

荒川低地北部の浅部地下構造

Shallow subsurface structure in the northern part of the Arakawa lowland

山口和雄¹・加野直巳²・横倉隆伸³・大滝壽樹⁴・伊藤 忍⁵

Kazuo Yamaguchi¹, Naomi Kano², Takanobu Yokokura³, Toshiki Ohtaki⁴ and Shinobu Ito⁵

^{1,2,3,4,5} 地質情報研究部門 地殻構造研究グループ (Tectonophysics Group, Institute of Geology and Geoinformation, GSJ/AIST, yamaguchi-k@aist.go.jp)

Abstract: We conducted a seismic reflection survey across the Iruma upland to the Arakawa lowland in the Kanto plain, central Japan. The seismic section illustrates that Pliocene and Pleistocene units thicken northeastward, indicating that sedimentation has been synchronous with northeastward tilting of the underlying basement rocks. Undulation and bending of reflectors in the sedimentary layers suggest basement faults. Northeast-side upthrow, which had been inferred from the topographic analysis of surrounding uplands, was not detected in the present seismic section.

キーワード: 荒川断層, 荒川低地, 入間台地, 大宮台地, 反射法地震探査

Keywords: Arakawa fault, Arakawa lowland, Iruma upland, Omiya upland, seismic reflection survey

1. はじめに

産業技術総合研究所の地質分野の重点課題「都市地質プロジェクト」の一環として、関東平野の鮮新世から中期更新世の地層、深度で数 10 m から 500 m 程度までを主な対象とする反射法地震探査による地下構造調査を実施した。平野部においてこのような深度範囲を対象とする反射法データとボーリングデータの詳細な対比は、大阪平野、京都盆地、濃尾平野等では海成粘土や火山灰等の鍵層に基づいて数多く行われてきたが、関東平野では該当深度までのオールコアボーリングが少ないため、実施例はほとんどなかった(水野ほか, 2006)。「都市地質プロジェクト」では、反射法測線近傍でのボーリング掘削を目指し、個々の反射面と地層との詳細対比によって、関東平野中央部の広域的な地層変形や地下水流動を規制する地下構造を明らかにする。このような対比は、活断層周辺の広域的な地質構造を時代スケールを入れて考察する上で重要である。ここでは、平成 17 年度に関東平野西部の荒川低地付近で実施した反射法地震探査について報告する。荒川低地には周辺台地の地形面解析から西落ちの活断層(荒川断層)が伏在すると推定されている(貝塚, 1957, 1975; 活断層研究会, 1991)。最近になって荒川低地周辺で地下構造調査が実施され(笠原ほか, 1995, 1996; 遠藤ほか, 1997; 埼玉県, 1998; 山口ほか, 1999; 佐藤ほか, 2006)、その地下構造が明らかになってきた。地震調査研究推進本部(2004)は、北東側隆起の伏在活断層とされてきた荒川断層は存在しないと判断し、荒川断層の推定通過位置よりも南西側にみ

られる撓曲や傾動(笠原ほか, 1995; 遠藤ほか, 1997)の解明の必要性を指摘している。今回実施した地下構造調査の目的は、①上記の撓曲や傾動の詳細を明らかにすることと、②将来的には測線を延長し測線近傍のボーリングデータとの詳細な対比を行うこと、の 2 点であり、探査深度を比較的浅い 500 m 程度に設定して高分解能な反射断面を作成した。

2. 荒川断層

荒川低地は、東側は大宮台地、西側は武蔵野台地、入間台地、岩殿丘陵などに囲まれ、荒川に沿って発達する沖積低地である(第 1 図)。これらの台地面では、下末吉面、武蔵野面が広く発達し、立川面の分布は河川沿いの段丘に局限される(堀口, 1974)。荒川低地は、最終氷期の海面低下期に台地を開析した谷を埋積したものである(堀口, 1974)。

貝塚(1957)は、武蔵野台地の地形縦断面の比較と等高線異常の考察から、武蔵野台地が北東に傾動低下していること、その変動は大宮台地には及んでいないこと、変動が継続的なものであることを指摘した。貝塚(1975)は、入間台地・武蔵野台地と大宮台地の間の荒川沿いに西落ちの断層を推定し、断層による台地面(武蔵野面)の落差を 10~15 m、変位速度を 0.1~0.2 m/千年と推定した。さらに、貝塚ほか(1977)は、荒川付近のボーリング資料から地質断面を作成し、断層が通っていないところを明らかにするという消去法で断層の位置を推定した。活断層研究会(1991)は、貝塚(1975)に基づいて、

荒川断層を、确实度：Ⅱ，長さ：20 km，走向：NW，断層形態：高度不連続，変位：10～15 mの北東隆起，平均変位速度：0.1～0.2 m/千年（活動度 B）の伏在活断層と認定した。

近年，荒川低地付近で地下構造調査が実施されるようになった。多田（1983）は，重力探査や吉川―五日市測線の屈折法地震探査から，荒川や荒川断層の推定位置（貝塚ほか，1977）付近には大宮台地側隆起の断層はなく，むしろ武蔵野台地側隆起の断層がみられるとした。笠原（1995）は，KAN-92 測線（第1図 C）の反射断面で，荒川断層の位置では古い地層ほど断層変位が大きいことを指摘し，その一方で，KAN-93 測線（同 F）の反射断面では荒川断層は認識できないとした。遠藤ほか（1997）は，KW 測線（同 E）の反射断面で，北東傾斜の反射面が測線北東端付近で水平な反射面へと傾斜変化する構造を認め，この傾斜変化部は KAN-92 反射断面の西端から 2 km 東側の傾斜変化部に対応すると判断した。埼玉県（1998）は，荒川断層の推定位置（活断層研究会，1991）の南東延長域を横断する測線（同 G）の反射断面では，活断層と考えられる段差構造や撓曲は認められないとした。山口ほか（1999）は，吉見丘陵から荒川低地に至る測線（同 B）の反射断面で北東側低下の撓曲構造をとらえ，これを深谷断層の延長とみなした。

廣内（1999）は，周辺段丘面の高度・連続性・堆積物の分布状態から荒川断層を再検討し，荒川断層は多田（1983）や遠藤ほか（1997）が示す東落ちの深部構造線としては認められるが，第四紀後期における活動は認められないと結論づけた。杉山ほか（1997）は，笠原（1995）と遠藤（1997）の東落ちの伏在断層を推定活断層として活構造図に表示し，これを荒川断層に対応するものとした。地震調査推進本部（2004）は，反射法結果（笠原，1995；遠藤ほか，1997；埼玉県，1998）や廣内（1999）を根拠として，北東側隆起とされてきた荒川断層は存在しないと判断した。

一方，佐藤ほか（2006）は，北関東測線（同 D）の反射断面の桶川市内の区間で，浅部から深部の堆積層が西傾斜を呈し深部ほど傾斜角が大きいことから変位の累積性が認められるとし，大宮台地の西縁を限る西側低下の荒川断層との関連を示唆した。これは従来推定されてきた荒川断層の変位方向（北東隆起，活断層研究会（1991）など）と一致する。また，佐藤ほか（2006）は，同じ反射断面の川越市西方の幅 5 km の区間に，周辺との垂直隔離が 1500 m 以上に及ぶ基盤の低下部分と，その浅層部 300 m 以深に小さな背斜構造を検出し，この背斜構造は正花弁状構造として形成された可能性を指摘した。

3. 反射法地震探査

3.1 調査測線と探査諸元

反射法地震探査は荒川低地北部で実施した（第1図）。調査測線（川越 1 測線）の詳細位置を第2図に，調査諸元を第1表に示す。

調査測線は，川越市小堤から川島町上大屋敷に至る約 9 km の南西～北東方向の区間とした。測線沿いの標高は 10 m～16 m でほぼ平坦である。受振点は，小畦川沿い西方の農道・市道（番号 1～325，以下同じ），小畦川・入間川の河川敷・堤防上道路（326～720），入間川北方の町道・県道（721～912）の路肩地面に 10 m 間隔で設定した。小畦川と越辺川の水路横断部では受振点配置は直角状に折れ曲がる。空間分解能向上のため，受振器設置はグルーピングではなくバンチング方式とした。震源はミニパイプとごく一部で小型油圧インパクトを使用し，受振点間 10 m を 4 等分した 2.5 m 毎の位置で原則 2 回ずつスイープした。個々のスイープ記録を探鉱器で相互相関し，垂直重合は行わずに全記録を個別に保存した。水路横断部付近には発震点が無い。河川敷区間の一部では，ミニパイプは姿勢不安定のため発震不可となったので，静補正用データ取得を目的として小型油圧インパクトで補完的に発震した。発震点・受振点の展開はオフセット 10 m～1440 m のエンドオンオフセット展開を基本とし，調査の進捗に応じて振り分け展開も採用した。

3.2 データ処理

得られたデータは通常行われる反射法の CMP 重合法（例えば，水越・田村（1998））で解析した（第2表）。

垂直重合では 10 m 範囲の 4 箇所が発震データをダイバーシティスタックし 1 つのショット記録とした。第3図に垂直重合したショット記録例を示す。主要道路との交差位置や集落内ではノイズレベルが高かったものの，多くの記録で初動は最大オフセット 1440 m まで達している。初動の見掛け速度は測線の西半分で約 1900 m/s，東半分で約 1800 m/s である。反射波は往復走時 0.1s～1s の間に明瞭に認められ，測線全体で比較的 S/N 比の高いデータが得られた。小型油圧インパクトはミニパイプに較べて格段に出力が小さく初動も反射波も認識出来ない。

ブルートスタックでインパクトのショット記録を含む断面と含まない断面を作成し CMP 700 周辺の反射面を比較した結果，インパクト無しの方が反射面の連続性が良いので，データ処理ではインパクトのショット記録は除外した。静補正值は，オフセット 30 m～300 m の範囲の初動データを用いて，第1層の速度を 700 m/s と仮定し，拡張された Generalized

Reciprocal Method で求めた。デコンボリューションは surface consistent な方法を用い、バンドパスフィルタの通過帯域はスイープと同じ 15~120 Hz とした。CMP 編集では、CMP 間隔を 5 m とし、折れ曲がりのある発震点・受振点に滑らかに沿う曲線状の CMP 測線を設定した。標準の CMP 重合数は 72 である。速度解析は、CMP 200, 600, 1000, 1400 の 4 箇所、隣接する 11 CMP ギャザから速度スペクトル、5 ギャザから定速度重合パネルを作成し、両者を見比べて走時-速度ペアをピックアップした。静補正で補正しきれなかった走時残差は surface consistent 型の統計処理で補正した。NMO 補正では、浅部の分解能向上のため厳しいストレッチミュート (125%) を適用したので、ファーオフセットトレースの浅部は除去された。このためニャーフセットデータの無い CMP 700, 1100 周辺の浅部はデータが欠けている。マイグレーションは周波数-空間領域 (f-x) の方式とし、速度解析で決めた速度データを水平方向と時間方向に平滑化した速度を用いた。深度変換でもこの平滑化した速度を使用した。

3.3 反射断面

第 4 図 (a)~(e) に CMP 重合数、速度解析結果、データ処理途中の CMP 重合時間断面とマイグレーション時間断面、最終結果である深度断面をそれぞれ示す。深度断面は縦横比 1:1 で表示している。深度断面で、測線の南西端から北東端にかけて深度 100 m から 1000 m に連続の良い多数の反射面が見られる。また、南西端の深度 1000 m から 1500 m と CMP 600 の深度 1400 m から 1800 m で囲まれた部分や、CMP 400 以西の深度 2300 m 付近にも連続する反射面がある。反射面の周波数帯域が深部で低い現象は、深度変換時の波形伸張の効果は小さく、原データの周波数帯域をそのまま反映している。データ処理のデータムは標高 0 m とし、これは断面の走時 0s、深度 0 m に対応する。また、反射面形状に対する CMP 測線の屈曲の影響をみるために、地表交線が CMP 測線両端を結ぶ直線となる垂直面に深度断面のトレースを投影し、元の断面とほとんど変わらないことを確認した。

4. 考察

反射面と地層の対比について既存データを基に予備的に考察する。川島 1 測線北方の川島 84KJ 坑井の地層は、堀口 (1994) と関東平野中央部地質研究会 (1994) により、深度 30 m までの沖積層 (完新世)、深度 197 m までの下総層群 (中・後期更新世)、深度 422 m までの上総層群 (末期鮮新世~前期更新世)、深度 587 m までの三浦層群 (鮮新世)、それ以深の中新世の地層に区分された。第 5 図では本坑井と川越 1 測線との距離が最短の位置に柱状図を投影した。

KAN-94 測線の反射断面の地質解釈 (高橋ほか, 2006) によれば、川越 1 測線東方における下総・上総層群相当層、postN.8 層 (庭谷不整合~黒滝不整合の中新統)、N.8 層 (庭谷不整合より下位の中新統)、先新第三系基盤のそれぞれの境界深度はおよそ 700 m, 1800 m, 3500 m と読み取れる。これらを考慮して、深度断面で連続の良い反射面 A, B, C をトレースした (第 5 図)。A 以浅が下総層群、A と B の間が上総層群、B と C の間が三浦層群に対比されるであろう。C 以深の連続の良い反射面は D, E, F, G で記した。1000 m より深い E, F, G のそれぞれの深度と傾斜に概略一致する反射面は、北関東測線と KAN-92 測線の反射断面で認められる。北関東測線の反射断面の地質解釈 (佐藤ほか, 2006) を参照すると、G は先新第三系基盤上面とみなされる。

B, C, D は見掛け上 2 度から 4 度の傾斜、E, F は約 7 度の傾斜で、いずれも北東側に低下する。D は緩やかに波打つ形状を呈し、CMP 750 と 1100 ではやや折れ曲がり、その間は 30 m ほど下方に撓む。この CMP 区間では、上位の C, B も同様に撓みが見られ、浅い反射面ほど撓みは小さく、A 以浅ではほとんど識別出来ない。以上のことから、これは静補正等による見掛けの構造ではなく、地層の累積的な変形を示していると考えられる。A, B, C, D は CMP 1100~1300 付近を境にして北東側が急傾斜になる。浅部の A は CMP 100 の南西側でほぼ水平、CMP 100~200 付近で撓曲状の構造を示し、CMP 200 の北東側は 1 度より小さい傾斜である。この撓曲状構造は、川越市内の浅部背斜構造 (佐藤ほか, 2006) の翼部に対応する。

B と C の間の地層、C と D の間の地層は、それぞれほぼ一定の層厚を示し、A と B の間の地層は北東方に厚くなる。このことから、B の形成後に基盤の傾動が始まったと推定される。入間台地の北東への傾動は、地形面解析から推定された (貝塚, 1975) ものであるが、それが地下構造からも確認された。反射面の傾斜変化から、CMP 100, 750, 1100 付近の深部に断層が伏在すると推定される。このうち CMP 1100 付近は深度 100 m 以浅に地層の変形は無いようである。ここで推定される断層は、地形面解析から推定された西側低下の荒川断層とは別の断層と考えられる。活断層研究会 (1991) は、荒川断層は沖積面下にあり詳しい位置不明としたが、貝塚ほか (1977) を引用して位置を図示している。それによれば、荒川断層は川越 1 測線の CMP 1400 から 1500 付近に伏在する。深度断面では、CMP 1000 深度 350 m 付近等に西側傾斜のイベントが断片的に見られる。これらのイベントは、重合前トレースの midpoint 位置が CMP 測線から大きくずれるために反射面が正しくイメージングされず、マイグレーション処理により強調されたノイズである。今回の調査範囲では、地層は全体として水平から北東傾斜と考えてよいである。

う。佐藤ほか(2006)は、北関東測線の桶川市内の区間で、西側低下の荒川断層と関連する構造を示唆している。以上のことから、荒川低地に西側低下の構造があるとする、その位置は川越1測線のすぐ東方付近と考えられる。

5. まとめと課題

関東平野中部の入間台地から荒川低地に至る調査測線で反射法地震探査を実施した。南西-北東方向に約8kmの反射断面全体で北東側に傾斜する反射面が捉えられた。測線周辺の既存の地下地質データを参照して反射面の地質解釈を行った。反射面Bより浅い部分では北東側ほど反射面の間隔、すなわち地層の層厚が大きいことから、この層準が形成された後に、基盤の傾動が始まったと考えられる。地形面解析から推定された入間台地の北東傾動が地下構造からも確認された。反射面が波打つ形状を示す部分の地下深部に断層構造が推定される。南西側低下とされる荒川断層に相当する構造は今回の調査範囲内では検出されなかった。

今回の調査は、深度500m程度までを探査対象として、入間台地から荒川低地、大宮台地、利根川中流低地までを横断する地下構造調査の端緒である。高分解能の地下構造を得るため、反射法地震探査の発震点間隔や受振点間隔は、周辺のKAN-92測線、KAN-94測線、北関東測線に比べて1/15~1/2.5の狭い間隔に設定した。本報告では10m範囲のショット記録を垂直重合で1つのショット記録にまとめCMP間隔5mのデータセットとして処理したが、今後、2.5m毎に垂直重合しCMP1.25m間隔の細かいデータセットとして再処理し、特に500mより浅い部分を対象として高分解能の反射断面を作成する予定である。

謝辞 本調査実施に際して、国土交通省荒川上流河川事務所、川越市役所、川島町役場、地元自治会・土地改良区の各機関にご協力いただきました。本報は活断層研究センターの石山達也氏のコメントにより大きく改善されました。ここに記して感謝致します。

文 献

遠藤秀典・杉山雄一・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川功(1997) 浅層反射法弾性波探査による関東平野中央部の地下地質構造. 地球科学, 51, 15-28.
 廣内大助(1999) 武蔵野台地・大宮台地における第四紀後期段丘面の高度分布から見た荒川断層の活動性についての再検討. 地理学評論, 72A, 335-344.
 堀口萬吉(1974) 関東平野西部の地形区分と段丘面

の変動. 関東地方の地震と地殻変動, ラティス, 119-127.
 堀口萬吉(1994) 関東平野中央部地下地質の概要. 地団研専報, 42, 1-16.
 地震調査研究推進本部・地震調査委員会(2004) 荒川断層の評価. <http://www.jisin.go.jp/main/index.html>
 貝塚爽平(1957) 武蔵野台地の地形変位とその関東造盆地運動における意義. 第四紀研究, 1, 22-30.
 貝塚爽平(1975) 台地面の変形から知られる活構造. 東京都直下地震に関する調査(その2), 東京都防災会議, 43-54.
 貝塚爽平・松田時彦・町田 洋・松田磐余・菊地隆男・丸田英明・山崎晴雄・村田明美(1977) 首都圏の活構造. 東京都直下地震に関する調査研究(その4), 東京都防災会議, 165-220.
 関東平野中央部地質研究会(1994) 関東平野中央部地下地質の編年と対比. 地団研専報, 42, 154-164.
 笠原敬司(1995) バイプロサイス反射法調査. 首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究(第I期:平成3~5年度)成果報告書. 科学技術庁研究開発局, 60-71.
 笠原敬司(1996) バイプロサイス反射法調査. 首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究(第II期:平成6~7年度)成果報告書. 科学技術庁研究開発局, 66-78.
 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
 水越郁郎・田村八洲夫(1998) 反射法地震探査. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 49-76.
 水野清秀・杉山雄一・石山達也・須貝俊彦・松島絃子・八戸昭一・中里裕臣・細矢卓志(2006) 深谷-綾瀬川断層帯周辺の地下地質. 月刊地球, 28, 1, 31-37.
 埼玉県(1998) 平成9年度地震関係基礎調査交付金荒川断層に関する調査成果報告書. 埼玉県, 71p.
 佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・瀬戸一起・伊藤 潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子(2006) 北関東地殻構造探査(北関東測線2006, 大宮-野田測線2006)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, 京都大学防災研研究所, 防災科学技術研究所, 18-97.
 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊之・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞徳・広島俊男・長谷川功・村田泰章(1997) 50万分の1活構造図「東京」(第2版). 3図葉+説明書34p, 地質調査所.

多田 堯 (1983) 関東平野の基盤構造と重力異常 (2)
 -活断層の地球物理学的研究-. 地震, 第2輯,
 36, 359-372.

高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・木村尚紀 (2006)
 関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的
 解釈-とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線
 の西方延長-. 地質学雑誌, 112, 33-52.

山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・
 田中明子・中島善人・大滝壽樹 (1999) 反射断
 面で見えた深谷断層周辺の地下構造. 平成10年
 度活断層・古地震研究調査概要報告書. 地質調
 査所, 29-36.

(受付: 2006年8月4日, 受理: 2006年10月6日)

第1表. 反射法地震探査の調査諸元.

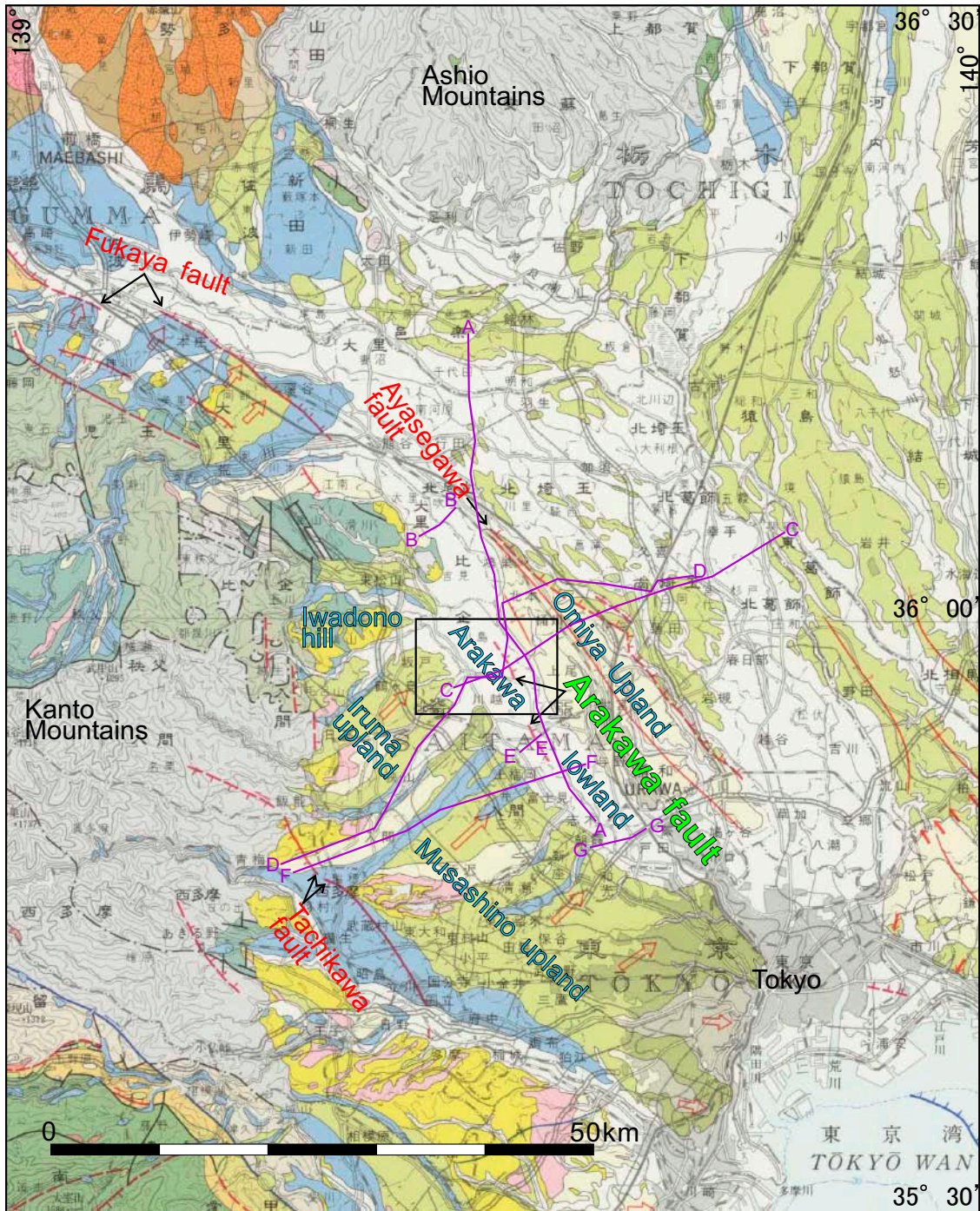
Table 1. Field parameters of seismic reflection survey.

震源	バギー型ミニバイブ(IVI社) 一部で小型油圧インパクト (地球科学総合研究所)
発震点間隔	10m
発震パターン	4箇所分散(2.5m間隔)
総発震点数	777点(2.5m間隔だと2964箇所) ミニバイブ708点, インパクト69
発震周波数	15~120Hz
スイープ回数	標準8回/発震点
スイープ長	13s
受振器	UM2(MarkProducts社)
受振点間隔	10m
総受振点数	912点
固有周波数	10Hz
受振器個数	12個を60cm範囲にバンチング
展開	標準はエンドオン10m~1440m 一部でスプリット
探鉱器	DAS1(OyoGeospace社)
チャンネル数	144ch
記録長	3.384s(コリレーション後)
サンプリング間隔	2ms
CMP重合数	標準72
CMP番号	2~1599 1598CMP
CMP測線長	約8km

第2表. データ処理フロー.

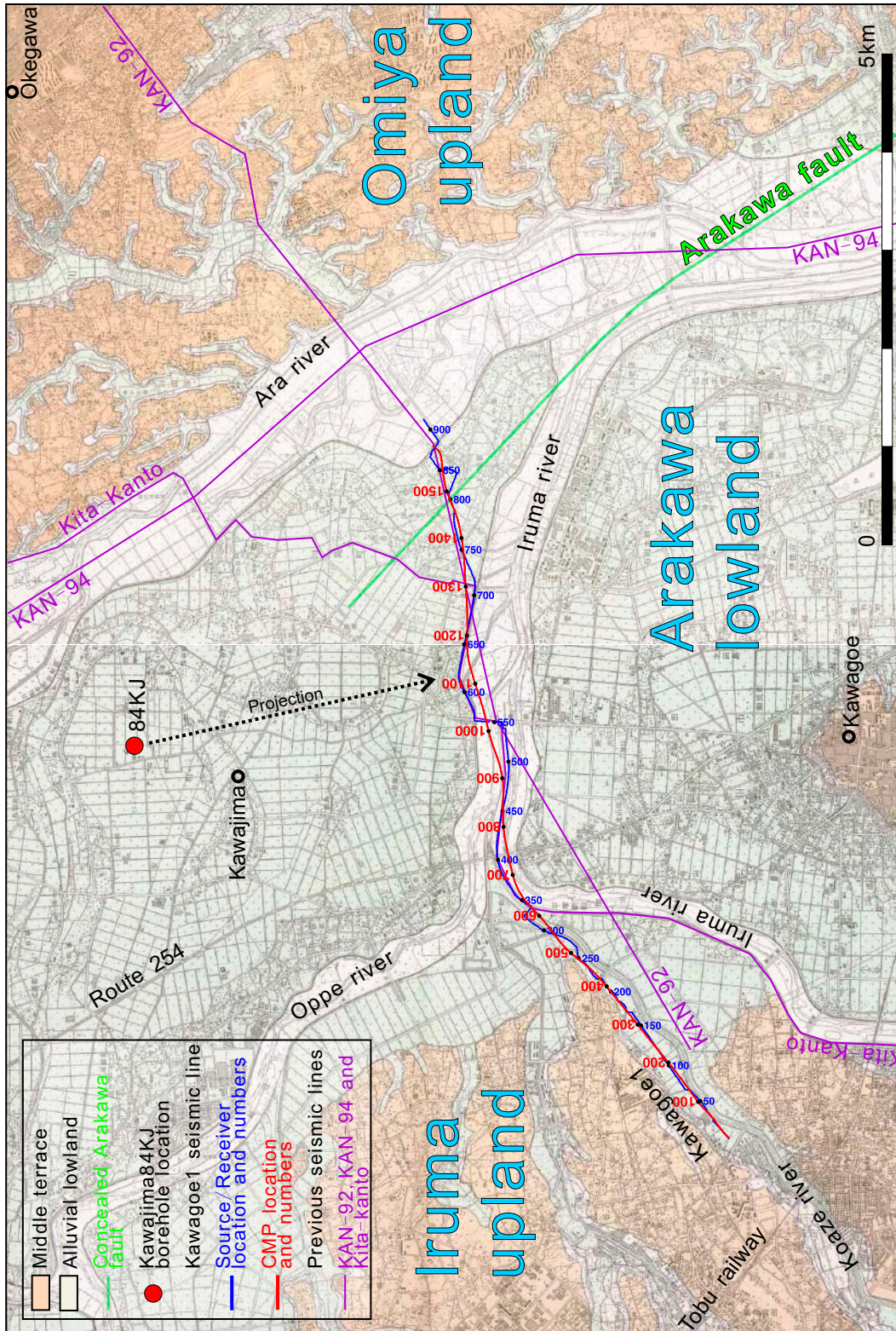
Table 2. Flowchart of seismic data processing.

垂直重合
屈折法静補正
振幅調整
デコンボリューション
バンドパスフィルタ
CMPソート
速度解析
残留静補正
NMO補正
CMP重合
マイグレーション
深度変換



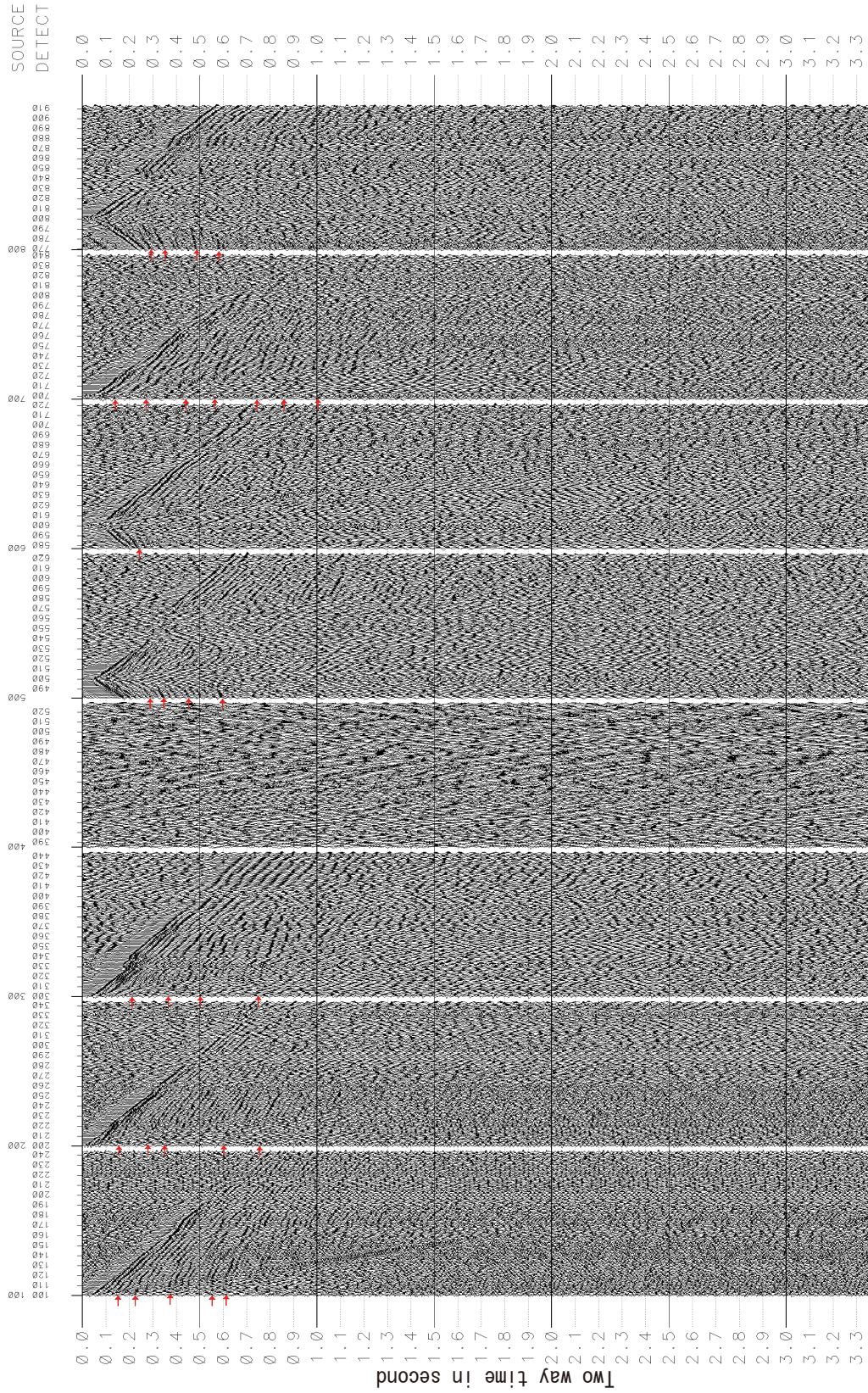
第1図. 関東地方の活断層. 基図として杉山ほか (1997) の 1:500,000 活構造図「東京」を使用し、荒川低地と周辺の地形名、断層名、反射法地震探査測線を加筆した。A から G は反射法地震探査測線で、いずれも概略位置を示し、出典は以下の通り。A (笠原, 1996), B (山口ほか, 1999), C (笠原, 1995), D (佐藤ほか, 2006), E (遠藤ほか, 1997), F (笠原, 1995), G (埼玉県, 1997)。

Fig. 1. Distribution of active faults in the Kanto District, central Japan. Seismic lines, names of faults and topography and so on are added in 1:500,000 Neotectonic Map "Tokyo" after Sugiyama *et al.* (1997). A to G are rough locations of seismic lines of A (Kasahara, 1996), B (Yamaguchi *et al.* 1999), C (Kasahara, 1995), D (Sato *et al.*, 2006), E (Endo *et al.*, 1997), F (Kasahara, 1995) and G (Saitamaken, 1997), respectively.



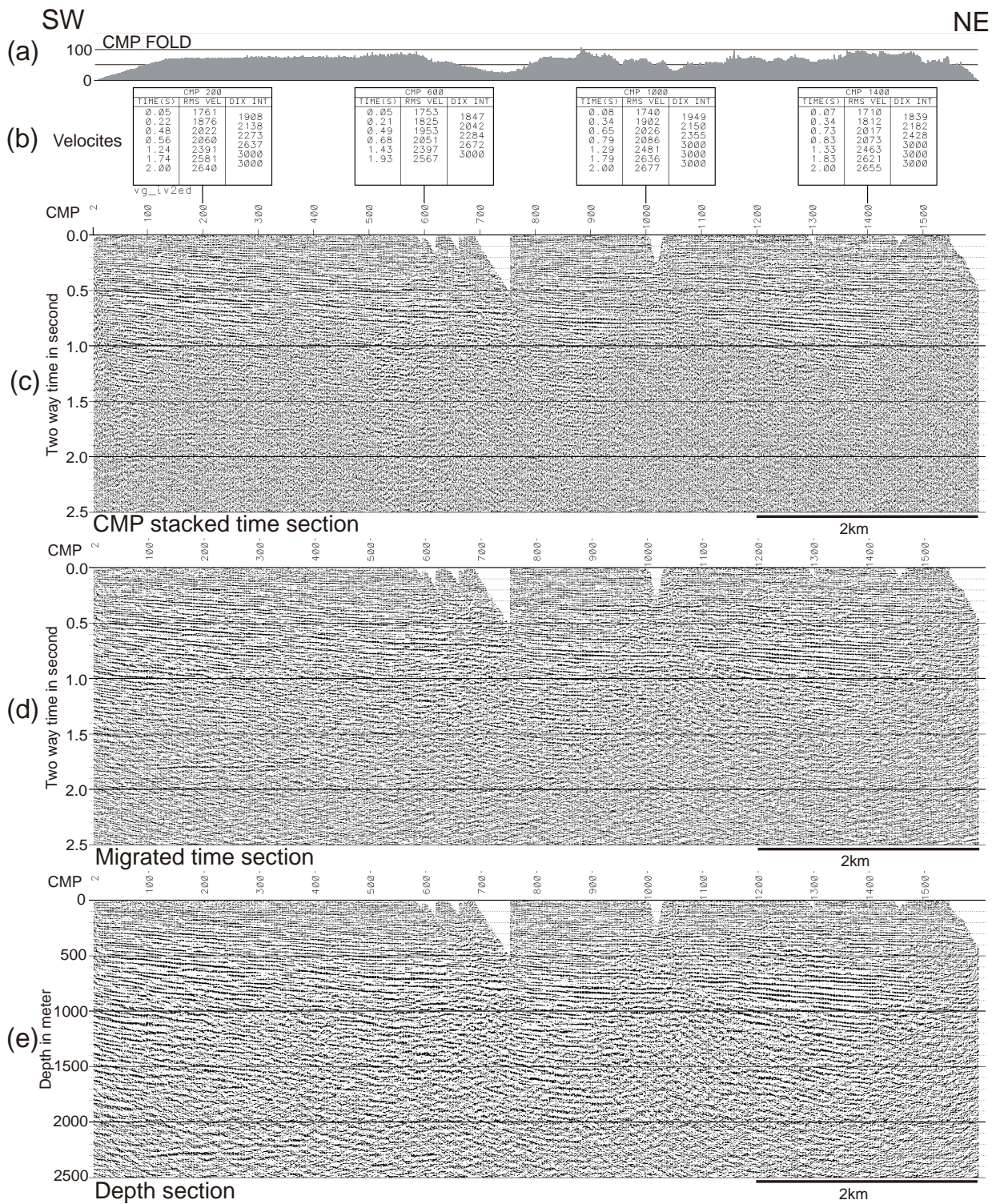
第2図. 川越1測線の詳細位置. 基図として国土地理院発行の1:25,000 都市圏活断層図「川越」と「大宮」を使用し, 反射法測線位置などを加筆した. 川越1測線の発震点・受振点位置と番号は青色, CMP位置と番号は赤色で示す. 荒川断層は活断層研究会(1991)からの引用, KAN-92測線(笠原, 1995), KAN-94測線(笠原, 1996), 北関東測線(佐藤ほか, 2006)はいずれも概略位置を示す. 川島84KJ坑井は堀口(1994)による.

Fig. 2. Detailed location of Kawagoe1 seismic line. Blue line and numbers are shot/receiver positions and red ones are CMP positions, respectively. Locations of KAN-92 (Kasahara, 1995), KAN-94 (Kasahara, 1996) and Kita-Kanto (Sato *et al.*, 2006) are roughly drawn by thin purple lines and the trace of Arakawa fault is drawn by green line after the Research group of active faults of Japan (1991). Kawajima84KJ borehole is after Horiguchi (1994).



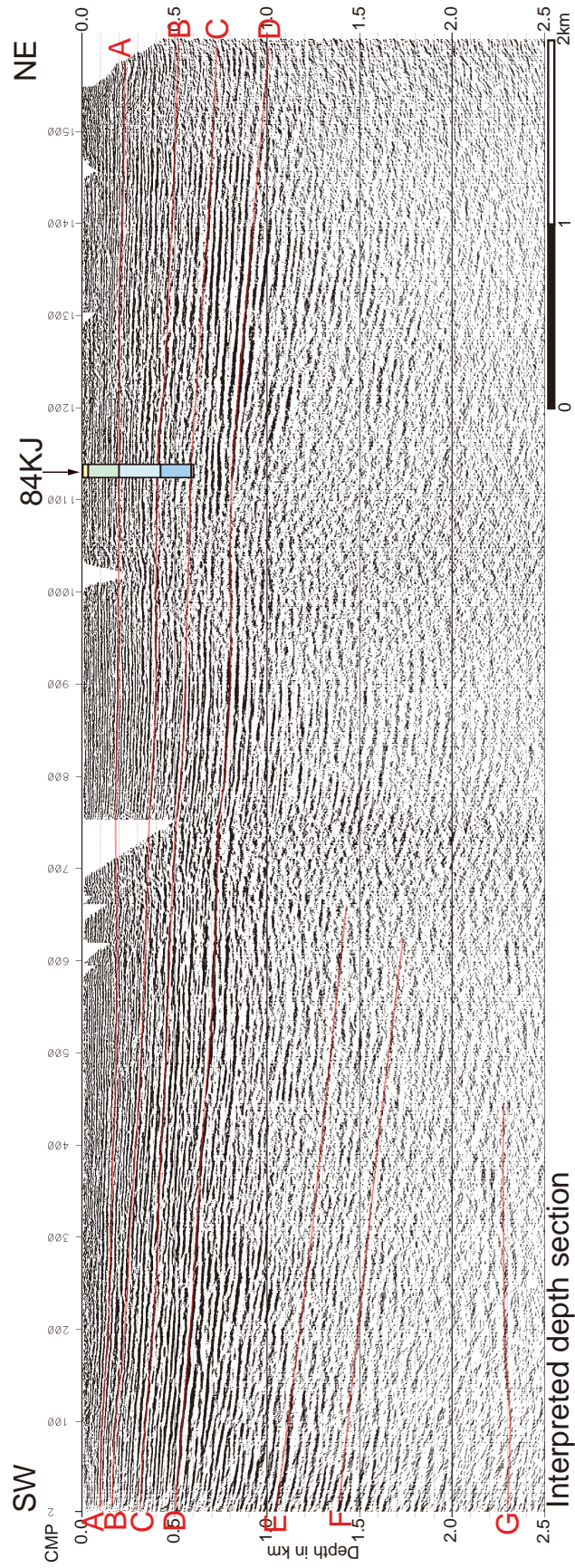
第3図. ショット記録例. およそ1 km 毎の発震点でのミニハイブリッドショット記録を示す. 受振点間隔は10 m. 標準で8スイープを垂直重合し表示の際にAGCとトレースバランスでゲイン調整した. SOURCE は発震点番号, DETECT は受振点番号, 赤印は反射波をそれぞれ示す. 発震点400は小型油圧インパクトで発震.

Fig. 3. Examples of shot records. Minivib shot records are plotted at every 1 km source station. The interval of detectors is 10 m. Eight sweeps are vertically stacked and AGC and trace balance are applied to them. SOURCE is a source station number, DETECT is a detector station number and red arrows are reflection events, respectively. Source station 400 is shot by a mini Yuatsu Impactor.



第 4 図. データ処理途中結果と深度断面. (a) は CMP 重合数, (b) は速度解析で得られた重合速度 (RMS VEL) と区間速度 (DIX INT) を表す. 反射断面は上から (c) CMP 重合時間断面, (d) マイグレーション時間断面, (e) 縦横比 1:1 の深度断面である.

Fig. 4. Data in progress and depth section. The top two figures are (a) CMP fold chart and (b) stacking velocities (RMS VEL) and interval velocities (DIX INT) from velocity analysis. The seismic sections are (c) CMP stacked time section, (d) migrated time section and (e) depth section without vertical exaggeration, respectively.



第5図. 解釈断面. 第4図(e)の深度断面で反射面A~Gをトレースした. 地質柱状図は川島84KJ坑井(堀口, 1994)を簡略化して反射断面に投影した.
 Fig. 5. Interpreted depth section. Continuous reflectors and characteristic reflectors (A~G) are traced in the depth section of Fig. 4 (e). The columnar section is simplified from Kawajima 84 KJ borehole data (Horiguchi, 1994) and projected to the depth section.