

日高衝突帯のバイブロサイス反射断面

Vibroseis seismic reflection profile across the Hidaka collision zone

井川 崇*・在田一則**・伊藤谷生***・木村 学****
渡辺暉夫**・井川 猛*****・黒田 徹*****

Takashi Ikawa*, Kazunori Arita**, Tanio Ito***, Gaku Kimura****
Teruo Watanabe**, Takeshi Ikawa*****, Toru Kuroda*****

Abstract: The collisional process of the North American plate against the Eurasian plate has made the lower crustal and the upper mantle materials thrust up to the ground, and formed the longitudinal structural high, i.g., the Hidaka collision Zone in the axial part of Hokkaido. The Hidaka collision zone consists of three thrust-bounded tectonic complexes. The Hidaka metamorphic belt overthrusts the Poroshiri ophiolite belt at the Hidaka Main Thrust (HMT), and the Poroshiri ophiolite belt overthrusts the Idon'nappu belt at the Western Boundary Thrust (WBT). A 20 km-long vibroseis reflection survey was conducted to reveal the subsurface structure of the Hidaka collision zone. The main results of the survey are as follows: (1) The dip of the HMT is 45 degrees NNE down to about 5 km depth, then becomes gentle, reaching 30 degrees at about 7 km depth. (2) This indicates that the HMT is a listric fault, and cuts the lithologic boundaries and schistosity planes of the Hidaka metamorphic belt that dips steeply eastward. (3) Although the WBT is not recognized on the shallow portion of the profile, a series of reflectors about 1km below the 7 km-deep HMT reflectors are inferred to correspond to the WBT. (4) The shallow portion of the Idon'nappu belt at the front of the HMT has a number of dipping reflectors. (5) A subhorizontal reflector at 13 km depth appears only on the ends of the profile, possibly corresponding to the velocity boundary (5.9-6.6 km/s) obtained from seismic refraction. The results confirm that reflection profiling is effective for revealing complex geologic structures such as those of Japan.

Key words: *Hidaka main thrust, Hidaka collision zone, subsurface structure, seismic reflection*

はじめに

北海道日高山脈の南北140kmにわたって伸びる日高衝突帯は、ユーラシアプレートとオホーツクプレートの斜め衝突と後期中新世以降の西進する千島外弧スリバーの東北日本弧への衝突により形成された(木村, 1981)。そして、島弧地殻を構成していたと考えられる日高変成岩類と海洋地殻のポロシリオフィオライト帯が接合し、地表に露出しているという点で地質学上極めて重要な位置を占めている(小松ほか, 1986)。しかしその具体的な地下構造についてはよく分かっていない。特に、日高変成帯とポロシリオフィオライト帯の衝突境界断層である日高主衝上断層(以下、HMTと略す)の地下深部における幾何的形状については、日高衝突帯のテクトニクスを考える上で大きな影響を与

1996年12月12日受付。1997年3月25日受理。

*千葉大学自然科学研究科(大学院)
Graduate school of Science and Technology, Chiba University
1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba 263, Japan

**北海道大学理学研究科地球惑星科学科
Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate school of
Science, Hokkaido University
Kita-ku, Kita-10 Nishi-8, Sapporo 060, Japan

***千葉大学理学部
Faculty of Science, Chiba University
1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba 263, Japan

****大阪府立大学総合科学部
Department of Earth Sciences, CIAS, University of Osaka Pre-
fecture
1-1 Gakuen-machi, Sakai, Osaka 593, Japan

*****地球科学総合研究所(株)
Japex Geoscience Institute Inc.
NYK Tennozu Building, 2-2-20 Ifigashi-Shinagawa, Shinagawa-ku,
Tokyo 140, Japan

える。地質調査及びそのテクトニクスから、地表付近では高角東傾斜であるHMTが地下深部になるに従い緩傾斜となっていくという推定がされている(Komatsu et al., 1983; Kimura, 1996)。

そこで、日高衝突帯の深部地下構造を明らかにするために、1994年8月、文部省科学研究費によりバイプロサイス反射法地震探査(在田ほか, 1994)を中心に重力探査(齊藤, 1995; 山本, 1995)やマグネトテルリク法電磁探査(佐藤ほか, 1996)を日高山脈で行った。

このバイプロサイス反射法地震探査は、数ある物理探査手法の中でも極めて構造分解能が高く、具体的な地質構造の推定が可能であることが大きな特徴であり、これを使った地殻探査は大陸地域で数多く行われ、今まで多くの成果が得られてきた(例えば, Barazangi & Brown, 1986a, b)。一方、日本列島は大陸地域と比べて地質構造が複雑であり、その地形的条件により、反射法による純学術的地下構造の研究は少なく、地質学と地球物理学を統合した地下構造探査は十分行われて来なかったきらいがある。しかし最近、反射法地震探査のデータ取得、解析方法を工夫することにより、分解能の低下、深部反射波の減衰、高レベルの人工的なノイズなどの問題を乗り越え、日本でも四国(Ito et al., 1996)、和歌山(吉川ほか, 1987)や別府湾(由佐ほか, 1992)における中央構造線探査の様に大きな成果をあげ始めている。

本地域では、地質構造が複雑であり、測線上に多くのトンネルや橋が存在していることから反射波が観測されにくいことが懸念されていた。しかし日高山脈東側において最深で13kmからの反射波をはじめとした多くの反射波を観測するのに成功した。小論では、この反射法地震探査の結果を中心に述べる。

探査地域及び周辺の地質

探査地域は、日高山脈南部の北海道浦河郡浦河町から広尾郡広尾町へ至る建設中の国道236号線沿いの地域であり、南南西側から北北東側へ順にイドンナップ帯、ポロシリオフィオライト帯、そして日高変成帯がほぼ北北西-南南東方向へ帯状に分布している(Fig. 1)。

イドンナップ帯は、後期白亜紀から暁新世の前弧海盆の付加堆積物で、本来東フェルゲンツであった構造が日高山脈の衝突によって西フェルゲンツの構造をもつようになったと考えられており(Kiyokawa, 1992)、緑色岩・チャート・石灰岩・及び陸源砕屑岩類が複雑に分布している。いずれも、層理面は北西-南東方向に急立し、西上位を示している。南西側は、緑色岩帯、オシヨロベツ衝上断層を経て蝦夷層群と接し、北西側は日高西縁衝上断層(以下、WBTと略す)により、ポロシリオフィオライト帯と接している。

ポロシリオフィオライト帯は、変成した海洋地殻からなるオフィオライトであるとされており、下位から上位へ、超苦鉄質岩、ハンレイ岩、ドレライト、玄武岩、泥岩からなる厚さ約6kmから成るオフィオライト層序が復元されている(宮下, 1983)。変成度は、原岩層序にかかわらず、HMTに向かって上昇しており、その熱構造、変成史、変成作用のタイプに日高変成帯との違いが認められる(小山内ほか, 1986)。本測線沿いにおいては、五色橋付近のHMTに沿って極小規模に露出しているだけで、わずかの緑色岩、ハンレイ岩及び蛇紋岩化した超苦鉄質岩が見られるのみである。

日高変成帯は、砂・泥質及び塩基性の変成岩類、酸性~塩基性の深成岩類からなり、変成岩類は北北西-南南東方向の帯状構造をもって分布し、東北東に急傾斜している。これら変成岩の原岩については、西側の下部層は塩基性岩、東側の上部層は砂泥質堆積岩が主体となっている(小松ほか, 1986)。変成度は、西側のグラニュライト相から東へ、角閃岩相、緑色片岩相へと低下し、ホルンフェルスを経て、東側の弱変成の中の川層群に移り変わっている(小山内, 1985)。グラニュライトはHMTに沿ってマイロナイト化作用を受けているが、特に本地域では幅広く2km以上に達するマイロナイト化が認められる。山脈主稜付近には山脈に沿って幅約2kmでトーナル岩が分布する。その西の変成岩帯との境界にはハンレイ岩が貫入している。また、東側のホルンフェルス帯には花崗岩の小貫入岩体がみられる。

バイプロサイス反射法地震探査

1. 測線

測線は、日高山脈南部を南南西から北北東へ横切る国道236号線沿いに20kmにわたって設定した(Fig. 1)。この国道の約12kmは建設中であり、工事用車両以外の交通はほとんどなかった。その為人工的なノイズレベルは極めて低く、反射法地震探査にとっては非常に好条件であった。

受振点は浦河町側の扇橋付近を受振点1とし、25m間隔でこの測線に沿ってほぼ北へ向かうと共に受振点番号が増加するように設定し(以下、この番号を使ってR.P.3のように受振点を表す)、郡境界を越えて広尾町の二股橋付近(R.P.660)からほぼ90度向きを変え東方へ向かい、木屋の沢橋付近を最終の受振点(R.P.824)とした。R.P.307~476は野塚トンネル内に設定した。HMTは、R.P.167付近で測線と交差している。また測線上には、野塚トンネル(4210m)をはじめ多くのトンネルや橋があったために受振器の設置、バイブレータの発震ができなかった地点が多く、反射波の観測に大きな影響を与えた。反射法において測線は、日高変成帯の走向方向に直交することが望ましい

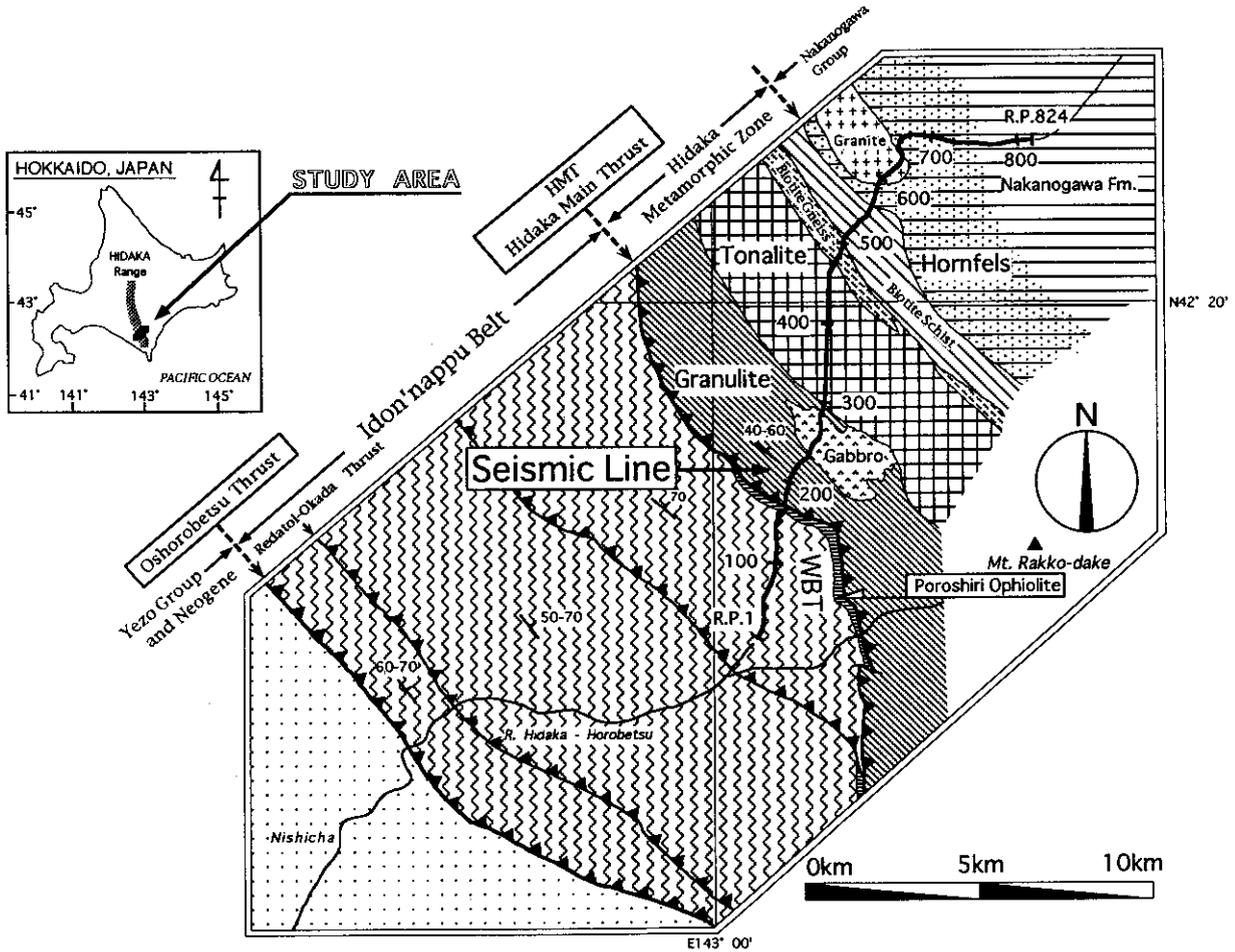


Fig.1 Simplified geologic map along and around the Hidaka Vibroseis94 reflection line in the southern part of Hidaka range, Hokkaido (modified from Akiba et al., 1975; Sakai and Kanie, 1986; Suzuki et al., 1959; Arita (unpublished data))
 Bold line and R.P. indicate the seismic line and Receiver point numbers, respectively. The line is considerably straight, trending north-northeast (R.P.1 to R.P.660) and abruptly bending almost eastward (R.P.660 to R.P.824).

が、地理的条件により斜交せざるをえなかった。しかし、測線は日高山脈をほぼ完全に横切る形となった。

2. データ取得

反射波の測定は、共通反射点重合法(Common mid-point stacking method)を用いて実施した(これについては例えば、井川(1994)などを参照)。また震源に非爆薬型震源であるバイブレータを利用し、バイプロサイス方式の反射法を実施した。バイブレータは、周波数を連続的に変化させたスイープ波を数十秒間発生させる震源であり、データ取得後に相互相関処理を行うことによってインパルス震源と同様の記録を得ることができる。なお本調査では、16秒間に8 Hzから45Hzまで変化するスイープ波を1発震点につき10回(一部発震点では12回)発震させ、その記録を加算した後、相互相関をとり、磁気テープに収めた。相互相関後は

地下数10kmからの反射波を期待して24秒の記録長とした。また、震源エネルギーを高めるためにバイブレータを4台利用し、さらに表面波除去の効果を考え、10回のスイープでバイブレータが50m移動する形式をとった。データの取得については、1回のバイブレータの発震に対して、25m間隔に設置された240ヶ所の受振器で同時に観測し、磁気テープに収めた。受振点には、1受振点につき固有周波数8 Hzの受振器を18個直線に配置した。トンネル内などのコンクリートによって受振器の設置ができない場所では、木製の受振器台またはアルミ製の皿を用いて設置した。また、橋の上に受振器は設置できなかったが、野塚トンネルの北側部分では受振点の欠落をなるべく小さくするため、受振点間隔に多少の乱れが生じたが、橋の下などに可能な限り設置した。また反射点や受振点の欠落による影響を最小限にし、反射点をなるべく均一に取る

ため、補足的な発震点を取るなど変則的な発震も一部で行った。

観測結果については、総受振点数は824点、総発震点数は285点、測線長は20.575km、平均重合数は44となった。

3. データ処理及び解析

反射法データ処理及び解析は、Fig. 2のフローチャートに従って行われた(各処理の詳細については例えば、Yilmaz(1987))。最初に、得られた往復走時(以下TWTと略す)24秒分の予備的な反射断面図を作成し、その結果、有意な反射波を含んでいると判断したTWT 8秒分の反射データを本解析に利用した。

まず、得られた共通発震点データから測線の屈曲を考慮した共通反射点編集(CMP sorting)によってCMPアンサンブルデータを作成した。そして種々の波群から反射波のみを強調するためのバンドパスフィルター、振幅補正処理などを行い、さらに反射波の分解能をあげるデコンボリューション(Deconvolution)処理を行った。そして地表付近に存在する低速度の風化層の反射波走時に対する影響を取り除くために、静補正(statics correction)処理を行った。ここでは適切な補正量を求めるために共通発震点データ中の初動を讀

み取り、風化層直下の地層に対するタイムターム法(市川ほか、1987)を用いた屈折初動解析を行った。それにより得られた風化層直下の地層の側方への速度変化をFig. 3に示す。なお、R.P.307からR.P.476は発震点がないためこの方法によって速度を求めることができなかった。そこで、トンネル内には風化層がないものと考えて、トンネル内を伝わる初動の見かけ速度を用いた。以上のような処理を行ったあとで、約2kmおきに定速度重合法(Constant velocity stacking method)による速度解析を行い、重合速度を求めた。本調査地域においては反射波が全く認められないCMPアンサンブルもあったために、同じ日高山脈で行われた屈折法地震探査などにより求められた速度構造(岩崎ほか、1994; 森谷ほか、1994)なども参考にしながら重合速度を決定した。こうして求められた重合速度から速度構造を求め、これらによってNMO補正を行い、続いてこれらの反射記録を重合することによって時間断面図を作成した(Fig. 4)。なお、地下の構造を正確に表現するためのマイグレーション処理は、測線がR.P.660付近で大きく曲がっているために、R.P. 1~650間のCMP記録についてのみ実行した。

4. 得られた特徴的な反射面について

得られた時間断面図(Fig. 4)には、堆積岩地域における反射法地震探査でよく見られるような振幅が大きく、連続性の良い反射面は顕著ではなかった。しかし、その振幅強度、連続性、直線性などから、R.P.160付近から地下深部へと途切れながらも連続している反射面(後に述べるR2-R3-R5反射面)やR.P.500~800におけるTWT4.2秒の反射面などが見られた。なお、R.P.307~476の野塚トンネル内ではパイプレータの発震ができず浅部の反射情報が欠落している。

まず、反射強度の特徴が良く保存されているこの時間断面図(Fig. 4)から、反射面と判断されるものを選び、Fig. 5に示す。そして反射面の正確な形状については、定速度重合法によって得られた速度構造を平滑したものを用いて、マイグレーション処理後の時間断面図を深度に変換して得られた深度断面図(Fig. 6)を利用した。以上の2つの断面図を使って、注目すべき反射面について述べる。なお、測線は、日高変成帯の走向方向と斜交しており、そのため反射断面図上には、測線側方からの反射波が混在している可能性がある。その場合、その反射面の傾斜は多少緩くなる。これらの影響をこの反射断面図のみから議論することは困難であり、また測線側方に地質的に重要なものはないと思われることから、全て測線直下からきたものと考えた。

まず浅部について、R.P. 1~R.P.160付近のTWT 0~2秒部分には、図上において北北東に40度傾斜している反射面、ほぼ水平な反射面、南南西傾斜の反射

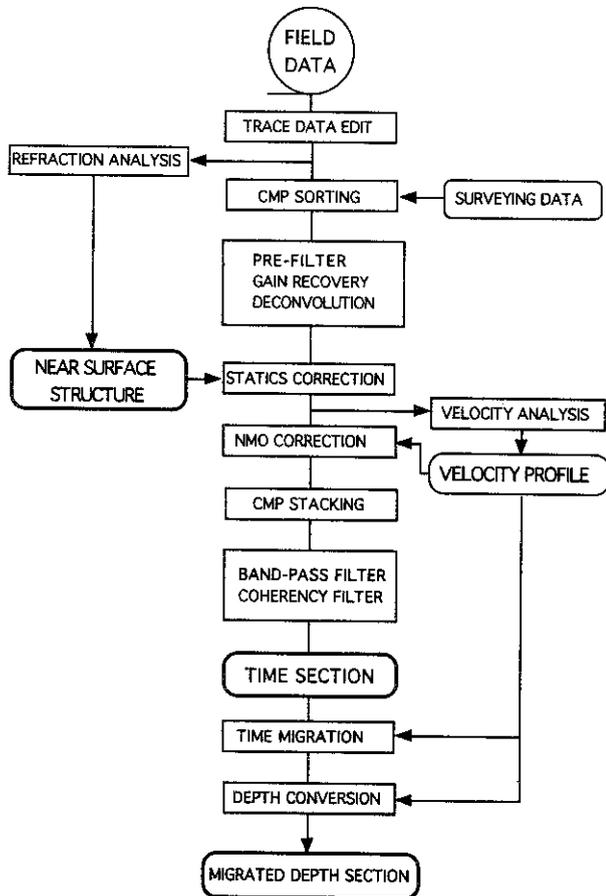


Fig.2 Flow chart of seismic reflection data processing

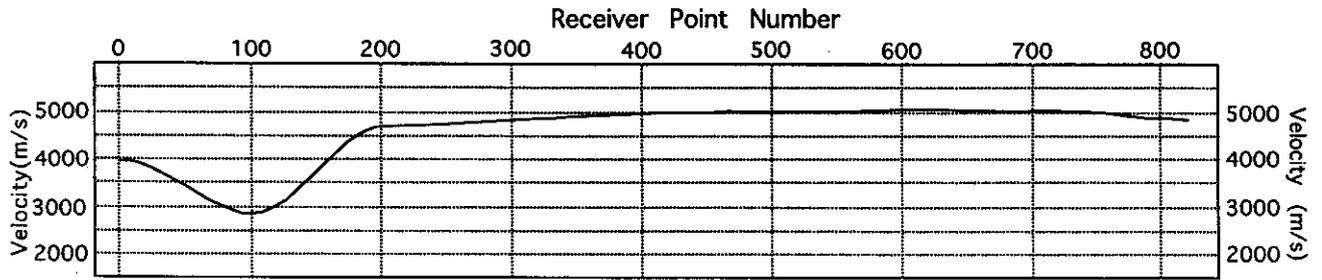


Fig.3 Velocity variation of the subsurface layer provided by results of time-term method.
The velocity of the 1st layer is assumed to be 2000m/s.

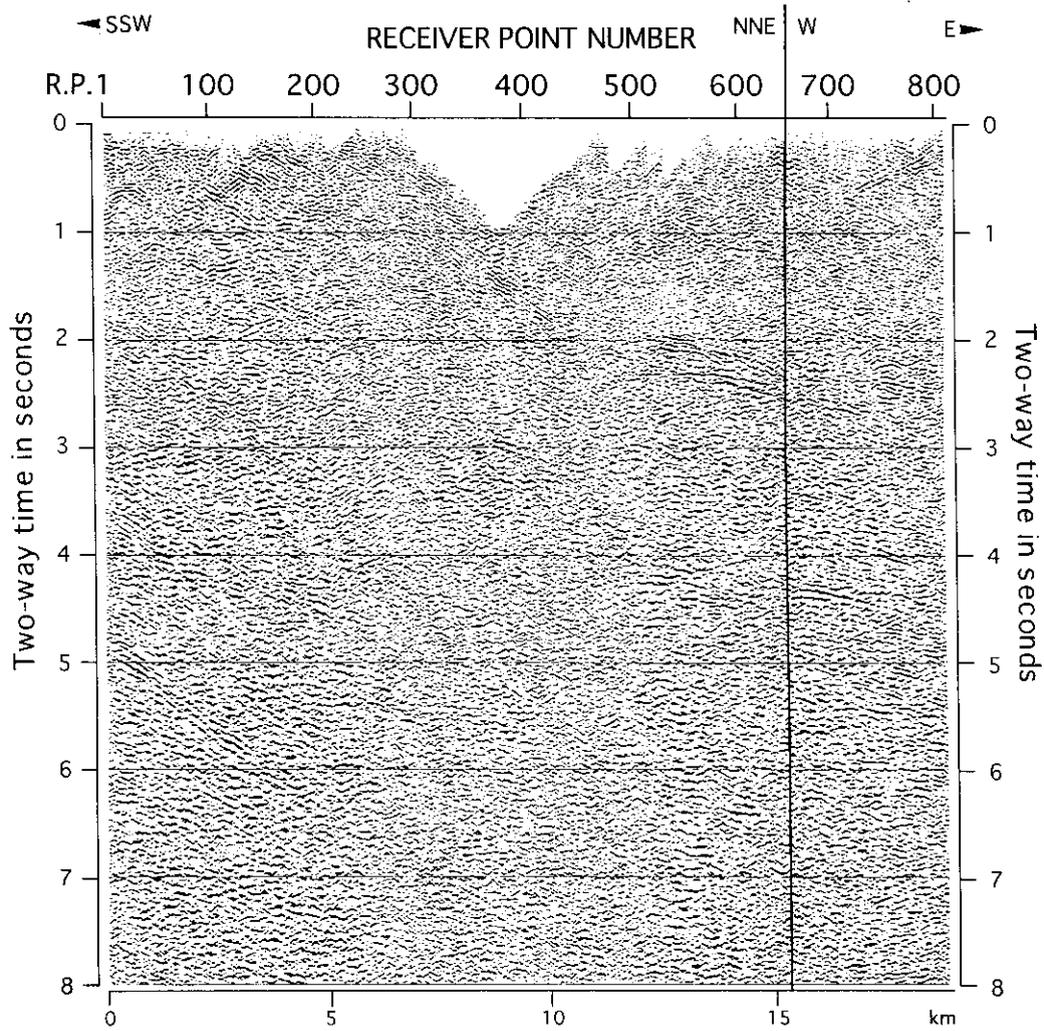


Fig.4 Time section of the Hidaka vibroseis 94 survey (unmigrated).
Solid vertical line at R.P.660 indicates the bend location.

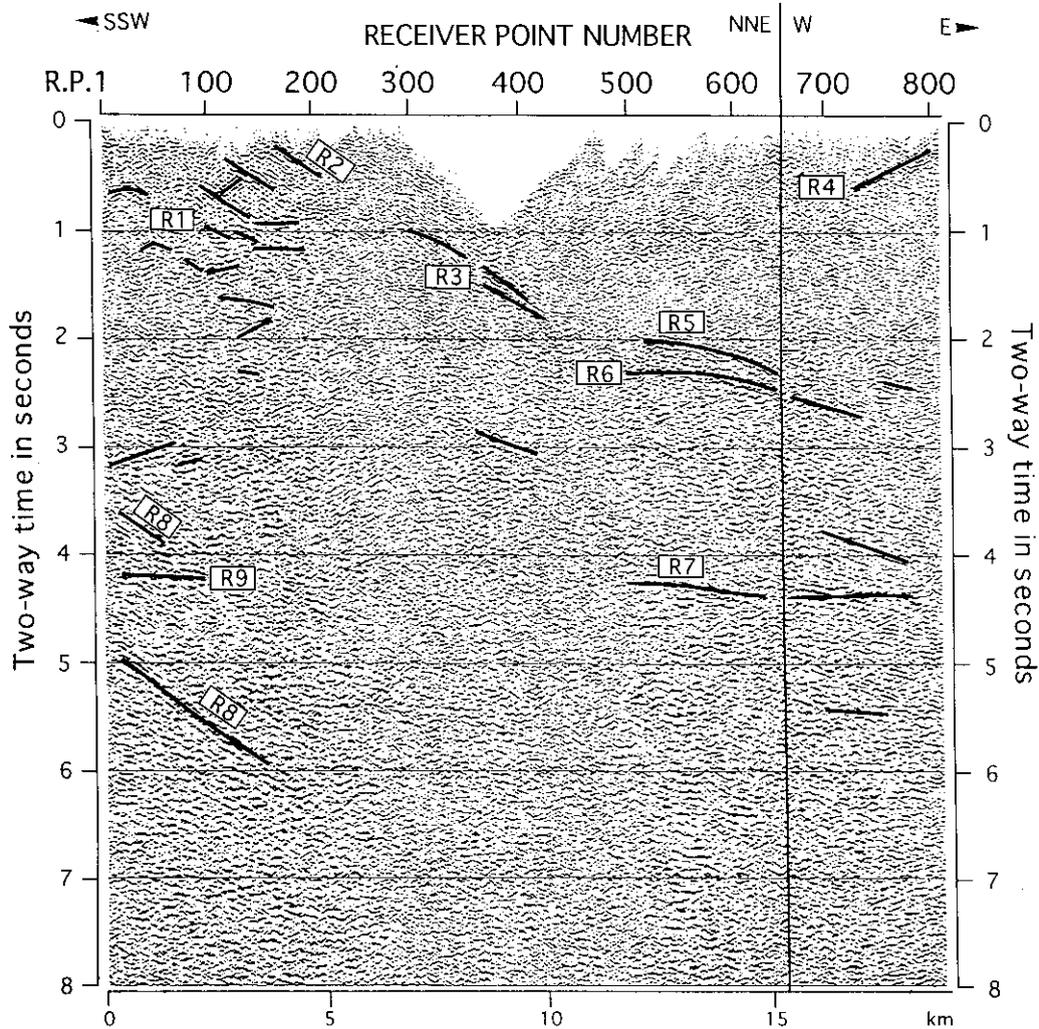


Fig.5 Prominent reflectors shown by solid lines in the unmigrated time section. See text in detail for R1 to R9.

面などが混在しているのが認められる (R1 反射イベント群). これら一つ一つの反射面のセグメントは短いのが大きな特徴である. その北北東側には, R.P.160付近から北北西に40度傾斜し, TWT0.5秒まで伸びる反射面 (R2 反射面) が認められる. この反射面の TWT0.5秒以深は, 野塚トンネル内の発震点の欠落が原因により不鮮明になっていると考えられる. R.P.350~R.P.450の TWT1.5秒付近には北北東に40度で傾斜している振幅の弱い反射面 (R3 反射面群) が認められる. R.P.160付近から北北東側の浅部には, 反射面と思われるイベントはほとんど認められないが, 測線の東端, R.P.700~R.P.800の TWT 0~0.8秒には, 西へ30度で傾斜している連続性の良い反射面 (R4 反射面) が認められる. マイグレーション処理後, この反射面は測線の東方へと移動するため, 深度断面図 (Fig. 6) 上には存在しない.

次に深部については, それぞれのイベントの振幅強

度に差があまりないため, それらの振幅強度よりも連続性を重視しながら判別した. まず, R.P.500~R.P.700の TWT2~2.5秒には, 北北東に約20度で傾斜している連続性の良い反射面 (R5 反射面) があり, この R5 反射面の下の TWT2.2~2.7秒には, R5 反射面と同じく北北東に傾斜している連続性の良い反射面 (R6 反射面) がある. この R6 反射面は, R5 反射面よりも少し傾斜が緩くなっている. これらの反射面は, 重合前の共通発震点記録でも確認できるほど強いものであった. マイグレーション処理後の深度断面図 (Fig. 6) 及び, その拡大図 (Fig. 7) においては, この R5, R6 反射面は深くなるに従って傾斜が緩くなっていく様子が認められる. 次に, R.P.500~R.P.800の TWT4.4秒付近には, ほぼ水平の強い反射面が認められる (R7 反射面). また, R.P.1~R.P.100の TWT 3~6秒には, 北北東に急傾斜している連続性の良い強い反射面群が認められる (R8 反射面群). こ

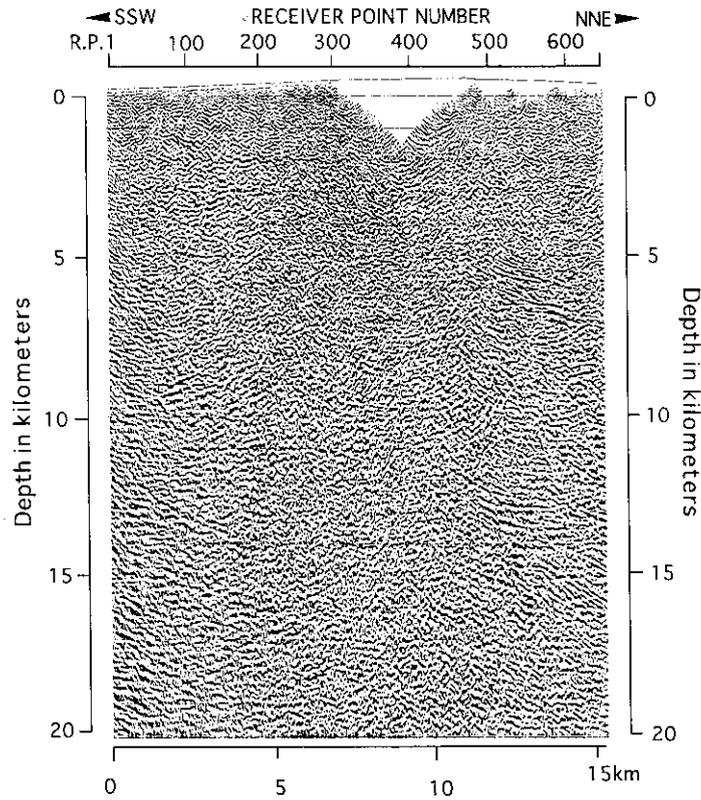


Fig.6 Migrated depth section of the Hidaka vibroseis 94 survey
 Portion of R.P.660 to R.P.824 is deleted because of abruptly bending of the seismic line at R.P.660.
 Vertical axis denotes depth (km) below mean sea level.

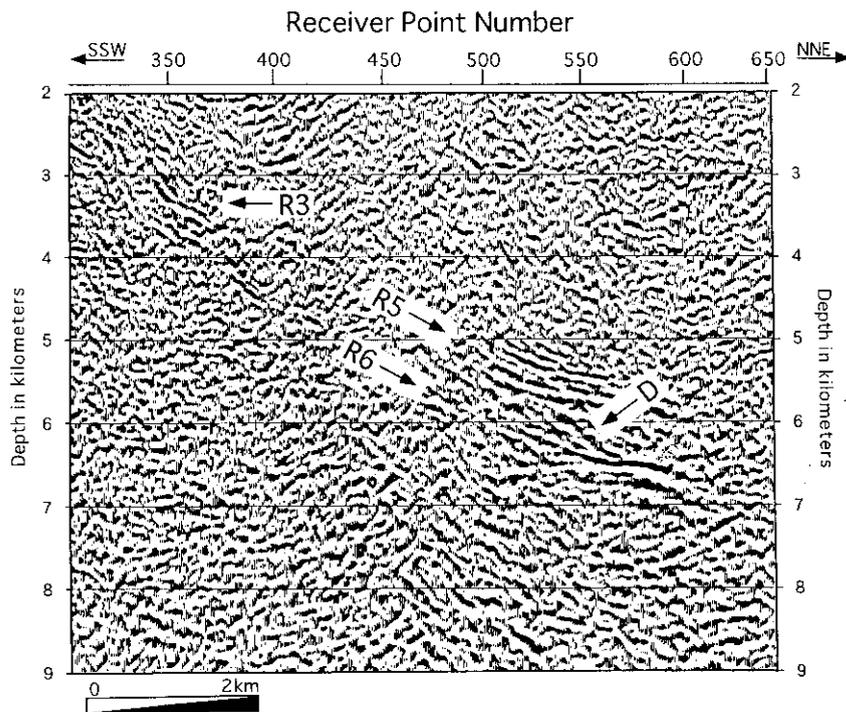


Fig.7 Close-up of a portion of migrated depth section (Fig.6)
 Vertical axis denotes depth (km) below mean sea level. Arrows R3, R5 and R6 correspond to R3, R5 and R6 in Fig.5, respectively. Arrow D indicates dipping reflectors between R5 and R6 reflectors.

これは、測線南方からの広角反射波であると推定され、これらの反射面はマイグレーション処理後、測線の南南西へと移動しており、深度断面図(Fig. 6)上には存在していない。またR.P. 1~R.P.100のTWT4.2秒付近には、振幅は弱いほぼ水平な反射面がある。また時間断面図を全体的に見てみると、R2-R3-R5反射面より浅部には、それより深部と比較して低周波成分に乏しいというtextureの違いが読み取れる。

Fig. 5に示すように、発震点の偏りによりR.P.300~500間の断面図の品質が悪くなっているものの、多数の反射面と判断されるイベントを得ることができた。

5. 反射面群と地下構造の解釈

測線沿いにおけるイドンナップ帯、ポロシリオフィオライト帯、日高変成帯の分布は、Fig. 1より特定でき、それぞれR.P. 1~162, R.P.162~167, R.P.167~824に分布している。以下では主に、Fig. 4, Fig. 5の時間断面図にもとづいて、HMTより南南西側のイドンナップ帯、HMT付近、HMTより北北東側の日高変成帯に分けて解釈する。そしてFig. 8に、Fig. 5上の反射面R1~R9を対応させながら、その解釈を図示している。

1) イドンナップ帯について

イドンナップ帯の分布するR.P. 1~R.P.162間の浅部には、短い反射面が複雑に混在しているR1反射イベント群がある。イドンナップ帯は、付加体起源のメランジュであり褶曲や断層を複雑に繰り返している(酒井・蟹江, 1986)。短い反射面が複雑に混在しているというR1反射イベント群の特徴は、イドンナップ帯のこうした構造を反映したものと考えられる。イドンナップ帯の分布しているR.P. 1~162は、測線の南端部にあたることから重合数も少なく、またその構造の複雑さと急立した構造により、反射法では完全にはイメージングに成功していないと思われ、イドンナップ帯内部の構造をこれ以上推察することはできない。しかし、こうしたR1反射イベント群の特徴を有するイベントの広がり、TWT 2秒より深部においては、顕著ではないものの確実に認めることができる。また、後述するが、屈折法地震探査より明らかにされている速度境界(岩崎ほか, 1994)とR9反射面の深さとがほぼ一致していることから、イドンナップ帯はこのR9反射面の深さまで存在していると考えられる。

2) HMTについて

地表ではR.P.167にHMTがあることは地質調査か

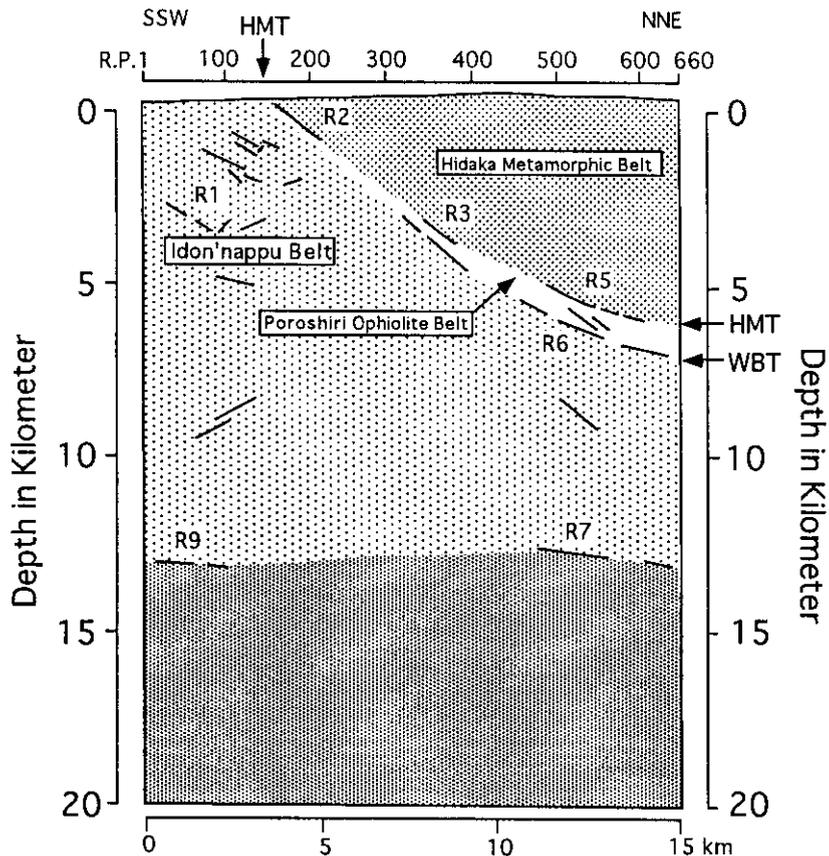


Fig.8 Interpretation of the migrated depth section.

ら確認されている。時間断面図(Fig. 4)において、イドンナップ帯を特徴づけているR1反射イベント群がR.P.160付近より北北東側には分布していないこと、またR2-R3-R5反射面の上下でのtextureが違っていることから、この途切れつつも連続しているR2-R3-R5反射面がHMTだと推定される。タイムタム法の結果(Fig. 3)では、イドンナップ帯における4.0km/sの速度がR.P.100付近で最大2.8km/sにも低下し、R.P.200よりも北北東側の日高変成帯内で5.0km/s前後の速度を保持している。この速度の変化している部分と、R1反射イベント群の北縁部に位置するR2反射面の位置とは、良く対応している。このR2-R3-R5反射面はR.P.167から北北東(日高変成帯の走向方向に対し約50度)に傾斜しつつ、その深度を増すに従って傾斜が30度以下に変化しており、リストリックな形状を示している。

3) WBTについて

R5反射面の下には、北北東へ緩傾斜しているR6反射面がある。ポロシリオフィオライト帯は、測線沿いにはR.P.162~167にしか存在していないが、日高変成帯北部から中部にかけてのHMTの西側に幅広く分布(1~4 km)している(宮下, 1983)。また、WBTは、ポロシリオフィオライト帯とイドンナップ帯を境する断層であり、大きな音響インピーダンス差を持つと考えられる。以上から、R5反射面の約1 km下にあるこのR6反射面がWBTであり、測線沿いにはわずかしかないポロシリオフィオライト帯が深部では約1 kmの厚さを持つと推定される。また、マイグレーション後の深度断面図(Fig. 6)及びその拡大図(Fig. 7)において、R5とR6反射面に斜交する北北東傾斜の反射面(矢印-D)が、両者の間に認められる。志村(1989, 1992)は、日高変成帯及びポロシリオフィオライト帯におけるduplex構造の存在を指摘しており、これらの反射面は、ポロシリオフィオライト帯内部のduplex状の構造を反映したものであると考えられる。

4) 深部反射面について

深度13km(TWT4.2秒)にあるR7, R9反射面が、今回得られた反射面の中で一番深いものである。R9反射面の反射波強度がR7反射面の反射波強度より弱いのは、測線のR.P.1~150には北北東部分と違って堆積岩が分布しているために震源エネルギーの地下への透過性が悪かったことが原因と考えられる。さらに、マイグレーション処理前の時間断面図上においては、急傾斜のR8反射面が混在しており、このR5反射面を一層不鮮明にしている。これはマイグレーション処理によってこれらの反射波を分離することにより、改善することができた。これらの反射面は、時間断面図中においてはR.P.100~450を除いた区間でのみ観察

されている。しかし、測線中央付近でバイブレータの発震ができなかったことや、また浅部に急傾斜のHMT, WBTが存在することにより地震波が曲げられ十分に地下へ伝わらなかった可能性があることを考慮すると、このR7反射面とR9反射面は連続していると推察される。

5) R4, R8 反射面について

R4, R8反射面は、その傾斜方向から測線南方及び東方にその起源を持つと推定される。R8反射面については、その反射強度が強いこと、そのTWT3~6秒ということから、その起源は、Fig. 1のイドンナップ帯西縁部に位置するオショロベツ衝上断層及びレダトイ岡田衝上断層付近にあると想定される。この両断層の間には、緑色岩の卓越したナイ沢累層があり(酒井・蟹江, 1986)、その東西両側における強い音響インピーダンスコントラストを伴った地質境界が、このR8反射面を生み出したと考えられる。次に、R4反射面については、その傾斜方向はHMTとは逆の西傾斜である。これは、衝突帯のhinterland側でよく見られるback thrustとも考えられる。

議 論

まず第1に、日高変成帯とポロシリオフィオライト帯の境界断層であるHMTに関しては、地下深部において低角になっていることが分かった。この低角となっているHMTを測線東端に延長すると、そこでの深度は6~7 kmとなる。日高変成帯が現在のHMTに沿って衝上したとするならば、この6~7 kmとは、復元されている日高地殻の層厚(小松ほか, 1986)と比べて浅すぎることが分かる。また、この深度6~7 kmでのHMTの傾斜は地表で観察される日高変成帯の傾斜(概ね東へ60~80度)と比べて非常に低角である。以上より、HMTは日高変成帯の岩相境界面や変成岩片理面を切っているということが推察される。さらにポロシリオフィオライト帯が、深さ7 kmにおいて厚さ1 kmでもって存在していることが推定されたが、この測線沿いに行われた重力探査(山本, 1995; 在田, 1996)では、地下深部にポロシリオフィオライト帯を考慮した方が観測値をより説明できる結果となっている。また、マグネトテリック法(佐藤ほか, 1996)では、R.P.660付近の深度5~7 kmに100 Ωmほどの低比抵抗層の存在が推定されており、得られたR5, R6反射面との関連が示唆されている(在田, 1996)。

第2に、今回の反射法では、一番深いもので深度13kmの反射面が得られた。1992年に日高山脈北部を横切って行われた門別~津別~紋別間で行われた屈折法地震探査(岩崎ほか, 1994)では、5.9から6.6km/s

へのP波速度境界が深度約14kmに存在することが明らかとなっている。反射断面図上に現れたR7反射面とR9反射面の深度は、この速度境界の深度と良く一致している。反射断面図からは、それがイドンナップ帯の底面であると推定したが、その境界下には何があるか、また、その境界が日高山脈の形成にとってどのような意味を持つのかについては今後の課題である。

第3に、日高衝突帯には、かつての島弧下部地殻を構成していたと考えられる岩石が露出している(小松ほか, 1986)。大陸地域における反射法地震探査において、Seismic lamination (Glocke and Meissner, 1976)が下部地殻に共通して現れ、大きな注目を集めている。島弧地殻にSeismic laminationが普遍的に存在するのことは現在のところ不明である。幸い、当調査地域には、日高弧の下部地殻が地表に露出している部分も含まれており、大きなエネルギーを持つ震源を用いなくても、浅部において下部地殻を反射法によって容易に観察できるという利点がある。もし、この反射断面図の浅部において、Seismic laminationが観察されれば、岩石とSeismic laminationの分布を対応させることによって直接、Seismic laminationの実体にせまることができる。しかし、日高変成帯浅部において、そのような反射面は確認できなかった。タイムターム法の結果(Fig. 3)ではHMT沿い及び、野塚トンネル部分を除けば日高変成帯内における各岩層で、そのP波速度に大きな変化はなかった。このことから大部分の日高変成帯には反射波を生み出すような強い音響インピーダンスコントラストは存在していない可能性が大きいと考えられる。しかしその一方、日高変成帯の構造が急傾斜しているために反射波を十分に捉えることができなかった可能性もある。以上より、当地域におけるSeismic laminationの有無については、日高変成帯の岩石の音響インピーダンスの測定などを行いながらさらに検討する必要がある。

まとめ

今回、反射法地震探査を変成帯において本格的に適用したが、工事中の道路を測線として選定し、人工的なノイズの少ない地域で観測することによって最深で地下13kmからの反射面をはじめ多くの反射面を得ることができた。以下にその結果をまとめる。

地表のHMT付近から始まる反射面は、北北東へ約45度で傾斜し、主稜東側で深度約5kmに達する。そこから傾斜は約30度以下とゆるくなり、測線の東端で約7kmに達する。これは、HMTがリストリックであり、また、HMTは深部において急傾斜の日高変成帯の岩相境界面や変成岩片理構造を切っていると考えられる。ポロシリオフィオライト帯は、断面図上であまりはっきりしていないが、HMTに相当すると思われる

深度7kmの反射面の1km下にそれにほぼ平行な反射面があり、これがWBTである可能性が大きく、従って深部には幅約1kmのポロシリオフィオライト帯が存在していると考えられる。イドンナップ帯浅部の複雑な形態の反射面は、衝突帯前縁部での複雑な構造発達史を反映していると考えられる。また、日高山脈主稜東側において、往復走時4.2秒付近(深度約13km)にほぼ水平な反射面があり、これは日高山脈において行われた屈折法による速度境界(5.9-6.6km/s)と深度がよく一致している。

以上の結果は、このように探査条件及び方法を適切に設定すれば、反射法による深部地殻構造探査が、日本列島の基盤構造解明などに大きな威力を発揮できることを示している。現在、日本列島における深部地殻を対象とした本格的な反射法地震探査はまだ行われていない。島弧における深部地殻の実体把握の為に、日本特有の複雑な構造に対するデータ取得及び解析手法の研究を行いながら、反射法による深部地殻探査をこれからも進めていく必要がある。

謝 辞

この調査は、文部省科学研究費(一般研究A, 課題番号06402018, 代表 北海道大学, 在田一則)により行われたものであり、ここに記して関係当局に謝意を表す。

工事のため一般には供用されていない国道236号線を探査測線として利用するにあたり、北海道開発局室蘭開発建設部様似道路建設事業所及び帯広開発部広尾道路維持事業所には、いろいろな便宜を図っていただいた。また、岩倉建設株式会社浦河上杵臼工事事務所には、工事中の道路での作業に際し、御協力をいただいた。測量については、株式会社構研エンジニアリングおよび株式会社共同技研の御支援をいただいた。また、多くの調査人員の宿泊にあたり、浦河町ピスカリ館には、種々のご配慮を頂いた。以上の諸機関及びその関係者の方々に、深く感謝いたします。

最後に反射法データ取得の際には、北海道大学、千葉大学、福岡教育大学の多数の学生・院生に協力して頂きました。ここに厚くお礼申し上げます。

文 献

- 秋葉 力・木崎甲子郎・宮坂省吾・紐谷吉弘, 1975, 5万分の1地質図幅「上豊似」および同説明書。北海道立地下資源調査所, 48p.
- 在田一則, 1996, バイブロサイズミックによる日高衝突帯の3次元深部構造解析とテクトニクス(課題番号06402018)。平成6年度科学研究費(一般研究A)研究成果報告書, 58p.

- 在田一則・日高衝突帯深部構造探査グループ, 1994, 南部日高変成帯のバイプロサイス反射波構造とテクトニクス. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, 306.
- Barazangi, M. and Brown, L., eds., 1986a, *Reflection Seismology: A Global Perspective*. Geodynamic Series13, AGU, Washington D.C., 311p.
- Barazangi, M. and Brown, L., eds., 1986b, *Reflection Seismology: The Continental Crust*. Geodynamic Series14, AGU, Washington D.C., 339p.
- Glocke, A. and Meissner, R., 1976, Near-vertical reflections recorded at the wide-angle profile in the Rhenish Massif. In Giese, P., Prodehl, C. & Stein, A., eds., *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer-Verlag, Berlin, 252-256.
- 市川健市・太田陽一・熊井基・内田真人, 1987, 改良タイムターム法を用いた会話型静補正処理システム. 物理探査学会第77回(昭和62年度秋季)学術講演会論文集, 129-133.
- 井川 猛, 1994, 地下構造の探査—反射法地震探査とVSP (VERTICAL SEISMIC PROFILING). 地震, **47**, 103-112.
- Ito, T., Ikawa, T., Yamakita, S. and Maeda, T., 1996, Gently north-dipping Median Tectonic line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan. *Tectonophysics*, **264**, 51-63.
- 岩崎貴哉・酒井慎一・前田卓哉・飯高 隆・オウズオゼル・森谷武男・青木 元・鈴木貞臣, 1994, 人工地震探査による北海道地域の地殻構造, その3 (津別—紋別測線). 地震学会講演予稿集, no. 2, 372.
- 木村 学, 1981, 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場. 地質学雑誌, **87**, 757-768.
- Kimura G, 1996, Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. *Island Arc*, **5**, 262-275.
- Kiyokawa, S., 1992: Geology of the Iddonnappu Belt, Central Hokkaido, Japan: Evolution of a Cretaceous Accretionary Complex. *Tectonics*, **11**, 1180-1206.
- 小松正幸・宮下純夫・在田一則, 1986, 日高変成帯の構成. 地団研専報, **31**, 189-203.
- Komatsu, M., Miyashita, S., Maeda, J., Osanai, Y. and Toyoshima, T., 1983, Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido, North Japan. In Hashimoto, M. & Uyeda, S. eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, 149-165, Terra Scientific Pub. Co.
- 森谷武男・Oguz Ozel・西宮隆仁・宮町宏樹, 1994, 日高山脈の速度構造モデル. 地震学会講演予稿集, no. 2, 373.
- 宮下純夫, 1983, 日高変成帯西帯におけるオフィオライト層序の復元. 地質学雑誌, **89**, 69-86.
- 小山内康人・宮下純夫・在田一則・番場光隆, 1986, 大陸地殻—海洋地殻接合衝上帯における変成作用と温度・圧力構造—日高変成帯主帯・西帯の例—. 地団研専報, **31**, 205-222.
- 小山内康人, 1985, 静内川上流地域における日高変成帯主帯変成岩類の地質と変成分帯. 地質学雑誌, **91**, 259-278.
- 斉藤松彦, 1995, 日高地方における重力測定, 北海道大学理学部地球物理学科卒業論文 (MS).
- 酒井 彰・蟹江康光, 1986: 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 西舎地域の地質. 地質調査所, 92p.
- 佐藤秀幸・宇津木 充・平野和幸・土井 剛・西田泰典・在田一則, 1996, 日高変成帯南部におけるMT観察. 地球科学関連学会1996年合同大会講演要旨, 361.
- 志村俊昭, 1989, 日高変成帯のduplex構造. 月刊地球, **11**, 258-264.
- 志村俊昭, 1992, 花崗岩質マグマの進入と日高変成帯の衝上テクトニクス. 地質学雑誌, **98**, 1-20.
- 鈴木 守・橋本誠二・浅井 宏・松下勝秀, 1959, 5万分の1地質図幅「楽古岳」および同説明書. 北海道開発庁, 63p.
- 山本明彦, 1995, 日高山脈の重力異常と地殻構造. 構造研例会講演要旨.
- Yilmaz, O., 1987, Seismic data processing. Society of Exploration Geophysicists., Tulsa, 526p.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・黒田 徹・横田 裕, 1987a, 紀伊半島西部地域における中央構造線の反射波構造. 地震学会春期大会予稿集, 319.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺 章・須藤靖明・井川猛・浅田正陽, 1992, 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造. 地震, **45**, 199-212.