

2004年新潟県中越地震後のK-NET・JMA小千谷における表層S波速度の回復過程

 Recovery Process of Subsurface V_S Values at Strong Ground Motion Stations in Ojiya
 after the 2004 Niigata-ken Chuetsu Earthquake
新井 洋¹, 関口 徹², 時松孝次²Hiroshi ARAI¹, Toru SEKIGUCHI², and Kohji TOKIMATSU²¹ 防災科学技術研究所, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention² 東京工業大学大学院建築学専攻, Dept. of Architecture and Building Engineering, Tokyo Institute of Technology

SUMMARY: Recovery process of S-wave velocity (V_S) of subsurface soils at two strong ground motion stations in Ojiya, Japan, are estimated after the 2004 Niigata-ken Chuetsu earthquake, based on microtremor measurements, PS logging tests, and seismic motion data available at the stations. With the microtremor dispersion nature and velocity logs resulted, inverse analyses of weak-motion spectral ratios between the stations have revealed the following: Before the main shock, V_S values of top soil layers with 3 m thick at the two stations were about 45-50 and 90-100 m/s. Just after the main shock, the subsurface V_S values have got smaller by a factor of about 0.8. The reduced V_S values, however, increase gradually with passing time, and they have regained in about 8-12 months after the main shock.

1 はじめに

2004年新潟県中越地震(10月23日発生)では,小千谷市の多くの建物が被害を受けたが,同市内の0.8km離れた2地点(防災科学技術研究所K-NETおよび気象庁JMA観測点, Fig. 1)において,最大加速度・最大速度の大きく異なる強震記録が得られた[1-2].両地点では,この地震(以後,本震)以外にも多数の地震記録が得られており[1-2],また,本震後にPS検層および土試料の室内動的試験が行われている[3-4].これらに基づく検討から,時松ら[3-4]は,1)両地点の地震動特性は表層3m程度の地盤の非線形応答特性の影響を強く受けていること,2)本震時,表層地盤には1-2%程度のせん断ひずみが生じたこと,3)本震後,表層地盤のS波速度(初期せん断剛性)が本震前よりも低下した可能性のあること,などを指摘している.

大ひずみ履歴を受けることにより土の弾性波速度が低下する現象は,既往の室内試験では認められているが[5],これが実地盤で認められた事例は極めて少ない.また,低下した地盤S波速度が時間とともに回復する過程を定量的に検出した事例も,過去に見当たらない.このため,強

震動を経験した実地盤のS波速度の低下および回復過程について,現時点では不明な部分が多く,これを明らかにすることは,地盤工学上,非常に興味深い.また,このことは,本震による建物被災地域の表層地盤特性を把握する一検討として,地震防災研究上,重要と考えられる.

以上の背景から,本研究では,K-NET・JMA両地点において,異なる2時期に微動アレイ探査[6-8]を行い,各時期の表層S波速度を推定する.さらに,両地点における本震前後の多数の中小地震記録[1-2]に対し,2地点間スペクトル比の逆解析を行って,各地震時の表層S波速度を同定することで,その低下および回復過程を把握する.

2 微動のアレイ観測およびH/Vスペクトルと分散特性

微動のアレイ観測は,K-NET・JMA両地点とも,1回目を2004年11月22日,2回目を2005年11月2日の日中に行った.いずれの観測でも,センサは固有周期1秒の3成分速度計6台を使用し,アレイの形状は直線(センサ間隔0.5, 1, 2m)および中心1点を持つ5角形(等価半径5, 10m)とした.ただし,直線アレイでは,その延長線上の地表面を人力で鉛直点加振した.観測波形は増幅後,サンプリング周波数100-1000HzでA/D変換(24bit)し,ノートパソコンに記録した.記録波形が定常性を保っていると考えられる区間を選び,各成分2048ないし4096ポイントのデータを10-30個程度作成して,以後の解析に用いた.

アレイ観測された鉛直動に対しF-kスペクトル解析[9]を行って,周期-位相速度の関係(分散特性)を求めた.また,等価半径5mアレイ内の各観測点で得られた3成分微動データに対し,時松・新井[10]と同様の方法でH/Vスペクトル[10-11]を求めた. Figs. 2, 3に,1回目および2回目の観測で得られたアレイ内の平均H/Vスペクトルと鉛直動の位相速度を,K-NET・JMA各地点ごとに比較して示す. Fig. 2から,得られたH/Vスペクトルには明瞭な周期特性が認められ,K-NET地点では周期0.3秒程度,JMA地点では0.1秒程度にピークが認められる.これらのピー

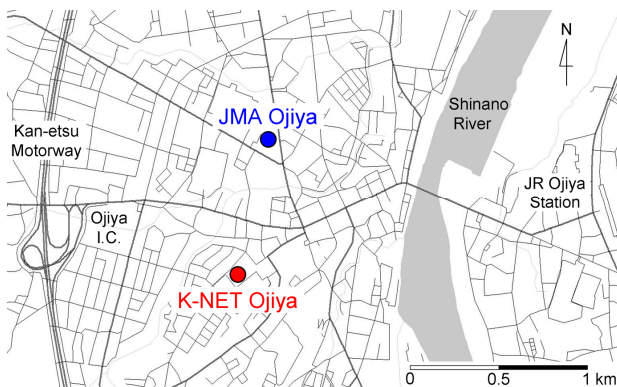


Fig. 1 Map showing locations of K-NET and JMA strong ground motion stations in Ojiya, Japan.

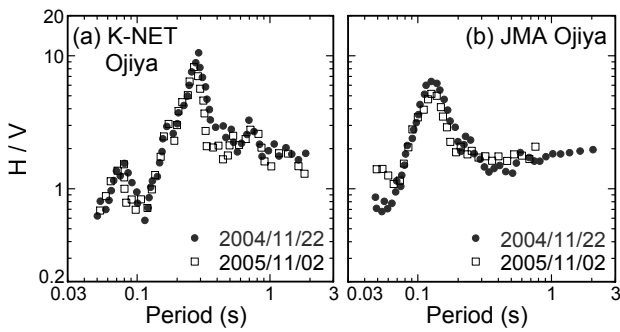


Fig. 2 Comparison of microtremor H/V spectra of Nov. 2, 2005 with those of Nov. 22, 2004 at (a) K-NET and (b) JMA stations in Ojiya.

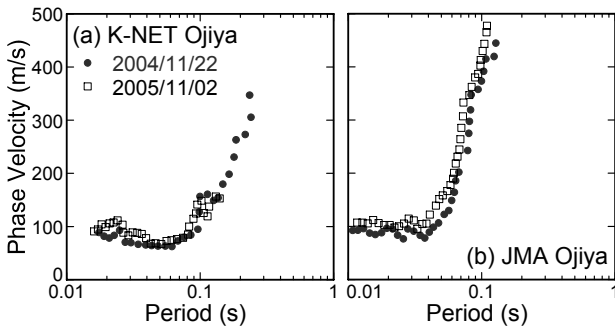


Fig. 3 Comparison of vertical-motion dispersion curves of Nov. 2, 2005 with those of Nov. 22, 2004 at (a) K-NET and (b) JMA stations in Ojiya.

クは、両地点の速度検層結果 (Fig. 4 実線, 2005 年 1 月 5-6 日実施) [3] との比較から、各地点の深度 3m 程度までの軟弱な地層 (S 波速度 50-100m/s 程度) とその直下の礫層 (S 波速度 400m/s 程度) とのインピーダンスによるものと考えられる。両地点とも、2 時期の H/V スペクトルに大きな差異は無いが、K-NET 地点では、2 回目の観測結果 (印) は 1 回目のそれ (印) よりも短周期側に僅かに移動しているようにも見える。また、Fig. 3 から、得られた位相速度は表面波特有の分散性を示しているが、両地点とも、0.1 秒程度以下の周期帯において、2 回目の観測における位相速度 (印) は 1 回目のそれ (印) よりも明らかに 1-2 割程度大きくなっている。

3 微動の H/V スペクトルと分散特性の同時逆解析による表層 S 波速度の推定

Figs. 2, 3 に示す微動の H/V スペクトルおよび鉛直動の分散特性が表面波によるものと考え、高次モードの影響を考慮した同時逆解析 [12] を行った。この際、K-NET・JMA 各地点の地盤構造は、地表から深度 13m までは、検層結果 (Fig. 4) [3] および K-NET 地点の土質柱状図 [1] を参考に、深度 3m 程度までの軟弱層を 2 層に、その直下の礫層を 1 層にモデル化した。各層の層厚・密度・P 波速度および礫層の S 波速度は検層結果 [3] の値で固定し、深度 3m 程度までの表層 2 層の S 波速度のみを逆解析パラメータとした。また、深度 13m 以深の地盤構造は、近傍の微動アレイ探査結果 [13] を参考に、深度 6km 程度に出現する地震基盤 (S 波速度 3.4km/s) までを 6 層にモデル化した。

Fig. 4 に、K-NET・JMA 各地点で推定された 1 回目および 2 回目の観測における表層 S 波速度を点線および鎖線で

示す。Figs. 5, 6 は、2 回目の観測における各地点の推定地盤構造に対応する表面波の H/V スペクトル [10] およびレイリー波の理論分散曲線 [8] を、観測データと比較して示している。Figs. 5, 6 から、いずれの地点でも、H/V スペクトル・分散曲線とも理論値は観測値と概ね対応しており、逆解析がある程度適切に行われたことが示唆される。1 回目の観測データに対する逆解析においても、理論と観測の適合度は同程度であった [14]。

Fig. 4 から、K-NET・JMA 各地点の微動観測から推定された表層 2 層の S 波速度は、速度検層結果 (実線) [3] と概ね対応している。また、いずれの地点でも、2 回目の観測における表層 S 波速度 (鎖線) は、1 回目のそれ (点線)

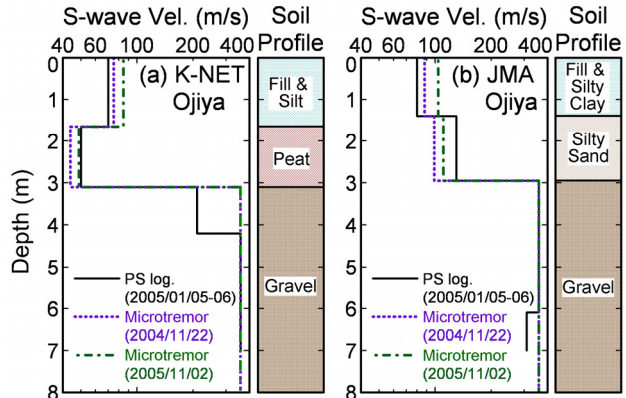


Fig. 4 Comparison of S-wave velocity profiles estimated from microtremor measurements (Nov. 22, 2004 and Nov. 2, 2005) with those from PS logging tests (Jan. 5-6, 2005) at (a) K-NET and (b) JMA stations in Ojiya.

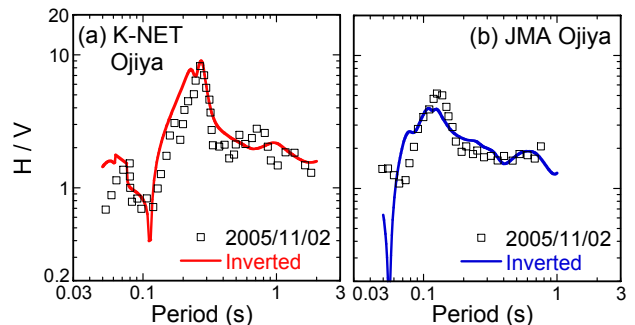


Fig. 5 H/V spectra of surface waves for soil profiles estimated from microtremors compared with those observed on Nov. 2, 2005 at (a) K-NET and (b) JMA stations in Ojiya.

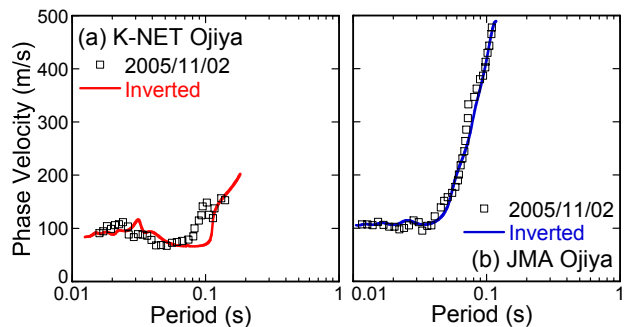


Fig. 6 Dispersion curves of Rayleigh waves for soil profiles estimated from vertical motions compared with those observed on Nov. 2, 2005 at (a) K-NET and (b) JMA stations in Ojiya.

よりも 1-2 割程度大きくなっている。図には示さないが、S 波速度の推定標準誤差[12]は、いずれも小さな値 (1-2% 程度) であった。これは、分散曲線に加え H/V スペクトルを同時に逆解析したため[12]と考えられる。以上の結果は、K-NET・JMA 両地点とも、本震後、低下した表層 S 波速度が時間とともに回復した可能性を示唆している。

なお、PS 検層の実施時期は 2 度の微動アレイ探査の間であるが、Fig. 4 において、速度検層および微動探査から得られた S 波速度の値の大小関係は、これらの実施時期の順番と完全には符号していない。この原因として、速度検層および微動探査の推定精度の差異や近傍地盤の不整形性の影響などが推察されるが、現時点では不明である。しかし、Fig. 3 の位相速度の大小関係から、少なくとも、微動探査を行った 2 時期の間で表層 S 波速度が増大したことは間違いないと考えられる。

4 中小地震記録を用いた表層 S 波速度の推定

ある程度遠方かつ深発の中小地震を対象とし、堆積地盤内では上下方向に伝播する S 波が卓越すると仮定すれば、K-NET・JMA 両地点で観測された水平動のスペクトル比は両地点のサイト特性の比で表される。このとき、両地点のサイト特性は、各地点の地盤構造を用いて、地表の地震記録を 1 次元等価線形解析[15]により地震基盤まで逆算し、地表との伝達関数を求めることで理論的に評価できる。また、両地点のサイト特性は、深度 3m 程度までの表層地盤の影響を強く受ける[3-4]。したがって、地盤の非線形性状が既知であれば、2 地点間の理論伝達関数比を観測スペクトル比に適合させることで、両地点の表層 3m 程度の軟弱層の初期 S 波速度を同定できると考えられる。

そこで、両地点で公開されている地震記録 (2006 年 5 月現在)[1-2]のうち、1) 同時に記録が得られており、2) 周期 0.1-2 秒程度における S/N 比が十分に大きく (10 以上)、3) 気象庁マグニチュード 3-5 程度 4) 震源深さ 6km 以上、5) 震央距離 30km 未満 (余震のみ) のデータ (EW, NS 成分) を対象に、各地震ごとに、上記の方法により 2 地点間スペクトル比 (周期 0.1-2 秒) の逆解析を行い、両地点の表層 3m 程度の軟弱層の初期 S 波速度を推定した。この際、逆解析における解の唯一性を保障するため、両地点の地盤構造モデルは、微動アレイ探査で仮定した地盤構造において表層 3m 程度の軟弱層 (Fig. 4 の表層 2 層) を 1 層にまとめたモデルとした。したがって、得られる初期 S 波速度

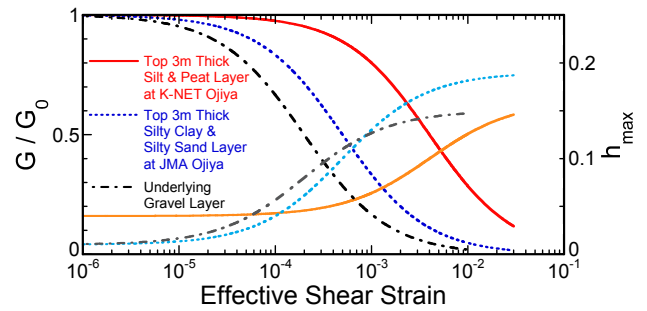


Fig. 7 Dynamic properties of subsurface soils at K-NET and JMA stations in Ojiya, inferred from laboratory tests [4, 16].

は、表層 3m 程度の軟弱層の平均的な値である。また、この軟弱層とその直下の礫層の非線形性状 (せん断剛性および減衰定数のひずみ依存性) は、両地点の土試料の室内動的試験結果[4]および文献[16]を参考に、Fig. 7 のように設定した。なお、等価線形解析において、有効せん断ひずみが 10^{-3} を越えた場合は対象外とした。

Fig. 8 に、4 つの対象地震における K-NET/JMA 水平動振幅スペクトル比を実線で示す。スペクトル比の山谷は、両地点の表層 3m 程度の地盤の応答増幅特性によるものであり、地震の発生時期あるいは地表最大速度 (PGV) によってピーク周期が少しずつ異なっている。これは、地震の発生時期および規模によって表層地盤の初期 S 波速度および非線形化の程度が異なっていたためと考えられる。しかし、いずれの地震においても、理論伝達関数比 (点線) は観測スペクトル比 (実線) と良く対応しており、逆解析が適切に行われたことが示唆される。

Fig. 9 に、本震後の対象地震 (43 地震 61 成分) について、K-NET・JMA 両地点の最大速度および推定された表層 3m 程度の軟弱層のせん断剛性低下率と初期 S 波速度を、地震発生時期 (本震からの経過時間) に対して示す。本震前の対象地震 (3 地震 6 成分) については、図の左側に別枠で示す。図から、両地点の最大速度は、対象とした地震によって 0.1-10cm/s 程度の範囲でばらついている (Fig. 9a)。また、推定された剛性低下率も地震によって異なっている (Fig. 9b)。一方、推定された表層 S 波速度の値は、本震前後とも地震によるばらつきが比較的小さく、とくに本震後では、時間とともに値が大きくなる傾向が明瞭に認められる (Fig. 9c)。また、推定された表層 S 波速度は、深度 3m 程度までの平均的な値ではあるが、Fig. 4 の速度検層

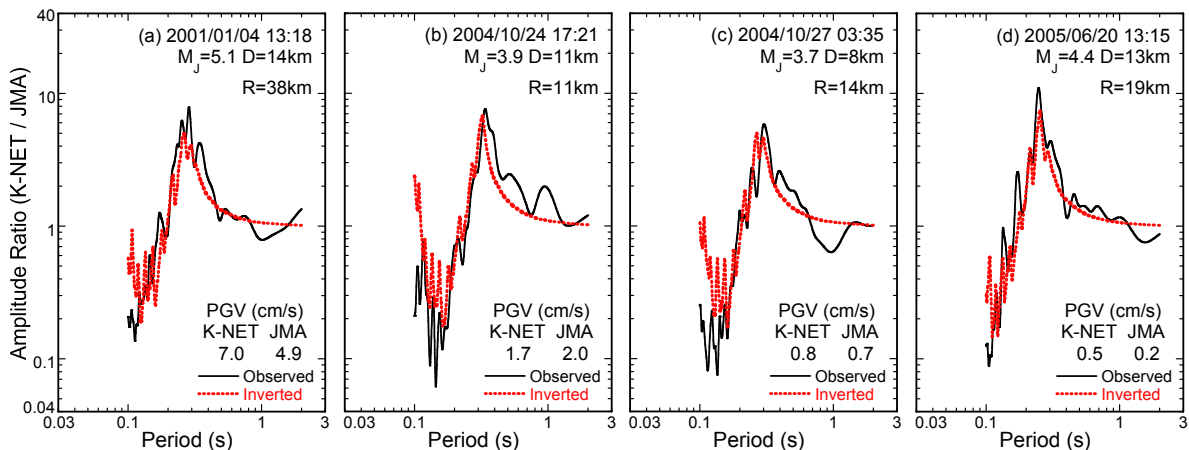


Fig. 8 Examples of observed and identified K-NET/JMA spectral ratios for horizontal seismic ground motions.

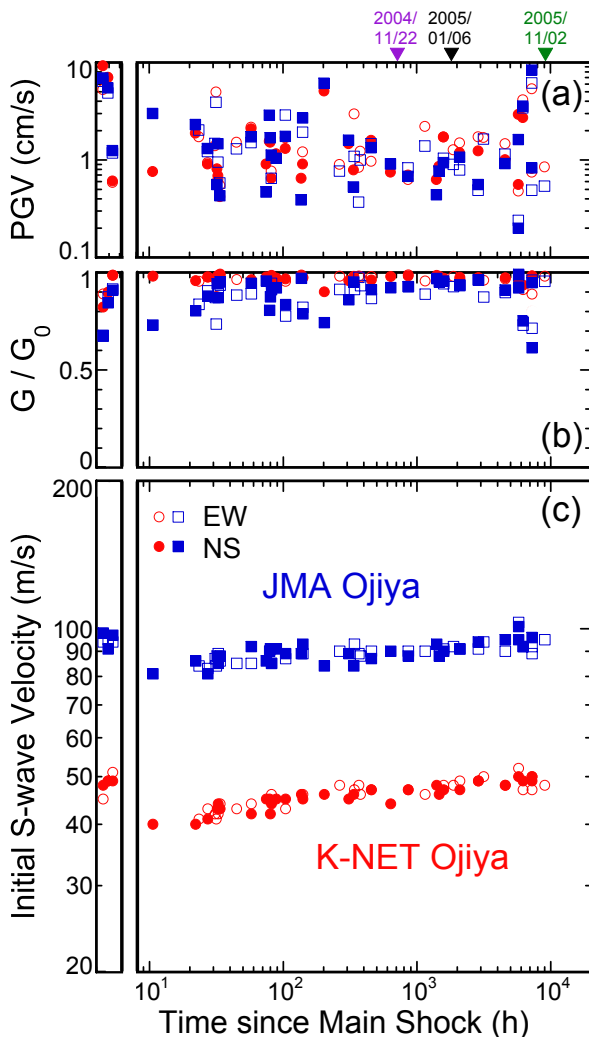


Fig. 9 Results of identification analysis of K-NET/JMA seismic spectral ratios: (a) peak ground velocities of weak-motion data used, (b) shear modulus ratios, and (c) initial S-wave velocities of subsurface soils estimated at K-NET and JMA stations in Ojiya.

結果[3]および微動アレイ探査結果と概ね調和的である。このことは、推定結果の妥当性をある程度示していると考えられる。

Fig. 9c から、表層 S 波速度の値は、本震前は、K-NET 地点で 45-50m/s 程度、JMA 地点で 90-100m/s 程度と推定される。その値は、本震によって両地点とも 8 割程度に減少したが、本震後は徐々に増大し、6000-9000 時間程度(約 8-12 ヶ月)かかって本震前の値に回復している。

5 まとめ

2004 年新潟県中越地震において大きな建物被害が生じた小千谷市にある K-NET および JMA 強震観測点において、微動アレイ探査および中小地震の 2 地点間スペクトル比の逆解析から、表層 3m 程度の軟弱層の S 波速度の低下および回復過程を検出した。表層 S 波速度の値は、本震前は、K-NET 地点で 45-50m/s 程度、JMA 地点で 90-100m/s 程度と推定される。その値は、本震によって両地点とも 8 割程度に減少したが、本震後は徐々に増大し、8-12 ヶ月程度で本震前の値に回復したと考えられる。

謝辞

本研究で用いた地震記録は、防災科学技術研究所および気象庁により記録・公開されたものである。また、東京工業大学山中浩明助教授には、小千谷における微動アレイ探査に関して貴重なご教示を賜った。記して謝意を示す。

参考文献

- [1] 防災科学技術研究所: 強震観測網 K-NET ホームページ <http://www.k-net.bosai.go.jp/>
- [2] 気象庁, 気象業務支援センター: 強震波形データ CD-ROM, 1996 年 10 月-2005 年 12 月.
- [3] 時松孝次, 関口徹, 三浦弘之, 翠川三郎: 強震記録から推定した K-NET・JMA 小千谷における表層地盤の非線形性状, 日本建築学会構造系論文集, No. 600, pp. 43-49, 2006.
- [4] 時松孝次, 関口徹: K-NET・JMA 小千谷の強震記録に見られる土の非線形性状と室内試験から求めた動的変形特性との関係, 日本建築学会構造系論文集, No. 603, pp. 63-68, 2006.
- [5] Tokimatsu, K. and Hosaka, Y.: Effects of Sample Disturbance on Dynamic Properties of Sand, *Soils and Foundations*, Vol. 26, No. 1, pp. 53-64, 1986.
- [6] Okada, H.: The Microtremors Survey Method, Geophysical Monograph Series No. 12, *Soc. Exploration Geophys. Japan*, 155pp, 2004.
- [7] 堀家正則: 微動の研究について, 地震 第 2 輯, Vol. 46, pp. 343-350, 1993.
- [8] Tokimatsu, K.: Geotechnical Site Characterization Using Surface Waves, *Proc. 1st Int'l. Conference on Earthquake Geotech. Engineering*, Tokyo, Vol. 3, pp. 1333-1368, 1997.
- [9] Capon, J.: High-Resolution Frequency-Wave Number Spectrum Analysis, *Geophysics*, Vol. 34, No. 1, pp. 21-38, 1969.
- [10] 時松孝次, 新井洋: レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響, 建築学会構造系論文集, No. 511, pp. 69-75, 1998.
- [11] 中村豊, 上野真: 地表面震動の上下成分と水平成分を利用した表層地盤特性推定の試み, 第 7 回日本地震工学シンポジウム, pp. 265-270, 1986.
- [12] Arai, H. and Tokimatsu, K.: S-Wave Velocity Profiling by Joint Inversion of Microtremor Dispersion Curve and Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 95, No. 5, pp. 1766-1778, 2005.
- [13] Yamanaka, H., Motoki, K., Fukumoto, S., Takahashi, T., Yamada, N., and Asano, K.: Estimation of Local Site Effects in Ojiya City Using Aftershock Records of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake and Microtremors, *Earth Planets and Space*, Vol. 57, No. 6, pp. 539-544, 2005.
- [14] 時松孝次, 山高円, 関口徹: 微動観測から推定した小千谷市強震観測点の表層地盤増幅特性, 第 40 回地盤工学研究発表会, pp. 2347-2348, 2005.
- [15] 杉戸真太, 合田尚義, 増田民夫, 悦永賢司: 周波数特性を考慮した等価線形化手法に関する一考察, 第 28 回土質工学研究発表会, pp. 1129-1132, 1993.
- [16] 今津雅紀, 福武毅芳: 砂礫材料の動的変形特性, 第 21 回土質工学研究発表会, pp. 509-512, 1986.