糸魚川一静岡構造線活断層系神城断層の浅層および極浅層 反射法地震探査

松多信尚¹⁾・池田安隆²⁾・佐藤比呂志³⁾・今泉俊文⁴⁾・東郷正美⁵⁾・柳 博美⁶⁾・三ヶ田均⁷⁾・戸田 茂⁸⁾・堤 浩之⁹⁾・蔵下英司³⁾・越谷 信¹⁰⁾・野田 賢¹⁰⁾・加藤 一¹¹⁾・平川一臣¹²⁾・八木浩 司¹³⁾・宍倉正展¹⁴⁾・越後智雄¹⁵⁾・石山達也¹⁶⁾・原口 強¹⁷⁾・荻野スミ子³⁾・新井慶将¹⁸⁾・河村知 徳¹⁹⁾・田力正好²⁰⁾・加藤直子³⁾・井川 猛²¹⁾・神城反射法地震探査グループ

¹⁾東京大学大学院理学系研究科(現在:國立臺灣大學),²⁾東京大学大学院理学系研究科,³⁾東京大学地震研 究所,⁴⁾山梨大学教育人間科学部(現在:東北大学大学院理学研究科),⁵⁾法政大学社会学部,⁶⁾山梨大学教育 人間科学部(現在:リコーテクノシステムズ(株)),⁷⁾東京大学地震研究所(現在:京都大学大学院工学研究 科),⁸⁾愛知教育大学,⁹⁾京都大学大学院理学研究科,¹⁰⁾岩手大学工学部,¹¹⁾山梨大学教育人間科学部,¹²⁾北海 道大学大学院地球環境科学研究科,¹³⁾山形大学教育学部,¹⁴⁾千葉大学大学院理学系研究科(現在:産業技術 総合研究所),¹⁵⁾千葉大学大学院理学系研究科(現在:(財)地域地盤環境研究所),¹⁶⁾京都大学大学院理学研 究科(現在:産業技術総合研究所),¹⁷⁾復建調査設計株式会社(現在:大阪市立大学),¹⁸⁾東北大学理学部(現 在:(株)東京電力),¹⁹⁾東京大学地震研究所(現在:(株)地球科学総合研究所),²⁰⁾東京大学大学院理学系研 究科(現在:(独)日本原子力研究開発機構),²¹⁾(株)地球科学総合研究所

P- and S-Wave Seismic Reflection Profiling Across the Kamishiro Fault, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line Active Fault System, Central Japan

Nobuhisa Matsuta^{1)*}, Yasutaka Ikeda²⁾, Hiroshi Sato³⁾, Toshifumi Imaizumi⁴⁾, Masami Togo⁵⁾, Hiromi Yanagi⁶⁾, Hitoshi Mikata⁷⁾, Shigeru Toda⁸⁾, Hiroyuki Tsutsumi⁹⁾, Eiji Kurashimo³⁾, Shin Koshiya¹⁰⁾, Ken Noda¹⁰⁾, Hajime Kato¹¹⁾, Kazuomi Hirakawa¹²⁾, Kouji Yagi¹³⁾, Masanori Shishikura¹⁴⁾, Tomoo Echigo¹⁵⁾, Tatsuya Ishiyama¹⁶⁾, Tsuyoshi Haraguchi¹⁷⁾, Sumiko Ogino³⁾, Yoshimasa Arai¹⁸⁾, Tomonori Kawamura¹⁹⁾, Masayoshi Tajikara²⁰⁾, Naoko Kato³⁾, Takeshi Ikawa²¹⁾ and Kamishiro seismic profiling group

¹⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at National Taiwan University), ²⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo, ³⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, ⁴⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University (Now at Graduate School of Science, Tohoku University), ⁵⁾ Laboratory of Physical Geography, Hosei University, ⁶⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University (Now at Ricoh Technosystems Co., Ltd), ⁷ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at Dept. of Civil and Earth Resources Engineering, Kyoto University), ⁸⁾ Aichi University of Education, ⁹⁾ Graduate School of Science, Kyoto University, ¹⁰ Faculty of Enjineering, Iwate University, ¹¹ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University, 12) Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University, ¹³⁾ Faculty of Education, Yamagata University, ¹⁴⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University (Now at Japan Atomic Energy Agency), ¹⁵⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University (Now at Geo-Research Institute), ¹⁶⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Japan Atomic Energy Agency), ¹⁷⁾ Fukken Co., Ltd (Now at Graduate School of Science, Osaka City University), 18) Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at Tokyo Electric Power Company), ¹⁹⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo (Now at Japan Atomic Energy Agency), 20) Earthquake Research Institute, The University of Tokyo (Now at JGI Inc.), ²¹⁾ JGI Inc.

^{*}e-mail: nobumatta@ntu.edu.tw(〒106 台湾 台北市郵政 13-318 号信箱)

Abstract

The Kamishiro fault forms the northern-most part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (ISTL) active fault system. This fault displaced young lake deposits in the Kamishiro basin, and the shallow (less than 20 m) structure of the fault and an average long-term vertical slip rate of 2.2–2.7 m/kyr were revealed by drilling and geomorphological investigations. To reveal the subsurface structure of this fault system and estimate long-term net slip rate, we carried out S- and P-wave high-resolution shallow seismic reflection profiling across the Kamishiro fault. The S-wave seismic line is 200 m, the receiver point intervals are 1 m, and the shot point intervals are 2 m. We used a 192-channel seismic system with a mini-vibrator to image the depth range of 5 to 70 m. The P-wave used a 176-channel seismic system with a mini-vibrator to image the depth range of 50 to 800 m.

From these experiments, it is clarified that the Kamishiro fault cut and fold the lacustrine deposit. The deformation is associated with fault development near the surface. Given the dip angle of the Kamishiro fault determined by S-wave seismic profiling to be approximately 30° , the average dip slip-rate is calculated to be 4.4-5.4 m/kyr. And, the Kamishiro fault corresponds to cutting across the anticline rather than the deformation front on the P-wave seismic profile. The fold is related to blind thrust fault, fold propagation fold, or drag structure.

Key words: Itoigawa-Shizuoka Tectinic Line, seismic reflection survey, Kamishiro fault, tip of the fault

1. はじめに

地殻の変形過程を明らかにしていくためには,地殻の 塑性歪を定量的に理解することは重要な課題である.変 動地形学手法は長期的な地表の変形速度を見積もるのに 有効であるが,断層の形状の理解無くして地殻の変形速 度に転用することは出来ない.変動地形と地下構造が統 一的に理解できれば,活断層沿いの実すべり速度など, 塑性歪みの実態を明らかにすることが可能になる.

糸魚川一静岡構造線活断層系(以下,糸静線活断層系 と記する)は糸魚川一静岡構造線に沿って分布するわが 国で最も活動的な内陸活断層の一つと考えられている (Ikeda and Yonekura, 1986; 東郷, 1987; 奥村ほか, 1994, 1998; 松田, 1998). 神城断層は糸静線活断層系の 北部に位置し、変動地形学的研究が多く行われ、糸静線 活断層系の中で最も調査がされている地域の一つである (今泉ほか, 1997; 奥村ほか, 1998; 松多ほか, 2001 な ど).特に,平均変位速度は下川・山崎(1987)がボーリ ング掘削調査と露頭観察から28ka以降の垂直成分の平 均変位速度を 3.4 m/kyr とし, 松多ほか(2006) は地形 面の編年と写真測量から垂直成分の平均変位速度を、神 城地域だけで12箇所で計測し約1-3.5m/kyrと算出し た.しかし、これらは垂直成分の平均変位速度である. 今泉ほか(1997)は地層抜き取り調査によって断層面上 の地層のずれ量から dip 方向の平均すべり速度を 1.5 m/kyrと見積もった.しかし断層面上の変位は断層帯 の総変位ではないため,断層系の総変位量や変形速度を 算出する上で断層の地下形状や変形した地層の構造が重 要になった.そこで我々は神城断層を横切る 200 m の測 線でS波極浅層反射法地震探査を実施した.その一部の 結果や地質解釈は松多ほか (2001),Matsuta et al. (2004) で報告され,神城断層のネットでの平均すべり速度は 4.4-5.4 m/kyrと見積もられた.また,神城断層のより深 部の形状を明らかにする目的で,山口ほか (1996)は神 城断層を横断する測線で反射法地震探査を実施したが, 断層の形状や地質構造を判別できる良好な結果は得られ ていない.そこで大学の合同チームは長野県白馬町神城 付近の神城断層を横断する総延長 2.0 kmの測線でP波 の浅層反射法地震探査を実施した.

本報ではS波極浅層反射法地震探査の反射法地震探 査を中心とした報告と,P波反射法地震探査の結果につ いて記述する.

2. 地質概説

糸魚川一静岡構造線北部は,先新第三系と厚い褶曲し た新第三系からなる北部フォッサマグナの境界である (Fig. 1).北部フォッサマグナは日本海形成時のリフト として形成され,その後の東西圧縮に伴って正断層が再 活動した逆断層によって著しい褶曲変形をしている(佐



Fig. 1. Geologic setting of the Kamishiro area. (A) Index map, (B) Geologic map of the northern part of the ISTL active fault system after Yamada *et al.* (1989). Active fault map is modified after Ikeda *et al.* (2002), (C) Detailed Geological map around the study area modified from Nagahashi (1998) and Kosaka and Arai (1982).

藤・平田, 1998; Sato *et al.*, 2004).

明科以北では南北走向の小谷一中山断層と糸静線活断 層系があり,小谷一中山断層は中新統と鮮新-更新統の大 峰累層(大峰層・小谷層)との境界を,糸静線活断層系は 第四系と大峰累層との境界をなしている(中野ほか, 2002;下川ほか,1995).明科以北の糸静線活断層系は小 谷一中山断層から低下側に衝上断層が移動することによっ て形成されたと考えられた(佐藤・平田, 1998; Matsuta et al., 2004).

神城盆地の西側は先新第三系からなる急峻な飛騨山脈 で,盆地の東側は大峰累層の一部を構成する美麻累層が 分布する(姫川団体研究グループ,1958).美麻累層は東 に傾斜し,西から層厚が最大300mに達する三日市場溶 結凝灰岩層(長橋,1998),その上位に層厚最大880mの 松多信尚 他



Fig. 2. Location of S- and P-wave seismic lines. Base map is after Hakuba village and geologic map is after Nagahashi *et al.* (1998). Geomorphological map is after Matsuta *et al.* (2006). The tick on the fault is down side.

大左右凝灰岩層を含む礫岩・砂岩泥岩層である南谷地凝 灰岩部層が重なる(姫川団体研究グループ,1958).神城 盆地は東西約1.2 km,南北約3.5 kmの盆地で湖成堆積 物が分布する(柏木,1988;松多ほか,2001).

神城断層は神城盆地東縁に分布する逆断層で,断層線 を入り組ませながら湖成段丘を変形させている(活断層 研究会,1980,1991;下川ほか,1995;松多ほか,2001な ど).断層線が湾曲していることから,神城断層は横ずれ 成分を有していないと考えられる(松多ほか,2001).

3. 極浅層 S 波反射法地震探查

3.1 データ取得および処理

今泉はか(1997)による地層抜き取り調査地点の南側 に面する未舗装の農道で極浅層 S 波反射法地震探査を 実施した.浅層に見られる地層は未固結な湖成堆積物で ある(松多ほか,2001).これらの地層の境界面からの反 射面が観測されると期待されたため,震源は波長の短い S 波を使用した.測線は神城断層を挟んで沖積面と湖成 段丘面にまたがる測線長 200 m の区間である(Fig. 2, 3).

それぞれの測線のデータ取得におけるパラメータを Table 1 に示す. 震源は東京大学地震研究所所有の Industrial Vehicles International 社製 T15000 ミニバイ ブレータを用い,バイブレータの振動方向を測線に垂直 に設置し発震を行った.探鉱機は地球科学総合研究所製 GDAPS-4を使用した.

データ取得におけるパラメータは Table 1 に示す.発 震点間隔は2mでスィープ周波数は15-100 Hz,スィー プ時間は13秒,スタック数は3回とした.受振点は道路 路肩に溝を掘り,P波用の受信器を測線と直交方向に横 差した後埋め戻して設置した.受振点には40 Hz の受振 器を3個ずつ使用し,観測には188 チャンネル分使用し た.受振点の間隔は1mである.サンプリング間隔は1 ms,レコード長は3秒で,データは各ショットでコリ レーションをし,コリレーション後のデータをスタック して取得している.観測は東端から実施し,固定展開方 式で行い西端は発震のみを行った.

得られた発震記録では、全チャネルで初動の読み取り が可能であった(Fig. 4). データ処理は、地震研究所所 有の解析支援ソフト ProMAX (Landmark 社製)を使用 し、Fig. 4 の流れ図で示した一般的な共通反射点(CMP) 重合法を適用した. 使用したパラメータは各項目でパラ メータテストを実施し決定した. 震源にミニバイブレー タを使用したために、P 波をキャンセルさせるために位 相を反転させた発震を行うことができず、S 波の初動の 前に P 波と表面波が到着する. そのため S 波の初動を正 確に読むことは難しい. そこで通常の静補正は行わず、



Fig. 3. Location of S-wave seismic line and active fault. Base map is after Hakuba village. This seismic line is located beside the drilling point (Matsuta *et al.*, 2001), the trench site (Okumura *et al.*, 1998) and the investigation by the gioslicer (Imizumi *et al.* 1997). Ticks are on down side.

	<u>S-wave</u>	P-wave				
Length of the seismic line	200 m	2.2 km				
CMP interval	0.5 m	5 m				
Shot information						
Source	mini-vibrator					
	(IVI T15000)					
Sweep frequency	15-100 Hz	10-120 (60) Hz				
Sweep length	13 sec	15 (20) sec				
No. of sweeps	3	10 (15, 20)				
Shot interval	2 m	20 m				
Receiver information						
No. of channels	188 ch	176 ch				
Natural frequency	40 Hz	28 Hz				
Recording interval	1 m	10 m				
Instruments	GDAPS-4					
Sampling interval	1 ms	2 ms				
Recording length	3 sec					

Table 1.	Data	a acquis	ition	pa	rame	ters	for	the	S-wa	ve
Kamisł	niro	seismic	surve	ey	and	P-w	ave	Ka	mish	iro
seismic	surv	vey.								

残差静補正を繰り返し行った.その時,繰り返し行った 残差静補正時の補正値が累積することを避けるために, 再速度解析の結果は残差静補正を加える以前の CMP ギャザーに反映させた.ミニバイブレータの発震周波数 は 15-100 Hz であったが,高周波の減衰が激しく深部ま で達していないため、データ処理の際に 60 Hz のハイパ スフィルターを用いて高周波成分を除去した.表面波の リバブレーションと思われる低速度の低周波数の波群に ついて、F-K フィルターをかけて取り除いた.速度解析 は CMP 40 番毎に実施した.下盤側の速度構造は CMP 100 付近のボーリング孔で行った検層も参考とした.そ の結果、RMS 速度は下盤側では往復走時(TWT; Two-Way Travel Time) 0.5 秒で約 150 m/s 程度,TWT 1.0 s で 200 m/s,上盤側で TWT 0.5 秒で 250 m/s, TWT 1.0 s で 450 m/s 程度である.データは往復走時 3.0 秒まで 取得したが、反射波が到達していないと判断し、往復走 時 1.5 秒、深度にして約 100 m までを表示する.

3.2 反射断面の処理結果と解釈

神城短測線の時間重合断面,および重合後にマイグ レーション処理を施した時間断面を Fig. 5 に,深度断面 を Fig. 6 に示す.地形地質との詳しい対応は松多ほか (2001) にゆずる.

ショットギャザー上では 0.4 秒付近までは反射波が確 認できるうえ、ボーリングによって得られた地層の境界 と波群の対応が良いことから、重合断面で見られる波群 を反射面と判断できる. CMP 10~100 番にかけての反 射面は水平で下盤側が変形を受けていないことがわか る. 往復走時 (TWT) 0.35 秒付近 (深度 20 m) と 0.65 秒 付近 (同 50 m)の強い反射面は湖成層と礫層の境界部で ある. この TWT 0.65 秒付近の強い水平な波群は、CMP 110 番付近から西傾斜に変化し、CMP 135 番付近で急激 に確認しにくくなる. 松多信尚 他



Fig. 4. Shot gather at RP 10 (a) and processing steps and parameters for the Kamishiro S-wave seismic data (b).

Fig. 5c で CMP 240~300 番付近にかけて TWT 0.5-0.9 秒に西に傾斜する強い波群 (Fig. 5 の A および A', Fig. 6 の A") が見られる.この波群の上面より浅部では 振幅が小さく透明な傾向があるのに対し,深部は同じよ うな振幅の波群が認められる.浅部は未固結の湖成また は河成堆積物で,深部は三日市場溶結凝灰岩の可能性が ある.Fig.5c の B の範囲 (Fig.5b の B', Fig.6 の B") では浅部の水平な層が三日市場溶結凝灰岩にアバットし ている可能性がある.Fig.5c の C の範囲 (Fig.5b の C', Fig.6 の C") で,神城断層の下盤側の湖成堆積物と 変形した隆起側の地層との関係は図上補助線のように傾 斜不整合で接し,神城断層の下盤側の地層も変形を受け ている.

4. P 波浅層反射法地震探查概要

4.1 データ取得および処理

P 波浅層反射法地震探査の測線は神城断層の地下形状

を明らかにするため、地層や神城断層の走向と直交し上 盤側に長くなるよう長野県白馬町神城の白馬南小学校の 北にある国道148号線のT字路から白馬町大田に至る 測線長2.0kmの区間に設定した(Fig. 2).測線は可能 な限り直線性を維持した.この測線は、山口ほか(1996) の測線とほぼ同じである.測線の西端で国道によるノイ ズを除けば、ノイズレベルは概ね低い.地質的特徴とし て、測線西端付近では盆地西側に見られる先新第三系が 地下浅部に存在する可能性が高く、測線西端から神城断 層までの区間は湖成堆積物や河川性の堆積物が厚いと考 えられる.神城断層から測線東端までの区間は谷地川の 谷沿いの若い段丘上に測線は設定され、三日市場溶結凝 灰岩が段丘構成物の基盤として分布し、美麻累層からの 反射面が観測されると期待できる.

震源には東京大学地震研究所所有 Industrial Vehicles International 社製 T15000 ミニバイブレータを用い, 探 鉱機は地球科学総合研究所製 GDAPS-4 を使用した (Ta-

糸魚川一静岡構造線活断層系神城断層の浅層および極浅層反射法地震探査



Fig. 5. Filtered stacked section (a) and post stacked, migrated time section (b) of the S-wave seismic line.



 $Fig. \ 6. \ Depth \ converted, \ S-wave \ seismic \ section \ and \ its \ geologic \ interpretation.$

松多信尚 他



Fig. 7. Shot gather at RP 70 (a) and processing steps and parameters for the Kamishiro P-wave seismic data (b).

ble.1). テストの結果, 断層の上盤側では 10-120 Hz の スィープ周波数で十分な結果が得られたが、下盤側では 地震波の減衰が大きかったためスィープ時間およびス タック数を増やしスィープ周波数も10-60Hzと変更し, 地下 0.5-1 km 程度のデータ取得を重視した.発震点間隔 は 20 m で受振点 (RP) 100 (東端が RP100)-RP 246 まで がスィープ周波数が10-120Hzでスィープ時間が15秒, スタック数が10回, RP 248-RP 314 までがスウィープ周 波数は10-60 Hz でスィープ時間は20秒でスタック数は 状況を判断しながら10回,15回,20回とした.受振点の 間隔は10mで,28Hzの受振器からなる176チャンネル で観測した. サンプリング間隔は2ms, レコード長は3 秒で、データは各ショットでコリレーションをし、コリ レーション後のデータをスタックして取得している.発 震作業は東端から実施し RP 246 まで 176 チャンネルの 固定発震方式で行い、その後東側の観測点48チャンネ ル分を撤収し西側に展開し今度は RP 314 から東に進む 形で RP 246 まで再び固定発震方式で観測を行った.な お、交通量が多い道路と交差する地点では安全確保のた め発震をしなかった.

得られたショット記録の例を Fig. 7 に示す. 屈折波の 初動は概ね展開端まで届き,その後続波として往復走時 TWT (Two-Way Travel Time) 0.6 秒付近以浅で反射 イベントを確認できる. 測線の西側では測線道路下に土 管が設置されており,この土管を伝わる波とその波が国 道で反射して戻ってくる波とが測線西側の広い範囲で観 測される. 土管を伝わる波は初動にオーバーラップして おり,一部初動の読み取りが不可能であった. また,断 層の下盤側に当たる地域は反射面が乏しい. 重合測線は 試行錯誤の結果,ほぼ測線沿いに設定した.

データ処理には一般的な共通反射点重合法を適用した (Fig. 7). 速度解析は土管を伝わる波を消去するために FK フィルターをかけたデータを用い,速度解析の結果 を用いて Normal Moveout 補正をする際には FK フィ ルターを通さないデータを使用した.データ処理には地 震研究所所有の ProMAX を使用した. RMS 速度は CMP 50 毎に読み取りを行った.その結果 RMS 速度は測線西 側 CMP 100 付近では TWT 0.2 秒で 1.2 km/s, 0.5 秒で

糸魚川一静岡構造線活断層系神城断層の浅層および極浅層反射法地震探査



Fig. 8. Filtered stacked section (a) and post stacked, migrated time section (b), interpretation on migrated time section of the P-wave seismic line.

1.7 km/s, 1.0 秒で 3.2 km/s, 東側 CMP 300 付近で TWT 0.2 秒で 1.3 km, 0.5 秒で 2.1 km/s 程度, 1.0 秒で 3.0 km/ s 程度とした.

4.2 反射法地震探査断面の地質学的解釈

神城長測線の時間重合断面,およびスタック後にマイ グレーション処理を施した時間断面を Fig. 8 に,深度断 面を Fig. 9 に示す. 地質学的解釈は重合断面 Fig. 8c で 行うが,深度断面 Fig. 9にも対応する解釈を併記する.

強い反射イベント (Reflector 1) が往復走時 (TWT) 0.25 秒 CMP 1 から CMP 200 まで見られる. これより下 位ではほぼ水平な波群を確認することが出来る (UNIT 2). Reflector 1 より上位では短波長の波群が見られる (UNIT 1). Reflector 1 は強い反射イベントであるた め, UNIT 1 と UNIT 2 は音響インピーダンスが大きく 異なることが予想される.したがって,UNIT1は未固 結の第四紀の堆積物であり,UNIT2は河成の礫層か美 麻累層に対応される可能性が高いと考えられる.また, CMP 170付近より東側では曲線状の波群(C,D)がみら れる(UNIT3).これは測線東端付近まで確認でき,地 表地質から三日市場溶結凝灰岩層などの美麻累層からの 反射面と思われる.

Reflecter 1 の西端は突然追跡できなくなる. その西端 A から測線西端 B を結ぶ延長線は UNIT 2 や UNIT 1 の西端と一致するようにもみえ,その境界より下位は振幅が乏しい (UNIT 4). この境界の西延長は先新第三系を基盤とする飛騨山地に連続することから先新第三系と第四系および美麻累層との境界である可能性がある.

また UNIT 3 の変形しているようにみえる波群は西





Fig. 9. Depth converted, P-wave seismic section and geologic interpretation. Unit 1: Pre-Neogene, Unit 2: Mikaichiba welded tuff, Unit 3: late Quaternary fluvial and lacustrine sediments, fault.

翼が東翼より急な非対称な二つの背斜(C,D)があるようにみえる.反射断面図上の傾斜変換点や反射面の不連続を断層と判読した場合,断層と地表との交点はCMP 175付近(矢印 E)とCMP 230付近(矢印 F)である. しかし,松多ほか(2006)によれば測線上のCMP 225付 近とCMP 275付近に変動地形学的手法で活断層が確認 されている(Fig.2).東側のCMP 275付近の断層は地 表トレースが短く局所的で,CMP 225付近の断層の上 盤側に位置するため,西側のCMP 225付近の断層が主 要な断層であると判断できる.この位置は反射断面図で は背斜翼部にあたり反射断面図から解釈した位置と異な る.これは,矢印 E も断層であるが新しい地形面を形成 後活動していない可能性と,矢印 E は傾斜変換点で活断 層では無く活断層は背斜翼部に存在する可能性を指摘で きる.

極浅層 S 波反射法地震探査の結果に着目すると,極浅 層の重合断面図においても下盤側の未固結な堆積層が断 層運動によって変形をしており,断層が背斜翼部を切っ ているようみえる.これは断層先端が前進するトライ シェア断層 (Allmendinger, 1998)に伴う変形である可 能性や,断層運動によって未固結な下盤側の地層がド ラッグ変形した可能性,または地表で見られる断層のよ り西側に伏在衝上断層がある可能性が考えられる.これ と同じ現象が P 波浅層反射法探査の断面でも見られる と考えるならば,神城断層は背斜翼部を切ると解釈でき る (Fig. 8c, Fig. 9).

今後,断層 E 付近の掘削調査を行えば,神城断層の変 形フロントの未固結堆積物中での挙動が明らかにされる と考えられる.

5. まとめ

我々は糸静線活断層系北部の神城断層で断層の地下形 状と地表変形・地質変形の関係を明らかにする目的で P 波反射法地震探査および S 波極浅層反射法地震探査を 実施した.その結果,神城断層は低角の逆断層で周囲の 地層を大きく変形させていることが明らかになり,地表 で見られる断層は背斜構造の翼部を切っている可能性が 高いことが推定された.

謝 辞

本探査には、本研究には文部科学省科学研究費(課題 番号11480019,研究代表者・池田安隆),および文部科 学省科学研究費(課題番号07308007,研究代表者・池田 安隆),地震予知計画事業費の一部を用いた.反射法地震 探査では白馬村および民宿「かねちょう」には多くの便 宜を図っていただいた.ここに記して感謝致します. 神城反射法地震探査グループ

責任者:池田安隆(東京大学理学系研究科)

原稿執筆責任者:松多信尚(東京大学理学系研究科)

グループ構成員名:池田安隆・松多信尚・田力正好(東 京大学大学院理学系研究科),梅沢 有・勝部圭一・谷 川晋一,(東京大学理学部地理学),佐藤比呂志・三ヶ田 均・蔵下英司・荻野スミ子・河村知徳・加藤直子(東京 大学地震研究所),戸田 茂(愛知教育大学),原口 強 (復建コンサルタント),今泉俊文・加藤 一・浅川一 郎・柳 博美・井出将明・北原章吾・渡辺勇二(山梨大 学教育人間科学部),宮内崇裕・宍倉正展・越後智雄・ 武田大典・石和直樹・副田宣男・山口勝也(千葉大学大 学院自然科学研究科),東郷正美(法政大学社会学部), 堤 浩之・石山達也(京都大学大学院理学系研究科),越 谷 信・野田 賢(岩手大学工学部),平川一臣(北海道 大学),八木浩司(山形大学),二瓶恵二(東北大学),新 井慶将(東北大学・東京大学地震研究所),井川 猛 ((株)地球科学総合研究所),※所属は研究当時.

文 献

- Allmendinger, R.W., 1998, Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds, *Tectonics*, 17, 640–656.
- 姫川団体研究グループ, 1958, 糸魚川一静岡線北部にそう地帯 の第三紀層, 地質学雑誌, 64, 431-445.
- 柏木修一,1988,北部フォッサマグナ・神城断層の活動と古神 城湖の消滅,日本地理学会予稿集,33,6-7.
- 活断層研究会,1980,日本の活断層一分布図と資料,東京大学 出版会,363p.
- 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,437p.
- 小坂共栄・新井健司,1982,北部フォッサ・マグナ西縁部の第 三系と第四系(2)長野県姫川上流地域の第三系と第四系の 層序学的・堆積学的研究文,地団研専報,24,181-198.
- Ikeda Y. and N. Yonekura, 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.
- 今泉俊文・原口 強・中田 高・奥村晃史・東郷正美・池田安 隆・佐藤比呂志・島崎邦彦・宮内崇裕・柳 博美・石丸恒 存,1997,地層抜き取り調査とボーリング調査による糸静 線活断層系.神城断層のスリップレートの検討,活断層研 究,16,35-43.
- 松田時彦,1998,活断層からの長期地震予測の現状―糸魚川― 静岡構造線活断層系を例にして一,地震 第2輯,50,23-33.
- 松多信尚・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志,2001,糸魚川一 静岡構造線活断層系北部神城断層の浅部構造と平均すべり 速度(浅部反射法地震探査とボーリングの結果),活断層研 究,20,59-70.
- Matsuta, N., Y. Ikeda, and H. Sato, The slip rate along the northern Itoigawa-Shizuoka tectonic line active fault system, central Japan, 2004, *Earth Planet. Space*, 56, 1325-

1332.

- 松多信尚・澤 祥・安藤俊人・廣内大助・田力正好・谷口 薫・佐藤善輝・石黒聡士・内田主税・佐野滋樹・野澤竜二 郎・坂上寛之・隈元 崇・渡辺満久・鈴木康弘,2006,写 真測量技術を導入した糸魚川一静岡構造線断層帯北部(栂 池一木崎湖)の詳細変位地形・鉛直平均変位速度解析,活 断層研究,26,105-120.
- 長橋良隆, 1998, 中部日本, 大峰地域の鮮新世火砕流堆積物--層序. 記載岩石学的特徵, 地質学雑誌, 104, 184-198.
- 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・苅谷愛彦・奥村晃 史・田口雄作,2002,白馬岳地域の地質,地域地質研究報 告(5万分の1地質図幅),産業技術総合研究所地質調査総 合センター,105p.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉, 1994, 糸魚川一静 岡構造線活断層系の最近の断層活動一牛伏寺断層・松本市 並柳地区トレンチ発掘調査一, 地震 第2輯, 46, 425-438.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・沢 祥・水野清 秀・苅谷愛彦・斎藤英二,1998,糸魚川一静岡構造線活断 層系北部の最近の活動一神城断層.松本盆地東縁断層トレ ンチ発掘調査,地震 第2輯,50,35-51.
- 佐藤比呂志・平田 直, 1998, 活断層の深部構造と日本列島の 成立,科学,68,63-71.
- Sato H., Iwasaki T., Kawasaki S., Ikeda Y., Matsuta N., Takeda T., Hirata N. and Kawanaka T., 2004. Formation and shortening deformation of back arc rift basins revealed by deep seismic profiling across the Itoigwa-Shizuoka Tectonic Line active fault system, central Japan, *Tectonophys*, 388, 47–58.
- 下川浩一・山崎晴雄, 1987, 古神城湖堆積物から見た断層運動, 第四紀学会講演要旨集, 17, 92-93.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴 雄, 1995, 糸魚川一静岡構造線活断層系ストリップマップ, 1:100,000, 地質調査所.
- 東郷正美, 1987, 茅野市坂室付近の糸静線活断層系による変位 地形,活断層研究, 4, 42-46.
- 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碵一・広島俊 男・駒沢正夫, 1989, 20万分の1地質図幅「高山」,地質調 査所.
- 山口和雄・木口 努・横倉隆伸・横田俊之,1996,長野県神城 盆地における反射法地震探査,地質調査所月報,47,393-398.

(Received March 7, 2007) (Accepted June 29, 2007)