日本海溝の大地震による長周期地震動

Long-period ground motion from large subduction-zone earthquakes at the Japan Trench

会場: 302

古村 孝志 [1]; 早川 俊彦 [2]

Takashi Furumura[1]; Toshihiko Hayakawa[2]

[1] 東大地震研; [2] 東大地震研

[1] ERI, Univ. Tokyo; [2] ERI

1. はじめに

平野の地下を覆う、厚さが数 km にもなる堆積層は、長周期の地震動を強く増幅する。盆地端で発生した表面波(盆地生成表面波)は、厚い堆積層内を伝播し大きく長い波群へと成長し、平野に長時間にわたる強い揺れを作り出す。海域で発生する浅い大地震が作り出す表面波は、海洋堆積物を通過して陸に向かう過程で強く発達する。こうして、平野に到達すると、さらに大きく長い波群を持つ表面波へと変換(盆地転換表面波)する。たとえば、2004年の紀伊半島南東沖の地震では、フィリピン海プレート上面を覆う、厚さ数 km 付加体により、卓越周期が 6~10 秒以上の表面波が強く生成し、これが大阪平野(たとえば、山田・岩田、2005)や関東平野(たとえば、Hayakawa et al., 2005)に強い長周期地震動を生成したことが、強震観測と数値シミュレーションにより示されている。

東北~北海道で発生した、2003 年十勝沖地震や 2005 年宮城県沖の地震はいずれも震源がやや深く (H=10~20km)、そして震源が海溝軸よりずっと陸寄りに位置するために、海溝付近に見られる海洋堆積物の影響はほとんど見られない。いっぽう、2005 年三陸沖の地震や 2007 年千島列島沖の地震のように、海溝付近のアウターライズ地震は、震源が浅いことに加えて、地震波が海洋堆積物を通過して陸域へと向かったことにより、長周期の表面波が強く発達したことが観測データから示される。

2.海域を伝わる表面波のシミュレーション

このような、海域の大地震による長周期地震動の評価には、海底地下構造を正しくモデル化した地震動シミュレーションが必要である。これまでの一般的な計算では、計算の簡便化と安定化のために、海水層を取り除いた平らな海底地形(=地表面)を持つ地下構造が用いられることが多い。しかし、たとえば日本海溝の10km近い水深と、海水の直下に位置する厚い低速度層(堆積層)は、周期数秒を越えるRayleigh波の伝播特性に強く影響することが考えられる。

海水層と堆積層が長周期の表面波生成に与える影響を確認するために、 2 次元差分法による地震波伝播シミュレーションを行った。大都市圏大災害軽減化特別プロジェクトにより作成された、東北日本の海域モデル(馬場・他、2006)から三陸沖の東西断面を切り出し 2 次元モデルを作成した。太平洋プレートの上面には白亜紀(Vs=1.7km/s)と第三紀以新の堆積層 (Vs=0.83km) を、最大 8km の厚さで置いた。海溝付近のプレート境界地震を想定した地震動計算では、周期 12 秒前後の表面波が強く生成することが確認でき、伝播とともに長い波群が成長する過程が確認できた。堆積層を持たないモデルでは、表面波の震幅は 1/10 以下に弱まる。また、海水(Vp=1.5km/s,Vs=0km/s)を空気(Vp=Vs=0km/s)に置き換えた場合にも、表面波震幅が 1/2 以下に弱まるなど、海水と堆積層の境界条件が表面波生成に強く影響していることが確認できた。いっぽう、海底地形の影響は小さく、海底地形押し上げ、地表面を平らにしたモデル計算でも、表面波の計算波形に差は見られなかった。

3.1896年明治三陸津波地震の大津波と長周期地震動

明治三陸地震では、体感震度は3~4程度と小さかったにもかかわらず、海岸に38m を越える大津波が押し寄せるという、典型的な「津波地震」として知られている。この地震では、揺れ初めから数分遅れて、「ゆっくり」とした揺れが発生し、十数分間以上にわたって長く揺れ続いたことが報告されている(中央気象台、1896)。津波地震の一つの原因となる「ゆっくり地震」の断層運動は100 秒を越えるのが一般的であるが、明治三陸地震の「ゆっくり震動」は、人が感じる地震周期帯であったことを考えると、日本海溝付近で起きる浅い地震が作り出す、周期10~20 秒程度の表面波であった可能性が高い。海溝付近で発生した地震が、柔らかい海洋性堆積物に異常隆起を発生させ大津波を引き起こすと同時に、強い表面波が同時に発生したと考えられる(古村・齊藤、2007)。海域の大地震が作り出す大震幅の長周期地震動は、津波発生の可能性を判断する指標としても利用できる。