空間的な揺れやすさ分布特性を考慮した 工学的基盤面の加速度応答スペクトルの推定

新垣芳一¹⁾、栗田哲史²⁾、安中正³⁾、森欣樹⁴⁾

1) 正会員 東電設計株式会社、修士（工学）

e-mail : shingaki@tepsco.co.jp

2) 正会員 東電設計株式会社、博士（工学）

e-mail : kurita@tepsco.co.jp

3) 正会員 東電設計株式会社、理修

e-mail : annaka@tepsco.co.jp

4) 東京電力株式会社

e-mail: mori.yoshiki@tepcoco.jp

要 約

富士山南東部地域を対象に地震観測記録を利用することで、工学的基盤面における揺れやすさのゾーニングを検討した。揺れやすさの指標には、選定した地震観測記録から算定した解放工学的基盤面の加速度応答スペクトルを既存の推定式で除した比（応答スペクトル比）を用いた。揺れやすさを空間的に分析し、地震観測点ごとの平均応答スペクトル比の形状や地理的・地形的条件と地質を考慮することにより検討した結果、富士山南東部地域を5つのグループに分類した。ゾーニング結果を基に、各グループについて揺れやすさの特性を反映した地点補正倍率を作成した。揺れやすさ分布特性はこの地点補正倍率により考慮することができ、これを既存の推定式に乗じる方法を、広域を対象とした工学的基盤面の加速度応答スペクトルの推定方法として提案する。

キーワード： 空間的揺れやすさ、ゾーニング、加速度応答スペクトル、地形、地質

1. はじめに

設計用の入力地震動を推定する方法の1つとして、距離減衰式による経験的手法がある。距離減衰式は必要なパラメータを設定すれば、想定地震に対する対象サイトのPGAやPGV等の最大値、または応答スペクトルを簡便に推定することができ、現在に至るまで数多くの式が提案されている。距離減衰式は地震の規模を示すマグニチュード、震源からの距離、震源断層の深さの3つの諸元を基本としているが、距離減衰式によってはより複雑なパラメータを必要とする。設計用の入力地震動は距離減衰式による応答スペクトルで推定することが多いが、使用する距離減衰式によって推定結果は異なる。これは距離減衰式の回帰分析を実施するにあたり、複数の地震観測点で収集された複数の地震観測記録を反映させ、回帰時には平均値が用いられるが、距離減衰式によって反映しているサイトや記録が違ふことが原因の1つとして挙げられる。また、工学的基盤面の地震動特性は一樣ではなく地点ごとに異なっているため、距離減衰式の回帰時には地点補正の項が考慮されている。回帰分析に使用されたサイトについてはその地点補正の項を考慮することで精度の高い推定が可能となるが、それ以外のサイトでは適応する

ことはできない。距離減衰式によっては、深層地盤の特性を取り込んだものもあり、例えば、NGA プロジェクトでは Abrahamson and Silva¹²⁾や Campbell and Bozorgnia³⁴⁾、Chiou and Youngs⁵⁾による距離減衰式などが挙げられる。しかし、これらの距離減衰式はどのサイトでも適応できるというわけではない。

そこで、対象サイトで地震観測を実施することにより得られる地点ごとの経験的な揺れやすさの傾向を既往の距離減衰式に地点補正として取り込むことで、より精度の高い推定が可能となる。発電所などの重要施設で想定した断層による地震を対象に設計用の入力地震動を推定する場合にはこの方法がしばしば採用される。しかし、この方法は地震観測を実施した地点と地形や地質、地層構成などが同じ狭い範囲に限られる。一方で、重要施設の中には送配電網や上下水道網、ガス配管網、鉄道などのように対象構造物が広域に至り、複数の地形や地質の条件を有するインフラストラクチャもあるが、これらについても同程度の精度で設計用の入力地震動を推定することが近年では求められている。一案として、構造物が分布する領域内に地震計を密に設置する方法が挙げられるが、この手法は対象領域が広大な場合には経済性の観点から、現実的ではない。

地震観測点が増加してきた昨今、観測記録を利用することで広域を対象とした地形や地域ごとの揺れやすさの傾向について研究が進められている。例えば、大西ら(1999)⁶⁾は全国の気象庁地震観測点における地形分類・表層地質と距離減衰式による地盤増幅度の関係を検討することにより、国土数値情報を利用した最大加速度、最大速度、計測震度の地盤増幅度を推定した。野津ら(2007)⁷⁾は強震記録に対してスペクトルインバージョンを適用することで、工学的基盤より下方の深層地盤の影響を考慮したサイト増幅特性を地震観測点ごとに評価し、各地域におけるサイト増幅特性の特徴について言及した。片岡ら(2008)⁸⁾は日本全国の観測記録を基にやや長周期地震動を対象とした距離減衰式を作成し、地震観測点の地点補正倍率を空間補間することにより全国における地点補正倍率を算定することで、任意の地点における地震増幅特性を考慮した地震動強さを推定した。先名ら(2009)⁹⁾は微地形区分が判明している観測点の常時微動観測記録の H/V スペクトル比を利用することで、各微地形区分に対応する地表の加速度応答スペクトルを推定する手法を提案した。しかし、工学的基盤に着目した空間的な地震動の分布特性の検討はほとんど行われていないのが実情である。

前述の課題を解決するにあたり、本研究では既に設置されている複数の地震観測点の記録を利用することで、工学的基盤面における揺れやすさについて地理的・地形的条件や地質を踏まえたゾーニングを実施し、その結果を基に工学的基盤面における加速度応答スペクトルの推定方法を提案する。工学的基盤面を対象にした理由としては、設計用の地震動の多くが工学的基盤で設定されることを考慮したためである。ゾーニングの対象地域としては様々な地形と地質で形成され、複雑な地震動特性を呈する富士山南東部地域を選定した。

2. 工学的基盤面における揺れやすさのゾーニング

2.1 ゾーニング方法の概要

地震動には震源特性、伝播経路特性、サイト特性の3つが大きく影響することが一般的に言われている。このうちサイト特性は地震基盤面より上にある堆積層による影響であるが、堆積層の種類や厚さは場所によって大きく異なるため、揺れやすさの空間的な分析を実施する際にはこのサイト特性が含まれない地震基盤面で行うことが望ましい。しかし、例えば今回対象とする富士山南東部地域では、J-SHIS（地震ハザードステーション）で公開されている深部地盤構造データと中央防災会議の「東南海、南海地震等に関する専門委員会」で設定された深部地盤構造モデルが大きく異なることが確認できるように、深部の速度構造を正確に把握することは難しい。一方で、地震基盤面より浅い工学的基盤面までの PS 検層などの情報に基づいた速度構造については、比較的充実している。この様な背景と1章で述べた目的より、本研究では地震基盤面はなく、速度構造が既知である工学的基盤面を対象にすることにした。工学的基盤面に着目した際にはサイト特性として工学的基盤面と地震基盤面間の速度構造による影響が含まれるが、空間的な分析を実施する範囲を限定した上で、本研究ではその影響も工学的基盤面における揺れやすさの一因として含めた評価を行うことにした。その上で、工学的基盤面における揺れやすさの傾向について、地形や地質の分布を参考にゾーニングを実施した。工学的基盤面における揺れやすさのゾーニング方法に関するフローを図1に示す。

図1 工学的基盤における揺れやすさのゾーニングのフロー

2.2 地震観測記録の収集

本研究では富士山南東部から伊豆半島北部一帯にある東京電力が保有する地震計と防災科学技術研究所が保有する地震計（KiK-net と K-NET）の計 30 観測点における地震観測記録を使用した。地震観測地点の分布を図 2 に示す。地震観測記録は基本的に地震計の観測開始時期から 2012 年 1 月 29 日までのデータのうち入手できたものを使用した。

2.3 観測記録の精査と選定

ノイズの影響が大きい地震観測記録についてはバンドパス処理を施し、S/N 比が良好でない地震観測記録は除去するなどの精査を行った。また、観測記録の高周波数成分の品質について、地震計の精度による影響が以降の検討で使用する減衰 5%の加速度応答スペクトルに現れていないことを確認した。精査後の総地震数は 1090 になった。次に、分析に用いる地震観測記録の選定として、以下の 3 つの条件を満たす地震による記録に限定した。なお、以降で取り扱うマグニチュードは一部例外を除きすべて気象庁マグニチュードである。

- ① 気象庁マグニチュード (M_J) が 5 以上
- ② 地震観測点から震源もしくは震源断層までの最短距離 (R) が 200km 以内
- ③ 断層中心深さ (H_c) が 100km 以浅

この節で示す精査・選定に加え、後述の応答スペクトル比の精査を反映した結果、本研究の分析で対象とする地震数は全地震観測点合わせて 105 となった。対象地震の震央分布図を図 3 に示し、その一覧を表 1 に示す。

図2 富士山南東部から伊豆半島北部一帯の地震観測点の分布（計 30 地点）

図3 分析の対象にした地震の震央分布図
総地震数：105、○：震央、色：深さ、中心：TEPCO-PD

表1 対象地震リスト

番号	発生時刻					震央位置				深さ km	M _J	震源	
	年	月	日	時	分	北緯 度	東経 度	分	秒				
1	1982	8	12	13	33	0.00	34	53.00	139	34.00	30.00	5.7	相模灘
2	1983	8	8	12	47	58.60	35	31.30	139	1.30	22.00	6.0	山梨県東部
3	1984	2	14	1	53	0.80	35	35.30	139	6.20	25.00	5.4	山梨県東部
4	1985	10	4	21	25	51.60	35	52.30	140	9.30	78.04	6.0	茨城県南部
5	1985	11	6	0	30	50.00	35	21.50	140	14.20	62.09	5.1	房総半島南部
6	1986	6	24	11	53	9.70	34	49.60	140	43.00	73.03	6.4	房総半島南東沖
7	1986	12	30	9	38	32.30	36	38.40	137	55.30	3.03	5.9	長野県北部
8	1987	4	17	16	33	40.30	35	44.70	140	8.30	76.08	5.1	千葉県北部
9	1987	12	17	11	8	16.80	35	22.50	140	29.60	57.09	6.7	九十九里沿岸付近
10	1988	1	16	20	42	11.20	35	23.40	140	24.60	47.06	5.2	九十九里沿岸付近
11	1988	3	18	5	34	29.40	35	39.90	139	38.60	96.01	5.8	東京都
12	1988	8	12	14	14	53.90	35	5.90	139	51.80	69.04	5.3	房総半島南部
13	1988	9	5	0	49	22.40	35	30.00	138	59.00	29.06	5.6	山梨県東部
14	1988	9	29	17	23	34.10	35	55.30	139	11.20	15.00	5.1	埼玉県西部
15	1989	2	19	21	27	9.70	36	1.30	139	54.30	55.03	5.6	茨城県南西部
16	1990	8	5	16	13	2.10	35	12.60	139	5.50	13.06	5.3	箱根付近
17	1991	9	3	17	44	47.40	33	41.20	138	49.70	33.01	6.3	三宅島近海
18	1992	2	2	4	4	5.70	35	13.80	139	47.30	92.03	5.7	東京湾
19	1993	5	21	11	36	37.90	36	2.70	139	53.80	60.08	5.4	茨城県南西部
20	1996	3	6	23	35	28.72	35	28.55	138	56.86	19.59	5.5	山梨県東部
21	1996	9	11	11	37	14.33	35	38.33	141	13.01	51.99	6.4	銚子付近
22	1996	11	28	16	40	42.26	34	38.14	140	19.63	68.58	5.5	房総半島南東沖
23	1996	12	21	10	28	47.71	36	5.77	139	51.65	53.11	5.6	茨城県南西部
24	1997	3	16	14	51	39.14	34	55.69	137	31.51	39.12	5.9	愛知県北東部
25	1997	3	23	14	58	55.18	35	58.12	140	6.42	71.46	5.1	茨城県南部
26	1997	10	11	14	44	35.70	34	25.62	138	16.17	34.14	5.1	駿河湾南沖
27	1998	1	14	2	17	7.88	35	36.99	140	13.97	77.98	5.0	千葉県中部
28	1998	8	29	8	46	42.35	35	37.98	140	1.76	64.60	5.3	千葉県中部
29	1999	7	15	7	56	21.89	35	56.14	140	26.46	49.64	5.0	茨城県南部
30	1999	9	13	7	56	46.82	35	35.86	140	9.59	75.81	5.1	千葉県中部
31	2000	6	3	17	54	47.70	35	41.39	140	44.79	48.06	6.1	銚子付近
32	2000	10	14	20	19	39.54	34	6.45	140	31.13	86.53	5.0	房総半島南方はるか沖
33	2001	2	23	7	23	47.90	34	47.60	137	32.93	32.34	5.0	浜名湖付近
34	2001	4	3	23	57	12.43	35	1.45	138	5.66	30.34	5.3	静岡県中部
35	2001	6	1	0	41	45.83	34	59.67	138	6.45	30.27	5.0	静岡県中部
36	2001	7	20	6	2	36.23	36	9.72	139	48.75	55.17	5.0	茨城県南西部
37	2002	6	14	11	42	49.32	36	12.98	139	58.63	56.99	5.1	茨城県南西部
38	2003	3	13	12	12	58.00	36	5.41	139	51.34	47.26	5.0	茨城県南部
39	2003	5	12	0	57	6.08	35	52.13	140	5.14	46.87	5.3	茨城県南部
40	2003	5	17	23	33	10.79	35	44.31	140	39.04	47.29	5.3	銚子付近
41	2003	9	20	12	54	52.20	35	13.13	140	18.02	69.96	5.8	九十九里沿岸付近
42	2003	10	15	16	30	35.79	35	36.82	140	2.99	73.90	5.1	千葉県中部
43	2003	11	23	7	0	20.02	35	34.50	141	7.60	39.02	5.1	銚子付近
44	2004	7	17	15	10	18.17	34	50.29	140	21.36	68.68	5.5	房総半島南東沖
45	2004	10	6	23	40	40.16	35	59.33	140	5.39	65.97	5.7	茨城県南部
46	2004	10	23	17	56	0.30	37	17.55	138	52.03	13.08	6.8	新潟県中部
47	2004	10	23	18	11	56.77	37	15.18	138	49.77	11.52	6.0	新潟県中部
48	2004	10	23	18	34	5.69	37	18.38	138	55.80	14.17	6.5	新潟県中部
49	2004	10	27	10	40	59.24	37	17.51	139	2.00	11.60	6.1	新潟県中部
50	2004	11	9	0	7	25.14	33	47.26	138	24.62	51.22	5.7	茨城地方南方はるか沖
51	2005	2	16	4	46	36.13	36	2.31	139	53.33	46.15	5.3	茨城県南西部
52	2005	4	11	7	22	15.63	35	43.61	140	37.27	51.51	6.1	銚子付近
53	2005	5	19	10	14	26.28	35	33.56	141	4.92	33.35	5.4	銚子付近
54	2005	6	20	1	15	14.20	35	44.03	140	41.68	50.65	5.6	銚子付近
55	2005	7	23	16	34	56.32	35	34.90	140	8.31	73.08	6.0	千葉県中部
56	2005	7	28	19	15	35.01	36	7.57	139	50.78	51.12	5.0	茨城県南西部
57	2005	10	16	16	5	42.60	36	2.36	139	56.25	47.12	5.1	茨城県南西部
58	2005	10	19	20	44	42.68	36	22.90	141	2.59	48.32	6.3	茨城県東方沖
59	2006	4	11	17	46	5.13	34	40.77	140	35.95	65.95	5.0	房総半島南東沖
60	2006	10	14	6	38	1.68	34	53.69	140	18.29	64.42	5.1	房総半島南東沖
61	2007	8	16	4	15	6.64	35	26.62	140	31.83	30.77	5.3	九十九里沿岸付近
62	2007	8	18	16	55	8.83	35	20.51	140	20.71	20.17	5.2	九十九里沿岸付近
63	2008	2	10	9	37	15.64	34	47.67	140	14.22	94.68	5.0	房総半島南東沖
64	2008	3	8	1	54	57.17	36	27.15	140	36.70	57.04	5.2	茨城県北部
65	2008	4	4	19	1	51.86	36	7.20	139	49.69	53.48	5.0	茨城県南西部
66	2008	8	22	19	59	50.17	36	26.51	140	36.92	55.92	5.2	茨城県北部
67	2009	6	6	14	52	41.04	35	32.51	141	15.85	42.40	5.9	銚子付近
68	2009	8	11	5	7	5.74	34	47.17	138	29.96	23.32	6.5	駿河湾南部
69	2009	12	18	5	41	29.93	36	20.08	139	43.14	78.05	5.1	栃木県南部
70	2010	7	23	6	6	31.49	35	52.72	140	29.13	35.02	5.0	千葉県北部
71	2011	2	5	10	56	12.01	34	51.32	140	37.19	62.85	5.2	房総半島南東沖
72	2011	2	26	4	12	29.49	34	26.10	140	22.42	56.33	5.0	房総半島南方はるか沖
73	2011	2	27	2	18	58.95	36	9.46	137	27.49	3.84	5.0	岐阜県北部
74	2011	2	27	5	38	2.61	36	9.38	137	27.28	4.34	5.5	岐阜県北部
75	2011	3	11	14	46	18.12	38	6.21	142	51.66	23.74	8.4	宮城県東方はるか沖
76	2011	3	12	4	24	28.09	35	47.72	141	2.66	34.17	5.7	銚子付近
77	2011	3	15	22	31	46.34	35	18.57	138	42.87	14.31	6.4	富士山付近
78	2011	3	16	12	52	2.77	35	50.22	140	54.39	9.97	6.1	銚子付近
79	2011	3	16	22	39	2.96	35	55.50	140	26.09	49.45	5.4	茨城県南部
80	2011	3	17	21	32	2.49	35	37.81	140	58.71	27.87	5.7	銚子付近
81	2011	3	18	17	1	34.43	35	49.30	141	6.72	34.58	5.4	銚子付近
82	2011	3	19	18	56	48.06	36	47.02	140	34.29	5.37	6.1	茨城県北部
83	2011	3	22	12	38	34.78	35	15.83	141	14.24	36.97	5.9	房総半島東方沖
84	2011	4	2	16	55	53.65	36	12.42	139	57.73	53.63	5.0	茨城県南西部
85	2011	4	12	7	26	16.87	36	49.12	138	36.34	0.00	5.6	長野県北部
86	2011	4	12	8	8	15.89	35	28.90	140	52.08	26.27	6.4	銚子付近
87	2011	4	13	8	36	20.20	35	29.20	140	52.74	26.90	5.3	銚子付近
88	2011	4	16	11	19	31.67	36	20.45	139	56.73	78.80	5.9	茨城県南西部
89	2011	4	19	23	10	20.02	36	10.13	139	48.45	53.45	5.0	茨城県南西部
90	2011	4	20	8	7	2.24	34	7.23	140	14.89	84.26	5.0	房総半島南方はるか沖
91	2011	4	21	22	37	2.18	35	40.51	140	41.13	46.44	6.0	銚子付近
92	2011	4	25	18	0	18.59	36	10.44	141	1.57	38.81	5.0	茨城県東方沖
93	2011	4	26	21	12	1.52	36	5.16	139	58.57	46.30	5.0	茨城県南西部
94	2011	5	20	9	46	15.48	35	48.09	141	10.55	35.86	5.8	銚子付近
95	2011	5	22	7	6	27.44	35	43.77	140	38.66	48.33	5.5	銚子付近
96	2011	6	9	19	38	32.94	36	29.83	140	58.25	12.59		

度に相当する層に設定した。ただし、対象となる層がない地震観測点については、直上の層と比較してS波速度インピーダンス比が十分に大きい層を工学的基盤に設定した。各地震観測点で設定した工学的基盤のS波速度を表3にまとめる。多くの地震観測点における工学的基盤のS波速度の大きさは推定式の適用範囲であるが、そうではない地震観測点もある。このような地震観測点において工学的基盤におけるS波速度の大きさが次節以降の検討に対して大きく影響しないことは確認している。

図4 観測記録の平均フーリエスペクトル比と弱震動用最適地盤モデルの伝達関数の比較

表2 地盤モデルの一例

KiK-net松田 (KNGH20)						K-NET御殿場 (SZO010)					
層番号	層厚 (m)	土質	密度 (t/m ³)	S波速度 (m/sec)	減衰	層番号	層厚 (m)	土質	密度 (t/m ³)	S波速度 (m/sec)	減衰
1	9.00	表土、凝灰岩	1.90	120	0.02	1	1.00	埋土・盛土、高有機質土	1.38	130	0.02
工学的基盤		凝灰岩、礫岩	1.90	600		2	6.00	高有機質土、礫	1.70	220	
						工学的基盤		礫、砂	2.20	620	

表3 設定した工学的基盤のS波速度一覧

TEPCO			KiK-net			K-NET		
地震観測点名	工学的基盤のS波速度(m/sec)	判断基準	地震観測点名	工学的基盤のS波速度(m/sec)	判断基準	地震観測点名	工学的基盤のS波速度(m/sec)	判断基準
TEPCO-PA	617	A	KNGH19	700	B	KNG012	630	A
TEPCO-PB	420	C	KNGH20	600	A	KNG013	250	B
TEPCO-PC	518	A	KNGH21	1400	B	KNG014	445	A
TEPCO-PD	(X) 823 (Y) 778	B	KNGH22	490	A	SZO001	435	A
TEPCO-PE	(X) 577 (Y) 572	A	SZO038	580	A	SZO008	450	A
TEPCO-PF	447	A	YMNH14	800	B	SZO009	690	A
TEPCO-PG	(X) 656 (Y) 685	A				SZO010	620	A
TEPCO-PH	(X) 918 (Y) 905	B				SZO011	460	A
TEPCO-PI	1175	B				SZO012	400	A
TEPCO-TA	323	A				YMN003	740	B
TEPCO-TB	385	A						
TEPCO-TC	410	A						
TEPCO-TD	370	A						
TEPCO-TE	1730	C						

※最適地盤モデルを求めた地震観測点のうち水平2成分(X, Y)で速度構造が異なる地点は、2成分のS波速度を示す。

判断基準
A: 300～600m/sec程度に相当する層
B: S波速度差が十分に大きい層
C: 岩盤露頭(地表＝工学的基盤)

2.6 工学的基盤面における平均応答スペクトル比の評価

観測地点ごとに、2.3 節で選定した地震観測記録から応答スペクトル比を算定する。ここでいう応答スペクトル比とは、観測記録による解放工学的基盤波から算定される加速度応答スペクトルと、工学的基盤面における加速度応答スペクトル推定式(距離減衰式)との比を意味する。なお加速度応答スペクトルの減衰の大きさは、推定式の減衰に統一することに注意する。本研究中では、工学的基盤の加速度応答スペクトル推定式の一例として、関東地方の工学的基盤のデータに基づき作成された Annaka and Nozawa (1988)¹¹⁾を使用する。この推定式は関東地域のS波速度 300～600m/sec 程度の工学的基盤における地震動を推定する式として設定されている。推定式は Annaka and Nozawa (1988)以外の Kanno *et al* (2006)¹²⁾や NGA プロジェクト¹³⁾の距離減衰式の一部などでも適用可能であり、この評価方法は汎用性を有する。

推定式に用いる震源パラメータは以下の条件で設定した。

- ① 震源断層モデルが作成されている地震は震源断層モデルのパラメータを使用（表 4 参照）
 ② ①以外の 2010 年 9 月までの地震は「地震・火山月報（カタログ編）2010 年 9 月」を使用
 ③ ①②以外の地震は Hi-net で公開されている「気象庁一元化処理 震源リスト（2012 年 2 月 21 日時点）」を使用

表 4 震源断層モデルを使用する地震一覧

断層 モデル	発生時刻					震央位置				深さ km	M _J	震源地	参考文献	
	年	月	日	時	分	秒	北緯 度	東経 度	分					
1	1978	6	12	17	14	25.40	38	9.00	142	10.00	40.00	7.4	宮城県東方	Seno et al.(1980) ⁽¹⁴⁾
2	1982	7	23	23	23	50.90	36	11.00	141	57.00	30.00	7.0	茨城県東方遠沖	菊池・須藤(1985) ⁽¹⁵⁾
3	1987	12	17	11	8	16.80	35	22.50	140	29.60	57.09	6.7	房総半島九十九里浜	岡田・笠原(1988) ⁽¹⁶⁾
4	1990	2	20	15	53	39.80	34	45.80	139	13.80	5.08	6.5	伊豆・大島付近	望月・大林(1990) ⁽¹⁷⁾
5	2003	5	26	18	24	33.42	38	49.26	141	39.04	72.03	7.1	宮城県北部	浅野・他(2004) ⁽¹⁸⁾
6	2003	9	26	4	50	7.42	41	46.71	144	4.71	45.07	8.0	東海南東方	国土地理院 ⁽¹⁹⁾
7	2004	9	5	19	7	7.50	33	1.99	136	47.86	37.58	7.1	紀伊半島南東方	山中 ⁽²⁰⁾
8	2004	9	5	23	57	16.81	33	8.25	137	8.48	43.54	7.4	紀伊半島南東方	国土地理院 ⁽²¹⁾
9	2004	9	7	8	29	36.27	33	12.55	137	17.57	40.98	6.5	紀伊半島南東方	山中 ⁽²⁰⁾
10	2004	10	23	17	56	0.30	37	17.55	138	52.03	13.08	6.8	新潟県中部	Hikima and Koketsu(2005) ⁽²²⁾
11	2004	10	23	18	34	5.69	37	18.38	138	55.80	14.17	6.5	新潟県中部	Hikima and Koketsu(2005) ⁽²²⁾
12	2004	10	27	10	40	50.24	37	17.51	139	2.00	11.60	6.1	新潟県中部	東大地震研 ⁽²³⁾
13	2005	8	16	11	46	25.74	38	8.97	142	16.67	42.04	7.2	宮城県東方	国土地理院 ⁽²⁴⁾
14	2007	3	25	9	41	57.91	37	13.24	136	41.16	10.70	6.9	能登半島沖	国土地理院 ⁽²⁵⁾
15	2007	7	16	10	13	22.55	37	33.41	138	36.57	16.75	6.8	新潟県南方	国土地理院 ⁽²⁶⁾
16	2008	5	8	1	45	18.77	36	13.69	141	36.46	50.57	7.0	茨城県東方遠沖	山中 ⁽²⁷⁾
17	2009	8	11	5	7	5.74	34	47.17	138	29.96	23.32	6.5	駿河湾南部	国土地理院 ⁽²⁸⁾
18	2011	3	11	14	46	18.12	38	6.21	142	51.66	23.74	8.4	宮城県東方遠沖	気象庁・気象研究所 ⁽²⁹⁾
19	2011	3	15	22	31	46.34	35	18.57	138	42.87	14.31	6.4	富士山地区	国土地理院 ⁽³⁰⁾
20	2011	4	7	23	32	43.46	38	12.25	141	55.21	65.89	7.1	宮城県東方	国土地理院 ⁽³¹⁾
21	2011	4	12	8	8	15.89	35	28.90	140	52.08	26.27	6.4	千葉県銚子市付近	国土地理院 ⁽³²⁾

算出した応答スペクトル比のうち、全体の傾向から大きく外れるものについては、サイトの地盤の特徴ではなく地震の震源に起因するものであるから除去した。その一例として K-NET 御殿場（SZO010）で収集した地震記録のうち 2.3 節に示す条件を満たす地震の応答スペクトル比の分布を図 5 に、その震央分布図を図 6 にそれぞれ示す。図 5 に示している応答スペクトル比のうち緑線は伊東沖や伊豆諸島周辺を震源とした浅い火山性の地震、赤線は 2005 年 4 月 11 日に銚子付近の太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生した逆断層型の地震（ $M_J 6.1$ ）である。これらの地震は他の地震（図 5 の青線）と比較して応答スペクトル比が系統的に小さく、この傾向は他の地震観測点の多くでも現われている。後者の銚子付近で発生した地震については、近傍で同規模の地震が多発しているが、今回の対象地域においてこの傾向が顕著に現われるのは当該地震のみである。精査後の応答スペクトル比の幾何平均値を対象の地震観測地点の平均応答スペクトル比とし、揺れやすさを評価する際の指標とした。その一例として K-NET 御殿場（SZO010）の結果を図 7 および図 8 の青線で示す。図 7 には、断層中心深さによる違いを確認するために、各断層中心深さ別（ $0 \leq H_C \leq 30\text{km}$ 、 $30 < H_C \leq 60\text{km}$ 、 $60 < H_C \leq 100\text{km}$ ）の結果もそれぞれ赤線、橙線、緑線で示す。なお、青線は断層中心深さ $0 \leq H_C \leq 100\text{km}$ とした場合の結果である。60km より深い地震（栃木県南部や茨城県南部、千葉県中部、房総半島南東沖で発生したプレート間の地震）の平均応答スペクトル比は、短周期側で他の浅い地震と比べて大きくなることが図 7 より確認でき、K-NET 御殿場（SZO010）ではプレート間地震の影響が見られるが、本研究ではこの程度の差は伊東沖や伊豆諸島周辺の浅い火山性の地震のばらつきと比べて十分小さく、ばらつきの範囲内であると判断した。また、図 8 には推定式による違いを確認するために、Kanno *et al* (2006)による結果を赤線で示す。Kanno *et al* (2006)による平均応答スペクトル比を算出する際には、モーメントマグニチュードの値の決め方などは基本的に元の文献と同じ条件に合わせた。しかし、2 つの推定式による結果を比較するための条件を合わせるために、(1) 対象にする地震は本研究の選定条件に合わせることで、(2) 地表観測記録ではなく解放工学的基盤波を使用することという 2 つの条件については変更を加えた。後者(2)の条件については、工学的基盤以下の AVS30 を算定し Kanno *et al* (2006)の AVS30 による地点補正項に代

入することで、平均応答スペクトル比の評価位置を工学的基盤に合わせた。また、Kanno *et al* (2006)では震源の深さによって推定式を分けているので、各地震に対する応答スペクトル比を算出する際には震源の深さに対応した推定式を使用した。平均応答スペクトル比を算出する際には震源の深さで分けることをせず、すべての結果の幾何平均値とした。図8において、2つの推定式による平均応答スペクトル比が一致しないのは推定式が異なるためだが、観測記録による解放工学的基盤波が推定式に比べて短周期側では比較的に小さく、長周期側で大きくなるという傾向は2つの推定式で一致していることが確認できる。また、ピークが現れる周期も2つの推定式間では差異がないことも確認できる。

図5 K-NET 御殿場 (SZ0010) の応答スペクトル比の分布

図6 K-NET 御殿場 (SZ0010) で収集した地震観測記録の震央分布図 ($M_j \geq 5$, $H_c \leq 100\text{km}$, $R \leq 200\text{km}$)
○: 震央、色: 深さ、中心: SZ0010

図7 K-NET 御殿場 (SZ0010) の平均応答スペクトル比 (断層中心深さによる違い)

図8 K-NET 御殿場(SZ0010)の平均応答スペクトル比(推定式による違い)

Annaka and Nozawa (1988)による30観測点の平均応答スペクトル比の空間的な分布を図9に示す。図9より、工学的基盤面において地震動は決して一様ではなく、地域で特性が異なっていることが確認できる。例えば、図の北東側(神奈川県の内陸側周辺)の地震観測点の多くでは平均応答スペクトル比が全体的に1より小さく、特に長周期側の平均応答スペクトル比が1を大きく下回る傾向が見られる。一方で、その地域の少し南東側に位置する地域(神奈川県の海側周辺や神奈川県-静岡県-山梨県の県境付近)の地震観測点の多くでは平均応答スペクトル比が全体的に1に近く、また短周期側よりも長周期側の平均応答スペクトル比の方が大きくなる傾向を持つ地震観測地点が複数存在する。

図9 30観測点の平均応答スペクトル比の分布図(グラフの縦軸のRATIOは応答スペクトル比を示す)

2.7 平均応答スペクトル比の空間分布による評価

図9に示すような地震観測地点のみの平均応答スペクトル比の分布図のままでは空間的な評価が困難である。そこで、全地震観測地点の平均応答スペクトル比を補間処理して空間的な分布を求めた。空間補間の手法には塩野ら(1988)³³⁾の手法を使用した。観測点は空間的に不規則に分布するため、データを非線形最小二乗法により空間補間として格子状のデータとした。二次元平面空間における $N_x \times N_y$ 個の格子データを未知変数 $\mathbf{f} = \{f_{11}, f_{12}, \dots, f_{N_x \times N_y}\}$ と表すと、最適化問題の目的関数は次式の通りとなる。

$$J(\mathbf{f}) = w_1 \cdot J_1(\mathbf{f}) + w_2 \cdot J_2(\mathbf{f}) \quad (1)$$

ここで、 $J_1(\mathbf{f})$ ：隣接格子間の差（1次の導関数）のノルム、 $J_2(\mathbf{f})$ ：隣接格子間の差の変化量（2次の導関数）のノルム、 w_1 と w_2 は重み係数を表す。式(1)は離散化データ $\mathbf{f}$ で表された曲面の平滑度を評価する。式(1)の目的関数を次式の制約条件の下で最適解を求めることにより、滑らかな格子状の補間データが得られる。式(2)は線形補間を利用して、観測値を対応する格子セル4隅の格子点で近似している。

$$(1 - \varepsilon_k)(1 - \eta_k) \cdot f_{i(k), j(k)} + (1 - \varepsilon_k) \cdot \eta_k \cdot f_{i(k), j(k)+1} + \varepsilon_k \cdot (1 - \eta_k) \cdot f_{i(k)+1, j(k)} + \varepsilon_k \cdot \eta_k \cdot f_{i(k)+1, j(k)+1} = z_k \quad (k=1, 2, \dots, N) \quad (2)$$

ここで、 z_k は観測値である。なお、 x 軸方向と y 軸方向の格子の刻みを、それぞれ Δx 、 Δy とすると、 $\varepsilon_k = (x_k - x_{i(k)}) / \Delta x$ 、 $\eta_k = (y_k - y_{j(k)}) / \Delta y$ である。また、 i と j は格子番号を表す。

空間補間に用いる代表値には図10に示すように平均応答スペクトル比のうち、短周期側の成分については固有周期の範囲が0.02秒以上0.2秒以下、長周期側の成分については0.7秒以上2.0秒以下の幾何平均値を使用した。これらの範囲は後に比較する地形や地質の分布と比較する際に最も特徴を掴みやすくなるように決定した。以上の結果を図11に示す。空間分布のコンター図の境界値は昇順（すなわち、青→赤にかけて）に $10^{-0.3}$ 、 $10^{-0.2}$ 、 $10^{-0.1}$ 、 10^0 、 $10^{0.1}$ 、 $10^{0.2}$ 、 $10^{0.3}$ （実数表示では0.501、0.631、0.794、1.000、1.259、1.585、1.995）と設定した。本研究では空間分布図中でこの値が大きい地域の工学的基盤は揺れやすく、小さい地域の工学的基盤は揺れにくいと判断した。

図10 全観測地点の平均スペクトル比の重ね描きと短周期側と長周期側の範囲

平均応答スペクトル比の空間分布図（図11）と地形の分布との対応を比較するための参考資料として地形分類図³⁴⁾を図12に示す。長周期側に関しては、⑥丹沢山地、⑤箱根山および①愛鷹山など山地や火山地では平均応答スペクトル比が小さくなり、⑧足柄平野から③小山町周辺にかけては大きくなる傾向が見られ、地形の分布との対応が良い。短周期側に関しては、⑤箱根山および①愛鷹山の火山地では平均応答スペクトル比が大きくなり、⑤箱根山と①愛鷹山の間の火山山麓地や⑥丹沢山地では小さくなる傾向が見られるが、長周期側ほど地形の分布とは対応していない。一般に新第三紀以前に形成された山地は揺れにくく、第四紀以降の堆積物で構成される平野は揺れやすい傾向であることは、1章で紹介している既往の研究（大西ら(1999)、野津ら(2007)、片岡ら(2008)、先名ら(2009)）の結果でも示されているが、本研究での結果もこれに当てはまるといえる。一方で山地や平野のような明確に判断できる地形以

外については、地域ごとに揺れやすさの特性が異なる可能性が考えられるため、地域を考慮せず地形だけで揺れやすさの特性を一概に定義してしまうのは好ましくない。例えば、丘陵は地名に「丘陵」という単語が含まれていたとしても一般的な定義（約300m以下の山地より小規模な起伏）と一致しない場合がある。これは丘陵の詳細な定義に地域差があるためである。同様のことが台地・段丘、盆地・谷底低地にもいえる。また、大西ら(1999)は距離減衰式の補正項として導入した全国の地震観測点ごとの揺れやすさを表す係数と地形分類の関係を分析しているが、台地・段丘では特にばらつきが大きく、地形だけではなく地質条件を含めた分類が必要であることを示している。

地域ごとの揺れやすさの傾向としては、①愛鷹山周辺や⑤箱根から熱海周辺の火山帯では短周期で揺れやすく、長周期で揺れにくい。⑥丹沢山地周辺は周期に関係なく揺れにくい。これらは地形の分布との対応が良い。一方、③小山町周辺は周期に関係なく揺れやすいが、地形の分布との対応だけでは説明が難しい。

次に、地質の分布との対応を比較するための参考資料として関東地方土木地質図³⁵⁾を図13に示す。地質に関しては周期帯に関係なく地形の分布ほどの対応が認められない。特に長周期側に着目すると、「降下火山灰およびスコリアなど」の地質（bt2、bt1、at1）を有する地域のうち、北東側は平均応答スペクトル比が大きいのにに対し、南西側は小さくなる傾向が見られ、同じ系統の地質であっても揺れやすさの傾向が異なる。一方で、大西ら(1999)の研究では地形よりも表層地質との相関が少しだけ良好であることを示している。しかし、彼らの研究が地表を対象にしているのに対し、本研究では工学的基盤面を対象にしているため、表層地質の影響が揺れやすさの特性に現われ難くなったと考えられる。また、地質の分布は形成された年代や形成方法により異なるため、地形の分布よりも複雑であり、限られた地震観測点で作成した平均応答スペクトル比の空間分布図の分解能では、両者を比較するのは十分でないことも考えられる。ただし、地形の分布との対応だけでは説明が難しいと判断した③小山町周辺が周期に関係なく揺れやすい傾向は、地形に加え地質を考慮することで、「降下火山灰およびスコリアなど」の火山山麓地に限定すれば、対応は良くなる。現状、スコリアなどの火山噴出物で構成される地盤が揺れやすい傾向を有することを明確に示す既往の研究は見当たらない。しかし、例えばSato *et al* (1997)³⁶⁾の研究が示すとおりスコリア地盤が軟らかくてひずみが出やすいことは、火山噴出物の地盤が揺れやすい要因として考えられる。

以上より、工学的基盤面における揺れやすさの特性は、速度構造以外の影響として、一部複雑な地形を除き、特に長周期において地形の要因が大きいと考えられる。ただし、地形だけで揺れやすさの特性が決まるわけではなく、地形によっては地質なども影響を与えている。

(a) 短周期側 ($0.02 \leq T \leq 0.2$)

(b) 長周期側 ($0.7 \leq T \leq 2.0$)

図11 平均応答スペクトル比の空間分布

- 大起伏山地(起伏量600m以上)
- 中起伏山地(起伏量400m以上600m未満)
- 小起伏山地(起伏量200m以上400m未満)
- 山麓地(起伏量100m以上200m未満)
- 山麓地(起伏量100m未満)
- 小起伏丘陵地
- 大起伏火山地(起伏量600m以上)
- 中起伏火山地(起伏量400m以上600m未満)
- 小起伏火山地(起伏量200m以上400m未満)
- 火山山麓地(神奈川県)
- 火山山麓地(静岡県、起伏量100m以上200m未満)
- 火山山麓地(静岡県、起伏量100m未満)
- 火山山麓地(山梨県、起伏量100m以上200m未満)
- 火山山麓地(山梨県、起伏量100m未満)
- 火山丘陵地
- 火山扇状地
- 溶岩台地・溶岩流
- 砂礫台地・段丘(中位面)
- 扇状地低地
- 三角州性低地
- 砂州・砂礫州

図12 地形分類図(原図を編集) ³³⁾

①愛鷹山、②御殿場市、③小山町、④足柄山地、⑤箱根山、⑥丹沢山地、⑦秦野盆地、⑧足柄平野

- QA 砂岩、泥岩、礫岩
(火山砕屑岩、熔岩挟む)
- gN 花崗岩類・閃緑岩類
(矢倉岳石英閃緑岩含む)
- N11 安山岩・流紋岩・玄武岩熔岩、
凝灰岩、凝灰角礫岩
- da2 岩屑なだれ堆積物
- Vf2 火山麓扇状地堆積物
(更新世後期～完新世)
- Vf1 火山麓扇状地堆積物
(更新世前期～中期)
- bQ2 玄武岩質熔岩
(更新世後期～完新世)
- bQ1 玄武岩質熔岩
(更新世前期～中期)
- aQ1 安山岩熔岩
(更新世前期～中期)
- dr2 デイサイト・流紋岩熔岩
(更新世後期～完新世)
- bt2 玄武岩質降下火山灰および
スコリアなど(更新世後期～完新世)
- bt1 玄武岩質降下火山灰および
スコリアなど(更新世前期～中期)
- at1 安山岩質降下火山灰および
スコリアなど(更新世前期～中期)

図13 関東地方土木地質図(原図に加筆) ³⁴⁾

①愛鷹山、②御殿場市、③小山町、④足柄山地、⑤箱根山、⑥丹沢山地、⑦秦野盆地、⑧足柄平野

2.8 ゾーニング

ゾーニングを実施するにあたりまず目安とするゾーニングとして、図11の平均応答スペクトル比の空間分布図を基に、工学的基盤面における揺れやすさの特性だけで短周期側と長周期側について個別にゾーニングを作成した。次に表5に示す周期帯別の揺れやすさの指標（閾値）を設定し、その組み合わせによりグループを作成し、ゾーニングの領域を絞った。さらに、地形や地質の分布と比較することで、マクロ的な観点から各グループ内で代表される地形・地質が支配的になるようにゾーニングの領域を絞った。地形の分布については国土地理院の2万5千分の1地形図や図12に示す地形分類図を、地質の分布については図13に示す関東地方土木地質図を参考にした。ゾーニングした領域内に代表的な地形・地質ではない領域が局所的に含まれているが、そのような領域内にある地震観測点についてはそのグループを代表する地点とすることは適切でないと判断し除去した。最後に、周期帯に関係なく平均応答スペクトル比の形状の類似性をグループごとに確認し、大きく異なる地震観測点については除去することで、さらにゾーニングの領域を絞った。

表5 平均応答スペクトル比の揺れやすさに関する指標

揺れやすさの指標	平均応答スペクトル比の閾値			
	0.20	0.80	1.00	2.00
短周期側 (0.02～0.2秒)	揺れにくい	中間	揺れやすい	
長周期側 (0.70～2.0秒)	揺れにくい	中間	揺れやすい	

以上の方法に基づくゾーニング結果の概略図を図14に示す。今回の検討では他の地震観測点と平均応答スペクトル比の形状が類似し、かつ地理的にも離れていない地震観測点だけで議論できるように、また平均応答スペクトル比の空間分布と地形・地質の分布とを比較する際に特徴を掴みやすくするためにゾーニングする領域を限定した。さらに、工学的基盤のS波速度が300m/secを下回るK-NET小田原（KN G013）は除外した。表5より周期帯毎に3種類の揺れやすさを設定したため、計9通りの組み合わせが考

図14 ゾーニング結果の概略図

表6 各ゾーニンググループの特徴

グループ	短周期側(0.02～0.2秒)	長周期側(0.70～2.0秒)	観測点数
A	揺れやすい	揺れやすい	2
B	中間/揺れにくい	揺れやすい	6
C	揺れやすい	揺れにくい	5
D	中間	揺れにくい	2
E	揺れにくい	揺れにくい	4

えられるが、今回の検討では長周期側での「中間」が無いいため6通りの組み合わせとなった。また、表6のようにBグループの短周期側の「中間」と「揺れにくい」は平均応答スペクトル比の形状などから1つのグループにまとめたため、計5つのグループ分けとなった。また今回のゾーニングで地形や地質の分布と比較した際に、各グループ内で代表される地形・地質ではないという理由から除去対象となった地点は、グループB内に位置するK-NET山北（KNG014）のみである。K-NET山北周辺の2万5千分の1地形図を図15に示す。図の□で示されているK-NET山北の地形は山地や丘陵に囲まれた盆地であることが確認できる。一方、グループB内にある他の地震観測点の地形は火山地・火山山麓地または丘陵地であり、K-NET山北とは地形が大きく異なる。実際に平均応答スペクトル比の形状に着目してみると、グループBに所属する他の地震観測点とK-NET山北の傾向には大きな違いがあった。K-NET山北と近傍の地震観測点であるKiK-net山北南（KNGH22）の平均応答スペクトル比、およびグループBの平均応答スペクトル比の平均値の比較を図16に示す。K-NET山北の平均応答スペクトル比は長周期側よりも短周期側の方が大きいのに対し、KiK-net山北南の平均応答スペクトル比やグループBの平均応答スペクトル比の平均値は逆に短周期側よりも長周期側の方が大きいことが図より確認できる。

図15 K-NET山北（KNG014）周辺の地形図（国土地理院の2万5千分の1地形図に加筆）

図16 K-NET山北（KNG014）とKiK-net山北南（KNGH22）の平均応答スペクトル比、およびグループBの平均応答スペクトル比の平均値の比較

最終的にゾーニングの各グループを決定する際には、平均応答スペクトル比の形状を重要視した。平均応答スペクトル比の形状の類似性については、推定式の適用範囲内の周期帯（Annaka and Nozawa (1988)の場合は0.02秒以上4秒以下）の平均応答スペクトル比の常用対数値から、全観測点の総当たりで相関係数と残差二乗和（RSS）を求めることで定量的に評価した。相関係数は平均応答スペクトルの形状の相似性を、残差二乗和は平均応答スペクトルの大きさをそれぞれ定量的に評価する指標として採用した。相関係数と残差二乗和の関係について、各グループの代表1地点における結果を図17に示す。図17

では右上ほど、すなわち正の相関係数が高く残差二乗和が小さいほど、互いの平均応答スペクトル比が類似していることを示す。図17に示す各代表例とも他と比べて同じグループの地震観測点とは正の相関性が高く、残差二乗和が小さい傾向が確認できる。グループC、D、Eに所属する大半の地震観測点の平均応答スペクトル比は相関係数の値に大きな差は見られない（＝相関性は類似している）が、これらに残差二乗和を考慮することで、これら3つのグループにおける平均応答スペクトル比の形状の違いを、大きさを指標として定量的に分離することが可能となる（＝絶対値が異なる）。グループBは同様の考え方でグループAとだいたい分離することができるが、グループAに関してはこの評価方法ではグループBとの分離が困難であるため、ゾーニングの際には表5に示す周期別の揺れやすさの指標を重視した。どのグループにも所属しない地震観測点については、地理的・地形的条件と地質の不整合により予めグループから除外している。

注) 各グループ名横の括弧は評価に使用した代表地点を表す。

図17 相関係数と残差二乗和の関係の一例

以上のゾーニングにより得られた各グループの平均スペクトル比の分布とその幾何平均値を図18に示し、また各グループの特徴を以下にまとめる。ただし、各グループの特徴に示してある地形・地質は対象とする地理条件を満たす領域内の代表的なものであり、そのような地形・地質で構成されていない局所的な地点については除外する。

- グループ A : 【地理】③小山町から④足柄山地周辺
 【地形・地質】スコリアを含む地質をもつ火山山麓地
 【特徴】周期に関係なく揺れやすい傾向を持つ
- グループ B : 【地理】グループAの付近の②御殿場市から⑤箱根山裾野・⑧足柄平野西部周辺
 【地形・地質】火山地・火山山麓地または丘陵地
 【特徴】短周期は揺れやすくは無いが、長周期は揺れやすい傾向を持つ
- グループ C : 【地理】愛鷹山周辺
 【地形・地質】火山地・火山山麓地
 【特徴】短周期は揺れやすく、長周期は揺れにくい傾向を持つ
- グループ D : 【地理】⑦秦野盆地周辺
 【地形・地質】山麓地または台地
 【特徴】長周期は揺れにくい傾向を持つ
- グループ E : 【地理】⑥丹沢山地
 【地形・地質】山地
 【特徴】周期に関係なく揺れにくい傾向を持つ

図18 各グループの平均応答スペクトル比の分布と平均値

3. ゾーニング結果に基づく工学的基盤面の加速度応答スペクトルの推定方法

3.1 推定方法の提案

ゾーニング結果から得られたグループ内の地震観測点の平均応答スペクトル比の平均値に平滑化処理を施した値を、工学的基盤面における揺れやすさ分布特性を考慮した地点補正倍率 $\alpha(T)$ と定義する。平滑化処理には三角形分布の重みをもつ加重移動平均を用いた。各グループの地点補正倍率を図19に示す。

図19 各グループの地点補正倍率

地震観測地点が限られている広域を対象にした場合に、設計用の入力地震動を推定したい対象地点の地理的・地形的条件や地質が5つのグループの中に該当するものがあれば工学的基盤面における揺れやすさの特性が同等のものであるとみなし、そのグループの地点補正倍率 $\alpha(T)$ を次式のように既存の加速度応答スペクトル推定式 $S_A(T)$ （本研究ではAnnaka and Nozawa (1988)）に乘じることで、個別地点の揺れやすさの傾向を反映した工学的基盤面における加速度応答スペクトル $S'_A(T)$ を推定することが可能となる。

$$\log S'_A(T) = \log S_A(T) + \log \alpha(T) \quad (3)$$

3.2 推定方法の検証

前節で提案した推定手法と実際の観測記録とを比較することで、その有効性について検証する。地点補正倍率の作成対象となった30地震観測点以外の観測記録と比較することが本来は望ましいが、新たな観測点を設けて適切な観測記録を得ることは困難なため、本研究では各グループに所属する地震観測点の観測記録との比較に代えた。ただし、作成した地点補正倍率は2.2節で述べたとおり2012年1月29日以前の地震観測記録を使用しているため、検証にはそれ以降で収集された地震観測記録と比較する。2.3節で示しているマグニチュード、最短距離および断層中心深さの3つの条件を満たす地震の中から、本研究では2012年5月29日に千葉県北部の太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生した逆断層型の地震（ $M_j 5.2$ ）を検証対象にした。この地震の諸元については「地震・火山月報（カタログ編）2012年5月」を使用した。結果の一例として、観測記録から算定した解放工学的基盤波、Annaka and Nozawa (1988)の推定式および本研究で提案した推定方法からそれぞれ算定した減衰5%加速度応答スペクトルの比較を、各グループの代表1地点について図20に示す。また、各グループの代表1地点における観測記録と推定式または提案した推定方法の残差二乗和の一例を表7にまとめる。本研究で提案した推定方法では地点補正倍率に複数の地震観測記録の要素が含まれているため、対象の地震観測点のみで作成した地点補正倍率に比べると精度は落ちてしまうが、それでも既往の推定式のみの結果に比べて本研究の推定方法は観測記録と対応が良好になることが図20および表7より確認できる。特にグループEについては、提案した推定方法を用いることで推定式と観測記録とのギャップが大幅に改善されている。

図20 観測記録から算定した解放工学的基盤波の加速度応答スペクトル（減衰5%）と既往の推定式および提案した推定方法で算定した加速度応答スペクトルの比較の一例

表7 観測記録と既往の推定式または提案した推定方法との残差二乗和の一例

グループ	解放工学的基盤波 (観測記録)の成分	残差二乗和	
		既往	提案方法
A	NS	6.12	2.69
	EW	9.30	4.96
C	NS	3.89	1.29
	EW	3.69	2.28
E	NS	27.84	4.00
	EW	26.95	3.95

グループ	解放工学的基盤波 (観測記録)の成分	残差二乗和	
		既往	提案方法
B	NS	4.71	3.13
	EW	3.50	2.96
D	NS	3.16	1.51
	EW	5.02	1.36

4. まとめ

本研究では、富士山南東部地域を対象に、地震観測記録から算定した平均応答スペクトル比を利用することで、工学的基盤面における揺れやすさについて空間的な分析を行った。次に、その分析結果と地理的・地形的条件や地質の分布を比較することで、工学的基盤面における揺れやすさ分布特性に関するゾーニングを検討した。工学的基盤面における揺れやすさ分布特性について検討結果を以下にまとめる。

- ・ 工学的基盤面における地震動の特性は一様ではなく、地域で異なっている。
- ・ 揺れやすさ分布特性は基本的に地形の分布と対応が良好である。
- ・ 地質の分布と揺れやすさ分布特性との対応は地形ほど明瞭ではない。
- ・ ただし、地形の分布との対応だけでは説明できない地域では、地形に加え地質を考慮することで、対応は改善される。

以上の検討結果に加え、各地震観測地点の平均応答スペクトル比の形状を踏まえると、工学的基盤面における揺れやすさ分布特性について、富士山南東部地域では地理的・地形的条件や地質の条件を代表的なものに限定すれば、5つのグループに分類することが可能である。さらにこのゾーニング結果を反映することで、空間的な揺れやすさ分布特性を考慮した工学的基盤面の加速度応答スペクトルの推定方法を提案した。対象サイトが広域かつ複数の地形や地質の条件を有する場合に地震観測点でない地点についても、地理的・地形的条件や地質の情報を基に同一条件の地震観測点の経験的な揺れやすさの傾向を補間することで、入力地震動を推定することが可能となる。

本研究では平均応答スペクトル比の形状や地形・地質の分布との比較を検証する際の議論をしやすいようにするためにゾーニングの領域を敢えて限定しているが、今回の対象地域でゾーニングに含まれなかった領域についても同様の手法を適応することでゾーニングを実施することは可能であると考えている。本研究では富士山南東部地域を対象としたが、今後は本方法の他地域での適用性について検討する予定である。

謝 辞

本研究では、防災科学技術研究所によるK-NET・KiK-netの地震観測記録および土質データ、Hi-netの気象庁一元化処理震源リスト、F-netの地震のメカニズム情報、Global CMT ProjectによるCMT解、国土地理院による2万5千分の1地形図、気象庁による地震・火山月報（カタログ編）を使用しました。関係機関の皆様には謝意を表します。

参考文献

- 1) Abrahamson, N. and Silva, W. : Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations, *Earthquake Spectra*, 24(1), 2008, pp.67-97.
- 2) Abrahamson, N. and Silva, W. : Errata for “Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relation” by Abrahamson, N. A. and W. J. Silva, Published on PEER NGA website.
- 3) Campbell, K. W. and Bozorgnia, Y. : Empirical ground motion model for shallow crustal earthquakes in active tectonic environments developed for the NGA project, *Proceedings of Fourteenth World Conference on Earthquake Engineering*, Paper no. 03-02-0004, 2008.
- 4) Campbell, K. W. and Bozorgnia, Y. : NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10s, *Earthquake Spectra*, 24(1), 2008, pp.139-171.
- 5) Chiou, B. S.-J. and Youngs, R. R. : An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra, *Earthquake Spectra*, 24(1), 2008, pp.173-215.
- 6) 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年、pp.79-91.
- 7) 野津厚、長尾毅、山田雅之：スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例、*日本地震工学会論文集 第7巻、第2号（特集号）*、2007年、pp.215-234.

- 8) 片岡正次郎、松本俊輔、日下部毅明、遠山信彦：やや長周期地震動の距離減衰式と全国の地点補正倍率、土木学会論文集 A、Vol.64、No.4、2008 年、pp.721-738.
- 9) 先名重樹、翠川三郎：地形・地盤分類に基づく地震動のスペクトル増幅率の推定、日本地震工学会論文集 第 9 巻、第 4 号、2009 年、pp.11-25.
- 10) Annaka, T., T. Tsuzuki, K. Etsunaga, and M. Shimada : Bayesian estimation of strain dependence of dynamic soil properties from the strong motion accelerograms recorded by a vertical array, Proceedings of Eleventh World Conference on Earthquake Engineering, 1996, Paper No. 602.
- 11) Annaka, T. and Nozawa, Y. : A probabilistic model for seismic hazard estimation in the Kanto district, Proceedings of Ninth World Conference on Earthquake Engineering, Vol.II, 1988, pp.129-132.
- 12) Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara, and Y. Fukushima : A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bull. Seism. Soc. Am. Vol.96, 2006, pp.879-897.
- 13) Pacific Earthquake Engineering Reserch Center : Next Generation Attenuation Database, <http://peer.berkeley.edu/nga/>
- 14) Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo and T. Eguchi : Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, earthquake of June 12, 1978, Phys. Earth Planet. Inter., 21, 1980, pp.39-61.
- 15) 菊池正幸、須藤研：1982 年 7 月 23 日茨城県沖地震の震源過程、月刊地球、7、1985 年、pp.72-78.
- 16) 岡田義光、笠原敬司：1987 年 12 月千葉県東方沖地震、地震学会 1988 年春期大会講演予稿集、1988 年、pp.63.
- 17) 望月英志、大林政行：1990 年 2 月 20 日伊豆大島近海地震の断層パラメタ、地震学会 1990 年秋季大会講演予稿集、1990 年、pp.57.
- 18) 浅野公之、岩田知孝、入倉孝次郎：2003 年 5 月 26 日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション、地震第 2 輯、57、2004 年、pp.171-185.
- 19) 国土地理院：平成 15 年（2003 年）十勝沖地震（Mj8.0）に伴う地殻変動と断層モデル、十勝沖の地震の評価、地震調査研究推進本部 HP、http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03oct_tokachi/p11.htm、2003 年.
- 20) 山中佳子：EIC 地震学ノート、No.154、http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC154.html、2004 年.
- 21) 国土地理院：紀伊半島南東沖の地震 断層モデル(1)、紀伊半島南東沖の地震活動の評価、地震調査研究推進本部 HP、http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_kiihantou/p07.htm、2004 年.
- 22) Hikima, K. and Koketsu, K. : Rupture process of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan, A series of events in a complex fault system, GRL, 32, L18303, 2005.
- 23) 東京大学地震研究所：近地強震計データによる 2004 年 10 月新潟県中越地震の震源過程（速報）、http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/041023Knet.pdf、2004 年.
- 24) 国土地理院：2005 年 8 月 16 日 宮城県沖の地震に伴う断層モデル（最終解）、宮城県沖の地震活動の評価、地震調査研究推進本部 HP、http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05sep_miyagi/p09.htm、2005 年.
- 25) 国土地理院：平成 19 年（2007 年）能登半島地震 断層モデルと水平変動および上下変動、平成 19 年（2007 年）能登半島地震の評価、地震調査研究推進本部 HP、http://www.jishin.go.jp/main/chousa/07apr_noto/p09.htm、2007 年.
- 26) 国土地理院：平成 19 年新潟県中越沖地震 推定された主要なすべり面の概念図、平成 19 年（2007 年）新潟県中越沖地震の評価（主に断層面に関する評価）、地震調査研究推進本部 HP、http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jan_chuetsu_oki/p06.htm、2008 年.
- 27) 山中佳子：NGY 地震学ノート、No.7、http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2008/NGY7.html、2008 年.
- 28) 国土地理院：震源モデルと地殻変動、2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震活動の評価、地震調査研究推進本部 HP、http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09sep_suruga-wan/p07.htm、2009 年.
- 29) 気象庁・気象研究所：「平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震」の断層すべり分布の推定ー近地強震波形を用いた解析ー、<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/sourceprocess/event/20110311near.pdf>、2011 年.
- 30) 国土地理院：2011 年 3 月 15 日静岡県東部の地震（M6.4）の震源断層モデル（暫定）、地震調査研究

推進本部 HP、<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11apr/p23.htm>、2011 年.

31) 国土地理院：2011 年 4 月 7 日宮城県沖の地震 (M7.1) の震源断層モデル (暫定)、地震調査研究推進本部 HP、<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11may/p09.htm>、2011 年.

32) 国土地理院：2011 年 4 月 12 日千葉県東方沖の地震 (M6.4) の震源断層モデル (暫定)、地震調査研究推進本部 HP、<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11may/p26.htm>、2011 年.

33) 塩野政治、升本眞二、弘原海清：BASIC によるコンターマップ II 応用編、共立出版、1988 年 11 月.

34) 土地分類図 (静岡県、山梨県、神奈川県)、国土庁土地局国土調査課、1971～1975 年.

35) 関東地方土木地質図、関東地方土木地質図編纂委員会、1996 年.

36) Sato, T., M. Horike, Y. Takeuchi, T. Uetake and H. Suzuki : Nonlinear behaviour of scoria soil sediments evaluated from borehole records in eastern Shizuoka prefecture, Japan, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 26, 1997, pp.781-795.

(受理：2013 年 8 月 15 日)

(掲載決定：2014 年 2 月 10 日)

Estimate of Acceleration Response Spectra on Engineering Bedrock Considering Spatial Distribution Characteristics of Seismic Motion Intensities

SHINGAKI Yoshikazu ¹⁾, KURITA Tetsushi ²⁾, ANNAKA Tadashi ³⁾ and
MORI Yoshiki ⁴⁾

1) Member, Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., M. Eng.

2) Member, Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., Dr. Eng.

3) Member, Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., M. Sc.

4) Tokyo Electric Power Company

ABSTRACT

We studied the spatial distribution characteristics of seismic motion intensities on the engineering bedrock around the southeastern Mt. Fuji region by using the seismic records. We used the ratios of response spectra between the observed record and calculated values by the existing attenuation relations as the index of seismic motion intensities. We compared the spatial distribution characteristics with topographical maps and geological maps. As a result of the zoning, the region was classified into five groups. Based on the zoning, we calculated the factors to correct the attenuation relation. The factors reflect the spatial distribution characteristics of each zoning group. We propose a new method to estimate acceleration response spectra on the engineering bedrock spread over a wide area.

Keywords: Spatial distribution characteristics of seismic motion intensities, Zoning, Acceleration response spectra, Topography, Geology