東北日本にみられる深発地震面の 二層構造について

東北大学理学部三陸地殻変動観測所 海 野 徳 仁
東北大学理学部青葉山地震観測所 長 谷 川 昭

(昭和 50 年 1 月 13 日受理)

On the Two-Layered Structure of Deep Seismic Plane in Northeastern Japan Arc

Norihito UMINO

Sanriku Geophysical Observatory, Faculty of Science, Tôhoku University

Akira HASEGAWA

Aobayama Seismological Observatory, Faculty of Science, Tôhoku University

(Received January 13, 1975)

A two-layered structure of deep seismic plane is ascertained in the central part of the Tohoku District ($39^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$), the northeastern part of Honshu, Japan.

This two-layered structure is found for the microearthquakes, the hypocenters of which are determined by the seismological network of Tôhoku University. A similar trend is not seen at all as for the small, moderate and large earthquakes, the hypocenters of which are determined in the same region by JMA. Our redetermination of the hypocenters of these earthquakes by using the same data of JMA, however, makes it clear that the deep seismic plane is distinctly separated into two layers.

The focal mechanism solutions for these two groups of earthquakes are derived from the superposition of the initial motions of P waves, and the opposite sense of focal mechanisms is found with each other for these two groups of earthquakes. The earthquakes that occurred in the upper layer, not only microearthquakes but also larger earthquakes, are characterized by down dip compression, that is, the pressure axis is nearly parallel to the dip of the deep seismic plane. On the other hand, microearthquakes as well as larger earthquakes, which occurred in the lower layer, are characterized by down dip extension, that is, the tension axis is nearly parallel to the dip of the deep seismic plane.

In the neighbouring regions, similar features are seen slightly, but not so distinctly compared with those in $39^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ region.

§1. はじめに

東北地方においては、1969 年 7 月以来東北大学微小地震観測網により微小地震の震源決定が行われ、浅発微小地震のみならず多数の稍深発微小地震の震源が決定されている。その結果、

昭和 49 年 10 月 12 日発表

海溝側から島弧側に傾斜した深発地震面が形成されており、さらにその深発地震面が上下二列に明瞭に分離する事実が明らかになった【東北大学微小地震研究グループ (1974)】.

このような深発地震の分布は、津村 (1973) が関東地方の微小地震の分布を決定した際にも見い出されており、プレートテクトニクスの立場からも非常に重要な事実であると思われる.

地震月報に震源の深さ 50 km 以深と発表されている地震について、微小地震の震源決定と同じ方法により再決定を試みた結果、やはり深発地震面が上下二列に分離することがわかった.

更に、これら上下二列の地震群について、P波初動の押し引き分布を重ね合わせることでより平均的震源機構を求めた結果、これらふたつの地震群のメカニズム解には有意な差が存在することが明らかになった.

Fig. 1. Locations of the observation stations and the epicenters of microearthquakes with focal depths more than 60 km. Open circles denote the observation stations of Tōhoku University. Inserted numerals indicate the numbers of microearthquakes, the epicenters of which were located at each point.

§2. 震源分布

1969 年 12 月より 1972 年 12 月までの期間に東北大学微小地震観測網により震源決定された微小地震のうち、震源の深さが 60 km 以深の地震の震央分布を Fig. 1 に示す。図中の○印は観測点の位置を、数字はその場所に震源が求められた微小地震の個数を示している。

震源決定は AKI (1965) の方法により計算機を用いて行つた。ただし S - P タイムを用いたので AKI (1965) の方法の一部を修正し、HASHIZUME *et al.* (1968) のモデルに合うような P 波速度構造を考え、 V_P/V_S 比を地殻内では 1970 年秋田県南東部地震の余震を使って求められた値 1.73 に [長谷川・他 (1974)], 上部マントル内では AKI (1965) のそれを仮定することにより S 波速度構造を決めた。今回用いた P 波および S 波の速度構造を Fig. 2 に示す。

緯度 1 度毎に区切つた場合の微小地震の震源の東西鉛直断面図を Figs. 3 (a)~(c) に示す。Fig. 1 に示された観測点配置からわかるように、北緯 39 度から 40 度の領域には全観測点のうちその半数以上の観測点が配置されているので、この領域内に震源の求められた微小地震の震源決定精度は高いものと期待できる。Fig. 3 (b) は北緯 39 度から 40 度の領域の東西鉛直断面図であるが、海溝側から島弧側に向つて傾斜した深発地震面が上下二列に明瞭に分離しているのが認められる。上列と下列との間の距離は約 30~40 km である。震源決定時の深さ方向の精度を考慮すれば、これら二列の間の距離は有意な値である。

上列の方が震源の求められた地震の数が多くなつており、特に深さ 60~80 km の地震が多数発生している。それに対して下列は地震の数は、ほぼ一様に分布している。また上列および下列の傾斜角度がやや異なり、下列の方が緩傾斜となつている。そして深さ 150 km を越えると上下二列の分離は明瞭には認められなくなる。震源の深さが 150 km を越える微小地震が数多くは求められていないので、上下二列が 150 km 付近で一致するのかどうかは判らないが、今後観測精度が向上しデータが増えればはつきりすると思われる。

Figs. 3 (a), (c) はそれぞれ北緯 38 度から 39 度、北緯 40 度から 41 度

Fig. 2. Velocity profile for P and S waves. THU was used in this study, and I-M is the velocity model given by ICHIKAWA and MOCHIZUKI (1971), and W-S-M is that given by WADATI *et al.* (1933) for P wave, and S-T is that given by SAGISAKA and TAKEHANA (1935) for S wave.

Fig. 3. Distribution of microearthquakes in the Tohoku District projected on the vertical plane in the E-W direction. (a), (b) and (c) correspond to those in the regions from 38°N to 39°N , 39°N to 40°N and 40°N to 41°N , respectively.

までの領域の微小地震の東西鉛直断面図である。Fig. 1 から判るようにこれらのいずれの領域も観測点密度が低いために、震源決定の精度が北緯 39 度から 40 度までの領域のそれより相対的に悪くなっており、求められた震源の数は少ない。そのためこれらの領域においても深発地震面が上下二列に分離しているのかどうかは良く判らないが、この点に関しても観測点の数が増加し震源決定の精度が向上してデータが増えればはつきりすると思われる。

日本付近の地震の鉛直分布についての研究は従来多数の研究者によりなされている。勝又 (1967) は、1951 年から 1965 年の期間に発生した日本付近の地震について、海溝軸に直交および平行する断面をとり震源の鉛直分布を求めている。ここでは、微小地震の震源分布と、より大きなマグニチュードの地震のそれとを比較するために、最近の気象庁地震月報の資料を基に、より大きな地震の鉛直分布を調べた。1961 年から 1974 年 2 月までの約 13 年間に東北地方に発生した地震のうち、気象庁発表の震源の深さが 50 km より深いものを地震月報より選び、北緯 38 度から 41 度までの範囲で緯度 1 度毎に区切った東西鉛直断面図を作った。Figs. 4 (a)~(c) にそれらの結果を示す。数字はその場所に震源の求め

られた地震の個数である。大陸側に向つて傾斜した深発地震面は各断面図に顕著にあらわれているが、微小地震の震源分布に見られるような上下二列の震源分布はとても見出しにくい。

気象庁で決定された地震の震源の深さは 10 km 毎または 20 km 毎の値であるため、震源分布は Fig. 4 のようにステップ状になる。また気象庁で震源決定に用いている標準走時は、Fig. 2 に示すような WADATI *et al.* (1933), 鷺坂・竹花 (1935) あるいは市川・望月 (1971) の走時表であり、微小地震の震源決定に用いるそれと異なっている。そこでこれらの地震について、同一の速度構造モデルを用いて震源の再決定を行い、微小地震とより大きな地震の震源分布を比較してみた。

震源の再決定に用いたデータは地震月報の *P* および *P-S* 時間をそのまま用い、AKI (1965) の方法により震源決定を行つた。その結果、東北地方の内陸部に発生した地震は再決定しても地震月報の震源要素とほぼ同じ値か、あるいはやや震源が浅く求められた。しかし、太平洋あるいは日本海の深い所に震源の求められている地震に関しては、震源の収束が悪く誤差が大きくなり、震源の求められないものもあつた。これらの地域の地震に関しては、海と陸との速度構造の違いを考慮した震源決定を行つたり、海底地震計等を用いて観測点配置を改善すれば、震源決定の精度を向上させることができるものと思われる。Figs. 4 (a)~(c) の地震の震源を再決定した結果を Figs. 5 (a)~(c) に示す。

Fig. 5 (b) は北緯 39 度から 40 度までの震源分布の東西鉛直断面であるが、微小地震の鉛直分布にみられたのと全く同じ上下二列の震源分布が明瞭に認められる。上列と下列との間の距離は約 30~40 km あり、上列の方が地震の数が多く求められており、また上列と下列の傾斜角度の違いなど、Fig. 3 (b) の微小地震の震源分布に見られた特徴の全てが見い出される。さらに、Fig. 3 (b) と Fig. 5 (b) とを重ねてみると、上列および下列の地震群の位置は各々よく一致することがわかる。北緯 39 度から 40 度までの地域において、東北大学微小地震観測網と気象庁観測網のそれぞれ別個のデータより得られた、マグニチュードの異なる地震群に同じような特徴が見い出された事は、今回の結果が信頼度の高いものであることを示唆している。

Figs. 5 (a), (c) はそれぞれ北緯 38 度から 39 度、北緯 40 度から 41 度までの領域の鉛直分布である。これらの地域においては、Fig. 5 (b) の地域ほど顕著ではないが深発地震面が上下二列に分離しているように見えなくはない。これらの地域の微小地震の鉛直分布が精度よく求められるようになり、より大きな地震の鉛直分布と比較できるようになる事が望まれる。

Fig. 4. Distribution of small, moderate and large earthquakes in the Tohoku District projected on the vertical plane in the E-W direction. Locations of these foci are listed in the Seismological Bulletin of JMA. (a), (b) and (c) correspond to those in the regions from 38°N to 39°N, 39°N to 40°N and 40°N to 41°N, respectively.

§3. 発震機構

地震の発生する領域を適当な大きさに分割するならば、その領域内で発生する地震はほぼ同じメカニズム解を示すことが、過去の多数の研究により知られている。OIKE (1971) は稍深発および深発地震を用いて、AKI (1966) の方法により平均的起震歪力を求め、世界中の島弧系におけるプレートの相対運動を調べた。小山・他 (1973) は気象庁地震月報および東北大学微小地震観測網のデータを用いて、東北日本弧における起震歪力を求めている。そして、場所によつて多少の違いはあるが、内陸下の深発地震帯では 110 km 以深になると down dip compression になり、down dip extension となる領域は内陸下の深さ 60 km から 100 km の間で、深さ 100 km を越えることはないとしている。しかし小山・他 (1973) は震源に関する諸量を気象庁地震月報の報告をそのまま使用しているので、上記のような結論を得ていると考えられる。

従来深い地震の初動の押し引き分布を重ね合わせて平均的発震機構を求める際には、震源の深さ毎に区切る方法が採られていたが、本研究では前節で得られた震源分布を基にして深発地震面の地震を、上列と下列

という二群に分割する方法を用いて各々の領域での平均的発震機構を調べた。注目した領域内に発生した多数の地震をひとつの地震と見なし、

P波初動の押し引き分布を同一の震源球面上に投影しそのメカニズム解を求める。メカニズムの最良解の計算は堀内・他 (1972) の方法を用いた。この方法によればメカニズム解を決定すると同時に解の決定精度が押し引きの観測値と理論値とのくい違いの個数によつて表示される。

深発地震面の上下二列の分離が最も顕著に認められる北緯 39 度から 40 度の地域に発生した深さ 50 km 以深の微小地震を、Fig. 6 に示されるように二群に分割し各々の領域内の平均的発震機構を求めた。初動の押し引きは、東北大学微小地震観測網の原記録から今回新たに読み取つた。期間は 1969 年 12 月から 1972 年 12 月までである。Figs. 7 (a), (b) はそれぞれ深発地震面の 上列と下列の地震のメカニズム解である。堀内・他 (1972) の方法による数値解の最良解の主圧力軸 (P)、主張力軸 (T) およびふたつの節面の位置を震源球の下半球に等面積図法により投影してある。メカニズムの最良解に対する P 波初動の観測値と理論値とのくい違いの個数に更に 10% 増の

Fig. 5. Distribution of small, moderate and large earthquakes in the Tohoku District projected on the vertical plane in the E-W direction. These foci are obtained by our redetermination of the hypocenters of the earthquakes shown in Fig. 4. (a), (b) and (c) in this figure correspond to Figs. 4 (a), (b) and (c), respectively.

Fig. 6. Illustration for our division of intermediate-depth microearthquakes into the upper and lower groups in the region from 30°N to 40°N. Only microearthquakes with depths more than 50 km are investigated for determining earthquake mechanism.

Fig. 7. Mechanism solutions for microearthquakes located in two layers of deep seismic plane in the region from 39°N to 40°N. Crosses with T and P denote the axes of tension and pressure, respectively. Solid contour and broken one around P and T indicate variabilities of pressure and tension axes, respectively. (a) is the mechanism solution for the upper layer, and (b) for the lower one.

Fig. 8. Illustration for our re-division of two layers of deep seismic plane into shallower and deeper groups upon Fig. 6's method. Four regions are denoted as A, B, C and D, respectively.

くい違いを誤差として許した場合に、主圧力軸、主張力軸が震源球上で動きうる範囲を実線および破線で示してある。各々の軸の動き易さがメカニズム解の決定精度（信頼度）の表示になっている。上列の微小地震群のメカニズム解は **down dip compression**, 下列のそれは **down dip extension** となつている。各軸の動きうる範囲を考慮しても、このふたつのメカニズム解の違いは有意なものと言える。各々の図の下側の数字は、左側がP波初動の押し引きの読み取りの総数、括弧内の数字は最良解に対するP波初動の観測値のくい違いの個数、右側の数字はSCOREの値を表わしている。

更に領域の分割を細かく取り、平均的発震機構の特徴を検討してみた。Fig. 6に示した深発地震面の上列と下列をそれぞれ更にふたつに区切り、Fig. 8に示すように領域A~Dに分割した。各々の領域のメカニズムの最良解をFigs. 9(a)~(d)に示す。深発地震面の上列に相当するFigs. 9(a), (b)はdown dip compression, 下列に相当する(c), (d)はdown dip extensionとなつている。従つて、down dip compressionかdown dip extensionかの相違は、震源の深さの違いだけによるものではなく、深発地震面の上列下列の区列によるものであることがわかる。震源分布がふたつに分離する事も重要だが、更にメカニズム解にも違いがあるという事実は非常に興味深い。

次に微小地震よりマグニチュードの大きな地震について、気象庁地震月報の初動読み取り値

Fig. 9. Mechanism solutions for the four regions shown in Fig. 8. (a), (b), (c) and (d) correspond to the region A, B, C and D, respectively. (a) and (b) belong to the upper layer, (c) and (d) to the lower one.

を用いて同様に平均的発震機構を調べた。期間は 1961 年から 1974 年 2 月までである。震源要素は Figs. 5 (a)~(c) に示された値、すなわち今回新たに決め直したものを採用した。北緯 39 度から 40 度までの領域を Fig. 10 に示すように、微小地震の場合と全く同じ位置 (Fig. 6) で上列と下列に区切る。Figs. 11 (a), (b) はそれぞれ上列と下列の平均的発震機構の最良解である。微小地震の場合と同様に上列は down dip compression, 下列は down dip extension である。主圧力軸、主張力軸の動き得る範囲が小さいことから、これらのメカニズ

Fig. 10. Division of our re-determined earthquakes into the upper group and the lower one in the region from 39°N to 40°N.

Fig. 11. Mechanism solutions for our re-determined earthquakes in the two layers of deep seismic plane in the region from 39°N to 40°N. (a) is the mechanism solution for the upper layer, and (b) for the lower one.

ム解の信頼度は高いものと期待できる。北緯 39 度から 40 度までの領域では微小地震も、より大きな地震もほぼ同じメカニズム解を示している。

北緯 40 度から 41 度までの領域に発生した地震を Fig. 12 に示すようにふたつに分け、

Fig. 12. Division of our re-determined earthquakes into two groups in the region from 40°N to 41°N.

Fig. 13. Mechanism solutions for our re-determined earthquakes located in the two layers of deep seismic plane in the region from 40°N to 41°N. (a) is the mechanism solution for the upper layer, and (b) for the lower one.

上列と下列の平均的発震機構を求めた結果をそれぞれ, Figs. 13 (a), (b) に示す. 主圧力軸, 主張力軸の動き得る範囲が大きいので解の信頼度はあまり高くないが, 最良解の主圧力軸, 主張力軸の位置に注目すると, 上列は down dip compression, 下列は down dip extension の

Fig. 14. Division of our re-determined earthquakes into two groups in the region from 38°N to 39°N.

Fig. 15. Mechanism solutions for our re-determined earthquakes located in the two layers of deep seismic plane in the region from 38°N to 39°N. (a) is the mechanism solution for the upper layer, and (b) for the lower one.

傾向が見られなくもない。この領域の微小地震については、すでに述べたように震源決定精度が悪いため上下二列の分布が見い出せないで、平均的発震機構の検討は行っていない。

北緯 38 度から 39 度までの領域に発生した地震を Fig. 14 に示すようにふたつに分け、

上列と下列の平均的発震機構を求めた結果をそれぞれ、Figs. 15 (a), (b) に示す。両者は同じようなメカニズム解であり、この領域ではメカニズムは分離されない。領域の区切り方が適当なものではなかつたのか、本質的に同一のメカニズムを持つ地震帯なのか、検討する必要がある。この領域の微小地震は Fig. 3 (a) のような分布をしており震源精度が比較的に悪いので、平均的発震機構は検討していない。

東北地方のその他の領域についても、深発地震面の微細構造が議論できる程度の精度の震源決定ができるような観測点密度を持つ観測網が整備されれば、前述の震源分布の二列構造およびメカニズムの相違が、島弧-海溝系に一般的にみられる現象か、あるいは東北地方中央部に特有な現象かが明らかになるであろう。

§ 4. 結 論

1969 年 12 月から 1972 年 12 月までの期間の東北大学微小地震観測網のデータおよび 1961 年から 1974 年 2 月までの期間の気象庁地震月報のデータを用いて、同一の速度構造により震源決定を行い緯度 1 度毎に区切つた東西方向の鉛直断面図を求めた結果、北緯 39 度から 40 度までの領域では、深発地震面に発生した地震が上下二列に明瞭に分離していることがわかつた。これらの地震の P 波初動の押し引き分布から得られる平均的発震機構は、上列で down dip compression, 下列で down dip extension を示し、メカニズムの点からも明瞭に区別された。

上記の領域に隣接した地域でも同様な傾向が見られるが、それほど顕著ではない。震源決定精度および観測点分布が悪いこと、P 波初動の読み取りが難しいことなどの原因もあるが、領域の区切り方も考慮すべき点があるかもしれない。プレートテクトニクスとの関連を検討するためには、海溝軸に直交する断面をとつて考えるのが妥当と思われるが、東北地方の場合日本海溝はほぼ南北に走っているため今回震源分布を緯度 1 度毎に区切つて断面をとつたのは誤りではないと思われる。

謝 辞

本研究において、原稿に目を通して頂き御教示を与えられた高木章雄教授に感謝致します。記録読み取りに御協力頂いた東北大学理学部青葉山地震観測所、同秋田地殻変動観測所、同本荘地震観測所、同北上地震観測所、同三陸地殻変動観測所の諸氏に深く謝意を表します。

なお、震源決定および発震機構の計算は東北大学大型計算機センターの NEAC 2200-700 によつた。

参 考 文 献

- AKI, K., 1965, A Computer Program for Precise Determination of Focal Mechanism of Local Earthquakes by Revising Focal Depths and Crust-Mantle Structure, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 15-22.
- AKI, K., 1966, Earthquake Generating Stresses in Japan for the First Motion Radiation Patterns, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 447-471.
- 長谷川武司・堀修一郎・長谷川 昭・笠原敬司・堀内茂木・小山順二, 1974, 1970 年秋田県南東部の地震の発震機構, *地震 2*, **27**, 302-312.
- HASHIZUME, M., K. OIKE, S. ASANO, H. HAMAGUCHI, A. OKADA, S. MURAUCHI, E. SHIMA and M. NOGOSHI, 1968, Crustal Structure in the Profile across the North-eastern Part of Honshu, Japan, as Derived from Explosion Seismic Observation, Part 2, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 607-630.
- 堀内茂木・江村欣也・平沢朋郎, 1972, 気象庁観測網を用いる場合の P 波による発震機構決定の精度, *地震 2*, **25**, 92-104.
- 市川政治・望月英志, 1971, 近地地震用走時表について, *気象研究所研究報告*, **22**, 229-290.
- 勝又 護, 1967, 日本附近の地震の分布と活動 (II) ——震源の垂直分布——, *地震 2*, **20**, 1-11.
- 小山順二・堀内茂木・平沢朋郎, 1973, P 波初動の重ね合わせから推定される東北日本の起震歪力, *地震 2*, **26**, 241-253.
- OIKE, K., 1971, Distribution of Earthquake Generating Stresses Obtained by Smoothing the First Motion Patterns, *J. Phys. Earth*, **19**, 181-198.
- 鷺坂清信・竹花峯夫, 1935, 近地地震に於ける S 波の走時表及び初期微動時表, *験震時報*, **8**, 149-161.
- 東北大学微小地震研究グループ, 1974, 1969 年 12 月~1972 年 12 月の東北地方に於ける微小地震の震源分布図, *地震予知連絡会会報*, **12**, 17-19.
- 津村建四郎, 1973, 関東地方の微小地震活動, *関東大地震 50 周年論文集*, 67-87.
- WADATI, K., K. SAGISAKA and K. MASUDA, 1933, On the Travel Times of Earthquake Waves (Part 1), *Geophys. Mag.*, **7**, 87-99.