

## 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

佐藤比呂志<sup>1)\*</sup>・児島悠司<sup>2)</sup>・村田明広<sup>3)</sup>・伊藤谷生<sup>4)</sup>・金田義行<sup>5)</sup>・大西正純<sup>6)</sup>・岩崎貴哉<sup>1)</sup>・於保幸正<sup>7)</sup>・荻野スミ子<sup>1)</sup>・狩野謙一<sup>8)</sup>・河村知徳<sup>1)</sup>・蔵下英司<sup>1)</sup>・越谷 信<sup>9)</sup>・高須 晃<sup>10)</sup>・竹下徹<sup>11)</sup>・津村紀子<sup>4)</sup>・寺林 優<sup>12)</sup>・豊原富士夫<sup>13)</sup>・中島 隆<sup>14)</sup>・野田 賢<sup>9)</sup>・橋本善孝<sup>15)</sup>・長谷川修一<sup>12)</sup>・平田 直<sup>1)</sup>・宮内崇裕<sup>4)</sup>・宮田隆夫<sup>16)</sup>・山北 聡<sup>17)</sup>・吉田武義<sup>18)</sup>・Steven Harder<sup>19)</sup>・Kate Miller<sup>19)</sup>・Galen Kaip<sup>19)</sup>・小澤岳史<sup>6)</sup>・井川 猛<sup>6)</sup>

<sup>1)</sup> 東京大学地震研究所・<sup>2)</sup> 千葉大学大学院自然科学研究科 (現在: 大和探査株式会社)・<sup>3)</sup> 徳島大学総合科学部・<sup>4)</sup> 千葉大学理学部・<sup>5)</sup> 海洋研究開発機構・<sup>6)</sup> (株)地球科学総合研究所・<sup>7)</sup> 広島大学総合科学部・<sup>8)</sup> 静岡大学理学部・<sup>9)</sup> 岩手大学工学部・<sup>10)</sup> 島根大学総合理工学部・<sup>11)</sup> 北海道大学大学院理学研究科・<sup>12)</sup> 香川大学工学部・<sup>13)</sup> 熊本大学理学部・<sup>14)</sup> 産業技術総合研究所地質調査総合センター・<sup>15)</sup> 高知大学理学部・<sup>16)</sup> 神戸大学理学部・<sup>17)</sup> 宮崎大学教育文化学部・<sup>18)</sup> 東北大学大学院理学研究科・<sup>19)</sup> テキサス大学エルパソ校

## Crustal Structure of the Outer Zone in Southwest Japan revealed by Shikoku and Seto-Inland-Sea Seismic Profiling in 2002

Hiroshi Sato<sup>1)\*</sup>, Yuji Kojima<sup>2)</sup>, Akihiro Murata<sup>3)</sup>, Tanio Ito<sup>4)</sup>, Yoshiyuki Kaneda<sup>5)</sup>, Masazumi Onishi<sup>6)</sup>, Takaya Iwasaki<sup>1)</sup>, Yukimasa Oho<sup>7)</sup>, Sumiko Ogino<sup>1)</sup>, Ken'ichi Kano<sup>8)</sup>, Tomonori Kawamura<sup>1)</sup>, Eiji Kurashimo<sup>1)</sup>, Shin Koshiya<sup>9)</sup>, Akira Takasu<sup>10)</sup>, Toru Takeshita<sup>11)</sup>, Noriko Tsumura<sup>4)</sup>, Yu Terabayashi<sup>12)</sup>, Fujio Toyohara<sup>13)</sup>, Takashi Nakajima<sup>14)</sup>, Ken Noda<sup>9)</sup>, Yoshitaka Hashimoto<sup>15)</sup>, Shuichi Hasegawa<sup>12)</sup>, Naoshi Hirata<sup>1)</sup>, Takahiro Miyauchi<sup>4)</sup>, Takao Miyata<sup>16)</sup>, Satoshi Yamakita<sup>17)</sup>, Takeyoshi Yoshida<sup>18)</sup>, Steven Harder<sup>19)</sup>, Kate Miller<sup>19)</sup>, Galen Kaip<sup>19)</sup>, Takeshi Ozawa<sup>6)</sup>, and Takeshi Ikawa<sup>6)</sup>

<sup>1)</sup> Earthquake Research Institute, University of Tokyo, <sup>2)</sup> Graduate School of Science and Technology, Chiba University. Present Address: DAIWA Exploration & Consulting Co., Ltd., <sup>3)</sup> Faculty of Integrated Arts and Sciences, Tokushima University, <sup>4)</sup> Faculty of Science, Chiba University, <sup>5)</sup> Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), <sup>6)</sup> JGI, Inc., <sup>7)</sup> Faculty of Integrated Arts and Sciences, Hiroshima University, <sup>8)</sup> Faculty of Science, Shizuoka University, <sup>9)</sup> Faculty of Engineering, Iwate University, <sup>10)</sup> Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Shimane University, <sup>11)</sup> Faculty of Science, Hokkaido University, <sup>12)</sup> Faculty of Engineering, Kagawa University, <sup>13)</sup> Faculty of Science, Kumamoto University, <sup>14)</sup> Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, <sup>15)</sup> Faculty of Science, Kochi University, <sup>16)</sup> Faculty of Science, Kobe University, <sup>17)</sup> Faculty of Education and Culture, Miyazaki University, <sup>18)</sup> Graduate School of Science, Tohoku University, <sup>19)</sup> Department of Geological Sciences, University of Texas at El Paso.

### Abstract

In 2002, an integrated seismic survey across the overall Outer zone of Southwest Japan was conducted in Shikoku and Seto Inland Sea. The seismic line, which was more than 130 km long, transected all geologic constituents of the superficial Outer zone of Southwest Japan. The survey successfully provided the first crustal transection of the Outer zone of Southwest Japan. The

\* e-mail: satow@eri.u-tokyo.ac.jp (〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

transection gives the following important information on the crustal structure.

1. The upper crust of the Outer zone is characterized by N-dipping accretionary complexes, which have a S-younging sequence, as expected by the surface geology.
2. The Median Tectonic Line (MTL), the northern boundary of the Outer zone, dips northward at about 40 degrees, and reaches the lower crust whose lower boundary exhibits an upward convex shape.
3. The lower crust of the Outer zone is only 30 km wide from the lower termination of the MTL. Most of the Outer zone has no lower crust.
4. The Philippine Sea plate (PHS) changes its subducting angle from 10 to 25 degrees around the southern border of the lower crust.

**Key words:** seismic reflection profile, Outer zone of Southwest Japan, crustal structure, Shikoku, Seto Inland Sea

### 1. はじめに

古生代後期以降の付加体によって主要部分が構成される日本列島は、中央構造線を境として日本海側の内帯と太平洋側の外帯に区分される (Fig. 1). そして、1980年代後半までには内帯はほぼ水平なナップ構造によって、外帯は時代の異なる付加体の帯状配列によって特徴づけられているということがおおよそ明らかとなっていた。しかし、これらの区分や特徴付けは地表地質に基づいており、日本列島の地殻全体がどのような地質構造を有しているかについては不明のままであった。このため、大陸縁辺に形成され続けた付加体からどのようにして島弧の地質構造が形成されるかという地球科学上の大きな課題に十分応えることが出来ない状態が続いていたのである。その最大の理由は、地質構造解明に必要な空間的分

解能と探査深度を持つ反射法地震探査が日本列島の構造を典型的に代表する西南日本において実施されて来なかったからである。

2002年8~9月に西南日本のプレート沈み込み帯から島弧を経て日本海側背弧海盆に至る地殻・上部マントル構造の全体像を解明する目的で、地震研究所と海洋科学技術センター (現: 海洋研究開発機構) による大規模海陸統合地殻構造調査が行われた (代表: 東大地震研究所岩崎貴哉, 海洋科学技術センター金田義行)。その一環として、以前からの課題であった高解像度反射法地震探査を主体とする実験が室戸半島から香川県東方に至るルートで多くの地質研究者、学生諸君の連携のもとで実施された (四国横断反射法地震探査 (代表: 東大地震研究所佐藤比呂志))。さらにこの四国横断反射法地震探査には瀬戸内海横断反射法地震探査 (代表: 千葉大学理学部伊藤谷生) も結合され、単一の四国-瀬戸内海横断反射法地震探査となった。この探査については、直ちに伊藤ほか (2002), 2002 四国横断地殻構造探査グループ (2002), 西南日本地殻構造研究グループ (2002 a, 2002 b), 佐藤ほか (2003) などによって速報されたが、膨大なデータの全面的な解析の結果、四国-瀬戸内海下に沈み込むフィリピン海プレートとそれ以浅の外帯地殻構造、ならびに外帯/内帯の境界である中央構造線の地下構造の概要が初めて明らかにされた。この成果が、日本列島という島弧の形成過程研究に対して新たな重要データを提供するものであることは疑いない。従って、本報告は、四国-瀬戸内海横断反射法地震探査によって得られた地殻構造断面を可及的速やかに提示し、今後の地球科学的研究に資することを主要な目的としている。なお、本報告中の構造断面解釈については、本研究を担った研究者間で一致しているものではなく、四国横断

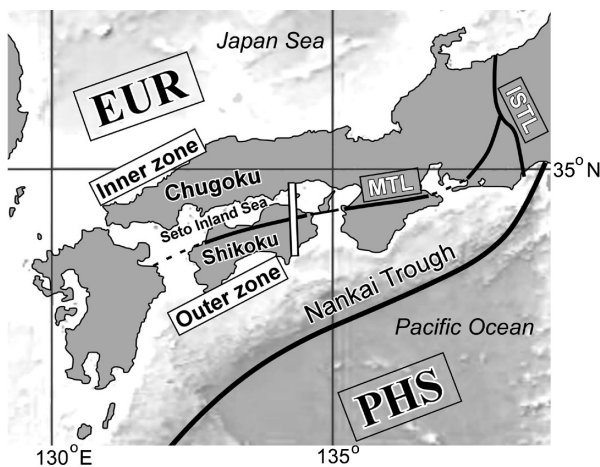


Fig. 1. Index map. White line: Survey line. MTL: Median Tectonic Line. ISTL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. EUR and PHS: Eurasian and Philippine Sea Plates, respectively.

ならびに瀬戸内海横断探査の両代表である佐藤と伊藤の責任で暫定的にまとめたものであることを記しておく。

## 2. 探査の概要

### (1) 基本手法

反射法では、記録断面図上の反射イベントを強調させるために共通反射点 (CDP) 重合法を用いることが一般的である。パイブロサイス震源等を用いて多くの地点で発震を行う場合、この CDP 重合法は非常に有益であることはよく知られている。しかし、本探査の測線は急峻な四国山脈を通過することもあってパイブロサイスによる多数の発震点を確保することは難しく、従って CDP 重合法による記録の改善はあまり期待できない。そこで、本研究では香川県において深度 12 km まで中央構造線の地下構造を把握することに成功した 1999 年の single-fold 法による探査 (Kawamura *et al.*, 2003) を踏襲することにした。single-fold 法とは、CDP 重合を行わずに 1 つの発震ごとに処理を行うことによって得られた断面をつなぎ合わせて、全体の断面図を作成するという手法である。初期の石油探査においては single-fold 反射法が通例であったが、CDP 重合法の発達とともに使われなくなった。しかし、深部地殻の探査においては、この single-fold 法は 1990 年にアラスカの Brooks Range 周辺で行われた探査で成功しており、測線長 315 km にわたって下部地殻とモホ面に相当する反射イベントを捉えたことが報告されている (Levander *et al.*, 1994)。ただし、この手法は重合による S/N 比の向上が期待できないので、震源としてはエネルギーの大きいダイナマイトの使用が必要である。また、発震点間隔が粗い場合、発震点から遠い所では、浅部のデータが欠落するという問題もある。

### (2) 測線

本探査においては Fig. 2 に示すように四国東部・瀬戸内海を南北に横断する測線 (receiver line) を設定した。測線は西南日本外帯の帯状構造に対してほぼ直交するようになっている。全長は海陸合わせて約 148 km である。四国に関しては主に国道 193 号線沿いを通っており、本探査測線の大部分は 1999 年の海陸統合地殻構造探査 (蔵下ほか, 2001) の測線と一致している。断面は後述するように CDP line にそって作成する。Fig. 2 には、50 m 間隔の CDP 番号 (1~2759) を付与した上で、CDP line をあらかじめ示しておく。以下の議論はすべて CDP line 上の CDP 番号を用いて行い、測線 (receiver line) 上の受振点番号は用いない。

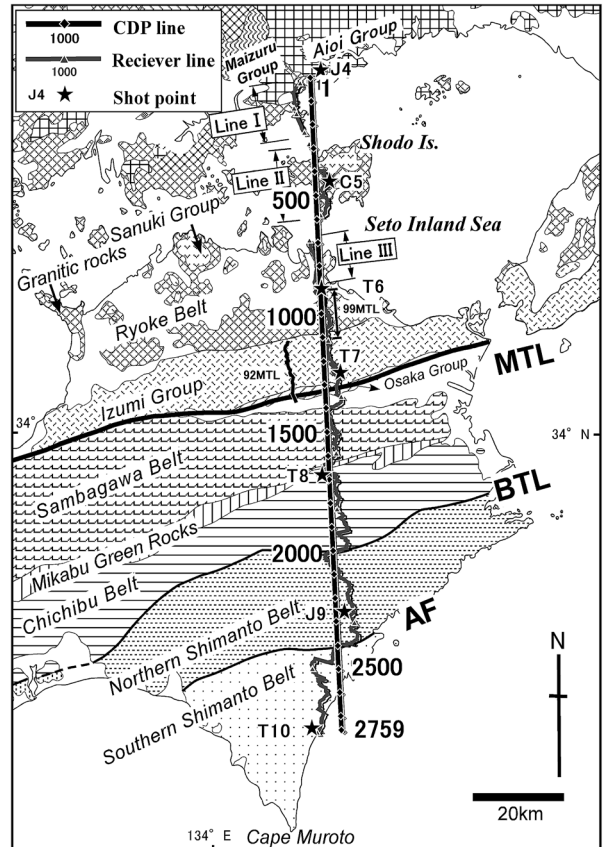


Fig. 2. Receiver and CDP lines, and geologic map. Geologic map after Geological Survey of Japan (1982). 92MTL and 99MTL: Previous seismic experiments reported by Ito *et al.* (1996 in Japanese; 1996 in English) and Kawamura *et al.* (2003). Lines I, II, and III are the segments of the Trans-Seto-Inland-Sea receiver line (See Fig. 3). MTL: Median Tectonic Line. BTL: Butsuzo Tectonic Line. AF: Aki Fault.

### (3) データ取得の仕様

#### 1) 受振系・記録系 (Table 1)

瀬戸内海横断探査測線は、中国地方岡山県牛窓町から四国地方香川県さぬき市までの約 50 km で、次のように I, II, III の 3 つの部分に分かれている (Fig. 3)。  
 <<Line I (海陸結合)>>岡山県牛窓町に設置した GDAPS デジタルテレメトリシステム (地球科学総合研究所製) (G2) より本州側に陸上ケーブルを展開し、牛窓の海岸とその南の前島の間には、水中ユニットを結合し、前島では陸上ユニット、そこから小豆島に向かう海峡には水中ユニットを設置した。陸上の受振点間隔は 50 m, 水中は 25 m である。水中受振器はハイドロフォンが使用された。なお、この測線の北端から北東約 5.0 km には発震点 J4 がある。

<<Line II (海陸結合)>>瀬戸内海小豆島にマスターとな

Table 1. Specifications for the receiving system.

		Seto Inland Sea 2002			Shikoku 2002
		Line I	Line II	Line III	
Receiver type	Land	10Hz Geophone (Phones/Station: 9)			4.5Hz Geophone
	Sea	10Hz Hydrophone	10Hz Dual sensor	—	—
Receiver interbal	Land	50m	50m	50m	120m (Average)
	Sea	25m	50m	—	—
No. of station	Land	169	396	237	805
	Sea	201	105	—	—
Recording instrument	GDAPS-4			REF TEK-125	
Sample rate	4msec				
Record length	64sec			Continuous observation	
No. of channels	370ch	501ch	237ch	805ch	

\* See Fig.1 to know the position of each seismic lines.

る GDAPS システム (G1) を置き、ここから島の南北にわたる陸上測線を展開し、その北端から海中ケーブル (OBC) を北に向かって 5.3 km 展開した。海陸共に受振点間隔は 50 m である。なお小豆島の測線中央には発振震点 C5 がある。

≪Line III (陸域のみ)≫香川県さぬき市北端近くに 3 台目の GDAPS システム (東京大学地震研究所所有) (G3) を置き、さぬき市の北端大串岬から南に 11.8 km の測線を展開し、50 m 間隔でジオフォンを設置した。この測線の南端は発震点 T6 に接している。

Line II の小豆島南端と Line III の北端の間 6.0 km の海域は激しい潮流のため受振器を設置できなかったため、この間はデータの欠落がある。また、Line I の南端の水中ユニットおよび Line III の OBC の北端については、水深や潮流の影響によるケーブルトラブルのため、最大約 5 km のデータの欠落によるギャップが生じた。

四国横断探査は香川県さぬき市より高知県東洋町まで、Reftek 社の 4.5 Hz 独立型地震計 Texan (Reftek 125) が Fig. 2 に示された CDP line 上で平均約 120 m 間隔となるように設置された。Texan の総数 805 台である。測線長は約 90 km である。

データ取得については、Fig. 3 に示されるように、小豆島の GDAPS システム (G1) をマスターシステムとして、スレーブシステム (G2, G3) とは専用 VHF 無線機で連絡をとりながら、全システムの記録開始を確認した

後、衛星電話により発破システム側に発破指令が出された。

四国横断測線に設置された Texan システムは、GPS 受信によって内部時計のキャリブレーションを行った。なお、発震指令は、東京大学地震研究所のテレメータシステムにより、障害になるような地震の発生がないことが確認しながら行われた。

## 2) 震源系 (Table 2)

「西南日本一鳥取沖海陸統合地殻構造探査」の発震は、薬量 50~500 kg のダイナマイトを測線近傍の 10 カ所中国 4 カ所 (J1, T2, T3, J4)・小豆島 1 カ所 (C5)・四国 5 カ所 (T6, T7, T8, J9, T10) で発破することによってなされた。本研究では J4 より南の 7 地点での発震によるデータを用いた。

## 3. 測線周辺の地質概説

西南日本は古生代末期から第三紀にかけて形成された付加体と、そこに貫入した花崗岩類等から構成されており、東西方向の帯状構造を形成している。中央構造線 (MTL) によって内帯 (北側) と外帯 (南側) に分けられており、外帯は仏像構造線や安芸構造線などによってさらにいくつかの地体構造区に区分されている。以下に四国・瀬戸内海地域に分布する主要な地質体とその境界断層を北から順に記述する。

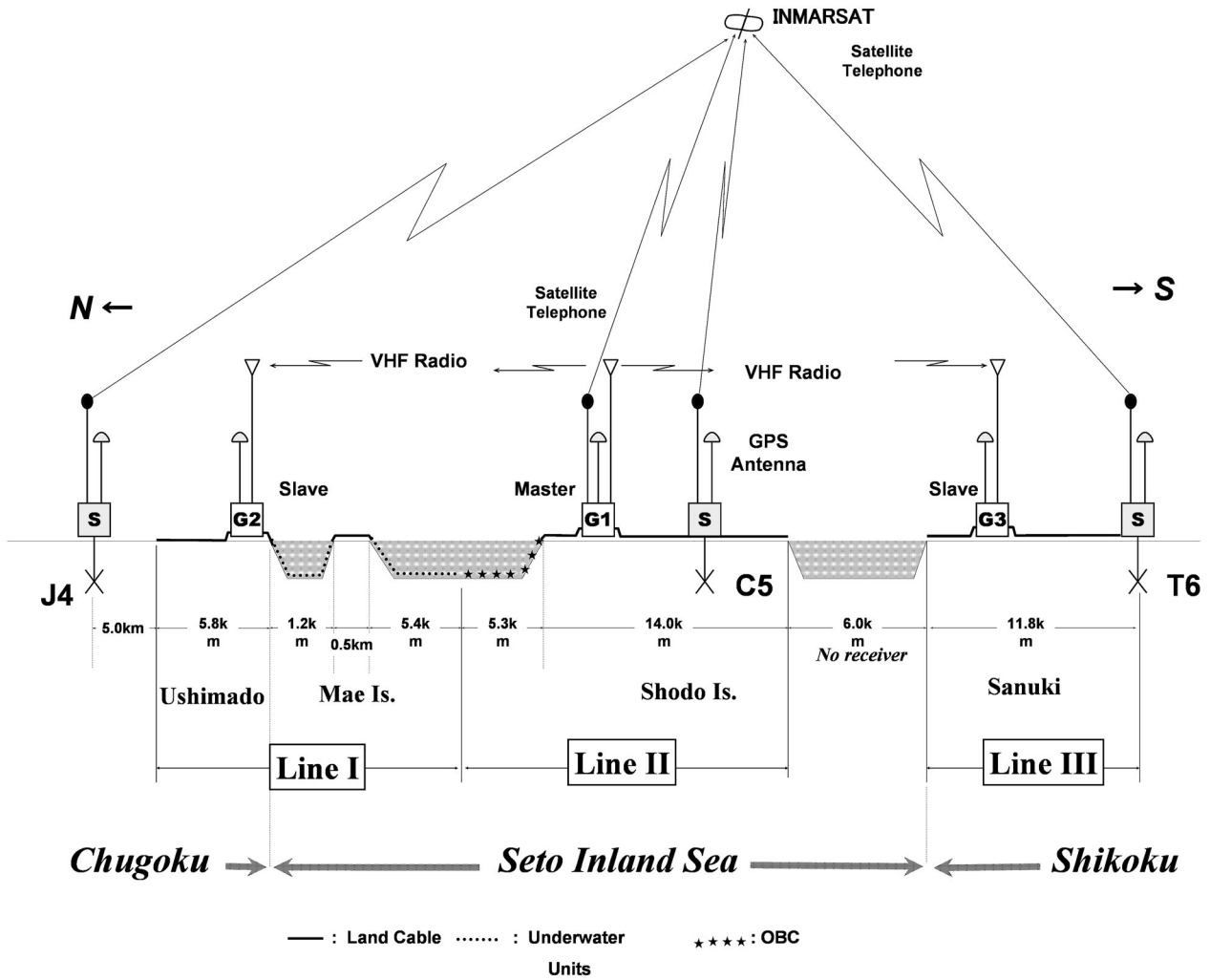


Fig. 3. Schematic diagram of the Trans-Seto-Inland-Sea profiling. G1, G2 and G3: GDAPS Digital Telemetry Systems. S: Shooting unit. J4, C5, and T6: Dynamite shots (See Table 2).

Table 2. Shot data. J, T, and C: Abbreviations of the agency providing the shot.

Shot Point	North latitude	East longitude	Elevation	Shot hole depth	Dynamite
J4	34° 41' 30" 15	134° 14' 12" 28	95m	75.60m	500kg
C5	34° 28' 44" 11	134° 15' 28" 79	215m	35.57m	100kg
T6	34° 16' 36" 09	134° 14' 21" 90	75m	35.49m	100kg
T7	34° 06' 53" 88	134° 17' 07" 89	110m	25.62m	50kg
T8	33° 55' 19" 19	134° 14' 33" 26	670m	55.62m	300kg
J9	33° 39' 41" 99	134° 17' 34" 67	200m	75.62m	500kg
T10	33° 26' 27" 44	134° 13' 13" 35	70m	35.55m	100kg

Internal diameter of a shot hole : 105.3mm

J : Japan Marine Science and Technology Center (JAMSTEC)

T : Earthquake Research Institute, University of Tokyo

C : Chiba University

## (1) 測線沿いの地質

## 《舞鶴層群・花崗岩類など (CDP1-340)》

本測線の北端付近には舞鶴層群の最下部層が分布しており、頁岩、砂岩などからなっている(猪木・弘原海, 1982)。干拓地をはさんで、その南には白亜紀～古第三紀の花崗岩が分布している。測線北端付近、ならびにその北方には舞鶴層群を覆って後期白亜紀の溶結凝灰岩等からなる相生層群が分布する。

## 《領家帯 (CDP340-1080)》

主に白亜紀花崗岩からなっており、一部に領家変成岩が分布している(杓掛ほか, 1979)。地下で中央構造線を境に三波川帯と接している。

## 《和泉層群 (CDP1080-1300)》

白亜紀の海成層である。北縁部に基底礫岩があり、中・南部は主に砂岩泥岩互層から成っている。東西方向の軸跡を有する向斜構造をなし、軸は東方へプランジしている(須鎗, 1991)。領家帯南縁部の花崗岩・変成岩類を不整合に覆う。

## 《讃岐層群 (領家帯分布域に点在)》

瀬戸内火山岩類とそれに伴う淡水性の堆積層から成り(長谷川・斉藤, 1989)、香川県の讃岐平野や小豆島などに分布する。領家帯を不整合に覆う。

## 《大阪層群相当層 (CDP1300-1340)》

鮮新世末から更新世中期にかけての河川性堆積物であり、中央構造線沿いの地域や阿讃山地の北麓に分布する。

## 《三波川帯 (CDP1400-1630)》

高圧中間群の広域変成帯であり、全体として緩い背斜構造を形成している。北側はMTLを境に領家帯・和泉層群と接している。主に結晶片岩類からなっており、原岩の時代は、須鎗(1991)は三畳紀後期～ジュラ紀であるとしているが、磯崎・丸山(1991)は白亜紀前期の付加体であろうとしている。

## 《御荷鉾緑色岩類 (CDP1630-1650)》

三波川帯と秩父累帯の間に断続的に分布する低変成度の苦鉄質・超苦鉄質岩類である。御荷鉾緑色岩類は、チャート、石灰岩、泥質岩を伴っており、チャートを秩父帯のものとみなすなら、御荷鉾緑色岩類と秩父帯のチャートとは大部分堆積接触関係になっている(須鎗, 1991)。

## 《秩父帯 (CDP1650-2000)》

北帯北半にはジュラ紀のメランジュおよびチャート砕屑岩シーケンス、南縁にはペルム紀の地層群が分布することが明らかになっている(須鎗ほか, 1983; 石田, 1985a; 磯崎, 1986)。中帯(ほぼ黒瀬川帯)には先ペルム

紀古期岩類、ペルム紀・三畳紀・ジュラ紀の地層群が並んでいる。南帯にはジュラ紀～白亜紀初頭のメランジュおよびチャート砕屑岩シーケンスが広く分布しており、石灰岩やチャートを含むことが知られている(石田, 1985b; 松岡, 1984)。

## 《四万十帯 (北帯 CDP2000-2400, 南帯 CDP2400 以南)》

安芸断層により北帯と南帯に分けられる。北帯には主に白亜紀中期中葉以降の地層が、南帯には始新世～中新世初期の地層群が分布している(須鎗ほか, 1989)。構成層は大きく浅海相・タービダイト相・メランジュ相に分けられる(Suzuki and Hada, 1979; 平ほか, 1980)。

## (2) 地体構造境界断層

## 《中央構造線 (CDP1310)》

四国東部では和泉層群と三波川帯の境界に当たる。かつてはその地表トレースが直線的であることなどを理由に高角断層であると信じられてきたが、反射法地震探査の結果、その地下構造について新たな見解が提起されるようになった(伊藤ほか, 1996; Ito *et al.*, 1996)。1992年に四国東部で実施された探査(92MTL)では、深度5 km程度までは北に30～40°傾斜しているという解釈が示された。また、1999年に92MTLの北側で探査(99MTL)が行われ、92MTLの結果と合わせ、地表から深度12 kmのところまでMTLを追跡することができた(Kawamura *et al.*, 2003)。

## 《三波川帯一秩父帯の構造的関係》

三波川帯が秩父帯の構造的上位にあるという考え(例えばMurata, 1982)とその逆の考え(例えば磯崎・丸山, 1991)の間で議論がある。また、秩父帯においても中帯が北帯より構造的上位のクリップとする見方(磯崎・丸山, 1991)と下位とする見方(例えば松岡ほか, 1998)がある。

## 《仏像構造線 (CDP2000)》

地表付近では秩父帯と四万十帯の境界断層である。地表近傍では中角から高角になっているが、深部に行くにつれて低角になり、秩父帯の地層および三波川帯の下には、四万十帯の地層が分布していると考えられている(Murata, 1982)。

## 《安芸断層 (CDP2410)》

四万十帯を北帯と南帯に分ける断層である(甲藤ほか, 1961)。徳島県の海南町や穴喰町で50-70°の北傾斜を持つ断層が確認されており、数十cm～数mの破碎帯を伴っている(須鎗・山崎, 1987)。安芸断層は、地表では中角～高角であるが、本来、九州の延岡衝上断層(延岡構造線)と同じ性質のもので、低角に形成された衝上

断層であることが明らかになっている(村田, 1998; 1999)。なお, 安芸断層については最近では安芸構造線という名称を用いるのが一般的であるが, 断層名に「構造線」という用語を用いるのは好ましくないこともあり, ここでは甲藤ほか(1961)の命名を尊重した。

#### 4. データ処理と断面の作成

先に述べたように, 本研究では J4, C5, T6, T7, T8, J9, T10 の 7 地点での発震により取得したデータについて処理を行った。処理には(株)地球科学総合研究所, ならびに千葉大学理学部のデータ処理システム等を用いた。処理の流れを, Fig. 4 に示す。

データ処理の概要は以下のとおりである。処理の途中までは, 通常の CDP 重合法による流れに従っているが, 後半において, NMO 補正の前に, 各ショット記録を抽出し, それぞれに対してマイグレーション処理を行い, その後 near offset のトレースを用いた single-fold のプロフィールを作成するという特殊な手法を用いた。

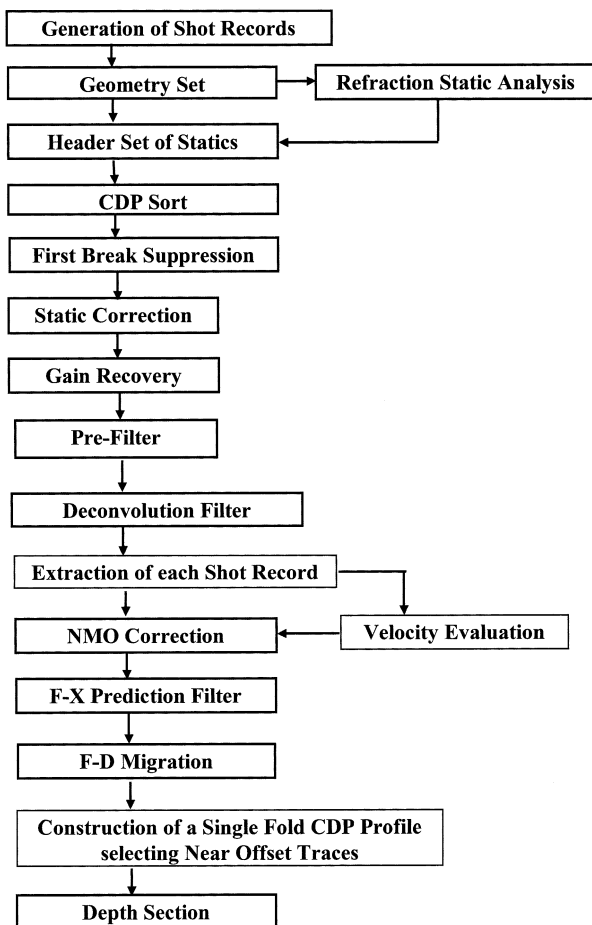


Fig. 4. Flow chart of processing.

この意味では, いわゆる通常の single-fold 処理とは異なり, far offset のデータも生かされている。また, 現場作業のところで述べた瀬戸内海のデータ欠落部分については, マイグレーションを行いながらデータを補完するという方法を用いた。

#### (1) ショット記録の作成 (Generation of Shot Records)

GDAPS システムまたは独立型地震計により収録されたデータをそれぞれ読み込み, その後ひとつに併合し, 全受振点の観測記録を各発震ごとに作成した。なお, 海底でのハイドロフォンによる観測データは, ジオフォン記録との比較により, 位相の補正をおこなった。

#### (2) ジオメトリのセット (Geometry Set)

測量データに基づき発震点・受振点の緯度・経度・標高, またこれらにより規定される CDP Line の座標等を, データのヘッダーに設定した。

#### (3) 屈折波初動解析 (Refraction Static Analysis)

基底層速度の変化を考慮した改良タイムターン法(市川ほか, 1987)を用いた。まず, J4 以南の 7 地点での発震による初動記録を踏まえて第 1 層の速度は 3,000 m/s に設定した上で, 第 2 層速度, 第 1 層深度を解析した。第 2 層速度は瀬戸内海地域から四国北部領家帯・和泉層群分布域まではおおむね 6,000 m/s 前後であるが, 中央構造線以南では徐々に低下し, 南端部では 5,000 m/s となる。この結果から求められる発振点, 受振点静補正値をデータのヘッダーにセットした。

#### (4) 共通反射点 (CDP) 編集 (CDP Sorting)

本探査の測線は山道を通ったりしているために随所で屈曲している。こうした場合は反射点も直線状には並ばない。そこで, 反射点の分布の平均を通過するような CDP line を設定した (Fig. 2 参照)。測線 (receiver line) 全体については, 受振点の間隔は 25 m, 50 m, 120 m が混在しているが, CDP 間隔としては 50 m と定義して, sorting を行った。Sorting を行ったデータから, J4 から T10 のショット記録を取り出したものを Fig. 5(1)~(7) に示す。

#### (5) 初動抑制 (First Break Suppression)

反射法の処理では, 屈折初動付近の強振幅の波は予め抑制しておく必要がある。そこで, 初動の見かけ速度を原記録により調べ, 平均に近い 5,800 m/s を一律の値として設定し, それより上部についてはミュートングをおこない, 初動から下はテーパー長 2,000 msec のテーパーを適用した。

#### (6) 静補正 (Static Correction)

屈折波初動解析により得た値を用いて行った。

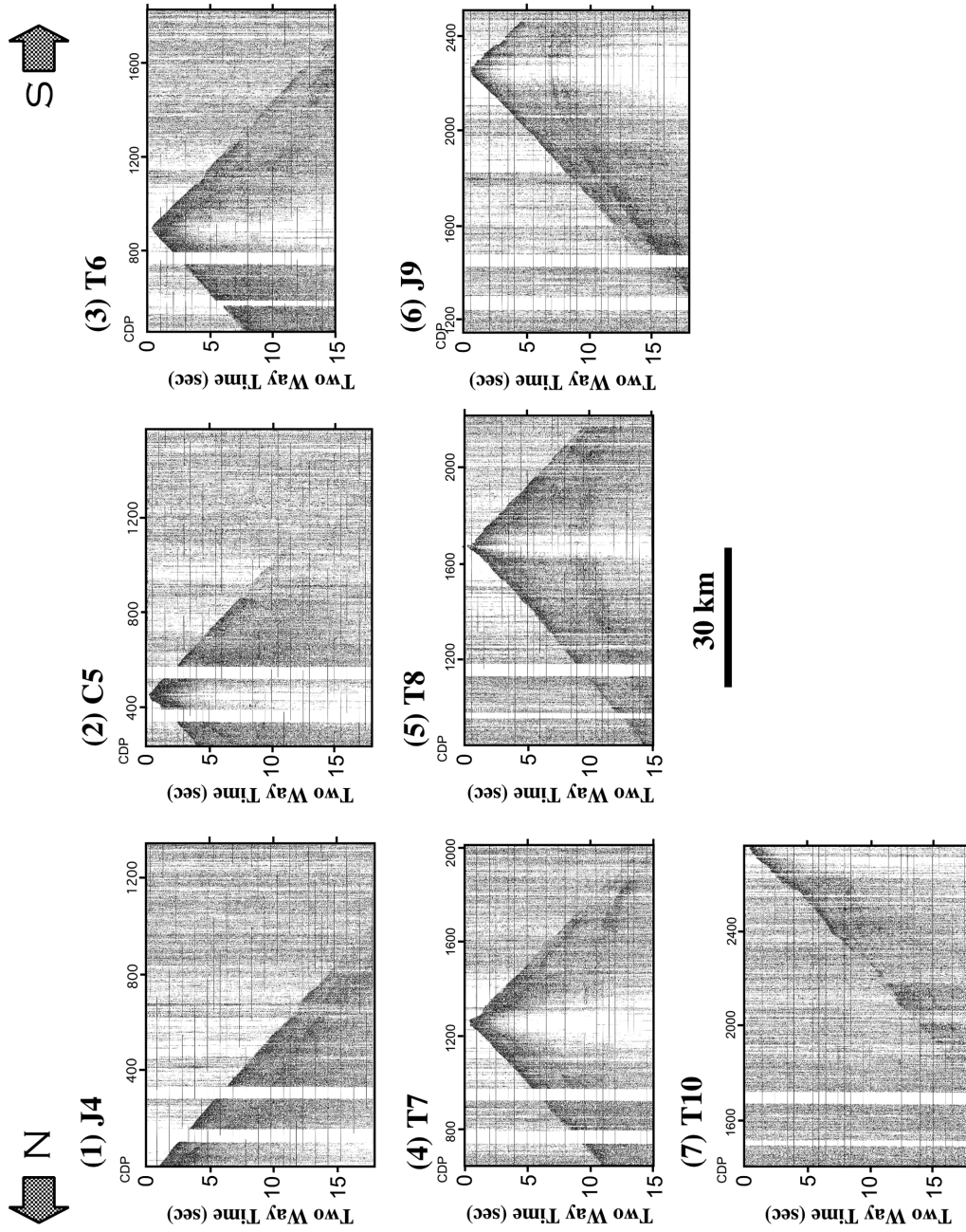


Fig. 5. Shot records. (1) J4, (2) C5, (3) T6, (4) T7, (5) T8, (6) J9, and (7) T10.



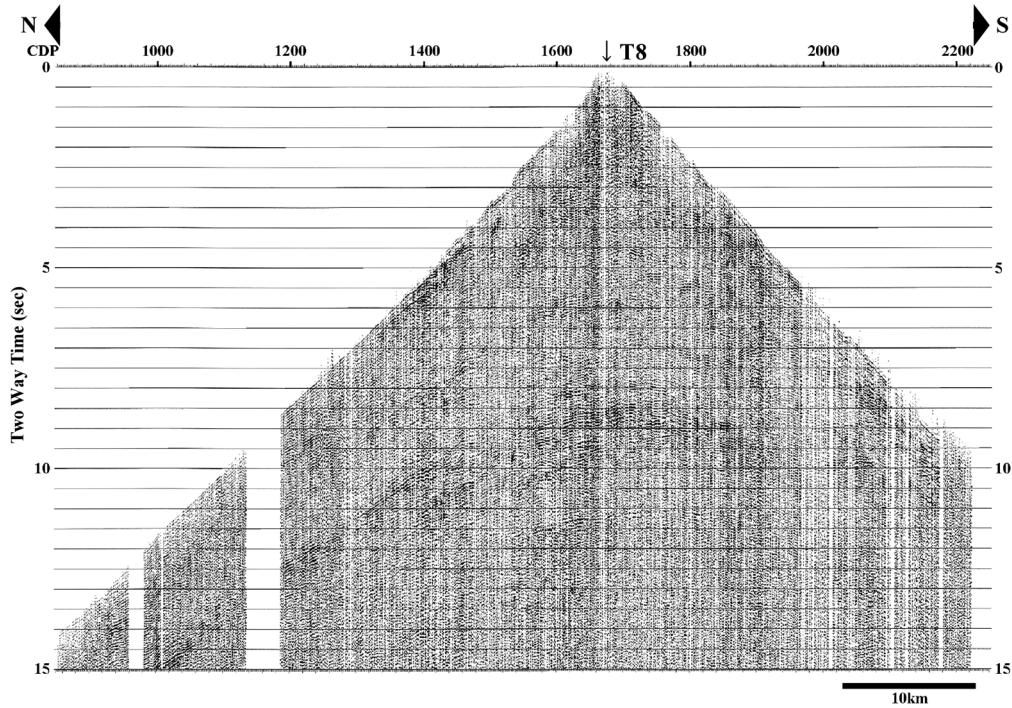


Fig. 6. An example of a refined shot record of T8 by gain recovery.

(7) 振幅回復 (Gain Recovery)

$t^n$ 型振幅調整と自動振幅調整 (AGC) を用いた.  $t^n$ 型振幅調整は往復走時  $t$  の  $n$  乗を回復の関数とするものである. 振幅のバランスに留意しつつ様々なゲート長を試行した結果にもとづき, 本研究において採用したパラメータは以下の通りである.

$t^n$ 型振幅調整の  $n$ : 1.2

AGCのゲート長: 1,500 msec (浅部対象), 3,000 msec (深部対象)

一例として, T8のショット記録に対して初動抑制後に振幅回復を実施した結果を Fig. 6 に示す. Fig. 5(5)のショット記録に比して, ショット地点近傍のトレースの振幅が回復しているのがわかる.

(8) 前置フィルター (Pre-Filter)

ショット記録に見られるノイズをあらかじめ除去するために帯域通過フィルターとして 3 Hz~20 Hz 適用した.

(9) デコンボリューション (Deconvolution Filter)

発振点・受振点での応答特性の相違の補正, 多重反射波の除去など, 分解能の高いデータを得るための波形変換処理 (デコンボリューション) を行った. テストにより, 反射波が最も鮮明となるよう以下のパラメータを設定した.

ゲート長: 2,500 msec

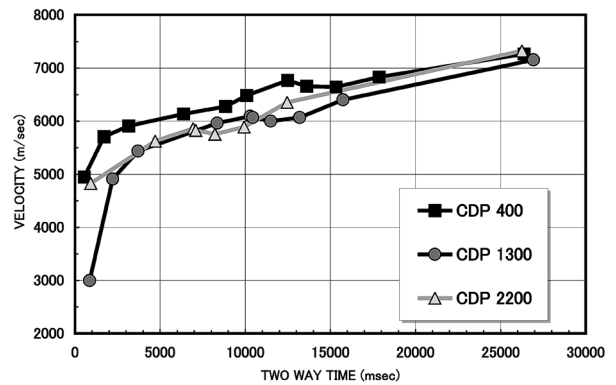


Fig. 7. P-wave velocity functions at CDP400, CDP 1300, and CDP2200 induced from Kurashimo *et al.* (2003)'s results. Vertical axis: P-wave velocity (m/s). Horizontal axis: Two way time (msec) beneath CDP 400, CDP1300, and CDP2200.

オペレータ長: 240 msec

予測距離: 64 msec

スライディング速度: 6,000 m/s

(10) ショット記録の抽出 (Extraction of Shot Record)

前項までの処理は, 通常の CDP と同一のものであるが, ここで, 各ショット記録単位のデータを抽出してさらに以下の処理を行った.

(11) 速度推定と NMO 補正 (Velocity Evaluation and NMO correction)

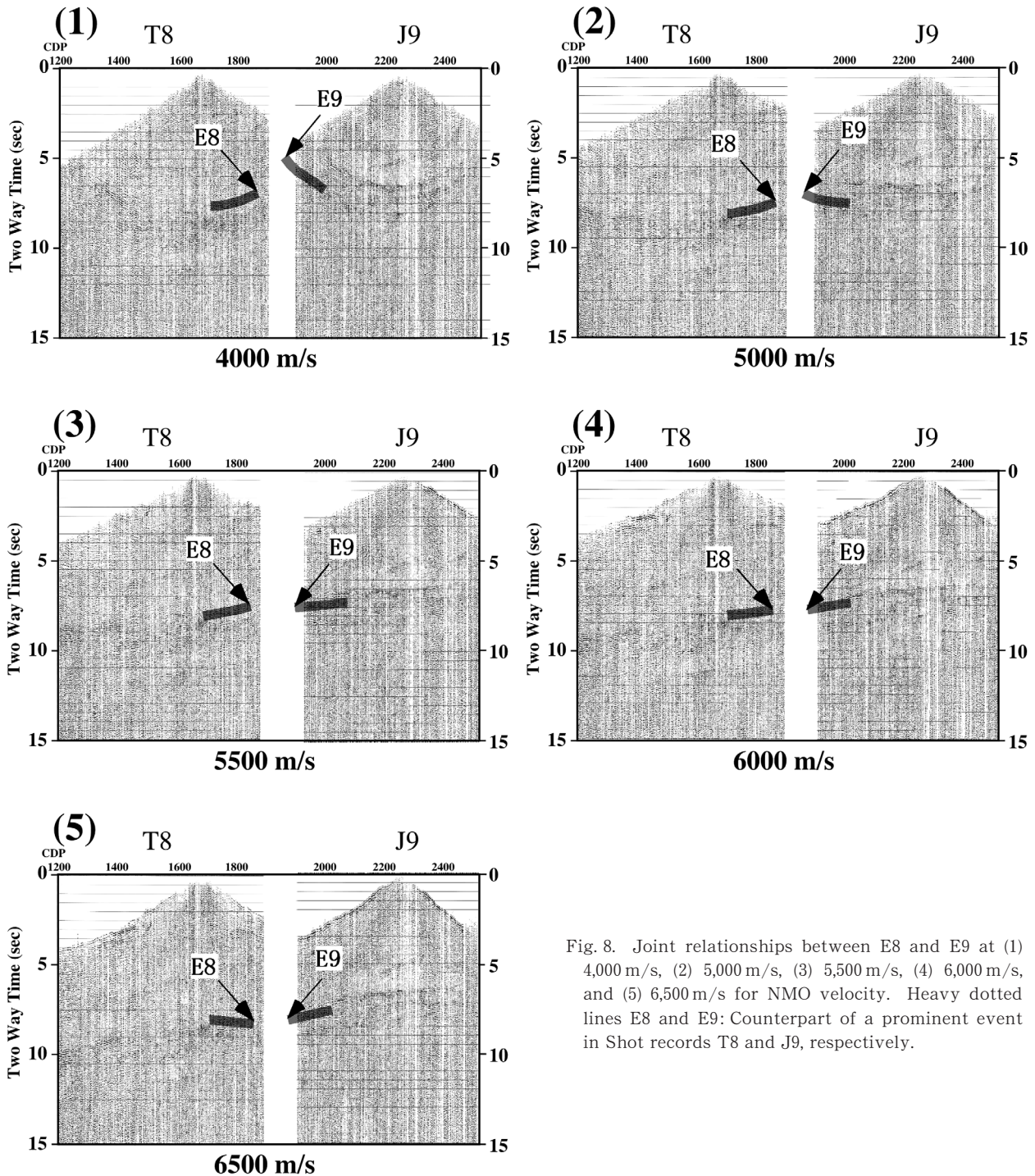


Fig. 8. Joint relationships between E8 and E9 at (1) 4,000 m/s, (2) 5,000 m/s, (3) 5,500 m/s, (4) 6,000 m/s, and (5) 6,500 m/s for NMO velocity. Heavy dotted lines E8 and E9: Counterpart of a prominent event in Shot records T8 and J9, respectively.

NMO 補正では各反射波の RMS 速度の値が必要である。本探査は発震数が少ないために CDP 重合に基づく速度解析を行うことが難しい。そこで、屈折法・広角反射法により求められた速度構造（蔵下ほか，2003）を参考にして，CDP400，CDP1300，CDP2200 における速度関数をまず作成した（Fig. 7）。次に，この速度関数が NMO 補正に相当であるかを確認するために，速度をス

トップ状に変えて NMO 処理後のイベント接合状況を調べるテスト（イベント接合テスト）を実施した。

T8 (CDP1660)，J9 (CDP2250) のショット記録上のイベント接合テストの一例を示す（Fig. 8）。NMO 補正速度を 4,000 m/s，5,000 m/s，5,500 m/s，6,000 m/s，6,500 m/s のように変えた場合，T8 のショット記録上の強い反射イベント群 E8 と，J9 の反射イベント群 E9 が，両

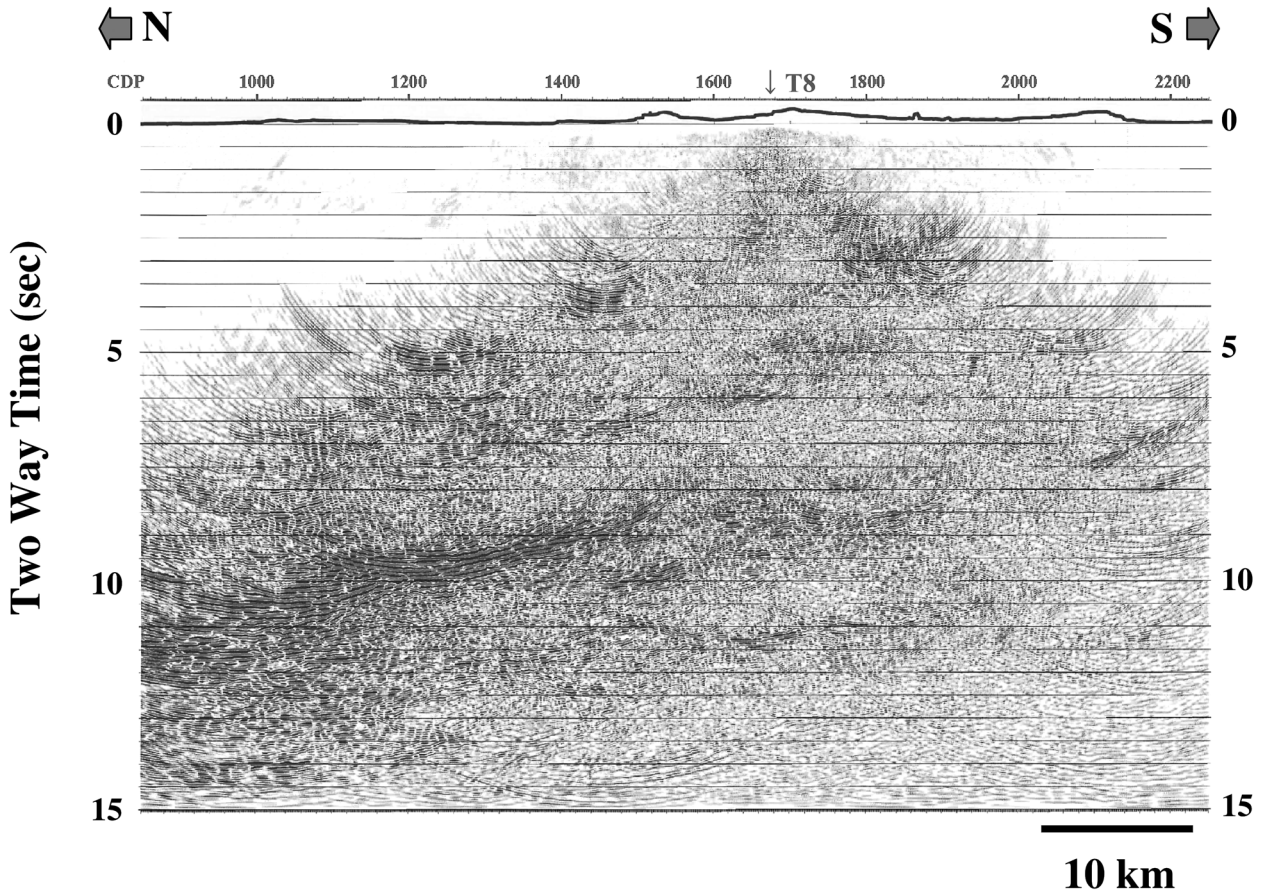


Fig. 9. An example of a migrated single-fold time-section for T8 shot

ショットの中央付近 CDP1900 付近で滑らかに接続するかどうかを検討する。補正速度 4,000 m/s, 5,000 m/s では E8 と E9 は食い違っており、また 6,500 m/s では双方の傾斜角度が異なる。5,500 m/s ならびに 6,000 m/s の双方とも、E8 と E9 が概ね滑らかにつながる。イベント接合テストからは、5,500~6,000 m/s が適切な補正速度に近いと判断される。一方、Fig. 7 上で T8 に最も近い速度関数は CDP1300 のそれであり、T8 直下の E8 上面 (TWT で 8.5 秒) の位置で 6,000 m/s を示す。また、J9 直下の E9 上面 (TWT で 8.0 秒) に最も近い速度関数は 5,800 m/s となる。この速度関数上の速度 5,800~6,000 m/s とイベント接合テストからの最適速度 5,500~6,000 m/s の結果は符合するといえよう。

以上のようなイベント接合テストにより、Fig. 7 の速度関数が妥当であると判断されたので、それをもとに全体を滑らかに繋ぐ NMO 補正速度構造図を作成して、NMO 補正を実行した。

(12) F-X 予測フィルター (F-X Prediction Filter)

反射イベントの連続性を強調するために、F-X 予測フィルターを適用した。

空間方向の予測フィルターのオペレータ長: 5 トレース  
 予測フィルターの設計ゲータ長: 50 トレース  
 時間ウィンドウ長: 500 msec

(13) マイグレーション (Migration)

本研究では、NMO 補正後の各ショット記録に対して差分法マイグレーション (波動方程式の分散関係近似精度が 45 度のタイプ) を適用した。また、必要な速度情報は NMO 補正時に与えたものと同じものを使用した。結果の一例を T8 のショット記録について示す (Fig. 9)。随所にイベントの端が上方方向に持ち上がったいわゆるスマイリング箇所が見られるが、これらはマイグレーション処理に特有な偽像である。スマイリング箇所の振幅はそれほど大きくはなく、全体イメージへの影響は少ないが、解釈の際には留意することが必要である。なおマイグレーション処理の過程において、海域のデータ欠落部分は、自動的にデータが内挿された。

(14) Single-fold 断面図の構築 (Construction of a Single-fold Profile)

マイグレーション処理は、各ショット記録に対して適用されたのであるが、ここから各ショットの Near

Offset のデータを切り出し、Single-fold に相当するプロフィールを構築した。上記の方法によって得られた時間断面を Fig. 10, それを深度変換した深度断面を Fig. 11 に示す。AGC に関してはゲート長 3,000 ms によって得られた断面がゲート長 1,500 ms のそれに比して浅部構造も遜色なく表現しているの、ここではゲート長 3,000 ms の断面のみを示す。

## 5. 解釈

### (1) 断面図の特徴

時間断面 (Fig. 10), 深度断面 (Fig. 11) において 2 つの特徴的なことが指摘される。第 1 に、反射イベントの密集した領域 (強反射領域=reflective domain) が存在し、その伸張方向は、領域を構成する個々の反射イベントの連続方向と一致する。第 2 に、個々の強反射領域は、しばしばその伸張方向に断続的に配列し、より大きな強反射領域群をなす場合がある。こうして、断面は、基本的には、強反射領域と、反射イベントの乏しい領域 (貧反射領域=poorly reflective domain) の 2 領域によって構成されるとみなされる。このように 2 つの領域の分布・配置によって大局的な構造を把握することができる。なお、往復走時 2~4 秒、深度にして 3~6 km 以浅の部分は、発振点間隔が疎であるため反射断面が作成できない。

そこで、解釈作業の前段階として、深度断面上に強反射領域を表示することにする。一般に、強反射領域は明瞭な上限を有しているが、下部は徐々に貧反射領域に移行する。そこで強反射領域の上限に太実線を引き、 $R_{ij}$  と表示する (Fig. 12)。ここに、 $i$  は強反射領域が群をなす場合の群番号、 $j$  は群の中での配列順番を示す。群をなさない場合は、 $j$  を省略してある。さらに強反射領域のなかで認められる顕著な反射イベントについては細実線で示す。強反射領域の下限が比較的顕著に認められ、貧反射領域の上限が特定できる場合は、点線で表し、 $pRk$  と表示する。ここに  $k$  は、貧反射領域の番号を示す。

### (2) 解釈のための基礎データ

解釈は、Fig. 12 上に示された強反射領域と貧反射領域がどのような地質学的実体に対応するかを判断する作業である。その作業を進める上で、基礎となる資料として、次の 3 つをあげることができる。

第 1 は、本研究の測線近傍で MTL を対象になされた 1992 年の探査 (Fig. 2 の 92MTL) と 1999 年の探査 (Fig. 2 の 99MTL) の結果である。

第 2 は、地表地質である。これは膨大なデータである

が、その概略は、上記 3 で述べたとおりである。

第 3 は、「西南日本—鳥取沖海陸地殻構造探査」データを屈折法によって解析して得られた四国—中国横断地下構造である。これは蔵下ら (2003) により発表されている。

### (3) 解釈

#### 1) 中央構造線ならびにその下位に位置する境界断層

CDP900~CDP1400 は Kawamura *et al.* (2003) の断面の位置と一致し、両断面中の反射イベント群も極めてよく対応する。まず、Fig. 12 の R01 は Kawamura *et al.* (2003) の R1' に、R02~R03 は同 L1 にそれぞれ対応する。従って、R0 系列の強反射領域 R01~R04 は三波川変成岩類に相当し、従ってその上面は MTL である。一方 R0 系列の下方延長にも不鮮明ながら強反射領域が存在し、それは後述するように下部地殻と考えられる R9 系列の強反射領域の上面に接触している。従って、MTL は CDP550 付近で下部地殻に到達していると判断される。

R13 は Kawamura *et al.* (2003) の L2 に対応することから、R1 系列の R11~R14 上面は三波川変成岩類と四万十帯北帯との境界、すなわち仏像構造線 (BTL) の地下構造に相当する。強反射領域である R2 系列は R21~R24 と連続する。このうち R22 は Kawamura *et al.* (2003) の L3 に対応することから、R2 系列の上面は、四万十帯北帯と南帯の境界である安芸断層 (AF) に相当する。

#### 2) 地表における境界断層との対応

地表における MTL は確実に R0 系列の上面に接続する。地表における仏像構造線 (BTL) の位置から R1 系列までの間、仏像構造線は浅部を通過していると思われる。このため、仏像構造線の浅部構造は把握できない。同様の理由で秩父帯の構造についても明らかにすることができない。安芸断層については、地表位置から R31~R33 を経て R2 系列に接続すると考えるのが自然であろう。ただし、R33 は下方で R34 と R21 に分岐しているともみることが出来る。その場合は、R2 系列下の四万十帯南帯が R34 下のそれに大きく衝上していることになろう。南端に位置する R4 系列は中新世以降の付加体に対応している可能性があるが、その上方延長が探査測線外となるので確認できない。

#### 3) フィリピン海プレート

南端から北に傾斜する強い R5 系列の強反射領域 (R51~R58) は、蔵下ほか (2003) を参考にすると、フィリピン海プレートと関連しているとして間違いないが、その厚さは平均で数 km、最大で 10 km 近くもあり、海洋地

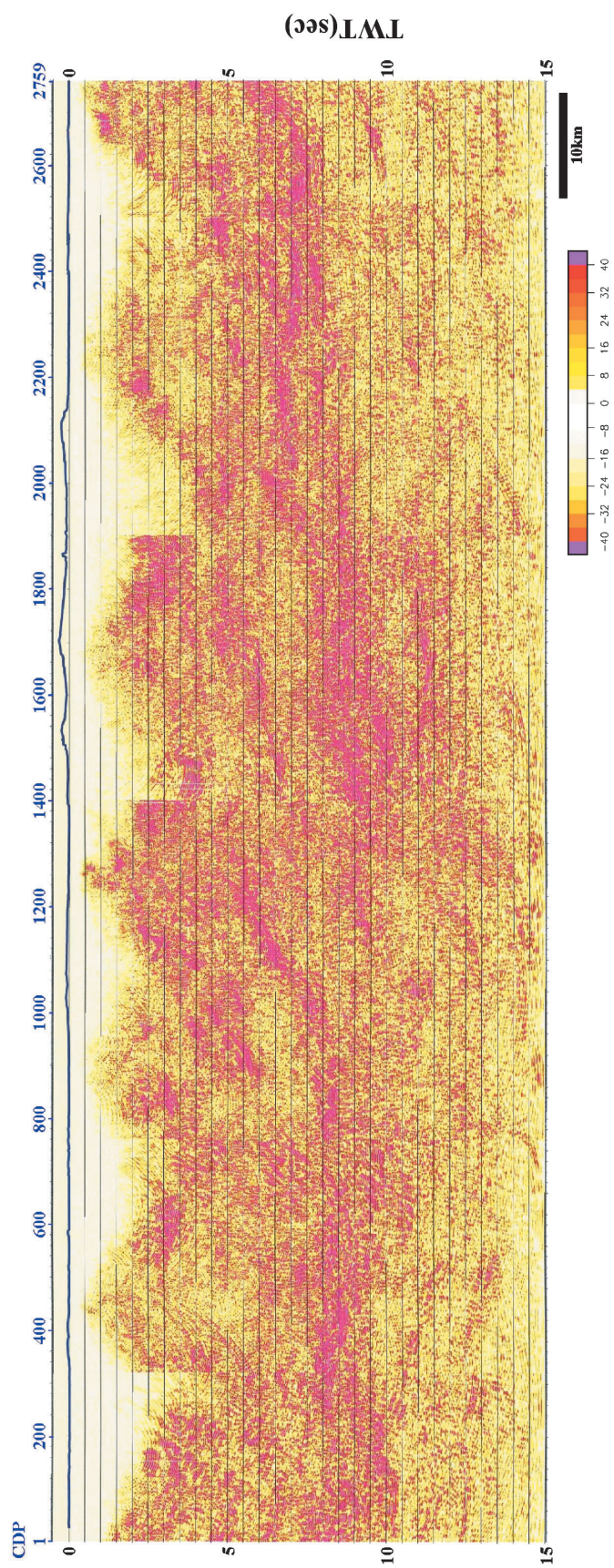


Fig. 10. Time section at AGC 3,000 ms.

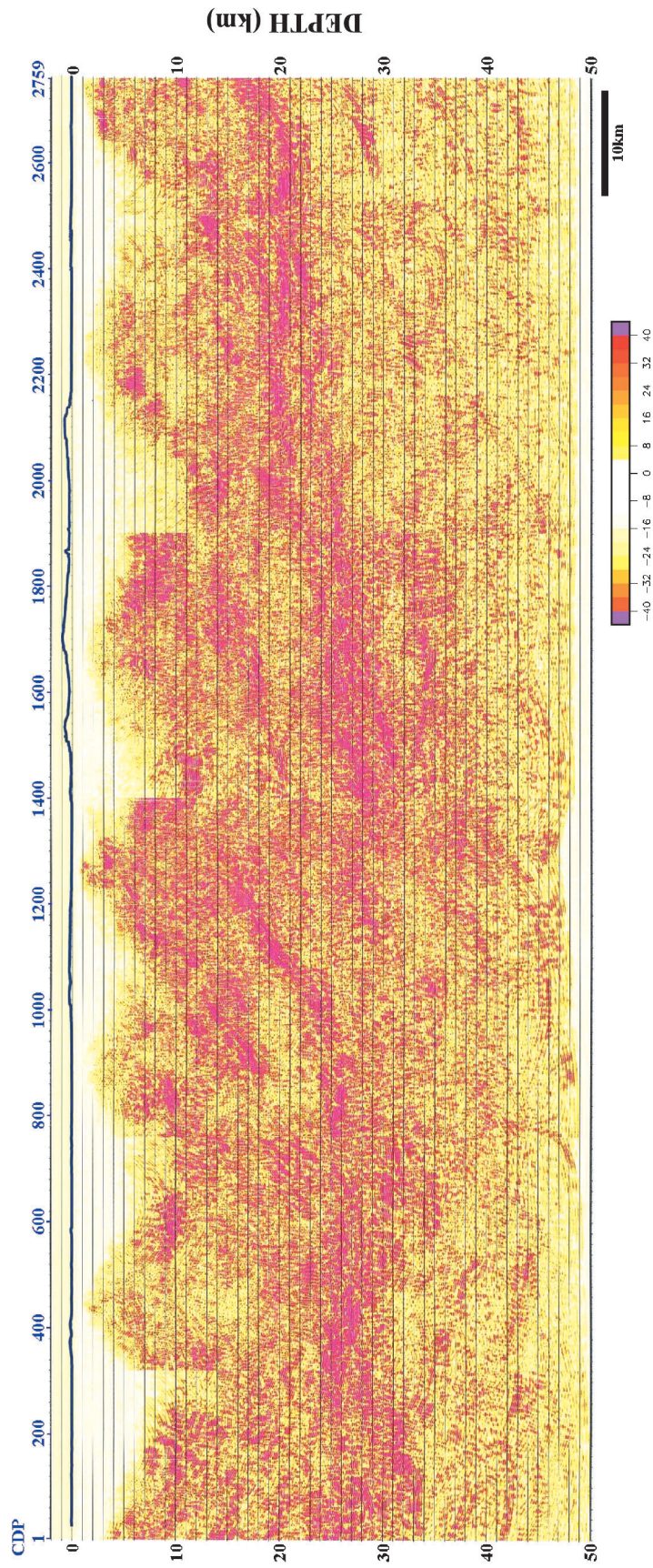


Fig. 11. Depth section at AGC 3,000 ms.

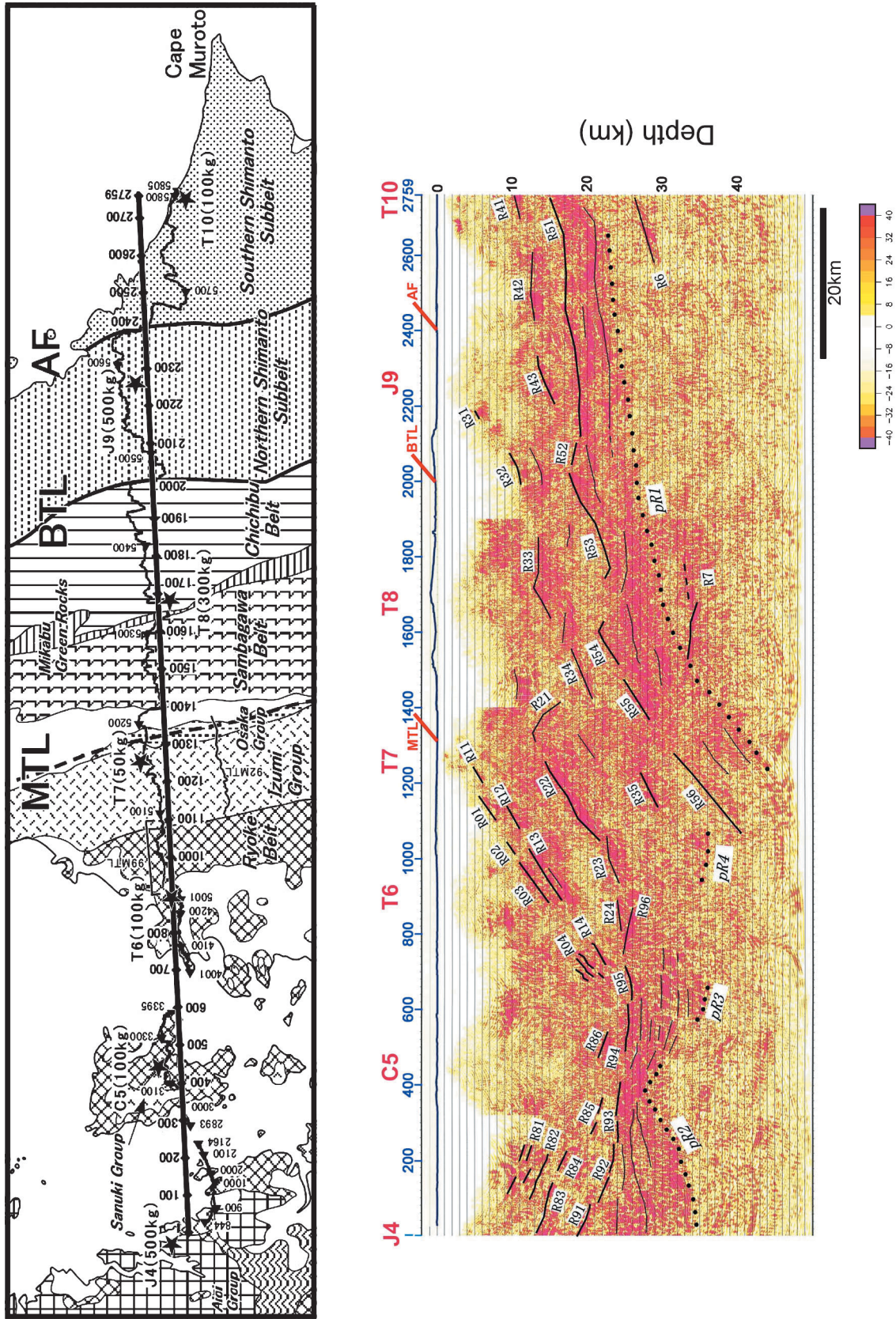


Fig. 12. Distribution of reflective and poorly reflective domains in the depth section (Lower half), and geologic map along and around the CDP line (Upper half). Solid line in the depth section: upper boundary of reflective domain. Dotted line in the depth section: distinct lower boundary of reflective domain. Rij, Ri, and pRi: See the text in detail. MTL: Median Tectonic Line. BTL: Butsuzo Tectonic Line. AF: Aki Fault.

殻第1層+第2層とするには余りに厚い。上面が凹凸の形状をなしていることも考えると、このR5系列の強反射領域は海洋地殻第1層+第2層に付加体下底のデュープレックス帯が加わったものであろう。そうであるとすると、同領域の底面にあたるpR1は海洋地殻第3層上面、その下の貧反射領域が海洋地殻第3層となる。海洋地殻のモホは南端のR6に相当すると考えられるが、残念ながら北に追跡できない。なお、海洋地殻第3層中と思われるR7の実体は不明である。

#### 4) 下部地殻

R9系列の強反射領域(R91~R96)は、下部地殻特有のラミネーションが認められること、その上限深度が蔵下ほか(2003)の6.6 km/s層上限とほぼ対応することからして、下部地殻と考えてよい。R9系列領域の下限pR2~pR3は上に凸の形状をしており、その最浅部はCDP360付近、瀬戸内海小豆島の下に位置しておよそ深度28 kmとなっている。一方、蔵下ほか(2003)が屈折法から求めたモホの形状は同じく上に凸であり、頂部の深度もおおよそ一致して27~28 kmである。従って、pR2~pR3はモホに対応し、下部地殻は著しく薄化している可能性がある。しかし、反射法断面上でpR2が北に向かって急速に深度を増し、北端部で34 kmとなっているのに対して、蔵下ほか(2003)の速度構造ではモホは頂部においてゆるやかなプラトー状を示し、両者は細部においては一致しない。本研究における反射断面作成は、基本的に蔵下ほか(2003)の速度構造を用いてNMO補正ならびに深度変換を行っているのであるから、両者の不一致は、速度評価以外の問題によって生じていると考えられる。モホの特定を含めてこれらの点に関する検討は今後の研究に待ちたい。

下部地殻特有のラミネーションによって特徴付けられる領域は、CDP850以南では明瞭ではなくなる。一方、下部地殻上面のR96はKawamura *et al.* (2003)のL4に対応する。そのL4はCDP920まで追跡可能である。下部地殻下面については、Kawamura *et al.* (2003)のL5であるが、それは同じく南傾斜でCDP920、深度35 kmまで追跡され、pR4に接続するとみなされる。そうであるならば、下部地殻下面はpR3以南で一度浅くなり、Kawamura *et al.* (2003)の南傾斜L5を経てpR4に至ることになる。しかし、pR4以南でデュープレックス帯まで水平距離にして数kmの間に下部地殻が存在するという証拠はない。

#### 5) 瀬戸内海下の上部地殻

測線北端から南に傾斜するR8系列が顕著である。特にR83~R86は連続性がよく、その南端はMTL最下端

と接している。このR8系列の実体は不明である。MTL以北の上部地殻においてはR8系列以外に連続性のよい反射領域は存在せず、R8とMTLに挟まれた逆三角形の中には、斑点状の反射領域が貧反射領域のなかに規則性なく分布している。この逆三角形の領域の地表には領家帯が基盤として分布するが、地下の実体は不明である。

## 6. 結論ならびに議論

5で行った解釈をまとめたFig. 13をもとに、本探査の解明された点、また未解明の点を、若干の議論を加えつつ整理する。

### (1) 中央構造線

本探査によって中央構造線地下構造の全容が初めて明らかとなった。すなわち、地表からおおよそ40°で北に傾斜し、下部地殻上面に到達する。MTL下盤に位置するR0系列の強反射領域は中央構造線下端付近まで確実に追跡できるので、三波川変成岩類は瀬戸内海小豆島の直下まで存在している。このことは、瀬戸内火山岩類中のゼノリスとして三波川変成岩類の点紋片岩に類似したものが存在することと調和的である(小松・渡辺, 1996)。かくて中央構造線が地下深部にいたるまで鉛直に近い高角断層であるという考えは明確に否定される。本研究は、吉川ら(1987)によって始められた中央構造線地下構造解明作業の一つの区切りをつけるものとなった。なお、別府湾における中央構造線地下構造(由佐ほか, 1992)からの類推で中央構造線は地下で低角化するという可能性(伊藤, 1996)も提示されたが、そうした見方は少なくとも本地域にはあてはまらない。

### (2) 付加体の構造

外帯における各付加体間の境界断層地下構造が概ね明らかになり、それに伴い各付加体の総量が推定され得ることとなった。ただし、浅部の構造は明らかにできなかったため、秩父帯の構造ならびにそれと密接に関係する仏像構造線の浅部構造および浅部における三波川変成岩類の下面構造については、不明である。

### (3) 下部地殻

外帯における下部地殻に関しては3つの特記すべき事項がある。

第1に、下部地殻の発達が発達が貧弱である。下部地殻の存在が確認できるのは中央構造線が下部地殻に到達した位置からわずか30数km程度南までである。それより南、プレート上面に至るまで間に下部地殻が存在するかどうかは、本探査によっては明らかにはできなかった。

第2に、下部地殻下面が小豆島下で上に凸の形状を示



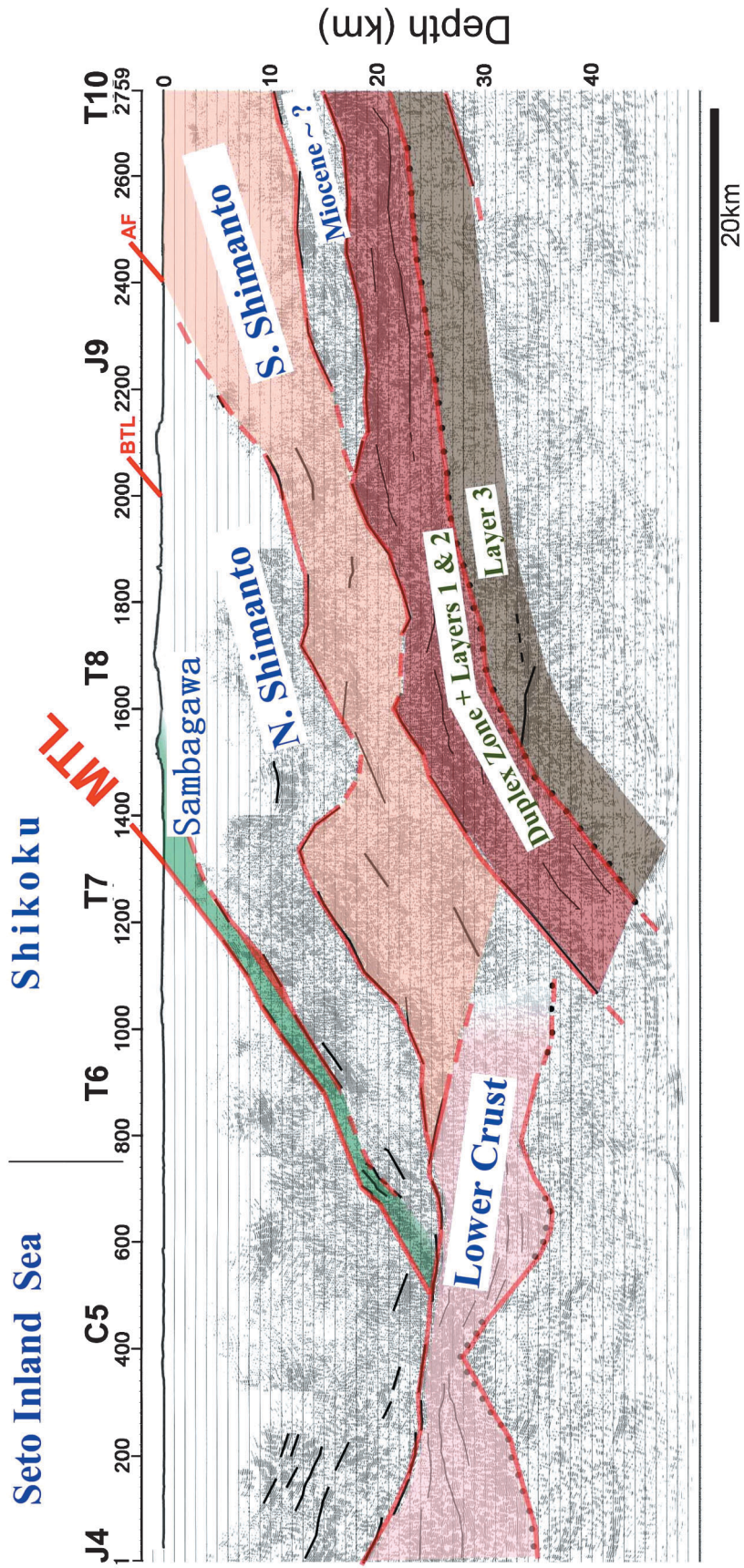


Fig. 13. Interpretation of the depth section. MTL: Median Tectonic Line. BTL: Butsuzo Tectonic Line. AF: Aki Fault.

しており、そこにおける下部地殻は薄化している。しかもこの薄化部の直上に、中央構造線の最下端が到達している。この薄化部は、Tabei *et al.* (2002) によれば、中央構造線が引き続き  $35^\circ$  の傾斜を維持しつつ steady flow 状態にある箇所に含まれる。中央構造線の下部地殻への延長と薄化部の関係が議論される必要がある。さらに下部地殻下面は CDP660 付近で下に凸の形状をしている。この根拠についても検討が求められよう。

第3に、内帯側の問題ではあるが、反射法で決定した下部地殻下面と屈折法によるそれとの間に有意の差がある。この問題も今後検討する必要がある。

#### (4) フィリピン海プレート

フィリピン海プレートの海洋地殻第3層上面については容易に決定される。第1層・第2層に関してはその上位にあるデュプレックス帯と密着し、ともに強反射領域を構成するために、反射断面上で第1層・第2層とデュプレックス帯の間に境界を引くことはできない。海洋地殻構造について注目されるのは、CDP1500 付近でその傾斜が  $10^\circ$  から  $35^\circ$  へ大きく変化していることである。傾斜が大きくなった海洋地殻の上位には下部地殻が存在していることから考えると、下部地殻の出現と海洋地殻の折れ曲がりの間に因果関係があるという可能性が指摘されよう。

#### (5) 瀬戸内海下の上部地殻

これは内帯側の問題ではあるが、南傾斜の強反射領域、ならびに斑点状の強反射領域が無規則に分布する貧反射領域の実体については、未解明である。

## 7. おわりに

本研究は、沈み込むフィリピン海プレートを含めた西南日本外帯の地下構造の概略を、地質学的議論に耐える内容をもって初めて提示したものである。これによって様々な議論が起ることを期待している。今回の探査では浅部を対象としなかったが、今後は浅部を含めてより詳細な地下構造断面を作成するために本格的な反射法地震探査が続けられねばならない。

## 謝 辞

本研究の基礎となった瀬戸内海ならびに四国横断探査は、測線周辺の自治体、漁業協同組合、ならびに地元住民の方々のご理解によって初めて可能となったものである。これら関係の方々には厚く御礼申し上げる。探査実施にあたっては多くの大学の学生、大学院生諸君の献身的な協力があつた。末尾にそれらの諸君の氏名を掲載し、特に感謝の意を表したい(所属は当時)。また、小豆島か

ら岡山県牛窓の間の海域の観測については、(株)地球科学総合研究所の計測部門の人々の労苦に感謝する。なお、本研究には、2002年度東京大学地震研究所地震予知研究経費、2002年度東京大学地震研究所及び海洋科学技術センター連携研究経費、2002~4年度科学研究費補助金基盤研究A(課題番号:14209004,代表:東京大学地震研究所佐藤比呂志)、2002~3年度科学研究費補助金基盤研究A(課題番号:14204048,代表:千葉大学理学部伊藤谷生)を使用した。

【東京大学】本田史紀【東北大学】宮城康夫【高知大学】佐藤洋平, 吉満敏夫【香川大学】大麻広幸, 佐藤祐児, 渡辺弘樹【神戸大学】川村昌子, 西田隆男【島根大学】柏原由美子, 櫻井剛【静岡大学】藤谷佳史, 釘宮康郎【広島大学】D. Elouai, 大塚孝頼, 山口悠哉, 福永義信【熊本大学】中村 哲, 梅崎基考【岩手大学】大槻拓也【徳島大学】田村俊之, 小竹隆雄, 内田良始【愛媛大学】西野敏幸, 小野 剛, 谷 秀人【千葉大学】田中 環, 有山 覚, 平井恒輔, 駒田希充, 森 智之, 加藤暁之, 佐野順平

## 文 献

- Geological Survey of Japan, 1982, Geologic Map of Japan. 1 : 1,000,000.
- 長谷川修一・斉藤 実, 1989, 讃岐平野の生い立ち. アーバンクボタ, **28**, 52-59, 久保田鉄工株式会社.
- 市川健士・太田陽一・熊井 基, 1987, 改良タイムタム法を用いた会話型静補正処理システム. 物理探査学会第77回学術講演会講演論文集, 129.
- 猪木幸男・弘原海 清, 1982, 上郡地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 74 p.
- 石田啓祐, 1985 a, 徳島県東部の秩父累帯泥質岩よりベルム紀放散虫の発見. 地質雑, **91**, 155-156.
- 石田啓祐, 1985 b, 徳島県地域の秩父累帯南帯における堆積岩類の放散虫・コノドントによる年代とその配列 —四国秩父累帯南帯の研究, その5—. 徳島大学教養部紀要(自然科学), **18**, 27-81.
- 磯崎行雄, 1986, 秩父累帯北帯新改層とベルム紀末の黒瀬川地塊北縁収束域. 地質雑, **92**, 497-516.
- 磯崎行雄・丸山茂徳, 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地帯構造区分. 地学雑, **100**, 697-761.
- 伊藤谷生, 1996, 新段階にはいった中央構造線研究(レビュー). テクトニクスと変成作用(原郁夫先生退官記念論文集), 241-249, 創文, 東京.
- 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. 地質雑, **102**, 346-360.
- Ito, T., Ikawa, T., Yamakita, S. and Maeda, T., 1996, Gently

- N-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan. *Tectonophysics*, **264**, 51-63.
- 伊藤谷生・田中 環・児島悠司・津村紀子・宮内崇裕・佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・村田明広・長谷川修一・井川猛・大西正純・小澤岳史・岡本 茂・瀬戸内海横断地殻構造探査グループ・2002 四国横断地殻構造探査グループ, 2002, 瀬戸内海横断深部地殻構造探査(速報). 日本地震学会講演予稿集(2002年度秋季大会), C27.
- 甲藤次郎・小島丈児・沢村武雄・須鎗和己, 1961, 高知県地質鉱産図説明書. 高知県, 129 p.
- Kawamura, T., Onishi, M., Kurashimo, E., Ikawa, T. and Ito, T., 2003, Deep seismic reflection experiment using a dense receiver and sparse shot technique for the deep structure of the Median Tectonic Line (MTL) in east Shikoku, Japan. *Earth Planets Space*, **55**, 549-557.
- 小松正幸・渡辺慶太, 1996, 香川県天霧山安山岩に含まれる変成岩ゼノリスの熱変成-溶融過程. 『瀬戸内区における中新世の地殻深部高温異常帯形成過程の研究』(平成5~7年度科学研究費補助金一般研究 A 研究成果報告書) 52-72.
- 杵掛俊夫・端山好和・本間弘次・政岡邦夫・宮川邦彦・仲井豊・山田哲雄・吉田 勝, 1979, 小豆島および讃岐東部の領家帯. *地質学論集*, no. 17, 47-68.
- 蔵下英司・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤潔・西田良平・木村昌三・澁谷拓郎・松村一男・渡辺邦彦・一ノ瀬洋一郎・中村正夫・井上義弘・北浦泰子・小林勝・坂 守・田上貴代子・羽田敏夫・三浦勝美・三浦禮子・川谷和夫・徳永雅子・田代勝也・中東和夫・土井隆徳・渡邊篤志・栗山 都・根岸弘明・藤澤洋輔・高橋繁義・野口竜也・余田隆史・吉川大智・安岡修平・井川猛, 2001, 四国東部・中国地域における深部地殻構造探査. *地震研究所彙報*, **76**, 187-202.
- 蔵下英司・岩崎貴哉・飯高 隆・河村知徳・森谷武男・伊藤潔・澁谷拓郎・宮町宏樹・佐藤比呂志・Kate Miller・Steven Harder・伊藤谷生・金田義行・大西正純, 2003, 屈折法・広角反射法地震探査による西南日本弧の地殻構造(2). 日本地震学会講演予稿集(2003年度秋季大会), B087.
- Levander, A., Fuis, G.S., Wissinger, E.S., Lutter, W.J., Oldow, J.S. and Moore, T.E., 1994, Seismic images of the Brooks Range fold and thrust belt, Arctic Alaska, from an integrated seismic reflection/refraction experiment. *Tectonophysics*, **232**, 13-30.
- 松岡 篤, 1984, 高地県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. *地質雑*, **90**, 455-477.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎, 1998, 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. *地質雑*, **104**, 634-653.
- Murata, A., 1982, Large decke structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan terrains, Southwest Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, **20**, 383-424.
- 村田明広, 1998, 四万十帯のデュプレックスと低角ナップ構造. *地質学論集*, **50**, 147-158.
- 村田明広, 1999, 九州-四国の四万十帯の低角ナップ構造. *構造地質*, **43**, 61-67.
- 佐藤比呂志・伊藤谷生・岩崎貴哉・Steven Harder・平田直・Kate Miller・大西正純・金田義行・2002 四国構造探査グループ, 2003, 反射法地震探査による西南日本外帯リソスフェア構造イメージング: 四国地殻構造探査 2002 速報. *地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集*, S053-012.
- 西南日本地殻構造研究グループ, 2002a, 西南日本横断地殻構造探査. 日本地震学会講演予稿集(2002年度秋季大会), C25.
- 西南日本地殻構造研究グループ, 2002b, 西南日本-鳥取沖における深部地殻構造探査. (社)日本地震学会講演予稿集(2002年度秋季大会), C24.
- 須鎗和己, 1991, 四国の構造発達史の諸問題. *徳島大学教養部紀要(自然科学)*, **24**, 23-38.
- 須鎗和己・桑野幸夫・石田啓祐, 1983, 四国中央部秩父累帯北帯の生層序学的研究. *徳島大学教養部紀要(自然科学)*, **16**, 143-167.
- 須鎗和己・桑野幸夫・山崎哲司, 1989, 四国東部の四万十帯南帯の岩相と年代. *徳島大学教養部紀要(自然科学)*, **22**, 33-57.
- 須鎗和己・山崎哲司, 1987, 徳島県四万十帯北帯と南帯の境界. *徳島大学教養部紀要(自然科学)*, **20**, 37-46.
- Suzuki, T. and Hada, S., 1979, Cretaceous tectonic melange of the Shimanto belt in Shikoku. *J. Geol. Soc. Japan*, **85**, 467-479.
- Tabei, T., Hashimoto, M., Miyazaki, S., Hirahara, K., Kimata, F., Matsuhashi, T., Tanaka, T., Eguchi, Y., Takaya, Y., Hoso, Y., Ohya, F., and Kato, T., 2002, Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field. *Earth, Planets and Space*, **54**, 1065-1070.
- 平 朝彦・岡村 真・甲藤次郎・田代正之・斎藤靖二・小玉一人・橋本光男・千葉とき子・青木隆弘, 1980, 高知県四万十帯北帯(白亜系)における“メランジェ”の岩相と年代. 四万十帯の地質学と古生物学(甲藤次郎教授還暦記念論文集), 179-214, 林野弘済会高知支部.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山高吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽, 1992, 反射法地震探査と重量測定による別府湾の地下構造. *地震*, **45**, 199-212.
- 2002 四国横断地殻構造探査グループ, 2002, 西南日本海陸統合地殻構造探査発破による四国横断低重合法反射法地震探査. 日本地震学会講演予稿集(2002年度秋季大会), C26.

(Received February 1, 2006)

(Accepted February 24, 2006)