



Title	北海道を南北に横切る測線上での地磁気地電位差変化観測
Author(s)	西田, 泰典
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 36, 29-40
Issue Date	1977-03-29
DOI	10.14943/gbhu.36.29
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14065
Type	bulletin (article)
File Information	36_p29-40.pdf



[Instructions for use](#)

北海道を南北に横切る測線上での 地磁気地電位差変化観測

西田 泰典

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和51年12月20日受理)

Observations of Geomagnetic and Geoelectric Variations along the North-south Profile of Hokkaido

By Yasunori NISHIDA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received December 20, 1976)

Observations of geomagnetic variations were made in the central part of Hokkaido, Japan, by using a flux-gate type magnetometer. The observation points were distributed to cross the Kuril Arc. Relatively large ΔZ , which may be due to the "channel effect" of the Straits of Soya, were obtained at the northern part of Hokkaido. However, anomalous behaviours of geomagnetic variations representing heterogeneities of the electrical resistivity in the upper mantle were not obtained in the region observed.

The variations of geoelectric potential were simultaneously observed at three stations in the magnetic observation points. The resistivities from 10^2 to 10^3 ohm-m as the mean values of the upper mantle in the observed region were presumed from the data analyses of the magnetic and electric variations. From the experimental data, these values correspond to the resistivity of the olivine in a state of reduction at the temperatures of about 1300° - 1500°C . Because the solidus temperatures of the upper mantle are thought to be almost same as the above temperatures, the upper mantle in the observed region may be in a partially melted state. Seismological data also show the partially melted mantle in the region.

I. ま え が き

北海道において、今迄数多くの地磁気変化観測が行われてきている(森, 1968; 久保木, 1972; 近藤・塚本, 1973; 大島・森, 1974; MORI, 1975; 山下・横山, 1975; NISHIDA, 1976; 西田, 1977). しかしながらそれは南西部および東部地域に集中しており、中部および北部北海道における観測は比較的少い。そこで1つにはその空白地域を埋めることにより北海道における全体的な地磁

気変化の様子を知る目的で観測を行った。ところで一般的に島弧において地殻熱流量、地震波速度等が海溝から内陸部へゆくに従い系統的に変化していることはよく知られている。上部マントル電気伝導度にもそのような変化がみられるかどうかは興味深いことである。本観測においては測点を千島弧の西端を横切るように配列し、島弧の海溝側と内陸側で地磁気変化の様子がどう異なるかを調べた。その際地電位差変化観測も行っているのをあわせて報告する。

II. 観 測

北海道中央部には千島弧よりや、古い活動歴を持つ日高変成帯がほぼ南北に走っており、北はサハリンにまで延びている。そしてこの領域は千島弧が変成帯にほぼ直交している場所でもある。測点は Fig. 1 にみるごとくその変成帯上に分布しているが、千島弧にほぼ直交するように分布していることにもなり、千島弧を横切る陸上観測としては一番長い測線を形成している (N-S 測線)。今回観測を行った測点は問寒別 (TKB)、名寄 (NAY) そして蘭留 (RAN) の3点で他の測点の地磁気観測結果はすでに NISHIDA (1976) により公表されている。地磁気変化観測に用いられた測器はフラックス・ゲート型磁力計で、1台の磁力計で1~2ヶ月間観測を行った後、他の観測点へ移動する方式を採った。上記3点で炭素棒電極を用いた地電位差変化観測も同時に行われたが NAY においては記録の質が悪かったため解析されていない。各測点の緯度、経度、観測期間および電極間隔は Table 1 に示される。

浦河 (URK) においては1964年から1966年の間地磁気変化観測と平行して鉛電極を用いた地電位差変化観測がなされている。又郵政省電波研究所稚内観測所 (WAK) でも定常的な地磁気変化観測がなされている。それらの結果は各々森 (1968)

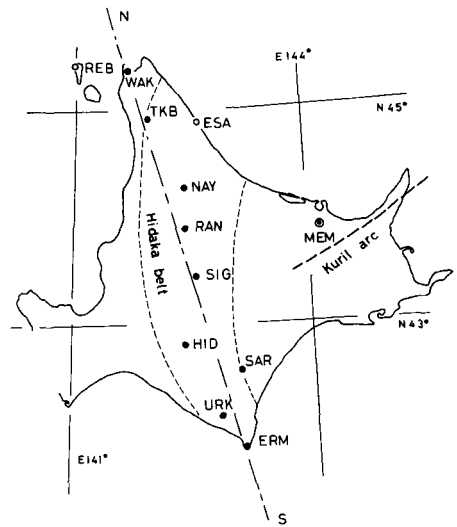


Fig. 1. General feature of geology and the locations of observation points. Hollow circles show the stations established by KUBOKI (1972), and OSHIMA and MORI (1974).

Table 1. Locations of temporary observation points.

Station	Abbr.	Lat.	Long.	Observation period	Electrode interval in m.	
					N-S	E-W
問 寒 別	TKB	N 44° 55'	E 142° 01'	June 20, 1975- Aug. 9, 1975	116	104
名 寄	NAY	44° 20'	142° 27'	Aug. 10, 1975- Sep. 16, 1975	68	67
蘭 留	RAN	43° 55'	142° 29'	Sep. 17, 1975- Oct. 7, 1975	59	54

および久保木 (1972) によりすでにとりまとめられているが、今回著者の手により再吟味されている。

III. 観測結果

III-I 地磁気変化観測結果：えりも岬 (ERM), RAN, NAY そして TKB の代表的な記録例を Fig. 2 に示す。その際 RAN, NAY および TKB について WAK の同時記録を破線で示している。ERM においては ΔH に伴った顕著に大きな ΔZ が観測されている。これに対し北海道中央部の RAN での Z -成分はほとんど変化していないが、北部地方にゆくと、特に TKB ではやゝ大きな ΔZ が観測されている。又 WAK の水平成分が比較的近くの観測点 TKB, NAY, RAN に比べてかなり大きいことが特徴的である。

地磁気変化における $\Delta Z = A \cdot \Delta H + B \cdot \Delta D$ の関係 (RIKITAKE and YOKOYAMA, 1955) から WAK, TKB, NAY そして RAN の変換函数 A および B を求めた。やゝ長周期成分に対しては地

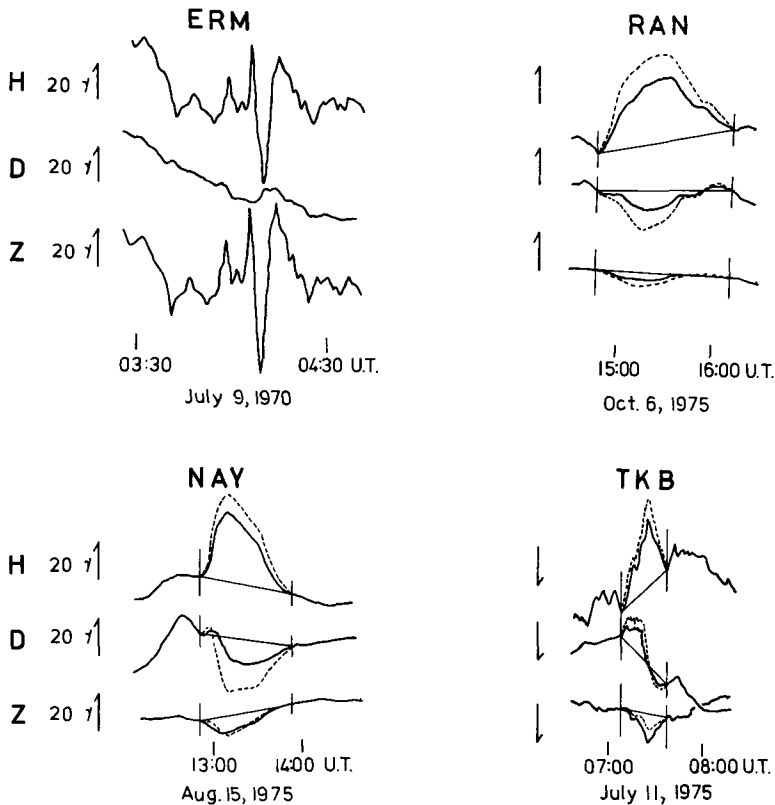


Fig. 2. Typical examples of geomagnetic variations at ERM, RAN, NAY and TKB with simultaneous records at WAK (dashed records).

磁気変化の振巾を1.2分毎に、短周期成分に対しては0.36分毎に読み取り、スペクトル解析を行うことにより求められている (EVERETT and HYNDMAN, 1967). その結果は Table 2 および Fig. 3 に示されているが、これらの値は2つないし3つの地磁気嵐から得られた変換函数の平均値を示している. Fig. 3 の実線および破線は各々実数部と虚数部を示しているが、 A , B とも顕著な周期特性は認められず、又虚数部はほとんどの場合実数部と比べて小さい. WAKにおいては地磁気変化の極大と極小を直接読み取って振巾とする従来の方法から求められた A , B の値が久保木 (1972) により提出されている. それによると6~60分の周期範囲で $A = -0.17$, $B = 0.10$ という値が得られているが、これらの値は今回のスペクトル解析により求められた A_r , B_r (添字 r は

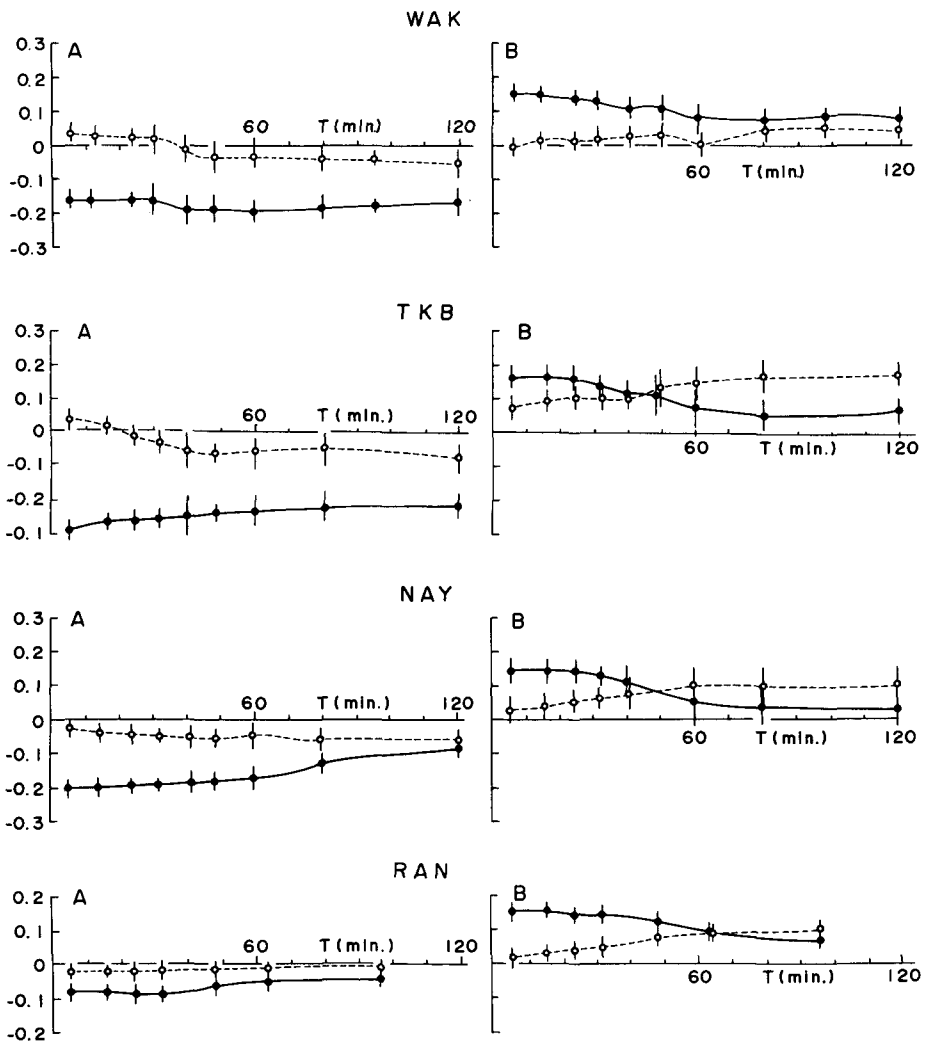


Fig. 3. Transfer functions at WAK, TKB, NAY and RAN. Solid and dashed curves represent the real and imaginary parts of the transfer functions, respectively.

Table 2. Transfer functions. Subscripts r and i show real and imaginary parts of the transfer functions, respectively.

Station	5 min.				60 min			
	A_r	B_r	A_i	B_i	A_r	B_r	A_i	B_i
WAK	-0.19	0.15	0.03	0.01	-0.19	0.10	-0.03	0.06
TKB	-0.30	0.17	0.03	0.07	-0.24	0.15	-0.05	0.15
NAY	-0.20	0.15	-0.03	0.03	-0.17	0.06	-0.05	0.10
RAN	-0.09	0.15	-0.02	0.03	-0.05	0.09	-0.02	0.09

実数部を意味する) とよく一致している。

変換函数 A , B を用いることによりよく知られたパーキンソン・ベクトル (PARKINSON, 1959) を求めることが出来る。久保木 (1972) による REB, 大島・森 (1974) による ESA および著者によりすでに求められた結果 (NISHIDA, 1976) と共にパーキンソン・ベクトルの実数部を Fig. 4 に示す。実線は周期 60 分, 破線は周期 5 分に対応したものである。ERM 周辺の大きい ΔZ はすでに NISHIDA (1976) により述べられているように, 広い大洋に誘導された電流が鋭く突き出たえりも岬によりねじ曲げられ, 集中した結果生じた "半島効果" によるものである。北海道中央部の SIG, RAN での ΔZ は極めて小さく, 周辺の海の影響は認められない。北部の TKB, ESA にゆくとほぼ北向きの比較的大きなパーキンソン・ベクトルが得られているが, さらに最北の WAK にゆくと再び小さくなる傾向を示している。次に WAK, TKB, NAY そして RAN の地磁気変化水平成分, $\Delta R (= \sqrt{\Delta H^2 + \Delta D^2})$, と女満別地磁気観測所 (MEM) での同時水平成分, ΔR_0 , との比, $\Delta R / \Delta R_0$, を Fig. 5 に示す。横軸は MEM での水平成分の変化方向 $\tan^{-1}(\Delta D / \Delta H)$ である。こゝで添字 0 は MEM が基準点であることを表している。これを見ると TKB, NAY および RAN においては 10~20% 程度水平成分の変化が MEM より小さく, WAK では逆に 30% 程度大きく変化していることがわかる。一般に良導体の真上では水平成分が大きく, 外側では逆に小さくなる傾向を示す。TKB, NAY および RAN は日本海およびオホーツク海で囲まれているため, 各方位での水平成分が小さく観測

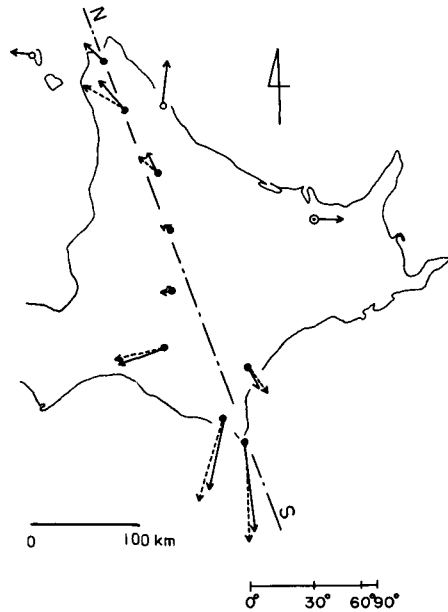


Fig. 4. Parkinson vectors at the observation points. Dashed and solid vectors correspond to the period of 5 and 60 minutes, respectively. Vectors with hollow circles were obtained by KUBOKI (1972), and OSHIMA and MORI (1974).

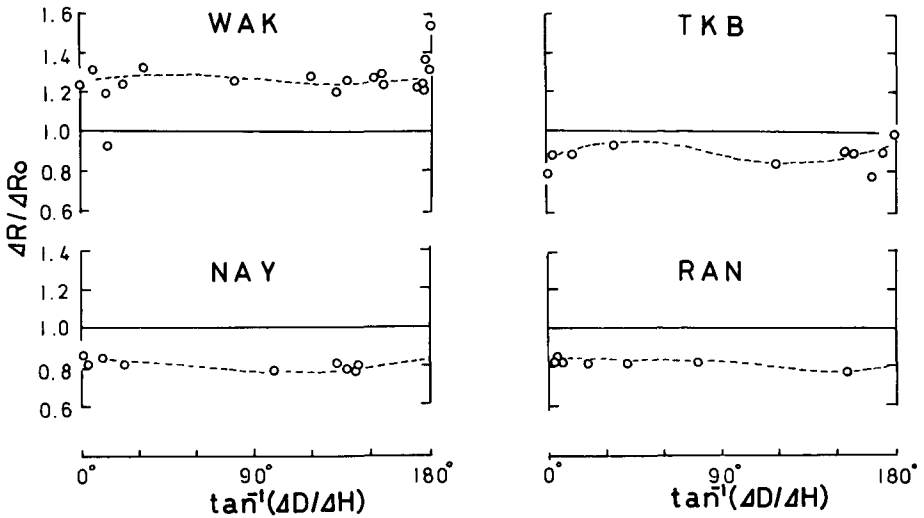


Fig. 5. Ratio of the amplitude ΔR at WAK, TKB, NAY and RAN to the amplitude ΔR_0 of the simultaneous variations at MEM against the direction of horizontal variations at MEM. The direction of horizontal variation is counted clockwise from the geomagnetic north at MEM.

されるのであろう。これに対し WAK は陸上観測点であるにもかかわらず、その直下は良導体であると推定される。

III-2 地電位差変化観測結果：水平方向に地下電気抵抗率の異方性がある場合、直交する北一、東一向きの電場 ΔE_x , ΔE_y は磁場 ΔH , ΔD と

$$\begin{pmatrix} \Delta E_x \\ \Delta E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{11} & Z_{12} \\ Z_{21} & Z_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta H \\ \Delta D \end{pmatrix} \quad (1)$$

なる関係がある。記録をスペクトル解析することにより求められた ΔE_x , ΔE_y , ΔH そしして ΔD から URK におけるインピーダンス・テンソル成分の周期特性が計算された (Fig. 6)。スペクトル解析の際の読み取り間隔は長周期成分に対しては 1.2 分、短周期成分に対しては 0.36 分である。又示された結果は 8 つの地磁気嵐の解析結果を平均したものである。それを見ると、対角要素 Z_{11} , Z_{22} がかなり大きく、又短周期において Z_{22} の決定誤差が非常に大きいのが特徴である。この Z_{22} の不安定性は ΔD に誘導された電流が海岸付近のごく表層の複雑な電気伝導度分布に微妙に左右される

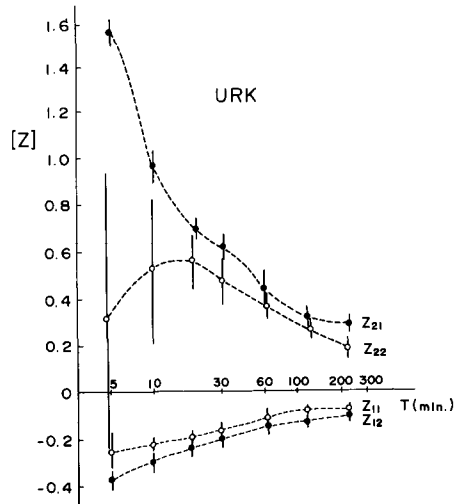


Fig. 6. Impedance tensor elements as a function of period for URK.

ために起ったものと思われる。SWIFT(1967)により定義された skew パラメータ

$$\text{skew} = \frac{|Z_{11} + Z_{22}|}{|Z_{12} - Z_{21}|} \quad (2)$$

は 1 次元ないし 2 次元の地下構造に対しては 0 になる。そして強い 3 次元性を有する構造に対してはその値が 0.6 以上になると考えられている。URK における skew 値は数分から数時間の周期範囲で最大 0.4 程度である。次に直交する電場と磁場の比 E/H は電場の変化方向 θ に対して Fig. 7 の如く与えられる。計算は本報西田 (1977) と同様になされている。その結果 E/H は方位により強く分極しており、又極大の値をとる方位 θ_{max}

は周期により多少異なり N 100°~120° E の間にあることがわかる。この値は森 (1968) により従来の読み取り方法を用い、周期 8~90 分の湾型変化に対して求められた電場の卓越方向 N 105° E と良く一致している。この方向は URK 付近の海岸線とは平行しており、又方位 θ に対する E/H の振巾は短周期においてより大きいことから URK での電場の分極は主として海に誘導された電流のしみ込みによりもたらされたものであると思われる。しかしながら、長周期においてもインピーダンス・テンソルの対角要素はかなり大きい。URK は日高変成帯に属しており、その付近の地下構造はかなり複雑なものと推定される。例えば宇津 (1971) は地震波の走時が URK では標準よりかなり早いにもかかわらず、そこから 17 km しか離れていない気象庁浦河測候所では逆に遅いことを指摘し、浦河沖の顕しい負の重力異常とも考え合わせて地下構造が局部的に不均一なのではなかろうかと述べている。又この走時異常を表層の堆積物のみの効果で説明するのは困難であり、地下深部の地下構造の不均一性も考慮されねばならないという考え方もある (森谷, 1972)。従って地下深部の電気抵抗率もかなり異方性を有している可能性がある。この問題は現段階では明確な結論を下すことは出来ず、今後に残された問題である。

TKB および RAN で得られた地電位差変化観測結果については、両測点とも記録のスケールアウト等でスペクトル解析に適するような結果が得られなかった。従って URK でなされたようなインピーダンス・テンソルの周期特性を求めることは出来なかった。そこで従来の読み取り方法を採用して、各々直交する電場と磁場の比 E/H の周期特性を求めたものが Fig. 8 である。縦軸は E/H を mV/km/γ で、横軸は周期を分でプロットしてある。半無限一様媒質の平面上では理論的に

$$E/H = \sqrt{\rho/0.2T} \quad (3)$$

なる関係が得られている。 ρ は媒質の比抵抗、 T は周期である。図中には ρ をパラメータにした E/H も実線で示されている。観測結果は TKB, RAN とともに E_x/H_y , E_y/H_x がほぼ同一の周期特性をもっていることを示している。しかしながらこのことが直ちに媒質の比抵抗の均質性を意味

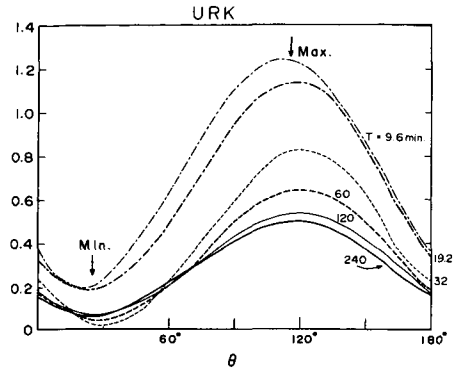


Fig. 7. E/H plotted against rotation angle for various periods for URK.

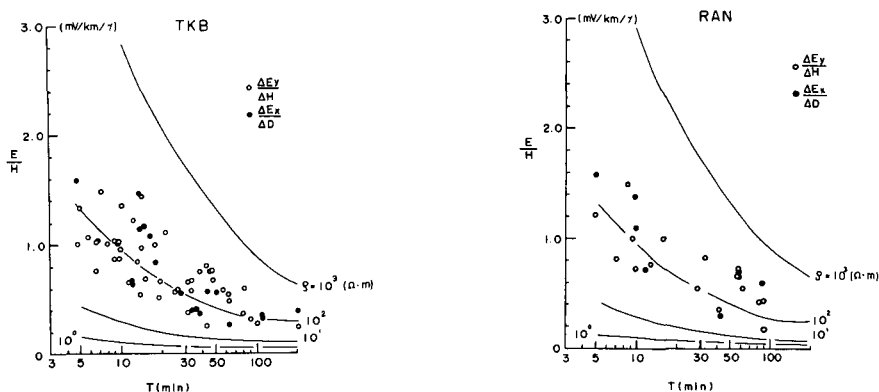


Fig. 8. E/H values, for components perpendicular to each other, plotted against period at RAN and TKB. Curves show the relation of $E/H = \sqrt{\rho/0.2 T}$

するものでないことは明らかである。磁場の変化方向 θ_H に対して電場の変化方向 θ_E をプロットした図を Fig. 9 に示す。TKB については周期 30~100 分、RAN は 40~90 分についての結果である。図中の対角線は電場と磁場の変化方向が直交している場合に期待される関係であるが、TKB, RAN とも θ_H と θ_E がほぼ直交していることがわかる。さらに $\Delta E_x/\Delta D$ ($\Delta E_y/\Delta H$) と $\Delta H/\Delta D$ ($\Delta D/\Delta H$) の関係を Fig. 10 に示す。用いた周期範囲は上に述べたものと同じである。それを最小二乗法直線近似すると(1)一式からインピーダンス・テンソルを求めることが出来る。利用出来た変化の数は少ないが、

$$\begin{pmatrix} 0.07 & -0.30 \\ 0.53 & -0.12 \end{pmatrix} \text{TKB}, \begin{pmatrix} 0.04 & -0.43 \\ 0.60 & -0.06 \end{pmatrix} \text{RAN}$$

という結果が得られる。TKB, RAN とも対角要素 Z_{11} , Z_{22} が小さく、又 $|Z_{12}| \approx |Z_{21}|$ であ

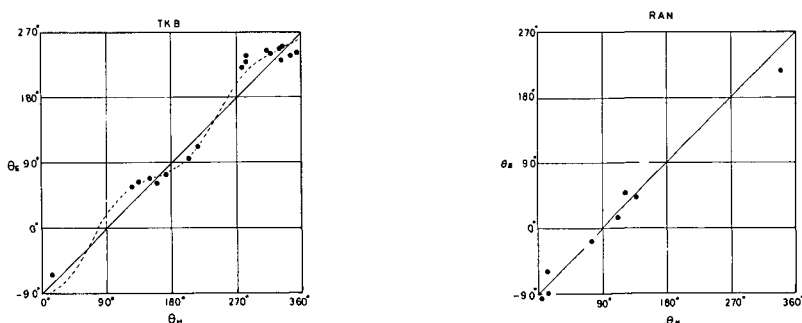


Fig. 9. Relation between geomagnetic vector and geoelectric vector at TKB and RAN. θ_H and θ_E are direction angles measured clockwise from north.

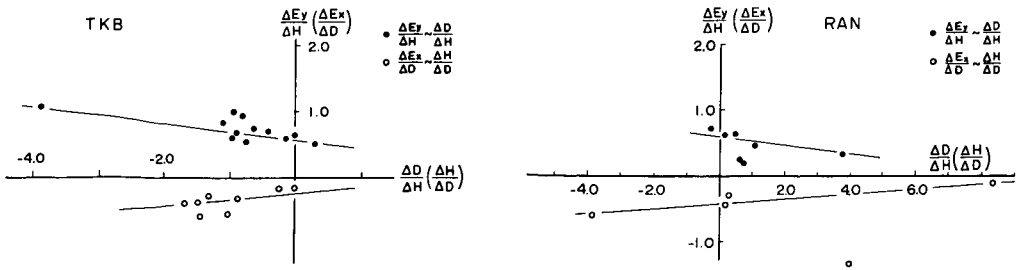


Fig. 10. Relation between $\Delta E_y/\Delta H$ ($\Delta E_x/\Delta D$) and $\Delta D/\Delta H$ ($\Delta H/\Delta D$) for the periods from 30 to 100 minutes at TKB and for the periods from 40 to 90 minutes at RAN.

り skew パラメーターは各々0.06 および 0.02 と極めて小さい。数 10 分より短い周期に対するインピーダンス・テンソルは適当な変化が少かったため求めることが出来なかったが、TKB および RAN 付近の地下深部の電気抵抗率は水平方向にかなり均質であると思われる。

IV. 議 論

磁場の水平成分 ΔR が N-S 測線に平行して変化した場合 ($\Delta R \approx \Delta H$)、各測点における $\Delta Z/\Delta R_0$ および $\Delta R/\Delta R_0$ を Fig. 11 に示す。この場合北一および下一向きの変化を正にとってある。又周期 5 分の変化を実線で、周期 60 分の変化を破線であらわしてある。南側の大きな ΔZ は既に述べたようにえりも岬の“半島効果”によるものであるが、北側にも宗谷海峡の影響と思われる比較的大きな ΔZ が観測されている。 ΔZ の極大値は海峡に最も近い WAK ではなく TKB 付近で得られている。又 WAK の水平成分が MEM の 1.3 倍もあることから海峡の effective な境界は実際の海岸線よりや、内陸より存在するものと思われる。このことは TKB の北西にサロベツ原野とよばれる広大な湿原が存在することからも裏付けられる。この“海峡効果”は周期が長くなると若干減少する傾向にはあるが 60 分程度の周期においてもいぜん認められる。“海峡効果”としての規模は津軽海峡の場合 (山下・横山, 1975; YAMASHITA and YOKOYAMA, 1976; NISHIDA, 1976) ほど大きくはないが、これは宗谷海峡付近の水深が 100 m 以下と浅く、又周辺の海洋の規模もさほど大きくないことによるとと思われる。

以上述べた表層の効果を差し引くと測線中央部にみられる如く ΔZ はほとんど 0 でとなってしまう、上部マントルに起因し、かつ島弧構造を

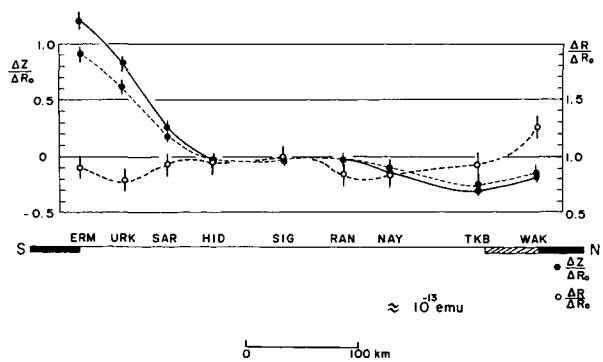


Fig. 11. Observed $\Delta Z/\Delta R_0$ and $\Delta R/\Delta R_0$ along the profile N-S in Fig. 1 for the period of 5 (solid curve) and 60 (dashed curves) minutes.

反映したような地磁変化異常は表れてこない。つまりマントル電気抵抗率の横方向の異常はほとんど認められないという結果が得られる。

次に地電位差変化観測結果について議論する。地下電気抵抗率が鉛直方向にのみ変化する場合、見かけ抵抗率 ρ_a は(3)一式の ρ を ρ_a に置き換えることにより表現される。各測点とも多かれ少かれ海の影響を受けてはいるが、TKB および RAN では電気抵抗率の水平方向の異方性があまり顕著ではないと思われるので $\Delta E_x/\Delta D$, $\Delta E_y/\Delta H$ の平均値を、URK においては電場の卓越 (θ_{max}) 方向の E/H を用いた見かけ抵抗率 ρ_a (ohm-m) を Fig. 12 に示す。横軸は周期を分で目盛っている。三角印が RAN, 白丸印が TKB そして黒丸印が URK の結果である。又大和田 (1972) が地磁気地電流法を用いて MEM の地下電気伝導度分布を求めているが、その際の見かけ抵抗率も同様に十印でプロットしてある。それをみると島弧の内陸側の TKB, RAN の見かけ抵抗率は数分から 100 分程度の周期範囲では一定であり、100~200 ohm-m の値を示している。MEM もそれと同じ範囲にある。それに対し島弧の海溝より位置する URK では数分から数時間の周期範囲で系統的にや、高い見かけ抵抗率が得られている。そしてその傾向は長周期において特に著しい。しかしながら煩雑になるため図中には示されていないが、その結果には TKB, RAN では約 ± 100 ohm-m, URK では約 ± 50 ohm-m 程度の誤差を含んでおり、現段階でははっきりとしたことは云えない。

本観測では数分より短い周期に対する分解能がないため、地磁気地電流法を用いた詳しい構造解析はなされていない。しかし、得られた見かけ抵抗率は測点下の上部マントルの平均的な電気抵抗率を示していると考えられることは出来よう。

今まで岩石の電気抵抗率の温度依存性に関する室内実験は数多くなされてきている(例えば BRADLEY et al., 1964)。最近 DUBA and NICHOLLS (1973) はマントルの主要構成物と思われるオリビンの電気抵抗率が鉄の酸化程度により非常に変化することを指摘している。それによると3価の鉄が2価の鉄に還元される時、電気抵抗率は約3ケタ大きくなる。還元的状態の上部マントルを仮定するならば、DUBA et al. (1974) の酸素の逃散能 (oxygen fugacity) をコントロールした室内実験結果から得られた電気抵抗率-温度の関係から 100

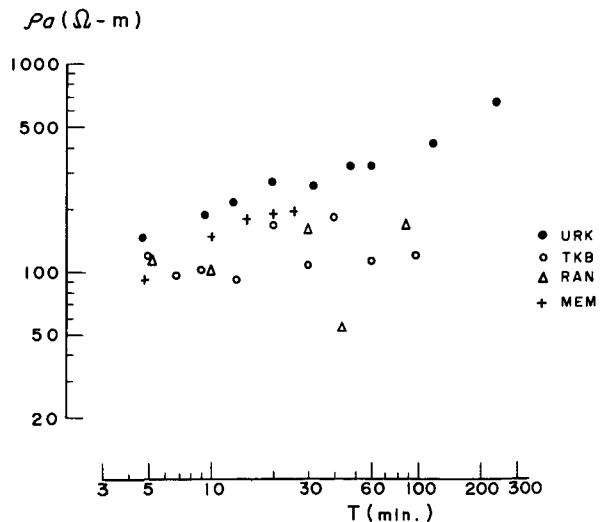


Fig. 12. Apparent resistivity as a function of period of URK, TKB, RAN and MEM. The result from MEM was obtained by Owada (1972)

~1000 ohm-m の抵抗率に対し 1300~1500°C という温度が得られる。上部マントルの固化温度 (solidus temperature) は数 10~200 km 程度の深さに対し 1200~1600°C 程度の範囲にあるから、平均的電気抵抗率から推定された温度は固化温度の範囲とほぼ一致している。従ってこの場合本稿 *N-S* 測線下の上部マントルは部分溶融の状態下にある可能性が強い。一方上部マントルが酸化状態にあると仮定すると、電気抵抗率が約 3 ケタ程度下がるため 100~1000 ohm-m のオリビンに対し 1000°C 以下の温度を与えることになる。その場合は必ずしも部分溶融状態の上部マントルを考える必要はなくなる。

森谷ら (準備中) は北海道周辺に起る地震を TKB で観測した結果、TKB 付近の上部マントルの地震波の吸収、 Q を 100~200 と求めている。又同様に URK 付近では数 100 という Q 値を得ており、いずれも Low- Q というべき値を示している。鈴木 (1976) は爆破地震動観測結果および自然地震の走時異常解析結果をまとめて、北海道も含めた東北日本において海溝から Aseismic Front までの地震多発地帯では 8.0~8.2 km/sec、陸地部では海側より低い 7.5~7.7 km/sec の P_n 速度を得ている。以上の地震学的データは北海道内陸部の上部マントルが部分溶融状態にあることを示しており、前記 2 つの仮定のうち前者の可能性を支持していると思われる。

V. あ と が き

以上の観測結果および議論をまとめると、

- 1) 北海道北部では宗谷海峡による“海峡効果”と思われる比較的大きな ΔZ が観測される。 ΔZ の分布から effective な海峡の境界は実際の海岸線よりやや、内陸よりとなる。
- 2) *N-S* 測線下の上部マントルの平均的電気抵抗率は 10^2 ohm-m のオーダーであり、島弧の海溝側から内陸側にゆくに従い抵抗率はやや、減少してゆく傾向が認められる。しかしながら誤差を考慮すると現段階ではあまり明確なことは云えない。又岩石実験結果および地震学的データを組み合わせると測線下の上部マントルは部分溶融している可能性が強い。

以上であるが、1) の結論に関していえばサハリンのアニバ湾の東側でウィーゼ・パーキンソンベクトルが得られており (VANYAN et al., 1975)、それは宗谷海峡ではなく東側のオホーツク海を向いている。しかしながらそれらの測点はやや、宗谷海峡とは離れており、WAK のすぐ対岸 (アニバ湾の西側の半島) のデータは得られていないようである。宗谷海峡による“海峡効果”を確めるためにはさらに測定が必要であろう。2) の結論に関しては、先にも述べたとおり URK, RAN そして TAB とも数分より短い周期についての観測がないこと、URK では異方性の強い電場を用いていること、さらには電場の測定点が少ないこと等の理由から若干荒い議論となっている。今後この問題点に留意した観測を増やしてゆかねばなるまい。

最後に観測の際大変お世話になった北海道大学農学部附属天塩演習林、同雨竜演習林の職員の方々、および比布町蘭留小学校の先生方に深く感謝します。地磁気観測所女満別支所および電波研究所稚内観測所には記録のコピーその他で大変お世話になりました。記して謝意を表します。計算は北海道大学大型計算機センター FACOM 230-75 (課題番号 1001 F B 0466) によった。

文 献

- BRADLEY, R. S., A. K. JAMIL and D. C. MUNRO, 1964. Electrical conductivity of olivine at high temperatures and pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1669—1678.
- DUBA, A. and I. A. NICHOLLS, 1973. The influence of oxidation state on the electrical conductivity of olivine. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **18**, 59—64.
- DUBA, A., H. C. HEARD and R. N. SCHOCK, 1974. Electrical conductivity of olivine at high pressure and under controlled oxygen fugacity. *J. Geophys. Res.*, **79**, 1667—1673.
- EVERETT, J. E. and R. D. HYNDMAN, 1967. Geomagnetic variations and electrical conductivity structure in south-western Australia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **1**, 24—34.
- 近藤 忠・塚本 徹, 1973. 離島および半島における地磁気短周期異常について。シンポジウム「日本におけるCA研究」講演集, 63—83.
- 久保木忠夫, 1972. 日本における地磁気変化ベクトルの異常について(第4報)——日本北部の根室・礼文・稚内・豊原の変化ベクトル——。地磁気観測所要報, **14**, 93—105.
- 森 俊夫, 1968. 北海道における地磁気・地電位差の短周期変化について。北海道大学地球物理学研究報告, **20**, 37—49.
- MORI, T., 1975. Conductivity anomalies in the eastern part of Hokkaido, Japan. *Mem. Kakioka Mag. Obs.*, **16**, 79—93.
- 森谷武男, 1972. 日高山脈地震(1970年1月21日)の余震活動。地震2, **24**, 287—297.
- NISHIDA, Y., 1976. Conductivity anomalies in the southern-half of Hokkaido, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **28**.
- 西田泰典, 1977. 北海道石狩低地帯周辺の地下電気伝導度異常。北海道大学地球物理学研究報告, **36**.
- 大島章一・森 俊夫, 1974. 水路部磁気点でのプロトン磁力計連続観測結果について。測地学会誌, **20**, 70—76.
- 大和田真一, 1972. 地磁気地電流法による女満別の地下電気伝導度について。地磁気観測所要報, **14**, 77—85.
- PARKINSON, W. D., 1959. Direction of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **2**, 1—14.
- RIKITAKE, T. and I. YOKOYAMA, 1955. The anomalous behaviour of geomagnetic variations of short period in Japan and its relation to the subterranean structures. The 6th report. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 297—331.
- 鈴木貞臣, 1976. 自然地震の走時から推定される北日本の上部マントル速度の地域性(P波)。地震2, **29**, 99—116.
- SWIFT, C. M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. PhD Thesis, M. I. T..
- 宇津徳治, 1971. 日本列島下の上部マントルの異常構造について。北海道大学地球物理学研究報告, **25**, 99—127.
- VANYAN, L. L., V. V. BORETS, A. M. LYAPISHEV, B. YE. MARDERFELD and A. V. RODIONOV, 1975. Deep electromagnetic investigations in the Soviet Far East. *Modern Geology*, **5**, 65—73.
- 山下 済・横山 泉, 1975. 北海道南西部における地磁気短周期変化。北海道大学地球物理学研究報告, **34**, 15—44.
- YAMASHITA, H. and I. YOKOYAMA, 1976. Interpretation of the "Northeastern Japan Anomaly" in electrical conductivity of the upper mantle. *J. Geomag. Geoelectr.*, **28**, 329—332.