodenpaaren verfügt, ist die vorhergehende Unbestimmtheit (eventuell bezogen auf eine ideale, gleichwertige einzige Stellung der Elektroden im Unendlichen) beseitigt (ohne daß man zum Problem fremden Hilfsmaßnahmen greift: mechanische Bezugsonderungen, geologische Vermutungen, u. a.).

Die hier betrachteten elektrischen Größen: J_x, J_z, I, V oder $\bar{J}_x, \bar{J}_z, \bar{I}, \bar{V}$

sind auf Grund der gegebenen Annahmen durch die Identitäten von *Cauchy* gebunden:

$$(1) \quad J_x(x, z) = \partial V / \partial x = \partial I / \partial z, \quad J_z(x, z) = \partial V / \partial z = -\partial I / \partial x$$

Die Potentialfunktionen V und die Stromfunktionen I können als reelle und imaginäre Teile einer Funktion mit komplexer Veränderlichen $F(w)$ betrachtet werden und zwar so, daß diese Veränderliche und ihre Ableitung in folgender Wechselbeziehung zueinander stehen:

$$(2) \quad F(w) = F(x + jz) = V(x, z) + jI(x, z)$$

$$(2') \quad F'(w) = J(x + jz) = J_x(x, z) - jJ_z(x, z)$$

Im Falle, daß die obere Schicht (die in der waagrechten topographischen Meßebeue zu Tage kommt) auf einer Unterschicht mit unendlich großem Widerstand (R) liegt, so gibt die Grenze Ω eine Stromlinie an: $I = \text{konstant}$; wenn sie hingegen auf einer Unterschicht von unendlich großer Leitfähigkeit (C) ruht, so gibt die genannte Grenze eine Potentiallinie an: $V = \text{konstant} = 0$, für gleichförmige elektrische Felder sei es, daß diese von natürlichen oder aber künstlichen Erdströmen erzeugt sind.

Solche Isolinien haften oder schmiegen sich sozusagen an die Grenzflächen der eingebetteten Strukturen und zwar umso enger, je größer der Kontrast zwischen ihrem spez. Widerstand und dem des Untergrundes ist, mit einer maximalen Abweichung vom normalen Verlauf und mit immer geringeren Abweichungen von der räumlichen Verteilung, um sich schließlich nach der Bodenoberfläche hin zu entfernen. Da solche Verhältnisse mit äußerst großen Kontrasten ideal sind, werden dadurch unsere Schlußfolgerungen beeinflußt, was wir bei den Anwendungen werden berücksichtigen müssen. Für einen gegebenen geologischen Körper (R) stellt somit die gradlinige Schnittlinie der Bodenoberfläche eine Stromlinie dar und da auf derselben $I = \text{beliebig konstant}$ (z. B. gleich Null) sein muß, hat man eine erste Bedingung: $I(x, 0) = 0$, woraus sich, infolge Gl. (1), die Definition von $I(x, z)$ ergibt als Gesamtstrom, der durch den senkrechten Schnitt durch x , zwischen der Oberfläche und einer gegebenen Tiefe z , fließt. Es folgt ferner, auf Grund der Gl. (0) und (2), daß $F(w)$ auf der Oberfläche bestimmt ist:

$$(2'') \quad F(x) = \int_0^x J(x) dx$$

und infolgedessen ist $F(w)$ auf der reellen Achse bekannt; $F(x)$ und somit $J(x)$ müssen notwendigerweise "analytische Funktionen" sein. Wenn man daraufhin die Funktion $J(x)$ durch experimentell bestimmte Werte punktweise aufzeichnet, sofern es gelingt, sie in eine analytische Form zu bringen, so erhält man, wegen Gl. (2'), die analytische Form der Funktion $F(x)$ und unser Problem kann als gelöst betrachtet werden. Infolge der Einzigkeit der analytischen Verlängerungen genügt es in der Tat, im Ausdruck der $F(x)$ das reelle Argument x durch das komplexe $(x + jz)$ zu ersetzen und aus Gl. (2), V und I zu berechnen.

Die obigen Erörterungen gelten sowohl für die mit als auch für die ohne oberen Strich gekennzeichneten Größen (die ersteren werden wir nachstehend genauer bestimmen).

In einem weiteren Paragraphen werden wir zwei Methoden der "analytischen Verlängerung" beschreiben, von denen die eine bereits bekannt und unsicher, die andere hingegen einfacher und allgemein gültig ist.

§ 2) In der Umgebung der i -ten Elektrode gelten folgende Bedingungen:

$$(3) \quad J_x = \pi^{-1} \cdot i_i \cdot (x - \xi_i) / \rho_i^2, \quad J_z = \pi^{-1} i_i \cdot z / \rho_i^2, \quad \rho_i^2 = z^2 + (x - \xi_i)^2$$

die auf der Oberfläche ($z = 0$) nachstehende Form annehmen:

$$(4) \quad J_x(x, 0) = 0 \qquad (4') \quad J_x(x, 0) = J_x$$

Um die in den Gl. (3) erscheinenden polaren Singularitäten auf der Oberfläche zu beseitigen, benutzen wir die Lösung des Problems für einen homogenen Boden. Die entsprechenden Größen kennzeichnen wir in diesem Falle mit (0) oben:

$$J_x^{(0)} = \pi^{-1} \cdot \rho_i^{-2} \cdot \sum i_i (x - \xi_i); \quad J_z^{(0)} = \pi^{-1} \cdot \rho_i^{-2} \cdot \sum i_i z$$

$$V^{(0)} = \pi^{-1} \sum i_i \ln \rho_i \qquad ; \qquad I^{(0)} = \pi^{-1} \cdot \sum i_i \cdot \Theta_i$$

$$(5) \quad 0 < \Theta = \arctan z(x - \xi_i)^{-1} < \pi$$

$$F^{(0)}(w) = \pi^{-1} \sum i_i \ln w_i = F^{(0)} \left[(x - \xi_i) + jz \right]$$

$$F^{(0)}, (w) = \pi^{-1} \sum i_i w_i^{-1}; \quad w_i = (x - \xi_i) + jz$$

wobei sich die Summen \sum auf alle Elektroden des eingeführten Elektrodensystems erstrecken.

Die in Gl. (5) erscheinenden Funktionen $J_x^{(0)}, J_z^{(0)}, \dots$, stellen in der Tat die Lösungen für den normalen Boden (unendlich großer homogener Halbraum) dar, da sie den Gl. (1), (2), (2') und (4) genügen und da der Strom im Unendlichen gleich Null wird.

Wir bestimmen jetzt die mit oberem Strich gekennzeichneten Funktionen wie folgt:

$$\bar{J}(x) = J(x) - \pi^{-1} \sum i_i \cdot (x - \xi_i)^{-1},$$

und in analoger Weise

$$\bar{J}_x(x, z), \quad \bar{V}(x, z), \quad \bar{I}(x, z), \quad \text{usw.}$$

Die Funktion $\bar{J}(x)$ weist selbstverständlich keine Singularitäten mehr in den Funktionen ξ_i auf, da ja eben jene beseitigt wurden, welche die $J(x)$ gemäß Gl. (4') und gemäß der ersten Gl. (3) besitzt. Auf Grund der ersten Gl. (5) folgt außerdem:

$$(6) \quad J(x) = \bar{J}(x) + J_x^{(0)}(x, 0) = \bar{J}_x(x, 0) + J_x^{(0)}(x, 0)$$

Durch Anwendung einer beliebigen Methode der analytischen Verlängerung auf die Funktion: $\bar{J}(x) = \bar{J}_x(x, 0)$, genügt es, um die Lösung unseres Problems zu erhalten, $J_x = J_x^0 + \bar{J}_x$ zu setzen, und ebenso für die anderen Größen. In der Tat sind die Gl. (1), (2) und (2') erfüllt, da sie von beiden Komponenten der Summe befriedigt sind. Das Gleiche gilt für Gl. (4), während Gl. (4') eine Folgerung von Gl. (6) ist. Gl. (3) sind schließlich durch die J_x^0 und J_z^0 erfüllt, während die \bar{J}_x und \bar{J}_z in den Punkten ξ_i kontinuierlich sind.

§ 3) Eine Methode der analytischen Verlängerung kann, wie *Baranov*²⁾ vorschlägt, darin bestehen, daß man die Funktion $J(x)$ oder $\bar{J}(x)$ mit Hilfe der *Hermite'schen* Polynome annäherungsweise ausdrückt.

Aus der Theorie dieser Polynome ist es bekannt, daß jede gewisse Bedingungen erfüllende Funktion gemäß folgender Reihe entwickelt werden kann:

$$(7) \quad J(x) = \sum_{n=0}^{\infty} A_n H_n(x), \quad (8) \quad A_n = \frac{1}{2^n n! \sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-x^2} J(x) H_n(x) dx$$

mit Polynomen $H_n(x)$, die durch Rekursionsformeln gegeben sind.

Die Koeffizienten A_n berechnet man nach irgend einer passenden Methode der numerischen Integrierung, die die Kenntnis der $J(x)$ nur in bestimmten Beobachtungspunkten bedingt. Nachdem

$$\int H_n(x) dx = H_{n+1}(x) / 2(n+1), \quad F(x) = \int J(x) dx$$

erhält man:

$$F(x) = \sum_{n=0}^{\infty} A_n H_n(x) / 2(n+1)$$

Unter Berücksichtigung des Vorhergesagten leitet man ab:

$$(9) \quad V(x, z) + j J(x, z) = \sum_{n=0}^{\infty} A_n H_n(x + jz) / 2(n+1)$$

$$(10) \quad J_x(x, z) - j J_z(x, z) = \sum_{n=0}^{\infty} A_n H_n(x + jz)$$

²⁾ V. Baranov: "Interpretation quantitative par courants telluriques", 3^o Congrès Mondial du Pétrole, La Haye 1951.

Aus den Gl. (9) und (10) müßte es möglich sein, alle geforderten geoelektrischen Größen zu bestimmen, wobei man die Reihenentwicklungen der Gl. (9) und (10) abbrechen soll, bevor die A_n allzu ungenau werden, sei es wegen der mehr oder weniger unvollkommenen Messungen, sei es wegen der beschränkten Anzahl der in der numerischen Integrierung verwendeten Punkte. Durch mehrfache Wiederholung dieser Verfahren, bei Anwendung verschiedener Längeneinheiten, kann man die Ergebnisse nachprüfen (sofern selbstverständlich die Methode zu nützlichen Ergebnissen führt, was nicht immer zutrifft).

Nach Wahl einer bestimmten Konstanten a , wendet man Gl. (8), mit $J(ax)$ an Stelle von $J(x)$, an und berechnet V , I , usw. in den Punkten x/a , z/a . Man wiederholt die Berechnung mit verschiedenen Werten für a und aus der mehr oder weniger genauen Übereinstimmung der Ergebnisse kann man die Genauigkeit der Annäherung beurteilen.

Es dürfte u. E. nach zweckmäßig sein, auch den Ursprung zu verschieben, da doch die Änderung des Ursprungs und der Maßeinheit gleichbedeutend ist mit der Wahl von zwei beliebigen Konstanten a und b ($a > 0$, $b =$ beliebig). Man berechnet aus Gl. (8) nacheinander die A_n , indem man $J(x)$ durch $J(ax + b)$ ersetzt, und erhält aus Gl. (9) und (10), V , I , usw. in den Punkten $\frac{(x-a)}{a}$, z/b , anstatt in den Punkten x , z . Wenn man das Verfahren wiederholt, z. B. dreimal, so bildet die Übereinstimmung der Ergebnisse einen ziemlich genauen Index ihrer Genauigkeit. Man beachte, daß die Verschiebung des Ursprungs (oder die Änderung von b) die Lösung, zu mindest in einem bestimmten Grade, verbessern könnte, da ja das Verfahren nur bis zu einer gewissen Entfernung vom Ursprung gute Ergebnisse liefert.

Das Verfahren von *Baranov* ist aber ganz besonders einschränkend, da es an die Reihenentwicklung der *Hermite'schen* Polynome gebunden ist, welche uns keine Möglichkeit geben, die Tiefe zu bestimmen, bis zu der die analytische Verlängerung anwendbar ist. In der Tat ist eine solche Reihenentwicklung (wenigstens mit sehr allgemeinen Annahmen) im reellen Bereich ohne weiteres anwendbar; es ist damit aber nicht gesagt, daß sie auch, eventuell nur in engen Gebieten des komplexen Bereiches gültig ist, denn sie könnte ja nur auf der reellen Achse gelten. Wenn man die Entwicklung bei einem gewissen Glied abbricht, so sieht man sofort, daß mit wachsender Tiefe die Lösung (wegen der polynomialen Form der Lösung selbst) unendlich groß wird, während sie im allgemeinen abnehmen müßte (zumindestens bis zur Tiefe in der man einer neuen Schicht begegnet). Deswegen haben wir an neue Wege gedacht und zwar an die Methode der "endlichen Differenzen", welche die experimentellen Werte direkt ausnutzt und sowohl auf natürliche als auch auf künstliche Erdströme angewandt werden kann.

Wie bereits gesagt besteht unser Problem in der Auflösung des Systems der Differentialgleichungen (1) die wir in folgender Form wiedergeben:

$$(11) \quad \partial V / \partial x - \partial I / \partial z = 0, \quad \partial V / \partial z + \partial I / \partial x = 0$$

und die in einem Gebiete der Halbebene $z \geq 0$ (gegebenenfalls in der ganzen Halbebene) gültig sind, mit den folgenden Anfangsbedingungen für $z = 0$ und mit den Grenzbedingungen (weil das Potential im Unendlichen gleich Null ist):

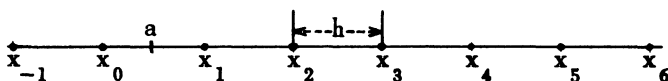
$$(12) \quad I(x, 0) = 0, \quad V(x, 0) = \int^x \bar{J}(x) dx = F(x), \quad \int_{-\infty}^{+\infty} \bar{J}(x) dx = 0$$

$\bar{J}(x)$ oder $J(x)$ stellen hier Funktionen dar, die experimentell für eine gewisse Anzahl von Beobachtungspunkten bestimmt werden. Wir nehmen an, daß $\bar{J}(x)$ hinreichend bestimmt ist, so daß man ihre Werte für eine Folge von gleichmäßig entfernten Punkten durch Interpolation berechnen kann. Im allgemeinen wird $\bar{J}(x)$ nur in einem gewissen Intervall (ab) verschieden von Null sein. Da V (abgesehen von einer willkürlichen Konstanten) physikalisch unbestimmt ist, kann man in der zweiten Gl. (12) die untere Grenze des Integrals beliebig wählen und sie gleich a setzen, d. h. wir haben bei diesen Annahmen:

$$(13) \quad F(x) = \int_a^x \bar{J}(x) dx = \begin{cases} 0, & \text{für: } x < a \\ c, & \text{für: } c = \int_a^b \bar{J}(x) dx \end{cases}$$

Wenn außerdem die dritte Gl. (12) befriedigt ist, dann ist $c = 0$ und man hat: $F(x) = 0$ für $x < a$ und $x > b$. Nachdem man $\bar{J}(x)$ für eine Folge von gleichmäßig entfernten Punkten bestimmt hat, gibt Gl. (13) die Möglichkeit, z. B. mit der Methode von *Simpson*, die Funktion $F(x)$ in diesen Punkten zu berechnen.

Wir bezeichnen mit h den konstanten Punktabstand und mit P_{-1}, P_0 , die letzten Punkte, bei denen $J(x_{-1})$ und $J(x_0) = 0$ ist:



Setzt man: $F(x_i) = F_i$, $\bar{J}_n = \bar{J}(x_n)$, so erhält man infolge der gemachten Annahmen:

$$(14) \quad \left\{ \begin{array}{l} F_{-1} = 0, \quad F_0 = 0, \quad F_1 = \frac{h}{3} \bar{J}_1 \\ F_2 = \frac{h}{3} (\bar{J}_2 + 4 \bar{J}_1) \\ F_n = \frac{h}{3} (\bar{J}_n + 4 \bar{J}_{n-1} + \bar{J}_{n-2}) + F_{n-2} \end{array} \right.$$

Es genügt, die Berechnung für die $x_n \leq b + 2h$ durchzuführen, für welche die F_n ($= 0$, wenn die dritte Gl. (12) befriedigt ist) konstant sind. Für die Berechnung von I und V wähle man ein zentriertes quadratisches Netz, das für unsere Zwecke bequemer ist (Bild 2):

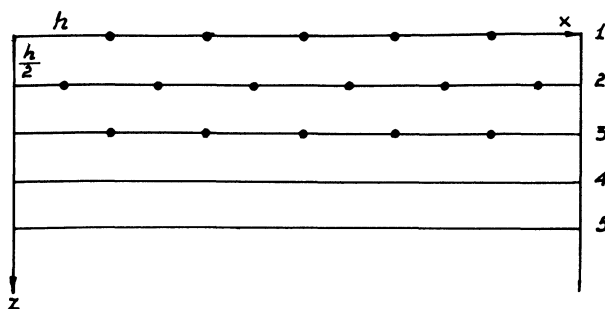


Abb. 2

Man berechnet die Werte von I und V , indem man reihenweise vorgeht und die Differentialgleichungen (11) durch Gleichungen endlicher Differenzen ersetzt. Man ersieht sofort, daß die Werte in den Knotenpunkten der ersten Reihe, auf Grund der Gl. (12), bekannt sind: In der Tat sind die Werte der I_n gleich Null und jene der V_n gleich den durch Gl. (14) berechneten Werten der F_n ; die Knotenpunkte der zweiten und der restlichen Reihen müssen jedoch auf andere Weise behandelt werden.

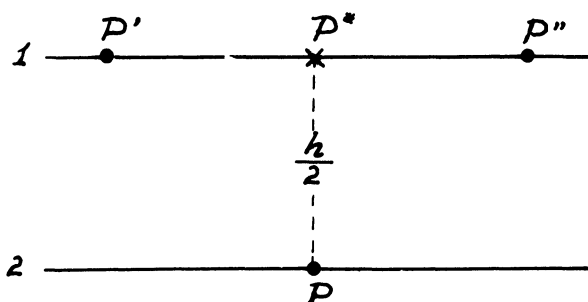


Bild 3 stellt ein Maschenelement dar, in dem, außer den zum Netze des Bildes 2 gehörenden Punkten P' , P'' und P der Mittelpunkt P^* des Segmentes $P'P''$ eingetragen ist. Wir bezeichnen mit V' , V'' , V und V^* die Werte von V bei den entsprechenden Punkten P' , P'' , P und P^* der genannten Funktionen. Durch die Entwicklung von *Taylor* ergibt sich:

$$(15) \quad V = V^* + \left(\frac{h}{2}\right) \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^* + 0(h^2); \quad I = I^* + \left(\frac{h}{2}\right) \left(\frac{\partial I}{\partial z}\right)^* + 0(h^2)$$

wobei mit $0(h^n)$ die Größen von h^n -Ordnung angegeben sind.

Auf Grund der Gl. (11) und (12) erhält man aber:

$$(16) \quad \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^* = -\left(\frac{\partial I}{\partial x}\right)^* = 0; \quad \left(\frac{\partial I}{\partial z}\right)^* = \left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)^* = F^*; \quad I^* = 0$$

Andererseits erhält man wiederum aus der *Taylor*schen Entwicklung und aus Gl. (16):

$$(17) \quad V' = V^* - \frac{h}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)^* + 0(h^2) = V^* - \frac{h}{2} \cdot F^* + 0(h^2)$$

$$(18) \quad V'' = V^* + \frac{h}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)^* + 0(h^2) = V^* + \frac{h}{2} F^* + 0(h^2), \quad \text{somit}$$

$$(19) \quad V = V^* + O(h^2) = \frac{1}{2} (V' + V'') + O(h^2),$$

$$(19') \quad I = \frac{h}{2} F^* = \frac{1}{2} (V'' - V') + O(h^2)$$

Durch Vernachlässigung der Größen h^2 -Ordnung erhält man:

$$(A) \quad \begin{aligned} V &= \frac{1}{2} (V' + V'') \\ I &= \frac{1}{2} (-V' + V'') \end{aligned}$$

Die Gl. (A) geben uns die Möglichkeit, die Werte von V und I in den Knotenpunkten der zweiten Reihe zu bestimmen, da jene der ersten Reihe bekannt sind.

Gehen wir zum Falle einer allgemeinen Reihe über und betrachten wir ein Maschenelement, bestehend aus 4 Punkten P^0, P', P'', P^* gemäß Bild 4:

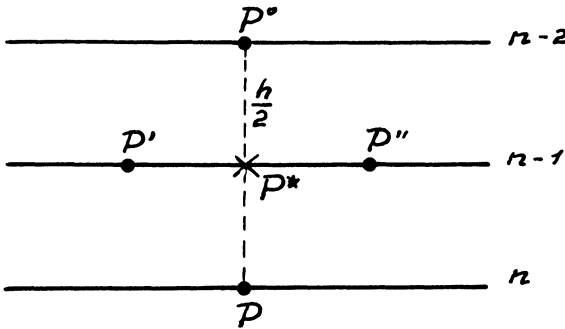


Abb. 4

P^* sei der Mittelpunkt des Quadrates P^0, P', P'', P^* , der nicht ein Knotenpunkt unseres Netzes ist; wir geben wiederum, wie vorher, mit V', V'', V^0 und V^* die Werte von V in den Punkten P', P'', P^0 und P^* an und in analoger Weise kennzeichnen wir die Werte von I und die Ableitungen.

Aus der Entwicklung von *Taylor* erhält man:

$$V' = V^* - \frac{\hbar}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial \mathbf{x}} \right)^* + \frac{\hbar^2}{8} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial \mathbf{x}^2} \right)^* + 0 (\hbar^3)$$

$$V'' = V^* + \frac{\hbar}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial \mathbf{x}} \right)^* + \frac{\hbar^2}{8} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial \mathbf{x}^2} \right)^* + 0 (\hbar^3)$$

$$V^0 = V^* - \frac{\hbar}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial \mathbf{z}} \right)^* + \frac{\hbar^2}{8} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial \mathbf{z}^2} \right)^* + 0 (\hbar^3)$$

$$V = V^* + \frac{\hbar}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial \mathbf{z}} \right)^* + \frac{\hbar^2}{8} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial \mathbf{z}^2} \right)^* + 0 (\hbar^3)$$

$$I' = I^* - \frac{\hbar}{2} \left(\frac{\partial I}{\partial \mathbf{x}} \right)^* + \frac{\hbar^2}{8} \left(\frac{\partial^2 I}{\partial \mathbf{x}^2} \right)^* + 0 (\hbar^3)$$

$$I'' = I^* + \frac{\hbar}{2} \left(\frac{\partial I}{\partial \mathbf{x}} \right)^* + \frac{\hbar^2}{8} \left(\frac{\partial^2 I}{\partial \mathbf{x}^2} \right)^* + 0 (\hbar^3)$$

$$I^0 = I^* - \frac{\hbar}{2} \left(\frac{\partial I}{\partial \mathbf{z}} \right)^* + \frac{\hbar^2}{8} \left(\frac{\partial^2 I}{\partial \mathbf{z}^2} \right)^* + 0 (\hbar^3)$$

$$I = I^* + \frac{\hbar}{2} \left(\frac{\partial I}{\partial \mathbf{z}} \right)^* + \frac{\hbar^2}{8} \left(\frac{\partial^2 I}{\partial \mathbf{z}^2} \right)^* + 0 (\hbar^3)$$

woraus folgt:

$$(21) \quad \begin{cases} V - V^0 + I'' - I' = \hbar \left[\left(\frac{\partial V}{\partial \mathbf{x}} \right)^* + \left(\frac{\partial I}{\partial \mathbf{x}} \right)^* \right] + 0 (\hbar^3) \\ I - I^0 + V' - V'' = \hbar \left[\left(\frac{\partial I}{\partial \mathbf{x}} \right)^* - \left(\frac{\partial V}{\partial \mathbf{x}} \right)^* \right] + 0 (\hbar^3) \end{cases}$$

Die in rechteckigen Klammern der Gl. (21) eingeschlossenen Ausdrücke sind gleich Null und somit erhält man, wenn man die Glieder \hbar^3 -Ordnung vernachlässigt, folgende Beziehungen:

(B)

$$V = V^0 + I' - I''$$

$$I = I^0 - V' + V''$$

Aus den Gl. (B) erhält man die Werte von I und V in den Knotenpunkten der n -ten Reihe, sofern jene der $(n-1)$ -ten und $(n-2)$ -ten Reihe bekannt sind. Von den Gl. (A) und (B) ausgehend kann man, durch geeignete Wahl des Netzes, sehr einfach reihenweise vorgehen und nacheinander alle Werte der geforderten Funktionen bestimmen.

Die Tatsache, daß man in den Gl. (B) die Größen h^3 -Ordnung, in den Gl. (A) hingegen die Größen h^2 -Ordnung vernachlässigt hat, dürfte als eine Inkongruenz erscheinen, doch ist dieses Vorgehen durch die allgemeine Theorie der Methode der endlichen Differenzen leicht gerechtfertigt. Während die Gl. (A) nur einmal angewandt werden (d. h. nur für eine Reihe), werden in der Tat die Gl. (B) wiederholt angewandt und fordern somit eine größere Genauigkeit.

Um über die Genauigkeit der Annäherung zu urteilen, kann man Formeln mit endlichen Differenzen verwenden, welche nur die Größen h^4 -Ordnung vernachlässigen. Eine derartige Formel erhält man, wenn man berücksichtigt, daß V und I harmonische Funktionen sind, die beide den Operatoren von Laplace $\Delta^2 V = 0$, $\Delta^2 I = 0$ genügen. Man betrachte 5 Punkte des Netzes, die gemäß Bild 5 verteilt sind:

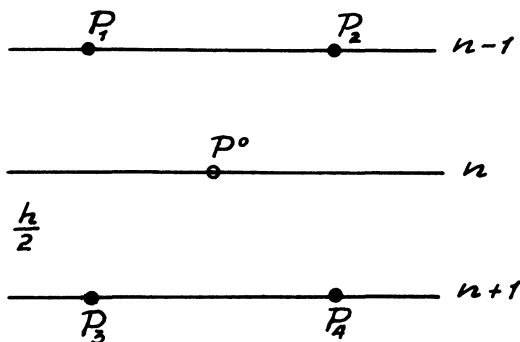


Abb. 5

Auf diese 5 Punkte kann man die sehr gut bekannten Formeln der Rechnung mit endlichen Differenzen anwenden:

$$(C) \quad \begin{cases} V^0 - \frac{1}{4}(V_1 + V_2 + V_3 + V_4) = 0 (h^4) \\ I^0 - \frac{1}{4}(I_1 + I_2 + I_3 + I_4) = 0 (h^4) \end{cases}$$

die man in ähnlicher Weise wie Gl. (B) erhält. Die ersten Glieder der Gl. (C) dienen zur Nachprüfung der Güte der Methode; in der Tat, wenn man die Größen h^3 -Ordnung wirklich vernachlässigen kann, müssen sie im Vergleich zu V_0 und I_0 sehr klein sein. Selbstverständlich genügt es, nur für einige Punktgruppen diese Art Nachprüfung durchzuführen: wenn sich durch die Nachprüfung ergibt, daß die Annäherung ungenügend ist, muß die Rechnung mit kleineren Maschen wiederholt werden. Andererseits kann man die Güte der Methode durch Halbieren der Maschen nachprüfen. Wenn bei einer gegebenen Tiefe die Zunahme der Werte zu groß wird, so bedeutet dieses nur, daß man die Tiefe, bis zu der die Methode anwendbar ist, überschritten hat, d. h. daß man aus dem Gebiet des homogenen Bodens herausgekommen ist. Wenn aber andererseits die Werte zwischen einer Annäherung und der folgenden stark abweichen, so ist dies einfach ein Zeichen, daß die experimentellen Werte nicht genügt, um diese Tiefe zu erreichen. Zusammenfassend kann man sagen, daß, während bei der Methode der "endlichen Differenzen" die Möglichkeit, die Tiefe zu erreichen, von Faktoren reellen Charakters abhängt (Genauigkeit der Messungen, Gestaltung des Bodens), bei der Methode der "Verlängerung" mittels den *Hermite*'schen Polynomen (oder anderer besonders gewählten Funktionen) neue Faktoren erscheinen, welche die Möglichkeiten der Verlängerung einschränken, die ihrerseits an die mehr oder weniger mögliche Entwicklung einer Funktion in eine Reihe von *Hermite*'schen Polynomen (oder anderer Funktionen) in einem bestimmten Bereiche gebunden sind.

§ 4) Die oben beschriebenen "inversen Verfahren" (insbesonders jenes der "endlichen Differenzen") bieten somit die Möglichkeit, auf räumliche Kartierungen der Stromlinien oder der Potentiallinien von besonderen zylindrischen, unendlich großen oder begrenzten strukturellen Verhältnissen zu schließen (im wesentlichen auf zwei elektrische Mittel, die, man beachte es, nicht notwendigerweise mit nur zwei geologischen Schichten identifizierbar sind). Vorausgesetzt, daß man gleichförmige elektrische Felder erzeugt, gelingt es, durch Einführung der Regel für die Anwendung mehrerer Stellungen der Elektroden, die Unbestimmtheit des inversen Verfahrens, betreffend z. B. die natürliche Elektro-Tellurik, zu beseitigen.

Man behebt auf diese Weise die unzähligen Schwierigkeiten, welche den für die Auswertung der geoelektrischen Ergebnisse gebrauchten "direkten Verfahren" des Vergleiches anhaften, die langwierig, unsicher und oft viel

komplizierter sind: man braucht nur auf die Unsicherheit in der Vororientierung bei der Annahme der auszuwertenden Voraussetzungen hinzuweisen, welche in diesem Falle verschwinden.

Die eindeutige Bestimmung der Linie Ω (von beliebiger Form, kontinuierlich oder nicht, mehr oder weniger lang), einer Grenzlinie der Struktur, die mit einer Stromlinie oder mit einer Potentiallinie übereinstimmt (je nachdem sie die Grenze einer Unterschicht mit hohem spez. Widerstand oder mit hoher Leitfähigkeit kennzeichnet) kann in leichter Weise zeichnerisch festgelegt werden.

Nach geeigneter Aufstellung der Elektroden an der Bodenoberfläche gelangt man, vor allem mittels der Methode der endlichen Differenzen, für jedes zweipolige Paar, das sich stets auf dieselbe Ursache der Anomalie bezieht, zu den erwähnten Kartierungen im Deckmittel.

Wenn die Isolinien die Neigung zeigen, sich zu überlagern oder zusammenfallen (man erkennt dies sofort, wenn man sie auf einzelne durchsichtige Papierbogen aufzeichnet und dieselben vergleichsweise übereinanderlegt) so heißt das, daß sich die Segmente (oder das Segment) der Heterogenität Ω_i in der Tiefe dieser Übereinstimmung befinden und die Form derselben besitzen.

Ein Beispiel ist in Bild 6 angeführt, bei Anwendung von nur zwei Elektroden mit einziger Polarität (+) (s. Bild 6):

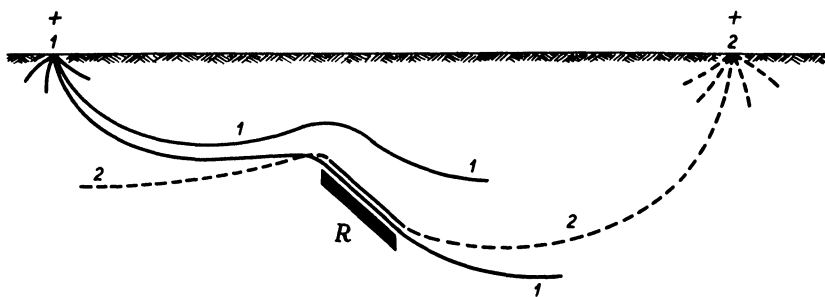


Abb. 6

Die übereinstimmenden Stromlinien schmiegen sich (s. Bild 6) an die verborgene Struktur in deren Tiefe an, die auf diese Weise als zylindrischer Körper (R) hinsichtlich Lage und Form einwandfrei entdeckt wurde. Die energisierenden voneinander entfernten zweipoligen Elektroden (mit konstanter und progressiver Basis je nach der in Betracht kommenden Tiefe oder manchmal sogar einpolige mit halb-unendlichen Entfernungen) müssen im Falle endlicher Längen so gerichtet sein, daß sie die günstigste Aufnahme

der Anomalie gestatten, quer oder parallel zur Lagerung der zylindrischen Unterschicht, je nachdem ob es sich um die Type (R) oder Type (C) handelt.

Daraus folgt eine "inverse Auswertungsmethode (sofern der Verlauf der elektrischen Spannung auf der Oberfläche bekannt ist), die wir als "Methode der Übereinstimmung der elektrischen Isolinien" definieren können, welche die Nachbildung von zwei elektrischen Schichten ermöglicht, die endlich sind oder nicht, die sich in einer Schnittlinie von beliebiger Form überlagern und einen großen Unterschied in ihrem spez. Widerstand aufweisen.

Zur Deutung seismischer Einsätze mit parallelen Laufzeitkurven ¹⁾

Von H. Berckhemer, Stuttgart und J. Oliver, Palisades / New York ²⁾

Zusammenfassung: Es wurde versucht, mit Hilfe eines Modellexperiments in einigen speziellen Fällen die Natur der bei refraktionsseismischen Messungen häufig beobachteten sog. parallelen Einsätze aufzuklären. Es handelt sich um Einsätze, die weitgehend unabhängig von der Beobachtungsentfernung in konstantem zeitlichem Abstand der direkten P-Welle oder refraktierten P-Wellen folgen. Das Modell bestand, entsprechend den Verhältnissen im Ries, aus einer Schicht mit hoher Wellengeschwindigkeit über einer sehr viel mächtigeren Schicht mit niedriger Geschwindigkeit. Die Ausführung des Modellexperiments erfolgte im Lamont Geological Observatory in der von *Oliver, Press* und *Ewing* beschriebenen Weise. Die einzige, laufzeitmäßig mögliche Erklärung der beobachteten "parallelen" Einsätze führt auf kritische Wechselreflexionen innerhalb der oberen Schicht. Da sowohl die erzeugende Primärwelle als auch die erzeugten transversalen Kopfwellen sich in dieser Schicht ausbreiten, wird der Vorgang als innere Refraktion bezeichnet. Die Darstellung im Wellenfrontenbild führt zum physikalischen Verständnis des Vorgangs.

Die auffallend großen Amplituden verglichen mit denen der direkten P-Wellen finden ihre Erklärung in der Feststellung, daß auch die beobachtete Oberflächenbewegung der direkten P-Welle in Wirklichkeit ein Effekt 2. Ordnung ist und außerdem die Überlagerung laufzeitmäßig gleicher innerer Refraktionen möglich ist. Weitere Beobachtungen bei seismischen Gletschermessungen zeigen die Möglichkeit, die innere Refraktion zur Schichtdickenbestimmung zu verwenden. Der Vorgang tritt grundsätzlich auch in jeder Schicht eines mehrgeschichteten Medien auf, unabhängig davon, ob die Geschwindigkeit der tiefer liegenden Schicht größer oder kleiner ist, wenn nur ein Sprung in Geschwindigkeit und Dichte vorhanden ist.

Abstract: By means of a model experiment, an attempt is made to explain the nature of the so-called parallel arrivals observed in seismic refraction studies, particularly those of *H. Reich*. These arrivals follow the direct or refracted P-waves with a time delay which is independent of the distance of the source. The model, simulating the conditions in the Ries (southwest Germany), consists of a high velocity

¹⁾ Lamont Geological Observatory Contribution No. 177

²⁾ Dr. Hans Berckhemer, Stuttgart - O, Rich. Wagnerstr. 15, Landeserdbebendienst Baden-Württ.

Dr. Jack Oliver, Lamont Geological Observatory, Palisades / New York.

layer overlying a much thicker layer of lower velocity. The model experiments were conducted at the Lamont Geological Observatory of Columbia University using the techniques described by *Oliver, Ewing and Press*. The observed "parallel" arrivals are attributed to critical, or near critical reflections within the upper layer. This process may be called internal refraction for both the generating wave and the generated head wave are travelling in that layer. A wave front picture gives a better physical understanding of the process.

The surprisingly large amplitudes of these waves in comparison with those of the direct P-wave are explained when it is realized that the observed surface motion of the direct P-wave is, indeed, a second order effect also. In addition, a superposition of different internal reflections of identical travel time (PS and SP; SPS, SSP and PSS) as well as a favourable radiation pattern for the source contribute to their strength. Seismic observations on glaciers show that the internal refractions may be used for the determination of layer thickness.

The process may take place in each layer of a multilayered medium, including cases where the underlying layer is of slower velocity, providing only that sufficient discontinuity in velocity and density exists.

Bei refraktionsseismischen Messungen werden häufig Einsätze beobachtet, deren Laufzeitkurven eine oder mehrere parallele Geraden zur direkt gelaufenen Longitudinalwelle oder zu Mintropwellen aus tieferen Schichten bilden. Die Intensität dieser parallelen Impulse ist oftmals größer als diejenige des ersten Einsatzes. Eine Deutung dieser Erscheinung als reflek-

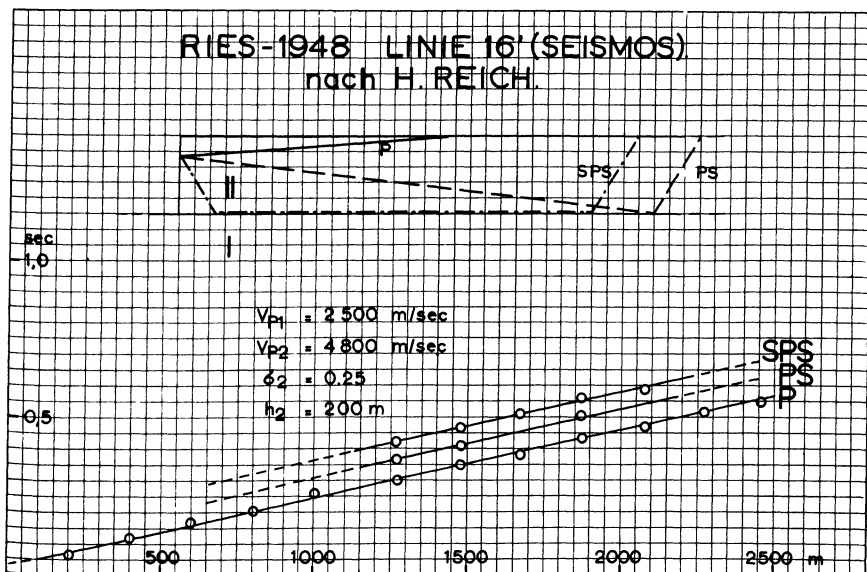


Abb. 1

tierte Refraktionen mag in manchen Fällen zutreffen, versagt aber in anderen grundsätzlich.

Die vorliegende Untersuchung ging von Beobachtungen *H. Reich's* bei seismischen Sprengungen im Ries aus [1]. Wir haben dort die etwas ungewöhnlichen Verhältnisse, daß eine 100-200m mächtige Schicht hoher Wellengeschwindigkeit (Malm: $v_p = 4800$ m/sec) Material mit niedrigerer Geschwindigkeit (älteres Mesozoikum $v_p = 2500$ m/sec) bedeckt. Bei Schüssen auf der Malmoberfläche oder am Rande desselben folgten der direkten Longitudinalwelle in zeitlichem Abstand von jeweils ca 65 msec weitere Einsätze (Abb. 1). Da die Beobachtung teilweise mit mechanisch-optisch arbeitenden Seismographen erfolgte, können die aufgezeichneten Impulse nicht durch elektronische Übersteuerung apparativ hervorgerufen sein. Die Parallelität der Laufzeitkurven läßt den sicheren Schluß zu, daß die späteren Einsätze den größten Teil ihres Weges als P-Wellen im Malm zurückgelegt haben. Wodurch aber die zeitliche Verspätung gegenüber der direkten Welle bedingt ist, sollte mit Hilfe eines Modellexperiments geklärt werden.

1. Modellversuch

Es wurde im Lamont Geological Observatory der Columbia Universität in der von *Oliver, Press und Ewing* [2] beschriebenen Weise ein zweidimensionales Modell der genannten Verhältnisse etwa im Maßstab 1:2000 hergestellt. Der Dicke der Malmkalkplatte entsprechend wurde ein 3,5 inches = 8,9 cm breiter Streifen von einer Panelyte-Platte 1/16 inch = 1,6 mm dick (etwa dem deutschen Pertinax entsprechend), abgesägt und entlang der Kante einer großen Platte aus Plexiglas, ebenfalls 1/16 inch dick, angeklebt. Diese stellte das, der Einfachheit halber nach unten unendlich ausgedehnt gedachte, ältere Mesozoikum dar. Die Longitudinalwellengeschwindigkeiten v_p und die wirksamen *Poisson'schen* Zahlen σ' sind in Abb. 2 angegeben. Die Anregung durch Ultraschallimpulse von ca 1 μ sec Anstiegszeit erfolgte an der freien Kante des Panelytestreifens. In Abstandsschritten von jeweils 1-2 inch vom Erreger wurde die Bewegung senkrecht zur Kante beobachtet und photographisch aufgezeichnet. Einige charakteristische Registrierungen sind in Abb. 3 wiedergegeben. Die laufzeitmäßige Auswertung ergab neben der direkten P-Welle, der PP-Welle und der von der S-Welle schwer zu trennenden sehr kräftigen Rayleighwelle zwei auffallende Gruppen von Einsätzen, welche zumindest in größerer Entfernung vom Erreger sich in Geraden parallel zur P-Welle anordnen. Die Kreise in Abb. 2 stellen die Beobachtungen dar. Da hier im Modell Schichtdicke, Erregerentfernungen und Wellengeschwindigkeit höchstens mit einer Unsicherheit von 1-3% behaftet sind, ist der theoretischen Deutung kein großer Spielraum gelassen.

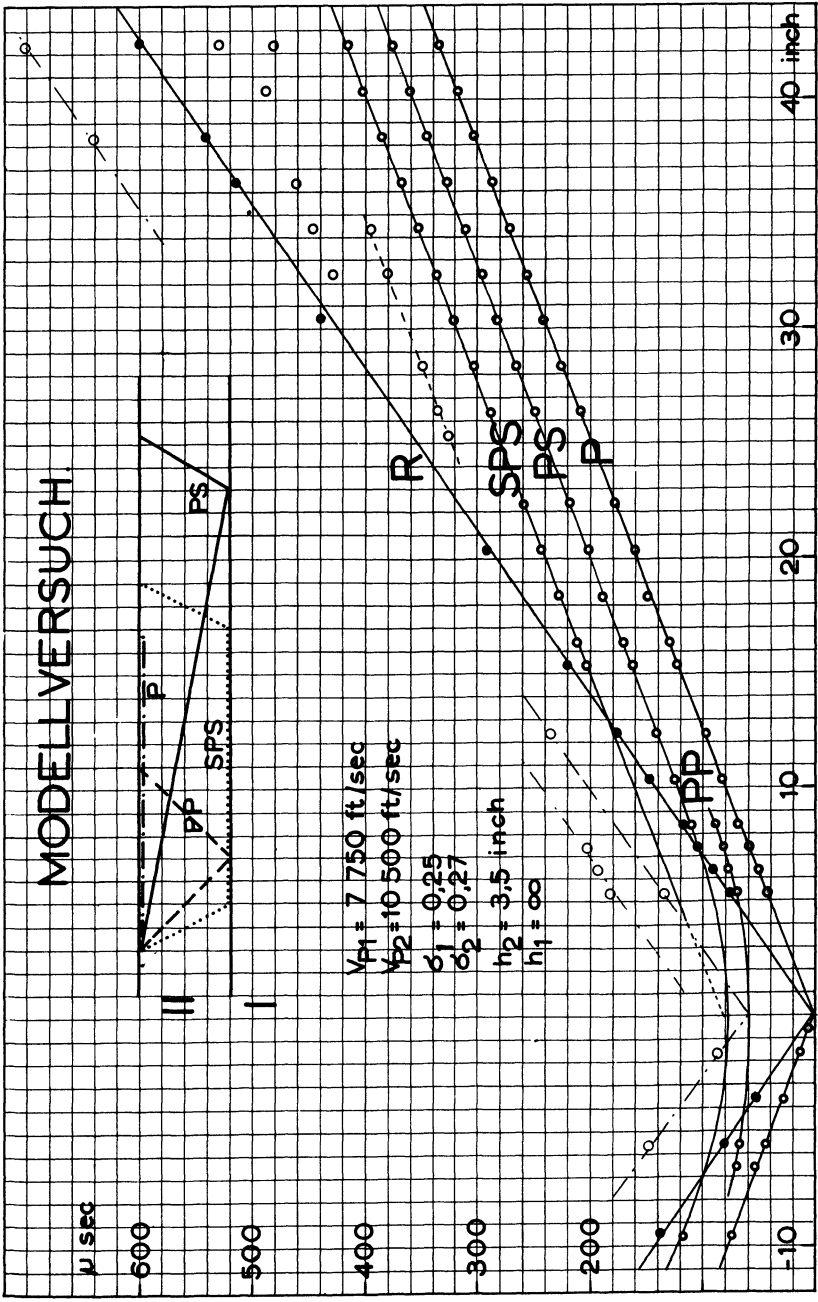


Abb. 2

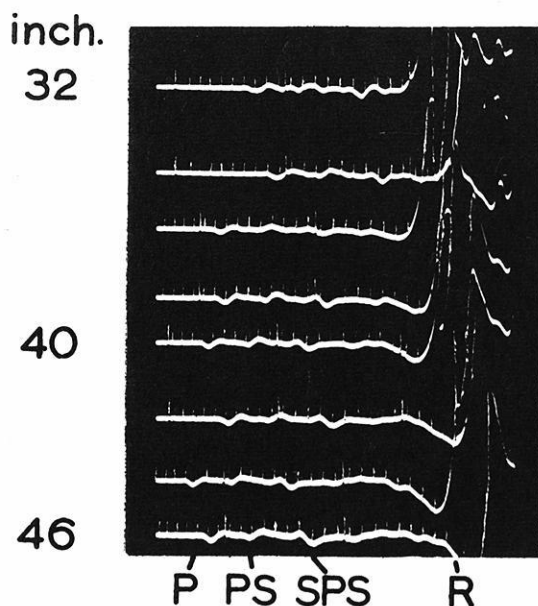


Abb. 3: Modellseismogramme im Abstand von 32-46
inches vom Erreger (10 und 100 μ sec Zeitmarken)

Die einzig mögliche Erklärung ist diejenige, daß es sich hier um Wechselwellen handelt, die an der Unterkante des Panelyte entstehen. Die aus den Modellabmessungen und Materialkonstanten berechneten Laufzeitkurven für PS- und SPS-Welle sind ebenfalls in Abb. 2 eingetragen und decken sich vollkommen mit den Beobachtungswerten. Während die PS-Welle bei kleinem Erregerabstand noch als gewöhnliche Wechselreflexion bezeichnet werden kann, liegt bei SPS stets und bei PS in großem Erregerabstand kritische Wechselreflexion oder mit der in der Seismik üblichen Bezeichnung Wechselrefraktion vor. Da sich der ganze Vorgang in der Panelyteschicht abspielt und auch die Erregerwelle für die (transversale) Kopfwellen in jener läuft, möge der Vorgang im Gegensatz zur üblichen Mintropwelle, wo die Erregerwelle sich in tieferen Schichten ausbreitet als die erzeugte Kopfwellen, im Folgenden als "innere Refraktion" bezeichnet werden.

2. Wellenfrontenbild der inneren Refraktion

Obwohl der in Abb. 2 oben aufgezeichnete Strahlenverlauf im Einklang mit dem Reflexionsgesetz elastischer Wellen steht, läßt sich ein physikalisch anschauliches Bild des Vorganges (ebenso wie bei der Mintropwelle), nur an Hand der Wellenfrontendarstellung erreichen.

Wie von natürlichen Erdbeben gehen auch von oberflächennahen Sprengungen in beträchtlichem Maße Transversalwellen aus. Wegen der durch die Nähe der Erdoberfläche gestörten Symmetrie um den Schußpunkt wird sich keine homogene Kugelkompressionswelle entwickeln, sondern die Abstrahlungscharakteristik wird wohl um so mehr derjenigen eines vertikal auf die Oberfläche gerichteten Schlages (Abb. 4) ähneln, je näher der Erdoberfläche sich die Ladung befindet. Der longitudinale wie der transversale Anteil können unabhängig voneinander innere Refraktionen erzeugen. Da für die Lage der Wellenfronten offenbar das darunter liegende Medium ohne

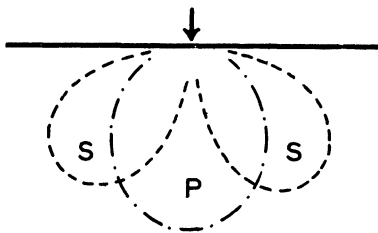


Abb. 4: Schematische Abstrahlungscharakteristik für einen vertikalen Impuls auf die freie Oberfläche des elastischen Halbraumes.

Einfluß ist, genügt es, die Wellenausbreitung in einer beiderseits freien, ausgedehnten Schicht zu betrachten. Lediglich die *Energie* der sekundären Wellen würde durch ein angrenzendes Medium beeinflusst. In Abb. 5a ist ein Erregerzentrum an der Schichtoberfläche angenommen, das nur Longitudinalwellen abstrahlen möge. Die Reflexion der primären Kugelwelle (P) an der unteren Schichtgrenze hat eine sekundäre P-Welle (PP) und eine sekundäre S-Welle (PS) zur Folge, wobei die Wellenfront der PP-Welle auf einer Kugelfläche liegt, diejenige der PS-Welle sich aber mit zunehmender

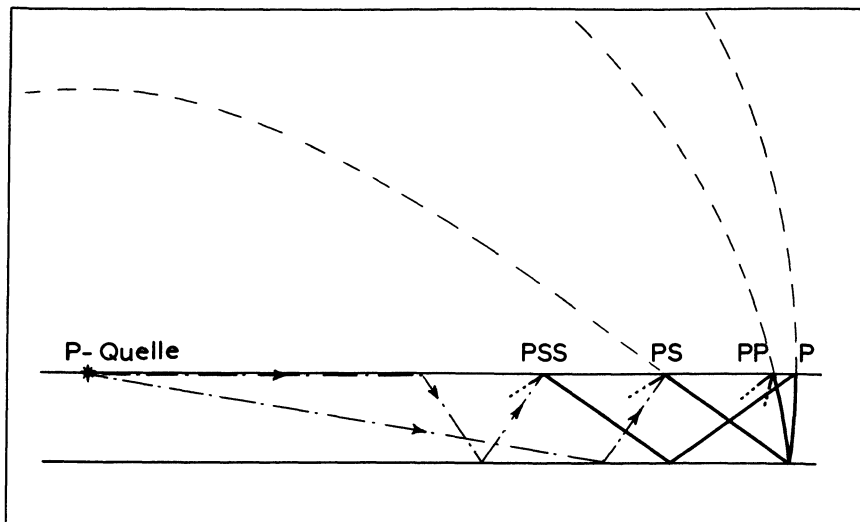


Abb. 5a: Wellenfrontenverlauf in einer Schicht bei Anregung von P-Wellen.

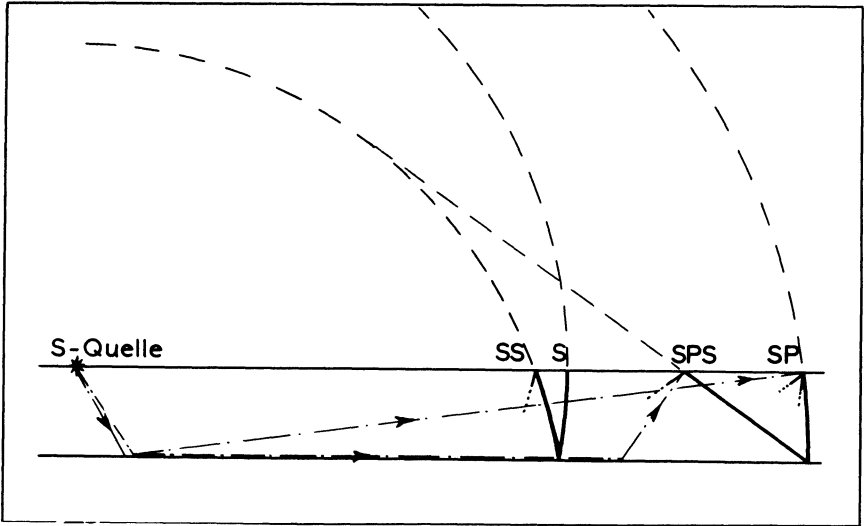


Abb. 5b: Wellenfrontenverlauf in einer Schicht bei Anregung von S-Wellen.

Erregerentfernung mehr und mehr in einen Kegelmantel mit dem Öffnungswinkel $\cos \alpha = v_s/v_p$ entwickelt. Die Wellenfronten sind der Anschaulichkeit wegen außerhalb der Schicht so weitergezeichnet, wie sie verlaufen würden, wenn sich das Medium nach oben fortsetzen würde.

Die Front der primären P-Welle steht dauernd senkrecht auf der Schichtoberfläche. Die elastischen Grenzbedingungen der Spannungsfreiheit können dort aber nur befriedigt werden durch die Ausbildung einer konischen Transversalwelle, die sich schräg nach unten ausbreitet. Die Reflexion dieser sekundären Welle an der Schichtuntergrenze führt zur Entstehung der PSS-Welle, die also ihrem Charakter nach eine reflektierte Kopfwellen ist. Mehrfache Reflexion der Kopfwellen, etwa PSSS oder PSSSS sind möglich, wurden aber der Übersichtlichkeit halber nicht gezeichnet.

Abb. 5b stellt den entsprechenden Gedankengang für einen Erreger dar, der nur S-Wellen erzeugt. Dies führt zur Bildung von S, SS, SP, SPS, SSP-Wellen. Weitere Reflexionen der sekundären Wellen wurden auch hier nicht gezeichnet.

Bei parallelem Verlauf der Schichtgrenzen sind die Laufzeiten für PS und SP gleich, ebenso wie für PSS, SPS und SSP. Eine Entscheidung, um welche der zur Wahl stehenden Wellen es sich bei der Beobachtung handelt, ist also im Falle eines Erregers, der sowohl P- als auch S-Wellen erzeugt, nicht möglich, jedoch für die Anwendung auch meist nicht erforderlich. Anders würden die Verhältnisse bei diskordierenden Schichten liegen, worauf aber hier nicht eingegangen werden soll.

Die inneren Refraktionen erlauben bei bekannter *Poisson'scher* Zahl des Ausbreitungsmediums die Berechnung der Schichtdicke. Für den häufigen Fall $\sigma = 0,25$ lautet die Gleichung der Laufzeitgeraden der PSS, SPS, SSP-Welle

$$(1) \quad t_x = \frac{x}{v_p} + \frac{2 \cdot \sqrt{2} \cdot h}{v_p}$$

x = Erregerabstand, h = Schichtdicke

Die Laufzeitkurve der PS oder SP-Welle nähert sich mit wachsender Entfernung vom Erreger rasch einer asymptotischen Geraden mit der Gleichung

$$(2) \quad t_{\frac{x}{x} \gg h} = \frac{x}{v_p} + \frac{\sqrt{2} \cdot h}{v_p}$$

Beobachtet man in größerer Entfernung vom Schußpunkt, so ist die Berechnung der Schichtdicke nach Gl. 2 ebenfalls möglich.

Die am Einschichtmodell dargestellten Wellentypen wurden bereits früher bei Modellversuchen [3] festgestellt, aber nicht mit seismischen Beobachtungen in Verbindung gebracht. *Hughes* und Mitarbeiter [4] fanden entsprechende Wellen, wenn sie longitudinale Ultraschallimpulse durch zylindrische Stäbe schickten und konnten mit ihrer Hilfe die *Poisson'sche* Zahl des Stabmaterials bestimmen. Anlässlich eines britischen Erdbebens postulierte *H. Jeffreys* eine Welle, die Ähnlichkeit mit der beschriebenen SPS-Welle hat. [5].

3. Qualitative Amplitudenbetrachtung der inneren Refraktionen

Die Tatsache, daß bei den Beobachtungen der parallelen Einsätze diese oftmals mit größerer Amplitude auftreten als die direkte Welle, scheint zunächst gegen die als Effekt zweiter Ordnung erkannte innere Refraktion zu sprechen. Die kritische Betrachtung derjenigen Bewegung der Oberfläche, die sich mit der Geschwindigkeit der direkten P-Welle ausbreitet und deshalb einfach als direkte P-Welle (und stillschweigend meist als Effekt

1. Ordnung) angesehen wird, zeigt aber, daß auch hier nur ein Effekt zweiter Ordnung vorliegt. Dies soll in Kürze dargelegt werden:

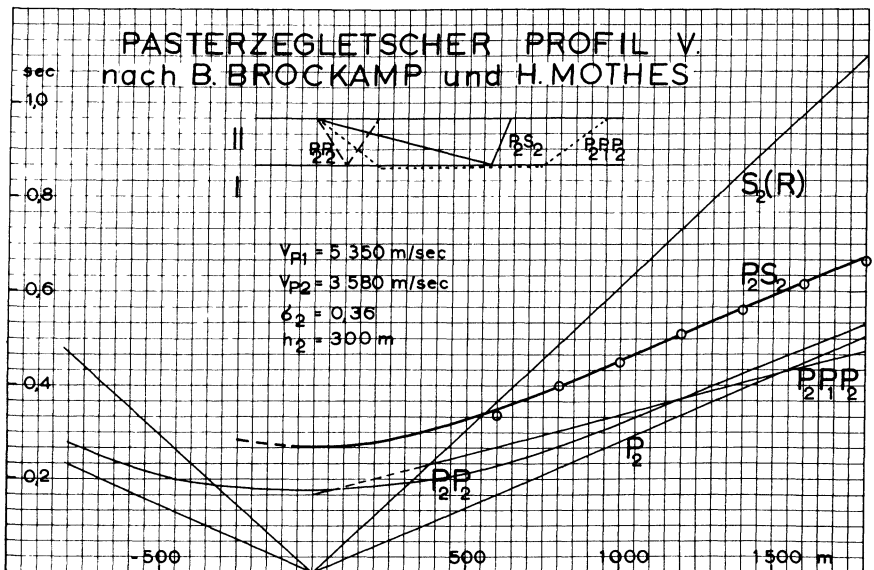
Liegt der Erreger an der Oberfläche der Schicht (oder eines elastischen Halbraumes), so steht die Front der primären P-Welle stets senkrecht auf der Oberfläche, d. h. streifender Einfall des Wellenstrahls. Aus der Amplitudenbeziehung für die Reflexion ebener Wellen folgt aber, daß bei streifendem Einfall die Amplitude der reflektierten Welle gleich derjenigen der einfallenden ist, die Phase jedoch entgegengesetzt. Dies bedeutet, daß in summa eine streifend der Oberfläche entlanglaufende ebene, homogene Welle die Amplitude 0 hat. Wenn wir dennoch eine Bewegung der Oberfläche sehen, beruht dies darauf, daß die Annahme der homogenen, ebenen Welle nicht der Wirklichkeit entsprechen kann. [6]. Die primäre Welle eines punktförmigen Erregers ist eine Kugelwelle. Wie eingehende Rechnungen zeigen z. B. nach *F. Sauter* [7], verschwindet auch die Verschiebungsamplitude der Kugelwelle mit Annäherung an die Oberfläche bis auf einen Rest zweiter und höherer Ordnungen. Dieser Rest, der zwar eine rotationsfreie Welle darstellt, wobei jedoch die Verschiebungen nicht mit der Ausbreitungsrichtung zusammenfallen, erzeugt eine Bewegung der Oberfläche. Um aber die Randbedingungen der Spannungsfreiheit der Oberfläche zu befriedigen, muß noch eine weitere Welle gleicher Größenordnung hinzukommen. Dies ist die von der P-Welle nachgeschleppte transversale Kopfwelle in Abb. 5 a, welche sich bis an die Oberfläche hin regulär verhält. Die von diesen beiden Anteilen hervorgerufene Oberflächenbewegung beobachten wir in Wirklichkeit und bezeichnen sie als P-Welle. Das Gesetz ihrer Amplitudenabnahme mit der Erregerentfernung x ist aber $A_{x_1} / A_{x_2} = (x_2/x_1)^2$, während für die Amplitude der Kugelraumwelle $A_{x_1} / A_{x_2} = x_2/x_1$ gilt.

Mit dieser Feststellung ist es nicht mehr überraschend, daß die inneren Refraktionen, die ihrem Charakter nach ebensolche Wellen sind und höchstens noch eine weitere Reflexion erlitten haben, mit Amplituden derselben Größe in Erscheinung treten. Hinzu kommt noch, daß die sog. direkte P-Welle nur auf eine einzige Weise gebildet werden kann, während sich die laufzeitmäßig gleichen PS und SP ebenso wie PSS, SPS, SSP addieren und sowohl den P-Anteil, als auch den S-Anteil der primären Erregerenergie ausnutzen. Außerdem unterstützt eine Abstrahlungscharakteristik des Erregers wie in Abb. 4 die bevorzugte Entstehung von SP und SPS-Wellen.

Die bisherige Amplitudenbetrachtung bezog sich auf das Einschichtmodell. Grenzt die Schicht an weiteres elastisches Material an, so wird zwar ein Teil der Primärenergie in dieses eindringen und für innere Refraktion verlorengehen. Die Ausbeute ist aber um so größer, je größer der Geschwindigkeits- und Dichtesprung ist.

4. Weitere Beobachtungen von inneren Refraktionen

Besonders geeignet liegen die Verhältnisse bei seismischen Messungen an Gletschern. Die Eisdicke ist durch Reflexionsmessungen und Geschwindigkeitsmessungen genügend genau bestimmbar und der Dichte- und Geschwindigkeitsunterschied zur Gletscherunterlage groß genug. So haben bereits *B. Brockamp* und *H. Mothes* [8] im Jahres 1930 bei Messungen auf dem Pasterzegletscher kräftige Einsätze beobachtet, die sich auf einer Parallelen zur Laufzeitgeraden der P-Welle anordnen. Die damals U_p -Welle genannte Erscheinung wurde als vertikal nach unten gehende, dann horizontal an der Eisuntergrenze im Eis verlaufende und senkrecht zum Beobachtungspunkt aufsteigende P-Welle erklärt. Diese Erklärung stützte sich im Wesentlichen auf die gute Übereinstimmung der beobachteten und berechneten Laufzeiten im Bereich $\Delta > 600$ m, in welchem die Laufzeitkurve praktisch parallel zu P_2 verläuft. (In Seismogrammen aus kürzeren Entfernungen konnte wegen zu großer Bewegung der entsprechende Einsatz nicht verfolgt werden.) Das war noch bevor man durch die Schlierenaufnahmen von *O. v. Schmidt* tieferen Einblick in den Mechanismus der Refraktion erhielt. Bei unseren heutigen Anschauungen über die Wellenausbreitungsvorgänge ist diese Deutung nicht mehr vertretbar. Der Versuch der Erklärung durch innere Refraktion bei Verwendung der gemessenen Eisgeschwindigkeiten und mittleren Eisdicke führt zu guter Übereinstimmung mit den Beobachtungswerten (Kreise in Abb. 6). Die zeitlich etwas zu frühe Lage des



Punktes bei $\Delta = 600\text{m}$ findet ihre plausible Erklärung durch eine im Originalgletscherprofil dargestellte Erhebung des Untergrundes an der Reflexionsstelle. Daß die frühere Deutung mit der hier gegebenen laufzeitmäßig zufällig gut übereinstimmt, ist durch die im Eis ungewöhnlich hohe *Poisson'sche* Zahl von 0,36 bedingt, während die ältere Deutung in einem anderen elastischen Material versagen würde. Die Feststellung, daß das Amplitudenverhältnis U_p/P von der Sprengpunktentfernung unabhängig ist, steht im Einklang mit den Ausführungen in Abschnitt 3.

Abb. 7 zeigt innere Refraktionen aus neuester Zeit bei Messungen des Münchner Instituts für Angewandte Geophysik am Gepatschferner. Der aus der SP- und SSP-Welle errechnete Wert der Eisdicke ergibt $h = 87\text{m}$, wäh-

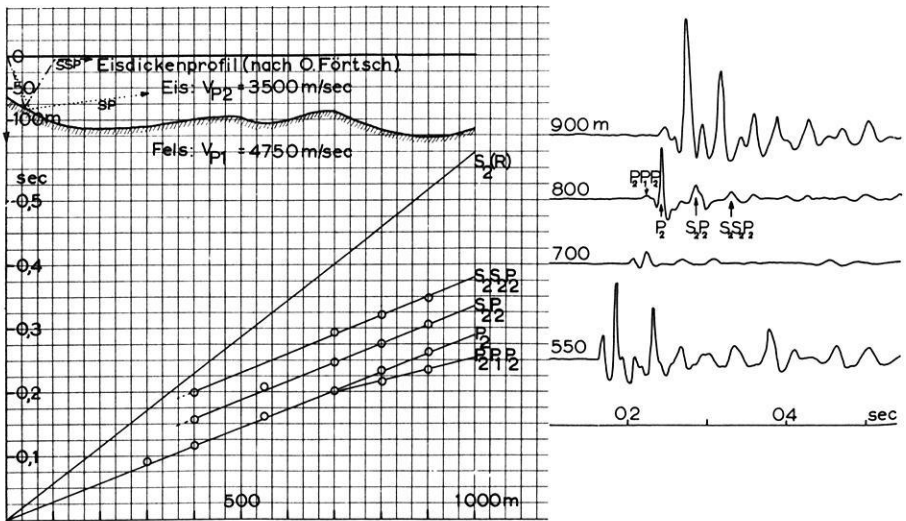


Abb. 7: Gepatschferner, Firnmuldenprofil Linie 6 und 8 (Messungen des Inst. f. Angew. Geophysik, München, 1953.)

rend in dem Eisdickenprofil nach *Förtisch* für den kritischen Reflexionspunkt $h \approx 80\text{m}$ ist. Die Übereinstimmung ist also gut. Es könnte noch eine Reihe weiterer solcher Beobachtungen angeführt werden, wobei aber die Kompliziertheit der Gletscherprofile erschwerend wirkt.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß beim Eis die Unterlage höhere Geschwindigkeit besitzt, im Falle der Malmkalkplatte aber niedrigere. Das Auftreten der inneren Refraktion ist also davon unabhängig, in welchem Sinne der Sprung in den elastischen Konstanten erfolgt, wenn jener nur genügend groß ist.

5. Schlußbetrachtung

Wir haben die Erscheinung der inneren Refraktion bisher nur an Oberflächenschichten studiert (Malmkalkplatte, Gletschereis, Panelytestreifen des Modells). Sie tritt aber sicherlich auch bei tiefer liegenden Schichten auf, wodurch parallele Einsätze zu den Mintrop-Ästen der Laufzeitkurve hervorgerufen würden. Wie man sich dies nach der hier entwickelten Ansicht vorzustellen hat, möge Abb. 8 zeigen. Wichtig für die Anwendbarkeit in der praktischen Lagerstättenforschung könnte sein, daß sich auch sprunghafte Geschwindigkeitsabnahmen mit der Tiefe durch innere Re-

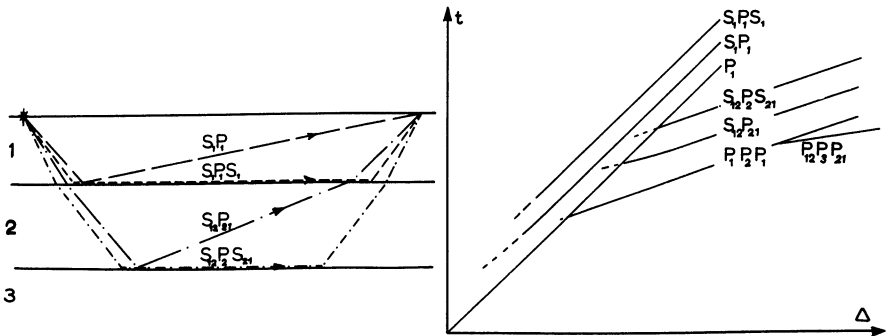


Abb. 8: Schematische Darstellung innerer Refraktionen bei mehrfacher Schichtung.

fraktionen kund tun, während dies bekanntlich bei den üblichen Auswertemethoden der Refraktionsseismik nicht der Fall ist. Weitere systematische Untersuchungen an Mehrschichtmodellen verschiedener Zusammensetzung könnten Aufschluß über die energiemäßigen Anteile solcher innerer Refraktionen geben.

Es sei an dieser Stelle Herrn Professor *M. Ewing* gedankt für die Möglichkeit, einen entsprechenden Modellversuch in seinem Institut ausführen zu können, ebenso Herrn Professor *H. Reich* und Herrn Dr. *O. Förtsch* für die Überlassung des seismischen Beobachtungsmaterials von Gletschermessungen.

Literatur

- [1] *Reich, H.*: Über die Ausbreitung seismischer Impulse in der Malmkalkplatte des schwäbisch-fränkischen Juras. Zeitschr. f. Geophys. 20, 1 (1954) S. 8-25.
- [2] *Oliver, Press, Ewing*: Two-dimensional model seismology. Geophysics XIX, 2 (1954) 202-219.
- [3] *Press, Oliver, Ewing*: Seismic model study of refractions from a layer of finite thickness. Geophysics XIX, 3 (1954), 388-401.
- [4] *Hughes, D. S., Pondrom, W. L. and Mims, R. L.*: Transmission of elastic pulses in metal rods. Physical Review, 75, 10 (1949), 1552-1556.
- [5] *Jeffreys, H.*: On Two British Earthquakes. Month. Not. Royal Astr. Soc. Geophysical Suppl., I, 9 (June 1927) p. 485-494.
- [6] *Goodier, J. N. and Bishop, R. E. D.*: A note on critical reflections of elastic waves at a free surface. Journal of Appl. Phys., Vol. 23, I (1952) p. 124-126.
- [7] *Sauter, F.*: Der elastische Halbraum bei einer mechanischen Beeinflussung seiner Oberfläche. Z. angew. Math. Mech. 30, 7 (1950), S. 203-215.
- [8] *Brockamp, B. und Mothes, H.*: Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher I. Zeitschr. f. Geophys. 6 (1930) S. 482-500.
- [9] *Brockamp, B.*: Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher II. Zeitschrift f. Geophys. 7, (1931) S. 232-400.

Perioden der ersten Vorläufer in Göttinger Seismogrammen

Von G. Dohr, Hannover¹⁾

Zusammenfassung: Die in Göttingen aufgezeichneten P-Wellenzüge nordamerikanischer und ostasiatischer Erdbeben unterscheiden sich deutlich.

Abstract: The P-wave-trains recorded at Göttingen for North American earthquakes differ characteristically from those for East Asian earthquakes.

In den Göttinger Untersuchungen von *Rösener* [8] und *Gutenberg* [3, 6] über Perioden von Erdbebenwellen ist nur die Häufigkeitsverteilung der Perioden in den Vorläufer- und Oberflächenwellen diskutiert, ohne Aufteilung nach Dipzentralentfernungen und Herdgebieten.

Macelwane [7] und *Gutenberg* [5] haben auf die allgemeine Zunahme der aufgezeichneten Perioden mit zunehmender Herdentfernung sowohl in den ersten und zweiten Vorläufern als auch in den Oberflächenwellen hingewiesen. *Vesanen* [9] hat in einer umfangreichen Arbeit auf die Typenähnlichkeit der Seismogramme aus gewissen Herdgebieten hingewiesen. Ebenso fand *Deist* [2] bei Typenuntersuchungen an mittelweiten Beben in Hamburger Seismogrammen unterschiedliche mittlere Perioden in verschiedenen Herdgebieten.

In der vorliegenden Arbeit sollen unter Benutzung von Göttinger Stationsregistrierungen die Perioden der ersten Vorläufer untersucht werden in ihrer Abhängigkeit von der Herdentfernung und Herdlage.

Die untersuchten Beben wurden zunächst nach *Herdentfernungen* eingeteilt. Die Ausmessung der Perioden und Amplituden beschränkte sich auf die ersten Vorläufer. Die abgelesenen Werte wurden reduziert, da die Vergrößerung jeder Welle von dem Verhältnis ihrer Frequenz zur Eigenfrequenz des Seismographen abhängt. Deshalb mußte jede ausgemessene Amplitude zunächst mittels der Resonanzkurve des betreffenden Instrumentes auf die wahre Bodenbewegung umgerechnet werden. So entstand von jedem Beben ein *Periodenspektrum*: Amplitude der wahren Bodenbewegung als Funktion der Periode. Um in allen, auch den schwächeren Beben, die beobachteten Amplituden gleichmäßig bewerten zu können, ist die jeweils beobachtete Amplitude A_{\max} in jedem Periodenspektrum gleich "Eins" ge-

¹⁾ Dr. G. Dohr, Hannover, Johannes-Trojan-Str. 1

setzt, und die anderen Amplituden A sind im Verhältnis zu dieser Maximalamplitude A_{max} aufgetragen.

In vielen Seismogrammen überlagern sich mehrere Wellenzüge, was die Bestimmung der Perioden und Amplituden der Teilwellen erschwert. Bei nichtharmonischen Schwingungen wurde als "Periode" die Zeit zwischen zwei Nulldurchgängen oder zwei Extremwerten angenommen. Auch bei sorgfältigster Bearbeitung lassen sich aber Auswertefehler nicht ganz vermeiden. Um ihren Einfluß zu unterdrücken, wurden die Spektren der Beben aus gleicher Herdentfernung zu *Gruppenspektren* zusammengefaßt. Diese Gruppenspektren entstehen also durch Summation der Relativamplituden A/A_{max} der Einzelbeben.

140 Beben wurden bearbeitet. Mit den Aufzeichnungen der Göttinger Instrumente konnte ein Bereich von 0,1 bis 16 Sekunden erfaßt werden. In Abb. 1 ist eine Auswahl der Gruppenspektren, nach Entfernungen Δ geordnet, zusammengestellt. Die Ordinate gibt die Summe der Relativamplituden, die Abszisse die Periodenlängen T in Sekunden an. Die Intervallbreite bei der Einteilung der Perioden betrug 1 Sekunde.

In den Gruppenspektren erkennt man einen Ausbau des Spektrums nach längeren Perioden zu in den ersten 2000 km. Bei den Nahbeben zeigt sich, neben den allgemein sehr kurzen Perioden unter 1 sec., schon ein schwächerer Bereich bei 3-4 sec. und bei 9-10 sec. Bei der nächsten Gruppe ist der Bereich bis zu 6 sec. schon sehr stark und auch bei etwa 10 sec. findet sich eine Periodengruppe. Endlich zeigt die Gruppe der Beben mit Herdentfernungen bis zu 2200 km häufige und kräftige Perioden bis zu 11 sec. und darüber hinaus auch mehrfach längere T . Bei den Beben aus größeren Entfernungen finden wir innerhalb des erfaßten Periodenbereiches einen gleichartigen Bau des Gruppenspektrums. Die Tiefherdbeben (Abb. 1 g) zeigen jedoch gegenüber den gewöhnlichen Fernbeben ein Überwiegen der kürzern Perioden.

Besonders auffällig ist das Spektrum der nordamerikanischen Erdbeben aus den Herdgebieten Kalifornien, Mexiko und Mittelamerika (Abb. 1 f). Hier ist der kurzperiodische Bereich sehr schwach oder fehlt ganz. In den gleichweiten Fernbeben aus Asien (Abb. 1 e) dagegen sind kurzperiodische Vorläufer häufiger vertreten.

Um die Richtigkeit dieser Aussage zu prüfen, wurden für die Gegenüberstellung der ostasiatischen und nordamerikanischen Beben *alle* verfügbaren Registrierungen ausgewertet. Leider sind hier einer statistischen Bearbeitung durch die geringe Anzahl der in Göttingen aufgezeichneten Beben aus den amerikanischen Herdgebieten Grenzen gesetzt. Insgesamt konnten nur die Seismogramme von 45 Beben aus den Jahren 1906-1954 ausgewertet werden.

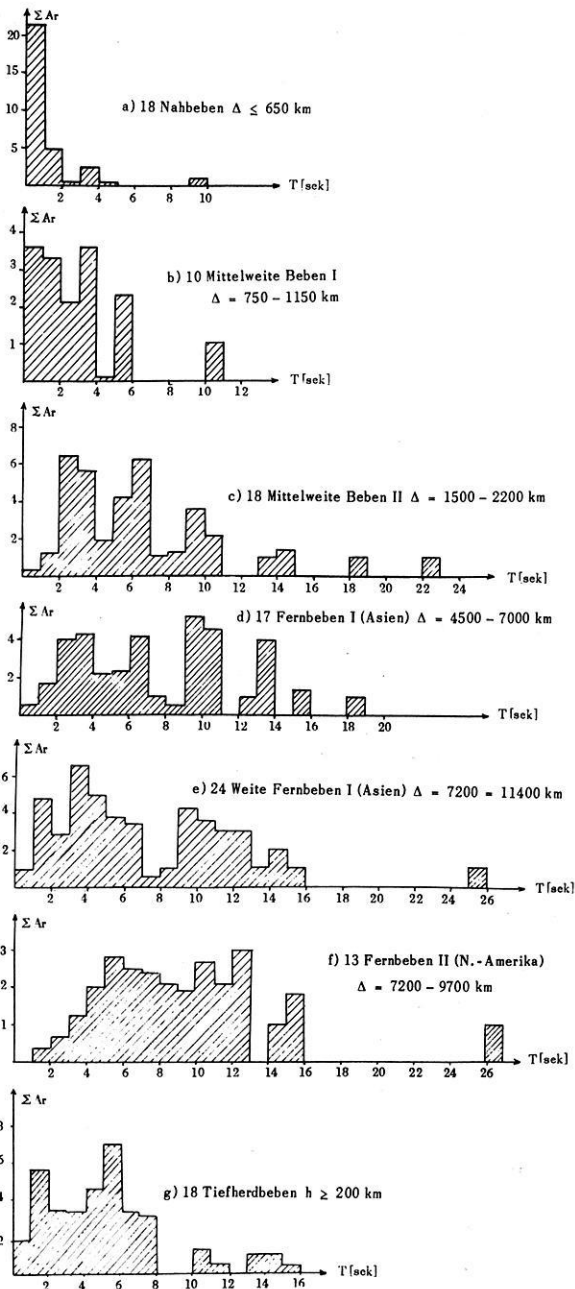


Abb. 1 Gruppenspektren: Eine Auswahl aus der Bearbeitung von 140 Beben. Auf der Abszisse sind die Längen der Perioden in Einheiten von Sekunden aufgetragen. Die Ordinaten geben die Summen der Relativamplituden an, die durch die Aufsummierung der relativen Amplituden der Einzelbeben dieser Gruppe entstanden sind. Man erkennt die Änderung der Spektren mit zunehmender Herdentfernung und das von dem normalen Bau abweichende Spektrum der nordamerikanischen Beben.

In Abb. 2 ist das Gruppenspektrum dieser nordamerikanischen Beben dem von 50 ostasiatischen Beben gegenübergestellt. Man erkennt, wie bei den Amerikabeben das Schwergewicht bei den langen Perioden (besonders im Bereich zwischen 11 und 14 sec.) liegt, während alle kürzeren Perioden relativ schwach ausgeprägt sind. Bei den ostasiatischen Beben liegt der Fall gerade umgekehrt: Das Maximum des Spektrums liegt bei 3-5 sec., und nach längeren Perioden zu fällt das Spektrum ab. Zum Vergleich ist schließlich noch das Gruppenspektrum von 26 innerasiatischen Beben dar-

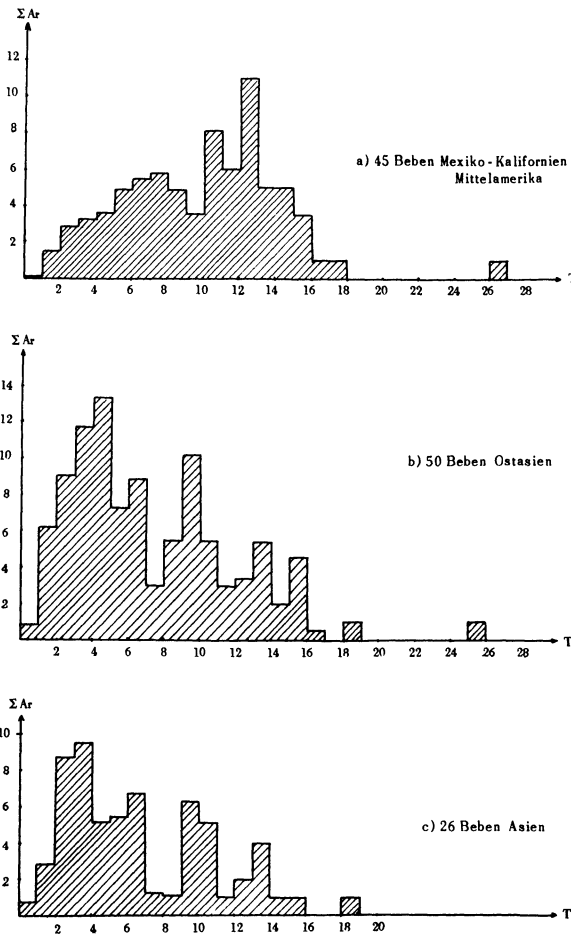


Abb. 2 Gruppenspektren amerik. u. ostasiat. Beben: In gleicher Weise wie in Abb. 1 sind hier die Ergebnisse der Auswertung aller verfügbaren nordamerikanischen Beben denen von 50 ostasiatischen Beben gegenübergestellt.

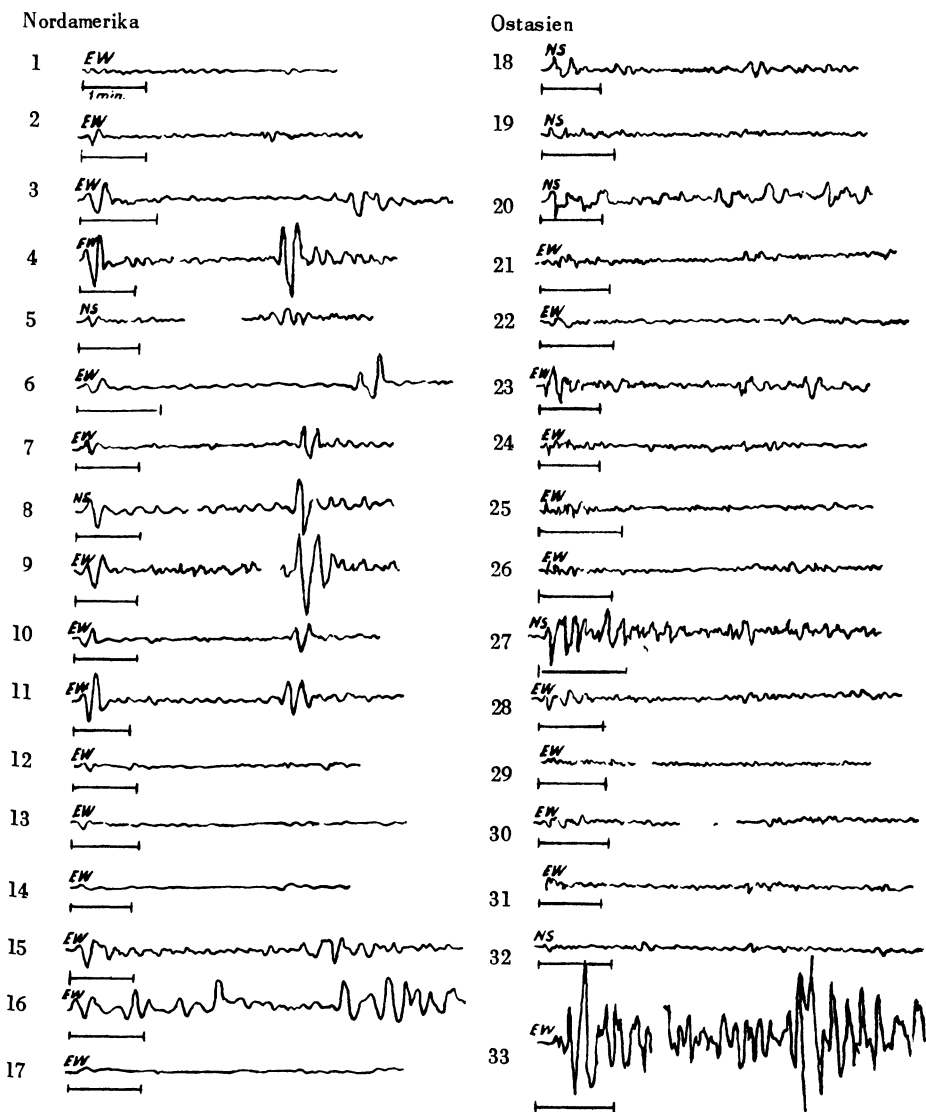


Abb. 3: Vergleichende Gegenüberstellung der Seismogramme des astatischen Wiechert-Horizontalseismographen (Masse 1200kg, Eigenperiode 11,5 Sekunden, Vergrößerung 190-fach) von Beben aus den Herdgebieten Nordamerika und Ostasien. Die Abbildung zeigt deutlich die charakteristischen Unterschiede der Typen aus beiden Herdgebieten. Insbesondere tritt die kurze, oft nur aus einer einzelnen langen Welle bestehende P-Gruppe der amerikanischen Beben hervor. Unter jedem Seismogramm ist der Zeitmaßstab (= 1 Minute) angegeben.

Verzeichnis der in Abb. 3 dargestellten Erdbeben

Nr.	Datum	Herdzeit	Ort		M
1	4.11.27	13 50 43	34,5 N	121,5 W	7,3
2	3.10.15	06 52,8	40,5 N	117,5 W	7,8
3	18. 6.32	10 12 10	19,5 N	103,5 W	7,8
4	9.10.28	03 01 08	16,0 N	97,0 W	7,6
5	17. 6.28	03 19 27	16,3 N	98,0 W	7,8
6	23.12.37	13 17 56	16,8 N	98,5 W	7,5
7	30. 7.09	10 51,9	17,0 N	100,5 W	7,5
8	26. 3.08	23 03,5	18,0 N	99,0 W	7,8
9	15. 4.07	06 08,1	17,0 N	100,0 W	8,1
10	16.12.11	19 14,3	17,0 N	100,5 W	7,5
11	22. 3.28	04 17 00	16,0 N	96,0 W	7,5
12	5.11.26	07 55 38	12,3 N	85,8 W	7,0
13	14.12.35	22 05 17	14,8 N	92,5 W	7,3
14	8. 2.26	15 17 49	13,0 N	89,0 W	7,1
15	18. 7.34	01 36 24	8,0 N	82,5 W	7,7
16	3. 6.32	10 36 50	19,5 N	104,3 W	8,1
17	22. 6.32	12 59 24	19,0 N	104,5 W	6,9
18	4. 5.11	23 36,9	51,0 N	157,0 E	7,6
19	27. 4.33	02 36 11	61,2 N	150,9 E	7,0
20	13. 1.29	00 03 03	49,7 N	154,8 E	7,7
21	30. 6.36	15 06 38	50,5 N	160,0 E	7,4
22	2.11.31	00 32 11	16,4 N	97,0 E	7,5
23	10.11.09	06 13,5	32,0 N	131,0 E	7,6
24	29. 6.26	14 27 06	27,0 N	127,0 E	7,5
25	16. 6.38	02 15 15	27,5 N	129,5 E	7,4
26	14. 2.34	03 59 34	17,5 N	119,0 E	7,6
27	7. 9.18	17.16.13	45,5 N	151,5 E	8,3
28	18. 1.25	12 05 52	48,8 N	153,5 E	7,3
29	25.11.30	19 02 47	35,0 N	139,0 E	7,1
30	18.11.41	16 46 22	32,0 N	132,0 E	7,8
31	1. 9.22	19 16 06	24,5 N	122,0 E	7,6
32	13.11.32	04 47 01	44,0 N	136,8 E	7,0
33	2. 3.33	17 30 54	39,3 N	144,5 E	8,5

gestellt. Es zeigt den gleichen Aufbau wie das Spektrum der ostasiatischen Beben, so daß wir die Besonderheit in dem Spektrum der Amerikabeben erblicken dürfen.

In Abb. 3 sind die P-Wellengruppen aus den Aufzeichnungen des astatischen Wiechert-Horizontalpendels (Eigenperiode $T_0 = 10$ bis 12 sec.) bei einer Anzahl stärkerer Beben aus den Herdgebieten Ostasien und Mexiko-Kalifornien-Mittelamerika gegenübergestellt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit ist von einer weiteren Bezifferung und Beschriftung abgesehen.

Man erkennt aus Abb. 3, daß die amerikanischen Beben offensichtlich

einen einheitlichen Typ darstellen. Die Aufzeichnungen des Horizontalpendels beginnen fast stets mit einer langen, klaren Schwingung, mit $T = 9$ bis 12 sec. Diese langen Wellen spiegeln sich in dem Gruppenspektrum als Maximalbereich wieder. Kurze Perioden sind allgemein schwach, in manchen Fällen fehlen sie in der P-Gruppe fast völlig. Dagegen zeigen die P-Wellenzüge der ostasiatischen Beben (in Abb. 3 rechts) überwiegend unregelmäßige, mehrfach überlagerte Wellen. Man sieht, daß der Anteil mittlerer und kurzer Perioden hier wesentlich größer ist als bei den amerikanischen Beben.

Noch eindrucksvoller aber zeigt in Abb. 4 die Gegenüberstellung der Seismogramme des $17t$ -Pendels (Eigenperiode $T_0 = 1,4$ sec.) für nordamerikanische und ostasiatische Erdbeben den Unterschied zwischen beiden Typen. Allgemein sind die Aufzeichnungen der Amerikabeben auffällig schwach und die kurzen Perioden unter einer Sekunde fehlen in den meisten Fällen.

In Bezug auf die Perioden der P-Wellen scheinen demnach die Beben aus den Herdgebieten Kalifornien-Mexiko-Mittelamerika eine Sonderstellung einzunehmen. Allgemein herrschen längere Perioden vor, der P-Wellenzug ist oft sehr kurz und besteht in vielen Fällen nur aus einer kräftigen Schwingung. Die PP-Wellen spiegeln allgemein das Bild der P-Wellen wieder. Außerdem zeichnen sich die Beben aus den genannten Herdgebieten durch eine überwiegend gleichsinnige Einsatzrichtung (*Kompression*) aus. Zu bemerken ist, daß die Alaskabeben typenmäßig offenbar schon zu den ostasiatischen Beben zu rechnen sind.

All dies spricht dafür, bei diesen Beben aus den Herdgebieten Kalifornien, Mexiko und Mittelamerika eine gleichartige Form und Ursache der Bebensauslösung anzunehmen. Dabei ist zu bemerken, daß die P-Wellenzüge ihre Besonderheiten offensichtlich allein den Vorgängen im Herdgebiet verdanken. Da die Vorläuferwellen aus dem gleichen Entfernungsbereich vergleichbare Wege durch das tiefere Erdinnere nehmen und unter dem gleichen Emergenzwinkel am Beobachtungsort ankommen, können die verschiedenen Typen nur auf verschiedenartige *Vorgänge im Herdgebiet* zurückzuführen sein. Hierfür spricht ja auch die von *Vesanen* und *Deist* ermittelte Typenähnlichkeit aus begrenzten Herdräumen.

Die Mehrzahl der amerikanischen Erdbeben ist an die großen NW-SO streichenden Störungssysteme gebunden, deren bekanntestes die San Andreas Störung ist. Bei starken Beben, z. B. bei dem San-Franzisko-Beben von 1906, sind große Blattverschiebungen nachgewiesen worden. Als letzte Ursache dieser Beben kann die relative Südbewegung des Nordamerikanischen Kontinentes gegenüber dem Pazifik angesehen werden. Es liegt nun nahe, einen ursächlichen Zusammenhang zwischen diesen Erscheinungen und den in der vorliegenden Arbeit herausgestellten Besonderheiten der nordamerikanischen Beben anzunehmen. Möglicherweise ist eine einheit-

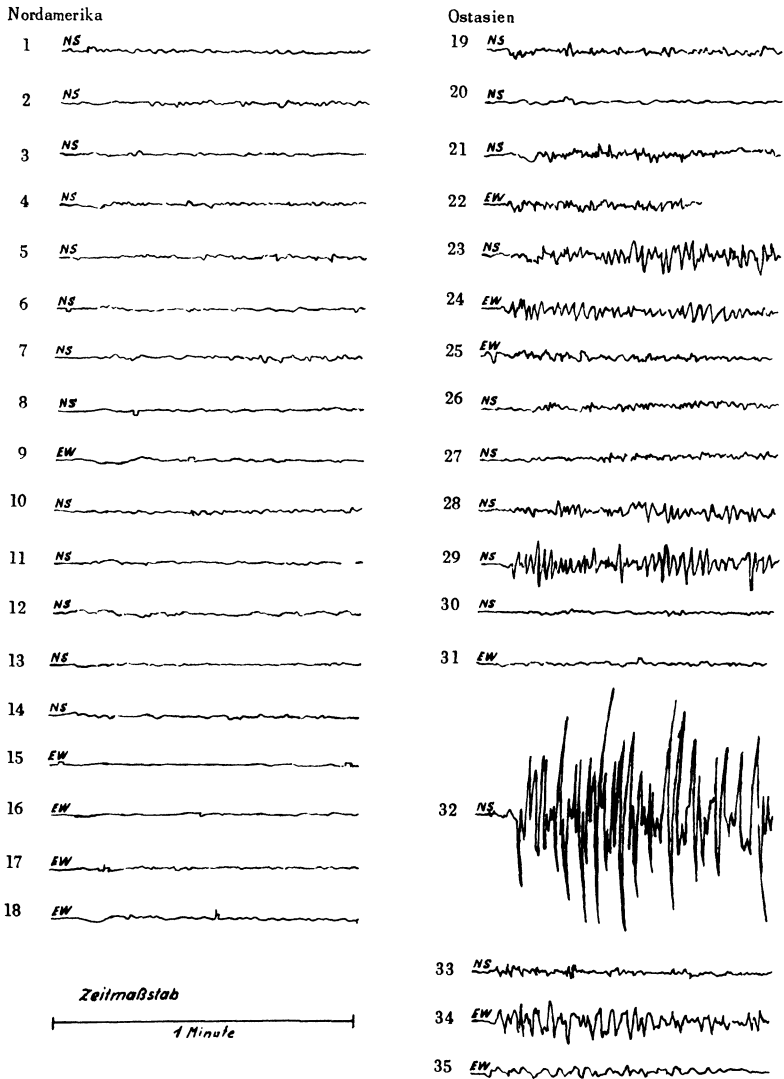


Abb. 4: Vergleichende Gegenüberstellung der Seismogramme des Wiechert-Horizontalseismographen (17 t-Pendel) (Masse 2 000 kg, Eigenperiode 1,4 Sekunden, Vergrößerung etwa 2 000-fach) von Beben aus den Herdbeieten Nordamerika und Ostasien. Wegen der kurzen Eigenperiode führt der Seismograph selbst eine Periodenanalyse aus: Die langperiodischen Wellen werden unterdrückt und die kurzperiodischen in voller Größe aufgezeichnet. Dadurch tritt der statistisch gefundene und in Abb. 2 wiedergegebene Unterschied beider Typen hier unmittelbar in den Seismogrammen in Erscheinung.

Verzeichnis der in Abb. 4 dargestellten Erdbeben

Nr.	Datum	Herdzeit	Ort		M
1	31. 1.22	13 17 22	41,0 N	125,5 W	7,3
2	18. 4.06	13 12,0	38,0 N	123,0 W	8,3
3	4.11.27	13 50 43	34,5 N	121,5 W	7,3
4	3.10.15	06 52,8	40,5 N	117,5 W	7,8
5	18. 6.32	10 12 10	19,5 N	103,5 W	7,8
6	9.10.28	03 01 08	16,0 N	97,0 W	7,6
7	7. 6.11	11 02,7	17,5 N	102,5 W	7,8
8	17. 6.28	03 19 27	16,3 N	98,0 W	7,8
9	23.12.37	13 17 56	16,8 N	98,5 W	7,5
10	30. 7.09	10 51,9	17,0 N	100,5 W	7,5
11	26. 3.08	23 03,5	18,0 N	99,0 W	7,8
12	15. 4.07	06 08,1	17,0 N	100,0 W	8,1
13	16.12.11	19 14,3	17,0 N	100,5 W	7,5
14	22. 3.28	04 17 00	16,0 N	96,0 W	7,5
15	22. 6.32	12 59 24	19,0 N	104,5 W	6,9
16	21. 5.32	10 10 07	12,0 N	87,5 W	?
17	14.12.35	22 05 17	14,8 N	92,5 W	7,3
18	18. 7.35	01 36 24	8,0 N	82,5 W	7,7
19	4. 5.11	23 36,9	51,0 N	157,0 E	7,6
20	28.12.27	18 20 18	54,0 N	161,0 E	7,3
21	13. 1.29	00 03 03	49,7 N	154,8 E	7,7
22	30. 6.36	15 06 38	50,5 N	160,0 E	7,4
23	7. 6.18	17 16 13	45,5 N	151,5 E	8,3
24	23. 9.32	14 22 14	44,7 N	139,0 E	?
25	13.11.32	04 47 01	44,0 N	136,8 E	7,0
26	3. 5.19	00 52 00	40,5 N	145,5 E	7,6
27	9. 3.31	03 48 50	40,5 N	142,5 E	7,7
28	1.11.15	07 24,5	39,0 N	142,5 E	7,7
29	10.11.09	06 13,5	32,0 N	131,0 E	7,6
30	7. 3.27	09 27 36	35,8 N	134,8 E	7,8
31	18.11.41	16 46 22	32,0 N	132,0 E	7,8
32	15. 6.11	14 26,0	29,0 N	129,0 E	8,2
33	29. 6.26	14 27 06	27,0 N	127,0 E	7,5
34	16. 6.38	02 15 15	27,5 N	129,5 E	7,4
35	14. 2.34	03 59 34	17,5 N	119,0 E	7,6

liche Art der Bebenauslösung infolge Ausgleichs der bei der relativen Südbewegung des Kontinentes entstandenen Spannungen und ruckartigen Verschiebungen die Ursache für die große Ähnlichkeit der meisten Seismogramme und der Grund für das Vorherrschende kurzer Wellenzüge, die oftmals von nur einer Hauptwelle längerer Periode bestimmt werden. Demgegenüber könnten wir annehmen, daß in Ostasien eine derart einheitliche Bewegungsrichtung fehlt und wir es hier mit erheblich differenzierteren Bewegungsvorgängen zu tun hätten.

Diese Betrachtungen können nur hypothetischer Natur sein und sollen dazu anregen, aus den in den Vorläufern auftretenden Perioden auf die Vorgänge im Herdgebiet zu schließen. Eine systematische Bearbeitung eines größeren Materials und Aufzeichnungen verschiedener Stationen könnten dann einen wesentlichen Beitrag zur Kenntnis der Erdbeben Typen und vielleicht auch der Vorgänge im Hypozentrum leisten.

Herrn Prof. Dr. *Bartels* danke ich für die Anregung zu dieser Arbeit sowie für wertvolle Hinweise. Der *Seismos G.m.b.H.*, insbesondere Herrn Stud.-Ass. *Krey* möchte ich für die Beurlaubung zur Anfertigung dieser Arbeit und für die freundliche Unterstützung meinen herzlichsten Dank sagen.

Literatur

- [1] *Angenheister, G., Geiger, L. und Zoeppritz, K.*: Seismische Registrierungen in Göttingen 1904, 1905 und 1906. Nachr. d. kgl. Gesellsch. d. Wissenschaften z. Göttingen. Math.-phys. Klasse.
- [2] *Deist, H. J.*: Versuch einer Typenanalyse Hamburger Seismogramme. Dipl.-Arbeit Univers. Hamburg, Geophys. Institut 1953 (nicht veröff.)
- [3] *Geiger, L. und Gutenberg, B.*: Über Erdbebenwellen (VI) Nachr. d. kgl. Gesellsch. d. Wissenschaften zu Göttingen. Math.-phys. Kl. 1909
- [4] *Gutenberg, B.*: Über Gruppengeschwindigkeit bei Erdbebenwellen. Phys. Zeitschrift 27. Jahrg. 1926 p. 111-114
- [5] *Gutenberg, B.*: Fortpflanzung von Störungen im Kontinuum. Hdb. d. Geophysik IV, (1-32) Berlin 1932
- [6] *Gutenberg, B.*: Die Vorläufer bei Fernbeben. Hdb. d. Geophysik IV, 1932
- [7] *Macewane, J. B.*: A study of the Relation of the Periods of elastic Waves and the Distance travelled by them, bond of the seismographic Records of the Californian Earthquake, January 31, 1922. Bull. o. the Seism. Soc. of America Vol. XIII, No 2, June 1923, p. 13-69
- [8] *Rösener, F.*: Vergleichende Untersuchungen über die Perioden der Erdbebenwellen. Gerlids. Beiträge Bd. 12, (1913) p. 207-276
- [9] *Vesanen E.*: Über die typenanalytische Auswertung der Seismogramme Diss. Helsinki 1942 Soulalaisen Tideaktämian Toimituksia Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Sarga A, III

BUCHBESPRECHUNGEN

Réthy Antal: Die Erdbeben der Karpathen-Becken (455 - 1918). Ungarische Akademie der Wissenschaften, Budapest 1952, (510 Seiten mit 50 Abbildungen bzw. Karten und Skizzen im Text und 2 Erdbebenkarten als Sonderbeilagen).

Mit dem vorliegenden umfangreichen Werk stellt der verdiente ungarische Seismologe *A. Réthy* der Fachwelt einen Katalog der ungarländischen Erdbeben aus einem Zeitraum von rd. anderthalb Jahrtausend zur Verfügung. Mit Recht widmete der Verfasser seine Arbeit ihrer Bedeutung entsprechend seinem Landsmann, dem hervorragenden Seismologen *R. von Kövesligethy*, dem die Erdbebenforschung um die Jahrhundertwende so manche wichtige, in erster Linie theoretische Abhandlung verdankt.

In dem in ungarischer Sprache gehaltenen Hauptteil finden sich in extenso die Angaben über 815 Bebenheiten (die Nachbeben wurden nicht numeriert) angeführt, welche dann für ausländische Benutzer auszugsweise tabellarisch nach Datum und Eintrittszeit, Epizentralgebiet und, soweit es angängig war, auch nach den geographischen Koordinaten des Epizentrums zusammengestellt sind. Dabei — wie auch sonst bei besonderen Erklärungen — wurde der Text noch in Russisch, Französisch, Deutsch und Englisch dargeboten. Ein Quellennachweis mit 460 Nummern, ein Autorenverzeichnis, ein Register der Ortsnamen und Erläuterungen zu den beiden beigelegten Erdbebenkarten erweisen sich außerdem als schätzenswerte, nützliche Beigaben des ebenso gründlichen und mühevollen wie verdienstlichen Werks.

Die eine Karte veranschaulicht im Maßstab $1 : 2\frac{1}{2} \cdot 10^6$ die Erdbebenhäufigkeit, indem für die einzelnen Orte in bestimmter Abstufung durch besondere Kennzeichen die Zahl der Bebenstage und ferner die aseismischen Gebiete verzeichnet sind. Die andere Karte gibt in dem etwas kleineren Maßstab $1 : 3,3 \cdot 10^6$ die Bebenstärke nach der 12° -Intensitätsskala und auch wieder die aseismischen Gebiete an. In vielen Fällen ist hier überdies bei den betreffenden Orten mit größeren Beben der makroseismische Bereich in Quadratkilometer vermerkt. Vor allem aber sind in willkommener Weise noch die seismotektonischen Linien eingetragen, wodurch deutlich der Fortschritt in der erdbebenkundlichen Erfassung des weiten der Untersuchung unterworfenen Gebietes gegenüber dem diesbezüglichen Erkenntnisstand vor vierzig Jahren in Erscheinung tritt. Schon damals (1913) hatte der Verfasser eine Karte der Seismizität Ungarns entworfen.

So liegt denn in der Richtung der Ziele der Europäischen Seismologischen Kommission ein neuer sehr wertvoller Beitrag vor, der bereits ein aufschlußreiches Bild von den seismischen Verhältnissen dieses Teils unseres Kontinents gibt und zur weiteren Aufhellung derselben eine unentbehrliche Grundlage darstellt.

Hamburg

E. Tams

Vorschau auf kommende Hefte

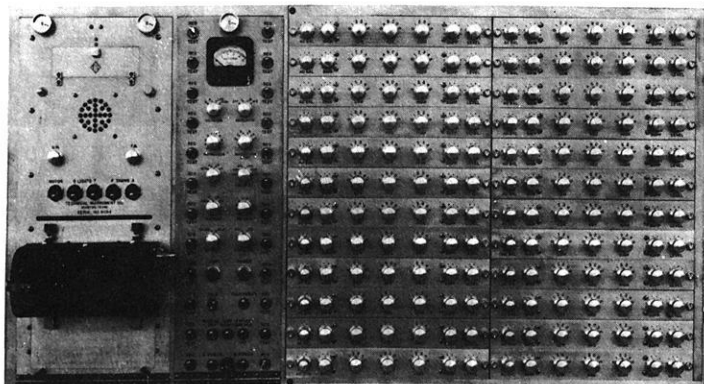
Folgende Arbeiten sind bei der Schriftleitung eingegangen und zur Veröffentlichung in den nächsten Heften vorgesehen:

- Gutenberg, B.:* Untersuchungen zur Bodenunruhe in Südkalifornien.
- Fanselau, G., u. O. Lucke:* Über die Veränderlichkeit des erdmagnetischen Hauptfeldes und seine Theorien.
- Frölich, F.:* Strukturphysikalische Gesetzmäßigkeiten der Spinell - Oxyde der Erdkruste.
- Strobach, K.:* Zum Studium der mikroseismischen Bodenunruhe in Hamburg.
- Bibl, K., u. F. Delobea:* Ionosphärische Beobachtungen während der totalen Sonnenfinsternis vom 30. Juli 1954.
- Pohl, W.:* Messungen des ultraroten Strahlungsstromes in der freien Atmosphäre.

Eine Bitte an die Leser dieser Zeitschrift

Sicher haben Sie im Betrieb oder Institut Kollegen, die nicht Leser der "Zeitschrift für Geophysik" sind. Bitte geben Sie uns auf der diesem Heft beiliegenden Karte deren Anschrift bekannt, damit wir ihnen – selbstverständlich völlig unverbindlich – ein Probeheft sowie einen Prospekt senden können. Für jedes Jahresabonnement, das auf Grund Ihrer Vermittlung zustande kommt, senden wir Ihnen einen Büchergutschein im Werte von DM 5.– als Werbepremie.

Bei uns laufen immer wieder Anfragen nach vergriffenen Bänden und Heften (Jahrgang 1-18) der "Zeitschrift für Geophysik" ein. Falls Sie solche unbenötigte besitzen, bitten wir, sie uns zum Rückkauf anzubieten.



TIC 621 AMPLIFIER

The Technical Instrument Company 621 Amplifier features the most modern design in the seismic field. It provides the maximum in selectivity, sensitivity, and range to make possible the mapping of extremely difficult areas with a high degree of accuracy.

Among its features are: Wide band frequency response, total distortion of less than 1%, choice of one or two each five position low cut and high cut filters, AGC range of one-half microvolt to one volt input, independently adjustable attack and release time constants, three types of gain control (AGC, Expander, or both), by-passed first breaks.

The standard 621 Amplifier system, as shown, consists of 24 channels of amplification, control panel, and six-inch camera. The packaging of this system is of fabricated anodized aluminum construction with stainless steel cover. Dimensions are 36 $\frac{1}{4}$ " width x 13 $\frac{1}{8}$ " depth x 19" height. This system is also available with cameras handling paper widths of 6, 8, 10 or 12 inches, or packaged in units for portable operations.



Technical Instrument Co.
Division of Brush Electronics Co.

3732 WESTHEIMER

HOUSTON, TEXAS

*Das Wissen des 20. Jahrhunderts im Taschenbuch
mit enzyklopädischem Stichwort*

rowohlts deutsche enzyklopädie

Herausgegeben von Prof. Dr. Ernesto Grassi

JEDER BAND DM 1.90

Hans Sedlmayr, Die Revolution der modernen Kunst / Helmut Schelsky, Soziologie der Sexualität / Günter Schmölders, Konjunkturen und Krisen / Werner Kemper, Der Traum und seine Bedeutung / Franz Altheim, Reich gegen Mitternacht (Asiens Weg nach Europa) / J. Robert Oppenheimer, Wissenschaft und allgemeines Denken / Ruth Benedict, Urformen der Kultur / Werner Heisenberg, Das Naturbild der heutigen Physik / Geoffrey Gorer, Die Amerikaner (Eine völkerpsychologische Studie) / José Ortega y Gasset, Der Aufstand der Massen / Lawrence S. Kubie, Psychoanalyse ohne Geheimnis / Albert Einstein / Leopold Infeld, Die Evolution der Physik

Vorschau:

Jakob v. Uexküll / G. Kriszat, Streifzüge durch die Umwelten von Tieren und Menschen – Bedeutungslehre / Ludwig Marcuse, Sigmund Freud / Walter F. Otto, Theopania – Der Geist der altgriechischen Religion / Louis Baudin, Der Sozialistische Staat der Inka / Hans Jürgen Eysenck, Wege und Abwege der Psychologie / S. Giedon, Architektur und Gemeinschaft / Walter Heß, Dokumente zum Verständnis der modernen Malerei / Adolf Portmann, Zoologie und das neue Bild des Menschen (Biologische Fragmente zu einer Lehre vom Menschen) / Ernesto Grassi, Kunst und Mythos / Heinrich Schulte, Angst, Rausch, Sucht und Wahn (Menschenkunde im Prisma des Abnormen)

Zu beziehen nur durch Ihre Buchhandlung. Prospekte verlangen Sie bitte direkt vom

Rowohlt Taschenbuch Verlag
Hamburg 13

Bitte nehmen Sie bei Anfragen und Bestellungen auf unsere Zeitschrift Bezug.
Please, mention our review in writing to advisers.

PRAKLA HANNOVER verfügt über

REICHE ERFAHRUNGEN MIT MODERNSTEN APPARATUREN -

AUSWERTUNG NACH NEUESTEN WISSENSCHAFTLICHEN ERKENNTNISSEN und

KLÄRUNG SCHWIERIGER PROBLEME ermöglicht

LOKALISIERUNG VON ÖL, GAS, ERZ UND WASSER durch

ALE GEOPHYSIKALISCHEN METHODEN

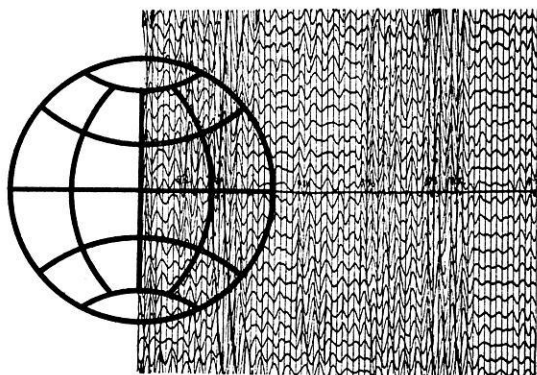
30 TRUPPS IN

AMERIKA

AFRIKA

ASIEN

EUROPA



HANNOVER · HAARSTRASSE 5

RUF: 80148 · FERNSCHREIBER: 023847

DRAHT: PRAKLA

Bitte nehmen Sie bei Anfragen und Bestellungen auf unsere Zeitschrift Bezug.
Please, mention our review in writing to advisers.

"Journalfranz"
ARNULF LIEBING OHG.

WISSENSCHAFTLICHES ANTIQUARIAT
UND HOCHSCHULBUCHHANDLUNG

SPEZIALGESCHÄFT FÜR
WISSENSCHAFTLICHE
ZEITSCHRIFTEN

Wir liefern und kaufen ständig:

ZEITSCHRIFTEN-REIHEN
SAMMELWERKE
LEXIKA, BIBLIOGRAPHIEN
und sonstige größere Veröffentlichungen aller Wissensgebiete

■ Ankauf vollständiger Bibliotheken ■

Fordern Sie bitte kostenlos an:

Kat. 58
GEOLOGIE/GEOPHYSIK

Kat. 59
**MATHEMATIK/ASTRONOMIE/
PHYSIK**

Kat. 61
ZEITSCHRIFTEN u. SAMMELWERKE

Teil 2:
Naturwissenschaften

WÜRZBURG 2

Briefanschrift: Postfach 1136
Geschäftsräume: Rotlöwengasse 2
Fernruf: 4020 - Telegr.: Journalfranz

Airborne

**MAGNETOMETER
ELECTROMAGNETIC
RADIO-ACTIVITY**

Surveys

Consult



HUNTING GEOPHYSICS LTD

4 ALBEMARLE ST., LONDON, W.1.

Telephone: HYDe Park 5211
Cables: 'HUNTMAG' LONDON

HEAD OFFICE AND LABORATORIES
6 ELSTREE WAY, BOREHAM WOOD, HERTS.
Telephone: ELSTREE 2214

on geophysical prospecting for

OIL

FERROUS ORES

BASE METALS

RADIO-ACTIVE MINERALS

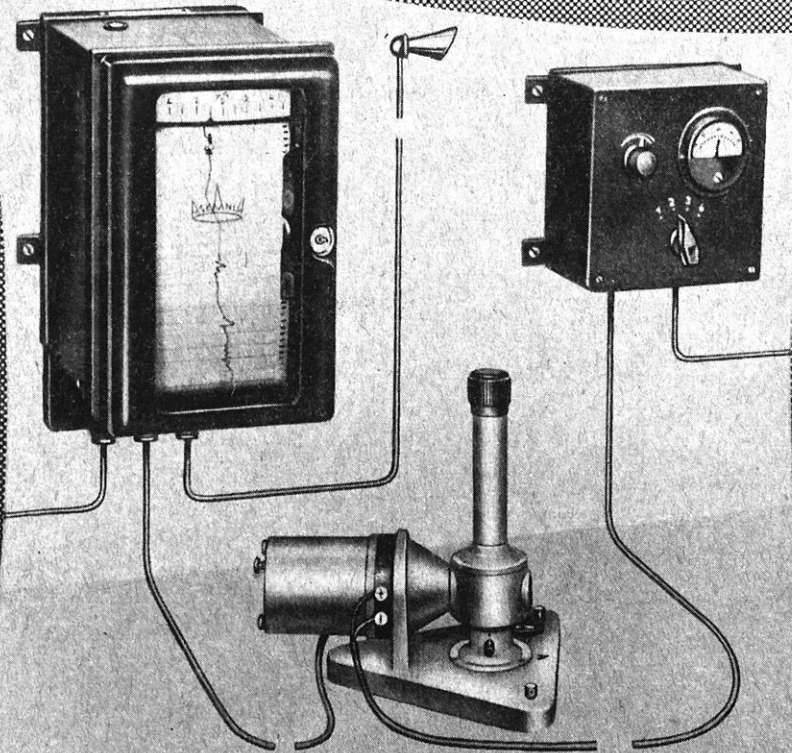
Bitte nehmen Sie bei Anfragen und Bestellungen auf unsere Zeitschrift Bezug.

Please, mention our review in writing to advisers.

Alarm

beim Ausbruch

MAGNETISCHER STÜRME



durch den

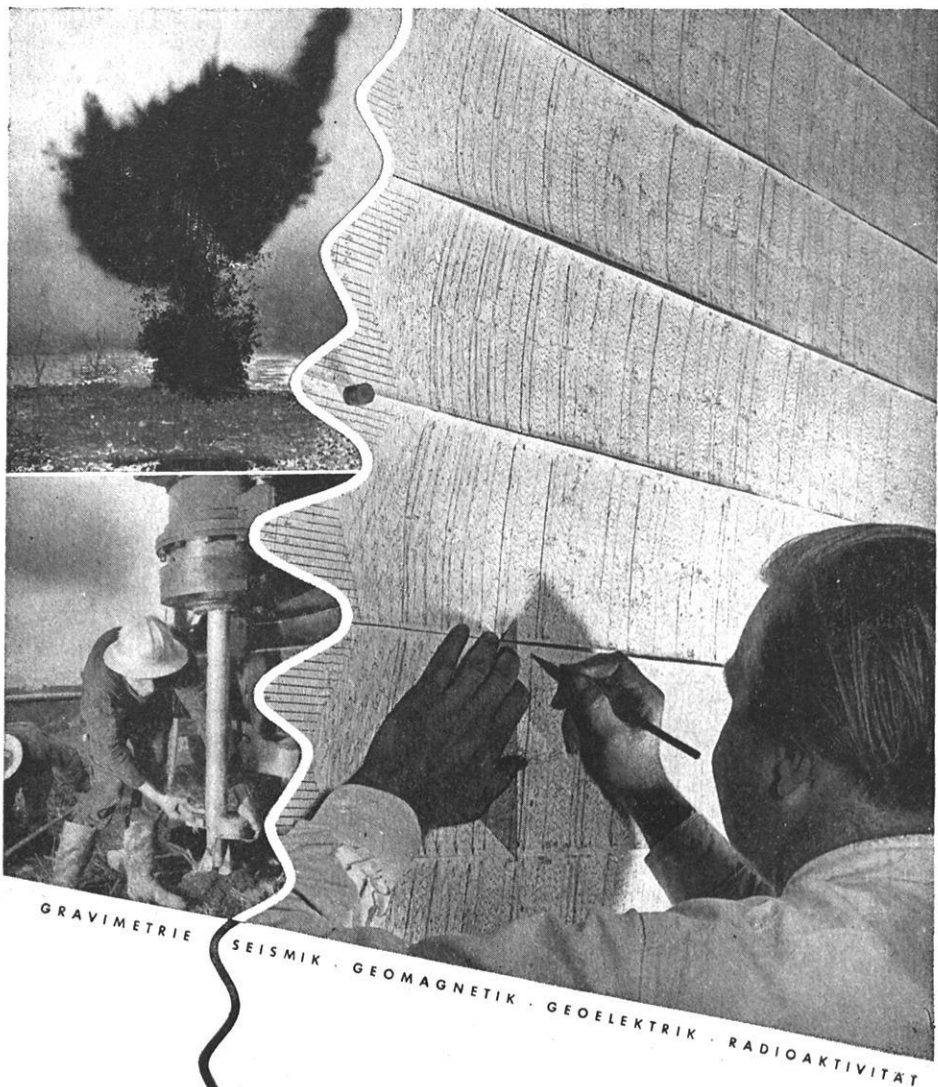
H-MAGNETOGRAPHEN

einem einfachen geomagnetischen
Variographen mit sichtbarer
Registrierung.

Einzelheiten in Druckschrift 1526a



ASKANIA-WERKE AG. · BERLIN-FRIEDENAU



GRAVIMETRIE

SEISMIK · GEOMAGNETIK · GEOELEKTRIK · RADIOAKTIVITÄT

SEISMOS
G. M. B. H.

H A N N O V E R

Fernschr. 023419 · Ruf 70831

verringert Ihr Risiko

Bitte nehmen Sie bei Anfragen und Bestellungen auf unsere Zeitschrift Bezug.
Please, mention our review in writing to advisers.