

2004 年紀伊半島沖の地震の強震動シミュレーション

Simulation of Strong Ground Motions Caused by the 2004 Off-Kii Peninsula Earthquake

早川 俊彦[1]; 古村 孝志[2]

Toshihiko Hayakawa[1]; Takashi Furumura[2]

[1] 東大地震研; [2] 東大地震研

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

2004 年 9 月 5 日 23 時 57 分に起こった紀伊半島南東沖の地震(Mj=7.4)について、3次元差分法を用いて強震動シミュレーションを行った。この地震は沈みこむフィリピン海プレート内で発生した逆断層型地震であり、気象庁によると震源の深さは18kmである。大阪・濃尾・関東平野では、大振幅のやや長周期地震動が観測され、特に300km以上離れた房総半島中央部では5cm/sという大きな最大速度値が観測された。本地震は東南海・南海地震の震源域近傍で起こった数少ないM7級の地震であり、この地震の強震動シミュレーションは東南海・南海地震の被害推定の予備研究として重要である。本発表では、単純な震源過程をもつとみられる前震(同日19時07分, Mj=6.9)のシミュレーション結果から計算領域全体の3次元地下構造を検討した後、より複雑な本震の強震動シミュレーションを行い強震動分布の再現を試みる。

シミュレーションには並列マルチグリッド有限差分法(Furumura et al., 2002)を使用した。震源から関東平野までを含んだ800km×496km×141kmの計算領域を、水平方向0.4km、垂直方向0.2kmの格子に分割(6km以浅の領域はそれぞれ0.2km, 0.1km)し、時間2次、空間垂直方向4次、空間水平方向16次のスタッガードグリッド差分法を用いて解いた。非弾性減衰は粘弾性モデル(Blanch et al., 1995)を用い、 Q_p , Q_s を独立に与えた。計算は地球シミュレータの64CPUを用いて行い、経過時間は約3時間、使用メモリは約60GBであった。

地殻内の構造は中央防災会議(2002)により屈折法、反射法、深井戸データ、微動アレイ探査結果で推定された3次元構造を参照し、モホ面の深さはRyoki(1999)を参考にした。フィリピン海プレートの上面の深さはYamazaki and Ooida(1985)による微小地震分布から導かれたモデルを用いた。さらに関東平野では山中・山田(2002)による詳細な構造を全体の境界面に接続した。震源モデルはIRIS-DMCの遠地波形によるすべり分布インバージョン(山中, 私信)によって求められた解を使用した。断層を2km四方の小断層に分割し、震源時間関数は2秒幅の三角形関数の和で近似し、差分格子に合わせて離散化した。

前震のシミュレーション結果と観測値を比較したところ、四国・紀伊半島南部、及び濃尾平野において、主にレイリー波と見られる5秒以上の振幅が過大となった。このため、表層の低速度層を2層に分割し、他の速度も調整して再計算を行った。再計算では観測値のとの一致が改善されたため、この構造を用いて本震のシミュレーションを行った。

本震の震源モデルは南西傾斜の右横ずれ断層(60km×24km)、最大滑り量は約8mとした。シミュレーション結果は、K-net, KiK-netの観測結果による2-7sの応答スペクトル分布を良く説明している。大阪・濃尾平野では、深い堆積層の影響によりS波到達後に200秒以上に渡って継続した大振幅の表面波が再現された。また御前崎では濃尾平野～御前崎の堆積層を東方向に伝わる表面波と、知多半島沖の低速度層を回りこんで到達した波が重なった結果が計算され、この地域での大振幅の地震動の原因であることが推測された。一方、関東平野では観測された10秒以上の大振幅の応答を再現しきれず、長周期地震動に対してさらなる構造のチューニングが必要であることを示唆された。