

屈折法地震探査によって見いだされた地殻中間層 —地震学的性質と温度分布—

森谷武男¹⁾・岩崎貴哉²⁾・オウズ オゼル³⁾・酒井慎一²⁾・武田哲也²⁾・大塚 健¹⁾・吉井敏尅²⁾・
伊藤 潔⁴⁾・伊東明彦⁵⁾・田中明子⁶⁾・大久保邦泰⁷⁾

¹⁾ 北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

²⁾ 東京大学地震研究所

³⁾ ボアジチ大学カンディーリ地震観測所

⁴⁾ 京都大学防災研究所

⁵⁾ 茨城大学教育学部

⁶⁾ 通産省地質調査所

⁷⁾ 新エネルギー・産業技術総合開発機構

Intermediate Crustal Layer beneath Active Japanese Island arc and a comparison of seismological characteristics with thermal distribution

Takeo Moriya¹⁾, Takaya Iwasaki²⁾, Oguz Ozel³⁾, Shin'ich Sakai²⁾, Tetsuya Takeda²⁾,
Ken Otsuka¹⁾, Toshikatsu Yoshii²⁾, Kiyoshi Ito⁴⁾, Akihiko Ito⁵⁾, Akiko Tanaka⁶⁾
and Kuniyasu Okubo⁷⁾

¹⁾ Graduate school of Science, Hokkaido University;

²⁾ Earthquake Research Institute, University of Tokyo;

³⁾ Kandilli Observatory, Bogazici University, Turkey;

⁴⁾ Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University;

⁵⁾ Faculty of Education, Ibaraki University;

⁶⁾ Geological survey of Japan;

⁷⁾ New Energy and Industrial Technology Development Organization

Abstract

From results of deep seismic profiling conducted by RGEIS (Research group for explosion seismology) in the past decade, we found intermediate crustal layers with P-wave velocity of 6.3–6.4 km/s, between upper and lower crustal layers. The intermediate layers (ICL) lie just beneath the volcanic front of Hokkaido, Tohoku, and Northern Kanto. The record sections of the wide-angle reflections show that the ICL seems to have a reflective structure, but reflectivity is not as strong as that of the lower crust. The temperature of the upper surface of the ICL was estimated from geothermal gradient data compiled by Japan Geological Survey of Japan. We found that the temperature of the upper surface of the ICL is about 500°C, which is almost the same as that of the lower crust. The intermediate layer was not found beneath non-volcanic western Honshu. We interpreted this to mean that the intermediate layer is composed of transient materials in which mafic materials change into felsic materials due to magma and hydrothermal processes. By discovering ICL, more substantial problems related to the formation and the development of the island arc crust may be suggested.

Key word: crust, velocity structure, intermediate crustal layer, wide angle reflection and refraction,

thermal structure

1. はじめに

島弧を含む大陸地殻の地殻構造は通常 P 波速度が 5.8–6.2 km/s の上部地殻と 6.6–6.8 km/s の下部地殻にわかれ、最浅部には堆積層を持つ。近年の爆破地震動研究グループ (RGES) による日本列島における地殻構造探査の結果では、おおむねこのような二つの層が複雑な境界を持って地殻構造を作っていることがわかってきた。1989 年から RGES は、以前より測線長を延長して下部地殻やモホ面からの情報も得ようとする実験の方針を変更した。その結果、すべての測線の実験がそうではなかったが、上部地殻と下部地殻の境界や速度の精度が向上した。それらの実験により得られた地殻構造をよく見ると、上部地殻と下部地殻の間に P 波速度が 6.2–6.4 km/s であって、上部地殻と下部地殻の中間の速度を持つ層が存在していることが明らかになった。本論ではこの層を地殻中間層とよぶ。地殻中間層の存在は東北・北海道で発見され、活動的な島弧に共通する現象である可能性があると考えて調査を行った。ただし、ここで示した地殻中間層はすべて往復走時により十分な精度で上部地殻および下部地殻と分離されていると考えられる。

今までに 6.4 km/s 程度の P 波速度を持つ中間的な層は全く見つからなかったわけではない。南西部カリフォルニア州には以前からその存在が知られていた (例えば, Allan and Mooney, 1982; Healy and Peake, 1975; Godfrey *et al.*, 2000)。それは上部地殻を構成する花崗岩質の物質 (felsic material) と下部地殻を構成する変成岩質の物質 (mafic material) の混合体から成り、古い島弧地殻に起源を持つと考えられている (Godfrey *et al.*, 2000)。

2. 調査の項目と方法

地殻中間層の物理的性質を反映する観測量として考えられる項目は、I 深さ、II 反射強度、III 地震活動、IV 温度の 4 つが挙げられる。一般に島弧も含めて大陸地殻では上部地殻における脆性的な性質の反映である地震活動の存在、下部地殻内部における反射的な性質、その上面の等温性が知られている。したがって地殻中間層が上部地殻が変質してできたものなのか、下部地殻が変質してできたものなのか、あるいは全く独立した層なのかを知るためにこの 4 つの地球物理学的観測量は重要である。

RGES によって行われてきた実験結果の中から比較的良好な記録が得られ、信頼度の高い地殻構造モデルが得られた事例について、測線毎に発見された地殻中間層の

位置および広角反射記録から見た反射波の強度などの特徴を調べた。地震活動については、気象庁や大学の持つ地震観測網によって観測された地震活動調査の結果から地震活動の深さ分布を調べ、地殻中間層が地震発生層かどうかを推定した。地殻内部の温度については、地質調査所がコンパイルした日本の坑内地温勾配資料を使って地殻中間層付近の温度分布を推定した。

地殻中間層は、1990 年久慈石巻測線 (Iwasaki *et al.*, 1994)、1992 年津別門別測線 (Ozel *et al.*, 1996; Iwasaki *et al.*, 1998)、1993 年下郷桐生測線 (Ozel *et al.*, 1999)、および 1997 年釜石岩城測線 [Research Group for 1997 Northern Honshu Transect (RG 1977), 2000] で探査された地殻中に発見された。1995 年の京北西淡測線 (Ohmura *et al.*, 2000) では温度勾配資料の不足のため、また 1994 年と 1996 年の九州東部の測線 (安藤他, 1998; 田代他 1999)、および 1991 年の中部地方北部金沢吾妻測線 (酒井他, 1996) では下部地殻の情報が十分得られず調査対象にはできなかった。1989 年藤橋上郡測線では、地殻モデルがえられているが、地殻中間層が存在する可能性は非常に少ない (Otsuka *et al.*, 2000)。

地殻内部温度の推定には地質調査所がまとめた全国の地温勾配データ (田中他, 1999) を使用し、大久保のモデルなどを参考にして (大久保, 1999; 山口・長尾, 1999)、放射性元素の崩壊による発熱量及び熱伝導率は上部地殻で $1.5 \mu\text{W}$, 2.5 W/mK 、および下部地殻では $0.15 \mu\text{W}$, 2.0 W/mK 、とそれぞれ仮定した。また中間層のパラメータについては下部地殻のそれらと同等と仮定した。しかし熱伝導率には温度依存性があることが指摘されており地上付近のデータから深部の温度を推定することは本質的に誤差が大きく、絶対値を議論することは難しい (山野他, 1999)。したがってここでは単純なモデルを仮定して地殻深部特に地殻中間層の上面における温度がどのような傾向にあるのかを見る。温度勾配の測定点数は温泉の少ない前弧側では非常に少なく背弧側では多く地域的に偏りが激しい。また屈折法地震探査の測線上にも測定点が無い場合が多い。このため等温線を決める作業はまず地殻構造探査測線から約 30 km 以内の測定点を選び、屈折法測線の直下の温度を線形補間して推定し、地殻構造断面上に手作業でなるべくスムーズな曲線となるように描いた。地質調査所が収集した全国の地温勾配図 (田中他, 1999) に本論で示す地殻構造探査の測線を書き込んだのが Fig. 1 に示してある。

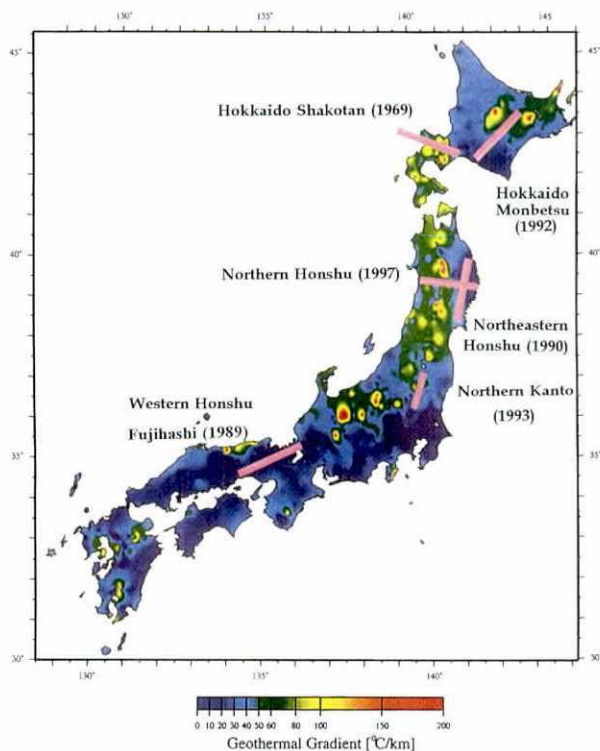


Fig. 1. Thermal gradient distribution compiled by Geological Survey of Japan (Tanaka *et al.*, 1999) with measurement lines of wide-angle and refraction observations.

3. 調査結果

3-1 北海道地方の測線

1992年に行われた実験データを解析し、得られた地殻構造モデルには (Ozel *et al.*, 1996) のものと (Iwasaki *et al.*, 1998) のものがある。ここでは Iwasaki *et al.* (1998) のモデルに 500°C の等温線を加えた図を示す (Fig. 2)。測線中央十勝地方の深さ 10 から 20 km に 6.2-6.35 km/s の P 波速度を持つ地殻中間層が存在する。Fig. 3 は S1 (測線の北東端) のレコードセクションであり R1 は地殻中間層の上面からの、R2 は下面からの反射波である。L1 および L2 は下部地殻内部の顕著な反射波群 (Reverbration) を示している。R1 と R2 の間にある波群は地殻中間層内部からの反射波と考えられるが下部地殻で見られるほど顕著ではない。500°C の等温線は地殻中間層の上面付近にあるが日高山脈では急に深くなる。日高山脈が低温であるのは、太平洋プレートの沈み込みと、日高山脈が東北日本弧と千島弧との衝突構造を形成している (例えば森谷他, 1997; Iwasaki *et al.*, 1998) ためであろう。なお同じ測線のデータを解析した Ozel *et al.* (1996) の地殻構造モデルでも Iwasaki *et al.* (1998) の地殻構造モデルとほとんど同じ位置に地殻中間層がある。Fig. 4 に測線の両幅 10 km 以内に震央がある震源を垂直断面に投影した震源の分布を示す。震源データは北海道大学、気象庁および著者の一人が行った臨時観測のデータを使用して震源位置を再計算したファイル (森

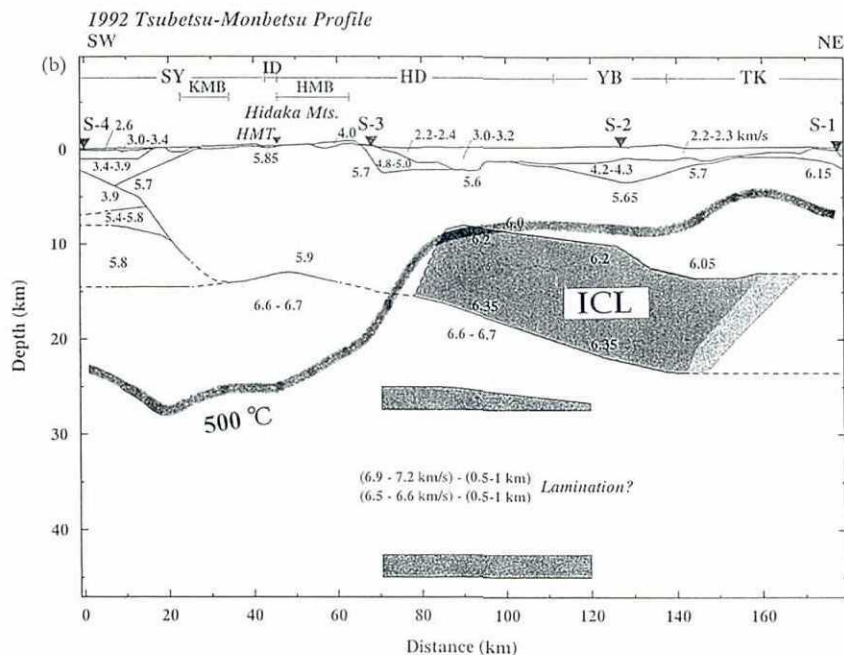


Fig. 2. Crustal structure model beneath central Hokkaido by Iwasaki *et al.* (1998), and depth of 500°C isotherm (bold line). ICL denotes the intermediate crustal layer.

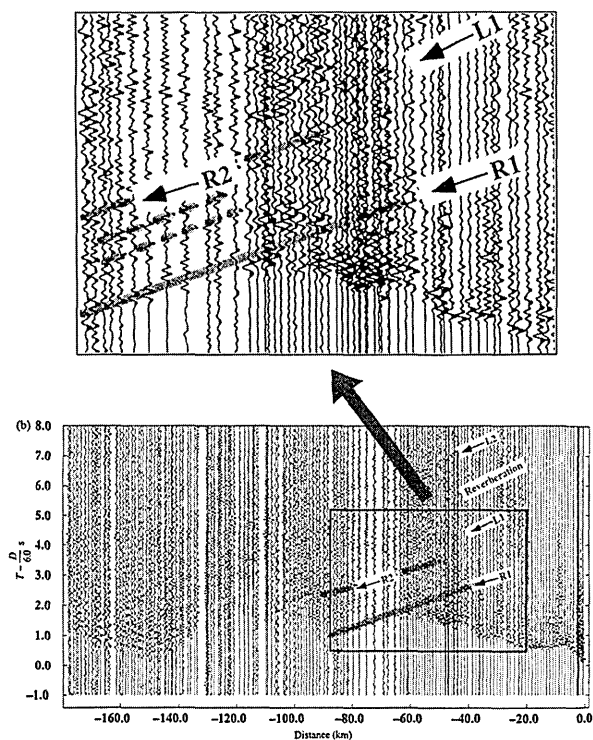


Fig. 3. A record section of wide-angle reflection and refraction recorded in the central Hokkaido analyzed by Iwasaki *et al.* (1998). R1 and R2 denote reflections from the upper and lower boundaries of the intermediate crustal layer, respectively. Between R1 and R2, weak correlated reflections can be seen.

谷, 1999; Ozel and Moriya, 1999) から選択した。S-3 付近 (日高山脈の東側) からちょうど地殻中間層が現れる東側で地震活動がほとんど見られなくなる。

北海道には上記の測線の他に、下部地殻やモホ面の構造が推定された積丹沖の測線があって、Okada *et al.*, (1974) の地殻構造モデルがある。このモデルには地殻中間層は無く、厚さ約 10 km の薄い上部地殻と厚さ 20 km を越す厚い下部地殻がある。ただし積丹の沖の実験では海中発破は 13 発行われたが観測点数が 11 点 (石狩平野以西) と少ないので、もしうすい地殻中間層があるのならば見落としている可能性がある。Fig. 5 に Okada *et al.*, (1974) のモデルに 500°C の等温線を加えた図を示す。500°C の等温線は上部地殻と下部地殻との境界とだいたい一致する。この測線付近では、地温勾配は非常に大きく、また地殻内部の地震活動はきわめて低い (例えば、森谷, 1999)。

3-2 東北地方の測線

Fig. 6 と Fig. 7 に久慈石巻測線 (南北) で得られた Iwasaki *et al.* (2000) の地殻構造モデルおよび釜石岩城測線 (東西) の RESEARCH GROUP FOR 1997 NORTHERN HONSHU TRANSECT (RG1977), (2000) の地殻構造モデル (震源もプロットされている) に 500°C の等温線を加えた図をそれぞれ示す。東北地方では地殻中間層が広く分布している。特に、釜石岩城測線の火山フロント (脊梁山脈のすぐ東側) の深さ 15-20

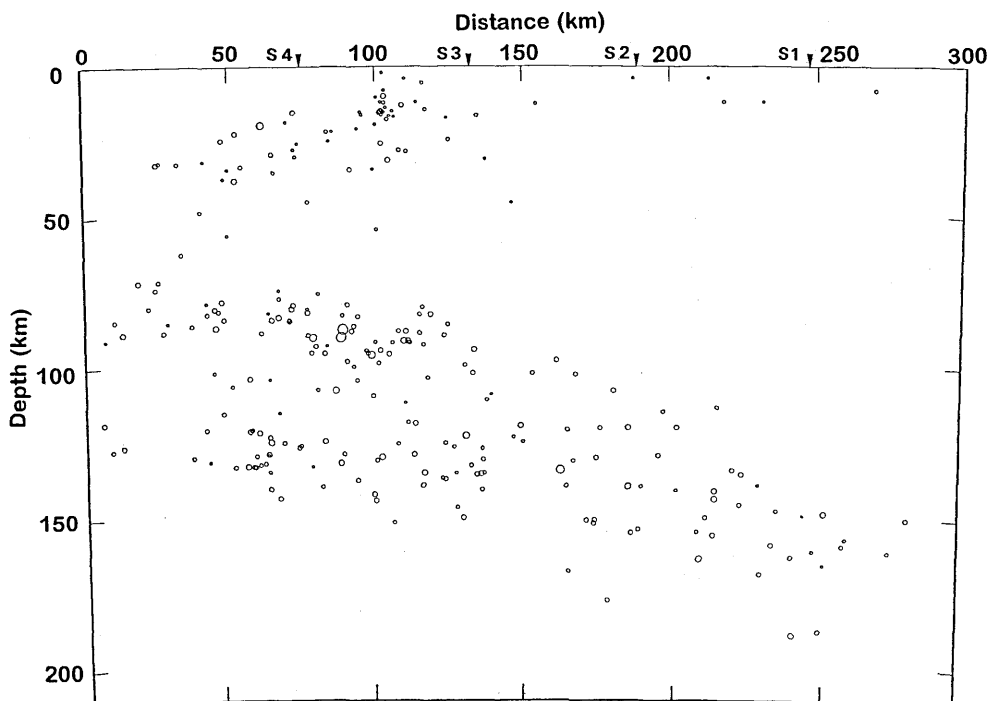


Fig. 4. Distribution of hypocenters of which epicenters are at both sides of the 10km measurement line in central Hokkaido. Data on the hypocenters of earthquakes are compiled by Moriya (1999).

屈折法地震探査によって見いだされた地殻中間層

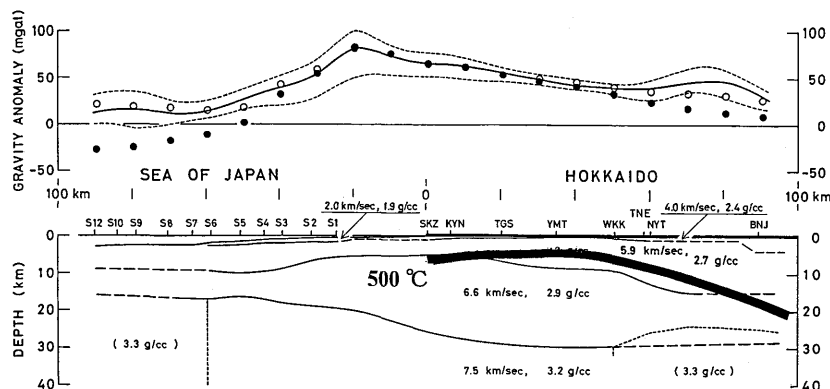


Fig. 5. Crustal structural model beneath the western Hokkaido by Okada *et al.* (1974) with depth of 500°C isotherm (bold line).

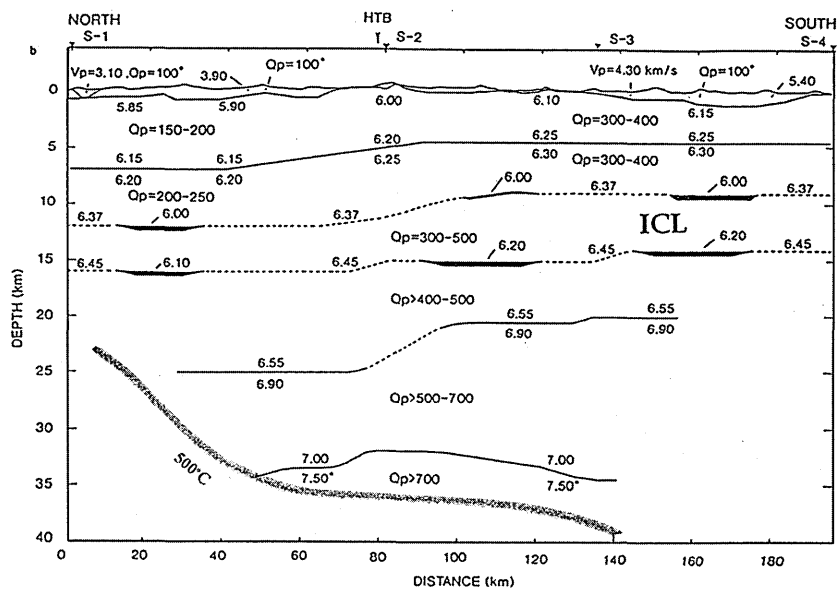


Fig. 6. Crustal structural model beneath northeastern Honshu of Iwasaki *et al.* (1994) with a depth of 500°C isotherm (bold line).

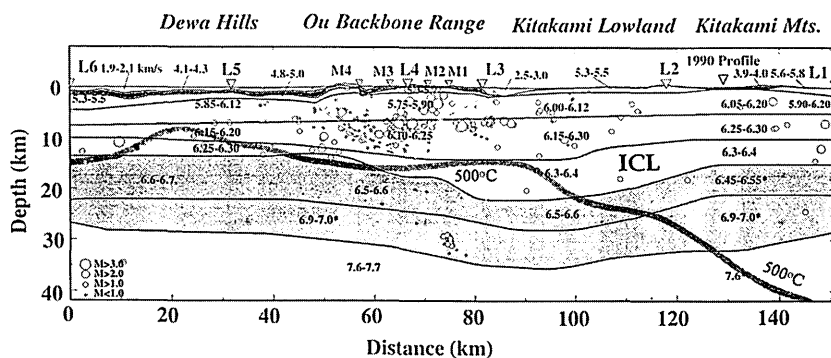


Fig. 7. Crustal structural model beneath northern Honshu of Research Group for 1997 Northern Honshu Transect (2000) with a depth of 500°C isotherm.

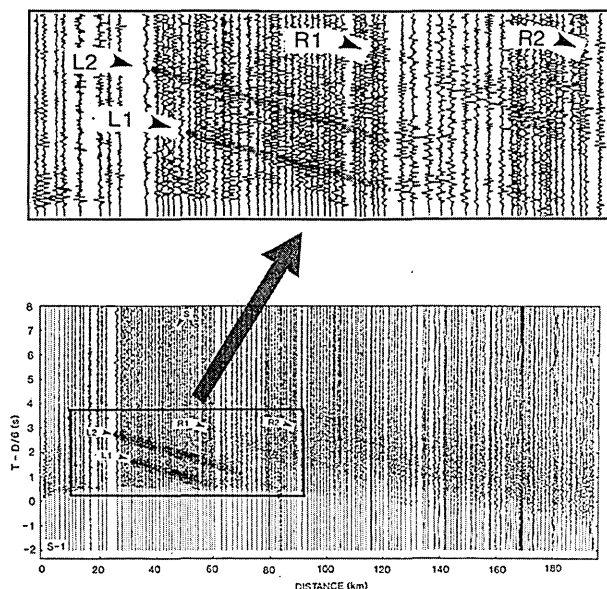


Fig. 8. A record section of wide-angle reflection and refraction recorded in northeastern Honshu, analyzed by Iwasaki *et al.* (1994). L1 and L2 denote reflections from the upper and lower boundaries of the intermediate crustal layer, respectively. Between L1 and L2, weak correlated reflections can be seen. R1 and R2 denote reflections from the lower crust. S denotes direct S wave propagating in the upper crust.

km に発達している。RG1977 (2000) とは独立に同じ測線のデータを解析した加藤 (1999) のモデルでも大体同じ位置に地殻中間層がある。Fig. 8 は、久慈石巻測線の北端に震源を置いた広角反射記録である。L1 および L2 は地殻中間層の上面および下面からの反射波である。L1 と L2 の間には弱い反射波が認められ、この地域での地殻中間層の内部が弱い反射的な性質を持っていることがわかる。また、Fig. 9 は脊梁山脈でのショット (L-4) の広角反射記録である。Rf1 および Rf2 は中間層の上面および下面からの反射波である。これらの間にはわずかながら反射波が認められるので、久慈石巻測線の地殻中間層と同じ性質を持っていることが考えられる。

500°C の等温線の位置は発達した地殻中間層の上面に相当し、また背弧側では下部地殻の上面に相当する。しかしこの等温線は前弧側 (太平洋側) に向かって急に深くなる。これは北海道日高山脈と同じように太平洋プレートの沈み込みのために低温となっている。Fig. 7 には測線に沿って起きた地震の震源も描かれている (RG 1977, 2000)。火山直下の低周波地震以外の震源は上部地殻に集中していて、地殻中間層内では、地震活動はほとんど見られない。

3-3 関東地方北部の測線

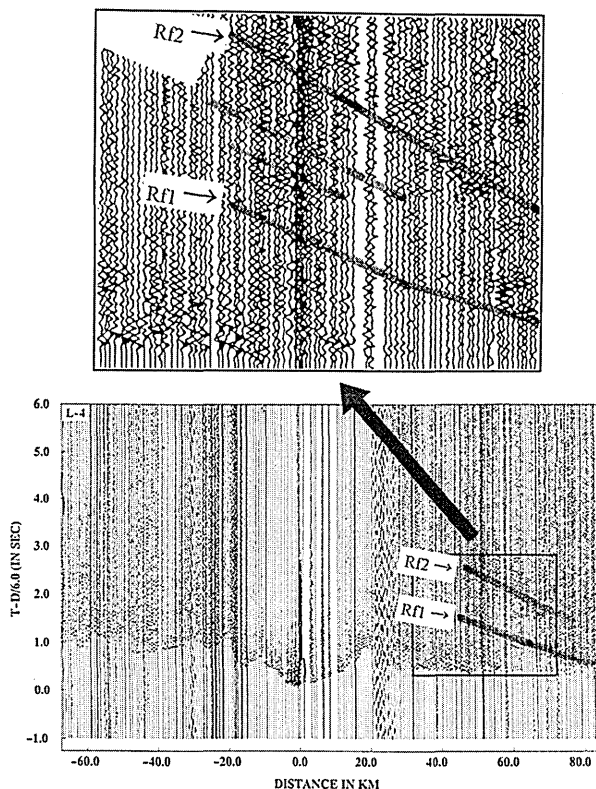


Fig. 9. A record section of wide-angle reflection and refraction recorded in northern Honshu analyzed by RG1977 (2000). Rf1 and Rf2 denote reflections from the upper and lower boundaries of the intermediate crustal layer, respectively. Between Rf1 and Rf2, weak correlated reflections can be seen.

Fig. 10 は関東地方北部の下郷桐生測線の Ozel *et al.* (1999) のモデルに 500°C の等温線および震央が測線の両側 7 km 幅内に発生した地震の震源を加えた図である。地殻中間層は火山フロントの直下の S3 の北側 (図中右側) の深さ 14-20 km 付近にあり、前弧側 (南側, 図中左側) には見られない。500°C の等温線は地殻中間層の上面付近 (深さ 12 km 付近) にあり、前弧側では北海道や東北地方と同じように 20 km よりも深くなる。測線を含む領域には群発地震活動があり地震活動は高い。それらの震源の深さの下限は 10 km 程度である (東京大学地震研究所, 1999)。したがって地殻中間層内では地震活動はほとんど見られない。Fig. 11 は測線の北端での爆破で得られた広角反射記録である。PiP と PiiP はそれぞれ地殻中間層の上面と下面からの反射波であって、その間に地殻中間層内部からと考えられる弱い反射波群が見られる。

3-4 近畿地方の測線

Fig. 12 は藤橋上郡測線の地殻構造モデル (Otsuka *et al.*, 2000) に 350°C と 500°C の等温線を加えた図である。

屈折法地震探査によって見いだされた地殻中間層

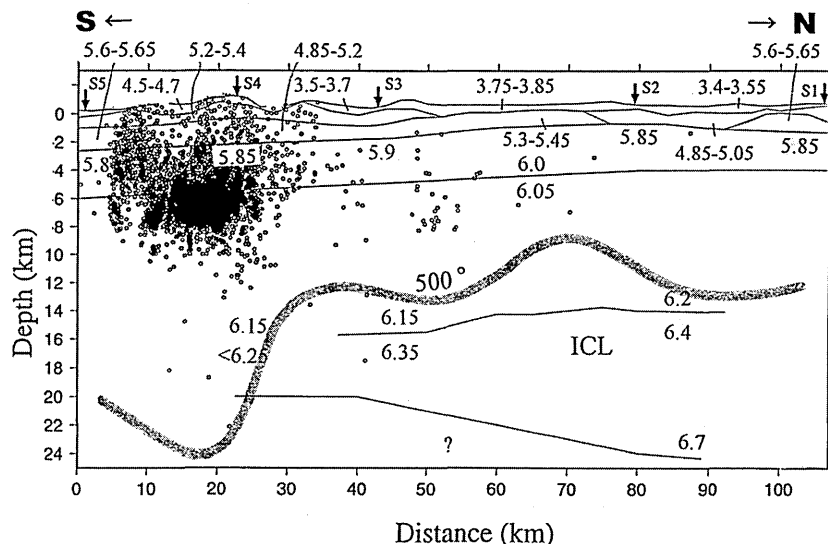


Fig. 10. Crustal structural model beneath northern Kanto, by Ozel *et al.* (1999), with hypocenters of which epicenters are at both sides of the 7 km measurement line and depth of the 500°C isotherm (bold line).

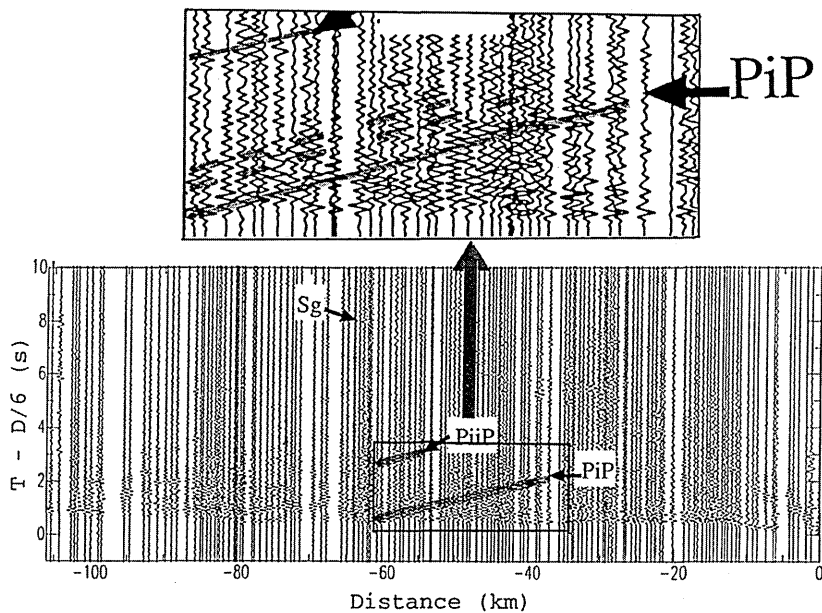


Fig. 11. A record section of wide-angle reflection and refraction recorded in northern Kanto, PiP and PiiP denote reflections from the upper and lower boundaries of the intermediate crustal layer, respectively. Between PiP and PiiP, weak correlated reflections can be seen.

500°Cの深さは30 km程度にまで深くなるので350°Cの等温線も加えた。この測線では地殻中間層は見られない。もし存在するとしても数 kmの厚さであろう。なぜなら、地殻中間層からの明瞭な屈折波および反射波は観測されていないからである。また、地温勾配は小さく、推定された温度は北海道と東北に比べて約200°C低い。地震活動の深さの下限はおおよそ20 kmで (Ito, 1999) で東北・北関東地方よりも約2倍の深さである。この測線

やこの測線から分岐した測線では下部地殻から非常に顕著な反射波群が観測された (爆破地震動グループ, 1995; Ito, 1999)。この地殻構造モデルは温度分布や顕著な反射波が観測されることを含めて大陸の速度構造とあまり変わらないが、地震活動だけが低いという特徴がある。

4. 地殻中間層の特徴と考察

以上のように限られた領域の調査ではあるが、地殻中

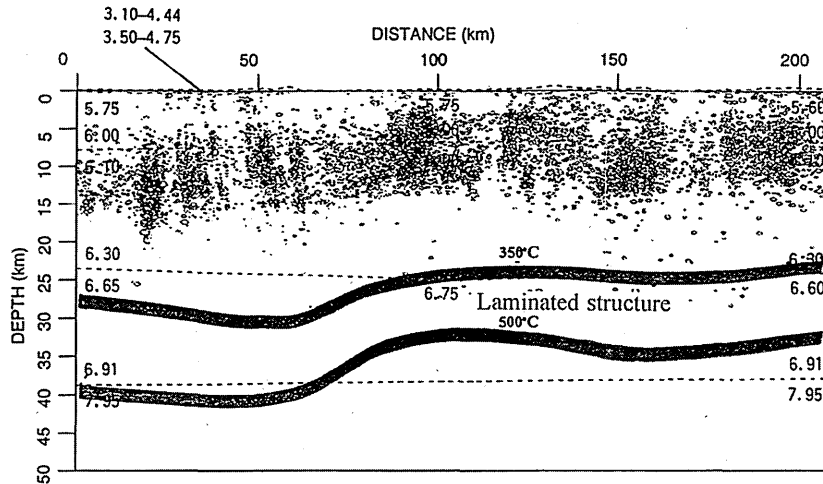


Fig. 12. Crustal structural model beneath western Honshu, Fujiihashi, by OTSUKA *et al.* (2000), with hypocenters for which epicenters are at both sides of the 10 km measurement line and depth of the 500°C isotherm (bold line).

間層の存在している場所には次のような特徴がある。(1) 北海道と東北の火山活動の活発な島弧の火山フロント付近またはやや前弧側の深さ 15-20 km にあって、地震活動はほとんど無い。(2) 地殻中間層の上面の温度は約 500°C と推定された。火山フロント付近から背弧側にかけての領域では地殻中間層上面と下部地殻上面が大体同じ温度になる傾向が強い。非火山領域の藤橋上郡測線では北海道と東北に比べて温度は低く、下部地殻上面では 300°C 程度である。Klempeler (1987) は地域に関係なく大陸の反射的の下部地殻上面の温度を 300-350°C であると主張した。日本の島弧においても上部・下部地殻の境界が 300-350°C である可能性が高い。ただし、マグマ活動の高い北海道と東北では非火山領域の近畿地方に比較して約 200°C 高い。最近の広角反射記録には下部地殻内部からの明瞭な反射波が観測され、大陸のみならず島弧地殻の下部地殻も反射的であることがわかってきた(例えば Iwasaki *et al.*, 1994; 爆破地震動グループ, 1995; Ito, 1999; RG1977, 2000)。地殻中間層内部からの反射波は、下部地殻からの反射波のような強さはないが、弱いながら観測されることがわかった。

このように地殻中間層は上部地殻より下部地殻に近い性質を持っているが、その P 波速度だけが下部地殻のそれよりも 5% 程度小さい。下部地殻が日高山脈のように本来存在する深さから地殻の衝突により上昇した場合には、減圧や変形による微小クラックの発生によって弾性波速度が低下することが考えられる。しかし地殻中間層が火山フロントの直下で発達していること、温度が下部地殻と同じであることから、マグマ・熱水活動に深く関連しているのであろう。我々が見ている地殻中間層はマ

グマ・熱水活動によって下部地殻物質が上部地殻物質へと改変している過程をみている可能性がある。マグマの性質は良く知られているように島弧の火山フロントから背弧側へ向かって流紋岩質マグマから塩基性マグマへと系統的に変化している (Kuno, 1966)。火山フロントでは密度小さいマグマ、背弧側では密度の大きいマグマが地殻の改変・形成に関わっていると考えられるので、マグマの組成・密度が中間層の形成に大きな役割を果たしているのではないかと考えられる。つまり、流紋岩質、安産岩質マグマは SiO₂ が多いので上部地殻の形成に寄与し、密度の大きい玄武岩質マグマは下部地殻の形成に寄与すると考えられる。地殻中間層は主に火山フロント下に見いだされているので、ここでは密度の比較的小さいマグマによって下部地殻物質が上部地殻物質へと改変していると推測される。日本列島の地殻構造を見ると背弧側では下部地殻が厚く発達する傾向が見られる。北海道西部 (Fig. 5) では下部地殻が非常に厚く発達しており上部地殻は薄い。これは、一般に背弧側のマグマの密度が大きいことに影響されているのかもしれない。一方、火山フロントより海溝側では付加体が発達しそれによって厚い上部地殻を形成し、その底での温度は 300°C またはそれ以下であると推定される。島弧の地震波速度構造を温度分布を通して前弧と背弧とを比較することによってコントラストが明瞭となり、その形成過程に関する問題も明らかになりつつある。我々は地殻中間層の調査によって、北海道と東北の活動的な島弧と西日本近畿地方の非火山的島弧の地殻構造の違いが明確になったと考える。今後の問題としては、伊豆マリアナ弧のような海洋プレート同士の衝突によって形成されてきた島弧の

地殻や、日本海の地殻にも地殻中間層がないか調査をすることである。伊豆マリアナ弧の地殻構造モデル (Suyehiro *et al.*, 1996; Takahashi *et al.*, 1998) によるには火山フロントの直下の深さ 12 km 付近に 6.1-6.5 km/s の層があって、これが地殻中間層に相当するかもしれない。

5. 結 論

最近の 10 年間の地殻構造探査によって発見された地殻中間層は次のような特徴を持つ。

I. ここで示した地殻中間層は P 波速度が 6.4 km/s 前後であり、上部地殻と下部地殻の P 波速度の地殻中間的な値を持つ。

II. 北海道・東北地方の火山フロント付近に発達している。近畿地方の藤橋上郡測線では地殻中間層を発見できなかった。

III. 深さは上部地殻と下部地殻の間、15 km から 25 km 付近と考えられる。

IV. 地殻中間層内では地震活動はほとんど無い。

V. 広角反射記録によれば、地殻中間層内部からは下部地殻ほど強くないが弱い反射波が認められる。

VI. 地殻中間層の上面はおおよそ 500°C であって下部地殻上面とあまり変わらない。

以上のように、地殻中間層は上部地殻よりは下部地殻に近い性質を持っている。これらの特徴を考慮すると、火山フロント直下の地殻中間層内部ではマグマ活動によって下部地殻物質が上部地殻物質へと改変する作用が進行していることが想像される。

参考文献

- Allan, W.W. and W.D. Mooney, 1982, Crustal structure of the Diablo and Gabilan Range, Central California: A Reinterpretation of existing data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 5, 1567-1590.
- 安藤 誠・森谷武男・宮町宏樹・岩崎貴哉・吉井敏尅・武田哲也・朴 成実・酒井慎一・飯高 隆・松島 健・田代勝也・鈴木貞臣・久保篤規, 1998, 屈折法人工地震探査による九州東部の地殻構造, 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, SL-p024.
- 爆破地震動研究グループ, 1995, 中部・近畿地方における人工地震による地殻構造調査 (藤橋上郡測線), 地震研究所彙報, **70**, 9-31.
- Godfrey, N.J., D.A. Okaya and G.S. Fuis, 2000, Lower-Crustal deformation beneath the Los Angeles region, southern California: results from LARSE LINES 1 and 2, *Abstract of 9th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins*, Ulvik, Norway, 18-23 June, 103.
- Healy, J.H. and L.G. Peake, 1975, Seismic Velocity structure along a section of the San Andreas Fault near Bear Valley, California, *Bulletin of the Seismological Society*

of America, **65**, 5, 1177-1197.

- Ito, K., 1999, Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquake, *Tectonophysics*, **306**, 423-433.
- Iwasaki, T., T. Yoshii, T. Moriya, A. Kobayashi, M. Nishiwaki, T. Tsutsui, T. Iidaka and A. Ikami, 1994, Precise P and S wave velocity structures in the Kitakami Massif, Northern Honshu, Japan, from a seismic refraction experiment, *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22187-22204.
- Iwasaki, T., O. Ozel, T. Moriya, S. Sakai, S. Suzuki, G. Aoki, T. Maeda and T. Iidaka, 1998, Lateral structural variation across a collision zone in Central Hokkaido, Japan, as revealed by wide-angle seismic experiment. *Geophysical Journal International*, **132**, 100-120.
- 加藤 亘, 1999, 高密度制御震源地震探査に基づく東北日本弧横断地殻構造, 東京大学理学系研究科地球惑星物理学専攻修士論文.
- Kemperer, S.L., 1987, A relation between continental heat flow and the seismic reflectivity of the lower crust, *Journal of Geophysics*, **61**, 1-11.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs, *Bulletin of Volcanology*, **20**, 195-222.
- 森谷武男, 1999, 北海道とその周辺における地震のメカニズム解から推定される地殻内部応力場, 月刊地球, **21**, 9, 557-564.
- 森谷武男・宮町宏樹・オズオゼル・ヌルジャンオゼル・岩崎貴哉・笠原 稔, 1997, 日高山脈の地下構造と地震テクトニクス, 構造地質, **42**, 15-30.
- Okada, H., S. Suzuki, T. Moriya and S. Asano, 1974, Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observation, *Journal of Physics of the Earth*, **21**, 329-354.
- 大久保邦泰・秋田藤夫・田中明子, 1999, 北海道の地温勾配図とシュミレーション, 地質ニュース **517**, 24-29.
- Ohmura, T., T. Moriya, C. Piao, T. Iwasaki, T. Yoshii, S. Sakai, T. Takeda, K. Yamashita, F. Yamazaki, K. Ito, A. Yamazaki, Y. Shimada, K. Tashiro and H. Miyamachi, 2000, Crustal structure in and around the region of the 1995 Kobe Earthquake deduced from a wide-angle and refraction seismic exploration, *Island Arc*, in press.
- Otsuka, K., T. Moriya, S. Sakai, T. Yoshii, T. Koizumi, Y. Sasaki, K. Ito, K. Matsushima and K. Tazaki, 2000, Crustal structure of Fujishashi-Kamigori Profile, in the western part of Honsyu, Japan, by refraction and wide angle refraction experiment, *Abstract of 9th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins*, Ulvik, Norway, 18-23 June, 72.
- Ozel, N. and T. Moriya, 1999, Different stress directions in the aftershock focal mechanisms of the Kushiro-Oki earthquake of Jan. 15, 1993, SE Hokkaido, Japan, and horizontal rupture in the double seismic zone, *Tectonophysics*, **313**, 307-327.
- Ozel, O., T. Moriya, T. Iwasaki, T. Iidaka, S. Sakai and G. Aoki, 1996, Crustal structure in the Central Hokkaido, Japan, from a seismic refraction experiment. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series VII*, **10**, 31-52.
- Ozel, O., T. Iwasaki, T. Moriya, S. Sakai, T. Maeda, C. Piao, T. Yoshii, S. Tsukada, A. Ito, M. Suzuki, A. Yamazaki and

- H. Miyamachi, 1999, Crustal structure of central Japan and its petrological implications, *Geophysical Journal International*, **138**, 257-274.
- RESEARCH GROUP FOR 1997 NORTHERN HONSHU TRANSECT, 2000, Crustal section across northern Honshu arc as revealed from onshore and off shore wide-angle seismic profiles, *Abstract of 9th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins*, Ulvik, Norway, 18-23 June, 72.
- 酒井慎一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏尅・山崎文人・桑山辰夫, 1996, 爆破地震動による中部日本地域の地殻構造, 月刊地球, **18**, 104-109.
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Ariie, Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hirata, N., Tokuyama, H. and Taira, A., 1996, Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an island arc, *Science*, **272**, 390-392.
- 田中明子・矢野雄策・笹田政克・大久保邦泰・梅田浩司・中司昇・秋田藤夫, 1999, 坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル, 地質調査所月報 **50**, 7, 457-487.
- 田代勝也・鈴木貞臣・松島 健・宮町宏樹・岩崎貴哉・吉井敏尅・武田哲也・朴 成実・酒井慎一・飯高 隆・久保篤規・森谷武男・安藤 誠, 人工地震探査による九州東部の上部地殻構造, 1999, 九州大学理学研究報告(地球惑星科学) **20**, 111-123.
- Takahashi, N., K. Suyehiro and M. Shinohara, 1998, Implications from the Seismic crustal structure of the Izu-Bonin arc, *The Island arc*, **7**, 383-394.
- 東京大学地震研究所, 1999, 関東甲信越地方における地震活動(1998年8月~1998年10月), 地震予知連絡会会報 **61**, 158-169.
- 山口 透・長尾年恭, 1999, 地殻内温度構造を推定する際の放射性発熱量の重要性, 東京大学地震研究所共同利用研究集会「地殻内の地震活動とレオロジー, 温度構造」講演要旨集, 34.
- 山野 誠・西 佳樹・橋間昭徳, 1999, 熱流量から地殻内温度を推定する際の問題点, 東京大学地震研究所共同利用研究集会「地殻内の地震活動とレオロジー, 温度構造」講演要旨集, 32.

(Received September 29, 2000)

(Accepted March 5, 2001)