

関東の被害地震と強震動 - 大規模数値シミュレーションによる 未来の地震被害予測と過去の地震メカニズムの解明 -

古村孝志（東京大学地震研究所）

1. はじめに

フィリピン海プレートと太平洋プレートが沈み込む関東平野の直下では、プレート境界とプレート内でさまざまなメカニズムを持つ地震が起きている。将来発生が予想される関東直下の地震による強震動を考えるためには、過去に起きた大地震の震源と発生メカニズムを明らかにすることが肝心である。

これまで東京に壊滅的な被害をもたらした地震として、1707 年元禄地震（M8.4）、1923 年関東地震（M7.9）そして 1855 年安政江戸地震（M7）が挙げられる。このうち、元禄地震と関東地震はいずれもフィリピン海プレートの上面で起きたプレート境界型の地震であるが、安政江戸地震のメカニズムはよくわかっていない。

安政江戸地震の震源の深さを求める研究には、主として関東平野の震度分布が用いられている。しかし、平野の震度分布は厚い堆積層と軟弱な地盤の影響を強く受けているため、地盤の悪い場所では震源によらず常に震度が大きくなる。このため、深くてMの大きな地震か、あるいは浅くてMの小さな地震かを関東平野の震度分布から区別することは難しい。

2. 広域分布震度分布

ところで、日本列島全域の広域震度は、地殻・上部マントルとプレート構造の影響を強く受けているために、その分布形状は地震の深さによって大きく変化する。たとえば、2003 年 11 月 12 日に起きた紀伊半島沖の深発地震（M6.7; $h=400\text{km}$ ）では、震源から離れた関東～東北～北海道の太平洋側で震度が大きくなる異常震域が見られた。一方、震央がほぼ等しい 2004 年 9 月 5 日の紀伊半島南東沖の地震（M7.4; $h=23\text{km}$ ）では、単純な同心円状の震度分布となっている。このような特徴は関東で起きた中小地震についても見られ、A) 異常震域 = 太平洋プレート、B) 同心円分布 = フィリピン海プレートと考えることができそうである。

ところで、安政江戸地震の広域震度分布を眺めると、C) 震央直上で急激に震度が 6 ~ 5 に減少し、以降 400km 以上にわたって震度 4 の地域が広がるという急峰型の震度分布を示しているおり、上記のどちらの地震にも当てはまらない。このような震度分布は、1955 年兵庫県南部地震や 2000 年鳥取県西部地震、2003 年宮城県北部の地震のように、浅い地殻内地震で共通に見られる特徴の

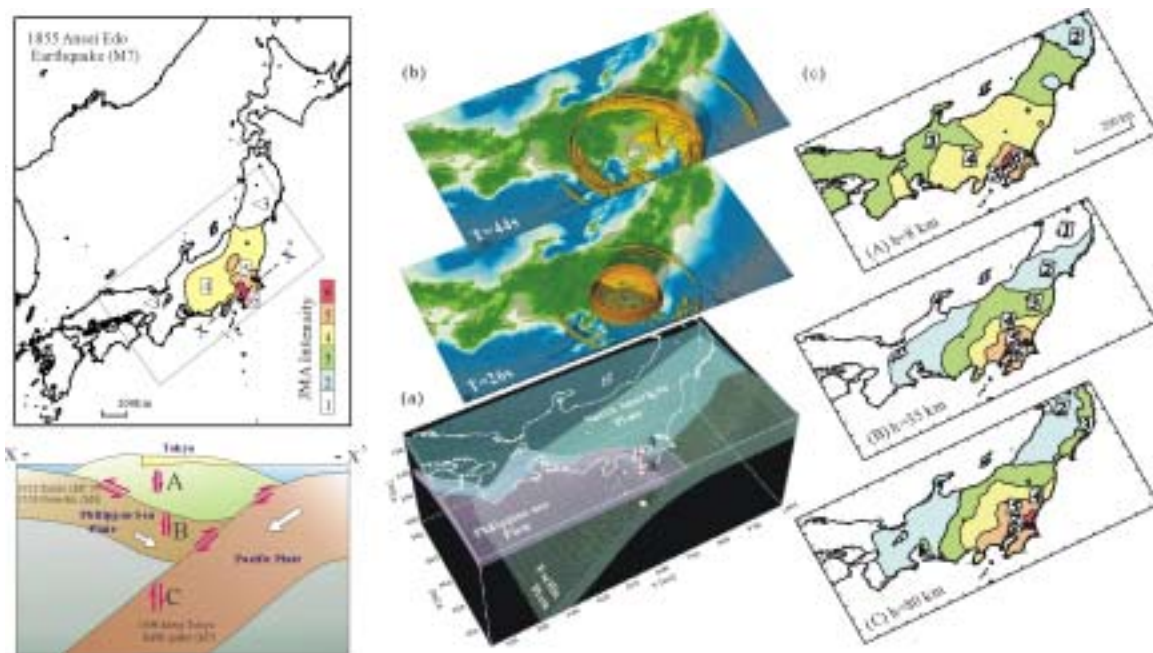


図1 安政江戸地震の震度分布（左）と数値シミュレーションで再現された震度（右）

ようである。

3．日本列島の波動伝播と震度の大規模シミュレーション

そこで、震源の深さと震度分布の違いを確認するために、震央を東京湾北部に、そして深さを A)80km (太平洋プレート内) B)40km (フィリピンプレート内) そして C) 10km(地殻内)に置いた 3 つのモデルの地震波動伝播数値シミュレーションを行った。計算領域 $1000\text{km} \times 500\text{km} \times 400\text{km}$ を 200m の格子間隔で 60 億格子に分割し、16 次精度の FDM を用いて 3Hz までの地震波の伝播を評価した。地殻・上部マントル構造には ak135 標準モデルを用い、プレート内部の P 波と S 波の速度は周囲のマントルより 5%速くした。プレート内には High-Q ($Q_s=600$) の物性値を置くと同時に、沈み込み方向に沿って横長の不均質揺らぎを与えることにより、周波数 2Hz 以上の高周波の前方散乱を強める (散乱 Q 値が大きくなる) モデル (Furumura and Kennett, 2004/10/24) に設定した。計算は地球シミュレータを用いて行い、1024 CPU を用いた並列計算には 2 時間を要した。

計算から求められた 3 次元波動場を可視化し、3 つの地震の波動伝播と強震動 (震度) の生成過程を確認した。まず、A) 深い太平洋プレートの地震では、高周波に富む振幅の大きな S 波が長い後続相を伴ってプレート内を伝わるために、関東から東北にかけての太平洋側で震度が大きくなる、異常震域が再現された。また B) フィリピンプレート内の地震では、プレートが薄く (20km) 沈み込み角が浅い (10 度) ため、異常震域は生成せず、震度が単調に減少することが再確認できた。一方、C) 浅い地殻内の地震では、震央の真上に強い震度 (6) が現れ、これが震央距離 (震源距離) とともに急激に減少した後に、震央距離が 150 km を超えると、S 波の広角反射波 (L_g 波) が地殻内を遠距離電波するために、震度 4 の範囲が広がることがわかった。

4．関東直下型地震の強震動シミュレーション

安政江戸地震の震度分布は、C) 浅い地殻内地震のものによく似ている。もしこれが事実であるとする、兵庫県南部地震と同様の内陸地震が東京直下で起きたことになる。では、そのときの関東平野の揺れはどのようなものであったのだろうか。

東京直下の地震の強震動を再現するために、関東平野の基盤・堆積層モデル (山田・山中、2003) を用いて強震動シミュレーションを実施した。震源モデルには、1995 年兵庫県南部地震 (M7.2) のモデル (Yoshida et al., 1996) を用い、震源を東京湾北部の深さ 8 km に、そして断層の走行を北西 - 南東方向に設定した。

求められた震度分布を見ると、断層の走行に沿って破壊の進行方向に震度 6 以上の範囲が広がっている。地盤の悪い湾岸地域や河川跡では局所的に震度 7 の地域が現れた。求められた震度分布は安政江戸地震 (M7) の関東平野の震度分布と形状が良く似ている。震度を規定する 0.5 ~ 2 Hz 前後の短周期地震動とは別に、関東平野の中心部の厚い堆積層では周期が数秒 ~ 10 秒の範囲に強い速度応答を持つ、長周期地震動も強く励起している。また、基盤形状が急変する平野の周囲では周期 2 秒から 3 秒の地震動が増幅し、盆地端に揺れがずっと留まることもわかる。長周期地震動は高層建築や長大橋などの大型構造物の揺れに威力を持つが、その強さは震度という指標には表れないことに注意する必要がある。

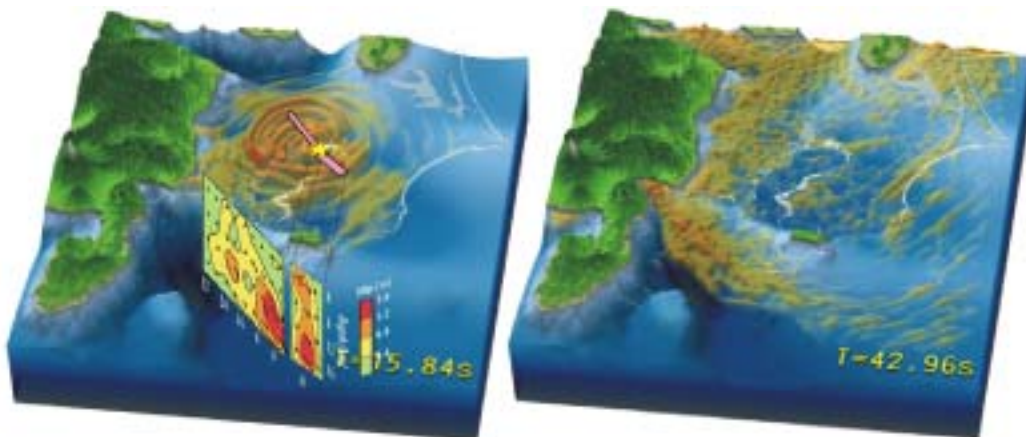


図2 想定関東直下型地震の震源モデルと強震動 (地表の波動伝播の様子)