

## 日本海溝から沈み込む海洋地殻の深さの推定

大島 章一\*

### DEPTH ESTIMATION OF OCEANIC LITHOSPHERE SUBDUCTING UNDER THE JAPAN TRENCH

Shoichi Oshima\*

#### Abstract

Depth and dipping angle of the surface of subducting Pacific Plate have already shown as a double-planed deep seismic zone by Takagi et al. (1977). The double planed structure of the zone is clearly observed for the depth deeper than about 50 Km, whereas the hypocenter distribution for the shallower part is showing scattered pattern. Meanwhile, the multi-channel seismic reflection profiles around the axis of the Japan Trench (Nasu et al. 1979) are showing the surface of the igneous ocean crust subducting under the landward slope of the Japan Trench. The records are showing reflective sequences of the igneous bed dipping landward down to about 13 Km deep, of which deeper parts are obscured. These two results are providing clear picture of the surface of the subducting oceanic plate for the part shallower than 13 Km and deeper than 50 Km.

Geomagnetic survey results around the Japan Trench, which is showing landward attenuation of Japanese Lineations, are used to estimate the depth and dipping angle of the oceanic layer, with a filtering method.

The depth estimation with the geomagnetic data identified the surface of the magnetized oceanic layer from the trench axis to a depth of about 35 Km. Dipping angle of the magnetized layer is estimated as  $14^\circ$  at 35 Km deep, which seems to be extended toward the layer slightly below the upper seismic plane of the double-planed deep seismic zone.

#### 1. はじめに

日本海溝の海溝軸は襟裳岬南東の襟裳海山付近から、犬吠崎東方沖の第1鹿島海山付近まで、ほぼ南北に走っており、南部ではやや西向きにゆるやかに弧を描いている。最深部の水深は、1983年に測量船「拓洋」で確認したところ、8,020mであった。第1図に日本海溝最深部の海底地形を示す。位置は日本海溝の南端部である。

図に示されているように、海溝軸にさらに裂開を示すような局所的な深みである海淵が存在し、最深部を形成している。海淵は堆積物で埋められており、長軸の方向は海溝軸とほぼ平行する。多分この付近の地殻に働く張力に直交する方向を示しているであろう。

---

Received 15 December 1986

\* 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

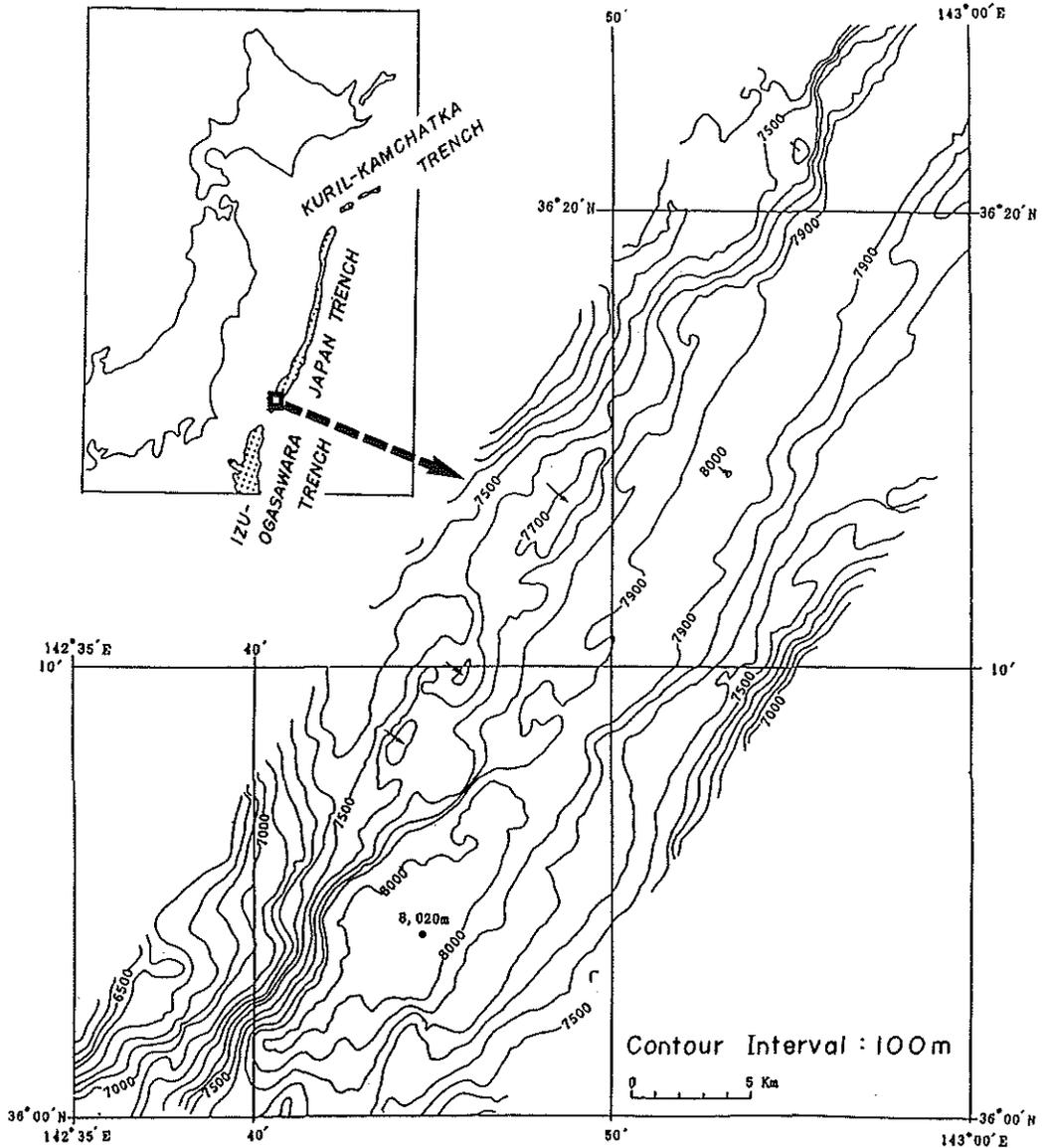


Figure 1. Topography of the deepest part of the Japan Trench. A narrow multi-beam echo sounder (Sea Beam) is used in the survey.

東北日本弧はこの日本海溝と、それに平行な島弧よりなる、きわめて発達の良い島弧-海溝系である。東北日本弧の太平洋側の海底を東から西に見ていくと、太平洋プレート西縁の地溝・地壘構造を示す海溝周縁隆起帯、大洋側海溝斜面、海溝軸、陸側海溝斜面、断層や褶曲構造に富む大陸斜面からよく発達した大陸棚を経て陸域に至る (Iwabuchi・1980)。

沈み込む太平洋プレートの様子について、それを最も明瞭に示す研究成果として東北大学の精密地震観測網の成果 (Takagi et al.・1977, Hasegawa et al.・1978<sup>a</sup>, 1978<sup>b</sup>) の結果をあげることができる。それらの結果によれば、日本海溝から日本列島下にもぐり込む太平洋プレートは、二重深発地震面を伴って深さ約

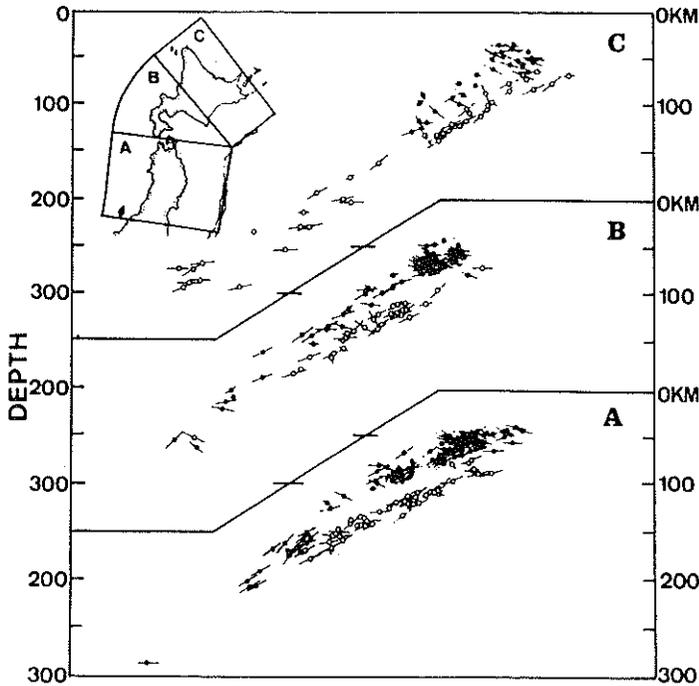


Figure 2. Double-planed deep seismic zone (After Umino et al. 1984).

250kmまで認められている。2重深発地震面の上面には down-dip compression, 下面には down-dip extension の地震が見られる。最近の研究成果によれば、この2重深発地震面は千島弧まで、両弧の会合部を経て、連続して追跡されている(海野, 長谷川, 高木他・1984)。また、60km以浅では低角逆断層型の地震が卓越しているとされている。第2図に海野他による東北日本弧の2重深発地震面と発振機構を示す。図中の黒丸と直線の組合わせは down-dip compression の地震とそのP軸を白丸と点線の組合わせは down-dip extension の地震とそのT軸を示している。

東北日本弧の地球物理学的諸データについては吉井(1977)により概括されている。すなわち、日本海溝における負の重力異常、三陸海岸(東経140度30分)付近のアサイスミック・フロントの存在(前記の Takagi et al.・1977, Hasegawa et al.・1978<sup>a</sup>, 1978<sup>b</sup> 等における低角逆断層地震の西縁)、島弧ほぼ中央の火山フロント、そして縁海(日本海)の高熱流量など、従来の多数の調査研究の成果を集約した第3図のとおりである。

グローマーチャレンジャー号による三陸沖の深海掘削では、大陸斜面下で白亜紀末期の珪質泥岩上に、長いハイアタスを挟んでデイサイト(23Ma)、流紋岩などの火山岩巨礫、その上に浅海性貝化石を含む石灰質塊状砂岩が乗っていることがわかった(Arthur et al.・1980, 藤岡他・1983, von Heune et al.・1982)。

日本海溝から東北日本東岸にかけてのマルチチャンネル音波探査結果には、日本海溝から西へもぐり込む海洋地殻第2層が、深さ約13kmあたりまで、約5度の傾きで明瞭に記録されている(Nasu et al.・1979)。その記録の一部を第4図に示す。

Murauchi and Ludwig(1980)は、日本海溝付近の屈折法音波探査結果をまとめて、速度構造を明らかにした(第5図)。それによると、太平洋プレートの地殻第3層(6.6km層)は、海溝軸の西約110km付近で、深さ約21kmまで沈み込んでいる。彼らはまた、海溝陸側斜面下部に見られるプレート付加体がきわめて少な

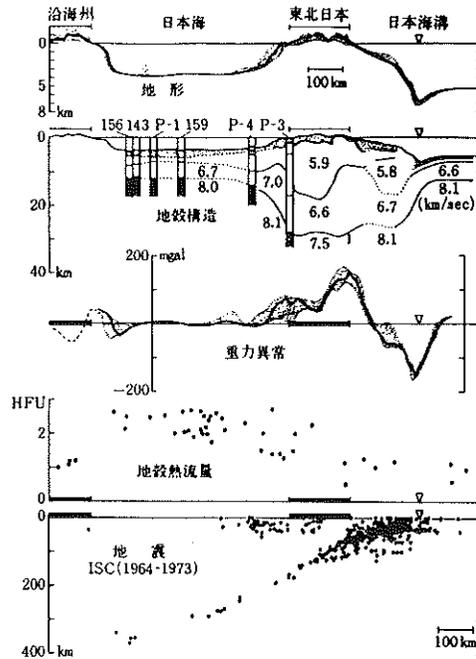


Figure 3. Geophysical cross-section of Northeast Japan (after Yoshii 1977).

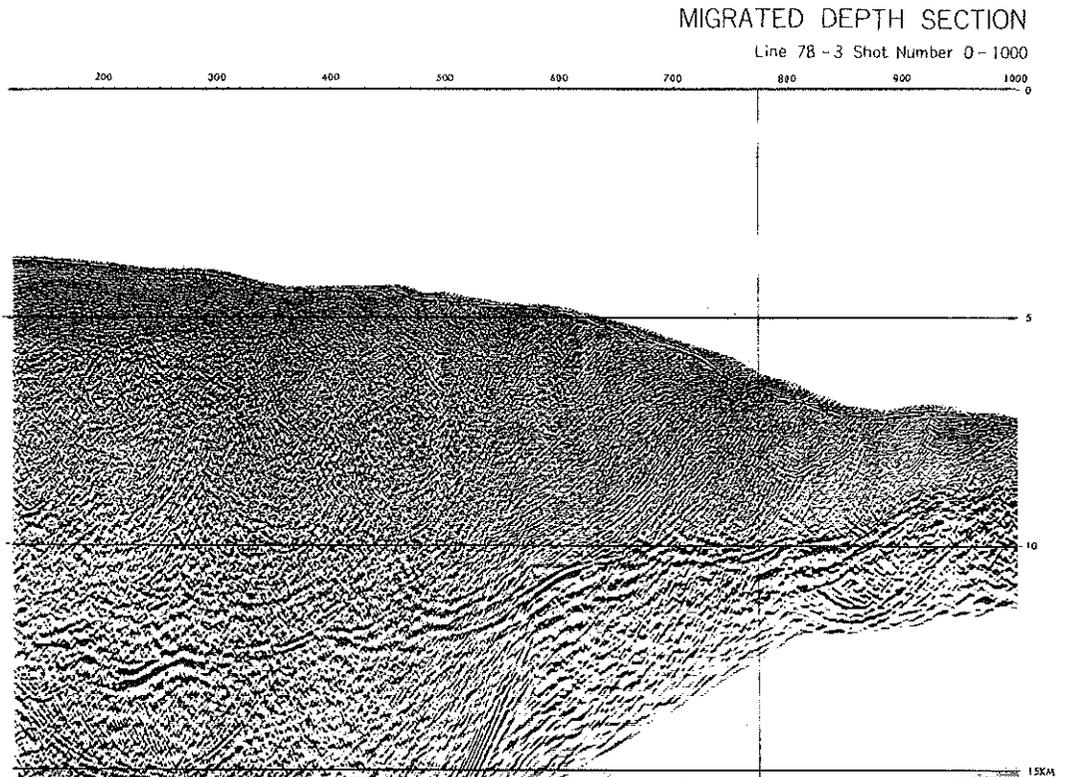


Figure 4. Multi-channel seismic reflection data across the Japan Trench along Line 78-3 by Ocean Research Institute, University of Tokyo. The survey line is running E-W direction at about  $40^{\circ}28'N$  latitude (after Nasu et al. 1979).

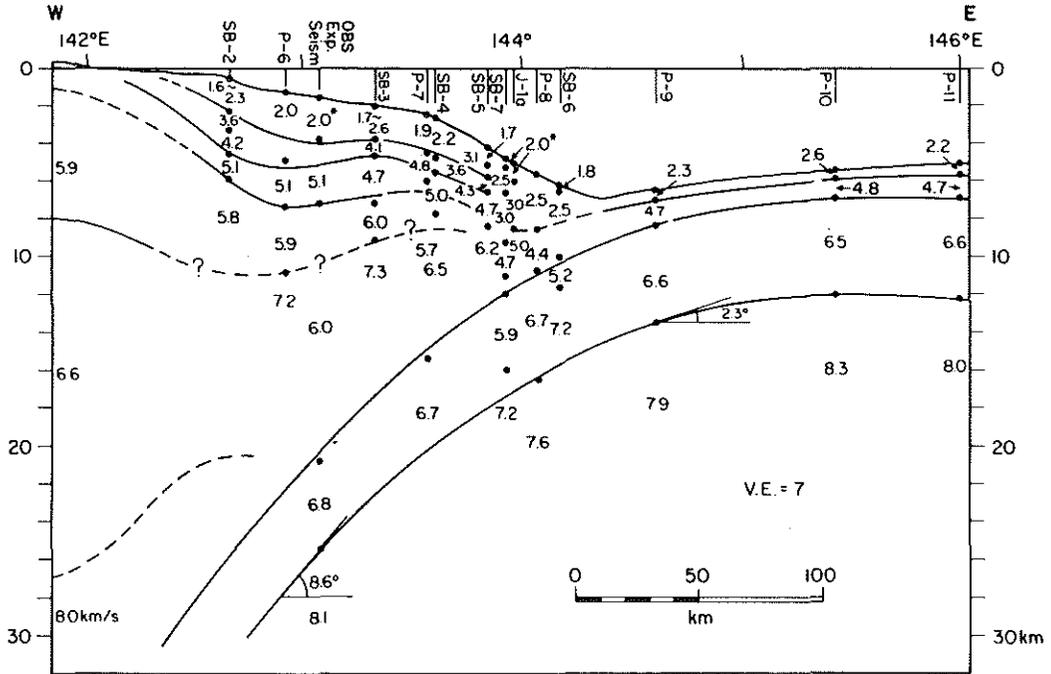


Figure 5. Composite velocity structure section of the Japan Trench along lat. 39°35'N (after Murauchi and Ludwig 1980).

い事を見出し、その理由として沈み込む海洋地殻と陸側の海溝斜面の間に挟み込まれる堆積物が沈み込む過程で脱水し、スリップ面は水を供給されて滑かになり、結果として陸側海溝斜面下部でテクトニックエロージョンが起きているためと考えている。

## 2. 沈み込む海洋地殻の深さの推定

太平洋プレートの縞状地磁気異常は、日本海溝から西へ、振巾を減衰させながら約100km程続いている。その様子を第6図に示す。この図は、地磁気全磁力異常の正負を、高低に変えて表現したものである。この減衰の様子から、縞状地磁気異常を及ぼしている海洋地殻第2層（玄武岩層）の深さを推定する。

### 2-1 予察的計算

日本海溝付近の地磁気縞状異常は、東北東-西南西向きで、ほぼ南北向きの海溝軸と斜交している。海洋地殻は海溝軸からはほぼ真西へ沈み込んでいると考え、その場合単純なプリズムモデルではどの程度近似できるか調べた。

Battacharyya (1964) によれば、第7図の座標系で、P (x,y,z) 点における磁化したプリズム ( $d\alpha, d\beta, d\gamma$ ) の及ぼす磁場dFは、

$$dF = J \cdot \frac{\partial^2}{\partial s \partial t} (1/r) d\alpha \cdot d\beta \cdot d\gamma \quad (1.1)$$

$$r^2 = (x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-\gamma)^2 \quad (1.2)$$

ここでJは磁化の強さ、 $\partial s$ は磁化方向、 $\partial t$ は周辺磁場方向の要素である。この式から出発し、長さ無限大上面の深さhの柱状磁化物体の及ぼす磁場Fは、 $z=0$ の場合

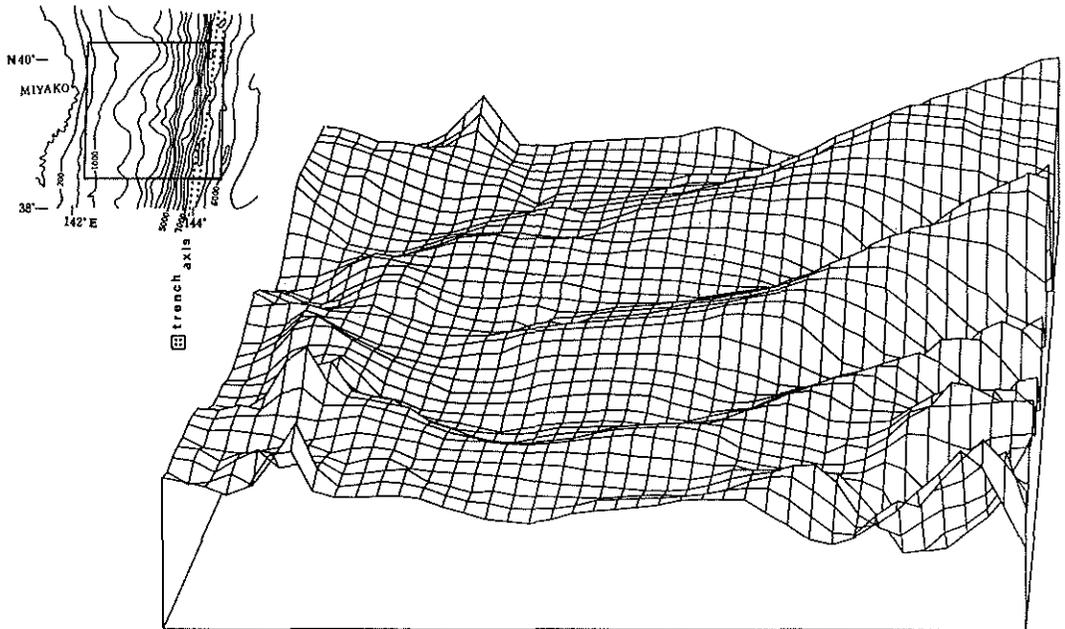


Figure 6. Western most part of the geomagnetic lineated pattern of the Japanese lines.  
 Geomagnetic anomaly is expressed by graphycal feature. The top left is showing the area of geomagnetic data with topography. The Japanese lineations are crossing the Japan Trench, gradually lose its amplitude toward west, and are no longer seen at about 100 Km west of the trench axis.

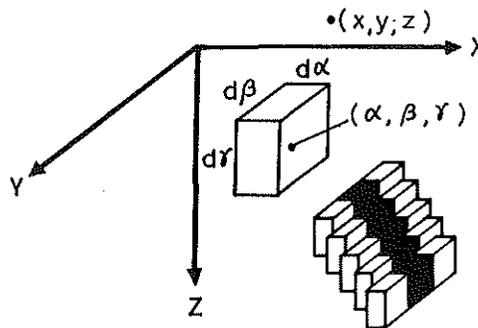


Figure 7. Prism-shaped magnetization for the Japanese lineations and coordinate system.  
 Normal and reverse alternate magnetization for the inclined columns of prisms are assumed. Lateral shift across each column is supposed to fit the survey result.

$$F(x,y,\alpha,h) = J \left[ [\alpha_{23}A/2 + \alpha_{13}B/2 - \alpha_{12}C - lLD - mME + NnG]_{\alpha l}^{\beta u} \right]_{\beta l}^{\beta u} \quad (1.3)$$

ただし

$l,m,n$ ; 周囲磁場の方向余弦

$L,M,N$ ; 磁化の方向余弦

$$\alpha_{12} = L_m + M_l$$

$$\alpha_{13} = L_n + N_l$$

$$\alpha_{23} = M_n + N_m$$

$$\begin{aligned}
 A &= \log(r_0 - \alpha_1) (r_0 + \alpha_1) \\
 B &= \log(r_0 - \beta_1) (r_0 + \beta_1) \\
 C &= \log(r_0 + h) \\
 D &= \tan^{-1} \{ \alpha_1 \beta_1 / (\alpha_1^2 + r_0 h + h^2) \} \\
 E &= \tan^{-1} \{ \alpha_1 \beta_1 / (r_0^2 + r_0 h - \alpha_1^2) \} \\
 G &= \tan^{-1} (\alpha_1 \beta_1 / r_0 h) \\
 \alpha_1 &= \alpha - x \\
 \beta_1 &= \beta - y \\
 r_0^2 &= \alpha_1^2 + \beta_1^2 + h^2
 \end{aligned}$$

$\alpha_0, \beta_0, \alpha_1, \beta_1$ ; ;  $\alpha_1$  と  $\beta_1$  の上限と下限

よって上面と下面の深さ  $h, h'$  のプリズムが  $(x, y, o)$  点に及ぼす磁場  $\Delta F$  は,

$$\Delta F = F(x, y, o, h) - F(x, y, o, h') \quad (1.4)$$

日本海溝付近では、地磁気偏角  $7^\circ W$ 、伏角  $52^\circ$  (水路部日本近海地磁気図) である。

Uyeda and Richards (1966) の結果によれば、日本付近の太平洋プレート上の海山の磁化の伏角は次のとおりである。

拓洋第 1 海山	( $41^\circ 16' N$ , $145^\circ 58' E$ )	$2^\circ 21'$
襟裳海山	( $40^\circ 55' N$ , $144^\circ 54' E$ )	$22^\circ 14'$
凌風第 2 海山	( $40^\circ 38' N$ , $146^\circ 51' E$ )	$-3^\circ 38'$
凌風海山	( $38^\circ 00' N$ , $145^\circ 58' E$ )	$2^\circ 48'$

また、彼等は海山の磁化は山頂部で弱く、基部で強いらしいと報告している。Harrison (1971) は多数の海山の磁化について、その山頂部は磁化を失っている事を示した。Ueda (1985) は房総沖の日本海溝軸部の第 1 鹿島海山の磁化を推定し、海山の山頂部が非磁性である場合や、海山の基底が堆積層下部に延びている場合等各種の仮定の下に計算した結果、磁化の伏角は  $15-44$  度程度であることを示した。Ueda はまた、第 1 鹿島海山の北東に隣接する香取海山の磁化の伏角も算出し、 $30$  度前後の値を得ている。

このように、日本海溝付近の太平洋プレートの磁化の伏角の推定値として、 $-3$  度  $38$  分から  $44$  度までの値が見られる。ここでは予察的計算の例として、磁化の伏角が  $30$  度の場合の計算例を示す。なお、考えるモデルが東北東-西南西に細長い 2 次元の構造であるので、磁化の水平成分はこれと直交する  $25^\circ W$  の方向のみとする。

モデルとして、第 7 図ですでに示したように、階段状で、かつ一段ずつ横ずれしていく厚さ  $5 \text{ km}$  のプリズムを考えた。海洋地殻の厚さについては、Vine and Wilson (1965) が  $1-2 \text{ km}$  前後と発表した後も多くの研究例が見られる。Huestis and Parker (1977) は深層曳航式磁力計による磁気測量結果や、深海掘削 (DSDP) で得られた海底玄武岩の磁化の強さ等から、海洋地殻の帯磁層の厚さは薄くて  $450-1,000 \text{ m}$ 、厚ければ  $3,000-6,000 \text{ m}$  であることの結果を報告している。ここでは屈折法音波探査の結果 (Murauchi and Ludwig, 1980) で、日本海溝付近の海洋地殻第 2、3 層の厚さが  $5 \text{ km}$  強であるので、帯磁層の厚さも  $5 \text{ km}$  として計算を進める。帯磁層の深さの推定においては、帯磁層の厚さの違いは深さにはほとんど影響を与えない。

以上の仮定の下に、横ずれ階段状のプリズムモデルの計算を試行錯誤的により返し、かなり測量結果をよく近似できる第 8 図のモデルを得た。図では合計 4 列の正 (Normal) 及び負 (Reverse) の磁化分布と、それによる地磁気異常分布の計算結果が測量結果と共に示されている。なおモデルの磁化の強さは  $2.2 \text{ A/m}$

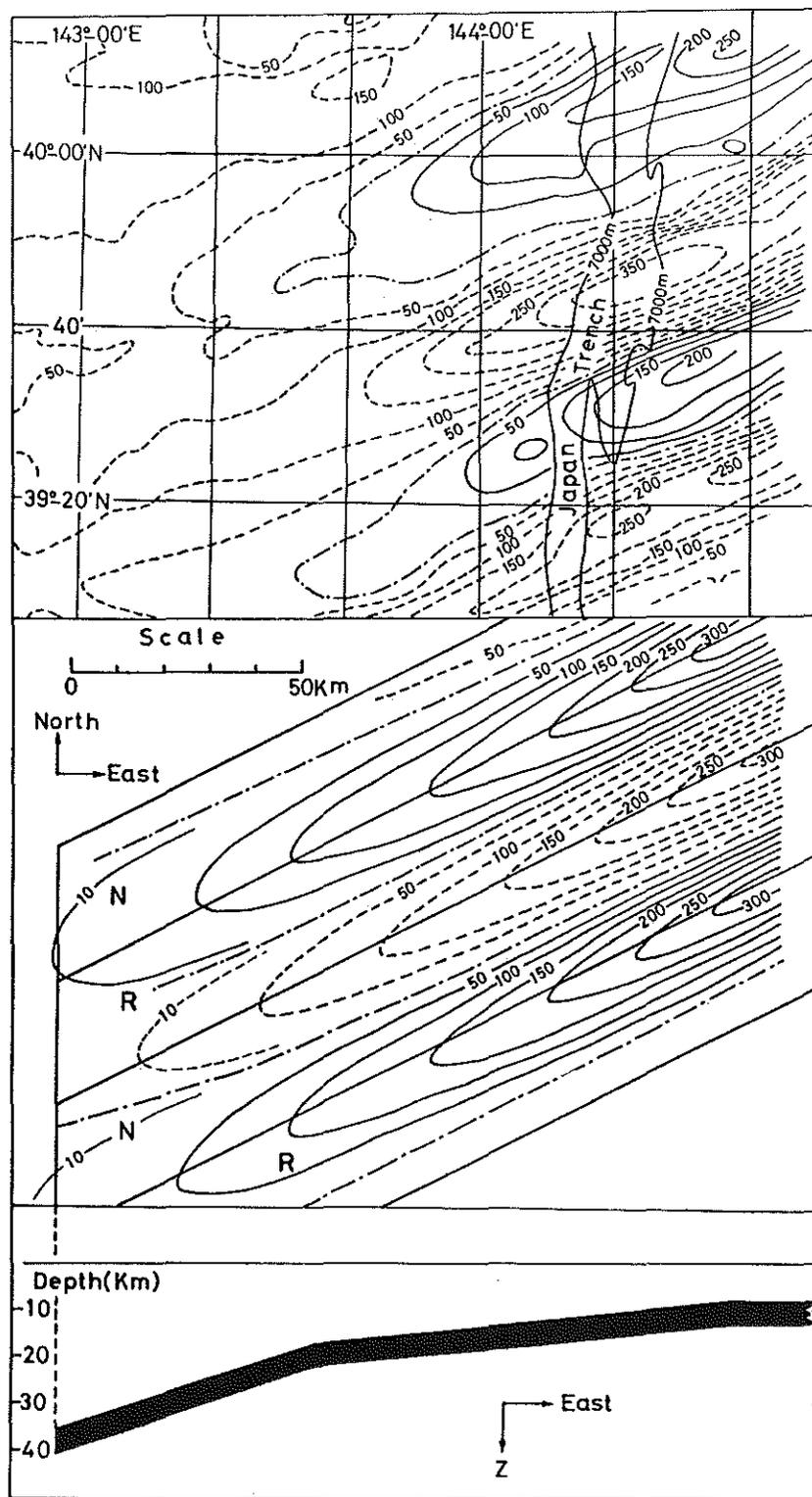


Figure 8. Geomagnetic total intensity anomaly distribution around Japan Trench (top), calculated anomaly of the prism model (middle), and a vertical cross-section of the magnetized prism model (bottom).

帯磁層の傾斜は深さ17km以浅で5度、17km以深で20度くらいである。

## 2-2 フーリエ変換とフィルター操作による深さの推定

### (a) フィルター操作の概要

前項の予察的な計算に見られるとおり、三陸沖の日本海溝付近の海洋地殻の磁化分布は、2次元的な分布で近似できる。Schouten and McCamy (1972) によれば、磁化分布が2次元的であれば、磁化の分布と地磁気異常分布の関係を線型フィルターを用いて表わすことができる。また、地磁気異常分布の upward continuation 及び downward continuation 等も線型フィルター操作により行う事が可能である。

第9図は Schouten and McCamy の論文に記載されている説明図である。いずれも最下段から、時系列データ、その上段へデータのフーリエ変換、フィルター、フーリエ変換とフィルターの積、及びそのフーリエ逆変換すなわち求める時系列データ（最上段）の順に並んでいる。左上の図 a は、磁化の分布から地磁気異常を求めている。右上 b 図は、最下段の地磁気異常が磁化の偏角及び伏角を変えると、最上段のような波形となる事を示している。左下 c 図はその逆で、任意の方向に磁化した帯磁層の地磁気異常の分布（最下段）から出発して磁化分布（最上段）を算出した結果を示している。以下に、この Schouten and McCamy の方法により、日本海溝から陸側に沈み込む太平洋プレートの帯磁層の深さを推定する。

深さの推定に使用するデータとその位置を、第10図に示す。図は三陸沖日本海溝付近の地磁気縞状異常、それに直交する測地線（図上で直線に見える  $L_1 \sim L_8$ ）、日本海溝の海溝軸（水深7,000mの等深線）を示している。使用するデータは、この  $L_1 \sim L_8$  の8本の測地線上の、等間隔な点における地磁気異常値である。測地線の計算に使用した準楕円体は、Bessel の楕円体 ( $a=6377397.155\text{ m}$ ,  $b=6356078.963\text{ m}$ ) である。実際には、縮尺20万分の1の地磁気異常分布図に測地線を描き、測地線が地磁気異常分布の等値線と交わる点の経緯度を求め、それらを用いて測地線上の等間隔の各点における地磁気異常値を内挿により求めた。

次に深さの推定を以下の順で行う。

- (i) 測地線  $L_1$  の地磁気異常分布から、磁化の分布を推定する。
- (ii)  $L_1 \sim L_8$  の各測地線上の地磁気異常分布を順次比較し、順次帯磁層の深さを求めていく。
- (iii)  $L_1$  で求めた磁化分布を、(ii) で求めた深さに沈め、その場合の地磁気異常分布（理論値）と実測値を比較する。

まず測地線上の等間隔地磁気異常データについて考える。測地線の一端を原点として、第  $j$  番目の点までの距離を  $x_j$ 、地磁気異常を  $m(x_j)$ 、また  $m(x_j)$  の有限フーリエ変換を  $M(S_k)$  とすると ( $S_k$  は波数)

$$M(S_k) = \sum_{j=0}^{N-1} m(x_j) \exp(-2\pi i k j / N) \quad (2.1)$$

$$m(x_j) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} M(S_k) \exp(2\pi i k j / N) \quad (2.2)$$

測地線の長さを  $l$  とすると、

$$x_j = l j / N, \quad j = 0, 1, \dots, N-1 \quad (2.3)$$

$$S_k = k / l \quad (2.4)$$

ここで、 $M(S_k)$  は、磁化の分布のフーリエ変換  $J(S_k)$ 、深さの関数であるアースフィルター  $F(S_k)$  及び磁場の伏角の関数であるフェイスフィルター  $\Phi(S_k)$  の積として表わす事ができて、

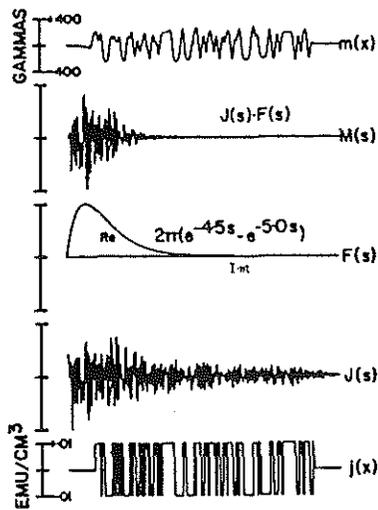


Fig. a.

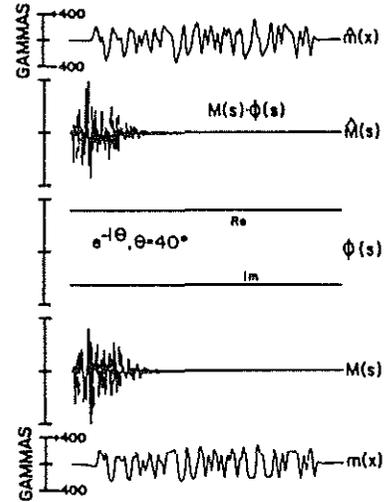


Fig. b.

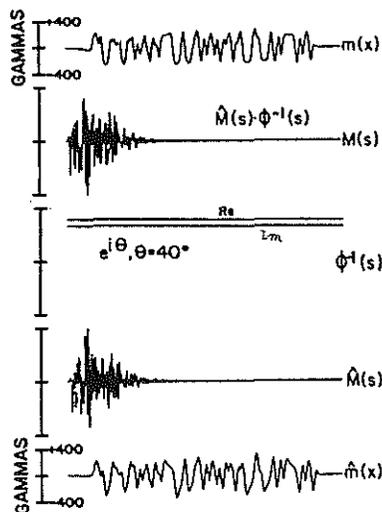


Fig. c.

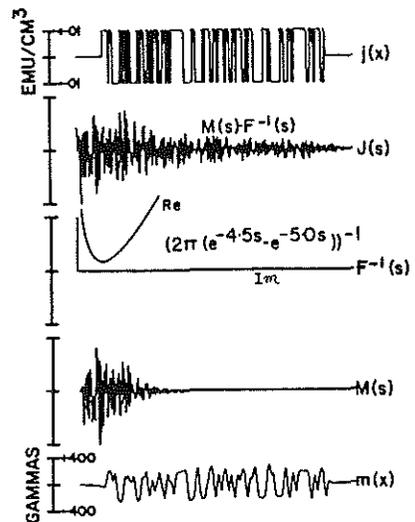


Fig. d.

Figure 9. The filtering operations: a function to be filtered (at the bottom of a, b, c, and d) is Fourier transformed; its transform (next above) is multiplied by the filter transform (next above) to form the transform of the filtered function (next above) which is inverse Fourier transformed to give the filtered function (top). The functions of  $x$  consist of  $N$  real data points from  $x = 1$  to  $x = 512$  (Km); the functions of  $s$  consist of  $N/2$  complex data points from  $s = 0$  to  $s = 2\pi \cdot [(N/2 - 1)/N]$  ( $\text{Km}^{-1}$ );  $N = 512$ . (a) Applying an earth filter  $F(s)$  to a magnetization distribution  $j(x)$  to yield a theoretical anomaly  $m(x)$ . The magnetization distribution here and in other examples is a simplified version of the reversal history between anomalies 5 and 7. (b) Applying a phase filter  $\phi(s)$  to the theoretical anomaly  $m(x)$  to yield a skewed anomaly  $m(x)$ . (c) Applying an inverse phase filter to remove the effect of nonvertical magnetic vectors from the skewed anomaly. (d) Applying an inverse earth filter to the theoretical magnetic anomaly to resolve the magnetization distribution that is its source (after Shouten and McCamy 1972).

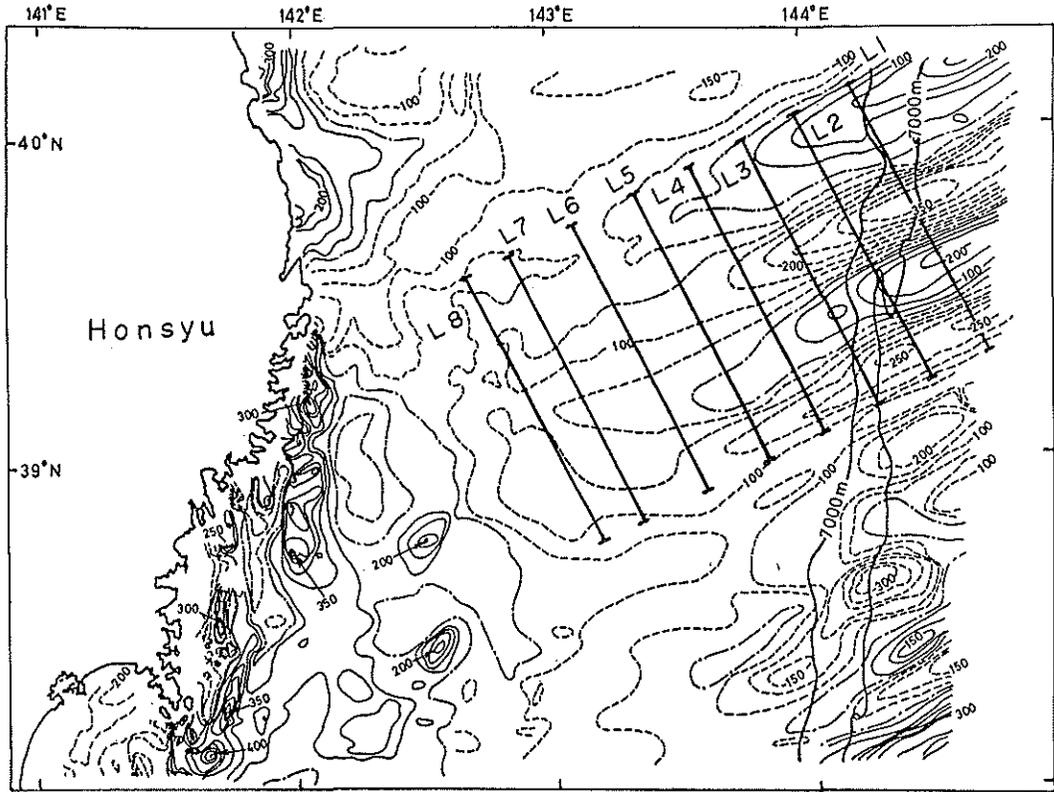


Figure 10. Geomagnetic total intensity anomaly distribution and location of lines (L<sub>1</sub> ~ L<sub>8</sub>) for the depth estimation. Axis of the trench is shown by 7,000 meter isobath.

$$M(Sk) = J(Sk) \cdot F(Sk) \cdot \Phi(Sk) \quad (2.5)$$

ここでアースフィルター $F(Sk)$  は、帯磁層の上面、下面の深さを $a$ 、 $b$ とすると、

$$F(Sk) = 2\pi \{ \exp(-2\pi a Sk) - \exp(-2\pi b Sk) \} \quad (2.6)$$

次にフェイズフィルター $\Phi(Sk)$  については、周囲磁場の伏角を $I$ 、磁化の伏角を $I_r$ 、考えている測地線を含む鉛直面に周囲磁場ベクトル及び磁化ベクトルを投影した場合の各々の伏角を $I'$ 、 $I'_r$ とすると、

$$\Phi(Sk) = c \cdot \exp(i\nu) \quad (2.7)$$

ただし

$$c = (\sin I \cdot \sin I_r) / (\sin I' \cdot \sin I'_r), \quad \nu = I' + I'_r - \pi \quad (2.8)$$

以上がSchouten and McCamy (1972) の方法の概要である。

つぎに、2本の測線上の地磁気異常のデータを比較して、帯磁層の深さの差を求める事を考える。それぞれの測線上のデータに、添字1及び2を付して(2.6)式を書き直すと、

$$\begin{aligned} F_1(Sk) &= 2\pi \{ \exp(-2\pi a_1 Sk) - \exp(-2\pi b_1 Sk) \} \\ F_2(Sk) &= 2\pi \{ \exp(-2\pi a_2 Sk) - \exp(-2\pi b_2 Sk) \} \end{aligned} \quad (2.9)$$

ここで $a_1$ 、 $b_1$ は第1の測線下の帯磁層上面、下面の深さ、 $a_2$ 、 $b_2$ は第2の測線下の同様の値である。

上記の(2.1) ~ (2.5)式及び(2.7)、(2.8)式についても同様に添字1、2を付して第1測線と第2測

線における値を表わすものとする、磁化分布が乱されずに一定なら、

$$J_1(Sk) = J_2(Sk) \quad (2.10)$$

ところで、第2測線では帯磁層は第1測線よりdだけ深いとすると、

$$a_2 = a_1 + d$$

$$b_2 = b_1 + d$$

よって (2.9) 式から、

$$d = -\ln |F_2(Sk)/F_1(Sk)| / 2\pi Sk \quad (2.11)$$

(lnは自然対数)

(2.5) 式と (2.10) 式により

$$F_2(Sk)/F_1(Sk) = \{M_2(Sk)/M_1(Sk)\} \cdot \{\Phi_1(Sk)/\Phi_2(Sk)\} \quad (2.12)$$

したがって、周囲磁場及び磁化の偏角伏角及び地磁気異常分布が与えられれば、(2.11)、(2.12) 式により帯磁層の深さの増分dを算出することができる。

#### (b) 座標変換

三陸沖日本海溝付近では、海溝軸はほぼ南北なので沈み込む太平洋プレートはほぼ真西に傾いていると考えられる。しかし地磁気縞状異常はN65°E方向であり、地磁気異常の断面を考えるL<sub>1</sub>~L<sub>8</sub>はN25°W方向である。従って西に傾く海洋プレート上のL<sub>1</sub>~L<sub>8</sub>では、その北端部の方が南端部より深く沈み込んでおり、海面を基準として深さの推定を行う事は適当でない。

そこで第11図に示すように、帯磁層と平行な方向にY'軸、それと直角下向きにZ'軸をとり、X及びX'軸を北向きにとって(X=X')、帯磁層の考えている部分に平行なXY'面上に地磁気異常分布のデータを移して帯磁層の深さを推定する。

第12図に座標変換の詳細を示す。Spは海面、Mpは帯磁層と平行な面、AはMp上の直線、BはSp上の直線である。

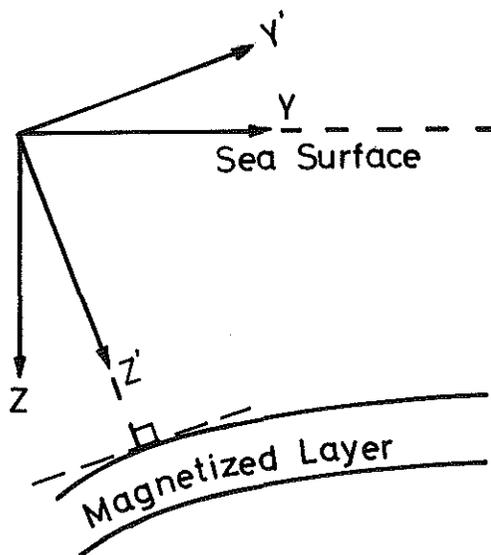


Figure 11. Rotation of the coordinate system along X axis. Y' axis is locally parallel with the surface of the magnetized layer.

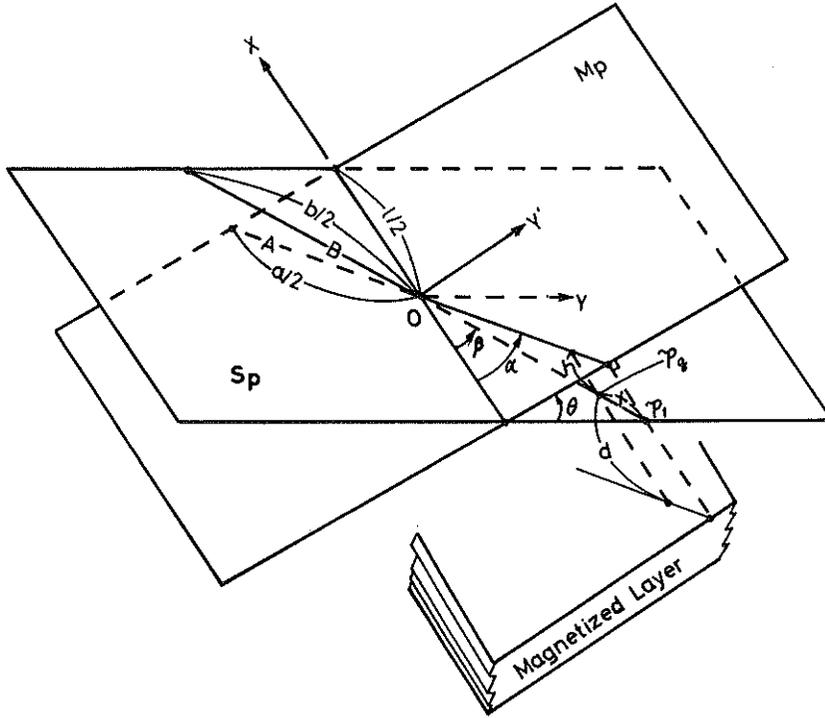


Figure 12. Coordinate system and symbols for the depth estimation.

すでに海面Sp上の測地線上の等間隔データを得ているので、これを直線B上のデータと見なすことにする。また、測線長は約100kmであるので以後すべて平面座標で考える。第12図のとおり、直線Aの長さをa、直線Bの長さをb、SpとMpの交わる線の長さをlとする。またSpとMpのなす角を $\theta$ 、X軸とAのはさむ角を $\alpha$ 、X軸とBのはさむ角を $\beta$ とする。原点OはAとBの交点とする。

B上の点を  $p_1, p_2, \dots, p_q, \dots, p_i$  とし、これらの面Mpに垂直に下ろしたA上の点を、それぞれ  $q_1, q_2, \dots, q_q, \dots, q_i$  とする。  $p_1$  から  $p_q$  までの長さを  $x'$ 、  $p_q$  から面Mpまでの距離を  $h$ 、  $p_q$  から帯磁層上面までの距離を  $d$  とする。原点Oにおける帯磁層上面までの垂直距離を  $dm$  とすると、

$$h = (b/2 - x') \sin\beta \cdot \sin\theta \quad (2.13)$$

$$d = dm - h \quad (2.14)$$

また、 $\alpha$ は地磁気縞状異常と直交する方向である。

次に海面Sp上の直線B上のデータを  $h$ だけ upward continuation (又は downward continuation) し、 $q_i$  点の値を得る。すなわち、(2.5) 式で直線Aに関して添字a、直線Bに関して添字bを付して書き直すと、

$$\left. \begin{aligned} Ma(Sk) &= Ja(Sk) \cdot Fa(Sk) \cdot \Phi_a(Sk) \\ Mb(Sk) &= Jb(Sk) \cdot Fb(Sk) \cdot \Phi_b(Sk) \end{aligned} \right\} \quad (2.15)$$

磁化の分布、周囲磁場はAの場合もBの場合も同じなので

$$Ja = Jb$$

$$\Phi_a = \Phi_b$$

また (2.6) 式により

$$Fa(Sk) = Fb(Sk) \cdot \exp(-2\pi h Sk)$$

従って

$$Ma(Sk) = Mb(Sk) \cdot \exp(-2\pi hSk) \quad (2.16)$$

この (2.16) 式と (2.2) 式により直線Aの上の第 $q-1$ 番目の点 $q_0$ における地磁気異常の値を得ることができる。

以上のupward (downward) continuationを $p_1 \sim p_8$ 各点について行い、帯磁層と平行な面 $M_p$ 上の直線Aに沿う地磁気異常分布を得ることができる。

なおフェイズフィルター $\Phi$ については、座標の回転を考慮する必要がある。第12図のXYZ座標で磁場の偏角と伏角をD, Iとすると、X軸に関し $\theta$ だけ反時計まわりに回転したXY'Z'座標系に関する偏角と伏角D'とI'は、

$$\left. \begin{aligned} D' &= \tan^{-1}(\eta/\xi) \\ I' &= \tan^{-1}(\eta/\mu) \end{aligned} \right\} \quad (2.17)$$

ただし

$$\begin{aligned} \xi &= \cos I \cdot \cos D \\ \eta &= \cos I \cdot \sin D \cdot \cos \theta - \sin I \cdot \sin \theta \\ \zeta &= \sin I \cdot \cos \theta + \cos I \cdot \sin D \cdot \sin \theta \\ \mu &= \sqrt{\xi^2 + \eta^2} \end{aligned}$$

なお、磁化の偏角と伏角については、帯磁層の傾きに従って座標を回転するので変換する必要はない。

#### (c) ノイズの除去

さて、 $L_1 \sim L_8$ に沿う地磁気異常データには、考えている海洋地殻の帯磁層以外の帯磁岩体の及ぼす磁場が重複している可能性がある。特に、 $L_6 \sim L_8$ では海洋地殻が深く、縞状地磁気異常の振幅は減衰し、海洋地殻の上位にある厚い陸性の地殻の影響が見られる。云わばSignal (地磁気縞状異常)にNoise (陸性地殻の及ぼす磁場)が重なったInput (地磁気異常値)が記録されている訳である。このような場合、理論的にはWienerの予測フィルターでNoiseを除去する事が可能である (Davenport W.B.Jr and W.L. Root · 1958)。Wienerの理論によれば、Input  $y(t)$ , Signal  $s(t)$ , Noise  $n(t)$ は

$$y(t) = s(t) + n(t) \quad (2.18)$$

と表わすことができ、周波数領域において $s(t)$ と $y(t)$ の相互スペクトルを $S_{sy}(f)$ ,  $y(t)$ の自己スペクトルを $S_y(f)$ とすると、予測フィルター $H(f)$ は、

$$H(f) = S_{sy}(f) / S_y(f) \quad (2.19)$$

ところで測線 $L_1$ において磁化の分布のフーリエ変換 $J(S_r)$ が求められており、測線 $L_i (i=2 \sim 7)$ から $L_{i+1}$ の間での帯磁層の深さの増分は、 $L_{i-1}$ から $L_i$ に至る帯磁層の傾きから推定できる。推定した深さの増分を $de$ , また $L_i$ 及び $L_{i+1}$ における地磁気異常のフーリエ変換を $M_i(Sk)$ 及び $M_{i+1}(Sk)$ とすると、帯磁層の磁化が理想的な2次元の分布であれば、 $M_{i+1}(Sk)$ の推定値 $M_{i+1}^e(Sk)$ は、

$$M_{i+1}^e(Sk) = M_i(Sk) \exp(-2\pi de \cdot Sk) \quad (2.20)$$

つぎに、 $L_{i+1}$ における地磁気異常の測定値の自己スペクトルを $S_y(Sk)$ , 測定値と推定値の相互スペクトルを $S_{sy}(Sk)$ とすると、

$$\left. \begin{aligned} S_y(Sk) &= M_{i+1}(Sk) \cdot M_{i+1}^*(Sk) \\ S_{sy}(Sk) &= M_{i+1}(Sk) \cdot M_{i+1}^e(Sk) \end{aligned} \right\} \quad (2.21)$$

(\*は共役複素数)

と表すことができる。(2.19)式により、予測フィルター $H(S_k)$ は、

$$H(S_k) = M_{i+1}^* (S_k) / M_{i+1} (S_k) \quad (2.22)$$

しかし、予測フィルターは測定値の縞状異常に関する成分の振巾を変化させない事が望ましいので、 $|H(S_k)|$ の最大値 $H_{max}$ を用いて、

$$H_n(S_k) = H(S_k) / H_{max} \quad (2.23)$$

従って、 $L_{i+1}$ におけるNoiseを除去した地磁気異常のフーリエ変換を $M_{i+1}^*(S_k)$ とすると、

$$M_{i+1}^*(S_k) = H_n(S_k) \cdot M_{i+1}(S_k) \quad (2.24)$$

(d) 計算結果

計算に使用した周囲磁場の偏角 $D$ 、伏角 $I$ は、日本近海磁気図(海上保安庁)から、

$$D = 6^\circ 50'$$

$$I = 52^\circ 00'$$

とする。また、帯磁層の厚さは5kmとする(厚さは帯磁層の深さの推定にほとんど影響しない)。磁化の偏角と伏角には、考えている地磁気縞状異常の延長付近に位置する三つの海山(Takuyo-Daiiti SMt., Erimo (Sisoev) SMt., Ryofu-Daini SMt.)の値の平均値

$$D_m = -11^\circ 00'$$

$$I_m = 6^\circ 59'$$

を使った。また、測線( $L_1 \sim L_8$ )の長さは101.3kmである。

計算の結果を第1表及び第13図に示す。なお、これらの結果はマルチチャンネル音波探査記録(Nasu et al. 1979)で、海洋地殻第2層上面が、測線 $L_1$ 付近で深さ8.2kmのところに明瞭に見分けられるので、

Table 1 Depth and descending angle of the magnetized layer of the Pacific Plate.

測線	測線中央の経度	海溝軸からの距離 (西向きに測線中央まで)	帯磁層上面の 深さ	傾斜角
L 1	144°27'	——	8.2 km	——
L 2	144°14'	0 km	9.6 km	5°
L 3	144°01'	18 km	12.8 km	7°
L 4	143°50'	35 km	16.9 km	10°
L 5	143°35'	55 km	20.8 km	10°
L 6	143°21'	76 km	24.5 km	10°
L 7	143°06'	98 km	31.0 km	13°
L 8	142°57'	112 km	34.6 km	14°

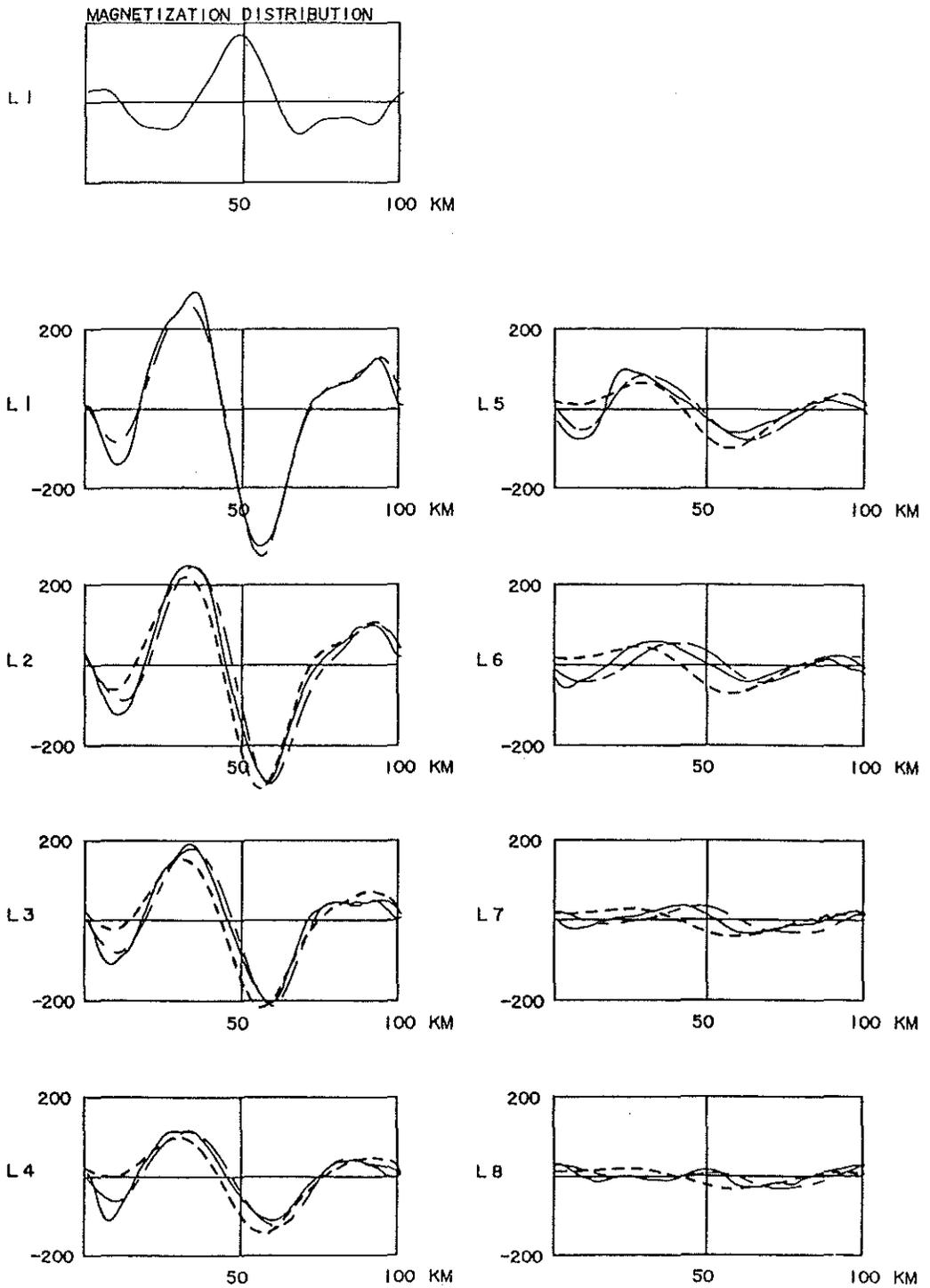


Figure 13. Results of filtering operation. Location of  $L_1 - L_8$  is shown in Figure 10. Solid line is observed geomagnetic total intensity, dash and dot line is up-down continued anomaly on Mp plane (see figure 12) and dashed line is theoretic value calculated with magnetization distribution at  $L_1$  (top left) and estimated depth.

これを初期値として順次深さを求めた。なお帯磁層の深さは、それぞれの測線の間における値である。

得られた第13図で、左最上段は磁化の分布、その他は $L_1 \sim L_8$ における地磁気異常の測量結果（実線）、測量結果を帯磁層と平行な面にupward (downward) continuationで移し、陸性地殻の影響（Noise）を除去した値（一点破線）、及び $L_1$ で求めた磁化分布を各測線で求めた深さまで沈めた場合の理論的な地磁気異常（点線）を示している。

結果は、 $L_2 \sim L_5$ でかなり理論値（点線）と実測値（一点破線）は良く合っているが、 $L_6 \sim L_8$ では両者の位相がかなりずれてしまっている。しかし、振巾についてはよく合っており、求めた帯磁層の深さはおおむね実際の深さの近似値を与えているものと考えられる。

なお、各図の左側（南側）の負異常が、深さを増すに従って理論値での減衰が早く、実測値との差が大きい。この事は多分測線長が短いため、測線の両端近くで磁化の分布が精度良く求められていないためであろう。フーリエ解析を応用する場合は、できるだけ長い測線のデータを取扱って、端の影響を最小限にとどめる事が望ましいが、今回の場合には、海洋地殻の傾く方向と、地磁気縞状異常の方向が25度の角度をなしており、図示した測線長（101km）以上に長くすることができなかった。

次に求めた帯磁層の深さを、東北大学の1977年の微小地震観測結果と共に、第14図に示す。図でTAはTrench Axis, AFはAseismic Front, VFはVolcanic Frontで、TAより東の帯磁層は、マルチチャンネル音波深査の結果（Nasu et al.・1979）により描いた。同図は、これまで明瞭に把握できなかった大陸斜而下の海洋地殻の形状をかなり明瞭に示すものであり、海洋地殻第2、3層すなわち帯磁した層が二重深発地震面の上面付近に向かって沈み込んでいる事を示している。

第15図に海溝軸からAseismic Front付近までの拡大図を示す。この図では沈み込む海洋地殻第2、3層が、二重深発地震面の上面のすぐ下に向かって沈み込んでいるように見える。小原他(1986)によれば、二重深発地震面の上面のすぐ下から下位が、地震波速度の高速度域となっている。これらの事から二重深発地震面の上面そのものは、海洋地殻第3層より上位の層、すなわち海洋地殻第2層ないしその上位の大陸斜面を構成する岩石の存在する領域であると推定されるが、さらに他の観測事実とも総合的に検討し、確認する事が必

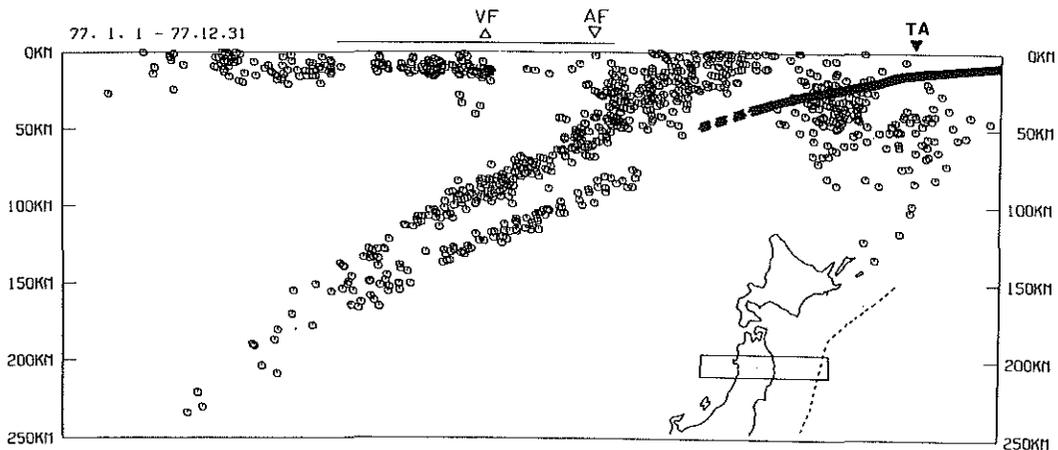


Figure 14. Double-planned deep seismic zone determined by Observation Center for Earthquake Prediction, Tohoku University, and subducting magnetized layer of the Pacific Plate (thick line). TA is trench axis, AF is aseismic front and VF is volcanic front.

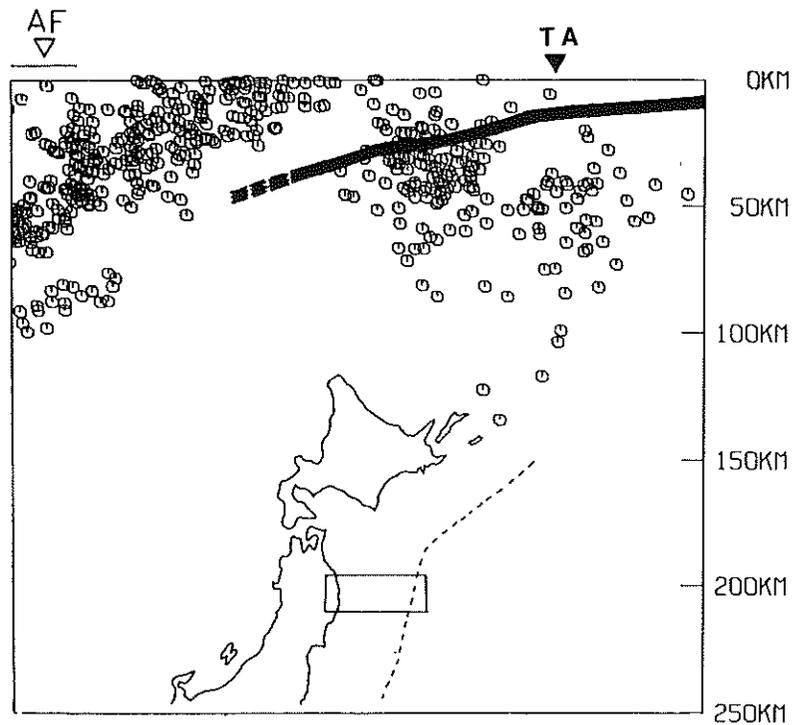


Figure 15. Focal depth distribution determined by Observation Center for Earthquake Prediction, Tohoku University, and subducting magnetized layer of the Pacific Plate (thick line). TA is trench axis, AF is aseismic front.

要であろう。

#### 謝 辞

本論作成にあたり、有益な御助言を下された東北大学高木章雄教授、浜口博之教授、長谷川昭助教授および東京大学友田好文名誉教授に心より感謝いたします。また計算等に御協力頂いた金子康江、太田健次両氏に御礼申し上げます。

#### 参 考 文 献

- Arthur, M.A. et al 1980 : Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 56/57, Part 1  
 Battacharyya, B. K. 1964 : Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization, *Geophysics*, 29, 517-531  
 Davenport W.B.Jr. and W.L.Root 1958 : An introduction to the theory of random signals and noise, McGraw-hill  
 藤岡換太郎・本座栄一・新妻信明・岡田博有 1983 : 太平洋プレートの沈み込みと日本海溝, *科学*, 53, 420-428  
 Hasegawa, A., N.Unino and A.Takagi 1978<sup>a</sup> : Double-planed deep seismic zone and upper-mantle

- structure in the Northeastern Japan Arc, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 54, 281-296
- Hasegawa, A., N. Umino and A. Takagi 1978<sup>b</sup> : Double-planned structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan Arc, *Tectonophysics*, 4, 743-58
- Harrison, C. G. A. 1971 : A seamount with a nonmagnetic top, *Geophysics*, 36, 349-357
- Huestis, S. P. and R. L. Parker 1977 : Bounding the thickness of the oceanic magnetized layer, *J. Geophys. Res.*, 82, 5293-5303
- Iwabuchi, Y. 1980 : Topography of Trenches in the Adjacent Seas of Japan, *Marine Geodesy*, 4, 121-140
- Murauchi, S. and W. J. Ludwig 1980 : Crustal structure of the Japan Trench : The effect of subduction of ocean crust, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 56/57, Part 1, 463-469, Washington (U.S. Government Printing Office)
- Nasu, N. et al. 1979 : Multi-channel reflection data across the Japan Trench, *IPOD-Japan Basic Data Series*, No. 3, Ocean Research Institute, University of Tokyo
- 小原一成・長谷川昭・高木章雄 1986 : 東北日本における地殻・上部マントルの三次元P波及びS波速度構造, *地震*, 39, 201-215
- Schouten H. and K. McCamy 1972 : Filtering Marine Magnetic Anomalies, *J. Geophys. Res.*, 77, 7089-7099
- Takagi, A., A. Hasegawa and N. Umino 1977 : Seismic activity in the North eastern Japan Arc, *J. Phys. Earth*, 25, Suppl., S95-S104
- 海野徳仁・長谷川昭・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷悟・田中和夫・澤田義博 1984 : 地震, 37, 523-538
- Ueda, Y. 1985 : Geomagnetic Study on Seamounts Daiiti-kasima and Katori with special reference to subduction process of Daiiti-kasima, *J. Geomag. Geoelec.*, 37, 601-625
- Uyeda, S. and M. Richards 1966 : Magnetization of four Pacific seamounts near the Japanese Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 179-213
- Vine, F. J. and J. T. Wilson 1965 : Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Islands, *Science*, 150, 485-489
- von Heune, R., M. Langseth, N. Nasu and H. Okada 1982 : A summary of Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan Trench Transect, *Geolog. Soc. Amer. Bull.*, 93, 829-846
- 吉井敏尅 1977 : 東北日本の地殻・マントル構造, *科学*, 47, 170-176