

## 長野盆地西縁断層帯における反射法地震探査: データ取得と処理

岡田真介<sup>1)\*</sup>・池田安隆<sup>1)</sup>・越後智雄<sup>2)</sup>・戸田 茂<sup>3)</sup>・木村治夫<sup>4)</sup>・加藤 一<sup>5)</sup>・石山達也<sup>6)</sup>・楮原京子<sup>7)</sup>・森下信人<sup>7)</sup>・奥田里奈<sup>8)</sup>・渡邊太樹<sup>9)</sup>・小田 晋<sup>10)</sup>

<sup>1)</sup> 東京大学大学院理学系研究科・<sup>2)</sup> 東京大学大学院理学系研究科 (現在: (財)地域地盤環境研究所)・<sup>3)</sup> 愛知教育大学・<sup>4)</sup> 東京大学地震研究所・<sup>5)</sup> 山梨大学教育人間科学部・<sup>6)</sup> 産業技術総合研究所活断層研究センター・<sup>7)</sup> 東北大学大学院理学系研究科・<sup>8)</sup> 愛知教育大学 (現在: 岩倉市立岩倉南小学校)・<sup>9)</sup> 東京大学理学部地学科・<sup>10)</sup> 東京大学大学院理学系研究科 (現在: 出光興産株式会社)

## High-resolution seismic reflection survey across the Western Boundary Fault Zone of the Nagano Basin, Central Japan: Data acquisition and processing

Shinsuke Okada<sup>1)\*</sup>, Yasutaka Ikeda<sup>1)</sup>, Tomoo Echigo<sup>2)</sup>, Shigeru Toda<sup>3)</sup>, Haruo Kimura<sup>4)</sup>, Hajime Kato<sup>5)</sup>, Tatsuya Ishiyama<sup>6)</sup>, Kyoko Kagohara<sup>7)</sup>, Nobuto Morishita<sup>7)</sup>, Rina Okuda<sup>8)</sup>, Hiroki Watanabe<sup>9)</sup> and Shin Oda<sup>10)</sup>

<sup>1)</sup> Graduate School of Science, The University of Tokyo, <sup>2)</sup> Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Geo-Research Institute), <sup>3)</sup> Aichi University of Education, <sup>4)</sup> Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, <sup>5)</sup> Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University, <sup>6)</sup> Active Fault Research Center, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, <sup>7)</sup> Graduate School of Science, Tohoku University, <sup>8)</sup> Aichi University of Education (Now at Iwakura Minami Elementary School), <sup>9)</sup> Department of Earthsciences, Faculty of Science, The University of Tokyo, <sup>10)</sup> Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Idemitsu Kosan Co., Ltd.)

### Abstract

The Western Boundary Fault Zone of the Nagano Basin borders the eastern margin of Northern Fossa Magna, which has undergone strong horizontal shortening since Pliocene. The Western Boundary Fault Zone of the Nagano Basin is considered to be a back thrust that developed on the hanging wall side of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. To reveal the subsurface structure of the Western Boundary Fault Zone of the Nagano Basin, we carried out a high-resolution seismic reflection survey along the Saigawa River, southern Nagano City. The source used in this survey was a mini-vibrator (T-15000). Source and receiver spacing was 10 m. 180 channels of geophone arrays were used to record each shot. The seismic section obtained after careful data processing shows fairly flat Quaternary basin fillings in the eastern part of the seismic line. The Quaternary basin fillings are interpreted to be in west-dipping fault contact with west-dipping Neogene strata underlying the Saigawa Hills.

**Key words:** high-resolution seismic reflection profiling, subsurface structure, the Western Boundary Fault Zone of the Nagano Basin, Northern Fossa Magna, back thrust

---

\* e-mail: s\_okada@eps.s.u-tokyo.ac.jp (〒113-0033 東京都文京区本郷 7-3-1)

## 1. はじめに

長野盆地西縁断層帯は北部フォッサマグナの東縁に沿って NE-SW の方向に約 52 km にわたって発達する西傾斜の逆断層帯である (Fig. 1). 北部フォッサマグナは日本海拡大時に形成された半地溝 (half graben) であり, その地溝を充填する新第三紀層の層厚は 6 km を超える. この新第三紀層は, 鮮新世以降に生じた tectonic inversion によって, 著しい短縮変形を受けている (佐藤・池田, 1999; 池田ほか, 2002; Elouai *et al.*, 2004). 糸魚川-静岡構造線活断層帯は北部フォッサマグナの西縁を境する主断層として活動し, 長野盆地西縁断層帯は東縁を境する back thrust として発達したと考えられている (池田ほか, 2002). また, Elouai *et al.* (2004) は, 深部反射法地震探査の結果に基づいて, 日本海拡大時の伸張量を約 27 km, 鮮新世以降の短縮量を約 11 km と見積もっており, 鮮新世以降北部フォッサマグナが大きな短縮速度を持っていることを示唆している. 糸魚川-静岡構造線は白馬以北では活断層として認識できなくなるが, 代わりに backthrust にあたる長野盆地西縁断層帯の活動が顕著である. 糸魚川-静岡構造線の最北部のセグメントが活動を停止したことによって解消できなくなった短縮変形が, 現在, 長野盆地西縁断層帯によって解消されていると考えられている (佐藤, 1996b).

本研究では, 長野盆地西縁断層帯において, 従来の深部反射法地震探査では明らかにされなかった浅部の地下構造を解明することを目的として, 浅層反射法地震探査を 2005 年 9 月 30 日~10 月 11 日に実施した. 以下にその結果を報告する.

## 2. 反射法地震探査測線

本探査は, 長野盆地西縁断層帯に含まれる小松原断層 (善光寺地震; 1847 年の際に約 1.8 m の地表変位を生じた (東郷, 2002)) を横断するものである. 測線は, 小松原断層に直交するように, 長野市南西部をほぼ東西に流れる犀川に沿った飯森地区~犀口地区~四ツ屋地区に至る全長約 4.7 km の測線を設定した (Fig. 2). 測線の設定においては, 以下の点に留意した.

(1) 本断層帯の北部では断層の地表トレースは, 併走する複数の断層から成る (宮内・武田, 2004) ので, 地下で断層が分岐し, thrust front migration (Ikeda, 1983) が生じている可能性がある. これに対して, 本測線が横切る断層帯の南部 (小松原断層) では, 単純な一本の断層から成るが, 盆地下に伏在する断層が存在する可能性もあるので, 盆地側にも測線を延ばした.

(2) 一方, 丘陵側では, NW 方向に傾斜している地質

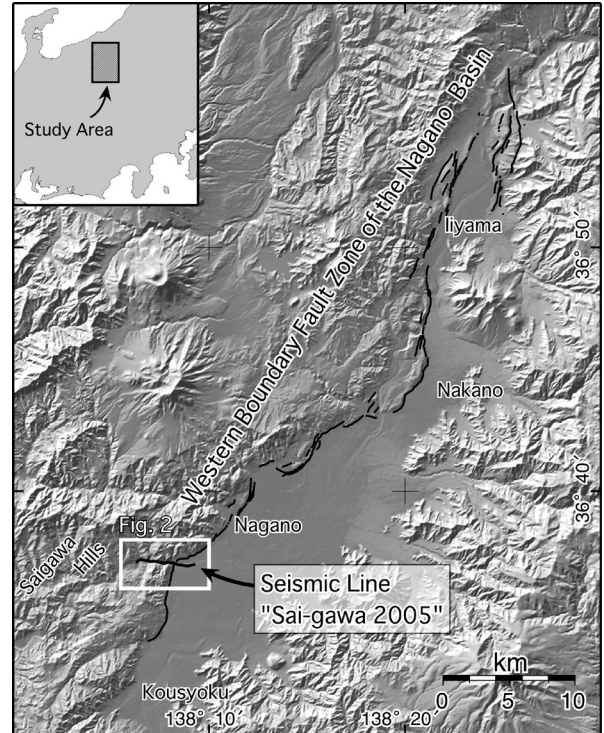


Fig. 1. Index map of the Nagano basin.

Black solid line; active fault (after Ikeda *et al.*, 2002), gray solid line; seismic line.

構造を捕らえるために, 丘陵側に長く測線を取った.

その結果, 丘陵側に 3.1 km, 盆地側に 1.6 km の測線を設定した.

## 3. 探査仕様

震源は東京大学地震研究所所有のミニバイブレーター (IVI, T-15000; 佐藤, 1996a) を使用し, 受振点間隔および発震点間隔は共に 10 m とした. 受振器は固有周波数 10 Hz のものを使用し, 約 1 m 間隔で並べた 9 個の受振器を 1 グループとして, 1 受振点に設置した. 各発震毎に 180 チャンネルの受振点の信号を記録した. また, レコーディングシステムは, (株)地球科学総合研究所製作の GDAPS-4 を使用した. サンプル間隔は 2 msec とし, 相互相関処理後の記録長は 6 sec とした.

犀口地区より東部における第四紀の盆地堆積物は, ほぼ水平に堆積していることが予想される. 一方, 犀口地区より西部では, 新第三紀の小川層裾花凝灰岩部層および小川層論地泥岩部層が, NW 方向に約 30~50° 程度傾斜している. このような地質構造では, 発震点よりも西側では受振できる反射波がかなり少なくなる. 従って, 本探査では西側の遠方で受振する反射波よりも, 東側で受振できる反射波を積極的に受振したほうが効率的であ



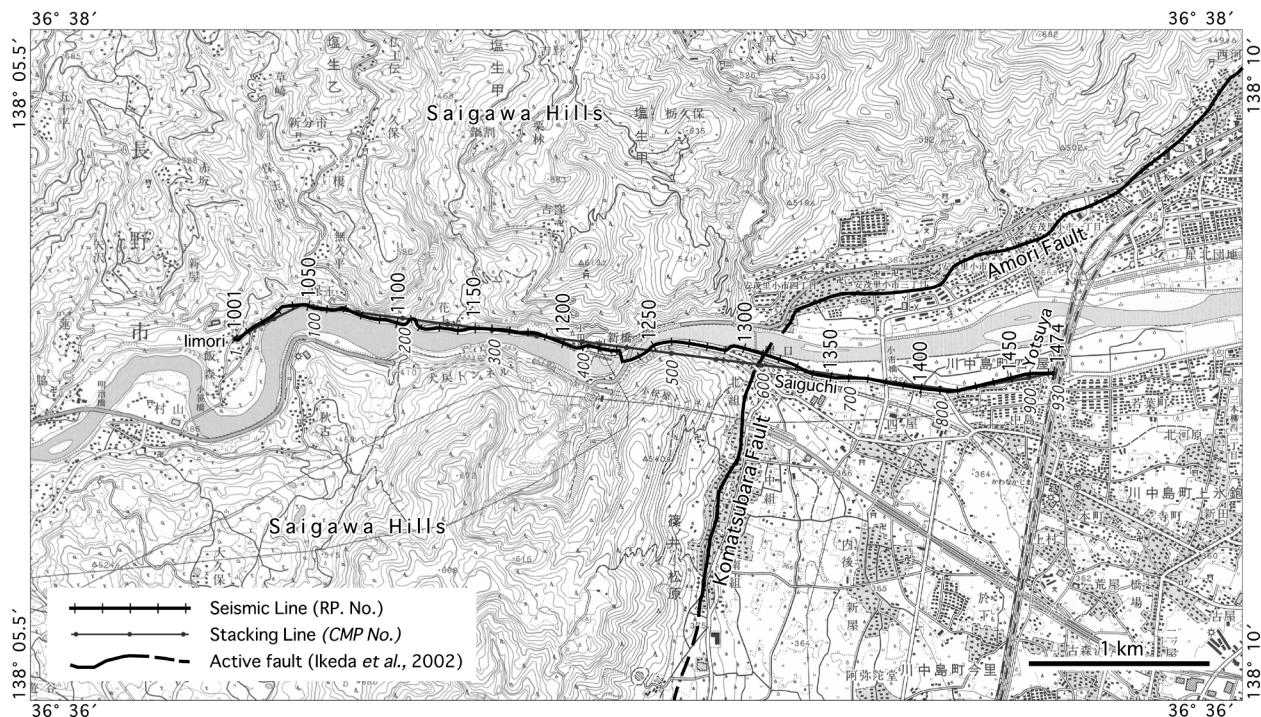


Fig. 2. Location map of the seismic line (Sai-gawa 2005).

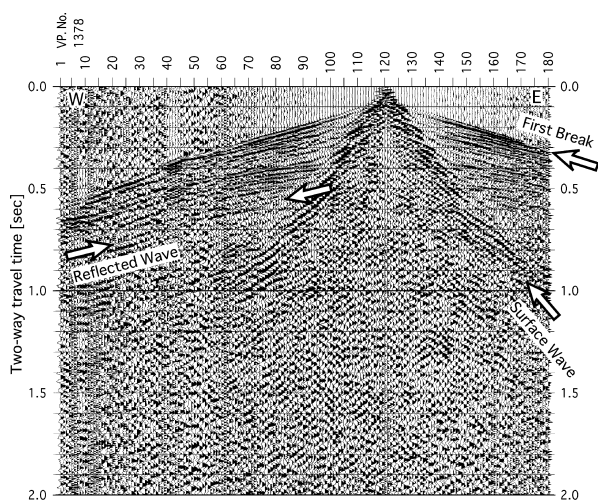


Fig. 3. Example of shot gather at VP. 1378.

り良い結果が得られると考え、VP. 1001-1108 では180チャンネル全ての受振点を震源よりも東側に配置し、レコーディングを行った。測線の東部においては、第四紀の水平な盆地堆積物が、新第三紀の堆積物の下に潜り込んでいることが予想され、それらからの反射波を得るためには、震源よりも西側に多く受振点を配置する方が効果的であると考えた。そこで、VP. 1109-1230 において、受振点を RP. 1111-1290 と固定し、受振点配置が西側120チャンネル、東側60チャンネルとなるように、受振点配置を変更した。得られたショット記録の例を Fig. 3

Table 1. Data acquisition parameters for the Sai-gawa 2005 seismic line.

Length of seismic line	4.7 km
<i>Source parameters</i>	
Source	Mini-vibrator (International Vicle Industry, T-15000)
No. of source	1
Sweep frequency	20-120 Hz
Sweep length	20 sec
No. of sweeps	7 (VP. 1355-1474), 10 (VP. 1001-1354)
Shot interval	10m (standard)
No. of shot points	474 (VP. 1001-1474)
<i>Receiver parameters</i>	
Receiver interval	10 m
No. of channels	180
No. of receiver points	474 (RP. 1001-1474)
Type	Geophone (SM-7)
Natural frequency	10 Hz
Grouping	1.0 m×9, Linear (standard)
<i>Recording parameters</i>	
Instruments	JGI, G-DAPS4
Format	SEG-Y
Sampling interval	2 msec
Recording length	6 sec
Polarity	Up movement negative
Correlation mode	Correlation before stack
<i>The other parameter</i>	
Standard CMP fold	90

に示す。さらに詳細な観測仕様を Table 1 に示す。

#### 4. 反射法データ処理

反射法地震探査データ処理は、通常の共通反射点重合

法を用いて行った。本研究では、(株)地球科学総合研究所製作の反射法データ処理システム Super X-C を使用した。データ処理に関しては、Fig. 4 に示されるような流れに従って処理を行った。また、処理に用いたパラメータは Table 2 に示した。以下に各処理についての概略を述べる。

#### (1) トレースヘッダーへの測線情報の入力

発震点座標、受振点座標、標高値等の測線情報を入力し、それに基づいて算出される共通反射点およびその分

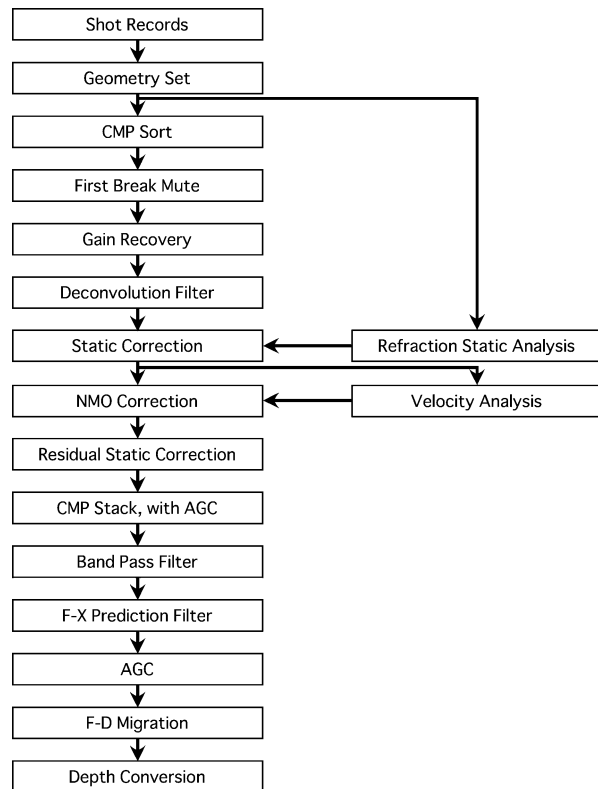


Fig. 4. Flow chart of data-processing.

布から重合測線 (stacking line) を設定した (Fig. 2). 重合測線に沿った fold 数の分布を Fig. 5 に示す。

#### (2) 共通反射点編集

発震点座標および受振点座標の測量データをもとに、共通反射点 (CMP) 編集を行った。CMP 間隔は 5 m とした。標準重合数は 90 である。

#### (3) 初動ミュート

P 波初動の到達時間を記録から読み取り、屈折初動の振幅の大きい部分と初動以前に到達したノイズとを除去した。

#### (4) 振幅補償

地震波の幾何減衰、多層構造内を透過・多重反射することによる伝播損失および非弾性効果による減衰、さらには受振点・発震点におけるカップリングの相違に起因する振幅特性を補償することを目的として、振幅補償を行った。テストの結果、時間の 1.2 乗に比例する振幅回復を適用したあと、ゲート長 600 msec の自動振幅調整 (AGC) を適用した。

#### (5) デコンボリューション

地層の非弾性的性質や観測系の諸特性により伸張した地震波形をインパルスあるいはそれに近い波形に変換し、より高分解能で鮮明な地下構造を得ること、さらに短周

Table 2. Processing parameters for CMP Sai-gawa 2005 seismic data.

CMP sorting	CMP interval: 5 m
Gain recovery	Gain=T**1.2 , AGC Gate length: 600 msec
Deconvolution	Operator length: 240 msec, Gate length: 2000 msec, Prediction length: 8 msec
Static correction	Time-term method, Two layer model
Velocity analysis	Velocity scan at every 50 CMP
Band pass filter	10/15-80/90 Hz
F-X Prediction filter	Gate length: 30 traces, Operator length: 3 traces, Window length: 500 msec

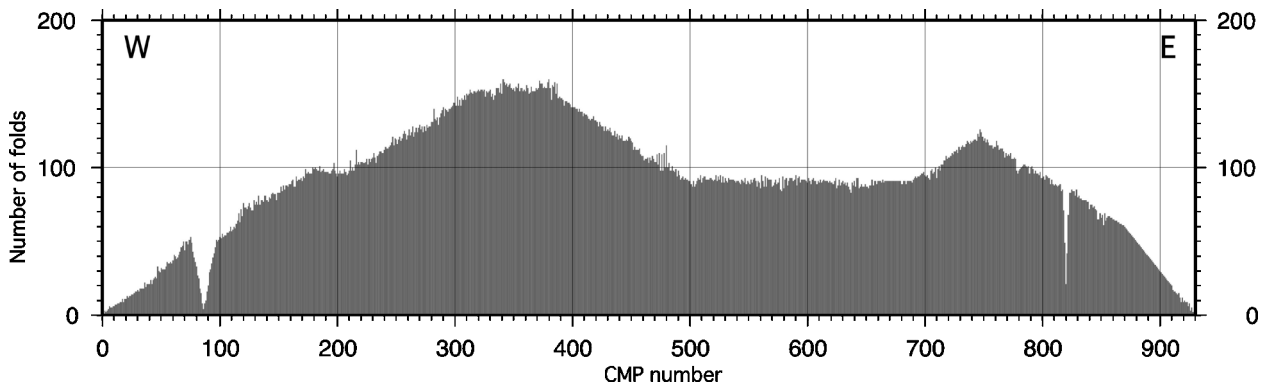


Fig. 5. Distribution of number of folds along a CMP stacking line

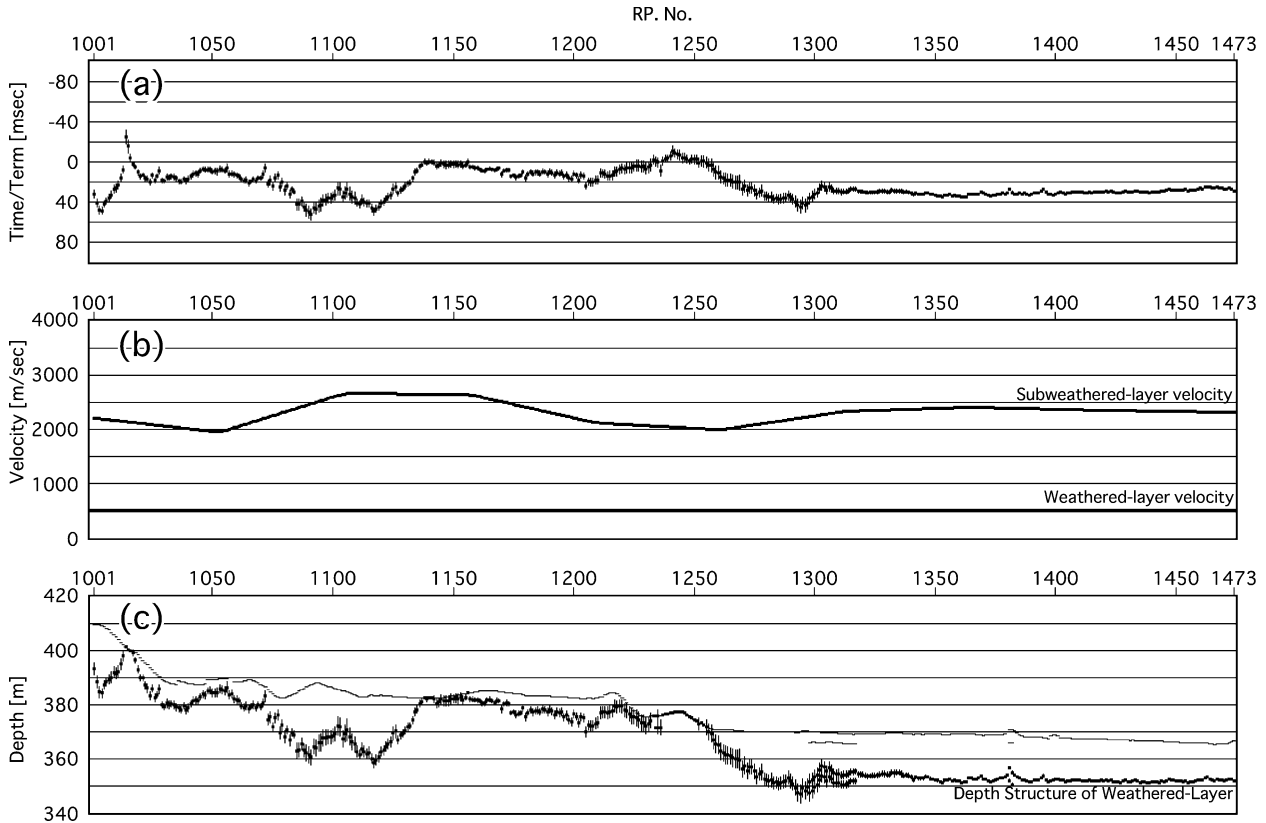


Fig. 6. Surface velocity structure determined by time-term analysis.

(a) Time-terms. (b) Velocities of second layer. (c) Topography and geometry of surface low velocity layer.

期の多重反射を取り除くことを目的として、デコンボリューションを適用した。ここで用いたパラメタは、オペレータ長が 240 msec、オペレータ長を求める地震トレースの時間ゲートが 2000 msec、予測距離が 2 msec である。

#### (6) 静補正

静補正は、表層の風化層の影響による反射波の走時の遅れを補正するための処理である。本解析で用いた屈折波初動インバージョンは、改良タイムターム法であり、(株)地球科学総合研究所製作のソフトウェア iRAS を用いて行った。この方法では、(3)で読み取った P 波初動の到達時間を用いて、タイムターム値、表層基底層速度および表層構造を得た (Fig. 6)。これらの値を用いて、反射波の走時を表層基底層での走時に置き換え (表層補正)、さらに同一基準面で発震および受振したかのように時間補正した (標高補正)。

#### (7) NMO 補正と速度解析

CMP アンサンブル記録は、発震点から受振点までの距離によって、反射波の到達時間が異なってくる。この経路の違いによる到達時間の差を補正して、あたかも CMP の位置に発震点と受振点を置いて記録を取得したかのように補正を行うのが NMO 補正である。この NMO 補正

を行うには、地表から反射面までの平均的な速度が必要である。そこで本解析では、定速度重合法によって速度分布を求めた (Fig. 7)。定速度重合法とは、CMP アンサンブル記録の全時間データを様々な NMO 速度で NMO 補正し、重合することにより、最も重合効果の上がる速度を探す操作である。ここでは、CMP 50 毎に速度解析を行い、速度構造を得た。

#### (8) 残差静補正

静補正適用後に残ったわずかな走時のずれを補正するために、残差静補正を行った。補正值の許容範囲は、4 msec とした。

#### (9) 共通反射点重合

NMO 補正を行った CMP アンサンブル記録を水平に足し合わせ、共通反射点 (CMP) 重合を行った。この処理により、反射波は相対的に強調され、多重反射波およびランダムノイズは相対的に抑制される。

#### (10) バンドパスフィルタ

低周波の表面波ノイズおよび高周波のランダムノイズを抑え、信号を相対的に強調するために、10/15-80/90 Hz のバンドパスフィルタを適用した。

#### (11) 周波数一空間領域予測フィルタ



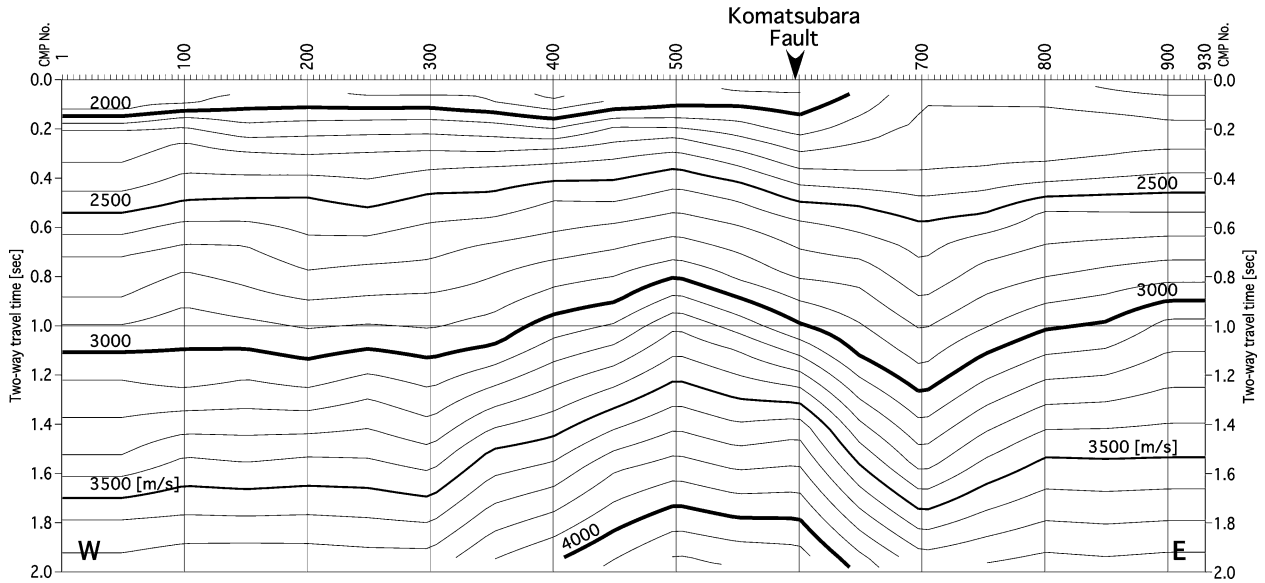


Fig. 7. Velocity structure along the Seismic line (Sai-gawa 2005).

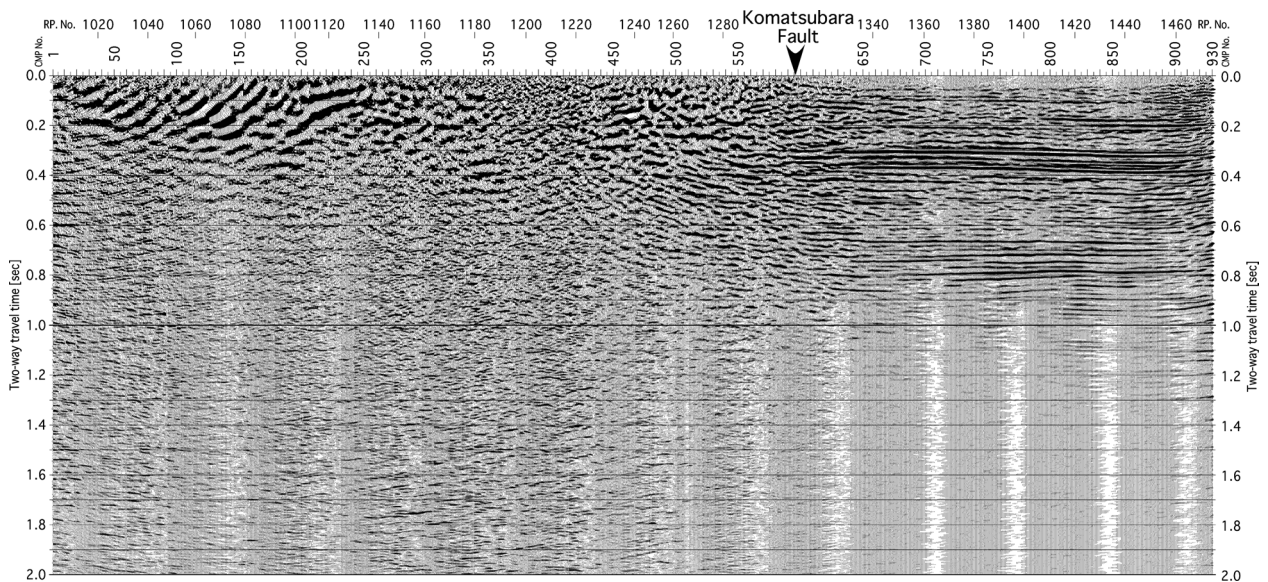


Fig. 8. Time section after migration.

線形に近い反射イベントが周波数-空間 (F-X) 領域で、空間方向に予測可能であることを利用し、反射イベントに対応する振幅および位相スペクトルを空間方向に予測するフィルタを適用する。ランダムなノイズは、予測されないため、このフィルタにより抑制される。ここでは、空間方向の予測フィルタのオペレータ長を3トレース、予測フィルタのゲート長を30トレース、時間ウィンドウの長さを500 msec として周波数-空間領域予測フィルタを適用した。

#### (12) マイグレーション処理

急傾斜の反射波に対して有効であるとされる差分法マ

イグレーションを用いた。マイグレーション処理に用いた速度構造は、(7)で行った定速度重合法で求めた速度構造から CMP 50, 500, 700 および 900 のみを抽出して作成した。マイグレーション処理を施した時間断面図を Fig. 8 に示す。

#### (13) 深度変換

重合速度構造 (Fig. 7) を基にした区間速度を用いて深度変換を行った。深度変換後の処理結果を、Fig. 9 に示す。



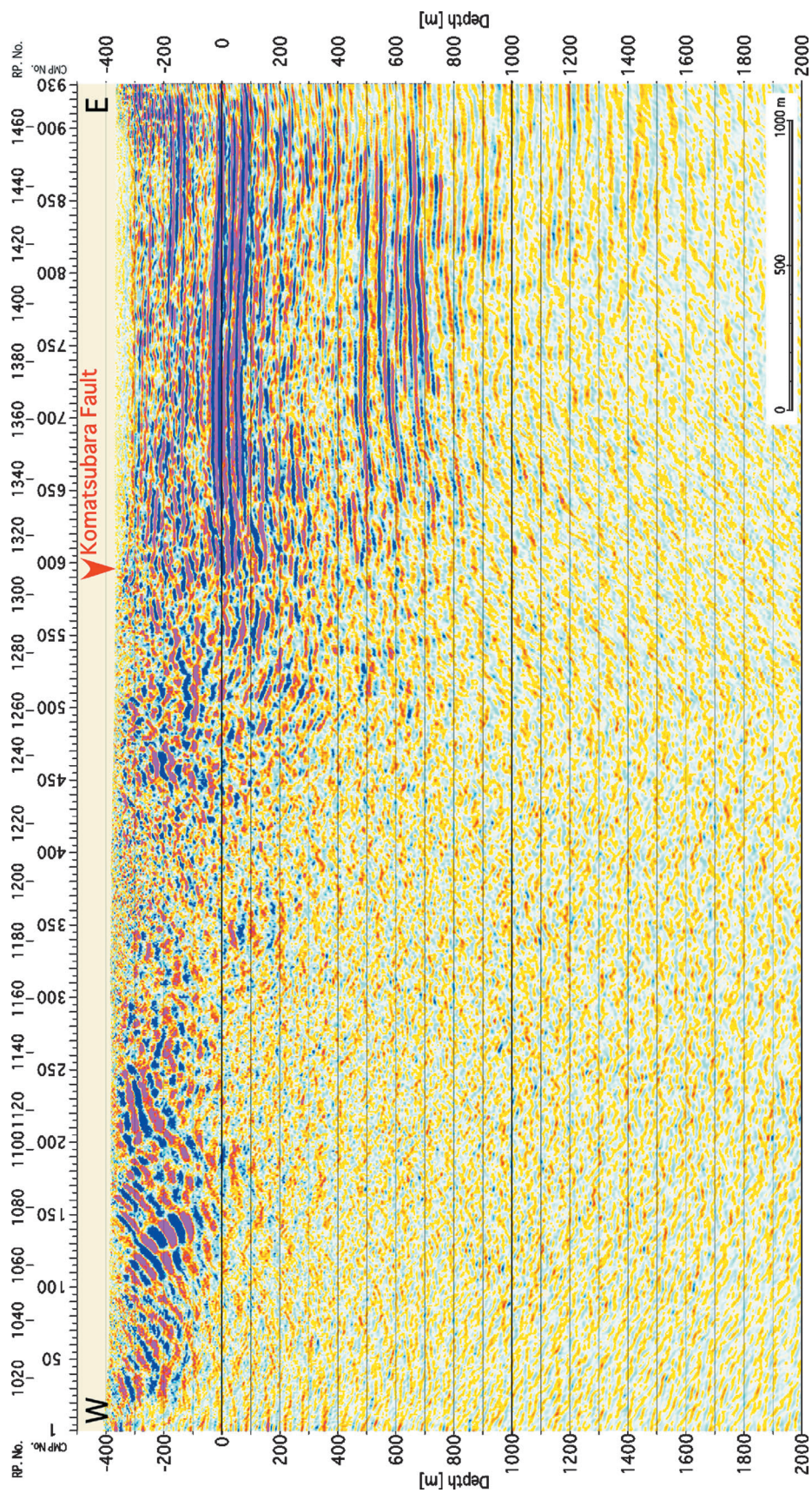


Fig. 9. Depth converted seismic section.



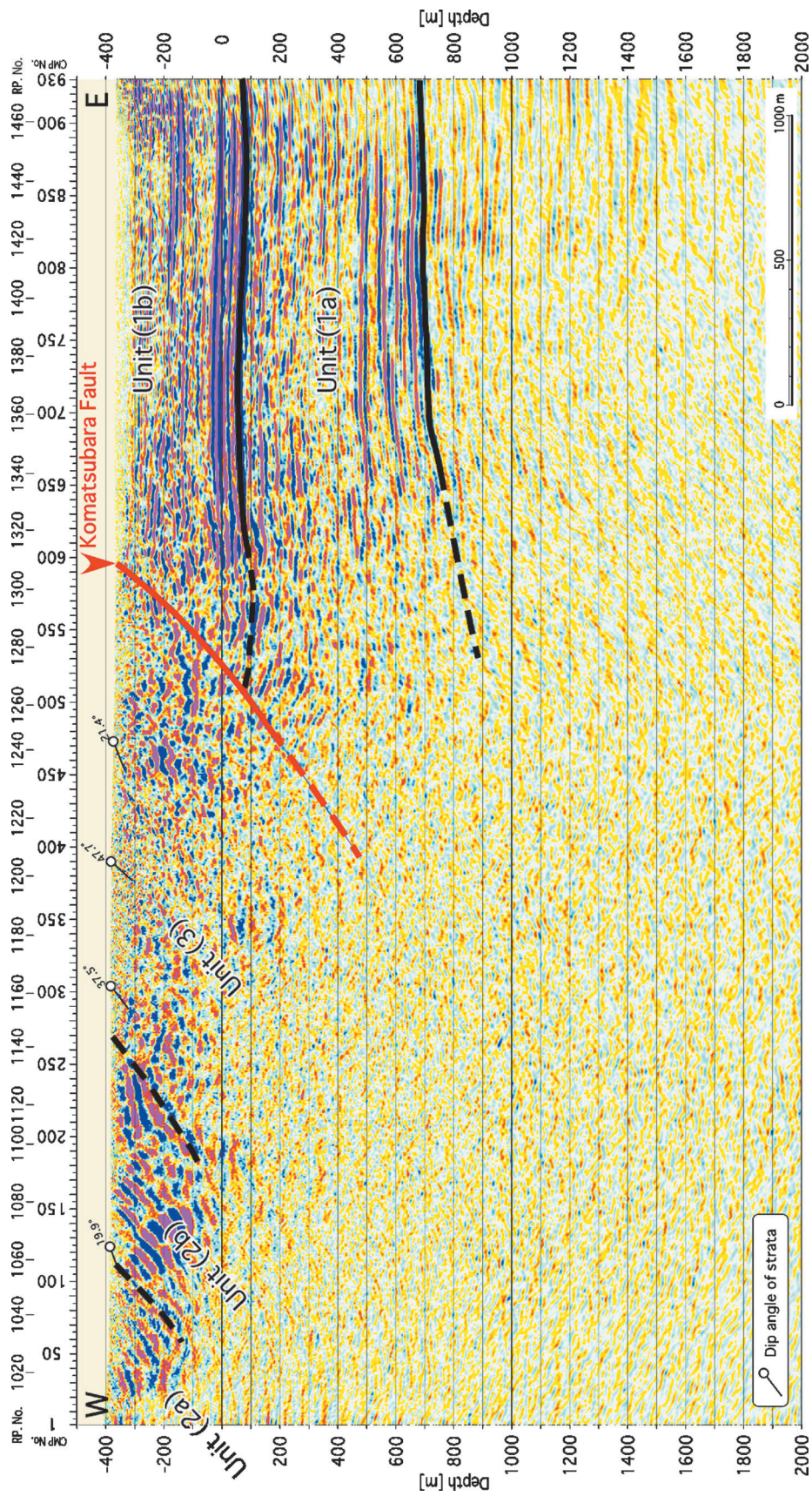


Fig. 10. Geologic interpretation of the depth converted seismic section.

Unit (1a); Lower Quaternary basin fills, Unit (1b); Quaternary basin fills, Unit (2a); Ogawa Formation Ronji Mudstone Member, Unit (2b); Ogawa Formation Susobana Tuff Upper member, Unit (3); Ogawa Formation Susobana Tuff Lower member.



## 5. 反射法地震探査断面の特徴と解釈

解析によって得られた速度構造図, 重合断面図, 深度変換断面図をそれぞれ Fig. 7, Fig. 8, Fig. 9 に示す. 得られた深度変換断面において, 主な処理結果の特徴とその解釈を以下に述べる. また, Fig. 9 に示した深度変換断面図に地質学的な解釈を加えたものを Fig. 10 に示す.

まず, Fig. 9 の深度断面図では, 反射面パターンのテクスチャの違いによって, 次の3つのユニットに分けることができる. (1) CMP 600–930 の非常に振幅が強くほぼ水平に連続する反射面群から成る地質ユニット. (2) CMP 20–260 付近の周波数の低く, 西側に傾斜している地質ユニット. (3) ユニット(1)とユニット(2)の間に挟まれ少し振幅が弱く連続性に乏しい反射面群から成る地質ユニット.

ユニット(1)では, ほぼ水平で連続性の良い反射面が, 深度 0 m ~ 100 m で確認することができる. また, やや振幅が弱い, 深度 -200 m ~ -100 m にも連続した反射面を確認できる. これらの反射面は, 東側から連続して追跡することができ, 第四紀の盆地堆積物であると解釈される. しかし, 深度 0 m ~ 100 m の反射面は, 振幅が強く連続性も非常に良いため, 深度 100 m を境界として, それより下部をユニット(1a)とし, 上部をユニット(1b)と区分した. このユニット(1b)の深度 0 m ~ 100 m の反射面は, CMP 510 以西で追跡できなくなり, 深度 -200 m ~ -100 m の反射面も CMP 560 以西では連続しない. これらの点より西側では, やや東に傾き連続性のあまりよくないテクスチャに変化する. ユニット(1a)の深度 500 m ~ 700 m の反射面は, CMP 600–740 では, 西側に傾いた反射面を示すことが特徴的である.

上記の特徴および断層の地表トレースが CMP 597 付近であることから, 長野盆地西縁断層(小松原断層)は, CMP 597, 地表付近から, CMP 510, 深度 100 m を通ってさらに深部へ達すると解釈される.

ユニット(2)では全体的に高周波の信号に乏しく, 西に傾斜した反射面を示すが, 反射面の傾きや振幅の強さから, さらに2つのユニットに区分できる. 1つは, CMP 110 よりも西側で, やや振幅が小さいという特徴が見られ, ユニット(2a)とした. もう1つは CMP 110–260 において, 振幅が大きく, 西側に 45°程度傾いた反射面を確認することができるため, ユニット(2b)とした.

これらのユニットは, 地表地質(加藤・赤羽, 1986)に基づく, ユニット(2a)は, 中新世後期に堆積した小川層論地泥岩部層に対応した反射面であると解釈される. 同様に地表地質に基づき, ユニット(2b)は, 小川層裾花凝灰岩の上部層であると解釈される.

ユニット(3)は, ユニット(1), (2)と比較しても, 反射面が不明瞭で連続性が乏しい. しかし, CMP 480–600, 深度 -400 m ~ -200 m では, 東傾斜のやや連続した反射面を確認することができる. これらの反射面は地表地質(加藤・赤羽, 1986)に基づく, 小川層裾花凝灰岩の下部層にあたる.

## 6. まとめ

長野盆地西縁断層帯犀川測線において行われた浅層反射法地震探査によって以下の点が明らかになった.

- (1) 測線東部で連続の良いほぼ水平な反射面群が深さ 100 m 付近まで確認でき, 測線東端から西方に向かって追跡することができる. これらは, 第四紀の盆地堆積物であると判断される.
- (2) 活断層の地表トレース位置より西方で確認できる概ね西傾斜の反射面群は, 地表地質と良く対応し, 測線西部から小川層論地泥岩部層, 小川層裾花凝灰岩上部層および小川層裾花凝灰岩下部層と解釈される.
- (3) 長野盆地西縁断層帯(小松原断層)は, 上記の(1)と(2)の境界に位置し, 西傾斜の断層として認められる.

## 謝 辞

探査の実施に際しては, 全般にわたって(株)ジオシスに御協力いただいた. 反射法地震探査のデータ取得に関しては, (株)ジオシスの佐藤 良氏, 小池太郎氏, 愛知教育大学の窪中修司氏, 竹内勝平氏, 早瀬義之氏, 山崎航太氏に御協力いただいた. さらに, データ解析においては, (株)ジオシスの野田克也氏, 戸村元史氏, 井川猛氏に御指導いただいた. 東北大学大学院理学系研究科の今泉俊文教授の丁寧な査読により, 小論を改善する上で非常に有益な御助言をいただいた. ここに記して謝意を示す. 本研究には, 平成 15–17 年度文部省科学研究費補助金 基盤研究(B) 課題番号 15300300 (研究代表者: 池田安隆)を使用した. 作図の一部には, GMT (Wessel and Smith, 1997)を用いた.

## 文 献

- Elouai, D., H. Sato, N. Hirata, S. Kawasaki, T. Takeshita, N. Kato and T. Takeda, 2004, Deep seismic reflection profiling across the Northern Fossa Magna: The ERI 1997 and the JNOC 1996 seismic lines, active faults and geological structures, *Earth Planets Space*, **56**, 1331–1338.
- Ikeda, Y., 1983, Thrust-front migration and its mechanism — evolution of intraplate thrust fault systems —, *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, **15**, 125–159.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比

- 呂志, 2002, 逆断層アトラス, 東京大学出版会, 254p.
- 加藤碩一・赤羽貞幸, 1986, 長野地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 123p.
- 宮内崇裕・武田大典, 2004, 長野盆地西縁断層帯北部, 飯山盆地周辺の断層変位地形と第四紀後期の発達過程, 活断層研究, **24**, 77-84.
- 佐藤比呂志, 1996a, 東京大学地震研究所に導入された反射法地震探査システム, 活断層研究, **15**, 100-105.
- 佐藤比呂志, 1996b, 日本列島のインバージョンテクニクス, 活断層研究, **15**, 128-132.
- 佐藤比呂志・池田安隆, 1999, 東北日本の主要断層モデル, 月刊地球, **21**, 569-575.
- 東郷正美, 2002, 小松原断層沿いにおける 1847 年善光寺地震時の地表変位, 活断層研究, **22**, 45-54.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1998, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, **79**, 579.

(Received November 15, 2006)

(Accepted January 23, 2007)