

# 横浜市高密度強震計ネットワーク観測点における 強震動と常時微動のスペクトル特性の比較

年縄 巧<sup>1</sup>・西田秀明<sup>2</sup>・翠川三郎<sup>3</sup>・阿部 進<sup>4</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 東京工業大学助教授 大学院総合理工学研究所 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町 4259)

<sup>2</sup>正会員 工修 建設省土木研究所 耐震技術研究センター耐震研究室 (〒305-0804 つくば市旭 1 番地)

<sup>3</sup>工博 東京工業大学教授 大学院総合理工学研究所 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町 4259)

<sup>4</sup>横浜市総務局災害対策室防災技術課長 (〒231-0017 横浜市中区港町 1-1)

本研究では、横浜市の高密度強震観測ネットワーク観測点 150 地点において観測された強震記録と常時微動記録から求めたスペクトル比の基本卓越周期とピーク値を比較した。強震記録からは、軟岩がほぼ露頭している 5 点の記録を用いた基準スペクトルに対する各地点のスペクトル比を求めた (強震スペクトル比)。常時微動記録からは、上下動成分に対する水平動のスペクトル比を求めた (H/V スペクトル比)。両スペクトル比の基本卓越周期は、地盤特性がほとんど見られない点を除けば、ほとんどの点で等しい値になることを確認した。強震スペクトル比のピーク値 ( $A_s$ ) と H/V スペクトル比のピーク値 ( $A_p$ ) は、ばらつきはあるものの正の相関があることがわかり、この関係を回帰すると  $A_s=0.87A_p$  という式が得られた。

**Key Words:** *strong motion, microtremor, spectral characteristics, site amplification, resonance period, Yokohama, strong-motion spectral ratio, H/V spectral ratio*

## 1. はじめに

過去の地震被害を見ると、地域によって被害の程度が大きく異なることが少なくない。例えば、1989 年ロマプリエタ地震では、サンフランシスコ市の埋め立て地区で家屋等の被害が大であったのに対し、この地区のすぐ南に位置する丘陵地上では被害が軽微であった<sup>1)</sup>。また、1993 年釧路沖地震の際の釧路市での住家被害は、低地部よりも台地部の方が多かった<sup>2)</sup>。このような被害程度の差は、地域の地盤条件の違いにより地盤特性 (地盤の共振周期、増幅率) が空間的に変化し、その結果地震動強さに空間的な偏りが生じ、被害程度に差が生じたことが主因と考えられる。従って、地盤特性の空間分布を評価することは、将来の地震被害の分布を予測し、それに対して適切な対策を講ずる上で重要である。

地盤特性を評価する手法としては、1) 地震記録を用いる方法、2) 地盤データを用いる方法、3) 常時微動記録を用いる方法、などがある。強震記録を用いる方法は、地中や周辺の岩盤で基準となる地震記録が得られている場合には、岩盤に対するスペ

クトル比 (強震スペクトル比) を求めることによって各サイトの地盤特性を評価できる<sup>3)</sup>。地盤データを用いる方法は、対象地点の地盤データ (弾性波速度構造) が得られている場合には解放基盤に対するスペクトル比などを求めることにより地盤特性を評価できる<sup>4)</sup>。常時微動記録を用いる方法は、地震記録や地盤データが得られない場合に用いられる手法であり、基準点に対する水平成分のスペクトル比や水平成分と上下成分のスペクトル比 (H/V スペクトル比) から地盤特性の推定が行われている<sup>5,6)</sup>。中でも H/V スペクトル比は、地盤構造によく対応している事が古くから指摘されており<sup>7)</sup>、地震被害の分布の解釈など実用面で有効に利用されている<sup>8)</sup>。しかしながら、この手法の理論的な裏付けは未だ不十分であり<sup>9)</sup>、また地震観測結果との対応も少数の地震観測点を対象としたものに留まっている<sup>10,11)</sup>。

このような背景を踏まえて本研究では、横浜市高密度強震計ネットワークの 150 観測点において、強震スペクトル比や H/V スペクトル比を求め、H/V スペクトル比を用いた簡便な地盤特性評価手法の適用性について検討した。



図-1 横浜市の表層地質図

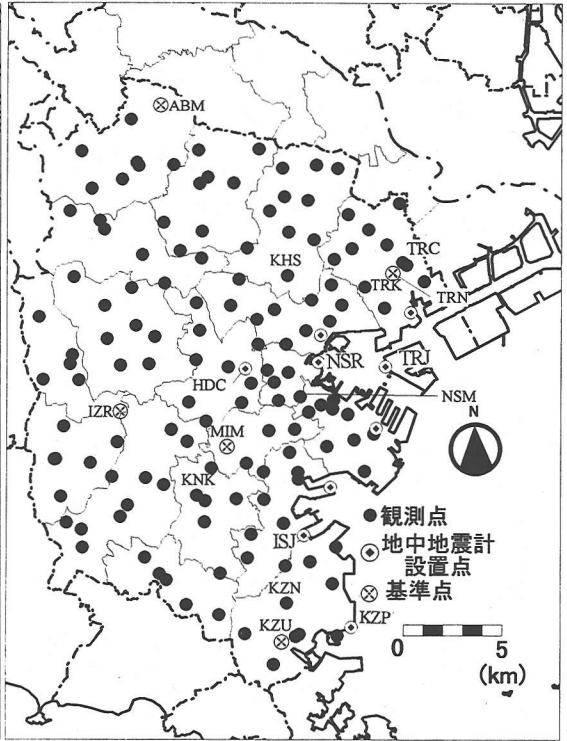


図-2 横浜市高密度強震観測ネットワーク観測点の位置

## 2. 観測点の概要

### (1) 横浜市の地形・地質

図-1 に本研究で対象とする横浜市の表層地質図を示す。横浜市の地形を大きく分けると、市の中部・西部は多摩丘陵に属し、その東は下末吉台地、沖積低地、埋立地となり、東京湾へ至る。多摩丘陵の西は相模原台地に属し、南の一部は三浦丘陵（上総層群、三浦層群）に属する<sup>12)</sup>。

図-1 の表層地質の分類によると、多摩丘陵上、下末吉台地及び相模原台地上は主にロームで、海岸及び河川沿いは主に完新統堆積物で構成されており、南部の丘陵上は軟岩がほぼ露頭している。丘陵部は、長年の小河川の浸食によって無数の浸食谷ができ、複雑な波状丘陵となっている。

### (2) 強震観測点

図-2 に横浜市が設置した強震観測点を●で示す。さらに図の◎で示した9地点では、地中地震計も設置されている。強震観測点は、1996年5月に市内各区の消防署あるいは区の合同庁舎に合計18台の加速度計が設置され、その後132台の加速度計が消防出張所、土木事務所、下水処理場、小・中学校等に設置され、1997年5月より合計150の観測点からな

る強震観測ネットワークが本格的に稼動した<sup>13)</sup>。尚、150観測点全点で、軟岩（上総層群）の深さまでのPS検層が行われている。

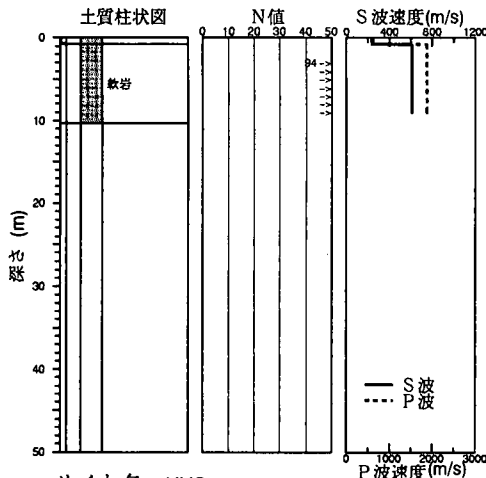
(1)で示したように、横浜市の地形・地質は変化に富んでいる。150の観測点のうち、特徴的な観測点であるIZR、KHSの土質柱状図、N値、弾性波速度構造を図-3に示す。IZRではS波速度が約600m/sの軟岩がほぼ露頭している。この他、図-2に位置を示すABM、KZU、MIM、TRNも表層の厚さが2m未満であり、軟岩がほぼ露頭している。一方、KHSは軟岩の上にS波速度が200m/s以下のシルト・腐植土層が15m程度堆積している。ここには示していないが、NSM、TRKも軟岩上にそれぞれ30m、20m程度の軟弱層が堆積している。

軟岩がほぼ露頭している観測点（ABM、IZR、MIM、TRN）が、図-1の表層地質図で示した南部の露頭軟岩地域以外に位置していることからわかるように、実際の地盤条件はややマクロ的に示した表層地質図よりも更に変化に富んでいる。

## 3. 観測記録

横浜市強震観測ネットワークは、1997年5月の本格的稼動以来これまでにいくつかの強震動を観測し

サイト名：IZR



サイト名：KHS

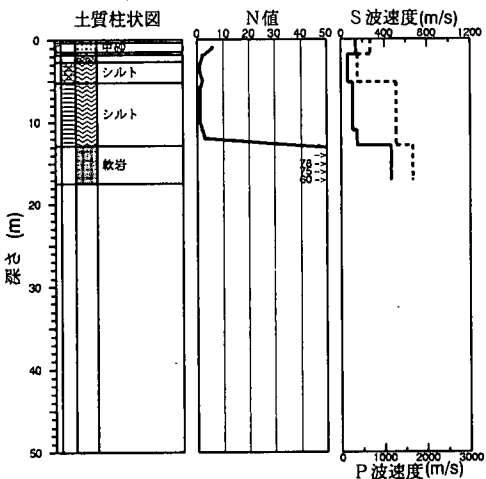


図-3 IZR, KHSの土質柱状図, N値, 弾性波速度構造

た。表-1はこれまで観測された地震記録のうち、ほとんどの観測点で記録が得られた地震の諸元を示している。これらの地震の震央位置を図-4に示す。これらの地震の震央位置は、横浜市から30~100kmに位置しており、気象庁マグニチュードや震源深さはそれぞれ4.6~5.7, 3~108kmである。

これらの地震のうち、1998/5/3に伊豆で発生した地震(気象庁マグニチュード:5.7, 震源深さ:3km)の際にABM, IZR, MIM, KHS, NSM, TRKで観測された記録の加速度時刻歴波形(N-S成分)を図-5に示す。震央距離はどの観測点も60km程度である。最大加速度振幅はABM, IZR, MIMが4~7cm/s<sup>2</sup>と比較的小さく、KHS, NSM, TRKは11~33cm/s<sup>2</sup>と比較的大きく、この地震による地震動強さが市内全域で大きく変化していることを示唆している。このような現象は、他の地震においても認められた。

図-5に記録を示した観測点は、震央距離の差がほとんどないことから、地震動強さの地域的な違いは

表-1 強震観測点で記録が得られた地震の諸元

日付	時刻	震央地名	M	深さ(km)	記録数
97.07.09	18:36	千葉県北西部	4.8	77	145
97.08.09	05:34	埼玉県南部	4.7	68	137
97.09.08	08:40	東京湾	5.1	108	144
98.01.14	02:17	千葉県北西部	4.9	76	149
98.01.16	10:58	千葉県南部	4.6	57	148
98.05.03	11:09	伊豆半島東方沖	5.7	3	150
98.05.16	03:45	千葉県北西部	4.8	74	150
98.06.14	22:17	千葉県南部	5.6	51	146
98.08.29	08:46	東京湾	5.1	67	149
98.11.08	21:46	千葉県北西部	4.6	78	150

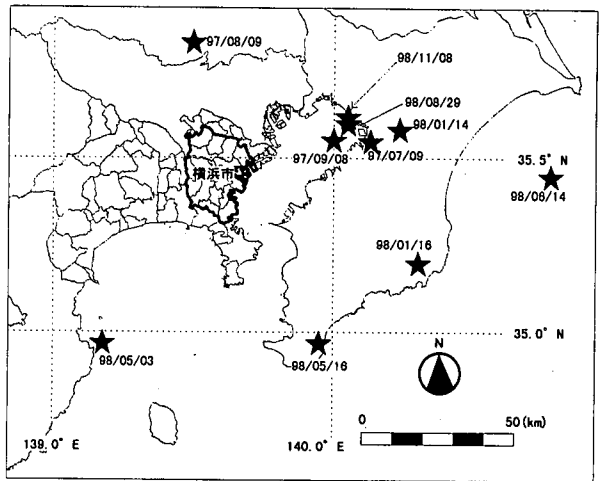


図-4 強震観測点で記録が得られた地震の震央

観測点の地盤条件の影響が大きいと考えられる。実際、振幅が比較的大きかったKHS, NSM, TRKは10m以上の軟弱層が堆積しており、振幅が比較的小さかったABM, IZR, MIMの地盤構造は軟岩がほぼ露頭していることは2.で述べた通りであり、地盤構造が地震動の増幅に大きく影響していることがわかる。

図-6に1998/5/3の地震の際、ABM, IZR, MIM, KHS, NSM, TRKで観測された記録のフーリエスペクトルを示す。実線、点線、一点鎖線はそれぞれNS, EW, UD成分を示す。上下動のスペクトル振幅は場所によって大きく変化しないのに対し、水平動のスペクトル振幅は場所によって大きく増幅されている。即ち、ABM, IZR, MIMは0.2~2秒の周期帯域において1~2cm/sと比較的フラットなスペクトル振幅を持ち、これより短周期側及び長周期側では振幅が減少している。一方、KHS, NSM, TRKの水平成分は0.1~1秒の周期帯域に明瞭な値を持ち、KHSでは0.2秒と0.5~0.6秒付近、NSMでは0.2~0.4秒付近、TRKでは0.4~0.6秒付近にピークを

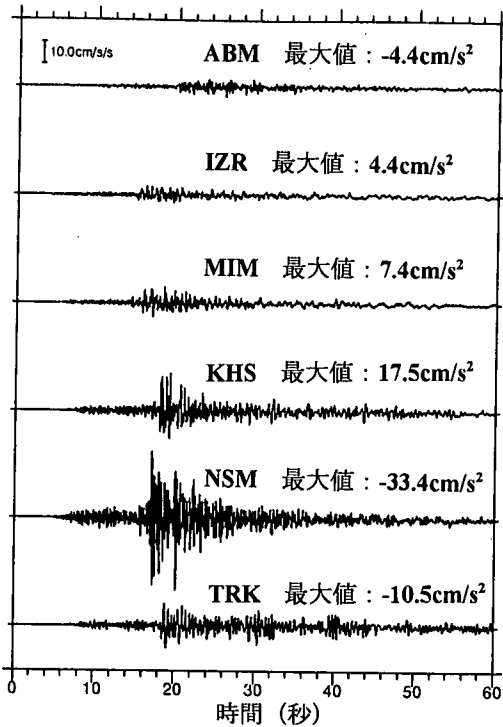


図-5 観測記録(1998/5/3, M=5.7)の加速度時刻歴波形

持つ。このように KHS, NSM, TRK では、0.1~1 秒の周期帯域において地盤震動が増幅されていることがわかる。

#### 4. 各スペクトル比の算定手順

3. で述べたように KHS, NSM, TRK の強震記録には顕著な地盤特性が見られた。このように、強震記録は観測点特有の地盤特性の影響を受けている場合がある。そこで 150 の観測点において強震記録、地盤データ、常時微動記録からそれぞれスペクトル比を求めた。尚、本研究では 0.1~2.0 秒の周期帯域を対象とした。これは、多くの都市構造物がこの周期帯域に固有周期を持っていること、この周期帯域は表層数 10m の地盤構造の影響を受け、場所によって大きく変化しやすいこと等の理由による。以下、各スペクトル比の算定手順を述べる。

##### (1) 強震スペクトル比

強震記録からは、各観測点の水平動の加速度フーリエスペクトルを基準となるスペクトルで除してスペクトル比を求めた。各観測点のスペクトルは、南北・東西方向の加速度時刻歴波形の S 波立ち上がり部から 20.48 秒間をフーリエ変換し、フーリエ係数から粒子軌跡を作成し、その長軸の長さを求める方

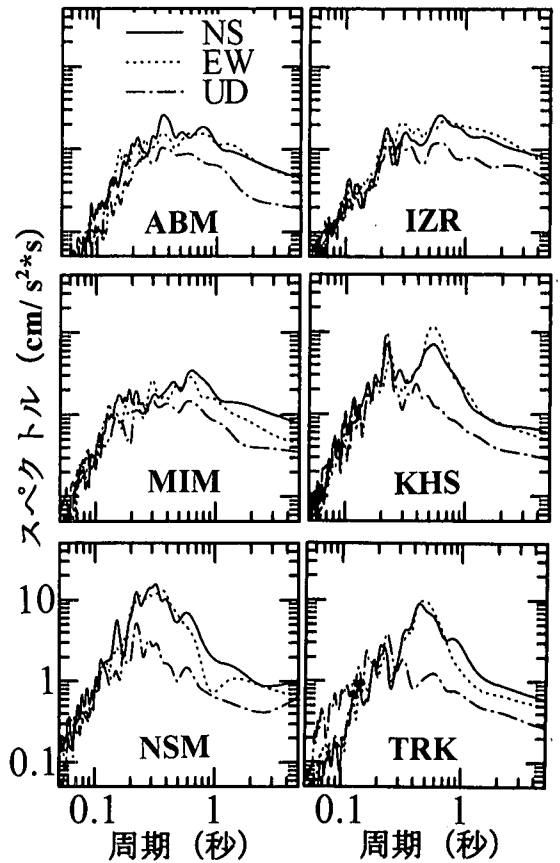


図-6 観測記録(1998/5/3, M=5.7)の加速度フーリエ振幅スペクトル

法<sup>10)</sup>を用いて水平成分を合成することによって求めた(水平成分合成スペクトル)。

基準となるスペクトルは、150 の観測点のうち軟岩がほぼ露頭しており地盤特性が見られない  $N_R$  個の基準観測点  $R_k$  ( $k=1 \sim N_R$ ) の記録を用いて距離の逆数で重みづけした。即ち、観測点  $j$  での基準となるスペクトル  $H_j(T)$  (基準スペクトル) を以下の式で算定した。

$$H_j(T) = \frac{\sum_{k=1}^{N_R} H_k(T) / d_{jk}}{\sum_{k=1}^{N_R} 1 / d_{jk}} \quad (1)$$

ここに、 $H_k(T)$  は  $R_k$  での水平成分合成スペクトル、 $d_{jk}$  は観測点  $j$  と  $k$  との距離、 $T$  は周期である。 $R_k$  としては、2. で示した軟岩がほぼ露頭している観測点 ABM, IZR, KZU, MIM, TRN を選定した。

基準スペクトルの妥当性を調べるために、図-2 で示した地中観測が行われている地点において露頭岩盤上のスペクトルを推定し(推定露頭岩盤スペク

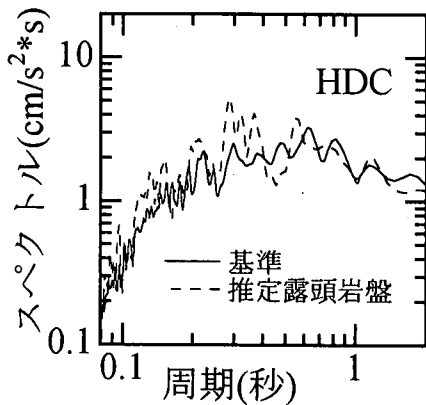


図-7 基準スペクトルと推定露頭岩盤スペクトルの比較

トル), 基準スペクトルと比較した。推定露頭岩盤スペクトルは, 地中の軟岩内に設置されている地震計が地表に露頭していると仮定した場合に記録される地震動のスペクトルを推定したものである。具体的には, 地表から地中地震計の位置までの地盤構造から地中地震動に対する入射波のスペクトル比を計算し, 地中記録のスペクトルにこのスペクトル比の2倍を乗じて求めた。地盤構造は地中地震計より浅い位置の軟岩上部までしか求められていないため, 軟岩上部から地中地震計の間の軟岩のS波速度は, 地表と地中の地震記録のスペクトル比を利用して推定した。

図-7は1998年5月3日の地震の際のHDCでの基準スペクトルと推定露頭岩盤スペクトルを比較したものである。また, 図-8は1998年5月3日, 5月16日, 8月29日の地震の際のHDC, ISJ, NSR, TRJにおける推定露頭岩盤スペクトルに対する基準スペクトルの比を示している。地震によらずスペクトル比の形状は概してほぼフラットであり, 基準スペクトルが露頭岩盤のスペクトルに大略一致していることがわかる。

HDC, ISJ, NSR, TRJにおいて推定された地中地震計位置における軟岩のS波速度はそれぞれ680, 380, 380, 540m/sであった。基準スペクトルの振幅レベルが推定露頭岩盤スペクトルと比較してHDCで同程度, ISJ, NSR, TRJでやや小さめとなることから, 基準スペクトルはS波速度600m/s程度の露頭岩盤上のスペクトルに相当していると見なすことができる。

この基準スペクトルで各観測点での水平成分合成スペクトルを除し, 紺野・大町が提案した対数型フィルター<sup>19)</sup>を用いて平滑化する。尚, このフィルターの平滑化の程度を規定するパラメータ $b$ は $b=20$

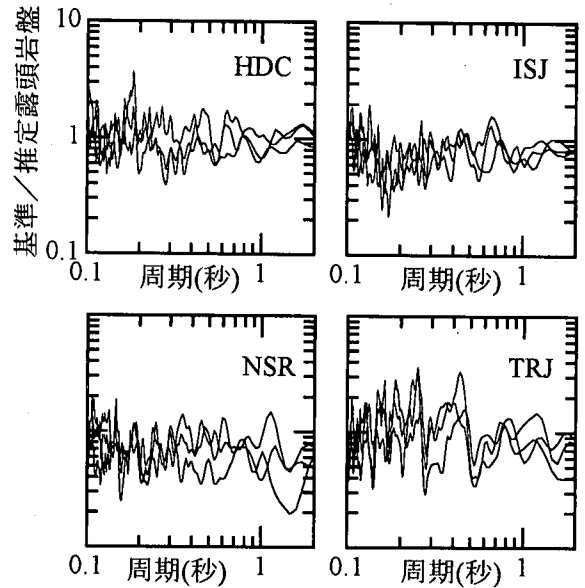


図-8 推定露頭岩盤スペクトルに対する基準スペクトルの比とした。強震スペクトル比は各地震毎に求められるが, これを平均したものを平均強震スペクトル比と呼ぶことにする。

## (2) 理論スペクトル比

各観測点の弾性波速度構造を用いて基盤からの鉛直入射S波に対する地表面での増幅率をS波の重複反射理論から求めた。各観測点は軟岩までの速度構造が得られているが, その軟岩のS波速度は風化の影響で280~760m/sとばらつきがある。地表面の増幅率を観測点同士で比較するためには, 基盤のS波速度を同程度の値にする必要がある。ほとんどの観測点の軟岩のS波速度は600m/s以下であり, (1)で示したように強震スペクトル比の基準となる軟岩のS波速度は600m/s程度であることから基盤のS波速度は原則的に600m/sとした。軟岩のS波速度がこれに満たない観測点は, 軟岩と基盤層の間に軟岩と基盤層を平均したS波速度と5mの厚さを持つ中間層を与えた。中間層の厚さを5mとしたのは, 表層の厚さが6m, S波速度が200m/s, 軟岩のS波速度が460m/sである一観測点において検討したところ, 中間層厚を5, 10, 20mと変化させても理論スペクトル比の卓越周期や振幅がほとんど変化しなかったためである。また, 軟岩のS波速度が600m/sを超える観測点については, この層を基盤層とした。

各層のQ値は福島・翠川が提案する周波数依存型のQ値<sup>10)</sup>を与えた。このようにして求めた基盤入射波に対する増幅率を2で除し, 解放基盤に対する増幅率を求め, これを理論スペクトル比とした。

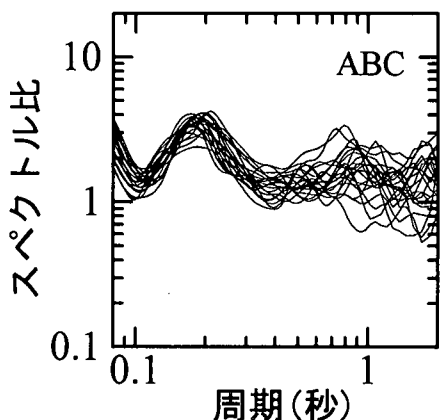


図-9 H/V スペクトル比の時間変動 (ABC)

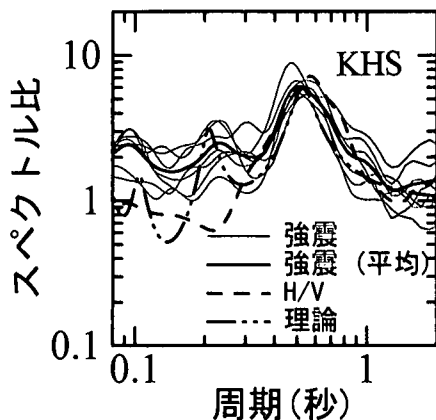


図-10 KHS におけるスペクトル比の比較

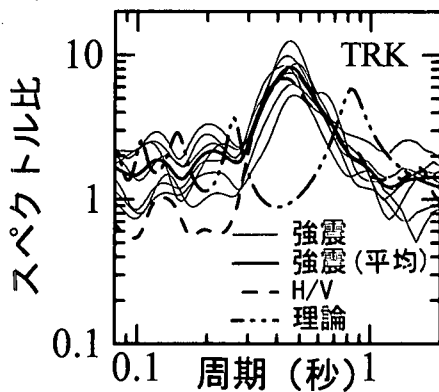


図-11 TRK におけるスペクトル比の比較

### (3) 常時微動の水平/上下スペクトル比

強震観測点において常時微動を測定し、水平2成分、上下1成分の速度記録から、周辺の交通振動等の影響が少なく、振動が安定している20.48秒間のデータを3区間選び、これらをフーリエ変換した。水平2成分のフーリエスペクトルを(1)と同様の手順<sup>14)</sup>によって合成する(水平成分合成スペクトル)。水平成分合成スペクトルと上下成分のスペクトルを(1)と同様に対数型フィルター<sup>15)</sup>を用いて平滑化する。平滑化した水平成分合成スペクトルを上下成分のスペクトルで除し、求められた3本のスペクトル比を相加平均し、これをその地点の微動から求められたスペクトル特性とし、H/Vスペクトル比と呼ぶ。

図-9は、一観測点(ABC)で行った常時微動(3時間毎)の連続観測の記録からH/Vスペクトル比の時間変動を求めたものである。時間によらず0.2秒付近に卓越したピークがありH/Vスペクトル比が時間変動が少なく、その地点固有のスペクトル形状を持つことを示している。

## 5. 強震観測点におけるスペクトル特性の比較

4. で示した手順によって横浜市高密度強震観測点での強震スペクトル比、理論スペクトル比、H/Vスペクトル比を求めた。図-10、11にKHS、TRKでの強震スペクトル比、理論スペクトル比、H/Vスペクトル比を比較したものを示す。細実線は地震毎の強震スペクトル比、太実線はそれらを平均したもの、一点鎖線が理論スペクトル比、破線がH/Vスペクトル比である。強震スペクトル比は地震毎に若干異なるものの、卓越周期やそのピークの値は安定しており、その地点固有の地盤特性を表しているものと判断できる。

KHSでは、強震スペクトル比、理論スペクトル比、H/Vスペクトル比ともに0.5~0.6秒に基本卓越周期があり、ピークの値も5~7倍程度とよく合っている。TRKでは、強震スペクトル比とH/Vスペクトル比は0.4~0.5秒に7~8倍のピークがあるのに対し、理論スペクトル比は0.8秒付近に6倍程度のピークがあり異なっている。この理由としては、KHSは周辺を台地に囲まれた谷筋に位置しており、地形が急変しているため、弾性波探査から求められた地盤構造が地震計設置点直下の地盤構造と異なっている可能性があること、地震動や微動が2次元的な地盤構造の影響を受けている可能性があることが挙げられる。このような観測点は全観測点の中で数は限られているものの、理論スペクトル比が強震スペクトル比やH/Vスペクトル比とスペクトル形状が異なる可能性があるため、以後は強震スペクトル比とH/Vスペクトル比のスペクトル特性の比較結果のみ紹介する。

各観測点での平均強震スペクトル比とH/Vスペクトル比の基本卓越周期とそのピーク値を求めた。以後、求められた基本卓越周期とそのピーク値を、そ

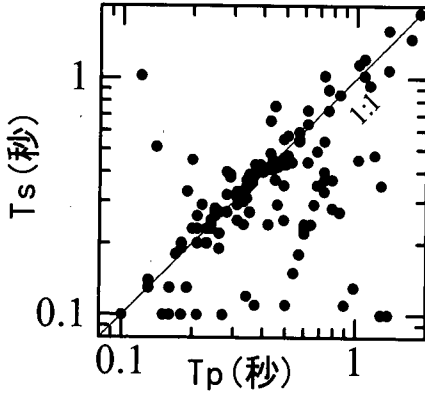


図-12  $T_s$  と  $T_p$  の比較 (133 点)

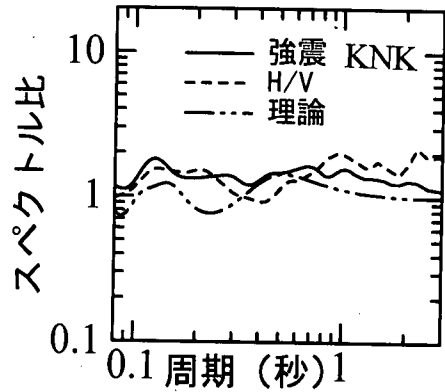


図-13  $T_p$  が明確に決まらない観測点 (KNK) のスペクトル比

それぞれ  $T_s$ ,  $A_s$  (強震スペクトル比),  $T_p$ ,  $A_p$  (H/V スペクトル比) と呼ぶことにする。

横浜市高密度強震観測ネットワークの地震計は、屋外に設置されているが、敷地の制約で建物近くに地震計が設置されている場合がある。高い建物の近くに地震計が設置されている場合、記録に建物の影響が含まれ、自由地盤の特性を表現していない可能性があるため、ここでは5階建以上の建物に近接(約10m以内)している11の観測点は除外することにした。また、観測記録に周辺機械の高周波のノイズが含まれている1地点も対象外とした。従って比較の対象となる点は、150点から上記の地点及び5つの基準点を除いた133点である。

### (1) 基本周期の比較

図-12は  $T_s$  と  $T_p$  の比較である。ほとんどの  $T_p$  は  $T_s$  と等しく、このことから  $T_p$  はその地点の地盤の共振周期を表していることがわかる。しかしながら、いくつかの  $T_p$  は  $T_s$  と異なっている。このような点は、強震スペクトル比や H/V スペクトル比が明瞭なピークを持たず、基本周期の値が明確に決まらない場合が多い。このような点の例 (KNK) を図-13に示す。図を見ると H/V スペクトル比は明瞭なピークを持たず、この点の H/V スペクトルから  $T_p$  を機械的に求めてもその値の信頼性は低いと言える。図-13を見ると、強震スペクトル比や理論スペクトル比も明瞭なピークを持たず、この地点に顕著な地盤特性がないことを示している。このように  $A_p$  が小さい点は  $A_s$  も小さい場合が多い。図-14にこの点の地盤構造を示すが、地表面から深さ 47m の軟岩までの表層のほとんどは砂層で構成され、N値は50以上、S波速度は 400m/s 以上で地盤コントラストがほとんどない地盤と言える。従ってこのように顕著な地盤特性が見られない点で地盤の基本卓越周期を求め

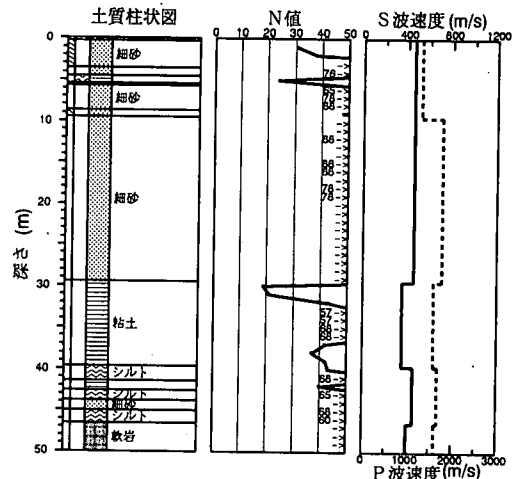


図-14  $T_p$  が明確に決まらない観測点 (KNK) の地盤構造

る事は重要ではないと考えられるので、これらの点を除外する事にした。

$T_p$  を評価しない点を決めるために、H/V スペクトル比の  $T_p$ ,  $A_p$  の値を基準として用いた。図-13に示したように、H/V スペクトル比に明瞭なピークが見られない点は、 $A_p$  が小さい場合が多いので、 $A_p$  が3以下である点は取り除くことにした。但し、図-15に示すように  $T_p$  が短い ( $T_p$  が 0.2 秒未満) 場合、 $A_p$  が3以下であっても  $T_p$  が読み取れる場合が多いので、 $T_p$  が 0.2 秒未満の範囲では、 $A_p$  が3以下であっても  $T_p$  を読み取ることにした。図-16にこの地点の地盤構造を示すが、この地点では、厚さ 8m 程度、S波速度 100~300m/s 程度の砂層が S波速度 600m/s 程度の軟岩層の上に堆積している。この構造から求められる地盤の共振周期は、図-15の理論スペクトル比で示すとおり 0.15 秒程度と短い。このように硬い岩上に 10m 程度以下の表層が乗っている場合には、短周期帯域に  $T_p$  を持つことが多く、その値も意味があると考えられる。

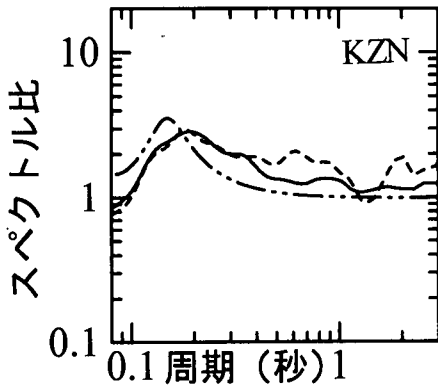


図-15  $A_p$  が 3 以下でも  $T_p$  が読み取れる観測点 (KZN) のスペクトル比

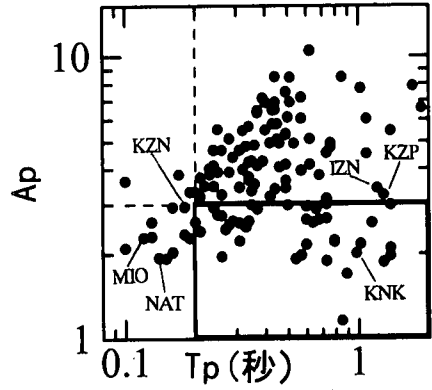


図-17  $A_p$  と  $T_p$  の分布

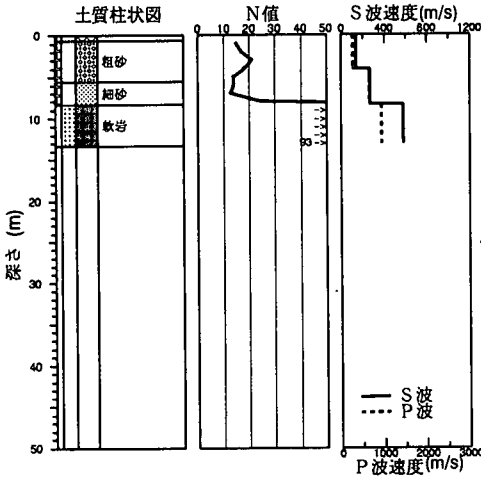


図-16  $A_p$  が 3 以下でも  $T_p$  が読み取れる観測点 (KZN) の地盤構造

図-17 に  $A_p$  と  $T_p$  の分布図を示す。上記の理由から  $T_p$  が 0.2 秒以上かつ  $A_p$  が 3 未満の 37 点 (図中、太枠内) を除いて  $T_s$  と  $T_p$  の値をプロットすると図-18 のようになった。ほとんどの点で  $T_s$  と  $T_p$  がほぼ同じ値を示しているが、図中に示す IZN, KZP, MIO, NAT の 4 点は  $T_s$  と  $T_p$  は大きく異なっている。

図-19 に KZP のスペクトル比を示す。H/V スペクトル比は、1 秒付近にピークが見られるが、その値は 3 倍程度と小さく、強震スペクトル比も明瞭なピークを持たない。この点の地盤構造を図-20 に示す。深さ 50m 付近に S 波速度のコントラストがあるが、表層は主に砂層で構成されている点は先の基準で除外した KNK と同様である。紙面の都合上その他 3 点の図は割愛するが、これら 4 点についてのスペクトル比の形状の特徴を調べると、いずれの点も強震スペクトル比は形状がフラットで明瞭なピークを持たない特徴がある。また、H/V スペクトル比も形状がフラットか値の小さな複数のピークを持つ特徴が

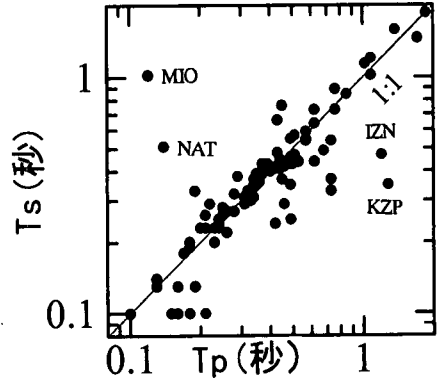


図-18  $T_s$  と  $T_p$  の比較 ( $T_p \geq 0.2$  秒かつ  $A_p < 3$  の点を除いた場合)

ある。図-17 の  $A_p$  と  $T_p$  の関係図に IZN, KZP, MIO, NAT の点を示すと、これらの点の  $A_p$  は小さく、除外する範囲に近い。このような点を除外する新たな基準を設けることも可能であるが、条件を複雑にすることは実用的ではないので、先に定めた簡単な基準に留めることにした。

以上のように、数点の例外はあるものの、 $T_s$  と  $T_p$  はよく対応しており、 $T_p$  から  $T_s$  を推定することが可能であることがわかった。このことは既往の研究<sup>10)</sup>でも限られたデータから指摘されている事であるが、より多数のデータに基づくより広範囲な周期帯域においてこの関係を確認することができた。

## (2) ピーク値の比較

図-21 は 133 点における  $A_s$  と  $A_p$  の比較である。 $A_s$  の値は 1~10、 $A_p$  の値は 1~15 に分布している。ばらつきは大きいものの、ほとんどの  $A_s$  は  $1/2A_p$  と  $2A_p$  の間に入っており、 $A_p$  が増加すると  $A_s$  も増加するという正の相関がある。この傾向は、限られた数の観測点に対しては過去の研究においても指摘されていることであるが<sup>10),11)</sup>、本研究によって、より



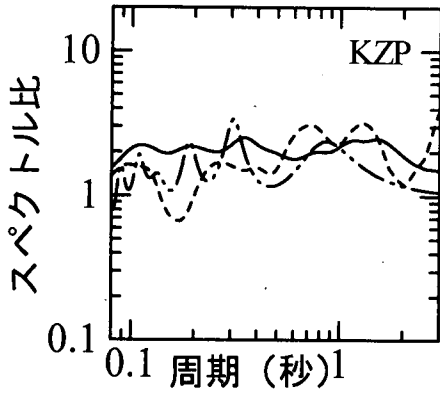


図-19  $T_s$  と  $T_p$  が大きく異なる観測点 (KZP) のスペクトル比

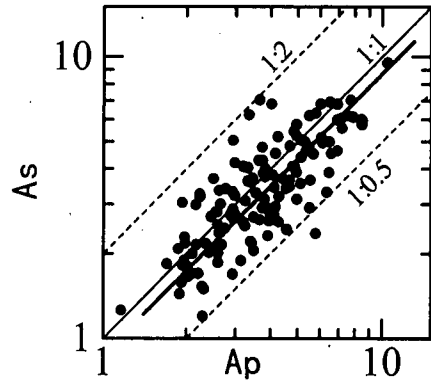


図-21  $A_s$  と  $A_p$  の比較 (133点)

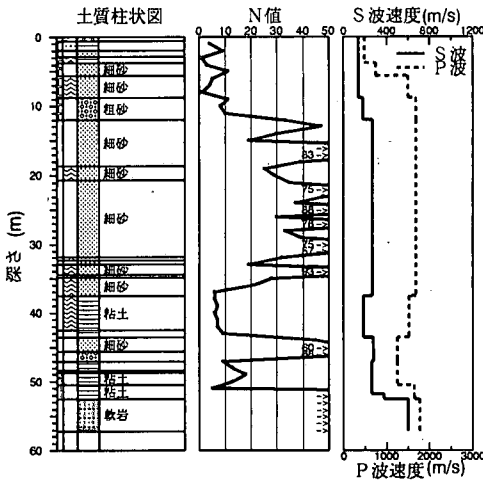


図-20  $T_s$  と  $T_p$  が大きく異なる観測点 (KZP) の地盤構造

多種・多様な地盤上においても  $A_p$  の値が地盤増幅特性に関連が深いことを確認することができた。

$A_s$  と  $A_p$  が関係しているという理由は地盤のコントラストから定性的には説明できる。地盤のコントラストが大きくなるほど  $A_s$  の値が大きくなる事は弾性波動論から明らかであり、 $A_p$  の値もまた、地盤のコントラストとともに大きくなる事が文献 6) によって指摘されている。従って、 $A_s$  が大きい観測点は  $A_p$  も大きい傾向にあると考えられる。

ばらつきはあるものの  $A_s$  と  $A_p$  が相関があることから、両者に線形関係があると仮定して回帰すると以下のような結果を得た。

$$A_s = 0.87A_p \quad (2)$$

この回帰式の相関係数は 0.76、標準偏差は  $\pm 1.0$  である。この回帰直線を図-19 に実線で示す。式(2)は、 $T_p$  の比較の際には除外した 37 点も含めて回帰した

ものである。これはこのような点は、 $T_p$  の値には意味がないものの、 $A_p$  の値が小さいという点では地盤増幅が小さいという事を示唆するため、意味があると判断したからである。 $T_p$  の比較の際と同様に 37 点を除いて回帰した場合には、 $A_s = 0.85A_p$ 、相関係数は 0.72 となる。

本研究では、 $A_s$  を目的変数としてこれを予測する経験式として式(2)を得た。 $A_s$  や  $A_p$  はその定義や求め方によって値が若干変化し、結果として式(2)の係数も若干変化するであろう。また、本研究で取り扱った強震記録はほとんどが最大加速度で  $50\text{cm/s}^2$  以下であり、このような地震動レベルでは非線形性の影響は少ないと考えられるが、大きな加速度レベルの地震動に対しては、式(2)の係数が小さめとなることが予想される。

## 6. 結論

本稿では、横浜市高密度強震観測ネットワークの観測点において強震記録と常時微動からスペクトル比を求め両者を比較した。その結果以下の結論が得られた。

1. 軟岩がほぼ露頭している 5 つの観測点を選び、距離の逆数で重み付けすることにより任意の地点での基準スペクトルを作成した。地中観測が行われている地点において露頭岩盤上のスペクトルを推定し、これを基準スペクトルと比較したところ形状に良い一致が見られ、基準スペクトルが妥当なものであることを確認した。
2. これまでに観測された地震に対し、各地点の水平動のスペクトルを基準スペクトルで除しスペクトル比を求めた(強震スペクトル比)。強震スペクトル比は観測点毎に特徴的な形状を示し

- ており、その地点の地盤構造を反映したものであることを示していた。
3. 強震観測点で常時微動を測定し、水平動成分を上下動成分で除したスペクトル比を求めた(H/V スペクトル比)。H/V スペクトル比は時間的な変動が少なくその地点固有のスペクトル形状を示していた。
  4. 強震スペクトル比と H/V スペクトル比の基本卓越周期を比較したところ、地盤特性がほとんど見られない点を簡単な基準を設けて除外すると良い対応を示すことがわかった。
  5. 強震スペクトル比と H/V スペクトル比のピーク値にはばらつきがあるものの正の相関があることがわかった。

謝辞：常時微動測定に際しては、横浜市総務局災害対策室青木隆浩氏、各消防局・土木事務所の協力を得た。深く謝意を表します。

#### 参考文献

- 1) 土木学会耐震工学委員会：ロマブリータ地震震害調査報告, 1990.
- 2) 和泉正哲, 柴田明徳, 飛田潤, 南 忠夫, 塚 有紀：釧路沖地震による建築構造物の被害, 1993 年釧路沖地震による被害の調査研究, 文部省科学研究費突発災害調査研究成果, pp.139-159, 1993.
- 3) 例えば, Borcherdt, R. D. : Effects of local geology on ground motion near San Francisco bay. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 60, pp.29-61, 1970.
- 4) 例えば, Thomson, W. T. : Transmission of elastic waves through a stratified solid medium, *J. Appl. Phys.*, Vol. 21, pp.89-93, 1950.
- 5) Seo, K., Samano, T., Yamanaka, H., Hao, X., Takeuchi, M. and Kishino, Y. : A simple procedure for predicting seismic motions with microtremor measurements, *Proceedings of the National Symposium on Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, pp.207-212, 1989.
- 6) 中村 豊：常時微動計測に基づく表層地盤の地震動特性の推定, 鉄道研究報告, 第 4 巻, pp.18-27, 1988.
- 7) 例えば, 野越三雄, 五十嵐 亨：微動の振幅特性(その 2), 地震, 第 24 巻, pp.26-40, 1971.
- 8) Ohmachi, T., Nakamura, Y. and Toshinawa, T. : Ground motion characteristics in the San Francisco Bay area detected by microtremor measurements, *Proc. 2nd Int. Conf. On Recent Adv. In Geot. Earthq. and Soil Dyn.*, pp. 1643-1648, 1991.
- 9) Lachet, C. and Bard, P. Y. : Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth*, Vol. 42, pp. 377-397, 1994.
- 10) 松岡昌志, 翠川三郎, 内山泰生：小田原市内での強震観測とそれに基づく地盤特性の検討, 地震, 第 50 巻, pp.1-10, 1997.
- 11) Toshinawa, T., Taber, J. J. and Berrill, J. B. : Distribution of ground-motion intensity inferred from questionnaire survey, earthquake recordings, and microtremor measurements-A case study in Christchurch, New Zealand, during the 1994 Arthurs Pass earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.87, No.2, pp.356-369, 1997.
- 12) 国土庁：土地分類図(神奈川県), 1975.
- 13) Torii, M., Abe, S., Suzuki, M., Shinbo, Y., Aoki, T., Saito, S., Saito, M. and Midorikawa, S. : Investigation for earthquake disaster mitigation using the dense strong-motion network in Yokohama, Japan, *Proc. of the 2nd International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Vol. 1, pp.341-350, 1998.
- 14) 小林啓美, 小林喜久二, 光用 薫：常時微動の安定性について, 第 14 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp.347-350, 1977.
- 15) Konno, K. and Ohmachi, T. : Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 88, No.1, pp.228-241, 1998.
- 16) 福島美光, 翠川三郎：周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な Q<sup>-1</sup>値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 460 号, pp.37-46, 1994.

(1999. 5. 12 受付)

## COMPARISON BETWEEN SPECTRAL CHARACTERISTICS EVALUATED FROM STRONG MOTIONS AND MICROTREMORS AT STRONG-MOTION SITES IN YOKOHAMA

Takumi TOSHINAWA, Hideaki NISHIDA, Saburoh MIDORIKAWA and Susumu ABE

Spectral characteristics of strong motions and microtremors are compared at the dense strong-motion network sites in Yokohama. From strong motions, spectral ratios are evaluated by dividing Fourier amplitude spectra in the horizontal component by reference spectra which are obtained from strong motions on exposed soft rocks (SMSR). From microtremors, horizontal-to-vertical spectral ratios are obtained (HVSR). Good correlation is found between the fundamental periods of SMSRs and HVSRs especially on the condition that less site-amplification sites are excluded. Good correlation is also found between the spectral peak amplitudes of SMSRs and HVSRs ( $A_s$  and  $A_p$ , respectively) and the relationship is regressed as  $A_s = 0.87A_p$ .