

伊那谷断層帯小黒川測線における浅層反射法地震探査: データ取得と処理

岡田真介¹⁾・池田安隆¹⁾・小田 晋²⁾・越後智雄³⁾・戸田 茂⁴⁾・鈴木規眞⁵⁾・河合陽平⁶⁾・加藤一⁷⁾・佐藤比呂志⁸⁾・木村治夫⁸⁾・田力正好⁹⁾・石山達也¹⁰⁾・今泉俊文¹¹⁾・楮原京子¹²⁾・松多信尚¹³⁾・内田拓馬¹⁴⁾・宇野知樹¹⁵⁾・河村知徳¹⁶⁾

¹⁾ 東京大学大学院理学系研究科・²⁾ 東京大学大学院理学系研究科 (現在: 出光興産株式会社)・³⁾ 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)・⁴⁾ 愛知教育大学・⁵⁾ 愛知教育大学 (現在: 豊田市立若園中学校)・⁶⁾ 愛知教育大学 (現在: トヨタ車体株式会社)・⁷⁾ 山梨大学教育人間科学部・⁸⁾ 東京大学地震研究所・⁹⁾ 東京大学地震研究所 (現在: (独)日本原子力研究開発機構)・¹⁰⁾ 産業技術総合研究所活断層研究センター・¹¹⁾ 東北大学大学院理学研究科・¹²⁾ 山梨大学大学院医学工学総合教育部 (現在: 東北大学大学院理学研究科)・¹³⁾ 東京大学地震研究所 (現在: 国立台湾大学)・¹⁴⁾ 千葉大学大学院自然科学研究科 (現在: 慶應義塾高等学校 地学教室)・¹⁵⁾ 千葉大学大学院自然科学研究科 (現在: (株)きもと)・¹⁶⁾ 東京大学地震研究所 (現在: (株)地球科学総合研究所)

High-Resolution Seismic Reflection Survey “Oguro River Seismic Line” in the Ina Valley Fault Zone, Central Japan: Data Acquisition and Processing

Shinsuke Okada¹⁾, Yasutaka Ikeda¹⁾, Shin Oda²⁾, Tomoo Echigo³⁾, Shigeru Toda⁴⁾, Norimasa Suzuki⁵⁾, Youhei Kawai⁶⁾, Hajime Kato⁷⁾, Hiroshi Sato⁸⁾, Haruo Kimura⁸⁾, Masayoshi Tajikara⁹⁾, Tatsuya Ishiyama¹⁰⁾, Toshifumi Imaizumi¹¹⁾, Kyoko Kagohara¹²⁾, Nobuhisa Matsuta¹³⁾, Takuma Uchida¹⁴⁾, Tomoki Uno¹⁵⁾ and Tomonori Kawamura¹⁶⁾

¹⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo, ²⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Idemitsu Kosan Co., Ltd.), ³⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Geo-Research Institute), ⁴⁾ Aichi University of Education, ⁵⁾ Aichi University of Education (Now at Toyota Municipal Wakazono junior high school), ⁶⁾ Aichi University of Education (Now at Toyota Auto Body Co., Ltd.), ⁷⁾ Faculty of Education and Human Sciences, University of Yamanashi, ⁸⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, ⁹⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at Japan Atomic Energy Agency), ¹⁰⁾ Active Fault Research Center, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, ¹¹⁾ Graduate School of Science, Tohoku University, ¹²⁾ Interdisciplinary Graduate School of Medical and Engineering, University of Yamanashi (Now at Graduate School of Science, Tohoku University), ¹³⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at National Taiwan University), ¹⁴⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University (Now at Earth Science Department, Keio Senior High School), ¹⁵⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University (Now at Kimoto co., Ltd.), ¹⁶⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at JGI Inc.)

Abstract

Ina Valley Fault Zone consists mainly of two subparallel fault strands: the boundary fault and the frontal fault. The boundary fault is located at the foot of the Kiso range. The frontal fault is located several kilometers east of the boundary fault. Both faults are thrust faults with high rates of horizontal shortening. To reveal the subsurface structure of and relationship between these two faults, we carried out a high-resolution seismic reflection survey along the Oguro River in the

northern Ina Valley. The source used in the survey was a mini-vibrator (T-15000). The source and receiver spacing was 10 m, with 240-ch geophones used for recording. The seismic section after careful data processing shows that the boundary fault dips west at a fairly low angle and the frontal fault is likely to converge on the boundary fault at depth. Westward dip of basin-fill sediments becomes steeper with increasing depth, indicating that the basin-fill sediments are syntectonic.

Key words: Ina valley fault zone, high-resolution seismic reflection profiling, subsurface structure, boundary fault, frontal fault

1. はじめに

伊那谷断層帯は、大きく2列の断層に分けることができる。1つは、木曾山脈の山麓に沿って分布し、基盤岩類

と伊那盆地の堆積層とを境する逆断層であり、境界断層(阿部・池田, 1987; 池田ほか, 2002)と呼ばれる(Fig. 1)。もう一つは、境界断層よりも数km~10km程度東

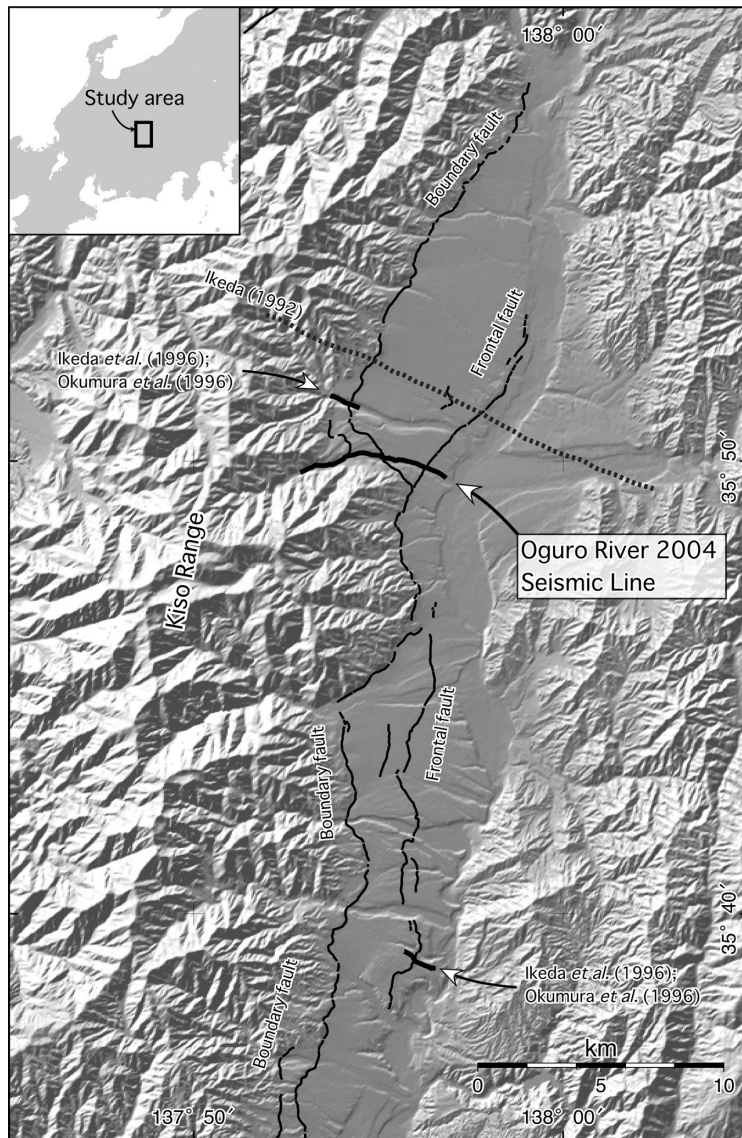


Fig. 1. Relief map of Ina valley.

Black solid lines, active faults (after Ikeda *et al.*, 2002); gray solid lines, seismic lines; gray dashed lines, gravity survey lines.

側に位置し、伊那盆地の堆積層を切る逆断層群であり、前縁断層(阿部・池田, 1987; 池田ほか, 2002)と呼ばれる(Fig. 1).

これらの境界断層および前縁断層の平均垂直すべり速度は、本調査地域では最大で0.7mm/yr(Ikeda and Yonekura, 1986; 阿部・池田, 1987; 活断層研究会, 1991; 松島, 1995)とそれほど大きい値ではない。しかし、伊那谷断層帯は低角な逆断層で、見かけの横ずれを示しており、垂直すべり速度よりも非常に大きな水平短縮速度(6.4 ± 1.6 mm/yr)をもっていることが指摘されている(Ikeda and Yonekura, 1986; 阿部・池田, 1987; 活断層研究会, 1991; 松島, 1995)。

また、池田(1992)は、詳細な重力探査に基づき(Fig. 1)、伊那谷を埋める盆地堆積物は、西側に厚くなる楔形をなし、境界断層に沿って木曾山脈の基盤岩の下に潜り込んでいると予想した。

さらに、過去に行われた境界断層における反射法地震探査(小沢川河床測線)でも、基盤岩と堆積層を境する境界断層が、低角に西側に傾斜していることが認められている(池田ほか, 1996; 奥村ほか, 1996)。前縁断層においても反射法地震探査(七久保測線)が行われており、堆積層を切る低角な西傾斜の断層が認められている(池田ほか, 1996; 奥村ほか, 1996)。

伊那谷断層帯においては、先にも述べたように、境界断層と前縁断層のそれぞれの断層で反射法地震探査が行われているが(池田ほか, 1996; 奥村ほか, 1996)、両断層の関係を明らかにするような反射法地震探査によるイメージングは、これまで行われていなかった。そこで、伊那谷断層帯における境界断層と前縁断層の地下構造を明白にするために、浅層反射法地震探査を2004年10月6日~19日において実施した。以下にその結果を報告する。

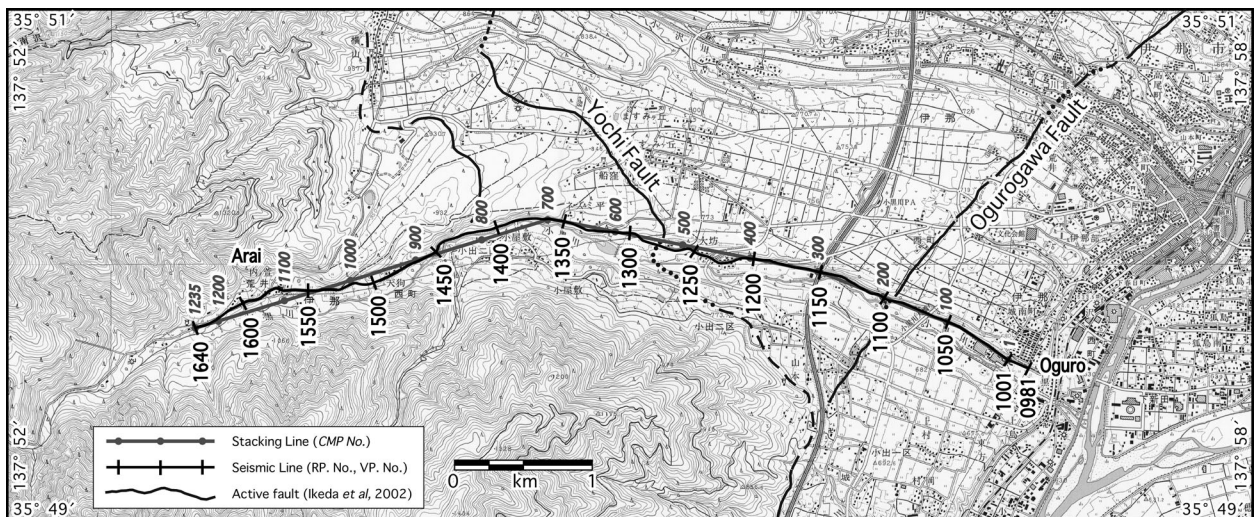


Fig. 2. Seismic line (Oguro River 2004) of this study.

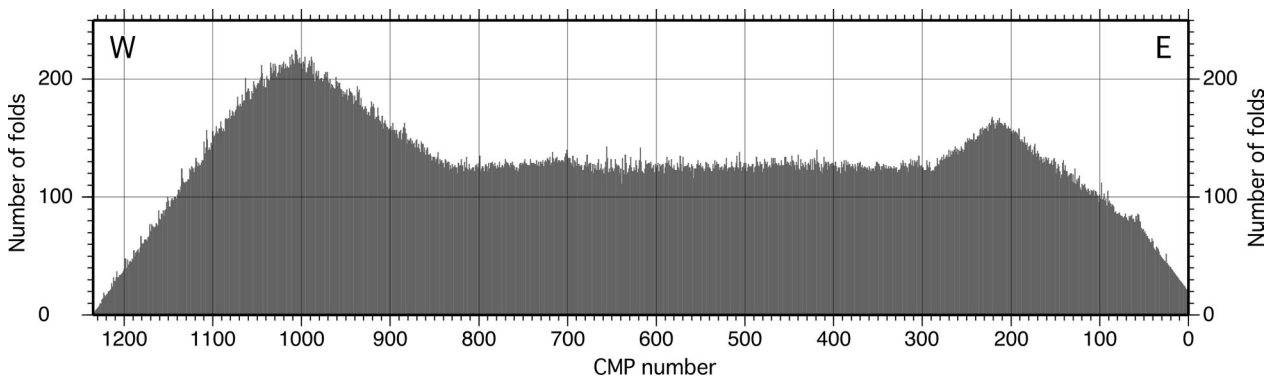


Fig. 3. Distribution of number of folds along a CMP stacking line.

2. 反射法地震探査測線

本探査においては、小黒川左岸の伊那市小黒地区から荒井地区に至る約 6.4 km の測線を設置した (Fig. 2). 測線の設置にあたっては以下の 3 点に留意した.

- 1) 伊那谷断層帯の境界断層と前縁断層の関係を明らかにするために、両断層を横切る測線であること.
- 2) 境界断層は低角であると予想されるため、木曾山脈側 (西側) に十分長いオフセットがとれること.
- 3) 厚い河成段丘堆積物 (小黒川付近では河床から 30 ~ 50 m) および御岳起源のテフラによる地震波の減衰や多重反射および散乱を避けるために、段丘面上ではなく現河床面に近い測線であること.

また、測線の東端での重合数を確保するために、受振点番号 (RP: Receiver Point) RP. 1001 よりさらに東側に 200 m の点の発振点番号 (VP: Vibrate Point) VP. 0981 から VP. 1000 までの 20 点において発震を行い、RP. 1001-1240 を用いて受振した. 各共通反射点 (CMP) における重合数を Fig. 3 に示す.

なお、本探査測線と伊那谷断層帯前縁断層 (小黒川断層) の地表トレースとは、RP. 1094 において交差し (共通反射点番号では CMP. 187), さらに測線と境界断層 (与地断層) の地表トレースとは、RP. 1276 において交差している (共通反射点番号では CMP. 531).

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, 1996) 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. 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 3 sec とした.

本探査で対象とする伊那谷断層帯の境界断層および前縁断層は、西側に低角で傾斜すると予想されている (池田ほか 2002 など). また、盆地堆積物も緩く西へ傾斜すると予想されている (池田ほか 2002 など). それらからの反射波をバランス良く受振するために、本探査では受振点 240 ch を使用し、震源を中心に木曾山脈側 (西側) に 180 ch, 盆地側 (東側) に 60 ch の受振点配置を標準とした. 得られたショット記録の例を Fig. 4 に示す. さらに詳細な観測仕様を Table 1 に示す.

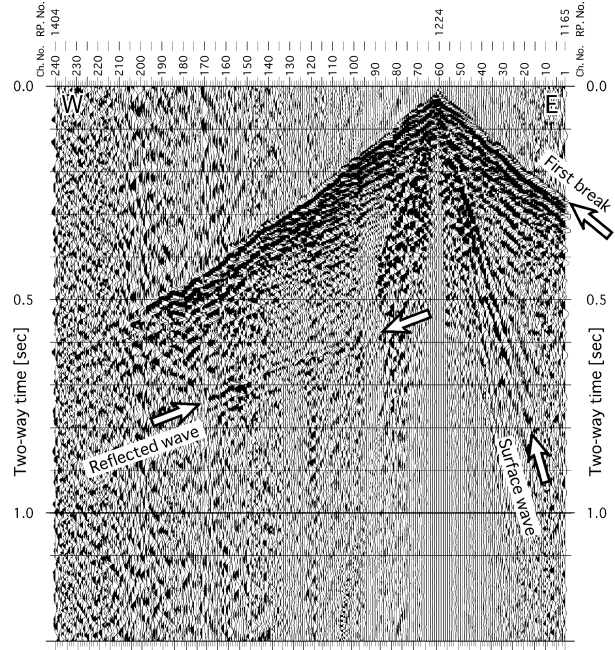


Fig. 4. Example of shot gather at RP 1224.

Table 1. Data acquisition parameters for the Oguro River 2004 seismic line.

Length of seismic line	6.4 km
<i>Source parameters</i>	
Source	Mini-vibrator (International Viecle Industry, T-15000)
No. of source	1
Sweep frequency	10-100 Hz
Sweep length	15 sec
No. of sweeps	5-20 (standard: 6)
Shot interval	10 m (standard)
No. of shot points	660 (VP. 0981-1640)
<i>Receiver parameters</i>	
Receiver interval	10 m
No. of channels	240
No. of receiver points	640 (RP. 1001-1640)
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	3 sec
Polarity	Up movement negative
Correlation mode	Correlation before stack
<i>The other parameter</i>	
Standard CMP fold	120

4. 反射法データ処理

反射法地震探査データ処理においては、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. 5 に示さ

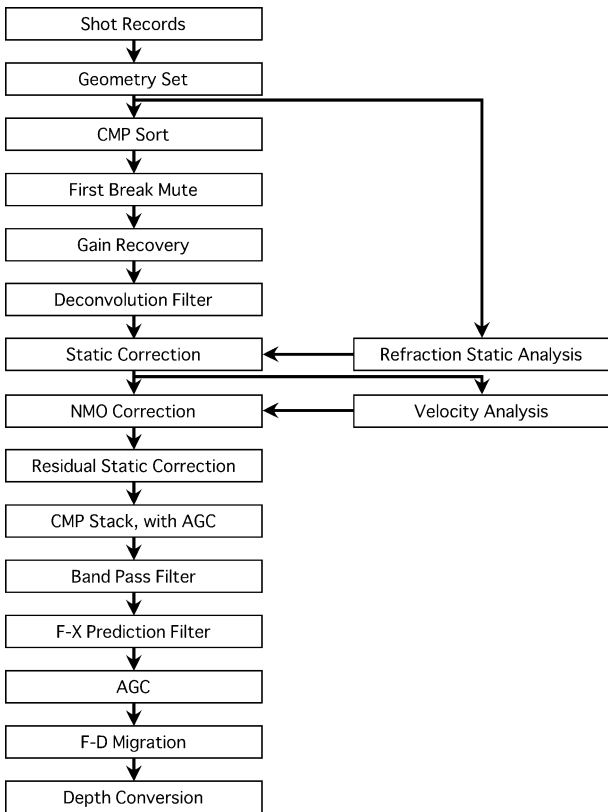


Fig. 5. Flow chart of data-processing.

Table 2. Processing parameters for CMP Oguro River 2004 seismic data.

CMP sorting	CMP interval: 5 m
Gain recovery	Gain= $T^{*1.2}$, AGC Gate length: 300 msec
Deconvolution	Operator length: 240 msec, Gate length: 2000 msec, Prediction length: 2 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: 70 traces, Operator length: 7 traces, Window length: 500 msec

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の分布および fold 数に基づいて、重合測線 (stacking line) を設定した (Fig. 2)。

(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 120 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・発振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 乗に比例するゲインを適用したあと、ゲート長 300 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

地層の非弾性の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ータは、オペレータ長が 240 msec、オペレータ長を定める地震トレースの時間ゲートが 2,000 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、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振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 アンサンブルにおいては、発震点から受振点までのオフセット距離によって、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。

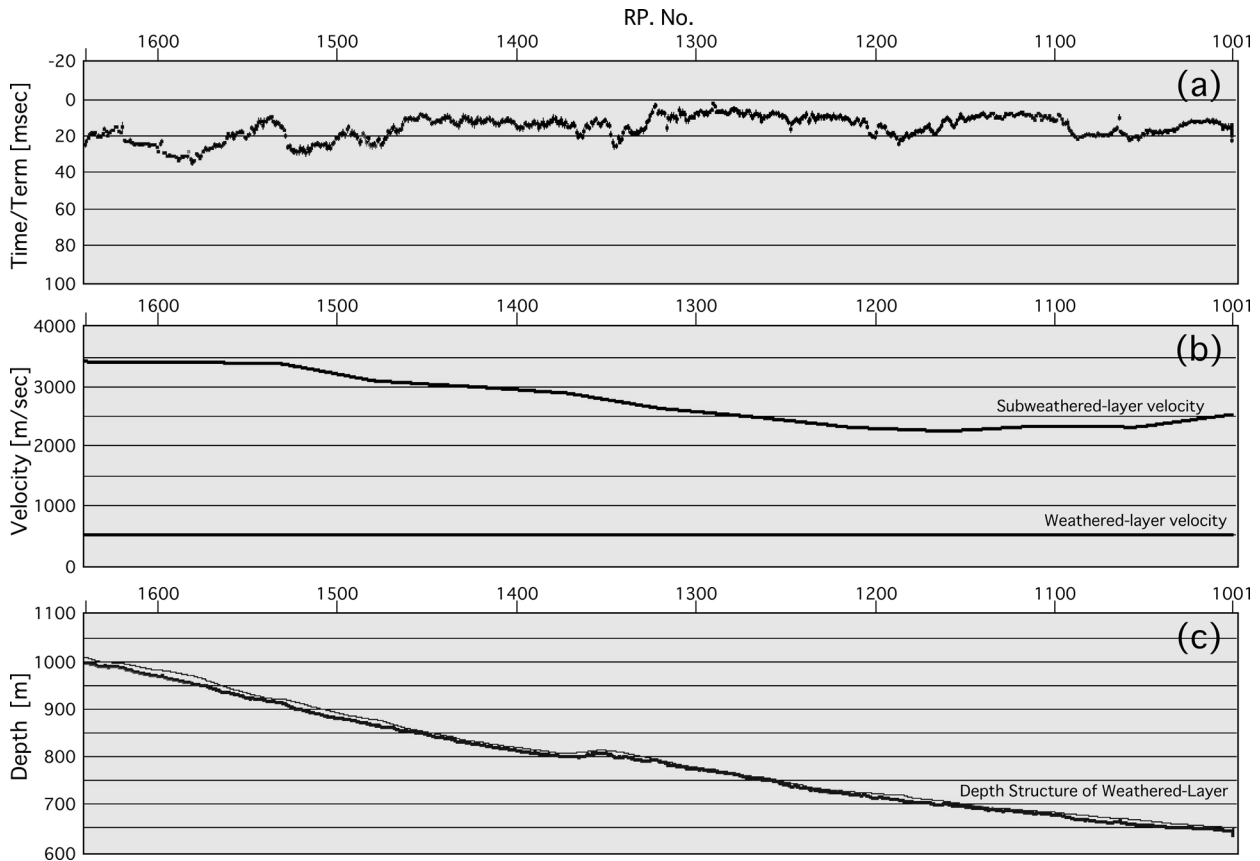


Fig. 6. Surface velocity structure determined by time-term analysis.

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

(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。補正値の許容範囲は、10 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、標準 120 の共通反射点 (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目立たなくなる。各共通反射点 (CMP) における重合数は Fig. 3 に示した。

(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-空間領域予測フィルタ

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 7 トレース、予測フィルタのゲート長を 70 トレース、時間ウィンドウの長さを 500 msec とし、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

本解析では、テストの結果、差分法マイグレーションを用いた。マイグレーション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 100, 500, 750, 900 および 1200 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。

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。速度

伊那谷断層帯小黒川測線における浅層反射法地震探査

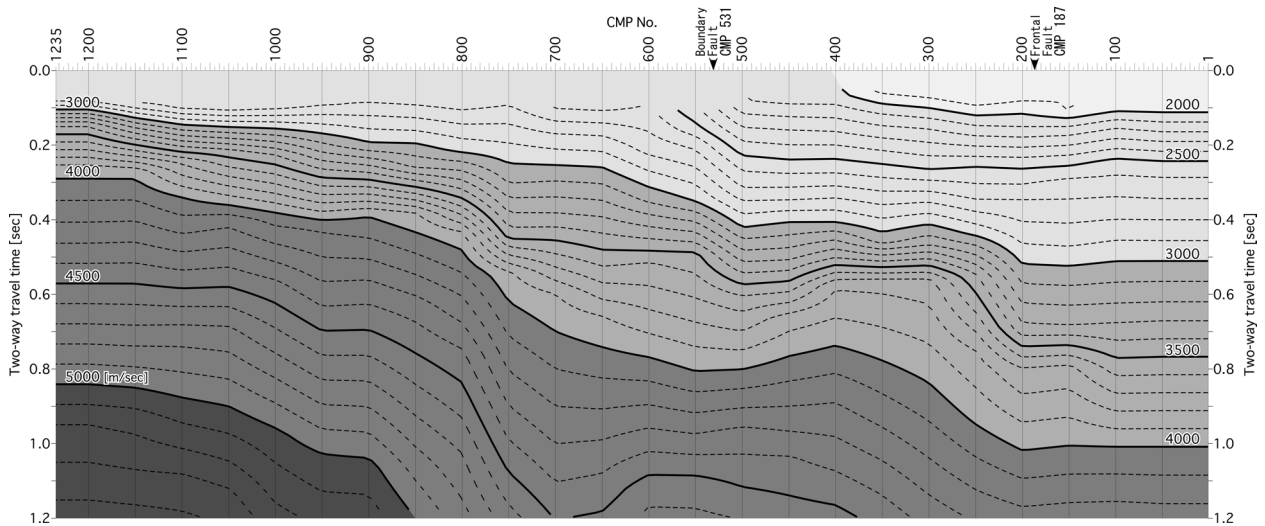


Fig. 7. Velocity structure along the Seismic line (Oguro River 2004).

に関しては、CMP 500 より木曾山脈側（西側）と盆地側（東側）とで大きく速度分布が異なっている。CMP 500 は境界断層の位置とほぼ一致している。CMP 500 より東側では盆地側の堆積物が厚く堆積しているため低速度となり、CMP 500 より西側では木曾山脈の基盤岩を反映し高速度となっている（Fig. 7）。

得られた深度変換断面図において、主な反射面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。

(1) CMP 760, 深度-100 m から CMP 920, 深度 500 m まで、振幅はやや弱い西に傾く反射面を確認することができる。また、CMP 410 付近の地表から深度-400 m には、ほぼ水平な反射面が存在し、西側に連続して追うことができる。しかし、CMP 530, 地表から CMP 680, 深度-500 m を通る面を境にして、東側から追跡できるほぼ水平な反射面は途切れ、西側では反射面の連続性の良くないランダムなテクスチャに変化する。

境界断層の地表トレースが CMP 531 に存在することからも、CMP 531, 地表から CMP 680, 深度-500 m, さらに CMP 760, 深度-100 m を通り、CMP 920, 深度 500 m に達する反射面は、第四系堆積物と基盤岩を境する境界断層を示しているものと考えられる。また、この境界断層は、CMP 680, 深度-470 m 付近より上部では、下部よりも低角に折れ曲がっていると解釈される。

(2) 測線東端の深度 0 m 付近には、振幅の強い反射面が存在し、西側に追跡できる。この反射面は、CMP 320, 深度-50 m を通り、さらに CMP 580, 深度 430 m を通り、CMP 860, 深度 870 m まで追うことができる。この

一連の反射面は、下部とのテクスチャの違いから第四系堆積物の基底面であると考えられることができる。この反射面と(1)で述べた境界断層とで挟まれる部分は、非常に連続性の良い反射面が確認できる。特に CMP 260 よりも東部では、ほぼ水平な反射面が測線東端まで追跡できる。また、CMP 350 よりも西部の反射面は、下部に向かうほど西側に傾斜を増しており、境界断層が活動するに伴って、基盤岩の下に潜り込んだ構造であると考えられる。

ここで述べた第四系基底面と(1)で述べた境界断層は、両者ともさらに西側に延長され、両者の角度から考えて収斂すると考えるのが妥当である。

(3) 測線東端の深度 300 m に低周波の反射面が存在し、CMP 220, 深度 550 m まで追跡できる。この連続する反射面と第四系堆積物の基底に挟まれる厚さ 300 m-500 m の部分は、第四系堆積物のテクスチャとは明らかに異なっており、さらに CMP 260-450, 深度-50 m-300 m の部分で上に凸となるような変形を受けているように見える。また、この CMP 1-100, 深度 400 m の振幅の強い反射面より下部では、ランダムテクスチャのみが認められ、基盤岩であると解釈した。この構造は、伊那谷断層帯の活動以前に存在した正断層が、第四紀に逆断層として再活動し、その結果この断層の先端部 CMP 260-450, 深度 0 m-300 m 付近に fault-bend fold 状の変形を生じたものと解釈した。

(4) 前縁断層の地表トレースは、CMP 187 に存在する。しかし、前縁断層は第四系の堆積層の中を西傾斜に切っている断層なので、音響インピーダンスの差がほとんど無く、そのために明瞭な反射面を成さないものと考

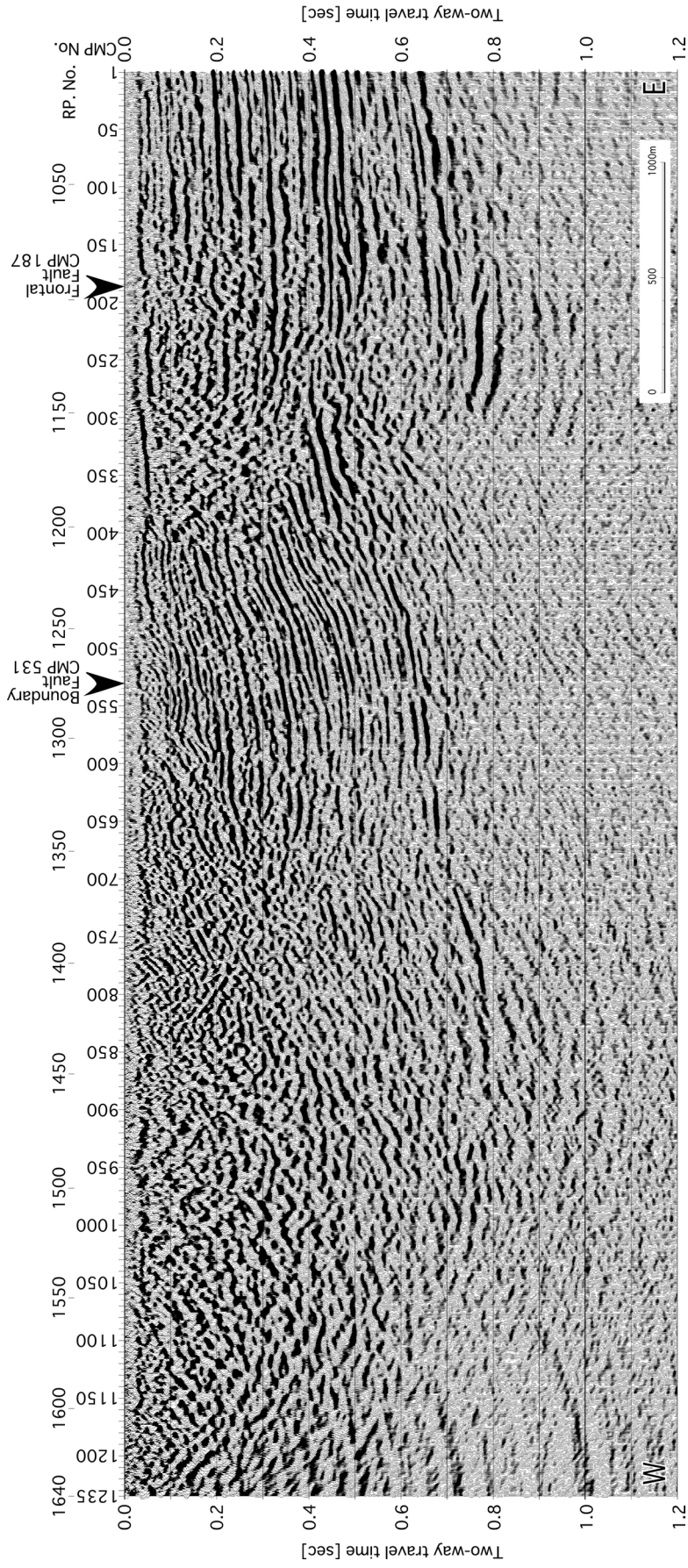


Fig. 8. Time section after migration.

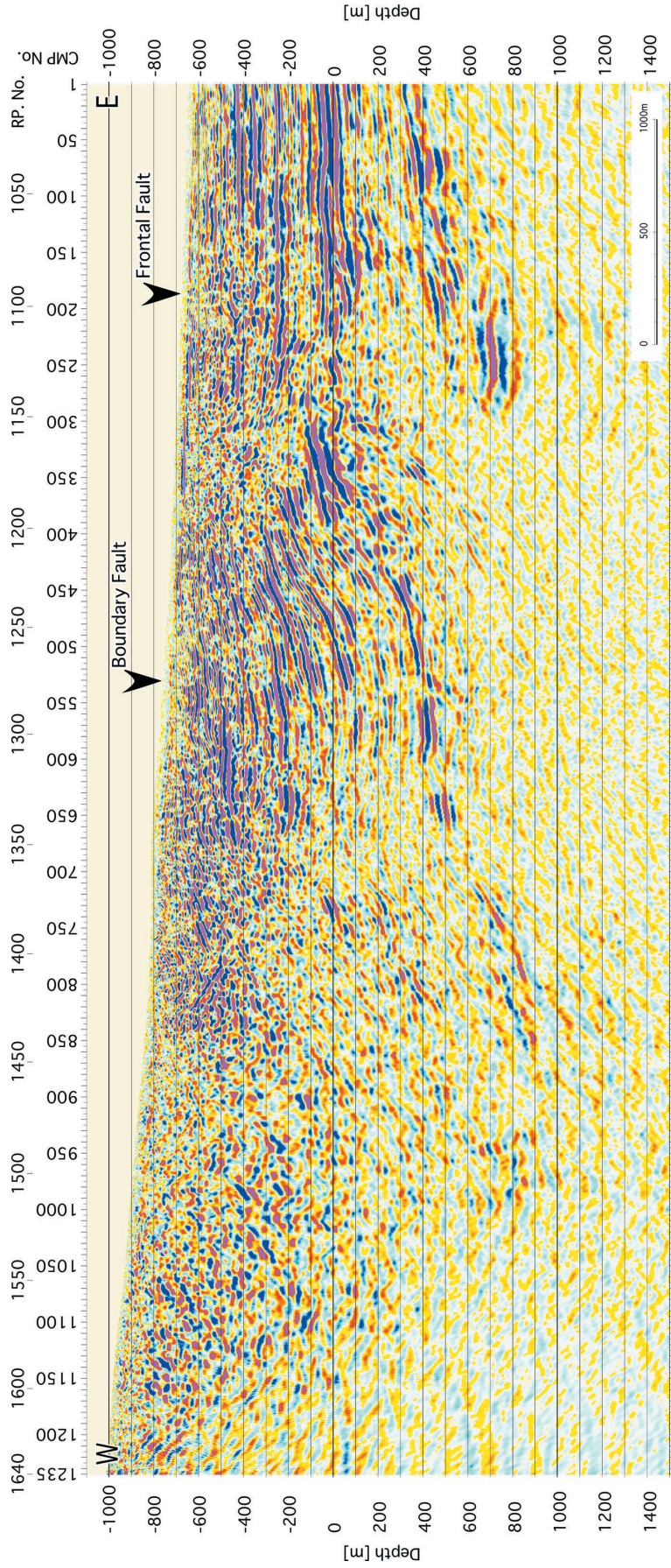


Fig. 9. Depth converted seismic section.

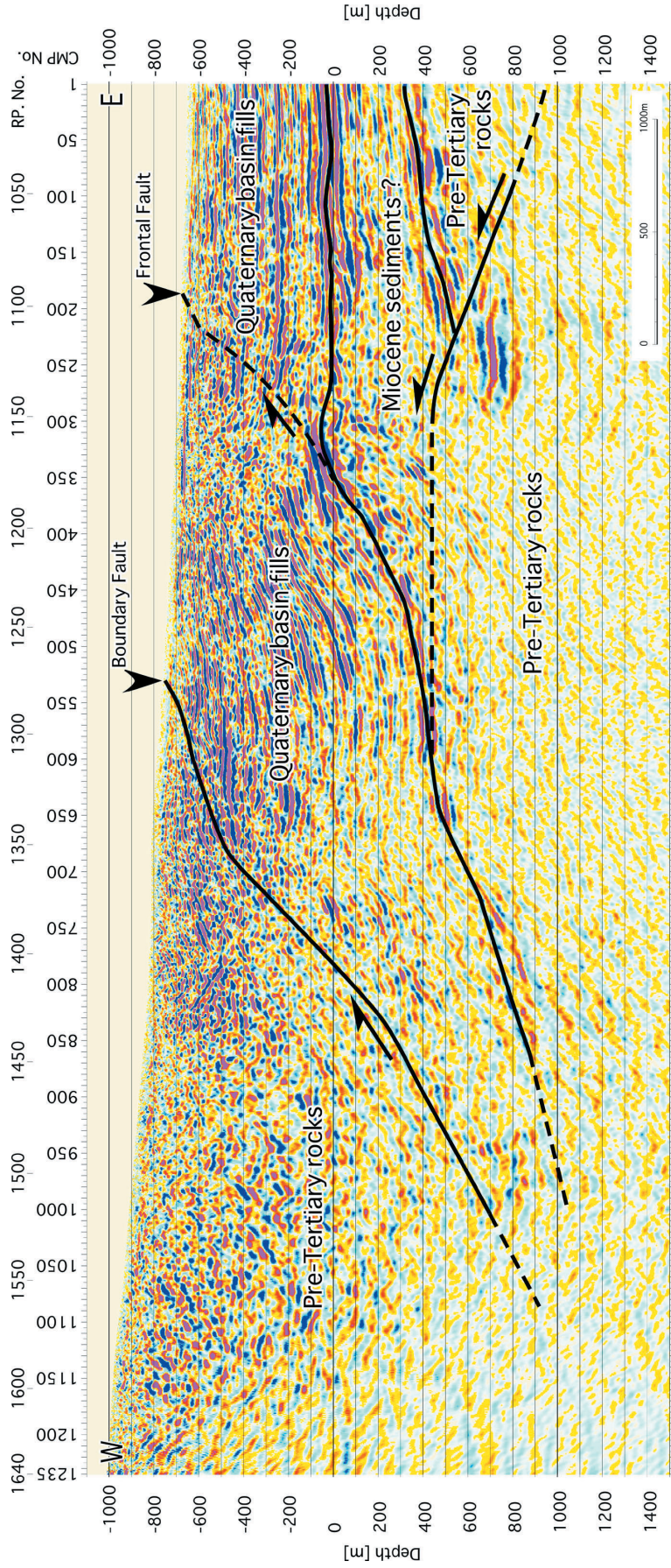


Fig. 10. Geologic interpretation of the depth converted seismic section.

えられる。小黒川左岸の段丘上の地表変形が上盤側に累積していることを考慮して、西側に傾き、第四系堆積物の基底に滑らかに収斂すると解釈した。

6. まとめ

伊那谷断層帯小黒川測線において行われた反射法地震探査によって明らかになったことは以下の点である。

(1) 境界断層および前縁断層は両者とも低角な西傾斜であり、その延長（木曾山脈の地下）で両者は収斂すると考えられる。

(2) 本探査によって明瞭な第四紀堆積物の基底面および低角西傾斜の境界断層が確認でき、それらに挟まれた第四系は、下部に向かうほど傾斜が増加する。このことから、境界断層の活動に伴って、伊那谷盆地の堆積物が基盤岩の下に潜り込み、その結果このような形状の堆積楔が形成されたと考えられる。

謝 辞

探査の実施に際しては、全般にわたって(株)ジオシスに御協力をいただいた。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、橋田 功氏、当時愛知教育大学の天野桂悟氏、高木啓司氏に御協力を頂いた。また、東京大学地震研究所の荻野スミ子氏にも探査においてサポートを頂いた。さらに、匿名査読者の丁寧な査読により、本論文は大きく改善され

た。ここに記して謝意を表す。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。

文 献

- 阿部 一・池田安隆, 1987, 伊那盆地北部における活断層のネットスリップ速度, 地理学評論, **60**, 667-681.
- Ikeda, Y. and Yonekura, N., 1986, Determination of late Quaternary rates of net slip on two major fault zones in central Japan, *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, **18**, 49-63.
- 池田安隆, 1992, 日本の逆断層: flake tectonics の可能性について, 月刊地球, 号外 **5**, 117-120.
- 池田安隆・佐藤比呂志・東郷正美・是石康則・中東秀樹・奥村晃史・井村隆介・松島信幸・寺平 宏・杉山雄一, 1996, 伊那谷断層帯の反射法地震探査, 地球惑星関連学会 1996 年合同大会予稿集, 643.
- 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, 254 p.
- 活断層研究会, 1991, 『新編 日本の活断層一分布図と資料』, 東京大学出版会, 437 p.
- 松島信幸, 1995, 伊那谷の造形史—伊那谷の活断層と第四紀地質—, 飯田市美術博物館調査報告書, **3**, 1-145.
- 奥村晃史・井村隆介・杉山雄一・松島信幸・寺平 宏・佐藤比呂志・東郷正美, 1996, 平成 7 年度活断層調査研究報告, No. 22 伊那谷断層帯の活動様式と活動履歴調査・その 2 (反射法弾性波探査調査), 地質調査所研究資料集, 246, 70 p.
- 佐藤比呂志, 1996, 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.

(Received November 14, 2006)

(Accepted March 12, 2007)