

## 福岡市生の松原での浅部地下構造調査

### Shallow seismic reflection survey at Ikinomatsubara area, Fukuoka City

加野直巳<sup>1</sup>・山口和雄<sup>1</sup>

Naomi Kano<sup>1</sup> and Kazuo Yamaguchi<sup>1</sup>

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

**Abstract:** We conducted high-resolution shallow seismic reflection surveys at Ikinomatsubara area, Fukuoka City, to image shallow basement structure. Two about 600m-long S-wave seismic lines were set along the coastal line. One is in pine tree forest and the other is just outside the forest and about 20m from the coastal line. The distance between the two lines is about 50m. As a result, CMP stacked sections profiled several continuous reflection events at the near surface including the one from the basement top. They also profiled events at the locations that correspond to the fault in the geological map. The drilled core data obtained at GS-IKM-1 site, which is just at the north-east end of the line 1, suggest that two strong reflections can be expected from the two layer boundaries (8m and 20m in depth). Two reflections in the seismic depth section have a good correlation to them with about 2m difference in depth. The top of the basement is relatively smooth and does not show any fault related structural change. But two slanted events may be related to the fault location. We need refraction analysis and surface wave analysis to determine the basement characteristics.

**Keywords:** high-resolution, shallow structure, seismic reflection survey, S-wave, Fukuoka

#### 要 旨

浅部の基盤構造をイメージングすることを目的として、福岡市生の松原地区において高分解能反射法地震探査を実施した。九州大学演習林となっている松林の中とその外側海岸に沿ってのそれぞれ約600mの測線においてS波探査を行った。一連の処理を施して得られたCMP重合断面を暫定的に解釈した。測線1には3つの比較的連続性の良い反射面が捉えられた。測線2では4つの比較的連続性の良い反射面が捉えられた。測線1の3つの反射面は、測線北東端で掘削されたオールコアボーリングGS-IKM-1のコア試料の堆積相解析結果と対比すると、下位が深度20.4mの古第三系姪浜層のトップと礫質河川相の境界からのもの、中位が深度8.0mの礫質河川相のトップと氾濫原層との境界からのものと考えられる。速度解析で求めた速度を用いての深度変換結果ではそれぞれおよそ2m深くイメージされた。基盤上面の形状は比較的なめらかで、断層に相当する食い違いは認められなかった。しかし、地質図の断層に相当する場所に、傾斜イベントが認められた。これが基盤の中からの反射とは考えられないことから、基盤上面の何らかの変状を示しているものと考えられる。

#### 1. はじめに

産業技術総合研究所では従来地質情報の空白域であった沿岸域の地質情報を整備するために、2008年から沿岸域の地質調査を行っている。その一環として2010年度は福岡県北部沿岸域の調査を進めた。

福岡平野付近には、警固断層など既知の活断層の他に、リニアメントや周囲に比べて第四系が相対的に厚く堆積する低地がいくつかある。水野ほか(2011)は、活断層と認定されていないリニアメントや低地について、空中写真判読、野外調査、ボーリング資料収集を行うと共に、2地域で新規のボーリング調査を行った。筆者らは、新規のボーリングの1つ(GS-IKM-1)が実施された室見川下流域の低地帯である生の松原で、S波反射法地震探査と表面波探査による地下構造調査を実施した。調査の目的は、生の松原のボーリング地点とその西方約1kmの基盤岩が地表に露出している地点との区間で、基盤の上面形状をイメージングすることにより、断層の存否、断層が存在する場合の変形様式などを解明することである。また、ボーリング調査で判明した地質層序と反射面等の境界面との対比も行う。

#### 2. 調査の概要

本調査は2011年2月2日～7日の6日間に実施

した。測線は福岡市生の松原地区の九州大学演習林（松林）内の小道（Line1）と演習林外側の海岸の通路（Line2）のそれぞれ約 600m である（第 1 図）。Line1 は前述のボーリング GS-IKM-1（水野ほか，2011）の掘削地点を北東端とし，曲がりくねってはいるが，海岸とほぼ平行である。Line2 は海岸と平行で，地質図（唐木田ほか，1994）によればその南西端付近とほぼ中央を壱岐断層とその分岐断層が通っている。2 つの測線の距離はおよそ 50m で，その一部は並行している。両測線ともほぼ水平で，測線 1 の標高は 1.4-4.2m，測線 2 の標高は 2.7-4.1m である。両者の間の地表付近には埋積された石垣（元寇防塁）が走っており，防塁に起因する波が反射法のノイズとなると判断し，2 つの測線をつなぐ調査は設定しなかった。

この 2 つの測線に対し，カケヤによる板たたきを S 波震源とした S 波反射法調査（Line1 の 600m，Line2 の南西側 553m）および大カケヤを震源とした表面波探査（Line2 の 623m）を行った。測線の設定を 2 月 2 日の午後に行い，S 波反射法調査を 3 日朝から 6 日午前 11 時頃まで，その後，表面波探査を 7 日午後 2 時頃まで実施した。これは準備，撤収の時間を含む。この報告では前者 S 波反射法調査の結果を報告する。

第 1 表に調査の測定諸元および使用した機器類を示す。対象が極めて浅部（深度およそ 20m）であることから震源として S 波を選択し，鉛直方向の分解能の向上を図り，測線長がそれほど長くないことから，発振点・受振点間隔を 1m として水平方向の分解能向上を図った。また震源としては，松林内での操作性と対象深度がそれほど深くないことを考慮し，人力による板たたきとしたが，震源の力を増加させるため，小型コンボの排土盤（一部 Line2 の松の枝が測線上に覆いかぶさっている部分はバケット）で板を抑えつけ，摩擦力が大きくなるようにした（第 2 図）。受振器は 28Hz の垂直用受振器に L 型ブラケットを取り付け，横向きにスパイクで地面に設置できるようにしたものを使用した（第 3 図）。展開は対象深度を考慮し，最大オフセットを 48m とし，水平重合数を増やし S/N を向上させるため，スプリットスプレッドを基本にデータを取得することとし，各発震点で 96ch のデータを取得した。

実質 3.5 日間の現地探査で取得した反射法調査データは，総発震点数 1153 点，合計 2306 ファイルとなった。

### 3. 調査結果

Linux 上で動作する専用の反射法処理ソフトウェア Omega2（WesternGeco 社製）を用いて取得データに対しデータ処理を施した。データ処理は通常の反射法処理の流れに従った。データ処理の流れを第

4 図に，また各処理の概要を以下に記す。前述のように Line1 は少し曲がりくねっていたので，測線に沿ったなめらかな曲線を CMP 重合測線とし，この測線に沿って共通反射点の編集を行った。CMP の間隔は 0.5m とした。それぞれの測線の CMP 点数は 1154 と 1104 となった。

まず前処理としてトレース編集を施し，次に測量作業によって求められた各受振点および発震点の座標データを入力し，ジオメトリを定義した。その後，振幅補正，振幅調整，サーフェスコンシステントデコンボリューション，バンドパスフィルタ（帯域通過フィルタ）等の処理を施し，反射イベントが強調されるようにした。屈折波走時を読み取り，静補正値を計算し，適用した。速度解析は，定速度走査センブリランス計算法を用い，50CMP（25m）毎に実施した。速度解析点数は 2 測線で合計 45 点である。速度を決定する際にはその速度による NMO カーブと CMP ギャザとの比較，その速度による NMO 補正後の CMP ギャザデータの確認を行った。この解析で求めた重合速度構造を用いて NMO 補正，直接波のミュート，CMP 重合処理を施し時間断面を作成した。この重合後時間断面に対して，反射面の連続性を強調する FX 予測フィルタ処理を施し，さらに周波数帯域フィルタ処理等を加えた。また重合後時間マイグレーション処理，深度変換処理を行った。この処理には速度解析で求めた重合速度構造データをスケージング無しで用いた。

発震点ギャザ例を第 5，6 図に，受振点ギャザの例を第 7，8 図に示す。それぞれ 100m 間隔の記録である。それぞれのギャザの上段から，垂直重合後のオリジナル記録，時間方向の振幅補正・振幅調整・デコンボリューション・バンドパスフィルタ・静補正を行ったあとの記録，表面波等のミュートを行った記録，NMO 補正を施した記録である。全般に S/N は良好であるが，オリジナルの記録では見かけ速度 120m/s から 140m/s 程度の直接波，あるいは表面波が卓越しており，反射波ははっきりしない。オフセットの大きいトレースには速いものでは見かけ速度 800m/s 程度の屈折波のイベントが認められ，この屈折面での速度コントラストが大きいことが分かる。この記録に対して時間方向の振幅補正を適用することで，反射波らしき波群を観察することができるようになっている。

時間断面図，時間マイグレーション断面図，深度変換断面図を第 9-14 図に示す。時間断面図，時間マイグレーション断面図では標高 10m を基準面（走時 0 秒）とし，速度 120m/s を用いて標高補正を行っている。

### 4. 考察

深度断面図を解釈したものを第 15,16 図に示す。

Line1 の断面図（第 15 図）の右端にはボーリングの柱状図を、Line2 の断面図（第 16 図）には地質図に示された壱岐断層の推定位置を合わせて示した。

Line1 では 3 枚の反射面を解釈した。北東端付近で BSL20m の強い反射面とその上位にある少し振幅の小さい 2 つの反射面が特徴的である。一番上位の振幅の小さい反射面は北東端の BSL1m から南西端の BSL0m まで、途中 CMP440 付近から CMP510 付近まで BSL4m と少し深くなっているところもあるが、ほぼ水平である。中位の反射面は北東端の BSL7m 付近から CMP400 付近の BSL6m 程度まで、CMP210 付近で BSL9m と少し深くなっているが、これもほぼ水平である。CMP400 付近より南西では S/N が悪く連続性も悪くなっているが、ほぼ水平に南西端の BSL4m まで追跡できるように見える。下位の反射面の振幅は、CMP550 より東が強く、西が弱い。形状は、CMP210 付近から 340 付近の間が東傾斜し、それ以外はほぼ水平である。北東端から CMP210 付近までは BSL20m でほぼ水平で、CMP210 付近から CMP340 付近へは BSL20m から BSL14m まで深度を浅くしている。CMP340 から CMP530 付近まではほぼ水平になり、CMP530 付近から CMP1100 付近までは緩やかに深度を浅くし、CMP1100 付近で BSL10m となっている。ここから南西端の CMP1153 へはまた水平で BSL10m 程度となっている。

Line2 では全般に S/N が悪く、反射面ははっきりしないが、4 枚の反射面を解釈した。一番上位の反射面は BSL0m 付近で測線全体にわたってほぼ水平となっている。上位から 2 番目の反射面は上位の反射面より凹凸があるが、BSL2m 付近で測線全体にわたってほぼ水平となっている。上位から 3 番目の反射面は北東端付近でははっきりしないが、CMP150 付近から CMP430 付近まで BSL5m でほぼ水平で、CMP430 付近から CMP580 付近まで徐々に深くなり BSL9m 程度となる。その南西では徐々に浅くなり、南西端の CMP1100 付近で BSL6m となる。一番下位の反射面は北東端から CMP270 付近まで BSL9m でほぼ水平で、CMP270 付近で 2m ほど南西側が浅くなり BSL7m 程度となる。その南西では徐々に深くなり、CMP610 付近で BSL12m となる。CMP610 付近から南西側は次第に浅くなり南西端の CMP1100 付近で BSL9m 程度となる。

Line1 と Line2 の反射面の対応を取るために Line1 の南西側 100m と Line2 の北東側 100m を並行させている。2 測線間の距離は 50m とかなり接近し測線間の構造変化は小さいと予想され、各反射断面で解釈した反射面を比較すると、それぞれの最上位、最下位は同じ反射面を捉えているものと考えてよいだろう。Line2 の中位の 2 つのイベントのどちらが Line1 の中位の反射面に対応するのかは、判断でき

ない。

第 17 図には Line1 の北東端、GS-IKM-1 付近を拡大し、断面図と Line1 の北東端のオールコアボーリング GS-IKM-1 の簡易柱状図（水野ほか、2011 を加工）を比較した。

水野ほか（2011）によれば、「掘削地点は、（室見川）低地の最も西海岸よりの浜堤上であり、元寇防塁の内側に分布する現世の砂丘の上標高 2.76m にあたる。下位から礫を含む砂岩からなる古第三系姪浜層（唐木田ほか、1994：I-Unit 0；-22.00m～-20.40m）、厚い砂質礫層の繰り返しと薄い泥層の挟みからなる礫質河川相（I-Unit 1；-20.40m～-8.00m）、有機質粘土からなる氾濫原相（I-Unit 2；-8.00m～-7.60m）、白色で帯磁率の高い火砕流堆積物（I-Unit 3；-7.60m～-6.70m）、貝化石を含む泥質砂からなる内湾相（I-Unit 4；-6.70m～-5.35m）、中粒～細粒砂からなり *Macaronichnus* の生痕化石を含む前浜相（I-Unit 5；-5.35m～-2.95m）、時折炭質物を含む層準のある非常に淘汰の良い砂層からなる砂丘相（I-Unit 6；-2.95m～-0.65m）の 7 つの Unit に分けることができる。これらのうち、I-Unit 4 の内湾相からは  $2,310 \pm 40y$  BP、I-Unit 6 の砂丘相中の炭質物から  $90 \pm 40y$  BP の年代値（ $\delta$  13C 補正年代値）が得られている。」とされている。

第 17 図の柱状図で顕著な反射面を生ずる候補として考えられる境界は、BSL5.2m の礫質河川相（I-Unit 1）と氾濫原層（I-Unit 2）の境界と、BSL17.6m の古第三系姪浜層（I-Unit 0）と礫質河川相（I-Unit 1）の境界の 2 つである。深度断面図の Line1 の上位から 2 番目と 3 番目の反射面（青色：正のピーク）はそれぞれおよそ BSL7m と BSL20m となり、柱状図から想定される反射面深度より 2m 程度深くイメージされている。およそ 20m で 2m の誤差なので、マイグレーションの速度を 90% にして深度マイグレーションを行った結果を拡大したものを第 18 図に示した。2 番目と 3 番目の反射面の間隔は少し狭くなっているが、深度もわずかに浅くなっている程度で、単純に速度の比率から期待できるような大きな変化は認められない。したがって、その他の原因を考える必要がある。

この差異の理由として、対比位置は測線の端であり、オフセットの大きなデータがない、静補正が正確でない、CMP 重合数が少ない、などが考える。特に測線の端であることから静補正が正確に求まらないことの影響が大きく、そのために、2 番目と 3 番目の反射面ともに、絶対深度が 2m 深くなったと考える。

また反射波の波長は浅いほう（上位から 2 番目の反射面）で 2m、深いほう（同じく 3 番目）で 3m 程度あり、更に詳細な構造の変化を知るには断面上での波長を短くするために、震源を広帯域にする、全体に S/N を上げるなどの工夫が必要である。

Line1, Line2ともに、基盤上面からの反射と考えられる最下位の反射面の形状は比較的なめらかで、断層に相当する食い違いは認められない。一番大きな深度変化はLine1のCMP210付近から340付近の間(65m)で6mの傾斜であるが、その上位の2つの反射面には大きな変化は認められず、断層によるものではなく、侵食によるものではないかと考える。

またLine1のCMP550付近を境として、反射波の振幅の強弱が急変し、南西側はS/Nが悪くなっている。ただ、第5,7図の発震点ギャザ、受振点ギャザに見られる屈折波の速度・走時には大きな変化が認められず、速度急変以外の原因が考えられる。CMP550付近より北東は砂岩、南西は花崗岩が基盤として分布すると推定され、花崗岩基盤は風化により深度方向に速度や密度が徐々に変化しているために反射波の振幅が小さい、と考えるとよいかもしれない。もう一つ原因として考えられるのは、オフセットの精度である。Line1は松林の中の通路であり、地面が平坦でないため、震源の板の設置が均等でない。そのため、場所によって振動の発生源が板の一定のところでない可能性が高い。したがってクロスのオフセット値が計測したものと、実際の振動の発生位置と異なっている可能性が高いことになる。オフセットが大きい所ではこの誤差は問題にならないが、オフセットが小さいところだけを使用しなければいけない浅い構造を対象としている部分では、この影響で、NMOが正確でなくなっている可能性がある。あるいは、静補正がうまくいっていない可能性も残っている。

Line2のCMP600付近とCMP1000付近の最下位反射面の下には、傾斜した短いイベントが認められる。見かけの傾斜はおよそ20度である。最下位の反射面での音響インピーダンスのコントラストが大きいので、これほど強いイベントが基盤内部からの反射とは考え難い。時間断面で見ると、見かけの速度が250m/s程度で、基盤の速度を500m/sとした時のある1点から屈折波が往復する速度と一致している。本来マイグレーションにより1点に戻るべきものであるが、速度が急変しているために、対応できていないものと考えられる。これらの位置は老岐断層及びその分岐断層の位置とよくあっており、断層の影響により基盤がこの部分で岩種が違っている、あるいはこの部分の風化が進み狭い凹地を形成しているといったことと対応しているものかもしれない。その場合、なぜ片方にだけ、このようなイベントが認められるのか、その原因の検討が必要である、

## 5. おわりに

福岡市生の松原地区の九州大学演習林(松林)内で行った、数10mの深度を対象とした測線長それぞれおよそ600mの2本の測線の反射法探査の処理

結果を報告した。いくつかの反射面を捉え、断層と対応するイベントも捉えた。また測線の端で掘られているボーリングデータとの対比では、反射面のほうが2m程度深くイメージされているものの、対応のよい反射面を捉えることができた。今後、屈折波速度の検討、表面波探査法の解析などを行い、基盤の性状の検討を行っていきたい。

**謝辞** 本調査の実施にあたり、九州大学福岡演習林、福岡市教育委員会の方々に多くのご協力をいただいた。上記関係機関の方々に心からの謝意を表します。

## 文 献

- 加野直巳・山口和雄(2011):福岡市生の松原での浅部地下構造調査,平成22年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告,地質調査総合センター速報,(独)産業技術総合研究所,no.56,41-52.
- 唐木田芳文・富田幸臣・下山正一・千々和一豊(1994)福岡地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,192p.
- 水野清秀・中村洋介・石原与四郎・田中甫脩・田辺晋・中西利典・池田政人・細矢卓志(2011):福岡県日本海沿岸域における低活動度の活断層と平野地下の第四紀堆積物に関する地質調査,平成22年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告,地質調査総合センター速報,(独)産業技術総合研究所,no.56,27-40.

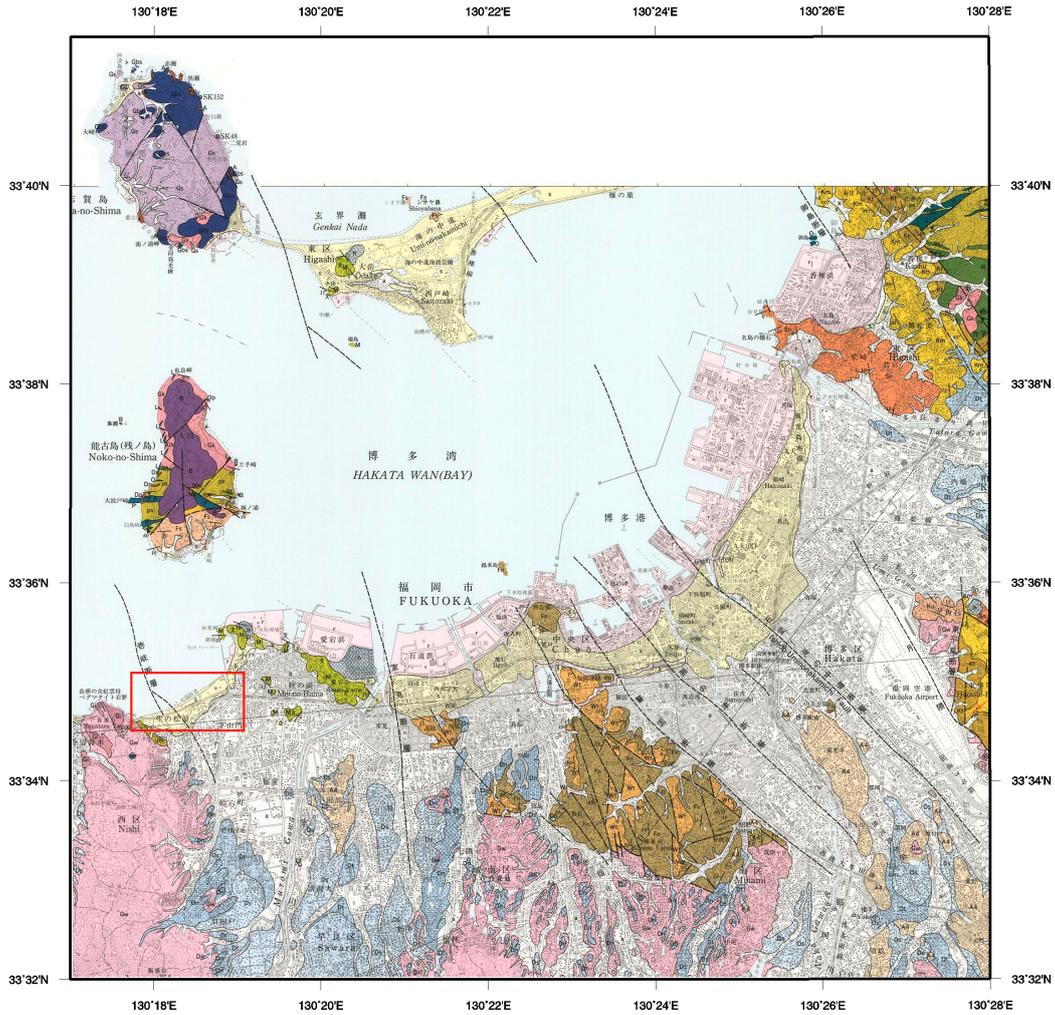
(受付:2011年12月27日,受理2012年4月11日)

第1表 調査の概要.  
Table 1 Survey parameters.

	S-wave Line1	S-wave Line2	Surface-wave Line2
Source	Plank striking by wood hammer	Plank striking by wood hammer	Big wood hammer
Shot points	599shot points	553 shot points	614 shot points
Detector Stations	600 stations	553 stations	611 stations
Record length	2 s		2 s
Shot Interval	1 m		1 m
Detector	GS-20DM (Geospace Technologies)		L-15B (Mark Products)
Natural Frequency	28 Hz		4.5 Hz
Detector interval	1 m		1 m
Spread	Split-Spread shooting		End-on shooting
Offset	-48 – 48m		3-50m
Recording System	DSS-12 (Suncoh)		DSS-12 (Suncoh)
Sampling interval	0.5 ms		0.5 ms
No. of channels	96		48

Table 1 The basic specification of the survey.

a)



b)



第1図 測線図.

a) 全体図.

基図として5万分の1地質図福岡(唐木田芳文ほか, 1994)を使用.

b) 測線部分 測線の数字は発震点・受振点番号. ボーリングの位置も示した.

基図として数値地図25000(地図画像)「福岡」を使用. 壱岐断層の位置を加筆.

Fig. 1 Location map.

The numbers beside the survey lines are SP/RP number. Two boring locations are also shown.

a) The general map.

The geological map Fukuoka (1:50,000)(Karakida et al., 1994) is used as a base map.

b) The enlarged map. Numbers on the survey lines are shot/receiver station number.

The numerical topological map (Fukuoka) is used as a base map. The boring locations is also shown. The location of Iki-Fault is added.

a)



b)

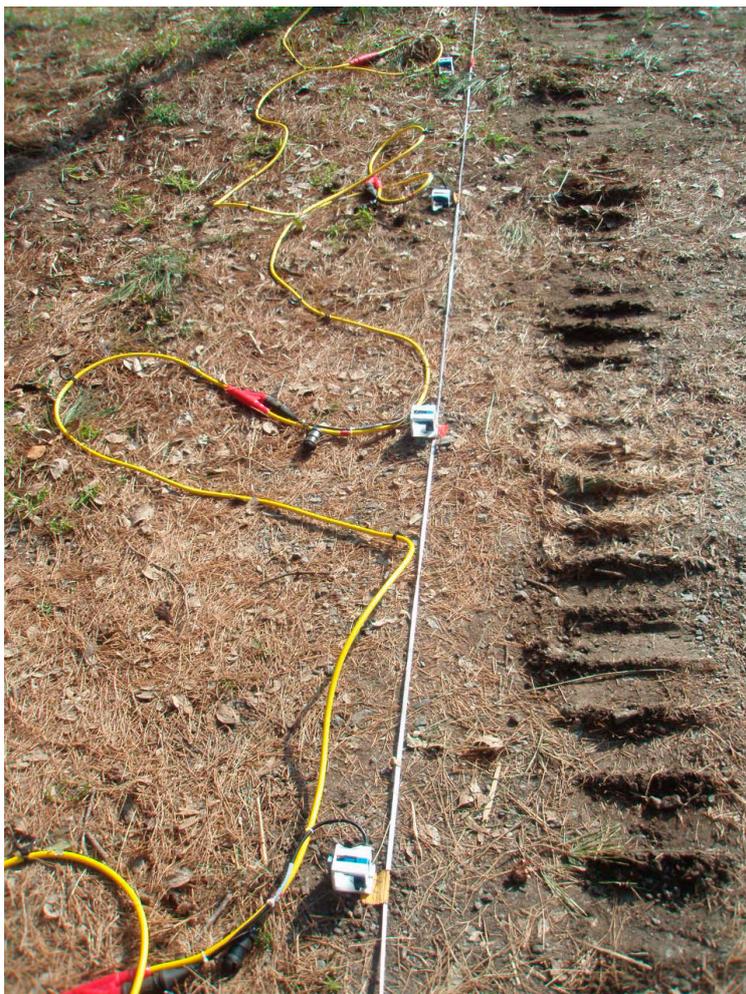


第2図 S波震源.

a) 通常の発震, b) 上に松の枝が覆いかぶさっている場合.

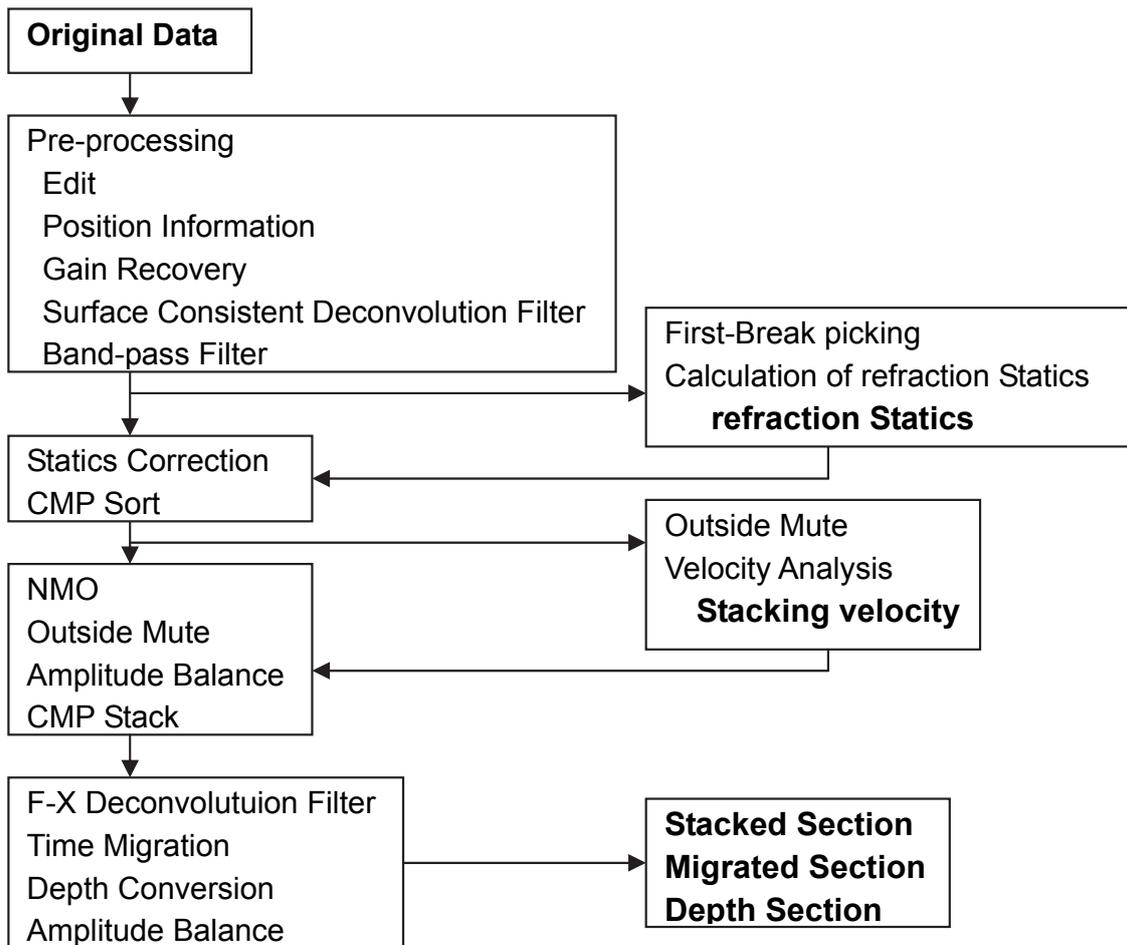
Fig. 2 S-wave source.

a) Usual case, b) The case when pine tree's branch is covering the survey line.

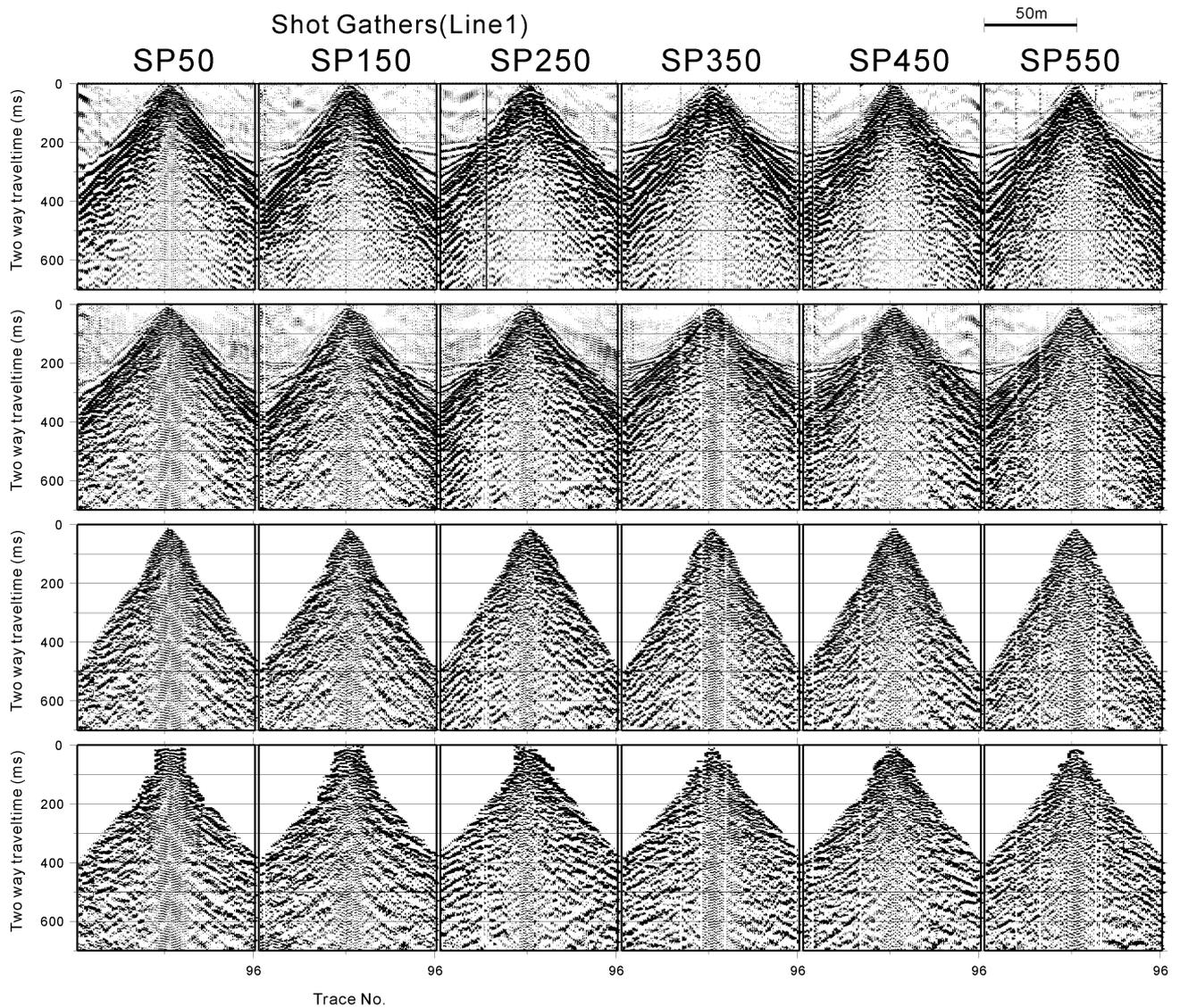


第3図 受振器.

Fig. 3 Receivers.



第4図 反射法データ処理の流れ図.  
Fig. 4 Processing flow chart.

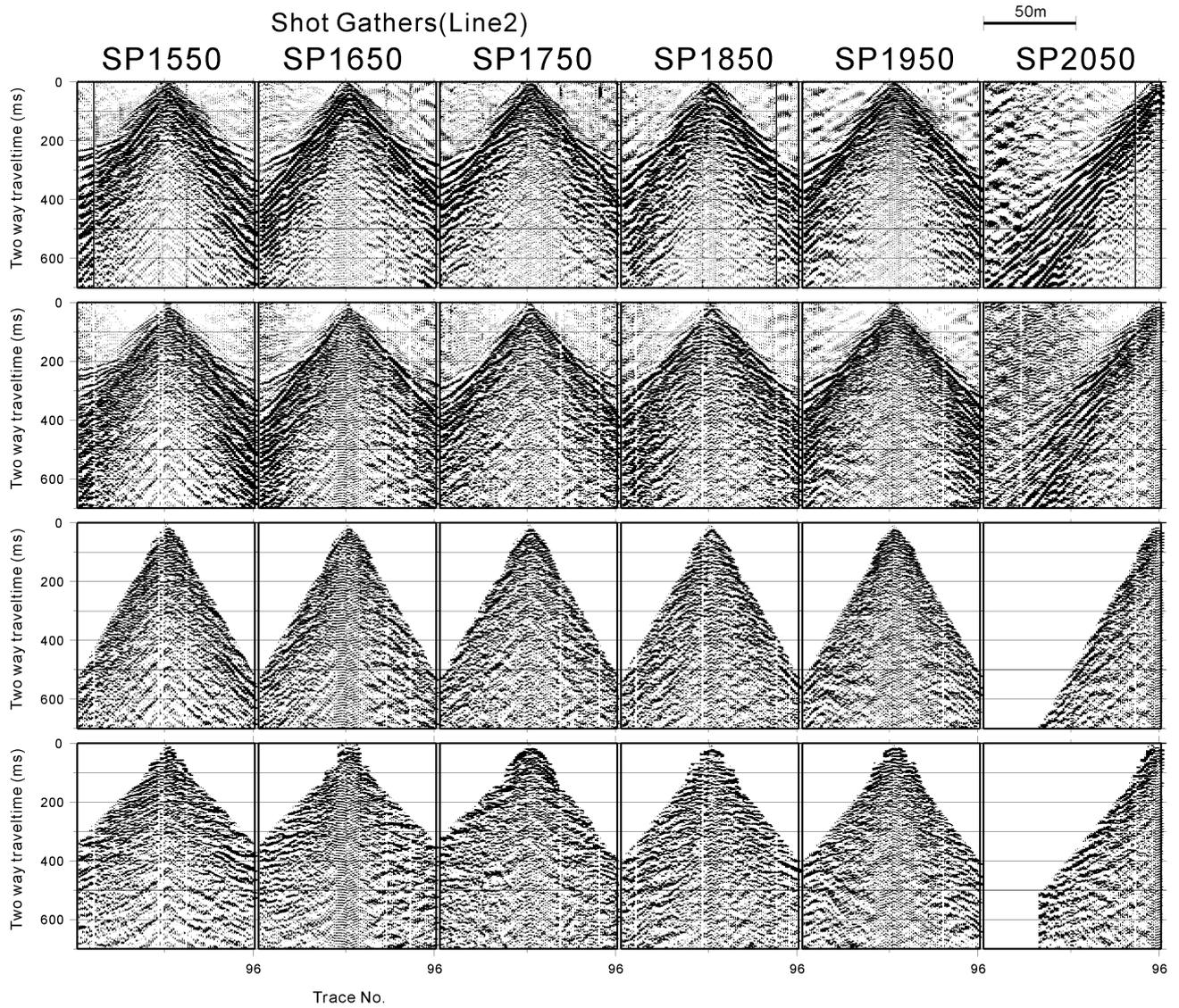


第 5 図 Line1 発震点記録例.

100m 間隔の発震点記録の例を示す. 上から a) 垂直重合後の記録, b) 振幅補正・フィルター処理・静補正後, c) ミュート後, d) NMO 補正後の記録である.

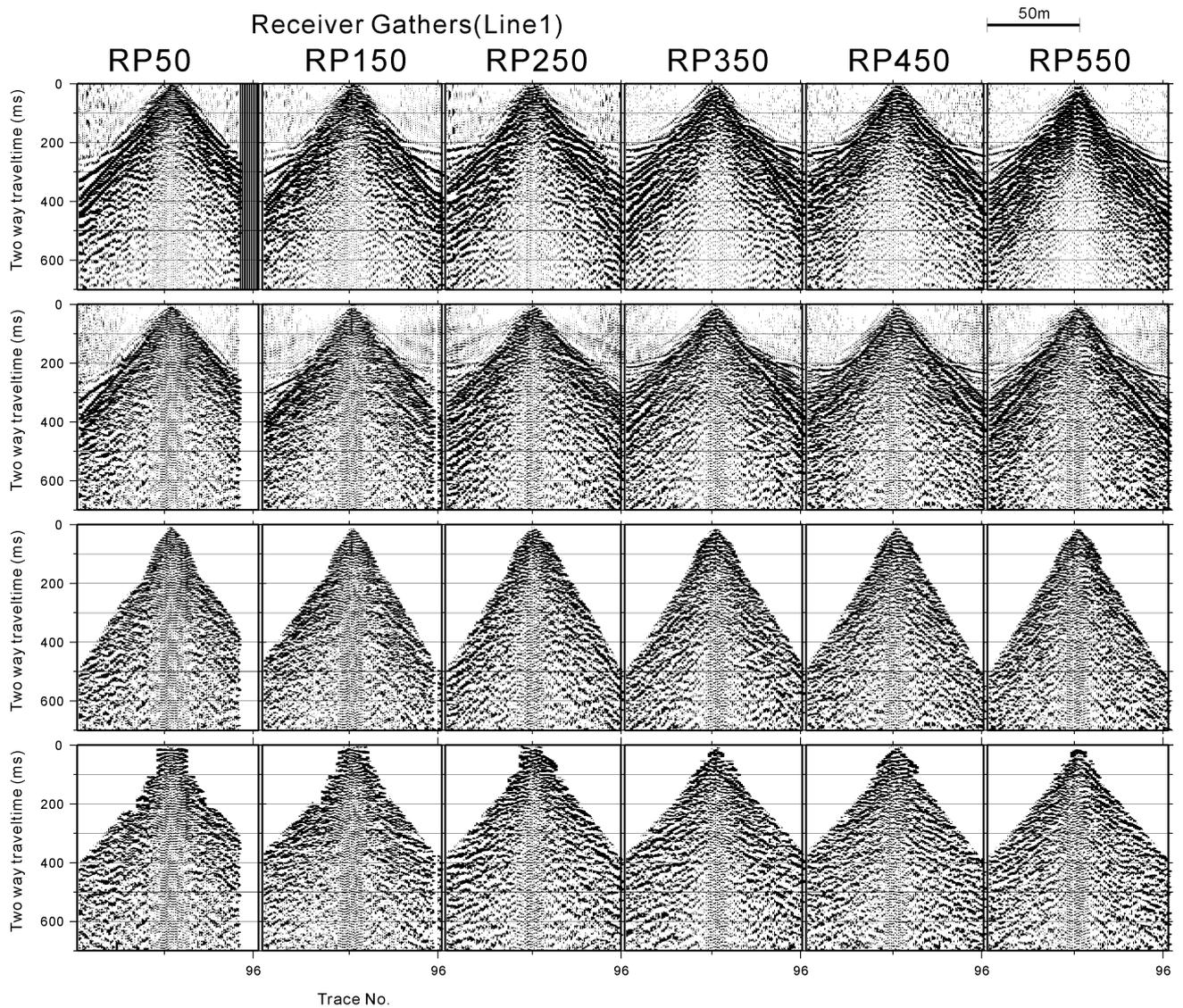
Fig. 5 Examples of shot gather of Line 1.

Shot gathers in 100m interval. From top to bottom: (a)After vertical stack, (b)After amplitude correction, filtering and static correction, (c)After mute, (d)After NMO correction.



第 6 図 Line2 の発震点記録例。  
第 5 図に同じ。

Fig. 6 Examples of shot gather of Line 2.  
The same as Fig. 5.

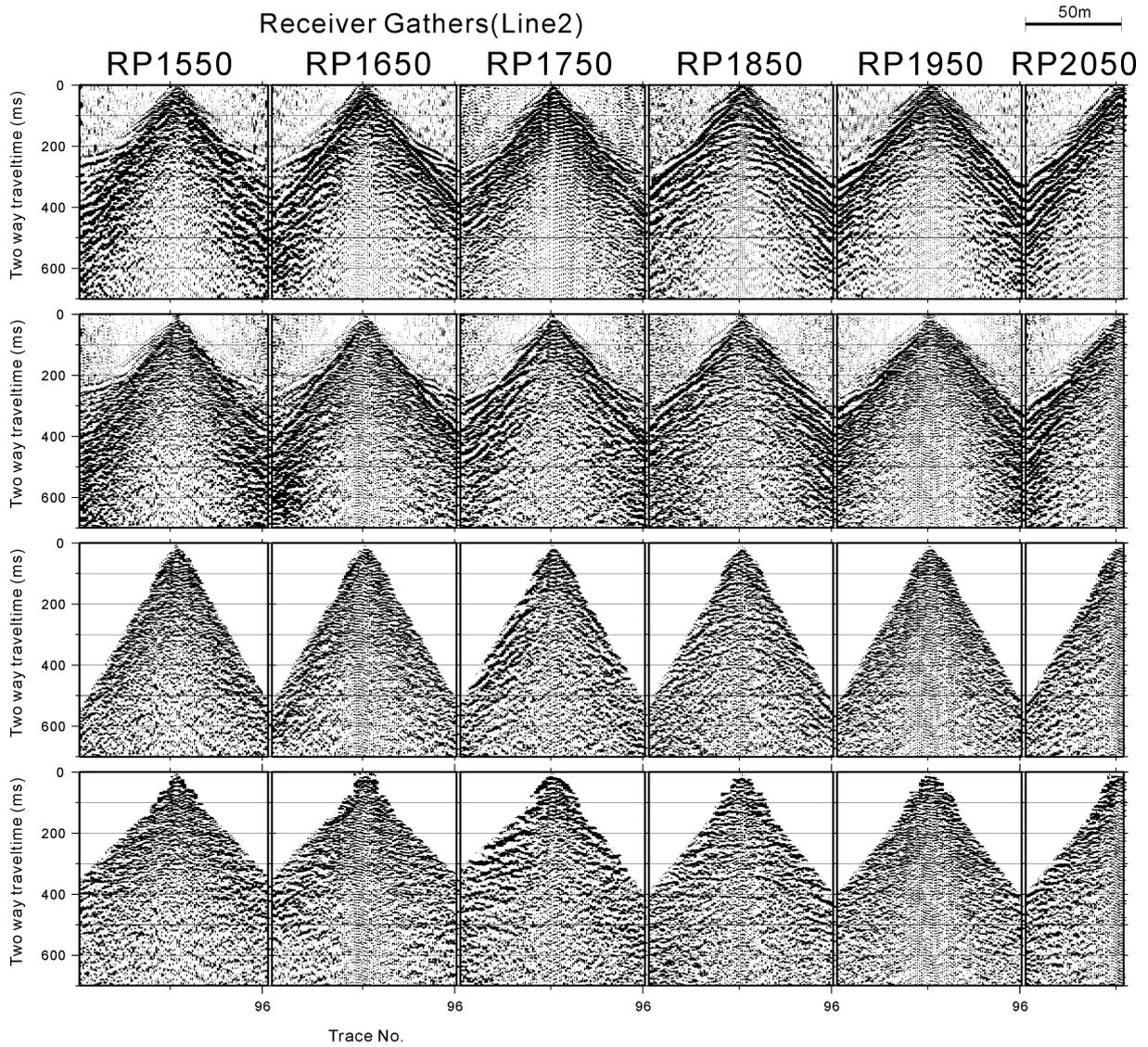


第7図 Line1 の受振点記録例.

100m 間隔の受振点記録の例を示す. 上から (a) 垂直重合後の記録, (b) 振幅補正・フィルター処理・静補正後, (c) ミュート後, (d) NMO 補正後の記録である.

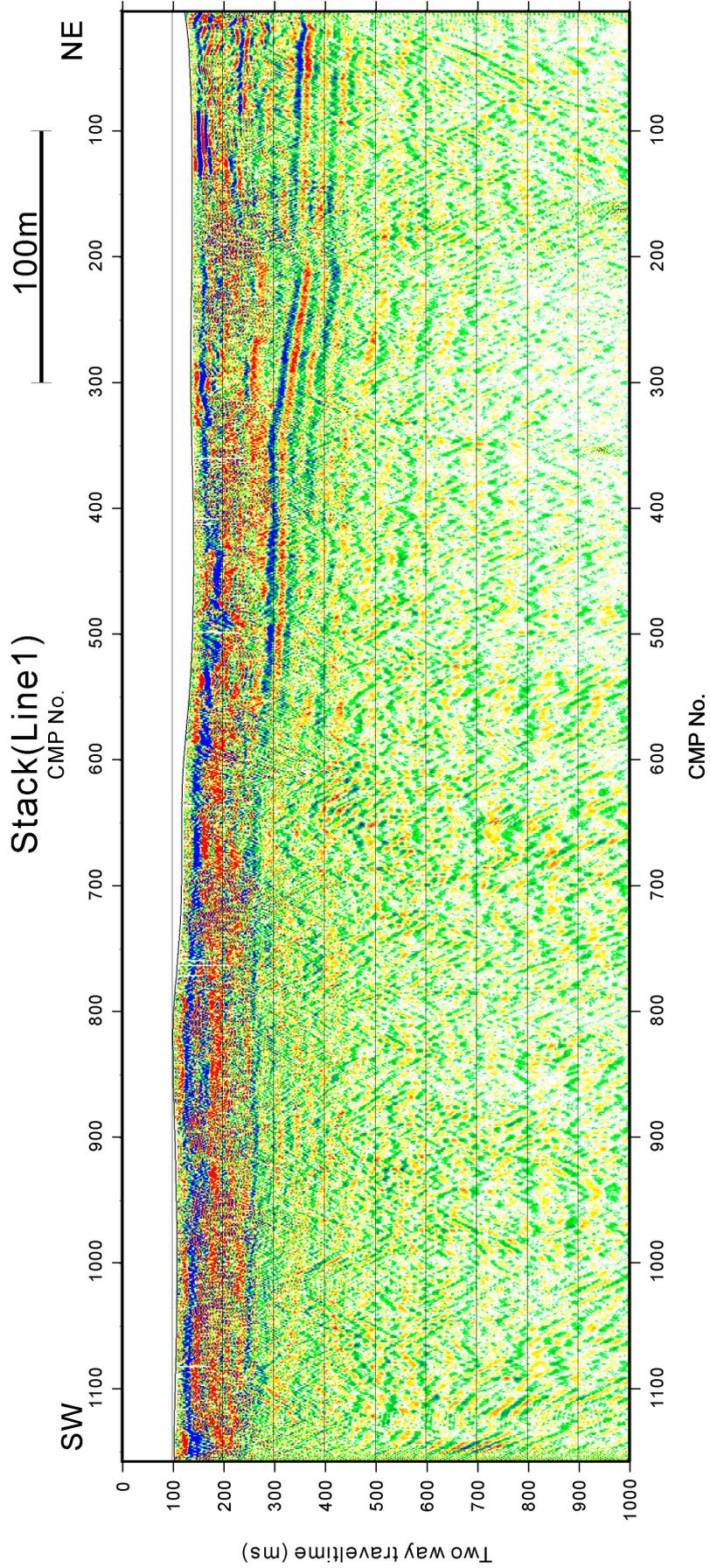
Fig. 7 Examples of receiver gather of Line 1.

Receiver gathers in 100m interval. From top to bottom: (a)After vertical stack, (b)After amplitude correction, filtering and static correction, (c)After mute, (d)After NMO correction.

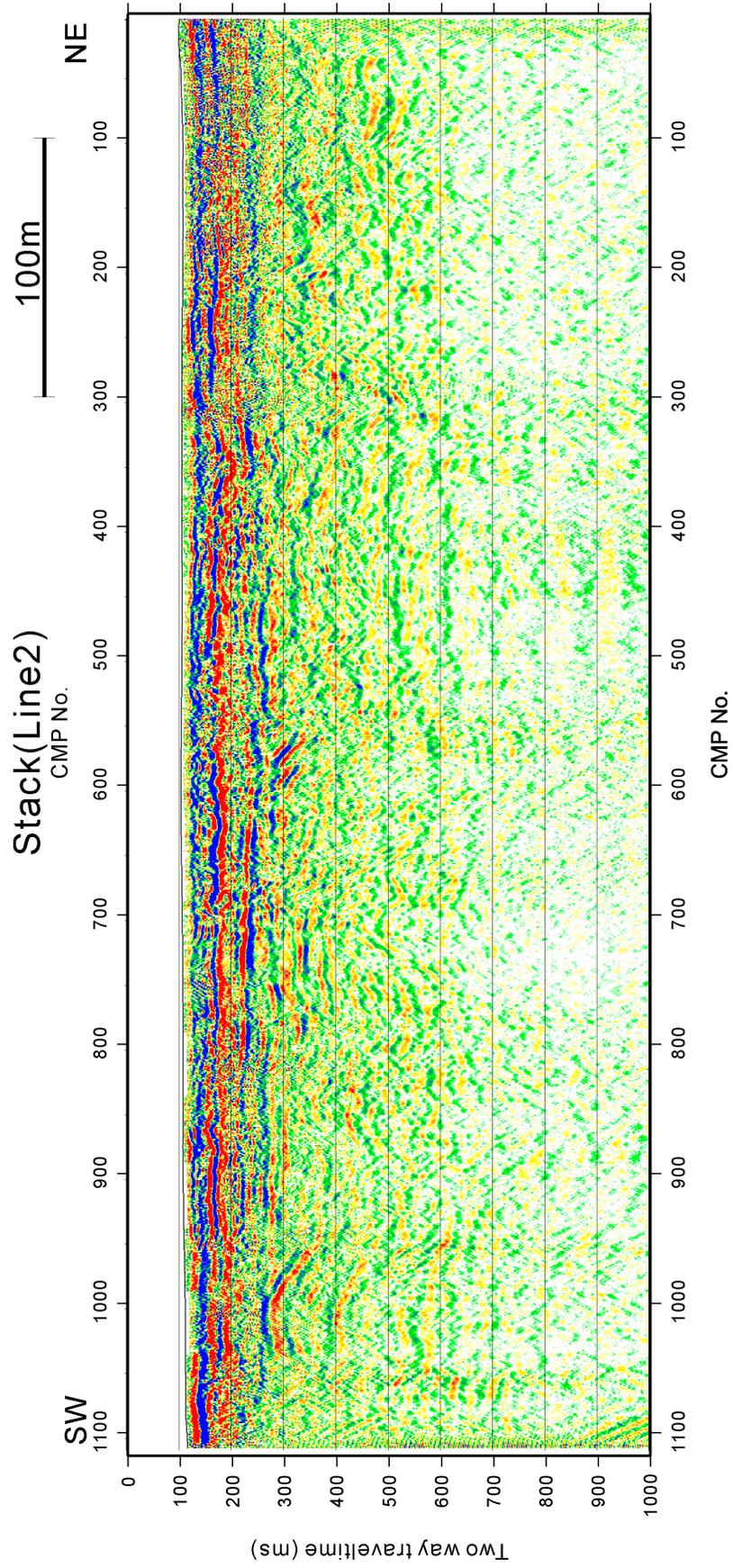


第 8 図 Line2 の受振点記録例。  
第 7 図に同じ。

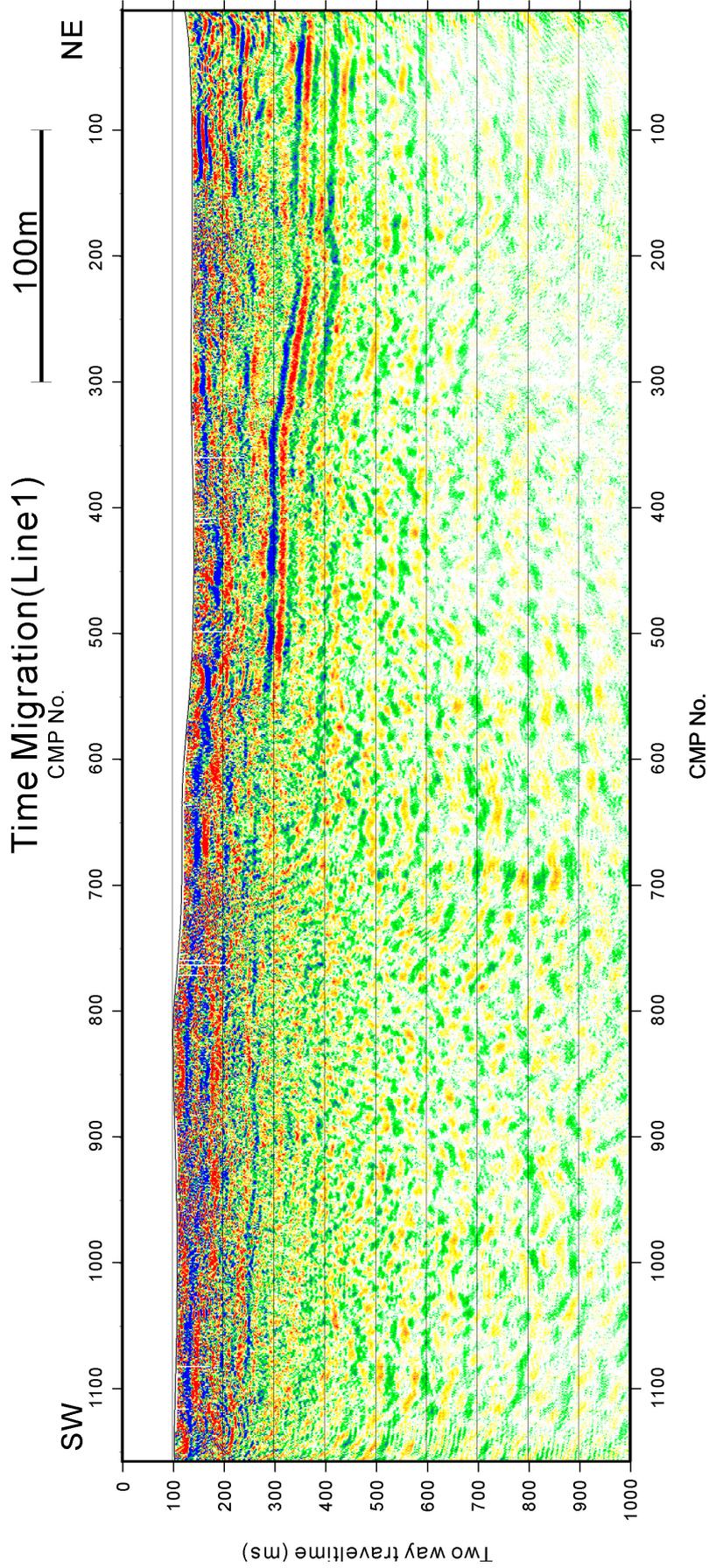
Fig. 8 Examples of receiver gather of Line 2.  
The same as Fig. 8.



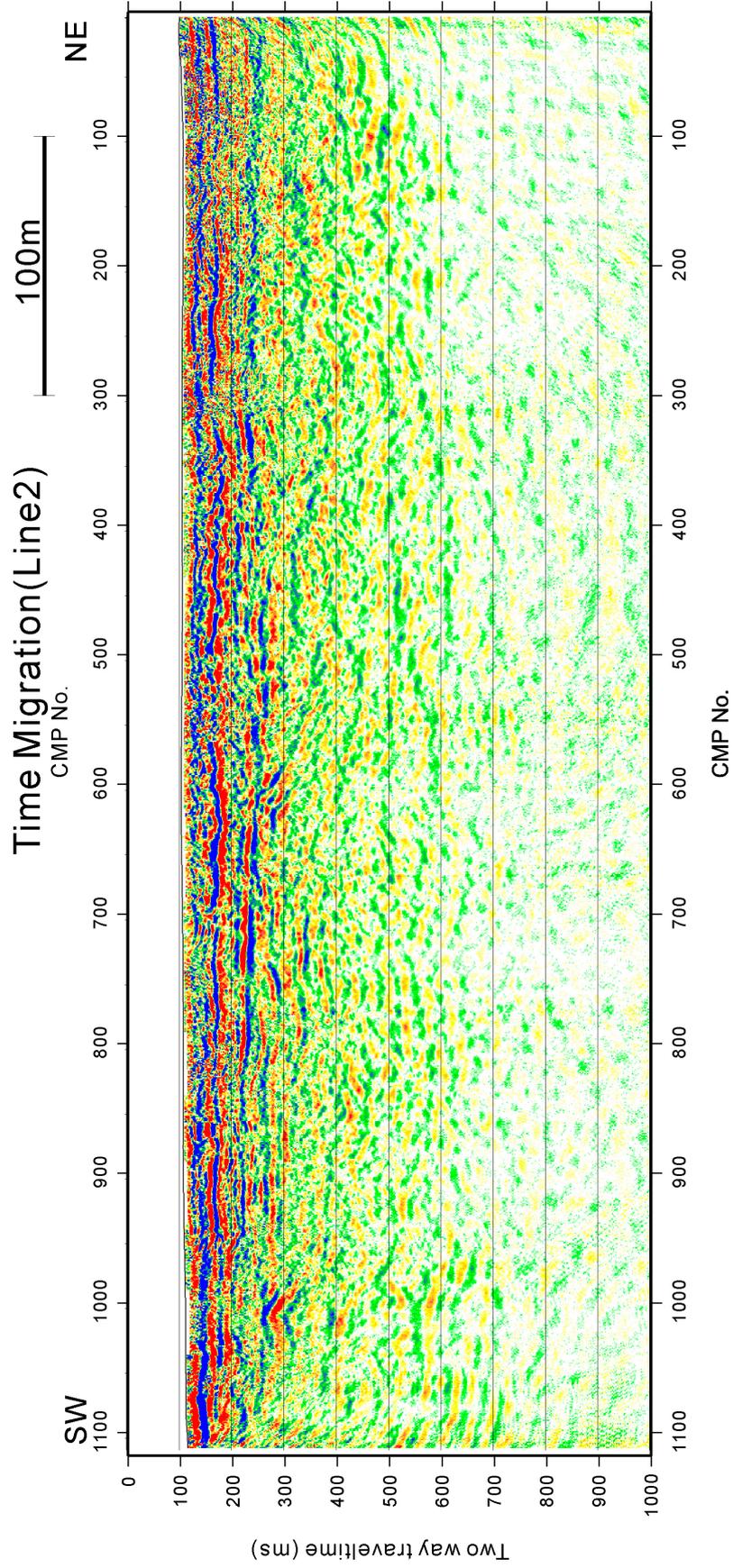
第9図 Line1 重合時間断面.  
Fig. 9 Stacked section Line1.



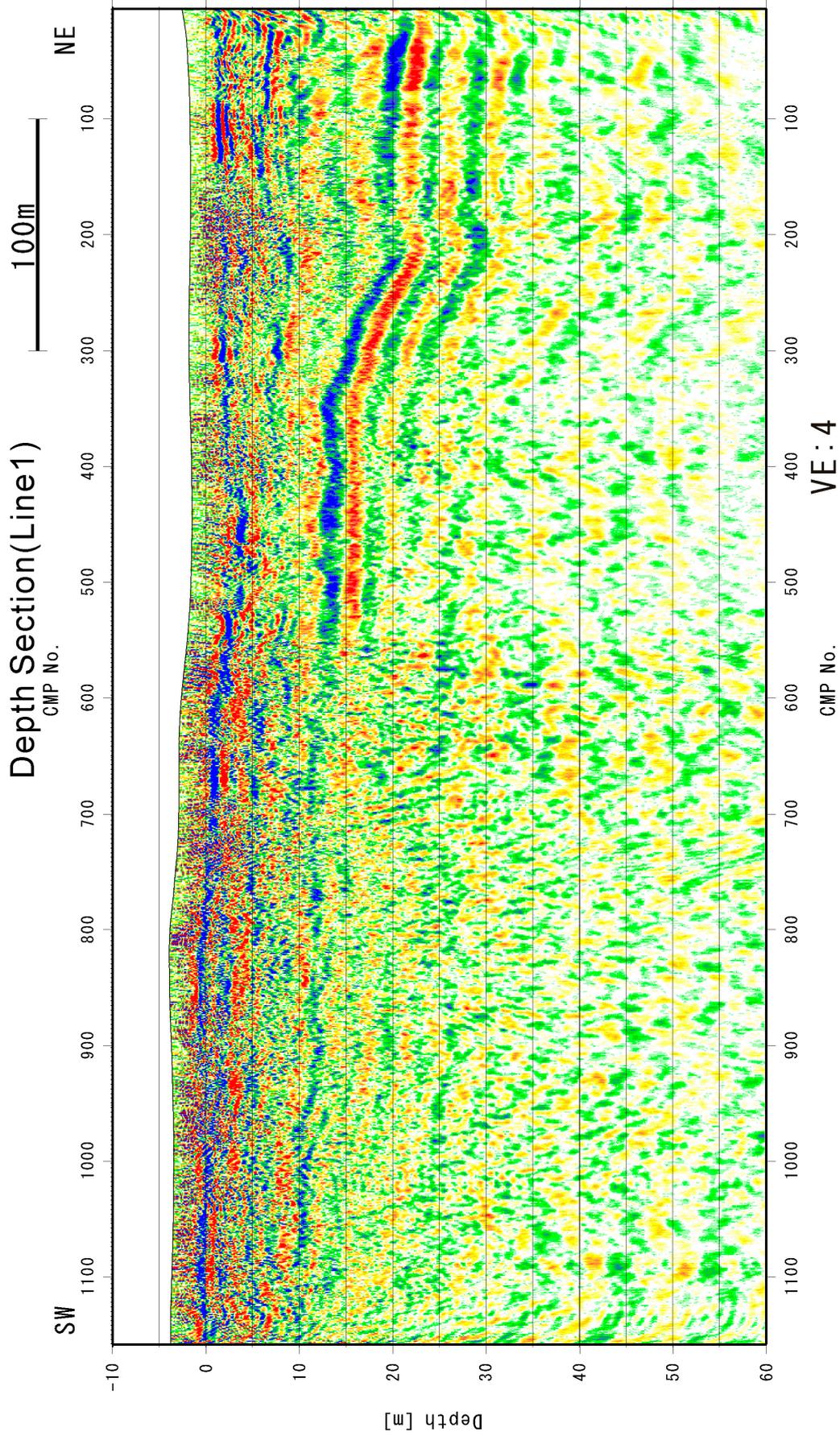
第10図 Line2 重合時間断面.  
Fig. 10 Stacked section Line2.



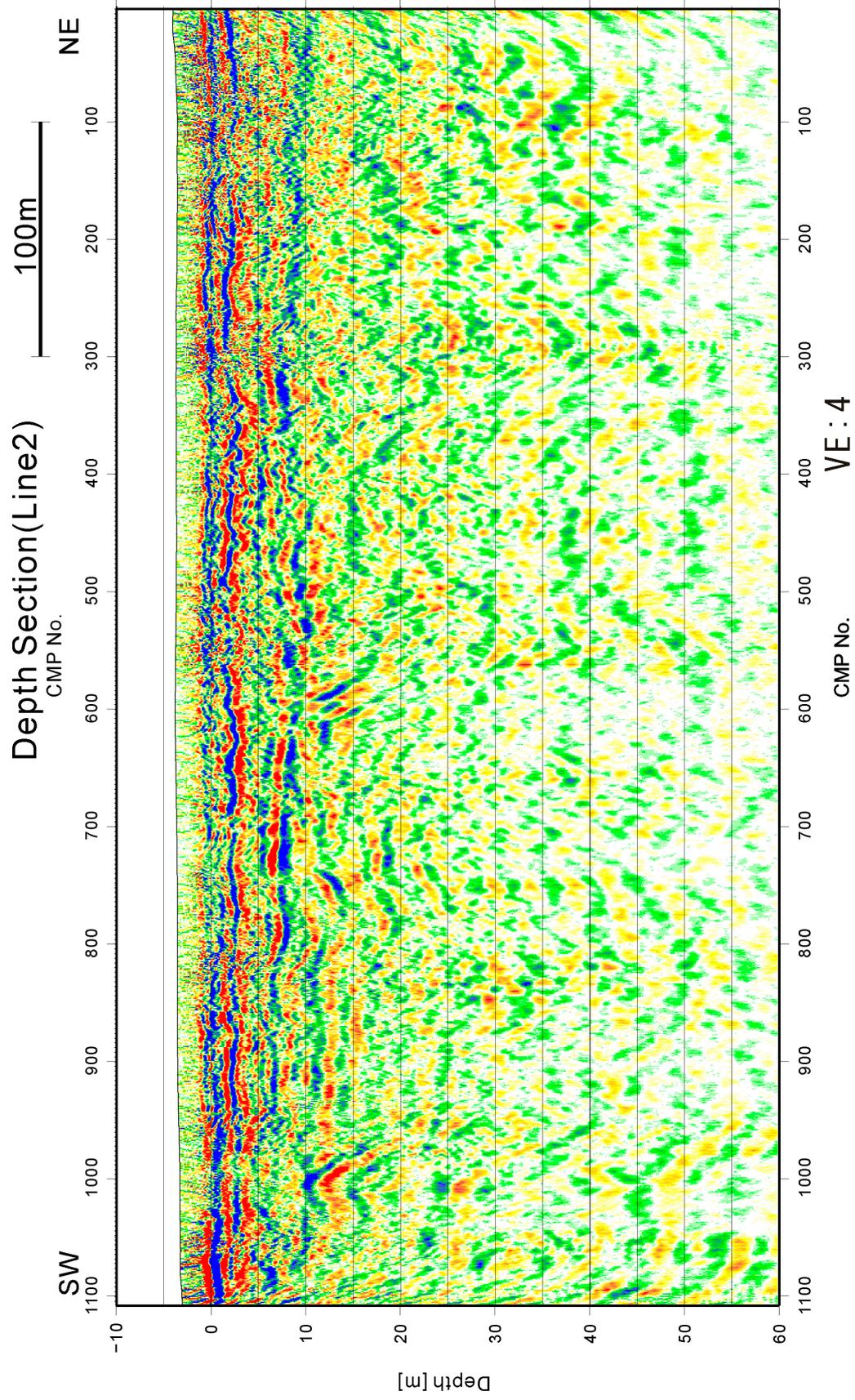
第 11 図 Line1 時間マイグレーション断面.  
Fig. 11 Time migrated section Line1.



第12図 Line2 時間マイグレーション断面.  
Fig. 12 Time migrated section Line2.

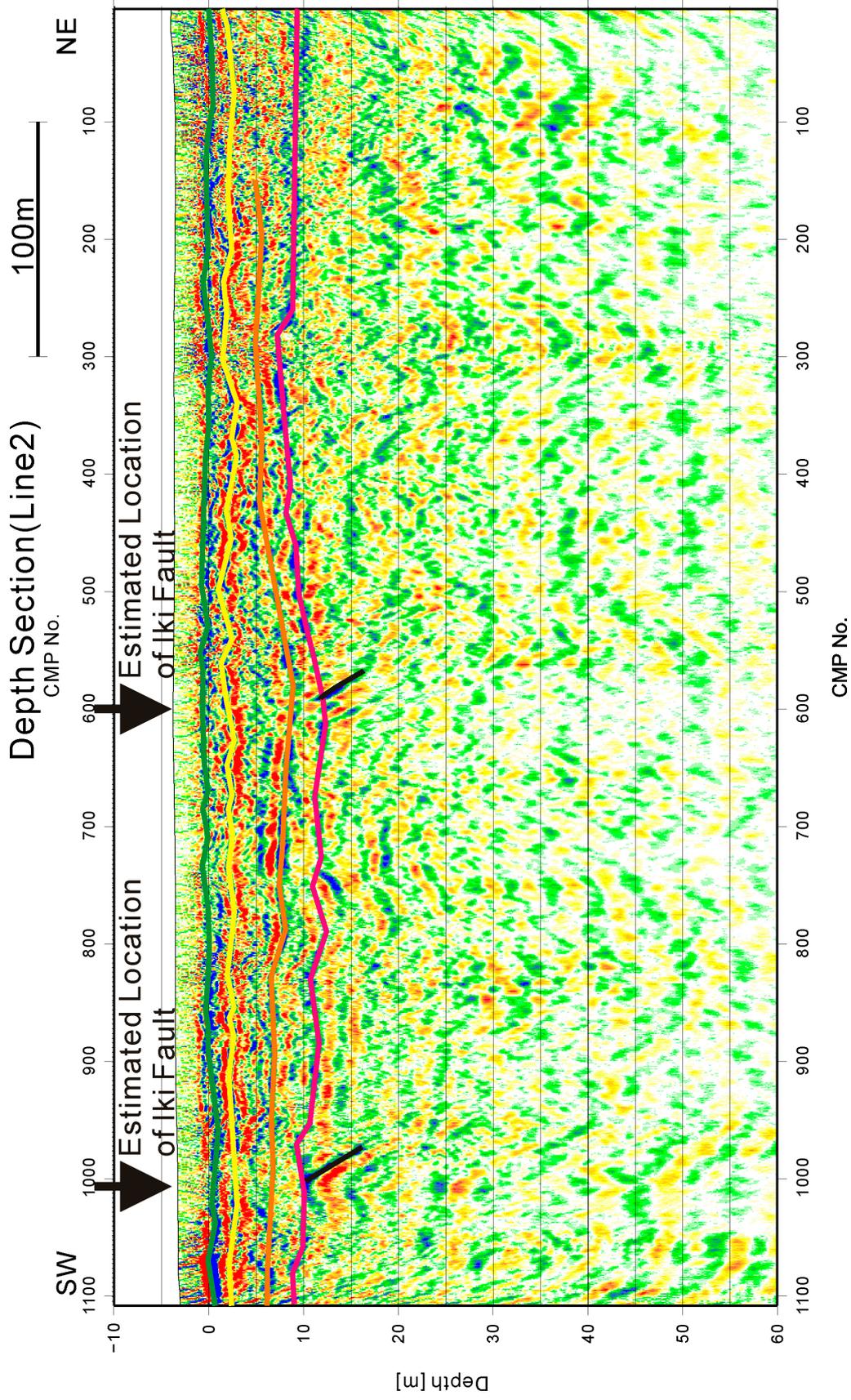


第13図 Line1 深度断面.  
Fig. 13 Depth section Line1.

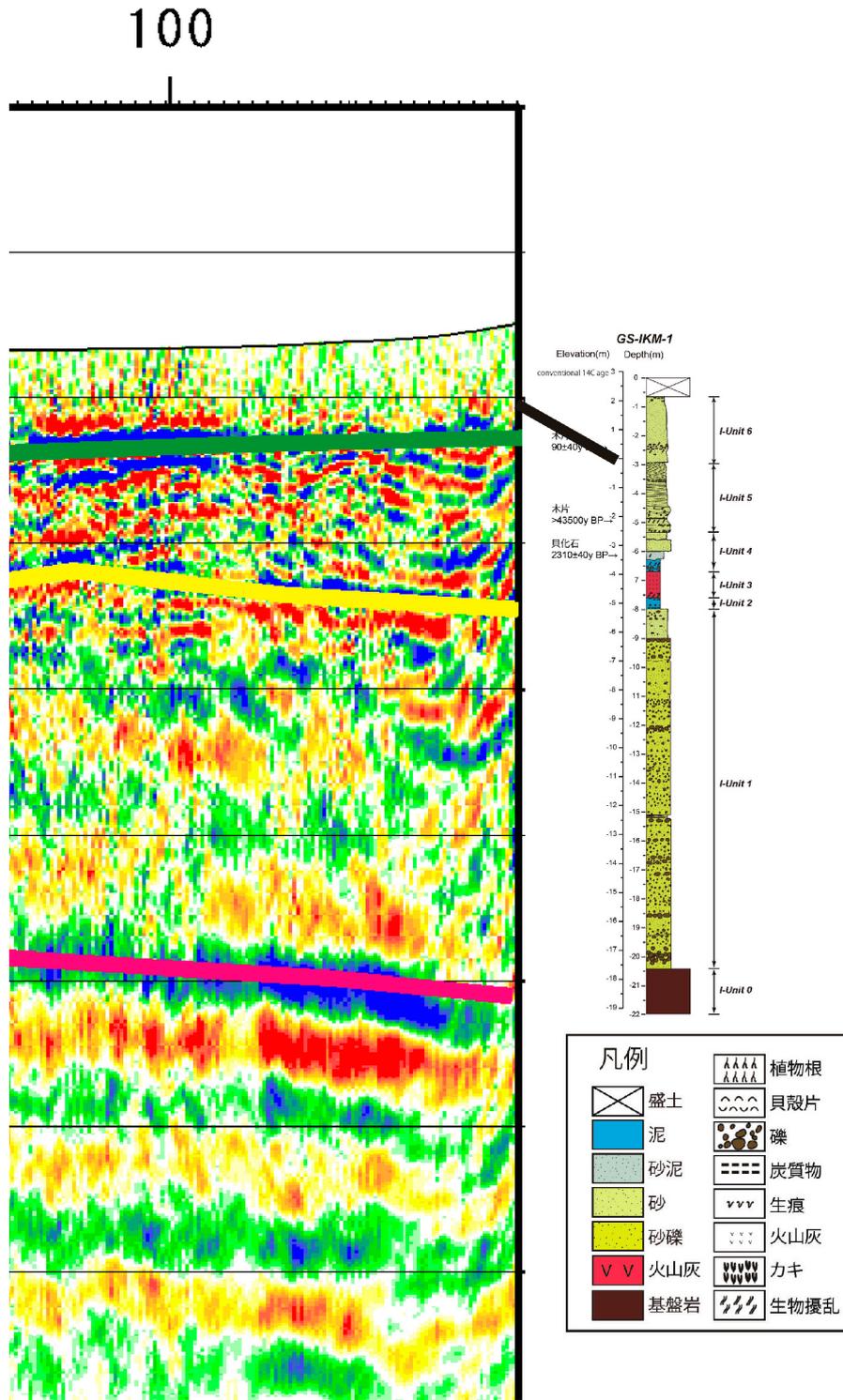


第14図 Line2 深度断面.  
Fig. 14 Depth section Line2.

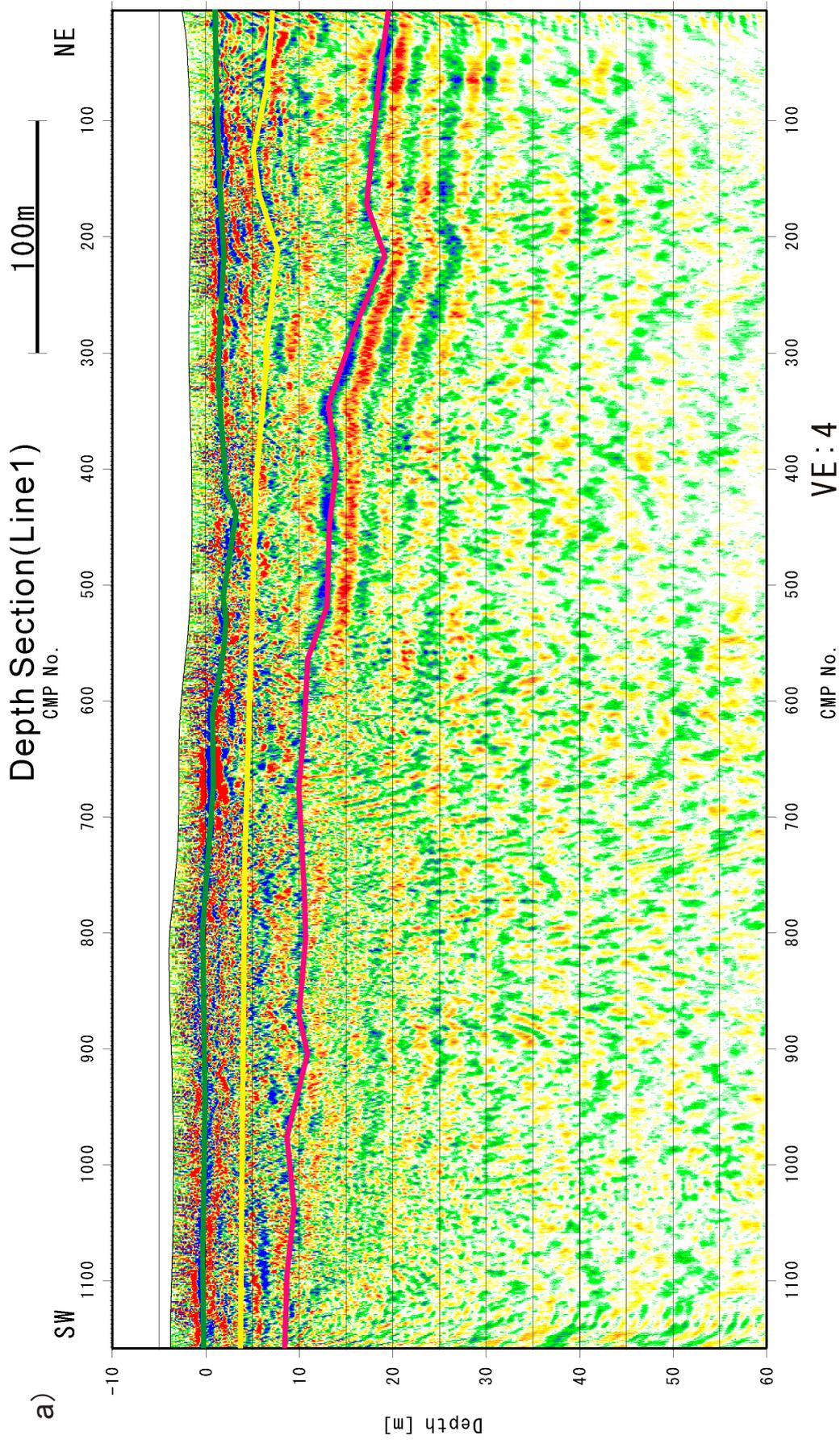




第16図 Line2の解釈深度断面図。  
唐木田ほか(1994)による沓岐断層の位置を示した。  
Fig. 16 Interpreted depth section of Line2.  
Fault Position: From the geological map by Karakida et. al.(1994).



第 17 図 Line1 の解釈深度断面図の北東端の拡大図。  
 右端はボーリング GS-IKM-1 の柱状図（水野ほか，2011 を加工）。  
 Fig. 17 Enlarged interpreted depth section of Line1.  
 Boring data : modified from Mizuno et. al. (2011).



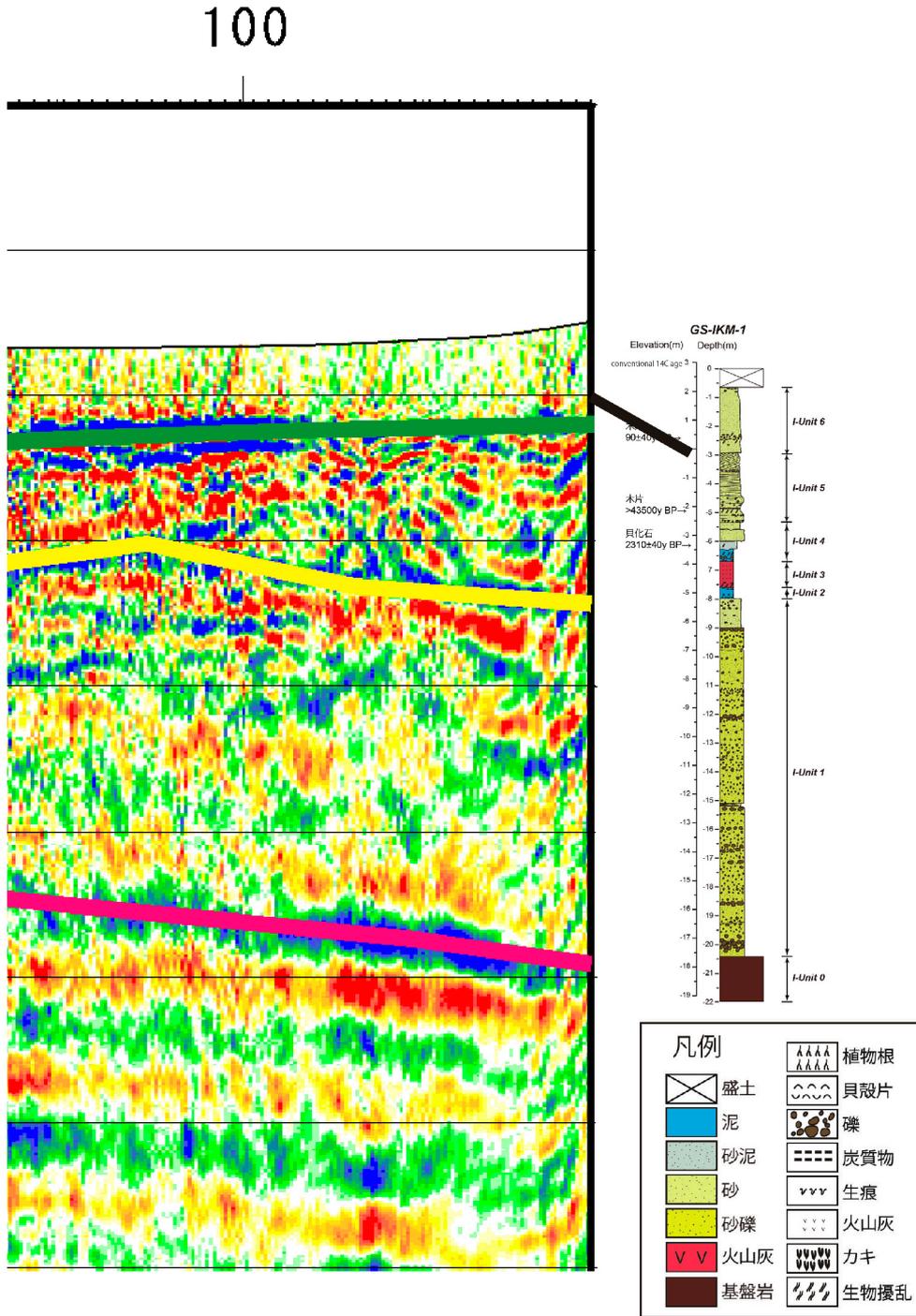
第 18 図 Line1 の深度マイグレーション速度を変更した解釈深度断面図およびその北東端の拡大図。

a) 重合速度の 90% の速度で深度マイグレーションを行った場合の解釈深度断面図,

Fig. 18 Interpreted depth section of Line1 by scaled stacking velocity and enlarged interpreted depth section.

a) Interpreted depth section of Line1, which is depth-migrated using 90% velocity of stacking velocity.

b)



第 18 図 Line1 の深度マイグレーション速度を変更した解釈深度断面図およびその北東端の拡大図。

b) 北東端付近の拡大図。柱状図は水野ほか（2011）を加工。

Fig. 18 Interpreted depth section of Line1 by scaled stacking velocity and enlarged interpreted depth section.

b) Enlarged interpreted depth section. Boring data : modified from Mizuno et. al. (2011).