

四国の中央構造線断層帯の浅層反射法地震探査

—2002年新居浜測線と2003年阿波測線—

堤 浩之^{1)*}・戸田 茂²⁾・今村朋裕³⁾・石山達也⁴⁾・河村知徳⁵⁾・佐藤比呂志⁶⁾・宮内崇裕⁷⁾・加藤 一⁸⁾・隈元 崇⁹⁾・武田麻美¹⁰⁾・山本彰吾¹¹⁾

¹⁾ 京都大学大学院理学研究科・²⁾ 愛知教育大学・³⁾ 京都大学大学院理学研究科 (現在: 京都府丹後土木事務所)・⁴⁾ (独)産業技術総合研究所活断層研究センター・⁵⁾ 東京大学地震研究所 (現在: 石油資源開発株式会社)・⁶⁾ 東京大学地震研究所・⁷⁾ 千葉大学大学院理学研究科・⁸⁾ 山梨大学教育人間科学部・⁹⁾ 岡山大学理学部・¹⁰⁾ 愛知教育大学 (現在: 愛知県武豊町立武豊中学校)・¹¹⁾ 愛知教育大学 (現在: テス・エンジニアリング株式会社)

Seismic Reflection Surveys Across the Median Tectonic Line Active Fault Zone in Niihama City, Ehime Prefecture and Awa City, Tokushima Prefecture

Hiroyuki Tsutsumi^{1)*}, Shigeru Toda²⁾, Tomohiro Imamura³⁾, Tatsuya Ishiyama⁴⁾, Tomonori Kawamura⁵⁾, Hiroshi Sato⁶⁾, Takahiro Miyauchi⁷⁾, Hajime Kato⁸⁾, Takashi Kumamoto⁹⁾, Asami Takeda¹⁰⁾ and Shogo Yamamoto¹¹⁾

¹⁾ Graduate School of Science, Kyoto University, ²⁾ Aichi University of Education, ³⁾ Graduate School of Science, Kyoto University (Present address: Tango Civil Engineering Office, Kyoto Prefecture), ⁴⁾ Active Fault Research Center, Geological Survey of Japan, AIST, ⁵⁾ Earthquake Research Institute, University of Tokyo (Present address: Japan Petroleum Exploration Co., Ltd.), ⁶⁾ Earthquake Research Institute, University of Tokyo, ⁷⁾ Graduate School of Science, Chiba University, ⁸⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University, ⁹⁾ Faculty of Science, Okayama University, ¹⁰⁾ Aichi University of Education (Present address: Taketoyo Junior High School), ¹¹⁾ Aichi University of Education (Present address: TESS Engineering Co., Ltd.)

Abstract

The Median Tectonic Line active fault zone is a 350-km-long, right-lateral strike slip fault zone with slip rates of up to 10 mm/yr. This fault zone is composed of two types of active fault: faults following the terrane boundary between the Sambagawa and Ryoke metamorphic rocks and faults located several kilometers to the north of the terrane boundary. To reveal the geometric relations between the terrane boundary fault and active faults to the north, we conducted seismic reflection surveys across the Median Tectonic Line active fault zone at Niihama City, Ehime Prefecture in 2002 and Awa City, Tokushima Prefecture in 2003. A migrated depth section of the Niihama line clearly illustrates that the Ishizuchi fault, which reactivates the terrane boundary fault, dips 25°N. The Okamura fault lying 1.5 km to the north of the Ishizuchi fault, however, is not well imaged on this section. The terrane boundary fault on a migrated depth section of the Awa line also dips to the north at 20–25°, thrusting the Izumi Group of Cretaceous age over the Dochu Formation of Plio-Pleistocene age. The subsurface configuration of the Chichio fault north of the terrane boundary fault is not clearly imaged.

Key words: Median Tectonic Line active fault zone, Shikoku, subsurface structure, seismic reflection survey

* e-mail: tsutsumh@kugi.kyoto-u.ac.jp (〒606-8502 京都市左京区北白川追分町)

1. はじめに

中央構造線断層帯は、三波川帯と領家帯の地質境界をなす中央構造線に沿って分布する活断層群の総称であり、奈良県五條市付近から四国西端の佐田岬付近までの約 350 km にわたって活断層が連続的に分布する(岡田, 1973a; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003). 断層を横切る河谷や段丘崖の系統的な右屈曲から、第四紀後期における変位は右横ずれが卓越していると考えられている. またその速度は、最大で約 10 mm/yr に達すると考えられており、日本内陸で最も活動的な断層帯のひとつである. 中央構造線断層帯を構成する活断層は、地質境界断層に一致する活断層群とその北側数 km 以内を並走する活断層群から構成される(岡田, 1973a). これらの活断層群の地下形状は、中央構造線断層帯のテクトニクスの解釈や発生する地震の規模の算出にとって重要であるが、現時点では研究者間で異なった解釈が提示されている. 断層の地表トレスが直線的であることやトレンチ壁面に現れた断層の形状から、中央構造線断層帯を構成する活断層は、地震発生層まで高角度で傾斜しているという解釈が提示されている(例えば、岡田, 1973a; 渡辺, 2005). 一方、近年行われた反射法地震探査により、中央構造線断層帯の地下構造が深度約 5 km までイメージされ、三波川帯と領家帯の地質境界断層が 30°~40°北傾斜していることが明らかとなった(吉川ほか, 1992; 伊藤ほか, 1996). また、佐藤ほか(2005)による四国-瀬戸内海横断反射法地震探査では、地質境界としての中央構造線が地表から約 40°で北傾斜し、下部地殻上面に達することが示された. これらの探査により、地質境界断層が北に緩やかに傾斜することが明らかにされた. しかし、これらの調査では、深度 1 km 以浅の分解能が十分ではないため、地質境界断層とその北側を並走する活断層の関係は十分には明らかとなっていなかった. 両者の関係を明らかにすることは、中央構造線断層帯の発達史研究やこの断層帯から発生する地震の長期予測にとって重要である.

そこで本研究では、地下 1 km 以浅の地質構造をイメージし、地質境界断層とその北側を並走する活断層の幾何学的関係を明らかにすることを目的として、四国の 2 地域で浅層反射法地震探査を実施した. 本報告では、探査の概要やデータ取得・解析方法を記載し、得られた反射断面について若干の考察を行う.

2. 調査地域の地形・地質

四国の中央構造線断層帯は、雁行配列あるいは並走する長さ数 km~45 km の活断層から構成される(Fig.

1). 断層の変位は右横ずれが卓越し、変位地形が最も明瞭な四国の中部~東部では、5~10 mm/yr の右ずれ変位速度が得られている. 縦ずれ変位速度は横ずれ変位速度の 1/10 程度であると考えられており、地域によって変位の向きが異なる. 大局的には、四国東部の讃岐山脈南麓では南落ち、四国中~西部の四国山地北麓では北落ち変位が卓越する(岡田, 1973a). 四国の中央構造線断層帯は、完新世~歴史時代に繰り返し活動している. トレンチ掘削調査によって、個々の活断層の活動間隔が 1000~2000 年程度であることが明らかとなってきた(森野・岡田, 2002). また、史料の解析やトレンチ掘削調査・変動地形学的調査により、四国の中央構造線断層帯が歴史時代に活動した可能性が指摘されている(森野・岡田, 2002; 中西, 2002; 堤・後藤, 2006).

中央構造線断層帯の浅部地下構造を明らかにするために、2002 年に愛媛県新居浜市で、2003 年に徳島県阿波市(調査当時: 阿波郡市場町と阿波町)で浅層反射法地震探査を実施した(Fig. 1). これらは 50 km 以上離れた地域で行われたが、同じ目的で実施され、データ解析も一括して行ったので、本報告でまとめて紹介する.

(1) 新居浜測線周辺の地形・地質

新居浜測線は愛媛県新居浜市の西部、西条市との境界付近に位置する. 測線は渦井川に沿って、石鎚断層と岡村断層を横切るように設定された(Fig. 2). 石鎚断層は、四国山地の北縁において丘陵・平野との地形境界をなし、第四紀後期の扇状地面や河岸段丘面上に明瞭な北落ち低断層崖を形成している活断層である. また、河谷の系統的な右屈曲から、右横ずれ変位が卓越しているものと考えられている(岡田, 1973b). 石鎚断層に沿っては、三波川帯の結晶片岩と和泉層群の砂岩が接する断層露頭が多く地点で観察されることから、地質境界断層が第四紀に再活動したものであることがわかる(岡田, 1973b). 測線南端付近の新居浜市川口・小河谷川の谷壁には、石鎚断層の露頭がある(Fig. 2 中の A). ここでは、結晶片岩と砂岩が N80°E・34°N の断層面を介して接している. 断層面に沿っては、幅約 50 cm の安山岩質の岩脈が貫入しており、軽微な破碎を受けている. また、その約 1 m 北では、砂岩と段丘礫層が N79°E・37°N の断層面を介して接しており、断層面に沿っては厚さ約 5 cm の灰白色断層粘土が発達する. 河床には、半固結の礫混じり砂層が露出しており、層相から鮮新-更新統の岡村層に対比される. 岡村層は、測線の西の丘陵に広く露出するが(Fig. 2)、測線付近でも、扇状地堆積物の下位に分布しているものと思われる.

岡村断層は、石鎚断層の北約 1.5 km を並走する活断

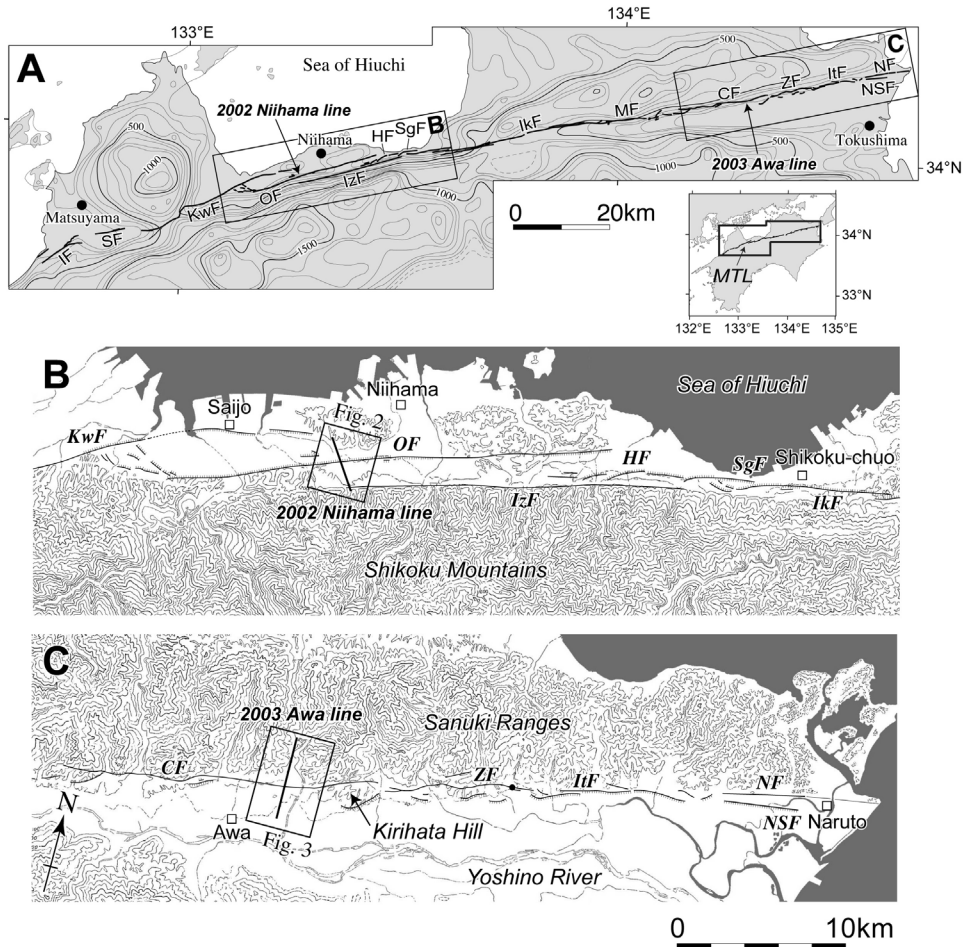


Fig. 1. (A) Index map of the Median Tectonic Line active fault zone in Shikoku. Thick solid lines denote active faults. NF: Naruto fault, NSF: Naruto south fault, ItF: Itano fault, ZF: Zunden fault, CF: Chichio fault, MF: Mino fault, IkF: Ikeda fault, SgF: Sangawa fault, HF: Hatano fault, IzF: Ishizuchi fault, OF: Okamura fault, KwF: Kawakami fault, SF: Shigenobu fault, IF: Iyo fault. Rectangles show locations of detailed maps B and C. Summit level map is from Okayama (1988). Contour interval is 100 m. (B) and (C) Locations of the 2002 Niihama and 2003 Awa seismic lines. Thick solid lines denote active fault traces; bars are on downthrown side. Base map is from Goto and Nakata (2000).

層であり、渦井川以西では和泉層群からなる丘陵の北縁を限り、比高 200 m 程度の断層崖を形成する。渦井川以東では、四国山地から北流する河川によって形成された第四紀後期の扇状地群を切断して、明瞭な北落ち低断層崖を形成する(岡田, 1973b)。測線の約 1.2 km 東の新居浜市岸ノ下で行われたトレンチ掘削調査 (Fig. 2 中の a) では、南側の岡村層と北側の完新世中～後期の礫層が、傾斜 62° S～垂直の断層面を介して接しているのが観察された(愛媛県, 1999)。探査測線の約 1.5 km 西の西条市飯岡で行われた数次のトレンチ調査 (Fig. 2 中の b) でも、段丘礫層を切る高角の断層面が観察された(岡田ほか, 1998)。

岡村断層と石鎚断層に挟まれた地域は、右横ずれ断層が右ステップする地域に生じるプリアパート盆地の可能

性がある (Figs. 1, 2)。探査測線の約 1.5 km 西には、プリアパート盆地を限るような第四紀断層が分布しており、岡村層と和泉層群が高角度東傾斜の断層面で接している(水野ほか, 1993)。和泉層群は、岡村断層の北では 20°～60°で南傾斜する同斜構造をなすが、石鎚断層と岡村断層に挟まれた地域では著しく変形している (Fig. 2)。

(2) 阿波測線周辺の地形・地質

阿波測線は、讃岐山脈の南縁を限る父尾断層を横切るように、日開谷川の河岸段丘上に設定された測線である (Fig. 3)。阿波測線は、伊藤ほか (1996) の測線の約 9 km 東に位置する。また、佐藤ほか (2005) の深部構造探査測線は、日開谷川の河谷沿いに讃岐山脈を横断する。測線周辺では、父尾断層は日開谷川の形成した河岸段丘を切って明瞭な南落ち低断層崖を形成する。また、段丘

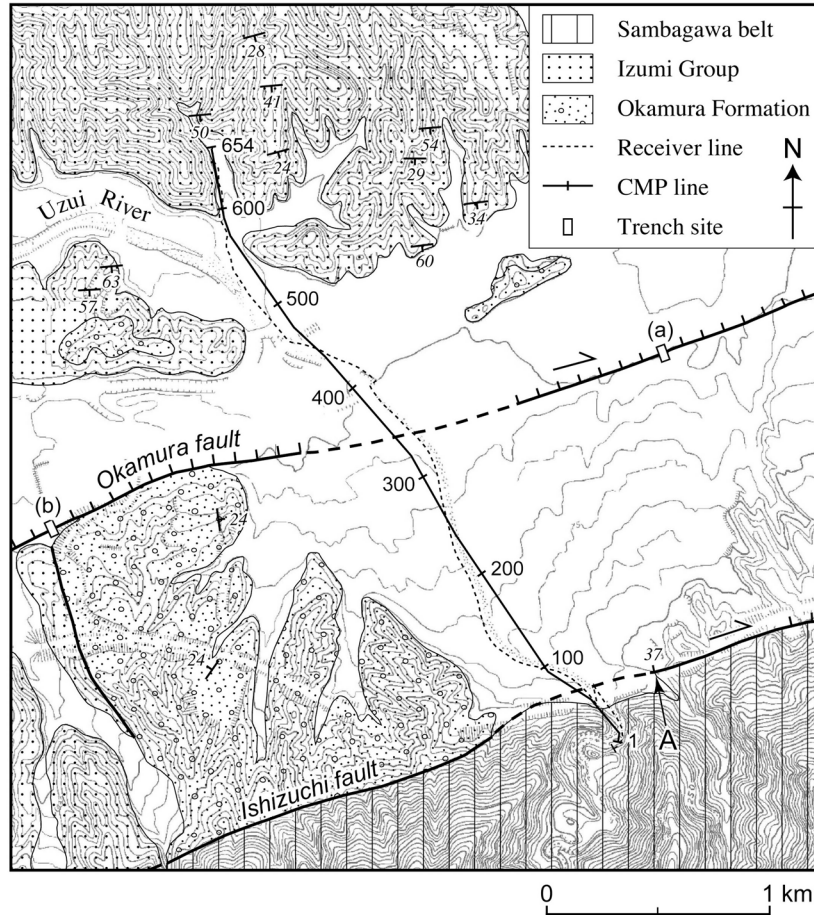


Fig. 2. Geologic map around the 2002 Nihama seismic line. Geology is simplified from Mizuno *et al.* (1993); middle to late Quaternary terrace deposits are not shown. Trench site (a) denotes trenching study by Ehime Prefecture (1999) whereas trench site (b) denotes trenching study by Okada *et al.* (1998).

崖の右ずれ量と低断層崖の比高から、父尾断層の変位は右横ずれが卓越することが指摘されている(岡田, 1970)。測線の約3 km西の阿波市井手口では、鮮新-更新統の土柱層を切る父尾断層の露頭(N74°E・72°N)が見られる(岡田・長谷川, 1991)。測線の約300 m東で行われたトレンチ掘削調査(Fig. 3)では、ほぼ垂直の断層面が露出した(岡田・堤, 1997)。

讃岐山脈に露出する和泉層群は、測線の北端付近に東西方向の軸を持つ向斜構造をなす。日開谷川の左岸には、和泉層群の砂岩・泥岩よりなる切幡丘陵が位置する(Fig. 1)。この丘陵の東南端では、三波川帯の結晶片岩がN40~45°E・30~50°Nの断層面を介してシルト・砂層と接しているのが観察された(岡田, 1970)。また丘陵南縁に沿っては、数カ所で結晶片岩の破碎帯が確認されており(水野ほか, 1993)、丘陵の南縁付近に地質境界断層が位置するものと考えられる。探査測線付近では、日開谷川や吉野川の沖積層に覆われて地質境界断層の位置

は不明であるが、切幡丘陵南縁の西への延長は父尾断層の約1 km南に位置する。

3. 探査の概要

(1) 新居浜測線

探査は、2002年9月1日~14日に実施した。観測システムは、東京大学地震研究所所有のG-DAPS4((株)地球科学総合研究所製)、震源は同じく地震研究所所有のMinivib(IVI社製)を使用した(Table 1)。測線は、新居浜市高山から渦井川沿いに南南東へ新居浜市川口までの約3.6 kmである(Fig. 2)。測線のほとんどの区間は、渦井川の沖積低地上に位置する。震源はP波、スイープ長は16秒、発震周波数は10~60 Hz、地震計の固有周波数は10 Hzである。またチャンネル数は180、チャンネル間隔・ショット間隔は共に10 m、記録長は4秒、サンプリング間隔は2ミリ秒である(Table 1)。Fig. 4に、現地で得られたショットギャザーの例を示す。岡村断層の北

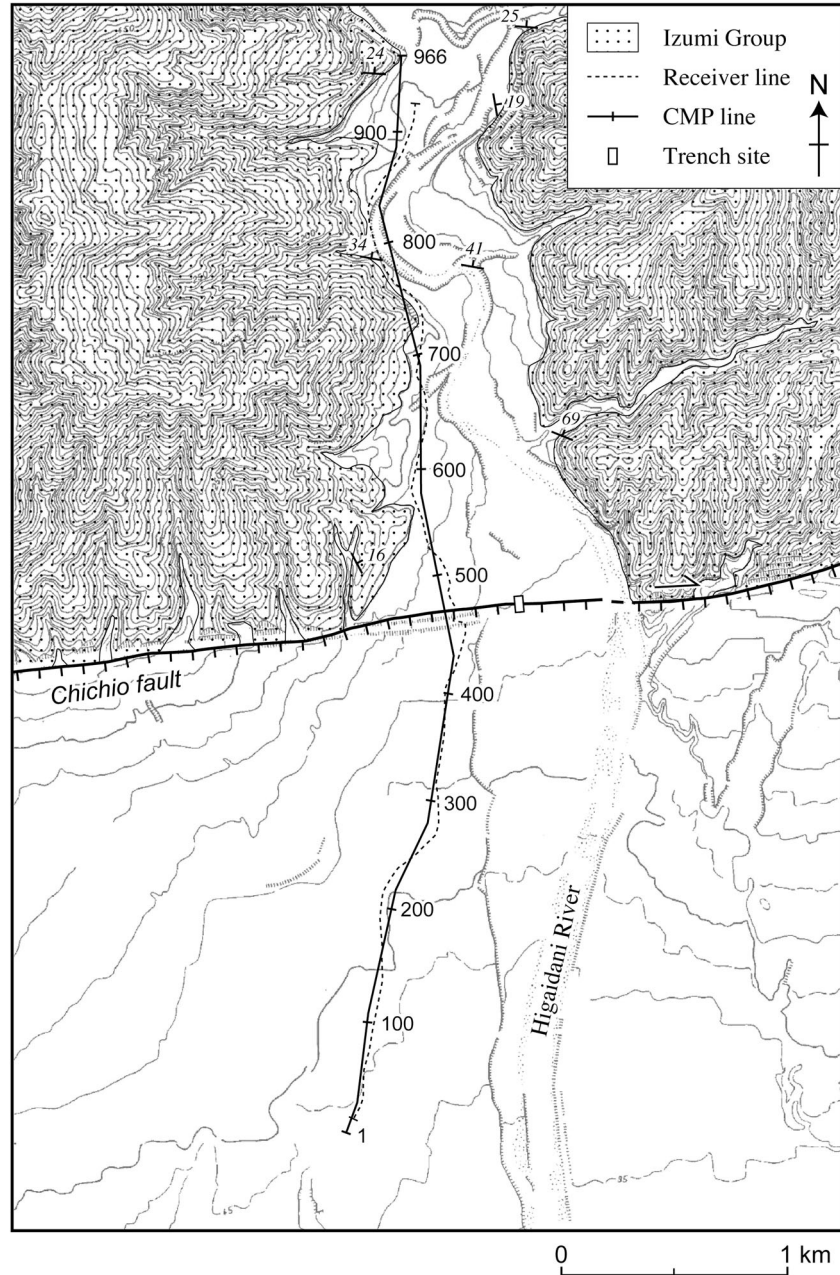


Fig. 3. Geologic map around the 2003 Awa seismic line. Geology is simplified from Mizuno *et al.* (1993); middle to late Quaternary terrace deposits are not shown.

側 (Fig. 4a) では、ノイズレベルが高く、明瞭な反射面を見いだすことができなかったが、岡村断層の南側 (Fig. 4b) では、北傾斜の明瞭な反射面群が認められた。

(2) 阿波測線

探査は、2003年9月27日～10月11日に実施した。観測システム・震源は、新居浜測線と同様である (Table 1)。測線は、阿波市市場町大北から日開谷川の右岸を南へ阿波市阿波町清原までの約4.9 kmである (Fig. 3)。測線は、日開谷川の形成した河岸段丘上に位置する。震

源はP波、スイープ長は16秒、発震周波数は10～120 Hz、地震計の固有周波数は10 Hzである。またチャンネル数は180、チャンネル間隔・ショット間隔は共に10 m、記録長は4秒、サンプリング間隔は2ミリ秒である (Table 1)。Fig. 4に、現地で得られたショットギャザーの例を示す。父尾断層の南側 (Fig. 4d) では、北側 (Fig. 4c) に比べてノイズが少なく、明瞭な反射面群を見いだすことができた。

Table 1. Data acquisition parameters for the 2002 Niihama and 2003 Awa seismic lines.

Seismic line	2002 Niihama	2003 Awa
Length of seismic line	3.6 km	4.9 km
<i>Source parameters</i>		
Source	Mini-vibrator (IVI, T-15000)	
Sweep frequency	10-60 Hz	10-120 Hz
Sweep length	16 sec	
No. of sweeps	5 or 7	5
Shot interval	10 m	
<i>Receiver parameters</i>		
Receiver interval	10 m	
No. of channels	180	
Natural frequency	10 Hz	
<i>Recording parameters</i>		
Instruments	JGI, G-DAPS4	
Sampling interval	2 msec	
Recording length	4 sec	

4. 取得データの解析

得られたデータの処理には、反射法地震探査で一般的に行われている共通反射点重合法を用いた。データ処理のフローチャートを Fig. 5 に、使用したパラメータを Table 2 に示す。データ処理には、PC-Unix 上で動作する (株)地球科学総合研究所製の反射法処理ソフト Super-X とインタラクティブな処理ができる表層静補正ソフト iRAS, および速度解析ソフト iVAS を使用した。以下に、主なデータ処理について概略を説明する。

(1) 重合測線の設定 (Stack line set)

新居浜測線・阿波測線ともに、市街地の道路および河川敷に展開したため、測線を直線上に設定することができなかった。よって、起震点および受振点の座標を決めるために、探査中にトータルステーションを用いた測量を実施した。重合測線は、実際の測線のほぼ中央を通るように設定した (Figs. 2, 3)。

(2) 表層静補正 (Static correction)

全発震記録のうち、震源距離が 400 m 以下の記録を切り出し、起震点と受振点のそれぞれの time-term および表層基底層の速度をインバージョンによって計算し、補正量を求めた。

(3) NMO 補正 (NMO correction)

初期断面を作成した後、反射面の連続性や傾斜を考慮して 100 CMP 間隔で定速度重合法を実施した。重合速度間隔は、1,500-2,500 m/sec は 50 m/sec 間隔で、2,500-4,000 m/sec は 100 m/sec 間隔とした。速度解析は、残

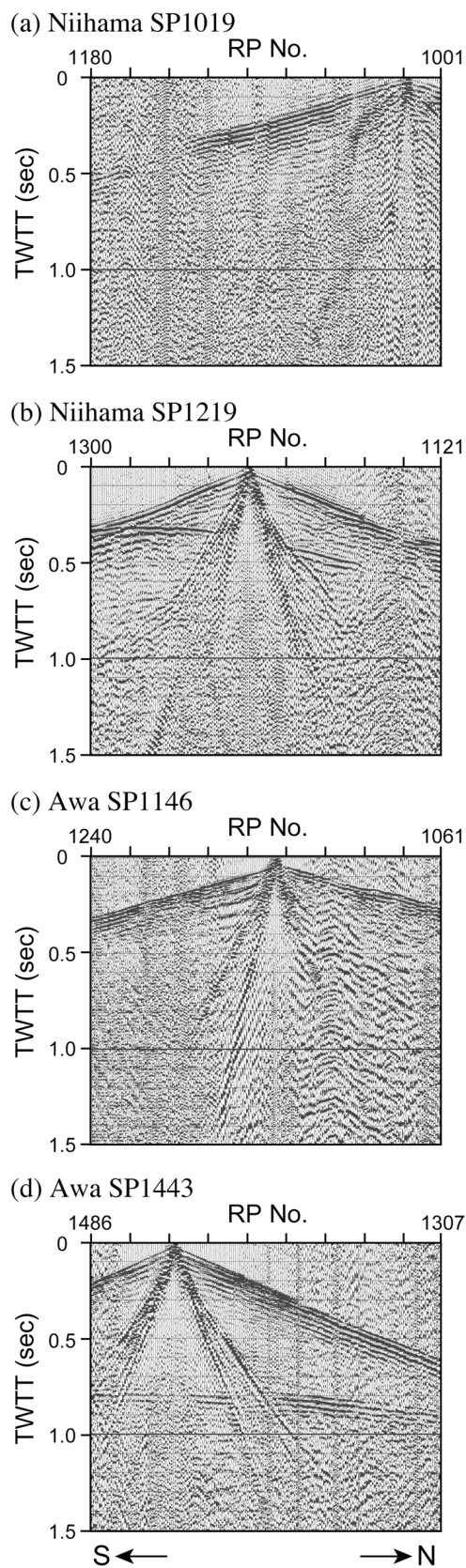


Fig. 4. Examples of shot gathers at different shot points.

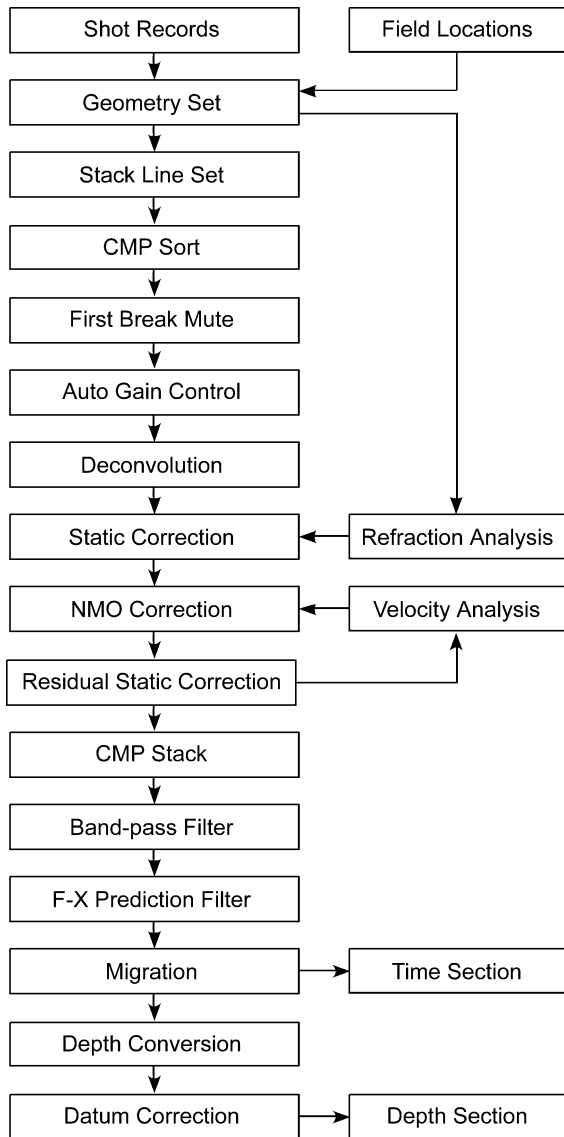


Fig. 5. Flow chart of CMP data processing.

差静補正を各回に行い、3回のイタレーション後、NMO補正量を決定した。Fig. 6に速度解析の結果を示す。

(4) バンドパスフィルター (Band-pass filter)

発震周波数および高周波の距離減衰を考慮して、タイムバリエーションにバンドパスフィルターをCMP重合後断面に適用した。

Fig. 7とFig. 8に重合時間断面とマイグレーション時間断面を示す。

5. 反射断面の解釈

(1) 新居浜測線

新居浜測線の深度断面をFig. 9(a: 原図, b: 解釈図)に示す。最も明瞭な反射面は、地表のCMP 80付近から

約25°で北傾斜するもので、深度600m・CMP 400付近まで追跡できる。石鎚断層の地表トレースの位置や周辺の地質を考慮すると、この反射面は三波川結晶片岩の上面、すなわち地質境界断層に相当すると考えられる(Fig. 9b)。北に低角度で傾斜する地質境界断層の形状は、四国東部や紀伊半島西部で行われた調査結果(吉川ほか, 1992; 伊藤ほか, 1996)と同様である。石鎚断層の変位は、このような低角度北傾斜の断層面上で起こっていることになる。

地質境界断層より浅い部分においては、岡村断層の地表トレースの南北で反射面の様相が異なる。岡村断層の北側では反射面の連続性が悪く、和泉層群の南への同斜構造を認めることは困難である。和泉層群の構造を、反射法地震探査によってイメージングすることが比較的困難であることは、すでに河村ほか(2001)によって指摘されている。岡村断層の南側では、CMP 270付近を境に、南側では北傾斜反射面が、北側では南傾斜反射面が卓越し、深度100m以浅では水平な反射面が見られる。地表地質から判断すると、この部分には岡村層と和泉層群が分布すると考えられるが、両者の境界は反射断面だけでは判断できない。またこの反射断面上で、岡村断層の地下延長を推定することは難しい。ただし、地質境界断層からの明瞭な反射面は、岡村断層の地表トレースの直下でも途切れることなくより深部へ延びているように見える。

(2) 阿波測線

阿波測線の深度断面をFig. 10(a: 原図, b: 解釈図)に示す。CMP 400付近以南では、深度800m付近まで連続性の良い水平な反射面が認められる。これは、鮮新-更新統の土柱層に相当すると考えられる。その下位には、非常に明瞭な反射面が、CMP 560付近まで追跡できる。これは三波川結晶片岩の上面で、その凹凸は吉野川の侵食によるものと考えられる。土柱層からの明瞭な細かい反射面は、地表付近ではCMP 380付近まで追跡できるが、その北側には特徴の全く異なる反射面が認められる。地表地質から、これらは和泉層群からの反射面であると考えられる。和泉層群からの反射面に北傾斜の傾向は認められるが、構造を詳細に議論できるほど明瞭ではない。土柱層と和泉層群の境界は約20~25°北傾斜し、和泉層群が土柱層に衝上しているように見える(Fig. 10b)。したがって、この境界が地質境界断層の延長であると考えられる。この地質境界断層は、深度850m・CMP 820付近に位置する北傾斜の反射面に連続するように見える。この断層は、深度100m以浅では新期の堆積物に覆われているように見えるが、これは父尾断層以南に断

Table 2. Data processing parameters for the 2002 Niihama and 2003 Awa seismic lines.

Seismic line	2002 Niihama	2003 Awa
<i>CMP sorting</i>		
CMP interval	5 m	5 m
<i>Stacking line</i>		
CMP number	654	966
<i>Automatic gain control</i>		
Gate length	100 msec	100 msec
<i>Predictive deconvolution</i>		
Gate length	1200 msec	1200 msec
Operator length	150 msec	150 msec
White noise	5 %	5 %
Prediction time	2 msec	2 msec
<i>Refraction static analysis</i>		
Time-term method	Two layer model	Two layer model
Weathered layer	800 m/sec	800 m/sec
<i>Velocity analysis</i>		
Velocity scan at	every 100 CMP	every 100 CMP
<i>Band-pass filter</i>		
Time variant	0-200 msec: 10/15-50/60 Hz 200-800 msec: 10/15-45/55 Hz 800-3000 msec: 10/15-40/50 Hz	0-200 msec: 10/15-110/120 Hz 200-800 msec: 10/15-90/100 Hz 800-3000 msec: 10/15-70/80 Hz
<i>F-X prediction filter</i>		
Gate length	7 traces	10 traces
Operator length	3 traces	3 traces
Window length	1000 msec	1000 msec
<i>Post stack time migration</i>		
Velocity scaling	70 %	70 %

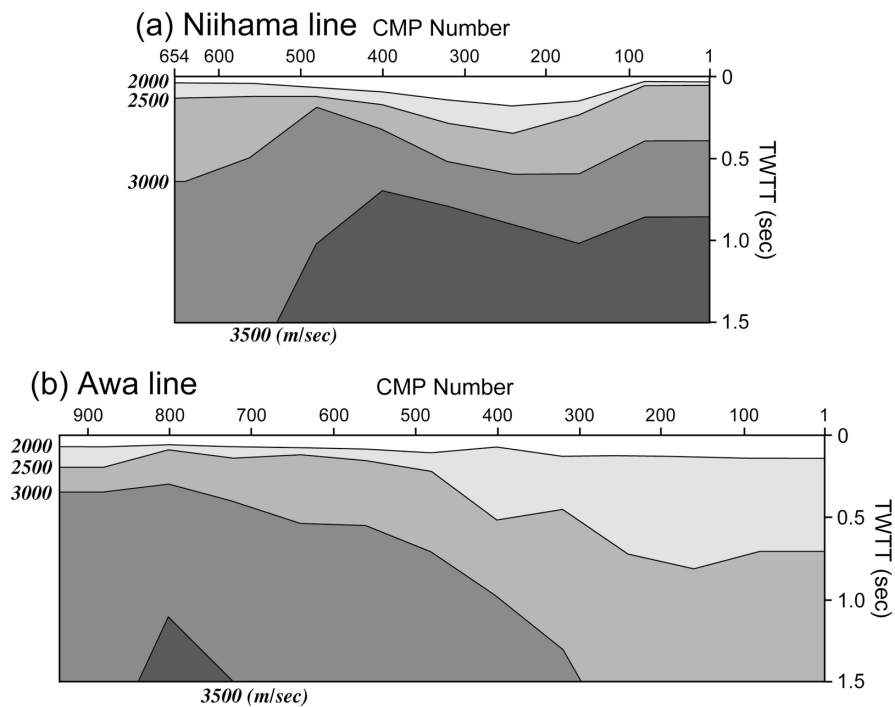


Fig. 6. Optimum stacking velocities determined by velocity analysis for the 2002 Niihama seismic line (a) and 2003 Awa seismic line (b).

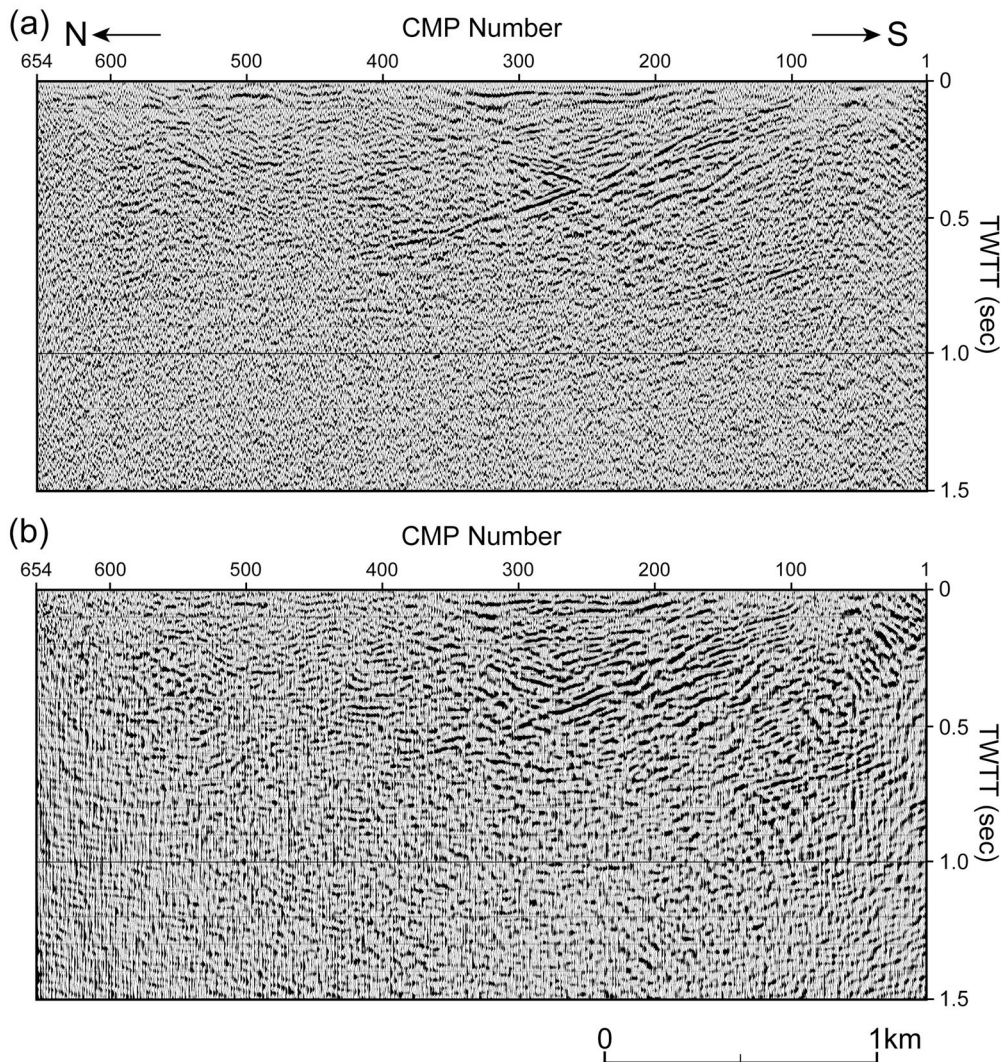


Fig. 7. Stacked time section (a) and migrated time section (b) for the 2002 Niihama seismic line.

層変位地形が認められないことと調和的である。

この反射断面上で、父尾断層の形状を推定することは困難である。しかし、父尾断層の地表トレースの直下で、地質境界断層が大きく変位しているようには見えない。

6. おわりに

愛媛県新居浜市と徳島県阿波市で行った中央構造線断層帯の浅層反射法地震探査について、探査の概要やデータ取得・解析方法を記載し、得られた反射断面について若干の考察を行った。両測線とも、深度約1 kmまでの地質構造をある程度明らかにすることができた。特に、北に低角で傾斜する地質境界断層については、比較的明瞭にイメージすることができた。しかし、和泉層群中に発達し、地表では高角度で傾斜する岡村断層や父尾断層については、その地下形状を十分に明らかにするこ

とはできなかった。ただし、それらの断層の地表トレースの直下で、地質境界断層が大きく変位しているようには見えない。中央構造線断層帯の地下構造や運動像に関する総合的な議論は、地形・地質データも含めて別途行う予定である。

謝 辞

本研究は、探査測線周辺の自治体・住民の皆様のご理解によって可能となった。探査の実施に当たっては、末尾に記した学生・大学院生にご協力頂いた。(株)ジオシスの佐藤 良さんには、調査期間中観測機器のメンテナンスを担当して頂いた。東京大学地震研究所の荻野スミ子さんには、経費の使用や探査の準備の過程でお世話になった。査読者の越谷 信氏には、本論文を改善する上で貴重なご指摘を頂いた。以上の方々に厚く御礼申し

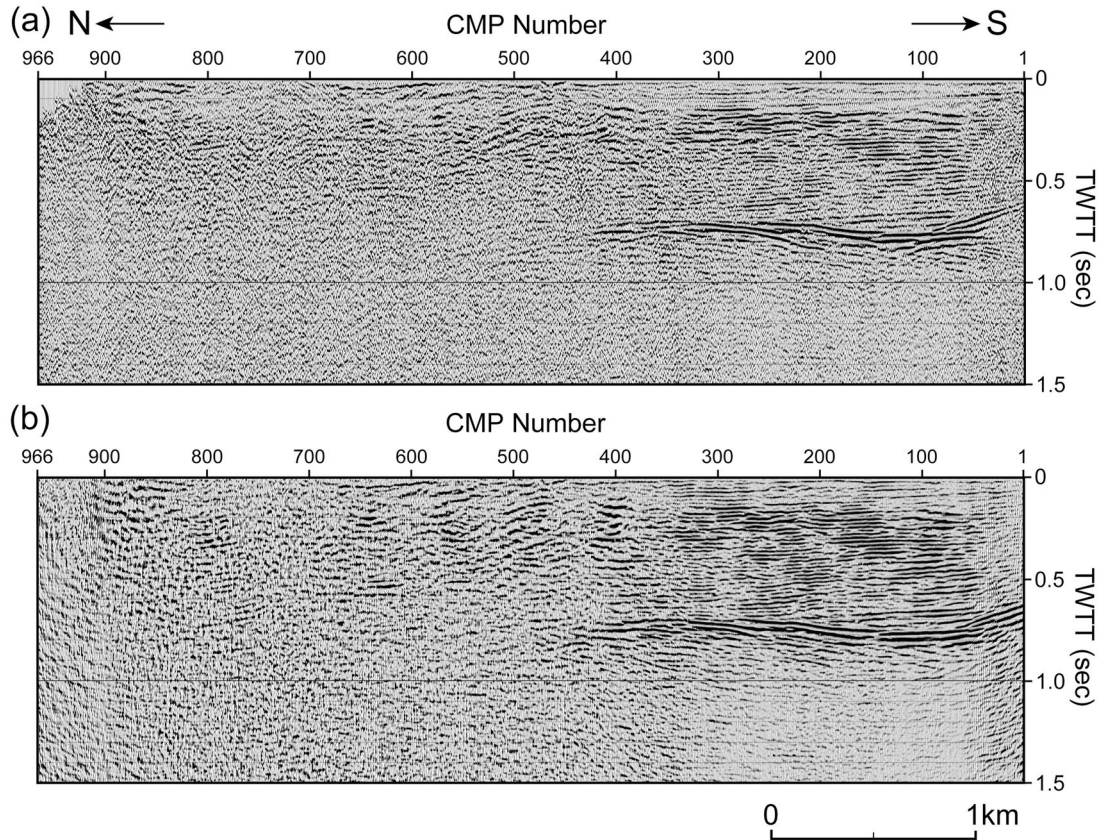


Fig. 8. Stacked time section (a) and migrated time section (b) for the 2003 Awa seismic line.

上げます。本研究の実施に当たっては、科学研究費補助金・基盤研究（A）「日本列島の活断層-震源断層システム 3D マッピング」（課題番号: 14209004, 研究代表者: 佐藤比呂志）を使用した。また本研究は、東京大学地震研究所 2002 年度および 2003 年度特定共同研究（A）（反射法地震探査による活断層の地下構造と長期間地殻変動, 研究代表者: 佐藤比呂志）の一環として実施した。

2002 年新居浜探査（所属は当時）

（東京大学）木村治夫,（愛知教育大学）岩井 恵, 永

田尚徳,（京都大学）金田平太郎, 中村洋介, 杉戸信彦, 谷美由起, 井上 勉, 木下朋和, 土志田正二, 松岡 暁,（香川大学）渡辺弘樹

2003 年市場探査（所属は当時）

（東京大学）岡田真介,（静岡大学）丸山 正,（愛知教育大学）鈴森 舞, 西川健二郎, 則竹順子, 森山晶子, 山下祐一郎,（京都大学）杉戸信彦, 木下朋和, 土志田正二, 松岡 暁, 服部泰久

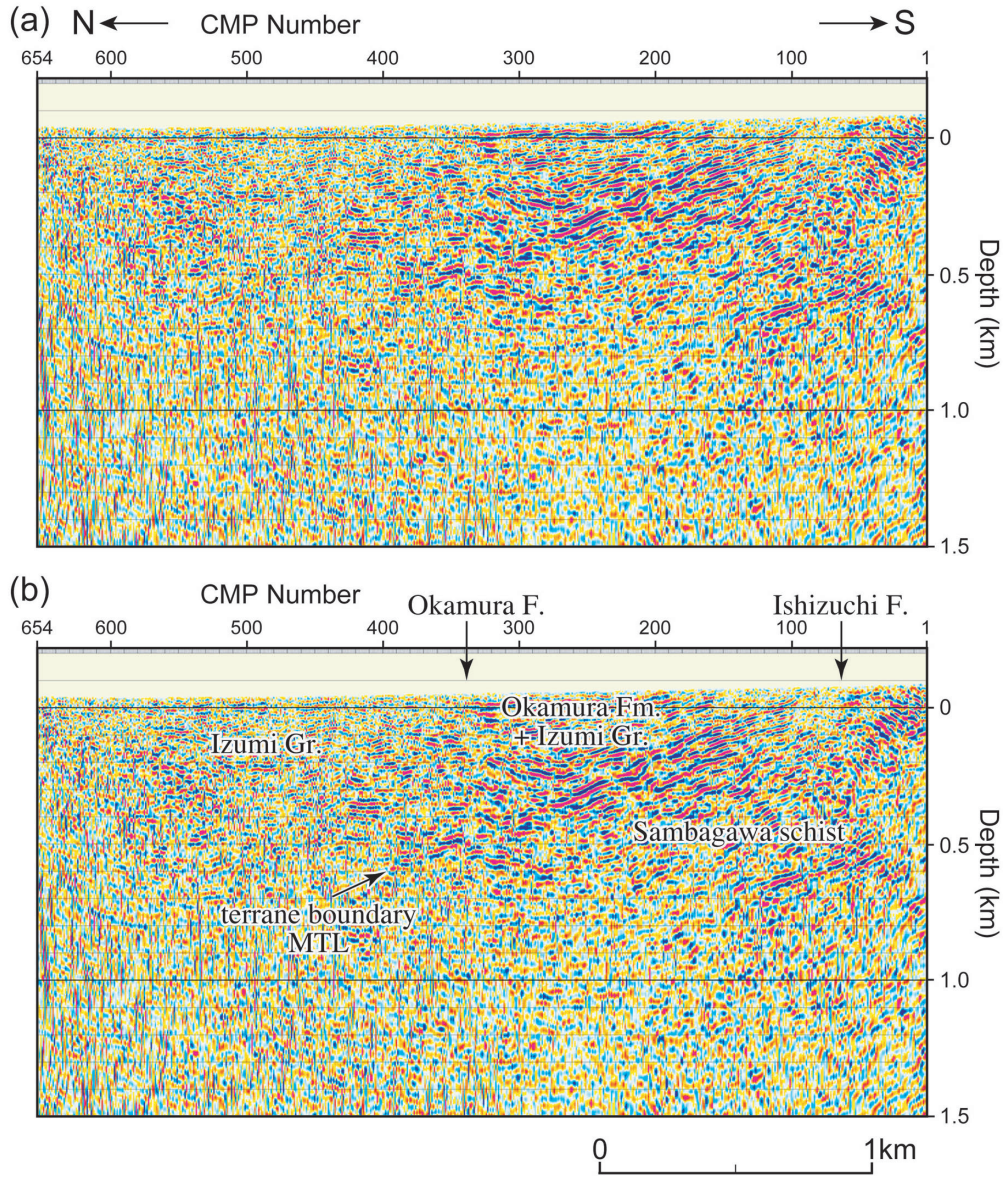


Fig. 9. Migrated depth section (a) and geologic interpretation (b) of the 2002 Niihama seismic line.

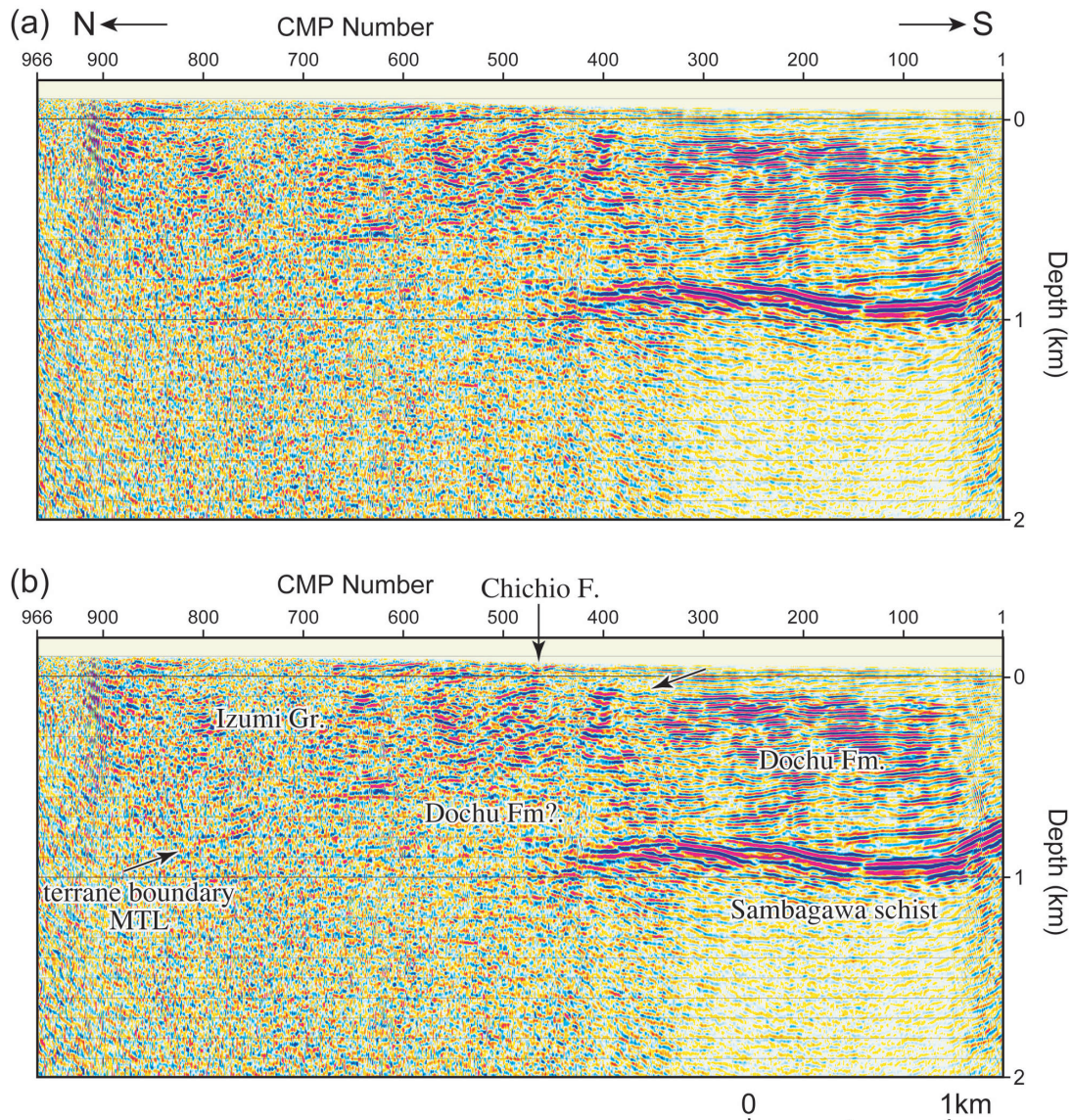


Fig. 10. Migrated depth section (a) and geologic interpretation (b) of the 2003 Awa seismic line.

文 献

- 愛媛県, 1999, 中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北縁)に関する調査, 第3回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 331-346.
- 後藤秀昭・中田 高, 2000, 四国の中央構造線活断層系—詳細断層線分布図と資料一, 広島大学総合地誌研究叢書, **35**, 144 pp.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 覚, 1996, 四国中央構造線地下構造の総合物理探査, 地質学雑誌, **102**, 346-360.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003, 中央構造線断層帯(金剛山地東縁—伊予灘)の長期評価について, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03feb_chuokozo/

index.htm >, (参照 2007-2-6).

- 河村知徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇裕・佐藤比呂志・井川 猛, 2001, 活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学的実体の推定—紀伊半島北西部中央構造線を例として—, 地震2, **54**, 233-249.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健, 1993, 2.5万分の1中央構造線活断層系(四国地域)ストリップマップ, 構造図(8), 地質調査所.
- 森野道夫・岡田篤正, 2002, トレンチ調査結果の再検討に基づく四国中央構造線活断層系の活動履歴, 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 2, 153-182.
- 中西一郎, 2002, 文禄五年閏七月九日(1596年9月1日)の地震による伊予での被害を示す史料, 地震2, **55**, 311-316.
- 岡田篤正, 1970, 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度, 地理学評論, **43**, 1-21.
- 岡田篤正, 1973a, 中央構造線の第四紀断層運動について, 杉山

中央構造線断層帯の浅層反射法地震探査

- 隆二編, 「中央構造線」, 東海大学出版会, 49-86.
- 岡田篤正, 1973b, 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動, 地理学評論, **46**, 295-322.
- 岡田篤正・長谷川修一, 1991, 中央構造線のネオテクトニクス, 日本地質学会第98年学術大会見学旅行案内書, 195-214.
- 岡田篤正・堤浩之, 1997, 中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動—徳島県市場町でのトレンチ調査—, 地学雑誌, **106**, 644-659.
- 岡田篤正・堤浩之・中田高・安藤雅孝, 1998, 中央構造線活断層系岡村断層の完新世断層活動—愛媛県西条市飯岡地区のトレンチ調査のまとめ—, 活断層研究, **17**, 106-131.
- 岡山俊雄, 1988, 「1:1,000,000 日本列島接峰面図」, 古今書院, 図3枚, 解説書71pp.
- 佐藤比呂志・児島悠司・村田明広・伊藤谷生・金田義行・大西正純・岩崎貴哉・於保幸正・荻野スミ子・狩野謙一・河村知徳・蔵下英司・越谷信・高須晃・竹下徹・津村紀子・寺林優・豊原富士夫・中島隆・野田賢・橋本善孝・長谷川修一・平田直・宮内崇裕・宮田隆夫・山北聡・吉田武義・Steven Harder・Kate Miller・Galen Kaip・小澤岳史・井川猛, 2005, 西南日本外帯の地殻構造: 2002年四国—瀬戸内海横断地殻構造探査の成果, 地震研究所彙報, **80**, 53-71.
- 堤浩之・後藤秀昭, 2006, 四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布, 地震, **59**, 117-132.
- 渡辺満久, 2005, 活断層変位地形と推定地下構造, 地理科学, **60**, 149-159.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川猛・横田裕, 1992, 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, 地質学論集, 第40号, 177-186.

(Received March 6, 2007)

(Accepted May 9, 2007)