

## 反射法地震探査による 2003 年宮城県北部の地震の 震源域北西部の地下構造

伊藤 忍<sup>1,\*</sup>・山口和雄<sup>1</sup>・横倉隆伸<sup>1</sup>・加野直巳<sup>1</sup>・大滝壽樹<sup>1</sup>・住田達哉<sup>1</sup>

Shinobu Ito, Kazuo Yamaguchi, Takanobu Yokokura, Naomi Kano, Toshiki Ohtaki and Tatsuya Sumita (2010) Subsurface structure of Northwest in the source region of the 2003 Miyagiken-Hokubu Earthquake by the Seismic Reflection Survey. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 61 (7/8), p. 289-299, 10 figs.

**Abstract:** We executed seismic reflection surveys in 2005 and 2008 at the northwest of the source region of the 2003 Miyagiken-Hokubu Earthquakes, and detected a reflector from the Ishinomaki-wan Fault. The Ishinomaki-wan Fault was clearly imaged by the 2008 survey, but on the other hand it could hardly be seen in the results of the 2005 survey. Though the survey specifications between the surveys are almost the same. The clearness of the Ishinomaki-wan Fault image was quite different by each survey. One of the reasons which describes the difference is the minor differences in survey specifications such as the maximum fold number or the sweep frequency. The variations in the thickness of the tuff, accumulating in the shallower zone, can also cause the difference of the resulted images. Moreover, the difference can be caused by the substantial heterogeneity on the fault plane; the heterogeneity of seismic velocity or the heterogeneity of the thickness of the rupture zone of the fault.

**Keywords:** seismic reflection survey, fault, earthquake, source region, Miyagi Prefecture

### 要 旨

2003 年宮城県北部の地震の震源域北西部で、2005 年と 2008 年に反射法地震探査を実施した。2008 年に実施した南方の測線の断面図では石巻湾断層が明瞭に見られた。しかしながら、2005 年に実施した北方の測線の断面図には、明瞭には見られなかった。2 回の調査の諸元はほとんど同じである。しかしながら、断層の明瞭度の違いは、両者のわずかな違い、最大重合数やスイープ周波数の違いに起因している可能性がある。また、浅部の凝灰岩の厚さに起因している可能性もある。更に、断層面の本質的な不均質、例えば、地震波速度の不均質や断層破碎帯の幅の不均質に起因している可能性もある。

### 1. はじめに

地震予知とは、地震の発生する「時」, 「場所」, 「規模」を高精度に予測することである。反射法地震探査は地震の発生する「場所」の特定については大変有効である。特に、地表に兆候が見られないような、いわゆる伏在断層の検出には威力を発揮する。一方、「規模」の予測は、主として、断層の総延長距離やトレンチ調査

による断層変位量から推定されることが多いが、これは断層面上でのすべり分布が一様であることを仮定している。しかしながら、断層面上の真のすべり分布は一様ではない。現状では、将来の地震のすべり分布は、過去の地震のすべり分布や微小地震の震源分布から推定されている。

地震のすべり分布の不均質性は、断層面上の剪断強度や間隙水圧の不均質性を反映していると考えられる。剪断強度の不均質性の原因としては、例えば固着している断層を構成している物質そのものの違いや、断層破碎帯の厚さの違いなどが考えられる。これらの違いが十分に大きければ、反射法地震探査によって検出可能なはずである。逆に、反射法地震探査によって、断層面上の不均質性が検出でき、過去の地震のすべり分布との関係が明らかになれば、反射法地震探査によって将来の地震のすべり分布を予測できる可能性がある。すなわち、反射法地震探査が地震の「規模」を予測するのに有効な手段となり得る。これを検証するための調査の対象として、なるべく低角な逆断層であること、最近地震が発生しており、そのすべり分布が明らかになっている断層であることが必要である。

2003 年 7 月 26 日 00 時 13 分に、宮城県北部を震源とする M5.6 の地震が発生し、続いて 07 時 13 分には

<sup>1</sup>地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

\* Corresponding autor: S. ITO, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: s.ito@aist.go.jp

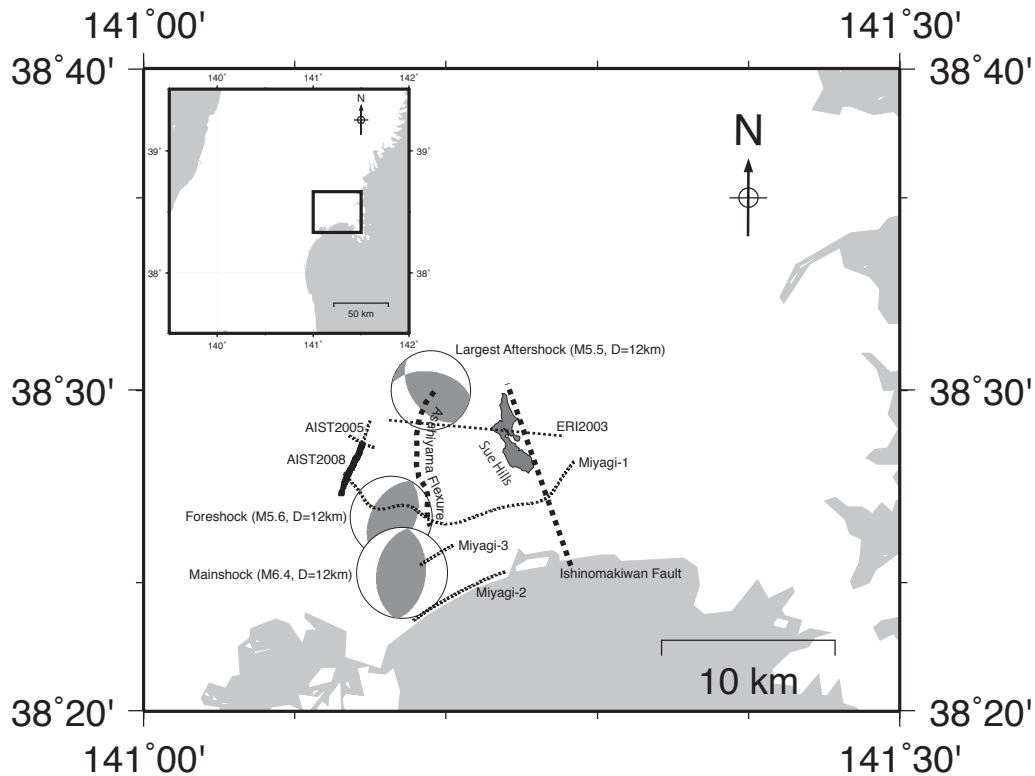
その約 3km 南方で M6.4 の地震 (本震) が発生した (海野ほか, 2004). 更に 16 時 56 分には M5.5 の最大余震が発生した (第 1 図). この地震は気象庁・地震予知情報課 (2004) によると低角逆断層型である. 震源過程は, 例えば引間・瀬野 (2005), 青井 (2003), 八木ほか (2003) 等によって詳しく調べられている. また, この地域の地表地質は, 石井ほか (1982), 中村 (1992), 中村ほか (1990) によって詳しく調べられている. これらのことから, この地域は, 上述した, 反射法地震探査の結果と地震のすべり分布との比較を行うテストフィールドとして極めて良好な条件である. この地域の断層面上の不均質性を明らかにするのが本研究の目的である.

## 2. 調査の概要

調査は 2 回にわけて実施した. 1 回目の調査は 2005 年 9 月 4 日から 9 日までの 6 日間に, 宮城県遠田郡

南郷町 (現美里町) 二郷地区で, 水田地域の町道を利用して実施し, 2 回目の調査は 2008 年 5 月 13 日から 19 日までの 7 日間に宮城県遠田郡美里町内で実施した (第 1 図). 2005 年に実施した 1 回目の調査 (以下, AIST2005) では, 受振点は 10m 間隔でほぼ南北と東西にそれぞれ 192 チャンネル (約 2km) を展開し, 2008 年に実施した 2 回目の調査 (以下, AIST2008) ではその南方で南北に, 同じく 10m 間隔でのべ 384 チャンネル (約 4km) を展開した. 1 回目の調査における東西及び南北の両測線は, 南北測線の南側 4 分の 1 (48 チャンネル) と東西測線の中央 (288 チャンネル) でほぼ直交している.

いずれの調査も発震は大型パイプレータ (IVI-Y2400) を 2 台使用した. 発震スイープ長は 25 秒, 発震周波数は 5-45Hz である. AIST2005 の南北測線と AIST2008 の調査では 10m ごとに基本的に 8 回ずつ発震した. AIST2005 の調査では, この他に両測線の両端 4 カ所とその交点のあわせて 5 カ所でそれぞれ 90-120 回発震



第 1 図 宮城県北部周辺の地図. 挿入図は東北地方を表示しており, その中の小さい長方形が拡大図に対応する. 震源球はハーバード大学の CMT メカニズムを表示しており, 震央は気象庁によって決定されたものである. AIST2005 及び AIST2008 が本研究の CMP (共通反射点) を表す. Miyagi-1, Miyagi-2 及び Miyagi-3, ERI2003 はそれぞれ横倉ほか (2004), 山口ほか (2004), Kato *et al.* (2004) の CMP である. 太い点曲線は旭山撓曲 (石井ほか, 1982) に対応し, 太い点線は石巻湾断層 (中村ほか, 1990) に対応する.

Fig. 1 Map around Miyagiken-Hokubu. The inset box indicates Tohoku district, and a rectangular in it indicates the area of the enlarged map. Beach balls indicate CMT mechanisms by Harvard University, and located on epicenters determined by JMA. The AIST2005 and AIST2008 represent CMPs (Common Mid Points) of this study. Miyagi-1, Miyagi-2 and 3, ERI2003 lines are CMPs of Yokokura *et al.* (2004), Yamaguchi *et al.* (2004), and Kato *et al.* (2004), respectively. Thick dotted curve corresponds to the Asahiya Flexure (Ishii *et al.*, 1982), and thick dotted line corresponds to the Ishinomakiwan Fault (Nakamura *et al.*, 1990).

した。受振器は旧 Mark Products 社製の UltraMark2 (固有周波数 10Hz) を 1 点につき 6 個のアレイを組んだ。

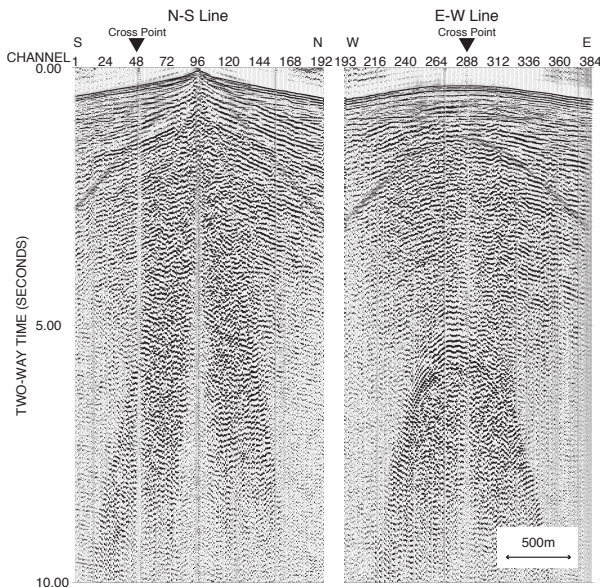
受振には OYO 社製の DAS-1 をそれぞれの調査で同時に 3 台使用し, AIST2005 の調査では同時に 384 点で, AIST2008 の調査では同時に 288 点で収録を行った。サンプリングは 4ms で十分であるが 2ms の方が収録に要する時間が短いことから, 2ms でサンプリングした。リスニング長は 40 秒, 相互相関処理後の記録長は 15 秒である。なお, 調査の時間短縮と, ノイズや偶然に収録された自然地震波形記録の利用 (大滝ほか, 2008) を考慮し, 現地では相互相関をとらない原波形記録を収録した。

AIST2005 の調査における, 垂直重合後のショット記録を第 2 図に示す。測線の総延長・オフセットが短い。ため, 深部では水平方向の変化には鈍感である。しかしながら, 各発震点における発震回数を多くすることにより垂直重合数を増加させ, S/N 比を向上させることにより反射波の検出能力を高めている。

なお, 測量については, AIST2005 の調査では光波測量を用い, AIST2008 の調査では Kinematic Differential GPS で測量を行った。

### 3. データの処理

収録した波形記録は相互相関をとった後, 不良デー

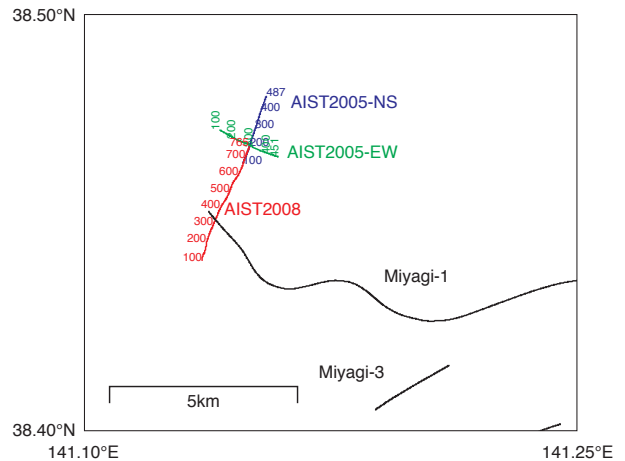


第 2 図 AIST2005 の調査のショット記録例。左半分は南北測線で, 右半分は東西測線で記録されたものである。逆三角形は両測線の交点を表す。

Fig. 2 Examples of shot gathers of the AIST2005 survey. The traces in the left half of the gathers are recorded at the N-S line, and the others at the E-W line. Inverted triangles denote the cross point of the both lines.

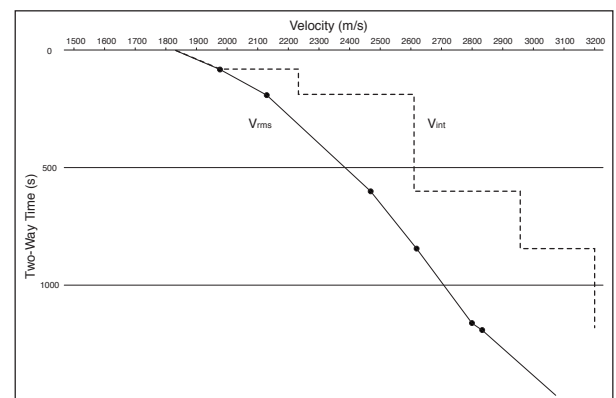
タを除去した。一部のデータには 50Hz のノイズが卓越していたため, すべてのデータに対して 8-45Hz のバンドパスフィルタをかけ, AGC の後, ダイバーシティスタックを行った。AIST2005 のショット記録の例を第 2 図に示す。CMP (Common Mid Point) は 5m 間隔とした (第 3 図)。

速度解析は AIST2005 の南北測線で震源受振点間の距離が最大となる CMP 1 点についてのみ行った (第 4 図)。この震源受振点間の距離は約 2km で, 本研究の対象深度に対して十分とは言えないが, 震源受振点間



第 3 図 本研究の CMP の位置と番号。青, 緑, 赤で AIST 2005 の南北測線, 東西測線, AIST2008 測線をそれぞれ示す。Miyagi-1 と Miyagi-3 は, 横倉ほか (2004), 山口ほか (2004) による先行研究の CMP 位置を示す。

Fig. 3 CMP positions and numbers of this study. Blue, green, red lines show the AIST2005-NS line, the AIST2005-EW line, and the AIST2008 line, respectively. Miyagi-1 and Miyagi-3 show the CMP locations of previous studies by Yokokura *et al.* (2004), and Yamaguchi *et al.* (2004), respectively.



第 4 図 NMO 補正及び深度変換に用いた RMS 速度 (実線) と区間速度 (破線)。

Fig. 4 RMS velocity (solid line) and interval velocity (dashed line) used for NMO correction and time to depth conversion.



の距離がこれより小さくなる他の点に対して優位である。この点における速度解析の結果を全 CMP に適用して NMO 補正を行った。再び 8-45Hz のバンドパスフィルタをかけ、AGC の後に CMP 重合を行い、その後、深度変換を行った。

#### 4. 結果

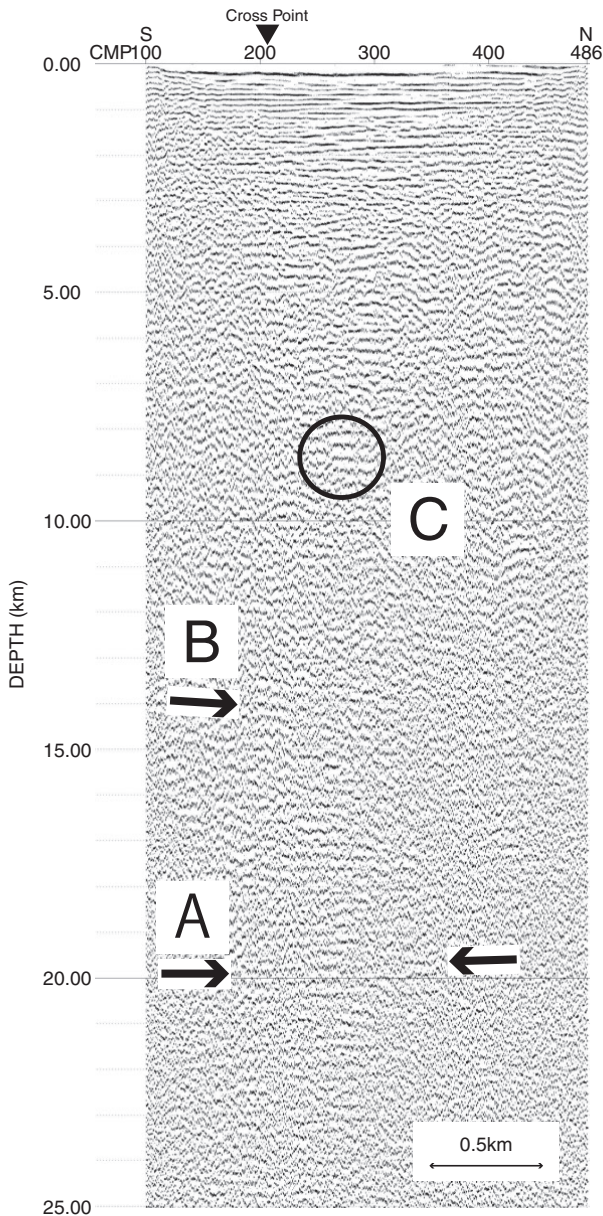
AIST2005 の南北測線の深度断面に特徴を描き加えたものを第 5 図に、同じく AIST2008 で得られた深度断面に特徴を描き加えたものを第 6 図に示す。AIST2005 の南北測線では、CMP 番号 206 付近が東西測線との交点となっている。AIST2005 の南北測線及び AIST2008 の測線においては、浅部ではほぼ水平な成層構造となる。深度 2-3km において徐々に反射波の鮮明な領域が狭くなり、3km 以深では明瞭な反射面が見られなくなる。

AIST2005 の南北測線について、3km 以深での解釈を可能にするために、通常の CMP 重合を行った断面に、南北の両端で実施した 120 回の発震だけを NMO 補正して作成した断面を重ねて表示したものが第 7 図である。通常処理を行った断面では、垂直重合によるランダムノイズの低減、CMP 重合によるコヒーレントノイズの低減が中程度に実施されている。一方、両端での発震だけで作成した断面は、垂直重合によるランダムノイズの低減は十分に実施されているものの、コヒーレントノイズは残存している。このように性質の異なる両者の相が一致する場合には、その相が有意であると判断できる。

深度 8-9km 付近にはやや連続性の良い反射面が見られるが（第 5 図中の C）、第 7 図の深度 8-9km に C で示したように、通常処理による相と NMO 補正のみによる相が非常によく一致しており、有意であると判断できる。また、深度 14km 付近（第 7 図中の B）や深度 20km 付近（第 7 図中の A）においても、位相が若干ずれているものの、周辺よりも連続性がやや高い相を見出すことができる。

AIST2008 の断面図の深度 20km 付近（A）、及び深度 14km 付近には、AIST2005 の断面図よりも更に明瞭な反射波がそれぞれマッピングされており、AIST2005 の断面図に見られる相が有意であることを示している。

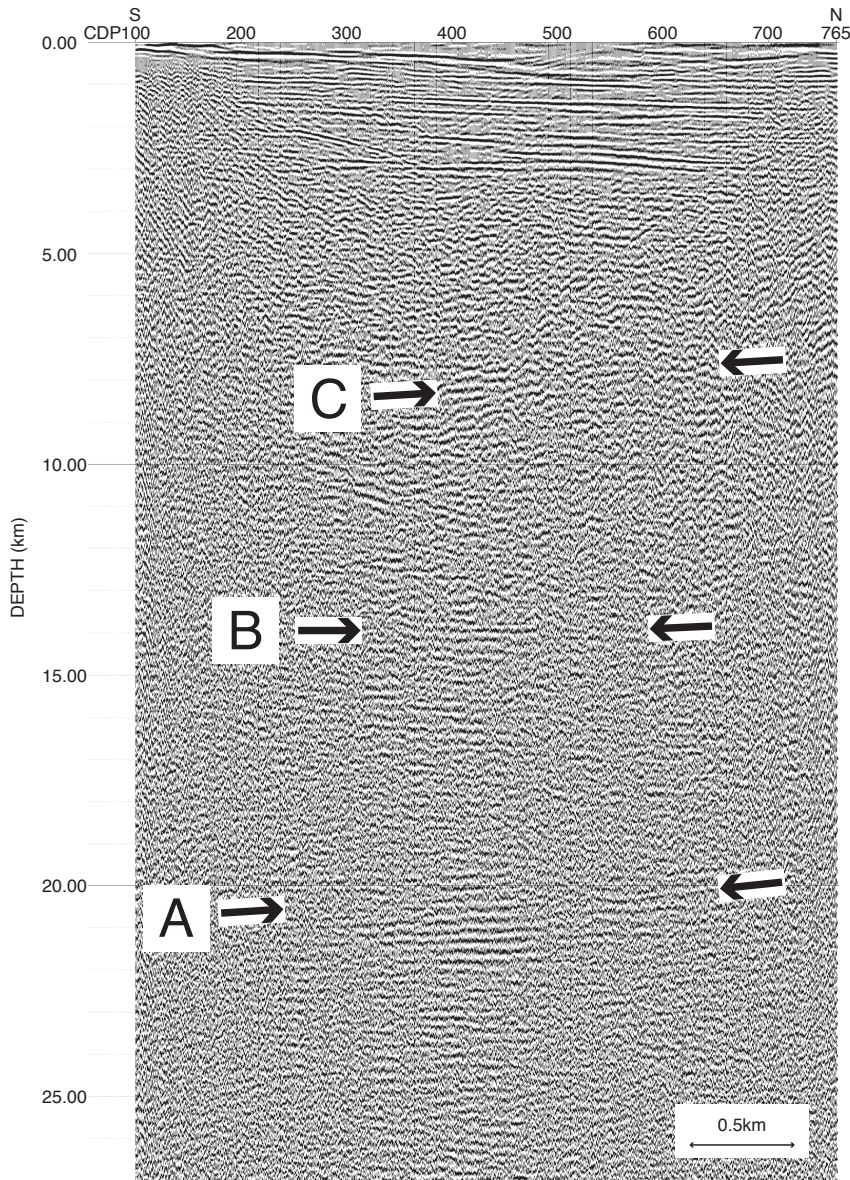
一方、AIST2005 の東西測線においては、上述したように発震点が少なく、したがって静補正值を求めることは困難である。また、速度解析が不可能なため、NMO 補正や深度変換を行う際には、南北測線で得られた速度構造（第 4 図）を使用することにする。実際に重合してみると、静補正が行われていないことによる影響が大きく、位相がそろわないことによって良好な結果を得られない。そこで、NMO 補正を行ったデータを、重合を行わずにそのまま透過させて重ねて表示したものが第 8 図である。CMP 番号の 284 付近が南北測線との交点となる。発震点ごとに位相が若干ずれているが、静補正を行っていないことによるものである。このような若干の位相のずれはあるものの、深度 2km 付近に連続性の高い顕著な反射面が見られ、深度 3km



第 5 図 AIST2005 の調査における南北測線の深度断面。水平方向と鉛直方向の長さの比は 5 対 1 である。逆三角形は交点を表す。A、B、及び C は顕著な相を示す。

Fig. 5 Depth profile along the N-S line of the AIST2005 survey. The ratio of horizontal to vertical scale is 5 to 1. An inverted triangle denotes the cross point. A, B, and C indicate distinct phases.





第 6 図 AIST2008 の調査による深度断面. 水平方向と鉛直方向の比は 5 対 1 である. A, B, 及び C は第 5 図と同様, 顕著な相を示す.

Fig. 6 Depth profile of the AIST2008. The ratio between the horizontal and the vertical scale is 5 to 1. A, B, and C indicate distinct phases, the same as the Fig. 5.

付近においてはやや不明瞭ではあるものの連続性の高い反射面を見ることができ, 南北測線や AIST2008 の断面に見られる相が有意であることを示している. 深度 3km 以深では, 反射波を明瞭にとらえることはできなかった.

## 5. 解釈

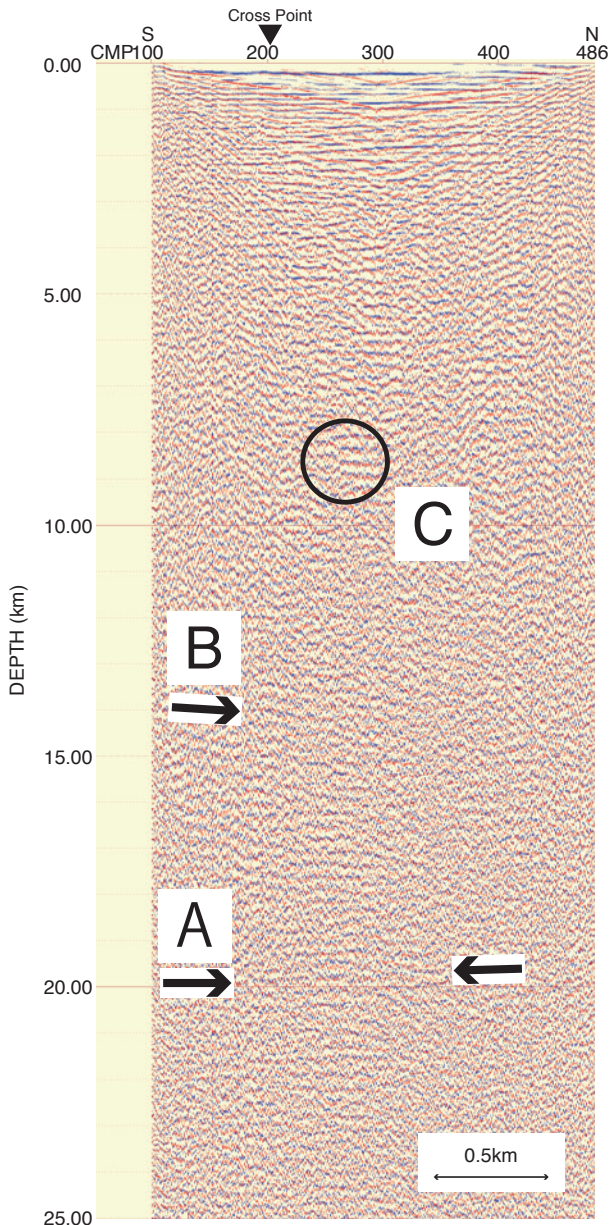
### 5.1 南北・東西両測線にみられる特徴の対応と浅部の解釈

AIST2005 の南北測線の結果 (第 5 図) に解釈を書

き加えたものが第 9 図であり, AIST2008 の深度断面に解釈を加えたのが第 10 図である. これらの両測線を中心に解釈を行うことにする. AIST2005 の東西測線 (第 8 図) は発震点が少なく, 特に深度 3km 以深については記録の品質が十分ではないので参考にとどめることにする.

AIST2005 の南北測線と東西測線, AIST2008 測線のいずれも深度 3km 付近に反射面が見られる (第 5 図, 第 6 図, 第 8 図). この反射面以深では明瞭な境界面が見られないことや, 横倉ほか (2005) が 2-2.5km 以深を新第三系基盤と解釈していることとの整合性ことから,



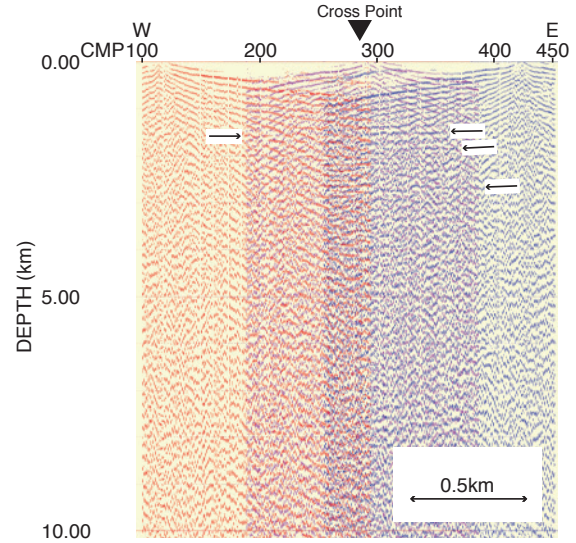


第7図 第5図の深度断面(青)に、南北測線両端での120回スイープ記録(赤)を重ねた深度断面。水平方向と鉛直方向の長さの比は5対1である。逆三角形は交点を表す。A, B, 及びCは第5図と同様、顕著な相を示す。

Fig. 7 Depth profile of the 120 time sweeps at both the ends of the N-S line (red) over the depth profile shown in the Fig. 5 (blue). The ratio of horizontal to vertical scale is also 5 to 1. An inverted triangle denotes the cross point. A, B, and C indicate distinct phases, the same as the Fig. 5.

この反射面は新第三紀の堆積層(第9図, 第10図中のD)と先新第三紀の堆積層(E)の境界であると考えられる。

石井ほか(1982)によると、AIST2008の測線の南端から数百mにおいて三ツ谷層が地表に表れていることから、第10図中にKで示した層は三ツ谷層であると考えられる。また、AIST2008の測線の北方では三ツ



第8図 AIST2005の東西測線における120回スイープのNMO処理による深度断面。それぞれのCMPにおいて波形記録は重合されていない。赤、紫、及び青の波形記録はそれぞれ測線の西端、中央、東端でのスイープに対応する。水平方向と鉛直方向の長さの比は5対1である。逆三角形は交点を表す。Allows indicate distinct phases.

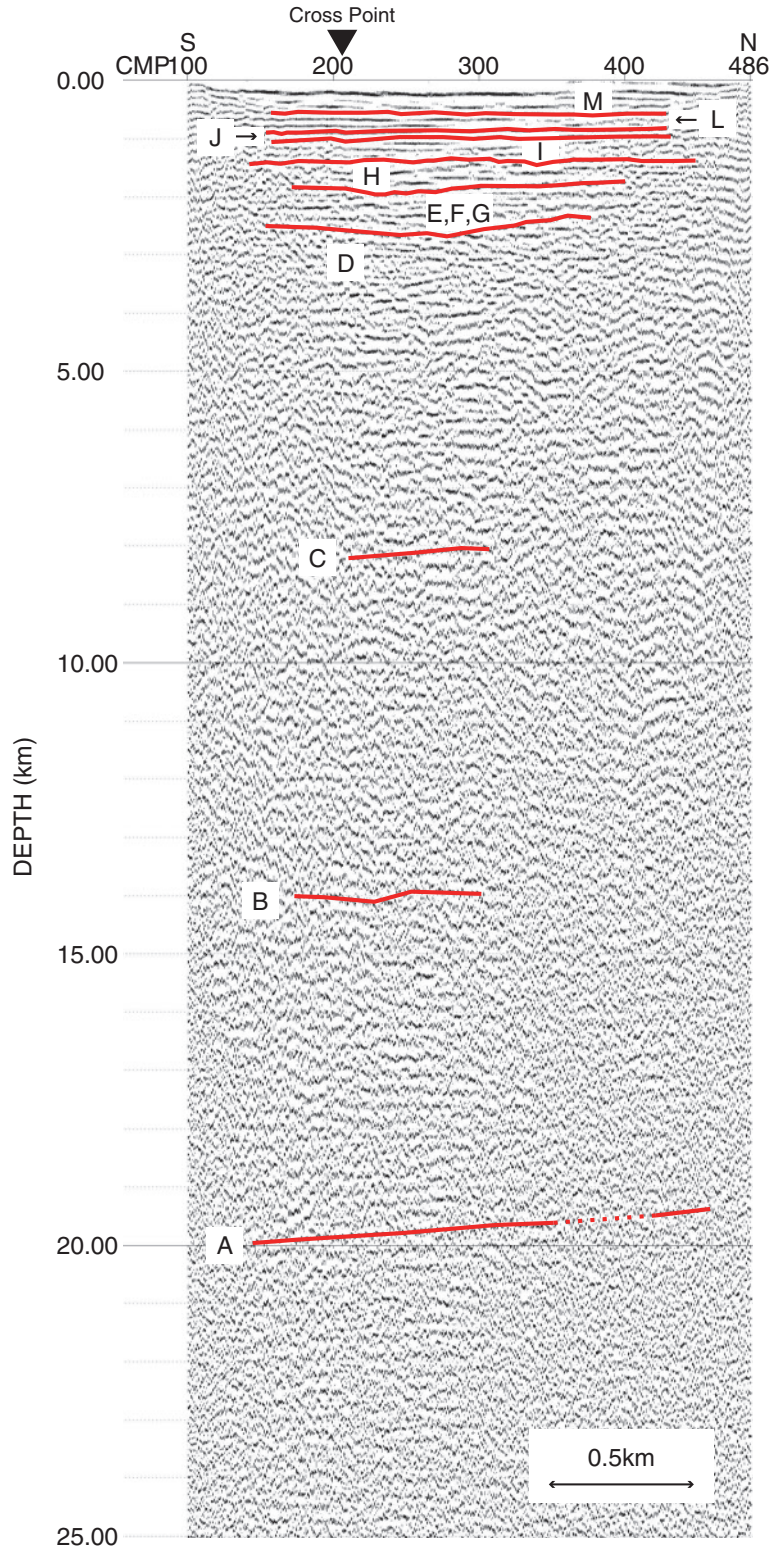
Fig. 8 Depth profile by NMO of the 120 time sweeps on the E-W line of the AIST2005. Seismograms are NOT stacked in each CMP bin. Seismograms for sweeps at the western end, central, and eastern end of the survey line are shown in red, purple, and blue, respectively. The ratio of horizontal to vertical scale is also 5 to 1. An inverted triangle denotes the cross point. Allows indicate distinct phases.

谷層の上位に別の層が見られる。石井ほか(1982)を参考にすると、この層は鹿島台層あるいは幡谷層と考えられる。一方、AIST2005の東西・南北の両測線で、深度2km付近に、他の深度よりもやや明瞭な反射面が見られるが(第5図, 第8図)、石井ほか(1982)による周辺地域の地質や、上述した新第三紀と先新第三紀の堆積層の境界からの厚さを考慮すると、塩釜層・佐浦町層・網尻層などの松島湾層群下部(E, F, G)と松島層(H)との境界と考えられる。

松島層(H)以浅の層序解釈は、AIST2005南北測線及びAIST2008測線上で行った。参考になるボーリングデータが存在しないため、確定的ではないが、下位から順に、松島層と大塚層(I)の境界、松島湾層群上部と根古層(J)の境界、根古層と幡谷層・鹿島台層(L)の境界、そして鹿島台層と中新世後期以降の堆積層(M)の境界と解釈することが可能である。

第9図及び第10図中にJで示した根古層は、石井ほか(1982)に示されているボーリングデータを参考にするとせいぜい50m程度である。本研究で得られた反射断面での根古層の厚さは100mから部分的には300mにも達しやや厚すぎるようであるが、深度変換に用いた速度構造の精度が十分でないことや、使用した周

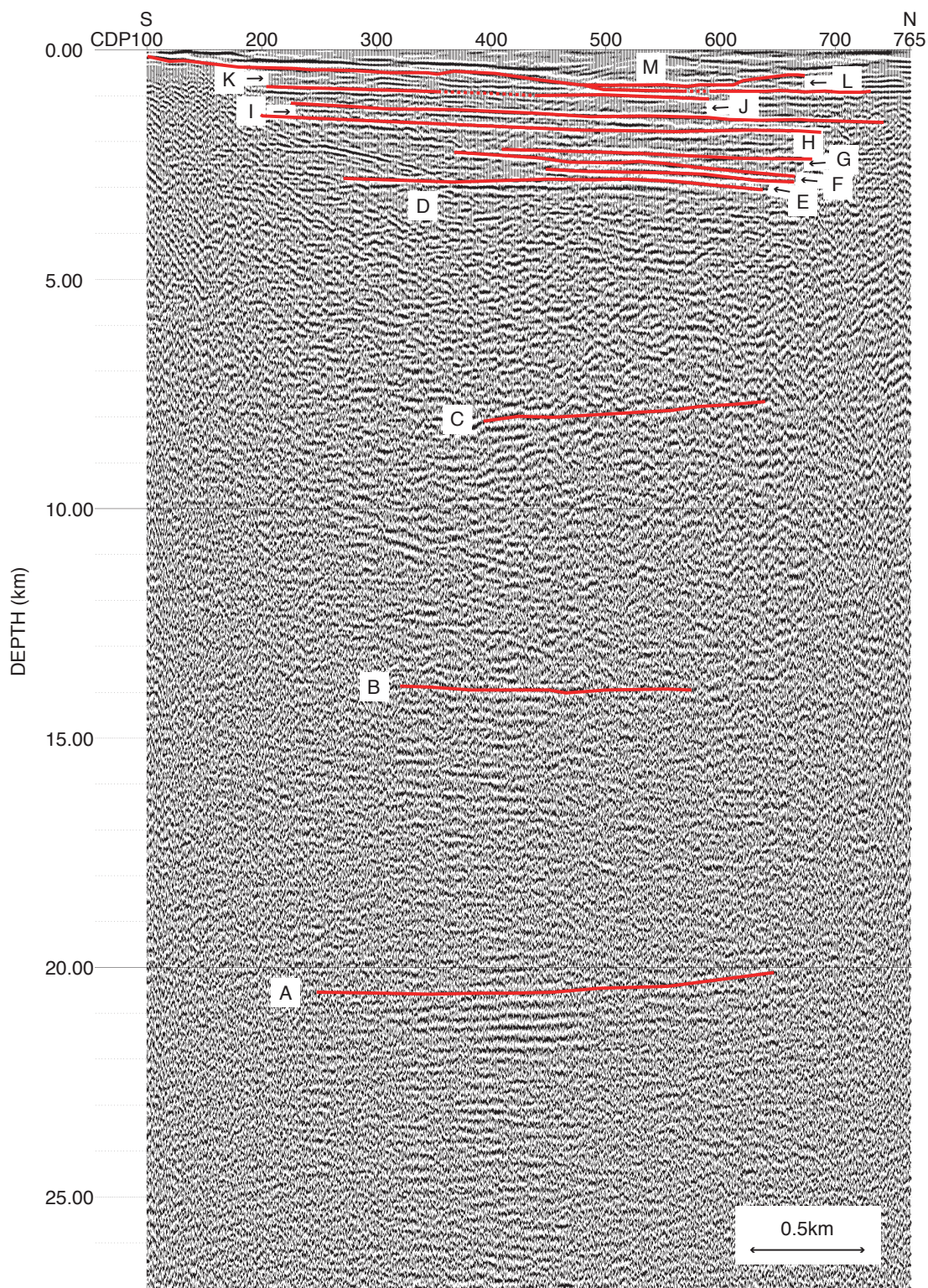




第9図 第5図の南北測線の深度断面に見られる相の解釈. 逆三角形は交点を表す. Aは下部地殻の反射面を示す. Bは石巻湾断層からの反射波である. Cは旭山撓曲深部延長からの反射である. Dは先新第三紀の層である. E, F, Gは塩釜層, 佐浦町層, 網尻層で構成されていると推定される. HとIはそれぞれ松島層, 大塚層と推定される. Jは根古層と推定される. Lは幡谷層, 鹿島台層で構成されている. Mは中新世後期以降の堆積層である.

Fig. 9 Interpretations of phases seen in the depth profile of the N-S line. (Fig. 5) An inverted triangle also denotes the cross point. Letter A indicates the reflector at the lower crust. B is the reflection from the Ishinomakiwan Fault, and C is the reflection from the below extrapolation of the Asahi-yama Flexure. D is pre-Neogene. It is deduced that A layer with E, F, G is constituted from the Shioyama, Sauramachi, and Ajiri Formations. It is inferred that H and I are Matsushima and Otsuka Formations, respectively. It is deduced that J is the Neko Formation. L is constituted from the Hataya, and Kashimadai Formations. M is the post later Miocene.





第10図 第6図の深度断面に見られる相の解釈。Aは下部地殻の反射面を示す。Bは石巻湾断層からの反射波である。Cは旭山撓曲深部延長からの反射である。Dは先新第三紀の層である。E、F、Gはそれぞれ塩釜層、佐浦町層、網尻層であると推定される。HとIはそれぞれ松島層、大塚層であると推定される。Jは根古層と推定される。Kは三ツ谷層である。Lは幡谷層、鹿島台層で構成されている。Mは中新世後期以降の堆積層である。

Fig. 10 Interpretations of phases seen the depth profile (Fig. 6). Letter A indicates the reflector at the lower crust. B is the reflection from the Ishinomakiwan Fault, and C is the reflection from the below extrapolation of the Asahiya Flexure. D is pre-Neogene. It is deduced that E, F, G are the Shiogama, Sauramachi, and Ajiri Formations, respectively. It is inferred that H and I are Matsushima and Otsuka Formations, respectively. It is deduced that J is the Neko Formation. K is the Mitsuya Formation. L is constituted from the Hataya and Kashimadai Formations. M is the post later Miocene.



波数が低いことによって近接した境界が明瞭に分離できなかったことによる見かけ上のものである可能性も考えられる。

## 5.2 深部の反射面の起源

第5図及び第6図はほぼ南北の測線であるため、図中のいずれの相も東西方向の傾斜を持っている可能性を考慮する必要がある。そのような場合、反射点直上から反射面までの深度は、図中に現れる深度より実際には浅くなる。また、地震波速度決定精度が低いため、深度の絶対値の信頼度は低いことに注意が必要である。

AIST2005 南北測線及び AIST2008 測線の結果断面図中、深度 20km 以深にはいずれにも明瞭な反射相が見られる（第5図及び第6図中の A）。前述のように深度の絶対値の信頼度は低いが、20km 以深という深度を考慮すると、この相は下部地殻上面近辺からの反射波と考えるのが妥当である。これらの断面図を作成するにあたりデコンボリューション処理を行っていないので、これが一つの孤立した反射相であるのか、複数の反射相からなるものなのか、判断するのは困難である。前者であるならば上部地殻と下部地殻の境界面、いわゆるコンラッド面であると考えられる。後者であるならば下部地殻において速度の擾乱が大きいことを反映していると考えられる。今後、適切な処理によって、判断が可能となることが期待される。

深度 14km 付近に見られる相（第5図及び第6図中の B）については、測線から 14km という距離が、測線長（約 2km 及び約 4km）に対して 3-7 倍に達するため、真の反射点の分布を推定するのは困難である。仮に、この相の起源となる反射面が西に傾斜していた場合、真の反射点の深度は 14km よりも浅くなる。また、この相の起源として散乱体を想定すると、散乱源は測線から半径 14km の球面上に存在しうることになり、14km よりも浅くなる。

横倉ほか（2005）は、第1図に示した Miyagi-1 の測線における反射法地震探査の処理と解釈を行っているが、須江丘陵の東縁付近から旭山丘陵の地下 7km にかけて西に 45 度以上傾斜した反射面が見られている。横倉ほか（2005）は、Umino *et al.*（2003）による、宮城県北部で発生した地震の余震分布とよく一致することから、この反射面が震源断層であるとし、石巻湾断層の下部延長にあたりと結論づけている。ただし、この反射面は、旭山丘陵以西では鮮明にイメージされていないが、これは測線の西端にあたる部分での重合数が少ないことによるものと考えられる。また、本研究ではこの部分に限っては重合数が圧倒的に多いため検出できたと考えられる。AIST2005 及び AIST2008 の測線から石巻湾断層までの最短距離は 10km にも満たないと考えられる。断層面全体が等しく反射波を生

成するならば、本研究で得られた反射面の深度 14km は大きすぎるということになる。しかしながら、断層面上には不均質が存在し、面全体が等しく反射波あるいは散乱波を生成しているわけではなければ、真の反射点は受振点からの最短距離に位置する必要はない。この場合、見かけ上の深度、反射面・散乱源までの真の距離が 10km を上回ることもあり得る。更に、深度の絶対値の信頼度や、深度変換に使用した速度構造の違いを考慮すると、本研究の見かけ上深度 14km 付近に見られる反射面が、石巻湾断層に起因するものである可能性が高い。

深度 8-9km に見られる反射面（第5図及び第6図中の C）は、これらの南北測線の断面からは東西に傾斜しているのか否かを判断することはできない。仮に東西方向に水平であるならば、旭山丘陵の地下で石巻湾断層にぶつかることになる。一方、横倉ほか（2005）の結果では、旭山撓曲の下部の深度 3km 以浅に、断層と推定される不連続が見出されている。これを西下方に延長すると、本研究の測線直下では深度 8-10km 程度に達する。C で示した反射面が西に傾斜していると仮定すると、真の反射点は 8-9km よりも浅く、測線の東方に位置することになる。石巻湾断層の場合と同様に、深度の絶対値の信頼度や、深度変換に使用した速度構造の違いを考慮すると、この反射波は旭山撓曲の下方延長上に起源を持つと考えるのが妥当である。

AIST2005 で得られた断面図（第5図）と AIST2008 で得られた断面（第6図）と比較すると、旭山撓曲からつながると推定される断層面からの反射波（第6図中の C、第5図中の C）はいずれも顕著でありながら、連続性は良くない。下部地殻からの反射波（第6図中の A、第5図中の A）は、北部で実施した AIST2005 の方がやや不明瞭ではあるものの、それほど大きな差はないように見える。しかしながら、本研究において石巻湾断層からの反射波（第6図中の B）が明瞭に捉えられたのとは対照的に、その北方では石巻湾断層からの反射波（第5図中の B）が明瞭には捉えられていない。

この差異の原因として考えられるのは、調査の諸元の違いである。重合数の違いについて考えてみる。単純に計算した全重合数は、AIST2008 の調査が 2304 (288 点 × 8 回)、AIST2005 での調査が 1736 回 (192 点 × 8 回 + 2 点 × 100 回) となる。AIST2005 での調査の方がやや少ないが、測線の端でも重合数が 100 であるという優位性がある。総合的に見て、どちらに優位性があるか判断することは困難である。ただし、これらの重合数は、地理条件等による発震不可能点や、CMP の配置による重合数の増減を考慮していない。また、数値は垂直重合と CMP 重合を併せたものである。

他の原因として、凝灰質碎屑物に富む幡谷層の影響

が考えられる。第10図のLは鹿島台層あるいは幡谷層と考えられるが、この地域にボーリングデータがないため判断は難しい。しかしながら、もしこの層の一部でも幡谷層であれば、凝灰質碎屑物によって弾性波の伝播が妨げられ、反射波が明瞭に捉えられないということが考えられる。第10図に示したように、この層が北に行くほど厚いこととも矛盾しない。

本質的に反射強度が異なるということも考えられる。地下の地震波速度コントラストの存在する面から反射してくる波が反射波であるが、断層面が厚さを持たず、面の上下で速度コントラストが存在しなければ反射波は発生しない。本研究における調査地域では、深度14kmでは基盤の内部に該当し、断層面の上下で速度コントラストが存在するとは考えにくい。断層が破碎帯を持っていて、断層破碎帯が周囲の基盤と比較して速度が低下していれば、反射波が発生し得る。断層破碎帯の厚さが一定以上であれば検出可能であるが、一定以下であれば検出不可能である。これらのことから、本研究の調査地域の南部では北方地域と比較して、断層破碎帯が厚い、あるいは破碎帯の速度低下が大きい可能性がある。

## 6. 結論

2003年宮城県北部地震の震源域の北西部である、宮城県遠田郡南美里町で、2回の反射法地震探査を実施した。深度3km付近には先新第三紀の堆積層と第三紀の堆積層の境界と推定される層からの反射波が得られ、また、それより浅部では第三紀以新の堆積構造が得られた。深度20km付近では下部地殻からの明瞭な反射波が得られた。深度14km付近には石巻湾断層と推定される顕著な反射面が検出された。更に深度8-9km付近には、旭山撓曲からつながると推定される断層が検出された。

調査地域内の北方では、南方と比較して、これらに起因する反射波と推定される相は不明瞭である。石巻湾断層に起因すると考えられる相の見え方の差異は、調査諸元の違いや浅部の凝灰質碎屑物の影響も考えられるが、断層破碎帯の厚さやその内部の地震波速度の違いに起因している可能性がある。

**謝辞：**反射法地震探査を実施するにあたり、宮城県遠田郡美里町南郷総合支所（2005年調査時は南郷町）、遠田郡土地改良区（水土里ネットなんごう）のご協力を得た。地圏資源環境研究部門の横田俊之氏には査読を通して多くの貴重なご助言を頂いた。記して感謝の意を表します。

## 文献

- 青井 真 (2003), 強震動データからみた宮城県北部の地震 (2003年7月) の地震動と震源過程, サイスマ, **7**, 12, 14-15.
- 引間和人・瀬瀬一起 (2005), 強震波形による2003年宮城県北部地震の本震・最大前震・最大余震の震源過程, 地球, **27**, 2, 100-105.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川旭・松野久也 (1982), 松島地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 121p.
- Kato, N., H. Sato, T. Imaizumi, Y. Ikeda, S. Okada, K. Kagohara, T. Kawanaka, and K. Kasahara (2004), Seismic reflection profiling across the source fault of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj6.4), NE Japan: basin inversion of Miocene back-arc rift, Earth Planets Space, **56**, 1369-1374.
- 気象庁・地震予知情報課 (2004), 2003年7月26日の宮城県北部の地震 (M6.4), 地震予知連絡会会報, vol. 72, 229-234.
- 中村光一 (1992), 反転テクトニクス (Inversion) とその地質構造, 構造地質, **38**, 3-45.
- 中村光一・石原丈実・駒澤正夫 (1990), 金華山沖海底地質図, 海洋地質図 no.33, 地質調査所.
- 大滝壽樹・伊藤忍・加野直巳・横倉隆伸・山口和雄 (2008), 反射法測線をを用いた2003年宮城県北部地震の余震の精密震源決定, 地震, **61**, 49-59.
- Umino, N., T. Okada, J. Nakajima, S. Hori, T. Kono, T. Nakayama, N. Uchida, J. Shimizu, J. Suganomata, S. S. N. Gamage, A. Hasegawa, and Y. Asano (2003), Hypocenter and focal mechanism distributions of aftershocks of July 26 2003 M6.4 northern Miyagi, NE Japan, earthquake revealed by temporary seismic observation, Earth Planes Space, **55**, 719-730.
- 海野徳仁・岡田知己・中島淳一・堀修一郎・河野俊夫・中山貴史・内田直希・清水淳平・菅ノ又淳一・ガマゲシヤンタ・仁田交市・矢部康男・迫田浩司・佐藤凡子・伊藤実・長谷川昭・浅野陽一・長谷見晶子・出町知嗣・矢島良紀 (2004), 余震観測から推定した2003年7月26日宮城県北部地震 (M6.4) の余震の震源とメカニズム解の分布, 地震, **56**, 4, 425-434.
- 八木勇治・伊藤善宏・浅野陽一・関根秀太郎 (2003), 2003年7月26日宮城県北部で発生した地震の前震・本震・最大余震の震源過程とそれぞれの関係について (A086) (演旨), 日本地震学会講演予稿集秋季大会, 77-77.
- 山口和雄・横倉隆伸・加野直巳 (2004), 2003年宮城



反射法地震探査による2003年宮城県北部地震震源域の地下構造（伊藤ほか）

県北部地震震源域南部における反射法地下構造探査（その2）--P波ミニバイブ探査結果--，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，S053-P016.

横倉隆伸・山口和雄・加野直巳・横田俊之・田中明子・大滝寿樹（2004），2003年宮城県北部地震震源域南部における反射法地下構造探査（その1）--大型バイブレータ探査結果--，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，S053-017.

横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・田中明子・大滝寿樹・伊藤忍・駒澤正夫・稲崎富士・横田俊之（2005），地下地質調査，平成16年度原子力安全基盤調査研究（総合的評価）に関する報告書，産業技術総合研究所，pp. 103-153

（受付：2009年7月14日；受理：2010年3月26日）