2008 年岩手・宮城内陸地震の震源モデルと強震動

-なぜ 4000 ガルの強震動が生成されたのか?-

入倉孝次郎, 倉橋奨 (愛知工業大学)

Modeling of Source Fault and Generation of High-Acceleration Ground Motion for the 2008 Iwate-Miyagi-Niriku Earthquake Kojiro Irikura, Susumu Kurahashi (Aichi Institute of Technology)

<u>1. はじめに</u>

2008 年 6 月 14 日岩手宮城内陸地震(Mj7.2)が発生し、岩手県奥州市と宮城県栗原市で 震度 6 強が観測された.また、建物の倒壊や大規模な土砂崩れにより人的被害が発生してい る。この地震では、震央距離約 3km の位置にあった KIK-NET 観測点、IWTH25(一関西) において、地表の上下動成分で最大加速度 3866gal という非常に大きな強震動が観測された。 これまでの地震観測において、2G を超えるような加速度記録は観測されたことがなかった。 その理由の1つとして、用いられていた計器が 2G でクリップするものが多かったことが挙 げられるが、これまでの観測記録を見る限り地盤上の地震動については必ずしも計器上の制 約とはいえない。この地震で、このような非常に大きな強震動がなぜ観測されたのかを知る ことは、今後の強震動予測や地震動発生のメカニズムを解明するにあたり非常に重要である。 ここでは、はじめに強震動記録を用いた波形インバージョンでは用いられてない震源極近 傍の強震動記録を用いて、フォワード・モデリングにより強震動が再現可能な震源モデルの 構築を試みる。その後、IWTH25(一関西)において観測された強震動の生成原因を考察する。

2. 震源モデルの構築

本震の震源破壊過程は、遠地実体波や強震動記録を用いた波形インバージョンにより推定 されている(例えば、八木、2008;堀川、2008など)。しかしながら、これらの手法のほと んどは1~2Hz以下の低周波帯域が対象であった。ここでは、工学的に重要な0.1~10Hzの 広帯域の強震動の再現を対象とするため、経験的グリーン関数法(Irikura, 1986)を用いて 震源モデルの構築を行った。

2.1 経験的グリーン関数としての余震の選択およびメカニズム解

本震の走向と傾斜角は、地震発生直後から行われた緊急余震観測グループによる余震分布 から、走向は 210°、傾斜角は 40°とした(地震調査委員会,2008)。この値は、F-net な ど観測記録を用いて推定された震源メカニズム解と調和的である。経験的グリーン関数とし て用いる余震記録は、本震時のアスペリティで生成される強震動と同様の放射特性をもつも のが適切である。本研究では、震源近傍で発生した 2008 年 6 月 14 日 23 時 42 分の余震(Mj4.8) (以下余震 1 と呼ぶ)を採用した。この余震の断層面積と応力降下量は、変位震源スペクト ルから読み取られたコーナー周波数と F-net による地震モーメントから円形クラックモデル を仮定し計算した。

2.2 震源モデルの構築

既往の研究による本震の震源破壊過程結果(例えば,八木,2008;堀川,2008など)では, 本震の破壊開始点(震源)の南側かつ浅い場所ですべり量が大きかったとされている。そこ で,はじめにこの場所に強震動生成域(Asp1)を設定し,経験的グリーン関数法により波形 合成を行った。この際,解析地点としてはフォワードディレクティビティとなる MYG005, MYG004, MYGH06, IWTH26とした。その結果,この震源モデルでは,震源より南側に位 置する観測点の記録は再現できるが、北側にある観測点の観測記録は再現されなかった。こ れは,震源より北側にも,観測された強震動に影響を与える強震動生成域が存在しているこ とを意味している。そこで,震源の北側にも強震動生成域(Asp2)を設定した。震源の北側 の強震動生成域の評価には、震源の北側の観測点を対象とした。

図1左に構築した強震動生成域と解析に使用した観測地点の一部を,右に堀川(2008)に おけるすべり量分布に本研究で構築した強震動生成域を加筆した図を示す。表1には震源モ デルの緒元を示す。また、図2にMYG004(震源より南側の観測点)とIWT011(震源より 北側の観測点)を、図3上にIWTH25(震源極近傍)の観測波形(灰色線)と合成波形(黒線) の速度波形の比較を示す。合成波形は、震源からの最近点のIWTH25を除いた点では振幅と 位相ともに観測波形が再現できている。IWTH25については次節で詳細に検討する。構築さ れた震源モデルは、震源の強震動生成域Asp1が北側のAsp2よりも広い面積をもつが、応力 降下量についてはほぼ同じと評価された。Asp1およびAsp2の強震動生成域の面積はそれぞ れ約 60km²、約 35km²、応力降下量は 15MPa 程度となった。強震動生成域の場所は、堀川 (2008)によるすべり量分布の大きい場所と概ね調和的である(ただし、堀川(2008)によ る断層面は走向 208°傾斜角は 50°であり、本研究とは異なる。)。

2.3 IWTH25(一関西)における波形シミュレーション

本研究で構築した震源モデルは、震源から距離の離れた観測点における強震動の再現は可 能であった.しかしながら、震源極近傍である IWTH25(一関西)では再現性が悪い.これ は、経験的グリーン関数として用いた余震記録が適切でなかったためと考えられる.震源極 近傍の観測記録は震源メカニズムによる放射特性の影響を強くうけるため、経験的グリーン 関数には本震のアスペリティからの放射特性と同じ特性をもつ余震記録を選択する必要があ る.ここでは、本震時の各アスペリティから IWTH25 への放射特性とそれぞれの余震の放射 特性との比較を行った.その結果、IWTH25 への本震のアスペリティからの放射特性のセン スが同じであった 2008 年 6 月 16 日 23 時 14 分の余震記録(以下余震 2 と呼ぶ)を経験的グ リーン関数に用いることとした.図 3 下に観測波形と合成波形の速度波形の比較を示す.余 震 2 を採用することにより、S 波震動の立ち上がり部分のセンスをはじめ、振幅、位相とも に観測波形をより再現できている.

3. IWTH25(一関西)で観測された強震動の生成原因の考察

3.1 IWTH25(一関西)で観測された強震動記録

図4上段に IWTH25(一関西)の地表面で観測された本震の強震動記録の上下動成分を, 図4下段に地中記録の上下動成分を示す。地表面の記録では、P 波の立ちあがりから7~8 秒付近で最大加速度 3866gal が観測されている。一方,地中記録では最大加速度が 640gal であり、地表に近い表層で上下動が大きく増幅された可能性が高い。最大値を与える地震動 は地表、地中ともP 波初動部からかなり遅れたところにあるので、震源からP 波として生成 されたのではなく、S 波として生成されたものが伝播経路の地質構造により S 波から P 波に 変換されたものとみなしうる。

図2には本震の地表記録と地中記録のスペクトル比を示す。このスペクトル比から、1.5Hz より低周波帯域では、スペクトル比の振幅がほぼ1であるが、1.5Hzより高周波では、スペ クトル比の振幅が大きくなっている。この傾向は、いくつかの余震のスペクトル比でも同様 であることを確認しており、この地点においては、遅いP波速度をもつ表層地盤の影響によ り、上下動成分の加速度が大きくなったことを示している。

ここで、10Hz 以上の周波数による加速度値への影響をみるため、本震記録に 0.1~10Hz のバンドパスフィルターをかけた波形を計算した。フィルターのかかった波形では、最大加 速度は 2300gal 程度と観測記録の半分程度となる。したがって、本震時に記録された大加速 度は、極めて遅い P 波速度をもつ薄い表層により高周波の上下動地震動が大きく増幅された ことによる、と考えられる。

3.2 IWTH25(一関西)の速度構造モデル

IWTH25(一関西)地点では、防災科学技術研究所(以下防災科研)により、地中地震計

の設置層までのボーリングおよび PS 検層が実施されている。そこで、このデータから 1 次 元重複反射理論により、地中地震計設置層から地表までの理論伝達関数を計算した。図 5 に は、本震と余震における地表と地中観測記録のスペクトル比および防災科研の PS 検層から 計算した理論伝達関数(鎖線)を示す。本研究では、上下動成分に着目しているため、理論 伝達関数を計算する際には、P 波速度構造モデルにより計算を行った。観測記録のスペクト ル比と理論伝達関数を比較すると、10Hz 付近における理論伝達関数は、観測記録のスペクト ル比よりも過小評価となっている。高周波帯域の卓越周波数と振幅は、P 波速度が遅く、深 度が浅い層の影響が大きいため、ここでは主に浅部地盤構造に注目して、P 波速度の変更お よび1層目と2層目に一層挿入する等の速度構造モデルのチューニングを行った。図5には、 本震のスペクトル比を用いてチューニングした理論伝達関数(一点鎖線)を併記している。 3.3 地表記録の再現

3.2.でチューニングした速度構造から計算された理論伝達関数を用いて,地中記録から地表 波形の再現を試みる。はじめに,表層部分の非線形効果の影響が少ない余震で再現を試みた。 図6上図に再現波形とスペクトルを示す。再現波形は,観測記録の位相および振幅と調和的 であり,地盤構造モデルの妥当性を示している。

次に、本震における地表記録の再現を試みる。まず、本震と余震の地中と地表の観測記録 のスペクトル比を比較すると、卓越周波数が明瞭ではなく、相対的な地中と地表のスペクト ル振幅も、余震に比べて地表の振幅が小さい。このことから、本地震の本震の地表記録には、 非線形効果の影響が含まれていると考えられる。ここでは、この非線形効果の影響を、主に 表層部のP波速度の低下と減衰定数Q値の低下により表現して、本震の地表記録の再現を試 みた。本震時のP波速度とQ値の検索は、本震の地中と地表のスペクトル比と理論伝達関数 を比較しながら試行錯誤的に行った。また、観測記録には3次元構造による波の影響がある と考えて、一定のノイズを考慮した。その結果を図6下図に示す。再現波形とスペクトルは、 概ね観測波形と調和的である。しかしながら、最大加速度となったパルス波の再現性は低い。 このパルス波を再現させるためには、より詳細な速度構造モデルが必要となる。

4. まとめ

本研究では、岩手・宮城内陸地震の震源断層近傍で得られた強震動記録を再現できる震源 モデルの推定、および震源域内の観測点(IWTH25:一関西)において観測された約4Gに達 する強震動の生成原因について考察を行った。フォワード・モデリングにより震源モデルを 構築した結果、発震点の南側にやや大きなアスペリティ Asp1 に加えて北側に面積が半分の 小さなアスペリティ Asp2 が推定された。IWTH25 は Asp1 のほぼ直上に位置している。ま た IWTH25 では、遅い P 波速度をもつ表層により高周波の上下動地震動が大きく増幅され、 大加速度の地震動が生成された。



図1 上段:強震動生成域と解析に使用した観測点(一部).下段:断層面に おける本研究で構築した強震動生成域.堀川(2008)によるすべり量分布図 に加筆.



図 2 合成波形と観測波形の比較.上段:震源よりも 南側の観測点,下段:震源よりも北側の観測点











図3 合成波形と観測波形の比較.上段:余震1 を経験的グリーン関数として解析,下段:余 震2を経験的グリーン関数として解析



図 5 本震と余震の地表記録と地中記録の スペクトル比および PS 検層と本震 時の理論伝達関数



図 6 上図: IWTH25(一関西)地表における余震の再現波形と再現波形のスペクトル。 下図: IWTH25(一関西)地表における本震の再現波形と再現波形のスペクトル。