地震および微動観測による石川県鳳珠郡穴水町に おける地盤震動特性

京都大学防災研究所* 浅野 公之・岩田 知孝・岩城 麻子
栗山 雅之†・鈴木 亘‡

Ground Motion Characteristics in Anamizu Town Obtained from Earthquake and Microtremor Observations

KimiYuki ASANO, Tomotaka IWATA, Asako IWAKI,
Masayuki KURIYAMA†, and Wataru SUZUKI‡

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University,
Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011, Japan

(Received November 26, 2008; Accepted September 30, 2009)

During the 2007 Noto Hanto earthquake, a K-NET station ISK005, which is located in Anamizu town and approximately 19 km far from the epicenter, recorded the ground velocity larger than 100 cm/s. A set of observational study is carried out to investigate spatial variation of ground motion amplification characteristics in Anamizu town. Firstly, the spatial variation of the amplification was observed by aftershock observations along a temporary linear seismic array across Anamizu town. In the center of the town, the spectral amplification factor is 10 to 20 between 1 Hz and 2 Hz with respect to the rock site. Then, dense single-station microtremor observations were carried out at 147 sites with average spacing of 100 m in Anamizu town to see the spatial variation in thickness of low-velocity layers. The peak frequency of the microtremor H/V spectral ratio varies from 0.8 to 2.0 Hz in the town. The velocity structure model of shallow portion in Anamizu town is estimated from the microtremor H/V spectral ratios. The thickness of low-velocity layers ($V_s=70$ to 100 m/s) changes along the Omata and the Manai rivers. Finally, a three-dimensional ground motion simulation is conducted using the obtained velocity structure model in order to see relationship between shallow sedimentary layers and ground motion amplification in Anamizu town. The peak velocity in the frequency range below 2.5 Hz is three or four times larger in the area around ISK005, where the thickness of low-velocity layers is approximately 10 to 25 m, than that in the rock side. It could be concluded that the ground motion amplification characteristics in the frequency range between 1 Hz and 2 Hz is mainly controlled by the existence of such low-velocity sedimentary layers.

Key words: The 2007 Noto Hanto earthquake, Anamizu town, Amplification factor, Microtremor observation

§1. はじめに

2007 年 3 月 25 日 9 時 42 分頃に能登半島西岸付近で発生した 2007 年能登半島沖地震 (M_j 6.9) では、震央

から約 19 km 離れた独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET [Kinoshita (1998)] の観測点 ISK005 (石川県鳳珠郡穴水町大町) において、震度 6 強

* 〒611-0011 宇治市五ヶ庄

† 現所属: 〒270-1194 我孫子市我孫子 1646 財団法人電力中央研究所
Central Research Institute of Electric Power Industry, 1646 Abiko, Abiko, Chiba 270-1194, Japan

‡ 現所属: 〒305-0006 つくば市天王台 3-1 独立行政法人防災科学技術研究所
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 3-1 Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305-0006, Japan

Fig. 1. (a) Map showing the studied area. The solid star indicates the epicenter of the 2007 Noto Hanto earthquake. The broken rectangle shows the surface projection of the fault plane of the mainshock by Iwata and Asano (2007). The open stars are the epicenters of aftershocks observed by the temporary aftershock observation in this study. (b) Map showing the temporary aftershock observation stations in Anamizu town. The solid triangles represent the stations which form the array. The temporary station KNET is located beside the K-NET station ISK005. The open triangles indicate the stations deployed by Yoshimi and Yoshida (2008). The broken circle corresponds to the area where heavy damage was reported.

が観測された (Fig. 1b の KNET 地点). この観測点での加速度波形記録の三成分合成最大加速度は 903 cm/s^2 であり, 加速度記録を積分して得られた三成分合成最大速度は 103 cm/s であった. Fig. 2(a) に ISK005 での速度波形を, Fig. 2(b) に水平 2 成分の擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) を示す. 地震動波形や応答スペクトルの特徴から本震時の ISK005 での地震動の卓越周期は 1.0 s であり, その周期での EW 成分の擬似速度応答は 340 cm/s である.

Fig. 2(c) に K-NET および KiK-net [青井・他 (2000)] の強震観測点で観測された最大水平速度と既往の距離減衰式 [司・翠川 (1999)] との比較を示す. 断層最短距離は岩田・浅野 (2007) の震源モデル (Fig. 1a) をもとに計算した. 観測点ごとの地盤震動特性による影響を見るため, 観測最大速度には地盤増幅率の補正は行っていない. その代わりに, 司・翠川 (1999) の距離減衰式による予測値を Midorikawa *et al.* (1994) による AVS_{30} と地盤増幅率の関係の経験式を用いて補正した $\text{AVS}_{30} = 250 \text{ m/s}$ 相当の地盤上での予測値をここでは示した. ほとんどの観測点での最大水平速度は距離減衰式の標準偏差の範囲内であるが, ISK005 で観測された地震動は日本国内での平均的な距離減衰式から予測される値よりも約 2.5 倍大きく, 能登半島内の他の強震観測点に比べても際だって大きかったことがわかる.

強震観測点 ISK005 は, 穴水町市街地の大大西児童公園内に位置している. この強震観測点を含む穴水町大町地区 (真名井川の右岸側) および東に隣接する川島地区の一部 (真名井川と小又川に挟まれた領域の北西部) では, 木造家屋などの構造物被害が多数報告されている [例えば, 池本・村田 (2007), 境・他 (2008), 卜部・他 (2008)]. 日本建築学会による建築構造物被害の悉皆調査が実施された範囲内では, 大町地区の穴水駅前周辺 (ISK005 より南に約 $200 \sim 300 \text{ m}$) に被害が特に集中している [池本・村田 (2007)]. また, 卜部・他 (2008) の報告によれば, 穴水駅前での住家の全壊率は直接基礎で 100%, 布基礎で 37% であり, 町内の他地区に比べ住家の全壊率が特に高い. 川島地区内で被害の大きかった領域 (Fig. 1b の KNET と HOS の中間付近) での直接基礎住家の全壊率は 57% と報告されている. 構造物被害が多数報告されているこれらの領域のおおよその広がり Fig. 1(b) に破線で示す.

穴水町市街地は中能登丘陵から七尾湾に流れる小又川とその支流である山王川の河口域の低平な沖積平野に形成されている. 従来の小又川は ISK005 観測点のすぐ東を通り, 市街地の中心部を流れる川 (現在の真名井川) であった. この旧小又川はたびたび氾濫し, 流域に被害

Fig. 2. (a) The observed velocity waveforms during the 2007 Noto Hanto earthquake at ISK005. The maximum amplitude of each component is shown above the trace. (b) The pseudo-velocity response spectra ($h=0.05$) of EW and NS components at ISK005. (c) Attenuation relationship of peak horizontal velocity with the fault distance at K-NET and KiK-net stations during the 2007 Noto Hanto earthquake. Solid circles indicate the observed peak horizontal velocity at each site. The solid curve shows the empirical attenuation relationship of peak horizontal velocity for AVS₃₀ = 250 m/s proposed by Si and Midorikawa (1999). The broken curve indicates its standard deviation.

を及ぼしていた（近年では、1959年8月の集中豪雨による水害）ため、1970年に完成した小又川の河川改修によって、市街地の東縁を流れる現在の小又川に付け替えられた。独立行政法人防災科学技術研究所から公表されているISK005の地質柱状図によれば、表層は厚さ約10mの高有機質土(Peat)であり、その下はシルト、Peat、砂の互層があり、深さ約17mで岩盤（工学的基盤）が現れる。表層地質図「穴水・富来・剣地」[石川県(1991)]によると、平野の周囲は中新世前期の主として礫岩から成る山で囲まれており、ISK005直下の岩盤もそれに対応するものと考えられる。

本研究では、この地域でそのような極大地震動（経験的な距離減衰式の標準偏差をはるかに上回る極めて大きな地震動）が観測された要因を解明するため、地震および微動観測結果に基づいて、地震動の増幅が大きくなる領域の空間的な広がりを把握することを主たる狙いとして、穴水町市街地での地盤震動特性を調べた。

§2. 余震観測

まず、地震直後の2007年3月26日午前中の短時間に町内4地点で臨時余震観測を実施した。観測点はISK005を含む東西方向の直線状のアレイとなるように配置した(Fig. 1b, Table 1)。TWN（穴水町役場）は付近に岩盤が露頭している。HOS（法性寺）は市街地の中心部付近で真名井川と小又川に挟まれた地点、KNET（大町西児童公園）はK-NET ISK005観測点の設置されている地点、CHU（穴水中学校）は市街地のほぼ西端である。東端のTWNと西端のCHUの間の距離は1.1 km

Table 1. List of the temporary aftershock observation stations.

Station	Latitude (deg)	Longitude (deg)
TWN	37.2323	136.9123
HOS	37.2301	136.9072
KNET	37.2307	136.9039
CHU	37.2306	136.9001

である。

観測にはアカシ製ポータブル地震計 SMAR-6A3P [工藤 (1998)] を使用し、連続観測により行った。この地震計は、3 成分過減衰動コイル式加速度センサー V243FA、アナログ増幅器およびフィルター、24 bit A/D 変換器を備えた収録装置 LS-8000WD (白山工業製) および蓄電池で構成されている。50 Hz のアナログ低域通過フィルターを通し、サンプリング周波数 100 Hz で収録した。このシステムは 0.07 Hz から 50 Hz の周波数範囲で平坦な応答特性をもっている。観測は 3 月 26 日 8 時 39 分より開始し、11 時 40 分に終了した。4 点すべてで観測が行われた時間帯は 9 時 57 分から 11 時 08 分までの約 70 分間である。

Fig. 3 は 10 時 40 分に発生した M_J 3.1 の余震の速度波形である。これらの速度波形は観測された加速度記録を時間領域で積分することにより得た。EW 成分では

Fig. 3. Horizontal velocity waveforms for a M_J 3.1 aftershock at 10:40 on March 26, 2007, observed by the temporary array. The velocity waveforms are bandpass filtered between 0.1 and 20 Hz. The maximum amplitude of each component is shown above each trace in cm/s.

Fig. 4. Amplitude spectral ratios of a horizontal component of motions-wave portion at each station with respect to that at the reference station TWN. The horizontal component is calculated by the geometrical mean of EW and NS components. Thick lines indicate the M_J 3.1 event at 10:40 on March 26, 2007, and thin lines represent the other aftershocks (Table 2).

Table 2. List of earthquakes recorded by the temporary aftershock observation from the JMA earthquake catalog.

Origin time (YYYY/MM/DD HH:MM:SS)	Latitude (deg)	Longitude (deg)	Depth (km)	M_j
2007/03/26 09:59:01.40	37.268	136.718	4.5	2.2
2007/03/26 10:09:31.89	37.267	136.714	8.6	2.3
2007/03/26 10:17:51.71	37.283	136.786	9.9	1.7
2007/03/26 10:28:20.88	37.285	136.777	9.2	1.9
2007/03/26 10:35:12.97	37.284	136.790	7.5	2.1
2007/03/26 10:38:02.77	37.151	136.591	9.7	2.5
2007/03/26 10:40:45.27	37.287	136.693	5.8	3.1
2007/03/26 10:49:37.86	37.240	136.711	8.9	2.5
2007/03/26 10:55:49.85	37.224	136.736	9.7	2.2
2007/03/26 10:59:28.36	37.247	136.782	8.4	1.8
2007/03/26 10:02:05.13	37.233	136.692	7.9	2.0

TWNでの最大振幅が0.017 cm/sであるのに比し、KNETやHOSではそれぞれ0.104 cm/s, 0.084 cm/sであり、約5~6倍の最大振幅となっている。また、継続時間もKNETやHOSではTWNに比べ長くなっている。

余震観測記録からS/N比の良好な11個の余震記録(M_j 1.7~3.1, Table 2)を選び、TWNを基準観測点として、それらのS波部分10.24 s間の水平Fourier振幅スペクトル比(H/H)を計算した(Fig. 4)。Fig. 1(a)にこれらの余震の気象庁一元化震源カタログによる震央位置を示している。これらの余震は測線長1.1 kmの観測点アレイに対し、震源距離が14 km以上あるため、観測点間の震源距離の違いによる距離減衰の補正は行っていない。Fourier振幅スペクトルの計算に際しては、解析区間の前後1 sに余弦関数型のtaper処理を行っている。周波数約0.7 Hz以下ではスペクトル比のばらつきが大きく低周波数側でのS/N比が十分でなかったと考えられるが、約0.7 Hz以上の周波数帯域ではH/Hスペクトル比は地震によらず安定して求められている。選んだ11個の余震の他にも、地震と思われる震動が多数記録されていたが、S/N比が十分でないためスペクトル比の計算には使用しなかった。KNETおよびHOSでは、周波数1~2 Hzで10~20倍程度に増幅している。逆に、10 Hz以上の高周波数帯域では、スペクトル比が1未満であった。つまり、KNETやHOSの方がTWNに比べ、高周波数地震波の振幅が小さいが、これは堆積層による減衰の影響と考えられる。CHUでは、2~3 Hz付近の震動が卓越しており、増幅率は約8倍である。また、CHUでは7 Hz付近でも約5倍の増幅を示すピークが見られた。CHUはKNETやHOSに比べ、山に近いところに位置しており、地震動の増幅に寄与する表層が相

対的に薄いものと考えられる。

Yoshimi and Yoshida (2008) は穴水町内の2地点(AYK, APO)において、2007年3月26日12時頃から約3週間の余震観測を行っている。AYK(穴水町役場)はTWNから約270 m南南東、APO(穴水郵便局)はHOSより約120 m南東のそれぞれ互いに近い位置にあり、地盤条件も似ていると考えられる(Fig. 1b)。Yoshimi and Yoshida (2008) は、 M_j 3.5~4.9の15地震のFourier振幅スペクトルを解析し、APOおよびISK005はそれらの卓越周波数付近(ともに約1.2 Hz)において、AYKの10~20倍の振幅をもつことを指摘した。本研究による観測は観測期間が限られているものの、Yoshimi and Yoshida (2008) と調和的な結果が得られた。

これらのことから、穴水町市街地は狭い範囲で水平方向に地震動増幅特性が大きく変化していることが分かった。ISK005での地質柱状図の解釈から、そのような地盤震動特性を示す原因には表層の弾性波速度の遅い堆積層(ここでは主としてPeat層やシルト、砂などの河川起因の堆積物で構成されと考えられる)が影響していると第一には考えられ、堆積層の広がりや層厚の変化を面的に把握するため、次節に示すような高密度の単点微動観測を実施した。

§3. 高密度単点微動観測

微動観測は他の物理探査法に比べ観測が容易であり、特に単点微動観測は3成分の地震計1式のみを要し、短期間に多数の観測を行うことができるという利点がある。このため、これまでの地盤震動研究においても数多くの活用例がある。例えば、Arai and Tokimatsu (2008) は釧路市内において、6地点の微動アレイ観測と230地点の単点微動観測を併用して、三次元S波速度構造を推定した。Sato *et al.* (2001) は微動観測によって、台中盆地のS波速度構造を推定している。また、Garcia-Jerez *et al.* (2006) はスペインZafarraya盆地内における86地点の単点微動観測によるH/Vスペクトル比からZafarraya盆地の堆積層の厚さの空間分布を推定した。

本研究の単点微動観測は2007年7月27日~29日の期間に、穴水町大町、川島地区の147地点で実施した。観測地点の配置をFig. 5に示す。観測地点選定にあたり、平均観測点間隔が100 mとなるように選定したが、市街地での観測のため、道路脇や公園内など限られた場所に地震計を設置する必要がある、完全な等間隔にはなっていない。地震計は、余震観測と同じくアカシ製ポータブル地震計SMAR-6A3Pを使用した。各観測地

Fig. 5. Station distribution of single-station microtremor observation in Anamizu town. Each station is indicated by a solid circle.

点では、微動をサンプリング周波数 100 Hz で 15 分以上連続観測した。得られた連続微動記録から区間長 20.48 s のタイムウィンドウを 20 区間抽出した。抽出に際しては、時刻歴の波形の振幅の短時間平均 (STA, ここでは 1 s 間) と長時間平均 (LTA, 25 s 間) の比に基づく STA/LTA アルゴリズム [例えば, Ambuter and Solomon (1974)] を用い、通過交通など非定常な振動が顕著な区間 (STA/LTA の比が 2.0 以上または 0.5 以下の区間) は避けて抽出を行った。抽出した各区間の開始と終了それぞれ 1 s 間に余弦関数型の taper を適用して Fourier 変換を行ったのち、振幅スペクトルを、対数軸上で幅が一定かつ中心周波数に対し対称なベル型のウィンドウ関数を用いる Konno and Ohmachi (1998) の手法により平滑化した。NS 成分と EW 成分の振幅スペクトルの幾何平均をとり、これを微動の振幅スペクトルの水平成分とした。20 区間それぞれの Fourier 振幅スペクトルの水平成分と上下成分の比 (H/V スペクトル比) をとり、それらの対数平均および対数標準偏差を求めた。Fig. 6 にいくつかの地点での H/V スペクトル比とその標準偏差を例として示す。これから分かるように、H/V スペクトル比は解析区間によらず安定して得られているといえる。例えば、B9 地点では 1.0 Hz で H/V のピークが見られ、F11 地点では 2.0 Hz にピークが見られるなど、地点によって H/V スペクトルの特徴に差異が見られた。

観測対象地域をほぼ東西および北西-南東に横断する

それぞれ約 1.5 km の測線に沿って、H/V スペクトルの空間変化をみた。東西測線 (Fig. 7a, Line A) では、西側で卓越周波数が高く、東に向かって徐々に卓越周波数が低下し、D34 より東では、1.0~1.3 Hz 付近に H/V スペクトル比のピークが見られ、小又川左岸 (A7) ではピークが顕著でなくなる。北西-南東測線 (Fig. 7b, Line B) においても、北から南に向かうにつれて、卓越周波数が低下し、河口付近では約 0.8~1.0 Hz となっている。

本研究で得られた H/V スペクトル比の一次卓越周波数の逆数をとっての一次卓越周期の空間分布を地図上に示す (Fig. 8)。Fig. 8 から分かるように、H/V スペクトル比の卓越周期は小又川と真名井川に挟まれた領域が周期 0.8~1.2 秒 (周波数 0.8~1.3 Hz) で最も長い。H/V スペクトル比の卓越周期が地盤の固有周期にほぼ対応すると仮定すると、仮に弾性波速度および密度の同じ堆積層 (ここでは主として Peat 層と考えられる) が一様に広がっているとすれば、卓越周期の長い地点ほど堆積層の層厚が厚いことを示唆している。

§4. 浅部地盤構造モデルの推定

次に、穴水町市街地では弾性波速度および密度の同じ堆積層が一様に広がっていると仮定し、前節で得られた単点微動観測による H/V スペクトル比を用いて、穴水町市街地での浅部地盤構造モデルを推定する。まず初めに、K-NET ISK005 観測点の近傍に位置する D34 地点において、K-NET ISK005 の地質柱状図を参考にして、

半無限媒質（工学的基盤）の上に3層の表層地盤からなる水平成層構造を仮定し、各層の速度および密度構造をTable 3のように設定した。観測されたスペクトル比の特徴を再現する必要最小限のモデルとして予備的な検討結果からこのような4層モデルを仮定した。ここでは、微動のH/Vスペクトル比が主としてRayleigh波基本モードの楕円率(R/V)を反映していると仮定し〔例えば、Yamanaka *et al.* (1994)〕、観測H/Vスペクトル比を理論Rayleigh波のR/Vスペクトル比でフィッティングした。自由表面でのRayleigh波は水平動と上下動で90度の位相差をもつという特徴があるため、観測さ

Fig. 6. Examples of observed microtremor H/V spectral ratios. Thick and thin lines show the averages of H/V spectral ratios and their standard deviations, respectively.

Fig. 7. Spatial variations of the microtremor H/V spectral ratios along (a) the west-east line (Line A) and (b) the northwest-southeast line (Line B). (c) Map showing observation sites along the Lines A and B.

Fig. 8. Map showing spatial variation of the first dominant period of microtremor H/V spectral ratios in Anamizu town.

Fig. 9. Phase difference of H/V spectral ratio for EW component (open circle) and NS component (open triangle) of microtremors observed at the station D34.

れた微動が完全に Rayleigh 波のみで構成されていた場合、R/V スペクトル比は純虚数となり、その位相角は ± 90 度となる。Fig. 9 に D34 地点での EW 成分および NS 成分それぞれの UD 成分に対する位相差を示している。図に示されている位相差は複素 Fourier スペクトルの比をとった 20 区間の平均値である。このとき、位相

Table 3. Search ranges of thickness (H) and S-wave velocity (V_s) for the inversion of H/V spectral ratio and assumed density (ρ), P-wave velocity (V_p), and Q structures at D34.

H (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (kg/m ³)	Q
2–20	1490	60–120	1480	20
2–20	1490	80–250	1610	20
1–30	1750	290	1900	50
∞	2000	700	1980	50

角の符号は波の到来方向に依存するが、解析するウィンドウによって到来方向が異なることもあり得ることから、ここでは位相角の絶対値の平均値を位相差として示している。これから、観測された微動の水平動と上下動の位相差は対象周波数帯域の全体で 90 度付近に分布しており、ここで観測されている微動が主として Rayleigh 波の性質をもつ波によって構成されていると判断できる。

この解析でのスペクトル比のフィッティングの対象周波数範囲は 0.5 Hz から 10 Hz である。P 波速度および密度は Table 3 の値に固定し、第 1 層および第 2 層の S 波速度および第 1～第 3 層の層厚を未知パラメータとし、グリッドサーチによってこれらの未知パラメータの値を推定した。グリッドサーチの探索範囲は Table 3 の

とおりである。グリッドサーチのグリッド間隔は、層厚に対しては 1 m, S 波速度に対しては 10 m/s とした。理論 Rayleigh 波の楕円率の計算には disper80 [Saito (1988)] を用いた。この楕円率の計算では Q 値の影響は考慮していない。フィッティングの適合度は式 (1) の評価関数を用い、評価関数 F の値が最小となるときのパラメータの組み合わせを最適解とした。

$$F = \sum_i \left(\frac{\log O(f_i) - \log S(f_i)}{\log O(f_i)} \right)^2 \quad (1)$$

$O(f_i)$ は f_i 周波数での観測された H/V スペクトル比, $S(f_i)$ は理論 Rayleigh 波の楕円率である。 f_i はフィッティング対象周波数帯域のすべての周波数をとるが、理論 R/V スペクトル比のピーク周波数とトラフ周波数はそれぞれ振幅が無限大と無限小となるため式 (1) の計算からは除外する。

グリッドサーチによる推定の結果、D34 地点での第 1 層および第 2 層の最適な S 波速度はそれぞれ、70 m/s および 100 m/s となり、層厚は第 1 層から順に 5 m, 13 m, 2 m と得られた。つまり、工学的基盤より S 波速度の遅い層の層厚は 20 m と推定された。この結果は、K-NET ISK005 の PS 検層結果と多少の差異はあるが、よく似ている結果である。Fig. 10(a) に観測 H/V スペクトル比と理論 R/V スペクトル比の比較を示す。D34 地点は §2 のアレイ余震観測の KNET とほぼ同一地点であるため、TWN を基準点とし、S 波の Transverse 成分の H/H スペクトル比 (11 地震の平均) と SH 波の重複反射による理論増幅率 [Haskell (1953)] とも比較し、本研究で推定した構造モデルの説明力を検証した (Fig. 10b)。いずれも、理論スペクトル比は観測スペクトル比の特徴をよく説明している。なお、 Q 値は高周波数側までの減衰を再現できるよう、試行錯誤的に Table 3 に示す値を仮定した。H/H スペクトル比については、基本モードのピークのみでなく、3 次のピークまで卓越周波数および増幅率が観測スペクトルのばらつきの範囲内でよく再現されている。同図に K-NET の PS 検層結果から求められた理論スペクトル比も比較のため破線で示した。速度構造モデルが類似していることから、実線 (本研究) と破線 (K-NET) のスペクトル比に顕著な違いは見られないが、H/H スペクトル比の 1 次および 2 次の卓越周波数の再現性は本研究で推定したモデルにより改善されている。また、検討の結果、理論増幅率への寄与は、 $V_s = 70$ m/s および 100 m/s の層が支配的であり、 $V_s = 290$ m/s の層の寄与は小さい。理論増幅率の絶対値が観測記録に比べ過小評価になっている原因としては、一次元的な増幅率は基盤とのインピーダンス比で決まるので、基準観測点である TWN での S 波速度が実際は仮定

Fig. 10. (a) Comparison between observed H/V spectral ratio of microtremors and theoretical Rayleigh-wave R/V spectrum at the station D34. (b) Comparison between observed transverse spectral ratio of S-wave portion of aftershock records at KNET respect to TWN (reference station) and theoretical spectral ratio of SH-waves. (c) Same as (b) but for HOS. (d). Same as (b) but for CHU. Thick and thin gray lines indicate average spectral ratio and its standard deviation, respectively. The black solid line indicates theoretical spectral ratio obtained in this study and the broken line indicates the theoretical spectral ratio obtained from the logging data of K-NET.

している基盤の S 波速度よりも大きい可能性が考えられる。また、このモデルでは三次元的な増幅効果が考慮されていないことも原因として考えられる。以上から、この地点での周波数 1~2 Hz の地震動の増幅には、S 波速度の非常に小さい (70~100 m/s) 層が主として寄与しているといえる。

次に、その他の単点微動観測地点について、S 波速度を D34 で推定された値に固定したうえで、それぞれの地点での表層の厚さを推定した。推定方法は、上述の解析と同様に、理論 Rayleigh 波の R/V を観測 H/V スペクトル比にフィッティングするように第 1 層から第 3 層までの層厚をグリッドサーチによって推定した。Fig.

Fig. 11. Map showing spatial variation of bottom depth of soft sedimentary layers in Anamizu town, for (a) $V_s=70$ m/s, (b) 100 m/s, and (c) 290 m/s, respectively. The solid triangle indicates the location of the K-NET station ISK005.

11 に第2層 ($V_s=100$ m/s), 第3層 ($V_s=290$ m/s) および工学的基盤 ($V_s=700$ m/s) の各上面深度の空間分布を示す。工学的基盤上面深度は最も深い地点で 52 m と推定された。なお, K-NET 観測点の位置を Fig. 11 中に黒三角印で示している。また, 余震観測により S 波の Transverse 成分の H/H スペクトル比が求められている HOS および CHU 地点において, ISK005 と同様に観測 H/H スペクトル比と理論増幅率との比較を Fig. 10(c) および (d) にそれぞれ示した。Fig. 10(b) と同様

に, 求められた理論増幅率は観測 H/H スペクトル比の卓越周波数などの特徴を再現している。

第1層の層厚 (Fig. 11a) は領域全体にわたって薄く一様に分布している。第1層+第2層の層厚を表している Fig. 11(b) から明らかなように, 小又川と真名井川 (旧小又川) の流路に挟まれた領域で, 主として Peat 層と考えられる S 波速度が 70~100 m/s の堆積層の層厚が最も厚く, かつこの領域では, 流路直交 (北東-南西) 方向には層厚がほぼ一様で, 流路平行 (北西-南東) 方向には河口に近づくに従って層厚が増えている。1970 年の河川改修前の小又川は現在の真名井川に沿って, 市街地の中心部を流れており, これらのことから, この地域の Peat 層は過去の小又川の度重なる氾濫によって平野部にもたらされ堆積することによって形成されたものと推測される。Fig. 11(c) に示されている工学的基盤上面の深さ分布は第2層および第3層の上面深さ分布 (Fig. 11a, b) に比べやや不均質である。今回の観測データでは十分にこの深度のモデルを拘束できていない可能性を否定できないため, これが現実の構造の凹凸を反映しているのかどうかについては検討の必要があるが, この地域でのやや深い構造に関する情報が他に得られないため, 今回のモデル化ではこのままとする。

以上のようにして, 単点微動観測によって得られた H/V スペクトル比を逆解析することにより, 穴水町市街地全体にわたる浅部地盤構造モデルを作成した。

§5. 余震の地震動シミュレーション

前節で推定された S 波速度の小さい堆積層を含む地盤速度構造が実際の地震動の空間的な増幅特性に及ぼす影響を定量的に把握するため, 規模の小さな余震を対象とした地震動シミュレーションを行った。

余震の地震動シミュレーションは不等間隔な食い違い格子を用いた差分法 [Pitarka (1999)] によって実施した。モデル領域の大きさは東西 17 km, 南北 13 km, 深さ方向 8 km とした。水平方向の格子間隔を 0.005 km, 0.02 km および 0.05 km の 3 種類とし, 深さ方向の格子間隔は, 地表面から深さ 0.07 km までが 0.005 km, 0.25 km までが 0.02 km, 1.0 km までが 0.075 km, それ以降では 0.25 km とした。モデル全体の総格子点数は $773 \times 637 \times 62$ で, 計 30,528,862 格子点である。差分のタイムステップ間隔は 4.5×10^{-4} s, 計算時間は発震時から 16 s 間とし, このときの総タイムステップ数は 35,556 である。この計算の適用上限周波数は約 2.8 Hz である。

地下構造モデルは, 計算領域全体には Fig. 12 に示す水平成層構造を与え, 穴水町市街地を含む東西 2.2 km,

Fig. 12. The one-dimensional underground velocity, density, and Q structure model for outside Aamizu basin used in the ground motion simulation by the finite difference method.

南北 2.0 km の領域に Fig. 11 の三次元構造を埋め込んだ。Fig. 12 の水平成層構造は岩田・浅野 (2007) が 2007 年能登半島地震の震源インバージョン解析で使用した地下構造モデルをもとに仮定している。なお、七尾湾内の三次元構造については情報がなかったためこの計算では考慮していない。

計算対象とした地震は 2007 年 3 月 25 日 15 時 43 分に発生した M_J 4.3 の余震とした。この地震は規模が小さいため、震源の不均質は小さいと考え、ここで対象としている周波数帯域では単純なモーメント時間関数をもつ震源として近似している。震央は気象庁一元化震源による位置 (北緯 37.294 度, 東経 136.772 度) を使用し、メカニズム, 地震モーメントおよび震源深さは, F-net のモーメントテンソル解 [福山・他 (1998)] より, 走向 40 度, 傾斜角 48 度, すべり角 137 度, 地震モーメント 1.25×10^{15} Nm, 深さ 5 km とした。このメカニズムは 2007 年能登半島地震本震と同じく, 右横ずれ成分を含む逆断層である。モーメント時間関数の継続時間は 0.2 s とした。本研究の臨時余震観測で観測された余震は地震規模が小さく, 最大のものでも M_J 3.1 であり, モーメントテンソル解が決定されていないため, ここでこの計算の対象とはしなかった。

地震動シミュレーションにより得られた EW 成分, NS 成分およびそれらをベクトル合成した水平成分の最大速度 (0.1~2.5 Hz) 分布を Fig. 13 に示す。ただし, Fig. 13 には計算領域全体ではなく, 浅部地盤モデルの詳細な厚さが与えられている穴水町市街地を含む 2.2 km $\times$ 2 km の領域のみを示している。このシミュレーションに使用している小地震は短い震源時間関数を持っており, 対象周波数帯域ではほぼインパルス応答と見なすことができる。Fig. 13 では, ISK005 付近を含み, ISK005 の南西側から南東側にかけての領域で他の領域よりも相対的に最大振幅が大きい。この領域では

Fig. 13. Map showing peak velocity distributions of EW, NS, and horizontal components in Anamizu town obtained from the three-dimensional ground motion simulation for the M_J 4.3 aftershock. The horizontal component is the vector sum of EW and NS components. The solid triangle indicates the location of ISK005.

Fig. 14. Map showing pseudo-velocity response spectra ($h=0.05$) at periods of 0.4 s, 0.8 s, 1.0 s, and 1.25 s of horizontal component in Anamizu town obtained from the three-dimensional ground motion simulation for the M_J 4.3 aftershock. The horizontal component is the larger one of EW and NS components. The solid triangle indicates the location of ISK005.

$V_s=700$ m/s と仮定している工学的基盤が露頭している周辺領域に比べ、3～4 倍の最大振幅をもっている。これは、余震観測から得られた特徴 (TWN と HOS, KNET の違い) と調和的である。低速度層の層厚が厚い河口付近の領域での最大水平速度は相対的に小さい (工学的基盤の 2 倍程度)。

地震動の周期 (周波数) ごとの特徴を見るため、Fig. 14 には周期 0.4 秒 (周波数 2.5 Hz), 0.8 秒 (1.25 Hz), 1.0 秒 (1.0 Hz), 1.25 秒 (0.8 Hz) での擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) の空間分布を Fig. 13 と同様に示す。ここでは、EW 成分と NS 成分の値の大きいほうを水平成分として示した。擬似速度応答スペクトルの分布は、周期 0.4 秒では、低速度層の層厚 (Fig. 11b) が相対的に薄い (15 m 程度未満) 西側の領域で大きい。つまり、Fig. 13 で ISK005 の南西側の山沿いに広がっている最大水平速度の大きな領域は、2～2.5 Hz 付近の震動に

よって引き起こされている。周期 0.8 秒では ISK005 周辺のやや広い範囲で大きい。また真名井川沿いにも大きな領域が見られる。これらは、S 波速度 70～100 m/s の低速度層が厚さ約 10～25 m で分布している領域にほぼ対応する。周期 1 秒では、真名井川と小又川に挟まれた領域で相対的に大きくなり、周期 1.25 秒では低速度層の厚い真名井川と小又川に挟まれた領域のうち河口側で擬似速度応答スペクトル値が大きい。これらの周期ごとの地震動強さの分布の特徴は、微動の H/V スペクトル比から求められた卓越周波数の分布 (Fig. 8) と対応した結果となっている。

ISK005 の約 250 m 南東に見られる 1～2 Hz 付近の地震動が局所的に大きな領域は 2007 年能登半島地震の本震時に構造物被害が集中した領域 (大町地区の穴水駅前周辺域) と重なっている。構造物の被害分布との関係を議論するには、構造種別や建築年代による耐力の違い

Fig. 15. Observed and synthetic velocity waveforms at ISK005. The waveforms are band-pass filtered between 0.1 and 2.5 Hz. Synthetics without low-velocity sedimentary layers in Anamizu town are also shown to see effects of sedimentary layers on ground motions.

も考慮する必要がある、地震動の大小のみで決まるものではないが、2007年能登半島地震で被害が集中した領域では、相対的に1~2 Hz付近の地震動の増幅が大きいといえる。

Fig. 15にISK005地点 (Fig. 13の黒三角印) での計算波形を観測波形と比較した。図には0.1~2.5 Hzの帯域通過フィルター適用後の速度波形を示している。直達S波付近の振幅や継続時間など波形の特徴は、三次元構造を用いたシミュレーションによって、よく再現されている。Fig. 15の下段には比較のため、穴水町市街地の三次元地盤構造モデル (Fig. 11) を含まない水平成層構造モデル (Fig. 12) のみで地下構造モデルが構成された場合の計算波形を併せて示している。堆積層を含まないモデルによる計算波形の振幅は堆積層を含むモデル (Fig. 15の中段) による計算波形の4分の1程度であり、観測波形 (Fig. 15の上段) の振幅や継続時間の特徴を説明できていない。なお、観測波形のEW成分において直達S波到達時の約5秒後以降に見られる大振幅の表面波のような波については、三次元地盤構造モデルを組み込んだシミュレーションでも十分には再現されておらず、本研究で推定した地盤構造モデルが後続波の特徴までを完全に再現するにはまだ十分とはいえない。

また、穴水町での浅部地盤構造モデル作成において、Fig. 11(c)に現れている工学的基盤上面深度の空間分布の不均質は、観測データによるモデルの拘束が十分でないことによる可能性も指摘した。第3層の影響を検証するため、第3層の層厚を堆積層内で一様に10 mとした

Fig. 16. Map showing peak velocity distributions of horizontal components in Anamizu town obtained from the three-dimensional ground motion simulation for the M_j 4.3 aftershock when the thickness of the third sedimentary layer is kept at 10 m.

モデルを用いて地震動シミュレーションを別途実施した。このときの最大水平速度の空間分布を Fig. 16に示す。得られた空間分布の特徴において Fig. 13との違いは顕著ではない。これより、第3層の層厚 (工学的基盤上面深度) の凹凸構造が今回の地震動シミュレーション結果に及ぼす影響は小さいといえる。

以上のシミュレーション結果および余震や微動の観測スペクトル比の検討結果より、穴水町市街地における1~2 Hz付近の周波数帯域の地震動のS波部分の増幅特性には本研究で推定した低速度層 ($V_s = 70 \sim 100$ m/s) の存在とその層厚の空間分布が大きく寄与していることが確認できた。

本検討では余震を地震動シミュレーションの対象とし、本震の地震動シミュレーションは行っていない。本震は断層破壊過程も複雑であるため、本震の観測記録には地盤特性の影響のみでなく、破壊過程の複雑さの影響も大きく寄与しており、両者の切り分けには対象周波数帯域で高精度の震源破壊過程モデルが必要になるが、ここで議論している周波数1~2 Hzの範囲で、適切な決定的震源モデルを得ることは簡単ではない。さらに、実際の観測結果と議論するには、後述のような地盤の非線形化の影響も考慮する必要がある。以上の理由から本震の地震動シミュレーションはここでの直接の検討対象とせず、余震記録のシミュレーション結果を用いて議論することとした。

§6. 議 論

ISK005 付近 (D34) の南東では, ISK005 付近 (Fig. 11b の黒三角印) に比べ, 第 1 層および第 2 層の層厚が薄くなっている. 小林・他 (2008) は ISK005 付近での測線長 40 m の S 波浅層反射法探査の結果から, $V_s = 120$ m/s 程度の浅い地盤構造の深さが南北方向に急変 (北側が深く, 南側が浅い) することを見出しており, この結果とも調和的である. ISK005 は南西-北東方向に延びる谷地形の中に位置していることになる. そのような二〜三次元的な地盤構造の形状は地震動増幅特性や H/V スペクトル比の形状に影響を及ぼすことが考えられる. 一方, 本研究では各地点での計測値を近似的に直下の構造による一次元の地盤応答によりフィッティングして, その情報をもとに三次元構造モデルを作成している. 上述のように局所的には三次元形状が微動に及ぼす影響の可能性が考えられるものの, 対象としている層厚は最大でも 50 m 程度であるのに対して, 穴水地域の水平方向の広がりには 2 km 程度ということから, このようなモデリングは穴水地域全体を表現する上では表層地盤構造をよく説明していると考えられる.

また, 本研究で求めた卓越周期や増幅率は線形の地盤増幅特性が適用可能範囲内でのものである. 一般に, 入力加速度が大きくなると地盤のひずみ-応力の線形関係が成り立たなくなり, 地盤増幅特性が非線形化することが知られている [例えば, 翠川 (1993)]. 本震時に 903 cm/s^2 の最大加速度が観測された ISK005 でも, 本震と余震などの多数の強震記録の解析から, 地盤の非線形化が指摘されている [例えば, Iwata *et al.* (2008)]. Iwata *et al.* (2008) は, ISK005 では小地震時の H/V スペクトル比の一次卓越周波数が 1.2 Hz であるのに対し, 本震時には 1.0 Hz 以下付近まで一次卓越周波数が低周波数化したことを明らかにし, これは, 本震時に表層の Peat 層での応答が一時的に非線形化したことによると指摘した. 穴水町市街地での本震の強震記録は ISK005 のみでしか得られてはいないが, 微動観測から推定された Peat 層が広がっている領域では, ISK005 と同様に本震時に, 地震動が増幅するとともに, その強い震動によって卓越周波数の低周波数化といった地盤の非線形現象が生じた可能性が高いと考えられる. 特に地盤の卓越周波数が ISK005 と似ている領域においては, 本震時に基盤への入力地震動に含まれていた 1.0 Hz の成分が特に増幅され, ISK005 での観測記録と同様な極大地震動に見舞われていたと考えられる.

§7. ま と め

2007 年能登半島地震時に極大地震動が観測された石

川県鳳珠郡穴水町において, 地震観測および微動観測を行い, 地盤震動特性の空間的特徴を調べた. まず, 本震直後の短期間の余震観測の結果から, K-NET ISK005 観測点を含む穴水町市街地の領域においては周波数 1~2 Hz の帯域で, 10~20 倍の増幅が見られることが分かった. 約 100 m 間隔で実施した計 147 点の単点微動観測によって, 卓越周期の空間分布および S 波速度の小さい堆積層の厚さの空間分布を推定した. その結果, 表層の主として高有機質土層と考えられる低速度層は小又川と真名井川の流路に沿って分布し, その層厚は河口に近づくに従って厚くなることが分かった. 本研究で推定された浅部地盤構造モデルを用い, 2007 年能登半島地震の小規模な余震の地震動シミュレーションを実施した. その結果, 今回の計算対象周波数範囲 (約 2.5 Hz 以下) では, 穴水町市街地中心部の主として ISK005 の南西側から南東側にかけての領域で, 周辺の岩盤サイトよりも約 3~4 倍の速度波形の最大振幅をもつことが示された. このことから, 穴水町市街地での 1~2 Hz 付近の地震動の増幅特性には, 高有機質土と考えられる低速度層 ($V_s = 70 \sim 100$ m/s) が約 10~25 m の厚さで存在していることが主として寄与していると考えられる.

謝 辞

微動観測および余震観測に際しては, 京都大学防災研究所の Ivo OPRASAL 博士および澤崎絵理子氏, 京都大学次世代開拓研究ユニットの山田真澄博士の協力を得ました. 地震計の設置に際し, 鳳珠郡穴水町の住民等関係者の皆様にお世話になりました. 京都大学防災研究所の後藤浩之博士には, 現地での観測に関して有益な助言をいただきました. 独立行政法人防災科学技術研究所の K-NET および KiK-net の強震波形記録, F-net のモーメントテンソル解, 気象庁の一元化震源カタログを使用しました. これらの貴重な観測網の維持・運営にかかわられる皆様に感謝いたします. 図の作成には Wessel and Smith (1998) の Generic Mapping Tools を使用しています. 2 名の匿名査読者および竹中博士編集委員の丁寧かつ有益な助言により, 本稿は大幅に改善されました. 本研究は科学研究費補助金特別研究促進費「2007 年能登半島地震の余震に関する調査研究」(研究代表者: 金澤敏彦東京大学地震研究所教授), 科学研究費補助金若手研究 (スタートアップ) (No.19810008), 科学研究費補助金基盤研究 (B) (No.20310105) によって補助されました.

文 献

Ambuter, B. P. and S. C. Solomon, 1974, An event-

- recording system for monitoring small earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 1181–1188.
- 青井 真・小原一成・堀 貞喜・笠原敬司・岡田義光, 2000, 基盤強震観測網 (KiK-net), 強震観測の最新情報, 日本地震学会ニュースレター, **12**(3), 31–34.
- Arai, H. and K. Tokimatsu, 2008, Three-dimensional V_s profiling using microtremors in Kushiro, Japan, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, **37**, 845–859.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉, 1998, オンライン広帯域地震データを用いた自動メカニズム決定, 地震 **2**, **51**, 149–156.
- Garcia-Jerez, A., F. Luzón, M. Navarro, and J. A. Pérez-Ruiz, 2006, Characterization of the sedimentary cover of the Zafarraya basin, southern Spain, by means of ambient noise, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 957–967.
- Haskell, N. A., 1953, The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 17–34.
- 池本敏和・村田 晶, 2007, 建物被害, 「2007 年能登半島地震被害調査報告書」, 土木学会・地盤工学会, 290–301.
- 石川県, 1991, 土地分類基本調査「穴水・富来・剣地」, 46 pp.
- 岩田知孝・浅野公之, 2007, 震源過程から見た特徴, 2007 年能登半島地震の解明を目指して, 第 35 回地盤震動シンポジウム論文集, 7–12.
- Iwata, T., K. Asano, M. Kuriyama, and A. Iwaki, 2008, Non-linear site response characteristics of K-NET ISK005 station and relation to the earthquake disaster during the 2007 Noto Hanto earthquake, central Japan, *Proc. 14th World Conf. Earthq. Eng.*, Beijing, People's Republic of China, paper no. 01–1026 (DVD-ROM).
- Kinoshita, S., 1998, Kyoshin Net (K-NET), *Seism. Res. Lett.*, **69**, 309–332.
- 小林 望・後藤浩之・澤田純男, 2008, 小規模な S 波浅層反射法による石川県 K-NET 穴水観測点付近の地盤構造調査, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S146–P035.
- Konno, K. and T. Ohmachi, 1998, Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 228–241.
- 工藤一嘉, 1998, 機動強震アレイ観測のための軽量小型強震計の製作と観測・解析マニュアルの作成, 文部科学省科学研究費補助金基盤研究 (A) 研究成果報告書 (07558056), 175 pp.
- 翠川三郎, 1993, 強震時にみられる地盤特性の非線形性, 地震 **2**, **46**, 207–216.
- Midorikawa, S., M. Matsuoka, and K. Sakugawa, 1994, Site effects on strong-motion records during the 1987 Chiba-ken-toho-oki, Japan earthquake, *Proc. 9th Japan Earthq. Eng. Symp.*, **3**, 85–90.
- Pitarka, A., 1999, 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 54–68.
- Saito, M., 1988, DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal mode solutions, in “Seismological Algorithms,” ed. by D. J. Doornbos, Academic Press, 293–319.
- 境 有紀・野尻真介・熊本 匠・田中佑典, 2008, 2007 年能登半島地震における強震観測点周辺の被害状況と地震動の対応性, 日本地震工学会論文集, **8**, 79–106.
- Satoh, T., H. Kawase, T. Iwata, S. Higashi, T. Sato, K. Irikura, and H.-C. Huang, 2001, S-wave velocity structure of the Taichung basin, Taiwan, estimated from array and single-station records of microtremors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 1267–1282.
- 司 宏俊・翠川三郎, 1999, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, **523**, 63–70.
- 卜部厚志・田村圭子・鈴木幸治・井ノ口宗成・外崎宣宏・倉田貴史, 2008, 2007 年能登半島地震による輪島市門前町西部と穴水町市街部の建物被害分布, 新潟大学災害復興科学センター年報, **2**, 125–133.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.
- Yamanaka, H., M. Takemura, H. Ishida, and M. Niwa, 1994, Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1831–1841.
- Yoshimi, M. and K. Yoshida, 2008, Site amplification and strong ground motion of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated from aftershock observation, *Earth Planets Space*, **60**, 161–167.