

反射法地震探査データによる国府津－松田断層帯の地下構造 Subsurface structure around the Kozu-Matsuda Fault Zone revealed by seismic reflection survey data

横倉隆伸^{1,2*}・山口和雄^{1,3}・伊藤 忍¹・水野清秀¹

YOKOKURA Takanobu^{1,2*}, YAMAGUCHI Kazuo^{1,3}, ITO Shinobu¹ and MIZUNO Kiyohide¹

Abstract: We have carried out geophysical study to reveal the subsurface structure around the Kozu-Matsuda Fault Zone, Kanagawa Prefecture, Japan as a part of the AIST project “Investigations on Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan”. In 2015, we conducted a P-wave seismic reflection survey from Chiyo to Sogabessho, Odawara City along the survey line C-S (2.3 km long). We also re-processed three previous P-wave seismic reflection survey data, which were acquired along the survey lines S-1 (830 m long), S-2 (1,485 m long) and S-3 (1,725 m long) in 1995, using the conventional CMP technique. Processed sections show clear images of subsurface structure down to more than 0.5s in two-way traveltime and correlate well with the surrounding geology. The results are interpreted as follows:

- (1) The main part of the Kozu-Matsuda Fault dips eastward with an angle of about 40-60 degrees, whereas branch faults near Sogakishi and Sogabessho dip at very low angle (10-20 degrees).
- (2) The most remarkable shallow subsurface reflection beneath the eastern Ashigara Plain comes from the upper surface of the sand and gravel layer covered by the Hakone Younger Pyroclastic Flow Deposits (Hk-T(pfl)), Hakone Tokyo Pumice (Hk-TP), and loam.
- (3) The sand and gravel layer (river-bed deposits) corresponds to the Misaki Terrace surface (M₂ surface: MIS 5a).
- (4) Deeper reflectors beneath the eastern Ashigara Plain show larger eastward tilting. This may reflect cumulative thrusting activity of the Kozu-Matsuda Fault.
- (5) The M₂ surfaces are continuous beneath the western edge of the Chiyo Terraces, indicating that no presumed active fault there.
- (6) The elevation of the M₂ surface seems to be controlled by an anticlinal and synclinal structure beneath the eastern Ashigara Plain. The surface layers including M₂ are locally deformed.

Keywords: Seismic reflection survey, Kozu-Matsuda Fault zone, Subsurface structure, Thrust fault, Ashigara Plain, Oiso Hills, Chiyo Terraces, Odawara City

要 旨

産業技術総合研究所地質調査総合センターにおける「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトの一環として、我々は国府津－松田断層帯周辺の地下構造を反射法地震探査により明らかにするための研究を実施した。2015年には千代台地西方から曾我別所に至る千代－曾我別所測線（測線 C-S，測線長 2.3 km）において、P 波反射法探査を実施した。併せて工業技術院地質調査所（現、産業技術総合研究所地質調査総合センター）が 1995 年に実施した、測線 S-1（測線長 830 m），S-2（同 1,485 m），S-3（同 1,725 m）と名付けられた既存 3 測線の P 波反射法探査データの再処理を実施した。処理結

果には往復走時 0.5 s を超える深部まで反射波が認められ、周辺地質と良く対応する結果が得られている。処理結果の解釈から以下の結論が得られた。

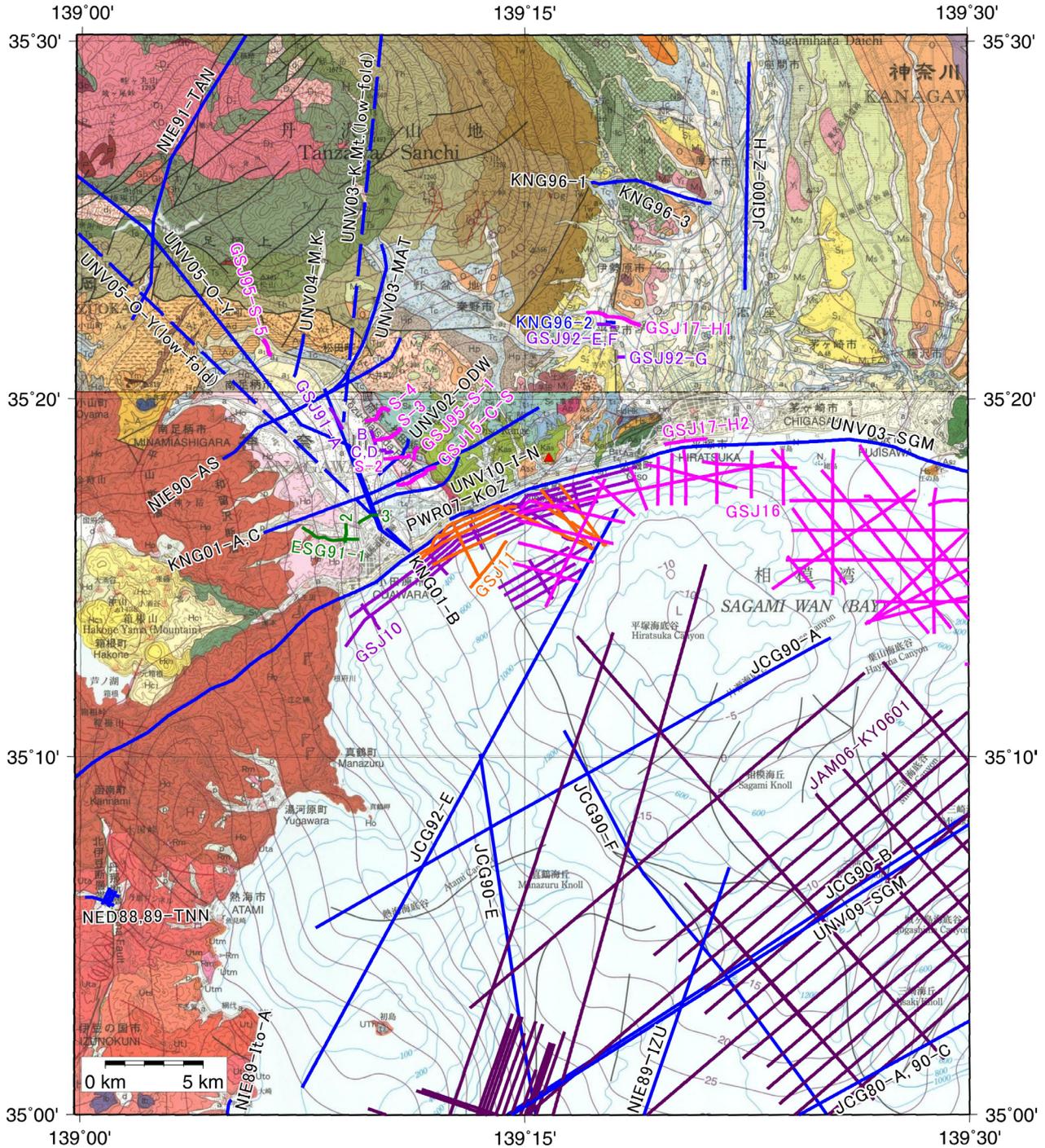
- (1) 国府津－松田断層本体はおおむね 40°～60°程度の東向き傾斜を示すが、曾我岸、曾我別所付近の分岐断層は非常に低角（10°～20°程度）である。
- (2) 平野部浅部のもっとも顕著な反射面は、箱根新期軽石流堆積物（Hk-T（pfl））、東京軽石層（Hk-TP）、及びローム層などに覆われた砂礫層の上面に相当する。
- (3) この砂礫層は、三崎面（M₂面：酸素同位体ステージ 5a）構成砂礫層に相当する。
- (4) 平野部の反射面は深くなるほど東方への傾斜を増

*Correspondence

1 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

2 現在 客員研究員

3 現在 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geo-Resources and Environment)



第1図 国府津—松田断層帯周辺における既往のマルチチャンネル反射法地震探査測線。基図:20万分の1地質図幅「東京」(坂本ほか, 1987),「横須賀」(第2版)(竹内ほか, 2015)。測線名は本文参照。

Fig. 1 Survey lines by the multi-channel seismic reflection method around the Kozu-Matsuda Fault zone. Base map: Geological Map of Japan 1:20,000, Tokyo (Sakamoto *et al.*, 1987) and Yokosuka (2nd Edition) (Takeuchi *et al.*, 2015), Geological Survey of Japan, AIST. As for survey line names, see text.

しており、これは国府津—松田断層帯の活動による累積的な東方への傾動を示している可能性がある。

- (5) この M_2 面は千代台地西縁付近で連続しており、千代台地西縁付近に活断層は存在しないと考えら

れる。

- (6) M_2 面は足柄平野下の一對の背斜・向斜に支配されたような標高パターンを示す。また M_2 面を含む表層が局所的な変形も受けている。

1. はじめに

国府津－松田断層帯は、神奈川県足柄上郡大井町から大磯丘陵の西縁に沿って延び、小田原市を経て相模湾内に至る断層帯であり（活断層研究会，1991；宮内ほか，1996；中田・今泉編，2002），沈み込むフィリピン海プレートから分岐した断層と考えられている。松田（1996）により「要注意断層」の一つと目されており，そのためか地震調査研究推進本部地震調査委員会の活断層の長期評価においても，新たな知見が得られるごとに評価の改訂版が出されてきている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，1997，2005，2009，2015）。産業技術総合研究所地質調査総合センターにおける「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトの一環として，我々はこの国府津－松田断層帯周辺の地下構造を反射法地震探査により明らかにするための研究を実施した。2015年12月には小田原市東部の千代台地西方から曾我別所北東方へと到る測線長約2.3 kmのP波反射法地震探査（GSJ15 千代－曾我別所測線）を新たに実施した（山口・伊藤，2016）。これを遡る20年前の1995年に工業技術院地質調査所（現 産業技術総合研究所地質調査総合センター）は国府津－松田断層帯を横断するP波反射法地震探査を5測線（GSJ95 国府津－松田測線 S-1～S-5）において実施していた（水野ほか，1996 a, b）。地震調査委員会が最初に発表した1997年の神縄・国府津－松田断層帯の評価でもこれら測線について若干の言及がなされている。しかし処理結果の反射面の連続性があまり良好ではなく，これらの反射法データは有効に活用されないままいつしかフィールドデータ等の所在が忘れ去られてしまった。最近になって本探査のデジタル発震記録（8 mmカセットテープ5巻），オブザーバズレポート，1/5,000詳細測線図が残されていることが判明した。ただし処理結果のデジタルデータは残されていなかった。そこで本探査データの再処理を試みることにした。本報告では，新規測線と再処理測線の処理結果に基づき，当地域の地下構造について報告する。

なお，地質調査総合センター速報 No.71 で新規測線のデータ取得について（山口・伊藤，2016），及び再処理測線の間処理結果について（横倉ほか，2016），それぞれ公表しているが，本論は，その後追加処理を実施し，その処理結果に既存報告等を加味して考察を行い，海陸シームレス情報集として取りまとめたものである。

2. 既存反射法調査

本断層帯周辺では大小さまざまな規模のマルチ・チャ

ンネルの反射法地震探査による地下構造調査が行われてきた。これらの測線の概略の位置関係を第1図に示す。以下では測線名を表すために ABC19-wxyz のような表記を用いる。ここで ABC は調査実施機関の略記，続く2桁の数字は調査実施年（実施年の不明なときは実施年度あるいは公表年）の下2桁の数字，wxyz は測線を識別するための略号（ない場合もある）を示す。

陸域で，調査の先駆となるのは科学技術振興調整費「マグニチュード7級の内地地震の予知に関する研究」の一環として，防災科学技術研究所により実施された足柄測線（NIE90-AS）・丹沢測線（NIE91-TAN）である（笠原ほか，1991；笠原・山水，1992；笠原，1992；笠原ほか，2003）。同研究では，地質調査所により浅部を対象とした反射法探査 GSJ91-A～C，GSJ92-D～G の7測線（伊勢原断層周辺を対象とした3測線を含む）も実施されている（長谷川ほか，1991，1992）。ついで同じく地質調査所により上述の国府津－松田測線（GSJ95-S-1～S-5）における探査が実施されている（水野ほか，1996 a, b）。その後文部科学省地震関係基礎調査交付金により神奈川県（2002 a, b, c）が3測線（KNG01-A～C）の調査を加えている。大学を中心とするグループによるものとして，田中ほか（2002，2003）が小田原2002測線（UNV02-ODW）を，「大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特プロジェクト）」の一環として佐藤ほか（2004 a）が松田2003測線（UNV03-MAT）・関東山地東縁低重合測線（UNV03-K.Mt.）を，佐藤ほか（2004 b）・木村ほか（2005 a，2005 b）が松田北断層測線（UNV04-M.K.）を，佐藤ほか（2006）が小田原－山梨測線・同低重合測線（UNV05-O-Y）をそれぞれ実施している。「神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測」の一環として石山ほか（2011）・今泉ほか（2012）が飯泉－沼代測線（UNV10-I-N）を実施している。土木研究所はS波パイププレートによる調査（PWR07-KOZ）を国府津付近の海岸沿いで独自に実施している（佐々木・倉橋，2007，2008；Kurahashi *et al.*，2009）。また断層調査ではないが「表層地質が地震動に与える影響に関する研究（ESG研究）」の一環として足柄平野南西部において反射法探査が3測線（ESG91-1～3）において実施されている（ESG国際シンポジウム実行委員会地下構造調査部会，1991 a, b）。

相模湾域では，海上保安庁水路部（現 同庁海洋情報部）によるものとして，加藤ほか（1983）が相模トラフ測線 A（JCG80-A）を，岩渕ほか（1991）が相模湾測線 A～F（JCG90-A～F）を，沖野ほか（1994）が相模湾北西部測線 E（JCG92-E）を実施している。防災科学技術研究所は伊豆半島東方沖の地震・噴火活動に関連して伊豆東方沖測線（NIE89-IZU）（笠原ほか，1989 a, b；笠原・山水，1990；黒田ほか，1989）を実施してい

る。「大大特プロジェクト」により佐藤ほか(2003)が相模湾岸沿いに相模 2003 測線 (UNV03-SGM) を実施している。「神縄・国府津―松田断層帯における重点的な調査観測」により、佐藤ほか(2010)が相模湾中部を横断する深部を対象とした相模湾 2009 測線 (UNV09-SGM) を、浅海域においては丸山・岡村(2011, 2012)が GSJ10 測線 (計 17 測線)・GSJ11 測線 (計 10 測線) をそれぞれ実施している。さらに海洋研究開発機構が KY0601 航海で計 426 km におよぶ調査 (JAM06-KY0601) を相模湾内で実施している (Kinoshita *et al.*, 2006)。ここでは触れないが、このほかシングル・チャンネルの音波探査は昔から数え切れないほど多く実施されてきている。

これに加えて「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトで陸域の千代―曾我別所測線 (GSJ15-C-S)、沿岸域の相模湾測線 GSJ16 (佐藤ほか, 2021) が追加されたことになる。第 1 図には相模平野側の測線も図示しているが、このうち GSJ17-H1, H2 も本プロジェクトで実施された測線である (木下ほか, 2017)。ここでは説明を加えないが、以上の他に近隣陸域で実施された調査も第 1 図に示している。

3. 再解析及び新規調査測線の概要

3.1 測線位置

GSJ95 国府津―松田測線

本探査は、1995 年 10～11 月に、国府津―松田断層帯を横断する 5 測線 (GSJ95-S-1～S-5) で実施された。以下では簡単のため測線 S-1～測線 S-5 のように称する (ここでの S は S 波探査という意味ではなく Seismic の S を意味する)。このうち測線 S-1 (測線長 830 m)、S-2 (同 1,485 m)、S-3 (同 1,725 m) の再処理を今回実施した。本探査では測線の座標値が失われているため、1/5,000 詳細測線図をデジタル化することにより受振点座標を再構成した。一般的には同一番号の受振点と発震点は全く同じ位置ではなく若干ずれているものと思われるが、そのようなオフセットに関する情報も失われているため、ここでは発震点・受振点の番号が同じであれば同一の座標値を使用した。もっとも問題となるのが各点の標高値である。標高値は 1/5,000 詳細測線図だけでは再構成することは困難であった。そこで国土地理院が作製した 10 m DEM (FG-JPS-5239-71-dem10b.xml) から、デジタル化した座標値に沿って対応する標高を切り出すことにより決定した。標高は測線 S-1 で 40 m～128 m、測線 S-2 で 24 m～50 m、測線 S-3 で 28 m～129 m である。このようにして再構成した座標値に基づく測線図及び標高図をそれぞれ第 2 図、第 3 図に示す。

GSJ15 千代―曾我別所測線

本探査は、2015 年 12 月に小田原市千代地区・高田地区を通り、曾我別所地区へと到る測線 (GSJ15-C-S) 上で実施された。ただし高田―曾我別所間には JR 御殿場線の国府津車両センターがあり、この間約 140 m は受振点を設置することができなかった。そのためデータ取得は西側の千代測線 (測線長 1.2 km) と東側の曾我別所測線 (同 1.1 km) とに分けて実施した。ただし両測線を反射断面上で接続できるように、曾我別所側発震―千代・高田側受振というオフセット発震を行った。以下では簡単のため測線 C-S と称する。本測線の測量は 5 測点毎に VRS 方式 RTK-GPS で測定し、間の測点座標は内挿で求めた。標高は、千代測線で 16 m～20 m、曾我別所測線で 17 m～103 m である。同じく測線図及び標高図をそれぞれ第 2 図、第 3 図に示す。

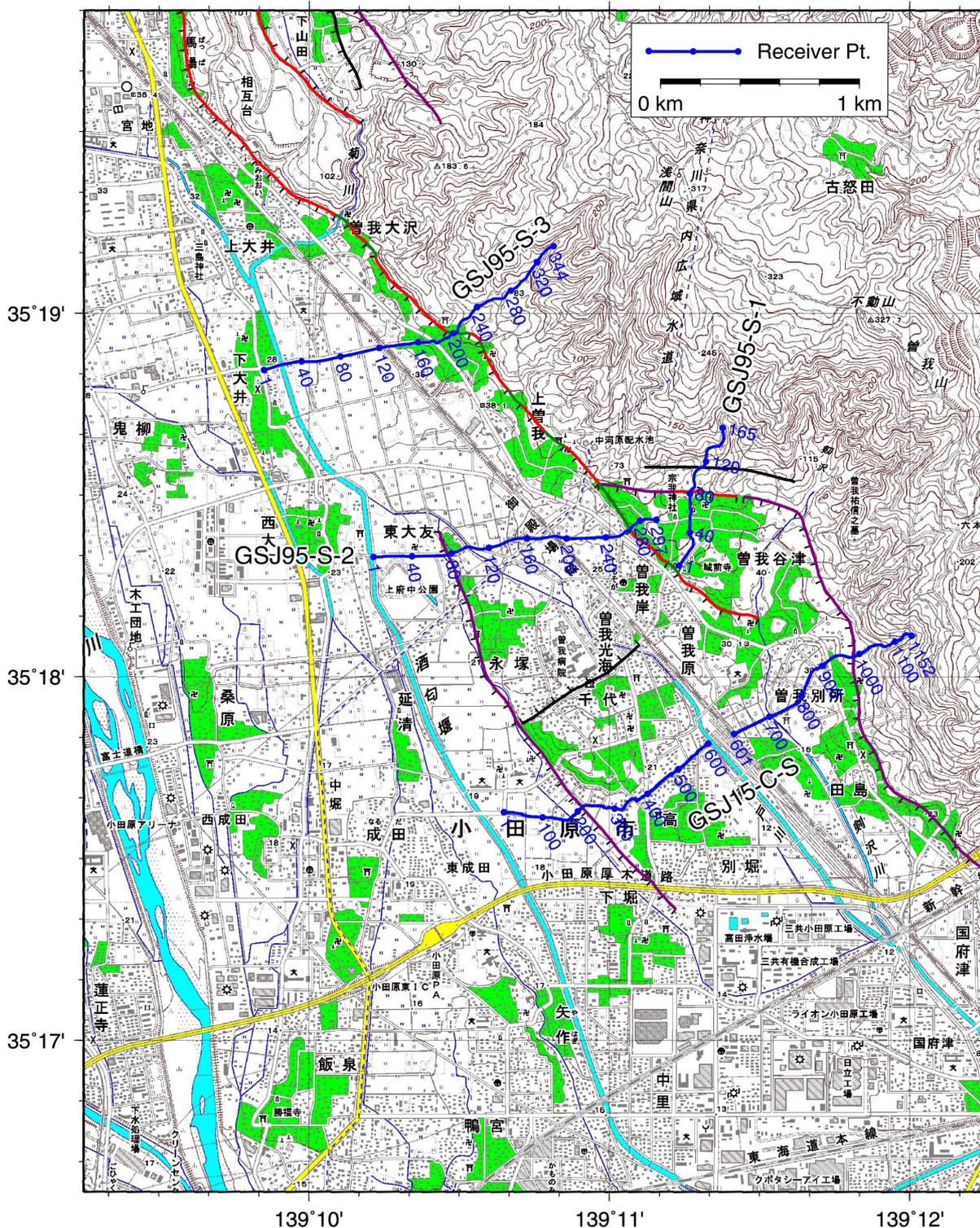
3.2 探査仕様

GSJ95 測線

測線 S-1, S-2, S-3 の探査仕様は 3 測線とも同一である。震源として日本土工社製ドロップヒッター DNS を 1 台使用し、50 kg の重錘を 1.2 m の高さから落下させることにより起震している。受振器には Mark Products 社製 L-21A (固有周波数 27 Hz) を使用し、各受振点あたり 9 個の受振器を 0.6 m 間隔で並べている。発震点間隔及び受振点間隔はともに 5 m である。探査器は Geometrics 社製 StrataView60 を使用し、各発震あたり 60 チャンネルでデータを収録している。展開としては、震源の後方に 10 m のオフセットをとって 24 チャンネルを、また震源の前方に 10 m のオフセットをとって 36 チャンネルを配置するようなスプリット・スプレッド展開を採用している。サンプリング間隔は 1 ms、記録長は 1.024 s である。探査仕様の詳細を第 1 表に示す。

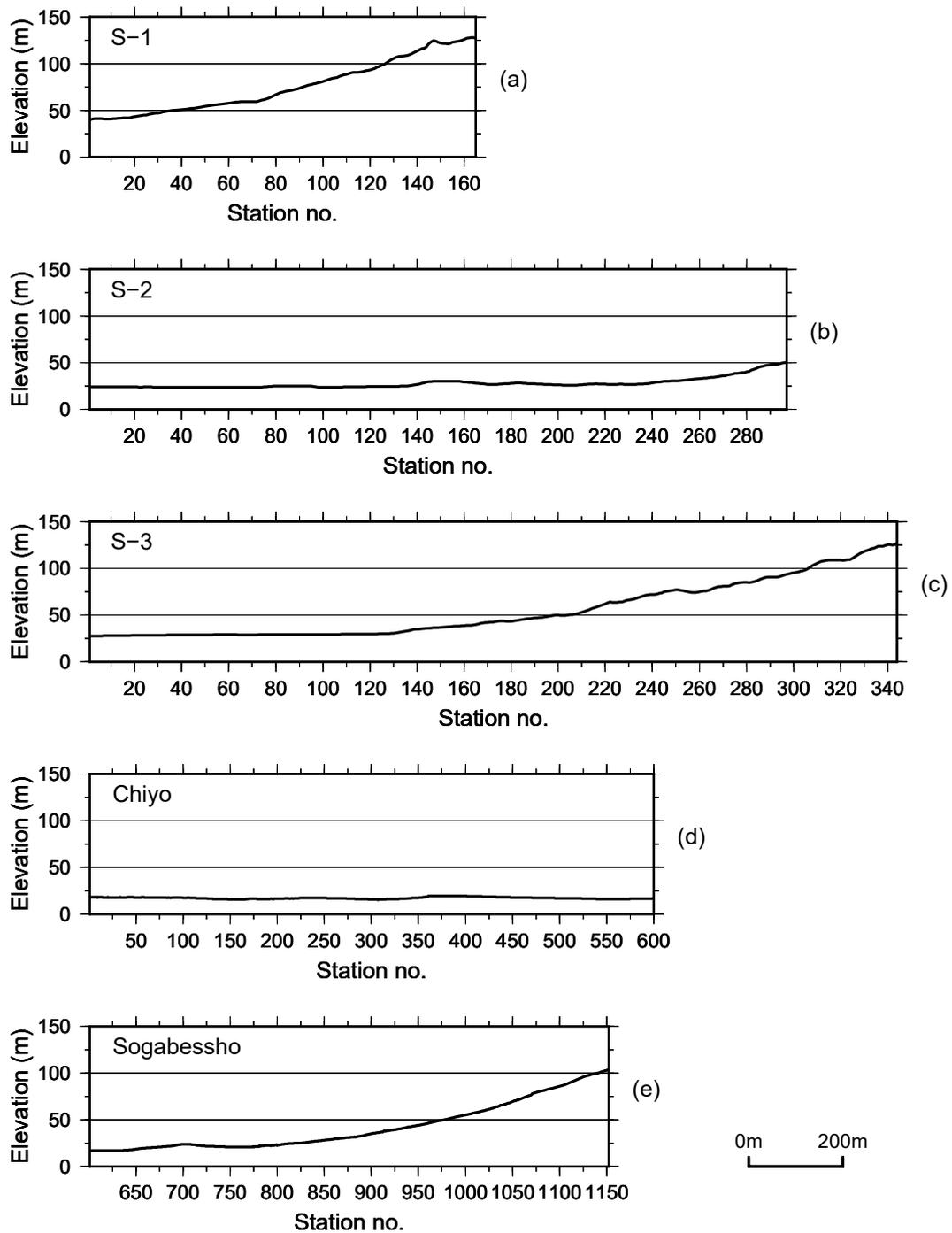
GSJ15 測線

測線 C-S では、震源として地球科学総合研究所製 P 波油圧インパクト JMI-200 を 1 台、受振器として Geospace 社製 GS-20DM (固有周波数 28 Hz) をそれぞれ使用した。受振器はシングル仕様でケーブルと一体型となっている。発震点間隔及び受振点間隔はともに 2 m である。探査器はサンコーコンサルタント社製 DSS-12 を使用し、各発震あたり 192 チャンネルでデータ収録した。サンプリング間隔は 0.5 ms、記録長は 2 s である。千代測線の測点 1～225 は水田地帯、225～320 は千代台地端部の集落と田畑の境界、320～600 は台地上の集落分布域である。曾我別所測線の測点 601～1,056 は梅園と一部で集落、1,057～1,152 は大磯丘陵の森林を通る。測線を通して路面はほとんどが舗装道である (未舗装は測点 165～181 間のみ)。台地端部、台地上の集落、丘陵森林は土の露出箇所が少なく、受振器と地表



第2図 GSJ95 国府津－松田測線 (S-1, S-2, S-3) および GSJ15 千代－曾我別所測線 (C-S) の測線図。青線：反射法地震探査測線 (受振点位置)。青数字：受振点番号。基図：国土地理院数値地図 25,000「小田原北部」。活断層分布は中田・今泉編 (2002) による。ここで赤、紫、緑、黒線はそれぞれ明確、やや不明確、伏在、推定の活断層を示す。ケバは低下側を示す。

Fig. 2 Seismic survey map of the GSJ95 Kozu-Matsuda survey lines (S-1, S-2 and S-3), and the GSJ15 Chiyo-Sogabessho survey line (C-S). Blue lines: seismic reflection survey lines (receiver stations). Blue numerals: receiver station number. Base map: Odawara-hokubu, Digital Map 25,000 (Map Image), Geospatial Information Authority of Japan. Active fault traces are after Nakata and Imaizumi eds. (2002), where red, purple, green and black lines indicate distinct, less distinct, concealed and presumed active faults, respectively, and ticks show downthrown side.



第3図 各測線の標高。(a), (b), (c), (d), (e) は測線 S-1, S-2, S-3, 千代, 曾我別所にそれぞれ対応する。

Fig. 3 Elevation along the survey lines. (a), (b), (c), (d) and (e) correspond to survey lines S-1, S-2, S-3, Chiyo and Sogabessho, respectively.

面のカップリングは悪い。発震時は片側交互通行あるいは一時的に震源付近の道路区間を通行止めとした。1発震点の発震回数は、標準が10回、簡易舗装・集落・丘陵部（測点140～600, 985～1,152）で5回、路面ひび割れなど発震によって地面に影響しそうな場所や民家直近などでは1回とした。個々の発震記録を探鉱機で別々に収録した。上述のように、両測線を反射断

面上で繋ぐために曾我別所側測点601～681で発震し千代側測点409～600で受振するというインライン・オフセット発震を実施した。ただし日程の関係で、かろうじて断面の接続はできたものの、両測線間におけるCMP重合数はきわめて少ないものとなった。探査仕様の詳細を第2表左側に示す。

第 1 表 GSJ95 国府津－松田反射法地震探査測線の探査諸元.

Table 1 Field parameters of the GSJ95 Kozu-Matsuda seismic reflection surveys.

測線名	GSJ95-S-1	GSJ95-S-2	GSJ95-S-3
探査地域	小田原市曾我谷津	小田原市曾我岸	小田原市上曾我
測線長	830m	1,485m	1,725m
探査方向	SSW→NNE	WSW→ENE	SW→NE
震源	ドロップヒッターDNS (日本土工社製)		
台数	1 台 (重錘重量 50kg, 落下高 1.2m)		
発震点間隔	5m		
垂直重合数	5～16	5～20	14～32
総発震点数	161	292	340
発震展開	スプリット・スプレッド (24ch+36ch)		
受振器	L-21A (MarkProducts 社製)		
固有周波数	27Hz		
アレイ	0.6m × 9 個 / 点		
受振点間隔	5m		
総受振点数	165	297	344
探鉱器	StrataView60 (Geometrics 社製)		
サンプリング間隔	1ms		
記録長	1.024s		
チャンネル数	60ch		
CMP 重合数	30 (標準)		
CMP 間隔	2.5m		
CMP 数	300	581	662

3.3 データの質

GSJ95 測線

第 4 図～第 6 図に測線 S-1, S-2, S-3 それぞれの約 200 m 間隔 (40 発震点) おきの, 垂直重合と振幅調整を適用した後の発震記録を示す. 図示していない部分も含めて全般的に言えば, 表面波が非常に卓越したデータであり, また人工的なノイズレベルの高いデータとなっている. これらノイズのため初動すら十分に判別できない発震記録が多々含まれている. しかし平野部の工場・人家等の少ない地域では浅部に明瞭な反射波を認めることができ, 一部では 0.5 s を超える深度まで反射波が認められている. 一方, 丘陵部ではあまり顕著な反射波は認められない. 初動の見掛け速度はおおむね平野部で 1.5 km/s ～ 1.8 km/s 程度, 丘陵部で 1.8 km/s ～ 2.0 km/s 程度である. その中でも測線 S-1 (第 4 図) は比較的ノイズの少ないデータとなっている. 測線 S-2 では測線西端付近 (第 2 図の上府中公園付近) で水道本管を伝わったと思われる大振幅のチューブ波が観察されている. 第 5 図では振幅の大きなものは示されていないが, SP.40 記録にチューブ波の片鱗が見えてい

る. 発震点から Tr.1 の 130 ms 付近へと続く部分, Tr.1 の 250 ms 付近から逆傾斜で Tr.63 の 520 ms 付近へと続く部分がチューブ波に相当する. 表面波に隠されているが, Tr.63 の 520 ms 付近から再び逆傾斜となるイベントも見られ, この付近でチューブ波が Tr.1 の方向に反射している可能性もある. 測線 S-3 (第 6 図) では御殿場線から山際までとそれ以外とで卓越周波数が大きく異なっている. SP.120 記録の西側 (Tr.1 ～ 24) では初動付近に高周波の波が多数見えているが, 東側 (Tr.28 ～ 63) あるいは SP.160 の Tr.1 ～ 24 では低周波の波が卓越しており, その見掛け速度も 1.2 km/s ～ 1.3 km/s 程度と遅くなっている. 一方丘陵部にはいると, 例えば SP.240, SP.280 に見られるように再び周波数がやや高くなっている.

GSJ15 測線

第 7 図に測線 C-S の約 200 m 間隔 (約 100 発震点) おきの, 垂直重合と振幅調整を適用した後の発震記録を示す. 発震点 1, 100 及び 400 以降の発震記録では初動, 反射波らしき波群, 表面波などの波群が見られる. 初動は最大オフセットまで達し, 見掛け速度は 1.5 km/

第2表 GSJ15 千代一曾我別所反射法地震探査測線の探査諸元.
 左:オリジナルの探査諸元. 右:処理のために変更した探査諸元.
 Table 2 Field parameters of the GSJ15 Chiyo-Sogabessho seismic reflection survey.
 Left:Original parameters. Right: revised parameters for processing.

測線名	GSJ15-C-S 測線 (当初)		GSJ15-C-S 測線 (処理上)	
探査地域	小田原市千代・高田	小田原市曾我別所	小田原市千代・高田	小田原市曾我別所
測線長	1,200m	1,100m		
探査方向	SW→NE	SW→NE		
震源	油圧インパクト JMI-200 (地球科学総合研究所製)			
台数	1 台			
発震点間隔	2m		4m	
垂直重合数	10 (標準)		40 (標準)	
総発震点数	592+79(オフセット発震)	543	298+41(オフセット発震)	271
発震展開	1~48 番目まで発震後, 受振点を 48 点ずつ移動			
受振器	GS-20DM (Geospace 社製)			
固有周波数	28Hz			
アレイ	1 個/点		2 個/点	
受振点間隔	2m		4m	
総受振点数	585	535	294	271
探鉱器	DSS-12 (サンコーコンサルタント社製)			
サンプリング間隔	0.5ms			
記録長	2s			
チャンネル数	192ch		96ch	
CMP 重合数	96 (標準)		48 (標準)	
CMP 間隔	1m		2m	
CMP 数	2,355		1,176	

s ~ 1.8 km/s である. 一部の記録でニアオフセットに低速度の初動が見られ, これは低速度の表層の存在を示唆する. 反射波はゼロオフセットで最深 0.3 s 程度まで追える. 測点 913 付近は交通量の多い県道を横断しノイズが大きい状況であったが, 垂直重合により良好な記録を取得できた. オフセット発震 (例えば第7図の千代測線の SP.630 など) で JR 国府津車両センターがノイズ源となった. 発震点 200, 300 の発震記録は垂直重合数がそれぞれ 5 回, 1 回と少ない上に, 弾性波の減衰が異常に大きく, 初動・反射波・表面波などの連続的な波群に乏しい. この付近は低地と台地の境界付近であり, 震源の効きが非常に悪い記録となった. この付近の表層には軟弱で減衰の大きい地層がひろがっているようで, この 2 点に限らず発震記録はほとんどが S/N の悪いものであった.

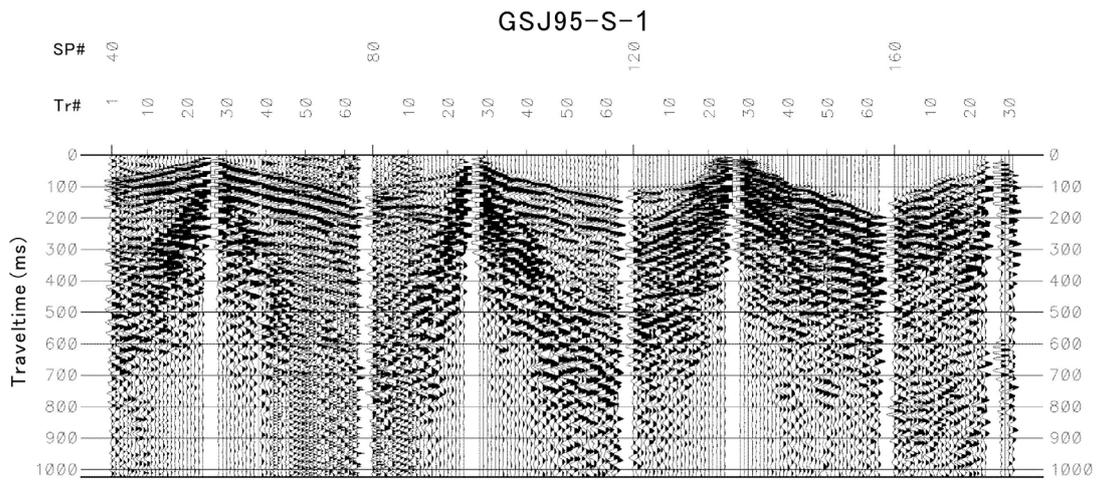
4. データ処理

4.1 処理方法

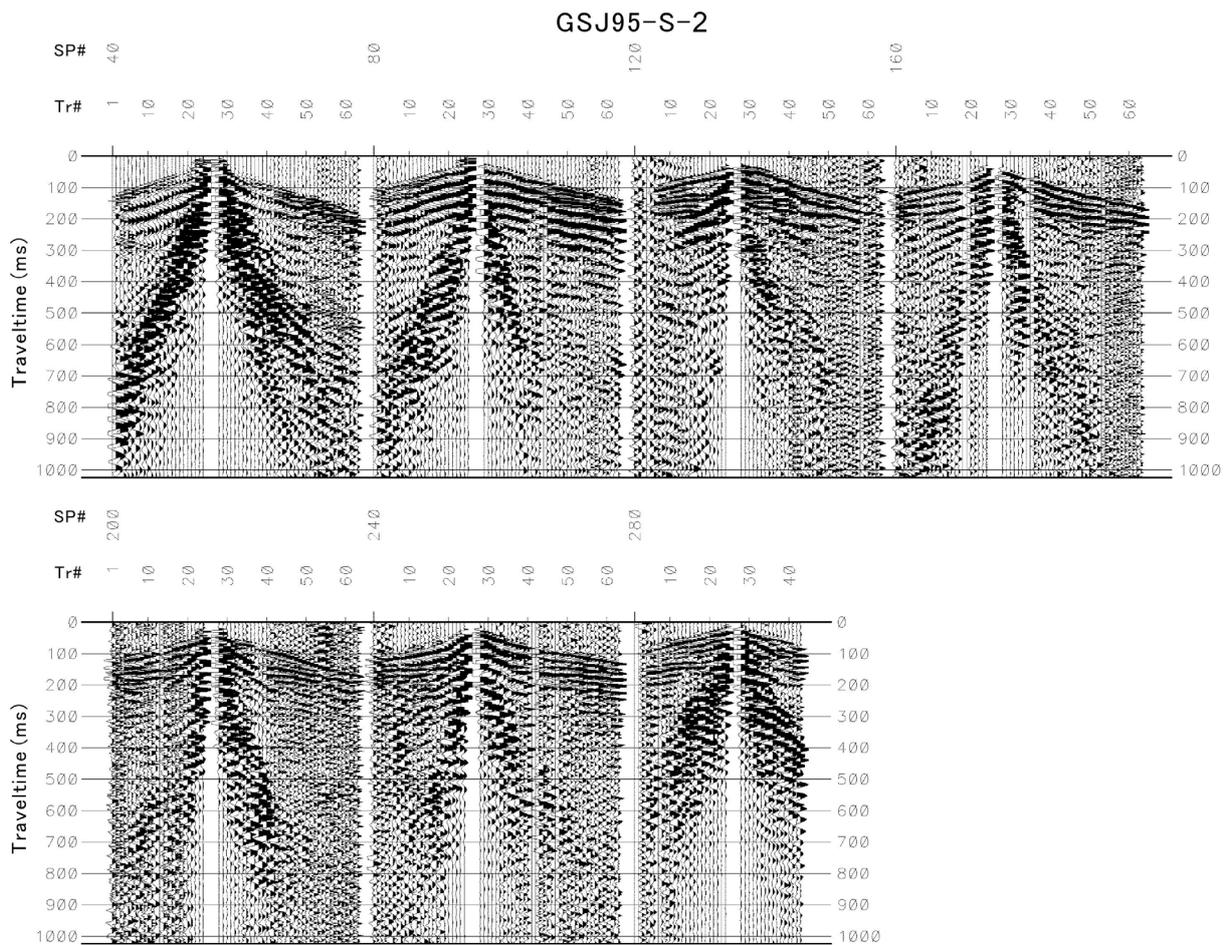
測線 S-1, S-2, S-3 の発震記録に対しては, 探査仕様に即した CMP 間隔 2.5 m の CMP 編集を行った. 各測線とも標準の CMP 重合数は 30 である. 各測線の CMP 数等の詳細は第 1 表に示されている.

測線 C-S の発震記録に対しては, 当初高分解能の調査を目指して, 探査仕様に即した CMP 間隔 1 m の CMP 編集を行った (CMP.1 ~ 2355). しかし千代台地西縁周辺の測点 180 ~ 320 付近 (CMP.350 ~ 650 付近) では, 反射波はおろか初動の判別も困難なほどデータの質が悪く, 静補正を十分に適用することができなかった. 例えば山口・伊藤 (2016), 山口ほか (2016) の簡易処理結果を参照されたい. そこで少しでも初動の読み取りが正確になるように, 以下のようなデータの再編集を行った.

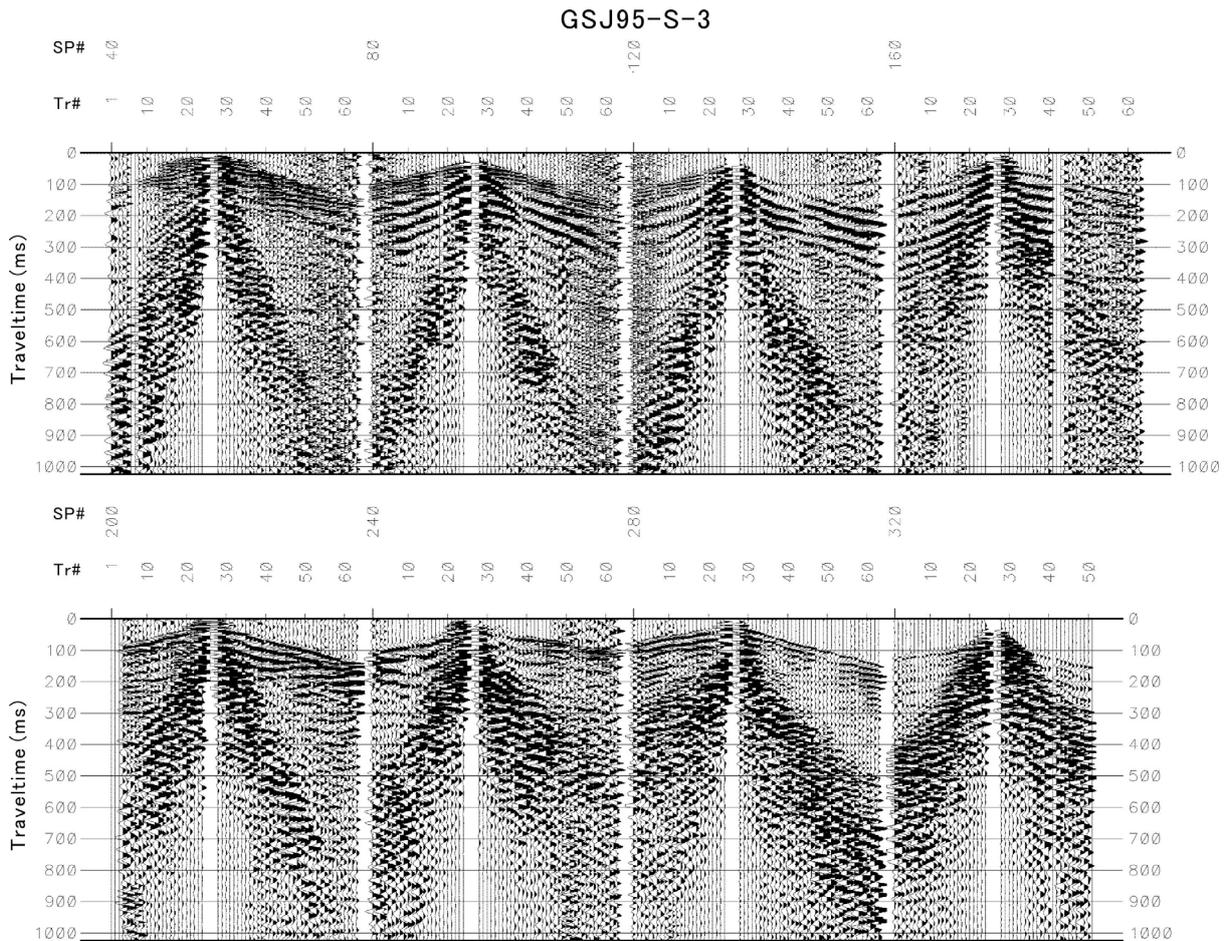
(a) 各発震記録の隣り合うトレースを重合して, 4 m 間隔 96 チャンネルのデータとする.



第4図 測線 S-1 の発震記録例.
Fig. 4 Some shot records of the survey line S-1.



第5図 測線 S-2 の発震記録例.
Fig. 5 Some shot records of the survey line S-2.



第 6 図 測線 S-3 の発震記録例.

Fig. 6 Some shot records of the survey line S-3.

(b) 隣り合う発震記録を垂直重合して、4 m 間隔の発震記録とする。

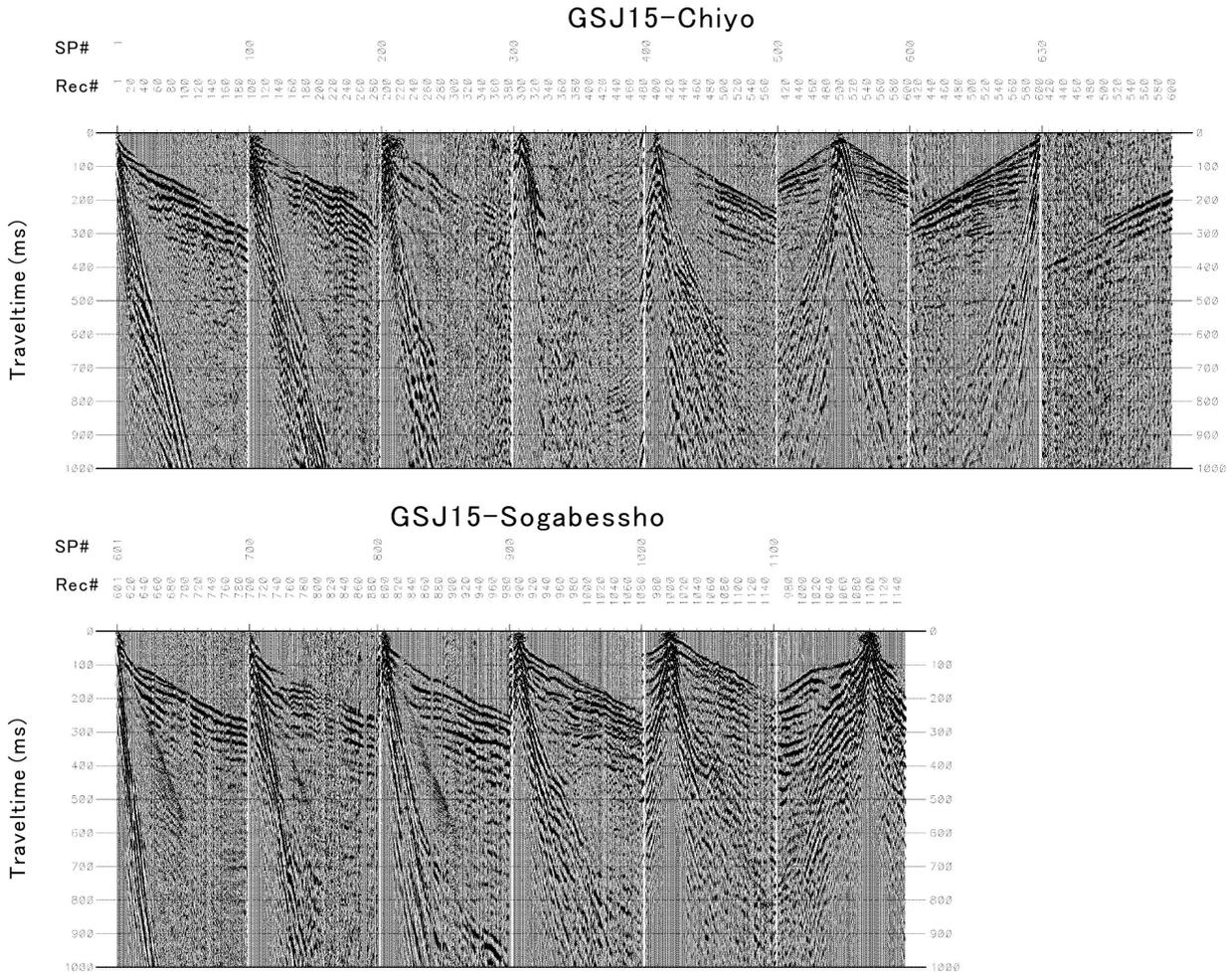
すなわち、全体の垂直重合数を 4 倍とすることにより、分解能を多少犠牲にしても、初動周辺の S/N を向上させることを優先した。これをもとに CMP 間隔 2 m の CMP 編集を行った。これにより当測線の標準の CMP 重合数は 48 となった。処理上の探査仕様の詳細を第 2 表右に示す。4 m 間隔で再編集した測線 C-S は、1 受振点の受振器数は測線 S-1 ~ S-3 の 9 個に対して 2 個と少ないが、チャンネル数、最大オフセット、震源エネルギーの点で測線 S-1 ~ S-3 を大きく上回る。

測線 S-1, S-2, S-3, C-S の CMP 重合数を第 8 図に示す。またこれらの CMP 重合測線を第 9 図に示す。第 9 図には周辺の既存反射法測線及び主要なボーリングも併せて示している。既存反射法測線としては第 2 章で述べたもののうち、KNG01-A, B, C 測線 (神奈川県, 2002 a, 2002 b), UNV02-ODW 測線 (田中ほか, 2002, 2003 ; 宮内ほか, 2003), UNV10-I-N 測線 (今泉ほか, 2012), ESG91-3 測線 (ESG 国際シンポジウム実行委員会地下構造調査部会, 1991 a, b), GSJ91-B ~ C, GSJ92-D 測

線 (長谷川ほか, 1991, 1992), 及び測線 S-4 (水野ほか, 1996 a, b) が、主要ボーリングとしては B1 ~ B7 ボーリング (水野ほか, 1996 a, b ; 山崎・水野, 1999), 千代ボーリング (山崎ほか, 1982), SG-1・SG-3 ボーリング (丸山・齋藤, 2008) がそれぞれ示されている。

データ処理は各測線ほとんど共通で、周波数解析、デコンボリューション、初動読み取り、初動解析、静補正、第 1 次速度解析、残留静補正、第 2 次速度解析、残留静補正、時間断面・マイグレーション断面・深度断面の作製などである。ごく一般的な処理項目のみを行った。このほかに、各データのノイズ特性により、チューブ波・表面波・ランダムノイズ等の除去を個別に行っている。

測線 S-1, S-2, S-3, C-S の重合後時間断面・マイグレーション後時間断面・深度断面を第 10 ~ 18 図に示す。すべて各 CMP ギャザーの平均標高を基準面として処理を実施し、時間断面のプロットにさいしては replacement velocity を 1.6 km/s とし、標高 160 m を往復走時 0 s の原点としている。深度断面は標高表示とし、縦横比は 1:1 とした。



第7図 測線 C-S の発震記録例.
Fig. 7 Some shot records of the survey line C-S.

4.2 処理結果

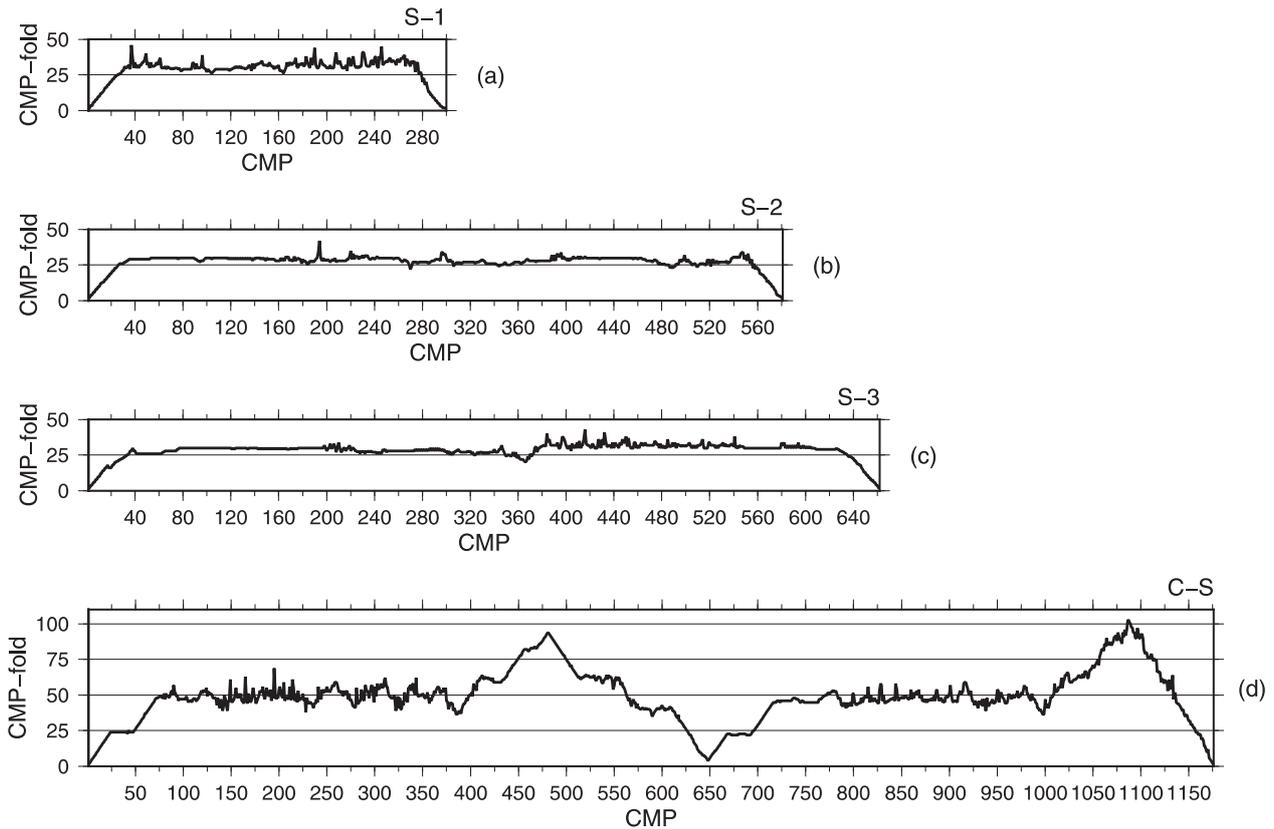
測線 S-1

測線 S-1 (第10図～第12図右) では、CMP.160 付近を境に南南西側で往復走時 1.0 s 付近(標高 -1.1 km 付近)まで反射面らしきものが認められる。北北東側では北北東傾斜(本報告ではすべて見かけの傾斜方向を扱っている)の反射面(後述するように断層面と考えられる)が一部認められるものの、地層の構造を示す明瞭な反射面は認められない。南南西側に見られる反射面のうち浅部のは緩やかな北北東向きの傾斜を示しているが、深部はほぼ水平な構造を呈する。従って浅部の北北東向き傾斜の反射面直下は傾斜不整合あるいは断層となっていると想定される。例えば中田・今泉編(2002)によれば、測線の 30 m～40 m 南西付近の地表に断層が想定されることから、この傾斜反射面は断層面そのものと考えることができる。CMP.200 の地表付近から東へ急傾斜する反射面が、またかすかながら CMP.160 の地表付近からも東傾斜するイベントが認められる。同じく中田・今泉編(2002)によれば上記

とほぼ同じ位置の CMP.150 付近、CMP.210 付近に断層が想定されている。

測線 S-2

測線 S-2 (第10図～第12図左) では、測線のほぼ全体にわたって連続する明瞭な反射面が往復走時 0.5 s (標高 -400 m 付近) 近くまで認められる。さらにおよそ 0.8 s 付近(標高 -800 m 付近)まで弱い反射面が存在している。これら反射面のうち、往復走時 0.25 s 付近(標高 -50 m 付近)の反射面がもっとも顕著である。ただし、この反射面は東方へ向かうとその振幅がやや弱くなり、むしろその下位の反射面の振幅の方が大きくなる。0.25 s 付近の顕著な反射面は西方から東方への軽微な傾斜を示しており、測線東端付近になるとやや浅くなる。この顕著な反射面の下位の反射面群は深くなるほどその東方への傾斜が増していく傾向にあり、国府津－松田断層の活動にともなう累積的な傾動を示している可能性がある。この 0.25 s 付近の反射面は下位の反射面と緩やかな傾斜不整合をなしている。本測線上では、例えば中田・今泉編(2002)によれば CMP.520 付近を断



第 8 図 各測線の CMP 重合数。(a), (b), (c), (d) は測線 S-1, S-2, S-3, C-S にそれぞれ対応する。
 Fig. 8 CMP-fold numbers along the survey lines. (a), (b), (c) and (d) correspond to survey lines S-1, S-2, S-3 and C-S, respectively.

層（本体）が、CMP.150 付近に千代台地西縁を画する断層（分岐断層）が通るとされている。なお、測線西端の CMP.1 ~ 120 付近では水道本管の影響と思われる大振幅のチューブ波が発生していたため、この部分で反射面の連続性が悪くなっている。特に CMP.80 付近浅部のチューブ波（急傾斜イベント）を除去しきれなかったため、上記 0.25 s 付近の顕著な反射面が途切れて見えるが、実際にはこの反射面は少なくとも CMP.60 付近まで西方に連続していると考えられる。

測線 S-3

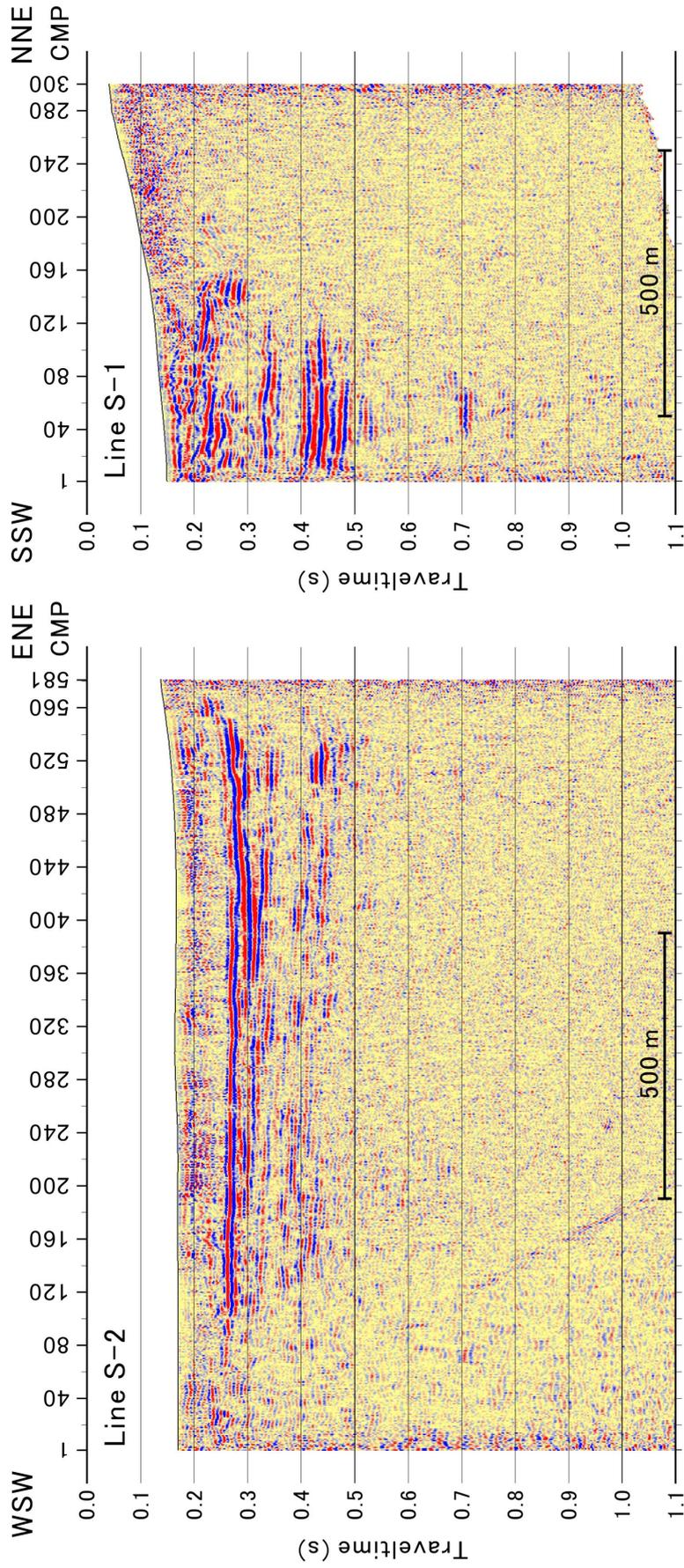
測線 S-3（第 13 図～第 15 図）では、人家等のノイズや御殿場線～山際間での振動エネルギーの大きな減衰のため、静補正処理があまり機能せず、反射面の連続性が悪い。そのため特に CMP.240 ~ 400 付近の浅部で大きな反射波の乱れが見られる。一方 CMP.240 より西方では、連続性はあまり良くないが、多くの反射面が認められる。概観すると CMP.400 付近を境に西側（平野側）ではほぼ水平ないし緩やかに東方へ傾斜する反射面群が往復走時 0.6 s（標高 -500 m）を超える深度まで認められる。特に往復走時 0.3 s, 0.4 s 付近（標高 -100 m, -200 m 付近）のものが顕著である。さらにその下位にも断続的に往復走時 0.8 s 付近（標高

-800 m 付近）まで反射面らしきものが認められる。一方 CMP.480 より東側（丘陵側）では西方へ大きく傾斜する反射面群が認められる。傾斜が異なることから CMP.400 ~ 480 付近に断層の存在が示唆される。例えば中田・今泉編（2002）によれば CMP.390 付近に断層が想定されている。CMP.400 の地表付近から 40° 程度の東傾斜で断続的に続くイベントがそれに対応するものと考えられる。

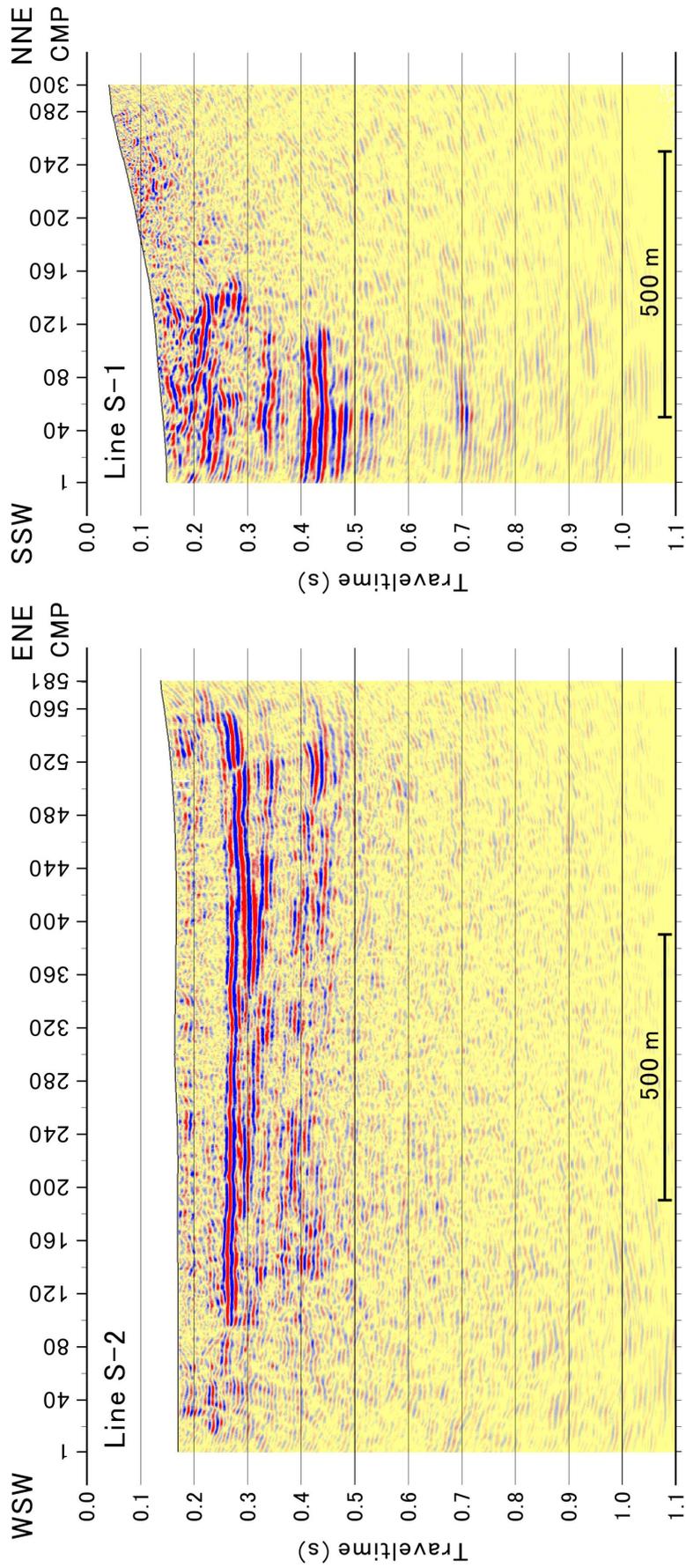
本測線の測点 235 ~ 240 付近では、発震記録上に特異なイベントが認められる。第 19 図に示したような位置に、屈折波の反射波（形態上は VSP における上方進行波に似ている）が見られ、測点 235 ~ 240 付近（CMP.480 付近）に比較的高角の速度境界が存在することを示している。おそらくここが西方へ傾斜する反射面群を画する断層となっているものと推定される。関東第四紀研究会（1987）の地質図にもこの付近に断層が記載されている。

測線 C-S

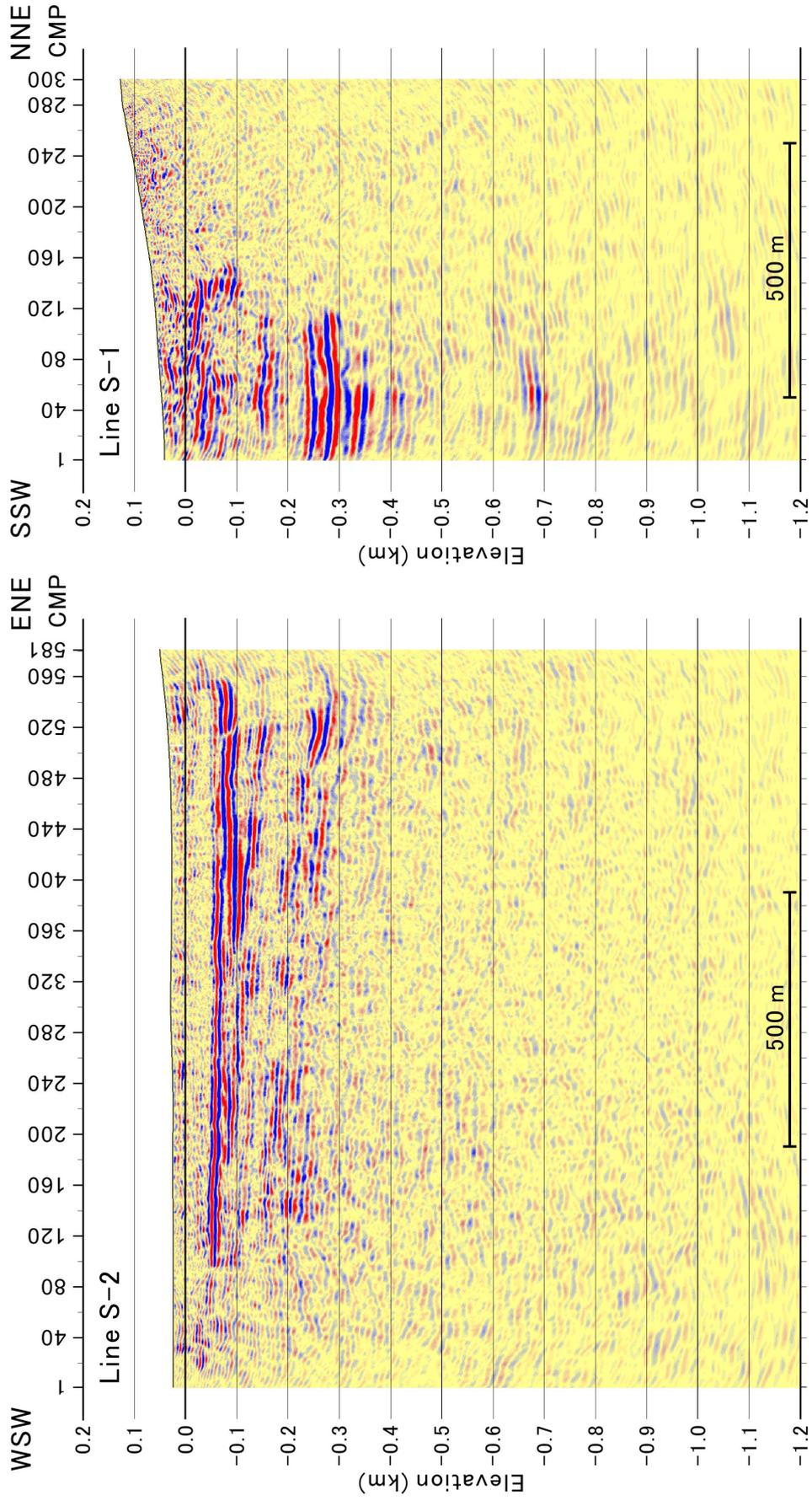
測線 C-S（第 16 図～第 18 図）では、西部で往復走時 1.0 s 付近（標高 -1.0 km 付近）、中央部で 1.2 s 付近（標高 -1.3 km 付近）、東部で 1.5 s 付近（標高 -1.8 km 付近）まで反射面が認められる。もっとも顕著なものは、西



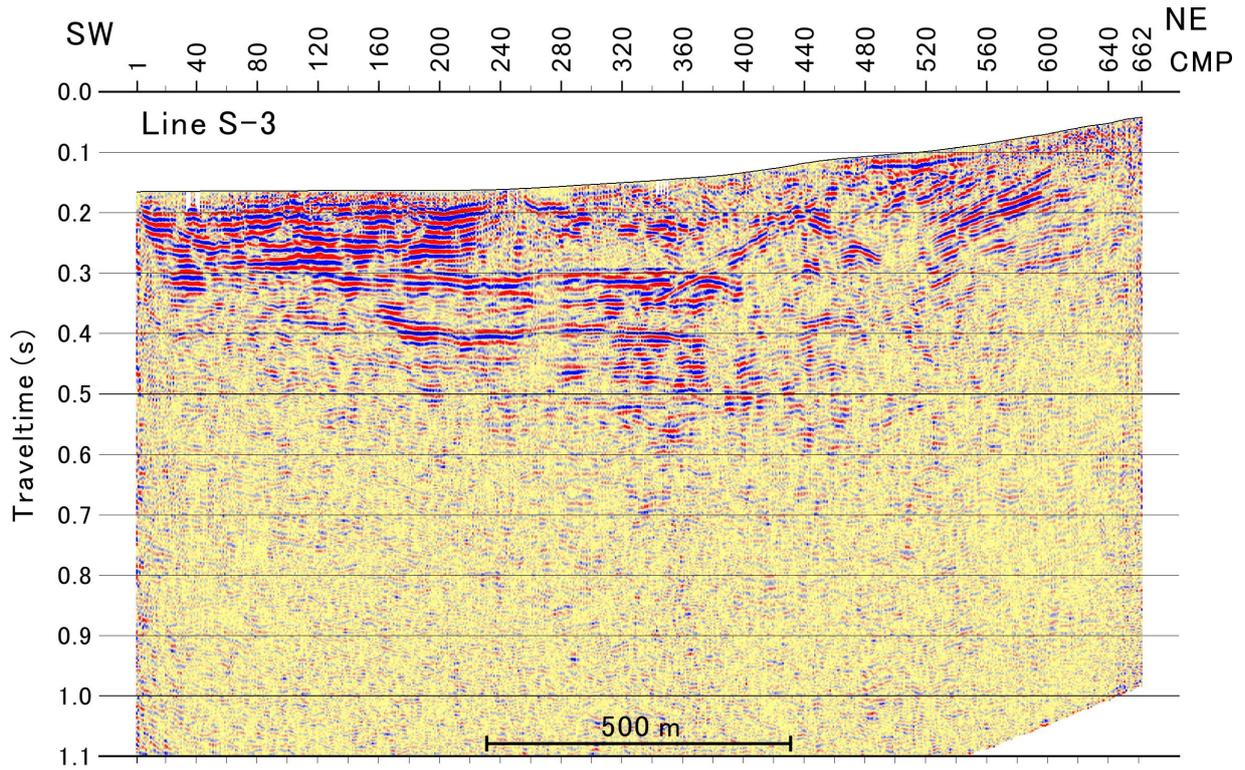
第10図 測線 S-1 および S-2 の重ね時間断面. 右: 測線 S-1. 左: 測線 S-2.
Fig. 10 Stacked time sections of the survey lines S-1 and S-2. Right: Line S-1. Left: Line S-2.



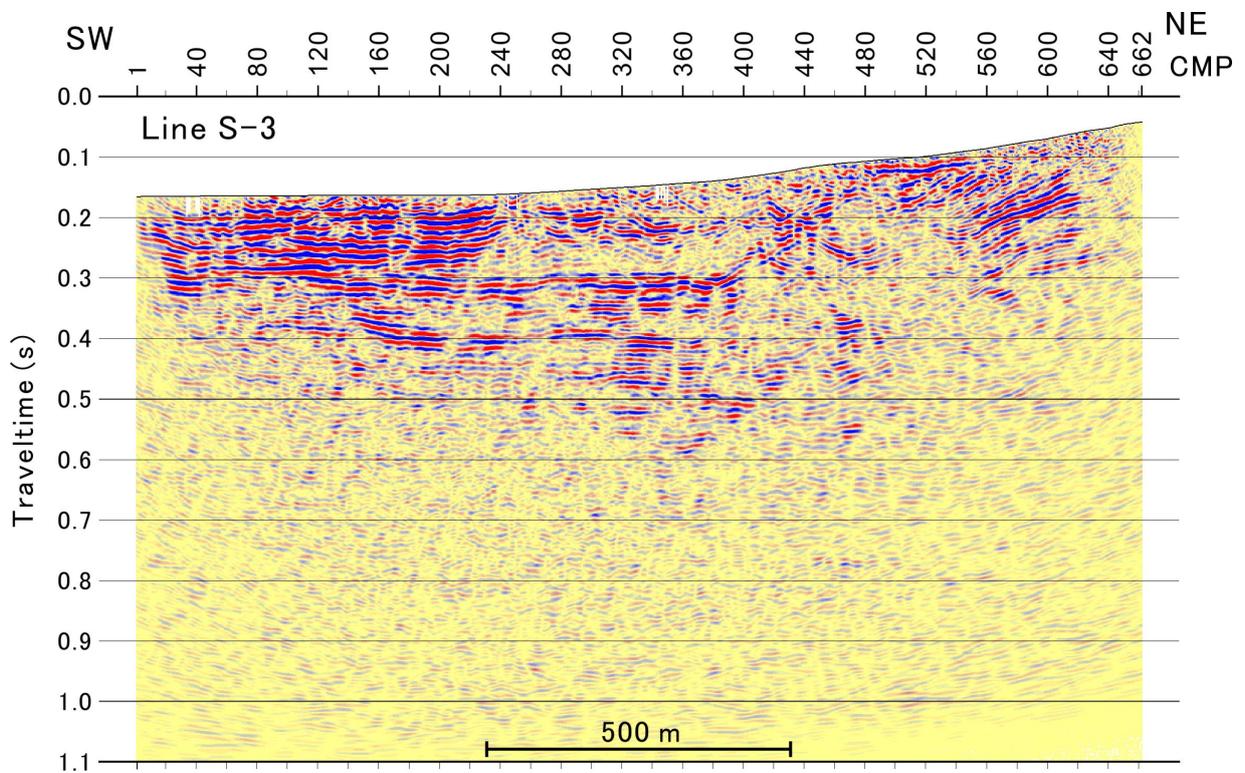
第 11 図 測線 S-1 および S-2 のマイグレーション時間断面. 右: 測線 S-1. 左: 測線 S-2.
Fig. 11 Migrated time sections of the survey lines S-1 and S-2. Right: Line S-1. Left: Line S-2.



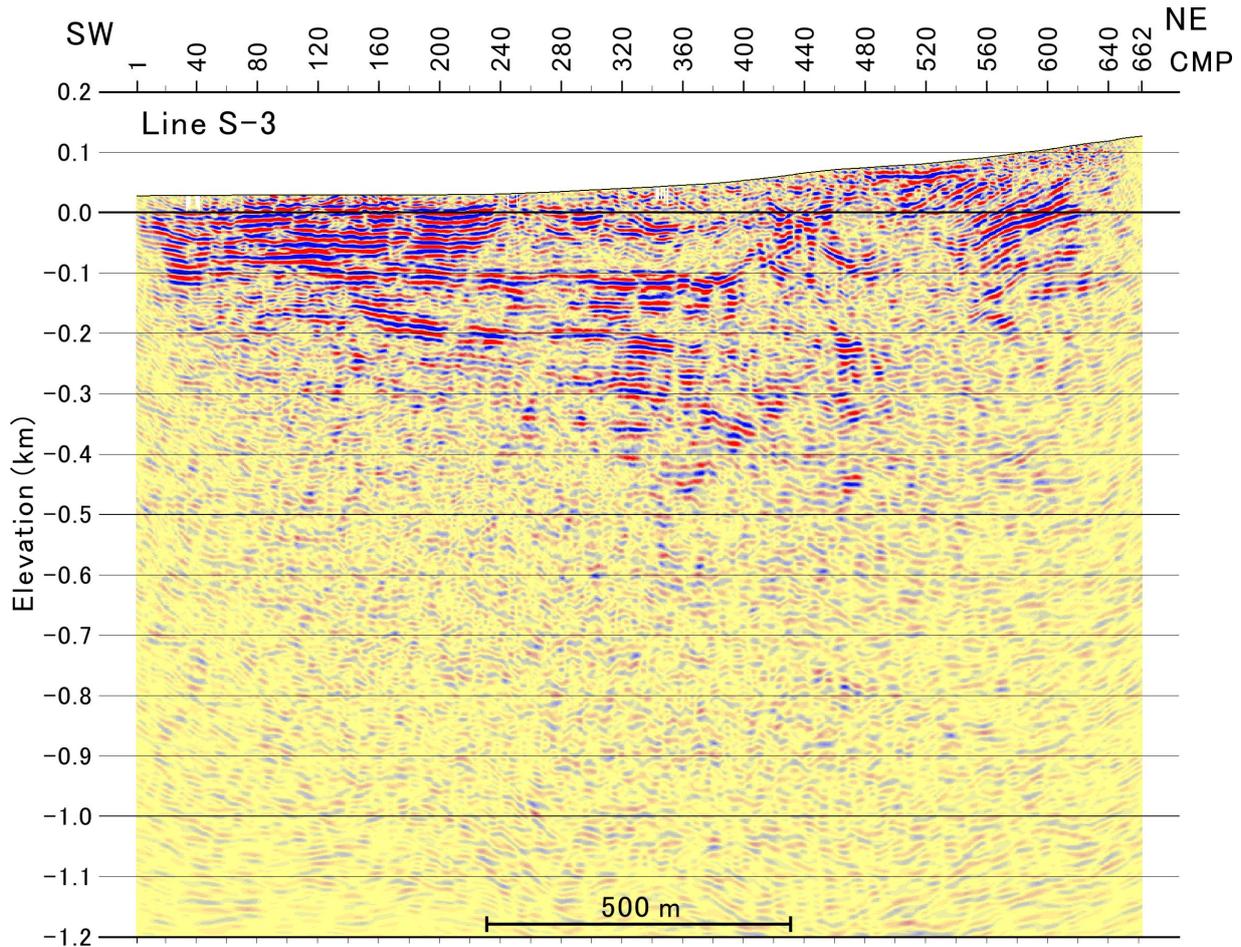
第12図 測線 S-1 および S-2 の深度断面. 右: 測線 S-1. 左: 測線 S-2.
Fig.12 Depth sections of the survey line S-1 and S-2. Right: Line S-1. Left: Line S-2.



第13図 測線 S-3 の重ね時間断面.
Fig. 13 Stacked time section of the survey line S-3.



第14図 測線 S-3 のマイグレーション時間断面.
Fig. 14 Migrated time section of the survey line S-3.



第 15 図 測線 S-3 の深度断面.
Fig. 15 Depth section of the survey line S-3.

部の往復走時 0.25 s 付近 (標高 -50 m 付近) から断続的に東方へ続く反射面である。この反射面は CMP.250 ~ 300 付近で乱れており、下にへこんだ形状を示す。その両側はほぼ同深度となっており、おそらく上述の千代台地西縁付近浅部の低速度で減衰の大きい層の影響を除去しきれていないことによる見かけの形状と考えられる。さらに千代台地中央部の CMP.380 付近で 10 m 程度の東落ち (形態的には正断層状, 約 40° ~ 50° の東傾斜) となり, CMP.570 付近で再びやや東落ち (形態的には逆断層状, 約 40° ~ 50° の西傾斜) となる。そこから東方へはほぼ水平かあるいは緩やかに深度を増していく。ただしその振幅は測線 S-2 と同様に東へ向かって小さくなり, その下位の反射面の振幅の方が大きくなる傾向がある。CMP.1000 の往復走時 0.15 s (標高 50 m) 付近から CMP.1100 の往復走時 0.22 s (標高 -50 m) 付近へと東方へ向かって急傾斜する反射面が認められる。中田・今泉編 (2002) によれば CMP.200 付近に千代台地西縁を画する断層 (分岐断層) が, CMP.1020 付近を国府津-松田断層 (本体) が通るとされている。

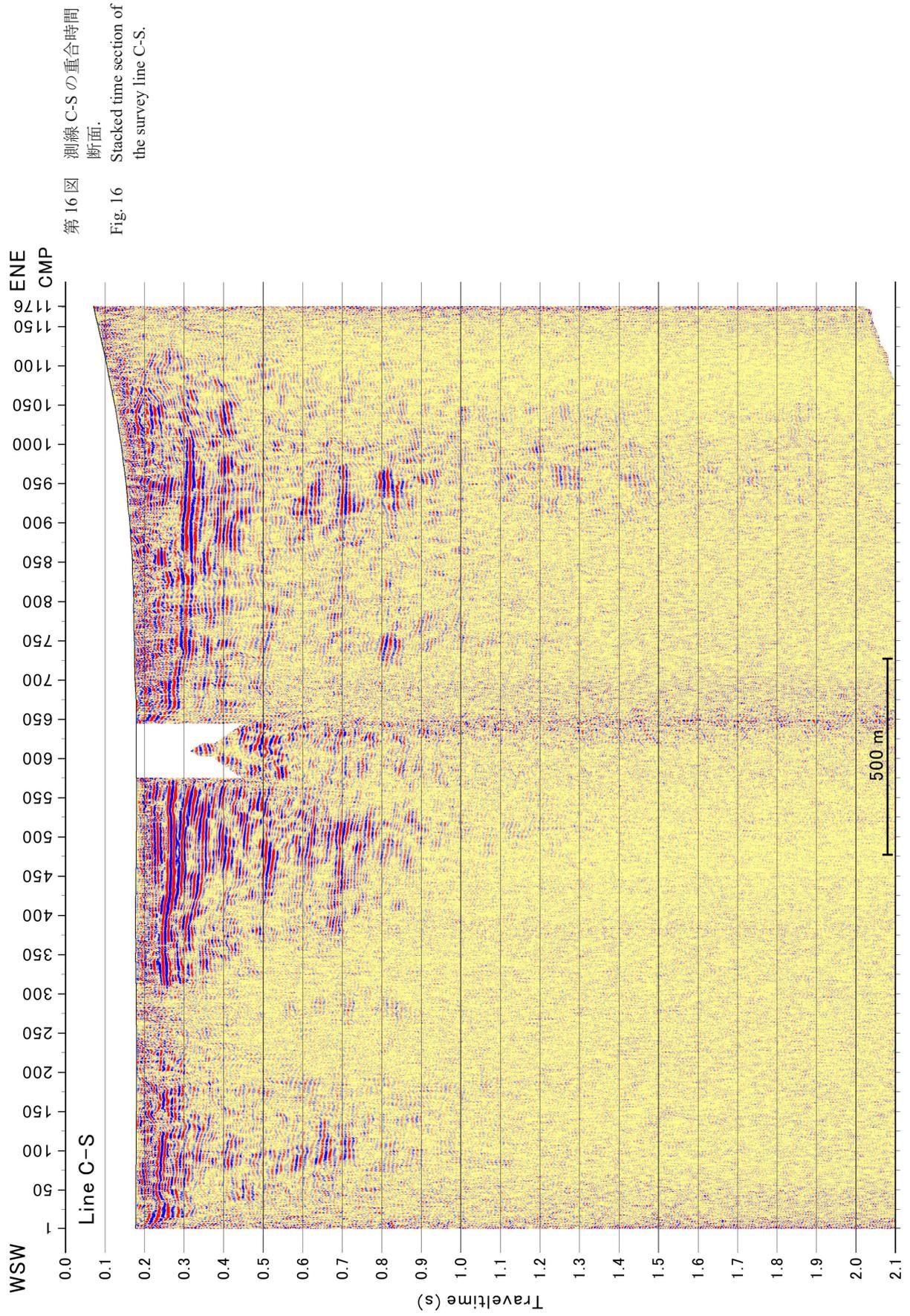
上記 CMP.1000 付近の急傾斜の反射面が国府津-松田断層 (本体) に相当すると考えられる。また神奈川県 (2004) によれば CMP.850 付近に低角な逆断層が想定されている。CMP.820 付近の地表から CMP.910 の標高 -40 m 付近へとかすかではあるが連続する低角なイベントがこれに対応する可能性がある。このイベントは CMP.910 より東ではほぼ水平の顕著な反射面へと続くと考えられる。

5. 議 論

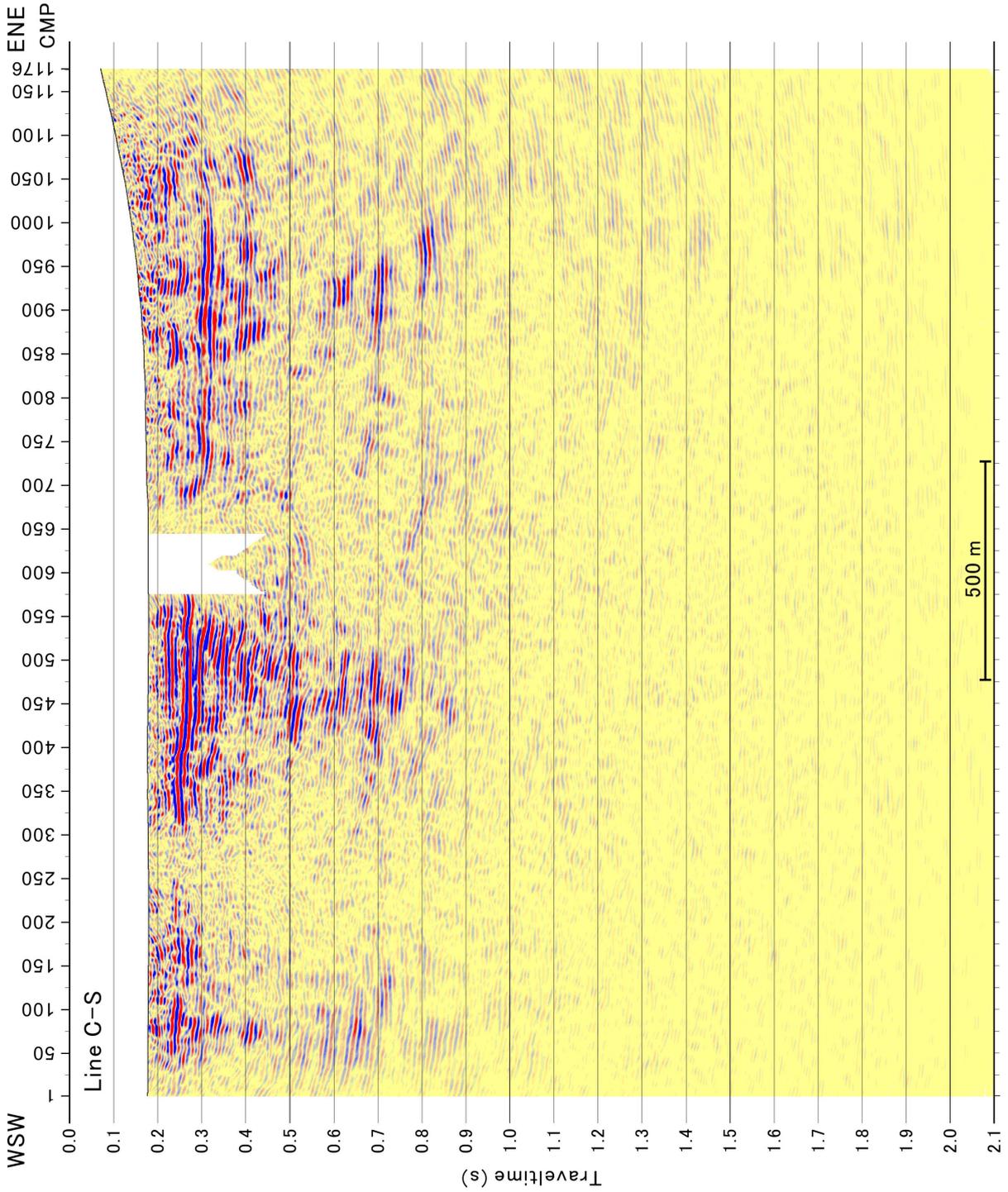
ここでは, 反射法処理断面と周辺で実施されたボーリング・データとの対比, 及び千代台地西縁に想定される“活断層”, 当地域の地下構造についての議論を行う。

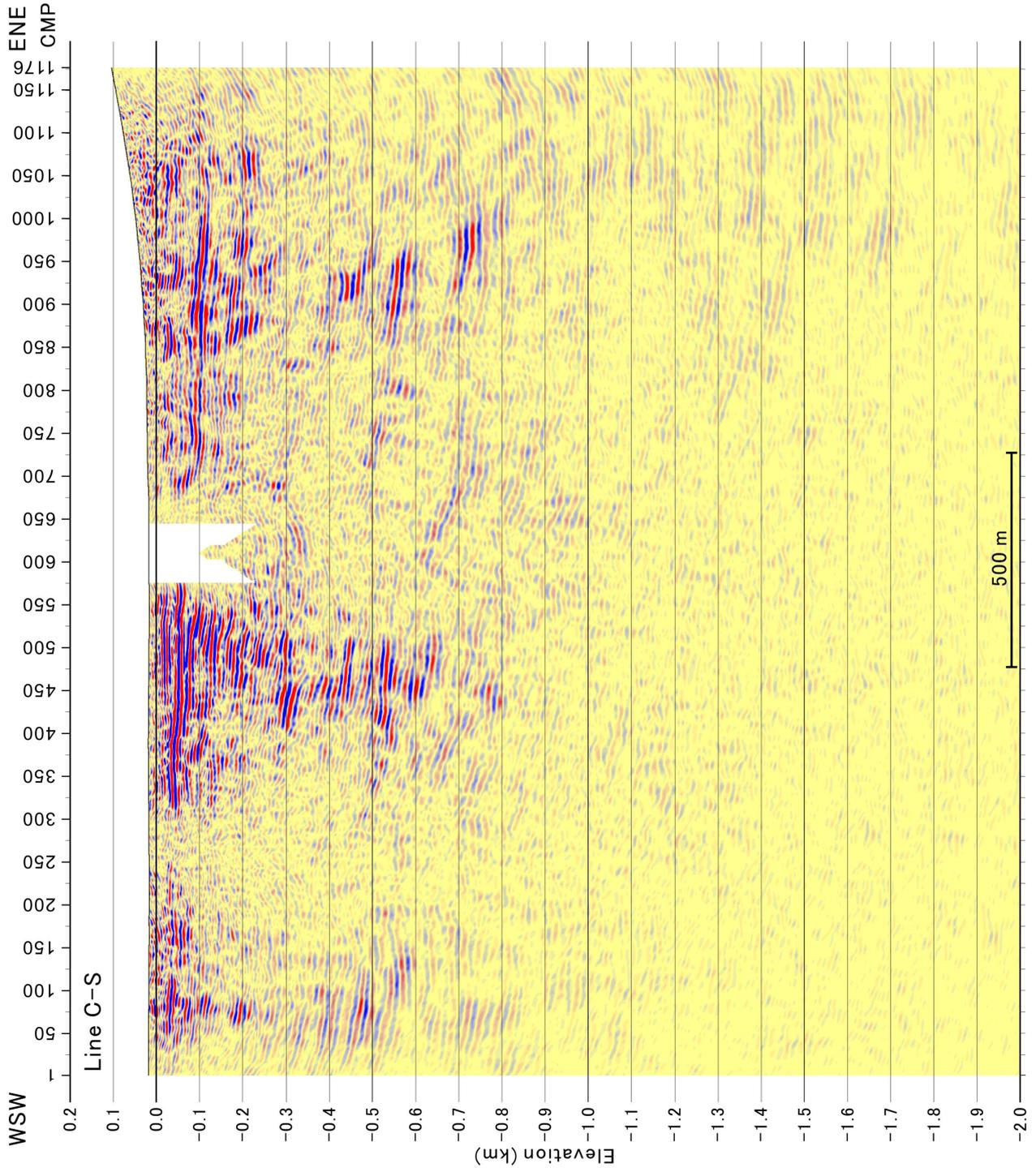
5.1 ボーリング・データとの対比

以下では対比に先立って, B-1 ~ B-7 (水野ほか, 1996 a, b), 千代 (山崎ほか, 1982), SG-1・SG-3 (丸山・

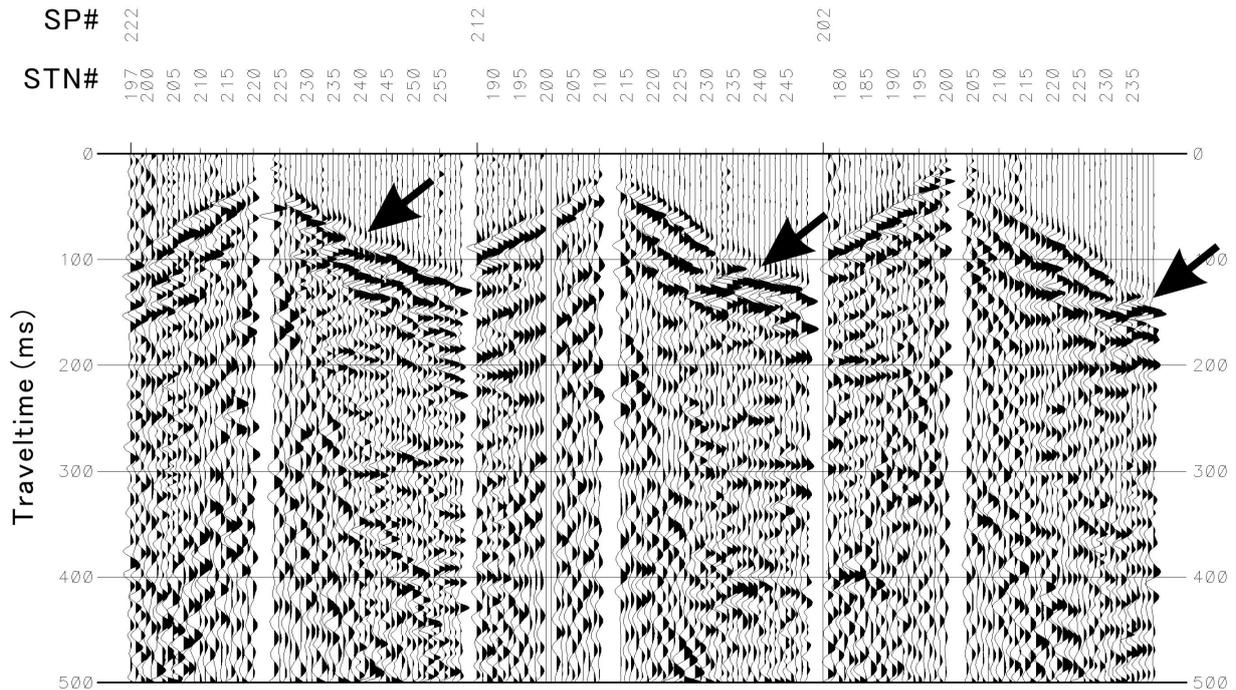


第17図 測線C-Sのマイグレーション時間断面.
Fig. 17 Migrated time section of the survey line C-S.





第18図 測線C-Sの深度断面.
Fig. 18 Depth section of the survey line C-S.



第 19 図 測線 S-3 の発震記録に見られる屈折波（初動）の反射波. 矢印：反射イベント.
 Fig. 19 Reflected events of refracted waves (first break) seen in some shot-gathers of the survey line S-3. Arrows indicate reflected events.

齋藤, 2008) の各ボーリングについての概略を述べる. 第 20 図に, 比較の指標となりうるテフラ層や三崎面 (M_2 : 酸素同位体ステージ 5a) を構成する河成砂礫層などを図示した簡単な柱状図を示す. 顕著な反射面は速度や密度が大きく異なる境界面に相当する. 当地域では火山灰層と砂礫層の境界などがそれに該当すると考えられることから, 各ボーリングの説明で触れていないその他の砂礫層あるいは礫混じり砂層も第 20 図に示した. 以下の議論に使用するテフラ名・記号は町田・新井 (2003) によっており, Hk-T (pfl), Hk-TP, Hk-MP, Hk-AP, Hk-OP, HK-KmP はそれぞれ箱根東京テフラの軽石流堆積物, 同じく軽石層, 箱根三浦テフラ, 箱根安針テフラ, 箱根小原台テフラ, 箱根吉沢中部のテフラ群を示す.

B-1 ボーリング

孔口標高は 35.47 m, 掘削深度は 150.00 m である. 標高 -36.53 m ~ -84.33 m にきわめて厚い Hk-T (pfl) (層厚 47.80 m) があり, その下位の標高 -84.78 m ~ -87.28 m, -88.17 m ~ -88.43 m, -91.08 m ~ -91.58 m に Hk-TP (層厚 2.50 m), Hk-MP (層厚 0.26 m), Hk-AP (層厚 0.50 m) がそれぞれ存在する. その下位の標高 -92.63 m 以下には M_2 面を構成する河成砂礫層が存在する. 山崎・水野 (1999) は B-1 ボーリングの Hk-TP 基底の「下位はテフラを介さず直接河成礫層が存在するので, この礫層は M_2 面構成層には対比できない」としているが, 実際には後述の B-3 ボーリングと全く同様に, Hk-MP,

Hk-AP をはさむ「テフラを介」して砂礫層が存在している (水野ほか, 1996 a). 従ってこの砂礫層は M_2 面構成層であると考えられる. ただし後述の B-3 や千代ボーリングと比較すると, 各層の標高は全体として 40 m ~ 50 m 程度低くなっている.

B-2 ボーリング

孔口標高は 82.54 m, 掘削深度は 30.00 m である. ほぼすべて曾我山礫層の砂礫からなり, 指標となるテフラは含まれない. ちなみに曾我山層の年代はおおよそ 50 ~ 30 万年前とされている (関東第四紀研究会, 1987; 山崎ほか, 1991).

B-3 ボーリング

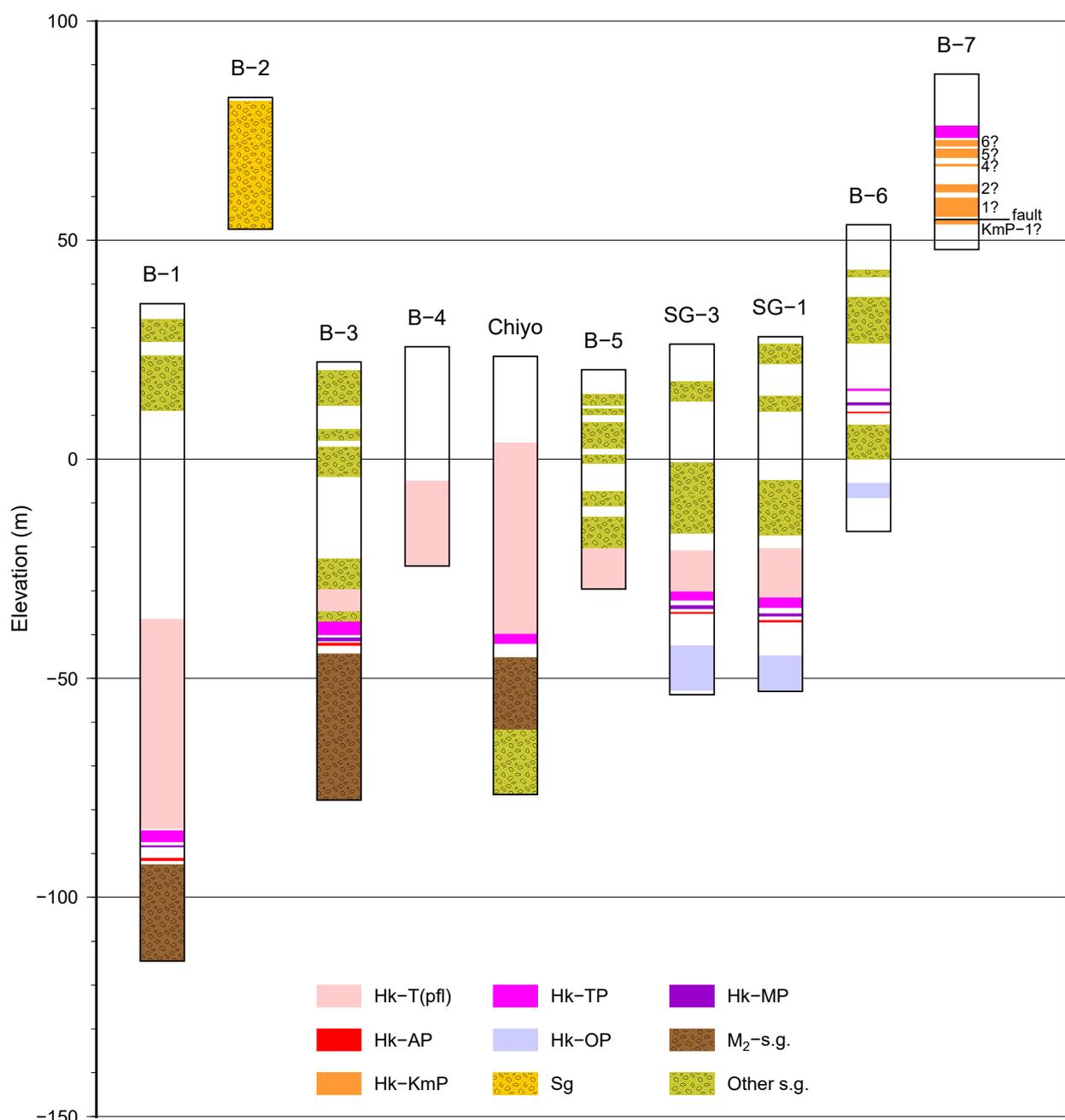
孔口標高は 22.23 m, 掘削深度は 100.00 m である. 標高 -29.77 m ~ -34.57 m に Hk-T (pfl) が存在するが, その層厚は 4.80 m と薄い. その下位の標高 -37.12 m ~ -40.01 m, -40.82 m ~ -41.43 m, -42.08 m ~ -42.45 m には Hk-TP (層厚 2.89 m), Hk-MP (層厚 0.61 m), Hk-AP (層厚 0.37 m) がそれぞれ存在する. その下位の -44.38 m から孔底 (-77.77 m) まで M_2 面構成層の河成砂礫が続く.

B-4 ボーリング

孔口標高は 25.65 m, 掘削深度は 50.00 m である. 標高 -5.00 m から孔底 (-24.35 m) まで Hk-T (pfl) が存在するだけで Hk-TP には達していない.

B-5 ボーリング

孔口標高は 20.43 m, 掘削深度は 50.00 m である. 標



第 20 図 簡略化したボーリング柱状図。Hk-T (pfl), Hk-TP, Hk-MP, Hk-AP, Hk-OP はそれぞれ箱根東京テフラの軽石流堆積物, 同テフラ降下軽石層, 箱根三浦テフラ, 箱根安針テフラ, 箱根小原台テフラを示す。また M₂-s.g. は M₂ 面を構成する河床砂礫層を, Hk-KmP は箱根吉沢中部のテフラ群を, Sg は曾我山礫層を示す。Other s.g. はその他の礫層あるいは礫混じり砂層・シルト層を示す。

Fig. 20 Simplified columnar sections of boring data. Hk-T(pfl), Hk-TP, Hk-MP, Hk-AP, Hk-OP indicate Hakone-Tokyo Pumice Flow, Hakone-Tokyo Pumice Fall, Hakone-Miura Pumice, Hakone-Anjin pumice, and Hakone-Obaradai Pumice, respectively. M₂-s.g., Hk-KmP and Sg indicate sand and gravel layer constituting the M₂ surface, the middle Kissawa Pumice Group, and Sogayama Formation, respectively. Other s.g. indicates other sand and gravel layer or sand/silt layer with gravel.

高 -20.48 m から孔底 (-29.57 m) まで Hk-T (pfl) が存在するだけで Hk-TP には達していない。

B-6 ボーリング

孔口標高は 53.55 m, 掘削深度は 70.00 m である。Hk-T (pfl) は存在せず, 標高 16.06 m ~ 15.70 m に層

厚 0.36 m の極薄い Hk-TP が存在する。標高 12.94 m ~ 12.36 m, 10.77 m ~ 10.65 m には Hk-MP (層厚 0.58 m), Hk-AP (層厚 0.12 m) がそれぞれ存在する。その下位には M₂ 面構成砂礫層は存在せず, 丸山・齋藤 (2008) によれば, 年代が M₂ 面とほぼ同じかそれよりもやや古い

と考えられる Hk-OP が標高 -5.45 m ~ -8.80 m (層厚 3.35 m) に存在する。Hk-T (pfl) はすべて、Hk-TP もその大部分が浸食されてしまった可能性がある。

B-7 ボーリング

孔口標高は 87.90 m, 掘削深度は 40.00 m である。Hk-T (pfl) は存在せず, 標高 76.10 m ~ 73.40 m に層厚 2.70 m の Hk-TP のみが認められている。佐藤ほか(2021)によれば, その下位に認められる軽石層は箱根吉沢中部 6 ~ 1 (Hk-KmP6 ~ 1) に相当する可能性が高いという。

千代ボーリング

孔口標高は 23.51 m, 掘削深度は 100.00 m である。標高 3.66 m ~ -39.89 m (層厚 43.55 m) にきわめて厚い Hk-T (pfl) があり, その下位の -39.89 m ~ -42.09 m に Hk-TP (層厚 2.2 m) が存在する。その下位にはテフラを介して M₂ 面構成層の河床砂礫が標高 -45.39 m ~ -61.49 m に存在する。Hk-T (pfl) の層厚を除き, 各層は B-3 とほぼ同様な標高を示す。

SG-1 ボーリング

孔口標高は 28.01 m, 掘削深度は 81.00 m である。標高 -20.44 m ~ -31.53 m に Hk-T (pfl) (層厚 11.09 m) があり, その下位の標高 -31.61 m ~ -33.81 m, -35.28 m ~ -35.81 m, -36.80 m ~ -37.14 m に Hk-TP (層厚 2.20 m), Hk-MP (層厚 0.53 m), Hk-AP (層厚 0.34 m) が存在する。またテフラを介して Hk-OP が標高 -44.86 m から孔底 (-52.99 m) まで続いている (層厚は 8.13 m 超である)。

SG-3 ボーリング

孔口標高は 26.25 m, 掘削深度は 80.00 m である。SG-1 とほぼ同様の構成及び標高を示しており, 標高 -20.88 m ~ -30.25 m, -30.25 m ~ -32.16 m, -33.44 m ~ -34.14 m, -34.92 m ~ -35.21 m, -42.55 m ~ -52.70 m に Hk-T (pfl) (層厚 9.37 m), Hk-TP (層厚 1.91 m), Hk-MP (層厚 0.70 m), Hk-AP (層厚 0.29 m), Hk-OP (層厚 10.15 m) がそれぞれ存在する。

以下ではこれらボーリング・データと反射法処理結果との対比を行う。ボーリング位置は測線に対して直交方向に投影して, 比較した。

測線 S-1

測線 S-1 と B-6 ボーリングとの比較を第 21 図に示す。CMP.40 付近の約 150 m 南東に B-6 ボーリングがあり, ここでは Hk-TP 基底が標高 15.70 m に認められている。ここでは Hk-T (pfl) が認められず, かつ Hk-TP も非常に薄くなっている。このボーリングで顕著な反射面となる可能性があるのは, 火山灰層と砂礫層・礫混じり砂層 (第 20 図参照) との境界である。B-6 は断層と思われる顕著な反射面には達していないが, 砂礫層あるいは礫混じり砂層の上面が比較的強い反射面となっ

ていることが分かる。丘陵部の CMP.200 付近の約 330 m 東方に B-7 ボーリングがあり, ここでは 40 m 掘削しても吉沢ローム層 (下末吉相当) 内にとどまり, 下部層へ到達していないとされており (水野ほか, 1996 a; 佐藤ほか, 2021), ボーリング結果から反射面の情報は得られない。この部分では反射断面上でも顕著な反射面は認められておらず, 両者の結果は整合的である。

測線 S-2

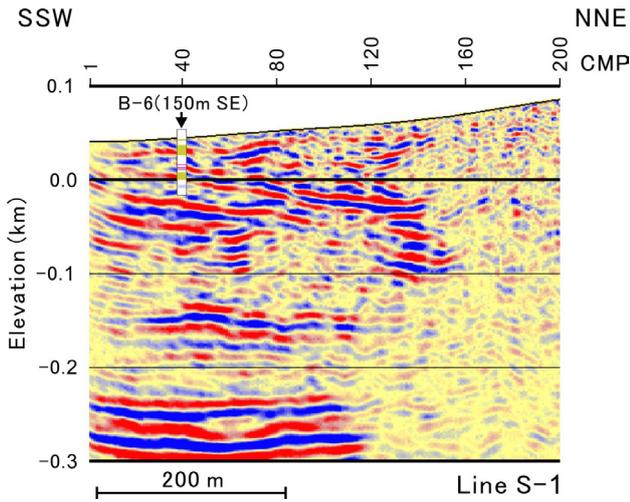
測線 S-2 と B-3 ボーリングとの比較を第 22 図に示す。CMP.100 付近の約 400 m 南方に B-3 ボーリングがあり, M₂ 面構成砂礫層が標高 -44.38 m に認められている。本測線ではこの砂礫層上面が顕著な反射面になると想定される。深度断面によれば, この顕著な反射面の標高は約 -45 m であり, やや離れているものの B-3 ボーリングの河成砂礫層上面の標高値とほぼ同じ値である。また CMP.440 (CMP.100 の 850 m 東方) 付近に B-4 ボーリングがあるが, 50 m 掘削しても Hk-T (pfl) までしか達していない。ちなみに, CMP.440 での上記顕著な反射面の標高は深度断面上で約 -55 m である。このことはこの顕著な反射面が東方へ緩やかに傾動 (水平距離 1 km に対して約 11 m ~ 12 m の沈降に相当) していることを示している。この傾動はその位置や傾きの類似より, 太田ほか (1982) で千代台地上に見出された傾動に相当すると考えられる。

測線 S-3

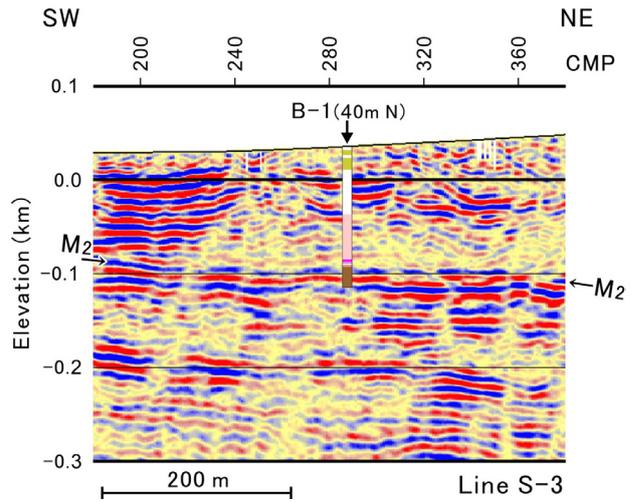
測線 S-3 と B-1 ボーリングとの比較を第 23 図に示す。CMP.290 付近の約 40 m 北方の B-1 ボーリングでは, 顕著な反射面となりうる M₂ 面構成層の河成砂礫が標高 -92.63 m に認められており, B-3 ボーリング・千代ボーリングに比較して約 50 m 深くなっている。深度断面によれば, CMP.290 付近の顕著な反射面の標高は約 -95 m であり, B-1 ボーリングにおける河成砂礫層上面の標高と調和的である。一方丘陵側の CMP.530 付近の約 70 m 南東の B-2 ボーリングではすべて曾我山礫層が分布している (第 20 図)。従って測線 S-3 (第 15 図) の東端浅部における西傾斜の反射面 (第 15 図参照) は曾我山礫層中の反射面と想定される。ちなみに関東第四紀研究会 (1987) の地質図によればこの付近の曾我山層は西南西方向に約 20° ~ 25° の傾斜を示しており, 反射法の断面と調和的である。

測線 C-S

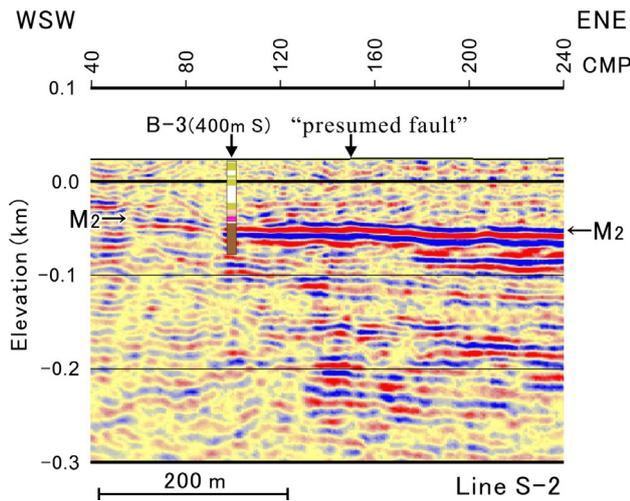
測線 C-S と千代ボーリングとの比較を第 24 図に示す。やや離れてはいるが, 測線 C-S の CMP.500 付近の約 440 m 北西に千代ボーリングがあり, ここでは M₂ 面相当の砂礫層上面標高は -45.4 m である。深度断面によれば顕著な反射面標高は, 測線西端付近で約 -30 m であり, 東へ向かって徐々に深くなり, CMP.380 付近で正断層状に 10 m 程度深くなって標高は約 -50 m となり,



第 21 図 測線 S-1 と B-6 ボーリングの比較.
柱状図の色は第 20 図と同じ.
Fig. 21 Comparison between line S-1 and boring B-6.
Colors in the columnar section are same as in Fig.20.



第 23 図 測線 S-3 と B-1 ボーリングの比較. ボーリング位置における深度断面の M₂ 面標高は約 -95m. 柱状図の色は第 20 図と同じ.
Fig. 23 Comparison between line S-3 and boring B-1. Elevation of the M₂ surface at the boring site is about -95m in the depth section. Colors in the columnar section are same as in Fig.20.



第 22 図 測線 S-2 と B-3 ボーリングの比較. ボーリング位置における深度断面の M₂ 面標高は約 -45m. 千代台地西縁に推定される断層は存在しない. 柱状図の色は第 20 図と同じ.
Fig. 22 Comparison between line S-2 and boring B-3. Elevation of the M₂ surface at the boring site is about -45m in the depth section. No presumed fault exists at the western boundary of the Chiyo Terraces. Colors in the columnar section are same as in Fig.20.

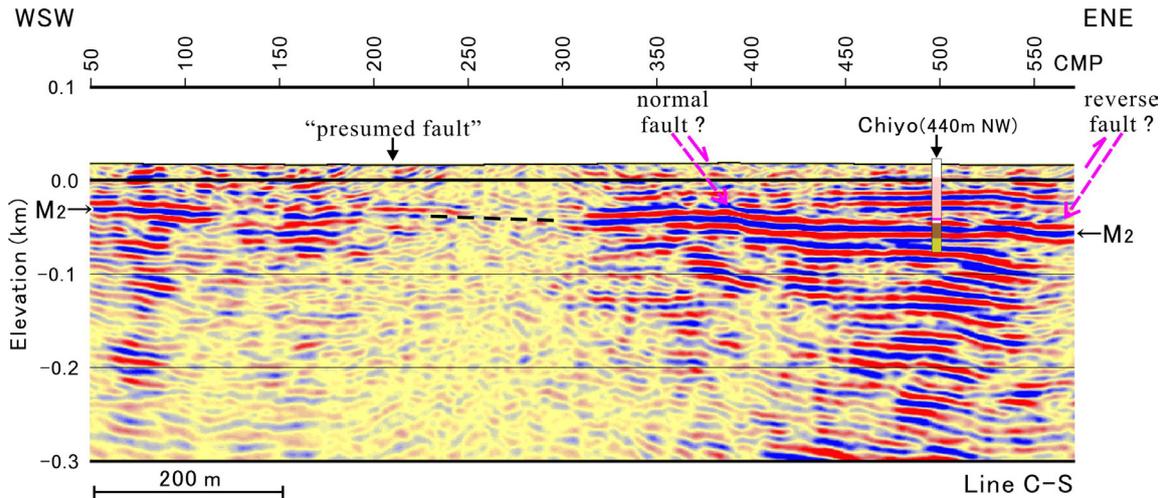
CMP.570 付近で今度は逆断層状に再びやや深くなる. 千代ボーリングに近い CMP.500 付近での顕著な反射面の標高は約 -52 m であり, 千代ボーリングの M₂ 面に比べると 6 m ~ 7 m ほど深くなっている (第 24 図). 当測線と千代ボーリングの間には, 千代台地のほぼ中央部を東北東-西南西方向に横断している KNG01-C 測

線 (KNG01-A 測線の一部で稠密発震を行った測線) がある. その深度断面図 (第 25 図) には千代台地を含む CMP.1340 ~ 1100 の浅部に, 断続的ではあるが顕著な反射面が存在する. CMP.1195 ~ 1200 付近の北北東約 160 m に千代ボーリングが存在し, この付近の顕著な反射面の標高は約 -50 m 程度である (第 25 図). 千代ボーリングの M₂ 面に比べるとこちらは 4 m ~ 5 m ほど深くなっている. 従って M₂ 面が南へ向かって徐々に深度を増していると考えれば, 両測線の顕著な反射面も M₂ 面相当と考えて矛盾はない. ちなみに測線 C-S に認められた正断層状及び逆断層状の構造は, KNG01-C 測線にも認められるが, これを含め KNG01-C 測線全体の解釈については後述する. また測線 C-S の CMP.670 の北西約 580 m の B-5 ボーリングでは標高 -20.48 m ~ 孔底まで Hk-T (pfl) が認められているものの, その下位についての情報は無いが, 断面上で CMP.670 付近の M₂ 面は標高約 -53 m に存在する.

以上のように, 顕著な反射面の標高とボーリング・データから想定される反射境界 (火山灰層と砂礫層あるいは礫混じり砂層との境界) の標高とは比較的に良い一致を示していると言える.

5.2 千代台地西縁の“活断層”

千代台地西縁に“活断層”が存在すると最初に指摘したのはおそらく Kaneko (1970) であろう. Kaneko (1970) は “a tilted fault block standing above the graven floor” として千代台地に言及し, その西縁に活断層を



第 24 図 測線 C-S と千代ボーリングの比較. ボーリング位置における深度断面の M₂ 面標高は約 -52m. 千代台地西縁に推定される断層は存在しない. 柱状図の色は第 20 図と同じ.

Fig. 24 Comparison between Line C-S and Chiyo boring. Elevation of the M₂ surface at the boring site is about -52m in the depth section. No presumed fault exists at the western boundary of the Chiyo terraces. Colors in the columnar section are same as in Fig.20.

想定している. また 1923 年関東地震のさいにその西縁の崖に沿って若干の地変 (沈下) が生じたとしている. これ以降, 例えば Kaneko(1971), 活断層研究会編(1980), 太田ほか (1982), 上杉ほか (1982), 活断層研究会編(1991), 宮内ほか (1996), 中田・今泉編 (2002) などが千代台地西縁に活断層を想定している. いずれも, 上下変位 10 m 以上, 東側隆起の断層であり, 千代台地が東方へ傾動することから東傾斜の逆断層としている. 一方, 水野ほか (1996 a, c), 山崎・水野 (1999) はおもに B-3 ボーリングと千代ボーリングとの比較をもとに, 一部測線 S-2 のオリジナルな反射法処理結果を参照して, キーとなる Hk-TP 基底や M₂ 砂礫層上面の標高にほとんど差が認められないことから千代台地西縁に断層は存在しないと結論した.

本報告の処理結果をもとにすると, 千代台地西縁に推定される断層はやはり存在していない可能性が高い. 測線 S-2 に関して, 水野ほか (1996 a, c), 山崎・水野 (1999) の参照したオリジナルな反射法処理断面は連続性が悪く, 断層の有無や形状の議論にあまり耐えうる断面ではなかったが, 特に静補正処理に着目した今回の再処理において, 往復走時約 0.25 s (標高約 -50 m) の M₂ 面の連続性が非常に改善された. CMP.150 付近が千代台地の西縁にあたるが, ここでは明瞭な変位が存在しないことがより明確となった (第 22 図).

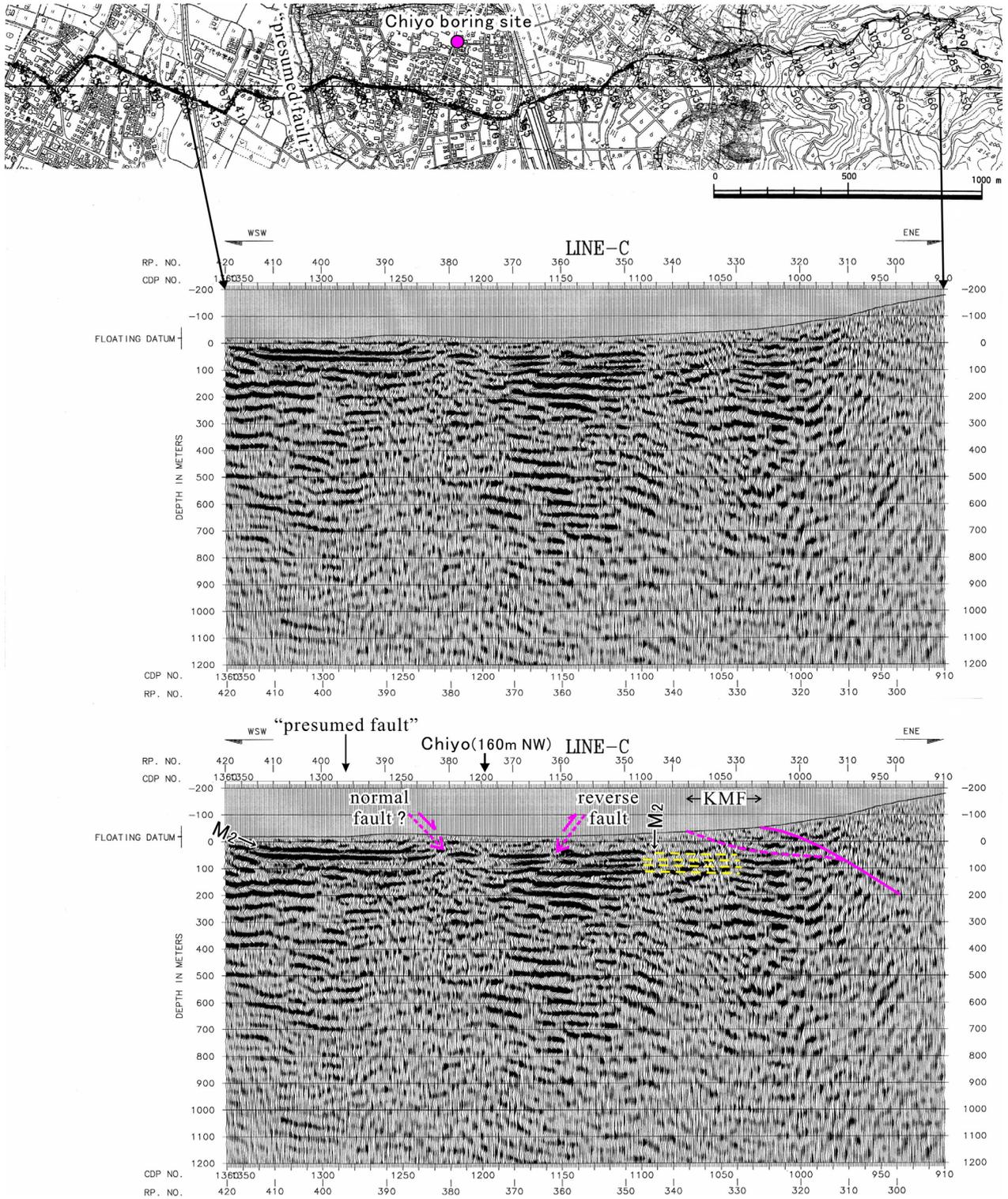
測線 C-S の CMP.210 付近が想定される断層通過位置である (第 24 図). CMP.200 ~ 300 付近は極端に減衰の大きい表層の影響で本測線の M₂ 面は S/N が極めて悪い. 特に CMP.250 ~ 300 の部分では下に凸の形状を示しており, ノイズのため表層の低速度層の影響が十分

に補正されていないものと考えられる. しかし CMP.50 ~ 250 と CMP.300 ~ 400 の部分はほぼ同じ深度の, あるいは緩やかに東へ傾動する一連の面と見なせる形状をしており, 断層によって東側の千代台地が隆起しているようには見えない (第 24 図).

前述の KNG01-C 測線の深度断面図では, 千代台地中央部から JR 御殿場線付近にかけて一部で反射面が乱れているが, 少なくとも千代台地西縁 (CMP.1280 ~ 1290 付近) 周辺でこの反射面は非常に良く連続している (第 25 図). 従ってこの測線においても台地西縁に断層を想定することは困難である.

今泉ほか (2012) の UNV10-I-N 測線の深度断面図及びその解釈図 (これらは http://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/kannawa_juten/h23/chap3_2_b.pdf に公表されている) には, CMP.270 ~ 580 付近のごく浅部 (深度数 10 m ~ 100 m 程度) に東へやや傾斜する顕著な反射面が認められる. この反射面には千代台地西縁 (CMP.430 付近) 周辺で反射波の乱れが存在し, 今泉ほか (2012) は国府津-松田断層から続く分岐断層の一つがそこを通過していると解釈している. しかしこの顕著な反射面は“断層”と解釈された部分をはさんで東西でほとんど上下変位は認められない. むしろ, ノイズのため一部反射波の乱れはあるものの全体として一直線状に滑らかに繋がっている, との解釈も成り立つ. すなわちこれは, 測線 S-2, C-S や KNG01-C 測線に認められたように, 東方へ緩やかに傾動する一連の顕著な反射面 (これもおそらく M₂ 面相当) である可能性がある.

ほかに千代台地を横断する反射法測線として田中ほか (2002, 2003), 宮内ほか (2003) の UNV02-ODW



第 25 図 KNG01-C 測線の新解釈. 上段: 測線図. 中段: 深度断面図. 下段: 深度断面の解釈. ボーリング位置における深度断面の M_2 面標高は約 -50m. 千代台地西縁に推定される断層は存在しない. マゼンタ線: 断層. マゼンタ破線: 推定低角逆断層. KMF: 国府津－松田断層帯. 太矢印: 千代ボーリング位置. 神奈川県 (2002 b) の図 3-15(b) を改変.

Fig. 25 New interpretation of the KNG01-C survey line. Top: survey line. Middle: depth section. Bottom: interpreted depth section. Elevation of the M_2 surface at the boring site is about -50m. No presumed fault exists at the western boundary of the Chiyo Terraces. Magenta line: fault. Magenta dashed line: presumed low-angle reverse fault. KMF: Kozu-Matsuda Fault zone. Bold arrow: Chiyo boring site. Modified from Fig.3-15(b) in Kanagawa Prefectural Government (2002 b).

測線が存在するが、処理結果が公開されていない。また第9図に示したGSJ91-B, C, GSJ92-D測線の断面（長谷川ほか, 1992）はプレート・スタック段階と考えられ、詳細な構造の議論を行うのはやや困難である。

このように反射法探査結果から見たときに、千代台地西縁に活断層が存在することを支持する積極的な証拠は今のところないものと考えられる。この結論は、宮内ほか（2003）あるいは今泉ほか（2012）が示した足柄平野下への国府津－松田断層の分岐前進過程が存在しないということを主張している訳ではない。少なくとも千代台地の西縁に達する分岐断層は存在していないということであり、ここより西方の鴨宮面分布域下に分岐断層が存在する可能性はある。しかし、現状のいずれの反射法探査結果も、都市部特有の高ノイズ環境・連続した層構造が少ないこと・減衰の大きい表層の存在などのため反射波が乱されており、断層がどこを通過するかを示すことは今のところ困難であると思われる。

5.3 国府津－松田断層周辺の地下構造

以下では各測線の全体としての解釈を示し、それに基づき国府津－松田断層周辺の地下構造を議論する。当地域においては、反射法で特定できる年代指標はM₂面しかないのが実情であり、主にM₂面の標高についての議論となる。また断面上の形態に基づいて逆断層・正断層という言葉を用いるが、フィリピン海プレートの運動方向からするといずれも大きな右横ずれ成分が存在する可能性がある。

測線 S-1 と S-2

両測線とも断層近傍で測線が切れているため、その周辺のCMP重合数が少ないことからマイグレーション・ノイズが目立つ状態となっている。そこで構造解釈が容易となるように、国府津－松田断層の走向方向に平行移動して両断面の貼り合わせを試みた。その結果を第26図に示す。図のoverlapped zoneにおいて、測線S-1はzone右端で1、左端で0となるようなテーパを、測線S-2ではzone左端で1、右端で0となるようなテーパをそれぞれかけて貼り合わせてある。こうすると標高-200 m以深の反射面はほとんど素直に連続することが分かる。一方-200 m以浅では、測線S-1の反射面の方が10 m程度浅くなるが、対応する反射面の同定は容易になる。この結果測線S-1浅部に見られた低角（10°～20°）の東傾斜の逆断層は測線S-2ではCMP.490付近へと続いていくと解釈できる。この断層位置は中田・今泉編（2001）よりも平野側に位置している。測線S-2から続くM₂面は測線S-1のCMP.40～50付近でこの分岐断層に切られ、消滅すると考えられる。第27図には両測線をそれぞれ分離して示して

いる。このほか「処理結果」の項で述べた断層も第26図、第27図に示している。丘陵部に認められる断層はおよそ40°～60°の東傾斜を示す。M₂面標高は測線S-2のCMP.60付近の-40 m程度から徐々に深くなり、CMP.450付近で-55 m程度に達し、そこから断層に向かって浅くなり-35 m程度となる。測線S-1では西端部にへばりつくように-35 m程度の標高を示す。

測線 S-3

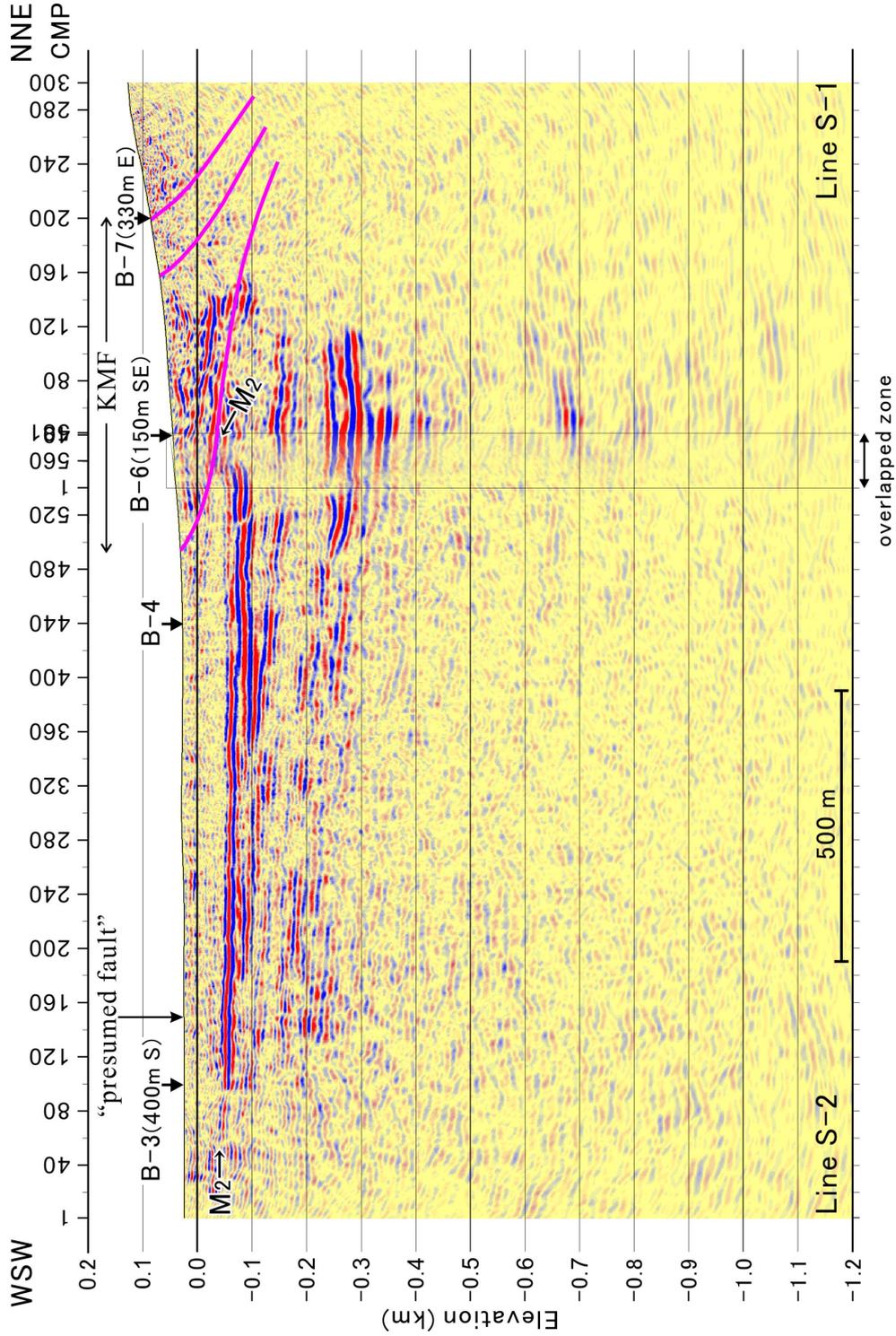
解釈図を第28図に示す。CMP.400付近の40°程度の東傾斜の逆断層が国府津－松田断層に相当すると考えられる。先述のCMP.480付近の断層は活断層であるかどうかは不明であるが、曾我山礫層の西縁を画する断層であると考えられる。M₂面はCMP.130付近から西方で上位の地層に切られたような形状を呈しているが、少なくともCMP.130付近からCMP.400あるいはCMP.430付近まで存在している。その標高はCMP.130付近で-90 m程度、徐々に深くなりCMP.380付近で-105 m程度に達し、断層に向かって急激に浅くなり、CMP.430付近で-50 mとなる。

測線 C-S

解釈図を第29図に示す。前述したように、M₂面は測線西端付近で約-30 mに存在し、東へ向かってほぼ水平かあるいはややその標高を減じていき、CMP.900～1000付近で標高約-70 m程度となり、断層面へ向かって再び浅くなる。その振幅は測線S-2と同様に東方へ向かって小さくなり、代わってその下位の反射面の方が振幅は大きくなる傾向がある。国府津－松田断層（本体）はCMP.1000付近の40°程度の東傾斜反射面に相当する。また低角（10°～20°）の分岐断層がCMP.820付近から東方へと続く。先述のように、CMP.380付近に正断層状構造及びCMP.570付近に逆断層状構造も存在する。

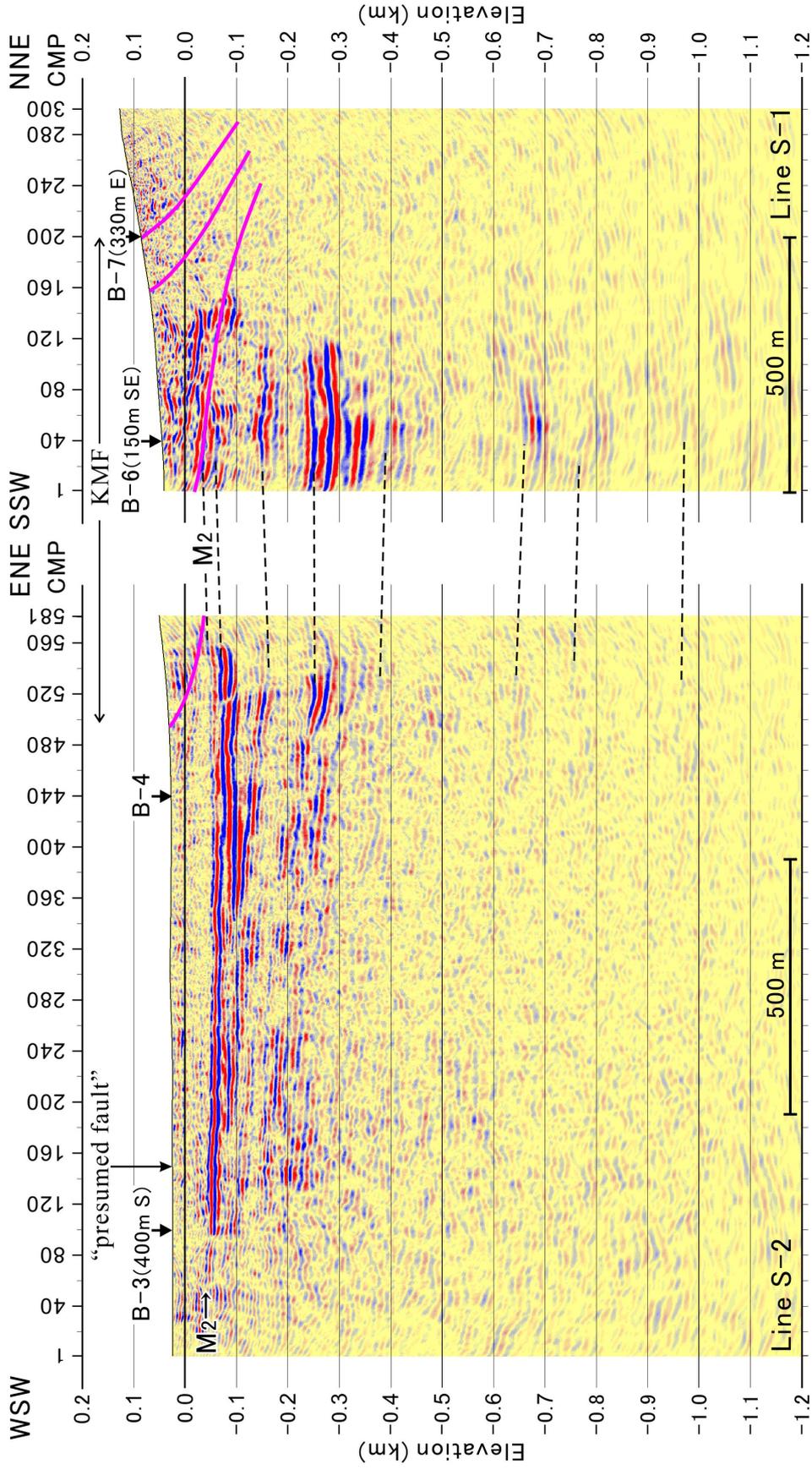
KNG01-C 測線

本測線（第25図）においては、CMP.1050～1100付近が他と比べて反射波の連続性が悪くなっている。神奈川県（2002 b）に示された発震記録によれば、CMP.1050～1100付近に対応する測点330～345付近で非常にノイズが卓越しており、それが連続性の悪くなっている原因と考えられる。この部分で測線C-Sと大きく異なるのは浅部に見られる東上がりの低周波のイベントの存在である。このイベントは周囲に比べて異常に低周波であり、表面波等のノイズが残留静補正により強調されたような形状を示している。CMP.1030～1040付近とCMP.1100～1110付近の反射波形状を相互に比較すると、黄色破線のような反射波の対応を考えることが可能である。こうすると反射面はほぼ水平かあるいは緩く東へ傾斜することになり、近傍の測線C-Sにおける反射面と調和的になる。従って、上記低周

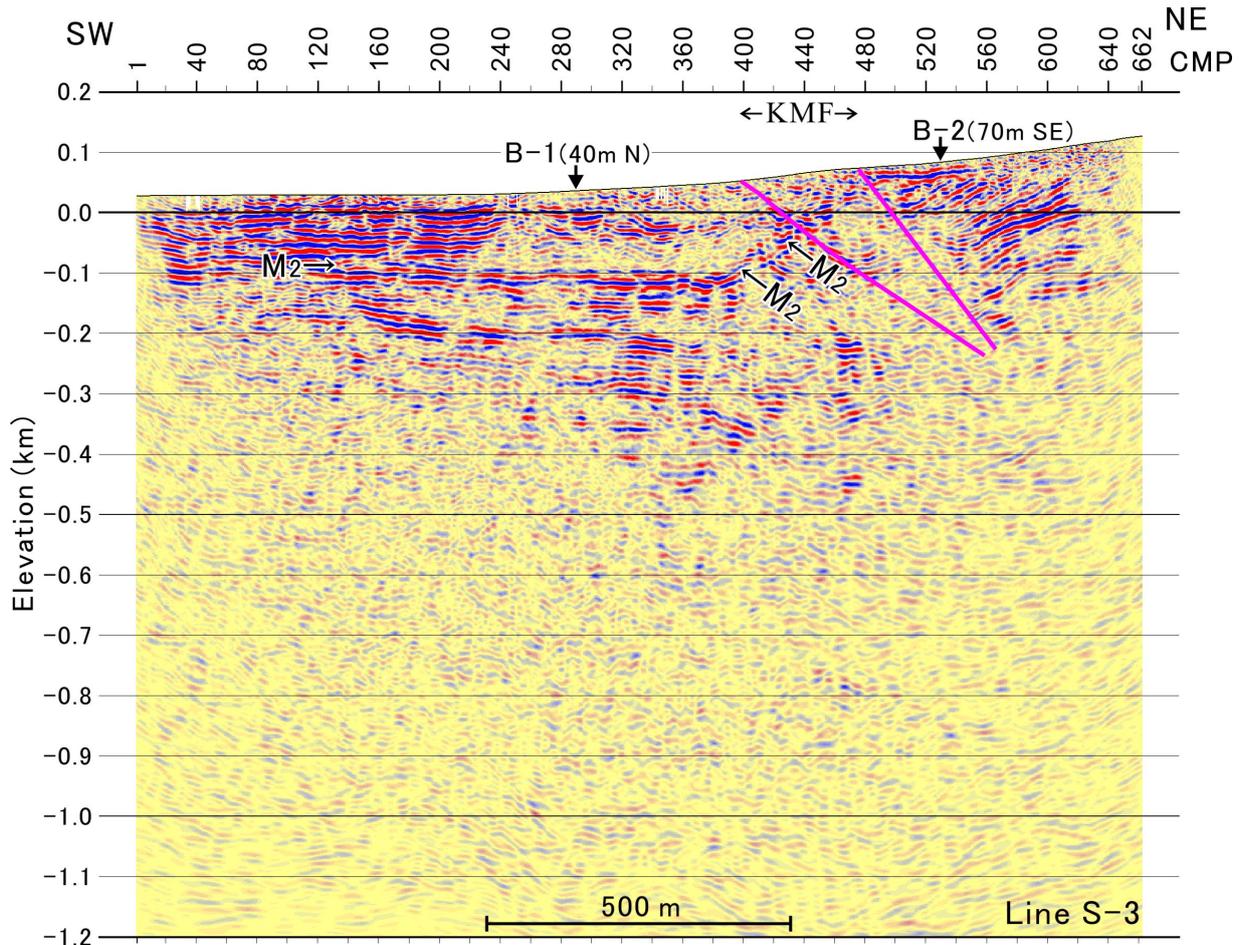


第26図 測線 S-1 と S-2 の合成解像深度断面。両断面を断層の走向に沿って移動し、tapered zone で接続した。KMF: 国府津－松田断層。太矢印: ボーリング位置。マゼンタ線: 断層。

Fig. 26 An interpreted composite depth section of the survey lines S-1 and S-2. The two depth sections are moved along the fault strike and are connected at the tapered zone. KMF: Kozu-Matsuda Fault. Bold arrow: boring site. Magenta line: fault.



第27図 測線 S-1 と S-2 の個別解釈深度断面。説明は第26図参照。
 Fig. 27 Separated interpreted depth sections of the survey lines S-1 and S-2. As for explanations, see Fig. 26.



第 28 図 測線 S-3 の解釈深度断面. 説明は第 26 図参照.

Fig. 28 An interpreted depth section of the survey line S-3. As for explanations, see Fig.26.

波イベントはやはり本当の反射面ではないと考えられる。測線 C-S の CMP.820 付近に見られた低角逆断層に相当するものは本測線ではあまり明瞭ではないが、その片鱗と見られるものが CMP.1030 ~ 1040 の標高 -30 m (第 25 図では深度 30 m) 付近に見られる西上がりのイベントである。これを元に低角逆断層を推定すると解釈図の破線のようになる。測線 C-S に見られた正断層状構造及び逆断層状構造は、本測線の CMP.1230 付近 (東落ちの正断層状の構造) 及び CMP.1150 付近 (東落ちの逆断層状の構造) にもそれぞれ認められ (第 25 図)、位置的には相互に非常に近いところに存在する。変位は小さく、また根のある構造ではないようであるが、このことは表層の一部が局所的に回転運動をしている可能性があることを示している。

当測線の M_2 面は、第 25 図に示したように測線西端付近では標高 -25 m (第 25 図では深度 25 m) 程度、東へ向かい徐々に深くなり CMP.1180 付近で標高 -55 m (第 25 図では深度 55 m) 程度、それより東では緩やかに浅くなる傾向があり、CMP.1100 付近の標高 -45 m (第 25 図では深度 45 m) 程度まで続く。これより東では上記

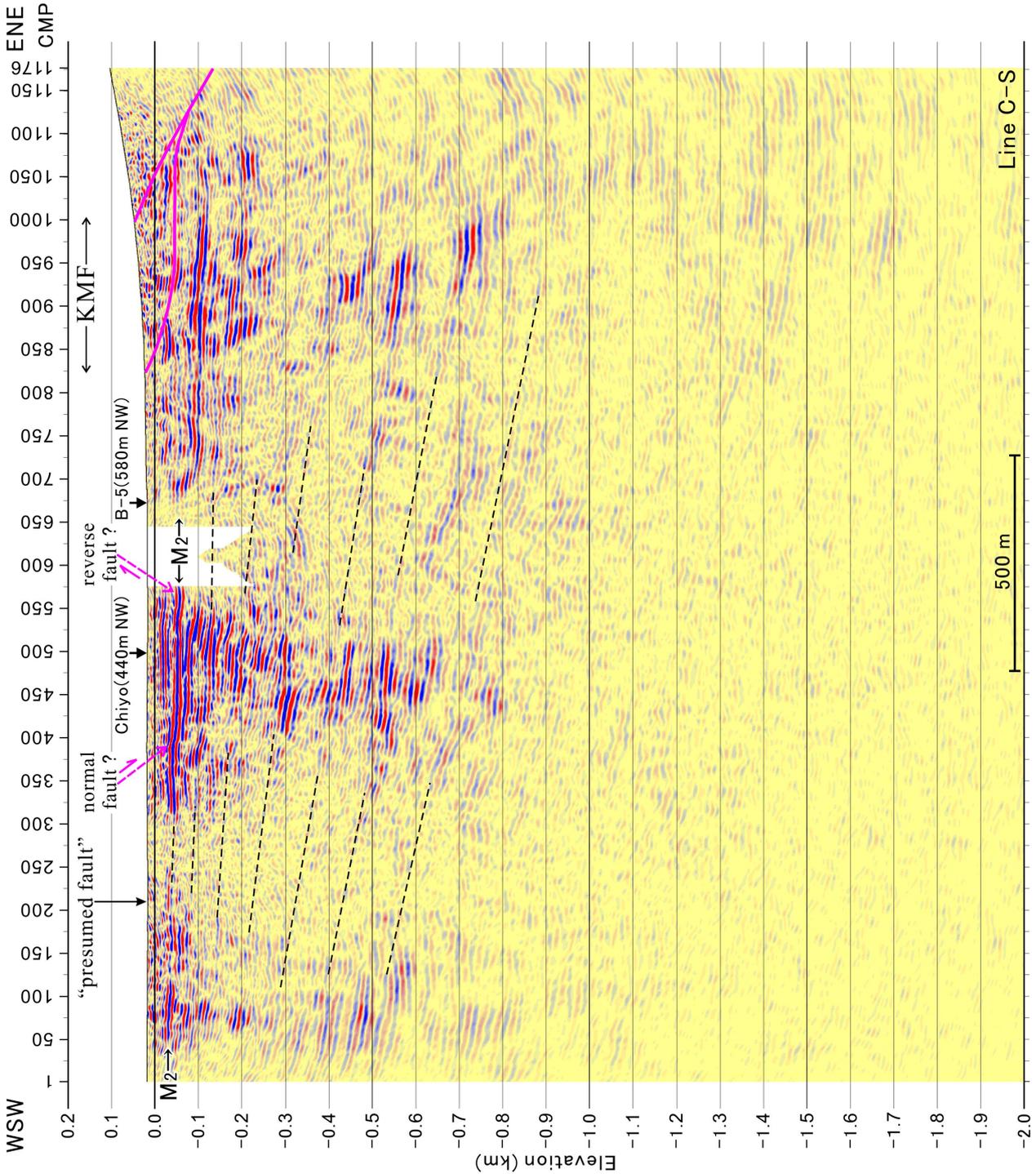
の黄色破線の対応が正しければほぼ水平に CMP.1020 付近の標高 -50 m (第 25 図では深度 50 m) 程度まで続くことになる。

UNV10-I-N 測線

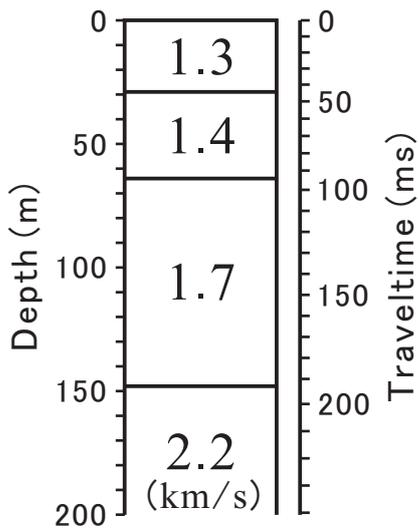
今泉ほか (2012) の深度断面図では、前節で述べたように浅部の顕著な反射面を一連のものと考えれば、CMP.300 付近で標高 -35 m 程度にある反射面が、東へ向かい徐々に深くなり CMP.600 付近で標高 -100 m 程度に達する。さらに東へは断続的にはなるが緩やかに浅くなり CMP.700 付近の標高 -60 m 程度のところまで追跡できる。

GSJ92-D 測線

先に長谷川ほか (1992) の測線では詳細な構造の議論は困難であると述べたが、当測線に関しては速度構造 (測線上のどの部分を代表するものであるか不明であるが) が与えられており、かつ往復走時 130 ms ~ 140 ms に顕著な反射面が認められることから、その深度を概算することが可能である。長谷川ほか (1992) に示された速度構造をもとに往復走時を計算したものが第 30 図である。これから往復走時 130 ms ~ 140 ms



第29図 測線C-Sの解釈深度断面. 説明は第26図参照.
 Fig. 29 An interpreted depth section of the survey line C-S. As for explanations, see Fig.26.



第 30 図 GSJ92-D 測線における速度構造と往復走時。
Fig. 30 Velocity structure and its two-way traveltime of the survey line GSJ92-D.

は深度およそ 94 m ~ 103 m に対応することが分かる。与えられた断面は CMP.78 ~ 245 の範囲であり、これはおそらく測点 39 ~ 123 付近に相当すると思われる。この測点付近は平坦であり、標高はほぼ 26 m であるから、顕著な反射面の標高は -68 m ~ -77 m 程度、すなわち -72 m ± 5 m 程度と概算できる。この概算値は測線 S-2 と S-3 の顕著な反射面標高のちょうど中間的な値となり、この測線の顕著な反射面も M₂ 面であると考えられる。

以上をまとめると、M₂ 面は北から南へ向かって、測線 S-3 では -90 m ~ -105 m に、GSJ92-D 測線では -72 m 程度に、測線 S-2 では -40 m ~ -55 m に、KNG01-C 測線では -25 m ~ -55 m に、測線 C-S ではおよそ -30 m ~ -70 m に、そして UNV10-I-N 測線では -35 m ~ -100 m 程度にそれぞれ埋没している。これらのデータを元に M₂ 面の分布域とその標高等高線を第 31 図に示す。併せて反射断面から推定された断層位置も図中に示した。この断層位置を 5 m DEM データ (FG-JPS-5239-71-00-DEM5B.xml) による等高線上に示したものが第 32 図である。このうち正断層は千代台地中部の標高急変部 (2 m ~ 3 m の東落ち) に位置しており、地表へも影響が及んでおり、地形からはさらに北方へも南方へも延長する可能性がある。森戸川付近の逆断層は地形からさらに南方へと続く可能性がある。曾我別所付近の低角逆断層は南方の田島付近の標高急変部へと続く可能性がある。

M₂ 面分布域の西端は反射断面の形状から、浸食により失われたと推定される。一方東端は、曾我谷津~曾我原付近を除き、国府津-松田断層によって引きずられて、せり上がったような構造を呈している。曾我谷津~曾我原付近に関して、丸山・齋藤 (2008) は、千

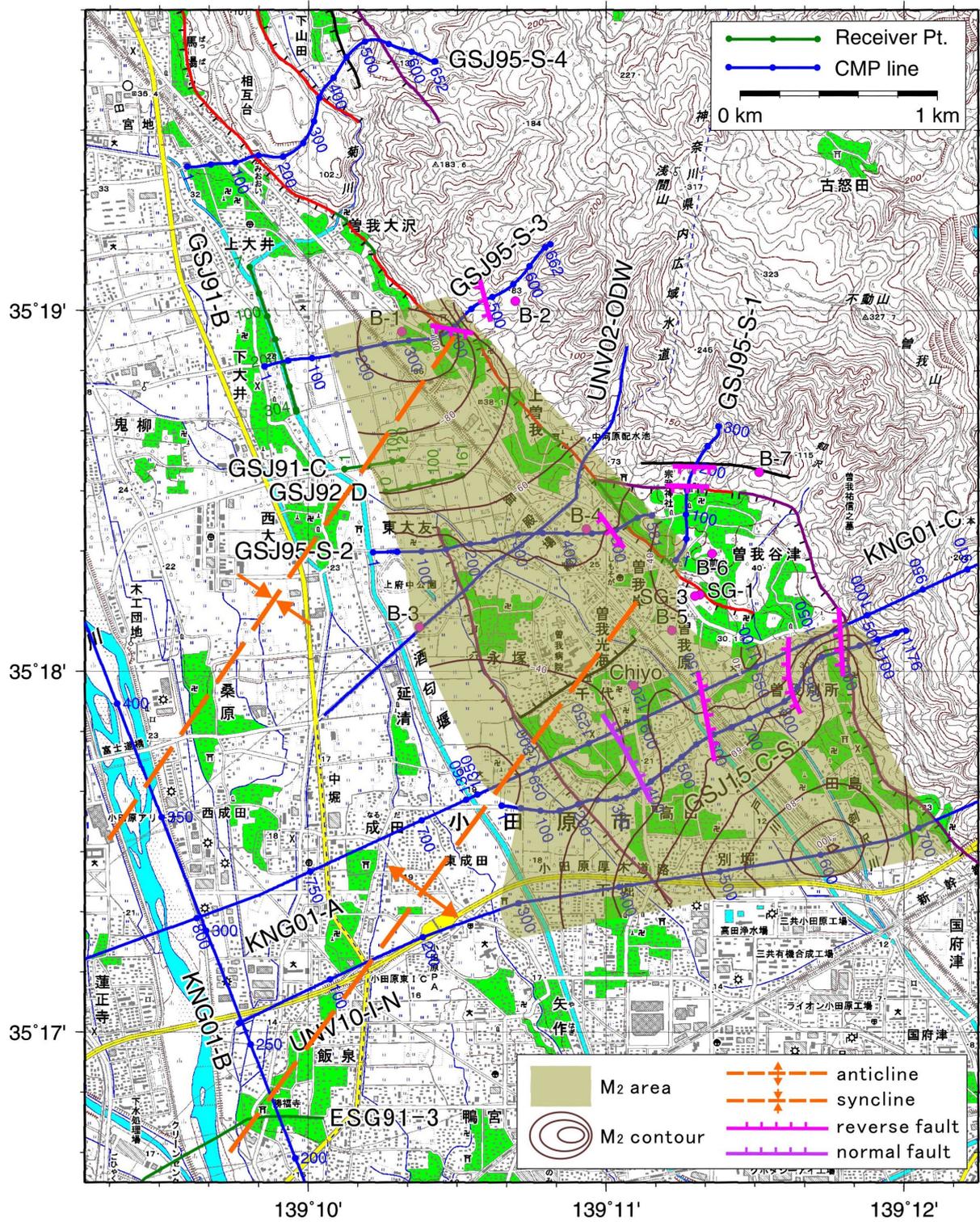
代ボーリングの M₂ 面構成砂礫層と SG-3 ボーリングの Hk-OP の両者の堆積時期 (8 ~ 8.5 万年前) が MIS 5a にあたる (町田・新井, 2003) とされること、また SG-3 の Hk-OP の下位にスコリア質シルトがわずかではあるが分布することから、千代ボーリングと SG-3 ボーリングの間には M₂ 面構成砂礫層堆積前に既に西向きの崖地形が存在していた可能性を指摘している。従って曾我谷津~曾我原付近はそもそも M₂ 面構成砂礫層が堆積せず、おそらく B-5 ボーリング付近に M₂ 面の東端が存在したものと考えられる。

M₂ 面に関して、山崎 (1984) は千代ボーリングの -43.5 m という値と、大磯丘陵東部の二宮の北東方 (第 1 図の赤三角) 地点で測高された標高 90 m という値 (例えば町田 (1973) の第 6 図に記載されている) とから、国府津-松田断層の上下変位速度を 2.3 m/ky と求めている (当時 M₂ 面の年代を 6 万年前としていたが、8 ~ 8.5 万年前とすれば 1.6 m/ky ~ 1.7 m/ky となる)。しかし第 31 図から分かるように、下盤側 (平野側) の M₂ 面の埋没深度には大きな深度差があり、どこと比較するかによって変位速度の見積もりは大きく異なることになる。

それでは、下盤側の M₂ 面の深度差は何に起因するのだろうか。データは少ないが、いくつかの可能性を指摘することは可能であろう。一つの可能性は断層によるものである。もう一つは背斜・向斜によるものである。

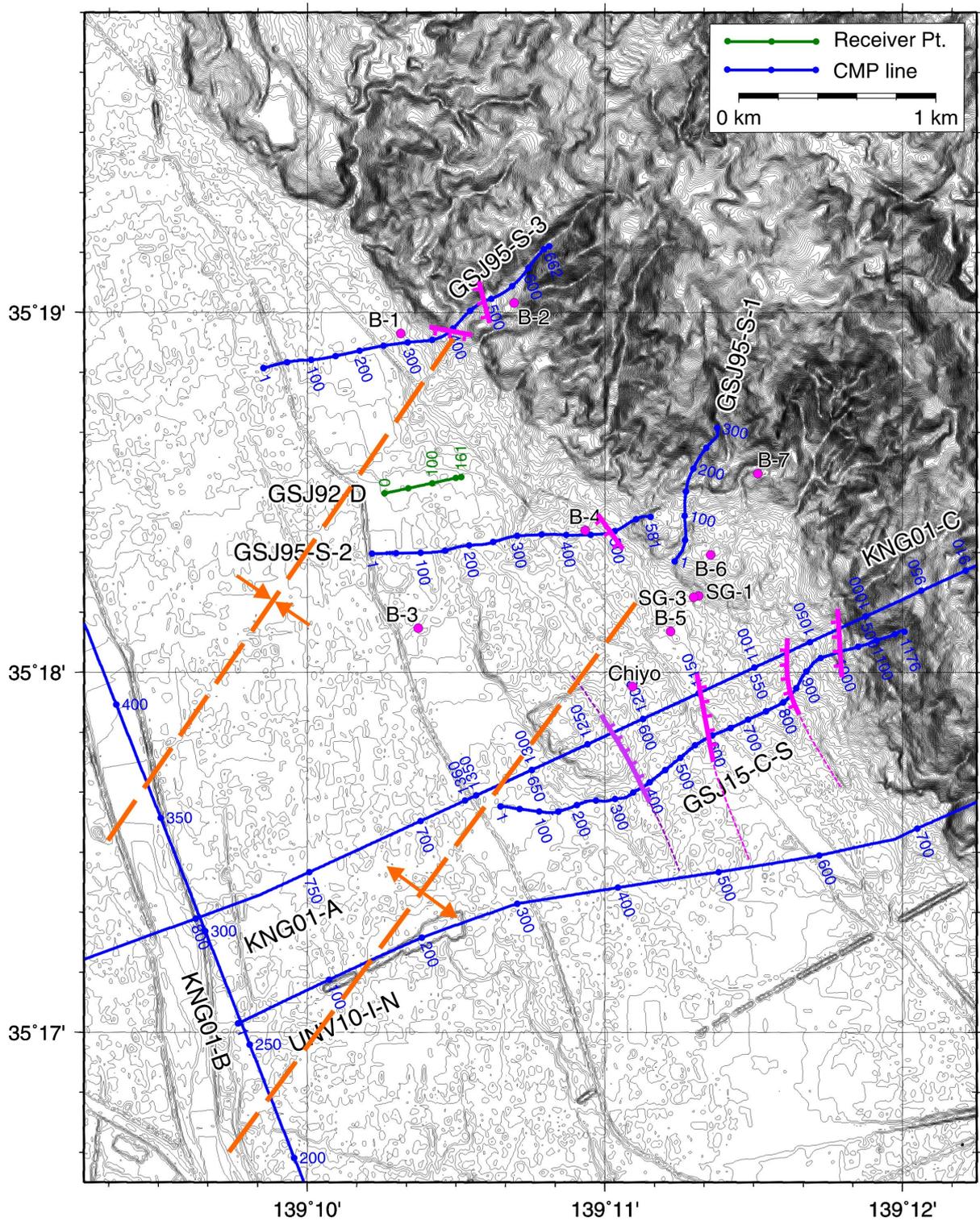
断層による説明に関して言えば、いささか恣意的であるが、千代台地の北方に北落ちの、南方に南落ちの北東-南西方向に近い走向を持つ断層を仮定すれば形状の説明はできそうである。測線 S-2 ~ 測線 GSJ92-D 間は比較的急傾斜であり、この間に北側の断層が存在する可能性はありうる。しかし南側の断層に関してはその存在を肯定するデータも否定するデータも今のところない。

背斜・向斜による説明に関して言えば、神奈川県 (2002 a) の KNG01-B 測線の深度断面図 2-14 (b) によれば、深度 500 m 付近に着目すると、大局的に見て CMP.220 ~ 230 付近で背斜状の構造を、山側に向かって CMP.360 ~ 370 付近で向斜状の構造を、そこから緩やかに浅くなって CMP.480 付近で再び小さな背斜状構造を呈し、CMP.550 付近でほぼ水平成層となって山側に続いて行く (第 33 図)。再解析を実施した佐藤ほか (2010, 2011) の結果も本質的には同じ傾向を示す。もしもこの CMP.220 ~ 230 付近及び CMP.360 ~ 370 付近の背斜・向斜構造が北東-南西の走向を持ち、かつ北東にプランジしていると仮定すると、この構造 (浅部の軟弱な層に比して比較的固結していると考えられる) に規制されて千代台地付近が浅く、測線 S-3 及び



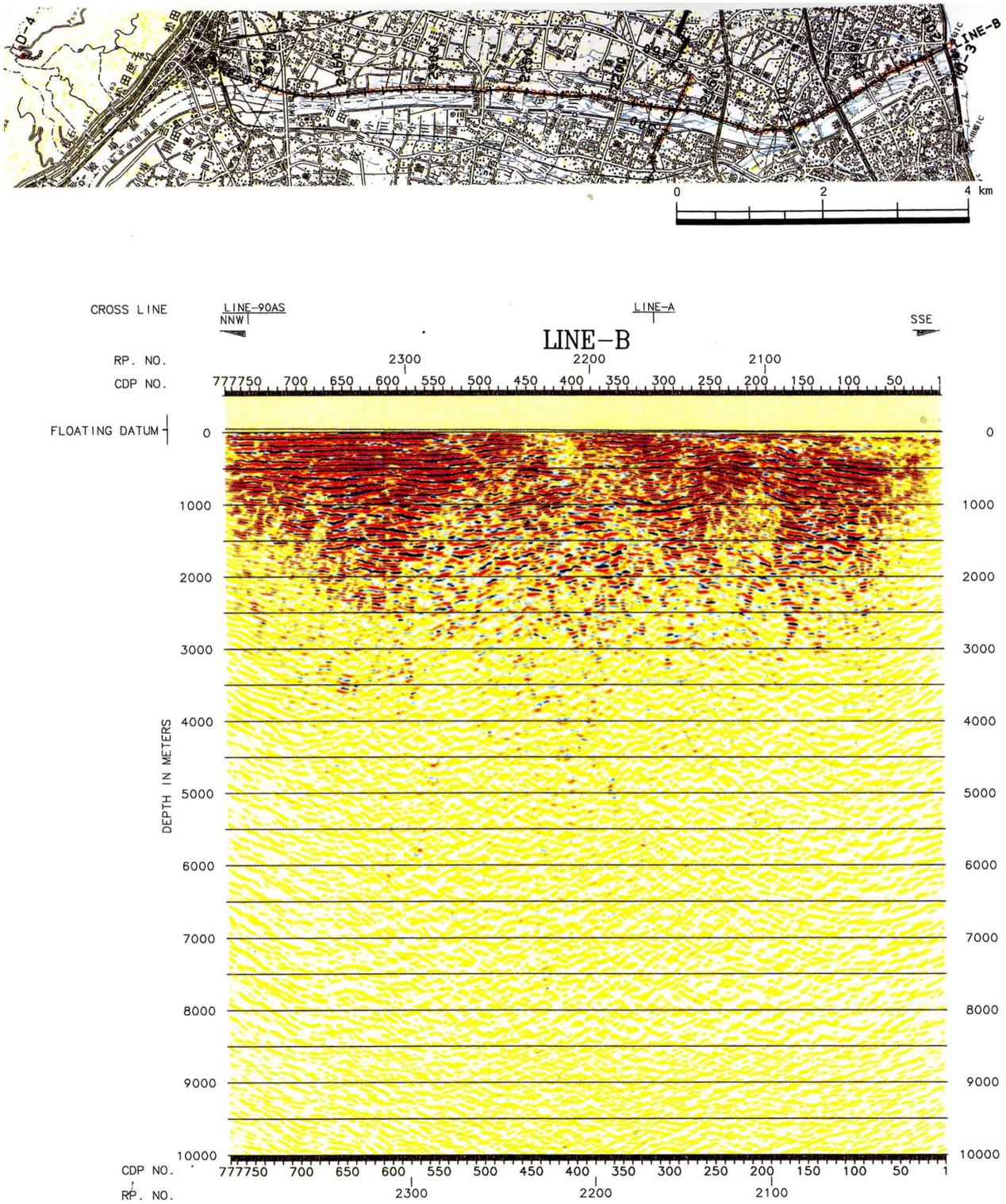
第 31 図 M_2 面の分布と標高。薄茶色領域： M_2 面分布域。茶線： M_2 面等高線。橙破線：推定背斜・向斜。マゼンタ線：逆断層。薄紫線：正断層。その他の説明は第 9 図参照。

Fig. 31 Distribution and elevation of the M_2 -surface. Light brown area: M_2 -surface distribution. Brown line: M_2 -surface contour. Orange broken line: presumed anticline and syncline. Magenta line: reverse fault. Pale-violet line: normal fault. As for other explanations, see Fig.9.



第 32 図 5m DEM による標高等高線図と断層。橙破線：推定背斜・向斜。マゼンタ線：逆断層。薄紫線：正断層。破線：断層の推定延長。その他の説明は第 9 図参照。

Fig. 32 Elevation contour derived from 5m DEM and faults. Orange broken line: presumed anticline and syncline. Magenta line: reverse fault. Pale-violet line: normal fault. Dashed line: presumed extensions of faults. As for other explanations, see Fig.9.



第 33 図 KNG01-B 測線の深度断面. 神奈川県 (2002a) の図 2-14(b) による.
 Fig. 33 Depth section of the KNG01-B survey line. After Fig.2-14(b) in Kanagawa Prefectural Government (2002a).

B-1 ボーリング付近が深くなるという説明ができそうである (第 31 図の背斜・向斜参照). 偶然であるかもしれないが, この推定背斜の延長線上に大磯丘陵の最高地点である不動山が位置すること, また推定向斜の延

長線上に浅間山北西 0.6 km 付近から東名高速道路中井 PA 北西 0.6 km 付近へと続く直線的な谷の連なりが位置することは興味深い.

データが限られているため確定的なことは言えない

が、現時点では背斜・向斜モデルの方がよりました説明と言えよう。いずれにしても、国府津－松田断層の下盤側は大きな横ずれ成分により、断層の前面付近が複雑な変形を受けているものと推察される。

6. まとめ

産業技術総合研究所における「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトの一環として、我々は国府津－松田断層帯周辺の地下構造を反射法地震探査により明らかにするための研究を実施した。2015年には千代台地西方から曾我別所に到る千代－曾我別所測線（測線C-S）（測線長2.3 km）において、P波反射法探査を実施し、データ処理を行った。併せて工業技術院地質調査所（現、産業技術総合研究所地質調査総合センター）が1995年に実施した、測線S-1（測線長830 m）、S-2（同1,485 m）、S-3（同1,725 m）と名付けられた既存3測線のP波反射法探査データの再処理を実施した。前者の仕様は、震源が油圧インパクト、発震点間隔及び受振点間隔がともに2 m、チャンネル数192、サンプリング間隔0.5 ms、記録長2 sである。後者の仕様は、震源がドロップヒッター、発震点・受振点間隔がともに5 m、チャンネル数60、サンプリング間隔1 ms、記録長1.024 sである。処理結果には往復走時0.5 sを超える深部まで反射波が認められ、周辺のボーリング・データと良く対応する結果が得られている。これらの処理結果と周辺の既存反射法探査結果・ボーリング調査結果とを総合して以下の結論が得られた。

国府津－松田断層本体はおおむね40°～60°程度の東向き傾斜を示すが、曾我岸、曾我別所付近に見られる分岐断層は非常に低角である（10°～20°程度）。

平野部浅部に見られるもっとも顕著な反射面は、ボーリング結果との比較によれば、Hk-T (pfl)・Hk-TP・ローム層などに覆われた砂礫層の上面に相当する。この砂礫層（河成）はM₂面（MIS 5a）構成砂礫層に相当する。

平野部下の反射面は深くなるほど東方への傾斜を増しており、このことは国府津－松田断層帯の逆断層活動による累積的な東方への傾動を示している可能性がある。場所によっても異なるが、例えば測線S-2のM₂面は水平距離1 kmに対して約11 m～12 mの沈降に相当する東方への傾動を示す。これは千代台地で認められている東方への傾動とほぼ同等の大きさを持つ。

測線S-2、C-Sでは、千代台地西縁付近でM₂面が連続している。他の既存反射法探査結果を概観しても、M₂面と考えられる顕著な反射面は千代台地西縁付近で連続していると解釈できる。従って千代台地西縁付近に活断層は存在せず、西縁の崖はおそらく侵食崖であると考えられる。

全体として見るとM₂面は足柄平野下にある北東－南西走向の一對の背斜・向斜に支配されたような標高パターンを示す。また局所的にM₂面を含む表層が回転するような変形を受けていると考えられる。

謝辞：GSJ95 測線データの処理にあたり、発震点・受振点の標高値を再構成するために国土地理院作製の10 m DEM (FG-JPS-5239-71-dem10b.xml) を、等高線図を作製するために同じく5 m DEM (FG-JPS-5239-71-00-DEM5B.xml) を使用しました。神奈川県防災部災害対策課には第25図、第33図への図の転載ならびに加筆を許可して頂きました。GSJ15 調査にさいし、小田原市役所には測線選定・住民周知・車両駐車等で様々な便宜を図っていただきました。神奈川県小田原土木センター及び小田原市漁業協同組合には測線選定で有用な情報を提供していただきました。データ取得の現地作業はサンコーコンサルタント株式会社が実施しました。第1図～第3図、第8図～第9図、第20図、第30図～第32図を作成するにあたり、GMT mapping tools (Wessel and Smith, 1998) を使用しました。また査読者の詳細なコメントは本報告の論旨を明確化する上で非常に役立ちました。上記の皆様は心からの謝意を表します。

文 献

- ESG 国際シンポジウム実行委員会地下構造調査部会 (1991 a) ESG 研究のための足柄平野における深部地下探査。地震学会講演予稿集 1991 年秋季大会, no. 2, B62, 146.
- ESG 国際シンポジウム実行委員会地下構造調査部会 (1991b) ESG 研究のための足柄平野における地下構造探査（その3）－深部地下探査。物理探査学会第85回学術講演会論文集, 285–287.
- 長谷川 功・伊藤公介・佐藤隆司・渡辺史郎・駒澤正夫・二宮芳樹・伊藤久雄・当舍利行・杉原光彦 (1991) 屈折法および反射法による足柄平野の地下構造。地震学会講演予稿集 1991 年秋季大会, no. 2, C40, 214.
- 長谷川 功・伊藤公介・佐藤隆司・長 秋雄・増田幸治・渡辺史郎 (1992) 高分解能浅層反射法による浅部構造の研究。科学技術振興調整費「マグニチュード7級の内陸地震の予知に関する研究」(第I期昭和62～平成元年度, 第II期平成2～3年度) 成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 42–52.
- 今泉俊文・石山達也・宮内崇裕・東郷正美・鈴木毅彦・佐藤比呂志・戸田 茂・加藤 一・越後智雄・田力正好 (2012) 神縄・国府津－松田断層帯の変動地

- 形と活動様式・活動性の解明。「神縄・国府津一松田断層帯における重点的な調査観測 平成 21～23 年度成果報告書」, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 148-184.
- 石山達也・佐藤比呂志・戸田 茂 (2011) 国府津一松田断層帯における反射法地震探査. 神縄・国府津一松田断層帯における重点的な調査観測 平成 22 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 122-126.
- 岩渕 洋・加藤幸広・浜本文隆・近藤 忠・進林一彦 (1991) 相模湾におけるマルチ・チャンネル反射法音波探査. 海洋調査技術, **3**, 39-51.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1997) 「神縄・国府津一松田断層帯の調査結果と評価について」. 20p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 「神縄・国府津一松田断層帯の長期評価の一部改訂について」. 30p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009) 「神縄・国府津一松田断層帯の評価 (一部改訂)」. 35p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) 「塩沢断層帯・平山一松田北断層帯・国府津一松田断層帯 (神縄・国府津一松田断層帯) の長期評価 (第二版)」. 55p.
- 神奈川県 (2002 a) 「平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 神奈川県地下構造調査成果報告書」. 本文 34p + 図表 56p.
- 神奈川県 (2002 b) 「平成 13 年度地震関係基礎調査交付金事業 神奈川県活断層 (神縄・国府津一松田断層帯) 調査事業成果報告書」. 127p.
- 神奈川県 (2002 c) 神奈川県地下構造調査. 2002 年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 69-78.
- 神奈川県 (2004) 「平成 15 年度地震関係基礎調査交付金事業 神縄・国府津一松田断層帯に関する調査成果報告書」. 65p.
- Kaneko, S.(1970) Deformation of Hakone volcano, southwest of Tokyo, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **76**, 247-257.
- Kaneko, S.(1971) Neotectonics of Oiso hills and contiguous districts in south Kanto, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **77**, 345-358.
- 関東第四紀研究会 (1987) 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, no. 13, 3-46.
- 笠原敬司 (1992) バイプロサイス反射法による深部構造の研究. 科学技術振興調整費「マグニチュード 7 級の内陸地震の予知に関する研究」(第 I 期 昭和 62～平成元年度, 第 II 期 平成 2～3 年度) 成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 53-62.
- 笠原敬司・山水史生 (1990) 反射法地震探査による伊東市沿岸および東方沖構造調査. 地震予知連絡会会報, **44**, 216-221.
- 笠原敬司・山水史生 (1992) 足柄平野～国府津・松田断層を横切る地震波反射断面. 地震予知連絡会会報, **47**, 173-177.
- 笠原敬司・鈴木宏芳・山水史生・岡田義光・黒田 徹・井川 猛・岩城弓雄・浅田正陽 (1989 a) マルチチャンネル反射法地震探査による伊豆東方沖地下構造調査 (1) テクトニクスや地震発生の場の理解の為の反射法の適用の試み. 地震学会講演予稿集, 1989 年度秋季大会, no. 2, 198, C02.
- 笠原敬司・鈴木宏芳・山水史生・岡田義光・黒田 徹・井川 猛・岩城弓雄・浅田正陽 (1989 b) マルチチャンネル反射法地震探査による伊豆東方沖地下構造調査 (3) 測線 L-89-1 の断面が示唆するもの. 地震学会講演予稿集, 1989 年度秋季大会, no. 2, 200, C04.
- 笠原敬司・山水史生・井川 猛・清水祥四郎 (1991) 足柄平野～国府津・松田断層を横切る地震波反射断面. 地震学会 1991 年秋季講演予稿集, no. 2, 324.
- 笠原敬司・田中 環・井川 猛・太田陽一・川崎慎治・伊藤谷生 (2003) 足柄・丹沢地域における防災科学技術研究所反射法地震探査 90-AS, 91-TAN データの再解析. 地震研彙報, **77**, 267-275.
- 加藤 茂・佐藤任弘・桜井 操 (1983) 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査. 水路部研究報告, no. 18, 1-23.
- 活断層研究会編 (1980) 「日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) 「新編日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 437p.
- 木村治夫・佐藤比呂志・伊藤谷生・宮内崇裕・河村知徳・松多信尚・石山達也・加藤直子・荻野スミ子・岡田真介・小田 晋・楳原京子 (2005 a) 松田北断層における反射法地震探査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 16 年度) 成果報告書, 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 京都大学防災研究所, 独立行政法人防災科学技術研究所, 373-379.
- 木村治夫・佐藤比呂志・伊藤谷生・宮内崇裕・松多信尚・河村知徳・石山達也・岡田真介・加藤直子・荻野スミ子・楳原京子・小田 晋・野田克也・井川 猛 (2005 b) 国府津一松田断層帯松田北断層における浅層反射法地震探査. 活断層研究, no. 25, 85-92.

- Kinoshita, M., Yamashita, M., Okano, T., Nakasone, T., Yamamoto, F. and Shimizu, S. (2006) High quality multi-frequency seismic profiles obtained during KY06-01 cruise in the Sagami Bay, Japan. *JAMSTEC Report of Research and Development*, **4**, 41–54.
- 木下佐和子・伊藤 忍・山口和雄・横倉隆伸 (2017) 相模湾北部沿岸域における浅部反射法地震探査の実施. 平成 28 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 74, 85–95.
- Kurahasi, T., Onishi, K., Kimura, T. and Aizawa, T. (2009) Geologic structure and shear wave velocity structure across an active fault characterized by shear wave seismic data processing. Proc. 9th SEGJ Intern. Symp.-Imaging and Interpretation, Sapporo, Japan, 12-14 October 2009.
- 黒田 徹・井川 猛・岩城弓雄・浅田正陽・笠原敬司・鈴木宏芳・山水史生・岡田義光 (1989) マルチチャンネル反射法地震探査による伊豆東方沖地下構造調査 (2) データ処理及び解析結果. 地震学会講演予稿集, 1989 年度秋季大会, no. 2, 199, C03.
- 町田 洋 (1973) 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑誌, **82**, 53–76.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 丸山 正・齋藤 勝 (2008) 神奈川県西部, 国府津－松田断層の活動性調査. 活断層・古地震研究報告, no. 8, 133–162.
- 丸山 正・岡村行信 (2011) 浅海域での国府津－松田断層の活動様式の解明. 神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測平成 22 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 90–107.
- 丸山 正・岡村行信 (2012) 浅海域での国府津－松田断層の活動様式の解明. 神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測平成 21～23 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 125–147.
- 松田時彦 (1996) 「要注意断層」の再検討. 活断層研究, **14**, 1–8.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (1996) 1:25,000 都市圏活断層図「小田原」. 国土地理院.
- 宮内崇裕・田中 環・伊藤谷生・佐藤比呂志・川村知徳・石山達也・加藤 一・井川 猛 (2003) 反射法地震探査からみた神縄国府津松田断層システムの前進過程とアクティブテクトニクス. 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, J027–P009.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・吉岡敏和 (1996 a) 平成 7 年度活断層調査研究報告 No.28 国府津－松田断層のボーリング, 物理探査等による総合地質調査. 地質調査所研究資料集, no. 252, 69p.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・吉岡敏和 (1996 b) 国府津－松田断層の活動履歴及び活動性調査. 平成 7 年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集, no. 259, 81–88.
- 水野清秀・佐野正明・林 雅一・山崎晴雄 (1996c) 国府津－松田断層の地質構造及び活動性調査. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨, 363.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉・60p.
- 沖野郷子・西澤あずさ・浅田 昭 (1994) 相模湾北西部の地殻構造探査. 水路部研究報告, no. 30, 383–393.
- 太田陽子・松田時彦・小池敏夫・池田安隆・今泉俊文・奥村 清 (1982) 国府津・松田断層に関する調査報告. 神奈川県地震災害対策資料「三浦半島および国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書」, 神奈川県, 82–195.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢昭・岡 重文・広島俊男・駒澤正夫・村田泰章 (1987) 20 万分の 1 地質図幅「東京」. 通商産業省工業技術院地質調査所.
- 佐々木靖人・倉橋稔幸 (2007) 活断層周辺の地下構造探査手法および地盤モデル作成手法に関する調査 (1). 土木研究所平成 19 年度戦略研究報告書, 5p.
- 佐々木靖人・倉橋稔幸 (2008) 活断層周辺の地下構造探査手法および地盤モデル作成手法に関する調査 (1). 土木研究所平成 20 年度戦略研究報告書, 6p.
- 佐藤比呂志・平田 直・伊藤谷生・岩崎貴哉・額額一起・笠原敬司・伊藤 潔 (2003) 相模湾岸地殻構造探査 (相模 2003). 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 14 年度) 成果報告書, 88–137.
- 佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・額額一起・伊藤谷生・伊藤 潔・笠原敬司 (2004 a) 関東山地東縁地殻構造探査 (関東山地 2003). 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 15 年度) 成果報告書, 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 京都大学防災研究所, 独立行政法人防災科学技術研究所, 83–191.
- 佐藤比呂志・木村治夫・伊藤谷生・宮内崇裕・河村知徳・松多信尚・石山達也・荻野スミ子・加藤直子・岡

- 田真介・楮原京子 (2004 b) 足柄平野北縁, 松田北断層における浅層反射法地震探査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 15 年度) 成果報告書, 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 京都大学防災研究所, 独立行政法人防災科学技術研究所, 356-361.
- 伊藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・額瀨一起・伊藤 潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子 (2006) 関東地殻構造探査 (小田原-山梨測線). 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 17 年度) 成果報告書, 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 京都大学防災研究所, 独立行政法人防災科学技術研究所, 98-182.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・蔵下英司 (2010) 制御震源探査による地殻構造の解明. 神縄・国府津-松田断層帯における重点的な調査観測 平成 22 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 5-47.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・石山達也・蔵下英司 (2011) 制御震源探査による地殻構造の解明. 神縄・国府津-松田断層帯における重点的な調査観測 平成 21 ~ 23 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 5-77.
- 佐藤智之 (2021) 10 万分の 1 相模湾沿岸域海底地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」. 海陸シームレス地質図 S-7, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 伊藤善輝・水野清秀・中島 礼 (2021) 足柄平野および大磯丘陵西部における浅部地下地質及び後期更新世テフラの分布. 海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-7, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松健造・駒澤正夫 (2015) 20 万分の 1 地質図幅「横須賀」(第 2 版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 田中 環・佐藤比呂志・宮内崇裕・伊藤谷生・加藤 一・河村知徳・石山達也・菊池伸輔・児島悠司・笠原敬司・太田陽一・川崎慎治・井川 猛 (2002) 小田原東部国府津-松田断層の反射法地震探査による浅部地下構造. 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, 285.
- 田中 環・宮内崇裕・佐藤比呂志・伊藤谷生・越後智雄・加藤 一・河村知徳・石山達也・菊池伸輔・児島悠司・笠原敬司・太田陽一・川崎慎治・井川 猛 (2003) 反射法地震探査による国府津-松田断層及び足柄平野の地下構造の解明. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 263.
- 上杉 陽・千葉達朗・米澤 宏 (1982) いわゆる国府津-松田断層について-その研究史と実態-. 関東の四紀, no. 9, 21-32.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of generic mapping tools released. EOS Trans. *American Geophysical Union*, **79**, p.579.
- 山口和雄・伊藤 忍 (2016) 足柄平野における浅部地下構造調査-データ取得-. 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 71, 161-169.
- 山口和雄・横倉隆伸・伊藤 忍・水野清秀 (2016) 国府津-松田断層帯の浅部地下構造調査. 物理探査学会第 135 回学術講演会予稿集, 口頭講演 No.5.
- 山崎晴雄 (1984) 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**, 129-136.
- 山崎晴雄・水野清秀 (1999) 国府津・松田断層の最新活動史と地震テクトニクス. 第四紀研究, **38**, 447-460.
- 山崎晴雄・垣見俊弘・加藤 完・池田喜代治・高橋 誠・永田松三・伊藤吉助 (1982) プレート境界部の地殻構造の研究. フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究中間報告書, 科学技術庁研究調整局, 368-393.
- 山崎晴雄・水野清秀・加藤 完・下川浩一 (1991) 断層の活動史に関する研究. 科学技術振興調整費「マグニチュード 7 級の内陸地震の予知に関する研究」(第 I 期 昭和 62 ~ 平成元年度) 成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 79-92.
- 横倉隆伸・山口和雄・伊藤 忍・水野清秀 (2016) 国府津-松田断層帯における反射法地震探査データの再解析. 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 71, 171-184.

(受付: 2019 年 3 月 28 日; 受理: 2019 年 11 月 15 日)