

座間-平塚におけるバイブロサイス反射法地震探査

川崎慎治^{1)*}・川中 卓¹⁾・太田陽一²⁾・井川 猛¹⁾・瀬尾和大³⁾・山中浩明³⁾・杉原英和⁴⁾

¹⁾ (株)地球科学総合研究所

²⁾ 石油資源開発(株)

³⁾ 東京工業大学

⁴⁾ 神奈川県

Seismic reflection survey using Vibroseis in Zama city and Hiratsuka city, Kanto basin, central Japan

Shinji Kawasaki^{1)*}, Taku Kawanaka¹⁾, Yoichi Ohta²⁾, Takeshi Ikawa¹⁾, Kazuo Seo³⁾, Hiroaki Yamanaka³⁾ and Hidekazu Sugihara⁴⁾

¹⁾ JGI, Inc.

²⁾ Japan Petroleum Exploration Co., Ltd.

³⁾ Tokyo Institute of Technology

⁴⁾ Kanagawa Prefecture

Abstract

Seismic reflection survey using Vibroseis with a line length of 13 km was conducted around Zama city and Hiratsuka city, in the southwest part of the Kanto basin. Seismic refraction records were also acquired by shooting at the both ends of the survey line with over 100 vertical stacks. From the seismic section, a clear reflector interpreted as the top of the acoustic basement is identified. The basement has a very complex structure with depths varying from 200 m to 1200 m. As a result of a refraction method analysis, the P-wave velocity of the basement is estimated to be about 4.3 km/s. Comparing acoustic logging data of Atsugi observation well, it corresponds to the lower part of the Aikawa Group (Miocene volcanics). The interpreted basement has a different velocity and geology from that commonly observed in the Kanto plain (4.8–5.5 km/s layer). Above the basement, sediments can be divided into two parts by a remarkable reflector seen at depths of 200–300 m at both ends of the line. As this reflector has a velocity of 2.3–2.4 km/s, this corresponds to the boundary between the Sagami Group (Quaternary sediments) and the Aikawa Group observed at the Atsugi well. The Sagami Group contains sharp and continuous reflectors with flat or gentle dips, whereas the upper part of the Aikawa Group is accompanied with considerable folds and faults.

Key words: Seismic survey, Vibroseis, Aikawa Group, Acoustic basement, Isehara fault

1. はじめに

大規模な地震に伴う強震動を高い精度で予測するためには、多くの人々が生活する平野部の地下構造を明らかにすることが重要である。1998年度(平成10年度)から文部科学省地震関係基礎調査交付金の活用により、地方自治体によって地下構造調査が実施され、関東平野の地

下構造について知見が飛躍的に増大した(文部科学省, 2005)。神奈川県が実施したダイナマイト発破(座間発破および平塚発破)では、人工地震波が多くの機関で観測され、関東平野西南部における大略的な速度構造が得られている(Fig. 1, 神奈川県, 2003; 川崎市, 2000, など)。その中で、座間-平塚発破点間およびその周辺の相模川

*e-mail: kawasaki@jgi.co.jp (〒112-0012 東京都文京区大塚 1-5-21 茗溪ビル 3 階)

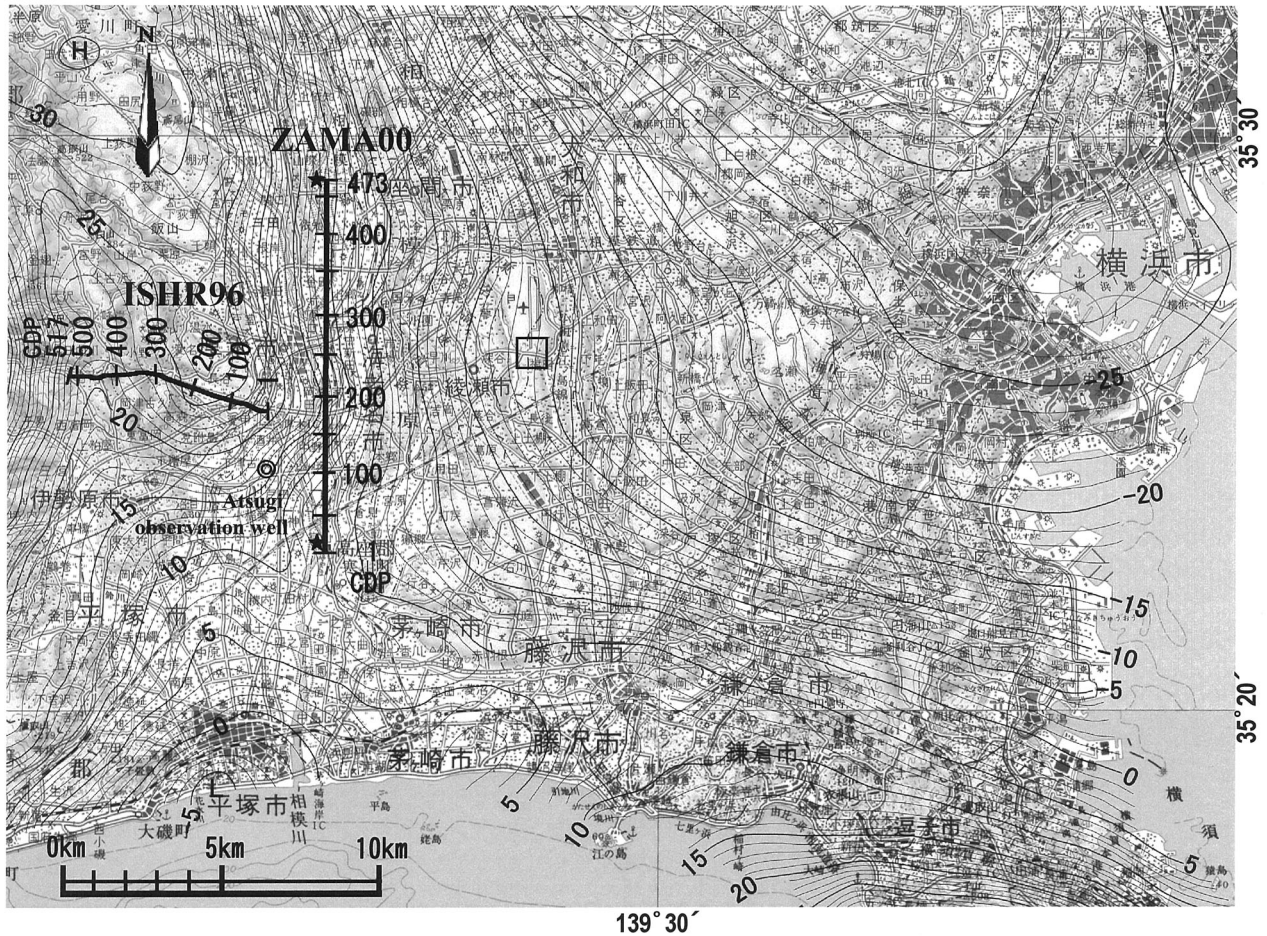


Fig. 1. Survey area map showing the seismic lines and Bouguer anomaly(after Geographical Survey Institute, 2002). The CDP line of ZAMA00 is shown by a solid line. Atsugi observatory well of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention and the previous survey line of ISHR96 by Kanagawa prefecture (1997) are also indicated. Bouguer anomaly (in mgal) is represented by contour lines (after Komazawa, 1985). The shot points using explosive sources by Kanagawa prefecture in 2000 are marked by stars.

流域において屈折初動の走時異常（遅れ）が指摘されている（佐口ほか，2000；前田ほか，2000；瀧口ほか，2003）。当地域では，東西方向において重力変化が顕著であり，基盤が西（丹沢山地）から東（関東平野）に大きく落ち込んでいる構造を示している。座間－平塚間では，南北方向にも重力的な高まりが西方から張り出すなど，大きな構造変化が推定される。しかしながら，当地域においては，これまで深部を対象にした反射法調査は行われておらず，詳細な地下構造がわかっていない。そこで，座間発破点と平塚発破点を結ぶ約13kmの区間において，パイプロサイスによる反射法および屈折法地震探査を行い，深部地下構造およびP波速度構造に関して解析を行った。ここではその結果明らかになった地下構造について述べる。

2. 地質概要

調査地域の地質は，関東山地南部を構成する小仏層群（白亜系-漸新統），丹沢山地を構成する丹沢層群（新第三系），丹沢山地東縁部の丘陵を構成する愛川層群（新第三系），相模堆積盆地を構成する相模層群（中部-上部更新統），新时期段丘堆積層・ローム層，及び完新統が分布する（Fig. 2, 岡ほか，1979；日本の地質「関東地方」編集委員会，1986）。

調査地域周辺の活断層は，丹沢山地の東縁をほぼ北西-南東に走る鶴川断層と伊勢原断層が並行して存在する。活断層研究会（1991）によれば，鶴川断層は，南部では小仏層群と愛川層群の地質境界である藤ノ木-愛川構造線と一致し，北東側隆起，北東傾斜の逆断層である。一方，伊勢原断層は，丹沢層群と愛川層群との地質境界をなす青野原-煤ヶ谷構造線およびその南方延長にあたり，

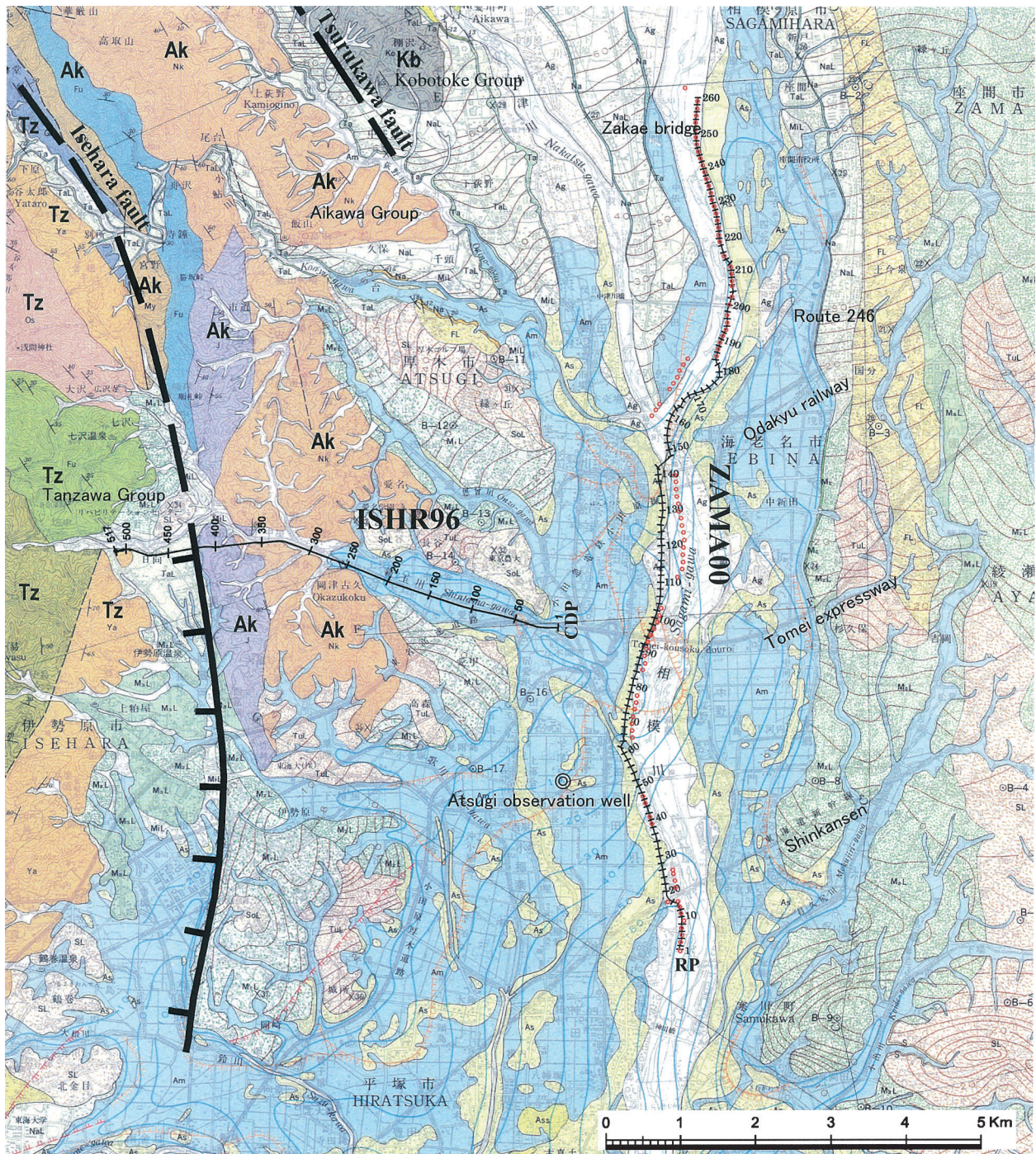


Fig. 2. Geological map of survey area (Oka *et al.*, 1979). Kobotoke Group (Kb), Aikawa Group (Ak), and Tanzawa Group (Tz) are identified. Two major faults of Tsurukawa fault and Isehara fault are superposed (after the Research Group for Active Faults of Japan, 1991).

神奈川県活断層調査 (神奈川県, 1996) によれば, 東側隆起, 東傾斜 50-60 度の数条からなる逆断層群である。

測線から約 2 km 西に位置する防災科学技術研究所の厚木観測井 (Fig. 2 の◎) では, 相模層群の下位に愛川層群が, 深度 200 m から 1800 m (堀止め) まで続いている (防災科学技術研究所, 1999)。愛川層群は, 丹沢山塊

のいわゆるグリーンタフに相当し, 中期中新世～後期中新世にかけての火山噴出岩類 (玄武岩質溶岩, 火山砕屑岩) および, 堆積岩類から構成されている (日本の地質「関東地方」編集委員会, 1986)。同じ地質年代の砕屑岩からなる三浦層群と比べて, P 波速度は深度 400～1800 m において 3.0-4.5 km/s (防災科学技術研究所, 1999)

と大きな値を示している。

2. 調査概要

Fig. 3 に、受振測線 (RP 番号) と発震点 (○) を示す。相模川流域に沿って受振測線を設定し、震源はバイプロサイズ 3 台を標準として用いた (川崎ほか, 2003)。反射法探査の測定諸元は、Table 1 の通りである。さらに、速度構造を明らかにするために、反射法地震探査用に展開した約 13 km の全受振器を用いて、測線両端付近でのバイプロサイズ多重発震による屈折法データを取得した。スイープ周波数 (8-35 Hz)、スタック回数 (100-150 回)、およびチャンネル数 (260 ch) を除けば反射法と同じ測定諸元である。

Fig. 4 は発震点 A (Fig. 3 の SP-A) および発震点 B (Fig. 3 の SP-B) における発震記録である。両記録とも、やや不明瞭ではあるがオフセット 2 km から 12 km (展開長) まで比較的大きな速度境界からの屈折波が観測されている。読み取った屈折波走時 (図中に細線で表示) は、震源距離に対して直線的な並びを示さず、見かけ速度は局所的に変化している。これは、地下構造の複雑さを反映しているものと考えられる。なお、この速度境界については、後述するように、関東平野における「地震基盤」とは P 波速度が異なるものの、これ以深には有意な反射が認められない。本稿では、この速度境界を当地域の「音響基盤」と称する。

3. 反射法解析

反射法の処理・解析は、通常の処理手順 (振幅補償、デコンボリューション、静補正、速度解析、NMO 補正、CDP 重合、時間マイグレーション、深度変換) に従って実施した。処理過程における主なパラメータを、Table 2 に示す。

Fig. 5 は、反射法速度解析結果を示しており、(a) は、往復走時と深度、(b) は、区間速度と深度の関係を示している。(b) には、厚木観測井の検層データ (防災科学技術研究所, 1999) を比較のため太線で示している。これらの図は、地震波速度の空間変化を表しており、堆積層の区間速度は、概ね、2 km/s から 4 km/s まで漸増する形で捉えられている。ただし、区間速度は、RMS 速度から求めているため、層区分の設定の仕方により解析精度上の誤差を持っている。

Fig. 6 (a), (b) に、重合後時間マイグレーションを施した時間断面および深度断面をそれぞれ示した。まず、測線南端で深度約 700 m、北端で約 900 m にある強い反射面 (図中 A) が測線全域に渡って確認できる。これが

前節に述べた当地域の音響基盤からの反射であり、以深では反射が乏しく、解析範囲内で有意な反射は認められない。音響基盤面の形状は激しい起伏があり、複数の不連続を伴っている。このうち CDP150 を中心に比較的大きな凸状構造が特徴であるが、駒澤 (1985) によるブーゲー異常図に見られた局所的な高まりと場所的にはほぼ一致している。一方、音響基盤より浅い部分は、全体的に不均質で連続性に乏しいものの、特徴のある反射面 (図中 B) により大きく 2 分される。CDP150、および、CDP 280 を中心とする幅 2 km 程度の背斜状の構造がそれぞれ確認できる。

なお、今回の測定仕様は、通常の堆積平野の地下構造調査と比べて、発震間隔、受振間隔とも大きいため、高角の反射面が一部錯綜し、エリアシングを起こしているようなイメージが得られており、この測定仕様による限界を考慮に入れて解釈作業を行う必要がある。

4. 屈折法解析

屈折法解析では、タイムターム法および波線追跡解析による方法を用いた。タイムターム法では、表層から 3 層を剥取ってタイムターム値および速度構造を求めた。波線追跡解析では、観測走時を説明するように 4 層の形状と速度をフォワードモデリングにより逐次的に修正した。

Fig. 7 は、反射法データを含む全ての初動走時を用いてタイムターム法による解析を行った結果である。最下層については、測線を 2 つのブロックに分けて解析した。最下層の速度は約 4.2-4.3 km/s、タイムターム値 0.25~0.45 s を示しており、その形状は、反射断面 (Fig. 6) に見られる強反射面 (図中 A) と良く整合している。基盤速度の測線内における変化はほとんど認められない。

波線追跡解析では、岩崎 (1988) によるプログラムを用いた。測線両端での 2 つの発震記録の見掛け速度 1.9 km/s 程度の屈折波から音響基盤に相当する屈折波初動までの読み取り時刻をデータとして用いた。反射断面を基に堆積層 3 層と音響基盤から成る初期モデルを作成し、浅部の境界から、順次、速度および境界深度を試行錯誤的にチューニングすることで最終モデルを作成した。Fig. 8 (a) に、初動読み取り値を+マーク、波線追跡で計算された走時を実線で表示した。(b) には、波線追跡に用いた最終モデル、および、波線のパスを表示した。最終モデルの速度は、上位から、0.8 km/s (表層速度)、1.9 km/s、2.3 km/s、4.3 km/s である。最下面 (基盤) の形状は、反射断面上の形状から多少ずれるがおよそ整合している。

屈折法解析の結果求められた 4.3 km/s 層 (最下層、ま

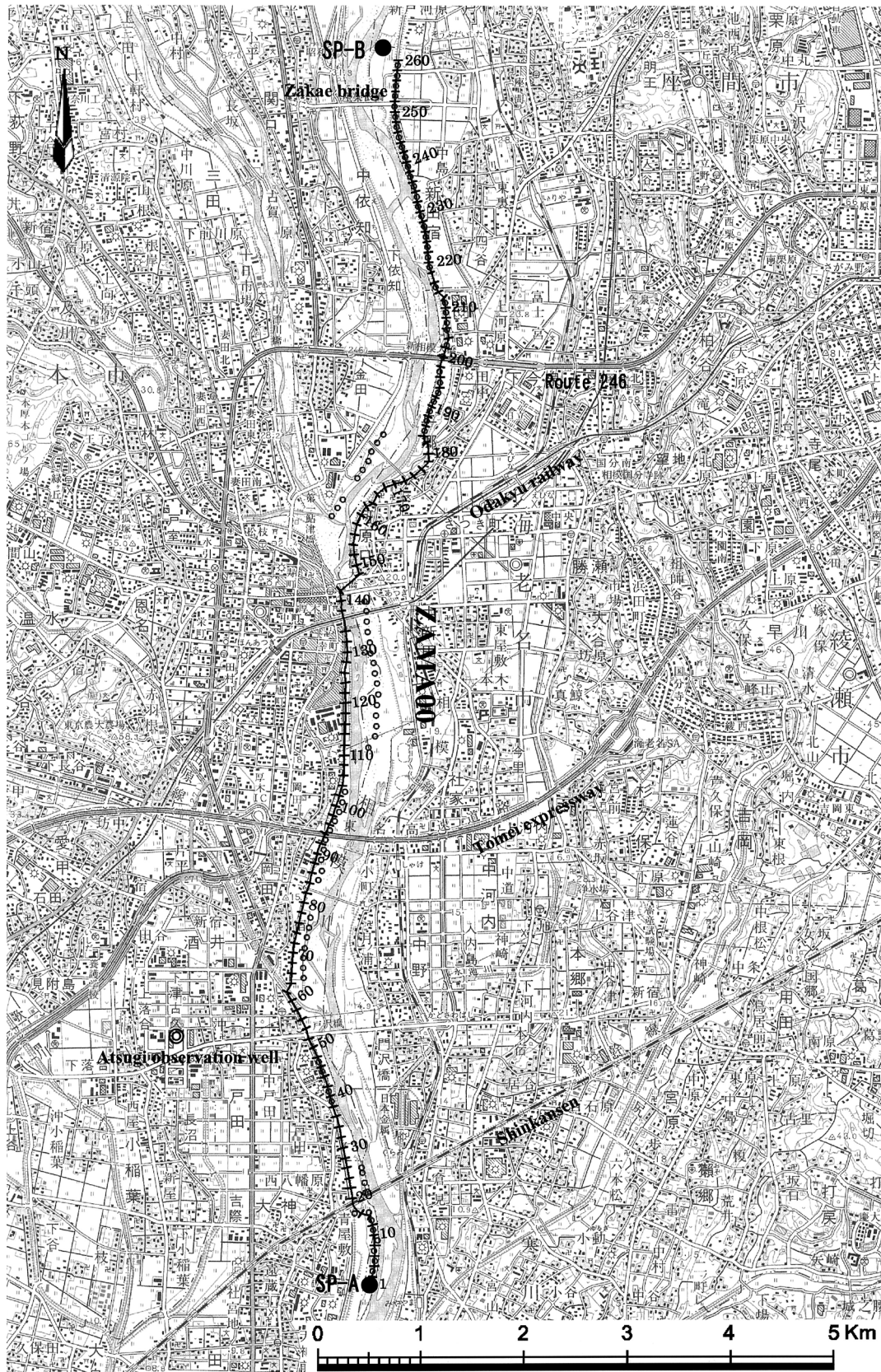


Fig. 3. Seismic survey line and shot points for the refraction method (SP-A, SP-B). Small circles represent shot points for the reflection method. Topographic map is after Geographical Survey Institute (1997).

Table 1. Specifications of data acquisition

No. of Vibroseis	3	Receiver Interval	50m
Sweep Frequency	8-60Hz	Total No. of Receiver	260
Sweep Length	16s	Length of Line	13km
No. of Stack	10	No. of Channel	260
Receiver	10Hz geophone	Sampling Interval	4ms
Recorder	G-DAPS-4(JGI)	Record Length	8s

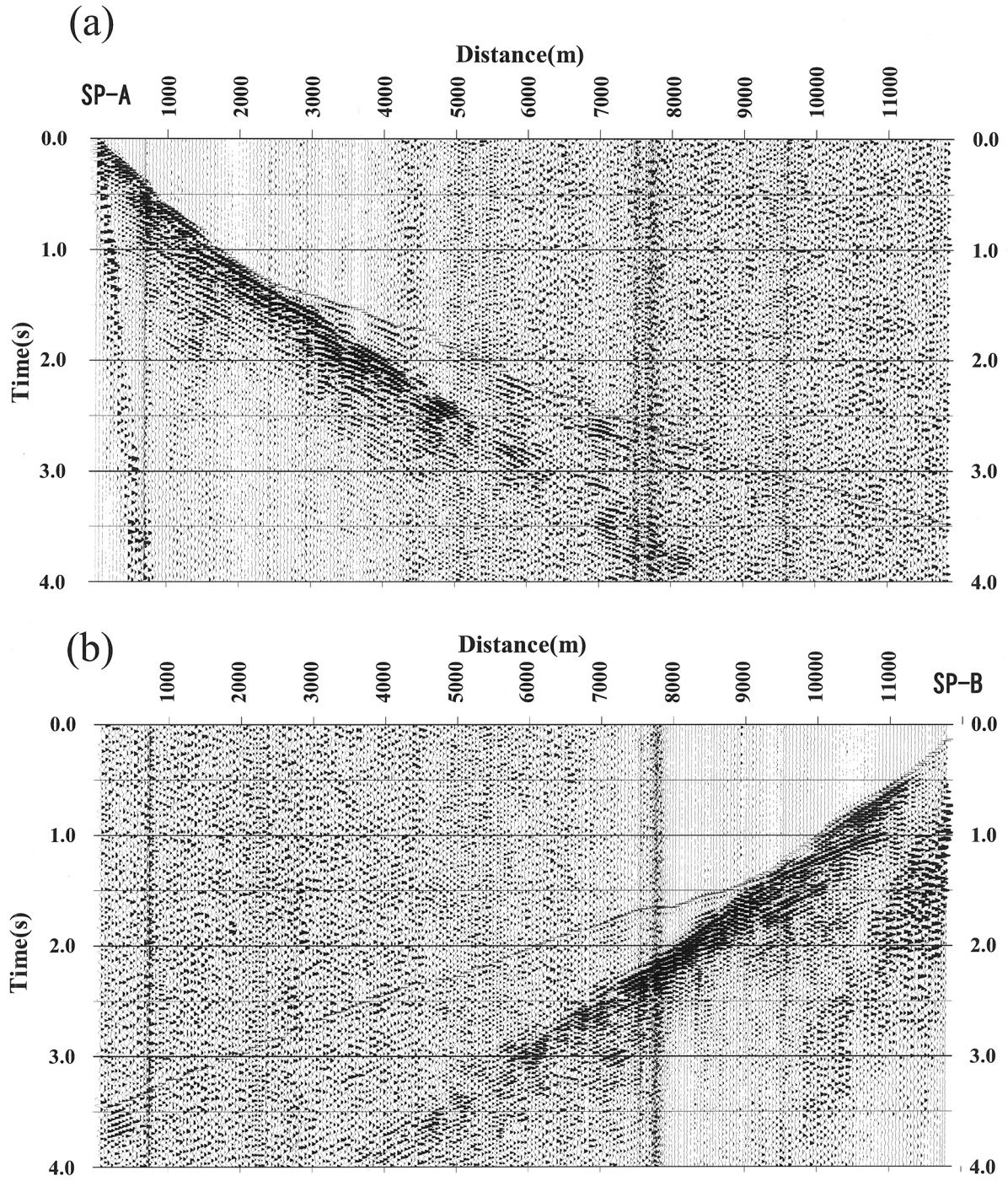


Fig. 4. (a) Shot record obtained at SP-A (100 vertical stacks). (b) Shot record obtained at SP-B (150 vertical stacks). For both records, the refracted waves from the 4.3km/s layer are discerned. Picked travel-times of the first breaks are indicated by tick marks.

たは、音響基盤)は、関東平野南西部で求められている基盤速度(4.8~5.5 km/s 層)と大きく値が異なる。この原因は、当地域は新第三紀以降の火山活動で形成された火山砕屑岩(グリーンタフ)等により厚く構成されているためであると解釈される。

Table 2. Flow of reflection data processing

(1) Trace Edit
(2) CDP Sort
(3) Refraction Static Correction
(4) Pre-Filter ... Band-Pass 8~50 Hz
(5) Gain Recovery ... AGC 1000 ms
(6) Predictive Deconvolution
• Prediction Length : 4 ms
• Operator Length : 240 ms
• Gate Length : 2000 ms
(7) Velocity Analysis
(8) NMO Correction ... Stretch Factor 2.2
(9) Residual Static Correction
(10) CDP Stack
(11) Band-Pass Filter 0.0~5.0 s 8~35 Hz
(12) F-X Prediction Filter
• Operator : 3 trace
• Gate Length : 15 trace
• Window Length : 2000 ms
(13) Depth Conversion

5. 議論

反射法結果と屈折法結果をもとに、地下構造について考察する。

防災科研の厚木観測井(1840 m 堀止め)の音波検層結果によると4.2~4.3 km/s 層は深度約800 m より深部の愛川層群に対比できる。これより上位の堆積物については、断層・撓曲が認められ複雑な様相を呈している。上位の堆積層は、図6のBで示される顕著な反射面(測線両端で深度200~300 m, 測線中央部で地表付近まで高まっている反射面)により速度構造として大きく二分される。この反射面のP波速度は、上位で1.8~2.3 km/s, 下位で2.3~2.9 km/sを示していることから、この反射面は、厚木観測井における相模層群(第四系)と愛川層群(中新統)の境界(深度200 m)付近に対比できる。堆積層上部の相模層群は、測線北端部(CDP350-473)と南端部の浅部に厚く存在し、連続性がよく水平またはやや傾動している。一方、下位の愛川層群(浅部)の反射面は多数の不連続を伴っており、褶曲による構造変化が著しい。

Fig. 9に、今回の測線ZAMA00と神奈川県(1996)による測線ISHR96の深度断面をカラー表示したものを示す。スケールは統一しており、縦横比は1:1である。両測線は交差していないが、反射の様相と速度情報を基

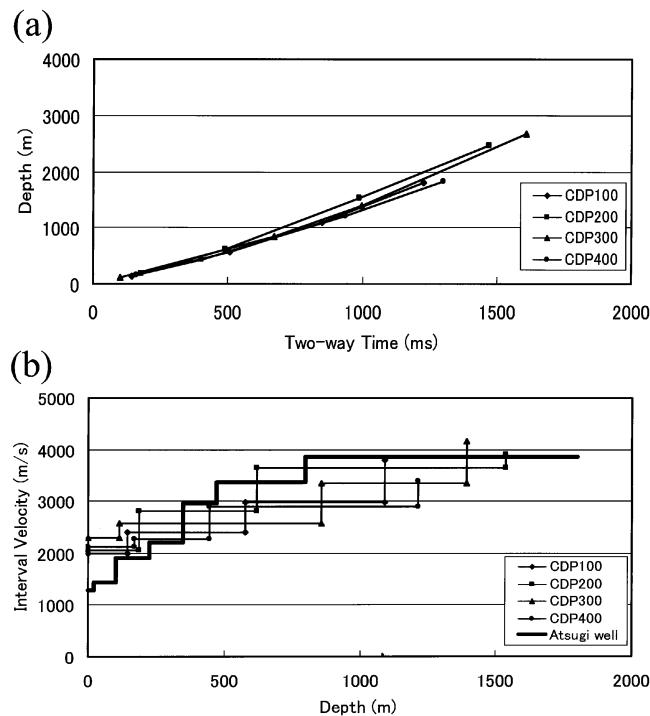


Fig. 5. Results of velocity analysis by the reflection method. (a) Depth vs. two-way time (b) Interval velocity vs. depth. The acoustic logging data of Atsugi observation well (The National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 1999) is shown by a bold line.

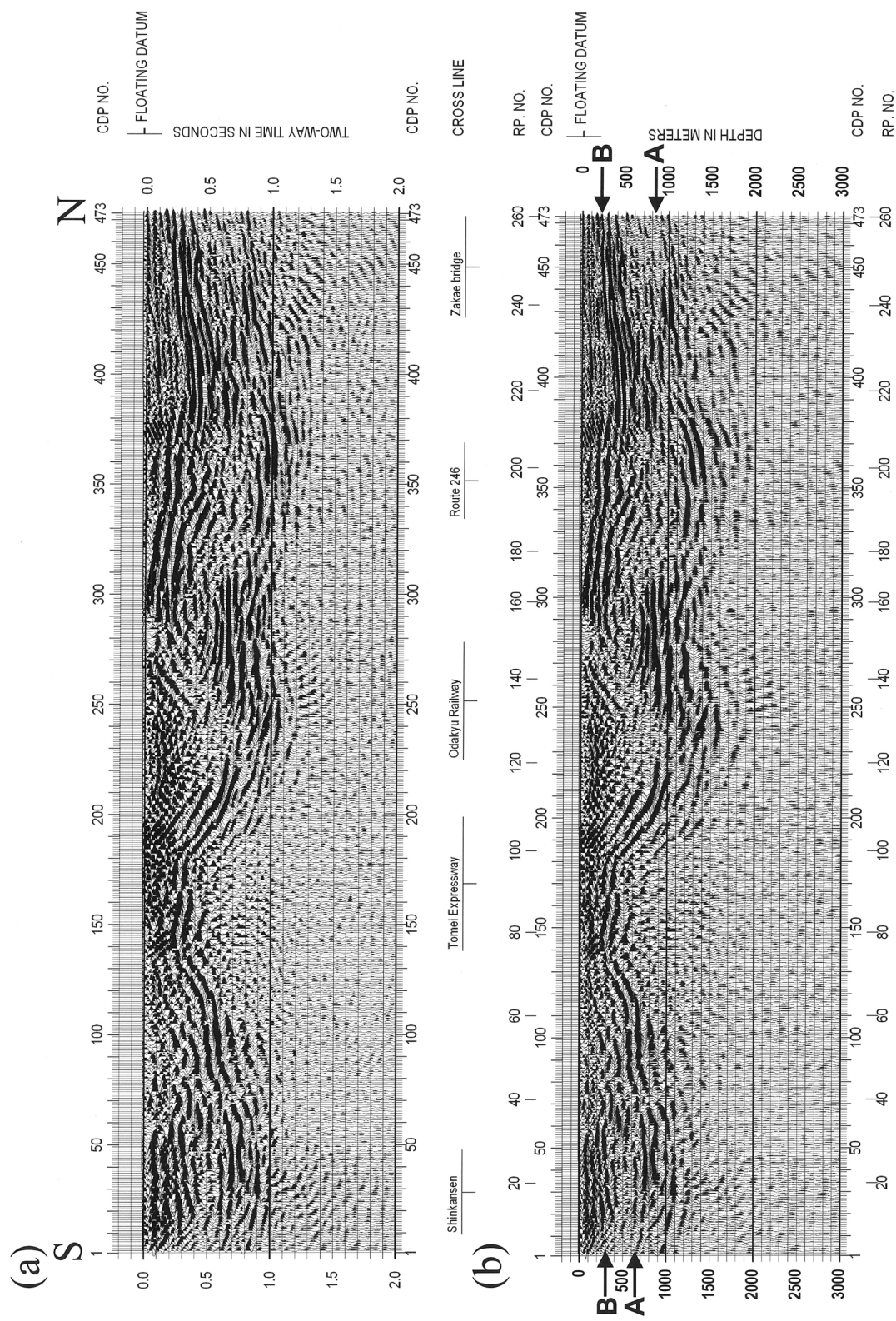


Fig. 6. (a) Seismic time section. The processing of post-stack time migration is applied. (b) Depth converted section. Two remarkable reflectors marked A (the acoustic basement) and B are indicated.

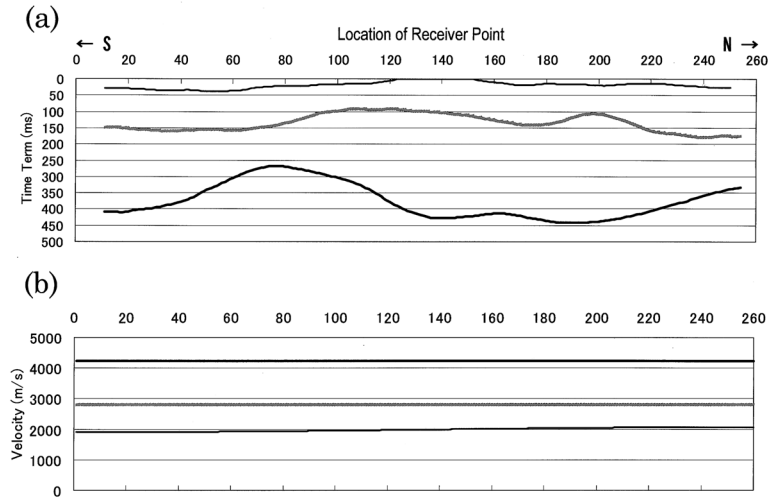


Fig. 7. Result of time-term method. (a) Estimated time-term. (b) Estimated velocity. The velocity of the bottom layer is estimated by analyzing area divided into 2 blocks.

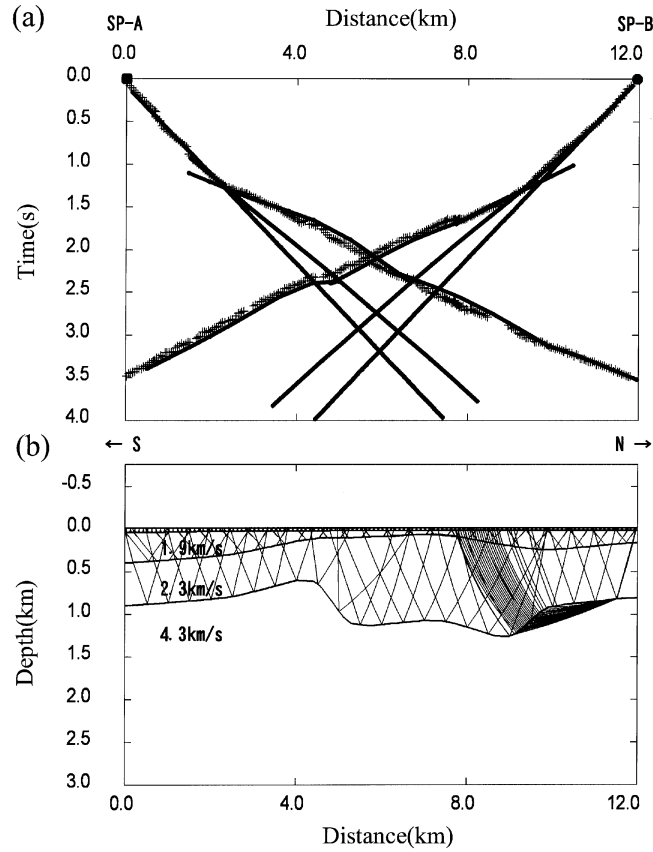


Fig. 8. Results of ray-tracing analysis. (a) Observed first breaks are plotted by +, whereas the synthetic results are indicated by solid lines (b) The velocity model used in ray-tracing. The calculated ray diagrams are also superposed.

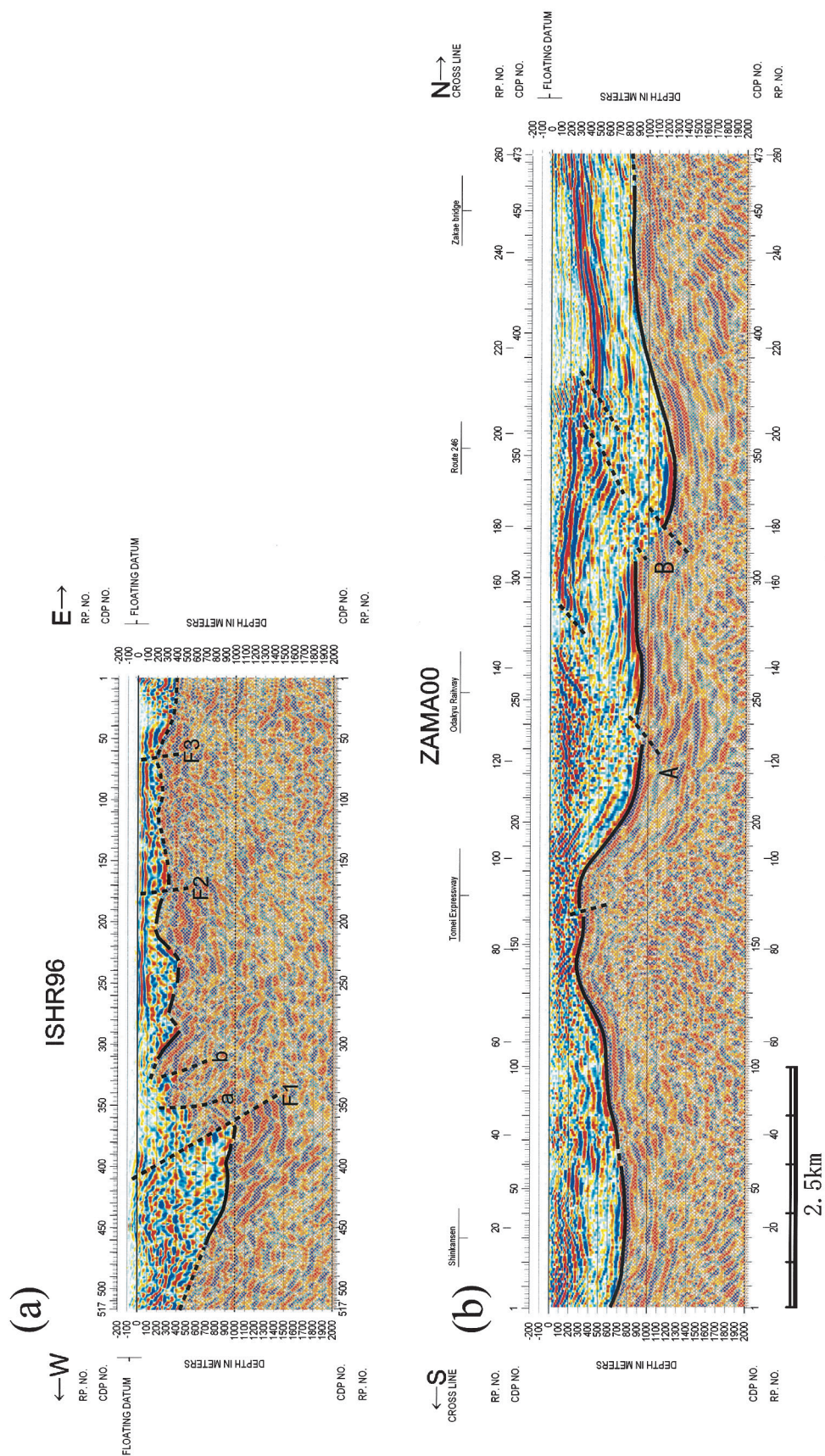


Fig. 9. Interpreted seismic profile for ZAMA00. The inferred fault and basement rocks are superposed. The seismic profile of ISHR96 and the interpreted faults are also shown (after Kanagawa prefecture, 1996).

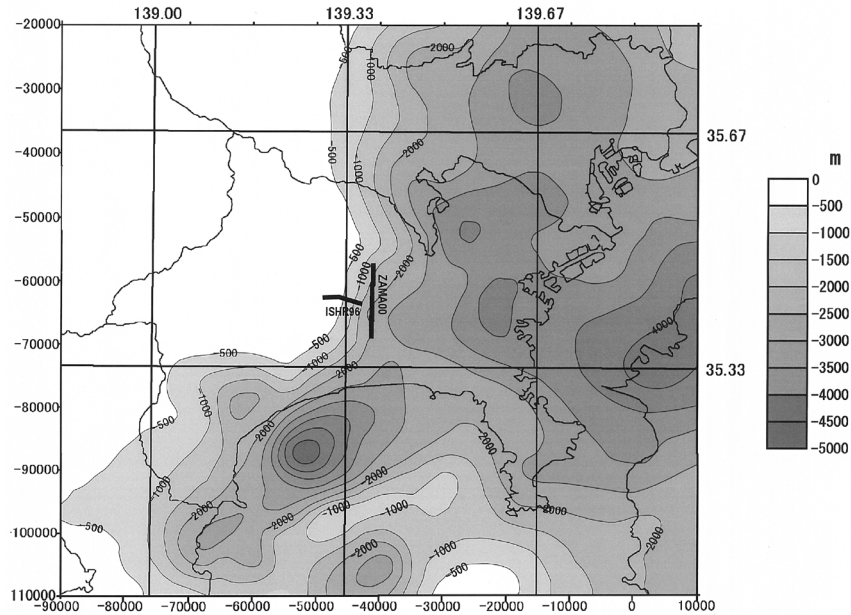


Fig. 10. Depth distribution map of the Vp 4.3 km/s layer in the southwestern part of the Kanto basin (after Kanagawa prefecture, 2003). The seismic lines of ZAMA00 and ISHR96 are also indicated in the map.

に、愛川層群に相当すると考えられる反射面（音響基盤面）についてのみ解釈を試みた。この際、区間速度は、4.3 km/s 以上であると仮定した。ZAMA00 測線において、音響基盤深度は、200 m (CDP200) から 1200 m (CDP340) まで大きく変化している。また、複数の反射不連続が確認でき、特に顕著な 2 箇所について、図中に A、B と標記した。一方、ISHR96 測線は、神奈川県（1996）によりほぼ同一と考えられる反射面の解釈が行われており、CDP1-CDP330 付近までは、凹凸があるものの深度 400 m 程度より浅く、それ以西では幾つかの小規模な断層により切断されながら 1000 m 前後の深度に達し、西端では不明瞭なものの 500 m まで浅くなっているとしている。今回、ほぼこれに従う形で反射面をトレースした。図中には、神奈川県（1996）によって推定された F1、F2、F3 の断層と小規模な a、b の断層群も示した。このうち、F1 は、伊勢原断層の主断層（東傾斜約 50 度）に対応するものと考えられている。

既存の地下構造調査の結果によると、関東平野南西部の基盤速度は、5.5 km/s の上位に、4.8 km/s 相当層（4.7–5.2 km/s）が広域に存在するとされているが（例えば、瀬尾ほか，1980，山中ほか，1986，山中ほか，1988，神奈川県，2003），今回得られた 4.3 km/s 層は、4.8 km/s 層のさらに上位層と考えられる。これらの層の S 波速度は、経験的な P 波・S 波関係から、いずれも 3 km/s を下回っていると考えられるので、今回の音響基盤が地震

基盤に相当するとは言えない。今後、平塚市以西の 4.3 km/s 層を含めた、関東平野主部から関東平野南西部にかけての地震基盤の設定については、地震探査と地震工学の双方の立場から検討すべき課題が残されている。

相模川流域は地質的に複数の構造線の延長部にあたる地域であり、重力異常図（Fig. 1）から東に向かって大きな基盤の落ち込みが想定されている。今回の調査結果から、東西方向だけでなく南北方向においても音響基盤の高低差を伴う大規模な構造変化があることが判明し、3 次元的に複雑な地下構造であることが示唆された。今回の測線を、神奈川県（2003）で推定された 4.3 km/s 層（今回の音響基盤面に相当）の深度分布図に重ねてみると（Fig. 10），南北方向の測線内に存在する基盤の凹凸が詳細に再現されていないが、大局的には構造の高まりが、三浦半島に向かって南東方向に延長しているように見える。今回の結果と重力図（Fig. 1），および 4.3 km/s 層分布図（Fig. 10）から、関東山地と丹沢山地の境界付近の構造変化（例えば、藤ノ木-愛川構造線）が、相模川を横切り、相模平野へ埋没・延長している可能性が考えられる。なお、座間発破（神奈川県，2000）により川崎市が観測したファン・シューティング型の測線記録によれば、神奈川県綾瀬市本蓼川周辺（Fig. 1 の□）で基盤からの屈折波初動に明瞭なギャップ（西側に約 0.3 秒の遅れ）が確認され、大規模な基盤段差が存在する可能性が指摘されている（川崎市，2000）。相模川より東方に

あたる地域周辺の地下構造については詳細な調査が必要である。

6. まとめ

関東平野西南部の座間市から平塚市にかけての約 13 km 区間において、バイプロサイスによる反射法地震探査を実施した。また、深部の速度構造を推定するために、測線両端付近での多重発震、受振器間隔 50 m の高密度展開による屈折データを併せて取得した。得られた反射断面から、深度 200 m から 1200 m まで起伏・断層を伴いながら大きく変化する明瞭な反射面（音響基盤面）が確認できた。この P 波速度は、屈折法解析から約 4.3 km/s を示し、厚木観測井の検層データから、深部の愛川層群中に對比されたことから、当地域の音響基盤は、関東平野主部で普遍的にみられる先第三系基盤（4.8～5.5 km/s 層）とは、地質的にも地震波速度的にも異なる結果となった。これより上位の堆積層については、測線両端で 200–300 m、測線中央部で地表付近まで高まっている顕著な反射面により大きく 2 つに区分された。この P 波速度は、上位で 1.8–2.3 km/s、下位で 2.4–2.9 km/s を示し、厚木観測井における相模層群（第四系）と愛川層群（中新統）の境界付近に對比できた。堆積層上部の相模層群は、測線北端部と南端部の浅部に厚く存在し、連続性がよく水平またはやや傾動している。一方、下位の愛川層群（浅部）の反射面は多数の不連続を伴っており、褶曲による構造変化が著しい。今回の結果から、関東山地と丹沢山地の境界付近の構造変化（構造線）が、相模川を横切り、さらに東方に伸びている可能性が示唆された。

謝 辞

東京大学地震研究所の佐藤比呂志教授から、本稿を大きく改善する上で貴重なご意見を頂きました。ここに記して感謝申し上げます。現地調査に際して、座間市防災課、海老名市市民活動課、厚木市総務部・教育委員会・道路課、平塚市消防本部防災課、および寒川町から、ご支援、ご協力を頂きました。記して感謝いたします。

文献

- 防災科学技術研究所, 1999, 関東地域の孔井データ資料集, 1999, 防災科研研究資料第 191 号, 80pp.
- 岩崎貴哉, 1988, 海底地震探査に基づく地下構造研究のための破線追跡プログラム, 地震Ⅱ, **41**, 263–266.
- 神奈川県, 1996, 平成 8 年度神奈川県活断層（伊勢原断層調査）報告書, 神奈川県, 22pp.
- 神奈川県, 2003, 平成 14 年度神奈川県地下構造調査成果報告書, 神奈川県, 142pp.
- 活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 438pp.
- 川崎市, 2000, 平成 11 年度川崎市地下構造調査成果報告書, 川崎市, 38pp.
- 川崎慎治・井川猛・太田陽一・瀬尾和夫・杉原英和, 2003, 座間–平塚におけるバイプロサイス反射法地震探査, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, P125.
- 額根一起・田中康久・山中浩明・植竹富一・棚田俊收・川崎慎治, 2003, 2002 年国府津松田断層・足柄平野地下構造探査, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, S46–16.
- 駒澤正夫編, 1985, 関東地域重力図（ブーゲー異常図）, 地質調査所.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会編, 1986, 日本の地質 3 関東地方, 共立出版, 350pp.
- 前田俊之・前田直樹・あべ木紀男・正木和明・荏本孝久・落合努・村山秀幸・中島康雅, 屈折法探査による座間–平塚測線の地下構造調査, 2000, 地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会予稿集, Sg-P006.
- 文部科学省研究開発局地震防災研究課, 2005, 地震調査研究推進本部の活動と地震調査研究について, 活断層研究成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 1–19.
- 岡重文・島津光夫・宇野沢昭・桂島茂・垣見俊弘, 1979, 藤沢地域の地質, 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 111pp.
- 佐口浩一郎・瀬尾和夫・栗田勝実・坂尻直巳・若松邦夫・田中清和・香村一夫・並川和敬, 2000, 人工地震による関東平野南西部の地下深部探査（1）—神奈川相模原地域の地下構造—, 地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会予稿集, Sg-P007.
- 瀬尾和夫・小林啓美, 1980, 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査, 地震Ⅱ, **33**, 23–36.
- 山中浩明・瀬尾和夫・佐間野隆憲・翠川三郎, 1986, 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査（2）—黒川–岡津測線および長津田測線の地下構造—, 地震Ⅱ, **39**, 607–620.
- 山中浩明・瀬尾和夫・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋悦三・柳沢馬住, 1988, 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査（3）—1983, 1984 年に実施された人工地震データの総合解析—, 地震Ⅱ, **41**, 527–539.

(Received November 14, 2006)

(Accepted January 23, 2007)