

ZGP 48 / Z 384

P r o t o k o l l
über das Symposion
"Erdmagnetische Tiefensondierung"
in Kassel am 1. und 2. Febr. 1962

Geschrieben im Institut für Geophysik und Meteorologie
der Technischen Hochschule Braunschweig, März 1962

T e i l n e h m e r

Dipl.Ing.Heitz

Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg,
Frankengraben 40

Prof.Dr.G.Angenheister

Dr.K.Helbig

Dipl.Geophys.Liebscher

Dipl.Geophys.Schuch

Dipl.Phys.v.Consbruch

Dipl.Phys.Petersen

Dipl.Phys.Duckert

Dipl.Phys.Soffel

Institut für Angewandte
Geophysik der Universität
München 2
Richard-Wagner-Str.10

Dr.K.Wienert

Dr.A.Korschunow

Erdmagnetisches Observatorium
Fürstenfeldbruck/Obb.

Dr.Mäußnest, Geophysikalisches Institut, Stuttgart-O., Richard-Wagner-Straße 15

Prof.Dr.J.Bartels

Dr.M.Siebert

Dr.H.J.Meyer

Dipl.Phys.R.Jaeschke

Dipl.Phys.H.Voelker

cand.phys.Spitta

Geophysikalisches Institut
der Universität
Göttingen
Herzberger Landstr. 180

Dipl.Geophys. D.Voppel, Observatorium Wingst, Post Höftgrube NE

Studienrat E.Zerbst, Hamburg-Gr.Flottbeck, Kaulbachstr. 23

Dr.Schulze

Firma Askania, Berlin-Mariendorf, Großbeerenstr.2-10

Prof.Dr.Rosenbach, Meteorologisch-Geophysikalisches Institut der
Universität Mainz, Saarstr. 21

Dr.Strobach

Geophysikalisches Institut
der Universität Hamburg 13
Rothenbaumchaussee 80

Dr.H.Flathe, Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, Wiesen-Str. 1

Dr.H.Dürschner,

Brigitta, Hannover

Dr.Pierau,

Institut f.Geophysik
Universität Kiel, Haus 34

Dipl.Ing.Boie, Firma Prakla, Hannover, Haarstr. 5

Dr.G.Eingriever, Erprobungsstelle der Bundeswehr für Fernmelde-
gerät, Meppen

Dr.H.Baule, Westfälische Berggewerkschaftskasse, Bochum, Post-
fach 392

Prof.W.Kertz

Dipl.Geophys.H.G.Scheube

Dipl.Phys.O.Hartmann

Institut für Geophysik und
Meteorologie der Techn.
Hochschule Braunschweig,
Pockelsstr. 11

Die vorliegende Zusammenstellung enthält Protokolle von Vorträgen, die im Rahmen eines Symposiums über Erdmagnetische Tiefensondierung am 1. und 2.2.1962 in Kassel gehalten worden sind.

Das Arbeitsgebiet der Erdmagnetischen Tiefensondierung hat sich in den letzten Jahren rasch entwickelt - den einschlägigen Arbeiten in Deutschland kam die Tatsache zugute, daß Norddeutschland wegen ortsfester anomaler Einflüsse aus dem Untergrund auf die Variationen des Erdmagnetfeldes für dieses Fachgebiet besonders "fruchtbarer Boden" ist.

Die bereits vorliegenden vielversprechenden Ergebnisse aus verschiedenen Ländern einerseits und die noch zahlreichen offenen Fragen andererseits forderten es geradezu heraus, eine Bestandsaufnahme zu machen und einen Ausblick auf künftige Arbeiten zu geben. Ist damit zum einen die Gelegenheit gegeben, neue Erkenntnisse zu gewinnen, so mag damit zum anderen der Versuch zu einer weitgehend "unabhängigen Zusammenarbeit" verbunden sein, die bestehende Verbindungen vertieft und neue schafft.

Großer Dank ist allen Beteiligten, vor allem den Referenten zu sagen, deren Arbeit die vorliegende Grundlage geschaffen hat. Einige Unebenheiten der Fassung mögen entschuldigt werden - die Fertigstellung sollte sich nicht zu sehr verzögern. Besonderer Dank gilt noch der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die die Kasseler Zusammenkunft überhaupt erst ermöglicht hat.

gez. Hans-Georg Scheube

Ergänzungen des während des Symposions verteilten Literatur-
verzeichnisses

Allredge

J.Geophys.Res. Vol.65 S.3777, 1960
A proposed standard magnetic observatory.

Bell and Bloom

Phys.Rev. Vol. 107 S.1559, 1957
Optical detection of magnetic resonance in alkali vapor.

Cantwell, T. and T.R. Madden

Journ. Geophys.Res. 65, 4202, 1960

Colegrove and Franken

Phys.Rev., Vol. 119, 680, 1960
Optical pumping of Helium in the 3S_1 metastable state.

d'Erceville, I. and Kunetz, G.

Comp.Gen. de Geophys., Paris, 1959
Some observations regarding natural electromagnetic fields
in Applied Geophysics.

Garland, G.D. and Webster, T.F.

Journ.Res. U.S. Nat. Bur. Stds. D., 64, 405, 1960

Keyser, Rice and Scheerer

J.Geophys.Res., Voll. 66, 4163, 1961
A metastable helium magnetometer for observing small
geomagnetic fluctuations.

Parkinson, W.D.

Geophys.Journ. 2, 1, 1959
Directions of Rapid Geomagnetic Fluctuations.

Rikitake, T.

Bull.Earthqu.Res.Inst., 37, 545-570, 1959
The Anomalous Behaviour of Geomagnetic Variations of Short
Period in Japan and Its Relation to the Subterranean
Structure. The 9th report.

--- The Geophys.Journ. of the Royal Astronomical Society,
Vol. 5 No.1, 1961

The Effect of the Ocean on Rapid Geomagnetic Changes.

--- Journ.of Geophys.Res., Vol.66, No.10, 1961

S_q and Ocean.

Rooney, W.J.

Terr. Magn. and Electr. (J.A.Fleming ed.) 270-307, 1949
(Dover Publ.)
Earth-currents.

Shapiro, Stolarik and Heppner

J.Geophys. Res., Vol. 65, 913, 1960
The vector field proton magnetometer.

Skillman and Bender

J.Geophys.Res. Vol. 63, 513, 1958
Measurement of the earth's magnetic field with a rubidium
vapor magnetometer.

Schmucker, U.

University of California, San Diego Marine Physical
Laboratory of the Scripps Institution of Oceanography
San Diego 52, California, SIO Reference 61-13
Annual Progress Report Deep Anomalies in Electrical
Conductivity.

Wait, J.R.

Geophysics 19, 281, 1954

Waters and Francis

J.Sci.Inst., Vol. 35, 88, 1958
A nuclear magnetometer

Witham, K; Loomer, E.I. and Niblett, E.R.

Journ.of Geophys. Res. 65 (12) 3961-3174, 1960
The latitudinal distribution of magnetic activity in
Canada.

I N H A L T

	Seite
Kertz: Erdmagnetische Tiefensondierung; bisherige Arbeiten und Ergebnisse	1
Voppel: Ergebnisse der Geländemessungen des DHI unter der Leitung von Herrn Dr.O.Meyer, Hamburg	6
Diskussion zu den Vorträgen Kertz und Voppel	10
Siebert: Bemerkungen zur Auswertung und modellmäßigen Deutung der Beobachtungen bei der erdmagnetischen Tiefensondierung	12
v.Consbruch: Elektromagnetische Induktion im Zylinder örtlichvariabler Leitfähigkeit	22
H.J.Meyer: Auswertungsmöglichkeiten für den normalen Feldanteil	25
Diskussion zu den Vorträgen Siebert, c.Consbruch und H.J.Meyer	28
Zerbst: Modell zur Deutung der unterschiedlichen Registrierung von ΔZ in Niemegk und Wingst	30
Diskussion zu dem Vortrag Zerbst	33
Wienert: Registrierinstrumente für geomagnetische Tiefensondierungen	35
Diskussion zu dem Vortrag Wienert	46
Helbig: Geräte II. Überlegungen zur Aufzeichnung und Speicherung von Meßergebnissen	47
Diskussion zu dem Vortrag Helbig	53
Schuch: Erdstrombeobachtungen; technische Hinweise	54
Duckert: Vorschlag zur Erfassung oberflächennaher Schichten mit künstlichen Feldern	56
Diskussion zu den Vorträgen Schuch und Duckert	58
Angenheister: Beziehung zwischen der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit einerseits und den Gesteinen und deren Verhalten andererseits in der Erdkruste und im oberen Mantel	60
Diskussion zum Vortrag Angenheister	72
Ausschuß "Theorie"	73
Ausschuß "Meßprogramm und Auswertung"	75
Ausschuß "Geologische Deutung"	78
Ausschuß "Geräte"	80

Vortrag Prof. Kertz, Braunschweig

"Erdmagnetische Tiefensondierung; bisherige Arbeiten
und Ergebnisse"

Donnerstag, den 1.2.1962

Einleitung

Es soll ein Überblick über die bisherigen Arbeiten gegeben und Erfahrungen sollen vermittelt werden. In Einzelfragen dieses Gebietes gehen die Ansichten auseinander. Deshalb: Zusammenfassung in 10 Thesen.

In der Geschichte der E.T. sind folgende Namen zu nennen: Errulat, O.Meyer, Zerst, Vacquier, Schleusener, Wiese, Bartels, Fleischer, Schmucker, Rikitake, Matsushita, Cagniard. Auf die zahlreichen Einzelarbeiten soll aber nicht näher eingegangen werden. Nur noch zu Cagniard: Er führte neue Methode in die Angew. Geophysik ein, welche er "La Prospecting magnéto-tellurique" nannte. Daraus wurde im Deutschen der Name "Tellurik" abgeleitet. Dieser würde aber etwa gleichbedeutend sein mit "Erdigkeit". Demgegenüber erscheint die Bezeichnung "Erdmagnetische Tiefensondierung" treffender.

Definition: E.T. nennen wir die Ermittlung der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund mit Hilfe natürlicher Erdströme, die durch erdmagnetische Variationen elektromagnetisch induziert werden. Messungen der induzierten Ströme werden an der Erdoberfläche vorgenommen, und zwar entweder als Messungen des Magnetfeldes der Ströme oder der an der Erdoberfläche herrschenden elektrischen Feldstärke.

1. Es gibt Unterschiede in den magnetischen Registrierungen benachbarter Stationen, die sich nicht durch Inhomogenitäten der ionosphärischen Stromsysteme erklären lassen. Das erkennt man schon daran, daß sie bei verschiedenartigen Störungstypen und stets am gleichen Ort auf der Erdoberfläche auftreten.

Hierzu als Beispiele:

- 1) Gegenüberstellung von Registrierungen von ΔZ in Wingst und Niemegek (nach Wiese),
- 2) Schmuckersche Registrierungen in Deutschland (Abb.5, Schmucker),
- 3) Registrierungen aus Japan,
- 4) Schmuckersche Registrierungen in USA.

Also Leitfähigkeitsanomalie keine Ausnahme.

Instrumente: Es wurden Wiedergaben gezeigt von

- 1) dem Askaniavariographen,
- 2) einer Registrierstation nach Fanselau,
- 3) einer Schmuckerschen Station (Planung Abb. 2, Schmucker und Natur).

Genauigkeit der Instrumente bestimmt sich durch folgende Punkte:

Orientierung, Auflösung, Temperatureinfluß, künstliche Störungen, gegenseitige Beeinflussung, Empfindlichkeit, Gegenspiegel, Nachfolgebunkte, Filmvorrat, Uhren.

2. Mit Hilfe potentialtheoretischer Methoden läßt sich eine Zerlegung der auf der Erdoberfläche registrierten Magnetfeldvariationen in äußeren und inneren Anteil durchführen, für den jeweils die Ursache außerhalb bzw. innerhalb der Erde gesucht werden muß. Die unter 1 genannten Unterschiede fallen dabei zu dem inneren Anteil. Erstrecken sich die wesentlichen Teile der Feldvariationen nur über einen Teil der Erdoberfläche, so läßt sich eine näherungsweise Trennung auch schon durchführen, wenn lediglich Beobachtungen aus diesem Teil vorliegen. Die Erdoberfläche wird dabei durch eine Ebene ersetzt. Unter dieser Voraussetzung gelingt die Zerlegung aber nicht für ein homogenes Feld.

Hierzu existieren Verfahren von Wiese, Siebert, Scheube, Hartmann.

Es wurden Beispiele gezeigt aus Arbeiten von Schmucker (Abb. 3), Fleischer und Wiese.

Für norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie ist zweidimensionale Näherung anwendbar. Der äußere Anteil ist im Untersuchungsgebiet ziemlich homogen. Damit Normierung möglich:

$$H = H_e + H_i = H_e + H_{in} + H_{ia} = H_n + H_{ia}$$

Schmuckers Normierung: $h_i = \frac{H_{ia}}{H_n}$ nur Fuktion des Ortes.

Meyers Normierung: $\frac{H}{H(Wn)} = \frac{H_n + H_{ia}}{H_n + H_{ia}(Wn)} = \frac{1}{1+h(Wn)} \left\{ 1 + h_i \right\}$
 $\frac{H_n}{H_n} \left\{ 1 + h(Wn) \right\} \text{ const.}$

Für Einzelstationen außerhalb eines Profils kann man H_n vom Profil übernehmen und von der Beobachtung abziehen.

3. Die unter 1. genannten Unterschiede rühren von Erdströmen her, die durch die Magnetfeldvariationen elektromagnetisch induziert werden. Als Ursache können nur Abweichungen der elektrischen Leitfähigkeit von der Schalensymmetrie angenommen werden.

Grundsätzlich kann man \mathcal{E} oder \mathcal{H} messen.

Rechnung wird praktisch für periodische Erregung durchgeführt. Unperiodische Variationen sind jedoch mit Hilfe der Laplace-Transformation lösbar. Das bringt aber nicht viel Neues.

4. Die beobachteten Variationen verlaufen im äußeren und inneren Anteil bei Perioden zwischen 2 und 15 Minuten gleichphasig; bei Perioden zwischen 60 und 100 Minuten deutet sich ein kleiner Phasenwinkel an, und zwar läuft der anomale innere Anteil dem normalen um etwa $10^\circ - 20^\circ$ voraus. Ob bei längeren Perioden (S_q -Gang) größere Phasenwinkel auftreten, ist noch offen.

Vorauslaufen des anomalen inneren Anteils wegen Abhängigkeit von $\frac{dH}{dt}$ klar.

5. Die Gleichphasigkeit zeigt, daß die geometrische Ausdehnung des Stromsystems so groß ist, daß der Widerstand durch Selbstinduktion groß gegen den Ohmschen ist.

Das Verhältnis $\frac{L}{R}$ wächst beim "Aufblasen" eines Leiters.

$$H_n = A \sin \omega t$$

$$H_{ia} = h \cdot V(\omega) A \sin(\omega t + \tau) \quad \tau = \tau(\omega)$$

Als Beispiel wurden aus der Arbeit von Kertz (Leitungsfähiger Zylinder ...) Induktionskurven (Abb. 2 u. 3) für homogenen Zylinder gezeigt. Bei nach unten zunehmender Leitfähigkeit bildet sich wegen des Skineffektes in einer bestimmten Tiefe ein Stromdichtemaximum aus. Die Tiefe des Maximums hängt von der Frequenz ab. Hierauf beruht die von Schmucker benutzte Methode der Rechnung mit supraleitenden Schichten. Siehe hierzu Schmuckersche Modelle zur Erklärung des anomalen inneren Anteils (Abb. 28, Schmucker).

6. In den von Schmucker untersuchten Fällen war das induzierende Feld außer bei ssc.'s und S_q -Variationen horizontal.

Erklärung durch Zusammenspiel von äußerem und normalem innerem Anteil: Äußeres Feld F setzt sich nach innen fort. Es entstehen Ströme in der Grenzfläche zur Beseitigung des Feldes im Innern;

Wird Feld ...

springt, d.h. die Z-Komponenten des äußeren und normalen inneren Anteils löschen sich aus. Abweichungen hiervon sind durch den Abstand von den Strömen oder durch Leitfähigkeitsanomalien zu erklären.

7. Das durch die E.T. erfaßte Stromsystem ist nur ein Teil des inneren Anteils und wird als anomaler innerer Anteil bezeichnet.

Die Zerlegung in normalen und anomalen inneren Anteil, die zunächst nur eingeführt war, weil sich das homogene Feld nicht trennen ließ, ist damit nachträglich physikalisch gerechtfertigt. Der anomale Anteil gehört zu einer Anomalie der Leitfähigkeitsverteilung.

8. Rechnet man mit "Störkörpern" zur Erklärung des anomalen inneren Anteils, so kann man nicht das aus der Gravimetrie und Magnetik bekannte Prinzip der Zusammensetzung verschiedener Störkörper verwenden, weil die zugrundeliegende Differentialgleichung nicht die Poisson-Gl., sondern eine Diffusionsgl. ist.

Poissongleichung

Diffusionsgleichung

$$\Delta \phi = 4\pi \rho$$

$$\Delta \alpha = 4\pi \sigma \frac{\partial \alpha}{\partial t}$$

$$\Delta(\phi_1 + \phi_2) = 4\pi(\rho_1 + \rho_2)$$

$$\Delta(\alpha_1 + \alpha_2) = 4\pi(\sigma_1 \frac{\partial \alpha_1}{\partial t} + \sigma_2 \frac{\partial \alpha_2}{\partial t})$$

Man kann evtl. ein approximatives Verfahren anwenden, bei dem man eine kleine Störung im Feld einer großen berechnet und die Rückwirkung von der kleinen auf die große vernachlässigt, z. B. bei der D-Anomalie von Göttingen.

Störkörperberechnungen liegen vor von Lippmann, Kertz, v. Conbruch. Andere Berechnungen (räumlich wanderndes induzierendes Feld): Volland, H.J. Meyer.

Modellversuche sind als vielversprechend anzusehen.

9. Die Vieldeutigkeit des Problems wird eingeschränkt durch Beobachtungen verschiedener Perioden oder mit inhomogenem äußeren Feld.

Anomale innere Anteile hängen von Periode ab (s. Abb. 12, 22, Schmucker)

Frage der Eindeutigkeit wohl auch theoretisch noch nicht gelöst.

treffend (siehe Price und Slichter). Wahrscheinlich besteht Ähnlichkeit mit Wiechert-Herglotz Problem in der Seismik.

10. Als Ergebnis der E.T. erhält man die elektrische Leitfähigkeit als Funktion des Ortes. Leitfähigkeitsunterschiede können durch Material-, Druck- oder Temperaturunterschiede bedingt sein.

(s. Abb. 29-33, Schmucker)

Vortrag Dipl.Geophys. Voppel, Wingst

"Ergebnisse der Geländemessungen des DHI unter der
Leitung von Herrn Dr. O. Meyer, Hamburg"

Donnerstag, den 1. 2. 1962

Die folgende Berichterstattung beruht auf Ergebnissen von Geländemessungen während der letzten 6 Jahre (1955-1962).

Bei Beginn der Untersuchungen war folgendes bekannt:

- 1) Unterschiedliche Auslenkung in ΔZ während geomagnetischer Baystörungen in den Registrierungen von Niemeck und Wingst.
- 2) Die Untersuchungen von Fleischer (s. Literatur-Verzeichnis) mit dem Deutungsversuch dieser Erscheinung durch einen Erdstrom im tieferen Untergrund Norddeutschlands.
- 3) Überlegungen von Zerbst (Kolloquiumsvortrag in Hamburg 1954) zur Deutung der erwähnten Unterschiede in ΔZ durch einen Oberflächenstrom.

Bei der Planung der Messungen wurde eine in Norddeutschland vorhandene, Osnabrück schneidende, geologische Grenze berücksichtigt. Nördlich dieser Grenze liegt bis 5 000 m Tertiär vor; südlich grenzen daran Jura, Kreide und ältere Formationen. Das jüngere Material im Norden ist gut durchfeuchtet und besitzt damit eine größere Leitfähigkeit als das südlich der Grenze befindliche ältere Material. Hierdurch bietet sich eine Erklärungsmöglichkeit der Unterschiede der ΔZ -Registrierungen an.

Die Meßprofile wurden von vornherein unter Berücksichtigung der bekannten Oberflächengeologie festgelegt. Der Stationsabstand betrug zwischen 10 und 40 km; meist 20 km. Folgende 5 Profile wurden vermessen:

- 1) Klanxbüll - Göttingen
- 2) Witteveen - Frankfurt
- 3) Norden - Meschede
- 4) Helgoland - Beverungen
- 5) Wilhelmshaven - Paderborn

Die Stationen des 1. Profils wurden nacheinander mit nur einem Variographen vermessen. Beim 2. Profil wurden 2 Variographen benutzt, für die übrigen Profile standen 3 Variographen zur Ver-

fügung. Dabei konnten jeweils von den 3 Variographen überstrichene Profillängen dadurch aneinander angeschlossen werden, daß jeweils der in Profilfortsetzungsrichtung stehende Variograph stehen blieb und damit eine "Nahtstation" bildete, während die anderen beiden Variographen in Profilfortsetzungsrichtung versetzt wurden. Zum Abschluß wurden die 5 Profile durch Vermessung eines Querprofils einander angeschlossen.

(Aus einer während des Vortrags verteilten Liste sind die Einsatzdaten der Variographen zu entnehmen; die Liste kann für eventuelle Bestellung von Magnetogrammkopien benutzt werden.) Aus den jahrelangen Untersuchungen hat sich ergeben, daß sich die Askania-Variographen im Geländebetrieb bestens bewähren.

Bei der Auswertung der Bays wurden folgende Punkte berücksichtigt:

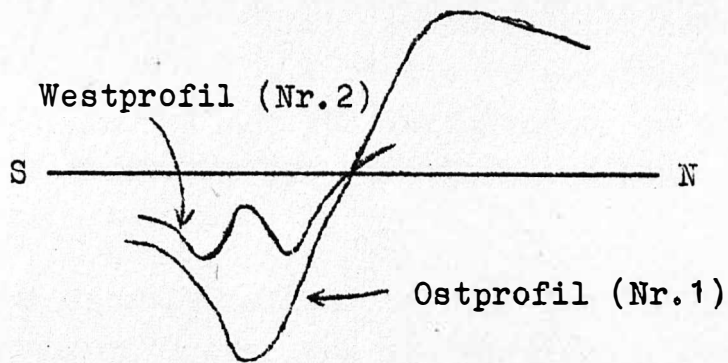
- 1) Die Auslenkung sollte möglichst aus völliger Ruhe einsetzen.
- 2) Die Bays sollten zwischen 18.00 und 22.00 Uhr Ortszeit liegen.
- 3) Die Auslenkungen in ΔH und ΔD sollten positiv sein. Die Bedingungen unter 2) und 3) bedeuten - etwa gleichwertig -, daß die Auslenkung in ΔZ in Wingst positiv ist.

Da im Laufe der Untersuchungen die Häufigkeit dieser "idealen" Baystörungen geringer wurde, wurden zur Auswertung auch Bays herangezogen, die den genannten Bedingungen nicht voll entsprachen.

Zum Vergleich unterschiedlicher Baystörungen war eine Normierung der einzelnen Bays erforderlich. Normiert wurde in der Weise, daß die Auslenkungsbeträge in den 3 Komponenten an den Reisestationen durch den Auslenkungsbetrag der entsprechenden Komponente in Wingst dividiert wurde. Das sich ergebende Verhältnis wurde über der Profillinie aufgetragen.

Hierbei ergab sich eine überraschende Abweichung der Kurven für die Z-Komponente auf den ersten beiden Profilen. (s.schematisierte Darstellung):

$\frac{\Delta Z(\text{Reisestation})}{\Delta Z(\text{Wingst})}$



Die unterschiedliche Ausbildung der Kurven wurde auf Einfluß der Oberflächengeologie zurückgeführt. Offensichtlich verläuft die genannte geologische Grenze zunächst nördlich des Teutoburgerwaldes und springt westlich davon nach Süden zurück. Hierdurch entsteht nördlich des Nordrandes des Teutoburgerwaldes entsprechend dem Sprung der Leitfähigkeit von tieferen zu höheren Werten ein starker ΔZ -Anstieg, der jedoch westlich des Teutoburgerwaldes nicht mehr vorhanden ist. Dieses Zwischenergebnis regte die weitere Vermessung der restlichen Profile an; trotzdem läßt sich bis zum Augenblick kein endgültiges Bild angeben. Nach jeder Profilauswertung änderte sich die bis dahin vorliegende Kartierung. Für zukünftige Vermessungen müßten die Profil- und Stationsabstände wesentlich verringert werden.

Als qualitatives Ergebnis ist auf Grund der im Bereich des Teutoburgerwaldes sich drängenden Linien gleichen Verhältnisses von ΔZ (Reisestation) zu ΔZ (Wingst) ein Ost-West-Strom anzunehmen, der sich am Westrand des Teutoburgerwaldes verzweigt und teilweise nach Süden umbiegt. Ein solcher Strom würde ein positives ΔH nördlich und ein negatives ΔD westlich des Teutoburgerwaldes erklären. Jedenfalls müssen die ΔD -Angaben noch verfeinert werden. Insgesamt könnte an einen geschlossenen Ringstrom gedacht werden, wenn man die Göttinger ΔD -Anomalie in das System einbezieht, die bei den Untersuchungen gut herausgekommen ist.

Nördlich des Teutoburgerwaldes ist ein Anstieg von ΔZ (Reisestation) zu ΔZ (Wingst) über 17 km von - 0,4 bis - 2,1 festzustellen.

Als Ergebnis der Untersuchungen ist festzuhalten, daß mit einem wesentlichen Einfluß der Oberflächengeologie auf die Registrierungen der erdmagnetischen Variationen gerechnet werden muß. Eine engmaschige Aufstellung von Variographen in der Gegend Teutoburgerwald - Wiehengebirge wäre für eine genauere Untersuchung wünschenswert.

Die skizzierte Auswertemethode ist für die Z-Komponente unter folgenden Bedingungen frei von systematischen Fehlern:

- 1) Die normalen inneren und äußeren Anteile in ΔZ heben sich auf.
- 2) Der äußere anomale Anteil in ΔZ ist vernachlässigbar klein gegenüber dem anomalen inneren Anteil in ΔZ .
- 3) Der anomale innere Anteil in ΔZ in Wingst wird vom gleichen Stromsystem verursacht wie der anomale innere Anteil von ΔZ an der Reisesstation.

Das Verhältnis $\Delta Z(R)/\Delta Z(Wn)$ zeigt zum Teil große Streuungen, die den Schluß zulassen, daß diese Bedingungen nicht immer und überall erfüllt sind. Dabei ist möglicherweise daran zu denken, daß Ströme in zwei verschiedenen leitfähigen Systemen induziert werden, die auf unterschiedliche Perioden der Variationen verschieden stark reagieren.

Da die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie vorläufig in ihrer Gesamtheit kaum erfaßt werden kann und darüberhinaus geographisch offenbar sehr kompliziert ist, dürfte sie sich für theoretische Modelluntersuchungen nur schlecht eignen. Deswegen wurde auf die Möglichkeit hingewiesen, "isolierte Pulsationsanomalien" zu untersuchen, die sicher eine geringere Ausdehnung aufweisen. Drei bekannte Anomalien, die nach den bisherigen Kenntnissen zu dieser Gruppe gezählt werden können, wurden angegeben:

- 1) Waldmichelbach (Odenwald), festgestellt durch Schmucker
(siehe Lit.-Verzeichnis)
- 2) Ritterhude bei Bremen
- 3) Tönning bei Heide (Schleswig-Holstein)

Von diesen sind 2) und 3) sicher nicht vollständig zu untersuchen wegen Großstadtnähe (2)) bzw. Küstennähe (3)).

Diskussion zu den Vorträgen von

Prof.Kertz und Dipl.Geophys. Voppel

Prof.Angenheister berichtete von einer Abschätzung zur Frage der Phasengleichheit zwischen dem induzierenden Magnetfeld und dem Feld des induzierten Stromes infolge des gegenüber dem Ohmschen Widerstand überwiegenden induktiven Widerstandes. Betrachtet wurde ein horizontal liegender Ringleiter mit dem Radius a und einem kreisförmigen Querschnitt vom Radius r . Bei einem Wert von a von 70 km überwiegt der induktive Widerstand gegenüber dem Ohmschen von einem Verhältnis von $r:a = 1/10$ an.

(zugrunde gelegter Widerstand: $\rho = 1 \Omega \cdot m$.) (Induzierendes Feld vertikal)

Prof.Angenheister verwies als Ergänzung zu dem zu Beginn des Kolloquiums vorgelegten Literaturverzeichnis auf die Arbeit von W.Buchheim: "Beiträge zur Theorie der geoelektrischen Aufschlußmethoden." Mitteilungen aus dem Institut für Theoretische Physik und Geophysik der Bergakademie Freiberg. Dez. 1952, Sonderdruck der "Freiberger Forschungshefte" C 6.

Zur Erklärung der anomalen inneren Anteile durch oberflächennahe Ströme im Rahmen des Vortrages von Dipl.Geophys.Voppel wies Prof.Angenheister darauf hin, daß das Diluvium nicht 5 km mächtig sei. Der Gegeneinwand von Dipl.Geophys.Voppel, es sei Diluvium und Tertiär zugrunde gelegt, wurde von Prof.Angenheister anerkannt.

Prof.Angenheister hob hervor, daß der bei der Zerlegung des Magnetfeldes anfallende inhomogene äußere Anteil nicht völlig aus dem Rahmen der Betrachtungen ausgeschieden werden solle, sondern für Aussagen über die Ionosphäre zweifellos als wertvoll zu gelten habe.

Dr. Helbig ging auf das Superponieren von einzelnen Störkörpern als getrennte Einzelquellen anomaler innerer Anteile ein (s. These 8 des Vortrages von Prof.Kertz). Er deutete an, daß bei Unterteilung der Störkörper das Superponieren grundsätzlich möglich sei; es tauchten dann in jeder Differentialgleichung Störglieder auf, die beim Programmieren entsprechend zu berücksichtigen sind.

Dr.Siebert warnte davor, im Zusammenhang mit den Problemen der erdmagnetischen Tiefensondierung von Supraleitern zu sprechen; das würde gegenüber dem in der Physik hierunter verstandenen Effekt zu Mißverständnissen führen. Er schlug den Ausdruck: completely conducting, d.h. vollkommen leitend vor.

Zu der starken Streuung bei der Normierung der Bay-Registrierungen nach den Angaben von Dr.O.Meyer verwies Dr.Siebert darauf, daß die in dieser Weise ausgewerteten Registrierungen bisher keinem Trennungsverfahren unterworfen worden seien. Hieraus ließen sich zweifellos Fehler erklären, da die Umkehr in ΔZ oft erst durch die Trennung in inneren und äußeren Anteil herauskomme.

Herr Duckert wies darauf hin, daß hinsichtlich der Aussage der These 10 von Prof.Kertz eine Klärung durch thermische Messungen erreichbar sein müsse. Prof.Angenheister äußerte hierzu jedoch Bedenken wegen der hohen Kosten, da man eine niedergebrachte Bohrung eine gewisse Zeit, die der Abteufdauer gleichkommt, liegen lassen muß, damit sich das Gestein "beruhigen" kann.

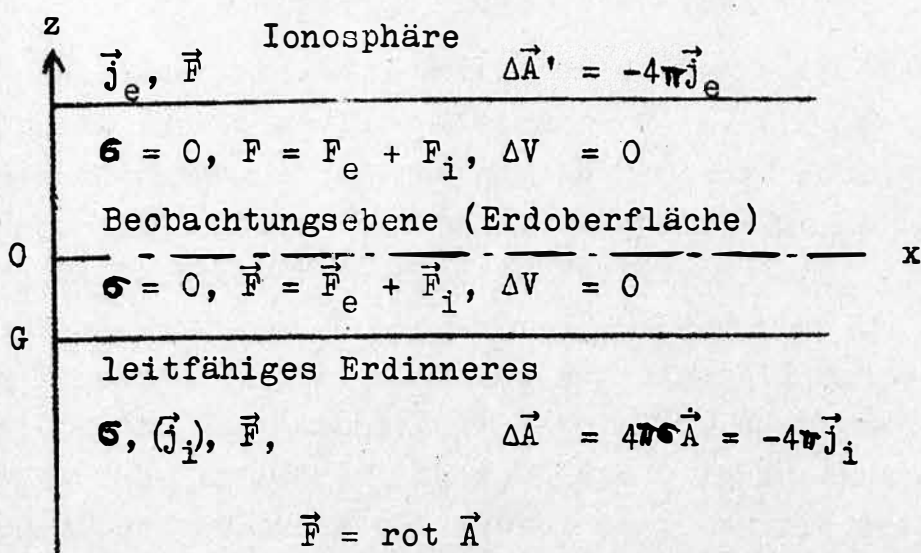
Vortrag Dr. Siebert, Göttingen:

"Bemerkungen zur Auswertung und modellmäßigen Deutung der Beobachtungen bei der erdmagnetischen Tiefensondierung"

Donnerstag, den 1. Febr. 1962

Unter Auswerten soll hier nicht nur ein Ausmessen und Klassifizieren von Beobachtungen verstanden werden, sondern auch deren Zurecht-machen für eine modellmäßige Deutung des zu untersuchenden Problems. Beim gegenwärtigen Stand der Modellrechnungen ist die Auswertung eng verknüpft mit der Zerlegung des an der Erdoberfläche beobachteten erdmagnetischen Störungsfeldes \vec{F} in den von den primären ionosphärischen Strömen herrührenden Anteil \vec{F}_e und den von den induzierten Strömen im leitfähigen Erdinneren erzeugten Anteil \vec{F}_i . Im Gegensatz zu der klassischen Trennung des Magnetfeldes der Erde durch Gauß unter stationären Bedingungen ist das beobachtete Feld jetzt zeitlich variabel und rührt teilweise von einem Induktionsvorgang her. Daß eine der Gaußschen Trennung analoge Zerlegung des Feldes unter diesen Umständen noch möglich ist, ist nicht ohne weiteres selbstverständlich.

Schematische Darstellung der vorliegenden Gegebenheiten durch die folgende Figur:



primär ist \vec{j}_e ; dadurch wegen $\sigma \neq 0$ im Erdinneren Auftreten induzierter Ströme \vec{j}_i . Im leitfähigkeitsfreien Raum dazwischen ein von beiden Stromverteilungen herrührendes Feld \vec{F} . Wichtige Beschränkung: Die Strom- und Feldverteilungen sind quasistationär, d. h. die Frequenzen sind so niedrig, daß der Verschiebungseffekt vernachlässigt

werden kann, oder: bei den auftretenden Frequenzen sind die in Frage kommenden räumlichen Ausdehnungen so gering, daß die Retardation vernachlässigt werden kann (Nahzone der elektromagn. Störung). Erst daraus folgt, daß das an einem bestimmten Ort zu einer bestimmten Zeit beobachtete Magnetfeld \vec{F} ausschließlich von den gleichzeitig vorhandenen Stromverteilungen herrührt und diesen zugeordnet werden kann, also auch in einen Anteil \vec{F}_e mit den Quellen \vec{j}_e und einen Anteil \vec{F}_i mit den Quellen \vec{j}_i zerlegt werden kann. Da außerdem bei Vernachlässigung des Verschiebungsstromes das Zwischengebiet magnetisch quellen- und wirbelfrei ist, gilt hier $\vec{F} = -\text{grad } V$ und $\Delta V = 0$. Das führt bei Annahme einer ebenen Erde auf Lösungen der Form

$$V \sim e^{\pm |\alpha|z}.$$

Wegen der Linearität der das Problem beherrschenden Gleichungen können die Wirkungen von \vec{j}_e und \vec{j}_i getrennt betrachtet werden. Dann muß aber wegen des Verhaltens im Unendlichen

$$\vec{j}_e \text{ ein } V_e \sim e^{+|\alpha|z} \text{ und } \vec{j}_i \text{ ein } V_i \sim e^{-|\alpha|z}$$

zugeordnet werden. Wegen der Eindeutigkeit der Darstellung bleibt diese Aufteilung auch bei gleichzeitigem Auftreten von \vec{j}_e und \vec{j}_i bestehen. In diesem Zusammenhang ist es bedeutungslos, daß \vec{j}_i eine Folge von \vec{j}_e ist. Es ist schließlich durch Gradientenbildung

$$\vec{F}_e = -\text{grad } V_e \text{ und } \vec{F}_i = -\text{grad } V_i.$$

Die charakteristischen Unterschiede der Potentiale von \vec{F}_e und \vec{F}_i erlauben letztlich ihre Trennung, d. h. ihre getrennte Darstellung durch Anwendung eines geeigneten Rechenverfahrens auf die an der Erdoberfläche beobachteten Feldkomponenten. Es liegen dafür je nach Art des Problems verschiedene Verfahren vor.

Die Trennung liefert nun erst den eigentlichen Beweis dafür, daß die Ursache der Anomalie im Untergrund zu suchen ist. Es liegt vielleicht nahe zu fragen, ob sich die Durchführung einer solchen Zerlegung auch außerdem noch lohnt oder nur ein formales Vergnügen ist. Vom Standpunkt der derzeitigen theoretischen Deutung der Beobachtungen aus gesehen, läßt sich die Trennung kaum vermeiden. Illustration am Beispiel des umseitigen Schemas, wenn dies als konkretes Modell angesehen wird: Als Randbedingung, die die Lösung der Differentialgleichung für $z > G$ erfüllen muß, ist das Feld \vec{F} auf der Grenzfläche G vorzugeben. Da \vec{F} aber für $z = 0$ gemessen wird, muß es

bis $z = G$ fortgesetzt werden. Diese Fortsetzung ist natürlich unterschiedlich für \vec{F}_e (\rightarrow Abnahme) und \vec{F}_i (\rightarrow Zunahme). Das Ganze kann sich hinter der allgemeinen Lösung von $\Delta V = 0$ verbergen; implizit werden aber \vec{F}_e und \vec{F}_i getrennt behandelt. Dann sollte man die Trennung aber auch explizit ausführen und sich dadurch ein klareres Bild verschaffen. [Das angeführte Modell wurde bei der großräumigen (weltweit bei Kugelgeometrie) Tiefensondierung zur Ermittlung der vertikalen Schichtung der Leitfähigkeit verwandt, mit dem Ergebnis, daß (nach Rikitake) bei $G \approx 400$ km σ von 10^{-15} emu auf 10^{-12} emu ($\approx 10^9 \text{ sec}^{-1} \approx 10^{-1} \cdot \text{Ohm}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) springt.] Der Vorteil, die Zerlegung explizit auszuführen, wird sich noch an weiteren Punkten zeigen.

Eine solche Zerlegung durchzuführen, ist in der Praxis nun aber nicht eine Frage des Wollens, sondern auch des Könnens. Je weniger Stationen für die Beobachtung zur Verfügung stehen, desto mehr Annahmen muß man in das Trennungsverfahren hineinstecken, um es überhaupt anwenden zu können, und desto unsicherer wird das Ergebnis. Aber selbst bei einer größeren Zahl von Stationen bleiben einige prinzipielle Schwierigkeiten: Die zu untersuchenden Leitfähigkeitsanomalien sind im Hinblick auf die gesamte Erde lokale Erscheinungen mit einem magnetischen Einflußgebiet von etwa einigen 100 km Längenausdehnung an der Erdoberfläche. Dagegen breiten sich die induzierenden ionosphärischen Stromsysteme etwa bei Baystörungen über $1/2 - 1$ Hemisphäre aus. Die Stationen zur Untersuchung der Anomalie befinden sich naturgemäß in der Nähe und über der Anomalie, wodurch, räumlich gesehen, nur ein kleiner Teil des gesamten mit der Baystörung verbundenen Magnetfeldes registriert wird. Es fehlt das absolute Nullniveau, wodurch eine vollständige Trennung unmöglich gemacht wird. Aber selbst bei Kenntnis des gesamten Feldes wäre diese Trennung praktisch kaum ausführbar, da sie Kugelfunktionsentwicklungen bis zu extrem hohen Ordnungen erforderte. Daher wird auf eine vollständige Trennung verzichtet und wegen des lokalen Charakters der Anomalie außerdem mit einer ebenen Erde gerechnet. Verlangt werden sollte aber stets, daß auch Stationen außerhalb des Einflußbereiches der Anomalie aufgestellt werden, um wenigstens den anomal induzierten Anteil mit einiger Sicherheit abtrennen zu können. Da das ionosphärische Stromsystem größerer Störungen (Bays) im Bereich einer Anomalie in mittleren Breiten noch recht homogen ist, erkennt man

außerhalb dieses Bereiches die Magnetogramme wieder einander ähnlich sind, sofern man nicht in den Einflußbereich einer neuen Anomalie kommt. Für das an einem Punkt der Erdoberfläche registrierte Feld \vec{F} läßt sich dann folgender Ansatz machen:

$$\vec{F} = \vec{F}_{eo} + \vec{F}'_e + \vec{F}_{io} + \vec{F}'_i + \vec{F}_{ia}$$

\vec{F}_{eo} = im Bereich der Anomalie konstanter äußerer Anteil

\vec{F}_{io} = im Bereich der Anomalie konstanter innerer Anteil

\vec{F}'_e = im Bereich der Anomalie räumlich veränderlicher äußerer Anteil

\vec{F}'_i = im Bereich der Anomalie räumlich veränderlicher innerer Anteil

\vec{F}_{ia} = im Bereich der Anomalie räumlich veränderlicher anomaler innerer Anteil.

Wäre die Leitfähigkeit im Erdinnern homogen oder radialsymmetrisch, so würde als innerer Anteil nur $\vec{F}_{io} + \vec{F}'_i$ auftreten. Die konstanten Felder \vec{F}_{eo} und \vec{F}_{io} werden als Mittel aus den Aufzeichnungen der außerhalb des Einflußbereiches der Anomalie aufgestellten Stationen bestimmt. Ein theoretisch im ganzen unendlichen Bereich konstantes Feld kann eigentlich dem Trennungsverfahren nicht unterworfen werden und bleibt daher ungetrennt. Außerdem bleiben \vec{F}_{eo} und \vec{F}_{io} nach außen nicht konstant. Hierin liegt die zuvor erwähnte Unmöglichkeit einer vollständigen Trennung. Es wird deshalb zusammengefaßt

$$\vec{F}_{eo} + \vec{F}_{io} = \vec{F}_o$$

Ferner darf im Bereich der Anomalie angenommen werden: $|\vec{F}_{eo}| \gg |\vec{F}'_e|$ (nur dann ist ja \vec{F}_o feststellbar). Dann ist aber auch $|\vec{F}'_i| \ll |\vec{F}_{ia}|$ und der Ansatz für \vec{F} reduziert sich auf:

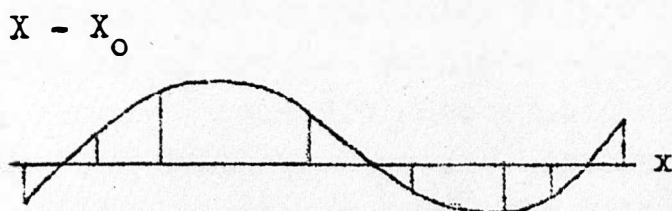
$$\vec{F} = \vec{F}_o + \vec{F}'_e + \vec{F}_{ia}$$

Davon sind \vec{F} und \vec{F}_o (Mittel der Stationen außerhalb) bekannt. Anwendung des Trennungsverfahrens auf $\vec{F} - \vec{F}_o$ liefert \vec{F}'_e und \vec{F}_{ia} getrennt. Mit \vec{F}'_e hat man eine Kontrolle, ob das äußere Feld wirklich nur schwach inhomogen ist, und mit \vec{F}_{ia} hat man das nun eigentlich interessierende Feld, das eine Folge der Induktion in der Anomalie selbst ist. Für die theoretische Deutung ist selbstverständlich die Kenntnis von \vec{F}_{ia} wesentlich wertvoller als nur die von \vec{F} . Um allerdings \vec{F}_{ia} auf diese Weise zu bestimmen, müssen die gemachten Voraussetzungen erfüllt sein, was nicht immer der Fall zu sein braucht.

Die Störungen gleichen Art mit etwa gleichen Perioden oben verschie...

muß noch eine Normierung eingeführt werden, die am besten so gewählt wird, daß \vec{F}_{ia} in geeigneter Weise auf das induzierende Feld \vec{F}_0 bezogen wird. Die spezielle Form der Normierung hängt damit auch von der Art der zu untersuchenden Anomalie ab, da möglicherweise nur eine bestimmte Komponente von \vec{F}_0 induziert.

Bei der praktischen Ausführung der Trennung treten abermals prinzipielle Schwierigkeiten auf: Diese sollen der Einfachheit halber erläutert werden für eine Zerlegung längs eines Profils. Aufgetragen sei z. B. an acht nicht äquidistanten Stationen $(X - X_0)$.



Die Randwerte sind im allgemeinen nicht gleich Null, da das äußere Feld und das normal induzierte Feld nicht völlig konstant sind und auch ein kleiner Effekt der Anomalie immer noch vorhanden sein dürfte. Wird X_0 als Mittelwert aus den beiden beobachteten Randwerten bestimmt, so sind hier $(X - X_0)$ entgegengesetzt gleich groß. Außerhalb dieser Randpunkte wird $(X - X_0) = 0$ gesetzt. Es entsteht dadurch ein Fehler, nicht nur weil tatsächlich $(X - X_0) \neq 0$ ist, sondern auch weil $(X - X_0)$ als Lösung der Laplace Gleichung in einem singularitätenfreien Gebiet regulär analytisch ist und daher identisch verschwinden müßte, wenn $(X - X_0)$ auf einem endlichen Stück der x-Achse verschwände. Es hat auch keinen Sinn, das Profil zu verlängern, da die theoretischen Bedingungen $(X - X_0) \rightarrow 0$ für $x \rightarrow \pm\infty$ auf der Erde nur formale Bedeutung hat. Eine Verlängerung des Profils nach Norden würde nur zu einem stärkeren Einfluß des Polarlichtzonenstromes führen und das Trennungsergebnis verschlechtern. Es bleibt nur übrig, durch geeignete Annahmen den Fehler so klein wie möglich zu machen.

Eine zweite Fehlerquelle betrifft die zwischen den Werten der Stationen erforderlichen Interpolationen. Für die Auswertung, d. h. die numerische Berechnung von Integralen, wie sie bei den Auswerteverfahren auftreten, ist es im allgemeinen erforderlich, mehr Ordinatenwerte zu nehmen als Stationen vorhanden sind. Außerdem sind Ordina-

auszuwerten. Für eine hinreichend genaue Trennung sind auch die ersten Ableitungen von $(X - X_0)$ an diesen Stellen heranzuziehen. Durch falsche (graphische) Interpolation können also Fehler entstehen. Die Interpolation müßte eigentlich so vorgenommen werden, daß die interpolierte Kurve eine Potentialfunktion darstellt. Dieser Arbeitsgang, bei dem die Beobachtungswerte für das Trennungsverfahren umgeschrieben werden, ist wahrscheinlich nur sehr schwer apparativ vorzunehmen, was im Hinblick auf eine rein elektronische Registrierung und Auswertung bedacht werden muß.

Anregungen: In einem für erdmagnetische Tiefensondierung unbekanntem Gebiet wird zunächst eine großräumige flächenhafte Verteilung der Stationen vorgenommen, um etwa vorhandene Anomalien überhaupt zu entdecken. Die stärkste Anomalie untersuchen und durch flächenhafte Konzentration der Stationen auf die Umgebung der Anomalie deren Ausdehnung qualitativ feststellen. Der weitere Einsatz der Stationen hängt von der Form und dem Ausmaß der Anomalie ab. Bei Anomalien mit ausgeprägter Vorzugsrichtung existieren in der Regel "erlaubte Profile", die aus flächenhafter Vermessung zu ermitteln sind und auf denen sich die Trennung auf ein zweidimensionales Problem reduziert. Die äußeren und inneren Anteile der Feldkomponenten berechnen sich dann lediglich aus den beobachteten Feldkomponenten selbst und deren Hilbert-Transformierten. In Erweiterung des vorhandenen Formalismus sollte der Versuch gemacht werden, ein Trennungsverfahren auf einem gekrümmten Profil, etwa auf einer Hyperbel (mit Hilfe elliptischer Zylinderkoordinaten) zu entwickeln. Bei komplizierterer Struktur der Anomalie ist eine flächenhafte Vermessung und Auswertung mit einem entsprechenden Verfahren, das ebenfalls vorliegt, erforderlich. Ein solcher komplizierter Fall ist auch der der schwachen Göttinger D-Anomalie, die noch im Einflußbereich der großen norddeutschen H-Anomalie liegt und daher nicht isoliert untersucht werden kann. Für den Fall, daß die Zahl der Stationen zu gering für ein hinreichend enges Netz ist, sollte die Änderung des Feldes zwischen zwei Stationen durch eine an mehreren Orten aufgestellte Zwischenstation nach und nach erfaßt werden, so daß später der Feldverlauf im Zwischengebiet aus den Registrierungen der beiden verbliebenen Stationen hinreichend sicher ergänzt werden kann. Die Grenzen eines solchen Vorgehens brauchen nicht besonders erörtert zu werden.

Modellmäßige Deutung der Beobachtungen: Darunter soll die quantitative Deutung der Beobachtungen durch physikalische Modelle ohne Berücksichtigung der geologischen Aspekte verstanden werden. Die Untersuchung konzentriert sich dabei auf die Zustände und Vorgänge im Untergrund. Für quasistationäre Vorgänge in diesem Bereich folgt aus den Maxwell-Gleichungen im elektromagnetischen Maßsystem:

$$\begin{aligned} \text{rot } \vec{F} &= 4\pi \vec{j}_i & \mu &= 1 & \text{div } \vec{F} &= 0 \\ \text{rot } \vec{E} &= -\dot{\vec{F}} & & & \text{div } \vec{E} &= 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \vec{j}_i &= \sigma \vec{E} & \vec{F} &= \text{rot } \vec{A} \\ \text{rot } \vec{F} &= \text{rot rot } \vec{A} = -\Delta \vec{A} = 4\pi \vec{j}_i \\ \text{div } \vec{A} + 1/c^2 \dot{\varphi} &= 0 \rightarrow \text{div } \vec{A} = 0 \\ \text{rot}(\vec{A} + \vec{E}) &= 0 & \vec{A} + \vec{E} &= \text{grad } \varphi = 0 \end{aligned}$$

wegen $\text{div } \vec{A} = \text{div } \vec{E} = 0$, (genauer ist $\Delta \varphi = 0$, wobei $\varphi \neq 0$ aber nur im stationären Fall Bedeutung hat).

Also: $\vec{j}_i = \sigma \vec{E} = -\sigma \vec{A}$ und damit

$$\Delta \vec{A} = 4\pi \sigma \vec{A} = -4\pi \vec{j}_i$$

hierbei darf σ noch räumlich variabel sein. Diese Gleichung kann sowohl als Poisson-Gleichung: $\Delta \vec{A} = -4\pi \vec{j}_i$ aufgefaßt werden als auch als Diffusionsgleichung: $\Delta \vec{A} = 4\pi \sigma \vec{A}$. Im ersten Fall ist kein Unterschied vorhanden zu dem entsprechenden Problem der Magnetostatik mit der stationären Stromverteilung \vec{j}_i . Um die Lage und Stärke der Anomalie zu bestimmen, müßte aus \vec{F}_{ia} an der Erdoberfläche eindeutig auf die Stromverteilung \vec{j}_i geschlossen werden können. Das ist eine Aufgabe der Potentialtheorie, von der bekannt ist, daß sie nicht eindeutig lösbar ist. Praktisch ist dieses Verfahren für Abschätzungen zu verwenden, indem man das Auftreten von nach physikalischen Gesichtspunkten unsinnigen Stromverteilungen ausschließt und damit auch gewisse Tiefen und Formen der Anomalie ausschließt.

Die Behandlung des Problems als eines quasistationären durch Berücksichtigung der (langsamen) zeitlichen Änderung der Feldgrößen schränkt die Vieldeutigkeit der Lösungen der Poisson-Gleichung ein, führt aber auf neue mathematische Schwierigkeiten. Da die Zerlegung des Feldes auch bei quasistationären Zuständen gilt, kann durch Anwendung des Trennungsverfahrens auf $(\vec{F} - \vec{F}_0)$ zu dicht genug aufein-

an der Erdoberfläche bestimmt werden. Von ihnen sollen wieder nur \vec{F}_0 und \vec{F}_{ia} beachtet werden. Sie müssen mit den Annahmen und Ergebnissen der Modellrechnung konfrontiert werden, wobei jetzt die den Induktionsvorgang berücksichtigende Gleichung $\Delta \vec{A} = 4\pi \sigma \dot{\vec{A}}$ heranzuziehen ist.

Sieht man einmal vorübergehend von der Existenz der Anomalie ab und betrachtet die überhaupt möglichen einfachsten Modelle, so stößt man schon bei dem naheliegendsten Modell auf Schwierigkeiten, nämlich einem homogenen induzierenden Feld über einem homogenen Halbraum. Insbesondere sind hier die in allen Richtungen im Unendlichen nicht verschwindenden Felder ganz untypisch. Die einzige Aussage, die diese Betrachtung für Abschätzungen liefert, ist, daß ein an der ebenen Grenzfläche zeitlich periodisches und räumlich konstantes horizontales Feld in Form einer ebenen gedämpften Welle in den Halbraum eindringt, analog der Ausbreitung einer thermischen Welle in einem wärmeleitenden Halbraum. Wird als Eindringtiefe d die Tiefe definiert, in der die Amplitude der Welle auf den e -ten Teil abgesunken ist, so erhält man:

$$d = 1/\sqrt{2\pi\sigma\omega} \hat{=} 3,90 \sqrt{\rho T} \quad (d \text{ in km, } \rho \text{ in Ohm} \cdot \text{m, } T \text{ in min}).$$

Damit ist selbst für Pulsationen von $T = 2$ min eine Eindringtiefe von $d \underline{\hat{=}} 100$ km nicht auszuschließen.

Die nächst einfachen Modelle sind: Das Feld des oszillierenden Dipols als induzierendes Feld über dem homogenen Halbraum. Dieser Fall ist noch lösbar, erfordert aber schon umfangreiche numerische Rechnungen. Wird die Voraussetzung der Homogenität des Untergrundes aufgegeben, so dürfte auch schon bei einfachsten Inhomogenitäten allenfalls mit Hilfe elektronischer Rechengeräte weiterzukommen sein. - Der umgekehrte Weg ist, ein homogenes induzierendes Feld beizubehalten und dessen Wirkung in isolierten, einfachen leitfähigen Störkörpern zu berechnen. Als Störkörper sind dabei vor allem der unendlich lange Zylinder und die Kugel herangezogen worden. Von ihnen ist das Zylindermodell das einfachere und für eine Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie brauchbarere. Über Rechnungen mit konstanter und vom Radius abhängiger Leitfähigkeit wird in einem anschließenden Beitrag berichtet. Die Berechnung weiterer Zylindermodelle ist möglich, auch mit Leitfähigkeitsverteilungen, die in bestimmter Weise vom Azimut abhängen.

Diese Lösungen, die die Verwendung von Mathieuschen Funktionen erfordern, könnten Aufschluß über eine etwaige Neigung der Anomalie gegen die Oberfläche geben (geologisch: Fallen). Falls die Anomalie die Form eines solchen Störkörpers hat, so ist dieser jedoch eingebettet in eine mehr oder weniger leitfähige Umgebung. Diese modifiziert das induzierende Feld (das zuvor ausschließlich das primäre Feld war) und modifiziert auch das anomal induzierte Feld bei seiner Ausbreitung von der Anomalie zur Erdoberfläche, wo es beobachtet wird. Es gibt aber noch ein Modell, das sich auch bei Anwesenheit eines leitenden Halbraumes in brauchbarer Näherung verwenden läßt: Homogenes äußeres Feld, ein leitfähiger Halbraum möglichst tief unter der Beobachtungsebene (Erdoberfläche) und ein Störkörper zwischen Beobachtungsebene und Halbraumoberfläche. Äußeres Feld und Halbraum allein ergeben über dem Halbraum ein homogenes horizontales Feld \vec{F}_0 . Dieses induziert im Störkörper und bewirkt das anomal induzierte Feld \vec{F}_{ia} . Dieses sind aber gerade die Felder, die das Trennungsverfahren liefert. Liegt der Halbraum tief genug unter dem Störkörper, so ist die Rückwirkung des Störkörpers auf den Halbraum zu vernachlässigen. Es muß hier $|\vec{F}_{e0}| \gg |\vec{F}_{ia}|$ sein. Die eben gemachten Voraussetzungen dürften (auch wegen der geringen normalen Leitfähigkeit in den ersten 100 km unter der Erdoberfläche) für die Erde wenigstens näherungsweise zutreffen. Daher ist sowohl das Trennungsverfahren als auch die Berechnung der Induktion eines homogenen Feldes in isolierten Störkörpern von praktischer Bedeutung für die Deutung von Leitfähigkeitsanomalien: Mit \vec{F}_0 als induzierendem Feld müßte sich auf der Beobachtungsebene \vec{F}_{ia} als anomal induziertes Feld ergeben. Daher dürfte es durchaus lohnend sein, auch kompliziertere Störkörper anzusetzen, auch wenn deren Lösung vielleicht den Einsatz von Rechenmaschinen erfordern sollte. \vec{F}_{ia} muß sich richtig in Amplitude und Phase ergeben.

Eine nur äußerlich verschiedene Art der Bestimmung der Induktion in Störkörpern sind Modellversuche: Störkörper im homogenen Wechselfeld einer Helmholtz-Spule. Ausmessung des Feldes durch eine aus kleinen Spulen bestehende Drei-Komponenten-Sonde. Eichung der Apparatur durch Vergleich mit den theoretisch einwandfrei zu berechnenden Fällen. Beispiele für interessierende Modellversuche: komplizierte Störkörper, Störkörper in leitfähiger Einlagerung, Überprüfung des zweidimensionalen Trennungsverfahrens bei Verwendung nicht erlaub-

Mit den bisher genannten Methoden sind die theoretischen Möglichkeiten für eine Deutung keineswegs erschöpft. Es ist durchaus denkbar, daß andere und brauchbarere Verfahren existieren oder entwickelt werden können, etwa, indem man die Schmuckersche Methode der Berechnung des Feldes flächenartiger Ströme auf gewellten Flächen kombiniert mit der Eindringtiefe bei bestimmten Perioden und Leitfähigkeitsverteilungen. Schließlich drängt sich eine Analogie zur klassischen Seismik auf: Statt Modelle vorzugeben und freie Parameter den Beobachtungen bestmöglich anzupassen, sollte versucht werden, die Maxwell'schen Gleichungen so umzuformen, daß sich eine Integralgleichung für σ ergibt, aus der (numerisch) σ als Funktion des Ortes aus den auf der Beobachtungsebene gemessenen elektrischen und magnetischen Feldern und vor allem den zeitlichen Änderungen dieser Größen bestimmt werden kann. Es ist nicht klar, ob das überhaupt möglich ist.

Schließlich existiert noch ein sehr kompliziertes Problem, das vor allem in das Gebiet der theoretischen Physik der Festkörper gehört: Nach experimentellen Untersuchungen hängt die Leitfähigkeit der Minerale überwiegend von der Temperatur ab nach:

$$\sigma = \sum_{n=1}^3 \sigma_n \exp \left\{ -A_n/T \right\} \approx \sigma' \exp \left\{ -E'/kT \right\}$$

[nach D. C. Tozer: The electrical properties of the earth's interior, in: "Physics and Chemistry of the Earth" 3, 414-436, (1959)]. Es ist also eine Behandlung der Frage erforderlich, ob die durch die vorangegangenen Untersuchungen ermittelte Lage und Ausdehnung der Anomalie mit den sonstigen Zuständen im Erdinnern verträglich ist.

Vortrag Dipl. Phys. v. Consbruch, München

Elektromagnetische Induktion im Zylinder örtlich-
variabler Leitfähigkeit

Donnerstag, den 1. 2. 1962

Für die Leitfähigkeitsverteilung längs des Zylinderradius a wurde der Ansatz

$$\sigma = \sigma_0 (\rho/a)^n$$

gewählt. Die Oberflächenleitfähigkeit ist durch σ_0 gegeben, ρ kennzeichnet die variable Mittelpunktsentfernung und n gibt die Potenz an, mit der die Leitfähigkeit mit zunehmender Eindringtiefe in den Zylinder wächst oder abnimmt, je nachdem ob n negatives oder positives Vorzeichen aufweist. $n=0$ beschreibt den von Kertz (Gerl. Beitr. 69, 1, S. 4-28 (1960)) behandelten Fall homogener Leitfähigkeit.

Der Zylinder ist in seiner Längsrichtung unendlich ausgedehnt. Das induzierende homogene magnetische Wechselfeld verläuft transversal, dementsprechend fließen die induzierten Ströme in jedem Querschnitt parallel zur Zylinderachse und zwar in jeder Zylinderhälfte in entgegengesetzter Richtung. Die Stromfäden schließen sich im Unendlichen. Die Periode des induzierenden Magnetfeldes wurde so groß angenommen, daß in dem Modell Phasenverschiebungen der elektromagnetischen Welle unberücksichtigt bleiben können, die physikalischen Vorgänge also quasistationär verlaufen. Die verwendete Leitfähigkeitsverteilung fordert für negative n und ein magnetisches Wechselfeld, dessen Periode gegen Unendlich strebt, daß die elektrische Stromdichte im Mittelpunkt des Zylinders über jede obere Schranke wächst. Hierzu tritt bei endlicher zeitlicher Variation des äußeren Magnetfeldes die Wirkung der Selbstinduktion und es kommt zu einer Überlagerung von beiden Effekten.

Für hinreichend große Werte des Betrages von n wird die Eindringtiefe der Ströme beliebig klein. Sowohl für $n=+\infty$ als auch für $n=-\infty$ fließen die induzierten Ströme, wenn auch aus gänzlich unterschiedlichen Gründen, nur in der Zylinderoberfläche. $n=+\infty$ beschreibt ein Modell, in dem die Oberfläche die Leit-

fähigkeit σ_0 besitzt und das Innere des Zylinders mit elektrisch nicht-leitender Materie ausgefüllt ist. Bei endlicher Leitfähigkeit des Mantels und endlicher Frequenz des induzierenden Magnetfeldes dringen die induzierten Ströme für $n = -\infty$ auch quasi nur in die Oberflächenschicht des Zylinders ein. In diesem Falle besteht das Zylinderinnere aus einem vollkommenen Leiter. In der äußeren Haut des vollkommenen Leiters wird ein Strom induziert, so daß der gesamte zeitlich veränderliche magnetische Fluß durch die Oberfläche Null wird und in inneren Schichten die Möglichkeit zur Induktion nicht mehr gegeben ist. Zwischen beiden Grenzfällen erreicht die Eindringtiefe der Ströme für $-2 < n < -1$ und teilweise auch für $n = -2$ ihren größten Wert. In diesem Bereich von n ist die Stromdichte im Zylindermittelpunkt unendlich. Wesentliche Anteile der induzierten Ströme fließen im Inneren und nicht auf der Oberfläche des Zylinders. Ausgehend von der üblichen Definition der Eindringtiefe der Ströme wird dieselbe negativ. Den Übergang von verschwindend kleiner zu unendlicher Stromdichte im Zylindermittelpunkt, oder anders ausgedrückt von negativer zu positiver Eindringtiefe der Ströme bildet der Fall, daß die Stromdichte längs des gesamten Zylinderradius den gleichen Wert besitzt. Die Wirkung von Skin-Effekt und der nach innen zunehmenden Leitfähigkeit heben sich gegenseitig auf.

Durch die Überlagerung von Skin-Effekt und der Zunahme der Leitfähigkeit läßt sich für jedes negative n und jede beliebige Mittelpunktentfernung eine Frequenz des induzierenden Magnetfeldes finden, so daß die Stromdichte längs des Radius an der gewählten Mittelpunktentfernung ein Maximum besitzt. Für hohe Frequenzen des induzierenden Magnetfeldes liegen bei festem n die Maxima in der Nähe der Zylinderoberfläche. Nimmt die Periode des äußeren Magnetfeldes zu, so verschieben sich die Maxima zum Mittelpunkt des Zylinders hin. Überwiegt der Einfluß der Zunahme der Leitfähigkeit die Wirkung der Selbstinduktion (d.h. unendliche Stromdichte im Zylindermittelpunkt), so wächst der Betrag der Stromdichte in den Maxima mit abnehmender Frequenz. Ist andererseits die Wirkung der Selbstinduktion das vorherrschende Element und wird diese nur durch die Zunahme der Leitfähigkeit gedämpft (d.h. die Stromdichte im Mittelpunkt verschwindet), so verringert sich der Betrag der Stromdichte in den Maxima mit abnehmender Frequenz.

Unabhängig von der Frequenz des induzierenden Magnetfeldes befindet sich das Maximum der Stromdichte für positive n immer an der Zylinderoberfläche.

Die Ergebnisse lassen sich qualitativ auch auf andere Leitfähigkeitsverteilungen und Körper wie Kugel und Ellipsoid übertragen, solange sich die Leitfähigkeit von Ort zu Ort nur stetig ändert und entweder monoton zu- oder abnimmt.

Vortrag Dr.H.J.Meyer, Göttingen

Auswertungsmöglichkeiten für den normalen Feldanteil

Donnerstag, den 1.2.1962

Es wird ausgegangen von folgender Zusammensetzung des erdmagnetischen Feldes:

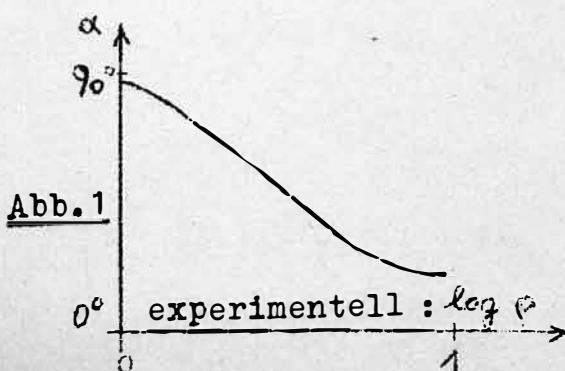
$$F = F_{\text{außen}} + F_{\text{innen}} = F_{\text{außen}} + F_{\text{innen normal}} + F_{\text{innen anomal}}$$

Die beiden Anteile $F_{\text{außen}}$ und $F_{\text{innen normal}}$ können zusammengefaßt werden zu F_{normal} (normaler Feldanteil).

Nach der Zerlegung des registrierten Gesamtfeldes F wird zur Gewinnung von Aussagen über den tieferen Untergrund im allgemeinen nur der anomale innere Anteil herangezogen. Aus ihm kann im Vergleich zu Modellrechnungen oder -versuchen auf Lage und Gestalt lokaler Inhomogenitäten der Leitfähigkeit geschlossen werden. Systematische Änderungen von G mit der Tiefe wirken sich dagegen in $F_{\text{innen anomal}}$ nicht aus, wohl aber in F_{normal} . Sie können infolgedessen auch nur aus F_{normal} erschlossen werden. Nachstehend soll für den Modellfall eines vertikalen magnetischen Dipols als Quelle des induzierenden Feldes eine Möglichkeit aufgezeigt werden, mit F_{normal} eine Form der "Tiefensondierung" vorzunehmen, die mehr den in der Geoelektrik verwandten Potentialmethoden entspricht.

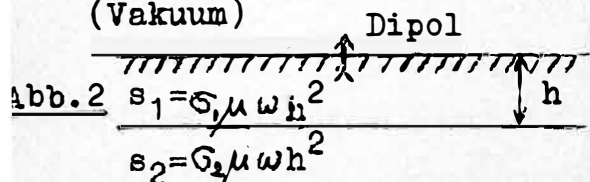
1) Der mit der Kreisfrequenz ω oszillierende Dipol befindet sich an der Oberfläche eines homogenen Halbraumes. Das magnetische Gesamtfeld (Normalfeld) ist an jeder Stelle der Oberfläche elliptisch polarisiert. Der "Vertikalwinkel" α zwischen der großen Halbachse der Feldellipse und der Horizontalen nimmt dabei mit wachsendem

Abstand ρ vom Dipol immer mehr ab. Die gemessene und über $\log \rho$ aufgetragene Winkelabhängigkeit läßt sich mit der berechneten und über $\log(\sqrt{5} \mu \omega \rho)$ aufgetragenen Kurve durch reines Verschieben längs der Abszisse zur Deckung bringen (Abb.1) Aus einem belie-



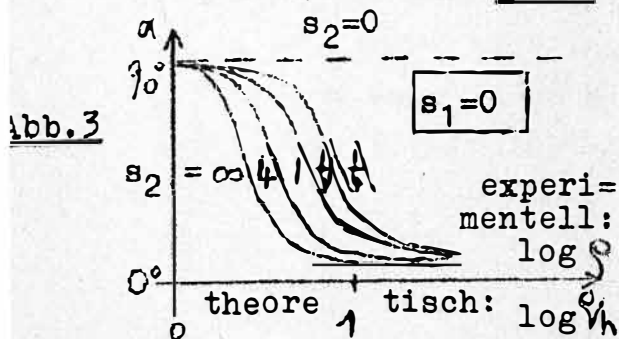
bigen entsprechenden Wertepaar von φ und $\sqrt{\sigma_1 \mu \omega} \varphi$ kann dann bei bekannter Frequenz ω und Permeabilität μ ($= \mu_0$) die Leitfähigkeit σ des Halbraumes bestimmt werden.

2) Der oszillierende Dipol befinde sich an der Oberfläche einer Zwei-Schichten-Erde (Abb.2). Die Grenzfläche zwischen der oberen Schicht und dem unteren (homogenen) Halbraum liege in der Tiefe h . Schicht und Halbraum werden gekennzeichnet durch "numerische Leit



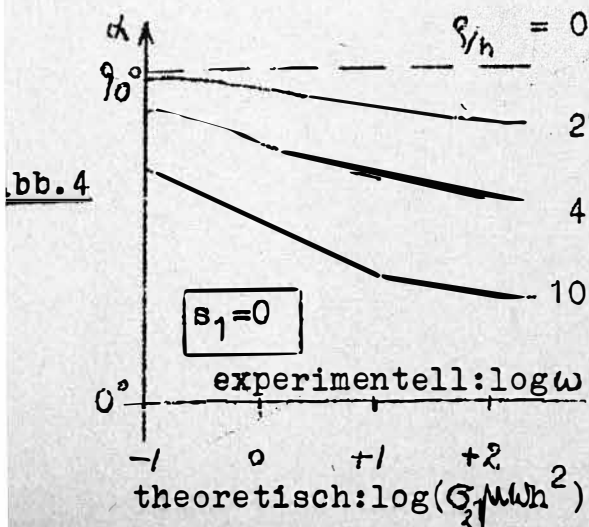
fähigkeiten" $s_1 = \sigma_1 \mu \omega h^2$ und $s_2 = \sigma_2 \mu \omega h^2$ (vgl. Literaturverzeichnis: Slichter, Knopoff).

a) Die obere Schicht sei nichtleitend ($\sigma_1 = 0$ und damit $s_1 = 0$) Trägt man wiederum den Vertikalwinkel der Feldellipsen an der Erdoberfläche in Abhängigkeit von $\log \varphi$ auf, so erhält man eine Kurve, die mit jeder der für verschiedene Werte von s_2 be-



rechneten und über $\log \varphi/h$ aufgetragenen Kurven durch Verschieben längs der Abszisse zur Deckung gebracht werden kann (Abb.3). Auf diese Weise ist also keine eindeutige Bestimmung von σ_2 und h möglich.

Trägt man dagegen den Vertikalwinkel für einen festen Abstand φ vom Dipol über $\log \omega$ auf, so hat man in den für verschiedene Werte von φ/h über $\log s_2$ aufgetragenen theoretischen Kurven eine Schar von wesentlich verschiedenen Vergleichskurven, mit denen σ_2 und h eindeutig bestimmt werden können (Abb.4)



Die gemessene Kurve läßt sich wieder durch Verschieben längs der Abszisse mit genau einer der Vergleichskurven zur Deckung bringen. Aus dem Wert des Parameters φ/h für diese Kurve und dem festen Abstand φ , in dem die Messungen ausgeführt wurden, ergibt sich die Tiefe h der Grenzfläche. Die Leitfähigkeit σ_2 des unteren Halbraumes läßt sich dann aus einem beliebigen entsprechenden Wertepaar von ω und s_2 auf der Abs-

b) Bei einer leitfähigen oberen Schicht ($s_1 \neq 0$) sind an Stelle der Kurven in Abb. 4 wesentlich verschiedene Vergleichskurvenscharen zu erwarten, so daß auch bei einer allgemeinen Zwei-Schichten-Erde eine eindeutige Bestimmung von σ_1, σ_2 und h möglich erscheint. Dazu müssen aber zunächst die numerischen, bzw. graphischen Ergebnisse von Slichter und Knopff erweitert werden.

Statt des hier betrachteten Vertikalwinkels können auch andere Bestimmungsstücke der Feldellipsen (Amplitude, Phase) verwandt werden. Der Modellfall des oszillierenden Dipols stellt zwar bezüglich der harmonischen Erregung eine Idealisierung der wirklich induzierenden Felder dar. Da die Feldellipsen beim oszillierenden Dipol jedoch den Vektogrammen bei aperiodischer Erregung entsprechen, entspricht dem Vertikalwinkel einer Feldellipse in erster Näherung der Maximalwert der Größe $\text{arc tg } \frac{Z}{H}$ (Z, H = Vertikal- und Horizontalkomponente von F_{normal}). Eine wesentlich stärkere Idealisierung der wirklichen Verhältnisse ist dagegen die aus mathematischen Gründen erfolgte Annahme einer dipolförmigen Quelle.

Diskussion zu den Vorträgen von

Dr. Siebert, Dipl. Phys. v. Consbruch und Dr. H. J. Meyer

Prof. Angenheister schlug für künftige Berechnungen folgendes Modell für die Erdkruste und den Erdmantel vor: Zuoberst liegt eine relativ dünne Schicht von etwa 4 km Mächtigkeit mit verhältnismäßig hoher Leitfähigkeit. Darunter folgt bis etwa zur Moho eine Schicht geringer Leitfähigkeit, und darunter nimmt die Leitfähigkeit mit der Tiefe linear zu. Leitfähigkeitsanomalien sind bei Zugrundelegen dieses Modells durch Undulationen der Schichtgrenzen erklärbar. Übrigens hängt offenbar das Verhältnis von $\frac{H}{E}$ vom Modell ab.

Prof. Kertz wies darauf hin, daß offensichtlich ganz allgemein von der bisherigen Auffassung, in der Erdkruste herrsche hoher Widerstand, abgegangen werde. Er verlas einen Abschnitt aus einem Schreiben von Dr. Wiese, Niemeck: "Auf Grund der geringen scheinbaren Widerstände (nicht über 10 Ohm.m) kann man annehmen, daß sich die Ströme, die für den inneren Anteil der magnetischen Variationen verantwortlich sind zumindest für Perioden bis zu einer Stunde über einen geringeren Tiefenbereich erstrecken, als man bisher annahm. Auch der von Rikitake postulierte hochohmige obere Erdmantel ist m.E. ein nicht zutreffendes Ergebnis der in diesem Falle nichtanwendbaren Potentialentwicklung nach Kugelfunktionen, es sei denn, man verwendet Glieder sehr hoher Ordnung."

Prof. Bartels wies darauf hin, daß die bisher angenommene Sprungstelle von geringer Leitfähigkeit auf hohe Leitfähigkeit in 400 km Tiefe keinesfalls als vollkommen gesichertes Untersuchungsergebnis angesehen werden könne.

Zur Frage der Aufzeichnung des H- oder des E-Feldes der Variationen hob Prof. Bartels hervor, daß bei der E-Feld-Registrierung mit einem unbekanntem Meßsystem gerechnet werden müsse, während bei der H-Feld-Registrierung völlig klare Verhältnisse vorliegen. Da offenbar eine H-Feld-Registrierung über längere Zeiten integriert, wirken sich mögliche rasch veränderliche Erdstromfelder insbesondere von künstlichen Quellen nicht aus,

was die völlig glatten Kurven an ungestörten Tagen beweisen.

Dipl.Phys.Duckert sprach von einem Wechsel des Leitungsmechanismus in 25 km Tiefe. Nach Schlumberger liege ein Sprung von 10^4 Ohm.m auf 10^2 bis 10^1 Ohm.m vor und zwar bei Frequenzen von 10 und 20 sec. Als Quelle nannte Duckert die Arbeit von Porstendorfer. Prof.Angenheister gab eine Temperatureklärung hierfür mit Hilfe der Formel:

$$\sigma = \sigma_0 e^{-\frac{E}{kT}}$$

Prof.Angenheister fragte, ob für Rechnungen mit einem inhomogenen Feld über einem Halbraum nicht ein anderes Feld als das Dipolfeld praktischer sei; beispielsweise $H \sim e^{-r^2}$. Dr.Siebert stellte hierzu fest, daß e-Funktionen in Differentialgleichungen nicht angenehm sind und daß andererseits das Dipolfeld die Potentialgleichung erfülle.

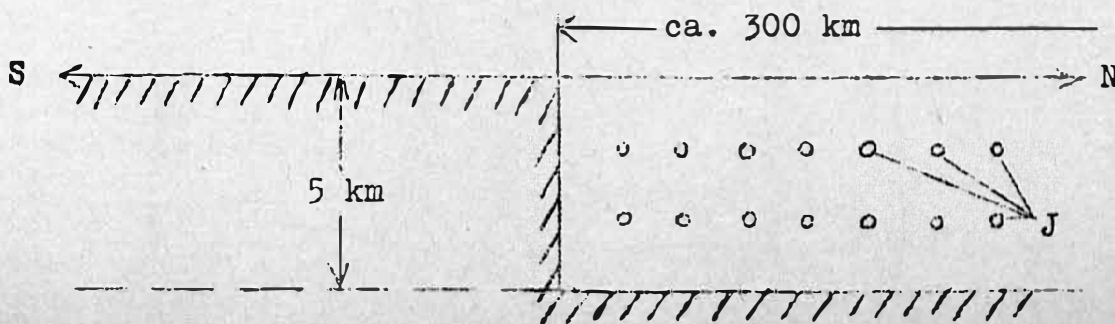
Vortrag Studienrat Zerbst

"Modell zur Deutung der unterschiedlichen Registrierungen von ΔZ
in Niemeck und Wingst"

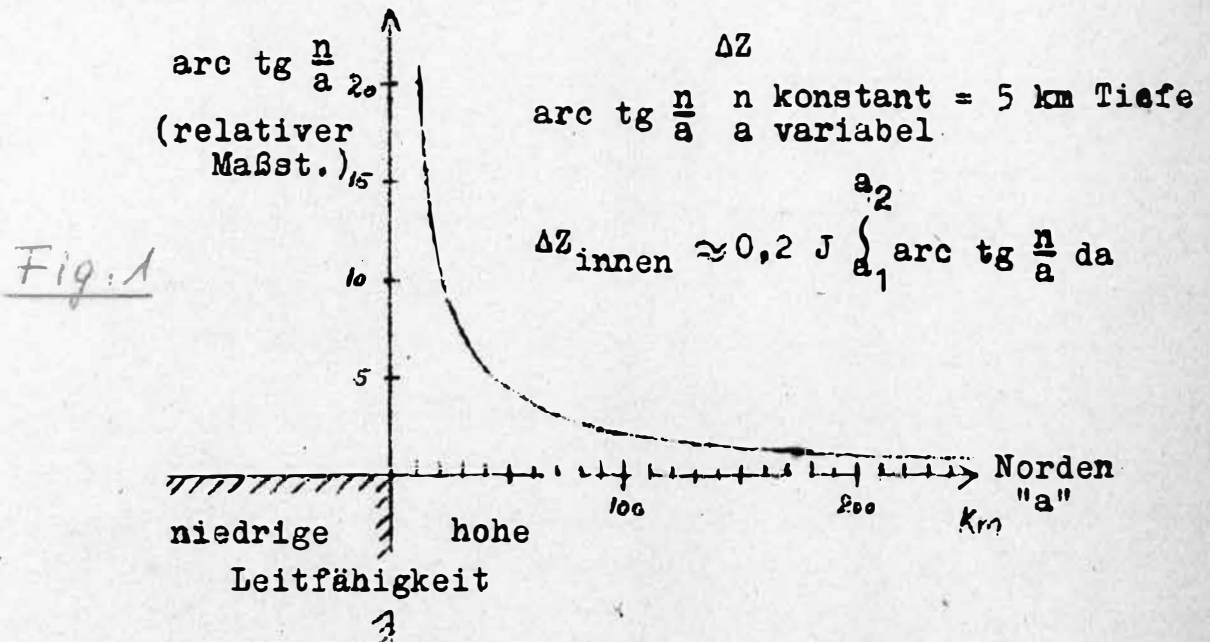
Donnerstag, den 1. Febr. 1962

Die Untersuchungen begannen 1950 (Prof. Dr. F. Errulat) und gingen aus von der Frage nach einer Phasenverschiebung der Auslenkungen in ΔH und ΔZ während geomagnetischer Baystörungen. Untersuchungen der Magnetogramme von Wingst und Niemeck zeigten keine derartige Phasenverschiebung. Aber es tauchte das Phänomen der Umkehrung von ΔZ zwischen Wingst und Niemeck auf. Eine Überprüfung der Registrierungen anderer europäischer Stationen deutete auf eine Lokalisierung des Effektes auf den Bereich zwischen Niemeck und Wingst.

Die folgenden Arbeiten galten dem Erklärungsversuch dieses Effektes der ΔZ -Umkehr mit Hilfe des Magnetogramm-Materials von Wingst und Niemeck. Zunächst wurde u. a. festgestellt, daß der Einfluß des Meeres zur Erklärung nicht herangezogen werden konnte. Die nachstehende Deutung an einem bewußt einfach gehaltenen Modell beruht auf der Berücksichtigung des geologischen Aufbaus der Norddeutschen Ebene: (Vorgetragen von Zerbst im Geophysikalischen Kolloquium der Univ. Hamburg 1952, im gleichen Kolloquium gab auch Fleischer - Göttingen einen Bericht über seine Arbeiten. Später, - 1956 - noch einmal vorgetragen von Zerbst im Geophysik. Kolloquium der Univ. Hamburg, aber jetzt mit Beispielen der Untersuchungen von Dr. O. Meyer - Hamburg, s. Fig. 4.) Die Norddeutsche Tiefebene ist bis etwa 5 km Tiefe gut leitend. Südlich ihrer südlichen Begrenzungslinie durch das aufsteigende Gebirge schließt sich nichtleitendes Material an. Induzierte Ströme können daher nur nördlich dieser Grenze auftreten. Folgendes einfaches Modell wird angenommen:

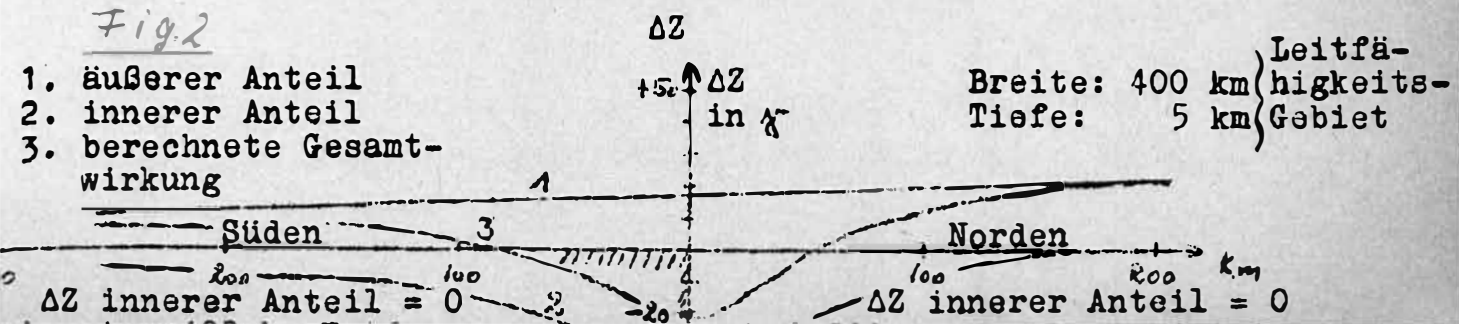


Die Berechnungen gehen lediglich von den der Literatur entnommenen geophysikalischen Eigenschaften dieses Modells und den räumlich gegebenen Verhältnissen aus. Inhomogenitäten der Leitfähigkeit sind im Sediment der Norddeutschen Tiefebene sicher vorhanden, werden aber nicht als Ursache für die ΔZ -Umkehr angenommen. Das Ergebnis ist bei Ost-West-fließendem Strom J innerhalb des Erdkörpers der Norddeutschen Tiefebene eine Umkehr von ΔZ z. B. in einem Bereich beiderseits der südlichen Begrenzungslinie des Erdkörpers mit höherer Leitfähigkeit. Die Anteile für diese ΔZ -Umkehr kommen aus einem verhältnismäßig dicht bei der Begrenzungslinie liegenden Bereich (etwa 100 km Breite).



Der auftretende Effekt der Umkehr von ΔZ ist bei diesem Modell erklärbar durch einen Strom von etwa 10^{-9} Amp/cm², wobei Spannungen von etwa 4 m Volt/km angenommen werden können. [Dr. v. Stephan: "Die Erdstrom-Aufzeichnungen in den deutschen Telegraphenleitungen" Sitz. Ber. Akad. Wiss. Nr. 39, (1886)]

Zwei Nulllinien der ΔZ -Umkehr, die auch tatsächlich auftreten, wurden mit Hilfe des vorstehenden Modells unter Berücksichtigung des Z-Feldes des Polarlichtzonenstromes vorausberechnet.



Die Rechnungen für ΔZ wurden aus Gründen der Übersichtlichkeit numerisch-graphisch an Hand der Fig. 1 ausgeführt. Die ∞ Stelle in der Nähe der Leitfähigkeitsgrenze (Modell!) wurde wegen des tatsächlich geneigt erfolgenden Aufstieges des Gebirges ab etwa 10 - 15 km Entfernung ausgeglichen.

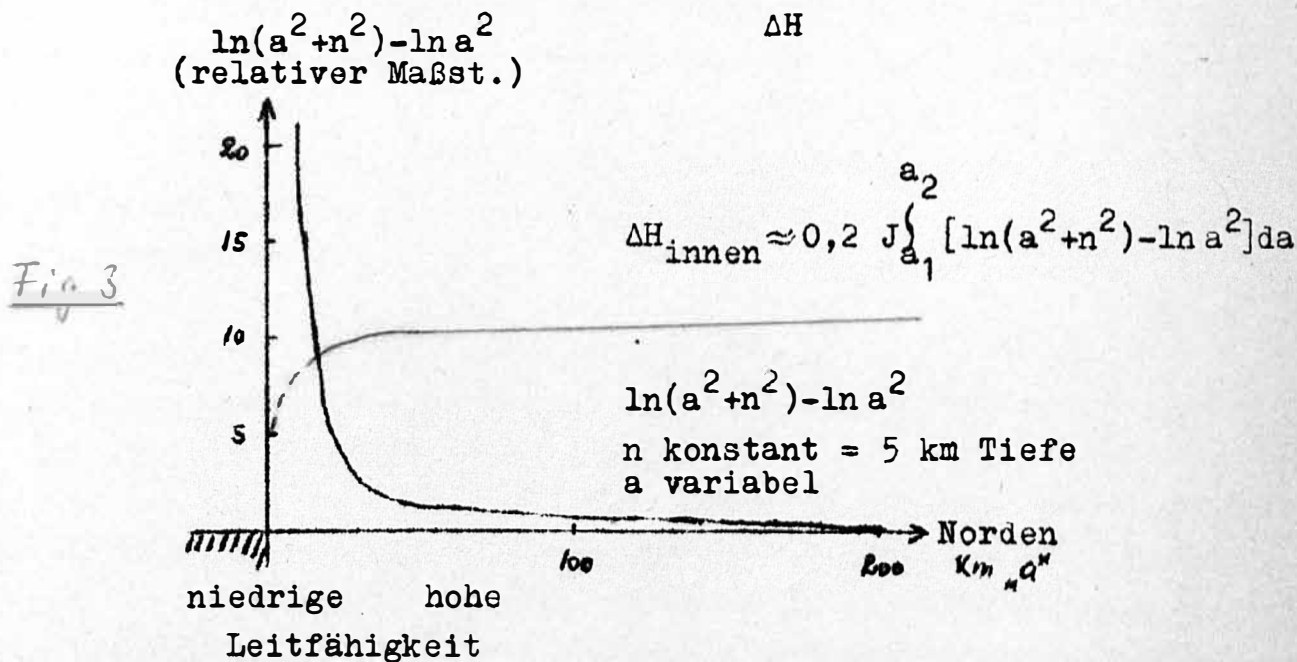


Fig. 3 gibt ein Bild des vom induzierten Strom zusätzlich in der Breite der Norddeutschen Tiefebene gelieferten ΔH -Wertes, der von Norden bis etwa 50 km zur Leitfähigkeitsgrenze langsam und dann stark abfällt. Berechnung an der ∞ Stelle wie vorher bei ΔZ , Fig. 1.

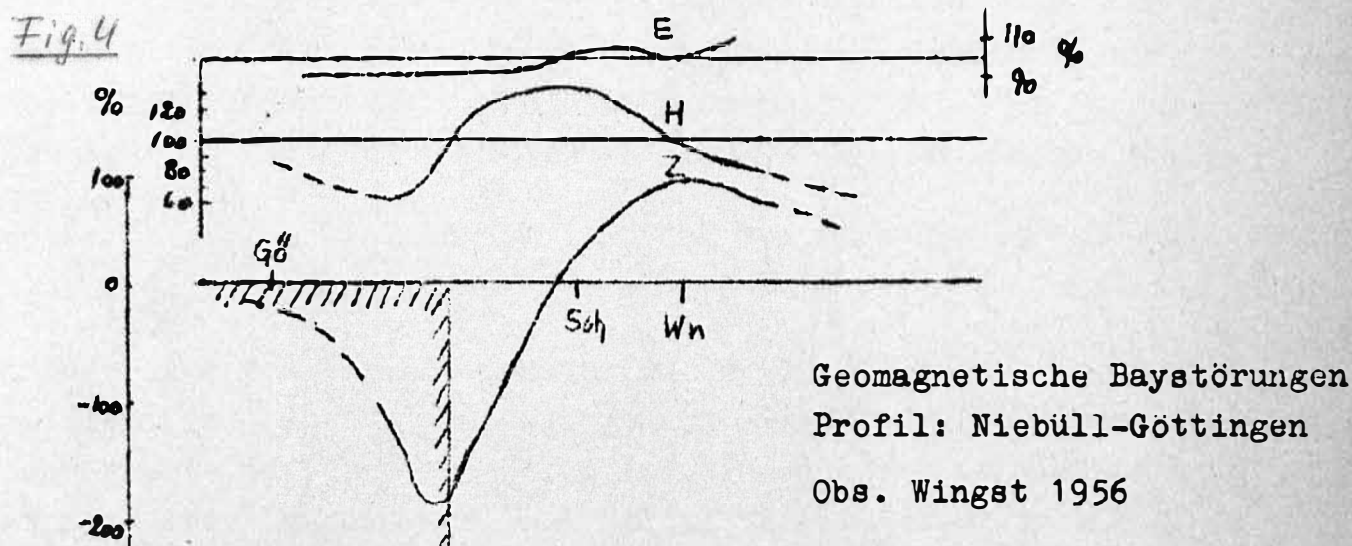


Fig. 4 gibt die Messungen von Dr. O. Meyer auf dem Profil Niebüll-Göttingen 1956 wieder. Auch dem vereinfachten Modell entsprechend liegen, wie erwartet wurde:

1. ΔZ -Umkehr Maximum an der Leitfähigkeitsgrenze.
2. $\Delta Z = 0$ etwa 70 km nördlich von der Leitfähigkeitsgrenze.
3. Der Wendepunkt der aufgetragenen zusätzlichen ΔH -Störung an der Leitfähigkeitsgrenze. (Auch 1959 beim Profil Insel Neuwerk-Beverungen)
4. Ein nur schwach ausgeprägter Wendepunkt der gestörten ΔD -Abweichung an dem Nullpunkt der ΔZ -Störung. (vorläufig unsicher)

Diskussion zum Vortrag von
Studienrat Zerbst

Dr. Flathe wies darauf hin, daß das von Studienrat Zerbst angegebene Modell verhältnismäßig rasch und einfach nachprüfbar sei. Es lägen zahlreiche Widerstandsmessungen nach Schlumberger in der Norddeutschen Tiefebene vor, und nach Durchsicht dieser Messungen könne eine Karte der Längsleitfähigkeit bis 4 km Tiefe leicht gezeichnet werden. Es sei jedoch jetzt schon so gut wie sicher, daß die Leitfähigkeit in den oberflächennahen Schichten sehr viel höher ist als Schmucker sie angenommen hat. Sie liegt im Durchschnitt bei $10^{-1} (\text{Ohm.m})^{-1}$.

Auf die Frage von Dr. Siebert ob ein derart über große Entfernungen stetig variabler Effekt, ⁺aus geringen Tiefen kommen könne, erwiderte Dr. Flathe, daß in dem vorliegenden Zusammenhange nur der Durchschnittswiderstand von Interesse sei, was praktisch einer Homogenität gleichkomme. Im gleichen Sinne äußerte sich Prof. Rosenbach. ⁺wie ihn die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie hervorruft,

Studienrat Zerbst wies darauf hin, daß vom Jura-Rücken von der Kieler Bucht her noch eine weitere ΔZ -Umkehr zu erwarten sei.

Mit Beiträgen von verschiedenster Seite wurden die bei der Induktion stattfindenden Vorgänge eingehend diskutiert. Es herrschte Einmütigkeit, daß der wesentlich induzierende Vektor horizontal gerichtet ist. Auf die Auslöschung der normalen äußeren und inneren Anteile der ΔZ -Komponente wurde hingewiesen (Dr. Siebert). Verbleibende ΔZ -Anteile sind zweifellos klein gegen ΔH (Prof. Kertz). Insbesondere in ΔZ würde sich jedoch bei Verlängerung

1. ΔZ -Umkehr Maximum an der Leitfähigkeitsgrenze.
2. $\Delta Z = 0$ etwa 70 km nördlich von der Leitfähigkeitsgrenze.
3. Der Wendepunkt der aufgetragenen zusätzlichen ΔH -Störung an der Leitfähigkeitsgrenze. (Auch 1959 beim Profil Insel Neuwerk-Beverungen)
4. Ein nur schwach ausgeprägter Wendepunkt der gestörten ΔD -Abweichung an dem Nullpunkt der ΔZ -Störung. (vorläufig unsicher)

Diskussion zum Vortrag von
Studienrat Zerbst

Dr. Flathe wies darauf hin, daß das von Studienrat Zerbst angegebene Modell verhältnismäßig rasch und einfach nachprüfbar sei. Es lägen zahlreiche Widerstandsmessungen nach Schlumberger in der Norddeutschen Tiefebene vor, und nach Durchsicht dieser Messungen könne eine Karte der Längsleitfähigkeit bis 4 km Tiefe leicht gezeichnet werden. Es sei jedoch jetzt schon so gut wie sicher, daß die Leitfähigkeit in den oberflächennahen Schichten sehr viel höher ist als Schmucker sie angenommen hat. Sie liegt im Durchschnitt bei 10^{-1} (Ohm.m).

Auf die Frage von Dr. Siebert ob ein derart über große Entfernungen stetig variabler Effekt, ⁺aus geringen Tiefen kommen könne, erwiderte Dr. Flathe, daß in dem vorliegenden Zusammenhange nur der Durchschnittswiderstand von Interesse sei, was praktisch einer Homogenität gleichkomme. Im gleichen Sinne äußerte sich Prof. Rosenbach. ⁺wie ihn die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie hervorruft,

Studienrat Zerbst wies darauf hin, daß vom Jura-Rücken von der Kieler Bucht her noch eine weitere ΔZ -Umkehr zu erwarten sei.

Mit Beiträgen von verschiedenster Seite wurden die bei der Induktion stattfindenden Vorgänge eingehend diskutiert. Es herrschte Einmütigkeit, daß der wesentlich induzierende Vektor horizontal gerichtet ist. Auf die Auslöschung der normalen äußeren und inneren Anteile der ΔZ -Komponente wurde hingewiesen (Dr. Siebert). Verbleibende ΔZ -Anteile sind zweifellos klein gegen ΔH (Prof. Kertz). Insbesondere in ΔZ würde sich jedoch bei Verlängerung

der Profile nach Norden ein unangenehmer Einfluß des Polarlichtzonenstromes bemerkbar machen. Deshalb ist ein Profil zweckmäßigerweise nicht zu weit nach Norden zu verlängern. (Prof. Vertz, Dr. Siebert). Die äußeren und inneren Anteile sind annähernd von gleicher Größenordnung (Prof. Kertz).

Studienrat Zerbst äußerte die Auffassung, daß die in seinem Modell angenommenen Ströme in der Norddeutschen Tiefebene offenbar in östlicher Richtung über Rußland geschlossen sind.

Dipl. Geophys. Voppel stellte klar, daß Ströme nicht nur da fließen, wo sie induzierbar sind, sondern daß allgemein auch Ströme vorliegen können, die von einem entfernten Induktionsherd stammen.

Dr. Wienert fragte nach der Möglichkeit, die in den oberflächennahen Schichten angenommenen Ströme durch lange Linien direkt zu messen. Prof. Kertz entgegnete, daß in jedem Falle E-Feldmessungen den Erdstrommessungen vorzuziehen seien. Dipl. Phys. Duckert wies darauf hin, daß einer größeren Länge nicht unbedingt eine größere Tiefe entsprechen müsse, vielmehr seien die Frequenzen zu beachten.

Dipl. Geophys. Voppel schlug magnetische Messungen in einem Bohrloch vor, Prof. Rosenbach erinnerte an derartige Versuche mit einer Förstersonde in Finnland. Prof. Angenheister konnte hierzu mitteilen, daß bei den finnischen Untersuchungen Beträge unter 100 γ nicht interessiert hätten.

Vortrag Dr. Wienert, Fürstenfeldbruck

Registrierinstrumente für erdmagnetische Tiefensondierung.

I. Grundsätzliche Forderungen.

Den Darstellungen der Vorredner ist zu entnehmen, daß an die Registrierinstrumente, die zum Einsatz kommen sollen, erhebliche Anforderungen gestellt werden, Anforderungen, die mit Mühe und Not in einem gut gepflegten Observatorium erfüllt werden können.

Unsere Vorstellungen von den Fehlern eines einer Normalregistrierung entnommenen Wertes sind von den 02 Uhr GMT-Vergleichen der mitteleuropäischen Observatorien an ruhigen Tagen und von den Vergleichen zwischen mehreren Variometersystemen an einem Observatorium geformt worden. Es treten Fehler des Absolutniveaus bis zu $\pm 2\gamma$ auf, die gelegentlich bis zu $\pm 5\gamma$ ansteigen können. Die relative Änderung des Niveaus eines Variometers von Tag zu Tag mag etwas geringer sein. Die Sicherheit des Niveaus eines Variometers über mehrere Stunden liegt bei $\pm 0,5\gamma$ und sinkt an mäßig gestörten Tagen auf $\pm 1\gamma$ ab.

Voraussetzung für die Erreichung dieser Genauigkeiten ist nicht nur die Temperaturkompensation der Variometer, sondern in weit höherem Maße die Temperaturkonstanz der Variometerräume. Weiterhin müssen die Variometer "richtig" aufgestellt sein, d.h., die Variometermagnete dürfen nicht mehr als 0.3 bis 0.5° von der Soll-Lage abweichen. Die Variometermagnete müssen nach dem am ungestörten Ort der Beobachtung geltenden magnetischen Meridian ausgerichtet werden. Werden die Variometer in magnetisch gestörten Gebäuden aufgestellt, so ist der ungestörte magnetische Meridian abseits vom Gebäude zu bestimmen, durch einen Polygonzug in den Variometerraum zu übertragen und zu vermarken.

Die Aufstellung der Variometer in unbewohnten Gebäuden oder abseits von bewohnten Gebäuden (in 100 Metern Abstand) ist anzustreben. Es ist zwar fast immer zu erkennen, wann in einem Gebäude magnetische Gegenstände bewegt wurden und wie groß die Versetzung in den Komponenten war. Wenn jedoch eine Reihe solcher Versetzungen stattgefunden hat können sich die Fehler summieren.

Die notwendige Empfindlichkeit der Variometer sollte nicht so sehr durch die Astasierung der Variometermagnete, sondern durch lange Lichtwege erreicht werden. Dadurch werden bei großen Variationen die Abweichungen der Magnete von der Soll-Lage klein gehalten. Die gegenseitige Beeinflussung der Variometer bleibt dann ebenfalls klein.

Werden photographisch registrierende Variometer geplant, so verdienen Konkavspiegel Beachtung. Oberflächenversilberte sphärische Spiegel (Spindler und Hoyer) genügen allen Anforderungen. Die Variometerabstände vom Registrierapparat sollen so gewählt werden, daß gängige Krümmungsradien verwendet werden können, da Sonderanfertigungen teuer sind. Konkavspiegel ergeben außerordentlich scharfe Spuren bei wenig Licht. Darum wird gute zeitliche Auflösung bei geringem Papiervorschub, bzw. bessere Zeitauflösung bei gegebenem Vorschub erzielt.

Aus der Diskussion ergab sich eine Reihe von speziellen Anforderungen, die an die Normalregistrierung zu stellen sind:

- a) Kennzeichnung der Variometerspuren etwa durch Auslenkung der Variometerspuren über Helmholtzspulen zu verschiedenen Zeiten über die Kontaktuhr.
- b) Kennzeichnung mindestens der Stunde 0000 Uhr und unter Umständen auch der Stunde 1200 Uhr, etwa durch ausfallende, besonders starke oder doppelte Zeitmarken. Dadurch wird die Beschriftung der Magnetogramme sehr erleichtert, und Zählfehler können sich nicht beliebig weit fortpflanzen.
- c) Es besteht Klarheit darüber, daß erhebliche Anforderungen an die zeitmarkengebende Uhr zu stellen sind, die sich schwer erfüllen lassen. Normalregistrierungen sollen es ermöglichen, daß Pulsationen bis herunter zu einer Periode von 2 - 3 Minuten entnommen werden. Dafür sind Skalenwerte von 2 - 3 $\frac{1}{7}$ mm erforderlich. Für die Vertikalintensität werden noch geringere Skalenwerte verlangt. Stürme können bei solchen Skalenwerten nicht mehr ausgewertet werden. Die Apparatur soll 3 bis 4 Wochen ohne Wartung laufen.

Die Spezifikationen für eine Pulsationsapparatur wurden nicht mit der für die Normalregistrierung erreichten Schärfe herausgestellt. Die Göttinger Grenet-Apparatur scheint kaum Wünsche

offen zu lassen was die Ausbeute anbetrifft. Jedoch bestand Einigkeit darüber, daß Ausschau nach einer weniger aufwendigen Anordnung gehalten werden sollte.

II. Klassische Normalstationen.

1) Variometer von Schmucker.

Die Geräte haben für die erste Erkundung vorzügliche Dienste geleistet. Das Z-Variometer hat einen zu kleinen Lichtweg (80 cm). Es wird eine Aufstellung vorgeschlagen, bei der die Variometer für D und H in etwa 1.75 m Entfernung stehen während das Z-Variometer dahinter etwa in 2.25 m Entfernung vom Registrierapparat steht.

Die fehlende Temperaturkontrolle macht die Variometer für eine Untersuchung von S_q -Gängen wenig geeignet. Es ist möglich, die Variometer einzeln in kleine Behälter einzukapseln und getrennt zu beheizen. Eine solche Anlage ist nicht sehr handlich.

Die "richtige" Aufstellung getrennter Variometer ist sehr umständlich und kann trotz aller Sorgfalt fehlerhaft sein, weil eine durchgreifende Kontrolle mit parallelen Absolutmessungen nicht möglich, oder doch mindestens sehr zeitraubend ist. Weiterhin sind solche Stationen immer an feste Gebäude gebunden.

2) Der Askania-Variograph.

Der Askania-Variograph ist die kompakteste Normalstation, die kommerziell zu haben ist. Das Instrument ist netzabhängig. In seinen Leistungen kommt der Variograph fast an einen in einem Observatorium eingebauten Satz von Variometern heran. Der Thermostat, dessen Temperatur in einem großen Bereich wählbar ist, beseitigt bei mäßigem Stromverbrauch alle Probleme, die mit Temperaturänderungen zusammenhängen.

Die Variometer sind vororientiert. Die Anwendung komplizierter Justier- und Prüfverfahren ist nicht notwendig. Der Variograph ist für die Registrierung der D, H und Z-Komponente eingerichtet. Von einer X, Y, Z-Registrierung muß abgeraten werden, weil das Instrument dafür nicht eingerichtet ist. Dazu kommt, daß die Bestimmung des astronomischen Meridians zeitraubend und mit umständlichen Rechnungen verbunden ist.

Die Skalenwerte der Variometer sind von 2 - 3 μ /mm ab frei wählbar. Bei kleineren Skalenwerten sind Stürme nicht auswertbar. Die Registrierspuren sind scharf und gestatten Pulsationen bis herunter zu Perioden von 2 bis 3 Minuten besonders bei Re-Registrierung auf Schmalfilm auszuwerten.

Als Nachteil ist zu nennen, daß die Fäden des Z-Variometers vorgespannt sind. Das führt meist zu erheblichen Basisstandänderungen, die unter Umständen so groß sind, daß die Z-Spur herausläuft. Dieser Nachteil kann dadurch behoben werden, daß der Magnet nicht im Schwerpunkt aufgehängt wird.

Im Winter können bei wiederholtem Frieren und Tauen des Bodens Neigungen eintreten, wodurch unter Umständen die Variometermagnete am Gehäuse anliegen. Diesem Übelstand wird am besten dadurch abgeholfen, daß etwa 50 cm lange Pflöcke in den Boden gerammt werden, auf die die Füße des Variographenstativs gestellt werden.

Variographen können leicht abseits von Gebäuden in kleinen zusammenlegbaren Hütten aufgestellt werden.

Drei Instrumente haben in einem sechsjährigen dauernden Einsatz wenig Anlaß zu Klagen gegeben.

3) Kompensierende Variometer.

a) Proportional regelnde Variometer.

Ein Ausschlag des Variometermagneten ändert die Spannung an der Differentialphotozelle. Die Spannung der Photozelle wird verstärkt und einer Helmholtzspule zugeführt, deren Achse in Richtung der zu registrierenden Komponente liegt. Der Magnet wird fast in die alte Lage zurückgeführt. Das Verhältnis der Winkelbewegung des geregelten Magneten zur Winkelbewegung des ungeregelten Magneten soll zwischen 1:10 bis 1:100 betragen. Verhältnisse die größer sind als 1:10 führen zu unsymmetrischen Ausschlägen. Der Gleichstromverstärker und die Photozellen müssen streng linear sein.

b) Integral regelnde Variometer.

Eine Abweichung des Magneten von der Soll-Lage wird sofort über Differentialphotozelle, Verstärker und mechanisches Stellglied

berichtigt. Zur Aufzeichnung kann ein Kompensationsschreiber, der Verstärker und mechanisches Stellglied enthält, mit großen Nutzen angewendet werden.

Die Anforderungen an die Linearität des Verstärkers und der Photozellen sind verhältnismäßig gering. Dagegen muß das Potentiometer linear sein.

Regelnde Variometer verdienen besondere Beachtung, weil die Variometermagneten stets sehr nahe der Soll-Lage bleiben. Deshalb treten bei großen Variationen (besonders in der Horizontalintensität) nicht die bei klassischen Variometern zu beobachtenden Fehlanzeigen auf. Registriert wird der Regelstrom oder der an einem Normalwiderstand zu beobachtende Spannungsabfall. Dadurch wird die Verwendung einer größeren Anzahl von Registrierverfahren ermöglicht. Die Empfindlichkeit kann wesentlich höher gewählt werden als bei gewöhnlichen Variometern, ja soweit gesteigert werden, daß auch Pulsationen mit genügender Amplitude aufgezeichnet werden können. Bemerkenswert ist die starke Verkürzung der Periode gegenüber Variometern üblicher Bauart (Rückkoppelung), was den Gedanken nahelegt, Normal- und Pulsationsregistrierung zu vereinigen. Liegt die Untergrenze der kürzesten noch aufzulösenden Perioden bei 40 bis 50 Sekunden, so können bei verhältnismäßig geringem Papiervorschub Variationen und Pulsationen gemeinsam aufgezeichnet werden. Es ist für eine große Registrierbreite zu sorgen. Servoschreiber besorgen die Versetzung der Spur automatisch. Bei photographischer Registrierung mit Galvanometern sind Reservelichtpunkte vorzusehen.

Sollen Pulsationen und Variationen getrennt werden, was bei höheren Anforderungen an die Zeitauflösung der Pulsationsregistrierung nicht zu vermeiden ist, so stehen Verfahren zur Verfügung, die die Trennung schon an der Station besorgen, als auch solche, bei denen die Trennung nachträglich in der Auswertung vorgenommen werden kann.

Ein Registriersystem, das die Trennung von Pulsationen und Variationen auf der Station vornimmt, besteht aus einem proportional regelnden Teil mit kleiner Zeitkonstante, der die Pulsa-

tionen auf einem papiersparenden Schrieb aufzeichnet (Spirale), während der integral regelnde Teil mit großer Zeitkonstante die Variationen aufzeichnet. Bei Tonbandaufzeichnungen wird die Trennung in einem Auswertegerät vorgenommen, das nach ähnlichen Prinzipien arbeitet wie die soeben beschriebene Anlage. Interessante Teile der Registrierung können gedehnt werden. Leider kommt man auch bei knapp bemessenem Tonbandvorschub zu phantastischen Tageslängen. Bei digitaler Aufzeichnung werden die Tageslängen zwar kleiner, dafür steigt aber der elektronische Aufwand sowohl bei der Registrierung als auch bei der Auswertung stark an.

Kompensierende Variometer sind ideal für eine X,Y,Z-Registrierung, weil alle Anforderungen bezüglich der Aufstellung in Strenge erfüllt werden können. Die eingangs erwähnten Schwierigkeiten bei der "richtigen" Aufstellung bleiben erhalten. Transistorisierte Elektronik muß sorgfältig ausgelegt werden, damit durch Temperaturänderungen keine Fehler entstehen. Am besten wird die gesamte Anlage temperaturkontrolliert.

Die räumliche Anordnung der Variometer muß weitläufiger sein, als bei den üblichen Variometern, weil die Spulenfelder eine gegenseitige Beeinflussung der Variometer hervorrufen. Bei enger Aufstellung sind Korrekturwicklungen notwendig, durch die Anteile der Regelströme der anderen Variometer geführt werden.

Es wird sich bei den kompensierenden Variometern um komplexe Anlagen handeln, die umständlich in der Aufstellung sein werden. Bis zu einer feldeinsatzfähigen Anlage wird noch viel Entwicklungsarbeit zu leisten sein.

4) Registrierende Protonen- und Elektronenpräzessionsmagnetometer.

Magnetometer oder Variometer dieser Art sind absolut. Eichungen und Vergleiche sind nicht notwendig. Die Konstanten können aus Naturkonstanten und Konstanten der Elektronik am Schreibtisch errechnet werden. Die Naturkonstanten sind in normalen Bereichen temperaturunabhängig, während die Elektronik teilweise unter Temperaturkontrolle gehalten werden muß. Die Auflösung kann beim Protonenpräzessionsmagnetometer (linear) bis auf $\pm 0.1\%$, beim Rubidiummagnetometer (nichtlinear) und metastabilen Heliummagnetometer (linear) bis auf $\pm 0.02\%$ getrieben werden. Die Meßfühler

sind verhältnismäßig unkritisch in der Orientierung und geben grundsätzlich nur die skalare Größe des erdmagnetischen Feldes. Durch Zusatzfelder werden sie zu Vektormagnetometern.

Präzessionsmagnetometer, speziell Protonenpräzessionsmagnetometer, können nicht an jedem beliebigen Platz aufgestellt werden. Vor der Aufstellung ist an dem in Aussicht genommenen Ort durch Probebeobachtungen zu prüfen, ob das magnetische Feld genügend homogen ist, und ob die Störungen durch das Wechselstromnetz genügend klein sind. Im inhomogenen Feld wird die transversale Relaxationszeit stark verkürzt, und bei Wechselstromstörungen wird das Signal-Störverhältnis für genaue Messungen zu klein.

Das Protonenpräzessionsmagnetometer.

Die Meßwerte fallen diskontinuierlich an. Für die volle Ausnutzung der Genauigkeit und für eine schnelle Auswertung durch elektronenrechner ist die digitale Registrierung notwendig. Zur Zeit liegt die Grenze der relativen Genauigkeit bei $\pm 0.1\%$, während die Absolutgenauigkeit wegen der begrenzten Genauigkeit des gyromagnetischen Verhältnisses und der Unbestimmtheit des Abklügens der Signalamplitude bei $\pm 0.5\%$ liegt.

Das Prinzip des Magnetometers ist inzwischen so bekannt geworden, daß darüber nichts gesagt zu werden braucht. Es sind mehrere Instrumente kommerziell verfügbar. Darüber hinaus bereitet der Eigenbau keine wesentlichen Schwierigkeiten.

Es wurde schon gesagt, daß das Magnetometer die skalare Größe des geomagnetischen Vektors mißt. Für die Komponentenmessung müssen Zusatzfelder benutzt werden. Beim Nelson-Hurwitz-Verfahren wird die Resultierende in Richtung der zu messenden Komponente gedreht. Dieses Verfahren hat den Nachteil, daß in unseren Breiten bei der Horizontalintensität ein kleiner Wert zu messen ist. Das Protonensignal hat nur eine kleine Amplitude. Die Justierbedingungen sind kritisch und in der Nähe des Äquators und des Pols versagt das Verfahren ganz. Dagegen ist das Bacon-Allredge-Verfahren universell anwendbar. Der kleinste zu messende Wert ist die am Meßort herrschende Totalintensität. Die Fehlergleichungen für die Komponentenbestimmungen haben Koeffizienten, die ≤ 1 sind. Die Berechnung der Komponenten ist in aller Strenge möglich.

Das Gerät besteht aus zwei ineinandergeschachtelten Helmholtzspulen (besser Fanselauspulen), deren Zentren zusammenfallen. Die magnetische Achse einer der beiden Spulen (ΔJ - Spule), liegt in der Vertikalebene, die den mittleren Vektor des geomagnetischen Feldes am Beobachtungsort (Inklination J_0 , Deklination D_0) enthält, und bildet mit dem Vektor einen rechten Winkel. Die magnetische Achse der zweiten Spule (ΔD - Spule) steht senkrecht auf der magnetischen Achse der ersten Spule. Im gemeinsamen Zentrum der beiden Spulen befindet sich der Meßkopf. Die Justierung der Helmholtzspulen erfordert große Sorgfalt. Geeignete Justier- und Prüfverfahren können angegeben werden.

Zunächst wird F gemessen. Dann wird die ΔJ - Spule mit einem Strom beschickt und die Resultierende F_+ ermittelt. Nach Umkehr des Spulenstromes wird F_- bestimmt. In Wirklichkeit werden die Zählungen n , n_+ und n_- beobachtet. Es ist

$$F = \frac{C}{n} \qquad F_+ = \frac{C}{n_+} \qquad F_- = \frac{C}{n_-}$$

C ist eine Konstante, die sich aus dem gyromagnetischen Verhältnis und den Konstanten des Zählfrequenzmessers zusammensetzt.

$$\Delta J = \frac{F_+^2 - F_-^2}{4FA} = \frac{F_+^2 - F_-^2}{2\sqrt{2} F \sqrt{F_+^2 + F_-^2} - 2F^2}$$

In derselben Weise wird mit Hilfe der ΔD -Spule ΔD bestimmt. Der Ausdruck auf der rechten Seite ist dann noch mit $\sec J_0$ zu multiplizieren. Das Spulenfeld A braucht nicht bekannt zu sein, muß aber bei den beiden zusammengehörigen Messungen auf $2 \cdot 10^{-5}$ konstant bleiben.

Es läßt sich zeigen, daß die Rechnung wesentlich vereinfacht werden kann, wenn $A = \sqrt{2} \cdot F$ gemacht wird. In diesem Falle übt eine Änderung von F über große Bereiche und eine Änderung von A über 10% keinen wesentlichen Einfluß auf ΔJ und ΔD aus. Es kann gesetzt werden

$$\Delta J = C'(n_+ - n_-) \qquad \Delta D = C'(n_+ - n_-) \sec J_0$$

worin C' eine Konstante ist, die die Differenz der Zählungen in Bogenminuten und deren Dezimalteile verwandelt.

Es ist weiter für Elektronenrechner

$$Z = F \sin (J_0 + \Delta J) \quad H = F \cos (J_0 + \Delta J)$$

und falls eine Analogdarstellung erwünscht ist über Analogrechner

$$\Delta Z = \sin J_0 \Delta F + \cos J_0 \Delta J \quad H = \cos J_0 \Delta F - \sin J_0 \Delta J$$

Eine weitere Vereinfachung kann dadurch erreicht werden, daß n_+ vorwärts und n_- rückwärts gezählt wird. Dadurch geht jedoch die Möglichkeit verloren die Konstanz von A zu prüfen.

Der Meßvorgang wird so eingeteilt, daß pro Minute je ein Meßwert von F, ΔJ und ΔD anfällt. Der Strom der Helmholtzspulen wird durch einen automatisch abgleichenden Kompensator konstant gehalten. Ein Programmwähler, der von einer Quarzuhr gesteuert wird, sorgt für die notwendigen Umschaltungen. Die Werte werden für die unmittelbare Inspektion des Gerätes auf einem Blatt ausgedruckt und für den elektronischen Rechner auf Lochstreifen gestanzt. Es brauchen nur die letzten 4 Stellen der Zählungen registriert zu werden. Die fehlenden konstanten Stellen werden im Elektronenrechner hinzugefügt. Dann ergibt sich pro Tag eine Lochstreifenlänge von etwa 100 Metern. Lochstreifen können auf 1000 Meter- oder größeren Vorratsrollen gehalten werden.

Eine solche Anlage ist bereits in mehreren Exemplaren, wenn auch mit unzureichender Genauigkeit, im Betrieb gewesen (Shapiro, Heppner und Stolarik). Es läßt sich nicht verschweigen, daß das Gerät außerordentlich komplex wird. Bei aller bestechenden Genauigkeit hat das Gerät einen schwerwiegenden Nachteil. Es entnimmt nur Stichproben. Eine engere Wertfolge läßt aber das anfallende Lochstreifenmaterial zu unhandlichen Dimensionen anschwellen. Darüber hinaus ist eine Verdichtung der Meßwerte höchstens um den Faktor drei möglich, weil sonst nicht mehr die erwünschten Genauigkeiten erreicht werden können.

Elektronenpräzessionsmagnetometer.

Dieser Magnetometertyp kann kontinuierliche Werte geben. Es werden relative Genauigkeiten von $\pm 0.02\%$ erreicht. Die Einstellungsgeschwindigkeit der inneratomaren Vorgänge liegt bei $1 \cdot 10^{-4}$ Sekunden. Die Trägheit der Servoschreiber begrenzt jedoch die

zeitliche Auflösung auf Bruchteile einer Sekunde. Die Rubidiummagnetometer (Rubidium⁸⁵ und Rubidium⁸⁷) sind selbstschwingende Magnetometer. Die Frequenzänderung mit dem magnetischen Feld ist nicht streng linear, weil die Rubidiumatome Kernmomente haben, die auf die Elektronenhülle einwirken. Die Larmorfrequenz liegt bei 300 und 400 kHz ($F=0.5\Gamma$). Beim metastabilen Heliummagnetometer, dessen Frequenz bei 1.4 MHz liegt, muß der Hochfrequenzgenerator moduliert und nachgesteuert werden, weil es keine Photozellen gibt, die so hohe Frequenzen anzeigen können.

Die drei Magnetometertypen beruhen auf demselben Prinzip, Die Atome, die sich zusammen mit einem Puffergas in einer Absorptionszelle befinden, werden mittels zirkular polarisierten Lichtes (optisches Pumpen) angeregt. Beobachtet werden die Übergänge zwischen dem Grundzustand und einem naheliegenden angehobenen Energieniveau. Die Polarisation wird von einer Photozelle angezeigt, die auch die Erregung bzw. die Nachsteuerung des de-polarisierenden Hochfrequenzgenerators besorgt. Die Ausgangsfrequenz, d.h., die Larmorfrequenz, wird mit einer Quarzfrequenz überlagert. Die Differenzfrequenz wird mittels kommerzieller Frequenzschreiber aufgezeichnet.

Da bei diesen Magnetometern die Absorptionszellen wesentlich kleiner ausfallen als die Protonenproben bei Protonenpräzisionsmagnetometern, eignen sie sich sehr gut auch für Vektormagnetometer der oben beschriebenen Art. Die Helmholtzspulen können einen erheblich kleineren Durchmesser haben als bei Protonenmagnetometern, da das homogene Feld sich nur über einen kleinen Raum von 50 bis 60 cm³ zu erstrecken braucht.

Die hohe Auflösung der Magnetometer fordert dazu heraus, sie für die Registrierung der Pulsationen einzusetzen. Wenn man nur die Pulsationen der skalaren Größe des geomagnetischen Feldes aufzeichnet, kann allein Pulsationsstatistik getrieben werden. Damit ist bei der geomagnetischen Tiefensondierung wenig anzufangen. Für Vektormagnetometer des Bacon-Alldredge-Typs müssen aber die Zusatzfelder auf 10^{-6} konstant gehalten werden. Solche Einrichtungen erfordern einen erheblichen Aufwand und sind nach dem augenblicklichen Stand kaum feldbrauchbar.

Abschließend ist zu sagen, daß zwar zur Zeit schon alle Möglichkeiten vorhanden sind, Registriersysteme aufzubauen, die der automatischen Datenverarbeitung förderlich sind und die einen hohen Grad von Genauigkeit erreichen. Jedoch sind die neuen Methoden nicht auf dem hohen Stand von Reife angelangt, der von den klassischen Methoden in Gestalt des Variographen erreicht wurde. Darüber hinaus müssen sich die Bearbeiter zunächst an die abstrakte Registrierung in Form von Magnetbändern und Lochstreifen gewöhnen, ehe fortschrittliche Methoden der Datenverarbeitung voll zum Tragen kommen können. Dennoch sollte die Entwicklung solcher Apparaturen vorangetrieben werden, damit ein langsamer Übergang erfolgen und in Zukunft in großen Mengen anfallendes Beobachtungsmaterial überhaupt verarbeitet werden kann.

Diskussion zu dem Vortrag von
Dr. Wienert

Auf die Frage von Prof. Kertz, ob nicht wegen erheblicher Erleichterungen beim Auswerten und Vergleich mit Modellrechnungen grundsätzlich X, Y, Z anstelle von D, H, Z registriert werden sollte, wies Dr. Wienert auf die bedeutsamen Schwierigkeiten bei der Bestimmung des geodätischen Meridians hin. Lediglich Fehler von $1/2$ Grad könnten bei dieser Bestimmung gerade noch hingenommen werden.

Prof. Kertz schlug vor, die Registrierkurven der einzelnen Komponenten in geeigneter Weise unterschiedlich zu markieren.

Hinsichtlich der Eichung stellte Dr. Wienert fest, daß je ein Eichvorgang am Anfang und am Ende der Registrierung genügt.

Prof. Angenheister regte an, flux-gate-Magnetometer zu bauen, da sie insbesondere bei kurzfristigen Bohrlochmessungen interessant seien. Dr. Wienert verwies hierzu auf die dabei erforderliche Elektronik, die wegen der Instabilität nicht transistorisierbar sei. Die Orientierung sei zwar genau, eine langfristige Stabilität ließe sich jedoch nicht aufrecht erhalten.

Dr. Schulze regte den Bau eines langsameregelten Instrumentes an. Dieses Instrument sollte mit zwei Schreibern ausgestattet sein, wobei einmal direkt auf einem schnellaufenden Schreiber mit großer Empfindlichkeit und zum anderen mit Hilfe der langsamen Regelung auf Helmholtzspule auf einem langsamlaufenden Schreiber mit geringerer Empfindlichkeit registriert werden sollte.

Vortrag Dr. K. Helbig

"Geräte II. Überlegungen zur Aufzeichnung und Speicherung von Meß-
ergebnissen"

Freitag, den 2. Febr. 1962

Während für kleinere Programme die bisherigen Aufzeichnungsmethoden sich als durchaus ausreichend erwiesen haben, dürfte es nicht möglich sein, mit ihnen ein wesentlich umfangreicheres Beobachtungsmaterial sinnvoll zu speichern. Der Umfang des Beobachtungsmaterials hängt dabei nicht nur von der Anzahl der Stationen und der Registrierzeit ab, sondern auch von dem untersuchten Frequenzband, insbesondere von der oberen Grenzfrequenz.

Die verschiedenen Aufzeichnungsverfahren werden unter folgenden Gesichtspunkten verglichen:

- a) Lassen sich die Aufzeichnungen "zurückübersetzen", d. h. wieder in Spannungen verwandeln?
- b) Wie groß ist die "Informations-Speicherkapazität" des Aufzeichnungsmediums?

Von den derzeit bekannten Aufzeichnungsmedien kommen vier für die hier diskutierte Zwecke in Frage:

Photopapier,
Transparentfilm,
Lochstreifen,
Magnetband.

Bei Verwendung von Photopapier kommt wegen des geringen nutzbaren Schwärzungsintervalls nur der übliche seitliche Kurvenschrieb in Frage. Diese Registrierung ist sehr anschaulich, eine Rückübersetzung der Kurve in Spannungswerte für Auswertungszwecke ist jedoch nur mit langsam arbeitenden Nachlaufschreibern möglich. Außerdem setzt das voraus, daß die Kurven sich nicht überschneiden. Diese Bedingung läßt sich ohne Steigerung der Papierbreite aber nur durch Verwendung von Mehrfachpunkten erreichen. Darunter leiden aber sowohl Anschaulichkeit als auch Genauigkeit.

Registrierung auf Transparentfilm kann ebenso verfahren werden

Überlegungen mit geringen Abwandlungen. Wegen des größeren Schwärzungsintervalles und der Transparenz des Mediums kann hier aber auch die Schwärzung proportional dem Meßwert gemacht werden. Eine solche "Kurve" läßt sich leicht durch Photozellen-Abtastung in Spannungen zurückverwandeln, außerdem kann der seitliche Raumbedarf, also die Papierbreite, drastisch eingeschränkt werden. Diese Aufzeichnung ist aber unanschaulich und kommt daher als alleinige Registrierung (ohne Kontrolle durch eine langsam laufende Papierregistrierung) nicht in Frage.

Lochstreifenregistrierung setzt voraus, daß der Meßwert in digitaler Form vorliegt. Das ist keine grundsätzliche Schwierigkeit, umso weniger, als einige Geräte (Protonenresonanzmagnetometer) nur über digitale Anzeige verfügen. Hinsichtlich der Anschaulichkeit ist die Lochstreifenregistrierung noch wesentlich ungeeigneter als die Dichteschrift. Obwohl eine Lochstreifenregistrierung mit einiger Erfahrung "gelesen" werden kann, ist hier die Rückübersetzung in Spannungen die Regel (etwa am Eingang einer elektronischen Rechenmaschine oder eines Vektographen).

Bei der Magnetbandregistrierung ist die Anschaulichkeit gleich Null, da man einem Band nicht einmal ansehen kann, ob es überhaupt eine Registrierung enthält. Die Rückübersetzung ist hier geradezu Voraussetzung der Registrierung.

Die eingangs erwähnte Informations-Speicherkapazität entscheidet über die Menge des benötigten Aufzeichnungsmediums (Papier, Film, Magnetband) in Abhängigkeit vom aufzuzeichnenden Frequenzband. Abgesehen von der Frage, ob es wünschenswert ist, gewisse Frequenzen zu registrieren, erhebt sich die Frage, ob es technisch sinnvoll ist. In der nachfolgenden Tabelle ist aufgeführt, welche Genauigkeitsforderungen an die Uhren zu stellen sind, wenn jede Station eine eigene Uhr hat.

Kontrolle	Kürzeste aufgezeichnete Periode			
	1 sec	10 sec	100 sec	1000 sec
monatlich	10^{-7}	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}
täglich	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}
stündlich	10^{-4}	0,5		

Relative Genauigkeit der Zeitmarkenuhr

Die hier aufgeführten Genauigkeiten gewährleisten, daß die wahre Phasenlage einer Schwingung am Ende des Kontrollzeitraums mit einer Sicherheit von 72° aufgezeichnet wird. Die Phasendifferenzen zwischen verschiedenen Stationen können dann auf 144° genau bestimmt werden. Bei höheren Ansprüchen an die Phasentreue muß der Frequenzbereich entsprechend eingeschränkt oder die Genauigkeit der Uhr erhöht werden. Tägliche und stündliche Kontrolle des Uhrenstands ist natürlich nur über Funk möglich. Die normalen Zeitzeichen sind Sendesignale. Sollen sie direkt aufgezeichnet werden, so muß die Vorschubgeschwindigkeit so groß sein, daß man 1-sec-Pulsationen aufzeichnen könnte. Wenn die Vorschubgeschwindigkeit geringer ist, müssen die Sekundenmarken mit Hilfe einer mechanischen oder elektronischen Untersetzerschaltung in Minutenmarken verwandelt werden. Eine relative Genauigkeit von 10^{-4} entspricht etwa einer (Gang-)Genauigkeit von etwa einer Sekunde pro Tag. Genauigkeiten von 10^{-4} - 10^{-5} sind mit sehr guten mechanischen Uhren zu erreichen, darunter nur mit Quarzuhren. Eine Genauigkeit von besser als 10^{-7} erfordert eine Quarzuhr hoher Präzision.

Die Bedeutung der Informations-Speicherkapazität wird an folgendem Beispiel erläutert: Wird auf 6 cm breitem Papier registriert und sollen Pulsationen von 1 sec Periode noch einigermaßen auswertbar sein, so fallen (bei einem Vorschub von 2 mm/sec) je Tag 160 m, je Monat 5 km Film an. Das Ergebnis einer Station sind 50 kg Papier je Monat. Registrieren mehrere Stationen über längere Zeiträume, so treten bereits größere Schwierigkeiten bei der Lagerung auf. Da ein Papierfilm nur direkt bearbeitet werden kann, lassen sich hier auch Grenzen der Bearbeitbarkeit feststellen. Bei einer reinen Durchsicht (ohne eigentliche Auswertung) mit 12 m/Stunde lassen sich im Monat 2,5 km Film bearbeiten. Das bedeutet, daß für 1-sec-Pulsationen die Durchsicht etwa doppelt so lange dauert wie die Aufnahme, falls die Registrierung 24 Stunden am Tage läuft. Selbst bei 10-sec-Pulsationen könnte der Bearbeiter nur gerade mit dem Material von 5 Stationen Schritt halten. Eine wirkliche Auswertung würde entsprechend länger dauern.

Bei Transparentfilm ist die Speicherkapazität etwas höher, so daß man nicht unbedingt zu unhandlichen Mengen kommen muß. Hinsichtlich der Auswertegeschwindigkeit gilt jedoch das gleiche, wenn nicht die Dichteschrift verwendet wird. Dann kann die Durchsicht weitgehend

automatisiert werden, da der gespeicherte Vorgang wieder in eine Spannungsschwankung zurückübersetzt werden kann.

Die Speicherkapazität von Lochstreifen ist relativ gering, da sieben Löcher erst eine Zahl der Größenordnung 100 repräsentieren.

Von allen in Frage kommenden Aufzeichnungsmedien hat das Magnetband die größte Aufzeichnungskapazität. Einzelheiten hängen von der gewählten Aufzeichnungsart (s. u.) ab. Für das oben diskutierte Beispiel würden sich im Falle des Aufzeichnungsverfahrens mit der größten Kapazität 450 m Band ergeben, und selbst die ungünstigeren Verfahren würden es ermöglichen, die auf 5 km Papierfilm enthaltene Information auf nicht mehr als 1,5 km Magnetband zu speichern. Zum Vergleich wird erwähnt, daß eine 35-cm-Spule 1500 - 2200 m Band enthält. Technische Magnetbänder sind in Breiten von 6 bis 50 mm erhältlich, so daß es keine Schwierigkeiten macht, mehrere Komponenten auf einem Band zu registrieren.

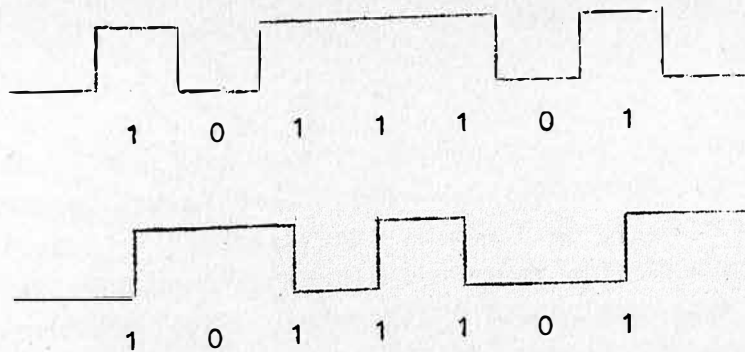
Folgende Aufzeichnungsverfahren für Magnetband kommen in Frage:

- a) direkt (wie bei akustischen Aufzeichnungen),
- b) Trägerfrequenzmodulation,
- c) Impulslängenmodulation,
- d) Digitale Registrierung.

Die Aufzeichnung nach a) ist ungeeignet, wenn sowohl Amplituden- als auch Phasentreue verlangt wird. Die zur Erreichung der Amplitudentreue im üblichen Magnetophon verwendeten Entzerrungsglieder verursachen eine starke Phasenverzerrung. Bei b) wäre an zwei Verfahren zu denken: Jede Komponente hat einen eigenen Aufzeichnungskopf und wird auf einer eigenen Spur geschrieben (Breitband-FM), oder es werden mehrere Trägerfrequenzen auf einer Magnetspur geschrieben, die nachträglich durch Filter wieder getrennt werden. Bei dieser zweiten Art (die als Multiplex-Trägerverfahren bezeichnet wird) kann jeder Träger nur ein relativ schmales Frequenzband übertragen, da sich sonst die Seitenbänder verschiedener Träger beeinflussen. Das führt zu hohen Bandgeschwindigkeiten. Das Breitband-FM-Verfahren ist das Verfahren mit der höchsten Speicherkapazität. Seine Anwendung im Dauerbetrieb setzt aber voraus, daß Bandgeschwindigkeit und Trägerfrequenz sehr stabil sind.

Der Impulslängenmodulation liegt folgendes Prinzip zugrunde: Durch einen rotierenden Schalter werden die verschiedenen Komponenten (sowie zu Kontrollzwecken außerdem eine feste Spannung) der Reihe nach abgetastet und zur Steuerung der Länge von Impulsen verwendet. Die Vorderkante der Impulse ist dabei gleichzeitig Zeitmarke (gesteuert durch die gleichförmige Rotation des Schalters, der von einer Quarzuhr oder einem Funksignal kontrolliert wird), während die Länge des Impulses proportional dem Momentanwert der Feldkomponente ist. Eine Rückübersetzung ist bei dieser Methode außerordentlich einfach: Es genügt eine einfache Mittelung, um wieder den ursprünglichen Vorgang zu gewinnen. Soll mit einer Genauigkeit von 1 - 2% registriert werden, so muß dem vollen Meßwert eine Impulslänge von etwa 0,2 mm (auf dem Magnetband) entsprechen. Eine Phasengenauigkeit von 72° wird erreicht, wenn während der kürzesten interessierenden Periode 5 Impulse (± 1 mm Magnetbandlänge) aufgezeichnet werden. Die Bandgeschwindigkeit würde 5 - 10 mal so hoch sein wie die Minimalgeschwindigkeit bei Breitband-FM und etwa vergleichbar mit der bei Photopapier-Aufzeichnung erforderlichen. Wo das zu Schwierigkeiten führt, kann aber die Impulsfolge so aufgespalten werden, daß die zu einer Komponente gehörigen Impulse auf verschiedenen Magnet Spuren liegen. Da zugleich bei der Impulslängenmodulation die Spuren dichter nebeneinander geschrieben werden können, lassen sich unhandliche Bandlängen vermeiden, ohne daß man deswegen zu breiteren Bändern übergehen müßte.

Außer der Impulslängenmodulation kommt noch eine digitale Impulsmodulation in Frage. Dabei wird das Meßergebnis - wenn es nicht schon in digitaler Form vorliegt - in eine (binäre) Zahl umgewandelt. Man kann dann zum Beispiel einer 1 einen Impuls entsprechen lassen und einer 0 die Abwesenheit eines Impulses. Ebenso kann man aber einer 1 einen Wechsel der Magnetisierungsrichtung oder des Magnetisierungsbetrages entsprechen lassen. Man benötigt zur Kennzeichnung einer Zahl der Größenordnung 100 sieben Ziffern (entsprechend sieben vorhandenen oder nicht vorhandenen Impulsen oder Magnetisierungswechseln). Da aber von den Impulsen nur das Vorhandensein oder Nichtvorhandensein interessiert, genügt Übertragung mit geringerer Bandbreite (35 Impulse auf 1 mm Band). Die Speicherkapazität ist daher ebenso groß wie bei der Impulslängenmodulation.



Digital-Impuls-Darstellung

der Zahl 93 ($= 1 \cdot 64 + 0 \cdot 32 + 1 \cdot 16 + 1 \cdot 8 + 1 \cdot 4 + 0 \cdot 2 + 1 \cdot 1$) in zwei verschiedenen Schreibweisen.

Eine Registrierung des gesamten Frequenzbereichs von S_q bis zu 1-sec-Pulsationen über einen Monat ist daher bei Magnetband-Registrierung technisch möglich. Vorzugsweise würde man ein Impulsverfahren verwenden. Man muß aber bedenken, daß Magnetbandapparaturen so geringer Laufgeschwindigkeit im Augenblick nicht kommerziell gefertigt werden, so daß mit beträchtlichen Aufwendungen für die Entwicklung einer solchen Anlage zu rechnen wäre.

Ein gewisses Problem bei der Magnetband-Registrierung ist das Auffinden eines bestimmten Vorganges, da ja die Registrierung nicht sichtbar ist. Das läßt sich aber mit Tagesmarkierungen, mit Meterzähler oder aber einfach mit einem Gerät, das die Gesamtzahl der Impulse bei schnellem Durchlauf zählt, erreichen. Da durch die Quarz-uhrenkontrolle eine feste Relation zwischen der Gesamtzahl der Impulse und der verstrichenen Zeit besteht, genügt das, um einen zu einer bestimmten Zeit registrierten Vorgang aufzufinden. Es ist technisch durchaus möglich, diese Zeit vorher einzustellen und das Band an der gewünschten Stelle automatisch anhalten zu lassen.

Diskussion zu dem Vortrag von
Dr. Helbig

Es wurde die untere Grenze der Periode der interessierenden Pulsationen diskutiert. Dr. Siebert schlug als untere Grenze eine Periode von 50 sec vor, da die hier registrierten Pulsationen noch homogen hinsichtlich der Entstehung sein dürften. Darunterliegende Pulsationen seien inhomogen und wohl auch nur für Untersuchungen äußerer Anteile interessant. Dipl. Geophys. Voppel regte demgegenüber an, als untere Grenze 10 sec festzusetzen; darunterliegende seien vorläufig zu wenig bekannt - andererseits seien zur Abgrenzung isolierter Pulsationsanomalien geringere Perioden als 50 sec erforderlich. Er wies auch darauf hin, daß der Inhomogenitätsbereich bei geringeren Perioden geringer sei.

Dr. Baule regte an, für Pulsationsregistrierungen einen Vielfarbenpunktschreiber einzusetzen. Seine Frage, ob eine feldfähige Bandapparatur bereits existiere, wurde von Dr. Helbig mit Vorbehalt verneint.

Prof. Angenheister warnte davor, beim Aussondern von Pulsationsregistrierungen zu übereilt Registrierungen wegzuwerfen.

Dr. Eingrieber wies darauf hin, daß bereits magnetische Registrierungen mit Lochkartennotierung vorliegen.

Vortrag Diplomphysiker S c h u c h , München

"Erdstrombeobachtungen; technische Hinweise"

Freitag, den 2. 2. 1962

Zu Beginn wurden die wichtigsten Vorgänge angeführt, die eine natürliche, elektrische Potentialdifferenz zwischen zwei Punkten am Erdboden verursachen können. Der grundsätzliche Aufbau der für Dauerregistrierungen brauchbaren Elektroden wurde angeführt. Eine kurze Besprechung von Kalomel-Bezugselektroden ließen die Vorzüge solcher Elektroden bei geoelektrischen Untersuchungen erkennen. Sie bestehen in der:

1. guten Konstanthaltung ihres Potentials (gegen die Wasserstoffbezugselektrode). Das ist auf die Schwerlöslichkeit von Kalomel (Hg_2Cl_2) zurückzuführen.
2. Unterdrückung störender Effekte bei dem Übergang Elektrodenelektrolyt / Boden. Das rührt von der nahezu gleichen Ionenwanderungsgeschwindigkeit (Ionenbeweglichkeit) von K^+ -Ion und Cl^- -Ion her.

Es wurde eine im Gelände bewährte Armatur vorgezeigt, in die eine Kalomelbezugselektrode Type 9840/11 der Firma Schott & Gen, Mainz eingebaut war.

An Hand eines Diagramms konnte gezeigt werden, daß eine Dauerstrombelastung der Elektroden von 10^{-8} A keine störenden Polarisierungseffekte in den Elektroden verursacht. Daraus folgt, daß eine Galvanometerregistrierung mit Instrumenten mit einer Empfindlichkeit von 10^{-9} A/mm/m möglich ist.

An Hand von einigen Diapositiven wurde der Aufbau leicht transportabler geoelektrischen Registrierstationen gezeigt.

Vorschläge für eine möglichst einfache \mathcal{E} -Feld-Beobachtungsstation.

1. Die Station soll netzunabhängig sein. Sie soll abseits jeder Netzversorgung errichtet werden. Die \mathcal{E} -Feld-Beobachtung ist vermutlich gegenüber technischen Störungen noch anfälliger als die \mathcal{H} -Feld-Registrierung. Der Abstand von Netz-

anlagen muß von Fall zu Fall entschieden werden.

2. Die Galvanometer-Papierfilm-Registrierung der herkömmlichen Art ist am einfachsten. Uhrwerkbetriebene Lichtschreibgeräte (4 Wochen wartungsfrei), Galvanometer, Beleuchtungsbatterien für 4 Wochen (5 bis 6 DEAC-Zellen FC 128 H) sollen in einem licht- und insektendichten, diebstahlgesicherten, wettergeschützten Kasten untergebracht werden. Ein Kasten aus Aluminium hat sich gut bewährt. Rascher Temperatúrausgleich verhindert das Beschlagen der Linsen. Drei bis vier solche Kästen mit Wetterschutz sollten noch in einem VW-Bus transportiert werden können.
3. Eine elektrische Uhr mit Sekundenzeiger (40 bis 50 DM) kann zur Stundenmarkengebung herangezogen werden. Genauigkeit ca ± 30 sec/4 Wochen. Es ist daran zu denken, einen starken Sender, etwa AFN mit einer einfachen Detektorschaltung (ca 10 bis 15 DM) ständig zu empfangen und die Sendungen über ein Galvanometer ständig auf dem Film aufzuzeichnen. Während der Sendezeiten erhält man auf dem Film bei 2 cm/Std. Filmgeschwindigkeit eine verwaschene Spur, bei Sendepausen einen scharfen Strich. Das bedeutet mindestens zwei Kontrollmarken in 24 Stunden. Natürlich muß an irgendeiner Stelle, etwa an einem Observatorium der Sender (mit seinen Pausen) und eine Normaluhr gleichzeitig registriert werden.
4. Sternförmige Hg-Elektrodenanordnung an beiden Meßstrecken könnten beitragen, sehr engräumige Potentialschwankungen herauszumitteln. Die "Elektrodenastrohre" sollte man möglichst tief in den Boden einführen, am besten in Wasser.
5. Die mit Bleimantel versehenen Kabel der Meßstrecken sollten vergraben werden.

Vortrag Dipl. Geophys. Duckert

"Vorschlag zur Erfassung oberflächennaher Schichten mit künstlichen Feldern"

Freitag, den 2. Febr. 1962

In den letzten Jahren wurden an verschiedenen Stellen der Erde Sondierungen mit Hilfe von künstlichen Feldern vorgenommen (Bergakademie Nov. 61). Es wurden Tiefen von 30 - 35 km erfaßt, hauptsächlich mit Vierpunktmethoden (Wenner, Schlumberger, Krajev).

Ähnliche Messungen wären als Ergänzung zum geplanten Meßprogramm möglich. Zur Lösung der im Thema gestellten Aufgabe stehen prinzipiell Wechselstrom oder Gleichstrom zur Verfügung. Beim Wechselstrom macht sich der Skineffekt, beim Gleichstrom die Polarisation unangenehm bemerkbar. Vorgeschlagen wird ein Mittelweg, nämlich kommutierter Gleichstrom, wobei die Frequenz der gewünschten Eindringtiefe angepaßt werden kann.

Es wurde eine Abschätzung der Meßgenauigkeit gegeben, welche man fordern muß, um eine Tiefe von 10 km zu erreichen. Hat man:

Übergangswiderstand 1 kOhm

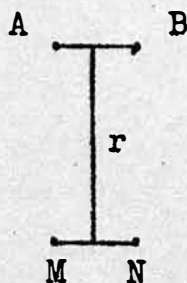
Elektrodenspannung 200 Volt,

so erhält man an den Sonden eine Spannung von

$$U_{\text{Wenner}} = 7 \cdot 10^{-6} \text{ (Volt)}$$

$$U_{\text{Dipol}} = 1 \cdot 10^{-6} \text{ (Volt)}$$

Die Dipolmessung, die den Vorteil wesentlich kürzerer Kabel hat, wird nach folgendem Schema durchgeführt:



$$r \gg l_{AB}$$

$$r \gg l_{MN}$$

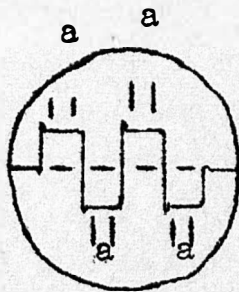
$$\rho_s = \frac{U}{I} \frac{r^3}{l_{AB} \cdot l_{MN}}$$

Den geringen Spannungen, die durch die künstlichen Felder an den Sonden erzeugt werden (in der Größenordnung 10^{-6} Volt), stehen diejenigen Spannungen gegenüber, die durch natürliche Felder erzeugt

werden (in der Größenordnung 10^{-3} Volt). Um das Verhältnis Meßspannung zu Störspannung günstiger zu gestalten, bieten sich folgende Möglichkeiten an:

1. Verkleinerung der Übergangswiderstände an den Elektroden durch Bündelung.
2. Erhöhung der Elektrodenspannung.
3. Die von Herrn Prof. Rosenbach vorgeschlagene Stapelung mit Hilfe von Magnetbandregistrierungen.

Bei kommutiertem Strom wird etwa alle 20 Sekunden die Stromrichtung umgedreht. Oszillatorbild etwa:



Um den schädlichen Einfluß der im Bereich der Umschaltintervalle auftretenden Spannungsspitzen auf die Messungen auszuschalten, sind nur Messungen innerhalb eines mittleren Intervalles a der Spannungstufen nötig. Die Schaltuhren brauchen keinen allzu hohen Genauigkeitsanforderungen zu genügen. Will man die Potentialdifferenz an den Sonden nicht registrieren, sondern direkt messen, so ist zu beachten, daß beim Umpolen des Stromdipols auch der Spannungsdipol umgepolt werden muß.

Diskussion zu den Vorträgen von
Dipl.Phys.Schuch und Dipl.Phys.Duckert

Dr.Eingriever berichtete von Erfahrungen bei Erdstromregistrierungen. Dabei waren ca. 6 Elektroden in einer Sternanstellung mit einem Abstand je zweier gegenüberliegender Elektroden von ungefähr 10 m zu einer Abnahmesonde zusammengefaßt. Hierdurch mitteln sich Elektrodeneffekte in beträchtlichem Maße heraus.

Prof.Rosenbach entwarf Pläne über Leitfähigkeitsmessungen in größeren Tiefen mit Hilfe künstlicher Anregung. Schwierigkeiten beständen darin, daß im Gelände 10^{-6} Volt erreicht werden müßten. Das zu erwartende stufenförmige Signal sei auf Magnetband zu speichern. Für derartige Untersuchungen bieten sich die elektrischen Versorgungsnetze an. Die Frequenz sei von außen einzugeben, jedoch spiele die Frage der guten Anzeige eine große Rolle.[†] Prof.Rosenbach verwies auf die bereits klassischen Ringsondeverfahren (Piepmeier, Kassel); es sei abzuschätzen, wie groß Stromschleifen sein müßten, um bestimmte Leitfähigkeitsverteilungen erfassen zu können. [†](Stapeln!)

Dr.H.J.Meyer verwies auf die apparativen Schwierigkeiten hierbei, die insbesondere darin liegen, daß verhältnismäßig große Ströme fließen, die über weite Strecken in der Horizontalen zu führen seien.

Prof.Angenheister erklärte, für die Prüfung des von ihm vorgeschlagenen dreischichtigen Modells sei die Bestimmung der Mächtigkeit des oberen leitfähigen Paketes wichtig. Einen Anfang hierzu denke er sich durch Messungen in der Molasse. Die Grenze zwischen Kristallin und Molasse sei relativ scharf und es lasse sich hier gleichzeitig eine Prüfung der elektrischen Methode durchführen.

Die Frage von Dr.Pierau, ob im Rahmen der E-Feldmessungen im Moore auch Parallelbeobachtungen auf festem Gesteinsboden angestellt worden sind, verneinte Dipl.Phys.Schuch.

Desgleichen wurde von Dipl.Phys.Schuch auf eine Frage von Dipl.Phys.Völker erklärt, daß Parallelmessungen zur Registrierung des H-Feldes und des E-Feldes nicht durchgeführt worden sind. Hierzu ergänzte Prof.Angenheister, daß der Moorkörper von der Magnetotellurik genauso durchsetzt werde wie ein mineralischer Körper, d.h., daß Stürme gemessen werden können, obwohl die Leitfähigkeitsverhältnisse ganz anders sind.

Zu Vergleichsregistrierungen des E-Feldes auf Moorboden und mineralischem Boden schlug Prof.Rosenbach vor, gleichzeitig tellurische Messungen in kurzen Perioden parallellaufen zu lassen.

Dr.Pierau wies darauf hin, daß bei derartigen Parallelmessungen biogene Faktoren feststellbar sein müßten.

Dr.Flathe schlug die Verwendung von Direktschreibern vor. Dipl.Phys.Schuch betonte daraufhin den Nachteil der Netzabhängigkeit dieser Geräte. Dipl.Phys.Duckert stellte fest, daß sich die Netzabhängigkeit in der Tiefentellurik kaum vermeiden lassen.

Vortrag Prof. Angenheister, München

"Beziehung zwischen der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit einerseits und den Gesteinen und deren Verhalten andererseits in der Erdkruste und im oberen Mantel"

Die aus der erdmagnetischen Tiefensondierung gefundene Leitfähigkeitsverteilung muß zur Geologie der Erdkruste und zur Geophysik des oberen Erdmantels in Beziehung gebracht werden. Es soll daher geschildert werden, mit welcher Leitfähigkeitsverteilung nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse im Bereich von der Erdoberfläche bis etwa 400 km Tiefe gerechnet werden kann. - Hierbei sollen zunächst Inhomogenitäten in horizontaler Richtung ausser acht gelassen werden. Es wird also als erstes die Leitfähigkeitsverteilung mit der Tiefe einer etwa schalenförmigen Erde diskutiert. - Als Beitrag zur Deutung des anomalen inneren Anteils des im Untergrunde induzierten Magnetfeldes werden dann anschließend Inhomogenitäten der Leitfähigkeit in horizontaler Richtung erörtert.

I. a) Die Verteilung der Leitfähigkeit in vertikaler Richtung innerhalb der Sedimente (bis etwa 5 km Tiefe).

Die elektrische Leitfähigkeit der Sedimente ist vorwiegend vom Elektrolyt-Gehalt im Porenraum abhängig, da die Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix etwa bei $10^{-10} - 10^{-12} (\Omega^{-1}m^{-1})$ liegt. Ohne die Zusammenhänge im einzelnen zu diskutieren kann man schreiben: $\sigma(z) = f(\sigma_{E1}, \epsilon, T_0)$ und $\sigma_{E1} = \varphi(\alpha, c_n, u)$; [σ_{E1} Leitfähigkeit des Elektrolyten im Porenraum, ϵ Porosität, T_0 Tortuosität, α Dissoziation, c_n Konzentration, u Beweglichkeit.] Für die sich anschließende qualitative Betrachtung ist es kaum erforderlich, den Einfluß aller dieser Faktoren ausführlich zu diskutieren. Es soll auch hier nicht erörtert werden, welcher Teil des Porenraums den Hauptbeitrag zur Leitfähigkeit liefert. - Die Bohrlochmessungen bis 2000 - 3000 m Tiefe haben gezeigt, daß die Porosität ϵ wie auch die Konzentration c von der Tiefe abhängen: $\epsilon(z)$, $c(z)$. Die Konzentration wie auch die Art des Elektrolyten hängen stark von ihrer Vorgeschichte ab. Die Formationswässer durchwandern bekanntlich mehrere Sedimentgesteine

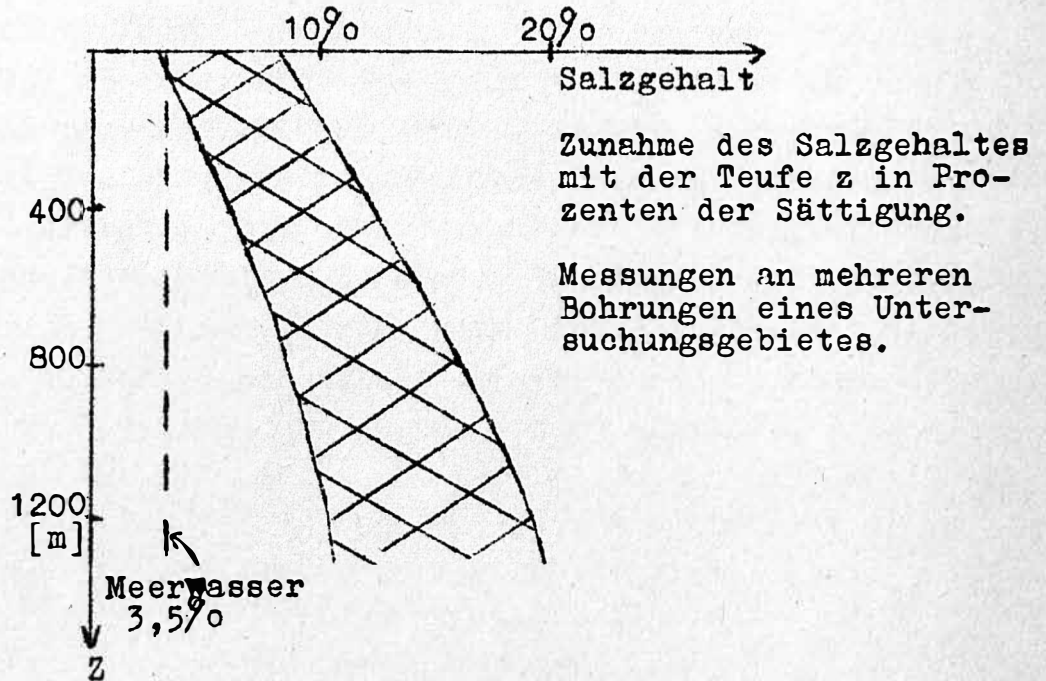
deren Mineralbestand, Temperatur und Porenraum einen entscheidenden Einfluß auf den Elektrolytgehalt der Formationswässer nehmen. Dissoziation und Beweglichkeit hängen über die Temperatur von der Teufe z ab.

In den oberen 3 km nehmen alle genannten Größen mit der Teufe z zu - bis auf die Porosität ϵ , die abnimmt. Jedoch ist die Zunahme von σ_{E1} nicht unbeschränkt. Für den starken Elektrolyten beobachtet man bei hinreichend hoher Temperatur, insbesondere bei Annäherung an den kritischen Punkt, wieder eine Abnahme. Die Temperatur der maximalen Leitfähigkeit hängt von der Art des Elektrolyten und der Konzentration ab. - Die Zunahme des Salzgehaltes mit der Teufe z ist im Mittel für ein Untersuchungsgebiet dargestellt in Figur 1, die Abnahme der Porosität mit z in Figur 2. Die zunehmende Versalzung ebenso wie die Abnahme der Porosität mit der Teufe z können als typisch für alle Sedimente der Erde angesehen werden.

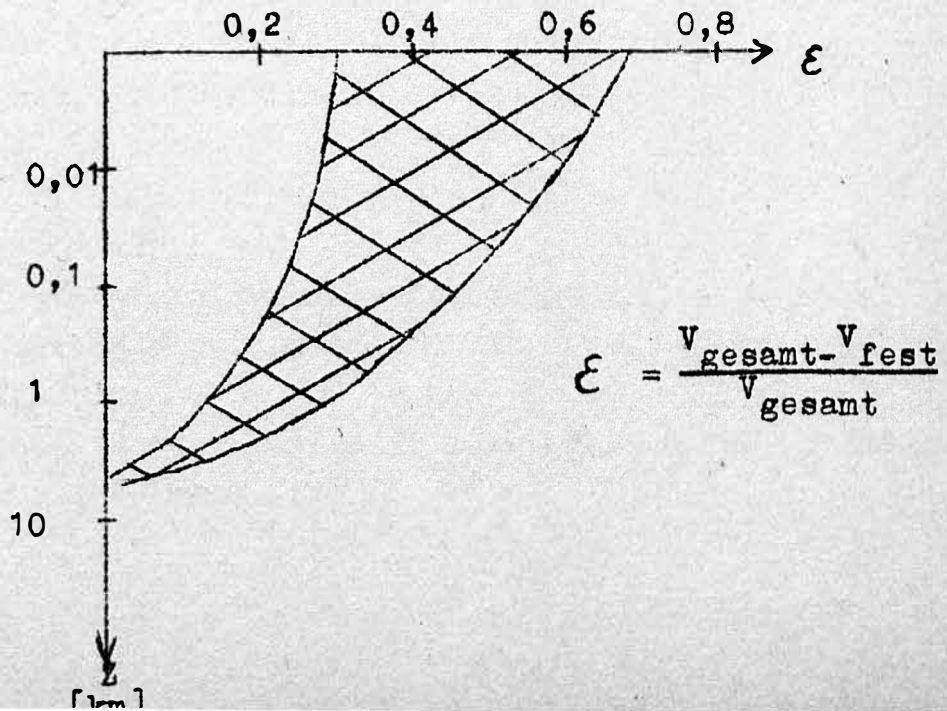
3 Arten von Kationen und 3 Arten von Anionen liefern den größten Anteil des Elektrolyten der Formationswässer. Es sind dies die 3 Kationen: Na^+ , Ca^{++} , und Mg^{++} und die Anionen: Cl^- , SO_4^{--} und $\text{CO}_3^{--} + \text{HCO}_3^-$. Das Meerwasser zeichnet sich durch relativ hohen Mg^{++} -Gehalt aus, während die Formationswässer mehr Ca^{++} -Ionen enthalten.

Die Abnahme der Porosität mit der Tiefe beruht auf dem hydrostatischen Druck, der durch die Gesteinsmassen im Hangenden erzeugt wird. Am Rand der mehr oder weniger unregelmäßigen Poren treten Scherspannungen τ auf, die im allgemeinen zwar kleiner, aber doch von gleicher Größenordnung wie der hydrostatische Druck in der Gesteinsmatrix sind. Überschreitet diese Scherspannung die Nachgebe-Scherspannung τ_N , so verengt sich der Porenraum. Nimmt man für τ_N etwa den Wert 10^9 (dyn/cm²), so ist zu erwarten, daß als größte Tiefe, in der Poren noch gerade existieren können, etwa die Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität anzunehmen ist, in der ein Druck von etwa $9 \cdot 10^9$ (dyn/cm²) herrscht. Alle der Metamorphose unterworfenen Gesteine, die früher einmal in einer Tiefe von etwa 4 - 10 km gelegen haben mögen, zeigen aber, daß das Verschwinden der Poren schon in sehr viel geringerer Tiefe erfolgt. - Gelangt ein Sediment-

Figur 1



Figur 2



paket in immer größere Tiefen, so wird beim Zusammenbruch des Porenraumes die Porenflüssigkeit zum Teil nach oben ausgequetscht, so daß ein vertikaler Flüssigkeitsstrom auftritt. Dieses könnte auch Anlaß zu einer vertikal verteilten, elektrokinetischen Potentialdifferenz geben, da ein Teil der Ionen durch Adsorption in diffusen Doppelschichten festgehalten wird. Bei fortschreitendem Zusammenbruch des Porenraums unterliegt die Flüssigkeit immer mehr dem hydrostatischen Druck, der in der Gesteinsmatrix herrscht, während in geringeren Teufen die Flüssigkeit dem hydrostatischen Druck der Wassermassen im Hangenden unterliegt. - Die elektrolytische Leitfähigkeit der Porenflüssigkeit wird mit zunehmender Teufe an Bedeutung verlieren, da durch den hohen Druck neue Minerale gebildet werden, wobei auch teilweise der Inhalt der Poren in die neuen Gitter eingebaut wird. - Das durch Metamorphose gebildete Kristallin hat demnach eine bedeutend geringere Porosität und Leitfähigkeit. Es gilt etwa $0,5 \geq \epsilon(\text{Sediment}) \geq 0,05 > \epsilon(\text{Kristallin}) \approx 0,005$. Die mittlere Leitfähigkeit der Sedimente beträgt etwa 10^{-2} bis $10^{-1} \Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$.

b) Die Verteilung der Leitfähigkeit in vertikaler Richtung unterhalb der Sedimente.

Mit Verschwinden der elektrolytischen Leitfähigkeit kommt die Leitfähigkeit der Ionenkristalle als Halbleiter ins Spiel. Von Bedeutung sind hier die Halbleitung durch Verunreinigung (Mangel- und Überschubhalbleitung) und Eigenhalbleitung. Ferner kann Ionenleitung in Kristallen durch Schottky- oder Frenkeldefekte von Bedeutung sein. Diese 3 Leitfähigkeitsmechanismen können durch die folgende Temperaturabhängigkeit beschrieben werden

$$\sigma = \sigma_1 e^{-\frac{E_1}{kT}}$$

i = 1 : Halbleitung durch Verunreinigung

i = 2 : Eigenhalbleitung

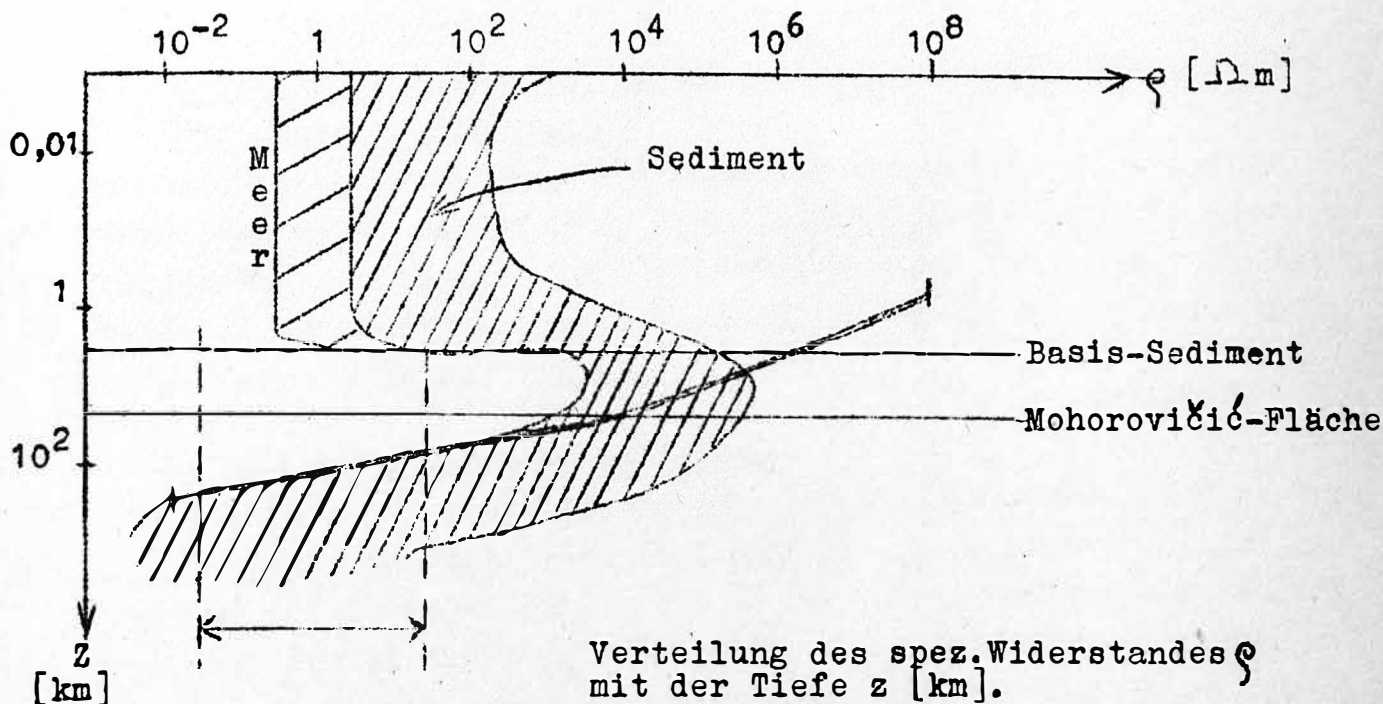
i = 3 : Ionenleitung

Laut S.K. Runcorn und D.C. Tozer gelten für σ_1 und E_1 etwa die Werte der Tabelle 1:

<u>Halbleitung:</u>	E_i (eV)	σ_i ($\Omega^{-1}m^{-1}$)	$G(T) \geq 10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$	
			T ($^{\circ}C$)	z (km)
a) Verunreinigung Olivin und Ortho-Pyroxene	$\frac{0,5}{2}$ bis $\frac{1}{2}$	10^{-2} bis 10^{-4}	970	38
b) Eigenhalb- leitung				
Olivin	$\frac{3}{2}$	$10^2 - 5 \cdot 10^2$	870	32
Enstatit Diopsid	42	10	730	28
<u>Ionenleitung:</u>				
Olivin	3,0	$5 \cdot 10^8$	920	35
Enstatit	2,8	10^6	1130	48
Diopsid	4,0	10^{12}	980	37

Laboratoriumsmessungen zeigen, daß die trockenen Gesteine eine Leitfähigkeit $\sigma \ll 10^{-6} (\Omega^{-1}m^{-1})$ haben. Erste Messungen des spezifischen Widerstandes mit einer 4-Punkt-Anordnung mit großen Elektroden- und Sondenabständen (einige 10 km) machen es wahrscheinlich, daß das Kristallin etwa eine Leitfähigkeit hat von $\sigma \leq 10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$. Es soll daher als mittlere Leitfähigkeit des Kristallins und tiefer liegender großer Gesteinseinheiten zwischen Kristallin und Mohorovičić-Fläche etwa $10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$ angenommen werden. - In der Tabelle ist die Temperatur T eingetragen, bei der die Leitfähigkeit σ der verschiedenen Materialien $> 10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$ ist. Wird über die Temperaturverteilung in der Erde verfügt, so ist auch die Tiefe festgelegt, unterhalb derer die Leitfähigkeit größer als $\sigma = 10^{-4} (\Omega^{-1}m^{-1})$ wird. Man erkennt, daß unterhalb der Mohorovičić-Fläche mit einem Anstieg der Leitfähigkeit zu rechnen ist. - Dieses Ergebnis bleibt auch erhalten, wenn eine andere mögliche Temperaturverteilung zugrunde gelegt wird. - Der Einfluß des Druckes scheint nicht so groß zu sein, daß das Ergebnis in Frage gestellt wird. (Nach H. Hughes ist $dE/dp \approx 5 \cdot 10^{-6}$ eV/bar für Olivin).

Figur 3



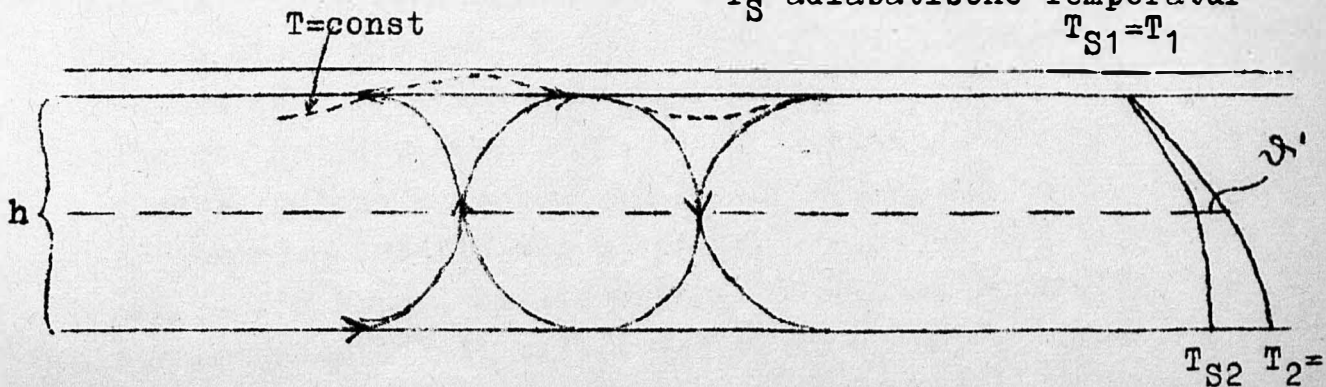
- dick eingezeichnet: Kleinster, möglicher spez. Widerstand der nicht-elektrolytischen Leitung.
- Intervall von ρ der Anomalie in N-Deutschland für Perioden von 1 min bis 1000min nach U. Schmucker.

Figur 4

Aufwölbung der Isothermenfläche während des Halbzyklus.

Über adiabatische Temperaturverteilung vor Beginn der Konvektion

T_S adiabatische Temperatur
 $T_{S1} = T_1$



In der Figur 3 ist die Abnahme des spezifischen Widerstandes ρ unterhalb der Mohorovičić-Fläche angegeben, so wie sie etwa vermutet werden kann. Die untere Grenze von ρ (obere Grenze von σ) (dich eingezeichneter Strich) ergibt sich aus den Werten der Tabelle und der zugrunde gelegten Temperaturverteilung. - Während im Bereich des Sedimentes die gezeichnete Streubreite sich aus Messungen an verschiedenen Sedimentgesteinen ergibt, soll die gezeichnete Streubreite im Bereich unter der Mohorovičić-Fläche die Unsicherheit der Kenntnisse charakterisieren.

II) Mögliche Ursachen der Inhomogenitäten der Leitfähigkeit in horizontaler Richtung.

Die räumliche Verteilung des anomalen inneren Anteils des Magnetfeldes weist darauf hin, daß die Leitfähigkeitsanomalien die Ausdehnung von einigen Zehner-Kilometern haben. - Inhomogenitäten in horizontaler Richtung sind innerhalb des Sedimentes in genügender Anzahl bekannt.

a) Inhomogenitäten im Sediment.

Die Prozesse der Metamorphose sind weitgehend irreversibel. Gelangen metamorphosierte Gesteine wieder an die Oberfläche, so bleiben die Gesteine arm an Porenraum. Wir können daher erwarten, daß die mittlere Leitfähigkeit von Sedimentpaketen etwa ein bis drei Zehnerpotenzen größer ist als die des Kristallins.

Der Kontakt von zwei der 3 großen Einheiten: Tiefsee ($\rho \approx 0,3 \Omega m$) Sedimentbecken ($\rho \approx 10 \Omega m$), Kristallin ($100 - 1000 \Omega m$) liefert sicher einen hinreichend großen Sprung in der Leitfähigkeit, so daß mit anomalem inneren Anteil des Magnetfeldes im Periodenbereich der Pulsationen gerechnet werden kann. - Die Flachsee mit Sediment im Liegenden wird sich vom Sediment des Küstenlandes möglicherweise in der mittleren Leitfähigkeit nur wenig unterscheiden. - Als Kontakte zwischen Sediment und Kristallin sind in West-Deutschland zu nennen: 1) Rheintalgraben gegen Odenwald und Schwarzwald (Diskussionsbemerkung von Dr. Flathe) und 2) Bayerische Molasse gegen Kristallin des Bayerischen Waldes. - Wie weit Aufwölbungen des Kristallins unter dem Sediment durch einen anomalen inneren Anteil des Magnetfeldes erkannt werden können, ist schwer zu beurteilen. Es sei aber daran erinnert, daß die Arbeitsgruppe um Cagniard und Schlumberger glaubt, solche Aufwölbungen durch Vermessung eines etwa entsprechenden Anteils des elektrischen Feldes nachweisen zu können. - Die Frage, ob die Grenze Diluvium - Mesozoikum durch einen anomalen Anteil erfaßt werden kann, bleibt zunächst offen.

b) Inhomogenitäten im tieferen Untergrund.

Die geringe Leitfähigkeit zwischen Kristallin-Oberkante und Mohorovičić-Fläche legt die Vermutung nahe, daß in diesem Raum die Ursache des anomalen inneren Anteils nicht zu finden ist. Es ist indessen allgemein bekannt, daß im Raum oberhalb der Conrad-Fläche Granitintrusionen mit Volumen von mehreren km^3 erfolgt sind und auch noch erfolgen. Auch Magmenherde basischer Gesteine sollen sich nach Ansicht vieler Geologen im Raum zwischen Mohorovičić-Fläche und Kristallin-Oberkante befinden. Die Erniedrigung von Schmelzpunkt und Viskosität durch leichtflüchtige Bestandteile hat hier einen bedeutsamen Einfluß. Wie weit die Schmelzpunktvariation oder Änderung des Aggregatzustandes eine Änderung in der elektrischen Leitfähigkeit σ zur Folge haben, läßt sich gegenwärtig wegen mangelnder Kenntnisse nicht übersehen. Es sei jedoch vermerkt, daß die Ausdehnung solcher geologischer Körper mit Dimensionen der Anomalie des induzierten Anteils, wie sie in N-Deutschland gefunden wurde, etwa übereinstimmen könnte. - Hinsichtlich der Inhomogenitäten in horizontaler Richtung unterhalb der Mohorovičić-Fläche können nur Vermutungen genannt werden. Es sollen an dieser Stelle 3 Möglichkeiten zur Diskussion gestellt werden:

1) Unterströmungen, 2) partielle Druckentlastung, 3) Hochdruckmodifikationen.

1) Unterströmungen werden allgemein angenommen, um die großräumigen Strukturen und Bewegungen der Erdkruste zu deuten. Meist wird angenommen, daß Konvektionsströme existieren, die den ganzen Erdmantel durchsetzen. Hess hat den Vorschlag für ein Modell gemacht, bei dem zwischen mittlerem Erdmantel und Erdkruste eine Etage mit sogenannten "Rollern" eingeschoben ist. Es sei angenommen, daß sich diese Kugelschale von 40 - 400 oder 600 km wie ein Bingham-Körper verhält und daß die Nachgebenspannung τ_N für langsame Bewegung (Größenordnung: 1 cm/Jahr) bedeutend kleiner als $3 \cdot 10^9 \text{ dyn/cm}^2 = 3 \text{ k bar}$ ist. (3k bar entspricht dem Wert, der für die Oberfläche oder für Erdbeben etwa richtig ist.) Der Bingham-Körper kann dann für Rechnungen durch eine Newton'sche Flüssigkeit ersetzt werden. Wenn Konvektionsströme existieren sollen, muß folgende Ungleichung erfüllt sein:

$$\frac{h^3 g \alpha \rho_0^2 c_p}{\eta \cdot \lambda} \frac{(\frac{\partial T}{\partial z})_2 - (\frac{\partial T}{\partial z})_1}{2} > 16e \frac{(\frac{\partial T}{\partial z})_2 - (\frac{\partial T}{\partial z})_1}{1}; \text{ (Figur 4)}$$

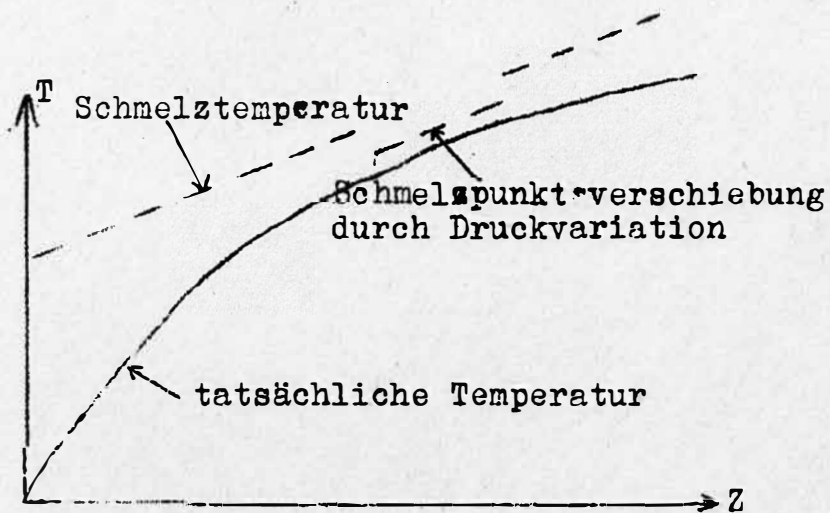
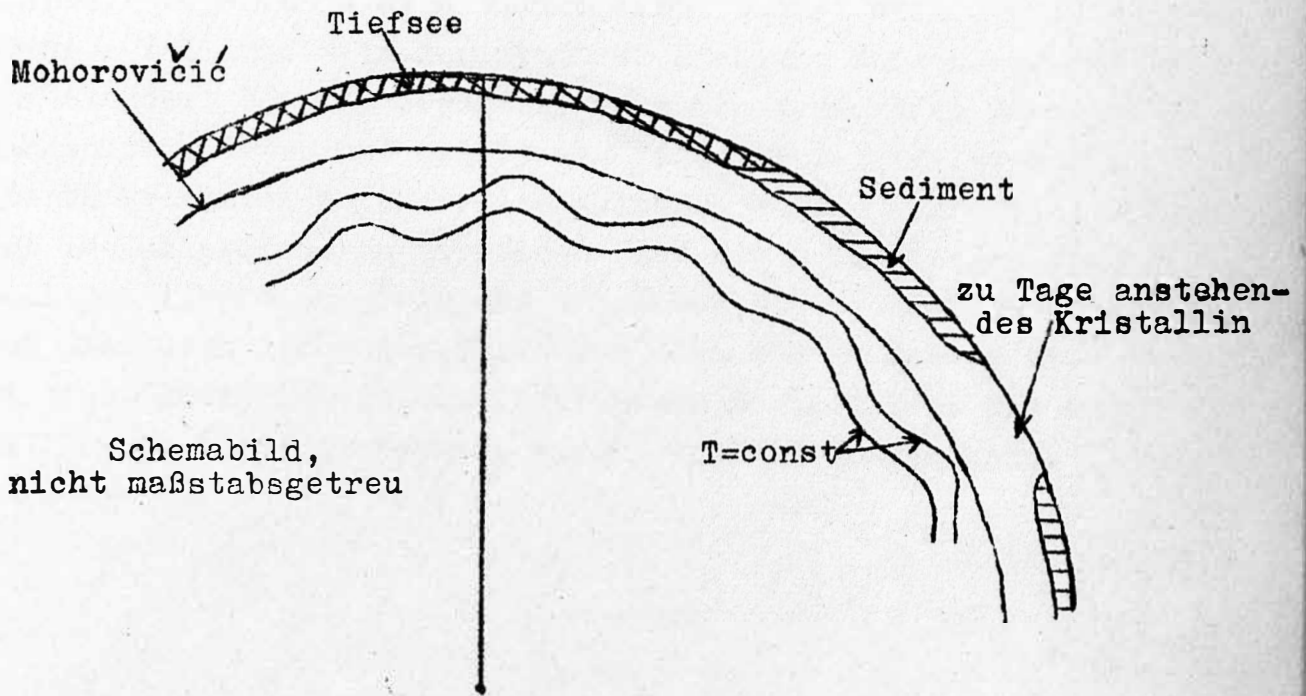
(h Mächtigkeit der Schicht, also etwa 500 - 50km = 450 km, g Schwere, ρ_0 Dichte, α Koeffizient der thermischen Volumendehnung, c_p spez. Wärme, η Viskosität, λ Wärmeleitfähigkeit, $e \approx 2$, T' überadiabatische Temperatur in der Mitte der Schicht, der Index 2 bezieht sich auf die Unterkante, der Index 1 auf die Oberkante der Schicht, in der die Konvektionsströme ablaufen sollen.) Voraussetzung für den Ablauf solcher Mechanismen ist eine hinreichend große überadiabatische Schichtung, die sicher bis 600 km Tiefe existiert. Überadiabatischer Auftrieb und Widerstand gegen scherende Bewegung auf Grund der Zähigkeit sind hier im Spiel. Es wird sich sicherlich nicht um vollzyklische, permanent existierende Wirbel handeln. Es erscheint wahrscheinlicher, daß ein vertikaler Massentransport vorhanden ist, bei dem durch einmaligen Aufstieg zu warmer und einmaliges Absinken zu kalter Massen der Temperatenausgleich wieder soweit hergestellt ist, daß alle Scherspannungen innerhalb der Schicht wieder unterhalb der Nachgebesspannung liegen. Der Mechanismus setzt dann von neuem ein, wenn der überadiabatische Temperaturgradient soweit angewachsen ist, daß die Nachgebesspannungen überschritten werden. Solche Mechanismen sind uns von heißen, hochviskosen Flüssigkeiten genügend bekannt. - Dort wo die zu heißen Massen aufsteigen, werden die Isothermenflächen nach oben aufgebogen, dort wo zu kalte Massen absinken, werden dieselben nach unten eingebogen. Die elektrische Leitfähigkeit geht entsprechend dem unter I, b gesagten mit der Temperatur. Nimmt man an, daß die Massenhalfwirbel in horizontaler Richtung die gleiche Dimension haben wie die Mächtigkeit h, so könnte es sein, daß man Aufwölbungen der Flächen gleicher Leitfähigkeit erhält, wie U.Schmucker sie angenommen hat. Quantitative Abschätzungen sind noch nicht durchgeführt.

2) Partielle Druckentlastungen treten z.B. im Bereich eines Erdbebenherdes auf, innerhalb dessen für den Druck nach R.J. Uffen die Ungleichung $\rho g h - (4/3) \tau_N \leq p \leq \rho g h + (4/3) \tau_N$ gilt, wobei $\tau_N \approx 3$ k bar die Nachgebesspannung ist. Die Entspannung muß keineswegs immer plötzlich, also im Zeitintervall eines Erdbebens erfolgen. Für langsamen Auf- oder Abbau von Spannungen (Stunden bis Jahrhundert) wird jedoch die Nachgebesspan-

nung kleiner sein. Über folgende zwei Mechanismen könnte solche partielle Druckentlastung Einfluß auf die elektrische Leitfähigkeit haben: a) Unter I, b) war gesagt, daß die Konstanten σ_1 und E_1 der Halbleiter Druck-abhängig sind. Die bisher bekannten Werte von z.B. dE/dp sind indessen zu klein, um bei einer Druckvariation von etwa 3 kbar einen nennenswerten Effekt zu bewirken. b) Nach der Beziehung von Clausius und Clapeyron führt eine Druckvariation zu einer Schmelzpunktverschiebung. Für basische und ultrabasische Gesteine ist dT_g/dp bekannt und etwa $0,01$ ($^{\circ}/\text{bar}$). Dementsprechend würde man nur eine geringe Schmelzpunktverschiebung von vielleicht etwas über $\pm 10^{\circ}\text{C}$ erhalten. Die Ionenleitung in Kristallinen durch Störstellen dürfte jedoch in der Nähe des Schmelzpunktes relativ empfindlich gegen Schmelzpunktverschiebung sein. Bekanntlich liegen, abgesehen vom Erdkern und von der Erdkerngrenze, an keiner Stelle die tatsächliche Temperatur und die Schmelztemperatur so dicht beieinander wie im oberen Erdmantel. (Figur 5)

3) Hochdruckmodifikationen der Minerale sind mehrere bekannt. In der letzten Zeit hat eine des Quarzes, nämlich die Umwandlung in den vor rund 10 Jahren entdeckten Coesit, eine besondere Beachtung gefunden. Es ist damit zu rechnen, daß solche Phasenänderungen auch Änderungen der Leitfähigkeit nach sich ziehen. Es käme also darauf an, nach Grenzflächen im oberen Erdmantel zu suchen, an denen Phasensprünge auftreten. Ferner müßten solche Grenzflächen eine Welligkeit aufweisen. - Der Coesit wird bei einem Druck von etwa 20 kbar gebildet, entsprechend einer Tiefe von größer als 60 km. Es sei angenommen, daß die Mohorovičić-Diskontinuität ein Sprung im chemischen Bestand des Materials ist. Unter der "Moho" liegt also ein sehr Olivin-reiches Material, möglicherweise mit basaltischem Material gemischt. Es ist aber unwahrscheinlich, daß reiner Quarz in größeren Mengen auftritt, so daß für Inhomogenitäten der Leitfähigkeit eine Quarz - Coesit-Transformation nicht in Frage kommt. - Dagegen wird von de Roever ein Mg-reicher Spinell als eine Hochdruckphase des Olivins vorgeschlagen, wobei der Mg-reiche Spinell auch noch andere Ionen enthalten mag. Für den Forsterit erscheint solche Phasenumwandlung plausibel, da für das Magnesiumgermanat $\text{Mg}_2\text{Ge}_2\text{O}_4$ solch eine Umwandlung bekannt ist und $\text{Mg}_2\text{Ge}_2\text{O}_4$ ein Analogon des Forsterits ist. O.Lucke macht den

Figur 5



Vorschlag, den Dichtesprung in 400 km Tiefe (20° -Diskontinuität) durch solch eine Olivin-Spinell-Umwandlung zu erklären. Ein Sprung in der Leitfähigkeit an dieser Grenze erscheint ihm als wahrscheinlich. Solch ein Sprung in der Leitfähigkeit ist auch dann noch wahrscheinlich, wenn man mit einer Zunahme der Leitfähigkeit im Raum zwischen Mohorovičić-Fläche und 20° -Diskontinuität rechnet, wie in Figur 3 angenommen wurde. - Die Olivin-Spinell-Grenzfläche wird sicher nicht scharf sein und auch eine gewisse Welligkeit in horizontaler Richtung aufweisen. Das ist insbesondere dann zu erwarten, wenn man konvektive Massenbewegungen im unteren und mittleren Erdmantel einerseits und im oberen Erdmantel andererseits zulassen will. - Sehr viel schwerer ist allerdings zu verstehen, daß die Wellenlängen dieser welligen Fläche so klein und die Höhen-Differenzen so groß sind, daß hierdurch trotz der Tiefe von etwa 400 km der relativ eng-räumige innere Anteil des induzierten Magnetfeldes wie er z.B. in N-Deutschland beobachtet wurde, erklärt werden kann.

Diskussion zu dem Vortrag von
Prof. Angenheister

Prof. Angenheister äußerte auf die Frage von Dr. Strobach, ob die angegebenen Wirbel auch Grenzen der Massenmodifikation durchsetzen können, daß sich hierüber z.Z. keine klaren Aussagen machen ließen.

Dr. Siebert fragte, ob die von Prof. Angenheister geschilderten Wirbel nicht als Dichteschwankungen nachweisbar seien; es liege ja eher eine Struktur vor als eine dynamische Wirbelbewegung. Diese Möglichkeit wurde von Dr. Strobach und Prof. Rosenbach verneint. Prof. Kertz erklärte aber, daß Beispielsweise die 20° -Diskontinuität offenbar doch mit seismischen Eigenschaften verknüpft sei. Dr. Strobach stellte daraufhin fest, daß auch aus seismischen Laufzeitkurven Inhomogenitäten des Erdmantels hervorgehen. Aus gemittelten Laufzeitkurven ergebe sich ein Sprung des Geschwindigkeitsgradienten in 400 km Tiefe; in den ortsgültigen Laufzeitkurven seien Richtungsabhängigkeiten enthalten.

Prof. Angenheister gab als weitere Ursache für Leitfähigkeitsanomalien Wärmefluß an.

Für Untersuchungen über Wärmefluß verwies Dr. Helbig auf den Ostpazifischen Rücken, wo Aufwölbung und höherer Wärmefluß miteinander gekoppelt sind.

Auf die Frage von Dr. Pierau, ob die Undulation der Moho zur Erklärung der Leitfähigkeitsanomalie im Sinne der Gebirgsbildung zu verstehen sei, betonte Prof. Angenheister, daß es sich bei diesen Undulationen um großräumigere Erscheinungen handeln müsse, wobei möglicherweise jedoch Zusammenhänge mit Krustenbewegungen bestehen.

Prof. Kertz fragte nach der möglichen Form der Wirbel. Nach Prof. Angenheister liegen hierüber noch keine quantitativen Überlegungen vor. Dr. Helbig äußerte, daß eine Ellipsenform nicht in Frage kommen könne, da übereinanderliegende, gegensinnig verlaufende horizontale Ströme instabil seien.

Protokoll über die Zusammenkunft des Ausschusses "Theorie"

Zweck der Sitzung war, über Anregungen und Vorschläge für die weitere Arbeit zu beraten, deren Ziel es ist, die elektrische Leitfähigkeit im tieferen Untergrund zu lokalisieren.

Zur Diskussion stand zunächst die Frage, wie entschieden werden kann, ob die lokalen Unterschiede im anomalen inneren Anteil der erdmagnetischen Variationen durch tiefliegende oder durch flache Inhomogenitäten der Leitfähigkeit verursacht werden. Prof. Angenheister schlug eine Feinvermessung vor trotz des Risikos, hinterher ihre Überflüssigkeit zu erkennen. Ein Stationsabstand von 2 km würde hinreichende Details liefern (Dr. Strobach). Erwähnt wurde ein Vorschlag von O. Meyer, im Raum Detmold-Münster in dichterem Netz simultan zu registrieren.

Eine hohe Leitfähigkeit, durchgehend im gesamten norddeutschen Raum, ist zwar geologisch möglich, Prof. Angenheister vermutet aber ebenfalls, daß sich die geologische Struktur des Untergrundes (z.B. Unterbrechungen waagerechter Schichten) bemerkbar machen müßte. Die feinere Struktur in Oberflächennähe kann wohl durch Prospektionstellurik mit Perioden von 1-60 sec ermittelt werden (Prof. Rosenbach), nicht aber aus Baystörungen. Bei diesen wird ein viel größeres Paket angesprochen, so daß es kaum erstrebenswert sein kann, die Feinstruktur der Oberfläche mit langen Perioden zu erfassen. Dr. Siebert schätzte mit der Formel für die Eindringtiefe elektromagnetischer Wellen ab, daß der innere Anteil der Pulsationen im wesentlichen nur in oberen Erdschichten induziert wird, der der Baystörungen dagegen auch in tieferen Schichten. Wenn also die Ursache der erdmagnetischen Anomalien in den obersten Schichten liegt, müßte das Verhalten der Bays und der Pulsationen gleich sein. Andernfalls stammt ein Teil des Anomaliefeldes aus größeren Tiefen. Zur Untersuchung der Oberflächenstruktur schlug Dr. Siebert vor, speziell die Nachtpulsationen zu verwenden, insbesondere die $pt's$.

Von Prof. Rosenbach wurde die Möglichkeit genannt, mittels einer Magnetbandregistrierung und der Stapelmethod die geoelektrischen Verfahren (Vier-Punkte-Verfahren) großräumig auszu-

dehnen. Mit Auslagen von etwa 100 km erfaßt man dabei Teufen, die sonst der E.T. vorbehalten sind. Als eine Ergänzung zur E.T. wurde eine Anwendung dieser Methode durchaus für wünschenswert gehalten.

Dr. J. Meyer nannte als eine weitere Ergänzung zur E.T. die Ringsondemethode (Dipolinduktionsverfahren), deren großräumige Anwendung ebenfalls mit Stapelung auf Magnetband erfolgen könnte. Sie steht zudem in näherer Analogie zur E.T., ist aber theoretisch einfacher zu behandeln als diese. Eine Auswertung des normalen Feldanteils, wie er hierfür möglich ist, kann bei der E.T. aber vorerst nur geschehen für den Fall einer ionosphärischen Stromverteilung, die als dipolähnlich angesehen werden darf. Eine Weiterverfolgung theoretischer Untersuchungen hierzu wurde für nützlich gehalten.

Von Prof. Angenheister wurden erneut Messungen des Erdstromes zur Diskussion gestellt. Er schlug vor, das Verhältnis elektrischer : magnetischer Feldstärke für ein Drei-Schichten-Modell theoretisch zu berechnen und in Beziehung zu den Schwellwerten der Meßgeräte zu setzen.

Bei der Besprechung der Halbscheibe von Studienrat Zerbät als Modell für die norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie ergab sich eine etwas andere Deutung: Ein Stromsystem, wie es hier vorliegt, kann nur durch ein vertikales (und nicht horizontales) äußeres Feld induziert werden. Eine genauere Untersuchung dieses Modells wurde gefordert. Abschließend wurden weitere Modellrechnungen zur Induktion in räumlichen Leitern angeregt, soweit sie mathematisch durchführbar sind.

Protokoll über die Zusammenkunft des Ausschusses
"Meßprogramm und Auswertung"

Wegen geplanter Pulsationsregistrierungen wurde über den hier interessierenden Periodenbereich gesprochen. Dipl.Phys.Voelker nannte einen Bereich von 5 - 600 sec. Dr.Helbig schlug als untere Grenze eine Periode von 1 sec. vor, deutete jedoch gleichzeitig die hierbei zu gewärtigenden höheren technischen Schwierigkeiten an. Nach Dipl.Phys.Voelker ist eine Periode von 5 sec durch die bekannten Grenát'schen Instrumente durchaus noch erreichbar. Diese Instrumente hätten sich trotz ihres großen Raumbedarfs in der Praxis sehr bewährt. (Die Frage nach der Eindringtiefe von Pulsationen von etwa 5 sec Periode konnte nicht eindeutig geklärt werden; es wurde ein Wert von 100 - 1000 m geschätzt.)

Für die Normalregistrierung soll einstweilen ein Papiervorschub von 2 cm pro Stunde beibehalten werden. Eine Umschaltung auf verschiedene Papiergeschwindigkeiten stößt wegen der Änderung des Schwärzungsgrades auf große technische Schwierigkeiten.

Hinsichtlich der \mathcal{E} -Feldmessungen wurde hervorgehoben, daß hier nur Spannungsmessungen in Frage kommen können. Erforderlich sind damit außerordentlich hohe Widerstände; auch sollte nicht über zu kurze Entfernungen registriert werden. Es wurde in diesem Zusammenhang die Verwendung von Gleichspannungsverstärkern vorgeschlagen, die bereits hohe Widerstände liefern.

Als Maßstab für die Planung wurde abgeschätzt, daß eine finanzielle Grundlage von ca. 1 Mill. DM in einem Zeitabschnitt von 5 Jahren erreichbar erscheint.

Zum eigentlichen Programm wurde eine Flächenvermessung durchaus als wünschenswert angesehen, wobei man sich hieraus auch noch andere Effekte als die vorliegende Leitfähigkeitsanomalie als interessante Untersuchungsobjekte insbesondere beim täglichen Gang erhoffte. Es wurde darauf hingewiesen, daß eine

Flächenvermessung auf dem Wege über die Bestimmung weiterer ortsabhängiger "normierter anomaler innerer Anteile" (nach Schmucker) durch Berechnung aus den Registrierungen nur weniger Stationen erreichbar ist. Die Vermessung von Querprofilen zu den Schmuckerschen Profilen wurde wegen der offensichtlich ost-west-streichenden Anomalie für uninteressant gehalten.

Die Parallelregistrierung von Pulsationen und ξ -Feldvariationen wurde vorgeschlagen. Dabei wurde auf bereits vorhandene derartige Registrierungen von Burkhart hingewiesen.

Bei den zu untersuchenden isolierten Pulsationsanomalien ist mit einer räumlichen Ausdehnung von oa. 100 x 100 km oder 50 x 50 km sowie mit Perioden von 120 bis 180 sec. zu rechnen.

Eine Umfrage nach vorhandenen Variographen gab folgendes Ergebnis:

Göttingen	1
Wingst	2 + 1 Eigenbau
Fürstenfeldbruck	1
Dienststelle Dr. Eingrieber (Leihmöglichkeit)	1

Der Variograph von Fürstenfeldbruck ist im Sommer 62 nicht frei.

Hinsichtlich der Auswertung von Registrierungen mit dem Askania-Variographen wurde darauf hingewiesen, daß hier mit Basisänderungen gerechnet werden muß, wobei jedoch keine Schwankungen sondern jeweils einseitig gerichtete Gänge auftreten.

Es wurde festgestellt, daß der Rechenaufwand bei dreidimensionaler Auswertung ohne Rechenmaschinen kaum zu bewältigen sein dürfte; der Gebrauch von Rechenmaschinen komme andererseits einer erwünschten Parallelregistrierung auf Magnetband und Photopapier sehr entgegen.

Die eventuelle Bildung eines Auswertezentrums wurde besprochen. Es wurde nicht für zweckmäßig gehalten, je ein Zentrum für Pulsations- und Hauptregistrierungen zu schaffen. Allgemein kam man überein, daß erst abgewartet werden soll, ob ein Bedürfnis

für ein solches Zentrum besteht.

Man sprach sich für die Bildung eines Koordinationszentrum aus, daß seine Tätigkeit zweckmäßigerweise sofort aufnehmen solle.

Protokoll über die Zusammenkunft des Ausschusses
"Geologische Deutung"

Die Sitzung schloß zunächst an den im Ausschuß "Theorie" behandelten Problemkreis an. Die grundlegenden Induktionsvorgänge bei der Erdmagnetischen Tiefensondierung wurden anfangs ausführlich wiederholt. Dabei wurde noch einmal die eigentliche Aufgabe des zu bildenden Schwerpunktprogramms klar umrissen: die Inhomogenitäten der elektrischen Leitfähigkeit in der Erdkruste und den Sedimenten mittels erdmagnetischer Variationen und Pulsationen zu ermitteln. Eine geologische Deutung ist im allgemeinen nicht eindeutig möglich. Als vordringlich nannte Prof. Angenheister die Entscheidung der Frage, ob zur Erklärung der lokalen erdmagnetischen Anomalien eine obere gut leitende Schicht über schlecht leitendem Untergrund (Zwei-Schichten-Modell) genügt, oder ob in größerer Tiefe wieder eine höhere Leitfähigkeit wirksam ist (Drei-Schichten-Modell).

Als eine Möglichkeit zur Untersuchung, in welcher Tiefe die Ursachen der erdmagnetischen Anomalien liegen könnten, schlug Dr. Pierau vor, letztere in Korrelation zu setzen zu den Undulationen von Grenzsichten, etwa der Sedimentunterkante oder der Mohorovičić-Diskontinuität. Auf jeden Fall sollte man die Meßergebnisse der Erdmagnetischen Tiefensondierung mit den Ergebnissen seismischer Messungen vergleichen und einen engen Kontakt herstellen zum seismischen Schwerpunktprogramm (Prof. Angenheister). Von Dr. Strobach wurde eine Verlängerung seines (seismischen) Ostprofils nach Norden zugesagt. Studienrat Zerbst schlug vor, das (magnetische) Ostprofil von Schmucker (Fallersleben) noch enger zu vermessen. Ein Vorschlag von Dr. O. Meyer über eine Neuvermessung des Westprofils wurde allgemein gutgeheißen. Dagegen führt eine Feinvermessung auf einem kurzen Profil, das etwa einen Salzstock kreuzt, nach Ansicht von Dr. Pierau schon zu weit ins Detail.

Von Dr. Siebert wurden noch einmal Pulsationsregistrierungen gefordert; er wies insbesondere auch auf die "isolierten Pulsationsanomalien" von Dipl. Geophys. Voppel hin.

Zum Zweck der geologischen Deutung von Leitfähigkeitswerten im Untergrund schlug Prof. Angenheister Leitfähigkeitsuntersuchungen an

Kristallinen und Sedimenten unter höheren Temperaturen und Drücken vor, ggf. auch unter verschiedener Ausfüllung des Porenraumes (nach Rücksprache mit dem Mineralogischen Institut in Tübingen). Weiterhin regte er eine Durchsicht der geologischen Bohrprofile in Norddeutschland in bezug auf die Leitfähigkeit an. Dr. Flathe nannte die Möglichkeit, einen Studenten derartige Untersuchungen in der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, ausführen zu lassen. Nach der Durchsicht des Materials aus den Borhlöchern sollten nach Dr. Flathe auch geoelektrische Widerstandsmessungen mit großer Auslage durchgeführt werden. Zur Frage nach thermischen Effekten im Bohrloch schlug Dipl. Geophys. Liebscher Messungen im verfüllten Bohrloch vor unter Opferung des Thermometers.

Um einen möglichen Einfluß der oberflächennahen Erdschicht auf die erdmagnetischen Messungen zu erkennen, wurde von Dr. Siebert eine Differenzregistrierung in einem Schacht (etwa 1000 m) angeregt. Weiterhin wurden von Prof. Angenheister noch magnetische Messungen auf einem Profil über die Urachvulkane vorgeschlagen.

Protokoll über die Zusammenkunft des Ausschusses "Geräte"

Es wurden folgende Punkte besprochen:

I. Ausrichtung der Instrumente nach geographischen oder geomagnetischen Koordinaten.

=====

Grundsätzlich ist beides möglich. Die Ausrichtung nach X,Y,Z ist aufwendiger als die Ausrichtung nach H,D,Z, da man die geographische Nordrichtung durch Anpeilen von Fixpunkten aus der Karte ins Gelände übertragen muß, während die magnetische Nordrichtung mit Hilfe eines Kompasses einfach festzulegen ist. Außerdem hat der Askania-Variograph keine Referenzlinie für die Ausrichtung nach X,Y,Z. Es ist daher zweckmäßig eine Aufstellung nach H,D,Z zu wählen.

II. Vorhandene Geräte.

=====

A. Registrierung der Variationen.

Es wurden die Vor- und Nachteile folgender Instrumente diskutiert:

1. Die von Schmucker benutzten Variometer.

Zum Aufbau dieser Stationen braucht man gute Räumlichkeiten und verhältnismäßig viel Platz. Die Instrumente haben keine Thermostaten, sind also schlecht geeignet zur Registrierung sehr langer Perioden (z.B. Sq-Gänge). Diese Stationen sind nur von erfahrenen Leuten zu bedienen. Ein Vorteil ist die größere Empfindlichkeit der Z-Komponente im Vergleich zum Askania-Variographen. Einige Schmuckersche Stationen sind in Göttingen vorhanden und könnten innerhalb kurzer Zeit wieder betriebsfertig gemacht werden.

2. Variometer nach La Cour.

Sie haben die gleichen Nachteile wie die Schmuckerschen Geräte. Da die Instrumente nicht zu arretieren sind, muß beim Transport jedesmal der Magnet und Torsionsfaden ausgebaut werden.

3. Die von Fanselau bei ähnlichen Untersuchungen benutzten Instrumente werden nicht in Serien hergestellt und sind auch schlecht von wechselndem Personal zu warten.

4. Der Askania-Variograph:

Nach den Erfahrungen von Voppel hat er die Kinderkrankheiten nach der Umkonstruktion überstanden (z.B. Erschütterungsempfindlichkeit der Lichtwege). Der Askania-variograph ist leicht zu transportieren und kann auch von ständig wechselndem Personal gewartet werden. Er beansprucht wenig Raum und kann z.B. in einer kleinen transportablen Hütte aufgebaut werden.

Durch eine Spezialkassette läßt sich eine dreifache Zeitdehnung erreichen. Ein Nachteil ist die geringere Z-Empfindlichkeit gegenüber den Schmuckerschen Stationen. Dr. Schulze von den Askania-Werken wies darauf hin, daß der Variograph im Augenblick schnell lieferbar ist, aber nur noch wenige Geräte vorhanden sind, so daß zu einem späteren Zeitpunkt u.U. mit langen Lieferfristen gerechnet werden muß.

B. Pulsationsgeräte.

1. Spule mit hochpermeablem Kern und angeschlossenem Galvanometer. Im Observatorium Fürstenfeldbruck wird ein Prototyp entwickelt. Der Probelauf soll im Sommer stattfinden. Es wird allerdings schwierig sein eine Serie aufzulegen, da die Werkstatt in Fürstenfeldbruck voll ausgelastet ist. Da bei dieser Registrierart sehr empfindliche Galvanometer benötigt werden, wurde vorgeschlagen die optische Registrierung durch einen Direktschrieb zu ersetzen. Empfohlen wurden Vierfarbenschreiber der Fa. Hartmann + Braun, oder der Fa. Jöns. Um einen Direktschrieb benutzen zu können, müßten die in der Spule induzierten Spannungen verstärkt werden. Voppel wies darauf hin, daß man bei Benutzung eines Verstärkers der Fa. Knick, Berlin, mindestens eine Eingangsspannung von 3 V benötigt. Um diese Spannung zu erzeugen, braucht man eine Induktionsspule von ca. 500 000 Windungen; außerdem dürfte die Anpassung an den Schreiber schwierig werden. Zu bedenken ist bei dieser Methode auch die hohe Temperatur- und Stoßempfindlichkeit der Hypermstäbe, die sich im Feldebtrieb nachteilig auswirken könnten.

2. Die Grenet'schen Geräte Göttinger Bauart.

Sie sind nicht sehr temperaturabhängig und benötigen keine besonders empfindlichen Galvanometer. Es wurde auch hier vorgeschlagen mit einem Direktschreiber zu registrieren (z.B. SFIM-Schreiber). Zur Aufstellung der Geräte benötigt man ziemlich viel Raum.

C. Erdstromregistrierungen.

Erfahrungen mit Erdstromregistrierungen wurden in letzter Zeit in München gemacht. Schwierig ist es, das vertikale ξ zu registrieren. Es liegen keine Vergleichsregistrierungen mit der Magnetik vor, so daß man über den Informationsgehalt der ξ -Registrierungen noch nicht viel sagen kann.

D. Vibrationen (Schwankungen des Magnetfeldes mit Perioden 5 sec).

Es wurde auf eine Arbeit über Registriermethoden für Vibrationen hingewiesen (in Geophysics 1960 oder 61)

III. Neuentwicklungen und Verbesserungen.

=====

A. Registrierung auf Tonband.

Es wurde vorgeschlagen, die Meßwerte analog oder digital auf Tonband zu registrieren, da sich die Ergebnisse dann direkt elektronisch auswerten lassen. In Bochum werden seit 2 1/2 Jahren Erdbeben mit Hilfe der Impulslängenmodulation auf Tonband registriert. Gebaut werden Registrier-einrichtungen mit dem Prinzip der Impulslängenmodulation von der "Precise Instruments Comp. USA" (Preis ca. 11 000 Dollar). In Deutschland werden Geräte mit Bandgeschwindigkeit 2 cm/sec von der Fa. Aßmann vertrieben, (für unsere Zwecke benötigt man kleinere Bandgeschwindigkeiten). Solche Geräte selbst zu bauen dürfte fast unmöglich sein, da vor allen Dingen der mechanische Antrieb sehr großen Aufwand erfordert.

Für Feldbetrieb ist die Registrierung auf Tonband kaum möglich. Außerdem braucht man zur Auswertung nicht so viel Registriermaterial, als daß sich der Aufwand bezahlt machen würde.

Wenn es für die Auswertung notwendig ist, kann man im einzelnen Fall noch die optische Registrierung auf Tonband übertragen.

B. Registrierung von Pulsationen und Variationen mit einem Gerät.

Da die Pulsationsanomalien wahrscheinlich kleinräumiger sind als die mit den längeren Perioden erfaßten Leitfähigkeitsanomalien, müssen sie enger vermessen werden. Es empfiehlt sich deshalb Pulsationen und Variationen getrennt zu registrieren.

C. Entwicklung einfacher Geräte.

Es wurde vorgeschlagen an Stelle der kostspieligen Variographen einfachere Instrumente zu benutzen, z.B. nur die Z-Komponente zu registrieren. Zur Trennung des inneren und äußeren Anteiles der magnetischen Störung sind mindestens 2-Komponentenregistrierungen notwendig. Man könnte auf einem Profil immer eine 3-Komponenten-Station mit einer einfachen Z-Registrierung abwechseln lassen. Zur Entwicklung der einfacheren Instrumente sagte Dr. Schulze die Unterstützung der Askania-Werke durch Lieferung von Bauelementen zu.

D. Beschriftung und Kennzeichnung der Registrierstreifen.

Eine vollständige automatische Beschriftung der Registrierfilme würde einen sehr großen Aufwand erfordern. Um die Zeit richtig zuordnen zu können, genügt es, z.B. einmal am Tag eine Stundenmarke besonders zu markieren (etwa ausfallen lassen). Die verschiedenen Komponenten kann man durch kleine Unterschiede in der Lichtstärke identifizieren.

E. Uhren.

Hier wurde auf die guten Erfahrungen von Schuch, München, mit Batterie-Küchenuhren der Fa. Diehl (Preis ca. 45,-DM) hingewiesen. Diese Uhren besitzen eine vorgeeichte Nachregulierung.

F. Sonde der Fa. Förster.

Die Fa. Förster entwickelt eine neue Sonde mit einer Empfindlichkeit bis zu $\frac{1}{100} \%$. Es wird befürchtet, daß die Sonde zu instabil für langzeitige Registrierungen und außerdem zu aufwendig für den Feldbetrieb ist.