

2007年能登半島地震における 地震動のサイト特性

福島 康宏・末富 岩雄・磯山 龍二

日本技術開発株式会社 リサーチ・エンジニアリング事業部 (〒164-8601 東京都中野区本町5-33-11)

E-mail:fukusimaya@jecc.co.jp, suetomi-i@jecc.co.jp, isoyama-ryo@jecc.co.jp

平成19年(2007年)能登半島地震において、防災科研のK-NET, KiK-net観測網や気象庁などの震度観測網において、強震波形が得られている。本検討では、地形分類に基づく地盤増幅度を考慮した観測値の空間補間により、1kmメッシュ単位の地震動分布推定を行った。また、震源域における、比較的地点間距離の小さい2観測点での地震動を比較し、サイト特性の相違やその原因について考察を行った。

Key Words : The Noto Hanto Earthquake in 2007, Amplification factor of shallow soil deposits, Mean shear wave velocity, Peak ground motion, Site effect

1. はじめに

2007年3月25日9時42分頃発生した能登半島地震(Mj6.9)では、防災科学技術研究所や気象庁など各機関の強震観測網において、貴重な強震記録が得られている^{1)~3)}。

この地震では、石川県輪島市、穴水町、七尾市の震度観測点で震度6強、輪島市、志賀町、中能登町、能登町で震度6弱を観測したほか、北陸地方を中心に北海道から中国・四国地方にかけて震度5強~1を観測している。

この地震により、死者1名、重軽傷者337名の人的被害の他、全壊544棟、半壊852棟、一部損壊7023棟の家屋被害(2007年4月11日現在)や、道路盛土の被害など、輪島市や穴水町を中心に大きな被害が生じている⁴⁾。

本検討では、まず、地震動と被害との関係の分析に資する目的で、強震観測点における観測値を空間補間することにより、地震動指標の面的分布の推定を行う。さらに、震源域において、地点間距離が比較的小さい2観測点での強震記録を比較し、能登半島地震における地震動のサイト特性について考察する。

2. 面的地震動分布の補間推定

ここでは、能登半島地震本震で得られた地震動指標を整理するとともに、観測値の空間補間により、面的な地震動分布推定を行う⁵⁾。

表-1 能登半島地震の震源域における観測値

観測点 コード	観測点 名称	経度 [deg]	緯度 [deg]	PGA [gal]	PGV [kine]	SI値 [kine]	計測 震度
ISK005	K-NET穴水	136.9069	37.2277	896.1	103.4	127.2	6.33
E10	JMA輪島	136.8983	37.3900	472.2	98.6	108.5	6.14
ISK006	K-NET富来	136.6927	37.1572	933.7	59.4	61.5	5.93
915	JMA能登	137.1533	37.3033	261.1	52.1	61.8	5.67
914	JMA富来	136.7283	37.1417	513.7	55.2	59.2	5.65
ISK004	K-NET能都	137.1500	37.3050	665.6	25.0	37.5	5.55
ISK003	K-NET輪島	136.9113	37.3889	546.3	43.9	51.2	5.53
ISKH02	KiK-net柳田	137.0442	37.3617	366.5	35.2	35.5	5.48
535	JMA七尾	136.9717	37.0300	258.2	35.9	40.0	5.35
ISK007	K-NET七尾	136.9711	37.0397	217.9	34.8	40.9	5.28
ISK002	K-NET正院	137.2908	37.4413	175.1	29.5	31.5	5.14
ISKH01	KiK-net珠洲	137.2875	37.5236	360.1	23.3	25.6	5.07
ISK008	K-NET羽咋	136.7813	36.8888	407.5	23.9	21.8	4.94
TYM002	K-NET氷見	136.9777	36.8630	172.9	20.6	25.2	4.87
ISK001	K-NET大谷	137.1794	37.4969	179.3	15.6	16.6	4.82
CCB	JMA羽咋	136.7817	36.9250	226.4	16.4	13.9	4.53

能登半島地震の震源域の観測点における観測値は、表-1に示す通りである。強震波形が得られているこれらの16地点(K-NET 9地点, KiK-net 2地点, JMA 5地点)の観測値を空間補間に用いる。

面的な地震動分布推定を行う上では、表層地盤の増幅特性を考慮することが必要となる。表層地盤の増幅度を評価する方法としては、地形分類に基づく方法とボーリングデータに基づく方法とに分けられ、さらに両者を統合する方法も末富らによって提案されている⁶⁾。震源域での既存の地盤資料の調査を行ったが、例えば「石川県平野部の地盤図集」⁷⁾で対象とされているのは七尾市以南であるなど、能登半島地方は、地盤情報の乏しい地域

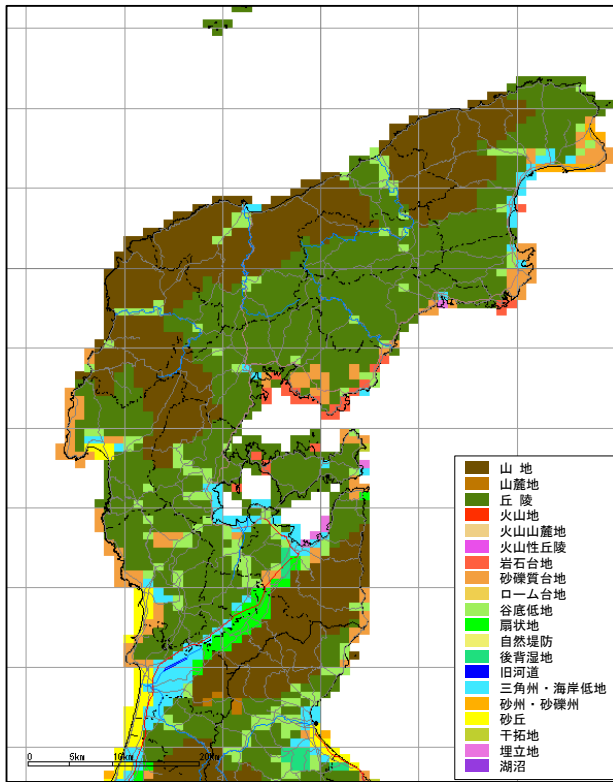


図-1 若松らの1kmメッシュ地形分類

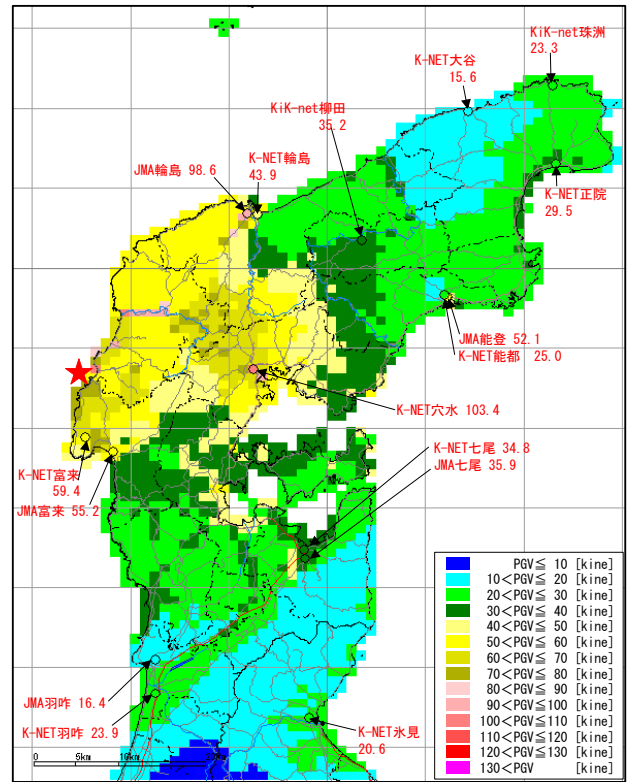


図-2 最大速度の補間推定結果

であるため、ここでは、図-1に示す若松らによる1kmメッシュ地形分類⁹⁾に基づく評価を行うこととする。ただし、地形分類と増幅度を直接関係づけるのではなく、一旦、松岡らの式⁹⁾

$$\log Vs30 = a + b \log Ev + c \log Sp + d \log Dm \quad (1)$$

を用いて、地形分類に応じて深さ30mまでの平均S波速度Vs30を評価する。ここで、 a, b, c, d : 回帰係数、 Ev : 標高、 Sp : 傾斜(正接の1000倍)、 Dm : 先第三系・第三系の山地・丘陵からの距離(km)である。これらの説明変数を加えることで、標高が高いほど、傾斜が大きいほど、山地や丘陵に近いほどVs30の値が大きくなるモデルとなっている。

大地震時のVs30などの地盤パラメータから地震動指標の地盤増幅度への変換について、最大速度については、地盤の非線形性を考慮する必要がないことを末富らが指摘¹⁰⁾しており、本検討では、翠川らによるVs30と最大速度の増幅度 α_V の関係式¹¹⁾

$$\log \alpha_V = 1.98 - 0.71 \cdot \log Vs30 \quad (2)$$

を用いる。一方、計測震度の増幅度 λ_{IJ} については、末富らによる地盤の非線形性を考慮した次式¹²⁾を用いる。

$$\begin{aligned} \lambda_{IJ} &= \alpha_{IJ} & (IJ_b \leq IJ_1) \\ \lambda_{IJ} &= \alpha_{IJ} - \beta_{IJ} (IJ_b - IJ_1) & (IJ_1 < IJ_b \leq IJ_2) \\ \beta_{IJ} &= \frac{\alpha_{IJ} - IJ_L + IJ_2}{IJ_2 - IJ_1} \\ \lambda_{IJ} &= IJ_L - IJ_b & (IJ_2 \leq IJ_b) \end{aligned} \quad (3)$$

ここに、

$$\alpha_{IJ} = 2.699 - \log Vs20 \quad (4)$$

$$IJ_1 = 0.8 + 2.25 \cdot \log Vs20 \quad (5)$$

$$IJ_2 = 1.15 + 2.4 \cdot \log Vs20 \quad (6)$$

$$IJ_L = 2.2 + 2.0 \cdot \log Vs20 \quad (7)$$

であるが、本検討ではVs30がVs20と同じであると仮定し、式(4)～(7)をVs30について適用している。

強震観測点での地表面地震動を式(2)や式(3)～(7)を用いて工学的基盤に引き戻し、基盤位置で1kmメッシュ単位で空間補間した後、各1kmメッシュについて再び式(2)や式(3)～(7)を考慮することにより、地表面における1km単位の地震動分布が作成できる。ここで、単純な補間方法では震源からの距離の影響を考慮できないので、Shabestari and Yamazakiの距離減衰式¹³⁾をトレンド成分(平均値)としたsimple Kriging法を用いる。残差成分は、平均値0の指数分布とし、相関距離を20kmとする。

以上により推定された1kmメッシュ単位の最大速度分布および計測震度分布をそれぞれ図-2、図-3に示す。

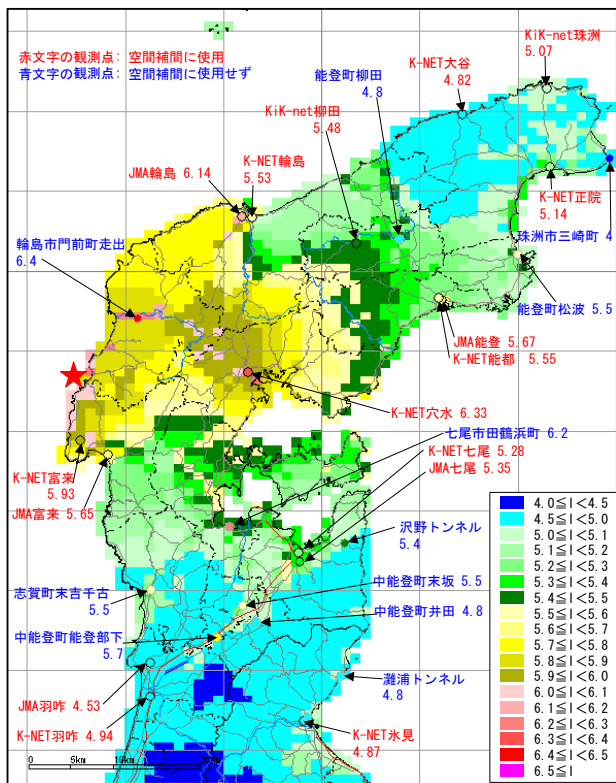


図-3 計測震度の補間推定結果

表-2 空間補間に使用していない観測点での計測震度の観測値と補間推定値との比較

地点	観測震度	推定震度	誤差 (推定-観測)
輪島市門前町走出[石川県]	6.4	6.2	-0.2
七尾市田鶴浜町[石川県]	6.2	5.5	-0.7
中能登町能登部下[石川県]	5.7	5.1	-0.6
志賀町末吉千古[石川県]	5.5	5.2	-0.3
中能登町末坂[石川県]	5.5	5.3	-0.2
能登町松波[石川県]	5.5	5.0	-0.5
沢野トンネル[国交省]	5.4	5.1	-0.3
中能登町井田[石川県]	4.8	5.0	0.2
能登町柳田[石川県]	4.8	5.3	0.5
瀬浦トンネル[国交省]	4.8	4.9	0.1
珠洲市三崎町[気象庁]	4.0	4.8	0.8

図-3には、強震波形が公表されていないものの計測震度が分かっている、石川県震度情報ネットワークや国土交通省河川・道路等施設の地震計ネットワークの観測点での観測値を、翠川・三浦¹⁴⁾を引用して併せて示す。これらの観測点での観測値は空間補間には用いていない。

作成された地震動分布では、輪島市中心部、輪島市門前地区、穴水町および志賀町富来地区の範囲に震度6弱以上のエリアが広がっている。震度6強(計測震度6.4)が観測された、石川県震度情報ネットワークの輪島市門前町走出の震度計周辺は、木造建物の被害が甚大であったが、谷筋のハヶ川に沿って集落が形成されているこの地域は谷底平野にあたり、空間補間によると震度6強と推定されており、定性的ではあるが、被害イメージとの対応は良いと考えられる。この他にも震度6強と推定されている地域がいくつか見られる。輪島市中心部のJMA輪

島観測点付近や穴水町のK-NET穴水観測点付近で震度6強となっているあたりは、谷底平野～海岸平野にあたり、局所的に増幅度が大きい地点であると言える。また、輪島市門前地区から志賀町富来地区にかけての海岸沿いで震度6強と推定されているあたりは、砂礫質台地であり、良好な地盤であるが、震源からの距離が近いことによる大きな震度となっている。強震波形が公表されていない他の観測点についても、表-2に示すように、ほぼ計測震度0.5程度以内の範囲の誤差(震度1階級以内の範囲の誤差)におさまっているが、七尾市田鶴浜町では、震度6強(計測震度が6.2)が観測されているのに対し、推定値は震度5強(計測震度5.3)となっており、震度2階級の誤差となっている。気象庁の報道発表¹⁵⁾もなされているが、現地調査を行った結果、この地点では周辺地盤の液状化により震度計が傾斜しており、能登半島地震本震では、実際よりも大きな震度が記録された可能性があると考えられる。

今後、断層の形状やすべり分布を考慮するなど、推定精度を高める必要がある。

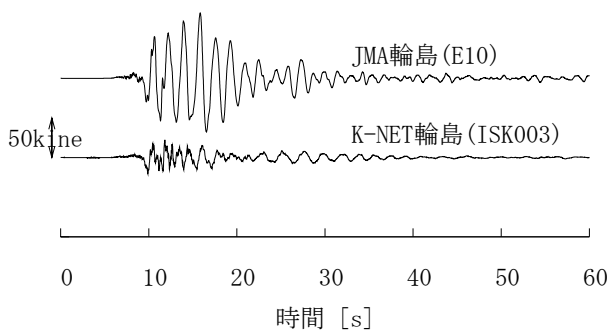
3. 震源域周辺における地震動特性

石川県内の強震観測点については、西川らによって経験的サイト増幅特性の評価や震度増幅度の評価が行われている¹⁶⁾¹⁷⁾。また、翠川・三浦は、地震発生後に能登半島地震の震源域の強震観測点で常時微動観測を行い、サイト特性についての検討がなされている¹⁴⁾。

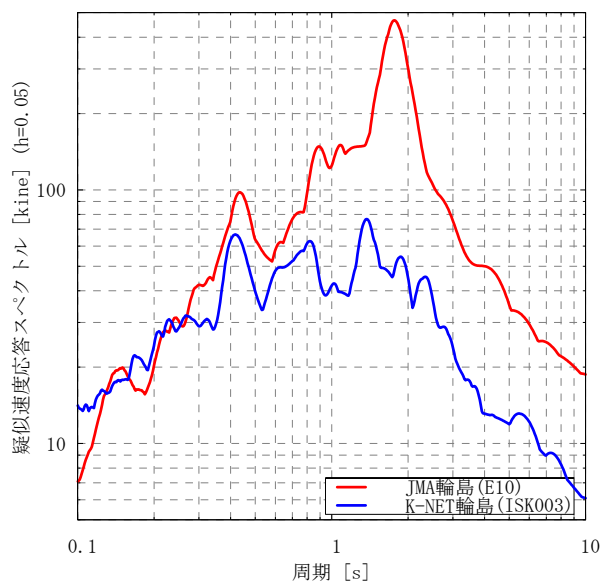
2. では、観測値の空間補間による面的な地震動分布の推定を行ったが、震源域の各地域では、地点間距離が比較的小さい2観測点で強震記録が得られている。ここでは、各地域ごとに、強震波形やそのスペクトル特性を比較し、既往の研究と併せて、サイト特性の相違について考察する。

(1) 輪島市中心部

輪島市中心部では、JMA輪島観測点(輪島市鳳至町震度観測点、E10)とK-NET輪島観測点(ISK003)とで強震波形が得られている。両地点における強震記録のEW成分の速度波形(0.1～10Hz)と疑似速度応答スペクトル(減衰5%)を図-4に、水平動粒子軌跡を図-5に示す。水平動粒子軌跡は、速度波形で最大値をとる前後各3秒について示している。2地点間の距離は1km強程度であるが、JMA輪島の最大速度はK-NET輪島の2倍以上の99kineで、K-NET輪島より長周期成分に富んでいる。また、JMA輪島では、周期2秒弱の卓越が顕著で、疑似速度応答値は450kineに達している。水平動粒子軌跡からは、両地点とも南北方向が卓越しているが、JMA輪島のほうが大きなループを描いている。K-NET輪島は良好な地盤であるのに対し、JMA輪



(a) 速度波形(0.1~10Hz)



(b) 疑似速度応答スペクトル(減衰 5%)

図-4 輪島市中心部での強震記録

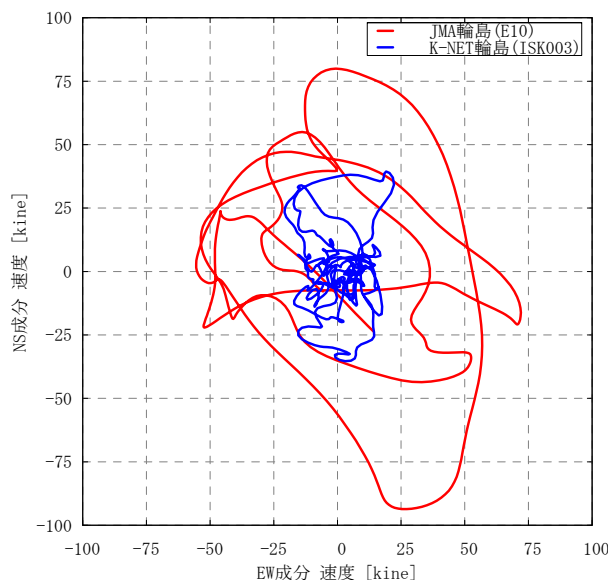


図-5 輪島市中心部での水平動粒子軌跡

島ではボーリングデータはないものの、河川に囲まれた沖積平野に位置しており、K-NET輪島の地盤より軟弱であると考えられる。

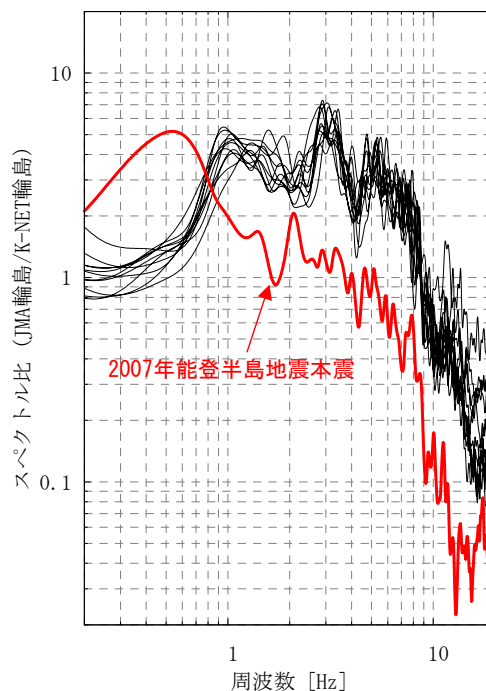


図-6 JMA 輪島/K-NET 輪島の水平動フーリエスペクトル比

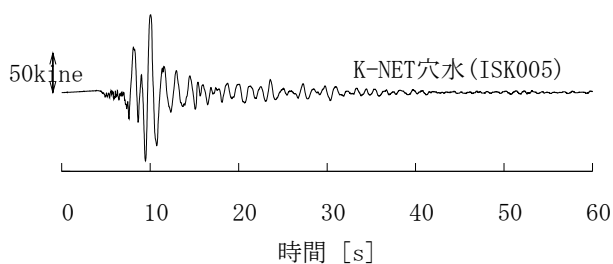
翠川・三浦は両地点で常時微動観測を行っている¹⁴⁾が、そのH/Vスペクトル比はJMA輪島で約0.9秒が卓越し、K-NET輪島では明瞭なピークが見られないとしている。また、JMA輪島での地震動のH/Vスペクトル比について、最大加速度100gal程度以下の地震では0.8~0.9秒、最大加速度が約130galの1993年能登半島沖地震では1秒が卓越しているが、今回の地震の本震では約2秒が卓越しており、地盤の非線形化の影響が見られたことを指摘している。

図-6には、JMA輪島とK-NET輪島の両地点で強震波形が得られている地震について、K-NET輪島に対するJMA輪島の水平動フーリエスペクトル比を示す。赤色のラインが能登半島地震本震である。それ以外は能登半島地震以前の地震で、そのほとんどは2004年新潟県中越地震本震およびその余震である。これからも、JMA輪島は地震によらずK-NET輪島に比べて増幅特性が大きいことが分かる。また、能登半島地震本震では、それ以前の地震と比べてピーク周波数が低下し、1Hz以上の高周波数領域の比も小さくなっており、JMA輪島の地盤の非線形化が生じたことに対応している。

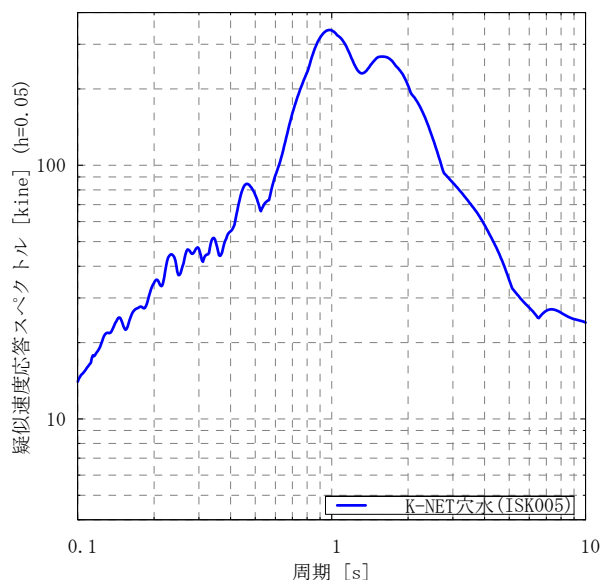
JMA輪島のある鳳至町では、古い木造住宅の被害が少なからず見られた。これらの住宅は、柱も細く壁も不十分で、比較的卓越周期が長いと考えられる。住宅の新旧の差異のみならず、住宅の建物周期と地盤の卓越周期が近いことも被害を大きくした要因と考えられる。

(2) 穴水町中心部

穴水町では、K-NET穴水観測点(ISK005)で強震波形が



(a) 速度波形(0.1~10Hz)



(b) 疑似速度応答スペクトル(減衰5%)

図-7 穴水町中心部での強震記録

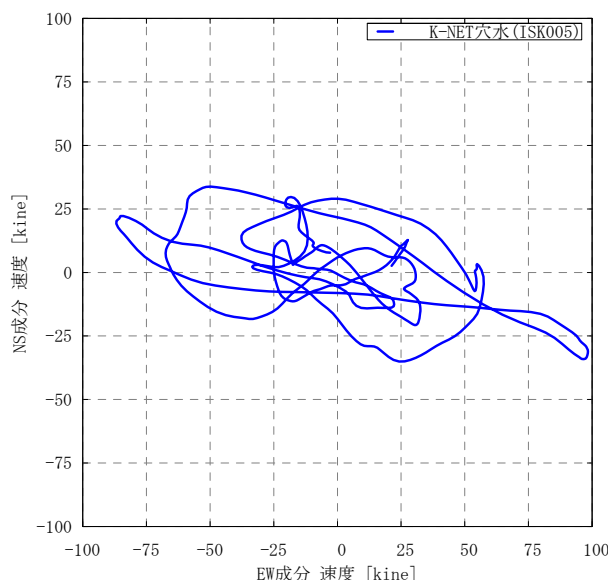


図-8 穴水町中心部での水平動粒子軌跡

得られている。K-NET穴水における強震記録のEW成分速度波形(0.1~10Hz)と疑似速度応答スペクトル(減衰5%)を図-7に、水平動粒子軌跡を図-8に示す。水平動粒子軌跡は、速度波形で最大値をとる前後各3秒について示している。

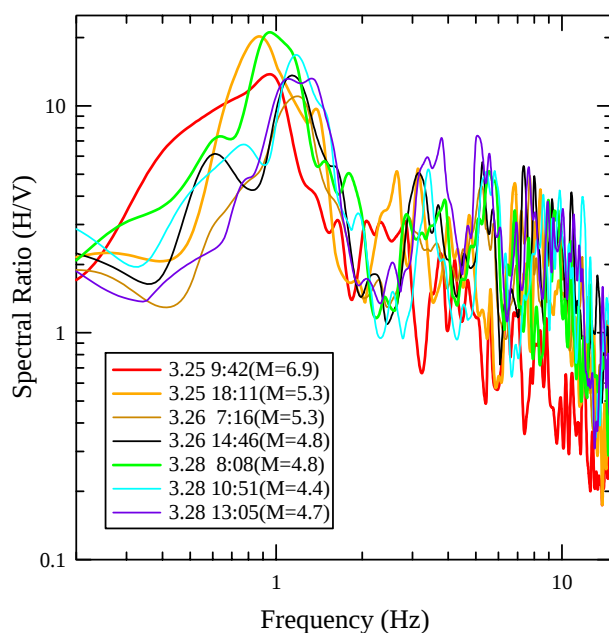


図-9 K-NET穴水における能登半島地震本震および余震のH/Vスペクトル比

K-NET穴水で得られた強震記録は、計測震度6.3、最大速度103kine、SI値127kineと、今回の地震で波形データが得られている中では最強の揺れを観測している。この大きさは、1995年兵庫県南部地震や2004年新潟県中越地震での観測記録と比べても遜色がない。水平動粒子軌跡は、東西方向に卓越していたことを示している。周期1秒が卓越しており、疑似速度応答値は300kineを越えている。厚く有機質土が堆積する極めて軟らかい地盤上に設置されていることが、周期1秒程度の強い揺れをもたらしたと考えられる。K-NET穴水観測点付近には、山王川、小又川が流れているが、現在の合流地点から河口までの流路は、1964年からの河川改修によるものであり¹⁸⁾、それまでは、K-NET穴水観測点のすぐ横を流れる水路が本流であったことが旧版地図¹⁹⁾によって確認できる。

図-9には、本震および6つの余震のH/Vスペクトル比を示す。多くの地震で卓越周波数は約1.1Hzであり、本震といくつかの余震で0.9Hz付近に低下している。また、本震では高振動数成分での比が他より小さくなっている。これらは、地盤の非線形化が生じたことを示している。翠川・三浦らは常時微動のH/Vスペクトル比と地震動のH/Vスペクトル比を比較しているが¹⁴⁾、本震前の地震動は常時微動と同じ0.8秒前後が卓越しており、本震では地盤の非線形化の影響で1.0秒と卓越周期が長くなり、本震以降は再び0.8秒前後に戻っていると指摘している。

K-NET穴水での表層地盤の伝達関数を評価するために、粗いものではあるが、K-NETの地盤データに基づき、地盤モデルを設定した。深さ17m付近で岩盤が現れているものの、S波速度は290m/sにとどまっていたので、ここでは深さ20mに500m/sの工学的基盤層を設定し、この層

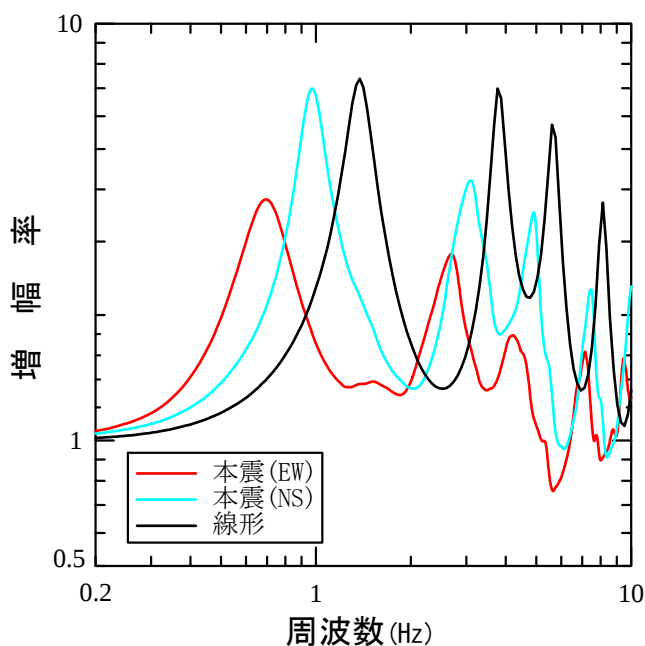


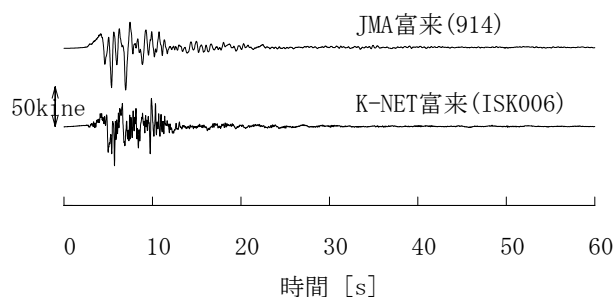
図-10 K-NET 穴水での伝達関数

への等価線形化法によるはざとり解析を行い、伝達関数を評価した。これを図-10に示す。NS、EW成分とも、線形応答と比べてピーク周波数が低下しているが、EW成分のほうが低下が大きく、図-9のH/Vスペクトル比と比較してもピーク周波数は低くなっている。EW成分の場合、最大せん断ひずみは1%を超えている。

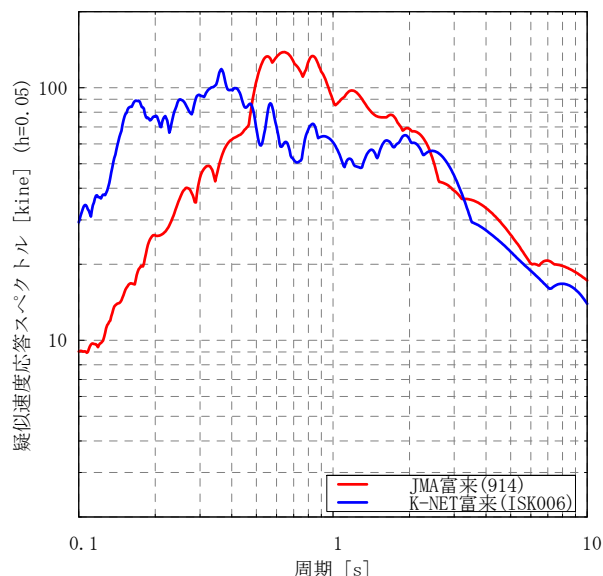
なお、穴水町には、K-NET穴水の東方向約6kmの地点の山中にKiK-net穴水観測点(ISKH05)が設置されている。能登半島地震は欠測であるが、翠川・三浦による常時微動観測¹⁴⁾や西川らによる経験的サイト増幅特性の評価¹⁶⁾から、0.1~0.15秒程度が卓越している地点であることが分かる。現地調査の結果、KiK-net穴水が敷地内にある旧岩車小学校の校舎には被害は見られなかった。本検討の2.での地震動の空間補間推定からも、K-NET穴水での強い揺れは局所的なものであったと言えるであろう。

(3) 志賀町富来地区

志賀町の富来地区では、気象庁のJMA 富来観測点(志賀町富来領家町, 914)とK-NET 富来観測点(ISK006)とで強震波形が得られている。両地点における強震記録のEW成分の速度波形(0.1~10Hz)と疑似速度応答スペクトル(減衰5%)を図-11に、水平動粒子軌跡を図-12に示す。水平動粒子軌跡は、速度波形で最大値をとる前後各3秒について示している。K-NET 富来での最大加速度934galは、今回の地震で強震波形が得られている中では最大であり、JMA 富来と比べると約1.8倍となっている。速度波形で見ると、両地点の波形の長周期成分の位相特性は似ており、最大速度もそれほど変わらないが、卓越周期に違いが見られる。K-NET 富来の水平動粒子軌跡は北



(a) 速度波形(0.1~10Hz)



(b) 疑似速度応答スペクトル(減衰5%)

図-11 志賀町富来地区での強震記録

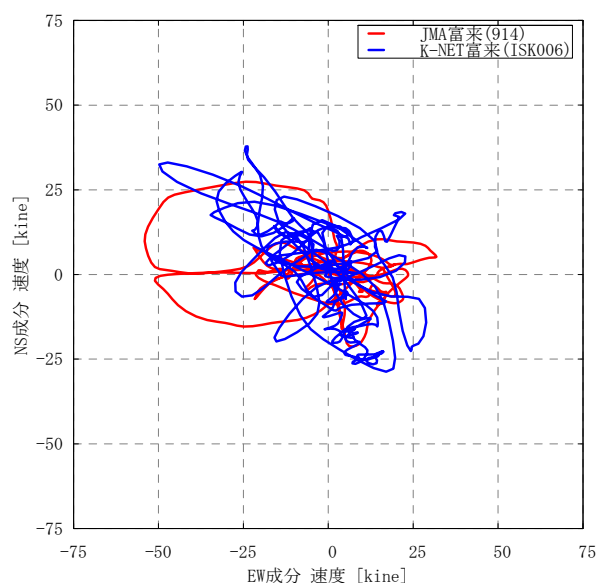


図-12 志賀町富来地区での水平動粒子軌跡

西-南東方向に卓越しているが、JMA 富来では概ね東西方向が卓越しており、サイト特性の違いが現れていると考えられる。両地点は4km弱離れており、JMA 富来が平地であるのに対し、K-NET 富来は山地であり、約70mの

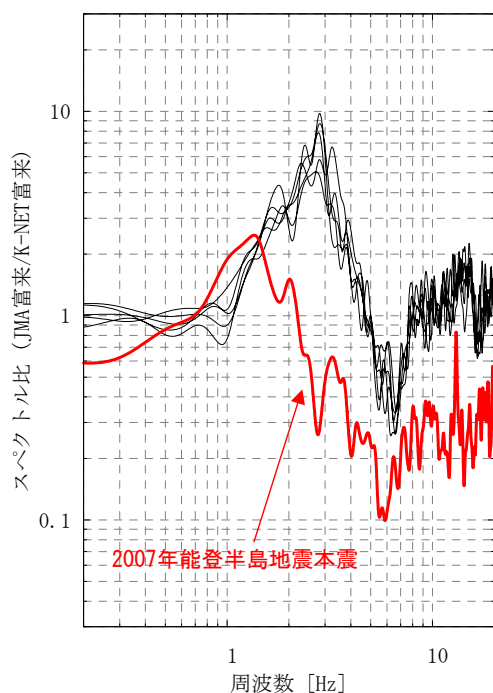


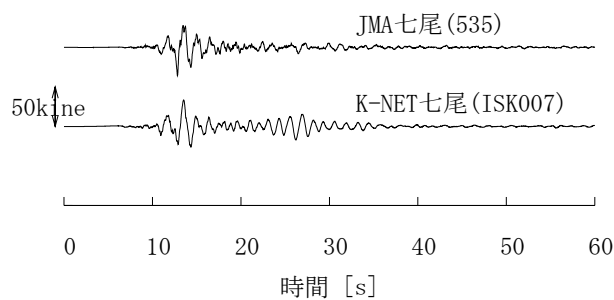
図-13 JMA 富来/K-NET 富来の水平動フーリエスペクトル比

標高差がある。

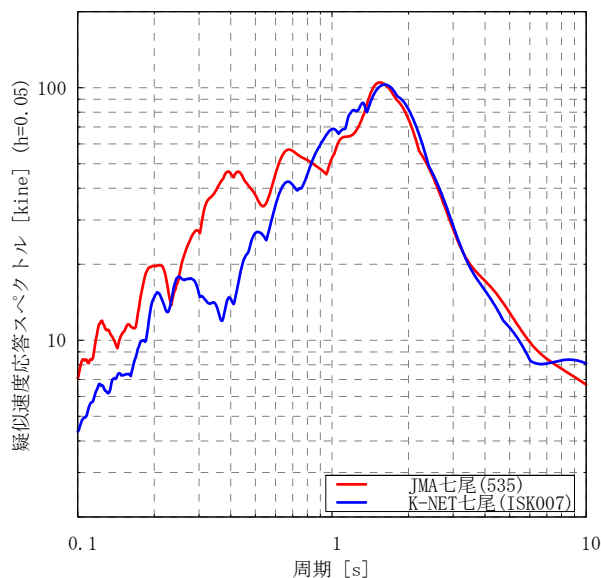
西川ら、翠川・三浦はともに両地点での常時微動観測を行っているが、その H/V スペクトル比の卓越周期について、西川らでは両地点とも明瞭なピークが見られないとしている¹⁷⁾のに対し、翠川・三浦は JMA 富来では約 0.4 秒、K-NET 富来では約 0.15 秒となっている¹⁴⁾。

図-13 には、JMA 富来と K-NET 富来の両地点で強震波形が得られている地震について、K-NET 富来に対する JMA 富来の水平動フーリエスペクトル比を示す。赤色のラインが能登半島地震本震である。それ以外は全て 2004 年新潟県中越地震本震およびその余震である。能登半島地震本震のスペクトル比がほぼ全周波数帯で新潟県中越地震本震や余震のスペクトル比より小さくなっているのは、新潟県中越地震の本震や余震では、両地点の震源距離の違いが無視できるのに対し、能登半島地震本震ではその影響が現れていると考えられる。また、ピーク周波数も能登半島地震では低周波数側にシフトし、高周波数域で値が小さくなっており、JMA 富来地点では地盤の非線形化が生じたものと思われる。

通常ならば、平地で地盤の卓越周期が長い JMA 富来の方が地震動は大きくなるはずであるが、そうはなっていない。また、比較的新しい建物が多いこともあるが、JMA 富来周辺の被害は小さい。この要因としては、K-NET 富来のほうが断層面に近いこと、JMA 富来は砂州・砂丘で比較的堅固な地盤であること、JMA 富来の震度計が建物(志賀町役場富来支所庁舎)の 1 階に設置されていることなどが考えられ、今後詳しい検討が必要である。



(a) 速度波形(0.1~10Hz)



(b) 疑似速度応答スペクトル(減衰5%)

図-14 七尾市中心部での強震記録

(4) 七尾市中心部

七尾市中心部では、JMA 七尾観測点(七尾市本府中町、535)と K-NET 七尾観測点(ISK007)とで強震波形が得られている。両地点における強震記録の EW 成分の速度波形(0.1~10Hz)と疑似速度応答スペクトル(減衰 5%)を図-14 に、水平動粒子軌跡を図-15 に示す。水平動粒子軌跡は、速度波形で最大値をとる前後各 3 秒について示している。

両地点は約 1km 程度離れているが、波形の形状や最大振幅はよく似ている。EW 成分では、K-NET 七尾より JMA 七尾のほうが長周期成分に富んでいる。粒子軌跡からは、両地点とも特徴的な方向性は見られない。

翠川・三浦による常時微動観測¹⁴⁾によると、その H/V スペクトル比の卓越周期は、JMA 七尾で約 1.5 秒、K-NET 七尾で約 1 秒となっている。図-16 には、JMA 七尾と K-NET 七尾の両地点で強震波形が得られている地震について、K-NET 七尾に対する JMA 七尾の水平動フーリエスペクトル比を示す。赤色のラインは能登半島地震本震、青色のラインは 2000 年 6 月 7 日の石川県西方沖の地震(Mj6.2)である。それ以外はほとんどが 2004 年新潟県中越地震本震およびその余震である。両地点とも、複数の地震のフーリエスペクトルを比較すると、能登半島地震

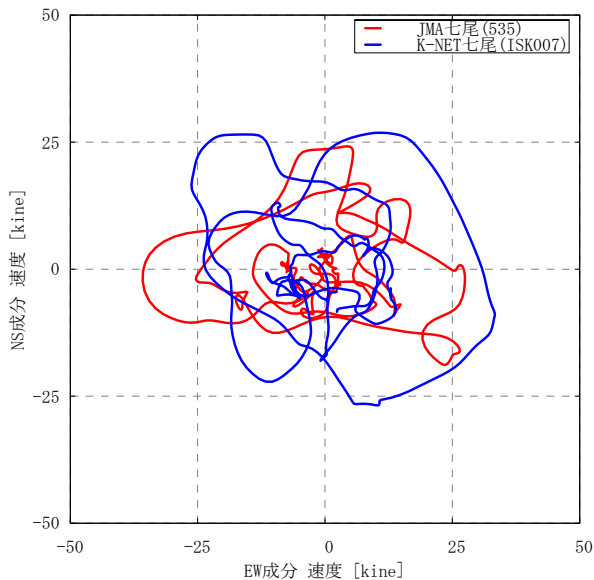


図-15 七尾市中心部での水平動粒子軌跡

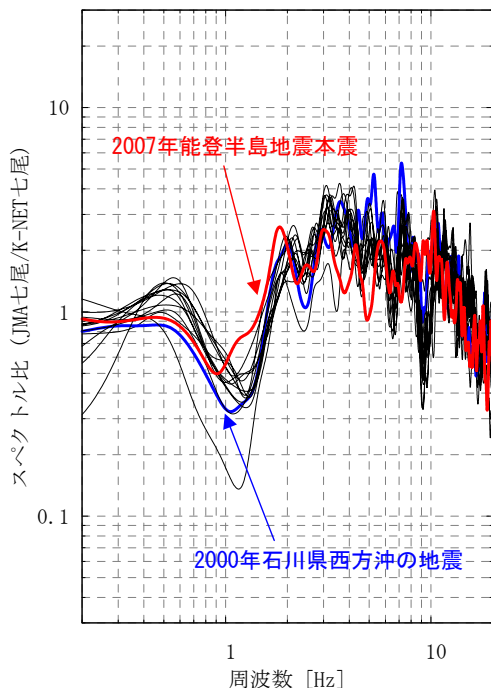
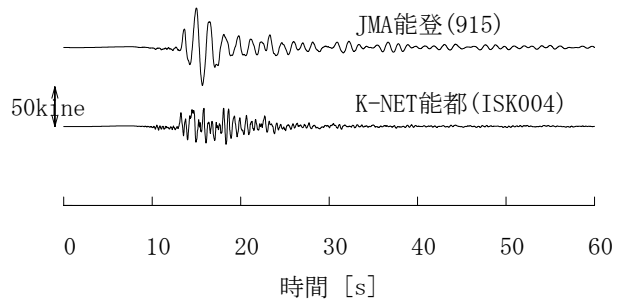


図-16 JMA 七尾/K-NET 七尾の水平動フーリエスペクトル比

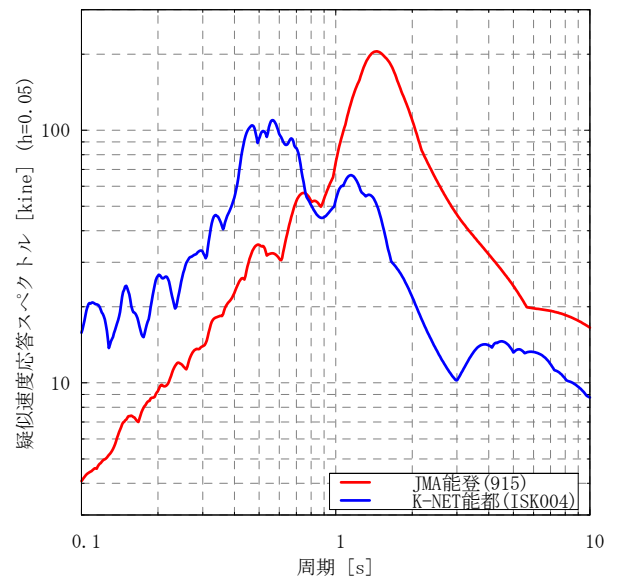
では地盤の非線形化によりピーク周波数が若干低下しているが、同程度であるため、地点間のスペクトル比をとると、地震の相違による影響はあまり見られなくなっている。両地点とも沖積平野に位置し、軟弱な地盤上にあり、地盤条件の差はそれほどないものと考えられる。

(5) 能登町能都地区

能登町の能都地区では、JMA 能登観測点(能登町宇出津, 915)と K-NET 能都観測点(ISK004)とで強震波形が得られている。JMA 能登と K-NET 能都における強震記録の NS 成分速度波形(0.1~10Hz)と疑似速度応答スペクトル



(a) 速度波形(0.1~10Hz)



(b) 疑似速度応答スペクトル(減衰5%)

図-17 能登町能都地区での強震記録

(減衰 5%)を図-17 に、水平動粒子軌跡を図-18 に示す。水平動粒子軌跡は、速度波形で最大値をとる前後各 3 秒について示している。

JMA 能登と K-NET 能都は、約 300m しか離れていないが、地震動の特徴は全く異なっている。JMA 能登は、K-NET 能都と比べて最大加速度は約半分で、最大速度は約 2 倍となっている。卓越周期は K-NET 能都が約 0.5 秒であるのに対し、JMA 能登では約 1.5 秒である。水平動粒子軌跡についても、JMA 能登が南北方向に卓越しているのに対し、K-NET 能都では特徴的な方向性は見られない。このことも両地点でのサイト特性が大きく異なっていることを示している。

翠川・三浦による常時微動観測¹⁴⁾によると、その H/V スペクトル比の卓越周期は、JMA 能登で約 0.9 秒、K-NET 能都で約 0.4 秒となっている。

図-19 には、JMA 能登と K-NET 能都の両地点で強震波形が得られている地震について、K-NET 能都に対する JMA 能登の水平動フーリエスペクトル比を示す。赤色のラインは能登半島地震本震、青色のラインは 2000 年 6 月 7 日の石川県西方沖の地震(Mj6.2)である。それ以外

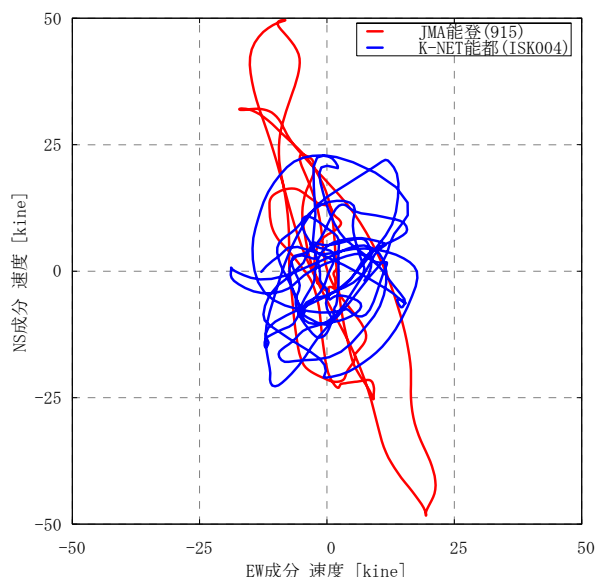


図-18 能登町能都地区での水平動粒子軌跡

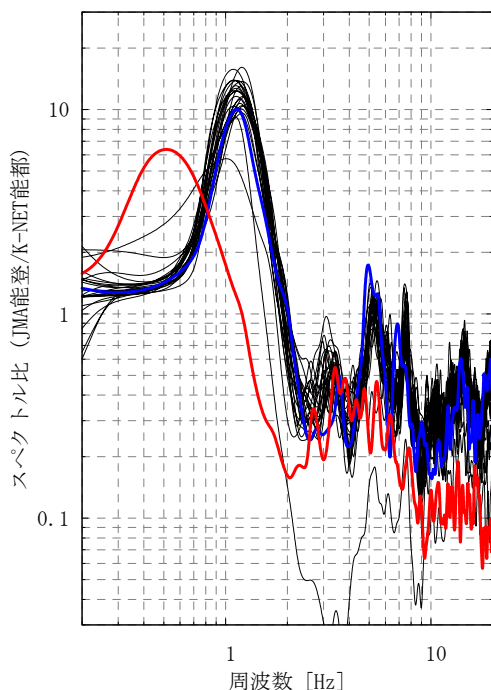


図-19 JMA 能登/K-NET 能都の水平動フーリエスペクトル比

の多くは 2004 年新潟県中越地震本震およびその余震である。能登半島地震では、他の地震と比べてピーク周波数が低下している。複数の地震のフーリエスペクトルを比較すると、両地点とも能登半島地震では地盤の非線形化によりピーク周波数が低下しているが、JMA 能登のほうがより低下の程度が大きい。K-NET 能都での地盤データによると、表層 13m は軟弱層であるが、それより下層は岩盤である。一方、JMA 能登は、海に面した能登町役場にあり、軟弱層が K-NET 能都より厚く堆積しているものと考えられる。JMA 能登の震度計は 5 階建て RC 造の能登町役場庁舎 1 階に設置されており、建物のロッキング

グの影響についても今後の検討が必要である。

4. おわりに

地形分類に基づく地盤増幅度を考慮して観測値を空間補間することにより、2007年能登半島地震の面的な地震動分布を推定した。今後、断層の形状やすべり分布を考慮したり、震源域でのボーリング収集による詳細な地盤増幅度分布の整備により、推定精度の向上を図り、地震動と被害との関係についての検討を行う予定である。

また、震源域における、比較的地点間距離の小さい2観測点の強震記録を比較し、サイト増幅特性の相違について考察した。大地震時の道路の通行規制や都市ガスの供給停止などは観測地震動指標に基づいて行われるが、輪島市や能登町のように近接2観測点で大きく地震動特性が異なることは、強震観測点の防災上の最適配置について検討する上で、重要な事例のひとつであると考えられる。

さらに、能登半島地震における地盤の非線形挙動を明らかにすることも今後の課題である。

謝辞： 気象庁、防災科学技術研究所K-NET、KiK-netの強震記録および石川県震度情報ネットワーク、国土交通省河川・道路等施設の地震計ネットワーク情報の観測値を使用させていただきました。また、京都大学防災研究所の後藤浩之博士との議論は参考になりました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 防災科学技術研究所：強震観測網ポータルサイト，<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/>
- 2) 気象庁：強震波形(平成19年(2007年)能登半島地震)，「平成19年(2007年)能登半島地震」の特集，http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2007_03_25_noto/EVENT1/NOTO_KYOSIN.html
- 3) 国土交通省：国土交通省河川・道路等施設の地震計ネットワーク情報，<http://www.nilim.go.jp/japanese/database/nwdb/index.htm>
- 4) 総務省消防庁：平成19年(2007年)能登半島地震(第32報)，災害情報，<http://www.fdma.go.jp/data/010703111759254974.pdf>, 2007.
- 5) 防災科学技術研究所川崎ラボラトリー：文部科学省大都市大震災軽減化特別プロジェクト III.1 震災総合シミュレーションシステムの技術の開発 III.2 大都市特性を反映する先進的な災害シミュレーションの技術の開発 公開ソフトウェア，CD-R，2007.

- 6) Iwao SUTOMI, Yasuhiro FUKUSHIMA, Eisuke ISHIDA, Ryoji ISOYAMA and Sumio SAWADA: ESTIMATION OF DETAILED DISTRIBUTION OF PEAK GROUND MOTION USING OBSERVED RECORDS DURING THE NIIGATA CHUETSU EARTHQUAKE ON October 23, 2004, 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Paper Number: 346, 2006.
- 7) (監修)建設省北陸地方整備局北陸技術事務所: 石川県平野部の地盤図集 [4] ボーリング柱状図(2の1), 社団法人北陸建設弘済会, 1982.
- 8) 若松加寿江, 松岡昌志, 久保純子, 長谷川浩一, 杉浦正美: 日本全国地形・地盤分類メッシュマップの構築, 土木学会論文集, No. 759/I-67, pp. 213-232, 2004.
- 9) 松岡昌志, 若松加寿江, 藤本一雄, 翠川三郎: 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均S波速度分布の推定, 土木学会論文集, No. 794/I-72, pp. 239-251, 2005.
- 10) 末富岩雄, 石田栄介, 磯山龍二, 後藤洋三: 地盤の平均S波速度による地震動強度指標の非線形増幅度評価法について, 土木学会地震工学論文集, Vol. 27, pp. 122-129, 2003.
- 11) 翠川三郎, 松岡昌志, 作川孝一: 1987年千葉県東方沖地震の最大加速度, 最大速度にみられる地盤特性の評価, 日本建築学会構造系論文集, 第442号, pp. 71-78, 1994.
- 12) 末富岩雄, 石田栄介, 磯山龍二: 空間補間による地震動分布推定の高精度化のための一検討, 第28回地震工学研究発表会, 土木学会, 2005.
- 13) Shabestari, K. T. & Yamazaki, F.: Attenuation relation of strong ground motion indices using K-NET records, 第25回地震工学研究発表会講演論文集, pp. 137-140, 1999.
- 14) 翠川三郎, 三浦弘之: 2007 年能登半島地震における強震動と強震観測点での常時微動特性(速報), <http://www.enveng.titech.ac.jp/midorikawa/index1.html>, 2007.
- 15) 気象庁: 臨時震度観測点「七尾市田鶴浜町」の観測開始について, 報道発表資料, <http://www.jma.go.jp/jma/press/0703/28d/rinjishindo200703281830.pdf>, 2007.
- 16) 西川隼人, 北浦勝, 宮島昌克: 2000年石川県西方沖地震の強震動特性に関する考察, 土木学会論文集, No. 731/I-63, pp. 257-266, 2003.
- 17) 西川隼人, 宮島昌克, 堂下翔平, 北浦勝: 石川県内の観測点における地盤増幅度の評価, 日本地震工学会論文集, 第7巻第2号(特集号), pp. 96-109, 2007.
- 18) 国立国会図書館: 第052回国会 災害対策特別委員会 第3号 会議録, 国会会議録検索システム, <http://kokkai.ndl.go.jp/SENTAKU/syugiin/052/0168/05207290168003a.html>
- 19) 大日本帝国陸地測量部: 5万分の1地形図 穴水(明治43年測量大正元年製版), 旧版地図, 国土地理院

(2007. 4. 6 受付)

SITE EFFECT ON EARTHQUAKE GROUND MOTION DURING THE 2007 NOTO HANTO EARTHQUAKE

Yasuhiro FUKUSHIMA, Iwao SUTOMI and Ryoji ISOYAMA

In order to investigate the relationship of the strong ground motion and the damage of soils and houses, the distribution of earthquake ground motion during The Noto Hanto Earthquake in 2007 ($M_J=6.9$) was evaluated from the observation records taking account of amplification factors of shallow soil deposits.

In addition, in order to clarify the site effect during the Noto Hanto Earthquake, strong motion records of several events at two near observation sites were compared for each area. It is found that site amplification and nonlinear characteristic is very important.