

Werk

Jahr: 1957

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 Z NAT 2148:23

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0023

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0023

LOG Id: LOG_0046

LOG Titel: Heft 6

LOG Typ: issue

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

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

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

Terms and Conditions

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

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

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

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

Contact

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

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**, Kiel — **O. Meyer**, Hamburg
F. Möller, Mainz — **H. Reich**, München.

Jahrgang 23

1957

Heft 6



PHYSICA - VERLAG · WÜRZBURG

INHALTSVERZEICHNIS

<i>Schmidt, H.:</i>	Methoden zur Bestimmung der räumlichen Gradienten des geomagnetischen Feldes	273
<i>Meißner, R.:</i>	Fehler und Korrekturen bei seismischen Messungen in Gebieten mit bewegtem Oberflächenrelief	287
<i>Strobach, K.:</i>	Stereoskopische Vektorregistrierung	306
<i>Gutenberg, B.:</i>	Spectrum of P and S in records of distant earthquakes	316

Die ZEITSCHRIFT FÜR GEOPHYSIK

erscheint in Jahrgängen zu je 6 Heften. Der Bezugspreis beträgt je Jahrgang 28,— DM, Einzelhefte je nach Umfang. Abonnements verlängern sich jeweils um einen Jahrgang, falls keine ausdrückliche Abbestellung zum Ende eines Jahrganges vorliegt.

In der Zeitschrift werden Originalarbeiten, die weder im In- noch im Ausland veröffentlicht wurden, und die der Autor auch anderweitig nicht zu veröffentlichen sich verpflichtet, aus dem Gebiet der reinen und angewandten Geophysik sowie aus den Grenzgebieten aufgenommen. Mit der Annahme des Manuskriptes geht das ausschließliche Verlagsrecht an den Verlag über.

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 nummerieren und am Ende des Manuskriptes zusammenzustellen; bei Zitaten sind neben Autorennamen, Titel und Zeitschriftentitel, auch 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 (Westfalen), Steinfurter Straße 107

Anschrift der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft:

Hamburg 13, Rothenbaumchaussee 80

Es ist ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, fotografische Vervielfältigungen, Mikrofilme, Mikrofotos u. ä. von den Zeitschriftenheften, von einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen.

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



Methoden zur Bestimmung der räumlichen Gradienten des geomagnetischen Feldes ¹⁾

Dt. Ak. d. Wiss. zu Berlin, Geomagn. Inst. Potsdam, Mitteilung Nr. 60

Von H. Schmidt, Potsdam-Niemegk ²⁾

Zusammenfassung: Es wird eine Diskussion der Methoden zur Bestimmung räumlicher Gradienten des geomagnetischen Feldes speziell im Hinblick auf kontinuierliche Registrierung gegeben. Zwei neue Gradiographen, die mit Differenzkompensation oder Stromsubtraktion arbeiten, werden beschrieben. Weiterhin gibt die Arbeit einen Ausblick auf Möglichkeiten der drahtlosen Registrierung.

Abstract: The paper discusses the methods for determining space gradients of the geomagnetic field particularly in regard to continuous recording. The new devices (gradiograph with difference-compensation or current-subtraction) are described. Possibilities of wireless recording are indicated.

I. Einleitung

Bereits vor etwa 20 Jahren wurde von *Chapman* [1] in einer ausführlichen Arbeit über die räumlichen Gradienten des Erdmagnetfeldes der Wunsch ausgesprochen, diese Größen kontinuierlich zu registrieren und auf die Fülle neuer Erkenntnisse hingewiesen, die das Registriermaterial bringen würde. Es scheint, daß es erst der arbeitstechnischen Impulse des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/58 bedurfte, die Schaffung derartiger Apparaturen, die im Vergleich zu sonstigen erdmagnetischen Geräten recht kostspielig sind, in Angriff zu nehmen. Das Fehlen jeglicher Dauerregistrierungen mag in den Schwierigkeiten begründet liegen, 10^{-6} γ/cm nachzuweisen und stabil zu registrieren.

Die Beweggründe für eine kontinuierliche Registrierung der räumlichen Gradienten, die in [1] zum Teil ausführlich dargelegt werden, sind folgende:

1. Phänomenologische Information über den Ablauf flüchtiger örtlicher Inhomogenitäten mit dem Ziel, diese Effekte mit anderen geophysikalischen oder solaren Erscheinungen zu korrelieren

¹⁾ Vortrag gehalten auf der Meteorologen-Geophysiker-Tagung 1956 in Hamburg. Abschnitt III.7 sowie einige Literaturzitate wurden nachträglich ergänzend eingefügt.

²⁾ Dr. Herbert Schmidt, Geomagn. Inst. d. Dt. Ak. d. Wiss., Potsdam, Telegrafenberg.

2. Abschätzung der Intensität und Lage ionosphärischer Stromgebiete
3. Prüfung der Vektorbeziehungen

$$\operatorname{rot} \mathfrak{H} = 4\pi i \quad \text{und} \quad \operatorname{div} \mathfrak{H} = -\frac{H_z}{\mu} \frac{d\mu}{dz}$$

(mit \mathfrak{H} als Vektor der magnetischen Feldstärke, H_z dessen Z-Komponente, i als Stromdichte und μ als Permeabilität) mit dem Ziel, die Frage nach der Existenz eines potentiallosen Anteils des Erdfeldes zu beantworten

4. Untersuchung des luftelektrischen Vertikalstromes auf magnetischem Wege
5. Ermittlung von Leitfähigkeitsanomalien des Untergrundes sowohl vom rein wissenschaftlichen wie auch vom praktischen Standpunkt aus.

Es sind somit Fragen von grundsätzlicher Bedeutung, die der Bearbeitung durch Gradientenuntersuchungen harren. Diese Erkenntnis mag *Chapman* [1] bewogen haben, eine gewisse Anzahl von Observatorien, die sowohl Komponenten als auch örtliche Gradienten zu registrieren in der Lage sind, für weitaus ertragreicher zu halten, als die doppelte Zahl von Observatorien, die nur Komponenten aufzeichnen.

Vom Informationswert her betrachtet steht die Registrierung der örtlichen Gradienten der Komponentenregistrierung keineswegs nach. Es wäre zu wünschen, daß die Auswertungsmethodik der letztgenannten mit der gleichen Intensität und Ausdauer auf die der örtlichen Gradienten übertragen würde. Die bewährten Verfahren der Aktivitätskennzeichnung durch Charakterzahlen lassen sich mit geringfügigen Änderungen direkt übernehmen.

Der Inhalt dieses Vortrages erstreckt sich nur auf geomagnetische Meßmethoden, bei denen besonderer Wert auf die Erfassung sehr kleiner Feldstärkedifferenzen bei kilometerweit entfernten Meßpunkten gelegt werden muß. Auf die Wiedergabe der für hohe Felder geeigneten Methoden (Kernphysik) wird verzichtet.

Den ersten Anlaß zur Beschäftigung mit dieser Materie gab ein von Prof. *Fanslau* im Jahre 1953 gehaltener Vortrag über Inhomogenitäten von Magnetfeldern, in dem die Höhenbestimmung stromführender Schichten aus geomagnetischen Beobachtungen behandelt wurde.

II. Die an eine Gradiographenanlage zu stellenden Forderungen

Anlagen zur kontinuierlichen Registrierung der örtlichen flüchtigen Gradienten (Gradiographen) sollten folgende Forderungen erfüllen:

1. Es muß eine simultane Feldstärkedifferenzbildung gewährleistet sein.

- Die Differenzbildung soll kontinuierlich erfolgen und nicht erst nachträglich aus getrennten Registrierungen der Feldstärken an den Basispunkten.
2. Die zeitlichen homogenen Variationen sollen weitgehend eliminiert werden.
 3. Es soll eine Differenzbildung von mehr als zwei Außenstationen möglich sein.
 4. Die Empfindlichkeit der Gradiographen möge wenigstens 10^{-6} γ/cm betragen.
 5. Die Nullpunktstabilität soll möglichst eine Dezimale besser sein als die unter 4. angegebene Empfindlichkeit.
 6. Die Differenzanzeige soll wenigstens auf 10 % genau sein.
 7. Das zeitliche Auflösungsvermögen soll dem der üblichen Observatoriumsregistrierungen entsprechen (Papiervorschub von 2 bis 6 cm pro Stunde).
 8. Bei den in 7. angegebenen Vorschüben soll eine amplituden- und phasentreue Differenzanzeige gewährleistet sein.
 9. Änderungen der Eigenschaften des Übertragungsweges (Leitungen, drahtlose Strecken) sowie der Stromquellen dürfen die Meßwertanzeige nicht beeinflussen.
 10. Die Registrierungen sollen frei von Temperatur-, Luftfeuchtigkeits- und Luftdruckeinflüssen sein.
 11. Die Differenzanzeige soll in kleinen Bereichen linear, darüber hinaus jedoch logarithmischen Maßstab aufweisen.
 12. Die Registrieranlage soll weitgehend wartungsfrei gehalten werden. Empfindlichkeitskontrollen müssen laufend automatisch ausgeführt werden.
 13. Bedienungselemente und Anzeigegeräte sollen in der Hauptstation vereinigt sein.
 14. Speziell für Warnzwecke im Internationalen Geophysikalischen Jahr ist die Forderung nach sofortiger Erkennbarkeit der Gradienten (Direktsichtanzeige mit Tinten- oder Wachspapier-Schreiber) zu erheben.

III. Die Eignung bisher bekannter Verfahren

Das Interesse an der Ermittlung örtlicher Gradienten im weitesten Sinne besteht schon seit langem und führte zu verschiedenen Methoden, die im folgenden in zwangloser Reihenfolge betrachtet werden sollen. Es wird die Vollständigkeit der Verfahren, nicht jedoch die Aufzählung der jeweiligen Bearbeiter angestrebt.

Für einen nicht registrierenden Gradientenmesser wird der Ausdruck "Gradiometer", für registrierende hingegen "Gradiograph" gebraucht, wofür auch noch "Gradientvariometer" [1] und "Differential-Magnetograph"

[21] geschrieben werden können. Der letztere ist nicht eindeutig, da man die als reine Feldstärkemesser arbeitenden Saturationskern-Anordnungen (saturable core device) wegen des am Eingang liegenden Differential-Transformators gelegentlich auch als Differential-Magnetographen bezeichnet.

Ebensowenig, wie es einen Vektormesser gibt, der mit einer einzigen Messung Betrag und Richtung des Vektors \mathfrak{H} liefert, gibt es zur Untersuchung des differentiellen Verhaltens von \mathfrak{H} ein Gerät, das direkt

$$d\mathfrak{H} = \frac{\partial \mathfrak{H}}{\partial x} dx + \frac{\partial \mathfrak{H}}{\partial y} dy + \frac{\partial \mathfrak{H}}{\partial z} dz$$

mißt. Vielmehr muß man die drei Komponenten von $d\mathfrak{H}$ getrennt ermitteln:

$$dH_x = \frac{\partial H_x}{\partial x} dx + \frac{\partial H_x}{\partial y} dy + \frac{\partial H_x}{\partial z} dz$$

$$dH_y = \frac{\partial H_y}{\partial x} dx + \frac{\partial H_y}{\partial y} dy + \frac{\partial H_y}{\partial z} dz$$

$$dH_z = \frac{\partial H_z}{\partial x} dx + \frac{\partial H_z}{\partial y} dy + \frac{\partial H_z}{\partial z} dz.$$

Insgesamt sind somit 9 Meßgrößen zur Charakterisierung des differentiellen Verhaltens eines Vektorfeldes im rechtwinkligen Koordinatensystem erforderlich. Nimmt man zusätzlich die Beziehung

$$\text{rot } \mathfrak{H} = 0$$

als gültig an, was nur in bestimmten Fällen (siehe I.3) zulässig ist, reduzieren sich die 9 Meßgrößen auf 5. Jede dieser 5 bzw. 9 Meßgrößen ist ein Grenzwert, z. B.

$$\frac{\partial H_x}{\partial x} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{H_x(x + \Delta x) - H_x(x)}{\Delta x}.$$

Die gesuchte linksseitige partielle Ableitung kann man meßtechnisch nur als Differenzenquotient ermitteln. Dieser gleicht umso mehr dem gesuchten Ausdruck, je kleiner Δx gewählt wird. aus Empfindlichkeitsgründen läßt sich aber Δx nicht beliebig klein machen, im Gegenteil ist man gezwungen, es für Erdfeldmeßzwecke auf einige Meter bis Kilometer zu bemessen. Unter der Voraussetzung eines monotonen Verlaufes der Komponente H_x im Intervall Δx läßt sich eine Zahl ϵ vorgeben:

$$\epsilon = \left| \frac{\frac{H_x(x + \Delta x) - H_x(x)}{\Delta x}}{\frac{\partial H_x}{\partial x}} - 1 \right|$$

Nur dann, wenn diese klein gegen 1 ist, kann von einer Gradientmessung gesprochen werden. In der gesamten Literatur ist es aber üblich, jede gemessene Feldstärkedifferenz, geteilt durch die Meßpunktentfernung, als Gradient zu bezeichnen, ohne auf die eben betonte einschränkende Bedingung einzugehen. Im folgenden wird hier ebenso verfahren.

1. Differenzbildung aus Feldwaagenablesungen

Die in H und Z oft geübte Methodik, Feldstärkedifferenzen aus Feldwaageablesungen zu ermitteln und zur Gradient-Berechnung zu verwenden, ist praktisch im Informationswert auf Lagerstättenuntersuchungen beschränkt. Für Messungen der Z-Komponente wird die Feldwaage in zwei verschiedenen Höhen (*Dixius* [2], *Hahn* [3]) stationiert, oft sogar unter Anwendung mehrere Meter hoher Meßgestelle (*Nodea* [4]). Die Ermittlung der Differenzen der H-Komponente erfolgt durch Feldwaagemessungen, die in gleicher Höhe über dem Boden ausgeführt werden, wie es in der Regionalvermessung oder in der Mikromagnetik (*Lauterbach* [5]) üblich ist. Für eine kontinuierliche Erfassung der Variationen örtlicher Gradienten kommen diese auf rein visuelle Ablesungen beschränkten Verfahren nicht in Frage.

2. Differenzbildung aus Komponentenregistrierungen

Es werden die Registrierungen benachbarter Observatorien (*Wiese* [6]) oder die eines Observatoriums und beweglicher Stationen (*Fleischer* [7]) verglichen und aus den unterschiedlichen Kurven bei bekannter Meßpunktentfernung der Gradient ermittelt. Einzelne großräumige Störungen lassen sich hiermit gut untersuchen. Es würde aber eine erhebliche Arbeit bedeuten, auf diese Weise kontinuierlich alle 6 in der Ebene meßbaren Gradienten zu ermitteln. Zudem geht hierbei entscheidend der Zeitmarkenfehler ein, so daß die Forderung II.1 nur unvollkommen erfüllt ist. Weiterhin spielen die Eigenschaften der für die Komponentenregistrierung verwendeten Instrumente eine ausschlaggebende Rolle. Vergleichbar sind letzten Endes nur Registrierungen, die von völlig gleichen Instrumenten stammen oder wenigstens von solchen, deren Eigenschaften rechnerisch aufeinander beziehbar sind. Handelt es sich um beweglich aufgehängte Magnete, so gelten diese Bedenken für die mittlere Orientierung (um den fälschenden Einfluß anderer Komponenten auszuschalten), die Torsionseigenschaften,

das magnetische Moment und den Lichtweg. Im allgemeinen kann diese Übereinstimmung nur selten erwartet werden. Bei Untersuchung sehr kleiner örtlicher Unterschiede muß diesen Fragen besondere Beachtung geschenkt werden.

Nichtsdestoweniger ist aber diese Methode für eine ganze Reihe von Gradientuntersuchungen geringerer Genauigkeitsanforderungen geeignet, da sie apparativ nichts fordert, was über die Ausrüstung eines üblichen Observatoriums hinausgeht.

Eine speziell für Seevermessungszwecke geeignete Anordnung zur Gradientermittlung auf der Basis der Differenzbildung aus Feldstärkeregistrierungen geben *Esperen, Andreassen, Egedal* und *Olsen* [8] an. Hierbei gelangten versenkbare registrierende H- und Z-Schneidenwaagen zum Einsatz.

3. Differenzmessung durch astatiche Magnetometer

Astatiche Magnetometer (*Johnson* und *Steiner* [9]) werden vorwiegend in der Gesteinsphysik zur Bestimmung der Magnetisierung von Gesteinen verwendet, wobei letztlich eine Differenzmessung zwischen dem ungestörten Feld und dem durch das Gestein veränderten Feld ausgeführt wird. Diese sehr empfindlichen Apparaturen sind auf Labortisch-Dimensionen beschränkt und eignen sich nicht für große Meßpunkt-Entfernungen, sofern man nicht die mechanische starre Kopplung beider Magnete durch eine elektrische Kopplung ersetzt, wie es in den Abschnitten III.7, IV.1 und IV.2 beschrieben wird.

4. Bestimmung örtlicher Inhomogenitäten mit der Drehwaage

Der Versuch von *Berroth* und *Schleusener* [10], mit Hilfe einer Drehwaage, die eine magnetisch wirksame und eine magnetisch unwirksame Masse enthält, örtliche Magnetfelddifferenzen zu bestimmen, ist historisch und didaktisch interessant, gilt jedoch heutzutage nicht als erfolgversprechend. Die Meßwerte werden sowohl von magnetischen als auch von Schwereanomalien beeinflußt. Zudem erscheint die Konstanz ferromagnetischer Eigenschaften hierfür fraglich.

5. Differenzbildung aus in Spulen induzierten Wechselspannungen

Gradiometer mit zwei synchron rotierenden Spulen zählen mit zu den ersten Instrumenten, die für eine Gradientmessung vorgeschlagen und z. T. realisiert wurden (*Haalck* [11], *Roman* und *Sermon* [12], *Acs* [13] und *Kalasnikow* [14]). Für kleine Meßpunktentfernungen (Labordimensionen)

lassen sich die hohen feinmechanischen Forderungen erfüllen, die aus Gründen der für jeden Moment geforderten Achsen- sowie Windungsebenenparallelität erhoben werden müssen. Sind aber die Meßorte kilometerweit entfernt, wie es aus Empfindlichkeitsrücksichten heraus nicht anders möglich ist, so ist eine Synchronisierung beider Spulen über Leitungen oder drahtlose Strecken hinweg nur mit sehr hohem Aufwand zu garantieren. Zum andern ist eine Apparatur mit bewegten Teilen nicht sonderlich für den wartungsfreien Dauerbetrieb geeignet.

Für Fluxmeter-Gradiometer gelten ähnliche Überlegungen.

6. Differenzbildung aus in hochpermeablen Kernen erzeugten Wechselfspannungen

Hierunter sind alle Saturationskern-Gradiometer und Gradiographen zu verstehen, die wechselfeldgesättigte, hochpermeable Kerne als kennzeichnende Meßelemente aufweisen. Die bekannteste Methode ist die nach Förster [15], speziell behandelt von Wurm [16], wonach sich an jedem der beiden Orte, zwischen denen die Differenz festgestellt werden soll, ein Einzelkern befindet (Bild 1). Dieser trägt zwei Wicklungen, von denen die eine den Kern mittels Wechselstrom bis über die Sättigung hinaus ansteuert, die andere die induzierte Spannung aufnimmt. Bei hintereinandergeschalteten Erregerwicklungen erhält man in den gegeneinandergeschalteten Sekundärwicklungen eine Ausgangsspannung, die ein Maß für die Feldstärkedifferenz darstellt. Für geringe Meßpunktentfernungen hat die Methode zur Blindgängersuche (Wegener und Fleischmann [17]) und Gesteinsuntersuchung (Lauterbach, Michael und Wendler [18]) sowie in vielen anderen Fällen zur Lokalisierung ferromagnetisch wirksamer Körper Anwendung gefunden. Für kilometerweit entfernte Meßorte jedoch dürften sich auf Grund der variablen Wechselstromeigenschaften der Leitungswege Schwierigkeiten im Kernabgleich ergeben. Die weiter unten beschriebenen Photozellengradiographen sind frei von diesen Mängeln und bieten zudem den Vorteil wesentlich geringeren elektronischen Aufwandes, was geringere Störanfälligkeit sowie erhöhte Stabilität gegenüber den Saturationskerngradiographen bedeutet. Allerdings gilt dies nur für flüchtige Inhomogenitäten, deren Dauer einige Sekunden übersteigt, also für das übliche Interessegebiet des Erdmagnetikers, sofern er nicht von schnellen Variationen spricht. Diese bleiben der Saturationskernsonde allein vorbehalten. Im gegenwärtigen Zeitpunkt scheinen noch keine Gradiographen für derartig rasche Variationen zu existieren.

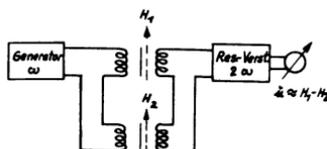


Abb. 1: Differenzmesser nach Förster.

Forderung II.3 nach Differenzbildung zwischen mehr als zwei Meßorten läßt sich mit der Försterschen Anordnung nicht erfüllen.

Für die Messung örtlicher Gradienten zur Lagerstättenerkundung vom Flugzeug aus wurden von *Wickerham* und *Doolen* [19] Anordnungen mit Satturationskernsonden (auch von *Glicken* [20] behandelt), bei denen in einer Kompensationsschaltung die Rückführgeschwindigkeit des Nachlaufmotors als Maß des örtlichen Gradienten unter Berücksichtigung der Fluggeschwindigkeit angesehen wird. Eine mögliche Erweiterung dieses Verfahrens für stationären Betrieb durch Gegeneinanderschaltung zweier derartiger Motoren und Erzeugen drehzahlproportionaler Wechselspannungen dürfte infolge der Verschiedenheit der Motorcharakteristiken nicht vorteilhaft erscheinen.

7. Differenzregistrierung durch lichtelektrisch kompensierte Magnetometer

Die günstigen Eigenschaften, die das photozellenkompensierte Unifilar-Magnetometer als Feldstärkenregistriergerät aufweist, veranlaßten *Nelson* [21] zu einem 1954 auf der Romtagung der UGGI angegebenen Vorschlag, das Feld der Hauptstation mit einem Photozellenkompensator zu kompensieren und den hierzu notwendigen Strom durch *Helmholtzspulen* der Außenstationen zu schicken. Die im Innern dieser Spulen aufgehängten Magnete stellen sich dann in die Resultierende aus örtlichem Feld und dem Spulenfeld ein. Bei Gleichheit aller Spulenkennkonstanten ist der Ausschlag der Magnete an den Außenstationen proportional der Differenz zwischen Haupt- und Außenstation. Für die Registrierung der Magnetbewegung ist die photographische Methode vorgesehen. Das Verfahren soll im Geophysikalischen Jahr Anwendung finden. Es ist zu erwarten, daß die Forderungen II.1 bis II.10 erfüllt werden, während hinsichtlich der Punkte II.11 bis II.14 noch Wünsche offen bleiben.

IV. Neue Wege

Die zusammenfassende Betrachtung der aufgezählten Meßverfahren ließ nach wie vor den Wunsch nach einem geeigneteren, das einfache Bedienung, Wartungsfreiheit, gute Anzeigestabilität und hohe Empfindlichkeit garantiert, nicht verstummen. Die besonders in unseren Breiten notwendigen langen Meßstrecken lassen die Frage aufkommen, ob nicht die drahtlosen Methoden aus ökonomischen Gründen den leitungsgebundenen Verfahren vorzuziehen sind. Vorerst wirken die leitungsgebundenen Anordnungen erfolgversprechender, zumal mit ihnen bereits Betriebserfahrungen vorliegen. Deshalb werden sie im nächsten Abschnitt weiter aus-

geführt, während die drahtlosen Methoden nur in einem Ausblick Erwähnung finden.

1. Leitungsgebundene Verfahren

Für die Diskussion der leitungsgebundenen Verfahren kommen nur Methoden in Betracht, bei denen Änderungen der Leitungsparameter (L , C und R) keinen Einfluß auf die Meßwertanzeige haben. Die Forderungen nach Direktanzeige sowie Vereinigung aller Bedienungs- und Anzeigeelemente in der Hauptstation führten zu zwei Gradiographen, die im folgenden kurz beschrieben werden.

1.1 Gradiograph mit Differenzkompensation

Es finden zwei Kompensationskreise Anwendung (Bild 2), von denen einer simultan auf beide Variometer wirkt, der zweite nur auf eines. Der vom Variometer A geregelte Strom durchfließt die gleichen *Helmholtzspulen* der Variometer A und B und kompensiert so das Feld am Ort B bis auf einen Rest. Dieses Restfeld, das der Feldstärkendifferenz zwischen A und B entspricht, wird mit Hilfe des zweiten Variometers B zu Null gemacht. Der in diesem zweiten Kompensationskreis fließende Strom ist ein Maß für die Differenz und kann auf praktisch beliebig langen Leitungen in der Hauptstation registriert werden. Besonderes Augenmerk soll man auf das zeitliche Verhalten beider Regelkreise richten. Die Zeitkonstanten beider Regelungen müssen sich größenordnungsmäßig unterscheiden, damit – grob gesprochen – der zweite Kreis (Differenzanzeige) erst dann den Regelvorgang ausführt, nachdem ihn der erste Kreis (Simultankreis) bereits beendet hat.

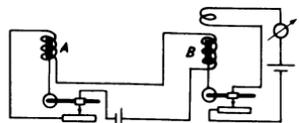


Abb. 2: Prinzip der Differenzkompensation.

Für die Methode der Differenzkompensation können als Nullindikatoren alle Anordnungen benutzt werden, die in der Lage sind, eine Rückführung zu bewirken. Es kommen somit lichtelektrische Kompensatoren, Satturionskernsonden und Rotationsspulen in Frage. Vergleicht man diese drei Möglichkeiten, so schneidet das lichtelektrisch kompensierte Magnetometer am günstigsten ab, denn

1. ist es in der Wartung einfacher, weil nur wenig elektrische Teile vorhanden sind,
2. existieren keine kritischen Wechselstrom-Nullfeldreste wie bei Sonde und Rotationsspule und es entfallen hochempfindliche Verstärker,
3. ist die Stabilität des Nullpunktes über längere Zeit hinweg viel weniger von der Güte und Konstanz elektrischer Zusatzeinrichtungen abhängig als im Falle der Sonde oder Rotationsspule.

Bild 3 zeigt die Prinzipschaltung der Methode der Differenzkompensation bei Verwendung zweier lichtelektrisch kompensierter Magnetometer. Diese Anordnung ist bereits realisiert worden. Besonders vorteilhaft wird empfunden, daß der Skalenwert des Registriergerätes (Tintenschreiber) einfach durch Bemessung der Spulenkonstanten des Differenzkreises festgelegt und gegebenenfalls durch einfache Umschaltung der Windungszahlen geändert werden kann.

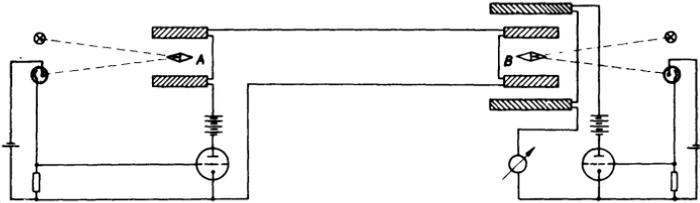


Abb. 3: Zwei lichtelektrisch kompensierte Unifilarmagnetometer in Differenz - Kompensations - Schaltung.

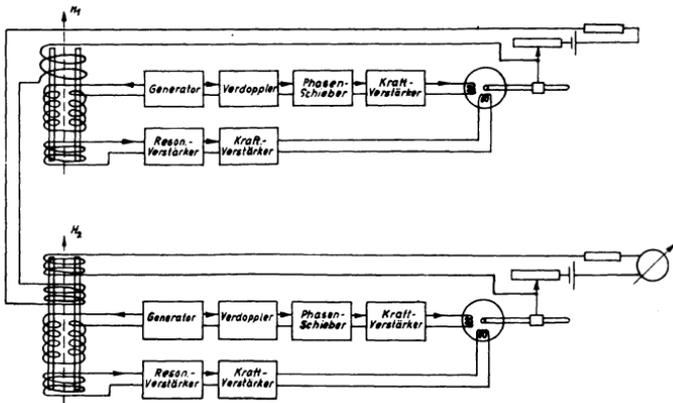


Abb. 4: Differenzkompensationsgerät mit Försterschen Sonden.

Rüstet man die Anordnung mit zwei Förstersonden aus, so gilt die in Bild 4 gezeigte Prinzipschaltung. Bild 5 zeigt eine Versuchsausführung, wobei die Kompensation allerdings noch von Hand geschah.

Ein Nachteil dieses Differenzkompensationsverfahrens könnte darin erblickt werden, daß eine ausgesprochene Differenzierung zwischen Haupt- und Hilfsstation vorliegt. Es ist nicht möglich, einen Registrierbetrieb durchzuführen, in dem beispielsweise Station B die Hilfsstation für Station A darstellt und gleichzeitig Hauptstation einer weiteren Hilfsstation C wäre. Diese Möglichkeiten können mit der folgenden Apparatur realisiert werden.

1.2 Gradiograph mit Stromsubtraktion

Der Grundgedanke dieses Prinzips liegt darin, daß man mit Hilfe automatischer Feldstärkenmesser Ströme erzeugt, die jeweils den Magnetfeldern am Ort der Feldstärkenmesser proportional sind und nun diese Ströme elektrisch subtrahiert. Die Subtraktion geschieht in Widerstandsnetzwerken, die praktisch beliebig weit von den Magnetometern entfernt sein können. In diesen Widerstandsnetzwerken können geringe Unterschiede der Kompensationsspulenkonstanten durch entsprechende Widerstandsbestimmung ausgeglichen werden, so daß der bei anderen Verfahren notwendige kritische Spulenabgleich entfällt.

Bild 6 zeigt das Prinzip der mit lichtelektrischen Kompensatoren ausgeführten Anordnung [22], die sich bereits in einem Probebetrieb bewährt hat. Das in der Mitte der Abbildung angedeutete Registrierinstrument zeichnet die zwischen den Stationen A und B auftretenden Feldstärkedifferenzen auf. Hiermit kann man eine größere Anzahl von Differenzmeßstationen aufbauen und auch eine Ring-Differenzmessung ausführen, die an anderer Stelle ausführlich erläu-

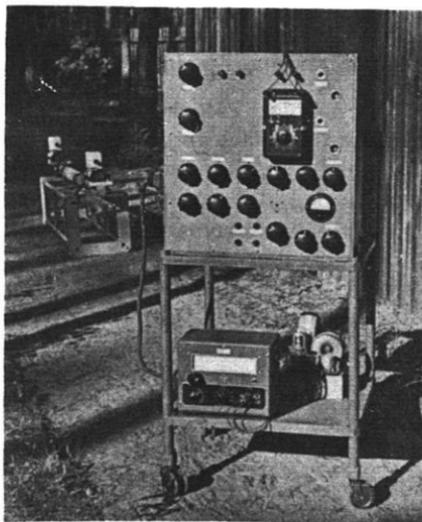


Abb. 5: Versuchsaufführung eines Sonden-Differenz-Kompensators, links im Hintergrund die Sonden.

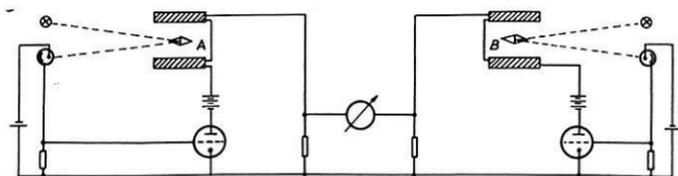


Abb. 6: Prinzip des Strom-Subtraktions-Gradiographen.

tert wird. Das Prinzip ist ebenso wie das vorhergehende nicht auf Photozellenkompensatoren angewiesen, sondern kann mit Saturationskernsonden oder Rotations-Spulen realisiert werden. Ein besonderer Vorteil dieses Prinzips besteht darin, daß man sowohl die Differenz als auch die beiden Komponenten, aus denen die Differenz gebildet wird, gleichzeitig registrieren kann. Zur Kontrolle der Apparaturen ist dies sehr nützlich.

Der Leitungswiderstand geht nicht in das Meßergebnis ein, nur der

Isolationswiderstand der Leitung muß gewissen Anforderungen genügen, die aber normale Fernmeldekabel ohne weiteres erfüllen.

2. Ausblick auf drahtlose Methoden

Die beträchtlichen Kosten, die bei Erdkabeln sowohl in der Anschaffung als auch in der Verlegung auftreten, werfen die Frage nach drahtlosen Möglichkeiten der Gradientenregistrierung auf.

Die mit den an verschiedenen Orten stationierten Magnetometern ermittelten Feldstärkenwerte müssen jeweils Sendern aufmoduliert werden, die von einer Empfangsstation aufgenommen werden. In dieser erfolgt die Umsetzung in subtrahierbare Meßwerte und daraufhin die Differenzbildung. Entscheidend für die Wahl der Magnetometer wird deren Eignung als Modulator sein. Von selbst bietet sich die Magnetfeldmessung mit Hilfe von Kern- oder Elektronenresonanzen an, denn hierbei tritt infolge der Präzession der Elementarteilchen automatisch eine Frequenzmodulation durch das zu messende Magnetfeld ein, so daß ein besonderer Modulator entfällt. Vorwiegend eignet sich diese Methode zur Differenzbildung der Totalintensitäten.

Legt man Wert auf die Differenzen der Komponenten, die wohl für die Mehrzahl der Untersuchungen wesentlich sind, so läßt sich ein Impulsverfahren verwirklichen, das auf einer Impulszählung beruht. An beiden Stationen werden durch Treppenströme Magnetfelder erzeugt, die in Stufen von beispielsweise 1 γ springen. Auf Synchronsignale hin starten die Treppengeber und werden jeweils von Nullrelais, die innerhalb der Spulen stationiert sind, bei Erreichen des Kompensationszustandes gestoppt. Ein in der Hauptstation stationiertes Zählwerk läuft beim ersten Nullsignal an und stoppt beim zweiten. Die Zahl der Impulse ist ein (gequanteltes) Maß für die Feldstärkedifferenz zwischen beiden Meßorten. Gegebenenfalls muß man den Hauptteil der Komponenten gleichmäßig an beiden Stationen kompensieren, was durch wiederum drahtlos überwachte Kernresonanzanordnungen [23] geschehen kann. Auf diese Methodik wird später näher eingegangen.

V. Schlußbemerkungen

Die vorstehenden Überlegungen und die Ergebnisse dazu ausgeführter Versuche lassen den Schluß zu, daß für die kontinuierliche Registrierung der örtlichen Gradienten, wie sie im Internationalen Geophysikalischen Jahr gewünscht wird, die mit Stromsubtraktion arbeitenden Gradiographen die geeigneten Apparaturen darstellen, mit denen sich die meisten der im Abschnitt II aufgestellten Forderungen erfüllen lassen. Sehr kleine Feldstärkedifferenzen werden auf große Entfernungen hin mit geringsten Ansprü-

chen an die Wartung in Direktsichtanzeige aufgezeichnet. Die auf dieser Basis in der Umgebung des *Adolf-Schmidt-Observatoriums* entstehende Anlage wird, wie Bild 7 zeigt, vier Außenstationen und eine Hauptstation umfassen, die jeweils mit Erdkabeln verbunden sind. Jede Außenstation enthält 3 lichtelektrisch kompensierte Magnetometer für X, Y und Z, während die Hauptstation nur Bedienungs- und Anzeige-Elemente enthält. Über die Ergebnisse wird zu gegebener Zeit berichtet.

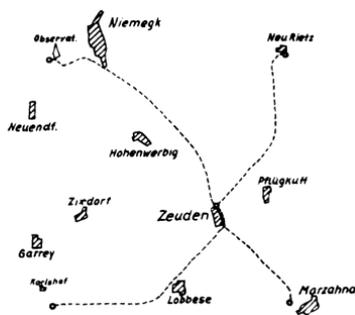


Abb. 7: Die Verteilung der Stationen der Niemecker Grafiographen-Anlage.

Literatur

- [1] Chapman, S.: The space gradient of the earth's magnetic field. *Terr. Magn.* 41, 1936, S. 127-136.
- [2] Dixius, R.: Anomale Magnetisierungsrichtungen der Rhön-Basalte. *Geoph. pura e appl.* 28, 1954, S. 109-148.
- [3] Hahn, A.: Messungen des Vertikalgradienten von Z mit der Schmidt'schen Feldwaage. *Notizblatt d. Hess. Landesamtes f. Bodenf.* Wiesbaden, 82, 1954, S. 329-333.
- [4] Nodia, M. S.: Neue Art der Plattform zur Messung des magnet. Gradienten mit Hilfe von Feldwaagen. *Izv. Akad. Nauk Georginische SSR, T XI, Nr. 3, 1951, S. 135-138 (russ.)*.
- [5] Lauterbach, R.: Mikromagnetik- ein Hilfsmittel geologischer Erkundung. *Wiss. Z. d. Karl-Marx-Univ. Leipzig* 3, Heft 3, 1953/54 a.
- [6] Wiese, H.: Tiefentellurik. *Abh. d. Geomagnet. Inst. u. Obs. Potsdam-Niemeck* Nr. 16.
- [7] Fleischer, U.: Ein Erdstrom im tieferen Untergrund Norddeutschlands während erdmagnetischer Baistörungen. *Naturwiss.* 41, 1954, S. 114-115.
- [8] Espersen, J., Andreasen, P., Egedal, J. und Olsen, J.: Measurements at sea of the vertical gradient of the main geomagnetic field during the Galathea Expedition. *Journ. of Geophys. Res.* 61, 1956, S. 593-624.
- [9] Johnson, E. A. und Steiner, W.: An astatic magnetometer for measuring susceptibility. *Rev. Sc. Instr.* 8, 1937, S. 236-238.
- [10] Berroth, A. und Schleusener, A.: Erdmagnetische Messungen mit Hilfe der Drehwaage. *Z. f. Geoph.* 9, 1933, S. 355-368.
- [11] Haalck, H.: Der Erdinduktor als Lokalvariometer und seine praktische Verwendungsmöglichkeit. *Z. techn. Phys.* 6, 1925, S. 377.

- [12] *Roman, I. und Sermon, Th.*: A magnetic gradiometer. AIME Geoph. Prosp. 1934, S. 373-388.
- [13] *Acs, E.*: Ein Gerät zur Bestimmung erdmagnetischer Gradienten. Födmerestani Közlemenyek. 1950, S. 1-11 (ungar.).
- [14] *Kalasnikow, A. G.*: Ein magnetischer Gradientenmesser mit Fluxmeter. Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. Geoph. 4, 1953, S. 307-317.
- [15] *Förster, F.*: Ein Verfahren zur Messung von Gleichfeldern und Gleichfelddifferenzen ... Z. Metallk. 1955, S. 358-370.
- [16] *Wurm, M.*: Beiträge zur Theorie und Praxis des Feldstärkedifferenzmessers nach Förster. Z. ang. Phys. 2, 1950, S. 210-219.
- [17] *Wegener, H. und Fleischmann, R.*: Ortung tiefliegender Bombenblindgänger. Z. ang. Phys. 6, 1954, S. 120-127.
- [18] *Lauterbach, R., Michael, I. und Wendler, R.*: Studien zur petromagnetischen Substanz- und Strukturanalyse. Wiss. Z. d. Karl-Marx-Univ. Leipzig 5, 1955/56, S. 415-420.
- [19] *Wickerham, W. E. und Doolen, O. K.*: Magnetic gradiometer. US Pat. 2, 663, 843.
- [20] *Glicken, M.*: Uses and limitations of the airborne magnetic gradiometer. Minig Eng. 7, 1955, S. 1054-1056.
- [21] *Nelson, J. H.*: A preliminary report on a differential magnetograph. Instruction manual of the IGJ No. III Pt. I S. 37-39.
- [22] *Schmidt, H.*: Ein erdmagnetischer Gradiograph (im Druck).
- [23] *Schmidt, H.*: Über die Messung geomagnetischer Feldgrößen mittels Protonenresonanzen. Exp. Technik d. Physik, 1, 1953, S. 121-127.

Fehler und Korrekturen bei seismischen Messungen in Gebieten mit bewegtem Oberflächenrelief ¹⁾

Von R. Meißner, Hannover ²⁾

Zusammenfassung: Die Fehler herkömmlicher Konstruktionsverfahren bei reflexions-seismischen Messungen in Gebieten mit bewegter Oberfläche werden mit Hilfe einiger Formeln analysiert. Die wichtigsten Fehler sind: a) Inhomogenitäten der Geschwindigkeit in und unter der Verwitterungsschicht und b) ein Einfluß der bewegten Topographie an sich bei einigen Konstruktionsverfahren. Verschiedene Methoden zur Ausschaltung dieser und anderer Fehler werden diskutiert und an Hand zweier Abbildungen anschaulich gemacht. Es zeigt sich, daß im allgemeinen die Konstruktion von einem ebenen Bezugsniveau, wenn möglich korrigiert durch zeitlichen bzw. räumlichen Ausgleich nach einem oberen als eben erkannten Horizont die fehlerfreiesten Ergebnisse liefert.

Abstract: The errors involved in the orthodox plotting methods usually employed for seismic reflection surveys in areas with rough topography are analyzed by means of some derivated formulas. The main errors are: a) near-surface variations of the velocity in the weathering layer and below; b) influence of the rough topography itself in some usual but incorrect plotting methods. Different ways to eliminate these and other errors are discussed and demonstrated by two figures. The best results are generally obtained when construction is made from a horizontal reference level and, if possible, a special temporal correction is added by means of a horizon in the upper layers which is known to be sectionally plane.

Es kommt in der Praxis bei seismischen Messungen immer wieder vor, daß Profile durch Gebiete mit starkem Oberflächenrelief und ungleich mächtiger Verwitterungsschicht hindurchgeführt werden müssen. Diese Oberflächeneinflüsse sollten natürlich in den Darstellungen der Profile und Tiefenlinienpläne weitestgehend ausgeschaltet sein. Die verschiedenen Verfahren hierzu werden vor allem deswegen problematisch, weil durch die bewegte Topographie unmittelbar oder mittelbar die Geschwindigkeiten der oberen 0 bis 500 m in oft nicht zu kontrollierender Weise beeinflußt werden. Dies geschieht z. B. unmittelbar

¹⁾ Erweiterte Fassung eines auf der 12. EAEG-Tagung in Brüssel im Mai 1957 gehaltenen Vortrages.

²⁾ Dr. Meißner, PRAKLA, Gesellschaft für praktische Lagerstättenforschung, Hannover, Haarstraße 5.

1. innerhalb von diluvialen Ablagerungen durch das oft sehr unterschiedliche Material mit wechselnden Geschwindigkeiten und
2. durch die wechselnde und oft nicht festzustellende Tiefe einer bestimmten Ablagerung (z. B. ist die Mächtigkeit einer Nagelfluhbank mit hoher Geschwindigkeit durch das Auswerten von ersten Einsätzen o. dergl. nicht festzustellen).

Ein mittelbarer Einfluß kann

3. durch den unterschiedlichen Auflagedruck (load-effect) ungleich mächtiger Ablagerungen auf die Geschwindigkeiten im Liegenden sowie
4. durch die unterschiedliche Grundwasserführung hervorgerufen werden.

Diese Einflüsse sollen zunächst mit Hilfe eines willkürlich gewählten Beispiels untersucht werden.

Während die Geschwindigkeitsverteilung im großen durch Bohrlochmessungen o. ä. als bekannt vorausgesetzt wird, werden für die oberflächennahe Geschwindigkeitsverteilung zwei grundsätzlich verschiedene Annahmen gemacht und deren Einfluß auf die Darstellung bekannter Horizonte durch einfache Konstruktionsmethoden geprüft. Zu Kapitel drei wird die Wahl dieser beiden verschiedenen Voraussetzungen für die oberflächennahen Geschwindigkeiten näher erläutert. Vor allem werden die bei den bekannten Konstruktionsarten entstehenden Fehler und ihre Ausschaltung untersucht.

Den Abbildungen 1 und 2 liegt dasselbe Oberflächenrelief zugrunde. Auch die Lage der beiden zu konstruierenden Horizonte (beide söhlig, bei NN bzw. 1500 m Tiefe liegend) sowie Lage und Abstand der eingezeichneten Schußpunkte sind dieselben. Unter einer oberen Schicht ($v = 1600$ m/sec, also z. B. diluvialer Schotter o. ä.) mit sehr geringer Geschwindigkeit, in der nur vereinzelt harte Bänke mit 3500 m/s (z. B. Nagelfluh o. ä.) auftreten, nehmen die Geschwindigkeiten nach unten langsam zu. Die Geschwindigkeitsverteilung entspricht der Kurve in Abb. 3. Der leichteren Berechnung wegen wurden z. T. die auf den Darstellungen bezeichneten Schichtgeschwindigkeiten benutzt, was jedoch an den Ergebnissen nichts ändert. Lediglich wird hierdurch die absolute Teufe der konstruierten Horizonte leicht verfälscht. Auch die Benutzung derselben Geschwindigkeitskurve einmal für die Konstruktion ab Bohrloch, einmal ab höher gelegenem Bezugsniveau ergibt kleine, jedoch völlig unwichtige, konstante Teufendifferenzen gegenüber der wahren Lage der Horizonte. Alle Inhomogenitäten oberhalb der Bohrlöcher werden wegen Kenntnis von Aufzeit und ersten Einsätzen als unwichtig angesehen und nicht berücksichtigt. Der besseren Übersicht halber wurden die Lote senkrecht unter den Schußpunkten aufgetragen. Die Konstruktion des Gleitens an Horizonten und die Konstruktion einer Durchschnittsgeschwindigkeit werden in Kapitel 4 erwähnt.

Kapitel 1

Abb. 1. Isotachen parallel einer mittleren Geländeoberfläche

Der Abb. 1 liegt die Vorstellung zugrunde, das unter der Verwitterungsschicht ruhende Material sei nahezu homogen und unbeeinflusst vom Belastungsdruck. Es sei ein kleiner überall gleicher Horizontalgradient der Geschwindigkeit vorhanden. Die Isotachen im Schnitt mit der Zeichenebene sind also Geraden und verlaufen etwa parallel einer mittleren Geländeoberfläche. (Der Fall, daß sie parallel zu NN laufen – kein Horizontalgradient – wird als Sonderfall später erwähnt). Falls die angeführten Voraussetzungen zutreffen, sind die durch die verschiedenen Konstruktionsarten verursachten Fehler der Horizontdarstellung zu beachten.

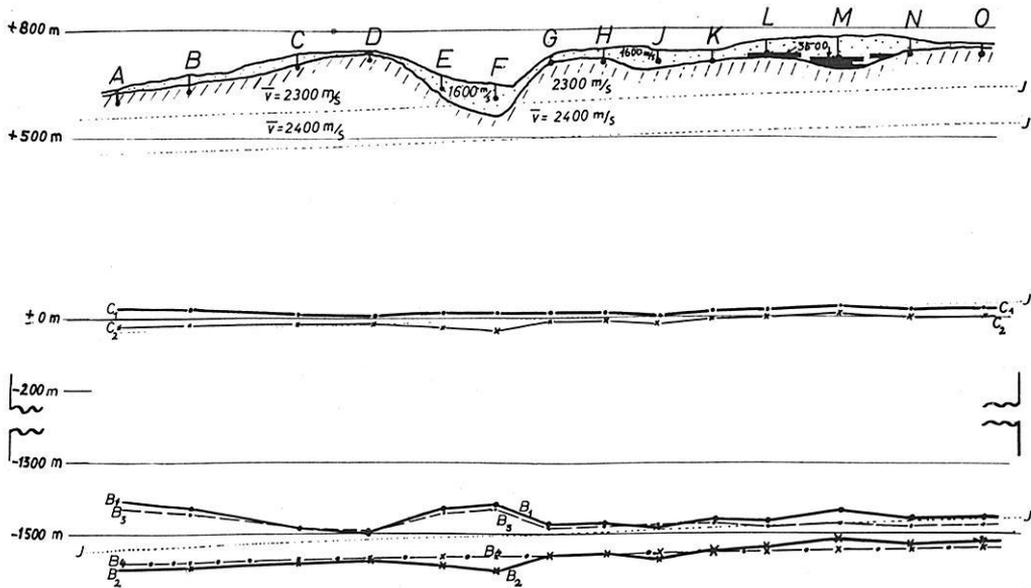


Abb. 1: Horizonte C = söhlig bei NN und B = söhlig bei 1500 m liegend nach verschiedenen Verfahren konstruiert. — Isotachen parallel einer mittleren Geländeoberfläche (punktirt)

C_1, B_1 = Konstruktion ab Bohrloch

C_2, B_2 = Konstruktion ab 800 m — Bezugsniveau

B_3 = Konstruktion ab Bohrloch nach zeitlichem Ausgleich durch Glätten von C_1

B_4 = Konstruktion ab Bezugsniveau nach zeitlichem Ausgleich durch Glätten von C_2

\bar{v} = Zur Berechnung benutzte mittl. Geschwindigkeit, soweit sie von der Kurve Scherstetten (Abb.3) leicht abweicht.

1.1. Horizonte C = NN und B = 1500 m, konstruiert ab
Bohrlochniveau (Horizonte B₁ und C₁)

Es treten 3 Arten von Verfälschungen in der Horizontführung auf:

- Verbiegungen, bedingt durch die oberflächennahen Schichten kleinerer oder größerer Geschwindigkeit (Vgl. Sp. J bis M) = Inhomogenitätsfehler.
- Eine der Geländeoberfläche entgegenverlaufende Bewegung (Vgl. Sp. A bis E) = Konstruktionsfehler. (Beide Effekte wirken z. B. bei Sp. E bis G des C₁ Horizontes gegeneinander und lassen so das Horizontbild gerade erscheinen, während sie bei M gleichsinnig und leicht verstärkend zusammen wirken).
- Kontinuierlicher kleiner Fehler durch die bis in die Tiefe angenommene Schräglage der Isotachen bedingt (mehr theoretischer Natur) = Neigungsfehler.

Interessant ist vor allem das unterschiedliche Anwachsen der Fehler b) und a) mit der Tiefe.

Zu a)

Fehler a), der "Inhomogenitäts-Fehler", wächst proportional der Geschwindigkeit an der Stelle des zu konstruierenden Horizontes nach der Formel:

(a₁)

$$f_C = v_C \cdot \Delta h \cdot \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_0} \right)$$

v_B = lokale Geschwindigkeit in der Tiefe des Horizonts B

v_C = lokale Geschwindigkeit in der Tiefe des Horizonts C

$$f_B = v_B \cdot \Delta h \cdot \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_0} \right)$$

f_B = Teufenfehler Horizont B

f_C = Teufenfehler Horizont C

(a₂)

$$\frac{f_C}{f_B} = \frac{v_C}{v_B}$$

v₀ = von der normalen Anfangsgeschwindigkeit v_A abweichende Geschwindigkeit

Δh = Höhe des Gebiets abweichender Geschwindigkeit (meist unbekannt)

(Ableitung der Formel siehe Fußnote)³⁾

³⁾ Herleitung der Formel a: Sprengpunkt X und Sprengpunkt Y liegen auf gleicher Höhe, jedoch sei unter Y eine Tiefe Δh mit der Durchschnittsgeschwindigkeit

Diese und die folgenden Formeln gewinnen Bedeutung für die Beurteilung von Strukturen in tieferen Horizonten, die auf Grund von Glättung eines oberen Horizontes durch Unterschußkorrekturen korrigiert werden. (Vergl. auch 1.3. ff.).

Zu b)

Der Fehler b ist ein reiner "Konstruktionsfehler". Er ändert sich mit wachsender Teufe wesentlich anders als der "Inhomogenitätsfehler" a. (Im angeführten Beispiel bedeutend stärker. Man erhält hier die Formeln: 4)

$$F_C = \Delta H \cdot \left(\frac{v_C}{v_A} - 1 \right) \quad \Delta H = \text{Höhendifferenz zwischen zwei Bohr-} \\ \text{löchern}$$

v_A = Durchschnittliche Geschwindigkeit im Bereich dieser Höhenänderung

(b₁)

$$F_B = \Delta H \cdot \left(\frac{v_B}{v_A} - 1 \right) \quad v_B = \text{lokale Geschwindigkeit in der} \\ \text{Teufe des Horizontes B}$$

$v_0 \neq v_A$. Folglich tritt unterhalb dieser Inhomogenitätsschicht der Geschwindigkeit ein Δt gegenüber Sprengpunkt X auf: $\Delta t = \frac{\Delta h}{v_A} - \frac{\Delta h}{v_0}$. Der Teufenfehler wird auf Grund

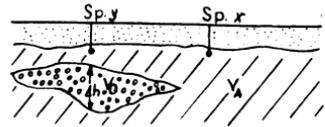


Abb. 1 a

der Geschwindigkeitskurve in der Teufe eines beliebigen Horizontes C zu:

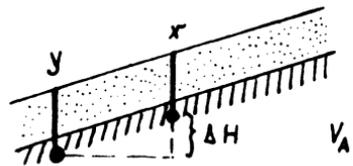
$$f_C = \Delta t \cdot v_C = v_C \cdot \Delta h \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_0} \right)$$

4) Herleitung der Formel b: Das Höherliegen des Sprengpunktes X gegenüber dem Sprengpunkt Y um ΔH bewirkt ein $\Delta t = \frac{\Delta H}{v_A}$, wobei v_A die Durchschnitts-

geschwindigkeit im Bereich dieser Höhenänderung ist. Wie bei a) geht diese Zeitdifferenz in der Geschwindigkeitskurve dort ein, wo der beliebige Horizont C konstruiert werden soll. So ergibt sich ein Fehler $\Delta t \cdot v_C = \frac{\Delta H}{v_A} \cdot v_C$, der durch

Einstechen des Zirkels um ΔH höher zu der Form führt

$$F_C = \frac{\Delta H}{v_A} \cdot v_C - \Delta H = \Delta H \left(\frac{v_C}{v_A} - 1 \right).$$



C v_C

Abb. 1 b

$$(b_2) \quad \boxed{\frac{F_C}{F_B} = \frac{v_C - v_A}{v_B - v_A}}$$

v_C = lokale Geschwindigkeit in der
Teufe des Horizontes C

F_C = Teufenfehler Horizont C

F_B = Teufenfehler Horizont B

Im Falle des angeführten Beispiels ändert sich zwischen den Horizonten C und B:

$$\text{Fehler a) wie: } \frac{f_C}{f_B} = \frac{4500}{3000} = 1 : 1.5 \text{ und}$$

$$\text{Fehler b) wie: } \frac{F_C}{F_B} = \frac{4500 - 2300}{3000 - 2300} = \sim 1 : 3.2$$

Während also der von den oberflächennahen Inhomogenitäten verursachte Fehler a zwischen Horizont C und B nur um etwa 50% anwächst, ändert sich der durch die wechselnde Oberfläche bzw. Bohrlochhöhe hervorgerufene Fehler b um 220%. Daher also z. B. die starke fiktive Aufwölbung im Bild des B_1 -Horizontes unterhalb der Sprengpunkte E und F, die im C_1 -Horizont nicht auftritt.

Zu c)

Mit a), dem "Inhomogenitätsfehler" und b) dem "Konstruktionsfehler" sind zunächst die wichtigsten Fehlerquellen erkannt. Ein dritter, im allgemeinen nicht ins Gewicht fallender Fehler, ist im Beispiel durch die bis in die Tiefe angenommene gleiche Neigung der Isotachen bedingt. Er berechnet sich nach der gleichen Formel wie b) 5)

$$(c_1) \quad \phi_C = \Delta \zeta \cdot \left(\frac{v_C}{v_A} - 1 \right) \quad \Delta \zeta = \text{Höhenänderung der Isotachen zwischen zwei Schußpunkten}$$

$$\phi_B = \Delta \zeta \cdot \left(\frac{v_B}{v_A} - 1 \right) \quad \text{Übrige Symbole wie Formeln a und b}$$

$$(c_2) \quad \frac{\phi_C}{\phi_B} = \frac{v_C - v_A}{v_B - v_A}$$

5) Herleitung der Formel c: Zwischen zwei gleichhohen Schußpunkten steigen alle Isotachen um $\Delta \zeta$ an. Dies ergibt ein $\Delta t_A = \frac{\Delta \zeta}{v_A}$ längs aller Isotachen,

Die Ausschaltung dieses "Neigungsfehlers" c geschieht am besten durch spätere Interpolation der Horizonte (oder Isotachen) zwischen Tiefbohrungen. Die Konstruktion von einem geneigten Bezugsniveau ist arbeitsmäßig für die Praxis nicht zu empfehlen. Diese Methode würde auch versagen, wenn die Isotachen nicht (wie im Beispiel) parallel, sondern in verschiedenen Teufen verschieden steil geneigt sind, d. h.

$$\text{wenn } \frac{\partial \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right)}{\partial z} \neq 0 .$$

Es sei nur am Rande und ohne Ableitung erwähnt, daß in diesem Falle für die Teufe $z_N = \text{const.}$ zwischen Sprengpunkt X und Y ein Teufenfehler

$$(c_3) \quad \Delta t_{x,y} = \left(\sum_{\nu=1}^N \frac{\Delta z_{\nu} - \Delta z_{\nu-1}}{v_{\nu}} \right) - \frac{\Delta z_N}{v_N}$$

resultiert, wobei die Δz_{ν} die Teufendifferenz der Isotachen zwischen Sprengpunkt X und Y und v die zwischen zwei Isotachen auftretende Durchschnittsgeschwindigkeit darstellt.

Mit Hilfe der Formeln a, b und c können theoretisch alle Lotpunkte additiv berechnet und alle Fehler eliminiert werden.

1.2. Horizonte C_2 und B_2 , konstruiert ab Bezugsniveau

Durch die Auffüllung mit einer konstanten Geschwindigkeit (Geschw. der obersten konsolidierten Schicht, im Beispiel 2300 m/sec) bis zum Bezugsniveau tritt ein der Formel (b) entsprechender Fehler nicht auf. Die Konstruktion ab starrem Bezugsniveau hat also bei den der Abb. 1 zugrun-

wobei v_A die Durchschnittsgeschwindigkeit längs des obersten $\Delta \zeta$ darstellt. In der Teufe $z_c = \text{const.}$ muß jedoch von dem Δt_A ein $\Delta t_c = \frac{\Delta \zeta}{v_C}$ abgezogen werden.

Es ergibt sich also ein $\Delta \Delta t = \Delta t_A - \Delta t_c - \Delta \zeta \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_C} \right)$.

Daraus folgt auf Grund der Geschwindigkeitskurve der Gesamtfehler c:

$$\phi_C = v_C \cdot \Delta \zeta \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_C} \right)$$

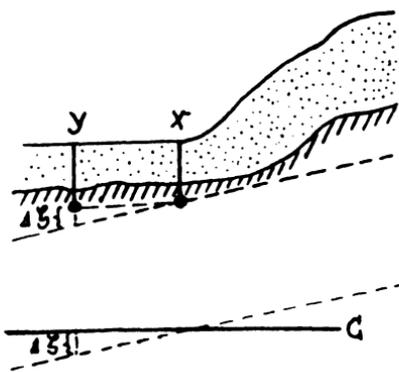


Abb. 1c

deliegenden Voraussetzungen eine Fehlerquelle weniger als die Konstruktion ab Bohrlochniveau. — Die fiktiven Verbiegungen der Horizontführung, bedingt durch die oberflächennahen Inhomogenitäten der Geschwindigkeit, berechnen sich genau so wie bei der Konstruktion ab Bohrloch:

$$(a) \quad f_C = v_C \cdot \Delta h \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_0} \right)$$

$$f_B = v_B \cdot \Delta h \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_0} \right)$$

$$\frac{f_C}{f_B} = \frac{v_C}{v_B}$$

Auch die Formel c behält ihre Gültigkeit.

$$(c) \quad \phi_C = \Delta \zeta \left(\frac{v_C}{v_A} - 1 \right)$$

$$\phi_B = \Delta \zeta \left(\frac{v_B}{v_A} - 1 \right)$$

$$\frac{\phi_C}{\phi_B} = \frac{v_C - v_A}{v_B - v_A}$$

Fehler c wird = 0 bei horizontalem Isotachenverlauf.

1.3. Horizont B₃, Korrektur durch Glättung bei Konstruktion ab Bohrloch

Man muß bei der Glättungskorrektur zunächst voraussetzen, daß die Horizonte einer bestimmten Teufe zumindest stückweise eben verlaufen. Ergeben sich trotzdem bei der Konstruktion dieser Horizonte Verbiegungen, so müssen sie rein fiktiver Natur sein, mittelbar oder unmittelbar durch die Topographie beeinflusst. Im Beispiel sei der Horizont C ein solcher stückweise ebener Horizont. Die Glättung durch "zeitlichen Ausgleich" geschieht am genauesten nach der Beziehung, daß aus der am C-Horizont beobachteten fiktiven Verbiegung f_C ein $\Delta t = \frac{f_C}{v_C}$ berechnet wird.

Dies ist natürlich gleich dem Δt der übrigen Horizonte und wird im allgemeinen als Unterschußkorrektur am Schußpunkt vermerkt. Man hat also:

$$(d) \quad \boxed{f_B = f_C \cdot \frac{v_B}{v_C}}$$

Diese Formel ist mit (a₂) identisch. D. h. alle Inhomogenitäten der Geschwindigkeit oberhalb des Horizontes C (Fehler a) werden durch diesen "zeitlichen Ausgleich" ausgeschaltet. (Vergl. Horizont B₃ unterhalb der Sprengpunkte G bis K).

Der übrige Verlauf des Horizontes B_3 zeigt jedoch noch äußerst starke fiktive Verbiegungen. Diese rühren ausschließlich vom Konstruktionsfehler b her, bzw. von dessen Verstärkung mit der Tiefe. Es ist selbstverständlich, daß der Fehler b gemäß Formel b durch den zeitlichen Ausgleich nach Formel (d) nicht ausreichend erfaßt wird.

*1.4. Horizont B_4 , Korrektur durch Glättung wie 1.3.
bei Konstruktion ab Bezugsniveau*

Die bei weitem beste Horizontdarstellung von Horizont B erhält man durch zeitlichen Ausgleich nach Glätten des Horizontes C_2 , also durch Konstruktion ab Bezugsniveau *UND* zeitlichen Ausgleich. Da ja Konstruktionsfehler b nicht auftritt und der "Inhomogenitätsfehler" a durch den zeitlichen Ausgleich nach (d) ausgeschaltet wird, bleibt nur noch der durch die Schräglage der Isotachen bedingte kleine Neigungsfehler c . Liegen die Isotachen horizontal, erhält man durch diese Konstruktion eine ideale Horizontdarstellung.

Kapitel 2

Abb. 2, Isotachen nach der Erdoberfläche infolge unterschiedlicher Belastung leicht gebogen

Ein Vergleich der Abb. 1 und 2 zeigt trotz der verschiedenen Isotachenführung im Verlauf der Horizonte nur kleine Unterschiede. Es kommt jedoch eine wichtige Fehlerquelle hinzu, die im folgenden beschrieben wird.

2.1. Horizonte C_1, B_1 , Konstruktion ab Bohrloch

Die in 1.1. geschilderten Fehler sind auch bei diesem Isotachenverlauf grundsätzlich alle vorhanden. Die fiktiven Verbiegungen des B_1 und C_1 -Horizontes sind jedoch etwas kleiner als auf Abb. 1. Es tritt nämlich auf Grund der Verbiegung der Isotachen ein dem Konstruktionsfehler b entgegengesetzt gerichteter Fehler (e) auf:

Hat etwa Sprengpunkt X gegenüber einem gleichhohen Y auf Grund des Isotachenverlaufs in der Höhe des C -Horizontes ein gewisses $\Delta t = \text{const.}$

$\left(\frac{1}{v_x} - \frac{1}{v_y} \right)$ so ergibt sich ein Fehler $f_C = v_C \cdot \Delta t$.

Seine Fortsetzung mit der Tiefe berechnet sich also wie nach Formel a_2

(e)

$$\frac{f_C}{f_B} = \frac{v_C}{v_B}$$

Es läßt sich ferner zeigen, daß eine Konstruktion ab Bohrlochniveau nur dann fehlerfrei würde, wenn die Isotachen bis in alle Teufen den gleichen Verlauf wie das Bohrlochniveau hätten. Da dies jedoch in der Praxis nicht vorkommt, wird dieser Fall nicht näher untersucht.

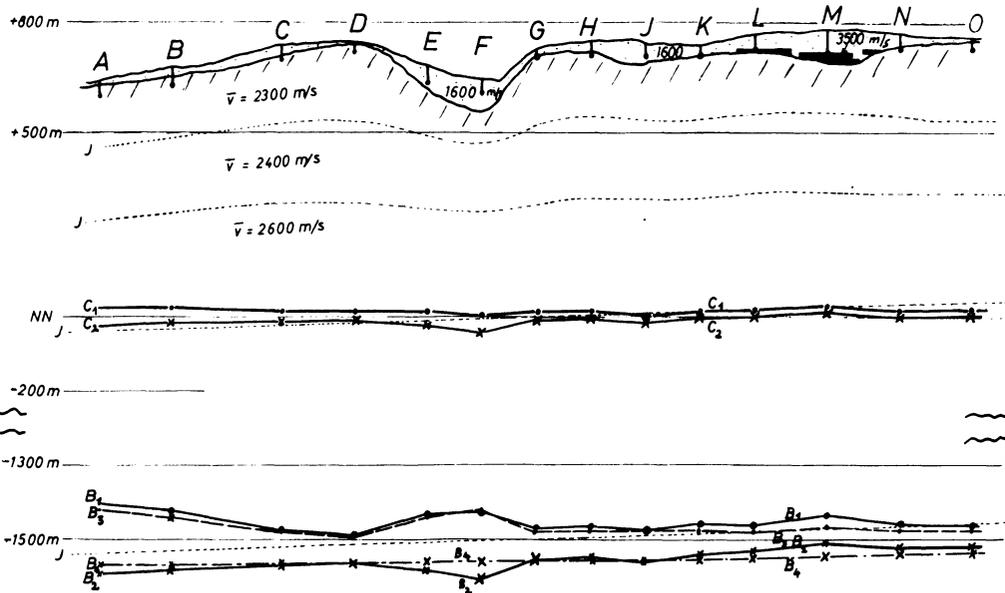


Abb. 2: Horizonte C und B nach verschiedenen Verfahren konstruiert. — Isotachen unter dem Einfluß der Oberfläche (Belastung) leicht gebogen. Relief und Symbole wie bei Abb. 1.

Im übrigen kann der "Isotachenfehler" e, wie später gezeigt wird, die gleiche Größenordnung erlangen, wie die Fehler a und b.

2.2. Horizonte B₂, C₂, Konstruktion ab Bezugsniveau

Im Gegensatz zu 2.1. bewirken die Verbiegungen der Isotachen gemäß Formel e für den Horizontverlauf eine zusätzliche Verfälschung, die um so größer wird, je stärker die Verbiegung der Isotachen ausgebildet ist. (Vergl. den Verlauf von C₂ und B₂ in Abb. 1 und Abb. 2). Im übrigen treten die in 1.2. beschriebenen Fehler a (Inhomogenitätsfehler) und c (Neigungsfehler) auf.

2.3. Horizont B_3 , Zeitlicher Ausgleich und Konstruktion ab Bohrloch

Der Horizontverlauf B_3 auf Abb. 2 zeigt gegenüber dem auf Abb. 1 im allgemeinen leichte Verbesserungen, da, wie in 2.1. erwähnt, der Isotachenfehler e dem Konstruktionsfehler b entgegengesetzt gerichtet ist. Interessant ist jedoch eine, wenn auch kleine, Vergrößerung der Verbiegung unterhalb des Sprengpunktes F . Während hier im Horizont C_1 gemäß Formel (e) und (a) (Isotachen und Inhomogenitätsfehler) trotz des "Konstruktionsfehlers" b noch eine Durchbiegung nach unten zu erkennen ist, bewirken das Anwachsen des Fehlers b mit der Tiefe gemäß Formel b sowie der zeitliche Ausgleich nach (d) die im B_3 -Horizont unterhalb Sprengpunkt F zu beobachtende größere Verbiegung.

Während also durch den zeitlichen Ausgleich die Fehler a und e ausgeschaltet werden, bleiben die Fehler b und c zum großen Teil bestehen.

2.4. Horizont B_4 , zeitlicher Ausgleich und Konstruktion ab Bezugsniveau

Unter der bei Abb. 2 gemachten Voraussetzung, daß die Verbiegung der Isotachen spätestens in der Höhe des Horizonts C beendet ist, ergibt der Horizont B_4 auch hier wieder den bei weitem besten Verlauf. Der neu hinzugekommene "Isotachenfehler" e wird ja durch den "zeitlichen Ausgleich" gemäß (d) völlig ausgeglichen. Nur der Neigungsfehler c bleibt bestehen.

Der zeitliche Ausgleich berücksichtigt für jede Teufe *alle* Inhomogenitäten der Geschwindigkeit oberhalb des geglätteten Horizontes.

Kapitel 3

Verwendung einer Durchschnittsgeschwindigkeit für die Konstruktion aller Horizonte

Eine bisher nicht genannte, eigentlich selbstverständliche Voraussetzung für die Richtigkeit der Formeln und die Ausschaltung der Fehler ist eine möglichst richtige Geschwindigkeitskurve. Es soll jetzt derjenige Fall untersucht werden, daß zur Konstruktion aller Horizonte eine einheitliche Durchschnittsgeschwindigkeit \bar{v} verwendet wird, die vielleicht auf die richtige Teufenlage eines hauptsächlich interessierenden Horizontes abgestimmt ist, die Teufenlage der übrigen jedoch unrichtig wiedergibt. Abgesehen von diesem konstanten Teufenfehler K verändern sich die Formeln folgendermaßen:

(a) wird zu (f): $f_B = f_C = \bar{v}_C \cdot \Delta h \cdot \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_0} \right)$

(b) wird zu (g): $F_B = F_C = \Delta H \left(\frac{\bar{v}}{v_A} - 1 \right)$

(c) wird zu (h): $\phi_C = \Delta \zeta \cdot \bar{v} \cdot \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_C} \right); \phi_B = \Delta \zeta \cdot \bar{v} \cdot \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_B} \right);$

$$\frac{\phi_C}{\phi_B} = \frac{v_B}{v_C} \cdot \frac{v_C - v_A}{v_B - v_A}$$

(e) wird zu (i): $f_B = f_C = \bar{v} \cdot \left(\frac{1}{\bar{v}_x} - \frac{1}{\bar{v}_y} \right)$

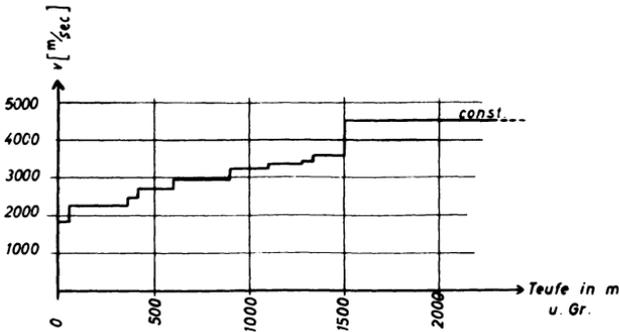


Abb. 3: Die für die Konstruktion in Abb. 1, 2 und 4 verwendete Geschwindigkeitskurve Scherstetten.

Aus den Formeln f, g und i ist ersichtlich, daß diese Hauptfehler für den B und C-Horizont und damit für alle Horizonte gleich groß sind. Eine Ausschaltung dieser Fehler durch Glättung darf also nicht durch zeitlichen Ausgleich gemäß 1.3. oder 1.4., sondern muß teufenmäßig vorgenommen werden: Man greift am konstruierten C-Horizont die fehlerhafte Teufe Δz ab und addiert sie im umgekehrten Sinne am B-Horizont (bzw. an anderen zu konstruierenden Horizonten). Im Gegensatz zu Formel b wird bei Konstruktion ab Bohrloch durch die teufenmäßige Glättung auch der "Konstruktionsfehler" g ausgeschaltet. Das gleiche gilt für den "Inhomogenitätsfehler" f und den "Isotachenfehler" i, jedoch nicht für den "Neigungsfehler" h. Nach einer teufenmäßigen Glättung sind also die Konstruktion ab Bohrlochniveau und die Konstruktion ab Bezugsniveau einander gleichwertig, da in beiden Fällen nur der Neigungsfehler i und evtl. der kon-

stante Teufenfehler K übrigbleibt. Ohne die Möglichkeit einer Glättungskorrektur ist die Konstruktion ab Bezugsniveau (eine Fehlerquelle weniger) vorzuziehen.

Kapitel 4

Die Konstruktion des Gleitens an bekannten Horizonten

Ein *teufenmäßiger* Ausgleich nach erfolgter Glättung muß ebenfalls zur Ausschaltung der wichtigsten Fehler vorgenommen werden, wenn man sich zur Konstruktion des bekannten Verfahrens des Gleitens an einem Horizont mit charakteristischem Geschwindigkeitswechsel bedient.

Während hier oberhalb des Gleithorizontes die Formeln a bis e Gültigkeit haben, gelten darunter folgende Formeln, die, wie in Kap. 3 erwähnt, ebenfalls einen teufenmäßigen Ausgleich zur Ausschaltung der Fehler erfordern:

$$(a) \text{ und } (f) \text{ wird zu } (1): \quad f_B = f_C = v_C \cdot \Delta h \cdot \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_0} \right)$$

$$(b) \text{ und } (g) \text{ wird zu } (m): \quad F_B = F_C = \Delta H \cdot \left(\frac{v_C}{v_A} - 1 \right)$$

$$(c) \text{ und } (h) \text{ wird zu } (n): \quad \phi_C = v_C \cdot \Delta \zeta \cdot \left(\frac{1}{v_A} - \frac{1}{v_C} \right); \quad \zeta_B = \Delta \zeta$$

$$\left[\left(\frac{v_C}{v_A} - 1 \right) + \left(\frac{v_B}{v_C} - 1 \right) \right]$$

$$(e) \text{ und } (i) \text{ wird zu } (0): \quad f_B = f_C = v_C \cdot \text{const.} \cdot \left(\frac{1}{\bar{v}_x} - \frac{1}{\bar{v}_y} \right)$$

In beiliegender Tabelle sind die wichtigsten Ergebnisse der Fehlerbetrachtungen übersichtlich zusammengefaßt.

Zum Schluß dieses Kapitels sei darauf hingewiesen, daß die abgeleiteten Formeln nicht nur für söhlige, sondern für alle nicht allzu stark geneigten Horizonte gelten und daß auch hier die additive Zusammensetzung und Berechnung der Fehler angewandt werden kann. Bei geneigten Horizonten verschiebt sich bei Konstruktion ab Bezugsniveau lediglich der Lotpunkt

Fehler - Tabelle

Isotachenverlauf		eben, horizontal	eben, gleich- mäßig geneigt	oberflächen- nah: gebogen darunter: horizontal	oberflächen- nah: gebogen darunter: gleichmäßig geneigt
Normale Konstruktion	ab Bohrloch	a, b	a, b, (c)	a, b, e	a, b, e (c)
	ab Bezug- niveau	a	a (c)	a, e	a, e, (c)
	ab Bohrloch mit Glättung (zeitlich)	b	b (c)	b	b (c)
	ab Bezug- niveau mit Glättung (zeitlich)	—	(c)	—	(c)
Konstruktion mit Durch- schnittsge- schwindig- keit \bar{v}	ab Bohrloch	f, g, K	f, g, K (h)	f, g, K, i	f, g, K, i (h)
	ab Bezug- niveau	f, K	f, K (h)	f, K, i	f, K, i (h)
	ab Bohrloch mit Glättung (teufenmäßig)	K	K, (h)	K	K (h)
	ab Bezug- niveau mit Glättung (teufenmäßig)	K	K, (h)	K	K (h)
Konstruktion mit Gleit- horizont	ab Bohrloch	l, m	l, m, (n)	l, m, o	l, m, o, (n)
	ab Bezug- niveau	l,	l, (n)	l, o	l, o, (n)
	ab Bohrloch mit Glättung (teufenmäßig)	—	(n)	—	(n)
	ab Bezug- niveau mit Glättung (teufenmäßig)	—	(n)	—	(n)

Die Buchstaben beziehen sich auf die Fehler-Formeln im Text.

Die eingeklammerten Buchstaben sind Neigungsfehler, vom horizontalen Geschwindigkeitsgradienten herrührend. Sie werden zweckmäßigerweise nicht formelmäßig, sondern durch Interpolation zwischen Tiefbohrungen ausgeschaltet.

Fehler: a, f und l = "Inhomogenitätsfehler"

Fehler: b, g und m = "Konstruktionsfehler"

Fehler: e, i und o = "Isotachenfehler"

Fehler: c, h und n = "Neigungsfehler"

Fehler: K = "konst. Teufenfehler".

auf dem Horizont um $\sin \alpha \cdot h$ gegenüber der Konstruktion ab Bohrloch-niveau (wenn der Neigungswinkel α und die Höhendifferenz Bohrloch – Bezugsniveau h Meter beträgt). Derartige Überlegungen sind u. U. von Wichtigkeit beim Fixieren von Störungen. Das Bezugsniveau sollte deshalb vom Bohrlochniveau nicht all zu stark abweichen und besser darunter als darüber liegen.

Kapitel 5

Physikalische und geologische Grundlagen des Isotachenverlaufs

Zwei grundsätzlich verschiedene Annahmen über den Isotachenverlauf wurden in Abb. 1 und 2 dargestellt. Von den beiden meist gebräuchlichen Konstruktionsarten (Konstruktion ab Bohrloch bzw. ab Bezugsniveau) war die Güte-Reihenfolge bei Abb. 1: B_4, B_3, B_2, B_1 desgl. bei Abb. 2: B_4, B_3, B_2, B_1 .

Bei stärkerer Durchbiegung der Isotachen kann die Reihenfolge lauten: B_4, B_2, B_3, B_1 . Würde etwa die Durchbiegung der Isotachen noch über den Glättungshorizont hinausgehen, könnte sich die Güte-Reihenfolge noch stärker ändern, sogar umkehren.

Welche Anhaltspunkte sind nun betr. der Durchbiegung der Isotachen infolge des unterschiedlichen Belastungsdrucks tatsächlich vorhanden? Entsprechen die natürlichen Verhältnisse der Abb. 1 oder der Abb. 2 oder sind die Isotachen noch stärker beeinflußt?

Faust [2] (1951) zeigt durch sein aus großem Meßmaterial abgeleitetes Gesetz $\alpha \cdot (r \cdot z)^{1/6}$, daß die Geschwindigkeit v neben den Gesteinskonstanten α hauptsächlich vom Alter der Formation (r) und von der Mächtigkeit des Auflagedrucks (h) abhängig ist. Bei gleichaltrigen Ablagerungen würde also eine bewegte Topographie in den Isotachen des Liegenden Durchbiegungen hervorrufen, die sich mit zunehmender Tiefe abschwächen. Daneben spielen aber noch das Alter der Schichten und das Alter der tektonischen Bewegung eine Rolle. *Baillie* und *Rozsa* [1] (1956) kommen auf Grund eines Beispiels zu dem Ergebnis, daß z. B. das geologische Alter seit der letzten Vereisung nicht ausreicht, die Geschwindigkeit im Liegenden durch die diluviale Bedeckung nennenswert zu verändern. Gemäß dem Relief der obersten konsolidierten Schicht weisen sie jedoch Einflüsse der Belastung (load effect) bis zu einer Tiefe von 400-500 m unter Grund nach, während der Effekt darunter nicht mehr feststellbar ist. *Krey* [4] (1954) zeigt auf Grund *Faust's* $1/6$ -Gesetz durch rein theoretische Überlegungen, wie bei Kenntnis aller Gesteinskonstanten das ideale (beweg-

liche) Konstruktionsniveau zu legen sei, damit die Horizonte aller Teufen richtig dargestellt werden. Ein ähnliches bewegliches Konstruktionsniveau verwendet *Selem* [5] (1955) (floating datum-level) auf Grund von Abschätzungen und erzielt damit gute Ergebnisse. Ein solches Verfahren ist natürlich in den Händen eines erfahrenen Geophysikers von großem Wert, jedoch u. U. individuell vom Bearbeiter abhängig.

Zusammengefaßt deuten alle Ergebnisse auf eine gewisse Beeinflussung der Isotachen hin, die also von der Mächtigkeit und dem Alter des Hangenden herrührt, also z. B. bei oberer tertiärer Tektonik zweifellos stärker ist als bei alluvialer oder diluvialer Tektonik. Diese Ergebnisse wurden beim Anlegen der Abbildungen 1 und 2 weitgehend berücksichtigt: Die Isotachen der Abb. 2 stellen bereits ein recht großes Maß einer Durchbiegung dar, während das Relief in Abb. 1 für die Isotachen vielleicht als Minimalwert – nur durch Erosion oder allerjüngste Tektonik zustande gekommen – gedacht werden kann. Unter diesen Gesichtspunkten erscheint der Vorrang der Konstruktion ab Bezugsniveau (wenn möglich mit Glättungsausgleich) gegenüber derjenigen ab Bohrloch völlig gesichert.

Kapitel 6

Beispiel aus der Praxis

Viele Beispiele über die auftretenden Fehler in Gebieten mit recht junger Tektonik (Fall I, Abb. 1) lassen sich im Voralpengebiet, in der sogenannten Molasse finden. Abb. 4 zeigt ein Profil mit einer bewegten Oberfläche. Die Vertiefung bei den Schußpunkten 106 bis 108 ist durch ganz junge Erosion zustande gekommen, während die Höhen aus jungem diluvialen Material bestehen. So darf man von vornherein annehmen, daß der Isotachenverlauf trotz der Topographie vorwiegend eben (und im wesentlichen horizontal) verläuft. Diese Annahme wird bestätigt, wenn man die vier durchgeführten Konstruktionen derselben Horizonte kritisch betrachtet. Um die Darstellung übersichtlich zu gestalten, wurden die berechneten Teufen – wie in den beiden theoretischen Abb. 1 und 2 – senkrecht unter den einzelnen Sprengpunkten aufgetragen.

Schon die normale Konstruktion von Bezugsniveau (ausgezogene Linie) zeigt sich durch einen glatteren (vernünftigeren) Verlauf der Konstruktion ab Bohrloch (gestrichelte Linie) überlegen. Man beachte bei der Konstruktion ab Bohrloch die fiktive Antikline bei Sprengpunkt 107 und 108. An anderen Punkten (besonders bei Sprengpunkt 106, 109 und 111) sind überall, d. h. bei allen Konstruktionsarten und Horizonten kleine, meist eckige fiktive Verbiegungen festzustellen. Hierin erkennt man ohne wei-

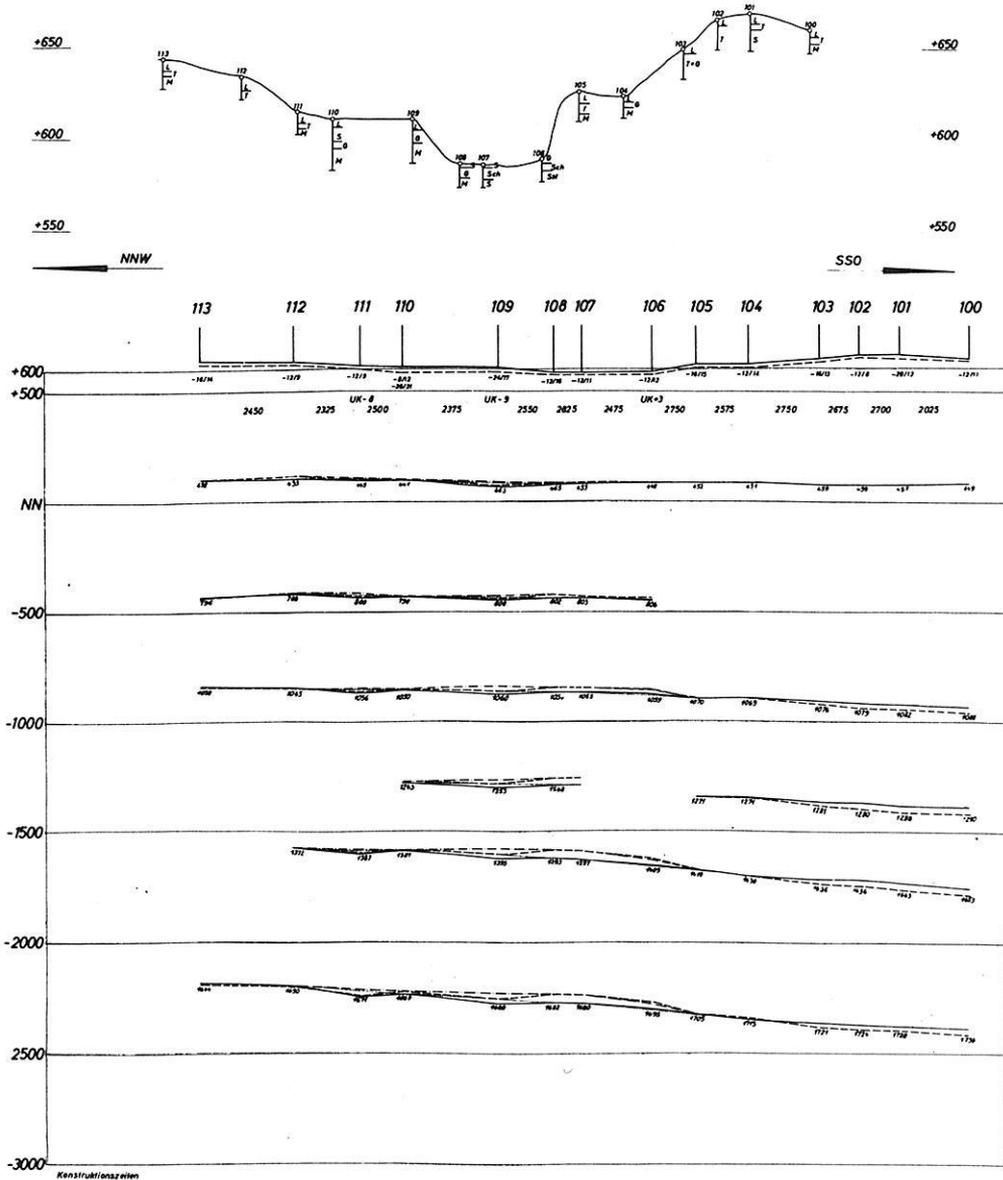


Abb. 4: Beispiel aus der Praxis zu Fall 1, Abb. 1. Alle Horizonte wie in Abb. 1 nach vier Verfahren konstruiert.

- ausgezogene Linie: Konstruktion ab Bezugsniveau
- gestrichelte Linie: Konstruktion ab Bohrlochniveau
- punktierte Linie: Konstruktion ab Bezugsniveau nach zeitlichem Ausgleich durch Glätten des oberen Horizontes.
- strichpunktierte Linie: Konstruktion ab Bohrlochniveau nach zeitlichem Ausgleich durch Glätten des oberen Horizontes.

teres den Inhomogenitätsfehler a. Er wurde an den oben angeführten Sprengpunkten durch Glätten des oberen Horizontes und entsprechende Unterschußkorrekturen beseitigt. Die punktierte Linie zeigt den Verlauf der Horizonte bei Konstruktion ab Bezugsniveau, die strichpunktierte Linie den Verlauf bei Konstruktion ab Bohrloch, beide nach erfolgter Glättungskorrektur (was man am genauesten an Hand eines Laufzeitprofils durchführt). Während die punktierten Linien einen nahezu fehlerfreien Verlauf zeigen, ist in der strichpunktierten Linienführung nach wie vor gut der Konstruktionsfehler b zu erkennen (Sprengpunkt 105 bis 110). Man beachte sein Anwachsen mit zunehmender Teufe.

Gute Beispiele für den Fall II (Isotachen unter dem Belastungsdruck leicht gebogen) sind in der Molasse seltener zu finden. Es zeigte sich jedoch in einem Untersuchungsgebiet Ostbayerns, daß Unterschußkorrekturen weit häufiger bei tertiären als bei gleich starken diluvialen Geländeunebenheiten angebracht werden mußten.

Kapitel 7

Sonderfall: Tiefgreifende Tektonik

Es wurde bisher immer nur vom Einfluß der Belastung auf die Isotachen gesprochen. Der Vollständigkeit halber muß jedoch noch derjenige Fall erwähnt werden, daß der Untergrund selbst – und damit seine Isotachen – durch eine alte und starke Tektonik verformt sind. Abtragungen haben das alte Relief verflacht oder jüngere Ablagerungen haben es verändert.

Es ist von vornherein klar, daß solche Verhältnisse formelmäßig nicht erfaßt werden können. Hier können geologische Kenntnisse oder Tiefbohrungen Anhaltspunkte geben. Weiß man von einer solchen tiefgreifenden Tektonik, wie sie etwa in den Deutschen Mittelgebirgen auftritt, dann sollte in diesem Fall – und nur in diesem Fall – als erste Näherung eine Konstruktion ab Bohrlochniveau stattfinden. Aus dem Bild eindeutiger Horizonte verschiedener Teufen lassen sich umgekehrt wieder Rückschlüsse auf die Tektonik ableiten:

Zeigen nämlich 1) die Horizonte aller Teufen mit der Tiefe zunehmende fiktive Verbiegungen im umgekehrten Sinne wie die Erdoberfläche (Bohrlochniveau), so weiß man, die Verbiegung der Isotachen klingt mit der Tiefe ab. Nach *Faust's* $1/6$ -Gesetz kann auch die Tektonik nicht allzu stark sein. Man hat also – evtl. abgeschwächt – den "Konstruktionsfehler" b vorliegen. Zeigen jedoch 2) die Horizonte aller Teufen bei Konstruktion ab Bohrloch fiktive Verbiegungen im gleichen Sinne wie das Oberflächenrelief, dann ist auch die Verbiegung der Isotachen (und erst recht die Tektonik) in der Tiefe stärker als an der Erdoberfläche.

Auch bei einer derartigen tiefgreifenden Tektonik lassen sich also bei Kenntnis der Fehlermöglichkeiten gewisse Aussagen machen. In allen anderen Fällen, also bei nur geringer tiefer Tektonik und bei allen alluvialen und diluvialen Oberflächenverformungen, bleibt der Vorrang der Konstruktion ab Bezugsniveau vor derjenigen ab Bohrlochniveau erhalten.

Für die Praxis wäre es in topographisch schwierigen Untersuchungsgebieten äußerst wünschenswert, durch wenige, an exponierten Geländepunkten angesetzte, mindestens 100 m tiefe Bohrungen eine ungefähre Klärung des Isotachenverlaufs zu erreichen, besonders natürlich dann, wenn kein oberer durchlaufender, stückweise ebener Horizont vorhanden ist.

Zur Beurteilung flacher Strukturen in Gebieten mit bewegter Oberfläche ist eine Kenntnis über Ausschaltung und Ursache der auftretenden Fehler äußerst wünschenswert. Der Verfasser möchte an dieser Stelle den Herren Dr. *Heimburg* und Dr. *John* (PRAKLA), Dr. *Schulze* und *Inselmann* (Gewerkschaft Brigitta) und Dr. *Lohr* (Gewerkschaft Elwerath) für wertvolle Anregungen danken.

Literatur

- [1] *Baillie, W. and Rosza, T.*: "The Effect of Topography on Nearsurface Velocities". *Geophysics*, Vol. XXI, Nr. 4 (Oktober 1956).
- [2] *Faust, L. Y.*: "Seismic Velocity as a Function of Depth and Geologic Time". *Geophysics*, Vol. XVI (1951), S. 192-206.
- [3] *John, H.*: "Das Geschwindigkeitsproblem im Bereich der schwäbischen Vorlandmolasse". *Erdöl und Kohle*, H. 5, Mai 1956.
- [4] *Krey, T.*: "A Remark Concerning the Problem of How to Place the Reference Plane (Datum Level) in Reflection Seismic Prospecting". *Geophysics*, Dezember 1954, S. 281-284.
- [5] *Selem, A. M.*: "Reflection Survey in Rough Topography". *Geophysical Prospecting*, Vol. 3, Nr. 3, September 1955.

Stereoskopische Vektorregistrierung

Von K. Strobach, Hamburg-Harburg ¹⁾

Zusammenfassung: Der Vektor-Horizontalseismograph des Verfassers wurde durch einen Vertikalseismographen mit gleichen Konstanten ergänzt. Mittels einer einfachen optischen Anordnung (siehe Abb. 1) können nun *stereoskopische* Registrierungen der seismischen Bodenbewegungen auf intermittierend bewegtem Film erhalten werden. Diese vermitteln nicht nur einen direkten Eindruck der räumlichen Bahnen der Bodenteilchen, sondern können auch in einem Komparator ausgemessen werden. Die Apparatur soll zunächst zu morphologischen Untersuchungen der Bodenbewegungen bei mikroseismischer Bodenunruhe benutzt werden mit dem Ziel, u.U. Aussagen über die Natur der vorkommenden Wellen machen zu können.

Abstract: The horizontal vector seismograph of the author was completed by a vertical seismograph with the same constants and an optical system to get *stereoscopic* records of ground movements. The principle is shown in fig. 1: The point source L_1 is diminished by the lens 1 at the focus L_1' forming a sharp light spot in a fixed position. The light coming from the point source L_2 passes to the mirror of the vertical seismograph (which is horizontal and turns upon the axis $A - A'$), and after reflexion turns to the prisma and the lens 2. At L_2' it forms the light spot L_2'' , which moves horizontally according to the moving mirror of the vertical seismograph. The light spots L_1' and L_2'' lie in the same focal plane and height. Their horizontal distance is variable due to the ground movement. These light spots are pictured on the film of the vector recorder by means of the lens 3, the prisma and the moving mirror of the vector horizontal seismograph. Considering time, the dots L_1'' and L_2'' form a pair of orbits which show horizontal parallaxes according to the vertical ground motion. Thus it is possible to see directly the threedimensional orbits of particle motion, which can be measured by means of a comparator. The received records of some microseismic storms indicate that in general particle motion is very complex. Changes of direction of motion and sharp cracks in the recorded tracks occur very often. These characteristics are hardly indicated by normal continuous recording.

Zu den zahlreichen Problemen, die sich beim Studium der mikroseismischen Bodenunruhe (Periodenbereich 4-8 sec) ergeben, gehört auch die wichtige Frage nach der Natur der beobachteten Wellen. Wenn auch viele Untersuchungen dafür zu sprechen scheinen, daß der Hauptanteil aus Ray-

¹⁾ Dr. Klaus Strobach, Observatorium des Geophysikalischen Instituts der Universität Hamburg, Hamburg-Harburg, An der Schießbahn 30f.

*leigh*wellen besteht, so konnte bisher doch noch keine definitive Entscheidung über die prozentualen Anteile der tatsächlich beobachteten Wellenarten herbeigeführt werden. Es sind nämlich auch verschiedentlich *Love*-wellen gefunden bzw. vermutet worden, z. B. von *Gutenberg* [1], *Ikegami* und *Kishinouye* [2] und *Jensen* [3]. Ferner konnte *Gutenberg* [1] in Pasadena in bestimmten Fällen auch SV-Wellen nachweisen.

Die Schwierigkeiten, die sich sowohl beim Studium der Herkunftsrichtungen als auch bei der Untersuchung der Wellennatur ergeben, haben ihren Grund nicht zuletzt in dem üblichen Registrierverfahren der Bodenbewegungen. Das Registrierverfahren in 3 Komponenten auf kontinuierlich bewegtem Papier oder Film hat sich zur Bestimmung von Einsatzzeiten, Amplituden und Perioden der Bodenbewegungen bewährt; diese Angaben können durch unmittelbare Ablesungen erhalten werden. Will man jedoch die Natur der registrierten Wellen untersuchen, bedarf es u. a. einer genauen Kenntnis der Bewegungen eines Bodenteilchens im Raum. Unter der Voraussetzung eines homogenen Seismographensatzes in den 3 Komponenten lassen sich derartige Bewegungsfiguren aus den gewöhnlichen Registrierungen konstruieren. Dies ist aber ein außerordentlich zeitraubendes und zudem nicht sehr genaues Verfahren. Außerdem ergeben sich noch Darstellungsschwierigkeiten. Man ist genötigt, z. B. Projektionen der Bodenbewegungen in einer horizontalen Ebene und ferner Vertikalschnitte zu zeichnen. Es gehört auch ein gutes räumliches Vorstellungsvermögen dazu, aus solchen Darstellungen eine anschauliche Vorstellung von den Bewegungsfiguren eines Bodenteilchens im Raume zu gewinnen.

Der Verfasser hat in einer früheren Arbeit [4] den Aufbau eines Vektorseismographen und ein Verfahren geschildert, das auf statistischem Wege ein Studium der Herkunftsrichtungen der Wellen ermöglicht und darüber hinaus auch schon gewisse Aussagen über die Art der vorkommenden Bodenbewegungen zuläßt. Dieses Verfahren benutzt die Horizontalprojektionen der Bewegungen eines Bodenteilchens, welche direkt auf feststehendem Film registriert werden. Der Film wird nach je 9 sec um ein Stück weiterbewegt. Die zahlreichen mit dieser Einrichtung gewonnenen Registrierungen sind noch in Bearbeitung, so daß über die Ergebnisse erst später berichtet werden kann.

Die Registrierung der Bodenbewegungen als Projektion in die Horizontalebene hat sich zur Bestimmung der Herkunftsrichtungen schon gut bewährt. Es fehlte aber die dritte Dimension, nämlich die gleichzeitige Aufzeichnung der Vertikalbewegung, wenn man die Natur der vorkommenden Wellen genauer untersuchen wollte.

Dieses Registrierproblem ist nun dadurch gelöst worden, daß eine Erweiterung der bisher durchgeführten Vektorregistrierungen zu einer stereoskopischen, d. h. räumlichen Vektorregistrierung vorgenommen wurde. Das

Prinzip des Verfahrens und die benutzte Apparatur soll in dieser Arbeit mitgeteilt werden.

Die Stereophotographie hat schon seit langem Eingang in die wissenschaftliche Forschung gefunden. Neben der anschaulichen Beobachtungsmöglichkeit gestattet dieses Verfahren eine genaue räumliche Ausmessung der fotografierten Objekte mittels Komparatoren.

Bekanntlich besteht das der Stereophotographie zu Grunde liegende Prinzip darin, daß man ein *Bildpaar* gewinnt, bei dem das linke Bild dem Eindruck des linken Auges, das rechte Bild dem Eindruck des rechten Auges entspricht. Beide Bilder sind etwas verschieden voneinander, wenn ein dreidimensionaler Körper betrachtet wird: das eine Bild zeigt gegenüber dem anderen geringe seitliche Parallaxen. Diese Parallaxen sind proportional zur jeweiligen Tiefenerstreckung der abgebildeten Teile des Gegenstands. Daraus folgt das an sich sehr einfache Prinzip der stereoskopischen Vektorregistrierung.

Bisher wurde die Vektorregistrierung so durchgeführt, daß sich Aufnahmen der Bodenbewegungen ergaben, die so sind, als ob man mit einer einäugigen Kamera die Bewegung eines Bodenteilchens senkrecht von oben photographiert hätte. Realisiert wurde dies dadurch, daß eine punktförmige Lichtquelle über den Spiegel des Vektor-Horizontalseismographen [4] auf feststehendem Film abgebildet wurde.

Da man für stereoskopische Registrierungen ein *Bildpaar* benötigt, werden nun *zwei* nahe beieinanderliegende (Abstand ca 2,5 cm) punktförmige Lichtquellen über den Spiegel desselben Vektor-Horizontalseismographen auf dem Film abgebildet, wodurch das Bildpaar entsteht. Die eine der Lichtquellen ist ortsfest, während die andere von einem Vertikalseismographen derart gesteuert wird, daß die erforderlichen seitlichen Parallaxen im Takte der vertikalen Bodenbewegungen erzeugt werden. Die stereoskopische Betrachtung des registrierten Bildpaars vermittelt dann einen unmittelbar räumlichen Eindruck der registrierten Bodenbewegung. Die Bildpaare können in einem Komparator mit räumlicher Marke ausgemessen werden.

An Hand der Abb. 1 wird der Aufbau der Apparatur erläutert. Die Punktlichtquelle L_1 wird über die kurzbrennweitige Linse 1 in L'_1 verkleinert abgebildet, wodurch die feste, punktförmige Lichtquelle gegeben ist. Eine gleiche Punktlanpe L_2 wird über den horizontal liegenden Spiegel des Vertikalseismographen, ein Prisma und die Linse 2 ($f = 20$ cm) in der gleichen Vertikalebene verkleinert und scharf abgebildet wie die Lampe L_1 (Bild L'_2); beide Bilder liegen außerdem in gleicher Höhe. Um die schädliche Vignettierung des kleinen Spiegels (ϕ 5 mm) zu umgehen, liegt er im Brennpunkt der Linse 2. Der Spiegel dreht sich gemäß der vertika-

len Bodenbewegung um die horizontale Achse $A - A'$. Dadurch wird das Bild der Lampe L_2 in horizontaler Richtung hin- und herbewegt. Beide Bilder L_1' und L_2' haben im Mittel einen horizontalen Abstand von ca 2,5 cm und werden gemeinsam durch die Linse 3 über das Prisma und den horizontal liegenden Spiegel des Vektor-Horizontalseismographen auf dem feststehenden Film des Registriergeräts abgebildet (Bilder L_1'' und L_2''). Das Bild L_1'' entspricht wegen der festen Lage der Lichtquelle L_1 genau der Horizontalprojektion der Bodenbewegung, wie es bei den früheren Registrierungen [4] der Fall war, während das Bild L_2'' die gewünschten seitlichen Parallaxen aufweist. Man kann also die Kurven des Lichtpunktes L_1'' wie bisher zur statistischen Bestimmung der Herkunftsrichtungen benutzen.

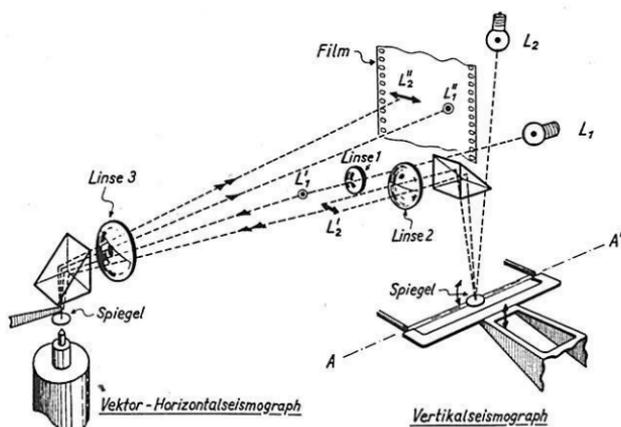


Abb. 1: Prinzip der Apparatur zur stereoskopischen Vektorregistrierung.

Fig. 1: Principle of stereoscopic vector recording system. (Description see abstract).

Der Vertikalseismograph, der als Ergänzung zu dem in [4] bereits beschriebenen Vektor-Horizontalseismographen gebaut werden mußte, ist in Abb. 2 gezeigt. Die Grundplatte hat die Dimension 25×50 cm. Die Feder wurde aus gewöhnlichem Federstahl mit Vorspannung gewickelt. Sie ist um ca 45° gegen die Horizontale geneigt, entsprechend dem Prinzip von *La Coste*. Der Hebelarm ist mittels eines Kreuzfedergelenkes um eine horizontale Achse drehbar. Die in der Nähe der Drehachse befindliche Masse beträgt 1 kg. Die Dämpfung erfolgt mittels zweier Magnetsysteme, eines größeren zur Erzielung der Hauptdämpfung und eines kleineren zur genauen Einstellung der erforderlichen Dämpfungskonstanten. Ferner ist eine Temperaturkompensation eingebaut, die dadurch wirksam wird, daß eine kleine Masse durch zwei Bimetallspiralen längs des Hebelarms verschoben wer-

den kann. Der Hebelarm ist rückseitig durch einen leichten Rahmen verlängert, der am Ende eine Gabel trägt. In der Gabel ist ein Kunststoffaden ausgespannt. Parallel zu diesem Faden ist in einem Abstand von ca 2 mm ein zweiter Faden gespannt, der mit der Grundplatte fest verbunden ist. Über beide Fäden ist der Spiegel geklebt (siehe Abb. 1). Diese Konstruktion erlaubt es, daß die Bewegungen des Hebelarms reibungs- und nahezu kräftefrei und mit einer entsprechenden Vergrößerung in Drehungen des Spiegels umgesetzt werden.

Der Schutzkasten des Vertikalseismographen wurde zur guten Temperaturisolation aus 1 cm dicker Preßpappe gefertigt. Die Lampen L_1 und L_2 mit der zugehörigen Optik sind *außen* am Schutzkasten angebracht worden, um eine Erwärmung des Kasteninnern durch die Lampen zu vermeiden.

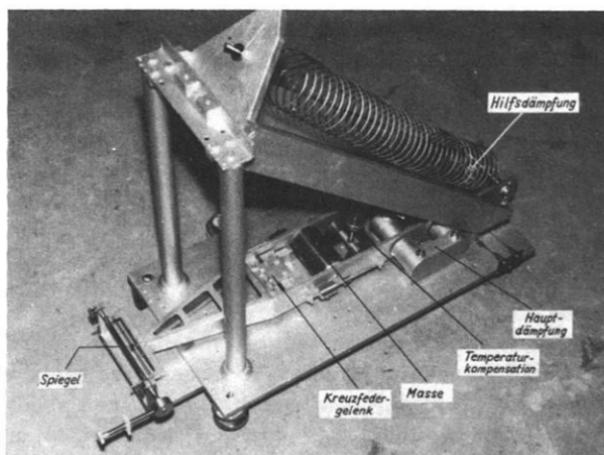


Abb. 2: Vertikalseismograph.

Fig. 2: Vertical seismograph.

Da die Eigenperioden und Dämpfungen beider Seismographen genau übereinstimmen müssen, wurde noch eine Vorrichtung angebracht, um diese Übereinstimmung ständig überwachen zu können. Über einen Taster können die Systeme beider Seismographen elektromagnetisch angestoßen werden. Insbesondere wird dabei der Vektor-Horizontalseismograph so angestoßen, daß die Bewegungsrichtung der Masse den Winkel zwischen den beiden Federpaaren halbiert. Wenn diese Federn richtig justiert sind, muß die Masse eine linear polarisierte Schwingung in der Anstoßrichtung ausführen. Diese Bewegung wird visuell oder photographisch kontrolliert. Werden ferner beide Seismographen gleichzeitig angestoßen, muß sich bei der späteren stereoskopischen Betrachtung des registrierten Bildpaares eine schräg im Raume liegende gerade Strecke zeigen. Dann ist die Gewähr dafür gegeben, daß sowohl die Eigenperioden als auch die Dämpfungen übereinstimmen.

Die Vergrößerung des Vertikalseismographen dürfte wegen der anzustrebenden richtigen stereoskopischen Wiedergabe der Tiefendimensionen nur etwa $1/4$ bis $1/5$ der Vergrößerung des Horizontalseismographen betragen, wurde aber höher gewählt, da die Vertikalamplituden der Mikro-seismik in Hamburg meistens nur $1/2$ bis $1/3$ der Horizontalamplituden betragen und daher eine Überhöhung der vertikalen Dimension wünschenswert erschien. Die statische Vergrößerung des Vektor-Horizontalseismographen wurde auf statischem Wege zu 1140 bestimmt. Der Vertikalseismograph konnte auf dem Vertikal-Schütteltisch des Instituts geeicht werden; seine statische Vergrößerung hat den Wert 463. Die Eigenperioden beider Instrumente betragen 5,8 sec, die Dämpfungsverhältnisse 6 : 1.

Die Abb. 3 gibt einen Überblick über die gesamte Apparatur. Vorn ist der Vektor-Horizontalseismograph (Schutzkasten abgenommen) zu sehen, im Hintergrund der Vertikalseismograph mit Schutzkasten und der optischen Einrichtung und ferner das Registriergerät.

In der Abb. 4 sind einige Bildpaare der Registrierung eines Erdbebens (24. 9. 57), in der Abb. 5 und 6 Registrierproben der mikroseismischen Bodenunruhe (24. 9. 57) wiedergegeben. Jedes Bildpaar umfaßt einen Zeitabschnitt von 9 sec. Die Bilder vermitteln den beabsichtigten Eindruck natürlich nur bei stereoskopischer Betrachtung. Man kann zwei Brillengläser mit ca 20 cm Brennweite benutzen. Bei einiger Übung gelingt die Betrachtung auch mit unbewaffnetem Auge.

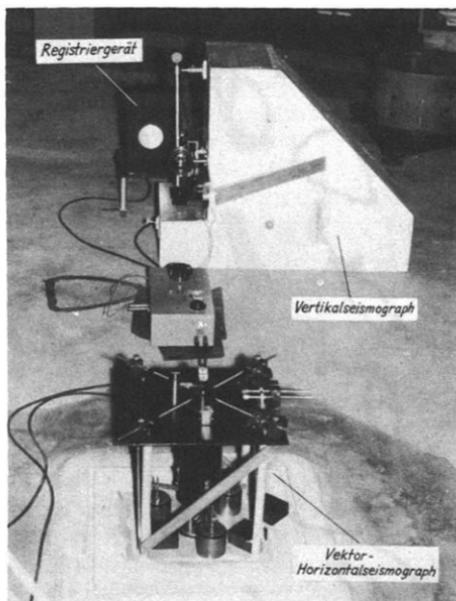


Abb. 3: Aufbau der gesamten Apparatur.
Fig. 3: View of arrangement for stereoscopic vector recording. In the foreground the vector horizontal seismograph, in the background the vertical seismograph and the recording apparatus.

Die bisher mit dieser Apparatur erhaltenen Registrierungen der Mikro-seismik lassen deutlich werden, daß die Bodenbewegungen außerordentlich kompliziert sind. Es ist beabsichtigt, zunächst eine Morphologie der wirklich auftretenden Bewegungsformen zu gewinnen. Erst dann wird es möglich sein, der Frage nach der Natur der vorhandenen Wellen näherzutreten.

Auch für das Studium an Erdbebenwellen dürfte die neue Registrier-

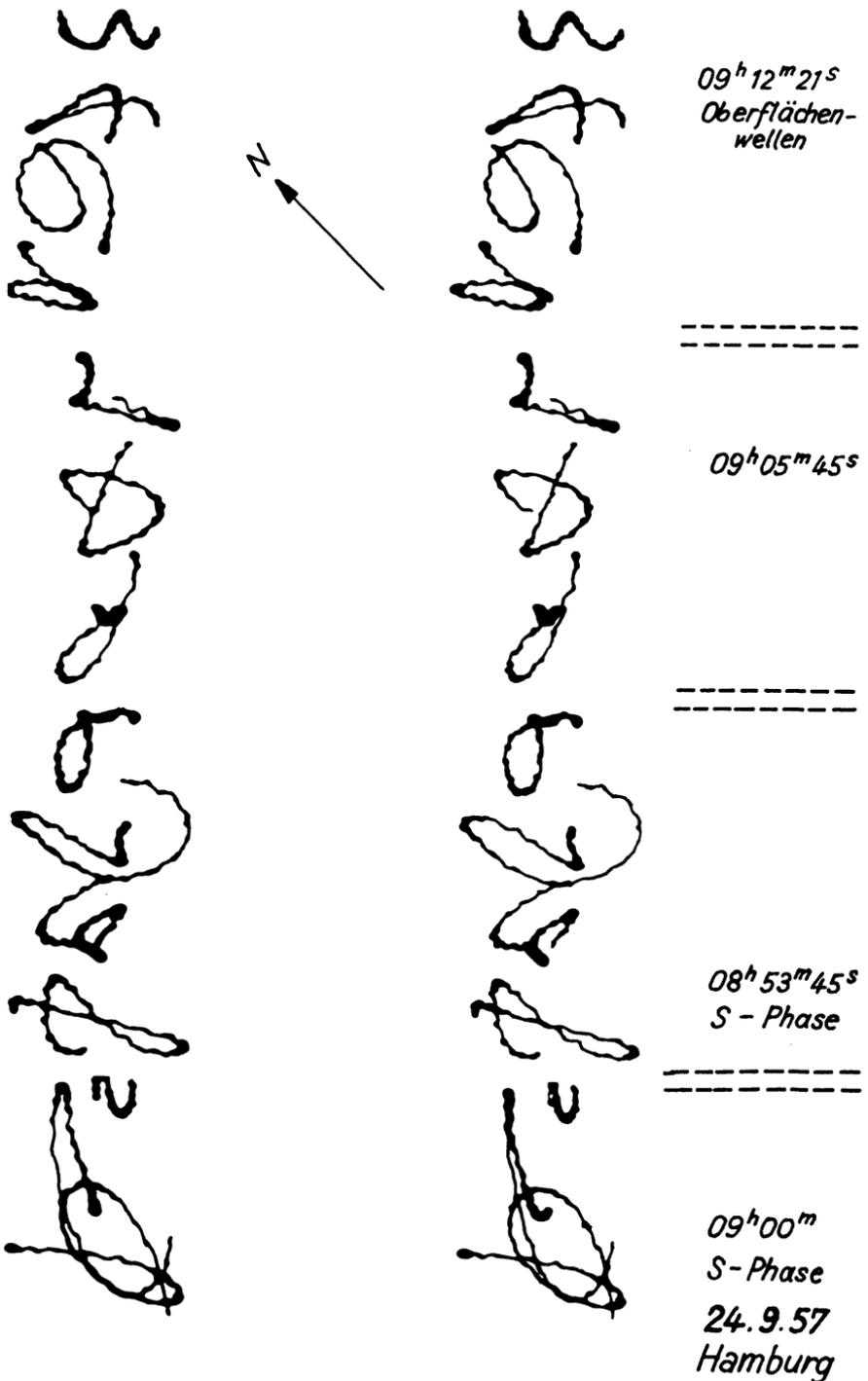


Abb. 4: Ausschnitte aus der stereoskopischen Registrierung eines Erdbebens.

Fig. 4: Parts of a stereoscopic record of an earthquake.

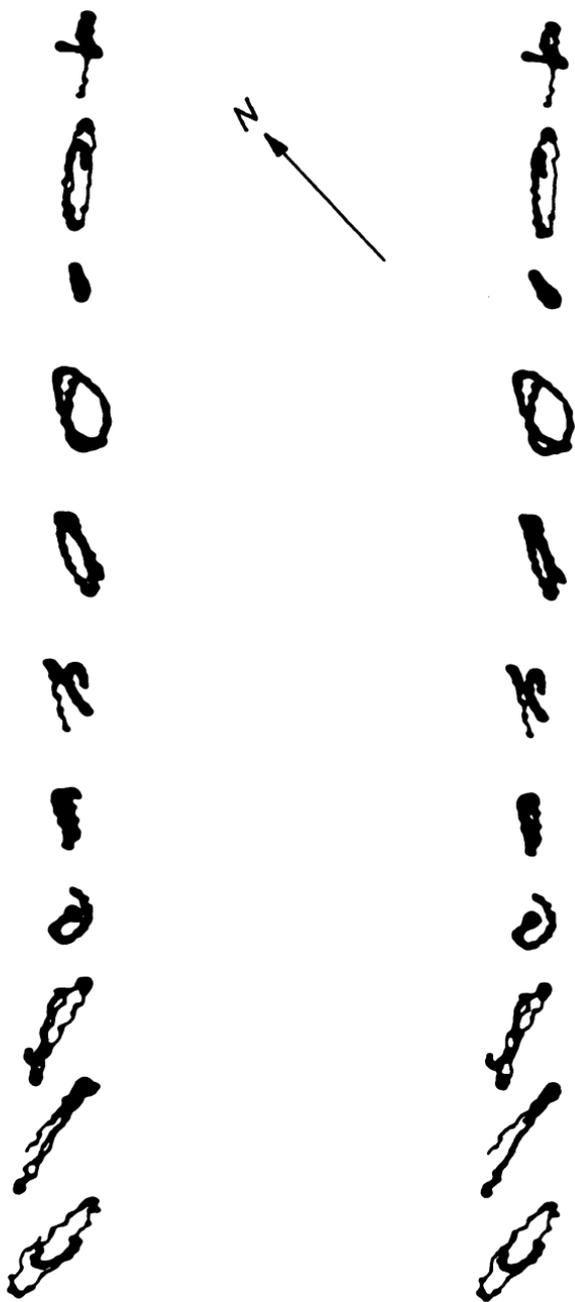


Abb. 5: Ausschnitte aus der Registrierung eines mikroseismischen Sturms v. 24. 9.57.

Fig. 5: Parts of a record of microseisms of 1957 Sept. 24.



Abb. 6: Ausschnitte aus der Registrierung eines mikroseismischen Sturms v. 24. 9. 57.

Fig. 6: Parts of a record of microseisms of 1957 Sept. 24.

methode ihren Beitrag liefern, da sie solche Einsätze neuer Wellen, die sich nur durch plötzliche Richtungsänderungen der Bewegungen der Bodenteilchen kundtun, oft viel besser zeigen wird als die gewöhnliche Registrieremethode.

So treten auch bei der mikroseismischen Bodenunruhe ziemlich häufig scharfe Knicke bzw. Richtungsänderungen auf, die auf *neue Welleneinsätze* hindeuten. Das gewohnte Bild der meistens regelmäßig an- und abschwellenden Bewegungen, wie es die fortlaufenden Registrierungen in Komponenten zeigen, spiegelt wahrscheinlich den wirklichen Charakter der Bewegungen nicht auffällig genug wieder.

Literatur

- [1] *Gutenberg, B.*: Untersuchungen zur Bodenunruhe in Südkalifornien. Ztschr. f. Geoph., 21, 177-189, 1955.
- [2] *Ikegami, R. and Kishinouye, F.*: A study on the propagation of microseismic waves. Bull. Earthqu. Res. Inst. 29, 305-312, 571-576, 1951.
- [3] *Jensen, H.*: On the beat-distribution in groupmicroseisms. Geodaetisk Institut, Meddelelse No. 34, København 1957.
- [4] *Strobach, K.*: Zum Studium der mikroseismischen Bodenunruhe in Hamburg. Ztschr. f. Geoph., 21, 190-214, 1955.

Spectrum of P and S in records of distant earthquakes

Von B. Gutenberg, Pasadena, California ¹⁾

Zusammenfassung: Vorläufer von Fernbeben zeigen gewöhnlich einige bestimmte kurze Periodenbereiche mit verhältnismäßig großen Amplituden a . Das Verhältnis der Amplitude a zur Periode T hat in den Longitudinalwellen P in Herdentfernungen zwischen etwa 2000 und 11000 km seine größten Werte für Perioden zwischen 1 und 6 Sekunden, gleichgültig, wie groß die Herdtiefe und die Herdentfernung sind. Für Maxima mit längeren Perioden, von denen gewöhnlich ein oder zwei für Perioden zwischen 12 und 30 Sekunden aufgezeichnet werden, sind die Verhältnisse a/T beträchtlich kleiner. Dagegen werden die größten Werte a/T für Transversalwellen S gewöhnlich in zwei oder drei Wellen, je in kleinen Periodenbereichen zwischen 4 und etwa 20 Sekunden gefunden; für Wellen mit längeren Perioden nehmen die größten Werte von a/T ab. Für die Bestimmung der Größe (Magnitude) von Erdbeben sollten daher P-Wellen mit Perioden von über 10 Sekunden und S-Wellen mit Perioden von über 20 Sekunden vermieden werden.

It was recognized rather early that in body waves certain periods T are observed more frequently than others. (For a summary, see *Gutenberg*, 1932). For P, periods of about 3, 6, 12, 24 and 30 seconds have been reported more frequently than others, in S similar values have been found with the longer periods more prevailing. In considering such reports, it must be remembered that the reported periods depend on the characteristics of the instrument used. Short-period instruments select waves with relatively short periods among the various wavelets superposed in a given phase, long-period instruments emphasize wavelets in the range for which they have their largest magnification. Moreover, observers have a tendency to prefer certain periods, for example even to odd. In a count of periods of S reported by various stations under otherwise equal conditions, the following frequencies were found:

Period T	8	9	10	11	12	13	seconds
Frequency	56	20	61	20	29	20	

For an investigation of peaks in the energy spectrum in P-, PP- and S-waves in a given earthquake, records written by different instruments at Pasadena during the second half of 1957 have been used. Some characteristic magnification values are given in Table 1. All amplitudes and

¹⁾ B. Gutenberg, Seismological Laboratory, 220 N. San Rafael Avenue, Pasadena 2. California Institute of Technology, Division of the Geological Sciences, Contribution 852.

Table 1

Magnification divided by 1000 for continuous sinusoidal waves of selected periods T for: (A) long-period Press seismographs, (B) long-period *Benioff* seismographs, (C) long-period torsion seismographs, (D) short-period *Benioff* seismographs at Pasadena, September to December, 1957.

T sec	A	B	C	D
1	0.08	2.0	0.77	14
2	0.18	2.0	0.77	5
5	0.8	1.0	0.67	0.4
10	2.0	0.50	0.29	0.06
20	4.0	0.25	0.08	
30	4.0	0.17	0.03	

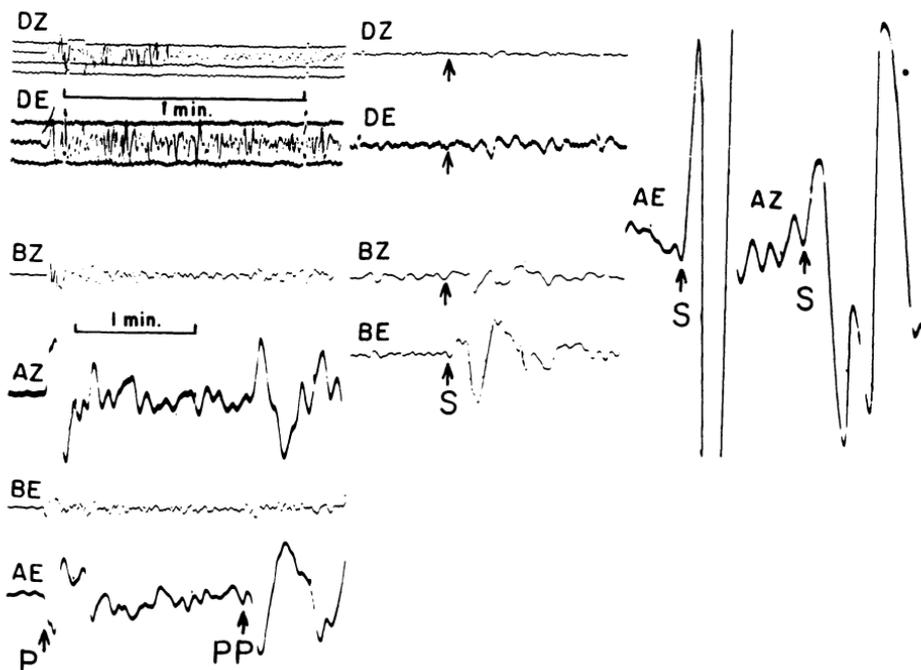


Fig. 1: Portions of records written by vertical (Z) and EW components (E) of instruments A to D (Table 1) at Pasadena; earthquake 1957, October 31, 10 : 07, off Panama; epicentral distance 43° . Left: P and PP; center and right: S. The length of 1 min. for instruments D is in the figure twice that for other instruments; the photographic enlargement of the records differs.

Arranged by Mr. J. Nordquist.

periods for wavelets with relatively large trace amplitudes (compare Figure 1) have been read from the records of each instrument showing clearly the phase under investigation, and the corresponding ground amplitudes a in microns have been calculated, assuming continuous sinusoidal waves. Values of a/T have been plotted; examples for the vertical component of P and the horizontal component of S are shown in Figure 2. Values of

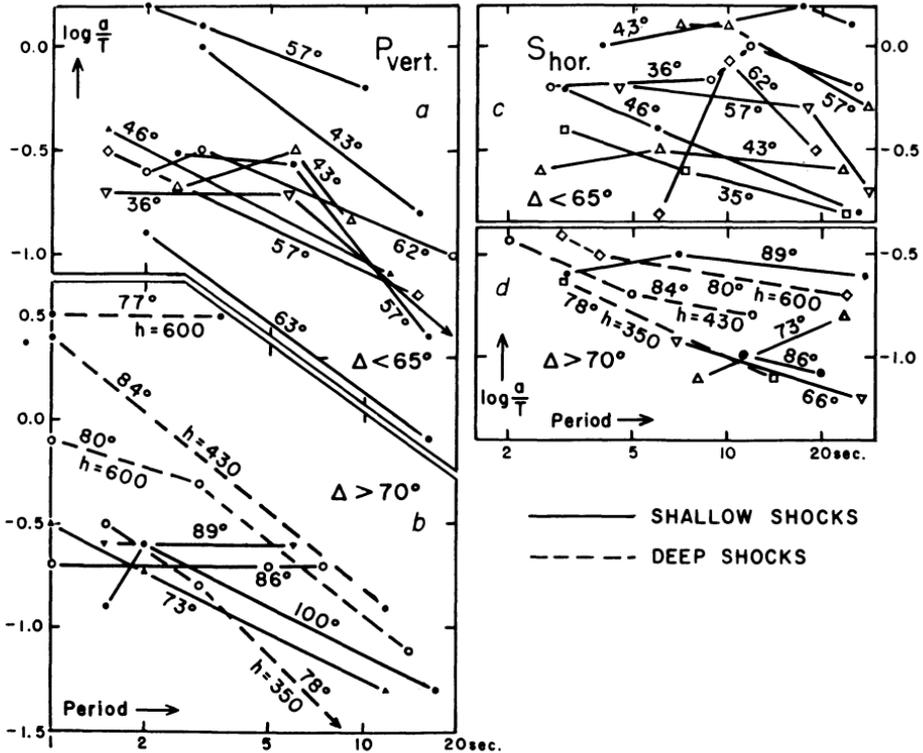


Fig. 2: Values of $\log (a/T)$ as function of T for dominant wavelets recorded at Pasadena by instruments listed in Table 1; a = ground amplitude in microns, T = period in seconds. Points for a given earthquake are connected and the epicentral distance Δ is indicated. At left: vertical component of P; at right: horizontal component of S.

a/T found for different periods in the same shock are indicated by the same symbol and connected. These lines should not be taken to show that a/T changes gradually with T ; actually several discrete periods, marked in the figure, prevail strongly in each instance (compare Figure 1). The relative position of the series of lines for the various shocks in Figure 2 depends on the magnitude of the given earthquake.

Figure 2 shows that in S of a given shock the ratio a/T is about the same for periods between about 3 and 20 seconds, but usually decreases for $T > 20$ seconds. In P the ratio a/T is approximately the same only for periods T of less than $8 \pm$ seconds, but it decreases appreciably if the periods increase beyond $10 \pm$ seconds; for periods of 20 seconds it is only roughly 1/4 of the corresponding value for waves with periods of 4 seconds. There is no systematic difference for epicentral distances between about 40 and 100 degrees nor for shocks with different focal depths. A few similar data for PP show a slight decrease of a/T for waves with periods between 10 and 20 seconds.

The results indicate that at epicentral distances over about 2000 km the energy in P-, PP- and S-waves is carried by a few superposed wavelets with distinctly different periods, which, in the average, are greater for S than for P. This may result from processes at the source, from attenuation in the crust and the upper portion of the mantle (*Gutenberg, 1958*) and from other processes concentrating the energy near certain periods during the propagation of the waves. While in P wavelets with periods over 10 seconds usually do not carry as much energy as the largest wavelets with periods of a few seconds, there are usually several wavelets with periods of between 4 and $20 \pm$ seconds in S with about equal energy content. A more detailed study of the spectra would require use of special instruments, which permit the investigation of a larger section of the spectrum. The use of several instruments for this purpose, as it has been done here, has the disadvantage that the prevailing periods must be selected by the observer, and that the use of different instruments introduces errors connected with inaccuracies in the assumed properties of each instrument.

The results indicated by Figure 2 show that in determinations of the magnitude of a given earthquake from body waves it is necessary to limit the periods of the waves used for this purpose. In P-waves, only waves with periods of less than about 10 seconds should be used, while amplitudes of waves with periods of 2 to 12 seconds for PP and of 4 to 20 seconds for S may be taken. Usually, this is being done already, partly as a consequence of lacking instruments with long-period characteristics at most stations.

References

- Gutenberg, B.*: Die Perioden der Vorläufer. Handbuch der Geophysik, vol. 4, pp. 158-163, Borntraeger, Berlin 1932.
- Gutenberg, B.*: Attenuation of seismic waves in the earth's mantle (not yet published) 1958.