

Estimation of surface ground structures in Toyama plain by using short period microtremor

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-05 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: Ikemoto, Toshikazu, Nishikawa, Hayato, Miyajima, Masakatsu, Togashi, Yutaka, Kitaura, Masaru, Murata, Akira メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.24517/00029526

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 3.0 International License.



短周期微動を用いた富山平野における地盤構造の推定

池本 敏和¹⁾・西川 隼人²⁾・宮島 昌克¹⁾・富樫 豊³⁾・北浦 勝¹⁾・村田 晶¹⁾

Estimation of surface ground structures in Toyama plain by using short period microtremor

Toshikazu IKEMOTO¹⁾, Hayato NISHIKAWA²⁾, Masakatsu MIYAJIMA¹⁾,
Yutaka TOGASHI³⁾, Masaru KITAURA¹⁾ and Akira MURATA¹⁾

1. はじめに

富山県は全国的に見ても有感地震の少ない地域である。しかし、1995 年兵庫県南部地震、2004 年新潟県中越地震のように、大地震の発生地域は予期せぬものであり、その被害も深刻である。富山県においても過去に 1586 年の天正地震や 1858 年の安政飛越地震などの大地震が発生しており、大きな被害が生じた。これら過去の地震の発生原因として考えられている断層は、岐阜県との県境にある跡津川断層であるが、この他にも砺波平野断層帯、呉羽山断層帯などが平野部でも確認されている。地震調査研究推進本部が行った調査¹⁾によれば、30 年以内に地震が発生する確率は砺波平野断層帯西部で 3%以上、砺波平野断層帯東部で 6%、呉羽山断層帯で 3%となっており、いずれも比較的活動度が高いと考えられている活断層である。ただし、呉羽山断層帯では最終活動時期が特定されていないため、その信頼度は低いものの最悪のケースには 8%という非常に高い発生確率となる。また、同断層帯は富山市西縁の都市部直下に位置しており、このことから、富山県において地震対策が重要な責務のひとつになっていると考えられる。

地震防災対策を講じるにあたり、地震被害の予測を適切に行うことが重要である。地震被害の大きさは、震源、伝播経路、地盤条件などの複数の要因によって決定される。特に地盤条件による影響は比較的狭い地域でも大きく変動することから、地盤条件の違いが地震被害の差に大きな影響を及ぼす可能性がある。氾濫平野などの軟弱な地盤が表層に堆積してできた平野部では、地震動が大きく増幅するため、これらの地域における地盤条件を把握することは

重要である。一般的に各地点の地盤条件を推定するには、地震時に挙動を直接観測する方法や、速度検層 (PS 検層) を行う方法などがある。しかし、両者とも発生頻度や調査費用の面から多くの地点で実施することは困難である。これらに対し常時微動観測は、調査方法が簡便で、どこでも観測できる方法として利用が期待されている。

常時微動から地盤の動特性を推定する研究は 1950 年代から盛んに行われており^{2), 3)}、着目する周期領域によって (1) 短周期微動と (2) やや長周期微動の 2 つに分類される。短周期微動は主に表層部分の動特性を、やや長周期微動は主に深層地盤の動特性を推定するために用いられる。

短周期微動は比較的簡単に観測が可能であるため、これを利用して表層地盤の動特性を推定しようとする研究が 1950 年代後半から行われている。一般的に用いられていた手法としては、1 地点で得られた微動の水平動スペクトルの卓越周期に着目して、地盤のせん断振動の 1 次固有周期を推定する方法である。しかし、この方法から得られた水平動スペクトルには、観測点の地盤特性だけではなく周辺の振動源の特性が含まれており、必ずしも地盤の 1 次固有周期を推定しているとは言えない。このため、振動源の特性に依存しない地盤固有の情報を微動から推定する必要が生じた。

中村、上野は観測された常時微動の水平動スペクトルを鉛直動スペクトルで除した振幅比 (以下、H/V スペクトル比とする) を用いることで、周辺の振動源特性を除去した地盤の固有周期推定法を提案した⁴⁾。また、堀家は常時微動の H/V スペクトル比の周期特性がレイリー波のそれを反映し、地盤動特性の推定に利用できる可能性を示した⁵⁾。

1) 金沢大学大学院自然科学研究科

2) 舞鶴工業高等専門学校

3) 富山デザイン専門学校

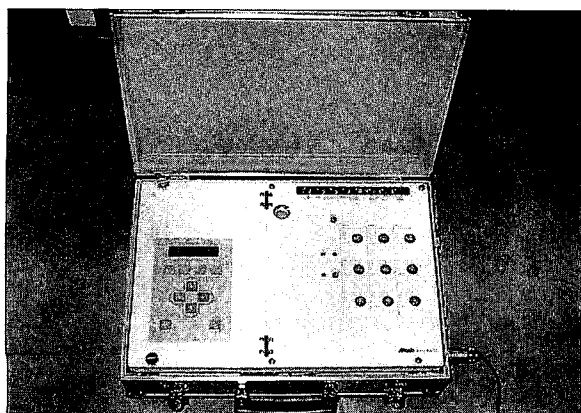


写真1 ポータブルデータ収録装置 GPL6A3P

また、時松、宮寺は短周期微動のH/Vスペクトル比の周期特性がレイリー波の特性をよく反映していること、およびH/Vスペクトル比が最大になる周期が地盤の固有周期に一致する可能性を示した⁶⁾。

1968年の十勝沖地震の際には、八戸港で3秒前後の長周期成分の地震観測記録が得られた。このことにより、比較的周期が長い超高層ビルなどの応答解析の際に1から10秒程度の長周期成分に対する検討が必要となった。

このような理由から、この帯域における微動の研究が行われてきた。また、同時にやや長周期成分と深部の地下構造を推定する研究が行われるようになった。以下にその例を示す。岡田らは、1秒以上の長周期微動の水平アレイ観測により、その中に含まれる表面波の位相速度を求める方法を提案し、この逆解析によってS波速度構造を推定した⁷⁾。山中らは、個々の地点で観測された常時微動のH/Vスペクトル比を地盤構造と関連付けて考えることによって深層地盤構造の推定を試みた⁸⁾。また、時松らは地盤構造の同定手法として、アレイ観測と1地点のみの微動観測記録を用いてS波速度の同定を行う手法についての検討を行った⁹⁾。

本研究では、富山平野を対象に平野部の各地点で常時微動観測を行い、その地点における短周期特性での地盤動特性を把握した。これによって測定地点における地盤の卓越周期特性推定、地盤種別の分類を行うとともに、測定結果に基づき富山平野における表層地盤構造を推定する。

2. 常時微動の測定方法

本研究では、富山平野および射水平野の一部において常時微動観測を行う。常時微動観測において、微動の振動レベルは微弱であるため周辺環境のノイズの影響を受けやすく、安定した結果を得ることは困難である。常時微動がノイズの影響を受けると、得られるスペクトルはノイズの特性を反映し、地盤固有の情報を微動波形から抽出するこ

とは難しくなる。このため、周辺環境のノイズの影響に関する研究が多く行われているが、現段階ではすべてのノイズを完全に除去するのは難しいのが現状である。地盤の周期特性を得るには、地盤固有の周期特性を抽出することが重要であり、周辺環境のノイズによってマスクされずに、安定した微動波形を測定する必要がある。本章では、観測の方法および波形処理に関する解析手法を述べる。

2.1 データ収録装置の概要

本研究においては微小な振動である常時微動を測定するために、(株)アカシ製のポータブル振動計GPL-6A3P(写真1)を用いる。この振動計は、小型で取り扱いが比較的容易な過減衰型加速度センサーV243FA(以下センサー)をデータロガー、バッテリー等とともに、軽量、強靱なアルミケース内に収納したものである。振動計は、内蔵された3成分(水平2成分、垂直1成分)のセンサーから加速度に比例した高感度な電氣的出力を取り出し、データロガーにてデータを収録する。また、バッテリーが内蔵されているため外部からの電力供給を必要とせず、従来のもの比べて移動観測が容易に行えるようになっている。

センサーの周期感度特性は、周期0.03~2.5秒では100%、周期0.01秒以下及び10秒以上では80%程度である。今回、対象とする周期帯は0.05~2秒であるので、信頼性の高い波形を観測できると考えられる。

2.2 常時微動の観測方法

先に述べたように常時微動は、地盤の周期特性に関する情報を含んでいると考えられる。しかし、常時微動は極めて小さいレベルの振動であるため周囲の振動や、振動計を設置する観測ポイント等により地盤の周期特性以外の影響を受けやすい。したがって測定は、測定場所に非常に近い場所での自動車や機械類が起こす地表面を伝わってくる強制振動などのノイズを記録しないように深夜に実施した。また、振動計の設置の際には、できる限り地面が露頭し、周囲に大きな構造物のないところを選択することとし、障害物等で設置が不可能な場合には可能な限りこの条件を満たす位置に設置した。以上の条件によって決定した観測点において、サンプリング周波数100Hz、観測時間10分間として、測定を実施した。

2.3 常時微動の解析方法

常時微動から得られた波形を処理するための解析方法を以下に示す。1成分につき10分間、サンプリング振動数100Hzの観測データから、40.96秒の10区間のデータを抜き出した。

常時微動から得られた波形を処理するための解析方法

を以下に示す。1成分につき10分間の観測データから、40.96秒のデータを10区間抜き出した。これらのデータをフーリエ変換の後に加算平均を行い、バンド幅0.05Hzで平滑化を行った。次に、得られた水平2成分のフーリエスペクトルを相乗平均によって合成し、水平動の平均スペクトル(S_H)とした。最後に S_H を鉛直成分のフーリエスペクトル(S_V)で除し、H/Vスペクトル比($S_{H/V}$)を求めた。

2.4 卓越周期の判読

解析処理を行って得られたH/Vスペクトル比の卓越周期を判読する方法を以下に示す。卓越周期の判読方法は種々提案されている。本研究では、大町らの判読方法¹⁰⁾を用いた。以下に大町らの判読方法を示す。

- ① スペクトルが逆N字型で明瞭な卓越があり、この卓越周期の約半分のところに明瞭な谷が見られるとき、この卓越周期は、高い確率で卓越周期と見なせる。
- ② スペクトルに明瞭な卓越が2つ以上ある場合、最大に卓越している周期が卓越周期である確率がかなり高い。最大の振幅比に対応する卓越周期を採用することによって、スペクトルがW字形の場合は中間のピークを採用するかどうかの迷いは避けられる。なお、卓越の周期幅が狭く孤立している場合には、地盤特性以外の特定振動源が影響している可能性が強いため、このような卓越周期は対象から除外する。
- ③ 明瞭な卓越が見られない場合、基本的には最大に卓越している周期を卓越周期の候補とする。ただし、明瞭な卓越が見られないが明瞭な谷が見られる場合、この谷周期の2倍程度の周期に卓越があれば、それが卓越周期である確率が高い。この場合の振幅比スペクトルは√字形をしており、逆N字形やW字形よりV字形に近い。
- ④ ある測定周辺での卓越周期が判明している場合にはそれらも参照し、①～③を基に、最も妥当と思われる周期を卓越周期と見なす。

以上の方法で得られた卓越周期を用いて、以後の検討を行った。

3. 富山平野における地盤構造の推定

3.1 富山平野における常時微動の観測

対象平野および微動観測点を図1に示す。対象地域は主に常願寺川、神通川の扇状地および富山低地から形成されている。実際に観測を行った地域は図中の枠内で示される地域である。富山平野を東西方向および南北方向に900m間隔で分割し、その区間に存在する学校、寺社、公園を中心として舗装されていない地面の露出した地点を選定し

観測点とした。

3.2 地盤の1次固有周期

図1に示した観測点において観測した常時微動記録からH/Vスペクトル比を求め、スペクトル比の卓越周期から地盤の1次固有周期の推定を求めた。各観測点のH/Vスペクトル比から得られた1次固有周期を用いて1次固有周期のコンターを描いた。1次固有周期のコンターを図2に示す。また、道路橋示方書¹¹⁾による地盤分類に従い、1次固有周期の分布から地盤の種別分類を行った。地盤種別は次の表1のように第1種地盤から第3種地盤までの3つに分類される¹¹⁾。卓越周期(T)が $T \leq 0.2$ (秒)ならば第1種地盤、 $0.2 < T < 0.6$ (秒)ならば第2種地盤、 0.6 (秒) $\leq T$ ならば第3種地盤となる。

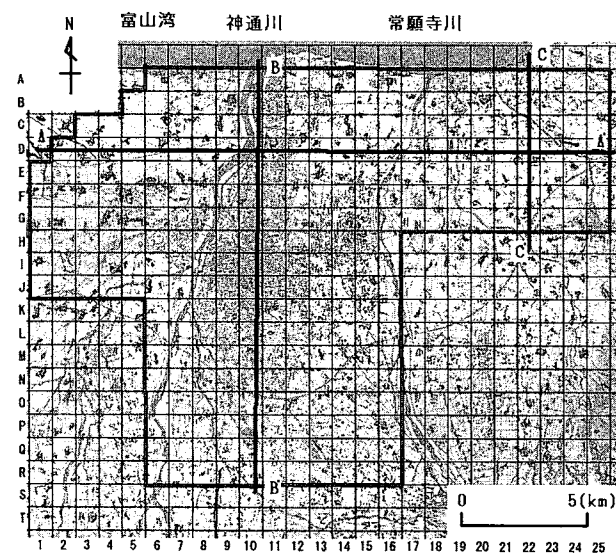


図1 常時微動の観測点

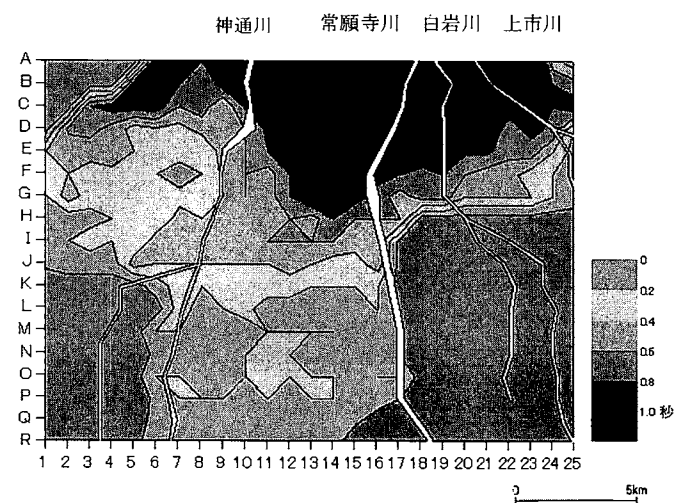


図2 1次固有周期の分布

表1 地盤種別分類¹¹⁾

地盤種別	状態
第1種地盤	岩盤、礫質砂れき層その他主として第三紀以前の地層によって構成されているもの又は地盤周期等についての調査若しくは研究の結果に基づき、これと同程度の地盤周期を有すると認められるもの。
第2種地盤	第1種地盤及び第3種地盤以外のもの。
第3種地盤	腐食土、泥土その他これらに類するもので大部分が構成されている沖積層（盛土がある場合においてはこれを含む。）で、その深さがおおむね30m以上のもの、沼沢、泥海等を埋め立てた地盤の深さがおおむね3m以上であり、かつ、これらで埋め立てられてからおおむね30年経過していないもの又は地盤周期等について調査若しくは研究の結果に基づき、これらと同程度の地盤周期を有すると認められるもの。

この結果、富山平野を1次固有周期の分布で捉えた場合、平野の南側に位置する常願寺川、神通川の扇状地や平野の東部に位置する早月川、上市川の扇状地、呉羽山といった礫層が中心と考えられる河川の扇状地において、第1種地盤および、第2種地盤の中でも1次固有周期の短い地盤が分布していることが確認された。これらの地域は比較的硬い地盤を有しており、地震時においてもその増幅は小さいものと考えられる。一方、平野の北に位置し、地形区分で富山低地および射水低地とされる地点においては、第3種地盤に相当する軟弱な地盤が広く分布していることが確認される。また、平野の西部と比較して東部の地点の1次固有周期分布を見ると東部に固有周期の長い地点が多く見られることが確認できる。特に常願寺川、白岩川、上市川の下流においては1秒を越える1次固有周期を持つ地盤が広く堆積しており、軟弱な地点であることが伺える。

以上の1次固有周期の分布から考えると、直下型の地震を除いて、富山市の中心部においては、それほど大きな地震動の増幅は無いと考えられるが、図1から確認される海側の地域においては地震動の増幅が起り、大きな被害が発生する可能性が指摘できる。しかし、呉羽山断層帯が動いた場合には、断層の真上に当たる富山市の中心部においても大きな被害が生じることが予想される。

3.3 表層地盤深さの推定

常時微動観測によって得られた各観測点における1次固有周期を用いて、富山平野の表層地盤厚さの推定を行った。表層地盤厚さの推定は辻原らの手法¹²⁾に従って実施した。

ここでは式(1)を用いて表層地盤深さを推定した。

$$H = T \cdot \bar{V}_s / 4 \quad (1)$$

T は微動から得られた卓越周期、 \bar{V}_s は表層地盤の平均的なS波速度の値であり、辻原らの考えに従い既存のボーリングデータを用いて次式を最小とする \bar{V}_s を用いた。

$$\Delta H = \sum |H_i - H_i(\bar{V}_s)| \quad (2)$$

ここで H_i は各地点でのボーリング深さであり、 H_i, V_i は次式で得られる \bar{V}_s の関数である。

$$H_i(\bar{V}_s) = T_{gi} \cdot \bar{V}_s / 4 \quad (3)$$

$$T_{gi} = 4 \sum_{j=1}^n H_{ij} / V_{ij} \quad (4)$$

T_{gi} は式(4)によって求める。 H_{ij}, V_{ij} は、ボーリング結果から得られた*i*地点での*j*番目の層での層厚とS波速度である。各層でのS波速度は、標準貫入試験によって得られた各層の*N*値の平均値を用いて次式によって決定した。

$$V_{ij} = 100N_{ij}^{1/3} \quad (\text{m/s}) \quad (\text{粘性土層の場合}) \quad (5)$$

$$V_{ij} = 80N_{ij}^{1/3} \quad (\text{m/s}) \quad (\text{砂質土層の場合}) \quad (6)$$

図3に \bar{V}_s と ΔH の関係を示す。式(2)の \bar{V}_s を変化させることで ΔH が最小となる \bar{V}_s を決定した。図に示すように、 $\bar{V}_s = 210 \text{ m/s}$ のときに ΔH が最小値となることが確認された。よって、富山平野の平均S波速度を210 m/sと決定した。

式(1)によって求めた表層地盤深さを図4に示す。これによって求めた表層地盤の底面と実際の地盤の対応

を調べるために図1のA~C測線について地質断面図との比較を行った。各測線における比較を図5~7に示す。図5~7の各線は、微動観測点付近の地表面の標高と表層地盤底面の標高をそれぞれ表している。各測線の比較した結果を見ると、粘性土と砂質土の互層が確認されている地点などでは、予測されている礫層よりも深い地点まで表層地盤があるという結果となった。これは、粘性土の影響によって、前項で決定した平均的なS波速度とその地点でのS波速度の平均との間に差が生じたためと考えられる。測線と検討を行った測線の間には多少の位置の違いがあるため、標高などのデータに多少の違いが生じているが、平均的なS波速度と常時微動観測から得られた地盤の1次固有周期を用いて推定した表層地盤の深さは、実際の地盤構造を概ね捉えていると考えることができる。また、本研究で推定した表層地盤の下部に存在する地盤は礫層であり、既往の研究による工学的基盤面¹³⁾と一致することが確認できる。

以上より、平均的なS波速度と常時微動観測から得られた地盤の1次固有周期を用いて、富山平野の工学的基盤面と考えることのできる礫層までの深さを推定することができた。

4. まとめ

本研究では、全国的に見ても地震発生確率の高い富山平野を対象として平野部の各地点で、微動観測を行い、その地点での周期特性の把握を行った。これによって測定点における地盤の卓越周期推定、地盤種々の分類を行うとともに、測定結果を基に富山平野における表層地盤構造を推定した。

このことによって、ボーリングなどの既存の調査結果が無い地点であっても、常時微動を利用することで、その地点の地盤動特性を把握することが可能であることを示した。

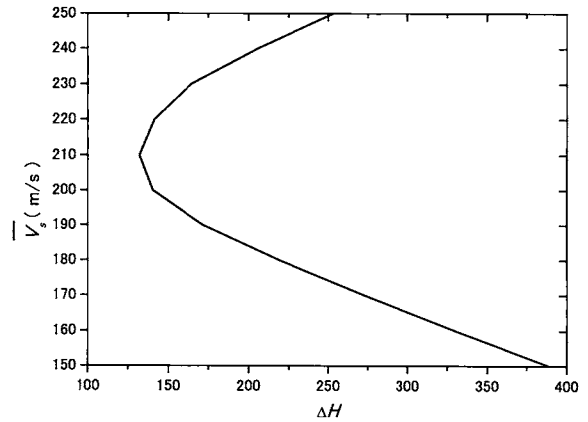


図3 平均S波速度 \bar{V}_s と ΔH との関係

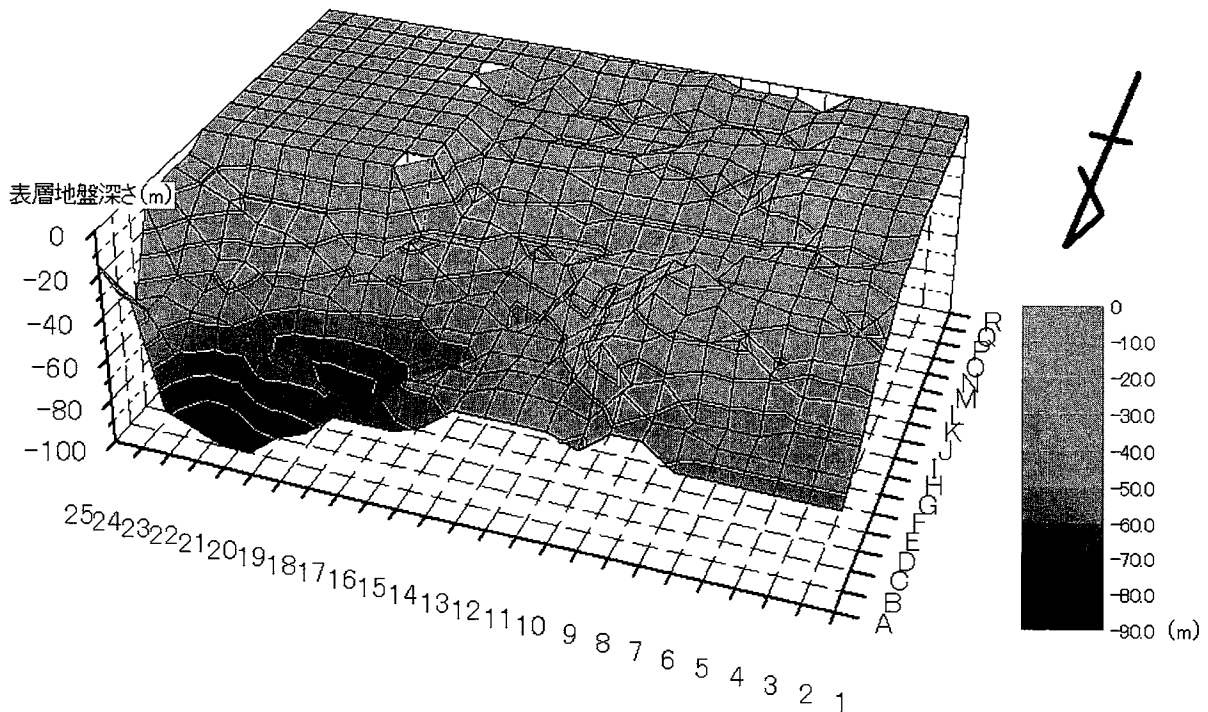


図4 推定された表層地盤深さ

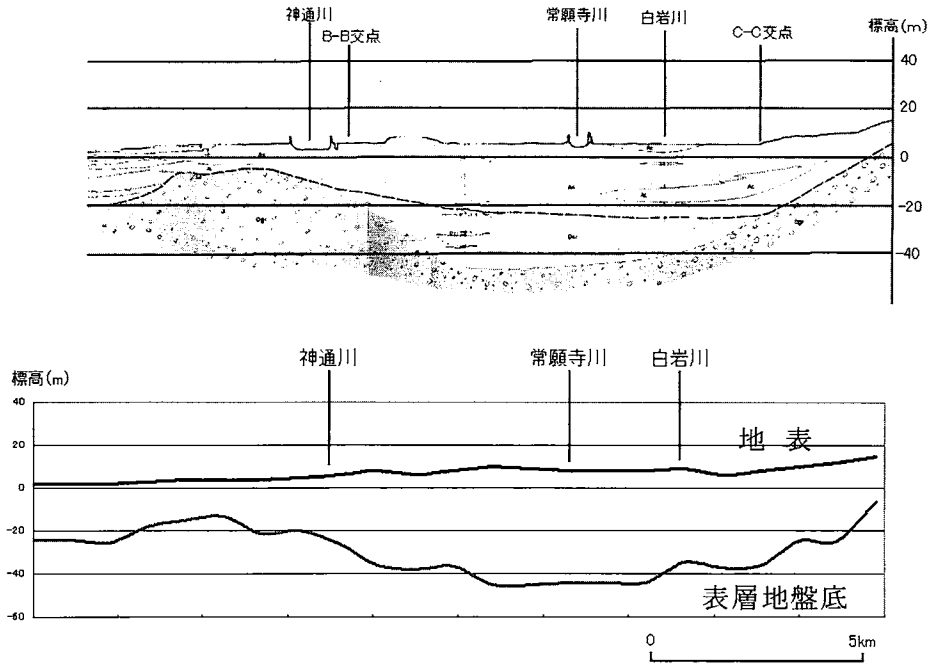


図5 A側線における地盤断面図との比較

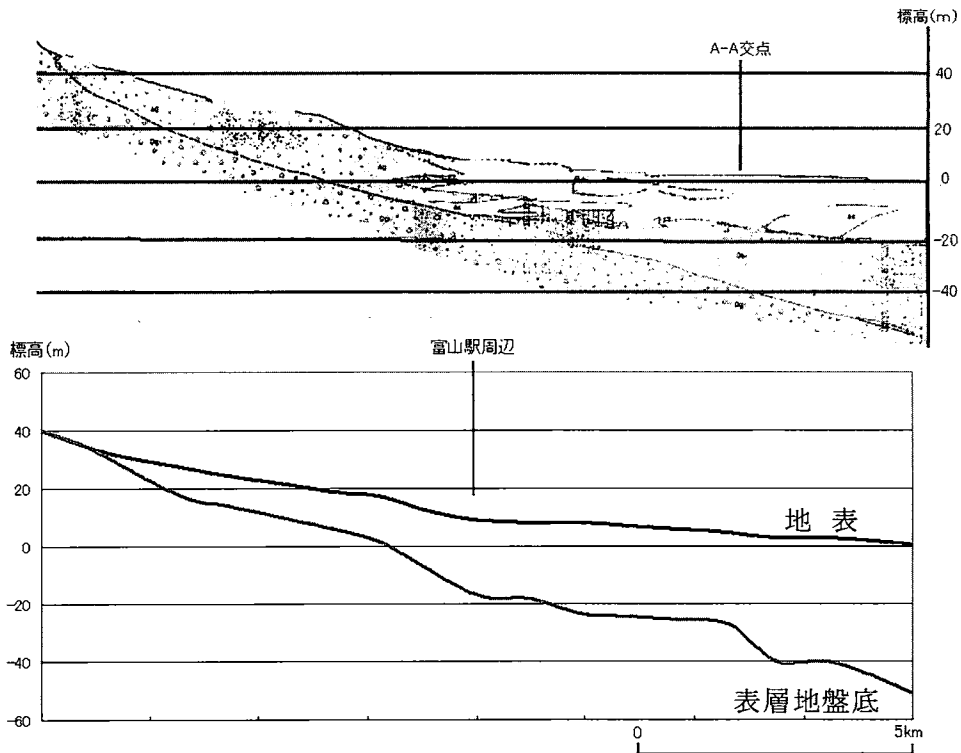


図6 B側線における地盤断面図との比較

本研究によって、富山平野の常時微動の観測点数は大幅に増えたと言える。今後は、現在ある観測結果をどのように震災軽減に利用していくかを考える必要がある。例えば、今回の検討によって明らかとなった1次固有周期や表層地盤構造と、被害想定の結果とを比較し、被害軽減のための基礎資料として利用することが考えられる。

謝辞

本研究を行うにあたり、K-NET および KiK-net の資料を使用させて頂きました。また、測定及び解析には山下雅雄氏（北陸建設弘済会）、有賀祐人氏（静岡市役所）にご協力いただきました。ここに記して謝意を表します。

平野の地盤震動特性および表層地盤厚さの推定, 第 11 回日本地震工学シンポジウム講演集, pp.373-378, 2002.

13) 富山県: 地震調査報告書, pp.5-11, 2001.

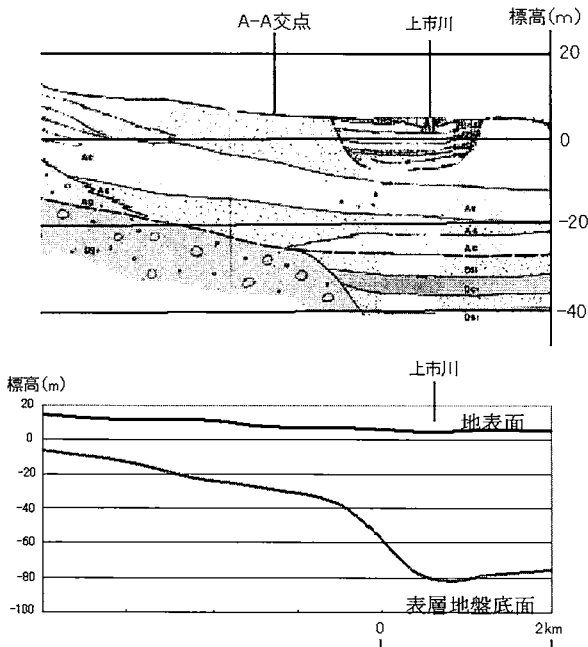


図 7 C 側線における地盤断面図との比較

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002): 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02dec_tonami/index.htm
- 2) Aki, K. : Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors, Bulletin, Earthquake Research Institute, 35, p p.415-457, 1957.
- 3) Kanai, K. and Tanaka, T. : On microtremor VIII, Bulletin, Earthquake Institute, 39, pp.97-114, 1961.
- 4) 中村 豊, 上村 真: 地表面震動の上下動成分と水平動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講演集, pp.265-270, 1986.
- 5) 堀家正則: 微動の位相速度及び伝達関数の推定, 地震第 2 輯, 第 32 巻, pp.425-442, 1980.
- 6) 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関係, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 439 号, pp.81-87, 1992.
- 7) 岡田 廣, 松島 健, 森谷武男, 笹谷 努: 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, 第 43 巻, 第 6 号, pp.402-417, 1990.
- 8) 山中浩明, 武村雅之, 石田 寛, 池浦友則, 野澤 貴, 佐々木透, 丹波正徳: 首都圏西部におけるやや長周期微動のレイ観測と S 波速度の関係, 地震第 2 輯, 第 47 巻, pp.163-172, 1994.
- 9) 時松孝次, 新井 洋, 浅香美治: 微動観測から推定した神戸市住吉地区の深部 S 波速度構造と地震動特性, 日本建築学会構造系論文集, No. 491, pp.37-45, 1997.
- 10) 大町達夫, 紺野克昭, 遠藤達哉, 年縄 巧: 常時微動の水平動と上下動のスペクトル比を用いる地盤周期推定方法の改良と適用, 土木学会論文集, No. 489, I-27, pp.251-260, 1994.
- 11) 日本道路協会: 道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編, 2002.
- 12) 辻原治, 北健二, 澤田勉: 常時微動観測による和歌山県日高