



日本全国を対象とした国土数値情報に基づく 地盤の平均S波速度分布の推定

藤本一雄¹⁾、翠川三郎²⁾

1) 正会員 東京工業大学人間環境システム専攻、助手 博士(工学)

e-mail : kazu@enveng.titech.ac.jp

2) 正会員 東京工業大学人間環境システム専攻、教授 工博

e-mail : smidorik@enveng.titech.ac.jp

要 約

日本全国にわたって広域での地盤の増幅度の分布を推定することを目的として、全国1,785地点での地盤のS波速度に関するデータに基づいて、地盤の平均S波速度と国土数値情報の地形分類・標高データ等との関係を整理した。地形分類と地盤の平均S波速度の関係を地域ごとに整理したところ、同一地形分類での地盤の平均S波速度は、中央日本に比べて東北日本および西南日本において高めの値を示す場合があることを確認した。この結果に基づいて、地域性を考慮した地盤の平均S波速度推定法を提案し、これにより全国での地盤の平均S波速度、さらには地盤増幅度の推定精度が向上することを示した。

キーワード：平均S波速度、国土数値情報、地形分類、地域性、地盤増幅度

1. はじめに

わが国は1995年兵庫県南部地震以降、地震活動期に入ったと言われており、東海地震、東南海地震、南海地震などの発生が懸念されている。これらの地震が連動して発生する可能性も指摘されており¹⁾、この場合きわめて広域での被害の発生が予想される。地震被害分布を予測するには地震動強さの分布を適切に評価することが必要であり、このため各地点での地盤特性の評価が重要となる²⁾。そこで、日本全国を対象として地盤特性の分布を把握することの重要性が指摘されている³⁾。

各地点での地盤特性を評価する方法として、地盤モデルを作成し、解析的に地盤の増幅特性を計算することが行われている。しかし、日本全国や関東圏、近畿圏といった広い範囲を対象として統一的に地盤の増幅特性を把握しようとする、利用できるデータが限られていたり、膨大な作業が必要となる。このため、より簡単な情報から得られる地質・地形条件等と地盤の増幅特性との関係から、地盤の増幅度を推定することが行われている。

地盤の増幅特性には、地表付近のS波速度による影響が比較的に大きく⁴⁾⁶⁾、地表から深さ30mまでの地盤の平均S波速度が地盤増幅度と良好な相関関係にある⁷⁾ことから、米国では、表層地質ごとに平均S波速度を与えることで広範囲での地盤の平均S波速度の分布を推定している場合もみられる⁸⁾。わが国でも、地形分類と地震被害の関係が密接であること⁹⁾に着目し、翠川・松岡¹⁰⁾は関東地方のデータに基づいて国土数値情報の地形分類・標高データ等から経験的に地盤の平均S波速度を求め、さら

に平均S波速度と地盤増幅度の関係¹¹⁾を介して、広域での地盤増幅度を簡便に推定する手法を提案している。福和・他¹²⁾は愛知県データの用いて、国土数値情報の地形区分・標高データ等から直接的に地盤増幅度を推定する手法を提案している。しかし、これらの経験式は関東地方や愛知県など特定の地域でのデータに基づくものである。関東地方のデータに基づく翠川・松岡の経験式¹⁰⁾を、阪神地域や東海・中部地域のデータと比較すると、同一地形分類での両者の平均S波速度は異なるとの指摘もあるが^{13),14)}、これらも限られた地域での検討にとどまっている。

全国を対象とした地形分類と地盤増幅度の関係については、大西・他¹⁵⁾が全国77地点の気象庁観測点での強震記録に基づく距離減衰式から地盤増幅度を求め、これと地形・表層地質との関係を求めている。ただし、使用しているデータの数が少ないこともあり、この関係の地域による相違については言及されていない。これらのことから、地形分類ごとの揺れやすさの地域による相違について検討することにより、特定の地域でのデータに基づく経験式の全国レベルでの適用性を吟味し、これを踏まえて全国にわたって地盤増幅度の分布をより正確に評価することが重要と考えられる。

本研究では、全国から収集した地盤のS波速度に関する多数の資料に基づいて、地盤の平均S波速度と国土数値情報の地形分類データ等の関係を整理することにより、地域による同一地形分類での地盤の平均S波速度の類似・相違を評価する。この結果に基づいて、地域性を考慮した地盤の平均S波速度推定法を提案し、日本全国での地盤の増幅度の分布をより正確に推定することを目的とする。

2. 地盤の平均S波速度・地形情報データベースの構築

2.1 地盤のS波速度データの収集・整理

地盤の平均S波速度に関するデータベース作成のため、地盤調査結果がすでにデジタル化されている地盤データの収集を行った。これには、防災科学技術研究所によるK-NETおよびKiK-net観測点での地盤調査結果(以下、KデータおよびHデータ)、横浜市高密度強震計ネットワーク観測点での地盤調査結果(以下、Yデータ)、翠川・松岡¹⁰⁾およびFujimoto and Midorikawa¹³⁾により整理された地盤調査資料(以下、MデータおよびFデータ)が含まれる。

Kデータは、全国に約25kmの間隔で設置された強震観測点での地盤調査結果であり、調査深度は20m程度までである(1,001地点)。Hデータは、関東・東海地方を除く全国の主に山間部に設置された観測点での調査結果であり、ほとんどの地点での調査深度は100~200m程度である(495地点)。Yデータは、横浜市内に約2kmの間隔で設置された観測点での調査結果であり、調査深度は軟岩に達するまでである(150地点)。Mデータは、主に関東地方での調査資料であり、多くの地点において深さ30mまでの地盤のS波速度が得られている(539地点)。Fデータは全ての地点において深さ30mまでの地盤のS波速度が得られており、調査地点は兵庫県および大阪府の一部地域である(71地点)。

これらの収集した地盤データの地理的分布を概観したところ、関東地方を除く全国の主に平野部での調査結果が比較的になかったことから、これを補うために地盤調査資料の収集を行い、650地点での調査資料を得た。これらの資料から、各地点での深度、N値、土質、S波速度をデジタル化した。位置情報は、調査資料に添付されている調査地点位置図に基づいて、国土地理院発行の縮尺2万5千分の1地形図から緯度・経度を読み取った。以下では、この地盤データをTデータと呼ぶ。以上より、本研究で収集した地盤データは計2,906地点である。

これらのデータに対して、翠川・松岡¹⁰⁾にならい、(1)式から地盤の平均S波速度(AVS)を求める。

$$AVS = 30 \sqrt{\sum_{i=1}^n (H_i / V_{Si})} \quad (1)$$

ここで、 n は深さ30mまでの速度層の層数、 H_i および V_{Si} は第 i 層での層厚(m)およびS波速度(m/s)である。なお、これらの地盤データには調査開始深度が0mでないデータが含まれていた。このようなデ

表 1 地盤の S 波速度情報が不足した地盤データに対する使用基準

最表層までの深さ(m)	～ 2.0		～ 5.0				
最表層の S 波速度(m/s)	—		< 200				
最下層までの深さ(m)	10.0 ～	15.0 ～	17.5 ～	20.0 ～	22.5 ～	25.0 ～	27.5 ～
最下層の S 波速度(m/s)	> 1,000	> 500	> 400	> 350	> 250	> 200	> 100

ータについては、最表層までの深さと最表層での S 波速度が表 1 の上段に示す条件を満足する場合には、最表層の S 波速度が地表まで続くものとして *AVS* を計算した。また、調査深度が 30m 未満のデータについては、司・翠川¹⁶⁾を参考にして最下層までの深さと最下層での S 波速度が表 1 の下段に示す条件を満足する場合には、最下層の S 波速度が深さ 30m まで続くものとして *AVS* を計算した。表 1 の条件を満たさないデータは計 1,050 地点であった。また、地表から地下深部まで S 波速度が一定であることから、地表付近にあるべきはずの速度層が省略されているようにみえるデータ(45 地点)が含まれていたため、これらについては除外した。以上より、*AVS* を計算することができた地盤データは 1,811 地点となる。

2.2 地盤の平均 S 波速度データと国土数値情報の地形情報データのリンク

つぎに、地理情報システム(GIS)を用いて、地盤の平均 S 波速度データ(1,811 地点)に付与されている緯度・経度から地理情報データ(点データ)を作成し、これを国土数値情報の地形分類データ等と関連付ける。国土数値情報は、日本全国を約 1km² のメッシュで区分し、各メッシュに対して各種の地理的情報が属性として与えられているデジタルデータベースである¹⁷⁾。翠川・松岡¹⁰⁾は国土数値情報の各地形分類に対して、標高(*H*、単位：m)ないし主要河川からの距離(*D*、単位：km)から各メッシュでの地盤の平均 S 波速度(*AVS*)を推定するために以下の経験式を求めている。

$$\log AVS = a + b \log H + c \log D \quad (2)$$

ここで、*a*、*b*、*c* は表 2 に示す回帰係数であり地形分類ごとに求められている。なお、表 2 では山地に対して地質年代を考慮していないが、後述するように山地の地質年代の地理的分布には地域性がみられたことから、本研究では、山地を古第三紀以前と新第三紀に区分して扱うこととした。

GIS の内包検索¹⁸⁾により、平均 S 波速度の点データを含む国土数値情報のメッシュを抽出し、このときの地形情報(地形分類、標高および主要河川からの距離)を平均 S 波速度データに属性として追加した。ただし、*H* データ(KiK-net)の観測点は、できるだけ硬質岩盤上を選んで設置されている¹⁹⁾はずであるが、谷底平野やデルタ・後背湿地のメッシュ上に位置する場合がみられた(108 地点)。そこで、こ

表 2 翠川・松岡(1995)の地形分類ごとの(2)式の回帰係数

地形分類	回帰係数			データ数	σ	
	a	b	c			
山地	2.87	0	0	3	0.23	
その他(第四紀火山)	2.25	0.13	0	10	0.16	
丘陵地	2.64	0	0	22	0.17	
砂礫台地	1.76	0.36	0	12	0.12	
ローム台地	2.00	0.28	0	95	0.11	
扇状地	1.83	0.36	0	20	0.15	
砂州・砂丘	2.29	0	0	13	0.13	
谷底平野	2.07	0.15	0	26	0.12	
自然堤防	1.94	0.32	0	18	0.13	
デルタ・後背湿地	<i>D</i> > 0.5km	2.26	0	0.25	57	0.13
	<i>D</i> ≤ 0.5km	2.19	0	0	36	0.12
人工改変地	2.26	0	0	7	0.09	
埋立地・干拓地	2.23	0	0	132	0.14	

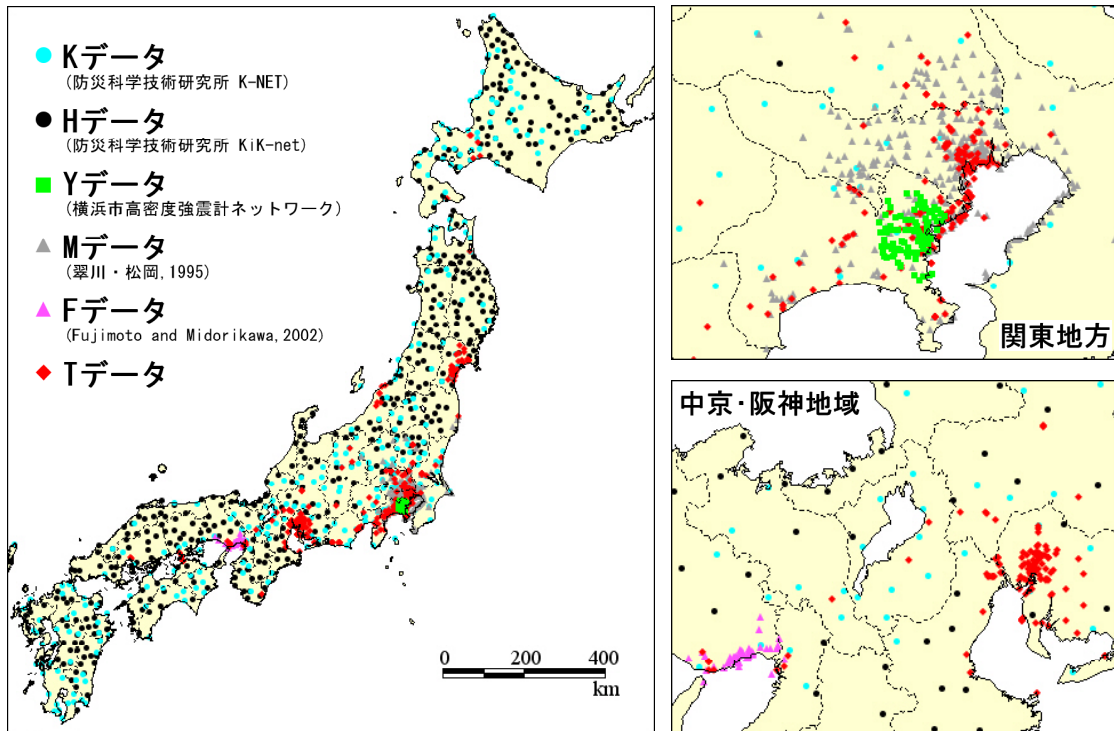


図1 地盤の平均S波速度・地形情報データの分布

これらの地点について地盤柱状図の土質構成と当該メッシュでの地形分類の対応を調べたところ、22 地点では土質構成と地形分類が対応することを確認できた。また、土質構成と当該メッシュでの地形分類が対応しない場合でも、隣接するメッシュでの地形分類(主として、山地、丘陵地などの硬質地盤)との対応を確認できた 60 地点については、隣接メッシュの地形分類に変更して使用することとした。これら以外の 26 地点は、土質構成が当該メッシュや隣接メッシュでの地形分類と対応せず、国土数値情報のメッシュサイズに比べて専有面積の小さな局地的な地形上にあると推察され、その地形分類を判断できなかったため除外することとした。なお、H データ以外のデータの調査地点については、H データのように硬質岩盤上にあるはずといった条件が与えられておらず、土質構成の情報だけでは当該メッシュと隣接メッシュでの地形分類のどちらに対応するのかを判断することが困難な場合が大部分であったため、当該メッシュでの地形分類をそのまま与えることとした。

結局、1,785 地点での地盤の平均S波速度・地形情報データを使用できた。内訳は、K データが 310 地点、H データが 427 地点、Y データが 88 地点、M データが 443 地点、F データが 67 地点、T データが 450 地点である。なお、本研究の M データの数は、翠川・松岡¹⁰⁾で用いているデータ数(495 地点)に比べて少ないが、これは本研究のS波速度データに対する使用基準(表 1)が翠川・松岡の基準に比べて厳しいためである。図 1 に地盤の平均S波速度・地形情報データの分布を示す。図 1 より、本研究のデータが日本全国をほぼカバーしていることがわかる。

3. 地形分類と地盤の平均S波速度の関係にみられる地域性

3.1 日本列島の地域分け

各地形分類での地盤の平均S波速度(AVS)の地域差を評価するために、日本列島をいくつかの地域に区分する。全国の気象庁観測点での震度データに基づく距離減衰式から、岩盤と軟弱地盤上の観測点での平均的な震度差は、フォッサマグナを境として、東北側に比べて西南側において大きいとの結果が示されている²⁰⁾。このことは、震源特性や伝播特性の地域性にも関係するが、東北側と西南側では

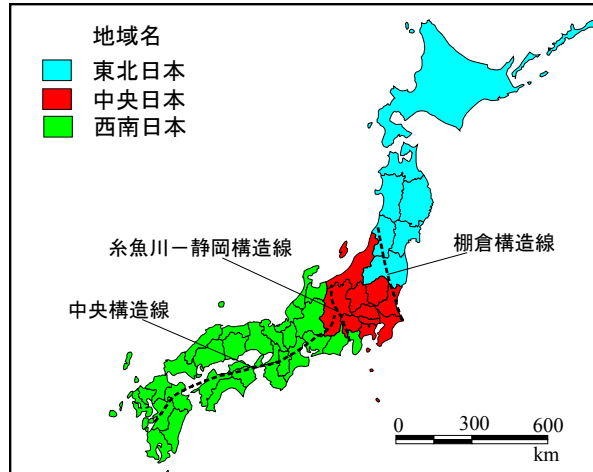


図2 主要構造線に基づく日本列島の地域分け

平均的な岩盤ないし軟弱地盤でのS波速度に相違があることを示唆しているとも考えられる。また、関東地方のデータに基づく AVS と標高の関係¹⁰⁾を、阪神地域および東海・中部地域での関係と比較すると、関東地方での AVS に対して阪神地域および東海・中部地域のそれらはやや高めの値を示す場合のあることが指摘されている^{13), 14)}。

糸魚川-静岡構造線を境として、その西南側には古第三紀以前の山地が多く、東北側には新第三紀の山地が多く分布している²¹⁾。また、糸魚川-静岡構造線の西南側は中央構造線を境として外帯(南側)と内帯(北側)に区分され、両地域の地質構造が異なることも指摘されている²²⁾。これらのことから、同一地形分類での平均的な地盤のS波速度は、主要な構造線を境として変化していることが予想される。そこで、わが国の主要な構造線²³⁾⁻²⁶⁾を基本として、図2に示すように日本列島を都道府県単位に基づく3地域に区分することとした。都道府県単位での大まかな地域分けをした理由は、各構造線の正確な位置を判断することが困難なためである。以下では、棚倉構造線以北の地域を東北日本、棚倉構造線から糸魚川-静岡構造線の地域を中央日本、糸魚川-静岡構造線以西の地域を西南日本と呼ぶこととする。ここで、中央構造線に基づく地域区分をしなかった理由は、西南日本を中央構造線で区分した場合、後述する AVS と標高の関係が西南日本の北側と南側の地域で結果的に類似の傾向を示したためである。なお、この地域分けによる各地域のデータ数は、東北日本が346地点、中央日本が876地点、西南日本が563地点となる。

3.2 地域による地形分類と地盤の平均S波速度の関係の比較

図3は、各地形分類について地盤の平均S波速度(AVS)と標高の関係を求め、これを図2に示す地域ごとに整理した結果である。東北日本、中央日本および西南日本のデータがそれぞれ青丸、赤丸および緑丸で示してある。図3より、関東地方のデータに基づく翠川・松岡¹⁰⁾の経験式(黒実線)およびその標準偏差の範囲(黒破線)は、中央日本のデータ(赤丸)と比較的良好な対応を示すものの、東北日本や西南日本のデータとは異なる傾向を示すようにもみえる。ただし、データにはばらつきがあり、データの数が限られている地域もあるため、それぞれの地形分類での AVS に地域差があるかどうかを目視により判断することは困難である。

図4は、地域*i*および地域*j*でのデータ(●および○)ならびにこれらの回帰直線(実線および破線)の相対的な関係を模式的に示したものである。ここでの回帰式は、(2)式を簡略化した $\log AVS = a + b \log H$ を設定している。回帰直線に地域間で相違がある場合として、図4(a)に示すように地域*i*での回帰直線の傾き(b_i)が地域*j*での傾き(b_j)と有意に異なる場合($b_i - b_j \neq 0$)がある。また、2地域の回帰直線の傾きが同程度($b_i - b_j \approx 0$)であっても、地域*i*での AVS の母平均(\overline{AVS}_i)が地域*j*での母平均(\overline{AVS}_j)と有意に異なる場合($\overline{AVS}_i - \overline{AVS}_j \neq 0$)には、回帰直線は地域によって異なると言え、2地域の回帰直線の傾

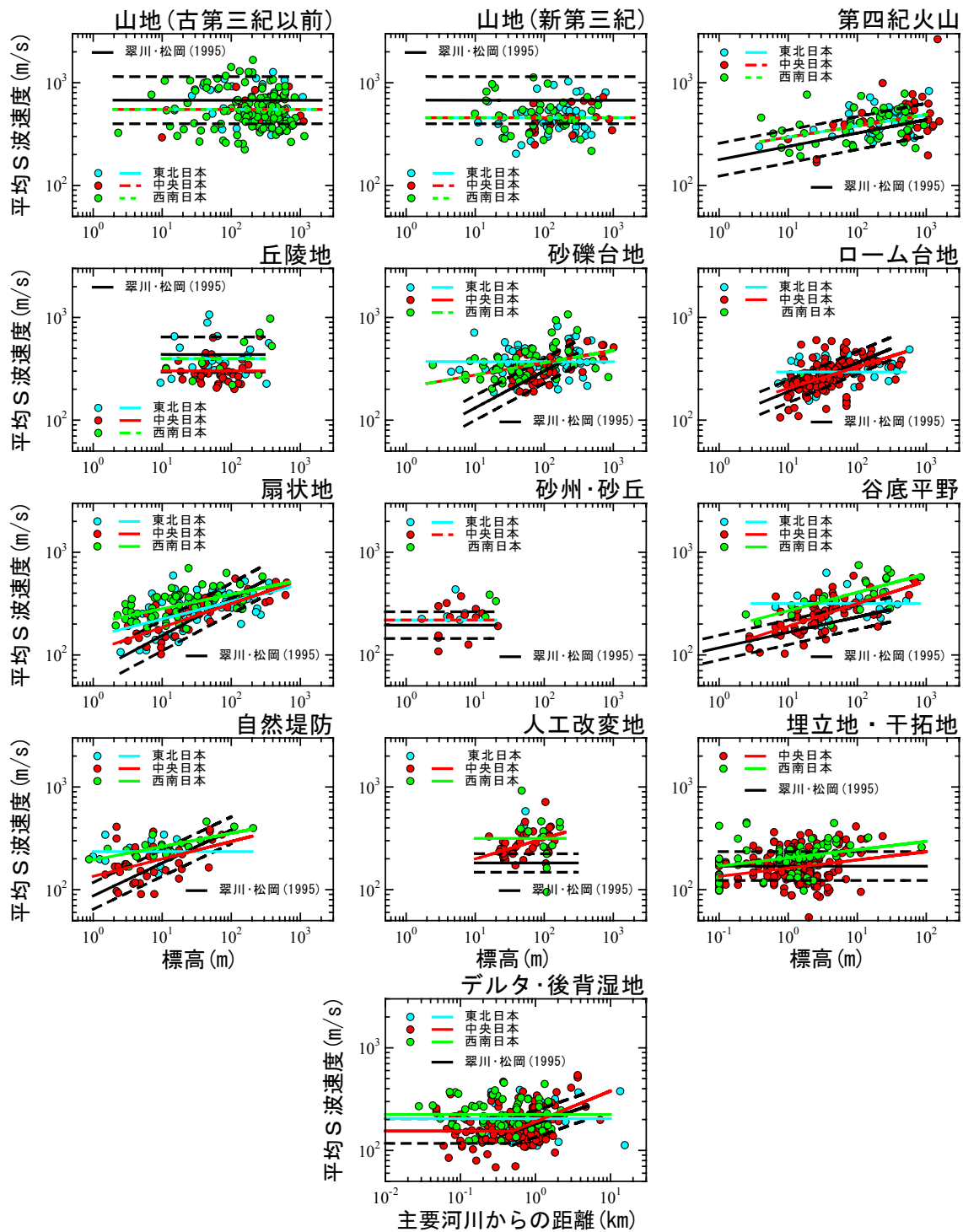


図3 地域ごとの地形分類と地盤の平均S波速度の関係

きがともに 0 でない場合 ($b_i \neq 0$ and $b_j \neq 0$) は図 4(b) に、回帰直線の傾きがともに 0 の場合 ($b_i = 0$ and $b_j = 0$) は図 4(c) となる。これら以外の場合、つまり 2 地域の回帰直線の傾きがほぼ同じであり、かつ AVS の母平均が地域間で同程度の場合 ($AVS_i - AVS_j \cong 0$) には、2 地域の回帰直線は類似していると判断でき、回帰直線の傾きがともに 0 かどうかにより図 4(d) ないし図 4(e) となる。そこで、2 地域の回帰直線の相対的な関係を図 4 (a)~(e) のいずれかに判別するために、(3)~(6) 式の仮説^{27),28)} に対す

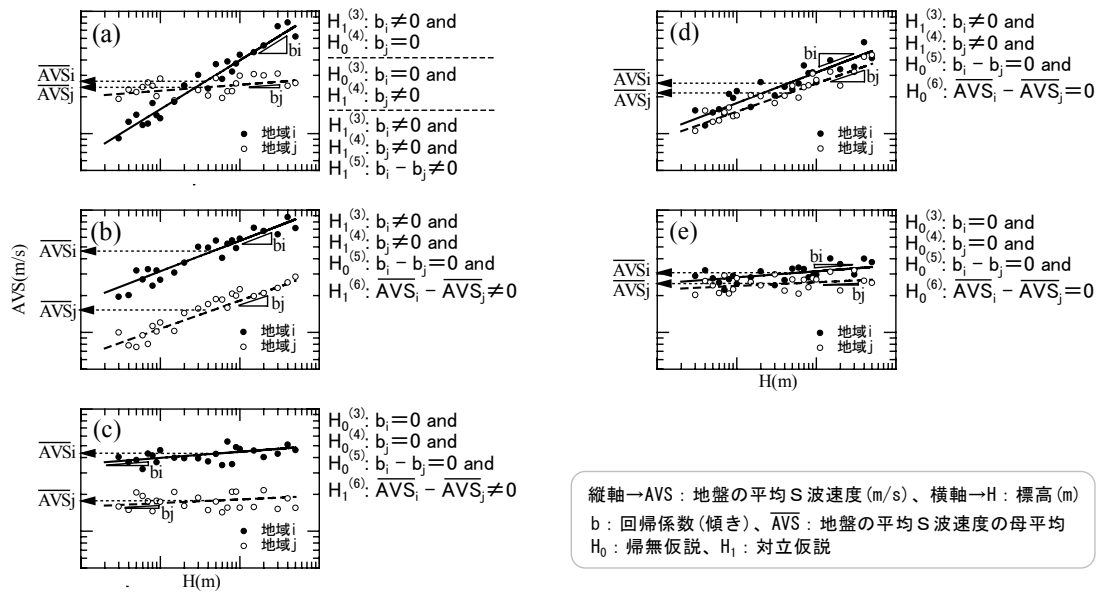


図4 2地域での回帰直線の相対的な関係

る検定結果(帰無仮説(H_0)、対立仮説(H_1))の組み合わせから判断することとした。

$$H_0^{(3)} : b_i = 0, \quad H_1^{(3)} : b_i \neq 0 \quad (3)$$

$$H_0^{(4)} : b_j = 0, \quad H_1^{(4)} : b_j \neq 0 \quad (4)$$

$$H_0^{(5)} : b_i - b_j = 0, \quad H_1^{(5)} : b_i - b_j \neq 0 \quad (5)$$

$$H_0^{(6)} : \overline{AVS}_i - \overline{AVS}_j = 0, \quad H_1^{(6)} : \overline{AVS}_i - \overline{AVS}_j \neq 0 \quad (6)$$

(3)式および(4)式はそれぞれ地域*i*および地域*j*での回帰直線の傾きが0かどうかを、(5)式は回帰直線の傾きが地域間で有意に異なるかどうかを、(6)式はAVSの母平均が地域間で有意に異なるかどうかをそれぞれ調べるものである。各仮説に対する検定の結果から、帰無仮説が棄却されない場合は帰無仮説(H_0)を採択し、帰無仮説が棄却される場合は対立仮説(H_1)を採択する。図4(a)~(e)それぞれの右側には、(3)~(6)式の仮説に対する検定結果(H_0 , H_1)の組み合わせを示す。例えば図4(b)の場合では、地域*i*および地域*j*での回帰直線の傾きがともに0でなく($H_1^{(3)}$ 、 $H_1^{(4)}$)、2地域の回帰直線の傾きが同程度であり($H_0^{(5)}$)、AVSの母平均が地域間で有意に異なる($H_1^{(6)}$)ことになる。

表3に、本研究の3地域のデータに対する(3)~(6)式の仮説の検定結果を示す。表3では、簡略のため東北日本をE、中央日本をC、西南日本をWとして記してある。表中の○印は有意水準(α)が5%で帰無仮説(H_0)が採択された場合であり、×印は対立仮説(H_1)が採択された場合である。ただし、(5)式および(6)式の仮説では、3地域の組み合わせの数(${}_3C_2=3$)だけ検定を行うと、全体での有意水準は約14%($=1-(1-\alpha)^3$)と有意差のでやすい検定となるため、各検定の有意水準を3地域の組み合わせの数で割った値($\alpha/3 \cong 1.7\%$)により検定している²⁹⁾。なお、後述する地域性を考慮した回帰係数を求める際、データ数が少ないと回帰直線の傾きやAVSの母平均として不安定な値が得られる場合があることから、データ数が5未満の地域を含む検定は行っていない。

表3の検定結果ならびに3地域での回帰直線の傾きおよびAVSの母平均の大小関係に基づいて、図5に3地域の回帰直線の相対的な関係を模式的に示す。ただし前述の理由から、データ数が5未満の地域での回帰直線は示されていない。図5に示されるように、古第三紀以前の山地、新第三紀の山地および第四紀火山での回帰直線は地域によらず類似しており、砂礫台地、砂州・砂丘およびデルタ・後

表 3 (3)～(6)式の仮説に対する検定結果

地形分類	地域		式				図4の パターン
	i	j	(3)	(4)	(5)	(6)	
山地 (古第三紀 以前)	E	C	○	○	○	○	(e)
	E	W	○	○	○	○	(e)
	C	W	○	○	○	○	(e)
山地 (新第三紀)	E	C	○	○	○	○	(e)
	E	W	○	○	○	○	(e)
	C	W	○	○	○	○	(e)
第四紀火山	E	C	×	×	○	○	(d)
	E	W	×	×	○	○	(d)
	C	W	×	×	○	○	(d)
丘陵地	E	C	○	○	○	×	(c)
	E	W	○	○	○	○	(e)
	C	W	○	○	○	○	(e)
砂礫台地	E	C	○	×	×	○	(a)
	E	W	○	×	○	○	(a)
	C	W	×	×	○	○	(d)
ローム台地	E	C	○	×	×	○	(a)
	E	W	○	—	—	—	—
	C	W	×	—	—	—	—
扇状地	E	C	×	×	○	○	(d)
	E	W	×	×	○	○	(d)
	C	W	×	×	×	×	(a)
砂州・砂丘	E	C	○	○	○	○	(e)
	E	W	○	—	—	—	—
	C	W	○	—	—	—	—
谷底平野	E	C	○	×	×	×	(a)
	E	W	○	×	○	○	(a)
	C	W	×	×	○	×	(b)
自然堤防	E	C	○	×	○	○	(a)
	E	W	○	×	○	○	(a)
	C	W	×	×	○	×	(b)
デルタ・ 後背湿地 ($D \leq 0.5\text{km}$)	E	C	○	○	○	○	(e)
	E	W	○	○	○	○	(e)
	C	W	○	○	○	×	(c)
デルタ・ 後背湿地 ($D > 0.5\text{km}$)	E	C	○	×	×	○	(a)
	E	W	○	○	○	○	(e)
	C	W	×	○	○	×	(a)
人工改変地	E	C	—	×	—	—	—
	E	W	—	○	—	—	—
	C	W	×	○	×	○	(a)
埋立地・ 干拓地	E	C	—	×	—	—	—
	E	W	—	×	—	—	—
	C	W	×	×	○	×	(b)

表中の i, j は地域名 (E : 東北日本, C : 中央日本, W : 西南日本)。○印および×印は、(3)～(6)式の仮説に対する検定結果であり、帰無仮説 (H_0) が採択された場合は○印、対立仮説 (H_1) が採択された場合は×印。データ数が 5 未満の地域を含む場合は—印。

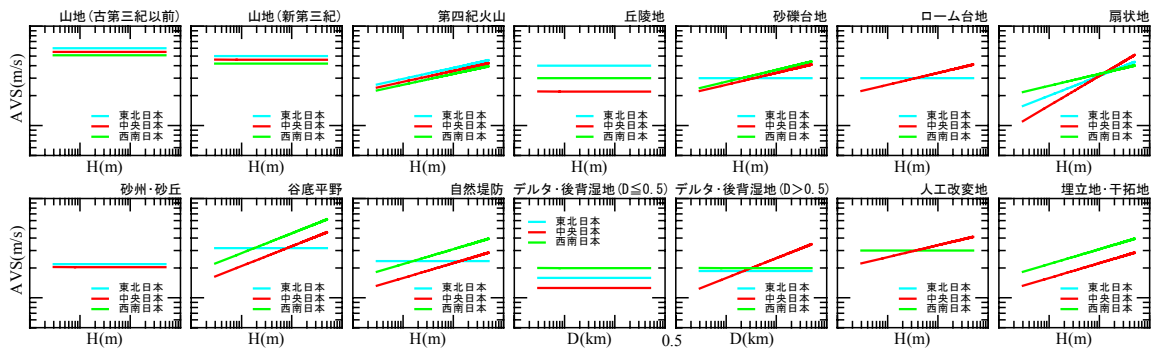


図 5 3 地域での回帰直線の相対的な関係

背湿地 ($D > 0.5\text{km}$) での回帰直線は一部の地域間で類似の傾向を示す。一方、上記以外の地形分類での回帰直線は地域により異なり、全般的に中央日本での AVS が小さめの値を示している。以上、同一地形分類での回帰直線の地域間での類似・相違について、仮説検定に基づいて検討した結果、古第三紀以前の山地、新第三紀の山地および第四紀火山以外の地形分類(10 種類)では地域によって相違のみられる場合があることを確認した。

4. 日本全国を対象とした地盤の平均 S 波速度分布の推定

4.1 地域性を考慮した地盤の平均 S 波速度推定法

同一地形分類での地盤の平均 S 波速度 (AVS) の地域差を考慮して、本研究のデータに対して(2)式の回帰係数を求める。具体的には、図 5 の結果に基づいて、古第三紀以前の山地、新第三紀の山地および第四紀火山は 3 地域のデータをまとめたデータセットに対して回帰係数を求め、砂礫台地および砂州・砂丘は類似する 2 地域(前者は中央日本と西南日本、後者は東北日本と中央日本)のデータをまとめ

表4 本研究の地形分類・地域ごとの(2)式の回帰係数

地形分類	地域	回帰係数			データ数	σ
		a	b	c		
山地 (古第三紀以前)	E	2.74	0	0	33	0.18
	C				17	
	W				131	
山地 (新第三紀)	E	2.66	0	0	53	0.15
	C				20	
	W				39	
第四紀火山	E	2.36	0.11	0	27	0.16
	C				30	
	W				47	
丘陵地	E	2.60	0	0	22	0.19
	C	2.48	0	0	36	0.12
	W	2.60	0	0	11	0.21
砂礫台地	E	2.57	0	0	55	0.14
	C	2.32	0.12	0	49	0.13
	W				53	
ローム台地	E	2.47	0	0	34	0.12
	C	2.10	0.21	0	129	0.13
	W	(2.10)	(0.21)	(0)	1	—
扇状地	E	2.18	0.17	0	58	0.15
	C	2.04	0.23	0	40	0.12
	W	2.31	0.14	0	69	0.11

地形分類	地域	回帰係数			データ数	σ	
		a	b	c			
砂州・砂丘	E	2.34	0	0	6	0.15	
	C				16		
	W				(2.34)		(0)
谷底平野	E	2.50	0	0	20	0.13	
	C	2.06	0.22	0	71	0.13	
	W	2.25	0.18	0	23	0.12	
自然堤防	E	2.37	0	0	10	0.14	
	C	2.13	0.17	0	42	0.16	
	W	2.29	0.13	0	24	0.07	
デルタ・ 後背湿地	E	2.31	0	0	24	0.18	
	W	2.35	0	0	67	0.13	
	(D>0.5km)	C	2.28	0	0.30	103	0.14
	(D≤0.5km)	C	2.19	0	0	73	0.15
	人工改変地	E	(2.10)	(0.20)	(0)	4	—
埋立地・ 干拓地	C	2.10	0.20	0	43	0.11	
	W	2.50	0	0	14	0.23	
	E	(2.21)	(0.08)	(0)	0	—	
	C	2.21	0.08	0	207	0.14	
	W	2.31	0.08	0	81	0.14	

表中の地域は E：東北日本、C：中央日本、W：西南日本、a, b, c は(2)式の回帰係数、σ は標準偏差。

(2)式： $\log AVS = a + b \log H + c \log D$ [AVS：地盤の平均 S 波速度(m/s)、H：標高(m)、D：主要河川からの距離(km)]

たデータセットに対して回帰係数を求める。その他の地形分類は地域ごとのデータに対して回帰係数を求める。翠川・松岡¹⁰⁾では、デルタ・後背湿地において主要河川からの距離(D)が0.5kmを越えるとAVSが次第に大きくなる傾向を示したため、 $D \leq 0.5km$ と $D > 0.5km$ のデータそれぞれに対して回帰係数を求めている。一方、図5に示した本研究のデルタ・後背湿地の結果では、中央日本の回帰直線(赤線)は翠川・松岡の結果と類似の傾向を示すものの、東北日本および西南日本での回帰直線(青線および緑線)はDとは無関係にAVSはほぼ一定の値を示している。このため本研究では、中央日本については $D \leq 0.5km$ と $D > 0.5km$ のデータそれぞれに対して回帰係数を求めるが、東北日本および西南日本では $D \leq 0.5km$ と $D > 0.5km$ のデータをまとめたデータセットに対して回帰係数を求めることとした。得られた回帰係数を表4に示す。なお、データ数が5未満の地域での回帰係数は求めているが、参考として隣接する地域での回帰係数を括弧書きで示しておく。

図3には、表4の回帰係数から得られる回帰直線を重ねて示す。同図において、東北日本、中央日本および西南日本での回帰直線は、それぞれ青線、赤線および緑線で示されている。図3より、同一地形分類でのAVSに地域によって相違がみられるのは、扇状地やデルタ・後背湿地など河川の浸食・堆積作用により形成された地形である場合が多い。これらの地形では、中央日本での経験式(赤線)に比べて、東北日本および西南日本での経験式(青線および緑線)によるAVSが高めの値を示している。中央日本にある関東平野や新潟平野では、第四紀における顕著な沈降運動が確認されている^{30),31)}。このため、これらの平野には周辺の山地を浸食する河川によって運搬される土砂がより頻繁に堆積し、地表付近により軟弱な地層が形成されることが予想される。このことは、東北日本および西南日本に比べて中央日本でのAVSが小さめの値を示したことを定性的に説明している。

図6(a)に、本研究で提案した地域性を考慮した回帰係数(表4)から推定したAVSと実測されたAVSの関係を黒丸で示す。同図には、推定値と実測値の関係を理解しやすいよう、AVSの区間平均(赤丸)ならびに実測値と推定値の比の対数による標準偏差の範囲(エラーバー)も重ねて示す。図6(a)から、本研究の経験式による推定値は、当然のことながら実測値と良好な1対1の対応を示している。比較のため、翠川・松岡¹⁰⁾の回帰係数(表2)による推定値と実測値の関係を図6(b)に示す。翠川・松岡の経験式による推定値は、中央日本では全般的に実測値と比較的良好な一致を示す。ただし、実測値に対

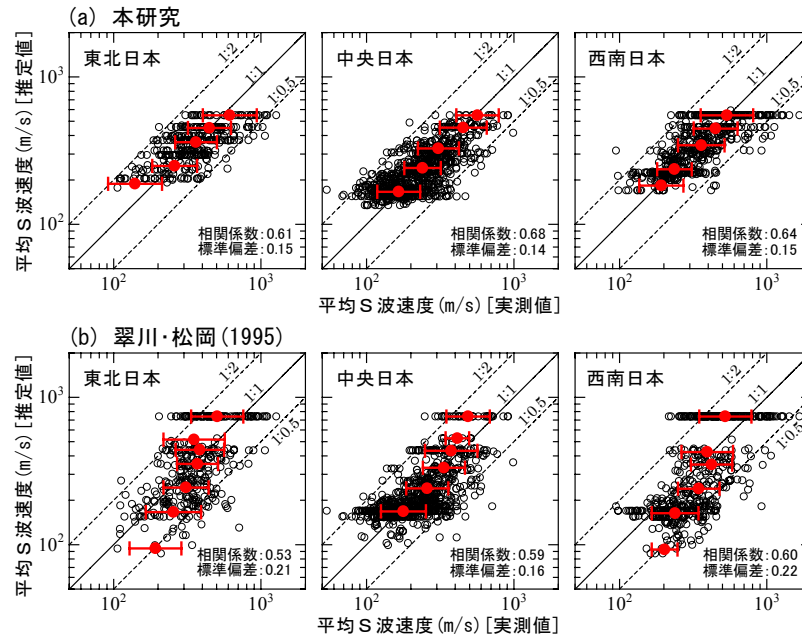


図6 地盤の平均S波速度の実測値と推定値の比較

して高めの値(AVS が約 750m/s)を示す場合があり、これと類似の傾向は東北日本や西南日本でも確認できる。これらは山地でのデータであり、翠川・松岡の経験式では山地での AVS を過大評価していることがわかる。一方、東北日本や西南日本では、実測値が小さい範囲(200~300m/s 以下)において AVS を過小評価している場合があり、これは翠川・松岡の経験式がこれらの地域の低地部での AVS を過小評価していることを示している。

なお、全国のデータを用いて、本研究の経験式による推定値と実測値の比の対数による標準偏差を求めると 0.14 となり、これは関東地方のデータのみに基づく翠川・松岡の経験式における標準偏差(0.13)¹⁰⁾とほぼ同じである。このことから、本研究で提案した経験式は、翠川・松岡の経験式と同程度の推定精度を保持しており、日本全国での地盤の平均S波速度の推定精度は $\pm 40\%$ 程度($10^{\pm 0.14}$)と考えられる。

4.2 既往の手法による地盤増幅度との比較

本研究の最終的な目的は、日本全国にわたって地盤の増幅度の分布を推定することにあるため、本研究の経験式から推定される地盤の平均S波速度を換算して得られる地盤増幅度について検討する。翠川・松岡¹⁰⁾では、地盤の平均S波速度(AVS)を最大速度振幅に対する地盤増幅度(ARV)に換算するために(7式)¹¹⁾を用いている。

$$\log ARV = 1.83 - 0.66 \log AVS \pm 0.16 \quad (100 < AVS < 1,500) \quad (7)$$

この式は、1987年千葉県東方沖地震の強震記録を用いて得られたものであるが、より大きな振幅レベルを持つ2001年芸予地震の強震記録からもその妥当性が確認されている³²⁾。ここでは実測された AVS を(7式)に代入して得られる ARV を正解と考えて、これと本研究ならびに既往の研究の経験式から推定される ARV との比較を行う。本研究および翠川・松岡の経験式から推定される AVS は、(7式)により ARV に換算できる。一方、福和・他¹²⁾の経験式では ARV が直接得られるが、地震基盤(AVS が約 3km/s)を基準としているため、(7式)で基準としている地盤の AVS (約 600m/s)とは異なる。(7式)の適用範囲は AVS で 1,500m/s までであるが、地盤応答解析の結果³³⁾によれば、 AVS が約 1,500m/s 以上での ARV はほぼ一定の値を示す。そこで、 AVS が 1,500m/s 程度以上の地盤での ARV はほとんど変化しないと考えて、(7式)の AVS に 1,500m/s を代入すると ARV は 0.54 と求まり、福和・他の経験式による ARV に補

表 5 本研究の地形分類と既往の研究で使用している地形分類等の対応

本研究	翠川・松岡(1995)	福和・荒川・西阪(1998)	大西・山崎・若松(1999)
地形分類	地形分類	地形区分	表層地質の岩石区分
山地(古第三紀以前)	山地	山地	固結
山地(新第三紀)			
第四紀火山	その他(第四紀火山)	—	—
丘陵地	丘陵地	大起伏丘陵地 小起伏丘陵地	固結
砂礫台地	砂礫台地	砂礫台地・段丘	未固結・互層
ローム台地	ローム台地	砂礫台地・段丘	未固結・砂
扇状地	扇状地	扇状地性低地	未固結・礫
砂州・砂丘	砂州・砂丘	自然堤防・砂州	未固結・砂
谷底平野	谷底平野	—	—
自然堤防	自然堤防	自然堤防・砂州	未固結・砂
デルタ・ 後背湿地 (D>0.5km)	デルタ・ 後背湿地 (D>0.5km)	三角州性低地	未固結・砂
デルタ・ 後背湿地 (D≤0.5km)	デルタ・ 後背湿地 (D≤0.5km)		未固結・泥
人工改変地	人工改変地	埋立地・盛土	未固結・砂
埋立地・干拓地	埋立地・干拓地	干拓地	未固結・砂
			埋立地

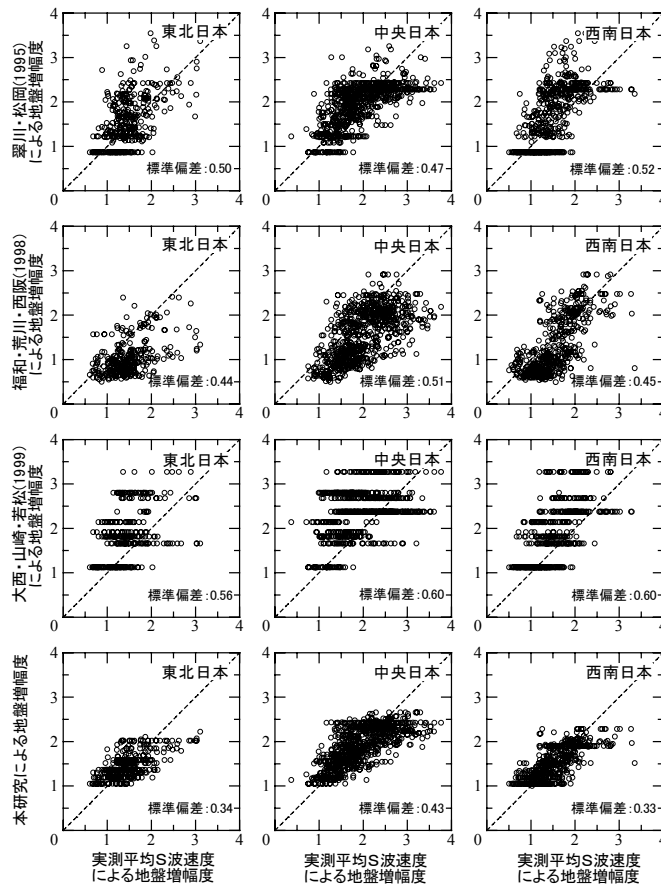


図 7 本研究と既往の研究の経験式から推定された地盤増幅度の比較

正係数として 0.54 を掛け合わせることで、(7)式での基準地盤に対する ARV に換算した。また、大西・他¹⁵⁾の経験式では、山地の観測点での平均的な ARV を 1 として基準化しているが、その S 波速度については与えられていない。そこで、本研究の経験式の山地での平均的な AVS (約 500m/s) を(7)式に代入すると ARV は 1.12 と求まり、大西・他の経験式による ARV に補正係数として 1.12 を掛け合わせることで、(7)式での基準地盤に対する ARV に換算した。なお、福和・他の経験式は線形時の地盤応答解析

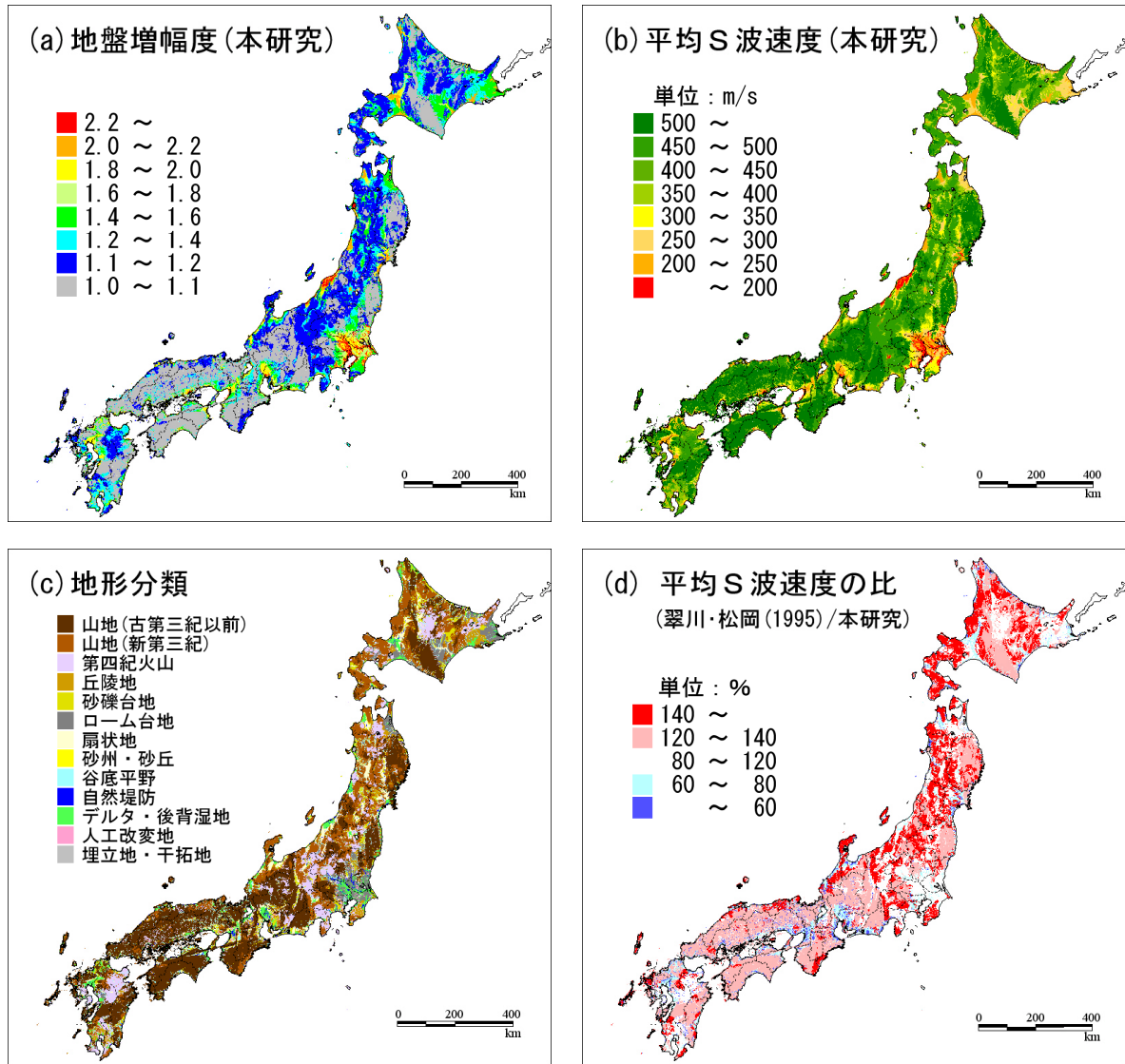


図8 推定された地盤の平均S波速度・地盤増幅度の分布

(a)地盤増幅度の分布(本研究)、(b)地盤の平均S波速度の分布(本研究)、(c)国土数値情報の地形分類の分布、
(d)地盤の平均S波速度の比の分布(翠川・松岡(1995)/本研究) [図8(a) ←(7)式- 図8(b) ←(2)式+表4- 図8(c)]

の結果に基づく地盤増幅度から、大西・他の経験式は大部分が最大地動加速度で数10galまでの記録による地盤増幅度からそれぞれ求められており、これらの経験式には地盤の非線形性による影響はほとんど含まれていないと考えられる。また、本研究の地形分類と既往の研究で用いている地形分類等の対応については、大西・他¹⁴⁾を参考にして表5に示すものとした。

図7に、実測された ARV から換算した ARV (以下、 ARV_{obs})と該当地点の地形分類等から推定された ARV (以下、 ARV_{est})との関係を示す。図の上段から、翠川・松岡¹⁰⁾、福和・他¹²⁾、大西・他¹⁵⁾、本研究それぞれの経験式による結果を示している。同図には、 ARV_{obs} と ARV_{est} の差に対する標準偏差も示してある。図7より、関東地方のデータに基づく翠川・松岡の経験式による ARV_{est} は、中央日本では ARV_{obs} と比較的良好な一致を示すものの、その他の地域ではやや過大評価している場合がある。同様に、愛知県のデータに基づく福和・他の経験式による ARV_{est} は、西南日本では ARV_{obs} と比較的良好な一致を示すが、その他の地域では全般的に過小評価している。このように、翠川・松岡や福和・他の経験式では、用いたデータの得られた地域での ARV_{est} は ARV_{obs} と比較的良好な一致を示すが、その他の地域では両者の対応は劣っている。

全国のデータに基づく大西・他の経験式から推定された ARV_{est} は、全般的に過大評価となっており、標準偏差(0.56~0.60)はその他の結果に比べて大きい。ただし、この ARV_{est} が過大評価となった原因として、前述の補正係数(1.12)が適切でないことが考えられ、これにより標準偏差が大きくなった可能性が考えられる。そこで、この ARV_{est} と ARV_{obs} がほぼ 1 対 1 の対応を示すようになる補正係数を求めると 0.98 となり、このときの標準偏差は 0.47~0.61 と求まる。これは前述の値(0.56~0.60)より小さくなる場合もあるが、翠川・松岡や福和・他の経験式による標準偏差に比べると依然としてやや大きめの値を示す。

これらに対して、本研究の経験式による ARV_{est} は、当然のことではあるが全ての地域においてその他の経験式による結果に比べて ARV_{obs} とより良好な 1 対 1 の対応を示し、標準偏差(0.33~0.43)もその他の結果に比べて小さい。なお、前述の本研究の経験式から推定される AVS と実測された AVS との標準偏差は 0.14 であり、(7)式の標準偏差が 0.16 であり、両者が独立とすれば、本手法により推定される地盤増幅度の標準偏差は 0.21 となる。このことから、概算として、本研究で提案した経験式(表 4)ならびに(7)式を用いた場合、日本全国での地盤増幅度の推定精度は±50%程度($10^{\pm 0.21}$)とも考えられる。

図 8(a)に、本研究の経験式から推定された日本全国での地盤増幅度(ARV)の分布を示す。また、図 8(b)には本研究の経験式による地盤の平均 S 波速度(AVS)の分布を、図 8(c)には国土数値情報の地形分類の分布をそれぞれ示す。糸魚川-静岡構造線を境として、主として新第三紀の地質からなる東北日本および中央日本の山地での ARV は、古第三紀以前の地質を主とする西南日本の山地での ARV に比べてやや高めの値を示している。また、中央日本における低地での ARV は、東北日本や西南日本の低地での ARV に比べて全般的に高めの値を示している。比較のため、図 8(d)に本研究の経験式から推定した AVS に対する翠川・松岡¹⁰⁾の経験式による AVS の比の分布を示す。同図において、 AVS の比が 100% 以上の場合には本研究の結果の方が小さいことを意味する。図 8(d)より、翠川・松岡の経験式による AVS は、全国の山地において本研究の経験式による AVS に比べて過大評価となっており、中央日本の低地では本研究の経験式による AVS と同程度の値を示すが、東北日本や西南日本の低地では過小評価となっている。

5. 結論

本研究では、日本全国にわたって広域での地盤増幅度の分布を推定することを目的として、全国 1,785 地点での地盤の S 波速度に関する資料を用いて地盤の平均 S 波速度を求め、これと国土数値情報の地形分類・標高データ等との関係を整理した。地形分類ごとの地盤の平均 S 波速度と標高の関係を、主要構造線に基づく地域ごとに整理したところ、同一地形分類での地盤の平均 S 波速度は、中央日本に比べて東北日本および西南日本で高めの値を示す場合があることを確認した。この結果に基づいて、地域性を考慮した地盤の平均 S 波速度推定法を提案し、本手法と既往の手法から推定される地盤の平均 S 波速度および地盤増幅度を実測値と比較した。その結果、既往の手法を全国に適用した場合、各手法で用いたデータの得られた地域では推定値と実測値は比較的良好的な一致を示すが、その他の地域では推定値と実測値の対応が劣ることを指摘した。これに対して、本研究で提案した手法では、日本全国にわたって地盤の平均 S 波速度、さらには地盤増幅度を比較的精度よく推定できることを示した。

謝 辞

本研究では、防災科学技術研究所の K-NET および KiK-net、横浜市高密度強震計ネットワークの地盤調査データを使用させて頂いた。地震防災フロンティア研究センターの松岡昌志博士、防災科学技術研究所の藤原広行博士、応用地質株式会社の篠原秀明氏には地盤調査データの提供に際してご協力を頂いた。東京大学生産技術研究所の若松加寿江博士には地形分類についてご教示を頂いた。東京工業大学翠川研究室の金 南琦君(現・宮地鐵工所)、齋藤貴文君、柴野篤志君、森岡寛江さんには地盤調査資料の整理等にご協力を頂いた。本研究の一部は、平成 12~13 年度科学研究費補助金基盤研究(C)(2)「サイスミックマイクロゾーニングのための国土数値情報の高度化利用」(研究代表者：翠川三郎、課

題番号：12650567)ならびに平成14年度新世紀重点研究創生プラン研究費「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」によった。記して謝意を表す次第である。

参考文献

- 1) 中央防災会議：東海地震に関する専門調査会報告(平成13年12月11日) 資料2-2, 2001.
- 2) 例えば、地盤工学会：ジオテクト(9) 地震動、地盤工学会、1999、116p.
- 3) 若松加寿江、他4名：全国地形・地盤デジタルマップの構築とK-NET, KiK-net 観測点の微地形特性、第11回日本地震工学シンポジウム論文集、2002、pp.47-52.
- 4) Borchardt, R.D. and J.F. Gibbs: Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.66, No.2, 1976, pp.467-500.
- 5) 嶋悦三：東京都23区の予想震度分布、第5回地盤震動シンポジウム(日本建築学会)資料集、1977、pp.61-65.
- 6) Joyner, W.B., R.E. Warrick, and T.E. Fumal: The effect of Quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, earthquake of 1979, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.71, No.4, 1981, pp.1333-1349.
- 7) Borchardt, R.D., J.F. Gibbs, and T.E. Fumal: Progress on ground motion predictions for the San Francisco Bay region, California, Proc. 2nd Int'l Conf. on Microzonation, Vol.1, 1978, pp.241-253.
- 8) Tinsley, J.C. and T.E. Fumal: Mapping Quaternary sedimentary deposits for areal variations in shaking response, U.S.G.S. Professional Paper 1360, 1985, pp.101-125.
- 9) 例えば、中井正一、田中公敏：古い時期の土地利用からの地盤特性の推定 —その2 地震被害との対応—、日本建築学会大会学術講演梗概集、B-2、1998、pp.19-20.
- 10) 翠川三郎、松岡昌志：国土数値情報を利用した地震ハザードの総合的評価、物理探査、Vol.48、No.6、1995、pp.519-529.
- 11) Midorikawa, S., M. Matsuoka, and K. Sakugawa: Site effects on strong-motion records observed during the 1987 Chiba-ken-toho-oki, Japan earthquake, Proc. 9th Japan Earthq. Eng. Sympo., Vol.3, 1994, pp.85-90.
- 12) 福和伸夫、荒川政知、西阪理永：国土数値情報を活用した地震時地盤増幅度の推定、構造工学論文集、Vol.44B、1998、pp.77-84.
- 13) Fujimoto, K. and S. Midorikawa: Ground-shaking mapping for a scenario earthquake considering effects of geological conditions - a case study for the 1995 Hyogo-Ken Nanbu, Japan earthquake -, Earthq. Eng. Struct. Dyn., Vol.31, 2002, pp.2103-2120.
- 14) 中央防災会議：国土数値情報を用いた地盤の平均S波速度の推定、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(第10回) 資料3、2001.
- 15) 大西淳一、山崎文雄、若松加寿江：気象庁地震記録の距離減衰式に基づく地点増幅特性と地形分類との関係、土木学会論文集、No.626/I-48、1999、pp.79-91.
- 16) 司宏俊、翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式、日本建築学会構造系論文集、No.523、1999、pp.63-70.
- 17) 大竹一彦：新版2万5000分の1地図 デジタル化時代の地図、古今書院、2002、287p.
- 18) 野上道男、他4名：地理情報学入門、東京大学出版会、2001、163p.
- 19) 青井真、他4名：基盤強震観測網(KiK-net)、日本地震学会ニュースレター、Vol.12、No.3、2000、pp.31-34.
- 20) 戸松征夫、片山恒雄：気象庁震度の距離減衰式の地域分けと地盤種別分け、第8回日本地震工学シンポジウム論文集、1990、pp.103-108.
- 21) 米倉伸之、貝塚爽平、野上道男、鎮西清高：日本の地形(1) 総説、東京大学出版会、2001、349p.
- 22) 日本列島の地質編集委員会：日本列島の地質 コンピュータグラフィックス—理科年表読本—、丸善、1996、139p.
- 23) 平朝彦：日本列島の誕生、岩波書店、1990、226p.

- 24) 平林照雄：フォッサ・マグナー信州の地下を探る－、信濃毎日新聞社、1997、184p.
- 25) 高橋 浩：棚倉構造線の北方延長問題の再検討－日本国－三面マイロナイト帯を中心に－、構造地質、No.43、1999、pp.69-78.
- 26) 中田 高、今泉俊文：活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会(製品番号：DAFM0755)、2002.
- 27) 五十嵐日出夫、他5名：土木計画数理、朝倉書店、1976、283p.
- 28) Edwards, A.L.：相関と回帰－多変量解析への第一歩－、現代数学社、1993、226p.
- 29) 石村貞夫：分散分析のはなし、東京図書、1992、373p.
- 30) 杉村 新、中村保夫、井田喜明：図説地球科学、岩波書店、1988、266p.
- 31) 貝塚爽平、成瀬 洋、太田陽子：日本の自然(4) 日本の平野と海岸、岩波書店、1985、226p.
- 32) 藤本一雄、翠川三郎：2001年芸予地震の強震記録に基づく地盤増幅度に対する地盤の非線形性の影響、日本地震工学会論文集、Vol.3、No.1、2003、pp.47-58.
- 33) 翠川三郎：地震断層と地盤条件を考慮した地表面最大加速度・最大速度分布の推定、第8回地盤震動シンポジウム(日本建築学会)資料、1980、pp.59-64.

(受理：2003年2月18日)
(掲載決定：2003年7月11日)

Average Shear-Wave Velocity Mapping throughout Japan Using the Digital National Land Information

FUJIMOTO Kazuo¹⁾ and MIDORIKAWA Saburoh²⁾

- 1) Research Associate, Department of Built Environment, Tokyo Institute of Technology, Dr. Eng.
- 2) Professor, Department of Built Environment, Tokyo Institute of Technology, Dr. Eng.

ABSTRACT

The purpose of this paper is to generate a nationwide map of average shear-wave velocity (AVS) in the upper 30m. The integrated database containing the AVS data obtained from borehole logs at 1,785 sites and the corresponding geomorphological data retrieved from the Digital National Land Information is constructed. Using the database, the relations between the AVS and the geomorphological land classification are examined. A statistical hypothesis test for the relations shows that the AVS in the central part of Japan tends to be lower than those in the northeastern and southwestern parts on certain geomorphological units. Such differences in the AVS are incorporated into a method for estimating the AVS in terms of the geomorphological data. Results indicate that the method considering the regional difference would predict the AVS and site amplification factor in all the parts of Japan more accurately.

*Key Words: Average Shear-Wave Velocity, Digital National Land Information,
Geomorphological Land Classification, Regional Difference, Site Amplification Factor*