2003年宮城県沖スラブ内地震における 表層地盤の非線形応答とその強震動への影響

東京大学大学院情報学環* 野口 科子

北海道大学大学院工学研究科** 笹谷 努

Nonlinear Soil Response and Its Effects on Strong Ground Motions during the 2003 Miyagi-Oki Intralab Earthquake

Shinako NOGUCHI

Interfaculty Initiative in Information Studies, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo,
Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan

Tsutomu SASATANI

Graduate School of Engineering, Hokkaido University, Kita-13, Nishi-8,
Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060-8628, Japan

(Received February 15, 2010; Accepted November 21, 2010)

We investigate nonlinear soil responses based on strong motion records at a large number of observation sites during the 2003 Miyagi-oki intralab earthquake (M_w 7.0). First, we examine the efficiency of S-H/V (horizontal-to-vertical spectral ratio for the S-wave portion at the ground surface) method to identify the nonlinearity by comparing the results with those by the standard S-wave surface-to-borehole spectral ratio method. In the examination we propose a new quantitative index to measure the degree of the nonlinear soil response, DNL, which evaluates the gap between the spectral ratio for strong ground motion and that for weak ground motion. The DNL values by the S-H/V method as well as those by the surface-to-borehole spectral ratio method increase with observed peak ground acceleration (PGA) values at surface (100~1000 cm/s^2), reflecting the increase of the degree of nonlinearity. However, both DNL values at sites with large S-wave velocity of the surface layer (>300 m/s) do not show any increase even for large PGA values (~ 800 cm/s^2), indicating linear site response. From these facts we conclude that the S-H/V spectral ratio method is also efficient to identify the nonlinearity. Second, in order to examine the effects of nonlinear soil response on strong ground motions, we make the broadband strong motion simulation for the 2003 Miyagi-oki earthquake by means of the empirical Green's function (EGF) method. The synthetic waveforms for the horizontal components at the ground surface significantly overestimate the observed ones at stations with large DNL values; the synthetic PGA values are about two times greater than the observed ones. We confirm that the overestimation is attributed to the ignorance of the nonlinear soil response in the EGF simulation. Finally we briefly discuss the potential of the DNL value for studying the nonlinear soil response.

Key words: Nonlinear soil response, S-H/V spectral ratio, DNL, Broadband strong motion simulation, 2003 Miyagi-oki Earthquake

* 〒113-0032 東京都文京区本郷 7-3-1

** 〒060-8628 札幌市北区北 13 条西 8 丁目

§1. はじめに

地震動に対する地盤の応答特性は、一般には線形弾性とされることが多い。しかし、土質動力学の分野では、土サンプルを用いた室内実験の結果から、土の動的変形特性はひずみレベルが大きくなると非線形化することが知られている。具体的には、ひずみレベルの上昇とともに、土のせん断剛性は低下し、減衰定数は増大するという現象が起こる [石原 (1982)]。

強震時にこうした非線形応答が表層地盤内で実際に起きていることが、強震記録の解析から実証されている。強震記録に現れる地盤の非線形応答の影響に関しては、翠川 (1993), Beresnev and Wen (1996) に詳しい。それらによれば、非線形応答が起きたかどうかは、地盤上の強震記録と同時に得られた地中または岩盤上の記録との S 波振幅スペクトル比、すなわち地盤の応答特性が弱震時 (線形応答時) のそれから変化しているかどうかから判断することができる。非線形応答時における地盤の応答特性の変化は次の 2 つの特徴を有している。ひとつは地盤の卓越周波数が低周波数側へシフトするというものである。これは、室内実験で明らかになった土のせん断剛性の低下に起因する。もうひとつは、高周波数側の地盤増幅率の低下で、これは、土の減衰定数の増大に対応する。また、地盤内のひずみレベルの増大に伴って高周波数側の地盤増幅が小さくなっていくため、入力レベルの増大に対する地表加速度振幅の伸びに頭打ちが起こる [Idriss (1990)] ことも知られている。なお、こうした現象は、地表での最大加速度 (PGA) が 100 cm/s^2 を超えると現れ始めるとされる [翠川 (1993) など]。土質動力学分野の室内実験では、土が上記のような応答特性を示すのはひずみレベルが概ね $10^{-5} \sim 10^{-3}$ の範囲である。地震動による地盤内のひずみレベルがこの範囲を超えると、サイクリックモビリティという現象によりスパイク状の特異な地震波形が現れたり [例えば, Iai *et al.* (1995)], さらに液状化現象や側方流動などの地盤の破壊が起こる [石原 (1982)]。

強震記録を用いて地盤の非線形応答を調べる研究では、一般に鉛直アレー観測点の記録が用いられることが多い [例えば, Satoh *et al.* (1995)]。鉛直アレー観測点の記録から得られる S 波部分の地表水平動の振幅スペクトルと、地中のそれとの比 (以後、地表/地中スペクトル比と呼ぶ) は、地盤の S 波応答特性そのものである。上に述べたとおり、非線形応答時に地表/地中スペクトル比が示す変化は、物理的な裏付けがあるもので、非線形応答の評価手法として確立されている。しかし、当然ながら強震観測点では地中観測点のない割合が圧倒的に多い。そういった場所で得られた数多くの強震記録につ

いて非線形応答の影響を調べるには、近傍の地中もしくは岩盤上の観測点の記録を利用することになるが、そうした都合の良い記録が得られないことも多い。

こうした中、地表記録の S 波部分の水平動と上下動の振幅スペクトル比 (以後、S-H/V スペクトル比と呼ぶ) を用いて非線形応答を評価する研究も行われている。Dimitriu *et al.* (1999) は、強震時の S-H/V スペクトル比の卓越周波数が非線形応答によって弱震時のそれより低周波側にシフトすることを示した。Wen *et al.* (2006) は、液状化現象の起こった地域周辺では強震時の S-H/V スペクトル比が弱震時に比べ大きく変化することを示した。いずれの研究でも、S-H/V スペクトル比が非線形応答の評価に利用できることを示唆している。この S-H/V スペクトル比を用いる手法の最大のメリットは、地中の記録がない地表単点のデータも非線形応答の評価に活用できることである。しかし、強震時における S-H/V スペクトル比の弱震時からの変化は、地表/地中スペクトル比のそれとは違い、その有効性が確認されているわけではないため、検証が必要である。

本研究ではまず、S-H/V スペクトル比の非線形応答評価手法としての有効性を検証する。解析に用いるのは、2003 年宮城県沖地震 (M_w 7.0, 深さ 72 km, 最大震度 6 弱) の際の強震観測記録である。この地震は、沈み込む太平洋プレート内部で発生したスラブ内地震であり、広い範囲で PGA が 100 cm/s^2 を超える強震動が観測されていること (Fig. 1) から、本研究の課題の検討には最適である。この地震の際に得られた多数の鉛直アレー観測点での強震記録について、スタンダードな非線形応答評価手法である地表/地中スペクトル比を計算し、それが示す弱震時からの変化と S-H/V スペクトル比のそれとを比較することで、S-H/V スペクトル比法の有効性について検討する。

また、大量のデータについて強震時における地表/地中スペクトル比と S-H/V スペクトル比の弱震時からの変化を客観的に比較するため、両スペクトル比の変化を定量的に評価する指標 DNL を提案する。地震記録から表層地盤の非線形応答度合いを定量的に評価する試みは、これまでもいくつかなされている。Hartzell (1998) は、1994 年ノースリッジ地震 (M_w 6.7) 時の地盤サイトの強震記録について、岩盤サイトの記録とのスペクトル比をとり、その弱震時からのレベルの変化を 0.75 Hz から 20 Hz までのさまざまな帯域ごとに計算し、これを用いて地域ごとの非線形応答の傾向を調べた。また、Wen *et al.* (2006) は、1999 年台湾集集地震 (M_w 7.6) 時の本震および余震の強震記録から S-H/V スペクトル比を計算し、これを幅 5 Hz の帯域 (観測点ごとに異なる) で平

Fig. 1. PGA distribution at the ground surface during the 2003 Miyagi-oki Earthquake (after NIED web site, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>).

均した値の弱震時からの変化の割合を定量的指標とした。これらに対し、本研究での非線形応答度合いの定量的指標は、周波数帯域ごとに分けるのではなく、全観測点において一律の広帯域についてひとつの指標を計算する。これは、さまざまな観測点での多数の地震記録についてこの指標を用いることを想定しているためである。非線形応答の影響を強く受ける帯域は観測点や地震動レベルによって異なる。さらに、地震動の周波数特性は震源や伝播経路によっても異なる。場合によって帯域を変更すると、評価された値に恣意性が入る上、大量のデータを扱う際には極めて煩雑となる。こうしたことを避けるため、本研究の指標では、全観測点・全記録で一律 0.5~20 Hz のみを対象として評価する。

さらに、本研究では、新しい非線形応答度合いの指標 DNL を利用した解析を行う。まず、地表/地中スペクトル比と S-H/V スペクトル比による DNL と、地表の最

大加速度 (PGA) および表層の S 波速度とを比較し、非線形応答が起こる地震動レベルや地盤条件について詳しく検討する。また、同じく DNL を用いて非線形応答が強震動に及ぼす影響を検討する。前述の通り、非線形応答が起こると、減衰定数の増大に起因して、入力が増大に対する地表 PGA の頭打ちがあることが知られている [Idriss (1990)]。したがって、非線形応答を無視して広帯域の強震動の合成を行うと、合成波形の PGA が観測記録に対して著しく過大評価となる場合がある。このような事例は浅野・他 (2004) や Sasatani *et al.* (2008) によってすでに指摘されている。ここでは、2003 年宮城県沖地震について経験的グリーン関数 (EGF) 法により波形合成を行い、その結果の PGA、最大地動速度 (PGV)、計測震度と観測記録のそれらとの食い違いと非線形応答との関係を、新たに提案する非線形応答指標を用いて検討する。なお、EGF 法による合成波形について

非線形応答の影響を補正する研究が、野津・盛川(2003)によってなされている。彼らは、多重非線形効果が地震動の後続位相部分の振幅に影響することを示したが、本研究で注目する最大振幅に関しては、多重非線形効果の影響は大きくないとみられる。

§2. 非線形応答の評価

本章では、2003年宮城県沖地震時の強震記録についてまず地表/地中スペクトル比を計算し、非線形応答の評価を行う。さらに、同じ記録についてS-H/Vスペクトル比を用いて非線形応答を評価し、地表/地中スペクトル比を基にして、S-H/Vスペクトル比の非線形応答の評価手法としての有効性を定性的に検証する。

2.1 データと手法

2003年宮城県沖地震の際に、防災科学技術研究所(NIED)の強震観測網K-NET [Kinoshita (1998)] および基盤強震観測網KiK-net [Aoi *et al.* (2000)] の観測点のうち、東北地方の火山フロント前弧側で得られた記録を解析に使用する (Fig. 2)。これは、Fig. 1 に示したように、異常震域によって大加速度のデータが前弧側に集中しているためである。K-NET 観測点は地表単点の観測

点、KiK-net 観測点は鉛直アレー観測点である。使用した観測点数は、K-NET 66 点、KiK-net 53 点の合計 119 点である。これらの諸元を Table 1 に示す。Fig. 2 には地表および地中水平動のPGAが示してあるが、このPGAの値は以下のようにして得られたものである。まず、加速度強震記録のオフセットを取り除いた上で、フィルターなどは用いず、水平2成分をベクトル合成し、その絶対値について全時刻歴中の最大値をPGAとする。以後、本論文では、PGAとしてこの方法で求められた値を使用する。

非線形応答が現れ始めるのは地表PGAが 100 cm/s^2 以上の場合と言われている [翠川(1993)など]。本研究では、地表PGAが 100 cm/s^2 以上の記録を、非線形応答の可能性のある「強震記録」とする。地表PGAは、正確には非線形応答の影響を受けた可能性のある値である。このことから、リファレンスとするスペクトル比に用いる「弱震記録」は、念のために地表PGAが 50 cm/s^2 未満のものとする。PGAが $50 \sim 100 \text{ cm/s}^2$ の記録は、非線形応答の影響があるかもしれないがその可能性は非常に低い、いわばグレーゾーンのデータとする。なお、上で述べた2003年宮城県沖地震のデータセットには、上記の強震記録に加え、グレーゾーンの記録、弱震記録も含まれる (Table 1)。これは、地震動レベルが低い場合に各スペクトル比の比較がどのようになるか、強震記録に対する参考とするためである。

次に、2003年宮城県沖地震時の地表/地中スペクトル比とS-H/Vスペクトル比の計算方法について記す。まず、K-NET および KiK-net とともに、3成分の強震記録について、S波部分の20.48秒のタイムウィンドウで波形を切り出し、その両端の10%にコサインテーパーをかける。次にFFTによりフーリエ振幅スペクトルを得、これを0.4 HzのParzenウィンドウで平滑化する。水平動の振幅スペクトルとしては、水平2成分の相乗平均をとったものを用いる。こうして得られた地表の水平動のスペクトルを地中のそれで割ったものを地表/地中スペクトル比とし、同じく地表の水平動のスペクトルを地表の上下動のそれで割ったものをS-H/Vスペクトル比とする。

こうして得られた各スペクトル比に対して、線形応答時と比較するためのリファレンスとなるスペクトル比を用意する。まず、上に述べたようにPGAが 50 cm/s^2 以下の弱震記録を各観測点で3~10セット、平均5セット使用する。強震動により非線形応答が起こると、それによる応答特性の変化はすぐには回復せず、数カ月~数年かかることもあるとの研究 [Sawazaki *et al.* (2009) など] もあるため、弱震記録のデータセットには、2003

Fig. 2. PGA distribution during the 2003 Miyagi-oki Earthquake in the fore-arc side of the volcanic front in Tohoku district. The PGA values are derived from a vector sum of two horizontal components. A white star represents the epicenter. Left: surface PGAs at K-NET and KiK-net stations, Right: borehole PGAs at KiK-net stations.

Table 1. List of strong motion stations used in this study. AVS20: average S-wave velocity in the upper 20 m, V_{S0} : S-wave velocity for the surface layer, PGA: observed PGA at the ground surface derived from a vector sum of two horizontal components, DNL_{SB} : DNL value derived from Surface/Borehole spectral ratio and DNL_{HV} : DNL value derived from the S-H/V spectral ratio. (a) K-NET stations, and (b) KiK-net stations.

(a)

Station	AVS20 (m/s)	V_{S0} (m/s)	PGA (cm/s^2)	DNL_{HV}	Station	AVS20 (m/s)	V_{S0} (m/s)	PGA (cm/s^2)	DNL_{HV}
AOM003	171	100	22	1.911	IWT005	428	150	157	2.716
AOM004	422	110	12	2.746	IWT006	168	150	365	5.366
AOM008	388	130	44	2.236	IWT007	364	200	1041	7.062
AOM009	383	170	24	2.293	IWT008	1170	300	380	3.416
AOM010	238	140	69	3.556	IWT010	670	430	330	3.209
AOM011	299	130	66	3.865	IWT011	250	250	366	2.932
AOM012	222	110	133	2.795	IWT012	228	100	510	5.073
AOM013	373	110	70	2.599	IWT013	354	160	404	5.473
AOM021	259	100	51	2.838	IWT014	295	130	264	3.679
FKS001	321	200	158	2.833	IWT015	420	250	145	2.724
FKS002	522	120	136	2.601	IWT016	449	200	380	3.598
FKS003	299	130	94	3.119	IWT017	460	250	345	4.051
FKS004	292	170	190	2.255	IWT018	371	140	340	3.746
FKS005	544	170	191	3.584	IWT019	452	290	352	4.668
FKS006	220	160	210	3.416	IWT020	138	110	221	5.210
FKS007	574	180	92	2.428	IWT021	252	140	453	3.116
FKS008	302	140	121	2.629	IWT022	488	150	138	2.090
FKS009	393	80	112	2.321	IWT023	596	110	146	2.625
FKS010	454	100	87	2.314	IWT024	455	120	146	3.218
FKS011	451	100	79	3.081	IWT025	387	180	409	3.206
FKS012	212	130	47	3.019	MYG001	455	140	402	6.513
FKS013	246	160	72	3.223	MYG002	501	140	926	7.663
FKS014	551	180	25	3.230	MYG003	524	210	575	2.804
FKS015	541	180	26	2.662	MYG005	361	130	196	3.579
FKS016	389	50	84	2.778	MYG006	165	70	268	4.247
FKS017	232	150	70	2.539	MYG008	313	120	242	3.584
FKS018	231	130	60	2.441	MYG009	596	140	96	1.949
FKS019	275	140	101	3.024	MYG010	278	100	285	4.909
FKS031	444	390	68	2.989	MYG011	589	120	1566	7.125
IWT001	262	95	284	2.165	MYG012	148	100	182	3.868
IWT002	332	180	151	2.822	MYG014	420	130	337	3.232
IWT003	208	190	174	4.198	MYG015	230	100	233	3.094
IWT004	368	130	193	2.043	MYG016	496	70	104	2.566

年宮城県沖地震以降のデータは含まない。また、サイトへの入射角の大きいデータを避け、スペクトル比を安定に求めるために、地震の震源深さは 50 km 以深、震央距離は 200 km 以内とする。次に、これらにそれぞれ本震時の記録と同じ処理を施すが、タイムウインドウについてのみ S 波部分の 10.24 秒とする。これは、弱震記録として主に $M4$ 前後の中～小規模の地震の記録を使用しており、S 波部分の震動継続時間が 2003 年宮城県沖地震時の記録に比べ短いことによる。こうして得られた弱震時の各スペクトル比を相乗平均したものを、線形応答時のリファレンスのスペクトル比として用いる。

2.2 結果

以上より得られる地表/地中スペクトル比および S-H/V スペクトル比の例を Fig. 3 に示す。両スペクトル比について、卓越周波数の低周波側へのシフトは IWTH04, IWTH23, MYGH04, 高周波数側でのレベルの落ち込みは IWTH04, IWTH23, MYGH01, MYGH04 でみられる。地表/地中スペクトル比のこうした変化は、それらの観測点では非線形応答が起こり、他の IWTH09, IWTH25, MYGH03 では起こらなかったことを示している。

次に、観測点ごとの違いについて述べる。まず、MYGH01 では、Table 2 (a) に示した検層データによれ

Table 1. (continued)

(b)

Station	AVS20 (m/s)	V_{s0} (m/s)	PGA (cm/s^2)	DNL _{SB}	DNL _{HV}
AOMH06	464	200	32	1.790	2.020
AOMH11	953	80	39	1.495	2.278
AOMH12	278	80	65	2.127	2.814
AOMH13	142	110	82	2.418	3.430
AOMH16	271	80	125	3.693	3.378
AOMH17	436	140	102	1.867	2.556
AOMH18	468	110	70	1.832	3.046
FKSH08	670	200	36	2.008	2.665
FKSH09	1099	140	55	1.877	3.290
FKSH10	590	150	58	1.525	2.477
FKSH11	243	110	43	2.040	3.903
FKSH12	370	250	208	4.804	3.350
FKSH13	710	200	46	1.452	2.827
FKSH14	237	120	40	2.067	2.821
FKSH16	644	180	33	1.867	2.469
FKSH17	824	180	79	1.969	2.608
FKSH18	336	140	123	2.840	4.648
FKSH19	260	170	115	2.416	2.463
IWTH01	543	170	425	3.553	3.986
IWTH02	392	150	801	6.264	6.831
IWTH03	1100	200	333	3.606	4.370
IWTH04	463	220	868	4.341	5.680
IWTH05	425	160	604	3.499	4.190
IWTH06	597	80	196	2.183	2.554
IWTH07	526	80	88	1.922	2.552
IWTH08	254	150	114	3.565	3.562

Station	AVS20 (m/s)	V_{s0} (m/s)	PGA (cm/s^2)	DNL _{SB}	DNL _{HV}
IWTH09	1012	440	166	1.971	2.551
IWTH10	546	210	84	2.314	3.147
IWTH11	458	130	96	2.135	2.541
IWTH12	343	160	256	2.357	3.135
IWTH13	1088	100	91	1.249	2.199
IWTH15	354	150	344	4.411	4.658
IWTH17	1574	240	203	1.603	2.328
IWTH19	564	170	377	3.118	2.825
IWTH20	321	110	386	5.479	4.871
IWTH21	587	150	672	4.543	7.222
IWTH22	693	190	295	3.984	4.820
IWTH23	1109	370	559	6.680	7.101
IWTH24	505	180	278	2.731	3.472
IWTH25	500	430	366	2.255	2.334
IWTH26	434	130	539	3.354	4.693
IWTH27	1080	150	910	3.990	5.816
MYGH01	210	210	214	5.734	4.689
MYGH03	1105	350	819	2.155	2.187
MYGH04	1252	220	672	7.098	10.916
MYGH05	334	120	632	3.522	4.751
MYGH06	641	200	130	1.760	2.332
MYGH07	382	130	378	3.443	4.200
MYGH08	533	20	114	2.047	2.829
MYGH09	339	150	63	1.964	2.636
MYGH10	362	110	244	2.273	3.242
MYGH11	1179	210	441	4.142	4.302
MYGH12	939	280	391	1.324	2.868

ば、S波速度(V_s)が210 m/sの表層が50 mの厚さで存在している。Fig. 3をみると、MYGH01の地表/地中スペクトル比は特に高周波数側で弱震時に対し顕著に落ち込んでおり、非線形応答の特徴を示している。

MYGH01に対し、Table 2 (b)に示されたMYGH04は、堅固な岩盤の上に4 mの表層が載った地盤構造で、Table 1を参照すると、地表から深さ20 mまでの平均S波速度(AVS20)は1252 m/sである。さらにFig. 3でMYGH04の地表/地中スペクトル比をみると、高周波数側で著しい非線形応答の特徴を示している。似たような特徴を示す観測点は、Fig. 3中ではIWTH23がある。このような、堅固な岩盤と薄い表層をもつ観測点は、中生代以前の岩盤で構成される北上山地周辺に多い。MYGH04およびIWTH23では、非線形応答による高周波数帯域の落ち込みの影響を強く受けている帯域は10 Hz以上である。これら薄い表層と固い岩盤をもつサイトでは、それらの層の速度コントラストにより、弱震時の地盤増幅特性において10 Hz以上の高周波数帯域に著しいピークをもつ。非線形応答時にはこのピークの低周波数側へのシフトが高周波数側のレベルの低下と重

なり、顕著なずれを示すことになる。つまり、非線形応答の影響は、表層の厚さに応じた線形応答時のサイト増幅と同じ帯域に現れるといえる。

こうした、地表/地中スペクトル比に現れる非線形応答時の特徴を踏まえ、S-H/Vスペクトル比の変化の挙動をみていくと、やはり強震時に高周波数側で弱震時に比べレベルの小さくなっている場合があり、その帯域も地表/地中スペクトル比のそれと似ていることがわかる。そこで、地表/地中およびS-H/Vスペクトル比の変化を比較するため、それぞれのスペクトル比についてさらに強震時と弱震時の比をとったもの(強震/弱震スペクトル比と呼ぶ)を比較する。この結果もFig. 3に示されている。これをみると、特に高周波数帯域でのレベルの大きな落ち込み(半分～10分の1)について、両者の強震/弱震スペクトル比は非常によく似ていることがわかる。そもそも地表/地中スペクトル比とS-H/Vスペクトル比は、その形状の点では大きく異なっている。しかし、強震/弱震スペクトル比は、分母である弱震時の応答特性が強震時に変化した分だけを抽出するため、地表/地中スペクトル比とS-H/Vスペクトル比について

Fig. 3. Evaluation process of nonlinear soil response at selected KiK-net stations during the 2003 Miyagi-oki Earthquake. Left panels: surface-to-borehole S-wave spectral ratios for horizontal components (abbreviated to Surface/Borehole). Center panels: horizontal-to-vertical S-wave spectral ratios for surface records (abbreviated to S-H/V). In these panels a thick line represents the spectral ratio for the 2003 Miyagi-oki earthquake; a thin line with the grey shadow represents the average spectral ratio and the standard deviation for weak motions; and the number in each panel represents the DNL value for each ratio defined by equation (1) in the text. Right panels: spectral ratios of the spectral ratio for strong motion to that for weak motion (abbreviated to Strong/Weak); a dashed line is derived from the Surface/Borehole; and a solid line is derived from the S-H/V. The station code and observed surface PGA value are shown in the right panels.

Table 2. Velocity profiles derived from PS-logging (after NIED web site; <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/db/index.html>). (a) MYGH01 and (b) MYGH04.

(a) MYGH01				(b) MYGH04			
Thickness	Vp	Vs		Thickness	Vp	Vs	
No.	(m)	(m/s)	(m/s)	No.	(m)	(m/s)	(m/s)
1	50	1750	210	1	4	450	220
2	60	1750	560	2	6	4750	960
3	140	3520	1750	3	26	4750	1840
4	450	4830	2450	4	-	4750	2830
5	-	5630	3260				

の強震/弱震スペクトル比が相似性を示すことになったと考えられる。

S-H/V スペクトル比の分子は地表/地中スペクトル比と同じ地表水平動だが、その分母は地表上下動である。地表上下動にはP波が卓越するが、佐藤・金谷(2006)では、S波が非線形応答の影響を受ける強震時でも、飽和地盤ではP波の応答特性の変化は小さいとしている。一方で、上下動は斜めに伝播するSV波の影響を受け、強震時には上下動の地表と地中のスペクトル比が弱震時から変化するという報告もある[Beresnev *et al.* (2002)]。本研究では、S-H/V スペクトル比の強震/弱震スペクトル比が地表/地中スペクトル比と同様であった。このことは、強震時に上下動の応答が変化するとしても、水平動のそれに比べれば、その程度は小さいということを意味する。以上より、強震時のS-H/V スペクトル比は地表/地中スペクトル比と同様に非線形応答により変化することが新たに示された。したがって、S-H/V スペクトル比は非線形応答を評価する手法として有効であることが観測記録から定性的に検証されたことになる。

なお、上に示された非線形応答時のS-H/V スペクトル比の変化についての理論的考察は、野口・笹谷(2010)に詳しく述べられている。

§ 3. 定量的指標の提案

前章で示した通り、強震記録から非線形応答を評価するには、地表/地中スペクトル比あるいはS-H/V スペクトル比の弱震時からの特徴的なずれを調べればよい。しかし、スペクトル比のずれの判断には主観が入り、人によって異なることもある。また、他の物理量と非線形応答度合いとの関係を調べる場合、定量化された非線形度合いの指標のあることが望ましい。

本章では、強震時のスペクトル比の弱震時のそれからの変化を用いて評価する新しい非線形応答の定量的指標を提案する。そして、地表/地中スペクトル比とS-H/V スペクトル比によるこの非線形応答指標を定量的に比較

Fig. 4. Schematic figure of a quantitative index, DNL, to measure the degree of nonlinear soil response. A solid line represents the Strong/Weak spectral ratio for the Surface/Borehole or S-H/V spectral ratio. The gray area corresponds to the integral value shown in equation (1) in the next. Vertical dashed lines represent the frequency range of the integral.

する。さらに、この非線形応答指標と地震動レベルおよび地盤パラメタとの定量的な関係について考察する。

3.1 非線形応答度合いの指標: DNL

前章で示された強震/弱震スペクトル比が非線形応答の度合いを示すものと考え、これを用いた非線形応答の定量的指標(DNL, Degree of Non-Linearity)を提案する。これは、強震/弱震スペクトル比($R_{\text{strong}}/R_{\text{weak}}$)の対数を周波数に沿って積分した量であり、以下のように書ける。

$$\text{DNL} = \sum \left| \log \left(\frac{R_{\text{strong}}(f)}{R_{\text{weak}}(f)} \right) \right| \Delta f \quad (1)$$

このDNLの値は、Fig. 4で灰色に塗られた部分の面積

Fig. 5. Comparison of DNL values derived from the Surface/Borehole spectral ratio (DNL_{SB}) with those derived from the S-H/V spectral ratio (DNL_{HV}). A solid line shows the 1:1 relation. Dashed lines show the threshold of available DNL_{SB} and DNL_{HV} estimated from PGA data less than 100 cm/s².

に相当する。DNLは地表/地中スペクトル比またはS-H/Vスペクトル比のどちらを用いても計算でき、 R_{strong} は強震時のスペクトル比、 R_{weak} は弱震時のスペクトル比の平均を表す。積分区間は、本研究では一律0.5~20 Hzとしている。これは、すべての観測点の強震/弱震スペクトル比について、高周波数側の落ち込みと卓越周波数のシフトによる影響を両方とも考慮するためである。ただしこの場合、10~20 Hzの帯域だけで積分範囲の半分以上を占めることになり、高周波数側に重みのかかった形となっている。これは、非線形応答による高周波数側のレベルの低下がPGAに強く影響すると考え、高周波数側のスペクトル比の落ち込みに焦点を合わせるためである。また、前述のとおり、 R_{strong} の計算に用いる波形データのタイムウィンドウは R_{weak} の2倍なので、 R_{strong} の周波数ステップ Δf は R_{weak} の半分となる。このため、 R_{weak} の Δf に合わせて R_{strong} をリサンプリング（この場合は1つおき）した上でDNLを計算する。したがって、(1)式の Δf は R_{weak} の周波数ステップとなる。

Fig. 3には、KiK-net観測点での地表/地中スペクトル比を用いて計算したDNL (DNL_{SB})、およびS-H/Vスペクトル比によるDNL (DNL_{HV})の値が示されている。すべての観測点について、これら両DNLの関係を示したのがFig. 5である。Fig. 3で見たように、強震/弱震スペクトル比が似ていることを反映し、両者のDNLは正の相関を有するようになる。強震、弱震、グレーゾーンを含むすべてのデータについての相関係数は

0.858であり、相関のあることが示唆される。ただし、 DNL_{HV} の方が大きい点が多い。これは、地表/地中スペクトル比とS-H/Vスペクトル比の性質の違いによるものと思われる。Fig. 3で、リファレンススペクトル比の標準偏差（灰色の領域）を見ると、地表/地中スペクトル比に比べてS-H/Vスペクトル比の方が広く、個々のスペクトル比のばらつきが大きいことがわかる。これには、以下の要因が考えられる。水平動の地表/地中スペクトル比は、S波の地盤応答特性を表し、低周波数側では1に収束する。一方、S-H/Vスペクトル比にはそうしたことはない。P-SV波の重複反射を想定すると、地表での水平動と上下動の振幅比は地盤への入射角に依存し、入射角によってS-H/Vスペクトル比のレベルが上下に変動する。そのため、入射角もまたスペクトル比のずれの要因となり、その結果 DNL_{HV} の値を押し上げる可能性がある。そのため、 DNL_{HV} は DNL_{SB} のように地盤応答特性の変化のみを反映するとは言えないものの、前章でみたように強震/弱震スペクトル比が似ていること、およびここでの値の比較を見る限り、 DNL_{HV} は主に非線形応答度合いを反映していると考えられる。

また、Fig. 5では、地表PGAが100 cm/s²以下の場合、 DNL_{SB} では1~2強、 DNL_{HV} では2~4におさまっている。DNLはスペクトル比のずれを足し上げた量なので、リファレンスとターゲットのスペクトル比がぴったり一致した時はゼロとなる。しかし、観測記録から計算されるスペクトル比は常にゆらぎをもっており、その

Fig. 6. Comparison of the observed surface PGA values with the DNL_{SB} (a) and DNL_{HV} (b) values derived from KiK-net data. Plots are shown by different symbols depending on the V_{S0} (S-wave velocity of the top layer) value. These values are shown in Table 1.

ため DNL は完全にはゼロにはならない。したがって、これが線形応答時の DNL が示す値であるといえる。この値は、スペクトルをとる際のタイムウィンドウ、リファレンスに用いる弱震時のスペクトル比のスタック数などに依存すると考えられる。全般に DNL_{SB} の方がこの値が小さいことは、上に述べた地表/地中スペクトル比と S-H/V スペクトル比の安定性の違いを反映している。DNL がゆらぎによる値の範囲内であるときは、スペクトル比のずれはゆらぎの範囲内であり、Fig. 3 の強震時と弱震時でのスペクトル比の比較では、見た目に明らかなずれが見られない (Fig. 3 の IWTH09, IWTH25, MYGH03)。DNL の値が、上に述べた弱震時の値の範囲を超えて大きくなると、強震時のスペクトル比がリファレンスに比べて明らかにずれており、応答特性が変化している、すなわち非線形応答が起きているということを示している。

3.2 非線形応答指標と地震動レベルおよび地盤パラメタとの関係

以上により得られる DNL_{SB} および DNL_{HV} の値と、地震動レベル (地表 PGA) および表層地盤パラメタとの定量的関係を考察する。非線形応答は地盤のひずみレベルに支配されるが、観測記録からこの値を直接推定することは困難である。ここでは、ひずみレベルに代わって地震動レベル (地表 PGA) を用いることにする。表層地盤パラメタとしては、最表層の S 波速度 V_{S0} を使用する。地盤パラメタとしてひろく用いられている指標には平均 S 波速度 (AVS) がある [例えば, Shima (1978)]。Table 1 には各観測点の地表から深さ 20 m までの平均 S 波速度 (AVS20) が示してあるが、これが 1000 m/s

を超える観測点が少なくないことがわかる。こうした観測点は、堅い岩盤が数 m の薄い表層地盤で覆われている地点であるが、このような地点でも顕著な非線形応答がみられることは前節で示した。こうした観測点では、表層が非線形応答を起こす程度に軟弱な地盤でも、その厚さが薄いため、AVS20 の値は岩盤の V_S に引きずられて大きくなり、非線形応答に関係する表層の V_S の値を反映しなくなる。そこで、本研究では表層の S 波速度そのものである V_{S0} を用いることとする。

Fig. 6 には、KiK-net 観測点における DNL_{SB} および DNL_{HV} と地表 PGA および V_{S0} との関係を示す。(a) の DNL_{SB} をみると、地表 PGA が 100 cm/s^2 以下では DNL_{SB} は 1~2.5 の範囲にある。これは Fig. 5 でみたとおりである。PGA の値が 100 cm/s^2 を超えると、 DNL_{SB} が 2.5 付近よりも大きくなる点が出始め、PGA の増大に伴って DNL_{SB} も右上がりにも大きくなる点が増える。その一方で、PGA が 200 cm/s^2 以上でも、 DNL_{SB} が 2.5 以下の観測点もいくつかある。特に、 V_{S0} が 300 m/s を超える観測点では、1 点を除き DNL_{SB} が小さく、PGA が 800 cm/s^2 以上でも約 2 である。こうした観測点では、地表/地中スペクトル比が弱震時からほとんどずれていないということであり、すなわち非線形応答は起きていないといえる。このように、 DNL_{SB} は、非線形応答の度合いを端的に表す性質をもっている。Fig. 5 および Fig. 6 から、 DNL_{SB} が 2.5 を超えると、非線形応答が起きていると言えることがわかる。

Fig. 6 (b) には、 DNL_{HV} と PGA および V_{S0} との関係を示す。PGA との関係では、 DNL_{HV} は DNL_{SB} と同様の傾向を示すものの、全体的に値が大きく、また 2 より是小

Fig. 7. Comparison of the observed surface PGA values with the DNL_{HV} values derived from K-NET and KiK-net data. Plots are shown by different symbols depending on the V_{s0} value. These values are shown in Table 1.

さくならない。これは上で示した通り、S-H/V スペクトル比と地表/地中スペクトル比の性質の違いに起因する。Fig. 6 (a) では、非線形応答が想定される $DNL_{SB} > 2.5$ のデータは 23 点あるが、Fig. 6 (b) から非線形応答の閾値を $DNL_{HV} > 4$ とすると、このうち 5 点を取りこぼすことが Fig. 5 で確認できる。このように、精度は DNL_{SB} に劣るものの、 DNL_{HV} もまた非線形応答の度合いを反映する指標であるといえる。

DNL_{HV} は非線形応答の指標としては DNL_{SB} よりも精度が劣るものの、地中の記録を必要としないという大きなメリットがある。これを生かし、Fig. 6 (b) に K-NET のデータを加えたのが Fig. 7 である。K-NET のデータを加えたことにより、データ数が 2 倍以上となるため、 DNL_{HV} の上限が PGA につれて増大する関係がより鮮明となる。また、 V_{s0} が 300 m/s を超える観測点 (星印) では、 DNL_{SB} の場合と同様に 1 点を除き DNL_{HV} が 4 を超えないことがわかる。例外の 1 点は DNL_{SB} 、 DNL_{HV} ともに IWTH23 であり (Table 1)、他の KiK-net 3 点と合わせて、 DNL_{SB} と DNL_{HV} の振る舞いがよく似ていることを示している。また、これらの結果は、表層が比較的堅固 (工学的基盤相当) な観測点では、非線形応答が起こりづらいことを示す。なお、IWTH23 の特異性については、

5 章で議論する。しかし、 V_{s0} が 300 m/s を超える点以外では、 V_{s0} と DNL_{HV} の上昇傾向との関係はあまり明確ではない。 V_{s0} が 100 m/s 以下で、地表 PGA が 200 cm/s^2 以上でも、 DNL_{HV} が 4 を超えない点がある。このように、DNL の振る舞いと V_{s0} の関係が明確でない原因として、 DNL_{HV} の精度の低さも一因であろうが、非線形応答特性を左右するパラメータは V_{s0} のみではないことが考えられる。土のサンプル試験では、土の種類 (砂や粘土など) によって非線形応答特性が異なることが知られている [岩崎 (1980), 横田・龍岡 (1982) など]。また、非線形応答を起こす層の厚さも非線形応答度合いに影響する [野口 (2009)]。これらを考慮すると、たとえ同じ V_{s0} を有するサイトにおいても、非線形応答は大きく異なることが予測される。したがって、Fig. 6 と Fig. 7 は、このように多様なサイト特性の結果をまとめて示したものに過ぎないとも言える。ただし、これらの図は、2003 年宮城県沖地震時の非線形応答に関する全体の傾向を示す図として重要である。

以上の検討から、 DNL_{SB} は非線形応答の度合いを反映する指標であることが示された。また、精度は落ちるものの、 DNL_{HV} もまた非線形応答の指標として利用できることが明らかになった。さらに、観測点によって多

Fig. 8. (a) CMT solutions of the mainshock of the 2003 Miyagi-oki Earthquake and the aftershock whose records are used as empirical Green's function. Their source parameters are shown in Table 3. Open circles represent the aftershocks within 24 hours after the mainshock. They are determined by Japan Meteorological Agency (JMA). (b) The source model of the 2003 Miyagi-oki Earthquake obtained by using the empirical Green's function (EGF) method. Three gray rectangular regions are the strong motion generation areas (SMGAs), and their parameters are summarized in Table 4. The large solid star represents the initial rupture point of the earthquake, and small stars represent the rupture starting point on each SMGA. The grid size inside the SMGA is the source area of the EGF event. Both figures are taken from Asano *et al.* (2004).

Table 3. Hypocentral information of the target event (2003 Miyagi-oki Earthquake) and the aftershock used as the empirical Green's function (EGF) event determined by JMA [after Table 1 in Asano *et al.* (2004)]. Seismic moment of the target and the aftershock are taken from the F-net.

	Target Event	EGF Event
Origin time (JST)	2003/05/26 18:24:33	2003/05/27 00:44:18
Latitude	38° 49.08' N	38° 56.86' N
Longitude	141° 39.25' E	141° 39.92' E
Depth (km)	72.03	68.52
JMA Magnitude	7.1	4.9
Seismic Moment (Nm)	3.49×10^{19}	1.43×10^{16}

少の違いはあるものの、弱震時の両 DNL の値から、概ね DNL_{SB} が 2.5 以上、 DNL_{HV} が 4 以上で非線形応答が起きているといえることがわかった。

§ 4. 非線形応答が強震動に及ぼす影響

本章では、非線形応答が地表の強震動に与える影響を調べる。そのため、EGF 法を用いて非線形応答を考慮しない広帯域の波形合成を行い、その結果と観測記録との食い違いと、前節で得た非線形応答指標 DNL との比較から、非線形応答が観測強震記録に及ぼした影響について調べる。

4.1 手法

EGF 法による波形合成には、浅野・他 (2004) が EGF 法を用いて推定した震源モデルを使用する。採用した要素地震および本震の諸元も浅野・他 (2004) と同じであり、震源位置および発震時刻は JMA による値、地震モーメントは F-net (NIED) による値を使用する (Fig. 8 (a), Table 3). 断層面は、余震分布 (Fig. 8 (a)) の傾きの変化に対応して上部と下部で傾きを異にしている (Fig. 8 (b)). 浅野・他 (2004) による強震動生成領域 (SMGA) のパラメータは Table 4 に示されている。SMGA は 3 つあり、うち 2 つは隣接する (Fig. 8 (b)). 3 つの SMGA の

Table 4. Parameters of each strong motion generation area (SMGA) shown in Fig. 8 (b) [after Table 2 in Asano *et al.* (2004)].

	Length (km)	Width (km)	Area (km ²)	Rise Time (s)	M ₀ (Nm)	Stress Drop (MPa)	Rupture Time (s)
A	3.0	3.0	9.0	0.18	1.16×10^{18}	105	0.00
B	4.0	4.0	16.0	0.24	2.75×10^{18}	105	0.36
C	6.0	6.0	36.0	0.36	9.27×10^{18}	105	3.28
Toral			61.0		1.32×10^{19}		

A, B, C の順に破壊は発生し、それぞれの破壊開始点は Fig. 8 (b) に示す星印の点である。応力降下量はすべての SMGA で 105 MPa (Table 4)、背景領域では 0 とする。また、破壊伝播速度は 2.75 km/s、震源付近の S 波速度は 4.0 km/s とする。

以上の手法で波形合成を行う観測点は、浅野らが計算結果を示している観測点の範囲を基に、震央距離 120 km 以内の K-NET 観測点 31 点、KiK-net 観測点 25 点とする。また、要素地震として用いた余震の記録についても DNL を計算し、非線形応答の有無を確認している。余震時には、4 観測点で地表水平動の PGA が 100 cm/s² を超えているが、それらのデータの DNL_{HV} は 3.4～4.3 であり、微弱な非線形応答が疑われるレベルである。これに対し、それら 4 観測点の本震時の DNL_{HV} は 6.5～7.1 であり、余震時よりはるかに強い非線形応答が起きている。したがって、これらの観測点では、やはり本震時と余震時のサイト特性は大きく異なっていたことが示される。これらの観測点での比較は、厳密には弱震時（線形応答時）に対するものではないが、非線形応答の影響をみるという点では同じことであり、量的にも線形応答時との比較とほぼ同等であると見なすことはできる。その他の観測点については、DNL の値から、余震時に非線形応答が起きていないこと、また本震前と比べてサイト特性が変化していないことを確認している。

なお、合成を行う周波数帯域については、浅野らが 0.3～10 Hz としているのに対し、本研究では 0.3～20 Hz とする。これは、2 章の地表/地中スペクトル比および S-H/V スペクトル比 (Fig. 3) からわかるように、非線形応答の影響が 10 Hz 以上の帯域に強く表れている観測点が少なくないので、この帯域を考慮に加えるためである。10～20 Hz の帯域については、浅野らが震源のモデル化の対象としていないため、彼らのモデルを外挿する形となる。

さらに、検討する地震動の指標として、PGA, PGV, および計測震度を計算する。計算に使用する波形にはすべて 0.3～20 Hz のバンドパスフィルターをかけている。最大振幅の計算方法は、これまでと同じく水平 2 成分の

ベクトル合成時刻歴から最大値をとるが、これまでと異なり観測波形にもフィルターがかかるため、最大振幅の値はこれまで (Table 1) と若干異なる。

4.2 強震動計算結果

波形合成結果と観測記録との比較例を Fig. 9 に示す。まず、(a) の IWTH23 での結果をみると、最も目立つのが地表水平動での合成加速度記録の過大評価である。東西成分、南北成分の PGA がそれぞれ 2.88 倍、2.83 倍の過大評価になっている。これに対し、合成変位波形では最大 1.15 倍であり、形状、振幅ともに加速度波形のような差異はみられない。さらに、これらの記録の加速度スペクトルをみると、10 Hz 以上の帯域でのみ合成記録が観測の約 10 倍と著しく大きくなっており、その他の帯域では両者は概ね一致している。この高周波数帯域のみの過大評価が、合成変位波形が観測波形と一致する一方で合成加速度波形が過大に評価される結果につながっていることがわかる。さらに、IWTH23 での地表/地中スペクトル比および S-H/V スペクトル比 (Fig. 3) をみると、両者が非線形応答により落ち込んでいる帯域と、波形合成で過大評価された帯域とが一致していることがわかる。これは、EGF 法による合成波形が線形応答を仮定していること、言い換えれば、要素地震時と本震時とでサイト特性が同じであることを前提に重ね合わせを行っているために、過大評価が引き起こされたことを意味している。

また、合成速度波形についても、最大 1.80 倍と加速度波形ほどではないものの振幅を過大評価している。これは、線形応答時の強い卓越周波数部分が非線形応答の影響を受けたため、速度波形にもその影響が及んだものとみられる。さらに、地表上下動では、合成波形の振幅は観測波形に対し加速度で 1.55 倍、速度で 1.14 倍、変位で 0.84 倍であり、振幅スペクトルの比較をみても、水平動のような特徴的な過大評価はみられない。2 章で触れたとおり、上下動は水平動に比べ非線形応答の影響が小さいことが分かっている。したがって、地表水平動の高周波数帯域の過大評価は震源モデルの影響ではなく、観測波形が非線形応答の影響を受けた結果であることが裏

Fig. 9. Comparison between the observed waveforms (black lines) and synthetic waveforms (gray lines) by means of the EGF method. The acceleration Fourier spectra are also shown. (a) IWTH23, (b) MYGH03.

付けられる。

Fig. 9 (a) 右には、同じく IWTH23 の地中での観測記録と波形合成結果も示されている。この記録は、浅野・他 (2004) が震源モデルを求めるのに使用した 4 観測点の地中記録のひとつであるが、彼らの合成波形と本研究の結果はよく一致しており、震源モデルを 10~20 Hz まで外挿した影響は小さいことを確認している。振幅の比較では、水平動の合成波形の PGA が観測の最大 1.75 倍となっているが、地表の 2.88 倍には及ばない。この過大評価の程度の差は、波形の包絡形状の比較からも明らかである。さらに、変位波形の振幅は地表と同様に概ね一致している。地中の観測記録は、厳密に言えば表層地盤の変化の影響を含んでいるが、その度合いは小さく、非線形応答の影響もごく小さいと考えることができる。そうした地中記録を用いた波形合成の結果が観測記録に

よく一致するという事は、本研究で用いた震源モデルは適切であり、IWTH23 の地表での過大評価は、強震時のサイト特性の変化、すなわち非線形応答によるものと考えられる。

次に、地表/地中スペクトル比が弱震時からほとんど変化しておらず (Fig. 3)、非線形応答が起らなかったとみられる観測点 MYGH03 での結果 (Fig. 9 (b)) をみる。ここでは、地表水平動の加速度波形、スペクトルをはじめ、IWTH23 でみられたような特徴的な過大評価はみられない。このように、非線形応答のない場合は地表においても合成記録は観測記録とよく一致する。すなわち、IWTH23 でみられた合成波形の過大評価は、震源モデルよりも表層地盤の非線形応答に起因するものであることがさらに裏付けられる。

強震時の MYGH03 の地表 PGA は、Table 1 にある

Fig. 9. (continued)

Table 5. Velocity profiles derived from PS-logging (after NIED web site; <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/db/index.html>). (a) IWTH23 and (b) MYGH03.

(a) IWTH23				(b) MYGH03			
No.	Thickness (m)	V _p (m/s)	V _s (m/s)	No.	Thickness (m)	V _p (m/s)	V _s (m/s)
1	4	1700	370	1	4	700	350
2	6	4550	600	2	6	1580	700
3	20	4550	1710	3	22	2850	1650
4	56	5700	2400	4	-	4980	2630
5	-	5700	2200				

とおり 819 cm/s^2 であり, IWTH23 の 559 cm/s^2 よりも大きい. また, ボアホール底での PGA も MYGH03 では 213 cm/s^2 , IWTH23 では 146 cm/s^2 と MYGH03 の方が大きく, 表層での地震動レベルは MYGH03 の方が確実に大きいとみられる. それにもかかわらず, 非線形応答の現れ方に違いが出たのは, 表層地盤の違いに起

因すると考えられる. Table 5 (a) の検層結果によれば, IWTH23 の表層の厚さは 4 m, V_{s0} は 370 m/s である一方, (b) の MYGH03 の表層の厚さは 4 m, V_{s0} は 350 m/s である. ただし, IWTH23 の V_{s0} については, 5 章で述べたとおり, 線形応答時の地表/地中スペクトル比との比較から疑義を指摘することができ, 370 m/s より

Fig. 10. Comparison of the synthetic ground motion parameters by the EGF method with the observed ones. A gray star represents the epicenter. (a) PGA, (b) PGV, (c) seismic intensity. The right hand panels represent a ratio of the synthetic value to the observed one for (a) and (b); for (c), it represents the synthetic value minus the observed one.

はるかに小さい可能性がある。また、NIEDによる土質柱状図では、表層の厚さがいずれも2 mと検層による第一層の厚さに対応しないものの、表層の土質はそれぞれ

IWTH23で“表土”，MYGH03で“砂礫”となっており、その下は両者とも岩盤である。以上より、これら地盤タイプの違いが非線形応答特性に影響を与えているも

Fig. 11. Comparison of the synthetic PGAs by the EGF method with the observed ones. (a) horizontal PGAs at the KiK-net ground surface; plots are shown by different symbols depending on the DNL_{SB} value, (b) horizontal PGAs at the K-NET and KiK-net ground surface; plots are shown by different symbols depending on the DNL_{HV} value, (c) horizontal PGAs at the KiK-net borehole.

のと考えられる。

Fig. 10 には、水平動成分について、合成結果と観測結果の PGA, PGV とそれらの比（合成値/観測値）、また観測・合成それぞれ 3 成分の波形から得られる計測震度とそれらの差（合成値-観測値）の空間分布を示す。(a) の PGA の比較では、明らかに合成値の方が大きいことがわかる。合成結果では、特に地表 PGA が 500 cm/s^2 を超える観測点の割合が大幅に増加し、さらに 2000 cm/s^2 を超える点も出てきている。また、(b) の PGV の比較では、地表 PGA に比べ観測点数や過大評価の程度は小さいが、地表 PGA が過大評価となった点で同様に地表 PGV も大きめになっている傾向がみられる。Fig. 9 (a) の IWTH23 での結果を考えると、これら地表 PGV の過大評価もまた非線形応答が要因であると考えられる。さらに、(c) の計測震度をみると、地表での合成結果では震度 5.5~6.0 (6 弱) の点が増加し、それより

も大きな震度 6 強さらには 7 相当の点も出てきている。いずれの指標についても、地中での比較では過大評価は地表ほどではないことから、地表での過大評価は主に非線形応答に起因するとみられる。このように、合成結果が過大となることは、強震動評価としてはもちろん、地震被害を評価する上でも適切とはいえないことは明らかである。

4.3 合成波形の過大評価と非線形応答度合い指標との関係

上に示された合成波形振幅の過大評価と、強震観測記録の DNL との関係性を詳しく調べる。本節の図中では、 DNL_{SB} と DNL_{HV} の値は、図面の煩雑さを避けるために、先に定義したそれぞれの閾値を境にして異なったシンボルで表示する。まず、PGA についての図を Fig. 11 に示す。(c) の地中水平動の観測 PGA と合成 PGA の関係性をみると、幾分ばらつくものの、2~3 点を除き概ね

Fig. 12. Comparison of the synthetic PGVs by the EGF method with the observed ones. (a) horizontal PGVs at the ground surface; plots are shown by different symbols depending on the DNL_{SB} value, (b) horizontal PGVs at the ground surface; plots are shown by different symbols depending on the DNL_{HV} value.

倍・半分におさまっている。これをEGF法による波形合成の精度とした上で、地表での結果について見ていく。(a)では、KiK-net観測点での地表水平動のPGAの比較を示しているが、 DNL_{SB} が2.5以上で、非線形応答が起きたとみられる場合には、合成PGAが大きい方へ偏って分布する傾向がある。一方、 DNL_{SB} が2.5未満の点は少なく、ばらつきも大きい、合成値はほぼ観測値の倍半分の範囲にある。このことから、非線形応答によりこの過大評価が引き起こされていることが推察される。しかし、データ数が不足しているため、 DNL_{HV} を用いてK-NETのデータを追加して比較した図面を(b)に示す。まず、2倍以上の過大評価の点が明らかに多くなり、特に観測PGAが大きい場合(200 cm/s²以上)に過大評価に偏った分布がより明らかになる。また、 DNL_{HV} が4以上と4未満とで、分布の違うことも見て取れる。 DNL_{HV} が4未満の点では、合成PGAは観測PGAの0.5倍から2倍強に分布するが、 DNL_{HV} が4以上では、その分布は1倍弱から4倍となる。これらのデータの平均をログスケールでとると、 DNL_{HV} が4未満の点では合成PGAは観測PGAの1.28倍(+1 σ で2.01倍、-1 σ で0.81倍)、 DNL_{HV} が4以上では1.89倍(+1 σ で2.90倍、-1 σ で1.23倍)となる。Fig. 11(b)のデータを用いて有意差検定を行うと、「 DNL_{HV} が4以上の場合とそれ以外とで、合成PGAと観測PGAの比は異なる」との帰無仮説は、有意水準1%で棄却される。このことから、PGAの過大評価の主な要因は地盤の非線形応答であることが明らかに示される。

次に、Fig. 12にPGVについての観測値と合成値の関係を示す。(a)のKiK-netデータのみでは合成値の過大評価への偏りは明らかでない。実際に、これらのデータ

を用いて有意差検定を行うと、「 DNL_{SB} が2.5以上の場合とそれ以外とで、合成PGVと観測PGVの比は異なる」との帰無仮説は、有意水準10%でも棄却されない。しかし、K-NETデータを追加した(b)では、観測PGVが15 cm/s以上で合成PGVが2倍を超える点が目立つようになる。それらの点では DNL_{HV} は4以上であり、やはり非線形応答がPGVの過大評価の主要因であることがわかる。 DNL_{HV} が4未満のデータでは、合成PGVは平均して観測の1.13倍となるが、 DNL_{HV} が4以上の場合は同じく1.45倍となる。これらのデータを用いて有意差検定を行うと、「 DNL_{HV} が4以上の場合とそれ以外とで、合成PGVと観測PGVの比は異なる」との帰無仮説は、有意水準5%で棄却される。したがって、PGAに比べ程度は小さいものの、PGVもやはり非線形応答の影響を受けることが示される。

Fig. 13では、計測震度の観測値と合成値の関係を示している。(a)をみると、観測された計測震度が5.0以上(5強以上)では、PGAやPGVと同様に合成値の方が過大評価の観測点が多くみられる。さらに(b)をみると、過大評価の傾向がより明瞭にみとれる。全体的にばらつきは大きいものの、観測された計測震度が大きいほど合成値の過大評価に偏る傾向は明らかである。 DNL_{HV} が4以上の点では、合成した計測震度は平均して0.36大きく見積もられている。これに対し、 DNL_{HV} が4未満の点では同様に0.19大きくなっている。

以上より、EGF法による合成波形の過大評価は地表水平動に顕著であり、上下動や地中ではばらつきはあるものの偏りはみられない。仮に過大評価が震源モデルによるものであれば、地中での合成結果は地表と同様に過大評価になるはずである。地表と地中で合成結果と観測

Fig. 13. Comparison of the synthesized seismic intensities by the EGF method with the observed ones. Solid lines show the 1:1 relation. (a) intensities at the ground surface; plots are shown by different symbols depending on the DNL_{SB} value, (b) intensities at the ground surface; plots are shown by different symbols depending on the DNL_{HV} value.

値の比較に違いがあるということは、地表と地中の間の地盤の状況が本震時と要素地震時とで異なっていたということである。さらに、非線形応答は水平動に顕著に表れる。したがって、過大評価の主要因は震源モデルではなく、地盤の非線形応答である。このことは、非線形応答度合いを示す DNL_{SB} および DNL_{HV} との比較により裏付けられる。この過大評価は、PGA では平均して2倍近くである他、PGV や計測震度にも及んでおり、非線形応答が強震動評価に及ぼす影響の大きさが示された。

8.5. 議 論

5.1 IWTH23 の表層地盤パラメタについて

まず、Fig. 6 と Fig. 7 において特異な点であった IWTH23 について考察する。Fig. 3 に示す IWTH23 の地表/地中スペクトル比を見ると、 V_{S0} が 300 m/s を超える他の観測点 (IWTH09, IWTH25, MYGH03) とは違い、線形応答時には 20 倍に達する大きなピークをもつことがわかる。さらに、これが非線形応答の影響を強く受けることで、 DNL_{SB} および DNL_{HV} が 6 以上と大きくなっている様子がよくわかる。このピーク周波数は約 13 Hz で、高周波数帯域で増幅が強いことから、直下との速度コントラストの大きい表層が地表付近に薄く存在することが考えられる。NIED による土質柱状図では、IWTH23 ではベルム紀のチャートの上に 2 m の表土層が存在するが、この表土層が 13 Hz の卓越ピークの原因とすると、この層の S 波速度 ($=V_{S0}$) は 4 分の 1 波長則から 104 m/s となり、検層結果による V_{S0} の 370 m/s とは大きく食い違う。このように、地盤の地震応答特性から考えると、IWTH23 の検層結果は最表層の S 波速

度を捉えきれていない可能性がある。もし V_{S0} が実際には 100 m/s 前後であったとすれば、IWTH23 が Fig. 6 と Fig. 7 において V_{S0} が 300 m/s 未満の他の点と同様に強い非線形応答を示したことも自然に理解できる。

5.2 観測点ごとにみた非線形応答特性

次に、非線形応答の多様なサイト特性について議論する。いくつかの KiK-net 観測点でさまざまな地震動レベルの記録について DNL を計算し、それらを比較した結果を Fig. 14 に示す。PGA が 100 cm/s² 以上を観測した地震のリストは Table 6 に示してある。Fig. 14 中の星印は、Fig. 6 にも示された 2003 年宮城県沖地震のデータである。いずれの観測点でも、PGA が 50 cm/s² 以下では両 DNL は低いレベルで一定であり、 DNL_{SB} は 1~2 強、 DNL_{HV} では 2~3 強である。PGA がそれよりも大きい場合には、MYGH03 を除き DNL は右上がりの傾向を示す。これは、地震動レベルが強くなるにしたがって、地表/地中および S-H/V スペクトル比のずれが大きくなっていくことを反映しており、DNL は非線形応答の度合いを明らかに示していることがわかる。ここで重要なことは、PGA の増大に伴う DNL の変化は、観測点ごとに異なった特徴を有することである。例えば、MYGH03 は、先に述べたように、他の観測点よりは非線形応答を起こしにくい特性を示している。他の観測点では、PGA が 100 cm/s² 以上の場合、PGA と DNL とが右上がりの直線的な関係を示すように見えるが、その傾きは、観測点ごとに異なっている。例えば、MYGH04 と IWTH04 は、同じ V_{S0} (220 m/s) を有しているにもかかわらず、その傾きは異なっている。これが、Fig. 6 と Fig. 7 において、非線形応答を支配するパラメタが

Fig. 14. Relationship between the observed surface PGAs and DNL values at selected KiK-net stations. A black star in each panel shows the data point derived from the 2003 Miyagi-oki Earthquake. We should note that this relationship represents site specific character. Left: PGA vs. DNL_{sb} , Right: PGA vs. DNL_{hv} .

Table 6. List of earthquakes with observed PGA larger than 100 cm/s^2 used in Figs. 14 and 15, and data acquisition matrix. Black circles denote the observed PGA larger than 100 cm/s^2 ; white circles denote the observed PGA less than 100 cm/s^2 .

Origin Time (JST)	Latitude	Longitude	Depth (km)	M_{jMA}	IWTH04	IWTH23	MYGH03	MYGH04
2001/12/02 22:01:55	39°23.9' N	141°15.7' E	122	6.4	●	●	●	●
2002/02/27 16:09:16	39°19.1' N	141°24.7' E	46	5.5		●		
2002/11/03 12:37:44	38°53.7' N	142°8.3' E	46	6.3	○	●	●	●
2003/05/26 18:24:33	38°49.1' N	141°39.3' E	72	7.1	●	●	●	●
2004/02/27 11:49:35	38°47.2' N	141°37.1' E	70	4.6			●	
2005/08/16 11:46:26	38°8.9' N	142°16.6' E	42	7.2	●	●	●	●
2008/06/14 08:43:45	39°1.7' N	140°52.8' E	8	7.2	●	●	○	●
2008/07/24 00:26:20	39°43.9' N	141°38.1' E	108	6.8	●	●	●	●

V_{s0} のみではないことに関係している。また、IWTH23の関係は、MYGH04とIWTH04と同様な傾向を示しており、これは、上で議論した結果を支持するものであ

る。これらの事実、各サイトにおける非線形応答特性の多様性を示しており、サイトごとに考察することの重要性を明示している。

5.3 DNL のさらなる有効活用

これまでの解析から、強震動予測で非線形応答を適切に考慮することの重要性が示されたが、実際には、SHAKE [Schnabel *et al.* (1972)] に代表される等価線形法が非線形応答の評価にひろく用いられている。等価線形法は土質動力学での土のひずみと剛性率、減衰定数との関係に基づき、非線形応答による卓越周波数の低周波数側へのシフトや、高周波数側の増幅の低下を再現することが可能な手法であり、Yoshida and Iai (1998) によれば、非線形応答評価には一定の適用性があることが示されている。ただし、同時に適用範囲はひずみレベルで 10^{-2} 程度までとされている。

その一方で、等価線形法は観測点周辺の地盤情報を必要とする。すなわち、工学的基盤より上の地盤の厚さ、S 波速度、密度、土質タイプ等の情報である。これに対し、既存の強震観測点では、必要な地盤情報が得られることはむしろ少ない。K-NET および KiK-net 観測点で

は NIED より土質柱状図および検層データが公開されているが、K-NET ではデータが工学的基盤 ($V_s > 300 \sim 700$ m/s) に及ばない点が少なくない。その他の震度観測点などでは、地盤情報ははるかに乏しい。こうした事情から、等価線形法を使える状況は現実的には非常に限られてくる。しかし、これまで示したとおり、非線形応答が強震動に及ぼす影響は無視できるものではない。よって、たとえ地盤情報や入力波形がない場合でも、情報が少ないなりに簡便に非線形応答を予測する経験的な手法を模索すべきである。

本研究で提案した非線形応答の度合い DNL は、そうした手法として活用できる可能性をもっている。例えば、Fig. 15 には、Fig. 14 に示した KiK-net 観測点での地盤による水平動 PGA 増幅率（地表 PGA/ 地中 PGA）と観測された地表 PGA および DNL_{SB} , DNL_{HV} との関係が示されている。各図で表示された点はかなりのばらつきを有するが、地震動レベルの増大とともに、非線形応

Fig. 15. Relationship between the observed surface PGAs and the surface-to-borehole PGA ratios (abbreviated to PGA ratio) at selected KiK-net stations. Plots are shown by different symbols depending on the DNL_{SB} value (left) and the DNL_{HV} value (right). We should note that this relationship represents site specific character.

答によって PGA 増幅率が低下する関係を見ることができ。ただし、MYGH03 は、Fig. 14 から非線形応答を起こしづらい観測点であることがわかっているが、この図においても同様に、地震動レベルによる PGA 増幅率の変化はみられない。もちろん、Fig. 15 の図面は、KiK-net のようなボアホール観測点を有するサイトでなければ得ることはできない。しかし、Fig. 14 の図面を用いて各サイトの非線形応答特性が分類できれば、同様な特性を有するサイトでの Fig. 15 の関係を適用することにより、経験的に PGA の増幅率低下が予測可能となる。そのためには、Fig. 15 の PGA 増幅率のばらつきの要因を解明する必要がある。

§6. ま と め

2003 年宮城県沖地震の多数の強震記録について、非線形応答の評価を行った。非線形応答の評価には、従来の地表/地中スペクトル比に加えて、地表 S 波の水平動/上下動 (S-H/V) スペクトル比を活用することで、KiK-net 鉛直アレー観測点に加え地表観測点のみの K-NET のデータが利用可能となり、解析データ数が 2 倍以上に増えた。次に、地表/地中スペクトル比または S-H/V スペクトル比について、弱震時のそれからの変化を用いて計算する非線形応答度合いの定量的指標 DNL を提案した。

地表/地中スペクトル比の変化から計算される非線形応答の度合い DNL_{SB} は、観測された地表 PGA の値とともに増大することが確かめられた。また、S-H/V スペクトル比から得られる非線形応答の度合い DNL_{HV} も同様の傾向を示すことがわかった。また、弱震時における DNL_{SB} および DNL_{HV} の値の分布から、 DNL_{SB} は 2.5、 DNL_{HV} は 4 以上で非線形応答が起こっているといえることが示された。さらに、2003 年宮城県沖地震について EGF 法により広帯域の強震波形合成を行い、非線形応答を考慮しない場合の合成波形と観測波形との比較を試みた。その結果、地表水平動に限って、多くの観測点で合成 PGA が 2 倍を超える過大評価がみられた他、計測震度や速度振幅でも過大評価に偏っていた。 DNL_{HV} を用いた検討から、これら過大評価が非線形応答を考慮しない合成に起因することが示された。最後に、個々のサイトにおける非線形応答の度合いの特性とその強震動への影響を基にして、経験的に非線形応答を予測する可能性について検討した。

謝 辞

本研究では、独立行政法人防災科学技術研究所による強震観測網 K-NET および基盤強震観測網 KiK-net

(<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>) で得られた地震データを使用しています。また、同研究所による各観測点の土質柱状図および検層データを使用しています。EGF 法による波形合成のための震源モデルには、浅野・他 (2004) が求めたものを使用しています。港湾空港技術研究所の野津 厚博士および匿名査読者には、丁寧な査読と重要な指摘を頂き、本論文の改訂に大いに役立ちました。記して感謝致します。本研究の一部は、文部科学省受託研究「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」サブプロジェクト①「首都圏周辺でのプレート構造調査・震源断層モデル等の構築等」によってサポートされました。

文 献

- Aoi, S., S. Obara, K. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada, 2000, New strong-motion observation network: KiK-net, EOS Trans. AGU, **81**, 329.
- 浅野公之・岩田知孝・入倉孝次郎, 2004, 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 **2**, **57**, 171-185.
- Beresnev, I. A. and K. L. Wen, 1996, Nonlinear soil response—A reality? Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 1964-1978.
- Beresnev, I. A., A. M. Nightengale, and W. J. Silva, 2002, Properties of vertical ground motions, Bull. Seism. Soc. Am., **92**, 3152-3164, doi: 10.1785/0120020009.
- Dimitriu, P., I. Kalogeras, and N. Theodulidis, 1999, Evidence of nonlinear site response in HVSR from near-field earthquakes, Soil Dyn. Earthquake Engng., **18**, 423-436, doi: 10.1016/S0267-7261(99)00014-7.
- Hartzell, S., 1998, Variability in nonlinear sediment response during the 1994 Northridge, California, earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., **88**, 1426-1437.
- Iai, S., T. Morita, T. Kameoka, Y. Matsunaga, and K. Abiko, 1995, Response of a dense sand deposit during 1993 Kushiro-Oki Earthquake, Soils Found., **35**, 115-131.
- Idriss, I. M., 1990, Response of soft soil sites during earthquakes. Proc. H. B. Seed Memorial Symp., **2**, 273-289.
- 石原研而, 1982, 土質動力学の基礎, 鹿島出版会, 303 pp.
- 岩崎敏夫, 1980, 地盤の動的変形特性に関する実験的研究 (II)—広範囲なひずみ領域における砂の動的変形特性—, 土木研究所報告, **153**, **2**, 1-65.
- Kinoshita, S., 1998, Kyoshin Net (K-NET), Seism. Res. Lett., **69**, 309-334.
- 翠川三郎, 1993, 強震時にみられる地盤特性の非線形性, 地震 **2**, **46**, 207-216.
- 野口科子, 2009, 地震記録に基づく表層地盤の非線形応答に関する研究, 北海道大学学位論文, 115 pp.
- 野口科子・笹谷 努, 2010, 地盤の非線形応答時の

- S-H/V スペクトル比の変化に関する考察, 第 13 回日本地震工学シンポジウム, つくば市, 2010 年 11 月.
- 野津 厚・盛川 仁, 2003, 表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法, 地震 2, **55**, 361–374.
- Sasatani, T., S. Noguchi, T. Maeda, and N. Morikawa, 2008, Recipe for predicting strong ground motions from future large intraslab earthquakes, The 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, 12–17 Oct., No. 03-01-0023.
- 佐藤浩章・金谷 守, 2006, 地震観測記録に基づく地震動の減衰特性 (その 2) 強震時の減衰特性を考慮した等価線形解析による上下動評価法の提案, 電力中央研究所報告, N05010, 1–17.
- Satoh, T., T. Sato, and H. Kawase, 1995, Nonlinear behavior of soil sediments identified by using borehole records observed at the Ashigara Valley, Japan, Bull. Seism. Soc. Am., **85**, 1821–1834.
- Sawazaki, K., H. Sato, H. Nakahara, and T. Nishimura, 2009, Changes of seismic velocity caused by strong ground motion shock of 2000 Western-Tottori Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., **99**, 352–366, doi: 10.1785/0120080058.
- Schnabel, P. B., J. Lysmer, and H. B. Seed, 1972, SHAKE, a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report EERC 72-12, University of California Berkeley.
- Shima, E., 1978, Seismic micro-zoning map of Tokyo, Proc. 2nd. Int. Conf. on Microzonation, 433–443.
- Wen, K. L., T. M. Chang, C. M. Lin, and H. J. Chiang, 2006, Identification of nonlinear site response during the 1999, Chi-Chi, Taiwan earthquake from the H/V spectral ratio, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France, 30 Aug.–1 Sep., No. 012, 225–232.
- 横田耕一郎・龍岡文夫, 1982, 不攪乱洪積粘土のせん断変形係数について, 土木学会第 32 回年次学術講演会講演概要集, 第 3 部, 257–258.
- Yoshida, N. and S. Iai, 1998, Nonlinear site response and its evaluation and prediction, The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, 71–90.