

論文

微動観測記録から推定した表層地盤構造に基づく計測震度分布の推定とアンケート震度との比較

西川 隼人*・池本 敏和*・宮島 昌克*・北浦 勝*

Estimation of Instrumental Seismic Intensity Distribution in Kanazawa City Based on Surface Ground Structure Evaluated From Microtremor Records and Its Comparison with Questionnaire Seismic Intensity

Hayato NISHIKAWA*, Toshikazu IKEMOTO*, Masakatsu MIYAJIMA* and Masaru KITAURA*

Abstract

The earthquake of JMA magnitude 6.1 occurred in west-off Ishikawa Prefecture on June 7, 2000. Several seismometers in Kanazawa City observed the earthquake ground motion. Japan Meteorological Agency announced instrumental seismic intensity in Kanazawa City was 3, but the difference of instrumental seismic intensity was more than 0.5 at the observation sites in Kanazawa City. In this paper, the instrumental seismic intensity in Kanazawa City is calculated in consideration of the path effect and the site effect of the earthquake ground motion. The path effect is investigated by Q value and the site effect is evaluated by S wave velocity of the ground. S wave velocity of the ground was evaluated by inversion of microtremor records. As a result, the calculated instrumental seismic intensity corresponded well with the seismic intensity recorded at the observation sites in Kanazawa City. Moreover, instrumental seismic intensity and questionnaire seismic intensity are compared.

キーワード：金沢市，計測震度，微動観測記録，逆解析，アンケート震度

Key words：Kanazawa City, Instrumental seismic intensity, Microtremor records, Inversion, Questionnaire seismic intensity

* 金沢大学大学院自然科学研究科
Graduate school of natural science and technology,
Kanazawa University

本論文に対する討論は平成17年2月末日まで受け付ける。

1. はじめに

2000年6月7日に石川県西方沖を震源とする地震が発生し(図1), 東北から中国地方までの広い範囲で揺れが観測された。この地震の規模は気象庁マグニチュード6.1, 震源深さ22 kmであり, 地震発生頻度の低い石川県においては比較的大きな地震であった。石川県の県庁所在地である金沢市では数箇所を設置されている震度計で揺れが観測された。気象庁の発表では金沢市の震度は3であったが, 気象庁以外の震度計では震度3以上が観測された箇所もあり, 同一市内でありながら計測震度の差が最大で0.5であった。

このように同一市内でも震度に差が生じることは過去の研究においても示されている¹⁾。本研究では震度の違いを地震動に關係する諸特性より考える。この地震における金沢市内の震源距離は100 km前後と震源から十分に離れている。そのため, 震源からみれば金沢市内の地点はほぼ方位が同一とみなせるので, 震源特性による震度の差異への影響は小さいと考えられる。地盤特性について考えると基盤深さと震度には正の相関があることが指摘されているので²⁾, 金沢市の観測点での震度差は主に地盤特性に起因するものと推測される。また, 伝播特性については市内でも震源距離が数km異なるので, 地盤特性ほどではないにしても, 震源距離の違いによる影響も生じたと考えられる。

著者ら³⁾は先に金沢市内の約100箇所で常時微動観測を行った。本論文では, 微動観測記録から表層地盤構造を推定する。得られた表層地盤のS波速度などの地盤情報と強震観測点で得られた観測波形を用いて計測震度を算出し, 金沢市内における震度分布を定量的に推定する。計算する際に地震動の幾何減衰, 内部減衰の違いを考慮する。また, 地震発生直後に行ったアンケート調査によって求めた震度⁴⁾と計測震度を比較し, 両者の関係を考察する。

2. 計測震度と地質との関係

金沢市内の強震観測点で記録が得られたのは図2に示す3つの地点である。図2には市内の地盤

区分も合わせて示す。洪積層に位置する金沢大学工学部での計測震度は3.2であり, 海に近い港湾事務所における計測震度は3.7, これら2つの観測点の中間的な箇所位置する金沢地方気象台では3.4であった。図2から明らかなように海に近いほど沖積層は厚くなっている。震度は一般的に軟弱な層が厚いほど大きくなる傾向にあるので, 上述の3観測点での計測震度の違いは軟らかい沖積層の厚さの違いに起因する可能性がある。しかし, 当然, 観測点以外の地点の計測震度が分からないので, 震度と軟弱層厚さの対応関係を認めるには十分ではない。また, 金沢市内でも地点によって震源距離が数km異なるので, 距離減衰の効果に違いが生じているとも考えられる。よって, 震度と地盤の関係を調べる際, 距離減衰の違いも考

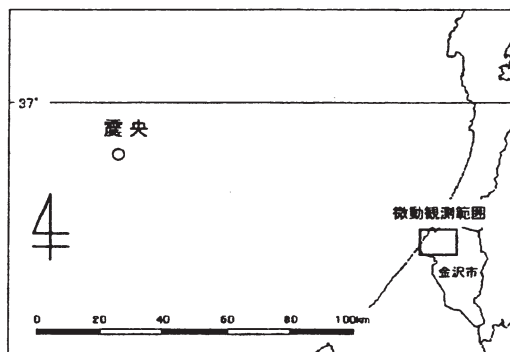


図1 対象地震の震央と解析対象地域



図2 金沢市の地盤図

慮する必要があると考えられる。

3. 金沢市の表層地盤構造の推定

上述のように、計測震度の分布から震度と軟弱な地盤との間に関係があると推測される。金沢市の地質年代は既に明らかになっているものの、地震動の評価に必要な S 波速度などの地盤定数は不明である。本研究では、地盤構造を調査するために近年多用されている常時微動観測記録から地下構造を推定する方法を用いる。

微動観測は携帯用振動計（東京測振 SPC-35N）とサーボ型速度計（東京測振 VSE-15D）を用いて行った。携帯用振動計は A/D 変換部とノートパソコンより成っている。A/D 変換部ではハイパスフィルターにより 0.1 Hz 以下の信号成分を除去している。サンプリング周波数は 100 Hz である。サーボ型速度計は最大測定範囲が 10 kine である。周波数特性は 0.2 Hz までは振幅値が 100 % であるが、0.1 Hz になると 50 % にまで低下する。

観測時間は 1 点につき 10 分間とした。観測波形からノイズが少ないと考えられる部分 20.48 秒を 1 組として 10 組抽出した。各データは高速フーリエ変換により周波数領域に変換し、フーリエスペクトルを求めた。得られた 10 組のフーリエスペクトルを加算平均したものに 0.3 Hz の Parzen window を施して平滑化した。これは加算平均しても、ピーク周期が明瞭でないデータもあったためである。平滑化したフーリエスペクトルの水平成分は EW, NS の 2 成分を相乗平均して求めた。なお、水平 2 成分のスペクトル特性はほぼ等しい。以上のようにして求めた水平成分のフーリエスペクトルを上下成分のフーリエスペクトルで除することにより、水平鉛直スペクトル比（以降 H/V と略す）を求めた。

得られた H/V においてピークが比較的明瞭に現れている 41 地点の記録を用いて地盤構造の推定を行う。既往の研究⁵⁾より H/V が主にレイリー波から成り立っていると仮定し、微動 H/V とレイリー波理論 H/V が対応する地盤構造を同定によって求める。レイリー波の理論 H/V を計算する際には P 波速度、S 波速度、密度、層厚が必要

であるが、推定するパラメータの数を減らすため、P 波速度と密度は S 波速度との関係式によって表す。よって、推定するパラメータは S 波速度、層厚の 2 つである。P 波速度と S 波速度 V_s (km/s) の関係式は次式によって表される⁶⁾。

$$V_p = 1.11V_s + 1.29 \quad (1)$$

式 (1) の妥当性を検証するためにボーリングデータの P 波速度と V_s を用いて式 (1) から推定した V_p を比較する。比較の際に用いるボーリングデータは K-NET, KiK-net 金沢観測点のボーリングデータである。図 3 にボーリングデータの V_p と式 (1) から計算した V_p を示す。両者の相関係数は 0.69 であり、相関は良好であるといえる。これより V_s と V_p の関係式として式 (1) が適当であると考えられる。密度 ρ (g/cm³) は S 波速度 V_s (km/s) より次式⁷⁾ によって求める。

$$\rho = 0.67\sqrt{V_s} + 1.40 \quad (2)$$

なお、工学的基盤に対応する洪積層の上に上部沖積層と下部沖積層が存在するので、地盤は工学的基盤を含めて 3 層構造であると仮定し、最下層の S 波速度は K-NET 金沢観測点のボーリングデータを基に仮定した。K-NET 金沢観測点の最下層の S 波速度は 540 m/s である。土木学会による土

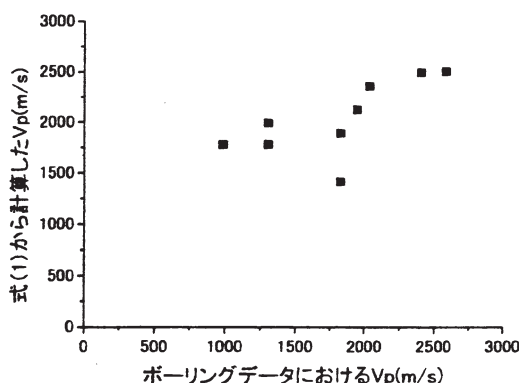


図 3 ボーリングデータの V_p と推定した V_p の比較

木構造物の耐震設計法の第3次提言⁸⁾ではS波速度が350 m/s以上の層を工学的基盤と定義することが多いことが述べられている。これより、540 m/sの層は工学的基盤に相当すると考えられる。また、K-NET 金沢観測点は洪積台地上に位置しており、この540 m/sの層が洪積層に対応していると考えられる。よって、逆解析において対象とする沖積層を含む3つの層における最下層に相当すると考えられる。本論文では540 m/sを丸めて500 m/sとし、最下層のS波速度として用いる。逆解析には非線形最小二乗法の一つである準ニュートン法を用いる。

次式で与える目的関数が最小になる場合、最適解が得られるものとする。

$$S = \sum_{i=T_{\min}}^{T_{\max}} \{A_{\text{obs}}(i) - A_{\text{the}}(i)\}^2 \quad (3)$$

ここで $A_{\text{obs}}(i)$ は微動観測記録より求めたH/V、 $A_{\text{the}}(i)$ はレイリー波の理論H/Vである。 T_{\min} 、 T_{\max} はH/Vにおいて解析対象とする下限と上限の周期でありノイズを考慮して、下限は0.05秒、上限は2秒とする。準ニュートン法によって最適解を探索する際に以下のような拘束条件をつけた。 V_s は1層目は100~200 m/s、2層目は200~350 m/sの間で探索した。また層厚は係数 r と層厚 D をパラメータとして1層目を rD 、2層目を $(1-r)D$ とする。 r は0~1、 D は0~70 mの間で探索した。得られたH/Vの一部を微動H/Vと合わせて地域ごとに図4に示す。図4に表記してある記号は観測点位置を表すもので図6に示してある。図4から考察すると南部ではピーク周期が短く、海岸に近い西部や北部ではピーク周期が長くなる傾向にある。このピーク周期の傾向は図2に示す沖積層厚さの分布に対応していると考えられる。図5に逆解析によって得られた地下構造の一部を示す。これらの図から明らかなように1層目の層厚は小さく、2層目の層厚は大きくなっている。この傾向は図5に示さなかった他の地盤にも見られる。図6に各観測点の基盤深度を示す。全体的に見て推定した工学的基盤深度は沖積層厚さよりも大きくなっている。しかし、工学的基盤

の深度の変化と沖積層厚さの分布の変化は概ね対応している。

4. 各地点の計測震度の推定

常時微動記録から推定した地下構造を用いて、任意の地点の計測震度を計算する。基準とする工学的基盤（以降、基盤と略す）での水平2成分のスペクトルを距離減衰に関する補正を施したものに、任意の地点での基盤からのS波増幅率を乗じ、それを逆フーリエ変換して時刻歴波形を求める。このようにして得られた地表の水平2成分の波形から計測震度を計算する。本論文では計測震度は水平2成分を合成して求めているが、気象庁計測震度は3成分を合成して求めるものである。よって、気象庁計測震度は水平2成分から求めた計測震度を過去の地震記録に基づいて計算した気象庁計測震度と水平2成分の関係式によって補正して求める。なお、計測震度は次のように求める⁹⁾。加速度波形2成分（あるいは3成分）をフーリエ変換してフィルター処理し、逆フーリエ変換して波形を求める。得られた波形2成分（3成分）をベクトル合成する。ベクトル合成した波形の絶対値がある値 a 以上である時間が0.3秒となるような a を求める。この a を次式に代入して計測震度 I を計算する。

$$I = 2 \log a + 0.94 \quad (4)$$

2成分から求めた計測震度と気象庁計測震度との関係式を2000年に石川県の西方沖で発生した地震の記録より求めた（図7）。関係式は次式で表される。

$$I_{JMA} = 1.005 I_2 \quad (5)$$

I_{JMA} は3成分を合成した気象庁計測震度、 I_2 は水平2成分から求めた計測震度である。基準とする地点は地震計が設置されている金沢大学工学部である。地震計は地表に設置されているので、重複反射理論を用いて工学的開放基盤面での波形を求める。波形を計算する時に $Q_s = Q_{of}$ という式を用

図4 微動 H/V とレイリー波の理論 H/V (実線は微動 H/V, 破線はレイリー波の理論 H/V)

いて周波数依存性の減衰を考慮する。 f は周波数 (Hz) であり, は既往の研究¹⁰⁾ に従い, $Q_0 = V_s / 15$ (V_s の単位は m/s) とする。計算の際に地盤情報が必要となるので, 微動観測記録から地盤構造を推定する。逆解析によって得られた微動 H/V とレイリー波理論 H/V を地盤構造と合わせて図 8 に示す。基盤の深度は 3.5 m である。ここで得られた水平 2 成分の加速度波形を用いて任意の地

点での基盤の波形を計算する。基準とする地点の震源距離を R_{ref} とし, 任意の地点の震源距離を R とすると, 伝播特性に関する補正係数 γ は次式で表される。

$$\gamma = \frac{R \exp(-\pi f R_{ref} / Q_s / \beta)}{R_{ref} \exp(-\pi f R / Q_s / \beta)} \quad (6)$$

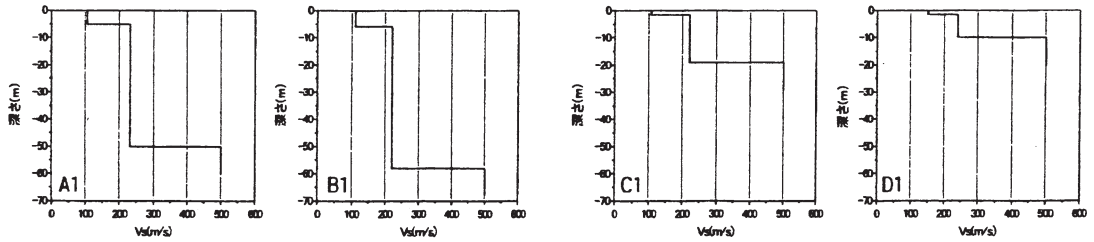


図5 逆解析より求めた地下構造

式(6)の f は周波数 (Hz), Q_s は減衰のしにくさを表すパラメータであり, ここでは福井, 加賀の平均的な値である次式¹¹⁾を用いる。

$$Q_s = 81.8 f \quad (7)$$

β は地殻の S 波速度であり, 3.4 km/s とする¹²⁾。基盤での計測震度は次の手順で計算する。金沢大学工学部の基盤における加速度波形をフーリエ変換して, 伝播特性を補正するために, フーリエ変換した値に式(6)の補正係数 f を乗じる。補正したフーリエ変換値を逆フーリエ変換して加速度波形を計算する。この水平 2 成分の加速度波形から計測震度を算出し, 式(5)を用いて 3 成分を合成した計測震度に対応する値を計算する。以上の方法で計算した各地点の工学的基盤の計測震度は図9のようになった。なお, 金沢大学工学部の基盤での計測震度は 3.2 である。図9から明らかなように震源距離が相対的に小さい海岸側ほど, 距離減衰が小さいため計測震度が大きくなっている。地表での計測震度は以下の手順で計算する。基盤での波形のフーリエ変換値に表層地盤の情報を用いて重複反射理論より求めた増幅率(図10)を乗じ, 逆フーリエ変換して地表の波形を計算する。計測震度は得られた波形を用いて上述の方法で計算する。増幅率を計算する際には重複反射理論によって工学的基盤の波形を計算した時と同様の式で周波数依存性の減衰を考慮する。図11に強震観測点で観測された計測震度と各地点の地表における推定計測震度を示す。同図より, 港湾事務所, 金沢地方気象台, 金沢大学工学部で観測さ

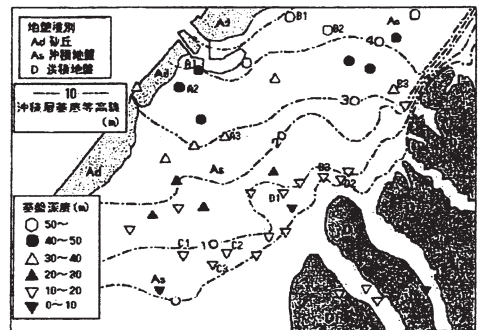


図6 金沢市の沖積層厚さと推定基盤深度分布

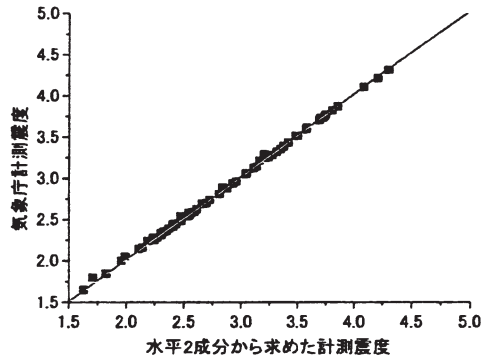
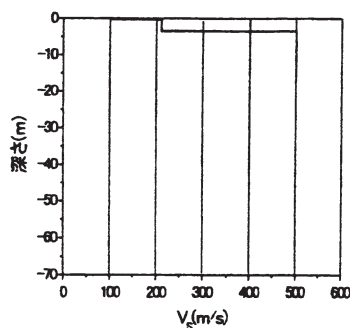


図7 水平 2 成分から求めた計測震度と気象庁計測震度の関係

れた計測震度をその周辺の推定計測震度と比較する。港湾事務所で観測された計測震度は 3.7 であり, 近接する地点での推定計測震度は 3.7 である。金沢地方気象台(計測震度=3.4)と近接する地点での推定計測震度は 3.5 であるので, 金沢地方気

(a) 金沢大学工学部の微動 H/V とレイリー波の理論 H/V



(b) 推定した金沢大学工学部の地盤構造

図8 金沢大学の微動記録と推定した地盤構造

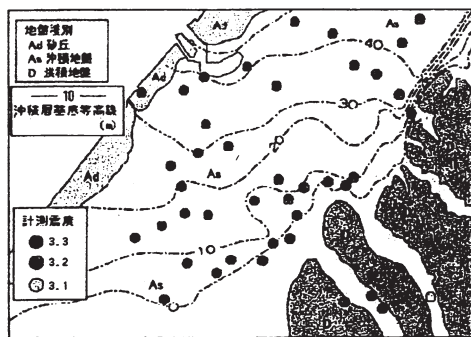


図9 工学的基盤での計測震度分布

象台で観測された値に比べて若干大きくなっているが、概ね一致していると言える。また、金沢大学工学部（計測震度=3.2）では近接する地点はないものの周辺の地点での推定計測震度は3.2~3.3

であるのでよく対応していると言える。これより本論文で推定した計測震度の値が妥当であることが説明できた。また、計測震度の差は震源距離による伝播特性の差異や地盤特性の違いが要因となっており、特に地点ごとに異なる地盤特性が影響していることが分かった。

5. 計測震度とアンケート震度の比較

著者ら¹³⁾は地震発生後しばらくしてから地震に関するアンケート調査を行い、それをもとに金沢市内の震度を推定した。なお、アンケート調査は主に金沢市のほぼ全域と小松市で行った。これはいわゆるアンケート震度というもので太田らによって提案されている手法であり、40問からなる質問の回答をもとに次式で震度を算出する。

$$I_Q = \frac{a}{Ne} \cdot \sum_i^{Ne} m_i \cdot \beta_i(m) \quad (8)$$

式(8)の α は条件係数、 m_i は質問アイテム*i*において回答者が反応したカテゴリ番号、 Ne は震度に関わる質問中の有効回答数、 $\beta_i(m)$ は m_i に対する震度係数である。 I_Q は次式⁴⁾を用いて気象庁震度階 I_{JMA} に変換される。

$$I_{JMA} = 2.958 \times (I_Q - 1.456)^{0.547} \quad (9)$$

以降、アンケート震度から式(9)より変換した震度を区別のためにアンケート震度と呼ぶ。アンケート震度はアンケートの枚数が1km×1kmの範囲で3枚以上集まった地点の結果のみを考慮するので、アンケート震度が得られたのは21地点である(図12)。アンケート震度の信頼性を検証するため、同一地点で予測した計測震度との比較を行う。図13に両者の関係を示す。両者を比較すると計測震度の方がアンケート震度より平均して0.27大きい。図13の破線は計測震度から0.27引いた値である。0.27という値は鶴来らの研究結果(0.80)¹⁴⁾と比べると小さい。本研究では計測震度とアンケート震度の相関係数は0.46と低く、両者の対応が良好とは言い難い。このようにばらつ

図 10 地下構造より求めた増幅率

きが大きいのは金沢市内各地域のアンケートの収集枚数にばらつきがあるためと考えられる。アンケート震度が計測震度よりも大きいのは図 13 に示す金沢市北部の地域（沖積層基底等高線が 30 m の箇所よりも北の地域）と西部の一部の地域であった。この地域のアンケート収集枚数が 3~10 枚であり、他の地域に比べてかなり少ない。アンケート収集枚数が 10 枚以上である金沢市中中部（沖積層基底等高線が 30 m から 10 m までの範囲）と南部（洪積地盤と洪積地盤と近接する 10 m の沖積層基底等高線までの範囲）ではアンケート震度は計測震度と比べて小さい。

このように計測震度とアンケート震度の差異のばらつきがアンケート収集枚数に起因すると考えられる。そこでアンケート収集枚数が 3~10 枚の地点を除いて計測震度とアンケート震度の関係を調べる。この場合の両者の関係を図 14 に示す。図 14 の破線は計測震度から計測震度とアンケー

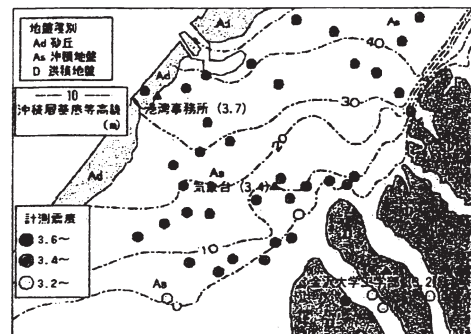


図 11 地表での計測震度分布

ト震度の差の平均値 (0.41) を引いた値を示している。計測震度とアンケート震度の相関係数は 0.73 である。図 13 の場合より相関が高くなっており、両者のばらつきが小さくなっている。このようにアンケート収集枚数がある程度以上の枚数

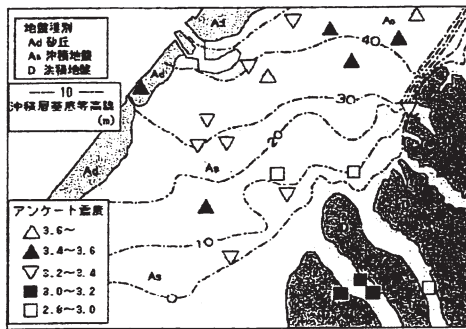


図 12 金沢市内でのアンケート震度分布

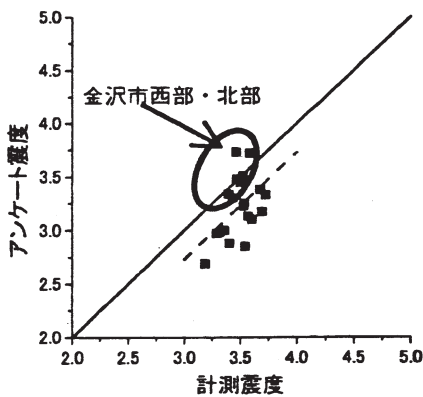


図 13 計測震度とアンケート震度の関係

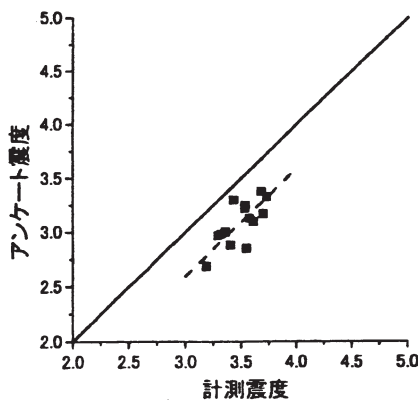


図 14 アンケート収集枚数が少ない地点を除いた場合の計測震度とアンケート震度の関係

の場合は計測震度とアンケート震度の対応は良い。このような場合、アンケート震度を計測震度とアンケート震度の差の平均値 (0.41) によって補正すれば計測震度を予測することができると考えられる。

6. まとめ

本研究では 2000 年に石川県の西方沖で発生した地震において金沢市内で観測された震度の違いの要因を調べるために常時微動観測記録から推定した地盤構造に基づいて震度分布の違いを評価した。また、推定した計測震度とアンケート震度を比較した。本研究の成果を要約すると以下のようになる。

- (1) 常時微動観測記録を用いて金沢市の工学的基盤までの深度を調べた結果、市北部ほど深度が深いことが明らかになった。この結果は沖積層厚さの分布と対応するものである。
- (2) 微動観測記録に基づいて各地点の計測震度を評価したところ、既存の観測点で記録された震度と調和的な値となった。
- (3) 本論文では金沢大学工学部における地震記録より任意の微動観測点での計測震度を推定した。将来、地震が発生した場合も同様な方法で金沢市内における震度分布の推定が可能であると考えられる。ただし、大規模な地震の場合は地盤の非線形化の影響などを考慮する必要があると考えられる。
- (4) 1 km×1 km の範囲でアンケート収集枚数がある枚数以上の地点の計測震度とアンケート震度の関係は良好である。このような地点ではアンケート震度を計測震度とアンケート震度の差の平均値によって補正すれば計測震度を推定することが可能であると考えられる。

謝 辞

独立行政法人防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net 観測点のボーリングデータ、及び港湾地域強震観測のデータを使用させて頂きました。また、微動観測を行った石川県土木部の山下順也氏 (元金沢大学大学院生)、東京工業大学大学院の長

井俊樹君（元金沢大学学生）に心より感謝致します。

- 14) 鶴来雅人・澤田純男・入倉孝次郎・土岐憲三：アンケート調査による兵庫県南部地震の大阪府域の震度分布，土木学会論文集，No.612，pp.165-180，1999.

（投稿受理：平成14年10月3日
訂正稿受理：平成15年4月19日）

参考文献

- 1) 松田 裕・年縄 巧・翠川三郎・阿部 進：アンケート調査および微動観測による横浜市鶴見区での細密震度分布の推定，土木学会論文集，No.689，pp.101-108，2001.
- 2) 神田克久・宮村正光・宇佐美龍夫：地震被害推定のための詳細震度分布データの分析，日本建築学会構造系論文報告集，No.555，pp.77-84，2002.
- 3) 池本敏和・山下順也・長井俊樹・西川隼人・宮島昌克・北浦 勝：短周期微動に基づく金沢市域における地盤構造の推定，日本海域研究，Vol.35，p.109-116，2004.
- 4) 太田 裕・後藤典俊・大橋ひとみ：アンケートによる地震時の震度の算定，北海道大学工学部研究報告，第92号，pp.117-128，1979.
- 5) 時松孝次・宮寺泰生：短周期微動に含まれるレイリー波の特性と地盤構造の推定，日本建築学会構造系論文報告集，No.439，pp.81-87，1992.
- 6) 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川 猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田 徹・山根一修・奥住宏一：地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定，自然災害科学，No.3，pp.1-17，1990.
- 7) 小林喜久二・阿部康彦・植竹富一・真下 貢・小林啓美：地震動初期微動部の上下動・水平動スペクトル振幅比の逆解析，日本建築学会大会学術講演梗概集，pp.307-308，1995.
- 8) 土木学会：土木学会による土木構造物の耐震設計法の第3次提言と解説，5-13，2000.
- 9) 気象庁：震度を知る-基礎知識とその活用-，ぎょうせい，1996.
- 10) 翠川三郎：地震動スペクトルを考慮した地震動スペクトルの推定手法と適用例，昭和63年度理工学振興セミナー，震源域での地震動強さの予測，pp.25-34，1988.
- 11) 西川隼人・北浦 勝・宮島昌克：2000年石川県西方沖地震における強震動特性に関する考察，土木学会論文集，No.731，pp.257-266，2003.
- 12) 釜田正毅・武村雅之：近地で観測されたレーリー波から推定した1993年能登半島沖地震の震源深さ，震源メカニズムと能登半島周辺の地下構造，地震，第52巻，pp.255-270，1999.
- 13) 宮島昌克・南野慎也・北浦 勝：2000年石川県西方沖地震に関するアンケート調査，日本海域研究，Vol.33，pp.67-76，2002.