



## KiK-net 地震記録を用いた基盤から地表への震動増幅評価法

國生剛治<sup>1)</sup>、佐藤克晴<sup>2)</sup>、長尾晋悟<sup>2)</sup>

1) 正会員 中央大学理工学部、教授 工博

e-mail : kokusho@civil.chuo-u.ac.jp

2) 非会員 元中央大学理工学研究科博士前期課程

### 要約

防災科学技術研究所の基盤強震観測網 (KiK-net) のデータに基づいて、2003 年十勝沖地震、2004 年新潟県中越地震、2005 年福岡県西方沖の地震で強い揺れを観測した多数の地盤での増幅度を解析し、基盤-表層間の S 波速度比 ( $V_s$  比) との関係性を分析した。ここでは新たに、地表-基盤間でのスペクトル比のピークを生起する表層厚とその平均 S 波速度  $\bar{V}_s$  を各ピークごとに 1/4 波長則により定義し、基盤 S 波速度に対する  $\bar{V}_s$  の比 ( $\bar{V}_s$  比) と対応するピーク増幅率の関係を調べた。まず、地表-基盤間の観測波の増幅率は  $\bar{V}_s$  比と正の相関があることが分かった。さらに、観測波増幅率と理論伝達関数を組み合わせて導いた基盤自由表面に関する増幅率は  $\bar{V}_s$  比と地震や地盤の違いに関わらずきれいな直線関係を示し、現在しばしば用いられる  $V_s$  比 (地表から 30m 厚さの平均  $V_s$  を用いる) との相関関係より大幅に改善されることが分かった。ここで得られた  $\bar{V}_s$  比と入射波増幅率との関係式は、 $V_s = 3000\text{m/s}$  の地震基盤を含む広範な条件に適用できる可能性がある。

キーワード： 地震動増幅、S 波速度比、スペクトル比、ピーク振動数

### 1. はじめに

地震被害に大きな影響を与える要因として、地震規模・震源距離・サイト特性などが挙げられる。そのうち、サイト特性は基盤から地表までの地盤の地震動増幅特性を指す。一般に、基盤については工学的基盤と地震基盤のふたつに分けて考えられているが、特に工学基盤から上部の地盤特性が地震被害に大きな影響を与えることは良く認識されており、サイト特性をハザードマップや構造物の耐震設計へ反映させることは、防災対策上有効な手段となる。また、S 波速度が  $V_s = 3000\text{m/s}$  程度とされる地震基盤から地表までの増幅特性については未解明な点が残されている。

Joyner and Fumal<sup>1)</sup> は米国の 33 箇所の強震動観測記録に基づき、表層地盤の平均 S 波速度が地表最大加速度 (PGA)、最大速度 (PGV)、5% 減衰応答スペクトルに与える影響を統計的に評価した経験式を提案した。平均 S 波速度としては、考慮すべき地震波の少なくとも 1/4 波長が含まれる表層地盤厚さでの平均  $V_s$  を考えた。そして、基盤岩に相当する基準層との S 波速度比 (基準層の  $V_s \div$  表層地盤の平均  $V_s$ ) を式に持ち込んだ。嶋<sup>2)</sup> は東京の地盤の地震動ゾーンネーションを目的として、多数のボーリングデータ

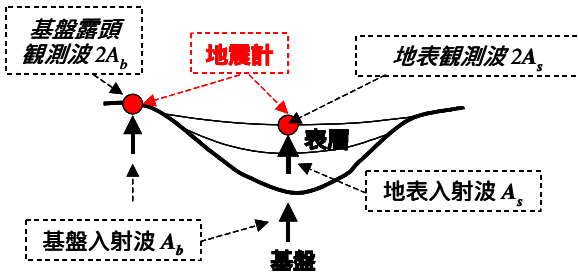
の地質分類より推定した  $V_s$  に基づき S H 波の重複反射解析を行い、基盤入射波に対する地表の伝達関数を計算した。そして、その 1 次ピークあるいは最大ピークより読み取った増幅率が、表層と基盤の間の厚さや層構造に関わらず、基盤と表層のみの  $V_s$  比に対してほぼ線形の良い相関を示すことを明らかにした。翠川<sup>3)</sup>は、 $V_s=3000\text{m/s}$ とした地震基盤から入射する地震波の最大速度振幅の地表での増幅率を評価する式を用い、地表から 30m 区間の平均 S 波速度に基づいてゾーネーションを試み、関東地震での震度分布との対比を試みた。このように、地震動のサイト増幅特性は、幾つかの研究において基準層（基盤）と地表付近の表層との S 波速度の比により評価されてきた。

ところで、1995 年兵庫県南部地震以降、独立行政法人防災科学技術研究所が強震観測網を整備し、全国各地で発生した地震記録が直ちに公開されるシステムが整備された。特に、基盤強震観測網(KiK-net)の鉛直アレーでは地表と地中深部で地盤震動が同時観測され、これらのデータを用いれば、地表/基盤の増幅率と地中と表層  $V_s$  比との関係を実測データに基づいて実証的に探ることが可能となってきた。

一般に、基盤 地表間のサイト増幅特性を調べるためには、図 1 のような 2 種類のアレー観測システムが考えられる。(a)の水平アレーでは、露頭した基盤と、同一の基盤の上に堆積した表層の上で同時に観測した記録を使う。水平距離は離れているが同一の基盤にはほぼ同一の入射波  $A_b$  が入ると考えれば、基盤 - 表層間の増幅率を 2 点間の観測波の比  $2A_s/2A_b$  により求めることができる。一方(b)の鉛直アレーでは、同一地点の地表とボーリング孔内の基盤で同時に観測した記録を使う。同一地点で比較できることは長所だが、地表と基盤の観測波の比は基盤への表層からの下降波  $B_b$  の影響が加わり、 $2A_s/(A_b + B_b)$  になってしまう。したがって、鉛直アレーの記録を用いながら異なる地盤条件を含む地域の地震動ゾーネーションを行うためには、下降波  $B_b$  の影響を取り除いた基盤における仮想的な自由表面での観測波  $2A_b$  を算定し、 $2A_s/2A_b$  を求めることが必要となる。

本論文では 2003 ~ 2005 年に発生した 3 つの被害地震（2003 年十勝沖地震：M8.0、2004 年新潟県中越地震：M6.8、2005 年福岡県西方沖地震：M7.0）の KiK-net 本震・余震の加速度記録を用いて地表と基盤

(a) 水平アレー



(b) 鉛直アレー

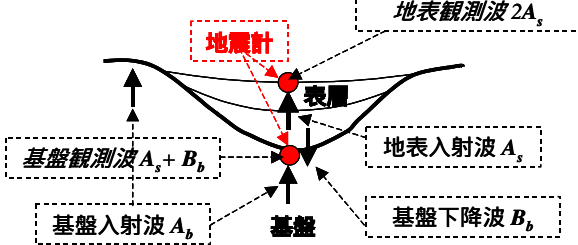


図 1 基盤 地表間のサイト増幅特性を観測する 2 種類のアレー観測システム

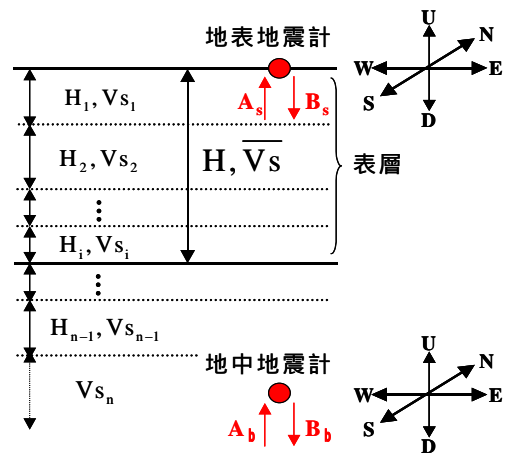


図 2 KiK-net 観測点の地層モデルの概念

の間でのスペクトル比  $2A_s/(A_b + B_b)$  を計算し、地盤の震動増幅特性におよぼす地盤の S 波速度や非線形性の影響を調べる<sup>4)</sup>。その際、スペクトル比のピーク振動数を生起する表層地盤の厚さと平均 S 波速度を求め、それによりピーク増幅率を評価することを試みる。さらに、観測記録のスペクトル比  $2A_s/(A_b + B_b)$  と地層構造から次元重複反射理論により導いた理論伝達関数を比較して、基盤自由表面に対する地表自由表面のスペクトル比  $2A_s/2A_b$  のピーク増幅率を算定する<sup>5)</sup>。そして、その増幅率を S 波速度比により簡便に評価する方法を提示する。

## 2. 地震データ

KiK-net の各観測点では、図 2 に示すように地表と地中深部に加速度計が設置されており、それぞれの加速度計で EW・NS・UD の 3 方向、計 6 個の加速度を記録しているが、本研究ではこれらのうち水平動 (EW・NS) のデータを用いる。また、KiK-net では観測地点の地盤情報も公開しており、本研究で用いている層厚・層数・S 波速度 ( $V_s$ ) のデータはこれに基づいている。

本研究で解析対象としたのは、2003 年十勝沖地震で本震の地表最大加速度が 200gal 以上 (213 ~ 806gal) を観測した 20 観測点、2004 年新潟県中越地震で 100gal 以上 (101 ~ 819gal) を観測した 15 観測点、2005 年福岡県西方沖地震で 100gal 以上 (122 ~ 249gal) を観測した 11 観測点での記録である。また、同じ観測点で得られた各地震の余震記録も用いた。

なお、今回用いた 3 地震についての観測点の地中地震計は 100 ~ 330m の深度に設置されているが、これらの地盤の S 波速度は図 3 に示すように、最上層では 2 地点を除いて、 $V_s = 400\text{m/s}$  以下となっているのに対し、深部では  $V_s = 400 \sim 3000\text{m/s}$  の幅の広い値をとっている。地域別に見れば、最上層には大きな差異は無いものの、深部地盤については、福岡県西方沖の地震ではすべて  $V_s = 1000\text{m/s}$  を越えているが、十勝沖地震や新潟県中越地震の観測点ではそれを下回る観測地点がかなりあることが特徴である。ここではこの広範囲の S 波速度を有する下部地震計の設置された深部地盤を基盤と呼ぶ。通常、工学的基盤としては、 $V_s = 300 \sim 400\text{m/s}$  程度以上で深さ方向にある程度の連続性があることが条件として、実務面から数 10m より浅い深度で選ばれることが多い。それに比べて、今回の地震計設置深度は深いため  $V_s$  も大きく、その隣り合う上下の層との  $V_s$  の変化も比較的少ないことから工学的基盤の条件は十分満足していると考えられる。

スペクトルを導く加速度記録の対象は、SH 波の 1 次元重複反射の仮定がほぼ当てはまり地震被害に密接に関わる主要動継続区間とした。図 4 の例に示すように、主要動の開始時刻は水平動が急激に卓越

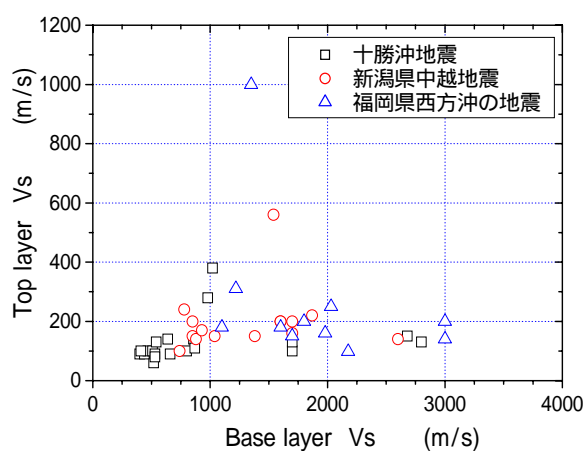


図 3 KiK-net 観測点の基盤と最上層の  $V_s$  の対比

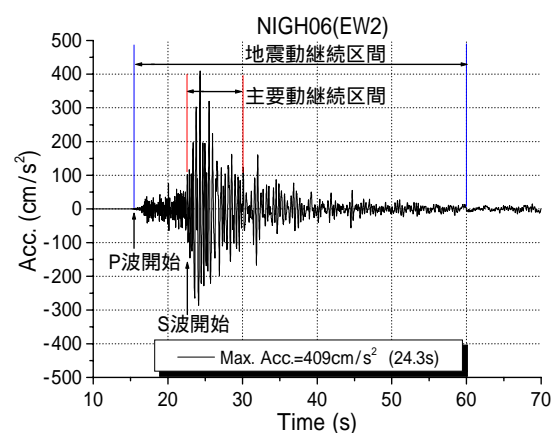


図 4 新潟県中越地震の水平加速度記録例と主要動継続区間の判定

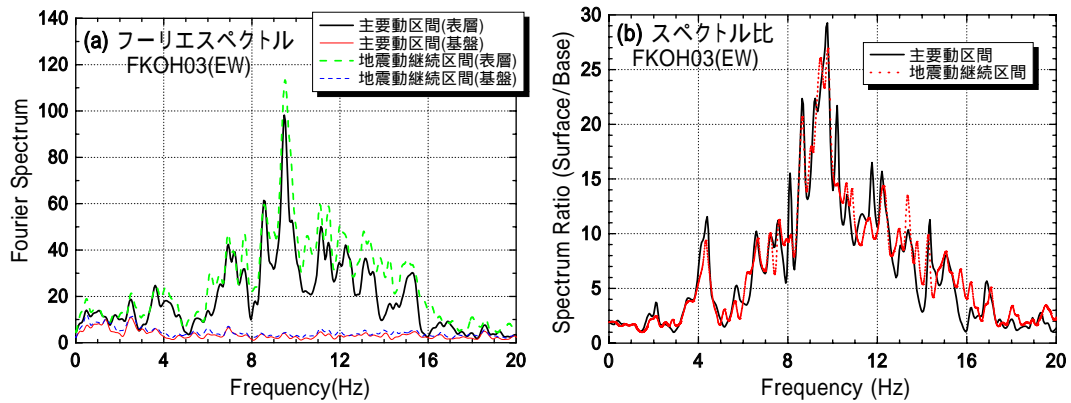


図5 地震記録の主要動と全区間の(a)フーリエスペクトルと(b)スペクトル比の比較  
(福岡県西方沖の地震：宇美 EW)

した時点から比較的容易に判断がつくが、主要動の終了時点については表面波が徐々に卓越し始めるため、明確な判断は難しい。ここでは、その判断基準としてS波の開始時刻の両振幅以上の振幅を維持している時間帯を目安として判定した。それほど厳密な判断基準ではなく主観が混じりやすいが、後述のように全記録区間で計算した場合との比較も行い、区間幅の多少のズレがスペクトル比に大きな違いとなって現れないことを確認している。

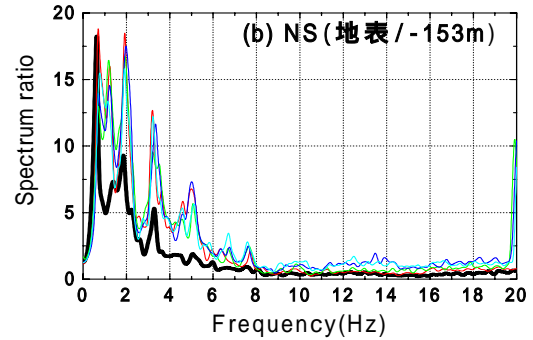
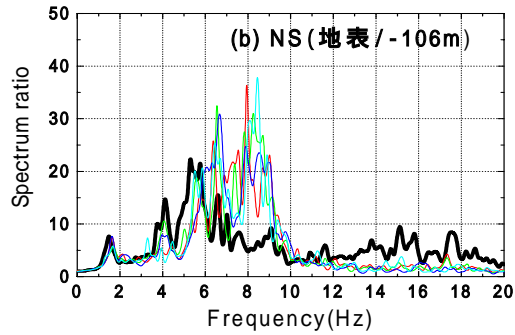
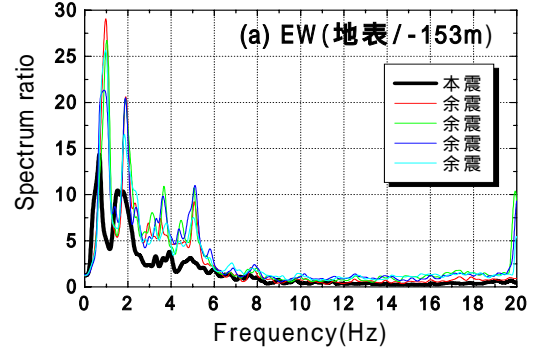
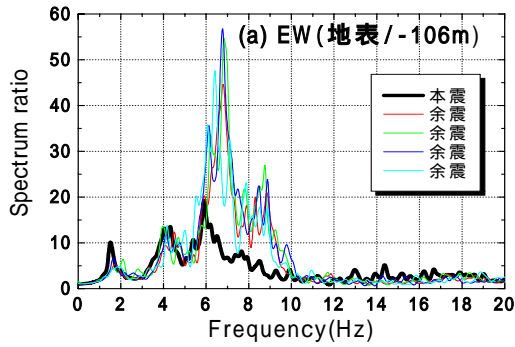
スペクトル比の計算手順を述べると、まず加速度波形の基線補正を行い、地中地震計の設置誤差が10度以上の観測点（十勝沖地震2地点、中越地震1地点、福岡県西方沖2地点）では記録の方向修正を行っている。次に、主要動波形の解析対象区間を決定し、地表と基盤それぞれのFFTによるフーリエスペクトルの計算と0.3HzのParzen Windowによる平滑化を行う。このようにして算出した地表でのスペクトルを基盤でのスペクトルで割ることにより、スペクトル比を計算している。

図5(a)は福岡県西方沖の地震での観測点「宇美」における加速度記録(EW)のうち、主要動区間からと地震記録全区間から導いた地表と地中でのフーリエスペクトルを比較したものである。当然ながら主要動区間から計算したスペクトルの方が若干小さい値になるが、主要動以外の区間の振幅が小さいためその違いは小さい。さらに、地表と基盤のフーリエスペクトルの割り算から算出されるスペクトル比については、図5(b)から明らかなように全体的な形やピーク値はほぼ一致しており、スペクトルを導く解析対象区間による大きな影響は見られない。本論文ではこれ以降、主要動についてのスペクトル比を用いて議論を進める。

### 3. 地震記録のスペクトル比ピーク振動数と層構造との対応

図6(a)(b)と図7(a)(b)は、2003年十勝沖地震において代表的な2観測点（標津南、厚真）で得られた本震（太線）と複数の余震（細線）でのスペクトル比をEW、NS方向について例示している。これらより、4個の余震による地盤の応答にはある程度の再現性が認められ、またピークの現れる振動数がEW・NS方向でかなり整合的であることが分かる。また、他地点でも地盤の増幅特性はある程度等方的であることを確認している。余震と本震には明らかな応答の差異が認められるが、地盤物性の非線形性を反映したものであり、その増幅率に与える影響については後ほど検討する。

図6(c)と図7(c)にはKiK-netのウェブサイトで公開されている当該地点の地盤構造を記載している。観測スペクトル比は複数のピークを示しているが、これらと地盤構造の関係を調べるために、まず各層



(c)	層番号	層厚 (m)	深度 (m)	各層Vs (m/s)	地表からの平均Vs (m/s)	1次の固有振動数 (Hz)	観測スペクトルとの対応
	1	4	4	110	110	6.88	3次ピーク
	2	6	10	320	181	4.54	2次ピーク
	3	30	40	500	347	2.17	
	4	8	48	430	359	1.87	1次ピーク
	5	34	82	510	409	1.25	
	6	12	94	650	430	1.14	
	7	7	101	870	449	1.10	

(c)	層番号	層厚 (m)	深度 (m)	各層Vs (m/s)	地表からの平均Vs (m/s)	1次の固有振動数 (Hz)	観測スペクトルとの対応
	1	2	2	60	60	7.50	
	2	16	18	90	85	1.18	1次ピーク
	3	10	28	190	106	0.95	
	4	12	40	320	133	0.83	
	5	12	52	210	145	0.70	
	6	24	76	310	174	0.57	
	7	56	132	430	233	0.44	
	8	20	152	520	252	0.41	

図6 2003年十勝沖地震の「標津南」での地表/基盤のスペクトル比；(a)EW方向、(b)NS方向と(c)地盤構造一覧

図7 2003年十勝沖地震の「厚真」での地表/基盤のスペクトル比；(a)EW方向、(b)NS方向と(c)地盤構造一覧

の層厚  $H_i$  と S 波速度  $V_{s_i}$  から

$$f = 1 / \left[ 4 \sum_{i=1}^n (H_i / V_{s_i}) \right] \quad (1)$$

によって近似的に地盤の固有振動数を計算し、観測スペクトル比のピーク振動数との一致度を見る。この際、本震と余震のスペクトル比を見比べ、強地震動での地盤物性の非線形性により  $V_{s_i}$  が低下して  $f$  が多少下方に移動した可能性も考慮して一致度を判断している。一致度が確認されたピーク振動数については(c)の表中に振動次数を記入している。

たとえば十勝沖地震を例にとると、図6の「標津南」では、地表から深度48mの第4層までを表層として、1次モードで揺れる  $f = 1.87\text{Hz}$  の振動が観測スペクトルの1次ピークにほぼ対応し、深度10mの第2層までを表層とした  $f = 4.54\text{Hz}$  のピークが観測スペクトルの2次ピークに、さらに  $f = 6.88\text{Hz}$  が3次ピークにほぼ対応すると判定できる。また、図7の「厚真」では、地表から深度18mの第2層までを表層とした振動数  $f = 1.18\text{Hz}$  が観測スペクトルの1次ピークにほぼ対応すると判定できる。これらの比較より、観測スペクトル比に現れるピーク振動数のうちでも、層構造からの近似計算で決まる振動数と対

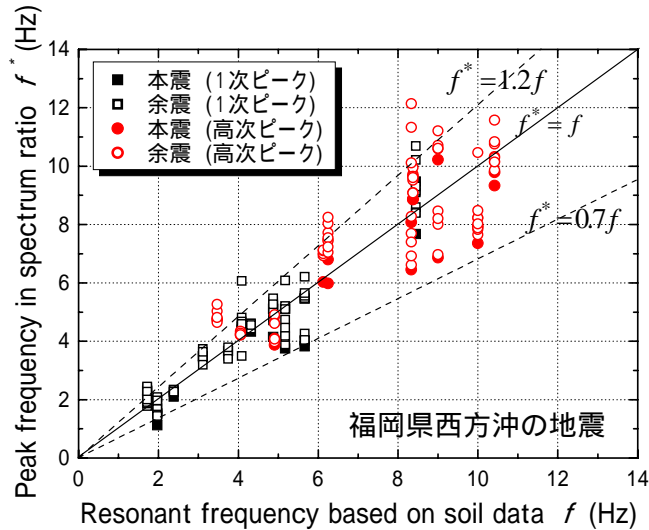


図8 地盤構造から決めた地盤の1次固有振動数と観測スペクトル比の対応するピーク振動数の比較

応がつくものにつかないものがあることが分かる。これは、各層境界に着目して1/4波長則によりピーク振動数を近似計算する実務的な方法<sup>6)</sup>によっているためであり、これより波長の短い高次モードが考慮されていないことも一因と考えられる。

図8は福岡県西部沖の地震を例にとり、地盤構造からこのようにして決めた地盤の固有振動数 $f$ と観測スペクトル比の対応するピーク振動数 $f^*$ を横軸と縦軸にとって比較している。式(1)により計算した振動数 $f$ と対応のついた本震・余震の1次ピークと2次以上のピーク振動数 $f^*$ を異なる記号で示しているが、ほとんどのプロットは $f^* = 0.7f$ から $f^* = 1.2f$ の線の間に入っており、1:1の実線の関係に近いことが分かる。

このようにして両者の対応のついたピークについて、層構造から決まる振動数 $f$ と、層厚 $H_s = \sum_{i=1}^n H_i$ から次式により、対応する表層の平均S波速度を計算した。

$$\bar{V}_s = 4H_s f \quad (2)$$

この方法によれば、同一観測点においても異なるピーク振動数に対して異なる表層厚 $H_s$ と異なる平均S波速度 $\bar{V}_s$ が定義されることになる。

#### 4. 観測スペクトルピーク増幅率とS波速度比との関係

ここではまず、KiK-netの地表と基盤の観測記録より直接求められるスペクトル比(観測スペクトル比)のピーク増幅率と基盤-表層間のS波速度比との関係を調べてみよう。図9は十勝沖地震の本震記録(EW、NS方向)について観測スペクトル比 $2A_s / (A_b + B_b)$ の1次ピークあるいは2次以上の高次ピークの増幅率とS波速度比の関係をプロットしている。ここでのS波速度比は基盤の速度 $V_{s_b}$ を最上層の速度 $V_{s_{top}}$ で除した値である。これより、右上がりの傾向は一応読み取れるものの、プロットのバラツキは非常に大きく、同じS波速度比に対応した同一観測点でも1次ピークと高次ピークとの乖離が大きいことが分かる。

一方、図10は、同じ十勝沖地震について観測スペクトル比の1次ピークあるいは高次ピークから読み

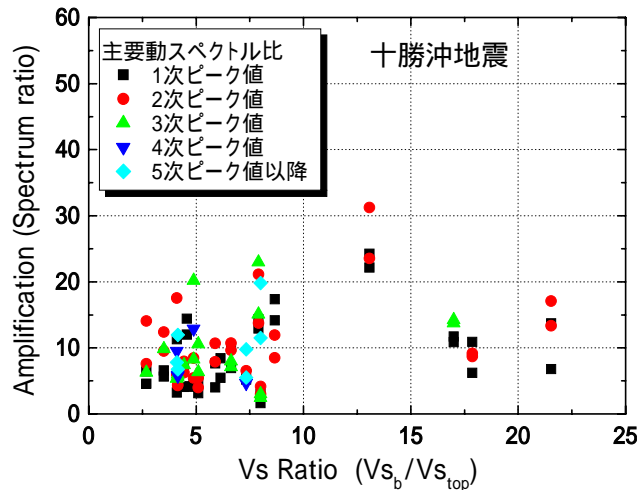


図9 十勝沖地震での基盤/最上層のVs比と地表/基盤のスペクトル比

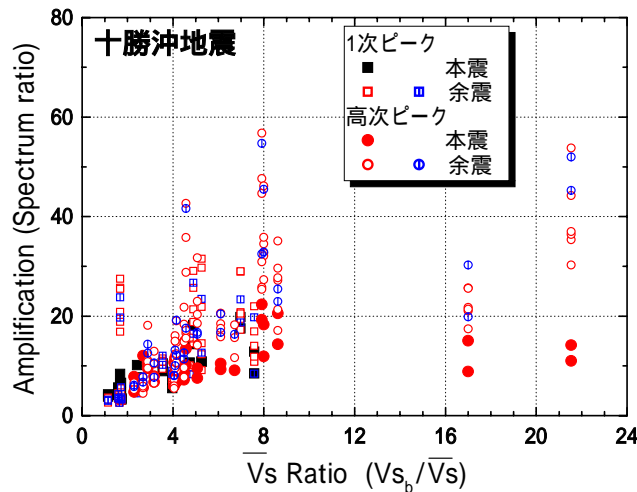


図10 十勝沖地震での基盤/表層の平均Vs比と地表/基盤のスペクトル比の関係

取った増幅率と表層平均S波速度比 ( $\overline{V_s}$  比) の関係をプロットしたものである。ここに  $\overline{V_s}$  比は、式(2)により各ピークに対応した表層平均S波速度  $\overline{V_s}$  を計算し、 $V_{s_b}/\overline{V_s}$  により計算している。塗りつぶしの記号は本震、白抜き記号は余震、1次ピークは四角、2次以上のピークは丸で表し、NS・EW2方向分がプロットされている。なお、余震のうち縦線を添えた記号で示すものは、後出の図16の中で用いる余震に対応している。

まず塗り潰し記号で示す本震に注目すると、1次ピークは相対的に深い層までが関わるため、対応する  $\overline{V_s}$  値が2次以上のピークより大きく  $\overline{V_s}$  比が小さいため、図10において横軸の原点に近いほうに分布するケースが多いことが分かる。しかし、ピーク回数に関わらず、 $\overline{V_s}$  比に対して増幅率が増加する右上がりの関係の存在がバラツキはあるものの確認できる。また、 $\overline{V_s}$  比が大きくなると増幅率が頭打ちとなる傾向が現れているが、少なくとも  $\overline{V_s}$  比が8程度までの範囲ではほぼ比例関係が成り立つと言える。図9のように単に最上層のS波速度を使ったVs比による整理に比べて、増幅率との相関が大幅に改善され、ここで定義した  $\overline{V_s}$  比は地表と基盤間の観測波の増幅率を評価する上で有効な指標であることが分かる。いっぽう、白抜きあるはそれに縦線を添えた記号で示す余震についてみると同じ  $\overline{V_s}$  比に

対応した同一観測点でも縦軸の値に大きなひらきがあるが、そのほとんどは本震に比べて大きな増幅率を示し、 $2A_s/(A_b + B_b)$  で定義される増幅率には本震と余震で発生するひずみレベルの違いによる地盤物性の非線形性の影響が強く表れていることが見て取れる。

### 5. 基盤自由表面に対する地表の増幅率の検討

ここまで、地表と基盤で得られた観測波スペクトル比  $2A_s/(A_b + B_b)$  のピーク増幅率に注目して議論を進めてきた。SH波の重複反射理論<sup>7)</sup>によれば、図1に示すように、共通の基盤の上にある地盤の地震動ゾーンに用いる増幅率としては、基盤自由表面での  $2A_b$  に対するスペクトル比  $2A_s/2A_b$  が必要となる。そこで、鉛直アレーでの観測波スペクトル比に基づいてスペクトル比  $2A_s/2A_b$  のピーク増幅率を算出するには何らかの工夫が必要である。このために、地盤物性を近似的に線形として、以下の手順で検討を進めた。

各観測サイトの1次元地盤モデルにより、地表と基盤の間の  $2A_s/(A_b + B_b)$  と  $2A_s/2A_b$  に対応した2種類の理論伝達関数を計算する。このとき各層の層厚とS波速度は地盤構造データを用い、地盤の減衰定数は非粘性減衰とし、嶋<sup>2)</sup> にならって仮に一律  $D = 2.5\%$  と仮定する。また、各層の密度については、一般的な経験値として表1のように与える。図11は十勝沖地震の観測点「大樹」における地盤モデルに基づいて計算した2種類の伝達関数を示している。これより、 $2A_s/(A_b + B_b)$  と  $2A_s/2A_b$  では下降波の影響の有無により、伝達関数に違いが表れている。

表1 地盤モデルにおける各層の密度の設定値

	密度 [t/m <sup>3</sup> ]
砂	1.8
粘土	1.6
礫・砂礫	2.0 ~ 2.1
岩盤 (500 < Vs < 700)	2.2 ~ 2.3
岩盤 (700 < Vs < 1000)	2.3 ~ 2.4
岩盤 (1000 < Vs < 1500)	2.5
岩盤 (1500 < Vs)	2.6

Vs : [m/s]

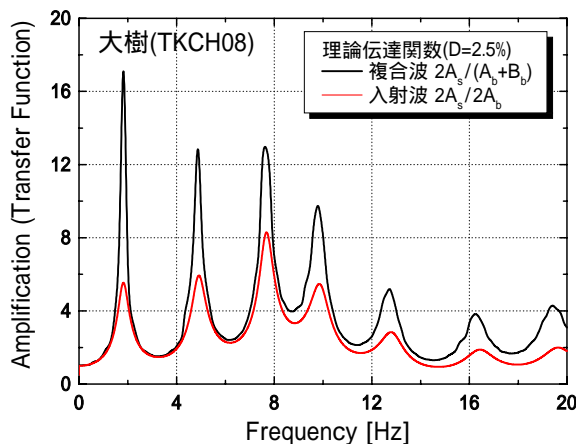


図11 3地震での基盤/表層の平均 Vs 比と地表/基盤のスペクトル比の関係

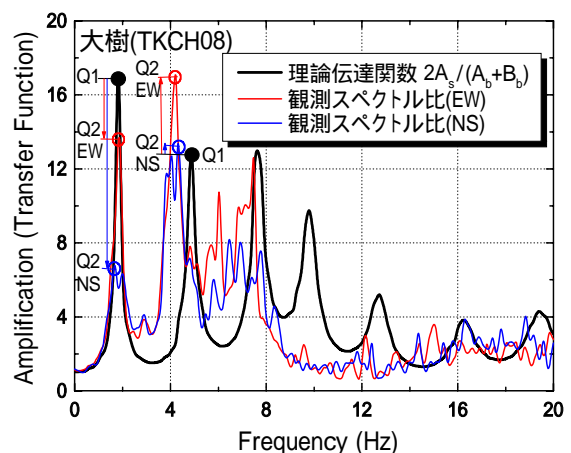


図12 3地震での基盤/表層の平均 Vs 比と地表/基盤のスペクトル比の関係



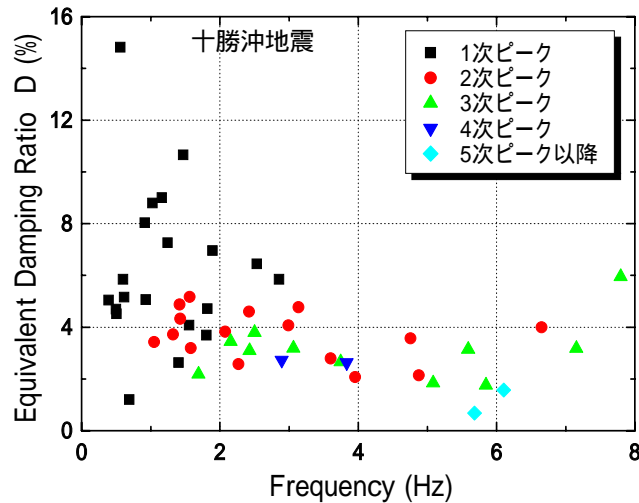


図 13 振動数と減衰定数の関係

図 12 に例示するように、上記 で計算した理論伝達関数  $2A_s/(A_b + B_b)$  を観測スペクトル比と比較する。公平な比較を行うために、観測スペクトル比を計算する際に平滑化のために用いた 0.3Hz の Parzen window を理論伝達関数にもあらかじめ掛けている。そして両者のピーク振動数の一致度の良い 1 次ピークについて、さらに高次ピークについても振動数の対応が認められるものについては、理論伝達関数のピーク値  $Q_1$  が観測スペクトル比のピーク値  $Q_2$  に一致するように補正する。以前に述べたように、理論伝達関数算出においては非粘性減衰を仮定し、減衰定数の値はすべての地層に対して  $D = 2.5\%$  と仮定していた。伝達関数  $2A_s/(A_b + B_b)$  のピーク増幅率は減衰定数に反比例するため、補正したあとの減衰定数は

$$D = Q_1/Q_2 \times 2.5 (\%) \quad (3)$$

と設定したことになる。スペクトル比のピーク値は EW 方向と NS 方向で多少異なるため、減衰定数は 2 方向について求め、その平均をとっている。図 13 には十勝沖地震本震の多くの観測点においてこのような方法で算出した減衰定数と対応するピーク振動数の関係を示している。プロットのバラツキは大きいですが、低い振動数に位置する 1 次ピークのプロットと高い振動数範囲に位置する 2 次以上の高次ピークのプロットの全体を通して、右下がりの傾向を確認できる。このように算定した減衰定数は、あくまで観測と 1 次元地盤モデルの伝達関数のピーク値を合わせるために地層全体の平均値として算出した等価な減衰定数であり、土質の異なる各層ごとの減衰を論じることはこの目的ではない。このような大まかな等価減衰定数であっても、波動の散乱に基づく振動数依存性やひずみ依存型非線形性の効果を近似的には反映しているものと考えられる。

以上のように設定し直した各ピークごとの減衰定数を用いて、各地点の地盤モデルにより  $2A_s/2A_b$  に対応した入射波の理論伝達関数を計算し、そのピーク増幅率を読み取る。なお、図 11 の例では、 $2A_s/(A_b + B_b)$  と  $2A_s/2A_b$  のピーク振動数が良く一致しているが、地盤構造によってはピークが異なる振動数に現れることがある。インピーダンス比の大きな地層境界の直下に地中地震計が埋設されている場合は良いが、境界から硬い地層中に深く入った位置に地中地震計が埋設されている場合にこのようなことがおきやすく、今回対象とした 3 地震の観測点全体の 1/3 ほどの 13 地点でこの傾向が見られた。このような場合には、まず  $2A_s/2A_b$  のピーク振動数が 1/4 波長則による振動数にほぼ対応してい

ることを確認し、対応する表層厚と $\overline{V_s}$ 比を計算している。そして、 $2A_s/2A_b$ のピークに近い振動数での伝達関数 $2A_s/(A_b+B_b)$ の高次ピークを選び、そのピーク値と近い振動数にある観測スペクトル比のピーク値が一致するように減衰定数を式(3)により再評価し、その値を用いて入射波のピーク増幅率を計算している。

このように3つの地震について計算した入射波スペクトル比のピーク増幅率を、各観測地点での基盤の速度 $V_{s_b}$ を最上層の $V_{s_{top}}$ で割った $V_s$ 比に対してプロットしてみたのが図14である。嶋<sup>2)</sup>は多地点の地盤構造について重複反射解析を行い、入射波の理論伝達関数のピーク増幅率とS波速度比(基盤/表層)の間に右上がりの関係があることを示している。しかし、図14では全体的に右上がりの傾向は確認できるものの、地震の違いやピーク次数の違いによるプロットのバラツキは大きい。

次に、良く用いられる地表から深さ30mまでの平均S波速度 $V_{s_{30}}$ を使う方法<sup>3)</sup>にならって、図15では $V_s$ 比を $(V_{s_b}/V_{s_{30}})$ により定義し、図14と同じピーク増幅率をこの $V_{s_{30}}$ を用いた表層30m平均 $V_s$ 比に対してプロットして示した。ここに $V_{s_{30}}$  (m/s)は、地表からGL-30mまでのS波の伝播時間 $T_{30}$  (s)

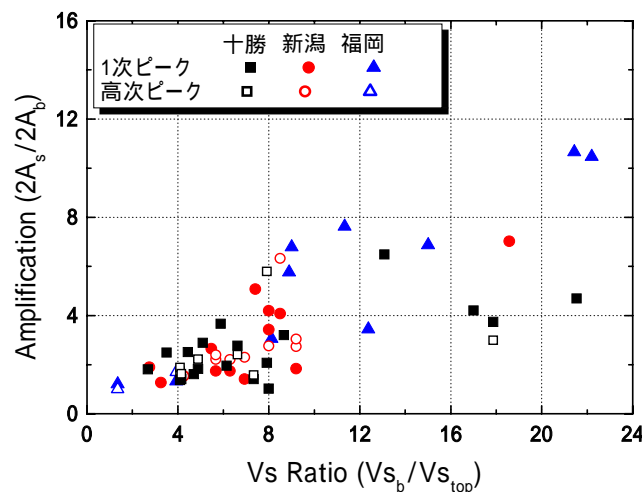


図14 3地震の本震についての最上層Vs比と入射波ピーク増幅率の関係

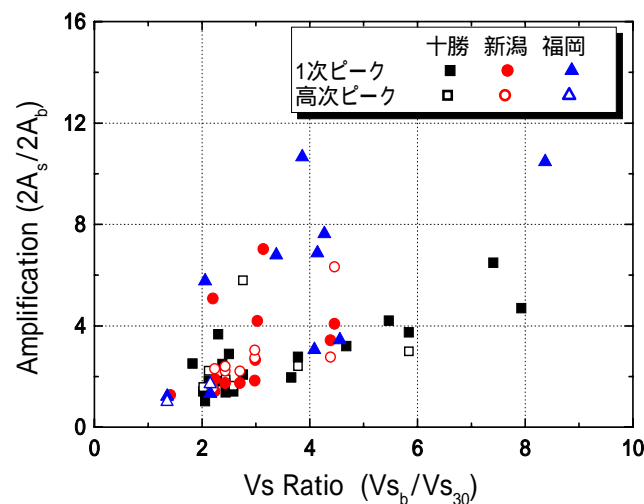


図15 3地震の本震についての表層30m平均Vs比と入射波ピーク増幅率の関係

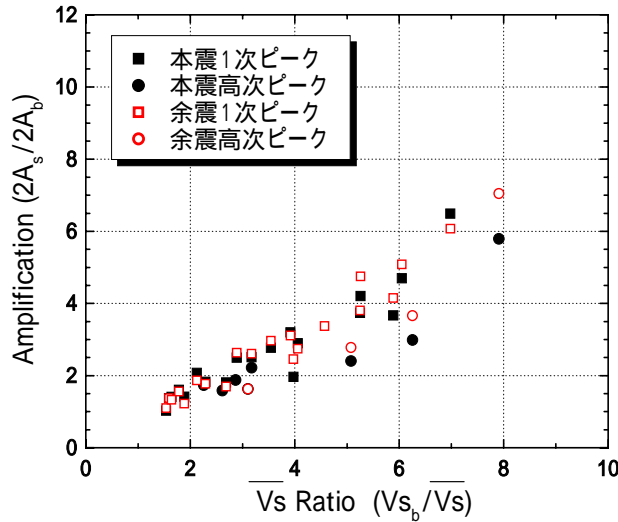


図 16 十勝沖地震についての  $\overline{V_s}$  比と入射波増幅率の関係

を地盤構造データにより計算し、

$$V_{s30} = 30/T_{30} \quad (4)$$

により算出した。これらのグラフより、表層 30m 平均  $\overline{V_s}$  比と増幅率の間にも右上がりの関係が認められる。特に、十勝沖地震については比較的良好な相関関係が認められるが、3地震全体を通したプロットのばらつきは大きく、普遍的な関係は見られないことが分かる。

次に本研究で導入した  $\overline{V_s}$  比と増幅率の関係を見てみよう。図 16 は十勝沖地震の本震と余震について  $2A_s/2A_b$  のピーク増幅率と  $\overline{V_s}$  比との関係をプロットしている。ここに  $\overline{V_s}$  比は、式(2)により各ピークに対応した表層平均 S 波速度  $\overline{V_s}$  を計算し、基盤の S 波速度  $V_{s_b}$  に対して  $V_{s_b}/\overline{V_s}$  により計算している。本震の 1 次ピーク、高次ピーク共に  $\overline{V_s}$  比との間にバラツキの少ないほぼ線形な関係があることが分か

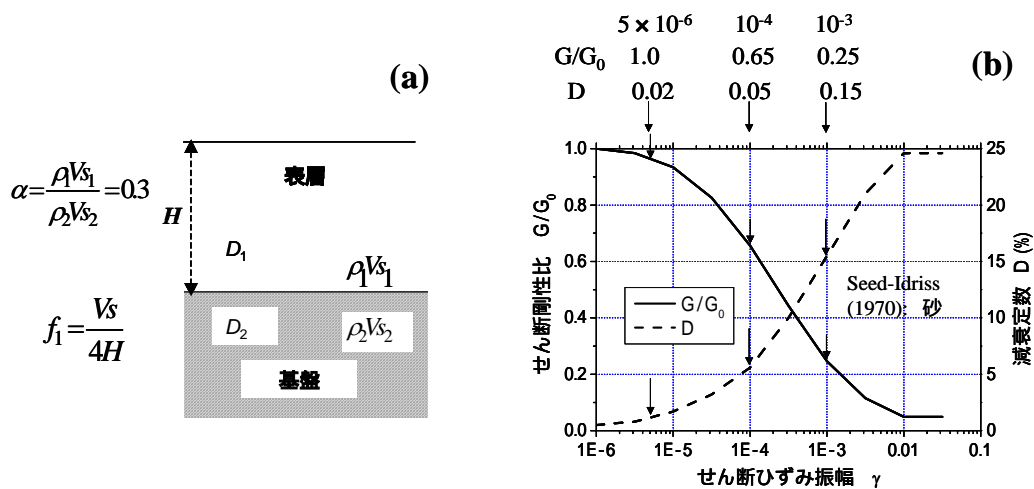


図 17 2層系地盤モデル(a)と表層地盤のひずみ依存型非線形物性(b)

る。また余震については、本震に震源の近い代表的なもの（M5.6、最大地表加速度 0.3～26gal、図 10 中に白抜きに縦線の記号で示すプロット）について同様な手順で増幅率を算定し、図 16 中に白抜き記号で表示している。本震よりも増幅率が多少は大きい傾向は読みとれるが、図 10 の観測スペクトル比  $2A_s/(A_b + B_b)$  のピーク増幅率に比べ、基盤自由表面について求めたスペクトル比  $2A_s/2A_b$  のピーク増幅率では地盤物性の非線形性による違いはそれほど大きく表れない。

この理由を基本的に理解するために、図 17(a)に示す単純な 2 層系地盤モデルに立ち戻って考える。この 2 層系モデルは厚さ  $H$  の表層の下に無限厚さの基盤からなり、両者の密度、 $S$  波速度、せん断剛性をそれぞれ  $\rho_1$ 、 $V_{s1}$ 、 $G_1 = \rho_1 V_{s1}^2$  と  $\rho_2$ 、 $V_{s2}$ 、 $G_2 = \rho_2 V_{s2}^2$  とし、また非粘性の減衰定数を  $D_1$  と  $D_2$  とすると、スペクトル比  $2A_s/(A_b + B_b)$  と  $2A_s/2A_b$  は次式で表わされる<sup>8)</sup>。

$$\frac{2A_s}{A_b + B_b} = \frac{2}{e^{ik_1^*H} + e^{-ik_1^*H}} \quad (5)$$

$$\frac{2A_s}{2A_b} = \frac{2}{(1 + \alpha^*) + (1 - \alpha^*)e^{-2ik_1^*H}} \quad (6)$$

ここに、 $k_1^* = \frac{\omega}{V_{s1}} \left( \frac{1}{1 + 2iD_1} \right)^{1/2}$ 、 $\alpha^* = \alpha \sqrt{\frac{1 + 2iD_1}{1 + 2iD_2}}$ 、 $i = \sqrt{-1}$  である。

ここでは、表層と基盤間のインピーダンス比を  $\alpha = \rho_1 V_{s1} / \rho_2 V_{s2} = 0.3$  と仮定し、表層地盤のひずみ依存型非線形性を考えて、3 段階のひずみレベル（ほぼ弾性域の  $=5 \times 10^{-6}$  および  $10^{-4}$ 、 $10^{-3}$ ）に対応して剛性比  $G/G_0$  と減衰定数  $D_1$  の値を図 17(b)のように設定した<sup>9)</sup>。なお、基盤はひずみ依存性のない弾性体であり、 $D_2 = 0$  と仮定した。

図 18(a)(b)には、上述の条件で式(5)、(6)により計算した 2 種類の増幅率を  $f/f_1$  により基準化した振動数に対して示している。ここに、 $f_1 = V_{s1}/4H$  は弾性域（ $=5 \times 10^{-6}$ ）での表層の 1 次固有振動数である。これより、非線形性の影響はピーク振動数についても増幅率についても明らかに大きく現れている。ただし、 $2A_s/2A_b$  は  $2A_s/(A_b + B_b)$  に比べて、増幅率の値に与えるひずみの違いの影響が特に 1 次ピークでは大きくは現れないことが分かる。これは、式(5)、(6)の違いから明らかのように、 $2A_s/2A_b$  ではインピーダンス比  $\alpha$  が増幅率に圧倒的な影響を及ぼすのに対し、 $2A_s/(A_b + B_b)$  は  $\alpha$  によらずに（基盤

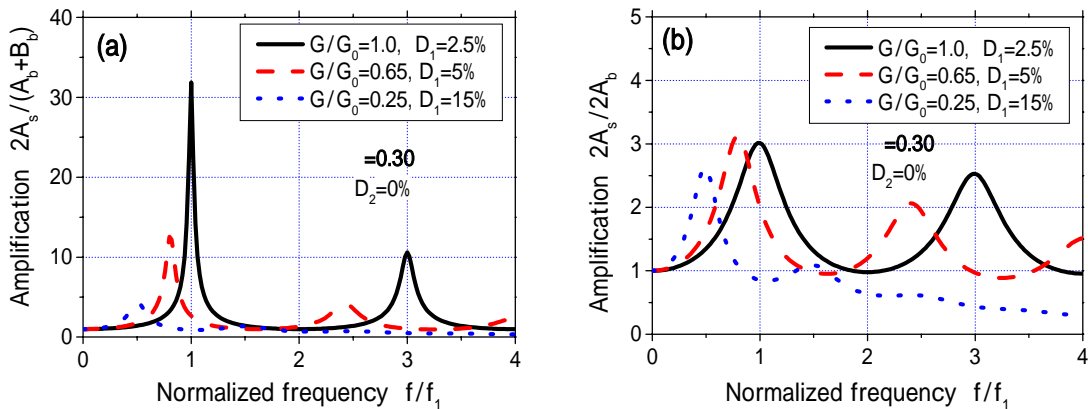


図 18 表層地盤のひずみ依存非線形性に対応した 2 層系地盤モデルでの増幅率との比較

の  $V_s$  によらず表層の  $V_s$  のみで) 決まるためと考えられる。また、 $2A_s/2A_b$  では表層のひずみが大きくなると、せん断剛性  $G_1$  および  $S$  波速度  $V_{s1}$  が低下してインピーダンス比  $\alpha = \rho_1 V_{s1} / \rho_2 V_{s2}$  が低下するため増幅率が大きくなり、減衰定数  $D_1$  が増加する効果を打ち消す方向に働くことも一因と思われる。

このように、単純な 2 層系地盤モデルによって、 $2A_s/2A_b$  のピーク増幅率に与える影響が  $2A_s/(A_b + B_b)$  に比べて緩和されることが明らかになった。なお、今回用いた KiK-net 記録では、いずれの観測点も液状化した兆候は記録から読みとれず、非線形性がスペクトル比に及ぼす影響は限定的であると考えられる。例えば 1995 年兵庫県南部地震でのポートアイランドのように大規模な液状化を起こした地盤では非線形の影響はさらに大きく<sup>10)</sup>、その増幅特性をスペクトル比によって表わす今回のような近似的方法では誤差が大きくなると思われ、今回の結果の適用範囲には当然限界があると考えられる。

図 19 は今回の研究で対象とした 3 地震の本震について  $2A_s/2A_b$  と式(2)による  $\bar{V}_s$  比との関係を示している。横軸の値が 4.0 以下の範囲に多くのプロット点が重なっているが、全プロット数は 3 地震分あわせて 39 観測点での 56 個 (1 次ピーク 39 個、高次ピーク 17 個) である。パラツキも少なく、3 地震の間の一貫性やピーク次数間のまとまりも良い。この関係は、我が国の異なる 3 地域での強地震観測記録の基盤と地表でのスペクトル比と理論伝達関数から作成されたものである。また、今回対象とした観測点の基盤の  $S$  波速度は図 3 に示すように  $V_{sb} = 400 \sim 3000 \text{m/s}$  の幅広い値をとっており、地震基盤を含む広い  $S$  波速度の範囲で定義される基盤について、統一的な関係が成り立つ可能性が明らかになった。

図 19 のプロットは  $\bar{V}_s$  比が 10 以下の範囲に圧倒的に集中しており、また  $\bar{V}_s$  比が 10 以上の範囲では増幅率に頭打ち傾向が現れているため、 $V_{sb}/\bar{V}_s \leq 10.0$  の範囲に限って直線で近似 (相関係数  $R = 0.91$ ) した。その結果、次式が得られ、それを図 19 に実線で示している。

$$2A_s/2A_b = 0.175 + 0.685(V_{sb}/\bar{V}_s) \quad (7)$$

理論的には、均質半無限地盤、すなわち  $\bar{V}_s$  比 = 1.0 では  $2A_s/2A_b = 1.0$  となり、横座標 1.0 で縦座標が 1.0 の点を通るべきであるが、式(7)によれば、多少低い点  $2A_s/2A_b = 0.86$  を通ることになる。本研

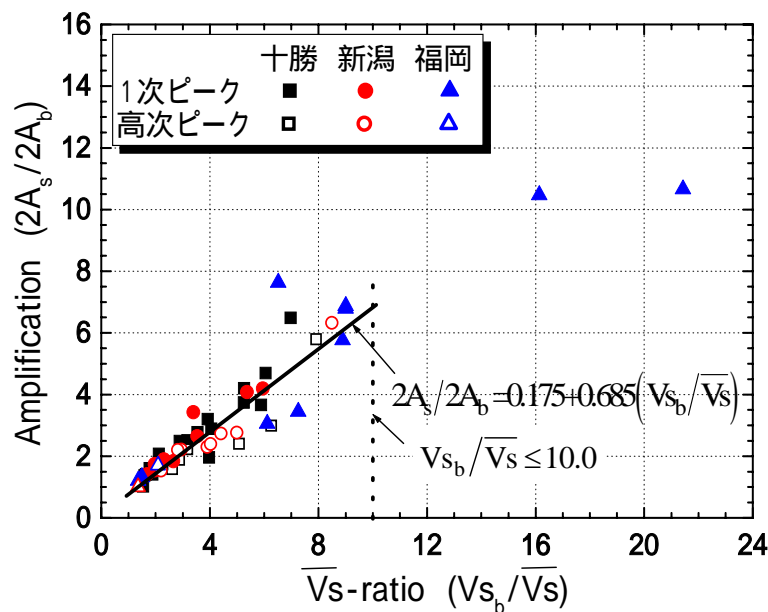


図 19 3 地震についての  $\bar{V}_s$  比と入射波増幅率の関係

究では鉛直アレーに基づき、深度 100m~300m の基盤で  $2A_b$  を評価しているため、その間の地盤の内部減衰の効果を反映していると考えることができよう。

このようにして得られた式(7)の  $2A_s/2A_b$  は、調和波が地盤に入力した場合についてのピーク増幅率を与える。一方、不規則波である地震動の最大加速度や最大速度の増幅率の絶対値は個々の地震波の特性に依存することになるが、共通の基盤へ同じ地震動が入力する場合の異なる地点間の相対的増幅は、式(7)に基づいて以下の手順で求めることができる。

- 1) 地盤の S 波検層データから S 波速度のコントラストの大きな層境界を探し、それ以浅の表層地盤の平均 S 波速度  $\overline{V_s}$  を計算する。
- 2) S 波速度データがない場合には、地盤の卓越振動数  $f$  を微動観測から推定し、いっぽう基盤までの概略深度  $H$  を地形・地質的に推定して、 $\overline{V_s}$  を  $\overline{V_s} = 4Hf$  により推定する。例えば、東京のような都市部であれば地盤図が整備されており、地盤の卓越振動を生起しやすい沖積層の層厚  $H$  は推定できることが多い。
- 3) 個々の構造物設計で設定される工学的基盤の  $V_{s_b}$  と表層の  $\overline{V_s}$  から  $\overline{V_s}$  比を、 $\overline{V_s}$  比 =  $V_{s_b}/\overline{V_s}$  により計算する。
- 4) 式(7)により計算される  $\overline{V_s}$  比からそれぞれの地点での地表/基盤の増幅率を計算し、その比から 2 地点間の相対的増幅率が得られる。ただし、式(7)が原点を通らず  $\overline{V_s}$  比 = 0 で  $2A_s/2A_b = 0.175$  の切片を持つために、2 地点での共通の基盤として 2 つの異なる層を選ぶと、その  $V_{s_b}$  の違いにより地表の相対的増幅率が多少変動することになるが、ゾーネーションでの増幅率の必要精度を考えれば大きな問題とはならないと考えられる。

なお、今回用いた地震観測点は基盤の深度が 100~330m の範囲であり、これより深いものは含んでいない。基盤が数百メートル以上深くなると、波動の距離減衰が今回用いた観測点よりもかなり大きくなるため<sup>11)</sup>、ここで導いた結果の大深度地盤への適用性検討が必要と思われる。また、今回の 3 地震の観測点では地表付近の地盤物性非線形性の程度は限られた範囲にとどまっており、理論伝達関数による線形的取り扱いが近似的に可能と考えた。地表付近で液状化など激しい非線形現象が起きることが予想される地盤条件では、それによる震動低減効果は別途評価する必要がある。

## 6. 結論

我が国で最近発生した 3 つの強地震について、KiK-net により得られた多地点での記録の分析により、基盤から地表までの震動増幅率を S 波速度を用いて簡便に評価する方法を検討した。鉛直アレーの地表と基盤の観測波のスペクトル比に基づき、ゾーネーションで用いる地表自由表面と基盤自由表面間のピーク増幅率を算出した。その際、観測スペクトル比のピーク振動数を生起する表層地盤の平均 S 波速度  $\overline{V_s}$  を速度構造に基づく 1/4 波長則から決定し、それで基盤の S 波速度  $V_{s_b}$  を除した  $\overline{V_s}$  比により、地表-基盤間のピーク増幅率を評価することを試みた。

その結果、以下の主要な知見が得られた。

- (1) 地表-基盤間での観測スペクトル比  $2A_s/(A_b + B_b)$  のピーク増幅率をそのピークを生起する表層の平均 S 波速度を用いた  $\overline{V_s}$  比と対比したところ、1 次ピークのみでなく高次のピークを含めて両者の良い相関が認められた。また、 $\overline{V_s}$  の代わりに単に最上層の S 波速度を使った  $V_s$  比による整理に比べて、増幅率との相関が大幅に改善された。また、本震の観測スペクトル比のピーク増幅率は余震に比べて小さくなる地盤物性の非線形性の影響が大きく表れた。
- (2) 基盤自由表面に対する地表でのスペクトル比  $2A_s/2A_b$  のピーク増幅率を観測スペクトル比のピーク

ク増幅率と地盤のS波速度構造に基づく理論伝達関数を用いて算定した。 $2A_s/2A_b$  のピーク増幅率においては本震と余震に大きな違いはなく、 $2A_s/(A_b + B_b)$  に比べて地盤物性の非線形性の影響が現れにくいことが分かった。

- (3) このようにして算定した地表と基盤自由表面間のピーク増幅率を最上層のみの  $V_s$  あるいは地表から深度 30m までの平均  $V_s$  で基盤  $V_s$  を除した  $V_s$  比に対してプロットすると、全体的に右上がりの傾向は確認できるものの、地震の違いやピーク次数の違いによるバラツキは大きい。
- (4) それに対し、本研究で導入した  $\bar{V}_s$  比とピーク増幅率の関係はバラツキも少なく、3地震での一致度やピーク次数間のまとまりも良い。 $\bar{V}_s$  比を地震観測地点の大半を包含する 10 以下に絞った場合、ピーク増幅率は式(7)で表わされることが分かった。
- (5) 今回用いた観測点の基盤のS波速度は  $V_{s_b} = 400 \sim 3000\text{m/s}$  の幅広い値をとっており、地震基盤を含む広いS波速度の範囲で定義される基盤について、かなり統一的な関係が成り立つ可能性が示された。この結果は今回対象とした地表で 100 ~ 800gal 程度の最大加速度を生じる強地震動に直接適用できると思われるが、液状化のような地盤破壊現象をとまなう場合に対しては、さらに地盤物性の強い非線形性効果を反映させた詳細な検討が必要である。

謝辞：本研究では、防災科学技術研究所がウェブサイトで公開している地震観測データと関連情報を全面的に使わせていただいた。ここに同サイトの立ち上げや運営・保守・データ公開などにご尽力いただいていた皆様に深謝の意を表します。また、本研究のデータ分析で大きな貢献をしてくれた過去6年間の中央大学理工学部土木工学科の卒業研究生諸君に末筆ながら感謝の意を表します。

#### 参考文献

- 1) Joyner, W. B. and Fumal, T. E.: Use of measured shear-wave velocity for predicting geologic site effects on strong ground motion, Proc. of 8<sup>th</sup> WCEE, Vol.2, 1984, pp.777-783.
- 2) Shima, E.: Seismic Microzoning map of Tokyo, Proc. Second Inter. Conf. on Microzonation (1), 1978, pp.433-443.
- 3) 翠川三郎：関東平野を対象とした深度分布予測、構造工学論文集 Vol.33B、1987、pp.43-48 .
- 4) 長尾晋悟：KiK-net を用いた表層地盤の地震応答特性、中央大学大学院工学系研究科 2004 年度修士論文、2005 .
- 5) 佐藤克晴：KiK-net 強震記録を用いた統一的な地震動増幅特性の評価法の提案、中央大学大学院工学系研究科 2006 年度修士論文、2007 .
- 6) 日本道路協会：道路橋示方書耐震設計編、社団法人に本道路協会発行、1997、p.43 .
- 7) Schnabel, P.B., Lysmer, J. and Seed, H.B.: SHAKE, A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report, EERC 72-12, University, 1972.
- 8) Kokusho, T., Motoyama, R. and Motoyama, H.: Wave energy in surface layers for energy-based damage evaluation, *Soil Dynamics & Earthquake Engineering* 27, Elsevier, 2007, pp.354-366.
- 9) Seed, H.B. and Idriss, I. M.: Soil Moduli and damping factors for dynamic response analysis, *Report EERC 70-10*, University of California Berkeley, 1970.
- 10) Kokusho, T., Aoyagi, T. and Wakunami, A.: In situ soil-specific nonlinear properties back-calculated from vertical array records during 1995 Kobe Earthquake, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE, Vol.131, No.12, 2005, pp.1509-1521.
- 11) 國生剛治，万谷昌吾：東灘ボーリングデータを用いた1次元解析による大深度地盤の地震動増幅特性、第26回地震工学研究発表会講演論文集、土木学会、札幌、2001、pp.165-168 .

( 受理 : 2007年 9月21日 )  
( 掲載決定 : 2008年 2月4日 )

## **Evaluation of Seismic Site Amplification based on KiK-Net Strong Motion Records**

Takaji KOKUSHO <sup>1)</sup>, Katsuharu SATO <sup>2)</sup> and Shingo NAGAO <sup>2)</sup>

1) Member, Professor, Faculty of Science and Engineering, Chuo University, Dr. Eng.

2) Ex-graduate Student, Graduate School, ditto.

### **ABSTRACT**

Ground motion records during recent 3 strong earthquakes disseminated from NIED are used to investigate seismic site amplification from bedrock to ground surface to be correlated with ratios of corresponding S-wave-velocity in bedrock,  $V_{S_b}$ , and that in surface layer,  $V_s$ . Equivalent S-wave velocity  $\overline{V_s}$  in an equivalent surface layer is introduced and determined from peak frequency of amplification ratio. A clear positive correlation exists between amplification ratio of measured motions (surface/base) and the  $\overline{V_s}$ -ratio. Furthermore, amplification ratio calculated for bedrock modified by the amplification of measured motion is also correlated with the  $\overline{V_s}$ -ratio much better than  $V_s$ -ratio using average  $V_s$  in top 30 m. The empirical formulation thus developed may be applicable to different earthquakes and site conditions including bedrocks with  $V_{S_b}=400\sim 3000$  m/s.

**Key Words** : seismic site amplification, S- wave velocity ratio, spectrum ratio, peak frequency, zonation