

海底および陸上稠密地震観測から得られた

北海道南部の P 波および S 波速度構造

村井芳夫・勝俣 啓 (北大理)、高波鐵夫 (カーネギー研)、
渡邊智毅 (マリン・ワーク・ジャパン)、山品匡史 (高知大理)、長 郁夫 (産総研)、
田中昌之 (気象研)、東 龍介 (東北大理)

P- and S-wave velocity structure in southern Hokkaido
deduced from ocean-bottom seismographic and land observations

Yoshio MURAI・Kei KATSUMATA(Hokkaido Univ.), Tetsuo TAKANAMI (Carnegie Institution),
Tomoki Watanabe (Marine Works Japan), Tadashi YAMASHINA(Kochi Univ.),
Ikuro CHO(AIST), Masayuki TANAKA(MRI), Ryosuke AZUMA(Tohoku Univ.)

はじめに

北海道南部の日高山脈付近では、西進する千島弧と東北日本弧との衝突により、前者が後者に乗り上げる大規模な衝上断層構造を形成していると考えられている。このような島弧と島弧の衝突は、山脈の形成だけでなく、定常的な地震活動や 1982 年浦河沖地震(M_s 6.8)のような大地震発生にも影響を及ぼしていると考えられるので、地殻構造を 3 次元的にイメージングすることは、衝突帯のテクトニクスを明らかにするだけでなく、地震発生パターンや大地震の発生メカニズムを理解するためにも重要である。

この地域では、1999~2001 年に大学合同で陸上稠密地震観測が行われ [勝俣・他 (2002、東京大学地震研究所彙報 77)]、1999 年と 2000 年にはこれに合わせて北海道南方沖で自己浮上式海底地震計による自然地震観測が行われた。Murai et al. (2003, GRL 30) は、1999 年の海底と陸上両方のデータを同時に地震波トモグラフィ法によって解析して P 波速度構造を推定したが、データ数の制約により速度構造が推定できた領域と深さが限られ、S 波速度構造も推定できなかった。今回は、Murai et al. (2003) のデータに 2000 年に海底と陸上の観測によって得られたデータを加えて、トモグラフィ法により P 波と S 波の速度構造を推定する。

データおよび解析法

まず、Murai et al. (2003) で得られた P 波速度構造の水平方向の平均値である 1

次元速度構造と P 波と S 波の速度比 (V_p/V_s 比) を 1.73 と仮定して、海底地震計と陸上の観測網それぞれ独立に震源決定を行った。その際、Murai et al. (2003) で得られた震源も同じ構造を用いて再決定した。この結果、1999 年 8 月 7 日~9 月 30 日および 2000 年 8 月 1 日~9 月 30 日の期間に、北緯 40.5° ~ 43.5° 、東経 141° ~ 146.5° の領域で海底、陸上のデータを用いてそれぞれ 1060 個、771 個の地震の震源が決定された。そのうちの 376 個については、同じ地震が海底と陸上の両方で震源決定されていたので、海底地震計と陸上の観測点でのフェイズの読み取り値を併合して、震源の再決定を行った。

次に、これら 1455 個の地震からマグニチュードが 1.5 以上、震源決定に 5 個以上の走時データが使われているものを選び出した。さらに、陸上の観測点で震源決定された地震では深さが負になったもの、海底地震計で震源決定された地震では深さが最深の海底地震計の深さより浅いものをそれぞれ取り除いた。このようにして残った 952 個の地震の走時データから、Zhao et al. (1992, JGR 97) による地震波トモグラフィ法を用いて速度構造を推定し、同時に震源の再決定を行った。初期モデルには震源決定で使用した 1 次元速度構造を仮定した。解析に用いた走時データは、P 波が 18445 個、S 波が 11299 個である。

結果

トモグラフィの結果では、日高主衝

上断層の南西側に東北日本弧と思われる北東下がりの低速度領域が、北東側には西向きに衝上する千島弧と思われる高速度領域がそれぞれ見られる。この低速度領域は、日高山脈直下で、沈み込んだ太平洋プレート上面の深さ付近まで続いている。また、日高山脈直下の深さ約 30 km から緩い南西下がりの低速度領域が 1982 年浦河沖地震の震源の深部付近まで続いていることがわかった。この部分の P 波速度は約 7.0 km/s で、デラミネートした千島弧の下部地殻の下側と解釈できる。これらは、Murai et al. (2003) と同様の結果であった。ただし、太平洋プレート上面付近まで続く地殻物質と見られる低速度領域は、日高主衝上断層の東側にも見られていて、島弧と島弧の衝突による深部地殻構造は、反射法地震探査による反射面の様子から伊藤 (2000、石油技術協会誌 65) が推定したよりも複雑になっていることが示唆される。

今回はデータ数が増えたため、Murai et al. (2003) よりも深部まで速度構造が求められ、太平洋プレートの沈み込む方向

の鉛直断面では、太平洋プレートと思われる高速度領域が北西に向かって深くなる結果が得られた。また、衝突している島弧地殻と思われる太平洋プレート上面付近まで続く低速度領域は、日高山脈の海側への延長部に当たる襟裳岬の南東側で急になくなり、微小地震活動も低速度領域内では活発であるが、低速度領域外では低調になることがわかった。このことから、日高山脈の海側への延長部では、島弧衝突の影響が急速に小さくなっていることが示唆される。S 波速度構造でも P 波速度構造と同様の特徴が得られた。

さらに、2003 年十勝沖地震(M 8.0)の震源域では、上盤側が高速度で V_p/V_s 比が大きいことがわかった。

謝辞

海底地震計の設置にあたり、気象庁旧函館海洋気象台「高風丸」の乗組員の皆様にお世話になりました。また、東北大学の趙大鵬教授にはトモグラフィ解析のプログラムを使わせて頂きました。記して感謝致します。

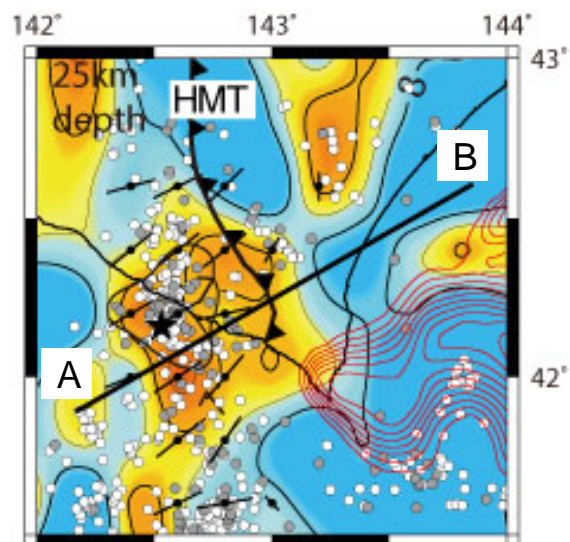


Figure. (Left) Estimated P-wave velocity image at 25 km depth. (Right) Vertical profile of the estimated seismic velocity model for the cross section along the line A-B.

