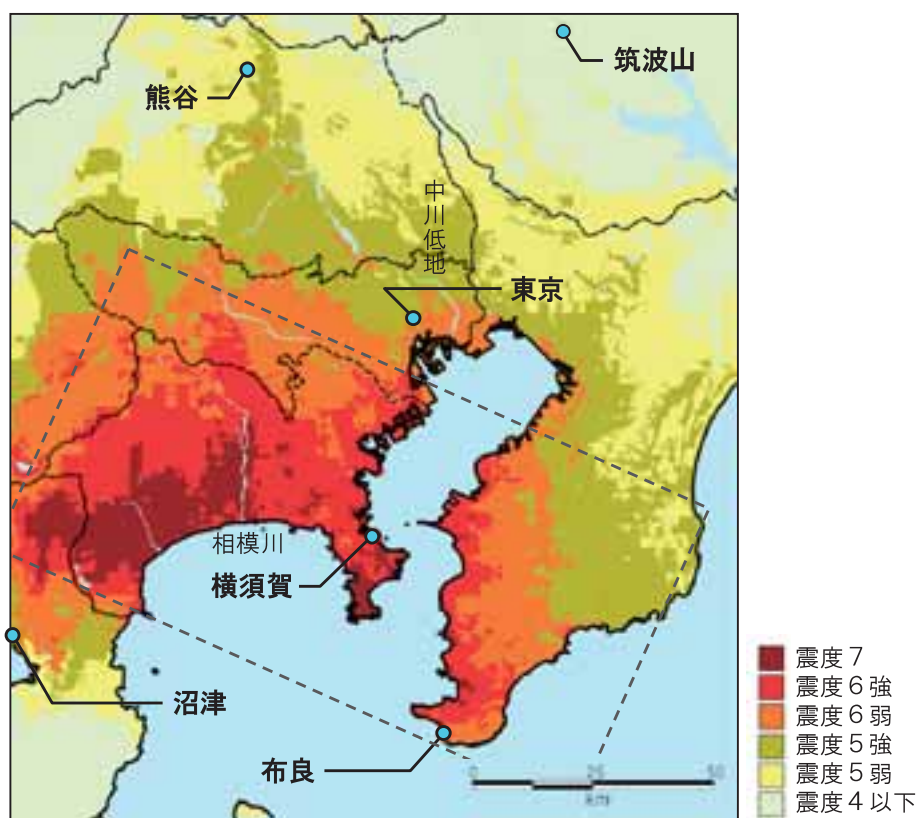


第V章 1923年関東地震の震度分布の再現

1. 1923年関東地震の震度分布の再現

図V-1に1923年関東地震における震度の再現計算の結果(以下、計算震度分布)を示す。図中の青い○印は、気象庁(1996)に震度が示されている地点である。計算震度分布の妥当性の検証のため、気象庁(1996)による各地点の震度(以下、気象庁震度)と計算震度分布から読み取った震度の比較を表V-1に示す。気象庁震度の観測点の座標は気象庁震度観測点一覧表(気象庁,2008)による(注)。また、観測点座標の誤差等を考慮し、観測点位置から500m以内の250mメッシュの計算震度の範囲を、表V-1の括弧内に併せて示した。さらに、比較対象として武村(2003)による住家全潰率から推定された震度分布(以下、推定震度分布)を図V-2に示す。



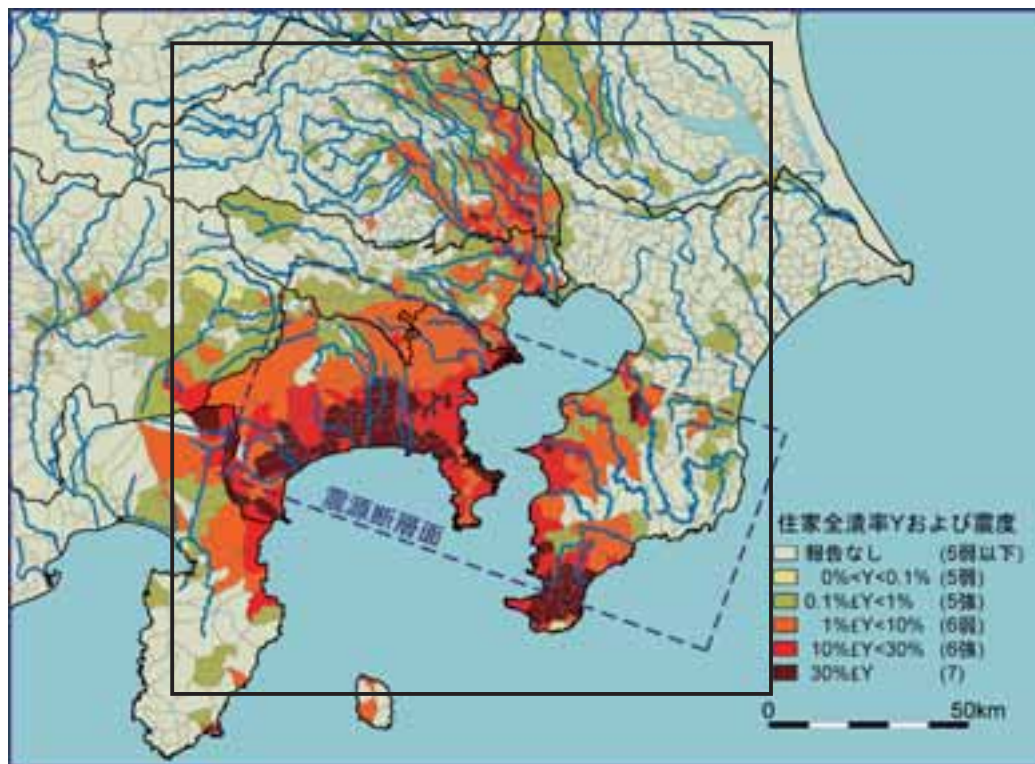
図V-1 計算震度分布

青い○印は気象庁(1996)に震度が示されている地点

(注) 布良測候所については、気象庁震度観測点一覧表に記載がなかったため、気象庁に確認した。

表V-1 気象庁(1996)と計算震度分布による震度の比較

	東京	布良	熊谷	横須賀	沼津	筑波山
気象庁(1996)による震度	6	6	6	6	5	4
計算震度 (観測点近傍の震度の幅)	5強 (5強-6弱)	6弱 (6弱)	5弱 (5弱)	6強 (6強-7)	5強 (5強-6弱)	3 (3-4)



図V-2 武村(2003)による推定震度分布

武村(2003)の図に本研究の計算対象範囲を示す黒い枠囲いを加筆
 図中の震源断層面は本研究で用いた Sato et al.(2005)のものとは異なる。

計算震度分布は、断層の真上の領域で 6 強～7、中川低地地域で 5 弱～6 弱となった。

気象庁震度との比較において、熊谷を除く各地点の両者の値はよく整合している。熊谷においては、計算震度分布が気象庁震度よりも小さい震度となっている。

また、推定震度分布との比較において、計算震度分布の震度 7 の分布は、相模川の西側に大きく広がっている領域の整合は良いが、相模川の東側では計算震度分布の方が推定震度分布よりも震度 7 の領域が狭い。三浦半島および房総半島の南部において、両者に震度 7 の領域が見られる点は整合しているが、その位置や面積には若干の食い違いがある。震度 6 弱以上の範囲は、両者とも房総半島の西半分から神奈川県全体、伊豆半島の付け根にかかる地域に広がっており、計算震度分布の方が北西方向にやや広く評価しているものの、おおむね整合している。しかし、推定震度分布に顕著な中川低地地域における周囲から際立った高い震度（震度 6 弱以上）は、計算震度分布には見られない。

推定震度分布では、中川低地から熊谷付近にまで震度 6 弱以上の地域が帯状に連続している様子が見られることから、熊谷における気象庁震度と計算震度分布の乖離および中川低地における推定震度分布と計算震度分布の食い違いが、同じ原因であることが予想される。この原因として考えられる計算震度分布側の問題としては、震源モデルに関するもの（断層面位置や発生する地震波の周期特性）と地盤構造モデルに関するもの（深部地盤構造および浅部地盤構造の物性値モデル）、地震動計算手法（ある周期帯で妥当な計算方法が用いられていない）など、あらゆる箇所の可能性が考えられる。しかし、震源モデルや深層地盤構造モデルは、広域の地震動分布に影響するため、これらにより中川低地における局所的な地震動を説明することは難しい。従って浅層地盤の応答評価（地形区分等から求められる地盤増幅率による評価の限界）が原因として最も可能性が高いと考えられる。

これらの比較により、気象庁震度による熊谷の震度および推定震度分布における中川低地の震度との不整合を除けば、大局的な 1923 年関東地震の地震動分布の再現計算結果は良好であると考えられ、震源モデルや関東平野の地盤構造は適切に設定できていると考えられる。

2. 簡便法による震度分布の再現結果との比較

詳細法による評価と簡便法による評価（第Ⅱ章参照）との違いを検討するため、簡便法による地震動の評価を行った。震源モデルには本研究と同じ Sato et al.(2005)の位置、幾何形状および地震規模（ $M_w7.9$ ）を用いた。ただし、簡便法では断層面内のすべり量等の不均質さは考慮できないため、一様のモデルとしている。工学的基盤（ $V_s=600\text{m/s}$ ）における最大速度は司・翠川(1999)の距離減衰式に従って算出し、地形・地盤分類（Wakamatsu and Matsuoka,2006）と AVS30 の関係（松岡ほか,2005）、AVS30 と最大速度増幅率の経験的關係（藤本・翠川,2006）、最大速度と計測震度の關係（藤本・翠川,2005）を用いて地表の計測震度を算出した。地形・地盤分類と AVS30 の關係によって得られる AVS30 の分布データは、詳細法で用いた浅部地下構造モデルと同じものである。得られた地表の計測震度分布（以下、簡便法計算震度分布（地表））を図 V-3(a)に、比較のために前節で求めた詳細法による計算震度分布（以下、詳細法計算震度分布（地表））を図 V-3(b)に示す。

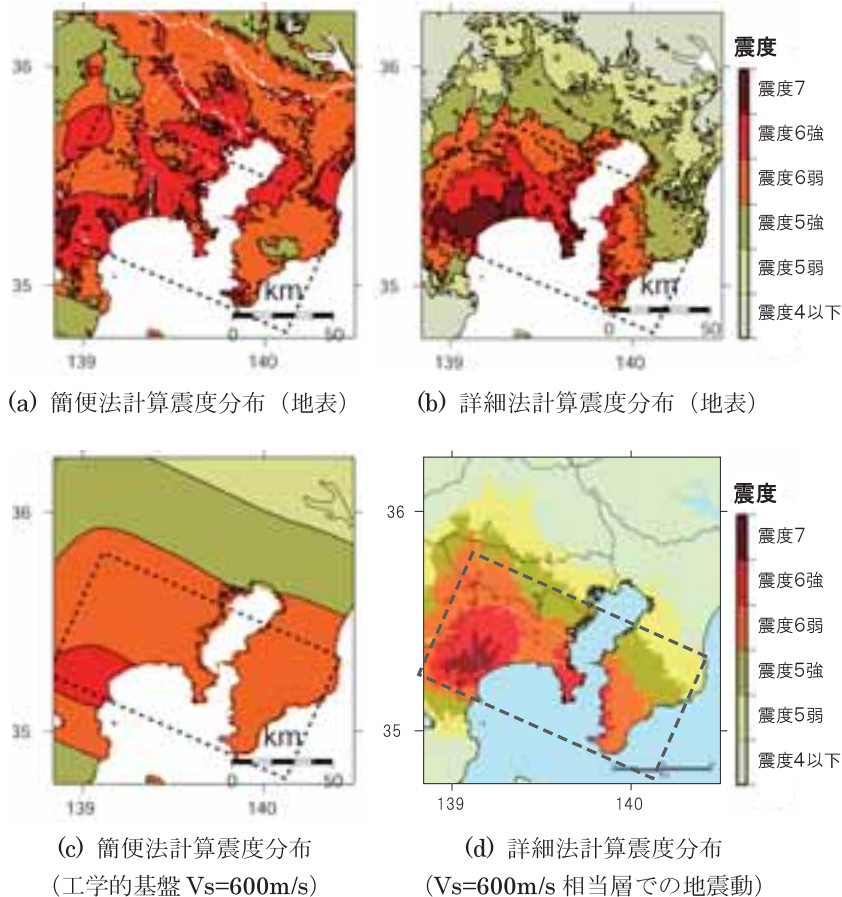


図 V-3 簡便法と詳細法によって計算した関東地震の地震動分布の比較

震度 7 の範囲を比較すると、簡便法計算震度分布（地表）は、詳細法計算震度分布（地表）よりも明らかに狭い。武村(2003)との比較においても震度 7 の領域は狭く、過小評価になっているものと思われる。また、震度 6 弱以上の範囲については、簡便法計算震度分布（地表）の方が大きく、埼玉県中央部から東側および千葉県全域に広がっており、過大評価となっているものと思われる。

つぎに、工学的基盤上面 ($V_s=600\text{m/s}$) における震度の分布を比較する。簡便法による工学的基盤上面での震度分布を図 V-3(c)に、詳細法によるものを図 V-3(d)に示す。詳細法で行った計算結果については、工学的基盤上面での震度分布に第 II 章 3 節に記載した浅部地下構造による地震動の増幅を評価する手法を適用し、 $V_s=600\text{m/s}$ 相当層における震度の分布を求めた。絶対的な震度の大きさは、地表の震度分布の比較結果と同様に、震度 7 の範囲は詳細法によるものの方が広く（簡便法のものには震度 7 はみられない）、震度 6 弱以上の範囲は簡便法によるものの方が広い。絶対的な震度レベルの違いを無視したとしても両者の違いは歴然としている。簡便法においては、地震が特定されれば地震動の強さを決定するパラメーターは震源からの距離だけとなるため、工学的基盤上面での震度の分布は震源からの距離に応じて一様に増減している。しかし、詳細法による震度分布には、関東盆地の堆積層による地震動の増幅の違いや断層面上のすべり分布の不均質さ、破壊の伝播方向の影響などにより、震度分布が非一様で複雑なものとなっており、より現実的な震度分布が計算されている。

