3.4.5.2 スラブ内地震による強震動予測の高度化に関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

地震の破壊成長とスケーリング、スラブ内地震による強震動予測、高速な地震動予測手 法などの研究を行い、震源断層モデルや強震動予測の高精度化につなげる。

このうち、スラブ内地震による強震動予測の研究を行う。スラブ内地震は、内陸地殻内 地震やプレート間地震に比べて、短周期地震波を強く励起することが知られている。この 特性を考慮した強震動予測手法の高度化が望まれている。このためには、以下の項目につ いて研究する必要がある。

・スラブ内地震の震源特性評価の高度化

・地盤の非線形応答評価の高度化

(b) 平成 2 1 年度業務目的

震源断層モデルや強震動予測の高精度化に資するため、地震の破壊成長のスケーリング、 スラブ内地震を対象とした強震動予測の高度化、非一様な破壊伝播を考慮した震源解析な どの研究を行う。

このうち、スラブ内地震による強震動予測の研究を行う。表層地盤の非線形応答とは、 地表近くの未固結の地盤が強い地震動に見舞われた際に、線形弾性を逸脱した応答を示す 現象である。非線形応答が起こると、顕著な場合には液状化現象や地盤の塑性変形が起こ るが、そうでない場合でも、地表地震動が大きく影響を受けることがある。例えば、地盤 の減衰定数がかなり大きくなり、特に数 Hz ~ 10 数 Hz の高周波数帯域の地震動レベルが低 周波数帯域に比べ大きく低下する。

本研究では、2003 年宮城県沖スラブ内地震時の多数の強震記録を基にして、地盤の非線 形応答がどのように起こっているかを調べる。つづいて、非線形応答度合いの定量的評価 のために新しい指標を導入する。さらに、この地震に対して、非線形応答を考慮せずに、 経験的グリーン関数(EGF)法による広帯域の強震動予測を行い、その結果と観測記録と の食い違いが、上で導入した新指標とどのような関係をもつのかを調べ、非線形応答が強 震動予測に及ぼす影響を明らかにする。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
北海道大学大学院工学研究科	教 授	笹谷 努	

(2) 平成21年度の成果

(a) 業務の要約

・2003 年宮城県沖地震時の多数の強震記録の解析から、多くの地点で非線形応答が起こっていたことを示した。その際に、地盤の非線形応答評価手法として、従来の S 波の地表/ 地中スペクトル比と同様に、地表での S 波水平動/上下動(S-H/V)のスペクトル比が有効 であることを示した。 ・強震時の地表/地中スペクトル比及び S-H/V スペクトル比の弱震時のそれらからの変化を 非線形応答度合いの定量的指標(DNL)として提案した。DNL 値は、200 cm/s²以上の地表 の最大加速度値(PGA)と正の相関を有している。

・非線形応答を考慮せずに EGF 法により広帯域の強震動予測を行い、その合成波形と観測 波形とを比較した。その結果、多くの観測点で PGA、PGV(最大速度)、計測震度に過大 評価がみられた。DNL 値が 5 以上となった観測点では、合成 PGA が観測値に対して約 2 倍、合成計測震度は 0.5 程度の過大評価となった。強震動予測の高度化のためには、予測 に非線形応答を適切に取り込むことの必要性が改めて明らかになった。

(b) 業務の成果

1) はじめに

2003 年 5 月 26 日に発生した宮城県沖の地震(Mw 7.0、深さ 72 km、最大震度 6 弱)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る。この地震の場合、最大加速 度(PGA)の値が 100 cm/s²を超える範囲が震央距離 100 km 以遠にまで広がっており、広 範囲で強震動の観測されたことがわかる。防災科学技術研究所(NIED)による強震観測網 K-NET および KiK-net では、500 cm/s²以上の PGA が 17 点で、1000 cm/s²以上のそれが 4 点で観測されており、大加速度の強震記録が大量に得られている。本地震による強震動デ ータは、地盤の非線形応答を解析するための最適なデータセットの一つである。

2) 地盤の非線形応答解析

従来、強震記録から非線形応答の有無を確認するには、S 波部分の地表水平動について、 地中のそれとのスペクトル比(以後、地表/地中スペクトル比と呼ぶ)をとり、これが弱震 時に比べて変化したかどうかを調べるのが一般的である(例えば、Satoh et al., 1995¹⁾)。こ れに対し、Wen et al. (2006)²⁾ は、地表でのS 波水平動と上下動のスペクトル比(以後、S-H/V スペクトル比と呼ぶ)もまた強震時に変化することから、S-H/V スペクトル比が非線形応 答解析に利用できることを示した。この手法は、地中の記録がない地表単点のデータにも 適用できるというメリットがある。ここでは、2003 年宮城県沖地震時の強震記録について S-H/V スペクトル比と地表/地中スペクトル比を計算し、非線形応答解析を行う。また、両 スペクトル比の変化を比較することで、S-H/V スペクトル比の非線形応答解析手法として の有効性を検証する。

2003 年宮城県沖地震の際に、NIED の K-NET 及び KiK-net 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(図1)。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。図1 には地表水平動の PGA 値も示してあるが、 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 トを取り除き、次に水平 2 成分のベクトル合成をとり、その絶対値について全時刻歴中の 最大値を PGA 値とする。以後、本節および次節では、PGA としてはこの方法で求められ た値を使用する。

S-H/V スペクトル比と地表/地中スペクトル比の解析に用いる各スペクトル比の計算方法は、以下のとおりである。まず、K-NET および KiK-net ともに、3 成分の強震記録について、S 波部分の 20.48 秒のタイムウイ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求め、これを 0.4 Hz の Parzen ウイ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、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。

比較の対象となる弱震時のスペクトル比については、地表での PGA が 50 cm/s² 以下の地 震記録を各観測点で 3~10 セット、平均 5 セット使用する。これらにそれぞれ強震記録と 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 10.24 秒とする。これは、弱 震時の記録としては主に M 4 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 震動継続時間が強震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、線形応答時の基準スペクトル比として用いる。

以上より得られる地表/地中スペクトル比及び S-H/V スペクトル比の強震時と弱震時の 比較例を図 2 (a) (b)に示す。非線形応答時の地盤の応答特性の変化については、表層の S 波速度の低下による卓越ピークの低周波数側へのシフト、及び減衰定数の増大による高周 波数側の増幅率の低下という 2 つの特徴が挙げられている。図 2 (a) (b) を見ると、強震時 にこれらスペクトル比の変化の特徴が現れており、非線形応答が起こったことを示してい る。全体として、強震時の地表水平動の PGA 値が 100 cm/s²を超える観測点のほとんどで、 図 2 (a) (b) と同じ特徴を示すことがわかった。

地表/地中スペクトル比とS-H/V スペクトル比の変化の様子を比較するために、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(以後、強震/弱震スペク トル比と呼ぶ)を比較する。この結果は図2(c)に示されているが、特に高周波数帯域の落 ち込みについて両者は非常によく似ていることがわかる。地表/地中スペクトル比とS-H/V スペクトル比において、分子は両者とも地表水平動の振幅スペクトルであるが、分母はそ れぞれ地中水平動の振幅スペクトルと地表上下動の振幅スペクトルであるため、図2(a)(b) に示すように、両スペクトル比の形状が異なるのは当然である。にもかかわらず、両者の 強震/弱震スペクトル比がほぼ一致するということは、これらが同一の要因の結果(すなわ ち地表水平動の応答の強震時における変化)を表すこと意味している。以上より、S-H/V スペクトル比が地表/地中スペクトル比と同様に非線形応答検出の手法として有効である ことが確認された。なお、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(2009)³⁾に詳しく述べられている。

3) 非線形応答度合いの定量的指標

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, 1998⁴); Wen *et al.*, 2006²⁾)。いずれも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している。ここでは、前節で明らかにされた強震/ 弱震スペクトル比が非線形応答度合いを表すものと考え、非線形応答の定量的指標 (DNL; <u>Degree of Non-Linearity</u>)を提案する。それは、(1)式に示すように、強震/弱震ス ペクトル比(*R_{strong}/R_{weak}*)の対数を周波数に沿って積分した量である。

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

ここで、 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。また、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る。積分区間は、本研究では一律に 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、高周波数帯域の低下とピークのシフトによる影響の両方を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。また、前述のとおり、 R_{strong} に用いた波形データのタイムウインドウは R_{weak} のそれの 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} をリサンプル(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。

KiK-net観測点での地表/地中スペクトル比による DNL とS-H/V スペクトル比による DNL との関係を示したのが図 3 である。両者は 1:1 に近い強い正の相関を示しており、地表/地 中スペクトル比と S-H/V スペクトル比に基づく強震/弱震スペクトル比の変化が極めてよ く似ていること(図 2 (c))を裏付けている。実際には、S-H/V スペクトル比による DNL の方が若干大きくなる傾向がみられるが、これは S-H/V スペクトル比の方がスペクトル比 のゆらぎが大きいことによると考えられる。また、図 3 には観測された地表 PGA の値も示 されているが、PGA が 50 cm/s²以下で、地表/地中スペクトル比や S-H/V スペクトル比に 明らかなずれが現れない場合でも、DNL の値は 2 前後で底を打っている。これは、非線形 応答による明らかな変化がない場合でも、スペクトル比自体のゆらぎによりある程度の値 が出るということを示している。DNL がゆらぎによる値を超えて 4 よりも大きくなると、 それはスペクトル比の有意な変化を反映していると考えられる。

以上により得られた DNL の値と地震動レベル(地表 PGA)及び表層地盤パラメータと の定量的比較を行う。表層地盤パラメータとしては、最表層の S 波速度 V_{S0} を使用する。 地盤パラメータとしてひろく用いられている指標に、ある深さ(H)までの平均 S 波速度 (AVSH)がある。解析に用いた多くの観測点では、堅い岩盤が数 m の薄い表層地盤で覆 われている。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、例えば AVS20 の値は岩盤の Vs 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 Vs の値を反映しなくなる。表層の S 波速度そのものである V_{S0} を表層 地盤パラメータとして用いる理由はここにある。

比較結果を図4に示す。DNLの値は、S-H/Vスペクトル比から計算したものを用いてい る。まず、地表 PGA が大きいほど DNL も大きくなるという明らかな正の相関が見て取れ る。これは、表層の地震動レベルの増大にしたがって非線形応答の度合いが強くなり、 S-H/Vスペクトル比の強震時と弱震時のずれが大きくなるため DNLの値も増大するという ことを意味している。図3では、非線形応答がない場合でも DNL は2~3前後の値をもつ ことが示されているが、図4では PGA が100 cm/s²以下の場合に DNL が4以下の範囲にほ ぼおさまっている。その一方で、PGA が500 cm/s²以上では DNL はほとんど4以上となり、 4 を下回るのは15 点中2 点のみである。これは、地震動レベルが大きくても非線形応答を 示さない観測点の割合は極めて小さいことを示している。 次に、*V_{s0}*との関係をみると、*V_{s0}*が小さい場合、PGA の増大に伴う DNL の伸びが大き い傾向を指摘できる。特に、*V_{s0}*が 250 m/s 以下に限ると、ほとんどの DNL は PGA に従っ て直線的に伸びている。これに対して、*V_{s0}*が 250 m/s 以上の観測点では、同じ地震動レベ ルの他の記録に対して DNL の値が小さい傾向があるが、 DNL が約 7 という値を示す点も あり、明瞭な傾向がつかみにくい。土質動力学の分野では、非線形応答特性は砂質土や粘 性土など土質タイプによって異なることが知られており(建設省土木研究所、1982⁵⁾) 図 4 の結果も土質による違いを含んでいると考えられる。しかし、NIED による各観測点の土 質柱状図によれば、実際の表層地盤は実に多様であり、明らかに砂質土あるいは粘性土な どと判定できる場合は少ない。よって、現時点では、図 4 において土質タイプによる非線 形応答の違いは明確ではない。

4) 強震動予測結果と非線形応答との関係

非線形応答が広帯域の強震動予測に与える影響を定量的に調べるため、2003 年宮城県沖 地震について、前節で得られた非線形応答指標 DNL と EGF 法による波形合成結果(地震動レベルの指標)との関係を調べる。

EGF 法による波形合成には、浅野・他(2004)⁶⁾ が EGF 法を用いて推定した震源モデル(図5)を使用する。断層面は、余震分布(図5(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(図5(b))。浅野・他(2004)⁶⁾ による強震動生成領域(SMGA)のパラメータは表1(P.11)に示されている。SMGA は3つあり、うち2つは隣接する。3つのSMGA のA, B, Cの順に破壊は発生し、それぞれの破壊開始点は図5(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(表1)、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 km/sとする。以上の手法で強震動予測を行う観測点は、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 32 点、KiK-net 観測点 27 点とする。なお、波形合成を行う周波数帯域については、0.3~20 Hz とする。さらに、地震動レベルの指標として、PGA、PGV(最大地動速度)、及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。また、これまでの節とは異なり、PGA および PGV については水平2 成分の合成を行わず、NS 及び EW 成分を個別に示す。

EGF 法による波形合成結果と観測記録との比較例を図6に示す。まず、最も目立つのが 地表での加速度記録の過大評価である(図6左)。NS成分、EW成分ともにPGAで約3倍 の過大評価になっている。これに対し、変位波形の比較では、形状、振幅ともに深刻な差 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 でのみ合成記録の方が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、変位波形が一致する一方で加速度波形が過大評 価されるという結果につながっていることがわかる。ここで、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(図2(a)(b))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することがわかる。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、速度波形についても、2 倍は超えないが振幅 を若干過大評価している。

図 6 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。ここ では、地表でみられたような PGA の過大評価や加速度スペクトルの食い違いはみられず、 さらに、変位波形では地表と同様に概ね一致している。地中の観測記録は、厳密にいえば 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、表層のサイト特性を無視す ることも可能である。そうした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 いうことは、IWTH23 の地表での過大評価は、サイト特性の変化、すなわち非線形応答に よるものと考えることができる。

図7には、地表水平動成分について、観測結果と合成結果のPGA、PGV およびそれらの 比、同じく計測震度とそれらの差の空間分布が示されている。(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 500 cm/s²を超える観測点の 割合が大幅に増加し、さらに 2000 cm/s²を超える点も出てきており、過大評価がいかに深 刻であるかを示している。また、(b)のPGVの比較では、PGAに比べ過大評価の程度は小 さいが、PGA が過大評価となった点で同様にPGVも大きめになっている傾向がみられる。 さらに、(c)の計測震度をみると、合成結果では震度 5.5 ~ 6.0 (6 弱)の点が大幅に増加 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。このように、地表で の波形合成結果は観測値と深刻な食い違いを示している。こうした結果は、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でないことは明らかである。

以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 との関係を詳しく調べ る。まず、図 8 に PGA についての図を示す。(b)の地中水平動の観測 PGA と合成 PGA の 関係をみると、概ね倍・半分におさまっている。浅野・他(2004)⁶⁾ は、震源モデルを求め る際に KiK-net 4 観測点の地中記録を用いているが、それ以外の地点での記録でも目立っ たずれが見られないことから、震源モデルの妥当性が裏付けられる。その一方、(a)の地表 水平動での比較をみると、合成 PGA が観測 PGA の 2 倍を超え、明らかに過大評価となっ ている点が少なからず見受けられる。こうした点は、特に観測 PGA が大きい場合ほど多く、 また DNL の値も 4 から 5 以上と、過大評価でない場合に比べて大きい。すなわち、強震 動により非線形応答が起き、高周波数帯域の落ち込みにより DNL の値が上がるとともに、 図 6 の IWTH23 の例にみられたように PGA の過大評価が起きたことを示している。特に DNL が 5 以上の場合をみると、約 2 倍の過大評価になっていることがわかる。

次に、図9の PGV についての関係では、やはり観測 PGA および DNL の大きい点で PGV の2倍超の過大評価が見受けられるが、その程度は PGA の場合に比べて小さい。とはいえ、特に観測 PGV が 20 cm/s 以上では、合成 PGV が過大となる点の割合が多く、その結果、観測と合成の PGV 関係が 1:1 を外れるような図となっている。また、図8の地表 PGA の場合と同様に、やはり DNL の値が5を超えると予測結果の過大評価となる傾向がみられる。このことから、PGV 過大評価もまた非線形応答に起因すると考えられる。

図 10 では、計測震度の観測値と合成値の関係が示されている。観測震度が 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、そうした点 では DNL も大きくなっている。これにより、やはり観測値と合成値の関係が 1:1 を外れ、 その程度は PGA の場合ほどではないが、PGV の場合よりも甚だしいといえる。DNL が 5 以上のデータに限ると、ばらつきは大きいものの、概ね計測震度で 0.5 程度の過大評価と なっている。

これらの結果は、PGA に加え、PGV や計測震度にも非線形応答が明らかに影響を及ぼしていることを示している。さらに、非線形応答に起因する過大評価の程度と DNL の値とが、ある程度定量的に結びつけられることが明らかになった。

5) 議論

これまでの解析から、強震動予測で非線形応答を考慮することの重要性が示されたが、 実際の強震動予測では、SHAKE (Schnabel *et al.*, 1972⁷⁾) 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(地震調査研究推進本部、2008⁸⁾など)。

等価線形法による非線形応答評価の一例として、2003 年宮城県沖地震時の KiK-net 観測 点 IWTH04 での観測記録について強震波形合成を行う。波形合成には、等価線形法による 地震応答解析ツール DYNEQ(吉田・末富、1996⁹⁾)を使用する。合成のための波形(上昇 波 + 下降波)として、地中での観測波形の Transverse 成分を使用する。地盤構造としては、 NIED による検層結果を基に遺伝アルゴリズム(GA)を用いてチューニングしたものを使 用し(表 2)、そのうち一番上の層だけが非線形応答を起こすとする。NIED による土質デ ータでは、IWTH04 の表層の土質は砂混じり粘土および細砂となっている。これを踏まえ、 波形合成に用いる動的変形特性としては、建設省土木研究所による砂質土のための式(岩 崎、1980¹⁰⁾)および洪積粘性土の式(横田・龍岡、1982¹¹⁾)を使用する。計算において表 層の細分化は行わない。さらに、散乱減衰として全層に *Q*=10f^{0.5}を与える。

計算結果を図 11 に示す。観測結果と比べ、線形計算では大幅な過大評価となっている。 IWTH04 の DNL は 5.68 であり、この過大評価は非線形応答に起因する。一方、等価線形 法による結果はそれよりも振幅が小さくなっており、特に、減衰定数の増大により高周波 数側の振幅が落ち込むという非線形応答の特徴が再現されている。また、砂質土と洪積粘 性土の動的変形特性の違いにより、砂質土の場合の方が小さい振幅となっており、PGA で は観測結果により近くなっている。

このように、等価線形法を用いれば、非線形応答を考慮した広帯域の強震波形合成をか なり妥当に行うことが可能である。ただし、等価線形法では、表層地盤への入力波形、地 盤構造と各層の物理定数および土質情報が必要となる。KiK-net ではこれらの情報が入手 可能だが、K-NET では地中の観測データがない上に、地盤情報は工学的基盤もしくは深さ 20 m までに限られる。その他の強震観測点では、まったく地盤情報がない場合も多い。強 震記録について等価線形法を適切に行えるのは、KiK-net などの地盤情報の豊富な観測点 に限られるといえる。それ以外の観測点で非線形応答の影響を考慮するには、別の手法を とることも考えるべきである。

ここで、本研究で提案する DNL がこの別の手法として活用できる可能性を示す。前節 までの検討から、DNL は、地盤の線形応答を仮定した強震波形合成による PGA、PGV、震 度の過大評価と定量的関係を持つことが明らかになった(図8~10)。この過大評価は、線 形応答時と非線形応答時のサイト増幅率の違いである。つまり、この定量的関係を利用す れば、評価された DNL の値から PGA、PGV、震度が線形応答の場合に比べどれだけ低下 したかを見積もることが可能である。そして、DNL の評価に必要なのは、地表 3 成分の観 測データのみである。DNL は、等価線形法が使えない場合に非線形応答の影響を簡便に評価する有効な手法になる可能性をもっている。

(c) 結論ならびに今後の課題

2003 年宮城県沖地震の多数の強震記録について、非線形応答解析を行った。S-H/V スペ クトル比は、従来の地表/地中スペクトル比と同様に非線形応答検出の有効な手法であるこ とが検証された。S-H/V スペクトル比を活用することで、KiK-net ボアホールアレー観測点 に加え地表のみの K-NET のデータが利用可能となり、解析データ数を2倍超に増やすこと ができた。次に、強震時のスペクトル比の変化から計算する非線形応答度合いの定量的指 標 DNL を新たに提案し、これが地表 PGA の大きさと相関をもつことを示した。この相関 関係から、PGA が 500 cm/s²以上の強震時に非線形応答の起こらない観測点は非常に少な いことが示された。

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動予測を行い、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、多くの観測 点で計測震度や PGV に過大評価がみられ、特に PGA でそれが顕著であった。DNL を用い た検討から、これらの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。 DNL が 5 以上となった観測点では、合成 PGA が観測値に対して約2倍、合成計測震度は 0.5 程度の過大評価となった。また、PGV については、PGA や計測震度ほどではないが、 非線形応答に起因するとみられる若干の過大評価があった。結果として、強震動予測の高 度化のためには、予測に非線形応答を適切に取り込むことの必要性が改めて明らかになっ た。

DNL は、地震動レベルの過大評価と定量的関係をもつこと、地表の地震記録のみから得 られることから、簡便な非線形応答評価手法として活用できる可能性がある。そのために は以下の今後の課題をクリヤーする必要がある。まず、ある観測点で DNL と地震動レベ ルとの定量的関係を得るためには、解析データを大幅に増やす必要がある。次に、土質タ イプごとのその関係の違いを明らかにするには、様々な観測点での複数の強震記録の解析 が必要である。さらに、本研究の対象地域内には山間地の観測点の占める割合が高かった ため、今後は平野部の観測点も加えて非線形応答を検討する必要がある。

(d) 引用文献

- Satoh, T., T. Sato and H. Kawase : Nonlinear behavior of soil sediments identified by using borehole records observed at the Ashigara valley, Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 85, 1821–1834, 1995.
- Wen, K. L., T. M. Chang, C. M. Lin and H. J. Chiang : 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 August - 1 September, No. 012, 225–232, 2006.
- 3) 野口科子: 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, pp-109.2009.
- 4) Hartzell, S.: Variability in nonlinear sediment response during the 1994 Northridge, California,

earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 88, 1426-1437, 1998.

- 5) 建設省土木研究所: 地盤の地震時応答特性の数値解析法-SHAKE: DESRA -. 土木研究 所資料, 1778, 1982.
- 6) 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 2,57,171-185,2004.
- Schnabel, P. B., J. Lysmer and H. B. Seed: SHAKE, a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report EERC 72-12, University of California Berkeley, 1972.
- 8) 地震調査研究推進本部地震調査委員会:,震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」),報告書, http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/08apr_ kego/recipe.pdf, 2008.
- 9) 吉田望, 末富岩雄: DYNEQ: 等価線形法に基づく水平成層地盤の地震応答解析プログラム, 佐藤工業(株) 技術研究所報, 61–70, 1996.
- 10) 岩崎敏夫: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, 1980.
- 11) 横田耕一郎, 龍岡文夫: 不撹乱洪積粘土のせん断変形係数について, 土木学会第 32 回 年次学術講演概要集, 第 3 部, 257-258, 1982.
- (e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果(発表題目、口	発表者氏名	発表場所	発表時期	国際・国
頭・ポスター発表の別)		(学会等名)		内の別
表層地盤の非線形応答度	野口 科子	2009年日本地震学	10月22日,	国内
合いと地震増幅率の定量	笹谷 努	会秋季大会(京都)	2009年	
的な関係(口頭発表)				
Nonlinear site response due	S. Noguchi	AGU Fall Meeting	December	国際
to large ground	T. Furumura	San Francisco, USA	17, 2009	
acceleration: Observation	T. Sasatani			
and computer simulation				
(ポスター発表)				

学会誌・雑誌等における論文掲載 なし

マスコミ等における報道・掲載 なし

(f) 特許出願,ソフトウエア開発,仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成22年度業務計画案

平成 20 年度の業務の成果として、以下を報告した。2006 年 11 月 15 日と 2007 年 1 月 13 日に千島列島シムシル島の東方沖で Mw 8 を超える 2 つの大地震が、わずか 2 ヶ月の間に ほとんど同じ場所で発生した。前者は、海溝軸の陸側で発生したプレート間地震であるが、 後者は、海溝軸の海側で発生した海洋プレート内地震(アウターライズ地震)である。最 初に、北海道で観測された記録を基にして、これらの地震による短周期地震波の励起特性 を比較した。その結果、2007 年アウターライズ大地震が、2006 年プレート間大地震に比べ て約 10 倍強い短周期地震波を励起したことがわかった。次に、同じ地域で発生した規模の 異なる 3 つのアウターライズ地震(Mw: 6.4、7.4、8.1)による記録を基に、これらの地震 による短周期地震波励起特性のスケーリング則について検討した。その結果、Mw7.4 と 8.1 の地震は、既存のスケーリング則に比べて約 2 倍強い短周期地震波を励起したことがわか った。

平成 22 年の事業計画は、この研究をさらに進め、2007 年アウターライズ大地震(本震) の震源モデルを構築することである。幸い、2006 年 12 月 8 日に発生した Mw 6.4 の前震の 記録が北海道で得られているので、これを要素地震とする経験的グリーン関数(EGF)法 を用いて、2007 年アウターライズ大地震の強震動生成領域(SMGA)とその断層パラメー タを推定する。震源域に対して、観測点が南西方向のみに位置しているので、これらのデ ータから震源モデルを独立に推定することは困難である。それで、震源モデルの構築には 遠地の長周期地震記録の解析から推定された波形インバージョン結果(破壊伝播様式、す べり分布等)を参照せざるを得ない。

日本付近においても、1933 年 3 月 3 日に Mw 8 を超えるアウターライズ大地震が三陸沖 で発生している。被害は主に津波によるものであるが、当時と現在とでは環境が大きく異 なっている。例えば、1933 年当時、原子力発電所や超高層ビル等は存在していない。2007 年千島列島中部アウターライズ大地震の震源モデルの構築は、1933 年三陸アウターライズ 大地震が再び発生した場合の被害を想定するために極めて重要な研究である。

	Length	Width	Area	Rise Time	M_0	Stress Drop	Rupture Time
	(km)	(km)	(km ²)	(s)	(Nm)	(MPa)	(s)
А	3.0	3.0	9.0	0.18	1.16×10 ¹⁸	105	0.00
В	4.0	4.0	16.0	0.24	2.75×10 ¹⁸	105	0.36
С	6.0	6.0	36.0	0.36	9.27×10 ¹⁸	105	3.28
Toral			61.0		1.32×10 ¹⁹		

表 1.2003 年宮城県沖地震の強震動生成領域(SMGA)のパラメータ(浅野・他、2004⁶⁾)。

表 2. IWTH04 における地盤構造モデル。

IWTH04	Thickness	Density	Vs	Q
No	(m)	(kg/m ³)	(m/s)	
1	7.01	1800	169	107-0.5
2	7.56	2000	339	10000
3	10.19	2000	556	10 ^{+0.5}
4	24.24	2100	1138	10/-0.5
5	57.00	2200	2953	10603



図 1.解析に用いた観測点分布。PGA の値は、水平 2 成分のベクトル和から得られたもの である。 は、2003 年宮城県沖地震の震央位置を示す。



図 2.IWTH23 におけるスペクトル比。(a) 地表/地中スペクトル比、(b) 地表 S 波の水平動 /上下動スペクトル比。赤線:強震動(本震)、青線:弱震動データ(濃い青線は平均値を 示す)。(c) 強震/弱震のスペクトル比。黄土色:(a) から得られた比、緑色:(b) から得ら れた比。



図 3.地表/地中スペクトル比から求めた DNL と S-H/V スペクトル比から求めた DNL との 関係。グレースケールは、PGA を表す。



図 4. 地表の PGA と S-H/V から求めた DNL との関係。グレースケールは最表層の S 波速度 (*V*_{S0})を表す。



図 5.(a) 2007 年宮城県沖地震の余震分布。本震と要素地震として用いた余震のメカニズム 解が示されている。(b) 3 つの強震動生成領域(SMGA)の分布。浅野・他(2004)⁶⁾ から引 用。



図 6. IWTH23 における観測波形(黒色)と合成波形(灰色) 及びその加速度スペクトルの比較。左:地表記録、右:地中記録。



図 7.観測された地震動パラメータと合成されたそれの空間分布。(a) PGA、(b) PGV、(c) 計 測震度。(a) (b) の右図:合成値/観測値、(c) の右図:合成された計測震度 - 観測された計 測震度。 印は震央を表す。



図 8 . DNL 値をパラメータとした観測 PGA と合成 PGA との比較。(a) 地表データ、(b) 地 中データ。



図9. 地表データに対する DNL 値をパラメータとした観測 PGV と合成 PGV との比較。



図 10.地表データに対する DNL 値をパラメータとした観測計測震度と計測震度との比較。



図 11.地表での合成加速度波形(第1~3トレース)と観測加速度波形(第4トレース) との比較。第1トレース:線形応答計算、第2トレース:等価線形計算(粘土に対する動 的変形特性)第3トレース:等価線形計算(砂に対する動的変形特性)合成波形は、表 2に示す地盤構造モデルと第5トレース(地中観測加速度波形)から計算されている。