

埼玉県江南町での反射法探査 —— 反射面傾斜角の深さ依存性の検出 ——

大滝 壽樹^{1,*}・加野 直巳¹・横倉 隆伸¹

OHTAKI Toshiki, KANO Naomi and YOKOKURA Takanobu (2022) Seismic reflection survey at Konan Town, Saitama Prefecture, Japan: linear dependence of the dip angles of reflection layers with depth. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 73 (1), p. 19–28, 7 figs.

Abstract: We performed a seismic reflection survey using 3-component geophones with P-wave vibrators in lowlands near the Arakawa River at Konan Town, Saitama Prefecture, Japan, in 2001. The direction and length of the survey line are from approximately east to west and 2 km, respectively. This survey was originally planned to obtain S-wave velocity of tilted underground structure using P–SV reflected waves. Unfortunately, we found only one or two clear P–SV reflected waves on each receiver gathers, which are not enough to determine the velocity. However, we also performed P-wave reflection analysis using vertical component of the geophones. In this paper, we show the two-dimensional P-wave velocity profiles and depth section along the reflection survey to a depth of about 1 km. The velocities beneath the survey are obtained as from 200 to 300 m/s near the surface, from 400 to 700 m/s at 100-m depth, from 1,400 to 1,800 m/s at 500 m-depth, and from 2,700 to 3,000 m/s at 1,000-m depth. The obtained depth profile shows several dipping layers from west to east. The dip angles of the layers measured along the survey increase approximately linearly with depth from 7° to 12° at a rate of 5–6 °/km, indicating that the inclination of the sedimentary layers caused by fault movement had increased at an approximately constant rate with age in this area. These dipping layers are also observed in the depth profile of a previous P-wave reflection survey that was performed about 1-km west of the survey at Konan Town with the direction from south-west to north-east. Combined with their results, our findings suggest that the sedimentary layers beneath the surveys tilt to the approximately north-east direction.

Keywords: P-wave reflection survey, P-wave velocity, P–SV reflected wave, near-surface structure, Konan Town, Kumagaya City

要 旨

我々は2001年に埼玉県江南町(現熊谷市)の荒川近くの低地でP波震源を用いた3成分反射法探査を行った。測線はほぼ東西方向でその長さは2 kmほどである。この探査はP–SV反射波を用いた傾斜層でのS波速度構造解析を企図していた。残念ながら明瞭なP–SV反射波はほとんど確認できなかったが、合わせて行なった深さ1 km程度までのP波反射法解析でえられたP波速度および反射断面の解析結果を示す。えられた速度は表層で200～300 m/s、深さ100 mで400～700 m/s、500 mで1,400～1,800 m/s、1,000 mで2,700～3,000 m/s程度であった。反射断面は、測線下で西から東への傾斜構造が卓越していることを示している。その測線方向の傾斜角は7～12°ほどであり、深くなるにつれおよそ5～6 °/kmで増加している。このことは、傾動ひいては傾斜を起こした断層運動が一定のペースで進行していたことを示唆している。

傾斜反射面はこの測線の1 kmほど西のP波反射法測線でも観測されている。この観測結果と総合すると、この地域の層構造の真の傾斜方向はおおよそ北東と考えられる。

1. はじめに

我々は、P–SV反射波を用いた地下浅部、地震基盤までのS波速度(V_s)構造の解析手法の開発を行ってきた(e.g., 横倉ほか, 2003; Kano *et al.*, 2003; 加野ほか, 2004, 2008; 大滝ほか, 2011)。これは、一つには地表の揺れやすさを評価する上で地下の V_s 構造が以前から重要な基礎資料となっている(例えば入倉, 1995; 川瀬ほか, 1998)ためである。またもう一つには、P波速度(V_p)と V_s の同時測定は構成岩石や空隙率の情報といった地下深部地質の手がかりを V_p 単独より多く与える(e.g., Castagna *et al.*, 1985; Avseth *et al.*, 2010; Schön, 2011)ためである。この点、P–SV反射波を用いた3成分地震計による地震探査法(PS変換波反射法)は V_p 構造と V_s 構造を

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門(AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: OHTAKI, T., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: t-ohtaki@aist.go.jp

同時に同程度の分解能で深部までイメージングできる優れた方法である(加野ほか, 2004)。

しかし, この探査法には, P波探査の2, 3倍のチャンネル数とより長い発震—受振点間距離(オフセット)とが必要となる, という使いにくさがある(大滝ほか, 2011)。チャンネル数が増大するのは, 上下動成分地震計のみを使用するP波探査とは違いP-SV波探査には水平動成分地震計も使用するためである。レコーダのチャンネル数には制約があるため, P-SV波探査ではP波探査と比べ一回の発震毎に観測できる地点数が1/2—1/3ほどとなる。一方, 長大オフセットが必要となるのは, 一つには, P-P反射波と違いP-SV反射波振幅はP波が反射面に斜めに入射した際に大きくなるためである。もう一つには, P-P反射波よりP-SV反射波の走時が遅いため, P-SV反射波のほうが振幅の大きな表面波に遠方まで隠されてしまいやすいためである。これらチャンネル数の増大と長大オフセットとは相まって同一期間に調査可能な測線長を短くする。そのため, 我々は, チャンネル数の増加を抑えながら簡易に V_s 構造をえることを目的とし, 上下動地震計によるP波探査測線に3成分地震計1台を導入することによって構造がえられることを示した(大滝ほか, 2011)。この論文では, P-SV反射波が受振点にほぼ鉛直入射することを利用し, P-P反射波探査により得られた V_p 層構造を使って, 1受振点でのP-SV反射波走時曲線から V_s 構造を求められることを示した。そして, $V_p \cdot V_s$ を与えた水平成層構造および傾斜構造モデルにたいし, 波線追跡により計算したP-SV反射波走時から V_s 構造を本方法で求め, 与えた V_s と比較しその有効性を議論した。さらに水平成層構造については, 実際の観測記録から本方法で求めた V_s 構造と V_sP の結果等との比較からも本方法の有効性を示した。一方, 傾斜構造については, 実探査記録を用いた有効性の議論をしていない。

これをうけ, 筆者らは加野ほか(2003)が行った傾斜構造域での3成分反射法探査データを再解析し, 大滝ほか(2011)の方法で V_p および V_s 構造を求めることを試みた。また, 同一測線上の複数受振点にたいし本方法を適用し, 測線方向の構造変化を求めることを試みた。しかし残念ながら, ラディアル成分(受信器と発震点とを結ぶインライン方向の水平動成分)の受振点ギャザ上に詳細な速度解析を行うに足るほどの数の明瞭なP-SV反射イベントを抽出することは困難であり, V_s 構造を求めることはできなかった。

一方, この解析の際には同一測線上で上下動成分を使った通常のP波反射法解析も実施しており, 測線下の V_p 構造を十分な精度で求めることができた。えられた反射断面には, 複数枚の傾斜の異なる反射面が確認できる。この地域では, 今回解析した測線と斜行する方向で山口ほか(2000)がP波反射法探査を行っている。この二つの測線は交差していないが, その距離は最も近いところで

1 kmほどと比較的近い。彼らの反射断面にも傾斜構造が確認されており, 2本の測線の結果を比較することにより, この地域における反射面の傾斜方向を論じることもしられるだろう。このような解析を通しこの地域の V_p 構造を示すことは, 関東平野の地下構造の理解の一助となるであろう。

本稿では, 加野ほか(2003)が行った傾斜構造域での3成分反射法探査データを解析したこれら二つの結果を示す。まず, 上下動成分を解析してえられた2次元 V_p 構造断面を提示し地下構造について議論する。次に, ラディアル成分の受振点ギャザを提示する。

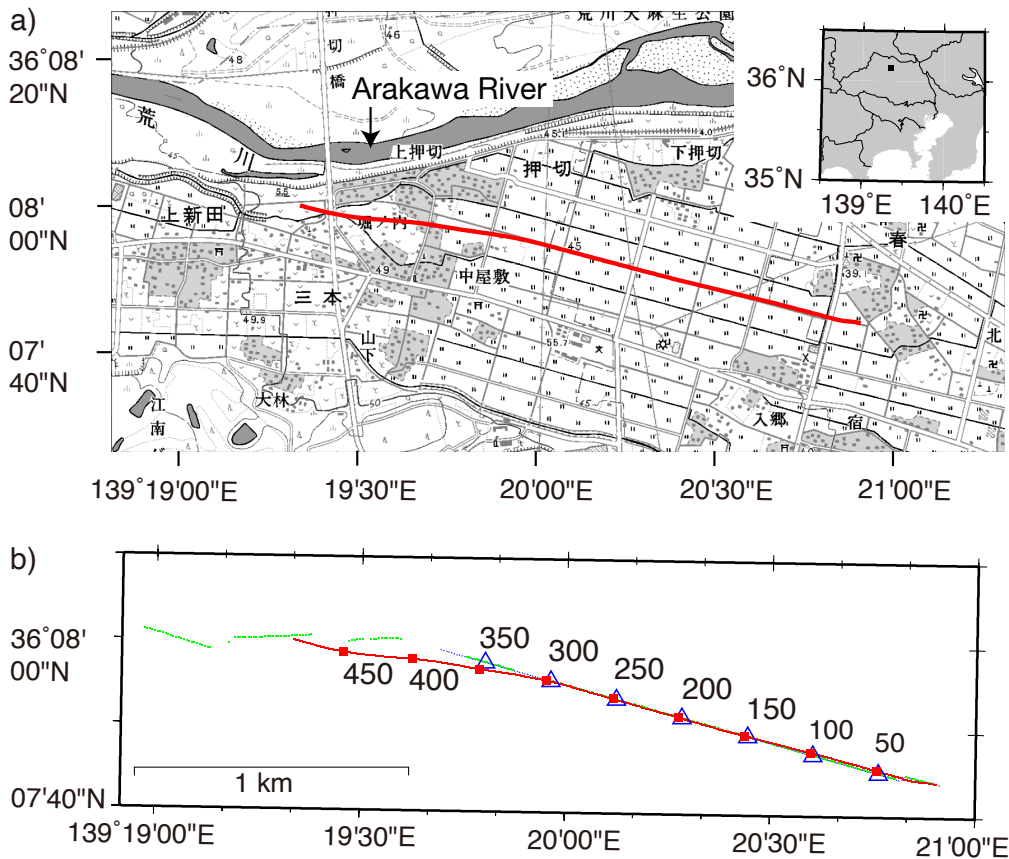
2. 探査諸元

本段落では, 加野ほか(2003)を元に探査諸元を述べる。探査は2001年10月23日から11月1日にかけて埼玉県大里郡江南町(当時, 現熊谷市)の舗装道路で行われた。探査地域は関東平野のほぼ中央に位置する。荒川の右岸にあたり, 周囲は水田が広がる平坦な地域で, 厚い堆積層におおわれている。測線下の先新第三系基盤深度は3 kmほどとされている(鈴木, 2002)。第1図に発震点, 受振点およびCMP (Common Midpoint)の位置を示す。受振点は96点の固定展開とし, 総受振点数は192点, 総測線長は1,910 mである。探査は2回にわけて行った。それぞれの受振展開で発震点数は213点および234点であり, オフセットは最大で2,752 mおよび2,021 mである。受振および発震点の間隔は10 mであり, CMPの間隔は5 mである。受振点には固有周期10 Hzの3成分受振器を使用した。P波発震源としてバイブレータ(model Y2400)2台を使用した。スイープ周波数は10~80 Hz, スイープ長は20 sであった。スイープ波形の相互相関処理後の観測記録長は6秒, サンプリングは500 Hzである。測線はほぼ直線のため, 受振器はその水平1成分が測線方向(インライン)を向くように設置し, その成分でえられた記録をラディアル成分としている。探査でえられた記録例は加野ほか(2003)に示されているため再掲しない。以下, この測線を江南2001測線と呼ぶ。

この探査はPS変換波反射法による V_s 構造探査を目的としたため, 全受振点に3成分受振器を設置していた(加野ほか, 2003)。一方, 大滝ほか(2011)で提案した V_s 構造探査方法では, 簡便さを優先しP波反射法測線に水平動受振器1台を加えるのみである。そこで本稿では, 大滝ほか(2011)で提案した方法が傾斜構造にたいして有効であるかを確認するため, 25点置きに選んだ受振器ごとに V_s 構造探査を試みた。

3. P波速度断面解析と結果

本研究では, 加野ほか(2003)の探査でえられた観測記録を以下のように再解析した。上下動受振器の記録を使って屈折波静補正を行った後, V_p の解析をCMP番号

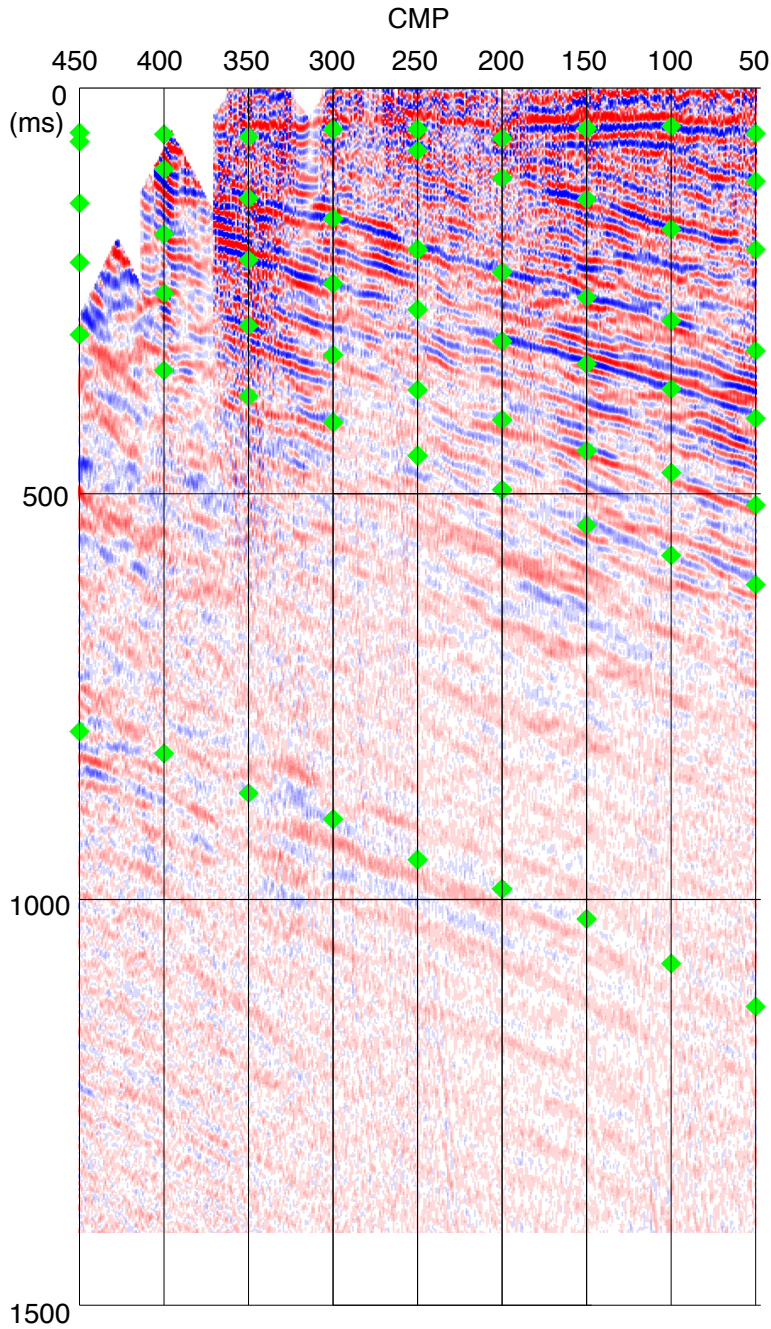


第1図 a) 2001年に行われた江南町での反射法地震探査(加野ほか, 2003)の測線(江南2001測線)のCMP重合線(赤線)。西(左)から東(右)へと流れる荒川の南岸堆積層上で観測した。より小縮尺図上での測線位置(■)を県境とともに挿入図に示した。b) 受振点(青), 発震点(緑), CMP(赤)図。これら3つの点はほとんど重なっている。P波速度を解析したCMP番号をその番号とともに赤四角(■)で示した。受振点を25番から25点ごとに白抜き青三角で示した。

Fig. 1 a) Map showing the location of the CMP (Common midpoint) stacking line of the seismic reflection survey (Konan2001) by Kano *et al.* (2003) at Konan Town in 2001 (solid red line). The survey was conducted on a sedimentary layer south of the Arakawa River, which flows from west (left) to east (right) in the upper part of the figure. Inset is a smaller-scale map of the survey area (square) with prefecture borders. b) The locations of the shots (green), the receivers (blue), and the CMPs (red). Note that these three locations are considerably overlapped. The CMPs where P-wave velocities are analyzed in this study are shown as red squares with numbers. Every 25th receiver is shown as blue open triangles.

で50点おき(250 mおき)にCMP 50からCMP 450までの9地点で行い、暫定的な重合速度を求めた。その際、CMPギャザ上で反射波を追跡し、反射波の計算走時が観測走時およびその距離依存性と合うことを重視した。また、反射面の水平方向の連続性も考慮した。この後、残留静補正を行い、速度を再解析した。最終的に速度を読んだ点を第2図に、その結果えられたP波のRMS (root mean square)速度を第3図に示す。えられた速度は深度と強い相関を持ち、表層で200~300 m/s, 深さ100 mで400~700 m/s, 500 mで1,400~1,800 m/s, 1,000 mで2,700~3,000 m/s程度となった。

えられた速度を使い、CMP重合し、マイグレーションを行い、P波のマイグレーション時間断面をえた(第4図a)。この結果を深度変換したものをP波のマイグレーション深度断面とした(第4図b)。えられた深度断面には、表層(第1層)を除き、東下がりの傾斜構造が卓越している。速度解析でえられた各層境界の深さを第4図cに示す。境界は第1層下面を除けば直線で近似可能である。境界の深さの直線からのずれは第2~6層下面ではほとんどの点で10 m以下に留まり、第7層下面でも15 m程度であった。そこで、これらのずれは解析の誤差であると考え、第2層から第7層下面の深さを最小二乗法で直線近



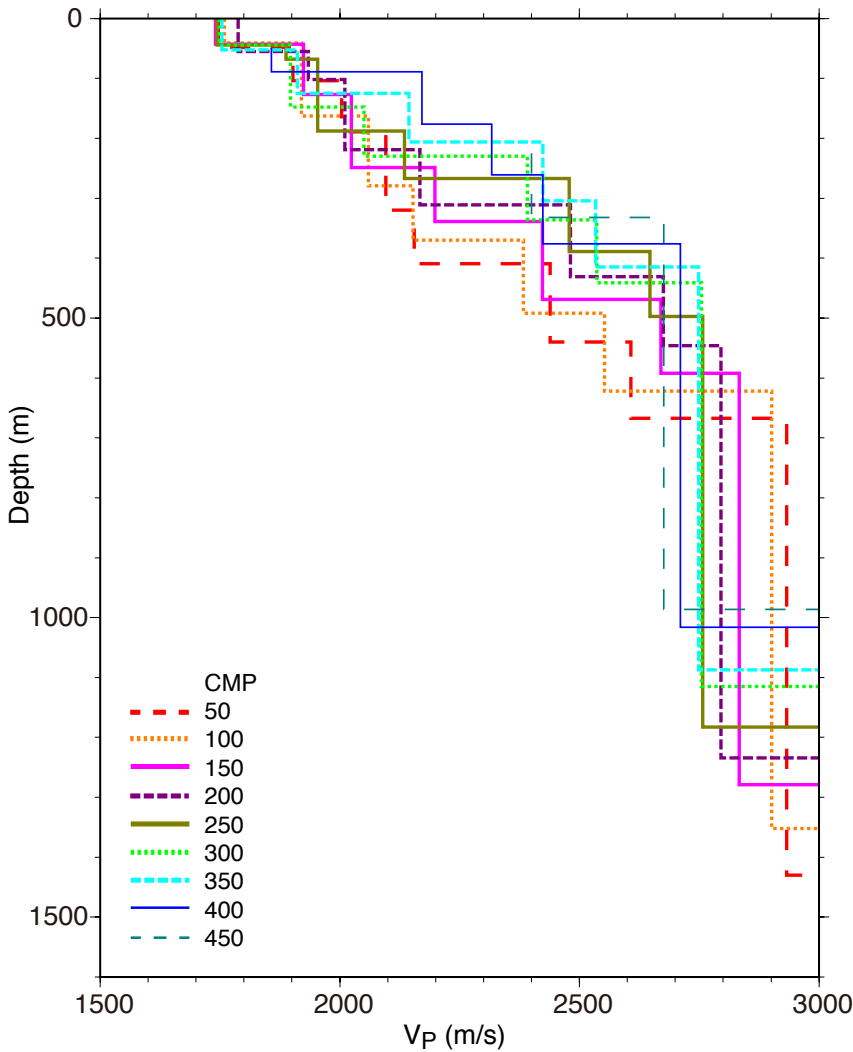
第2図 速度解析時に読んだ時刻(緑菱形)を Brute stack 断面上に示した。縦軸は往復走時 (ms)，横軸はCMP 番号。

Fig. 2 The time picked during velocity analysis (green diamonds) shown on brute stack cross section. The X axis is CMP number and the Y-axis is two-way travel time (ms).

似して求めた。えられた層境界も第4図cにあわせて示す。層境界の傾斜角は表層近くの第2層下面で約7°，深い境界になるほど多少急になり，CMP 1下で深さ700 m程度の第6層下面で約10°，1,500 m程度の第7層下面で約12°となった(第5図)。この図が示すように，層境界が深くなるにつれその傾斜はほぼ線形に増加する。その増加率

は，深さ1,500 mの面を入れるかにより変わるが，およそ5～6°/kmである。このような傾斜の増加傾向は，時間断面でもみてとることができる(第2図，第4図a)。このため，この傾向は速度解析の誤差によるものではない。

江南2001測線下で見られた傾斜構造は，近傍の他の測線でも観測されている。山口ほか(2000)は，今回の江南

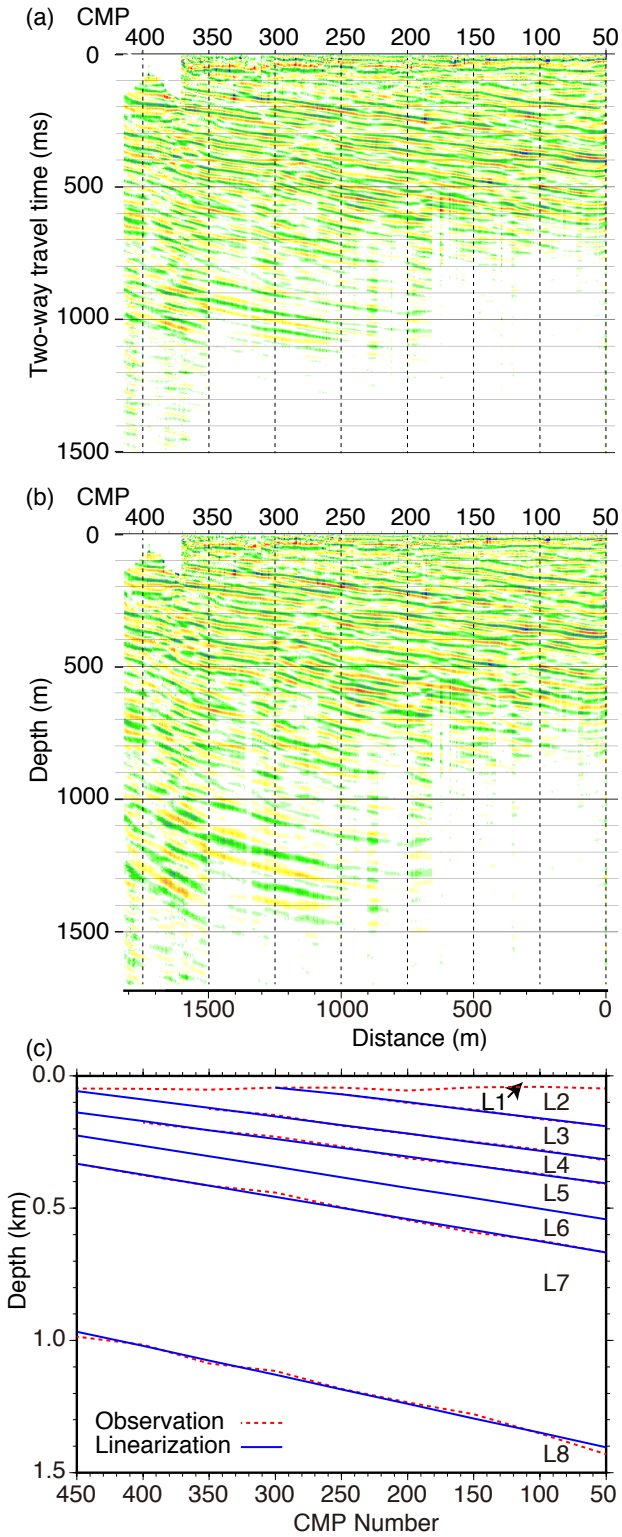


第3図 速度解析によりえられた江南2001測線下のP波速度構造。各CMPの位置は第1図に示した。CMP 450下の深さ200 mほどまでとCMP 400下の深さ50 mほどまでの速度は観測からえられていないため示していない。

Fig. 3 Velocity profiles of P-wave obtained by P-wave velocity analysis beneath the Konan2001 survey line described in this study. The locations of the CMPs are shown as red square in Fig. 1. The velocities at CMP 450 above approximately 200-m depth and at CMP 400 above approximately 50-m depth are not constrained by the observations and, thus, are not shown.

2001 測線の西南方から北方にかけておよそ 12 km 長の反射法探査を行った。その測線(以下、S2 測線とする)の平均的な方向はほぼ北東であり、江南2001 測線との距離は最も近いところで 1 km ほどである(第6図b)。2本の測線は交差していないため、傾斜反射面の対応を直接は判断できない。しかし、ともに傾斜していることから、少なくともいずれかの測線下の反射面は測線直交方向の傾斜を持つと考えられる。この2本の探査はともに二次元反射法であるため、真の傾斜方向は明らかではない。そこで、江南2001 測線をS2 測線北部に投影して傾斜面の対応を考え、傾斜構造について議論する。まず、S2 測線北部をそのCMP 1100 からCMP 2000 までの測線方向をもとにおおまかに直線で近似する。この直線と江南2001 測線方向となす角は約 60° となる。江南2001 測線をこの近似直線へ垂直に投影すると、江南2001 測線のCMP 400 およびCMP 5 がそれぞれS2 測線のCMP 1700 およびCMP 1900 付近に到達する。また、須藤ほか(2002)が纏めた地

質図より江南断層(堀口, 1995; 水野ほか, 2002)の走向を求め、その走向にそって投影すると、江南2001 測線の上記CMPsがS2 測線のCMPs 1650 ~ 1800 に至った。S2 測線断面図(第6図a)は、これらの区間を含むS2 測線のCMPs 1200 ~ 2000 で北東方向の傾斜構造が卓越していることを示している。ただし、このうちCMP 1550 から1700 にかけては反射面が不明瞭である。反射面の傾斜角を上述のCMP 範囲のうち不明瞭な区間を避けたCMPs 1700 ~ 1900 でこの図から読み取ると、CMP 1700 付近の深さ 200 m ほどではおおよそ 23°、350 m ほどではおおよそ 26° となる(第6図a)。江南2001 測線でそれらに対応する反射面は、その深さと反射強度から第4層、第6層下面と考えられる。その傾斜角はそれぞれ約 8°、10° であり、S2 測線下の傾斜角との比は 2.5 ~ 3 程度となる。これらS2 測線と江南2001 測線でえられた傾斜角と地表で二測線のなす角から探査域下での真の傾斜方向を推定すると、おおよそS2 測線方向から多少北向きとなる。S2 測線と

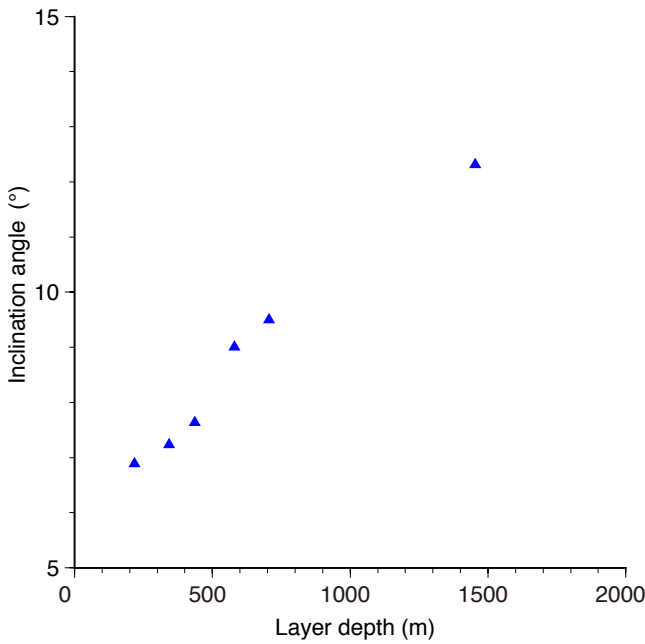


第4図 a) P波反射法処理によりえられた時間断面. 縦軸は往復走時(ms), 横軸はCMP番号. b) P波反射法処理によりえられた深さ断面. 縦軸は深さ(m), 横軸はCMP番号. CMP 50からの水平距離を図の下に示した. c) P波速度解析によりえられた平滑化前の反射面(赤点線)およびそれを線形近似した反射面の2次元断面(青線). 最上層(L1)下面是線形近似を示していない. 層番号も合わせて示す.

Fig. 4 a) Time section along the survey line obtained using P-wave reflection profiling. Horizontal axis is CMP number and vertical axis is two-way travel time (ms). b) Depth section along the survey line. Horizontal axis is CMP number and vertical axis is depth (m). The horizontal distances from CMP 50 are shown below. c) Depth profile of the reflectors beneath the survey line obtained by the P-wave velocity analysis (red dotted lines) with layer numbers. The linearly approximated reflectors are also shown as blue lines except for the shallowest one (L1).

江南2001測線での反射面傾斜角の比を多少変化させても、この推定傾斜方向に大きな変化はない。この結果は、地層の一般走向から傾斜の方向はS2測線の方向である北東方向に近いとした山口ほか(2000)の議論を裏付ける。

ただし、この見積もりには反射面の対応の不確定性、測線の曲折、傾斜角の読み取りなどによる誤差を含むことに留意する必要がある。よって、より詳細な傾斜方向は議論しない。



第5図 平滑化した反射面の傾斜角. 第4図cに示した線形近似したP波反射面のCMP 1での反射面の深さを横軸に、傾斜角を縦軸に示す.

Fig. 5 Inclination angles of the linearly approximated reflectors shown in Fig. 4c with respect to layer depth at CMP 1.

4. ラディアル成分の受振点ギャザ

大滝ほか(2011)の方法では、ラディアル成分の受振点ギャザを作成し、そのギャザ上でP-SV反射波を同定し、その走時を理論走時曲線と比較して、S波速度(V_s)構造を求める。このとき、 V_p および層境界はP波反射法解析によって得られたものを用いる。反射係数からP-SV波の反射波が生じる面からはP-P波も反射すると考えられるため(P-P波、P-SV波の反射係数については例えばAki and Richards (1980) Eqs. 5.39, 5.44参照のこと)、P-SV波の反射面はP-P波反射面でもあるからである(大滝ほか, 2011)。また、少数の例外を除けばP-P波の反射面はかつての地表面と考えられるため(Sheriff and Geldart, 1995),その面からはP-SV波も反射するであろう。

受振点ギャザを作成し V_s を求める受振点として、 V_p を求めたCMP点に一番近い点を選んだ。今回のように測線が直線に近ければ、CMP点と受振点の差は結果に影響しない。例えば、今回の場合、両者間の距離は、CMP番号50では11 mほど、番号100～300では10 m以下、番号350は30 mほどであった。番号350で両者の距離が離れるのは、測線の湾曲のためである(第1図b)。両者間の距離をさらに小さくすることは、測線の湾曲が小さい区間では V_p を求めるCMP点を工夫することにより可能であろう。しかし、反射波の代表的な周波数を30 Hz、速度を500 m/s、反射面の深さを100 mとしたときの第一フレネルゾーン(Sheriff and Geldart, 1995)はおおよそ30 mであり、前述の両者間の距離と同等か大きい。反射面が深くなれば、第一フレネルゾーンはさらに大きくなる。よって、このCMP点と受振点との違いは無視できる。

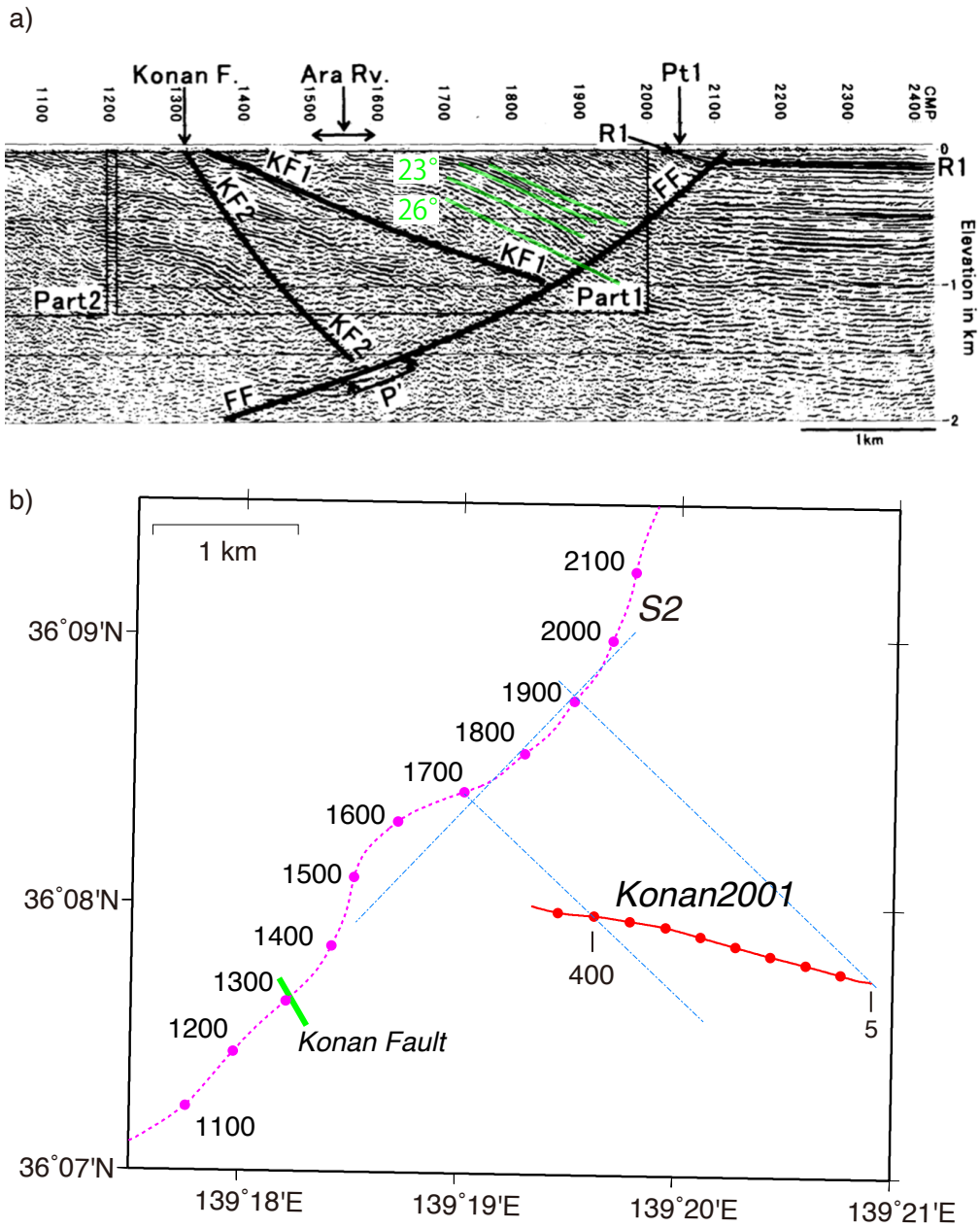
したがって、未知数は各層内 V_s のみとなる。

各点での上下動成分・ラディアル成分の受振点ギャザを第7図a, bに示す。スネルの法則によりP-SV反射波の反射点は受振点近傍下に位置する。このことに加え、地表付近の V_s はとくに遅いためP-SV波はほぼ鉛直に近い下方から入射し、その振動方向はほぼ水平となる。よって、上下動成分・ラディアル成分でともに観測される反射波はほぼP-P反射波であり、ラディアル成分でのみ観測できる波がP-SV反射波と考えられる。このとき、P-SV反射波の見かけ速度が V_p 構造と反射面の深さに、走時がその面までの平均速度にほぼ依存する(大滝ほか, 2011)。これは反射点位置の発震受振点間距離への依存が小さいためである。江南2001測線では、P-SV反射波と確認できた波はCMP 300を除けば各CMPで1つ以下と少なく、CMP 300でも2本目の反射波が観測される水平距離の範囲は狭い。P-SV反射波走時は反射面までの各層内走時の積算であるから、このように観測されるP-SV反射波が少ない場合は層内 V_s を求めることは難しい。

5. 議論

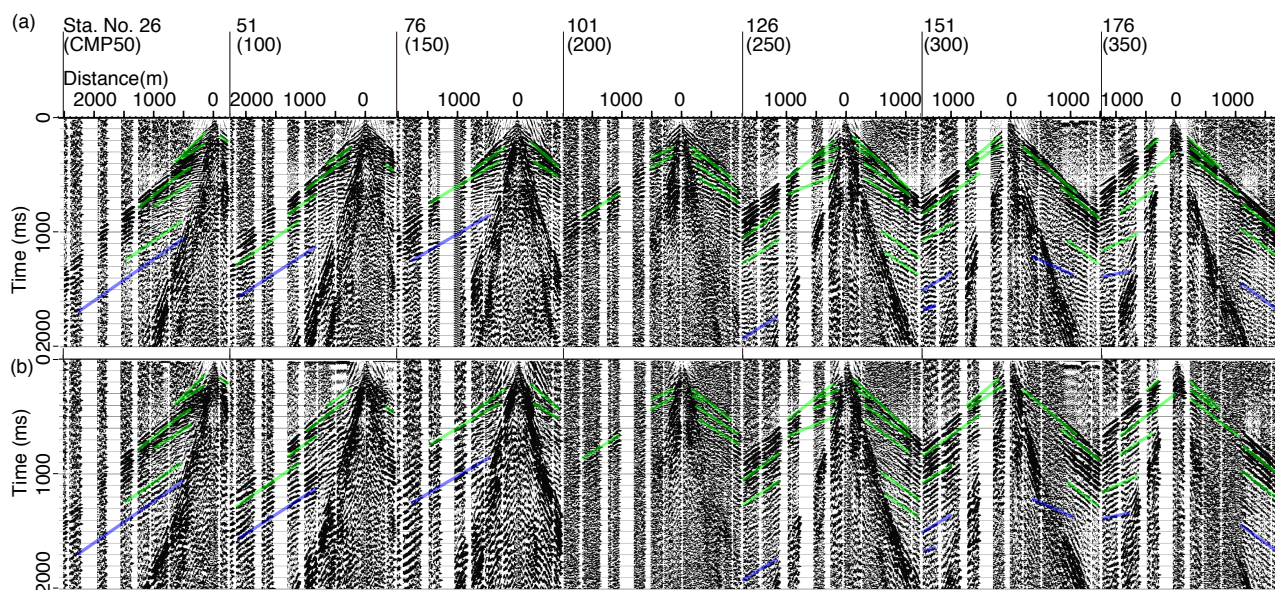
山口ほかはS2測線下の傾斜構造が断層運動によることを示した。このことから、今回の江南2001測線下の反射面の傾斜も同様に断層運動によると考えられる。反射面の傾斜角と面の深度にほぼ線形のあるとの我々の結果は、したがって、堆積速度が一定であると仮定すればこの地域での断層運動が一定の割合で継続していたことを示唆する。

この江南2001測線の東端付近では、井川ほか(1998)による南北方向の反射法探査(RAN97測線)が行われて



第6図 a) 山口ほか(2000)のマイグレーション深さ断面(山口ほか(2000) Fig. 6cを転載)に、図から読み取ったCMPs 1700 ~ 1900での傾斜した反射面およびその角度を緑線・字で重ねた。b) 江南2001測線のCMP重合線(赤線)と山口ほか(2000)が行なった反射法地震探査測線S2のCMP重合線(紫点線)の一部。本文中で言及されているS2測線の100番ごとのCMPsと今回の江南2001測線のCMPs 5, 400の位置を示す。S2測線を大まかに直線近似した線およびその直交線(青一点鎖線)、山口ほか(2000) Figs. 2, 4に記載された江南断層のおおよその位置と走向(緑太実線)も合わせて示す。

Fig. 6 a) Depth section with poststack migration of Yamaguchi *et al.* (2000) reproduced from their Fig. 6c. Dipping reflectors (solid green line) seen between CMPs 1700 and 1900 are superimposed on their figure with the inclination angles we measured (green numerals). b) The CMP stacking lines of the seismic reflection surveys by Kano *et al.* (2003) (Konan2001; solid red line), whose records are analyzed in this study, and by Yamaguchi *et al.* (2000) (S2; dotted purple line). The positions of the CMP numbers of the survey by Yamaguchi *et al.* at interval of 100 and those by Kano *et al.* for CMPs 5 and 400, which are referred in the text, are also shown. A rough linear approximation of the CMP lines by Yamaguchi *et al.* and its perpendiculars are shown as blue dot-dash lines. Green thick line shows the estimated location and strike of the presumed Konan Fault drawn in Figures 2 and 4 of Yamaguchi *et al.* (2000).



第7図 a) 受振点各点での上下動成分のギャザ。b) ラディアル成分の受振点ギャザ。ラディアル成分のみで観測された反射波を青線で、ラディアル成分に加え上下動成分でも観測された反射波を緑線で示した。前者はP-SV反射波、後者はP-P反射波と考えられる。受振点番号および対応するCMP番号を上部に記した。受振点の位置は第1図に示した。

Fig. 7 a) Vertical component receiver gathers. b) Radial component receiver gathers. Detected reflected waves observed on only b) are shown by blue lines; waves on a) and b) by green lines. The former reflected waves can be considered as P-SV reflected waves; the latter P-P reflected waves. The receiver numbers with the corresponding CMP numbers are shown above. See Figure 1 for receiver locations.

おり、両測線は江南2001測線CMP 50付近でほぼ直角に交差する。RAN97測線の時間断面は笠原(2001)に載せられており、江南2001測線に対応すると推測できる共通反射点付近には、往復走時1 s弱まで北落ちの反射面が複数見える。これらの反射面が江南2001測線で観測された反射面に対応すると考えられるが、江南2001測線ほど細かな構造が分離されていないことなどから具体的な対応をみることは難しい。このほか、稲崎ほか(1988)は、荒川右岸および左岸の堤防上で線長1.5 km、1.3 kmの反射法探査を行っている。これらの測線は江南2001測線の北～北東を東西方向に伸びている。これら測線の反射断面にも、江南2001測線同様、それぞれ0.3 s、0.5 sほどまで東に傾斜する反射面が複数見えている。

この江南町での調査では、府中市での調査(大滝ほか, 2011)と違い、明瞭なP-SV反射波が各CMPでそれぞれ1本ほど観測されたにとどまった。これは、屈折S波または表面波の速度が約650 m/sと速く大振幅であること(加野ほか, 2003)などが要因と考える。観測されたP-SV反射波は、往復走時1,000～2,000 msに位置する。これは、より走時の早いP-P反射波からの多重反射が減衰した結果、P-SV反射波が観測されるようになったと考えることができる。これは長い記録長がP-SV反射波観測には有利となる可能性を示唆する。

6. おわりに

本稿では、2001年に埼玉県江南町の荒川近くの低地で行った3成分反射法探査記録を扱った。当初の目的であった明瞭なP-SV反射波はほとんど確認できなかったが、P-P反射波は確認できた。このP-P反射波を解析したところ、測線下には複数の傾斜した反射面が存在することがわかった。面が深くなるにつれ、その傾斜はほぼ線形に増加する。この結果は、断層運動が一定の割合で継続していたことを示唆する。この探査測線はほぼ直線であったが、近隣の別の探査結果と合わせ、反射面のおおよその傾斜方向を求めることができた。

謝辞：図作成にはthe Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1998)、基図として国土地理院の数値地図25000宇都宮を用いた。地質情報研究部門(2019年より地圏資源環境研究部門) 山口和雄氏には反射法記録の処理環境を整える上でお世話になった。また氏らの探査測線についてお教えいただいた。地質情報研究部門 稲崎富士氏には周辺の探査情報についてお教えいただいた。査読者の地圏資源環境研究部門 横田俊之氏からは論文の改訂に役立つコメントを多くいただいた。ここに記して感謝します。

文献

- Aki, K. and Richards, P. G. (1980) *Quantitative Seismology: Theory and Methods, vol. 1*, W. H. Freeman and Company, New York.
- Avseth, P., Mukerji, T. and Mavko, G. (2010) *Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk*. Cambridge University Press, paperback edition, 359p. doi:10.1017/cbo9780511600074
- Castagna, J. P., Batzle, M. L. and Eastwood, R. L. (1985) Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, **50**, 571–581. doi:10.1190/1.1441933
- 堀口萬吉(1995) 関東平野西縁江南台地で発見された活断層. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, 121.
- 井川 猛・川中 卓・小澤岳史・伊藤谷生・笠原敬司・佐藤比呂志(1998) 関東平野北西部の反射法地震探査による地下構造. 1998年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, SL-p013.
- 稲崎富士・神保 悟・長沢政和・阿部昌彦・池田研一・杉本芳博(1988) 熊谷市西方における反射法探査. 物理探査学会第78回学術講演会論文集, 110–113.
- 入倉孝次郎(1995) 兵庫県南部地震の震源断層, 強震動と被害の特徴. 物理探査, **48**, 463–489.
- Kano, N., Yokokura, T. and Yamaguchi, K. (2003) A P-S converted-wave survey with severe statics problems on a Quaternary plain. *Exploration Geophysics*, **34**, 151–157. doi:10.1071/EG03151
- 加野直巳・横倉隆伸・山口和雄・大滝壽樹(2003) 傾斜成層構造のPS反射法調査. 物理探査学会第108回学術講演会論文集, 227–230.
- 加野直巳・横倉隆伸・山口和雄・木口 努(2004) PS変換波を利用した反射法の基礎実験. 物理探査, **57**, 285–296.
- 加野直巳・横倉隆伸・大滝壽樹(2008) PS変換波を用いたS波速度の推定. 最新の物理探査適用事例集, 物理探査学会, 219–226.
- 笠原敬司(2001) 首都圏のバイプロサイス地震波反射法による地下構造調査. 月刊地球号外, **34**, 165–179.
- 川瀬 博・松島信一・Graves, R. W.・Somerville, P. G. (1998) 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析—兵庫県南部地震の際の震災帯の成因—. 地震第2輯, **50**, 431–449. doi:10.4294/zisin1948.50.4_431
- 水野清秀・伏島祐一郎・須貝俊彦・杉山雄一・細矢卓志・山崎晴雄(2002) 埼玉県岡部町及び江南町における深谷断層系の活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, No. 2, 25–40.
- 大滝壽樹・加野直巳・横倉隆伸(2011) P波反射法測線に加えた3成分地震計1個でのS波速度の簡易推定法. 地震 第2輯, **63**, 107–121. doi:10.4294/zisin.63.107
- Schön, J. H. (2011) *Physical Properties of Rocks: A Workbook, Handbook of petroleum exploration and production*, **8**, Elsevier, Oxford, 481p.
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P. (1995) *Exploration seismology 2nd ed.*, Cambridge University Press, New York, 592pp.
- 須藤 斎・高橋雅紀・柳沢幸夫(2002) 埼玉県比企丘陵の中部中新統から産出した珪藻化石—微化石年代による岩層層序の再検討—. 地質学雑誌, **108**, 4, 266–278.
- 鈴木宏芳(2002) 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, **63**, 1–19.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS, Transactions, AGU*, **79**, 579.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志(2000) 深谷断層周辺における反射法地震探査——江南台地と妻沼低地の地下構造——. 地震 第2輯, **53**, 115–125. doi:10.4294/zisin1948.53.2_115
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・衣笠善博(2003) S波速度構造の解析手法. 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究 平成14年度研究成果報告書, 141–148.

(受付：2021年3月8日； 受理：2022年2月25日)