

## 長野県神城盆地における反射法地震探査

山口和雄\* 木口 努\* 横倉隆伸\* 横田俊之\*

YAMAGUCHI Kazuo, KIGUCHI Tsutomu, YOKOKURA Takanobu and YOKOTA Toshiyuki (1996) Seismic reflection survey in the Kamishiro Basin, Nagano Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 47 (7), p. 393-398, 6 figs., 1 table

**Abstract :** A seismic reflection survey was conducted in the Kamishiro Basin, Nagano Prefecture, central Japan. The Itoigawa-Shizuoka tectonic line is inferred to be beneath this basin. To the east of the active Kamishiro fault, the reflectors are horizontal or dip gently to the west between 0.1s and 0.3s in two way travel time (at depths between 90 m and 270 m). These reflectors do not continue to the west of the Kamishiro fault. We assume that the absence of reflectors to the west of the Kamishiro fault suggests the presence of a fracture zone related to the Itoigawa-Shizuoka tectonic line. About 500 m east of the Kamishiro fault, a fault or an anticline structure is inferred based on changes in the dip of the reflectors, although no faults or folds were recognized in the surface geological surveys.

### 要 旨

糸魚川-静岡構造線が通る長野県神城盆地で反射法地震探査を行った。活断層である神城断層の東側の約500 mの部分には水平あるいはやや西傾斜の反射面が走時0.1sから0.3s(深度90mから270m)付近に見られるが、この反射面は断層の西側へは続かず、断層を境にして反射面の様子、すなわち地下構造が変化していることが明らかになった。神城断層以西には反射面が見られず、神城盆地の湖成堆積物の下には糸静線に関連する破碎帯が広がっていると推定した。神城断層の東方500mには、地表地質調査では認められていないが、反射面の傾斜の違いから断層あるいは褶曲を推定した。

### 1. はじめに

糸魚川-静岡構造線(以下、糸静線)はフォッサマグナの西縁を画して東北日本と西南日本の境界をなす。糸静線は長野県北部では姫川・仁科三湖・松本盆地付近をほぼ南北方向に走るが、本構造線に沿う地形的凹所に堆積した新期の堆積物によって覆われるため、及び直接観察できる露頭がほとんどないために、その正確な通過位置や実体は明確になっていない(加藤ほか, 1989)。糸静線の実体を知るためには糸静線が通過していると考えられる地域の地下構造を知る必要がある。そこで、糸静線の通過位置および断層変位の性質を対象として、糸静線が幅1 km程度の比較的狭い範囲に限定される神城盆地に

\* 地殻物理部 Geophysics Department (GSJ)

において反射法を実施し、測線の一部で反射面を捉えた。結果的には糸静線の位置、様子は分からなかったが、糸静線に並行する神城断層付近の深度100mから300m付近の地下構造の概略を把握した。本報告では神城盆地の東西反射断面を提示し考察を行うこととする。

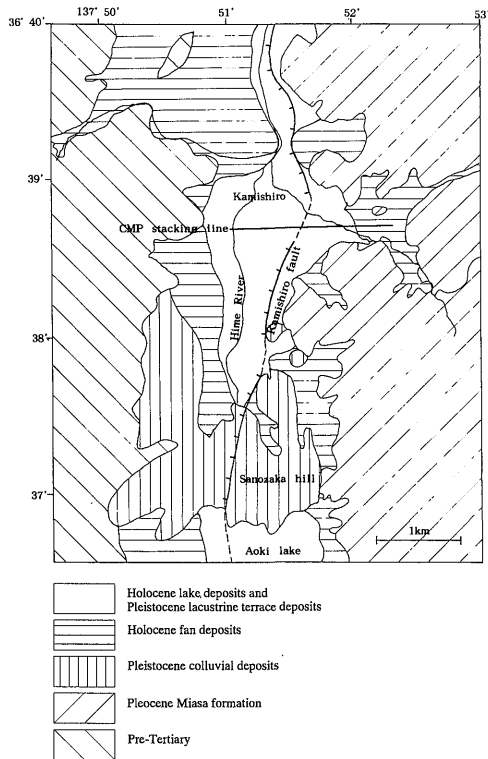
### 2. 周辺の地質

反射法測線は神城盆地の中央を東西に走る道路に沿って設定した(Fig. 1)。

地表では、測線東部に新期扇状地堆積物、測線中部から西部には神城湖成堆積物が分布する(加藤ほか, 1989)。測線西方は古生代の神城層、木崎層からなる仁科山地が東向きの急斜面をなし、測線東方は鮮新世の美麻累層からなる小谷山地が緩やかに広がっていて(加藤ほか, 1989)、東西両側山地の地質および地形は糸静線を挟んで全く異なる。

糸静線の通過位置および実体についてははっきりとは分からない。小坂ほか(1982)は本反射法測線の西側、姫川の西方約200mに糸静線を引き、加藤ほか(1989)は神城盆地付近では糸静線はほぼ姫川に沿って延びて行くとして推定した。山田ほか(1976)は松本盆地安曇平で屈折法地震探査を行い、700mより深い第4速度層中に幅600mの低速度帯を認めこれを糸静線とみなし、糸静線は並走する断層群あるいは破碎帯をなすと考えた。横倉

Keywords : Seismic reflection survey, Kamishiro fault, Active fault, Itoigawa-Shizuoka tectonic line, Fossa Magna



第1図 長野県神城盆地周辺の地質概略 地表地質分布は加藤ほか(1989)を単純化し、神城断層位置は下川ほか(1995)より引用した。反射法測線はCMP重合測線を示す。

Fig. 1 Simplified geological map in and around the Kamisito Basin, Nagano Prefecture. Surface geology is compiled from Kato *et al.* (1989) and the position of the Kamishiro active fault is after Shimokawa *et al.* (1995), respectively. The seismic line shows the CMP stacking line.

ほか(1986)は大町市常盤地区で反射法地震探査を行い、高瀬川の下および西方約200mに断層を推定し糸静層との関連を示唆した。

神城盆地の東縁にはやや曲折しながら南北に延びる活断層である神城断層が認められ、この断層により西側の神城湖成堆積物と東側の神城段丘堆積物の高度差が生じている(山崎, 1977; 下川ほか, 1987; 柏木, 1988, 活断層研究会, 1991; 下川ほか, 1995)。反射法測線付近では神城湖成堆積物が盆地東方まで広く分布し、神城断層の地表位置は不明瞭である。

### 3. 反射法地震探査の概要

Table 1 に反射法探査の諸元を示す。

記録例として、Fig. 2 に測線東端、中央付近、西部のショット記録を示す。ショット1のオフセット300mから600mで波形が乱れるのは測線が盛り土部分にあるためである。ショット71では初動以外にも連続する波群が認められ、走時曲線が双曲線的であることから反射波であると考えられる。ショット136には反射波らしき波群はない。

Fig. 3 にオフセット300mの共通オフセットギャザー(発震点・受振点間の距離が等しいトレースを各ショット記録から集めて発震点順に並べたもの)の例を示す。

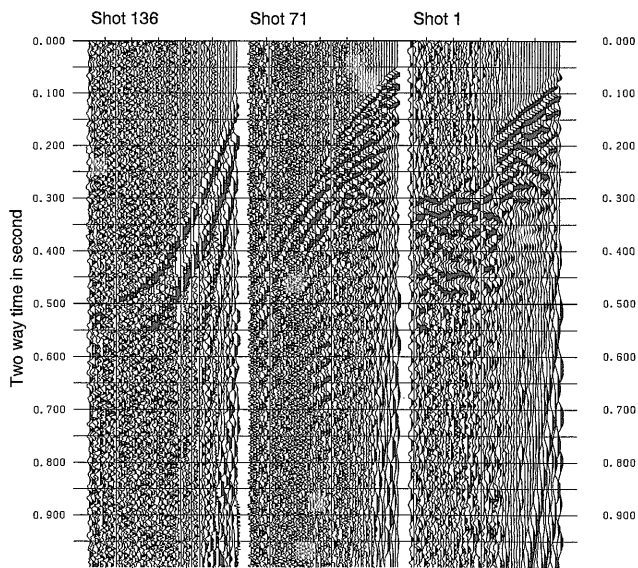
Fig. 2 および Fig. 3 から、本測線では、初動の見かけ速度、および波群の周波数が、測線上の発震位置により大きく変化することが特徴的である。P波初動の見かけ速度は測線東端で大きい(約2400m/s)が西では小さく(約700m/s)、卓越周波数は測線東部から中部で比較的高い(数10Hz)が測線西部では低い(10Hz程度)。

Fig. 4 にデータ処理フローを示す。データ処理は一般的に実施される反射データ処理に従っている。Fig. 5 にCMP重合時間断面および測線に沿う標高を示す。重合速度は、CMP 50では0.23sで2100m/s、CMP 160では0.2sで1800m/s、CMP 200では0.15sで1560m/sと解析され、この速度分布を時間、測線方向に内外挿してCMP重合を実施した。Fig. 5の時間断面の走時0.0sは標高740mに対応し、この標高を基準面として標高補正および初動を用いる静補正を適用した。0.1sないし0.15

第1表 反射法の探査諸元

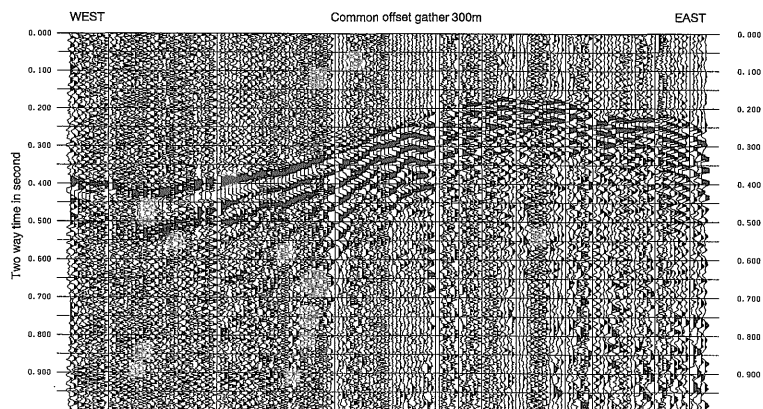
Table 1 Parameters of the seismic reflection survey.

Shot point interval	10m
Seismic source	400kg Weight drop
Drop height	2-3m
Vertical stacks/shot point	9
Source pattern	3.3m interval
Receiver point interval	10m
Geophones	LRS1011, $f_n=40\text{Hz}$ , 18elements/receiver point
Geophone grouping	10m/18elements
Recording system	DFS-V(TEXAS Instruments)
Number of channels	56ch
Sampling interval	0.5ms
Record length	2048ms
Lowcut filter	out
Shot receiver spread	Inline offset: 50m-600m(Source East)
Length of CMP line	1890m
CMP interval	5m
Number of CMP	379 (CMP number 6-384)
Number of shots	166
Number of receiver points	210
Survey date	7-11/Nov/1991



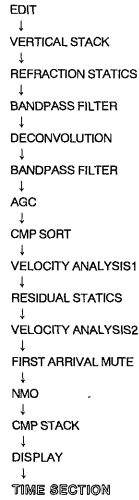
第2図 ショット記録例 反射測線の東端 (Shot1), 中央部 (Shot71), 西部 (Shot136) でのショット記録例。発震・受振のオフセットは50mから600mの10m間隔でチャンネル数は56。各トレースの平均絶対振幅をトレース間隔の半分として表示。

Fig. 2 Examples of shot records. Shot records at the east edge (Shot 1), a middle part (Shot 71) and a west part (Shot 136) of the seismic line. Offsets between shot and receiver range from 50 m to 600 m with 10 m interval and the number of seismic channel is 56. Average absolute amplitude of each trace is set to one-half of the trace width.



第3図 共通オフセットギャザー例 発震点・受振点間の距離が300mのトレースを各ショット記録から集めて発震点順に並べたもの。各トレースの平均絶対振幅をトレース間隔の半分として表示。

Fig. 3 An example of common offset gather. Traces whose offsets are 300 m are gathered from each shot record and displayed in the order of shot point. Average absolute amplitude of each trace is set to one-half of the trace width.

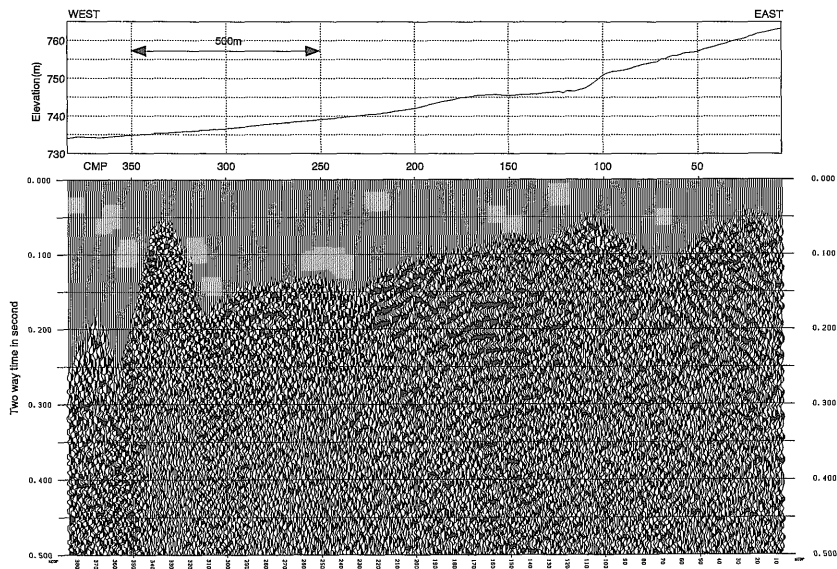


第4図 反射法データ処理フロー  
Fig. 4 Data processing flow.

s以浅および測線西端付近にデータがないのは、ショット記録の初動部分のミュートのウィンドウを長めにしたためである。

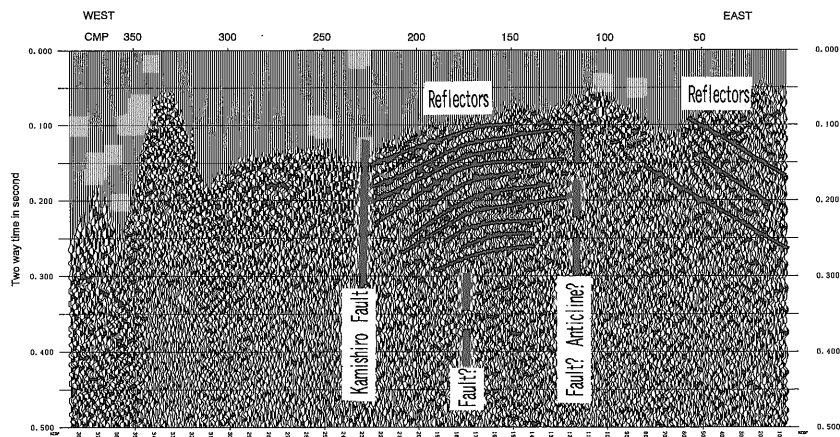
#### 4. 反射面

Fig. 5のCMP 重合時間断面に部分的に見られる連続する波群の全てが反射面とは限らない。CMP 重合直前のギャザー(ショット記録あるいはCMPギャザー)で重合速度に見合う双曲線的な走時曲線を示し、かつそれが一連のギャザーで認められる波群を反射波と考えた。これに基づいて重合断面に見られる連続する波群から反射面を抽出し、Fig. 6に示すように、測線中央部の走時0.1sから0.3sの水平あるいはやや西側に深くなる波群、および測線東部の走時0.1sから0.25sの東側に深くなる波群を反射面とみなした。それ以外の連続する波群は反射面か否か良く分からないが、ミュートで消し切れなかった初動がCMP重合断面に連続する波群として残っていることはありうる。



第5図 CMP 重合時間断面(下段)および標高(上段) 重合断面の縦軸は往復走時、横軸はCMPで、走時0.1sが90m、0.3sが270m程度であり、縦横比は約2:1となる。標高の縦横比は10:1である。各トレースの平均絶対振幅をトレース間隔の半分として表示。

Fig. 5 CMP stacked time section (below) and elevation (above). In the stacked section, the vertical axis is two way time and the horizontal axis is CMP number. Although this is a time section, approximate depths are estimated as follows: 0.1 s in two way time is converted to 90 m in depth, 0.3 s to 270 m, respectively. Therefore, the vertical exaggeration is about 2:1 for this time section. The exaggeration of elevation is 10:1. Average absolute amplitude of each trace is set to one-half of the trace width.



第6図 地下構造解釈例 第5図のCMP重合時間断面に反射面および神城断層を実線で、推定断層あるいは背斜軸を破線で書き入れた。

Fig. 6 An interpretation of subsurface structure. Fig. 5 is interpreted. Reflectors are traced and the Kamishiro fault are drawn with bold line, inferred faults or an axis of anticline with dashed line, respectively.

Fig. 5は時間断面であるが、断面全体の平均的なCMP重合速度を1800m/sと仮定すると、反射面の概略の深度は走時0.1sで90m、0.3sで270mとなる。

### 5. 考 察

Fig. 6にCMP重合時間断面の地質解釈の一例を示す。

CMP 230付近を境にして反射面が断続し、この付近で地下構造が変化すると考えた。測線沿いの標高 (Fig. 5上段) および下川ほか (1995) を参照すると神城断層の地表位置はCMP 220付近と考えられ、Fig. 5の反射面の断続する位置とはほぼ一致する。このことから上述の反射面の断続、すなわち地下構造の変化は神城断層に起因すると推定する。CMP 170付近で反射面が撓んでいるように見え、深部に縦ずれ断層が伏在することを示唆する。測線の1km北方の神城断層沿いの露頭では神城湖成堆積物と神城段丘堆積物が東に傾動しており (山崎, 1977)、反射断面では走時0.1sから0.3sの反射面が水平あるいはやや西傾斜していることと対照的で、神城断層の変位の性質は、地表付近と地下とは異なっていることが推定される。

測線東部の傾斜反射面はCMP 120付近まで続いているようにも解釈できる。もしこの傾斜反射面が真の反射面であるならば、CMP 120付近で反射面の傾斜が変わることになる。測線東方の美麻累層および大峰累層中には北北東-南南西から南北方向の断層や褶曲軸が認められ

(小坂ほか, 1982; 加藤ほか, 1989) ことから、CMP 120付近に断層あるいは背斜を推定することも可能であろう。地表地質図 (小坂ほか, 1982; 加藤ほか, 1989; 下川ほか, 1995等) ではこの付近の地表には断層は引かれていない。

Fig. 2に示す測線西部のショット記録からみて神城湖成堆積物のP波速度は700m/s程度である。一方、反射面の重合速度は1560m/sから2100m/sであるから、反射面は神城湖成堆積物ではなく測線東方に分布する美麻累層 (小坂ほか, 1982; 加藤ほか, 1989) に対応すると考える。

本探査システムの可探深度は往復走時でおおよそ1.0s、深度で1000m程度である (山口ほか, 1994) にもかかわらず、Fig. 5の反射断面ではCMP 70からCMP 120付近、および神城断層以西は明瞭な反射面が見られない。その原因を次のように考える。CMP 70からCMP 120付近の地表部分は幹線道路およびそれへの接続道路で路面を嵩上げするために数mの盛り土が施されていた。交通ノイズおよび盛り土における震源エネルギー吸収によりショット記録のS/Nが極端に悪く、反射波が捉えられなかった。神城断層以西は神城湖成堆積物が厚く、震源エネルギーの減衰が大きかった。さらに神城湖成堆積物の下位には糸静線に伴う幅数100mの破碎帯 (山田ほか, 1976) が伏在し、神城湖成堆積物と破碎帯とは明瞭な境界を形成せず、強い反射波が捉えられなかった。

Fig. 2の測線西部のショット136のファーオフセット

には見かけ速度 3000 m/s 以上の波群が見られる。これは、神城盆地西部で扇状地堆積物下に伏在すると考えられる仁科山地の東向きの急斜面の地下への延長部を伝播した屈折波か、この急斜面からの反射波と思われる。

## 6. ま と め

糸魚川-静岡構造線が通る長野県神城盆地で反射法地震探査を行った。活断層である神城断層の東側の約 500 m の部分には水平あるいはやや西傾斜の反射面が走時 0.1s から 0.3s (深度 90 m から 270 m) 付近に見られるが、この反射面は断層の西側へは続かず、断層を境にして反射面の様子、すなわち地下構造が変化していることが明らかになった。神城断層以西には反射面が見られず、神城盆地の湖成堆積物の下には糸静線に関連する破砕帯が広がっていると推定した。神城断層の東方 500 m には、地表地質調査では認められていないが、反射面の傾斜の違いから断層あるいは褶曲を推定した。

謝辞 地質調査所地殻物理部の加野直巳氏には、データ処理に際して御協力いただいた。同部長の花岡尚之氏には、本稿をまとめるにあたり適切な御指導をいただいた。ここに感謝いたします。

## 文 献

- 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.
- 加藤碩一・佐藤岱生(1989) 大町地域の地質 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地

質調査所, 103p.

- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層 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)—長野県姫川上流域の第三系と第四系の層序学的・堆積学的研究一, 島弧変動・地団研専報, **24**, 181-198.
- 下川浩一・山崎晴雄(1987) 古神城湖堆積物からみた断層運動, 日本第四紀学会講演論旨集, **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-静岡構造線活断層系ストリップマップ, 地質調査所.
- 山田哲雄・藤田至則・竹内俊昭(1976) 松本市北方安曇平における地震探査, 地質学論集, **13**, 51-60.
- 山口和雄・木口 努・横田俊之・横倉隆伸(1994) 茨城県下館市における反射法探査—先新第三系基盤までの地下構造—, 地震 **2**, **47**, 33-41.
- 山崎晴雄(1977) 長野県北城盆地の活断層, 日本地理学会予稿集, **17**, 60-61.
- 横倉隆伸・山口和雄・加野直巳・渡辺史郎(1987) 松本盆地北部における反射法地震探査結果, 地震 **2**, **40**, 89-97.

(受付: 1996年5月31日; 受理: 1996年7月5日)