

GEOMAGNETISCHE TIEFENTELLURIK TEIL II: DIE STREICHRICHTUNG DER UNTERGRUNDSTRUKTUREN DES ELEKTRISCHEN WIDERSTANDES, ERSCHLOSSEN AUS GEOMAGNETISCHEN VARIATIONEN (*)

VON H. WIESE (**)

Zusammenfassung — In Richtung des Streichens großräumiger Leitfähigkeitsänderungen entsteht durch die Induktion der zeitlich variablen ionosphärischen Ströme eine Stromdrängung im Untergrund. Dadurch werden orts- und periodenabhängige Z-Variationen erzeugt. Mit Hilfe einfacher Annahmen kann man demzufolge aus den zeitlichen magnetischen Variationen die Streichrichtung horizontaler Leitfähigkeits-sprünge bestimmen. Die Methoden dazu werden auch mit Hilfe der *ssc* und *sfe*-Auswertungen fremder Autoren ausführlich geschildert und die angenäherte statistische Eliminierung der ionosphärischen Z-Variationen in mittleren Breiten dargelegt. Die berechneten Richtungen stehen im Einklang mit dem Streichen großräumiger geologischer Formationen. Die Tiefe der anomalen magnetischen Induktionserscheinungen dürfte zwischen wenigen km bis deka-km liegen.

Summary — The anomalous local behaviour of the vertical magnetic time-variations is due to regional abrupt changes of electric specific resistivity in horizontal direction. Such local differences of vertical magnetic variations are very frequent in contrast to previous published papers. Under certain conditions it is possible to determine the direction of the underground structures by the aid of geomagnetic variations. The ratio of the vertical and the horizontal component is a function of the period and of the horizontal resistivity gradient. The ionospheric part of the Z-variations in middle latitudes is small in the case of bays and *ssc*'s. It has hardly an influence in a statistical treatment. Examples in northern Germany and south-east Europe show the usefulness of magnetic variations and their local character for the determination of the direction of regional geological structures.

A) Möglichkeit von Richtungsbestimmungen aus magneto-tellurischen Werten.

Im Teil I⁽¹⁾ wurden die elektrischen Widerstandsverhältnisse des Untergrundes in horizontaler und vertikaler Richtung an Hand von magneto-tellurischen Sondierungen an mehreren Stationen für ein größeres Periodenspektrum (10-86.400 sec) besprochen. Es gaben sich folgende Ergebnisse:

(*) Mitteilung Nr. 122 des Geomagnetischen Instituts Potsdam.

(**) Dr. HORST WIESE, Niemegek, Kreis Belzig, Bahnhofstr. 48 (DDR).

1) Nur an wenigen Orten ist der errechnete scheinbare Widerstand für dieselbe Periode in verschiedenen Richtungen gleich. Der spezifische Widerstand ist in den Schichten bis zu 400 km Tiefe bei weitem nicht so hoch (ca. 10.000 Ωm), wie man bisher nach der Potentialentwicklung für *ssc's* von RIKITAKE [Teil, I (*)] angenommen hat. Er schwankt an den einzelnen Orten zwischen 1 und einigen 1000 Ωm . Die Häufigkeit geringer spezifischer Widerstände (unter 100 Ωm) für die Erdkruste und den oberen Erdmantel ist verhältnismäßig groß.

2) Die Änderungen des spezifischen Widerstandes in horizontaler Richtung sind beträchtlich. Es ist sehr häufig, daß die magneto-tellurischen Sondierungen für die gleiche Periode in verschiedenen Richtungen von ganz verschiedener Größe sind, also eine Anisotropie auftritt. In der obigen Arbeit wurde eine Methode angegeben, um aus den Registrierungen die Richtung und Größe des minimalen und maximalen scheinbaren Widerstandes zu berechnen. Verantwortlich für die großräumige horizontale Anisotropie der elektrischen Widerstände scheinen Brüche, Verwerfungen, Überschiebungen und ähnliche geologische Erscheinungen zu sein. Es werden also im Erdboden Blöcke mit verschiedenem elektrischen spezifischen Widerstand aneinanderstoßen. Die Strukturunterschiede in horizontaler Richtung wurden bisher bei geophysikalischen Untersuchungen zu wenig beachtet. Entsprechende Modellversuche wären äußerst wichtig.

3) Bei horizontalen Widerstandsunterschieden müssen natürlich, wie bereits erwähnt, die Induktionsströme ionosphärischer Variationen in der Erde eine Richtungsabhängigkeit zeigen. Während die magneto-tellurischen Ergebnisse bzw. die Richtung des minimalen und maximalen scheinbaren Widerstandes durch die Widerstandsstruktur der oberflächennächsten Schichten verfälscht sein kann, gibt die in dieser Arbeit dargestellte Methode die mittlere Richtung des Magnetfeldes der Induktionsströme als Funktion der Periode. Die magnetisch gewonnenen Ergebnisse sind also nicht von den oberflächennahen Verhältnissen abhängig, sondern geben die integrale Wirkung des Magnetfeldes der Induktionsströme im Erdboden. Die Tiefenerstreckung der Induktionsströme ist natürlich von der Periode der Variationen abhängig. Die Richtung des horizontalen Vektors einer magnetischen Störung zur Zeit des Maximums in der Vertikalkomponente gibt ein qualitatives Bild über die Untergrundsverhältnisse. Das Verhältnis der Amplituden von ΔH_z und ΔH_s , das für theoretische Überlegungen von großem Wert ist, kann man nur durch Harmonische Analysen bekommen. Die nachfolgend beschriebene Methode ermöglicht die Bestimmung der Streichrichtung der Untergrundstrukturen, nicht aber die exakte Angabe der Amplitudenverhältnisse der magnetischen Horizontal- und Vertikalkomponente.

B) *Variationsunterschiede in Mittel- und Südost-Europa, hervorgerufen durch die Leitfähigkeitsstrukturen im Untergrund.*

Die Auswertung der Registrierungen der magnetischen Observatorien und auch der magnetischen Feldregistrierstationen zeigt eindeutig, daß die zuerst in Japan und Deutschland entdeckten Unterschiede der zeitlichen magnetischen Variationen an dicht benachbarten Orten keine Besonderheit auf der Erde sind, sondern auf der Erde so häufig vorkommen, daß es wesentlich seltener ist, daß die Registrierungen einer Station nicht durch lokalbedingte Variationen, besonders

der Vertikalkomponente, beeinflusst sind. Diese Erscheinung wurde nur deswegen nicht entdeckt, weil einerseits der Abstand der Observatorien zu groß war, andererseits an solche hervortretenden Untergrundeinflüsse nicht geglaubt wurde. Wenn man einen geübten Blick besitzt, kann man an der Mehrzahl der Observatorien lokale natürliche Einflüsse in den Variationsaufzeichnungen feststellen. Bereits im Jahre 1938 stellte VACQUIER [I, (20)] in Amerika Unterschiede der magnetischen Variationen im Abstand von einigen 100 km fest. Neben den Untersuchungen in JAPAN [I, (19)] und in Deutschland [I, (24-27)], (2-6) wurden neuerdings auch Unterschiede der Z-Variation in Australien [I, (21)] und Italien [I, (23)] festgestellt.

RIKITAKE [I, (19)] und PARKINSON [I, (21)] haben versucht, die Z-Variationen durch die Variationen in X und Y darzustellen bzw. ein Richtungsdiagramm der Häufigkeit der horizontalen Störvektoren zu entwerfen.

Die an über 100 Orten aufgezeichneten magnetischen Variationen sollen im III. Teil dieser Arbeit ausführlich analysiert werden. Hier seien nur wenige Beispiele von Registrierungen an dicht benachbarten Stationen mitgeteilt, die große Unterschiede, besonders in der Vertikalkomponente, zeigen. Die Genauigkeit des Skalenwertes der Aufzeichnung beträgt 1% bis 2%. Die Skalenwerte wurden an Hand von zwei voneinander unabhängigen Methoden überprüft. Das wird ausführlich im IV. Teil dieser Arbeit behandelt. Die Aufzeichnungen wurden mit Hilfe eines Kurvenpantografen (?) auf gleiche Empfindlichkeit umgezeichnet.

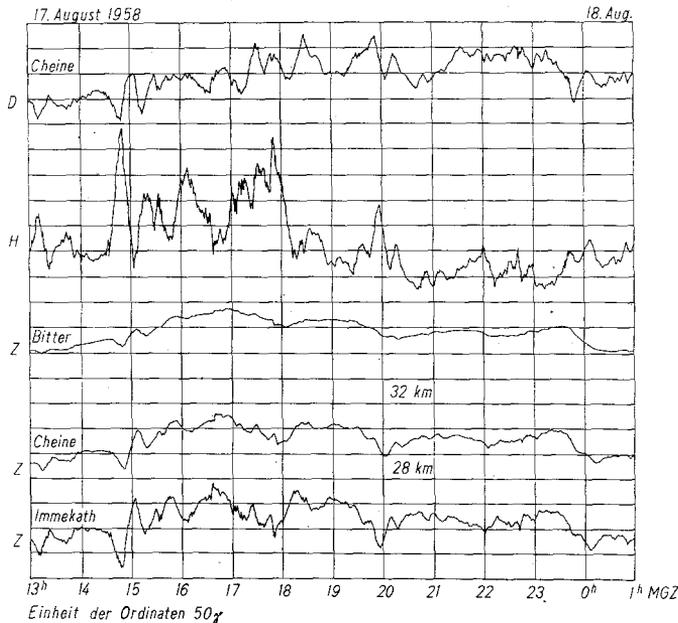


Abb. 1 - Gleichzeitige Registrierungen der magnetischen Variationen an drei dicht benachbarten Stationen nördlich des Harzes auf einem N-S Profil mit Angabe der Stationsentfernung in km. Die Variationen von D und H wurden nur für die Station Cheine aufgezeichnet, da sie sich an den beiden anderen Stationen kaum davon unterscheiden.

In einigen Fällen wurden die Variationen der Horizontalkomponente nur für eine Station abgebildet, da die Unterschiede an den einzelnen Stationen nicht sehr groß waren. Die Entfernung der Stationen voneinander ist in km zwischen den Registrierkurven angegeben. Von FLEISCHER [I, (20)] und SCHMUCKER [I, (20)] wurde bereits auf dem Profil von Hamburg nach Göttingen eine große Veränderung der Z-Variation festgestellt. Auch bei einem mehr östlich gelegenen N-S Profil, mit Stationsabstand von ca. 30 km, wurden nördlich des Harzes starke Veränderungen der Z-Amplitude aufgezeichnet (Abb. 1). Die Größe der Z-Variation wächst sehr stark von der Station Bitter zu der Station Immekath. Für die Variationen mit Perioden bis zu wenigen Stunden ist der Verlauf der Horizontal- und Vertikalkomponente entgegengesetzt. Ein anderes Bild (paralleler Verlauf von H

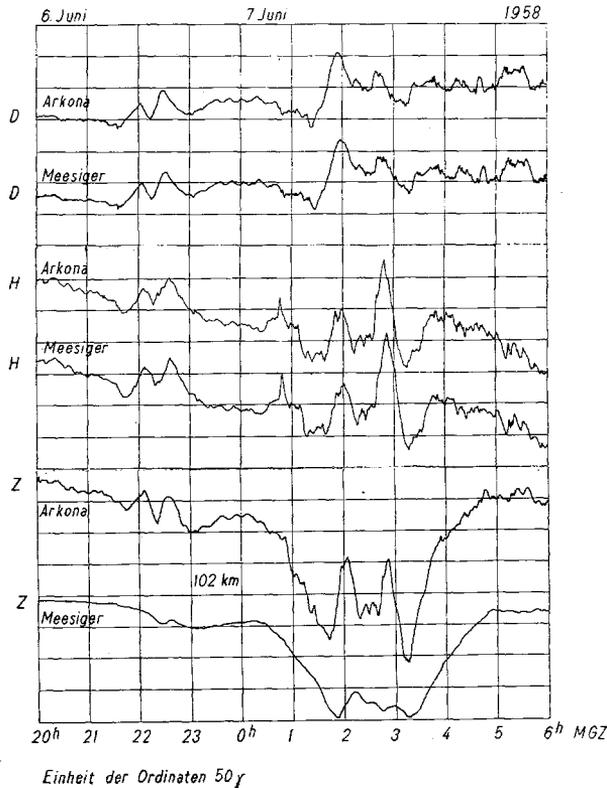


Abb. 2 - Gleichzeitige Registrierungen der magnetischen Variationen an zwei 102 km voneinander entfernten Stationen auf einem N-S- Profil, beginnend am nördlichsten Punkt auf der Insel Rügen.

und Z) ergibt sich bei einer Aufzeichnung von Kap Arcona, dem nördlichsten Punkt der Insel Rügen (Abb. 2). Hier verlaufen die H - und Z -Variationen für Perioden bis zu 1 Stunde parallel. 100 km südlich davon, an der Station Meesiger, sind die Z -Variationen sehr klein. Es ist hier deutlich zu erkennen, daß den Untergrundeffekten ein ionosphärischer Effekt überlagert ist. An beiden Stationen ist näm-

lich in der Vertikalkomponente die Wirkung des S_D -Polarlichtzonenstroms zu bemerken (Einbuchtung zwischen 1 Uhr und 4 Uhr). Dagegen sind die schnelleren Variationen unbedingt vom Untergrund beeinflusst. Als weitere Wirkung der Untergrundverhältnisse ergibt sich, daß die Variationen der Horizontalkomponente etwas größer in Meesiger als in dem nördlicher gelegenen Kap Arcona sind, während normalerweise die Amplitude der Variationen bei Störungen nach Norden zunimmt. Weiter südlich tritt ein ähnliches Bild wie in der Abb. 1 auf. Die Variationen der Vertikalkomponente verlaufen entgegengesetzt zu der Horizontalkomponente.

Im nord- und mitteldeutschen Raume sind noch weitere, wenn auch nicht ganz so große Besonderheiten der Z-Komponente vorhanden, worüber im III. Teil dieser Arbeit mehr berichtet wird. Unterschiede der Z-Variationen kann man auch in der CSSR finden. Während z.B. die Z-Variationen bei Baystörungen, ssc's usw. an dem slowakischen Observatorium Hurbanovo, nördlich der Donau, sehr klein sind, sind sie 100 km nördlich davon, am Südabhang der Tatra und Fatra, sehr deutlich ausgeprägt. Als Beispiel seien hier die Registrierungen an 2 Orten ungefähr 80 km nordöstlich von Bratislava abgebildet, die nur 29 km aus-

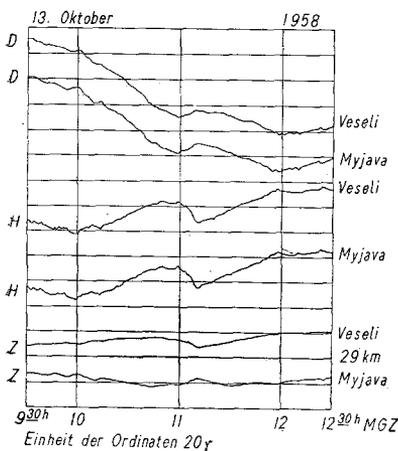


Abb. 3 - Gleichzeitige Registrierungen der magnetischen Variationen an zwei 29 km voneinander entfernten Stationen in der vorderen Slowakei, ca. 80 km nördlich von Bratislava, auf einem NW-SE Profil.

einanderliegen (Abb. 3). Deutlich zeigen sich an beiden Stationen entgegengesetzte Z-Variationen.

Zwischen den in N-S Richtung liegenden Orten, in der hinteren Slowakei Herlany und Bardejov (Abb. 4) — Entfernung ca. 62 km — sind deutliche Variationsunterschiede zu bemerken. An der nördlichen Station Bardejov sind die H-Variationen vergrößert. Z-Variationen bei Baystörungen usw. treten praktisch nicht auf. An der südlichen Station Herlany treten dagegen deutliche, wenn auch kleine Z-Variationen auf, die zu denen der Horizontalkomponente entgegengesetzt sind. Etwas weiter südlich, im Nordosten Ungarns, sind die Z-Variationen ähnlich denen in Herlany aber in der Amplitude größer. Bardejov scheint direkt über dem Schwerpunkt des anomalen Induktionsstromes zu liegen (große H-Variationen, kleine Z-Variationen). Nördlich davon im polnischen Raum müssen Z-Variationen auftreten, die bei Baystörungen usw. die gleiche Ausschlagsrichtung haben, wie die horizontalen Variationen. Inzwischen sind Messungen polnischer Kollegen auf den von uns vorgeschlagenen Profilen durchgeführt worden, die

die Vermutungen des Verfassers bestätigt haben (Mündliche Mitteilung von Dr. MALKOWSKI, Warschau). Auch in Ungarn treten Unterschiede der Z-Variationen auf, vom ähnlichen Typ wie in Myjava und Veseli. Sie werden in einer späteren Arbeit näher behandelt.

Ein interessantes Beispiel sei aus dem rumänischen Raum abgebildet (Abb. 5). Auf einem Profil von SSE nach NNW, quer durch die Karpaten entlang der Straße von Bukarest nach Transsylvanien (Siebenbürgen), tritt eine Umkehr der Z-Varia-

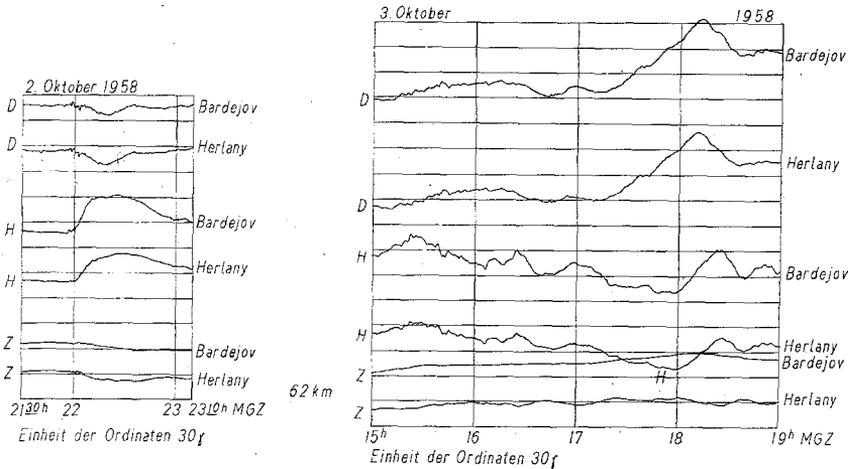


Abb. 4 - Gleichzeitige Registrierungen der magnetischen Variationen an zwei 62 km voneinander entfernten Stationen in der hinteren Slowakei auf einem N-S Profil.

tionen am Südrhang der Karpaten in der Nähe von Calinesti auf Surlari (Nordwestlich von Bukarest) ist das rumänische erdmagnetische Observatorium.

Diese wenigen Registrierungen sollen zeigen, daß die Unterschiede der Z-Variationen eine sehr häufige Erscheinung sind und nicht nur in Japan und in Deutschland vorkommen. Wenn man die Registrierungen eines Observatoriums in mittleren und niederen Breiten richtig zu lesen versteht, kann man oft wichtige Aussagen über die elektrischen Eigenschaften des Untergrundes machen. Gerade die

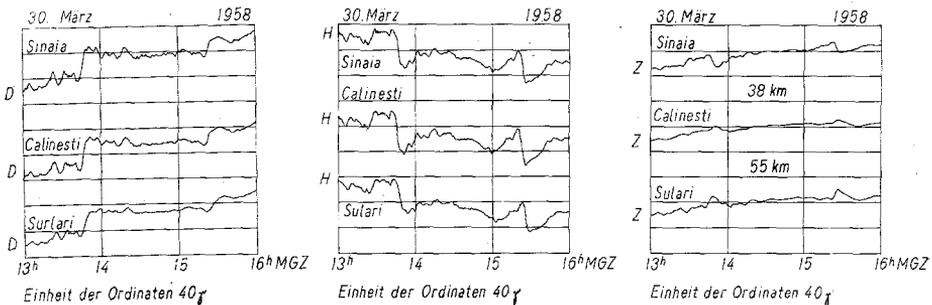


Abb. 5 - Gleichzeitige Registrierungen der magnetischen Variationen auf einem NNW-SSE Profil von Transsylvanien nach Bukarest in Rumänien.

in der geophysikalischen Literatur als Prototyp für den Aufbau des Untergrundes angenommene horizontale Schichtung ist wahrscheinlich gar nicht so häufig anzutreffen, zumindestens in der Kruste und im oberen Erdmantel, wie im Teil I dieser Arbeit näher besprochen wurde.

Weitere Registrierungen liegen für die Zeit der Sonnenfinsternis im Februar 1961 aus Bulgarien und Albanien vor. Es ist aber bei weitem nicht so, daß die Registrierungen der Vertikal- und der Horizontalkomponente einen Parallelismus oder einen Antiparallelismus aufweisen wie in den Abb. 1-5, sondern es kommt auch an manchen Stationen vor, daß die Variationen der Vertikalkomponente ähnlich denen der Deklination verlaufen. Ein solcher Effekt ist bei den hier nicht abgebildeten Variationen von Tirana in Albanien festzustellen. Die Variationen der Horizontalkomponente zeigen nur deswegen eine gewisse Bevorzugung, weil der größte Teil der untersuchten Untergrundstrukturen eine ostwestliche Streichrichtung besitzt.

Die Größe der Z-Variationen im Vergleich mit denen der horizontalen Komponenten ist abhängig von der Periode der Schwankungen. Während bei den Pulsationen die Eindringtiefe der Ströme verhältnismäßig gering ist, ist sie bei den Baystörungen schon wesentlich größer. Bei den tagesperiodischen Variationen erstrecken sich die Ströme auf einige 100 km Tiefe.

Für die weiteren Betrachtungen ist es wichtig, sich ein zumindest qualitatives Bild über den inneren und äußeren Anteil des magnetischen Variationsfeldes zu machen. Es stammt einerseits primär von der Ionosphäre, andererseits von induktiven Untergrundströmen.

C) Gültigkeitsbereich der Variationen eines Observatoriums für die Reduktion von Feldmessungen.

Auch für die Reduktion magnetostatischer Feldmessungen, z.B. mit Feldwaagen, sind die obigen Darlegungen von großer Bedeutung. Der räumliche Bereich für die Gültigkeit der Variationen eines Observatoriums muß in jedem Falle genau geprüft werden. Z.B. ist es eigentlich nicht zugänglich, Messungen auf der Insel Rügen mit Variationen des Observatoriums Niemeck zu reduzieren (Abb. 2). Z-Variationen von Surlari in Rumänien sind für erdmagnetische Messungen 70 km nördlich des Observatoriums nicht mehr repräsentativ (Abb. 5).

D) Die ionosphärischen Z-Variationen.

Für die Richtigkeit der nachfolgenden Überlegungen ist es von großem Wert, daß die ionosphärischen Z-Variationen für den zu untersuchenden Störungstyp am Messort relativ klein sind im Vergleich mit dem durch die induzierten Untergrundströme hervorgerufenen inneren Anteil der Z-Variationen (siehe nachfolgende Gleichung 1-b: $\Delta H_{Ze} = 0$). Das Z-Feld eines Ionosphärenstromes wäre z.B. exakt Null, wenn der Strom geradlinig unendlich ausgedehnt und die Stromdichte von $-\infty$ bis $+\infty$ konstant wäre. Diese Annahme gilt zweifellos nicht für bestimmte Störungen in nördlichen Breiten nahe der Polarlichtzonen, da hier durch die starken Ströme entlang dieser Zone das äußere Z-Feld sehr groß sein kann. Weiter südlich gilt sie nur für bestimmte Störungstypen. Zweifellos wird auch für diese Störungen ein kleineres äußeres Z-Feld vorhanden sein, aber bei Betrachtung mehrerer Störungen, die eine ganz verschiedene Lage der ionosphärischen Stromsysteme haben, wird das Z-Feld nicht so stark an eine bestimmte Richtung

des Magnetfeldes gebunden sein wie beim inneren Anteil des Z -Variationsfeldes (siehe nachfolgende Ausführungen). ΔH_{Ze} -Variationen werden eine statistische Streuung der Punktwolken in den nachfolgenden Darstellungen hervorrufen. Das Ergebnis der Richtungsbestimmung auf Grund der ΔH_Z -Variationen wird aber durch den äußeren Anteil in vielen Fällen nur wenig verfälscht werden, wenn man Variationen mit unterschiedlichen Richtungen des horizontalen Störvektors benutzt, d.h. daß die geographische Länge der Zentren der ionosphärischen Stromwirbel möglichst unterschiedlich sind. Es wird sicher vorkommen, daß die Z -Variation einer gewissen Einzelstörung nahezu Null ist. Das kann man darauf zurückführen, daß 1. der magnetische Vektor des ionosphärischen Feldes gerade so verläuft, daß keine Ströme entlang der Leitfähigkeitsanomalien fließen, also weder eine ΔH_{Ze} - noch eine ΔH_Z -Variation existiert (siehe nachfolgenden Abschnitt), 2. der äußere und innere Anteil der Z -Variationen sich gerade aufheben, 3. der äußere Anteil und der Untergrund elektrisch homogen oder horizontalgeschichtet ist. Das beste Zeichen dafür, daß die ionosphärischen Z -Variationen in mittleren und niederen Breiten klein sind, ergibt sich daraus, daß in den nachfolgenden Abbildungen eine größere Anzahl Störungen gleicher Periode immer wieder ein ähnliches charakteristisches Bild ergibt.

Das ionosphärische Z -Feld der einzelnen Störungstypen soll nachfolgend besprochen werden:

S_q -Variationen: Die S_q -Variationen werden von großen Stromwirbeln hervorgerufen, deren Zentrum zwischen 30° und 40° Breite liegt. Wie sich aus den Potentialentwicklungen [I, (18)] ergibt, ist natürlicherweise das ionosphärische Z -Feld relativ groß, und die nachfolgenden einfachen Überlegungen sind nicht zutreffend für die S_q -Variationen.

sfe -Variationen: Die Stromsysteme haben eine entfernte Ähnlichkeit mit denen der S_q -Variationen. Die ionosphärischen Z -Variationen sind unter Umständen sehr groß (8). Z.B. können die Z -Variationen der sfe -Störungen in Ungarn (9) und in Rumänien zu einer bestimmten Tageszeit, wenn die Station im Zentrum des Stromwirbels liegt, die Variationen der Horizontalkomponente weit übertreffen. Während z.B. an der Station Tihany (Plattensee) bei anderen Variationen die Z -Komponente nur ganz wenig gestört ist. In Norddeutschland (10), ca. 15° nördlich vom Zentrum, ist der äußere Anteil der Z -Variationen schon wesentlich kleiner, und die Untergrundeinflüsse spielen eine hervortretende Rolle. Das in den weiteren Ausführungen besprochene Richtungsdiagramm gibt ganz ähnliche Ergebnisse wie das der Baystörungen (Unterschied der Richtung nur ca. 12°), wenn auch die Streuung der aus den sfe 's gewonnenen Punkte auf Grund des ionosphärischen Z -Anteils wesentlich größer ist. Das ionosphärische Stromsystem der beiden Störungsarten ist ganz verschieden, und die ionosphärischen ΔH_{Ze} -Variationen in beiden Fällen müßten ganz unterschiedlich bzw. entgegengesetzt gerichtet sein. Die Übereinstimmung ist ein Beweis für die Richtigkeit der nachfolgend beschriebenen Methode zur Richtungsbestimmung großräumiger Leitfähigkeitsstrukturen.

Baystörungen: Das Stromsystem der Baystörungen wurde in Arbeiten von FUKUSHIMA (11) und WIESE (12) mit einem elektrischen Dipol verglichen. Das Feld der Z -Variationen paßt jedoch nicht zu diesem Modell. Auch mit dem von VESTINE (13) abgeleiteten mittleren Stromsystem der Baystörungen auf Grund der Störvektoren an vielen Stationen läßt sich das Feld der Vertikalkomponente nicht erklären. Damals waren allerdings die örtlichen Unterschiede der Vertikalkompo-

nente noch nicht bekannt. Man kann jetzt aus den Angaben an den einzelnen Stationen in mittleren und niederen Breiten wertvolle lokale Schlüsse ziehen. Die Ströme sind in der Polarlichtzone sehr stark gedrängt. Die Rückströme bilden ein Stromsystem relativ konstanter Stromdichte in mittleren und niederen Breiten. Das äußere Z -Variationsfeld scheint in mittleren Breiten klein zu sein, und die durch den Untergrund hervorgerufenen Z -Variationen sind an vielen Orten dominierend. Bei einer Trennung des inneren und äußeren Anteils einer Baystörung konnte der Verfasser [I, (27)] diese Tatsache mit Hilfe der Potentialtheorie nachweisen und auch zeigen, daß die Unterschiede der Z -Variationen durch die Stromverteilung im Untergrund hervorgerufen sind. Die auf Grund der Variationsaufzeichnungen der wenigen Observatorien in Europa vermutete Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit, die sich durch ganz Europa zieht, löste sich bei einer detaillierten Vermessung in mehrere großräumige Strukturen auf. Wie bereits erwähnt, werden die Bilder desto komplizierter, je dichter man in den einzelnen Ländern vermißt. Nach den Messungen in Norddeutschland zu urteilen, beträgt die Amplitude des äußeren Z -Feldes nur $1/10$ bis höchstens $2/10$ der horizontalen Variation.

S_D -Störungsgang: Das S_D -Stromsystem besitzt in der Polarlichtzone eine starke Stromdrängung entlang eines halben Breitenkreises. Da S_D zum Teil gleichzeitig mit Baystörungen auftritt, kann die Z -Komponente dadurch stark beeinflusst sein. In der Abb. 2 sieht man deutlich, wie der S_D Z -Störungsgang zu einer starken Erniedrigung der Z -Komponente zwischen 1 Uhr und 4 Uhr führt (in den Nachmittagsstunden tritt eine Vergrößerung von Z durch S_D auf). Es besteht kaum ein Unterschied dieser Z -Variation von S_D an den Stationen Kap Arcona und Meesiger. Weiter südlich wird natürlich der Z -Störungsgang von S_D schnell kleiner. Dieses starke ionosphärische Z -Feld kann man jedoch in einer großen Zahl der Fälle eliminieren, da es langperiodischer ist. Eine exakte Trennung der ΔH_{Zi} und der ΔH_{Ze} S_D -Variationen ist natürlich nicht möglich, dazu müßte eine Trennung mit Hilfe der Potentialentwicklung erfolgen, die recht mühsam ist und für ein begrenztes Gebiet kaum bessere Ergebnisse liefert als eine qualitative Abschätzung.

ssc-Variationen: Bei den ssc-Variationen scheint in mittleren Breiten das äußere Z -Feld sehr klein zu sein. Die Stromsysteme sind nach den Analysen von VESTINE⁽¹³⁾ und FUKUSHIMA⁽¹¹⁾ unterschiedlich zu den Baystörungen, da die Stromdrängung in der Polarlichtzone schwach ist oder ganz fehlt. Z -Variationen treten an den gleichen Orten auf, wie bei den Baystörungen, obgleich das Amplitudenverhältnis zu den Horizontalkomponenten meist unterschiedlich ist. Das ist ein Zeichen dafür, daß die Variationen der Vertikalkomponente durch die Induktionsströme entlang der Untergrundsstrukturen verursacht sind.

Pulsationen: Auch das ΔH_{Ze} -Feld der Pulsationen scheint sehr klein zu sein. Das Stromsystem ist zweifellos sehr unterschiedlich zu dem der ssc's, trotzdem sind die Ergebnisse ähnlich. Es gelten entsprechende Schlußfolgerungen wie beim Vergleich der Baystörungen und der *sfe*'s. Es kann vorkommen, daß an einem bestimmten Ort die Pulsationen eine große Vertikalkomponente aufweisen, während bei den länger periodischen Störungen wesentlich weniger zu erkennen ist. Das ist untergrundsbedingt. Die Induktionsströme der Pulsationen fließen relativ oberflächennahe, während die Induktionsströme von Variationen längerer Periode auf einen größeren Tiefenbereich verteilt sind.

E) *Richtungsbestimmung aus geomagnetischen Variationen.*

Das Magnetfeld zeitlich variabler Ionosphärenströme erzeugt im Untergrund ein Induktionsstromsystem, das durch die Strukturen des spezifischen Widerstandes weitgehend in Richtung und Stärke modifiziert wird. Bei Unterschieden der Leitfähigkeit in horizontaler Richtung ist eine Bestimmung der Streichrichtung dieser Strukturen mit Hilfe der erdmagnetischen Variationen möglich. Die Induktionsströme sind in einem solchen Falle gezwungen, senkrecht zum größten Leitfähigkeitsgradienten zu fließen. Nach den elektromagnetischen Gesetzen wird eine Stromdrängung an der Erdoberfläche aber auch an der Grenzfläche auftreten (Skinneffekt), wodurch zusätzliche richtungsabhängige magnetische Variationen hervorgerufen werden.

Es sei als einfachstes Modell angenommen, daß zwei Blöcke verschiedener elektrischer Leitfähigkeit aneinanderstoßen, also eine senkrechte Trennfläche existiert (Abb. 6). Nur im Falle von geneigten oder im Spezialfalle von senkrechten



Abb. 6 - Schematische Darstellung zweier aneinanderstossender Blöcke verschiedener elektrischer Leitfähigkeit mit senkrechter Trennfläche.

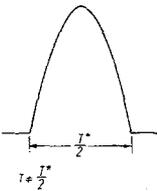
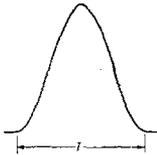


Abb. 7 - Darstellung einer Baystörung.

- a) durch eine Sinuswelle von $-\pi/2$ bis $3\pi/2$ und der Periode T ;
- b) durch eine Sinuswelle von 0 bis π und der Periode T^* .

Trennflächen entsteht bei einer ebenen Erde ein innerer Anteil der Variation der Vertikalkomponente. Dagegen tritt bei horizontalgeschichtetem oder homogenem Boden kein innerer Anteil der Z-Komponente auf, da die Induktionsströme unter Voraussetzung homogener Ionosphärenströme keine Veränderung in der X- oder Y-Richtung zeigen. Bei einem so einfachen Modell zweier Blöcke sind die Induktionsströme gezwungen, entlang der Grenzfläche zu fließen. Da der eine Block eine hohe und der andere Block eine geringe Leitfähigkeit hat, tritt, wie bereits erwähnt, eine Stromdrängung auf, welche naturgemäß auch im Magnetfeld eine Z-Komponente erzeugt. Eine solche Stromdrängung wird bei Induktion variabler Magnetfelder, die senkrecht zur Grenzfläche auftreten, am größten sein. Die Richtung des Magnetfeldes senkrecht zur Grenzfläche sei durch den Winkel ϑ gegen die N-S Achse definiert. Die Variation in dieser horizontalen Richtung sei ΔH_ϑ . Durch den Index e sei der ionosphärische Anteil, durch den Index i der induzierte innere Anteil der Variationen bezeichnet. Unter dem Index i ist der

gesamte innere Anteil der Variationen zusammengefaßt, also sowohl der normale Anteil ΔH_{in} als auch der durch den Leitfähigkeitssprung in horizontaler Richtung hervorgerufene anomale Anteil ΔH_{ia} . Das Magnetfeld in Richtung der Grenzfläche gibt keinen Beitrag zu einer Stromdrängung entlang der Grenzfläche. Im folgenden sollen nur Variationen einer bestimmten Periode ($T = \text{Const.}$) betrachtet werden. Nur dann ist die statistische Auswertung vieler Fälle möglich. Da die erdmagnetischen Variationen, abgesehen von den Pulsationen, meist nur durch eine einzige ganze oder halbe Sinuswelle in großen Zügen dargestellt werden können, kann man nur in erster Näherung von einem periodischen Vorgang sprechen. Es ist z.B. die Frage, ob man eine Baystörung durch eine Sinuswelle von $-\pi/2$ bis $3\pi/2$ mit der Periode T annähern soll, oder durch eine Sinuswelle von 0 — π mit der Periode T^* , wobei T^* wesentlich größer ist als T . Die Entscheidung wird in vielen Fällen sehr schwierig sein. Zur Demonstration ist in Abb. 7 eine Welle bzw. eine Halbwelle in der oben beschriebenen Art gezeichnet worden.

Wie bereits erwähnt, sollte zur Vereinfachung des Problems angenommen werden, daß die ionosphärische Stromdichte konstant und der Strom unendlich ausgedehnt geradlinig und nur zeitlich variabel ist. Für die Amplituden der Variationen in der Richtung Φ (senkrecht zur Richtung der Ionosphärenströme) gelten die Beziehungen zwischen äußerem und normal induziertem inneren Anteil der horizontalen magnetischen Variationen:

$$(1a) \quad \Delta H_{\phi e_0} = a_{in} \cdot \Delta H_{\phi in_0}.$$

Für die Variationen der Vertikalkomponente gilt, sofern nur Leitfähigkeitsänderungen in vertikaler Richtung im Untergrund bestehen:

$$(1b) \quad \Delta H_{Ze} = \Delta H_{Zin} = 0.$$

Wie weit die Vernachlässigung des ionosphärisch bedingten vertikalen magnetischen Variationsfeldes berechtigt ist, wurde im vorhergehenden Abschnitt besprochen. Die anomale Induktion ist richtungsabhängig und verändert daher den Gesamtvektor der magnetischen Variationen in gewissen Grenzen. Der Faktor a_{ia} ist eine Funktion von Φ und ϑ ist am kleinsten für $\Phi - \vartheta = 0^\circ$, während a_{in} keine Richtungsabhängigkeit besitzt.

Für die Richtung ϑ senkrecht zur Grenzfläche gilt die Amplitude (Index 0):

$$(2a) \quad \Delta H_{\vartheta e_0} = a_{in} \cdot \Delta H_{\vartheta in_0} = a_{ia} \cdot \Delta H_{\vartheta ia_0} = b \cdot \Delta H_{Zia_0}.$$

Für die folgende Überlegung kann man den anomalen und den normalen inneren Anteil zusammenfassen, sodaß gilt:

$$(2b) \quad \Delta H_{\vartheta e_0} = a \cdot \Delta H_{\vartheta i_0} \quad \Delta H_{Zi_0} = \Delta H_{Zia_0}.$$

Für einen bestimmten Zeitpunkt t haben die Variationen folgende Größe:

$$(3) \quad \Delta H_{\vartheta e} = \Delta H_{\vartheta e_0} \cdot \cos(\omega t + \chi_e)$$

$$(4) \quad \Delta H_{\vartheta i} = \Delta H_{\vartheta i_0} \cdot \cos(\omega t + \chi_i)$$

$$(5) \quad \Delta H_{Zi} = \Delta H_{Zi_0} \cdot \cos(\omega t + \zeta_i).$$

Wählt man den Anfangspunkt des periodischen Vorganges so, daß $\zeta_i = 0$ ist, so wird:

$$(6) \quad \Delta H_{Zi} = \Delta H_{Zi0} \cdot \cos \omega t.$$

Für den Zeitpunkt $t = 0$ (Extremwert der Z -Variation) gilt nach Gleichung 1-b, 3, 4 und 5:

$$(7) \quad \Delta H_{Zi} = \Delta H_{Zi0} \quad \text{für } t = 0$$

$$(8) \quad \Delta H_{\vartheta e} = \Delta H_{\vartheta e0} \cdot \cos \chi_e$$

$$(9) \quad \Delta H_{\vartheta i} = \Delta H_{\vartheta i0} \cdot \cos \chi_i.$$

Für die Variation der Horizontalkomponente in Richtung ϑ gilt zum Zeitpunkt $t = 0$:

$$(10) \quad \Delta H_{\vartheta 0} \cdot \cos \chi = \Delta H_{\vartheta e0} \cdot \cos \chi_e + \Delta H_{\vartheta i0} \cdot \cos \chi_i.$$

Es läßt sich dafür schreiben:

$$(11) \quad \Delta H_{\vartheta 0} \cdot \cos \chi = \Delta H_{\vartheta e0} \left(\cos \chi_e + \frac{1}{a} \cos \chi_i \right).$$

Da für eine bestimmte Periode χ , χ_e , χ_i , a und b konstante Werte sind, ist die Amplitude der registrierten Vertikalkomponente (unter der Voraussetzung von Gleichung 1-b) proportional der Horizontalintensitätsvariation in Richtung ϑ zum Zeitpunkt des Maximums von ΔH_Z .

$$(12) \quad \Delta H_{Zi0} = \frac{1}{b} \frac{\Delta H_{\vartheta 0} \cdot \cos \chi}{\cos \chi_e + \frac{1}{a} \cos \chi_i}.$$

D.h., für eine bestimmte Periode und für einen bestimmten Ort kann bei Kenntnis der Konstanten die Variation der Vertikalkomponente aus den Variationen der Horizontalkomponente berechnet werden, sofern ΔH_Z keinen ionosphärischen Anteil hat. Diese Proportionalität besteht nur für die Richtung ϑ . Da ΔH_{ϑ} aus den Komponenten H_X und H_Y berechnet wird, kann man durch statistische Ausgleichung nach zwei Unbekannten die Richtung ϑ berechnen. Es ist:

$$(13) \quad \Delta H_{\vartheta} = \Delta H_{\vartheta 0} \cdot \cos \chi = \Delta H_X \cdot \cos \vartheta + \Delta H_Y \cdot \sin \vartheta.$$

Und da nach Gleichung (12) und (13) ΔH_{ϑ} durch ΔH_Z bzw. durch ΔH_X und ΔH_Y ausgedrückt werden kann, so gilt:

$$(14) \quad \Delta H_{Zi0} = \frac{1}{b} \frac{1}{\cos \chi_e + \frac{1}{a} \cos \chi_i} (\Delta H_X \cos \vartheta + \Delta H_Y \sin \vartheta)$$

wobei ΔH_X und ΔH_Y die Variationen zum Zeitpunkt $t = 0$ sind. Durch Ausgleichung vieler Fälle ergibt sich:

$$(15) \quad \Delta H_{Z_0} = A \cdot \Delta H_X + B \cdot \Delta H_Y.$$

Durch Vergleich mit Gleichung (14) sieht man, daß $B/A = \tan \vartheta$ ist, also der gesuchte Richtungswinkel. Sind die Strukturen des Untergrundes nicht so einfach wie oben angenommen, so hat der berechnete Richtungswinkel nur dann eine Bedeutung, wenn sich für einen größeren Periodenbereich immer die gleiche Größe ϑ ergibt. Im anderen Falle handelt es sich um einen Mittelwert der Stromrichtungen in verschiedenen Schichten. Je nach der Länge der Periode ist entweder die Stromrichtung der oberflächennäheren oder der tieferen Schichten von größerer Bedeutung. Das ist festzustellen in den Richtungsbestimmungen in Niemegek (¹). Die kurzen Perioden bis zu 60 sec ergaben eine Richtung von rund 160°. Die Baystörungen ab 2000 sec ergaben eine um ca. 20° andere Richtung, die für noch längere Perioden nahezu konstant blieb. Für die Perioden ab 60 sec drehte die Richtung auf den zweiten Wert.

In Ü.kermünde (¹) (Stettiner Haff) scheint ein Leitfähigkeitssprung in horizontaler Richtung erst in größeren Tiefen vorhanden zu sein, denn für kurze Perioden (Pulsationen) sind trotz einer empfindlichen zeitlichen Gradientanlage keine Variationen der Vertikalkomponente festzustellen. Erst für längere Perioden (Baystörungen) treten Z-Variationen auf, die durch die horizontalen Leitfähigkeitsgradienten der tieferen Schichten bedingt sind. Wie in Teil I näher beschrieben, verhalten sich die scheinbaren Widerstände entsprechend. (Für kurze Perioden: gleicher scheinbarer Widerstand in allen Richtungen, für längere Perioden: Richtungsabhängigkeit des scheinbaren Widerstandes).

Für die Richtung ϑ kann man eine Größe C definieren. Sie ist das Verhältnis:

$$(16) \quad C = \frac{\Delta H_{Z_{t_0}}}{\Delta H_{\vartheta_0} \cdot \cos \chi}$$

Die Größen A und B in Gleichung (14) und (15) sind:

$$A = \frac{1}{b} \cdot \frac{1}{\cos \chi_e + \frac{1}{a} \cos \chi_i} \cdot \cos \vartheta = C \cdot \cos \vartheta,$$

$$B = \frac{1}{b} \cdot \frac{1}{\cos \chi_e + \frac{1}{a} \cos \chi_i} \cdot \sin \vartheta = C \cdot \sin \vartheta.$$

Es ist also: $C = \sqrt{A^2 + B^2}$

$$C = \frac{1}{b} \cdot \frac{1}{\cos \chi_e + \frac{1}{a} \cos \chi_i}$$

Die für das Erkennen der Untergrundsstruktur verwertbare Größe $\Delta H_{Z_0}/\Delta H_{\vartheta_0}$ ist exakt nur durch harmonische Analysen der Variationen einer Station zu er-

halten. Durch Vergleich der Größe C für verschiedene Perioden mit den Harmonischen Analysen an 65 Stationen in Norddeutschland zeigt sich, daß auch die Größe C bei einem ersten Überblick Hinweise auf das Amplitudenverhältnis gibt.

Die Trennung der Variationen in inneren und äußeren Anteil an einer einzigen Station ist ohne Annahmen über die Ionosphären- und Untergrundsstruktur nicht möglich. Immerhin lassen sich durch Darstellungen von C für ein größeres Periodenintervall und Bestimmung der Richtungswinkel qualitative Schlüsse ziehen über die elektrische Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund.

F) *Praktische Durchführung der Bestimmung der magnetischen Richtungswinkel.*

Um die Faktoren A und B zu bestimmen, sind verschiedene Methoden möglich. Die Auswertung ist am sichersten, wenn die Störvektoren der Horizontalalkomponenten auf alle 4 Quadranten verteilt sind. Die Störvektoren [z.B. WIESE (12, 14)] haben jedoch eine tageszeitlich bedingte Vorzugsrichtung. Die Störungshäufigkeit ist in den Abendstunden am größten, sodaß bestimmte Richtungen bevorzugt werden.

Es besteht eine gewisse Unsicherheit in der Auswahl der Fälle, und zwar einmal in der Wahl der Null-Linie und zum anderen in der Wahl der Periode (siehe Abb. 7). Ferner muß das Aussuchen von Fällen vermieden werden, bei denen der Z-Störungsgang bzw. der S_D -Polarlichtzonenstrom die Z-Variationen merklich verändert.

1. Mit Hilfe der Ausgleichsrechnung kann man für eine größere Anzahl von Fällen die Größen A und B berechnen. Da die Wahl der Null-Linie für die Variationen unsicher ist, kann es vorkommen, daß wenige Fälle das klare Ergebnis, das man bei Berechnung aus den anderen Punkten erhalten würde, verwischen,

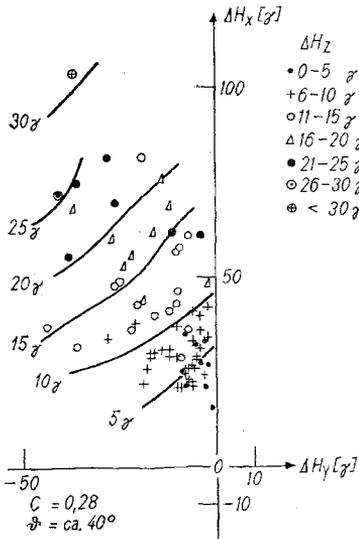


Abb. 8 : Endpunkte der Horizontalvektoren der ssc von Surlari [CONSTANTINESCU (15)], Linien gleicher Amplitude der ΔH_Z -Variationen.

denn bei der Ausgleichsrechnung will man die Summe aller Fehlerquadrate der Einzelwerte möglichst klein machen. Deswegen ist es trotz geringer Genauigkeit von großem Wert, eine der nachfolgenden graphischen Methoden zu verwenden.

2. Die dreidimensionale Darstellung (variable ΔH_X , ΔH_Y , ΔH_Z) ist ungeeignet für eine graphische Auswertung. Man kann sich einmal so helfen, daß man in einem Diagramm mit den Achsen H_X und H_Y an den Endpunkt des horizontalen Störvektors für Variationen gleicher Perioden die Amplitude von Z als Parameter anschreibt. Man zeichnet Linien gleichen Störwertes der Vertikalkomponente. Die Richtung der Linien gibt bei einfachen Strukturen die Stromrichtung im Untergrund an. Es wird eine große Anzahl von Werten benötigt, um die Linien einigermaßen sicher zeichnen zu können. Als Beispiel seien die *ssc* von Surlari, die von CONSTANTINESCU⁽¹⁵⁾ veröffentlicht wurden, dargestellt (Abb. 8). Es wurden nur die Fälle verwendet, bei denen der horizontale Störvektor größer als 20γ war, um die Unsicherheit der Auswertung bei kleineren Fällen möglichst zu umgehen. Zwar sind ungünstigerweise die horizontalen Vektoren auf einen kleinen Winkelbereich beschränkt. Trotzdem lassen sich die Linien gleicher Z -Werte zeichnen. Unter den rund 80 Fällen fiel nur ein Fall (Nr. 42) krass heraus, wo wahrscheinlich der Betrag der Z -Variation 15γ statt 5γ ist. Er wurde hier entsprechend korrigiert. Die für die gleichen Störungen nach Punkt 1 berechneten Größen A und B sind $A = -0.23$, $B = +0.14$, $C = 0.27$ und der Winkel $\vartheta = 148.7^\circ$. Aus der graphischen Darstellung ergibt sich ein entsprechender Winkel $\vartheta = \text{ca. } 142^\circ$ (Winkel der Normalen auf den Isolinien und der Nordrichtung) und $C = 0.28$. Die Bestimmung der Größen A und B bzw. C und ϑ auf diese Art und Weise ist nicht sehr sicher und daher wenig empfehlenswert.

3. Um bei geringerem Umfang des Beobachtungsmaterials die graphische Darstellung einigermaßen sicher durchführen zu können, kann man bilden: $\Delta H_X/\Delta H_Z$ und $\Delta H_Y/\Delta H_Z$. Die Gleichung (15) hat dann die Form:

$$(17) \quad \frac{\Delta H_X}{\Delta H_Z} = \frac{1}{A} - \frac{B}{A} \cdot \frac{\Delta H_Y}{\Delta H_Z}$$

In einem Diagramm mit den Koordinaten $\Delta H_X/\Delta H_Z$ und $\Delta H_Y/\Delta H_Z$ schneidet die durch die Punkte gelegte Gerade die $\Delta H_X/\Delta H_Z$ -Achse im Abstand $1/A$ und die $\Delta H_Y/\Delta H_Z$ -Achse im Abstand $1/B$. Die Normalen auf der Ausgleichsgeraden bildet mit der $\Delta H_X/\Delta H_Z$ -Achse den Winkel ϑ . Die Darstellung ist aber bei kleinen Variationen der Vertikalkomponente im Verhältnis zu den Horizontalkomponenten unzweckmäßig, da die Werte $\Delta H_{X,Y}/\Delta H_Z$ sehr groß werden. Daher ergibt das hier nicht angebildete Diagramm für die *ssc*'s von Surlari keine klare Punktverteilung, die für eine Auswertung nötig ist. Die in Abb. 9 dargestellten Varia-

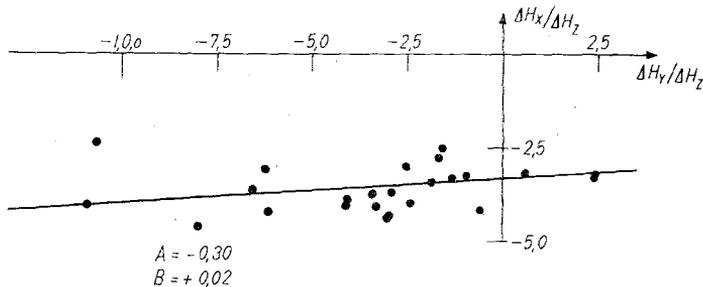


Abb. 9 - Baystörungen 1958 und 1959 in Niemegek, Beziehungen der Verhältnisse $\Delta H_X/\Delta H_Z$ und $\Delta H_Y/\Delta H_Z$ zur Zeit der grössten Variation in ΔH_Z .

tionen von Baystörungen für Niemeck zeigen zwar die charakteristische Streichrichtung der Untergrundsstruktur, aber die Bestimmung der Größen A und B ist auf Grund der Streuung der Punkte verhältnismäßig unsicher.

4. Am geeignetesten für die Auswertung sind zwei andere Darstellungen der Gleichung (15). Man bildet einmal:

$$(18) \quad \frac{\Delta H_Z}{\Delta H_X} = A + B \cdot \frac{\Delta H_Y}{\Delta H_X}.$$

In diesem Falle ist der Abstand des Schnittpunktes der ausgleichenden Geraden und der $\Delta H_Z/\Delta H_Y$ -Achse vom Null-Punkt gleich der Größe A und das Steigungsmaß der Geraden gleich der Größe B . Man kann auch

$$(19) \quad \frac{\Delta H_Z}{\Delta H_Y} = B + A \cdot \frac{\Delta H_X}{\Delta H_Y}$$

zur Darstellung bringen. Im Prinzip erhält man genau dasselbe Ergebnis wie bei Gleichung (18). Der Abstand des Schnittpunktes der ausgleichenden Geraden mit der $\Delta H_Z/\Delta H_Y$ -Achse vom Null-Punkt ist B , das Steigungsmaß der Geraden A .

Die Punkte, die sehr große Ordinaten- und Abzissenwerte haben, sind für eine Ausgleichung nach dem Augenmaß nicht zu hoch zu bewerten, da sie durch kleine Werte von ΔH_X bzw. bei der anderen Darstellung ΔH_Y hervorgerufen sind.

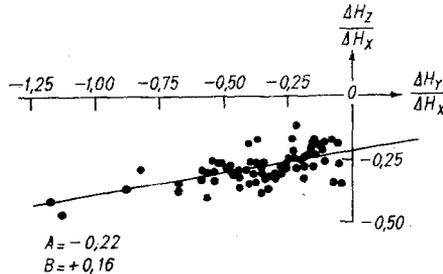


Abb. 10 - Ssc von 1944 bis 1949 in Surlari, Beziehungen der Verhältnisse $\Delta H_Z/\Delta H_X$ und $\Delta H_Y/\Delta H_X$.

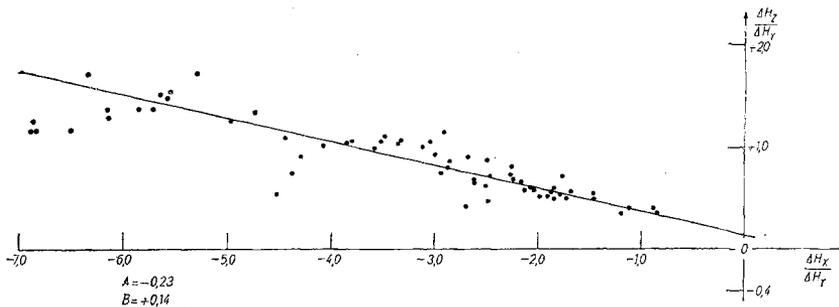


Abb. 11 - Ssc von 1944 bis 1949 in Surlari, Beziehungen der Verhältnisse $\Delta H_Z/\Delta H_Y$ und $\Delta H_X/\Delta H_Y$.

Sie sind nur von zweitrangiger Bedeutung für die Zeichnung der Geraden. Das ist allgemein der Mangel, wenn man eine dreidimensionale Darstellung auf eine zweidimensionale Form bringt. In den Abb. 10 und 11 sind die *ssc's* von Surlari nach Gleichung (18) und (19) dargestellt. Obgleich die Streuung der Werte nicht unbeträchtlich ist, kann man wesentlich klarer als bei einer Zeichnung nach Gleichung (17) die charakteristischen Größen *A* und *B* bestimmen. Die Werte, die sich aus den jeweiligen Diagrammen ergeben, sind in der Zeichnung angegeben. Wenige Punkte, die sehr große Ordinaten- oder Abzissenwerte haben, wurden in den Diagrammen weggelassen. Die beiden Zeichnungen ermöglichen eine wechselseitige Kontrolle der Ergebnisse.

Die Diagramme der Baystörungen von Niemeck gestatten eine klare Bestimmung der Größen *A* und *B*. (Abb. 12 & 13). Der Richtungswinkel ϑ , der sich nach den Abb. 12 und 13 ergibt, wurde bereits im Zusammenhang mit den magnetotellurischen Ergebnissen im Teil I dieser Arbeit verwendet. Durch Vergleich mit den magnetischen *sfe*-Variationen kann man abschätzen, ob die Richtungsbestimmung durch ionosphärische *Z*-Variationen verfälscht ist. Die beiden Störungsarten besitzen ganz verschiedene ionosphärische Stromsysteme. Die daraus

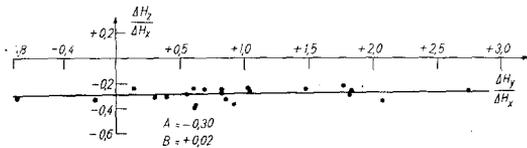


Abb. 12 - Baystörungen 1958 und 1959 in Niemeck, Beziehungen der Verhältnisse $\Delta H_Z/\Delta H_X$ und $\Delta H_Y/\Delta H_X$ zur Zeit der grössten Variation in ΔH_Z .

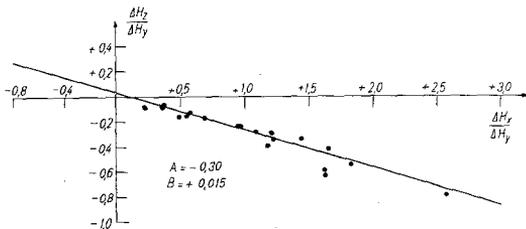


Abb. 13 - Baystörungen 1958 und 1959 in Niemeck, Beziehungen der Verhältnisse $\Delta H_Z/\Delta H_Y$ und $\Delta H_X/\Delta H_Y$ zur Zeit der grössten Variation in ΔH_Z .

eventuell resultierende *Z*-Variation müßte verschieden sein. Die statistische Behandlung einer großen Zahl von Fällen eliminiert den nicht ortsgelunden äußeren Anteil der *Z*-Variationen zu einem gewissen Teil. Die äußeren *Z*-Variationen tragen zu einer größeren Streuung der langgestreckten Punktwolke in Abb. 14 und 15 bei. Für die aus einer Arbeit von GRAFE⁽¹⁰⁾ entnommenen *sfe* kommt ein ähnlicher Richtungswinkel heraus wie für die Baystörungen, wenn man einen kleinen Unterschied von ca. 12°, der zu einem gewissen Teil in der Unsicherheit der Methode liegen kann, unberücksichtigt läßt. Aus Abb. 12 und 13 bzw. 14 und

15 ergeben sich folgende Koeffizienten:

Baystörungen in Niemegek: $a = -0.30$	sfe in Niemegek: $a = -0.26$
$b = +0.02$	$b = -0.04$
$c = 0.30$	$c = 0.26$
$\vartheta = 176^\circ$	$\vartheta = 188^\circ$

Auch die ssc und die Pulsationen von 90-200 sec geben trotz unterschiedlicher ionosphärischer Stromsysteme annähernd gleiche Werte für die Richtungswinkel.

Pulsationen in Niemegek: $a = -0.24$	ssc in Niemegek: $a = -0.23$
$b = -0.02$	$b = -0.02$
$c = 0.24$	$c = 0.23$
$\vartheta = 186^\circ$	$\vartheta = 185^\circ$

Die Ergebnisse zeigen deutlich, daß man bei nicht allzu großen Anteilen der ionosphärischen Z-Variation in mittleren Breiten die Streichrichtung der Untergrundsströme recht gut festlegen kann. Man erhält damit einen sehr klaren Zusammenhang mit den großräumigen und tiefreichenden geologischen Strukturen.

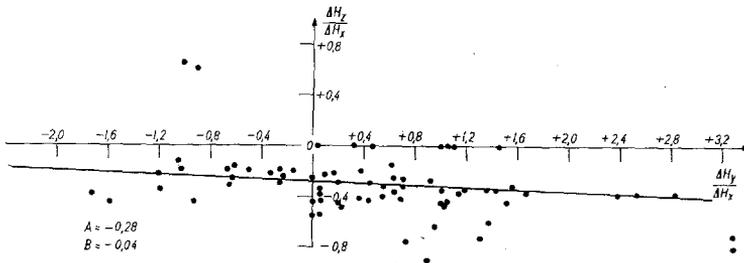


Abb. 14 - Sfe von 1935-1956 in Niemegek [GRAFE⁽¹⁰⁾], Beziehungen der Verhältnisse $\Delta H_Z/\Delta H_X$ und $\Delta H_Y/\Delta H_X$.

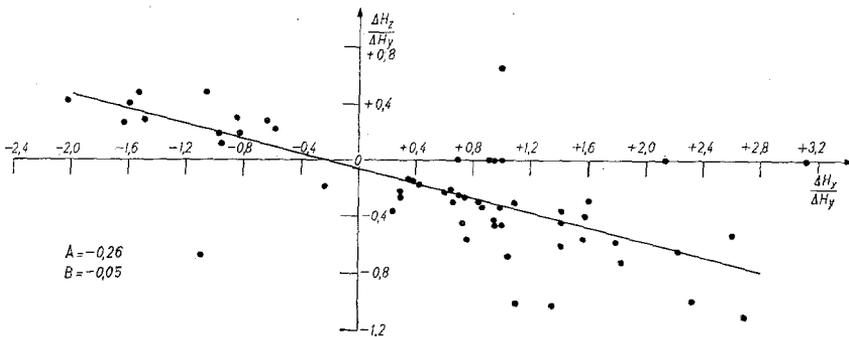


Abb. 15 - Sfe von 1935-1956 in Niemegek [GRAFE⁽¹⁰⁾], Beziehungen der Verhältnisse $\Delta H_Z/\Delta H_Y$ und $\Delta H_X/\Delta H_Y$.

Diese Methode zur Berechnung von A und B wurde für etwa 100 Stationen verwendet, an denen Registrierungen mit Reiseregistrierstationen nach FANSELAU⁽¹⁶⁾ vom Geomagnetischen Observatorium in Niemegek durchgeführt wurden. Die Ergebnisse werden im Zusammenhang mit der geologischen Großstruktur im

nächsten Teil dieser Arbeit behandelt. Es wurden jeweils für 4 bzw. 5 Periodengruppen die Richtungswinkel und die Größe der Verhältnisses ΔH_Z zu ΔH_S bestimmt. In der überwiegenden Zahl der Fälle ändert sich der Richtungswinkel nur um wenige Zehnergrade von den Pulsationen bis zu den Baystörungen. Diese Änderung kann einmal auf die Untergrundstruktur zum anderen auf die Unsicherheit der Methode zurückgeführt werden. Als interessantes Beispiel seien die Messungen längs eines Profils auf der Insel Rügen für das Periodenintervall 19-40 Minuten mitgeteilt. Man sieht, wie die Z-Komponente (bzw. das Verhältnis $\Delta H_Z/\Delta H_S$) nach Süden zu wesentlich kleiner wird, aber die Richtung von $\Delta H_Z/\Delta H_S$ bleibt die gleiche. Die nachfolgende Abb. 16 zeigt die Brauchbarkeit der Methode, denn obgleich die Registrierungen zum Teil zu verschiedenen Zeiten stattfanden, ergibt sich trotzdem für alle Stationen die gleiche Vorzugsrichtung von $\Delta H_Z/\Delta H_S$. Die Richtung der Pfeile steht mit der großräumigen Untergrundstruktur im Zusammenhang und verläuft genau senkrecht zu der herzynisch streichenden positiven magnetischen Hauptachse auf Rügen (17). Spaltet man bei einer längeren Registrierdauer das Material einer Station auf, so ergeben sich für das gleiche Periodenintervall immer wieder die gleichen Richtungen. Noch weiter im Süden, in Niemeck, verlaufen ΔH_Z und ΔH_S entgegengesetzt, der Pfeil ist also nach unten gerichtet im Gegensatz zu Abb. 16. Die Variationen von ΔH_S unterscheiden sich

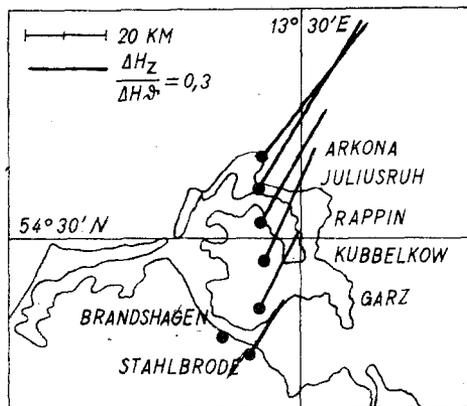


Abb. 16 - Richtung und Grösse des Verhältnisses $\Delta H_Z/\Delta H_S$ für Baystörungen mit einer Periode von 19-40 Minuten auf der Insel Rügen. Es ergibt sich ungefähr die Senkrechte zur geologischen Streichrichtung. Die Länge der Pfeile gibt die Grösse des Verhältnisses.

bei so geringen Entfernungen in mittleren Breiten nur wenig. ΔH_Z kann aber auf Grund der Untergrundsverhältnisse im Abstand von wenigen deka-km entgegengesetzt verlaufen (z.B. Abb. 3).

Die Variationsunterschiede kann man sich, wie bereits erwähnt, durch ein Modell erklären, das aus 2 Blöcken besteht, die eine senkrechte gemeinsame Trennfläche besitzen (Abb. 6). Solche Blöcke unterschiedlicher elektrischer Leitfähigkeit haben natürlich nicht eine unendliche Tiefenerstreckung wie bei den obigen Überlegungen angenommen wurde. Sie sind oft von einer bis zu wenigen km dicken Sedimentschicht überlagert und können sich bis zu einer Tiefe von deka-km erstrecken (z.B. Ückermünde, s. Teil I). Bei schnellen Variationen, für die die

Eindringtiefe verhältnismäßig gering ist, sind die Z -Variationen sehr klein. Für längere Perioden erreicht das Verhältnis $\Delta H_Z/\Delta H_p$ ein Maximum. Die Periode des maximalen Verhältnisses $\Delta H_Z/\Delta H_p$ ist jedoch vom Abstand des Registrierortes von der Grenzfläche abhängig. Für noch längere Perioden (große Eindringtiefe), für die ein großer Teil der Induktionsströme unter den Blöcken fließt, nimmt in Norddeutschland das Verhältnis ΔH_Z zu ΔH_p wiederum ab, ein Zeichen für die größere Homogenität des spezifischen Widerstandes in horizontaler Richtung im Bereich des oberen Erdmantels.

Schluss.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. FANSELAU, Potsdam, für seine Hilfe bei der Durchführung der Registrierungen und dem Nationalkomitee des IGJ für die Bereitstellung der finanziellen Mittel zu danken. Mein besonderer Dank gilt ferner Herrn Dr. BOUŠKA, Direktor des Geophysikalischen Institutes der CSAV Prag, Herrn Prof. ATANASIU, Mitglied der rumänischen Akademie der Wissenschaften Bukarest, Herrn Dr. DOMBAL, Direktor des Roland-Eötvös-Instituts, Herrn Dr. BARTA, Leiter der magnetischen Abteilung in diesem Institut und Herrn Prof. Dr. Dr.h.c. TÁRCZY-HORNOCH, Direktor des Geophysikalischen Laboratoriums der ungarischen Akademie der Wissenschaften Sopron für ihre große organisatorische Unterstützung bei der Durchführung der magnetischen Registrierungen in den einzelnen Ländern. Sehr groß war auch die Unterstützung der Mitarbeiter der einzelnen Institute, die uns auf unseren Meßfahrten in den einzelnen Ländern begleiteten und alle technischen Schwierigkeiten beseitigen halfen.

Herrn Dipl.-Geoph. RITTER gilt mein Dank für seine Arbeit bei der Auswertung der Registrierungen. FrL. KILTZ, FrL. NEUBERT und Herrn SCHILLER danke ich für die nicht immer einfache Auswertung der Magnetogramme und die sich daran anschließende Berechnung. Die Feldregistrierungen wurden mit Umsicht und Tatkraft von Mitarbeitern unseres Instituts durchgeführt.

LITERATURVERZEICHNIS

- (¹) WIESE H.: *Geomagnetische Tiefentellurik, Teil I: Die elektrische Leitfähigkeit der Erdkruste und des oberen Erdmantels*, Geofisica pura e applicata, Bd. 51 (1962/I), 59-78. — (²) KERTZ W.: *Modelle für erdmagnetisch induzierte elektrische Ströme im Untergrund*, Akademie der Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Klasse, Nachrichten, Jahrgang 1954, Nr. 5, 101-110. — (³) SIEBERT M. & KERTZ W.: *Zur Zerlegung eines lokalen erdmagnetischen Feldes in äusseren und inneren Anteil*, Akademie der Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Klasse, Nachrichten, Jahrgang 1957, Nr. 5, 87-112. — (⁴) WIESE H.: *Erdmagnetische Baystörungen und ihr heterogener im Erdinneren induzierter Anteil*, Zs. f. Meteor., 8, (1954), 77-79. — (⁵) WIESE H.: *Tiefentellurik*, Zs. f. Geophysik, 21, (1955), 74. — (⁶) *Symp. Kassel im Febr. 1962: Protokoll des Inst. f. Meteorologie und Geophysik, TH Braunschweig*. Vorträge von H. KERTZ, VOPPEL, SIEBERT, v. CONSRUCH, H. J. MEYER, ZERBST, WIENERT, HELBIG, SCHUCH, DUCKERT, ANGENHEISTER unterrichten über den heutigen Stand der Erforschungen des Untergrundes durch geomagnetische Variationen. — (⁷) LUYKEN.: *Der Pantograph für Registrierkurven von Schmidt*, Zs. f. Instrumentenkunde, 29, (1909), 1-14. — (⁸) VELDKAMP J. & VAN SABBEN D.: *On the current system of solar-flare effects*, Journ. of Atm. and Terr. Phys., 18, (1960), 192-202. — (⁹) BARTA G. & FLORIAN E.: *Eine interessante magnetische und ionosphärische Störung in Ungarn*, Geofizikai Közlemenyek, 11, 3/4, (1961), 83-95. — (¹⁰) GRAFE A.: *Untersuchungen über die geomagnetischen Sonneneruptionseffekte von Potsdam-Niemegk für die Periode 1890-*

1956, Abhandl. des Geomagn. Instituts der Deutschen Akad. d. Wiss. zu Berlin, Nr. 21, Berlin 1958. — ⁽¹¹⁾ FUKUSHIMA, N.: *Polar magnetic storms and geomagnetic bays*, Journ. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2, Vol. VIII, Part 5, 1953, 293-412. — ⁽¹²⁾ WIESE H.: *Die ionosphärischen Stromwirbel erdmagnetischer Baystörungen*, Gerl. Beitr. z. Geoph., 65, (1956), 70-84. — ⁽¹³⁾ VESTINE E. H., LAPORTE L., LANGE J. & SCOTT W. E.: *The geomagnetic field, its description and analysis*, Carn. Inst. Washington Publ. 580, 1947. — ⁽¹⁴⁾ WIESE H.: *Die erdmagnetischen Bays und ihre Beziehung zu den Strömungsverhältnissen der Ionosphäre*, Zs. f. Meteor., 5, (1951), 341-347. — ⁽¹⁵⁾ CONSTANTINESCU L.: *Inceputuri brusce de furtuni magnetice intre anii 1944-1949*. Acad. Rep. Pop. Romane, Lucrarile sesiunii generale stiintifice, Din 2-12 Juni 1950. — ⁽¹⁶⁾ FANSELAU G.: *Gedanken über die technische Durchführung des geomagnetischen Registrierbetriebes*, Zs. f. Meteor., Bd. 5, 1951, 364-373. — ⁽¹⁷⁾ LAUTERBACH R.: *Beiträge zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichtskarte der DDR*, Gerl. Beitr. z. Geoph., 64, (1955), 156-172.

(Eingegangen am 16. April 1962)
