

(1) 実施機関名：

京都大学防災研究所

(2) 研究課題(または観測項目)名：

東北地方太平洋沖地震発生域周辺における地震前すべり欠損レートの再検討

(3) 最も関連の深い建議の項目：

5. 超巨大地震に関する当面実施すべき観測研究の推進

(1) 超巨大地震とそれに起因する現象の解明のための観測研究

ア. 超巨大地震の発生サイクルの解明

(4) その他関連する建議の項目：

(5) 本課題の 5 か年の到達目標：

現時点で最も妥当と考えられるプレート境界域変動モデルの仮定のもと、GPS 以前の測量データ、GPS データ、海底地殻変動データを用い、東北沖地震発生までの長期の滑り欠損レートを求める。主要な成果として、これまで得られている測地学的データを(可能であれば小繰り返し地震データも)すべて利用することによる、東北沖地震発生前までの滑り欠損レート推定を推定誤差付きで出すことを目標とする。

(6) 本課題の 5 か年計画の概要：

まず、過去の三角・三辺測量、水準測量、験潮のデータがどの程度最近 15 年の GPS 測量データと整合的かについて調べる。次に、過去の測量データから近年の GPS 測量や海底地殻変動のデータを用い、東北沖地震発生までの長期の滑り欠損レートを求める。その際、粘弾性構造等に関するモデルの妥当性についても検討し、信頼出来る誤差評価をおこなうことに重点を置く。小繰り返し地震から推定される滑り欠損レートとの比較検討も行い、その有効性や限界も評価する。

(7) 計画期間中(平成 21 年度～25 年度)の成果の概要：

平成 24 年度は、国土地理院(1997)が三角・三辺測量から導出した東北・北関東地方における約 90 年間の水平ひずみ解をせん断ひずみ成分に変換し、近年 GPS 測量から明らかとなっている東西収縮のひずみパターンと整合的であることを明らかにした。しかし、国土地理院のひずみ解は誤差が公開されておらず、測量や解法上の誤差まで考慮して比較するためには、元の角度測定データまで戻って再解析する必要があることがわかったため、平成 25 年度はこれに取り組んだ。

通常、三角測量のデータを評価する場合は網平均後の解を用いるが、測定値である角度を用いるという方法も考えられる。明治の測量期間(東北地方では 1890 年代)と三辺測量の測量期間(1980 年代)の間に生じた地殻ひずみを議論する場合、後者の辺長データを角度に換算すればよい。そして、近年の GPS の期間と比較する場合、GPS の変位データを角度に換算すればよい。この方法の利点は、網平均の際に発生する誤差や三角測量の基線長データに起因するスケール誤差が入ってこないことである。しかし、明治の三角測量では角によって計測の回数が違うため誤差の評価が煩雑になる、結果の図示化が困難、結果の解釈が難しい、といった問題があり、あまり適切な方法とは言えないことがわかった。

次に、Yu and Segall (1996, JGR) の手法の適用を試みた。三角測量のデータで誤差が大きいのは、基線長のデータであるため、これを用いずに変動場を求める。この時、スケールに関するデータがないので通常の最小二乗法では座標が一意に決まらない。すなわち、解くべき観測方程式のデザイン行列がランク落ちしており、モデル空間上に null-space があることになる。しかし、その場合でも、最小長さ解という拘束条件を付せば網平均の解（基準点の速度場）を求めることが可能である。そして、その解に null-space を張る（任意の）ベクトルを加えても観測データ（角度）は同様に満足する。試みた手法では、三角測量の角度データのみを用いて基準点の最小長さ解を求め、GPS で得られた速度場から求めた null-space を張るベクトルに相当する速度場を加算する。最終的に、その結果を GPS 期間の速度場と比較する。

この比較をした場合、速度場（水平二成分）が一致していることは三角・三辺測量と GPS データに矛盾がないことを意味する。この手法は、精度のよい比較が可能、速度ベクトルの比較をすればよいのでわかりやすい結果の図示化が可能、元データから計算するので誤差評価が可能というメリットがある。しかし、この手法の適用を試みた結果、ランク落ち数が期待される数と合わないという問題が発生した。

上下変動に関しては水準測量と験潮データの整理及び再解釈を行った。水準測量データについては、青森県から茨城県において島弧横断方向の水準路線 5 路線におけるデータを整理し、日本海側もしくは内陸部に対する太平洋側の水準点での上下変動の履歴を得た。その結果、福島県の路線（会津若松～いわき）を除く路線では、東北地方太平洋沖地震以前の過去約 100 年間の上下変動速度は、概ね一定であり、沈降量は宮城県の牡鹿半島で約 65cm と最大であり、そこから離れるに従って減少している。100 年間で 30cm を超える沈降を示す領域は、岩手県南部から宮城県の太平洋沿岸に限られており、これらの沖合では東北地方太平洋沖地震での滑り量が大きい傾向がある。験潮データにおいても 100 年間の上下変動速度は概ね一定で沈降を示す傾向が見られる。水準測量と験潮データを合わせて解釈すると、基本的に東北地方太平洋沖地震以前の約 100 年間は、東北地方の中部太平洋側が顕著に沈降し、沈降速度は概ね一定であった。ただし、1897 年三陸沖地震や 1938 年塩屋崎沖地震、1968 年十勝沖地震などの M7~8 級のプレート境界型地震後 10~30 年程度は、隆起もしくは沈降が停滞する傾向が見受けられ、地震後の余効変動が確認できた。

一方、東北地方太平洋沖地震時と地震後の余効上下変動を解析したところ、地震後約 2 年半のデータに対する対数関数のフィッティングから、東北地方の太平洋側では今世紀の半ば頃に地震時の沈降量に相当する隆起が期待できるが、地震前 100 年間の沈降量を回復することは難しいと考えられる。地質学的研究から推定される上下変動速度が測地学的に推定される変動量より一桁小さいことを考慮すると、地震前 100 年間の上下変動速度はほぼ一定であったが、数百年以上と考えられる超巨大地震の地震サイクルでは、地震間に上下変動速度は変化することが示唆される。

東北地方太平洋沖地震の震源域におけるプレート境界断層の強度分布を明らかにする上で、本震の応力降下量分布は重要な情報である。しかしながら、東北沖地震に関しては、断層周辺の弾性定数の 3 次元的不均質などのため、信頼できる応力降下量分布が得られていなかった。本研究では、3 次元的不均質構造を取扱いやすい有限要素法 (Abaqus) を用いて、色々な応力降下量分布に対する変位場を計算し、海底地殻変動の観測結果と比較することにより、大局的な応力降下量分布を推定した。図 1 に構築したモデルの概要を示す。プレート境界に直交する 2 次元断面において、上盤側の浅部に L1, L2 の 2 層の低速度層を設けた。プレート境界断層の形状は、Yamamoto et al. (2013) を参考にして設定した。f1-f10 まで 10 個のセグメントに分割し、f1-f3 までは直線（傾斜 5.3 度）、f4-f10 まではスプライン関数で形状を与えた。簡単のため、断層は幅 2km の断層帯とし、地震滑りを起こした領域は粘性係数の非常に小さな粘弾性体とし、その上面および下面に大きさが同じで逆向きのせん断応力を与え長時間保持することにより地震滑りを模擬した。固着域は弾性体として、そこには応力は与えない。せん断応力は各セグメント内で一定であり、単一セグメントの破壊の場合は滑り分布は円形断層的になると考えられるが、岡田プログラムによる計算値とよく一致することを確認した。Ito et al., (2005) によると、L1 は 3km/s、L2 は 4.5km/s、それ以深は 6km/s 程度の値をとると推定されるが、本研究では、速

度構造の推定誤差も考慮して色々なケースを想定した。ポアソン比 0.25 とし，P 波速度 3,4.5,6km/s に対応する s(oft),m(iddle),h(ard) の 3 通りの弾性定数を設定した。これらの組み合わせにより，L1,L2 に対して 3 × 3 の 9 通りの構造を仮定できるが，深さとともに速度が逆転しない 6 通りのモデル (hh, hm, mm, sh, sm, ss (L1 の定数；L2 の定数)) に対して計算を行った。図 2 に媒質の不均質の効果を示す。応力降下量は f1 ~ f8 まで一様に 3MPa とした。海溝付近において，低速度になるほど変位が増幅されることがよく分かる。変位振幅の差は最大で 2 倍以上となっている。図 3 に仮定した応力降下量分布を示す。海溝より (m8)，陸より (m2)，あるいは本震震源付近 (m12) に平坦な部分を持つ 3 つのモデル，および，海溝から陸側へ向かって直線的に変化するモデル (m6) の 4 通りを仮定した。これらによる計算結果を海底地殻変動観測結果 (Sato et al., 2011, Kido et al., 2011, Inuma et al., 2012) と比較した。実際の計算では応力降下量分布の形を固定し，観測値との残差二乗和を最小とするように絶対レベルをグリッドサーチで推定した (陸のデータは残差の計算には用いていない)。図 3 に，m12 のモデルについて，L1 を s，L2 を h としたときの結果を示す。sh の不均質構造はどのモデルに対しても小さな残差を返している。応力降下量の最大値は 3.5MPa であり，通常海溝型の地震とそれほど違いがあるわけではない。sh の不均質構造に対して，m2,m6,m8,m12 の各モデルの残差の RMS は，それぞれ 3.2, 3.6, 4.3, 3.0 と求まり，海溝側で応力降下量の大きなモデルでは観測データを説明しにくく，本震震源付近にフラットなピークを持つモデルでデータをよく説明できることが分かった。この結果は，本震の震源付近で大きな応力降下が起こったことが，超巨大地震の原因の一つであることを示唆している。海溝軸付近の強度が大きいモデルも提案されているが，今回の推定結果はそれとは調和的ではない。今回は考慮していないが，海溝軸付近で 50m を超えるような水平変動が報告されているが (例えば，Ito et al., 2011,)，L1,L2 を両方 h とするような均質なモデルでは，図 4 に示した海底地殻変動データと同時に説明することは難しい。

(8) 平成 25 年度の成果に関連の深いもので、平成 25 年度に公表された主な成果物 (論文・報告書等) :

(9) 実施機関の参加者氏名または部署等名 :

他機関との共同研究の有無 : 無

(10) 公開時にホームページに掲載する問い合わせ先

部署等名 :

電話 :

e-mail :

URL :

(11) この研究課題 (または観測項目) の連絡担当者

氏名 : 福島洋

所属 : 京都大学防災研究所地震予知研究センター

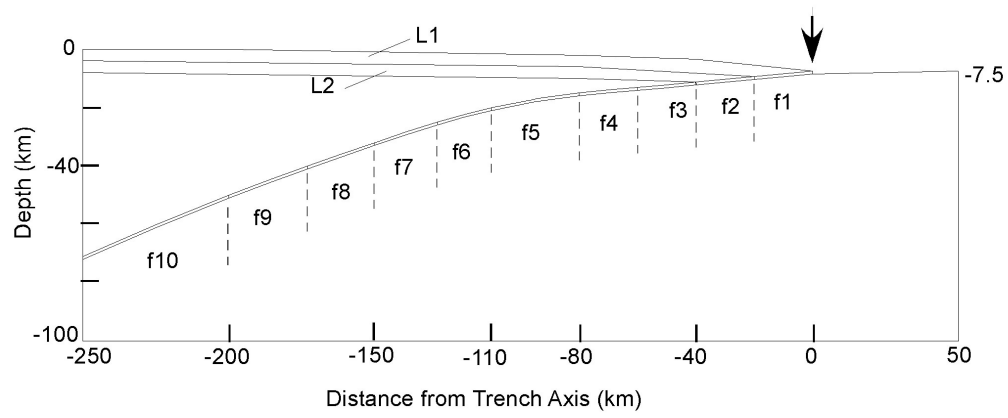


図1 有限要素モデルの概要。

プレート境界に直交する2次元断面において、上盤側の浅部にL1,L2の2層の低速度層を設けた。プレート境界断層の形状はYamamoto et al.(2013)を参考にして仮定。断層は幅2km、f1-f10まで10個のセグメントに分割。

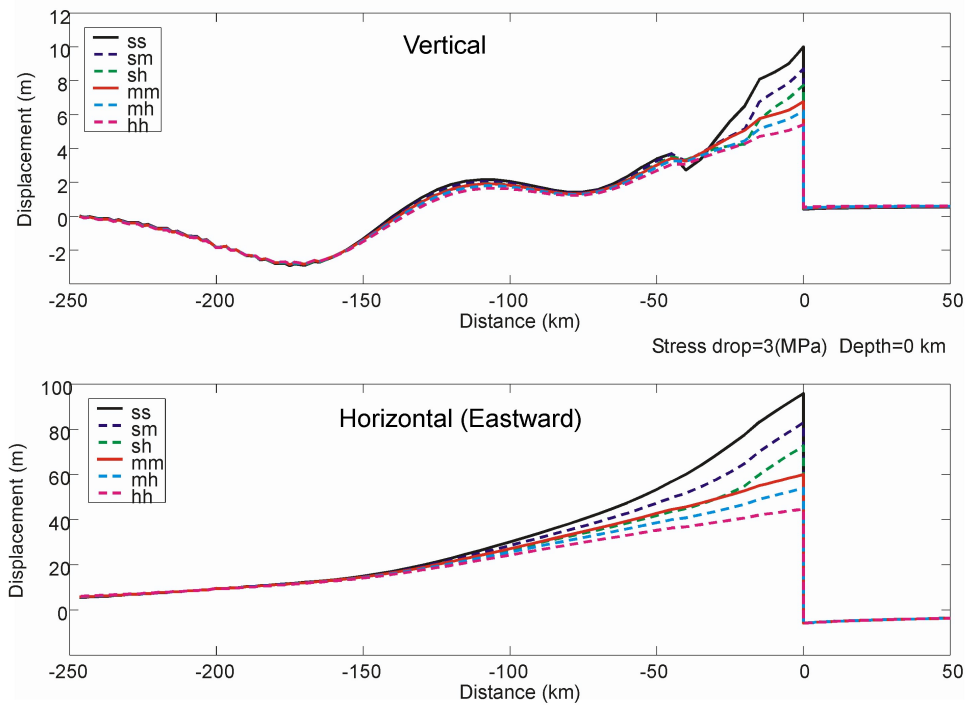


図2 媒質の不均質の効果 .

応力降下量は f1 ~ f8 まで一様に 3MPa .ポアソン比 0.25 とし , P 波速度 3,4.5,6km/s に対応する s(oft),m(iddle),h(ard) の 3 通りの弾性定数を設定し , これらの組み合わせにより , 6 通りのモデル (hh, hm, mm, sh, sm, ss (L1 の定数 ; L2 の定数)) に対して計算を行った .

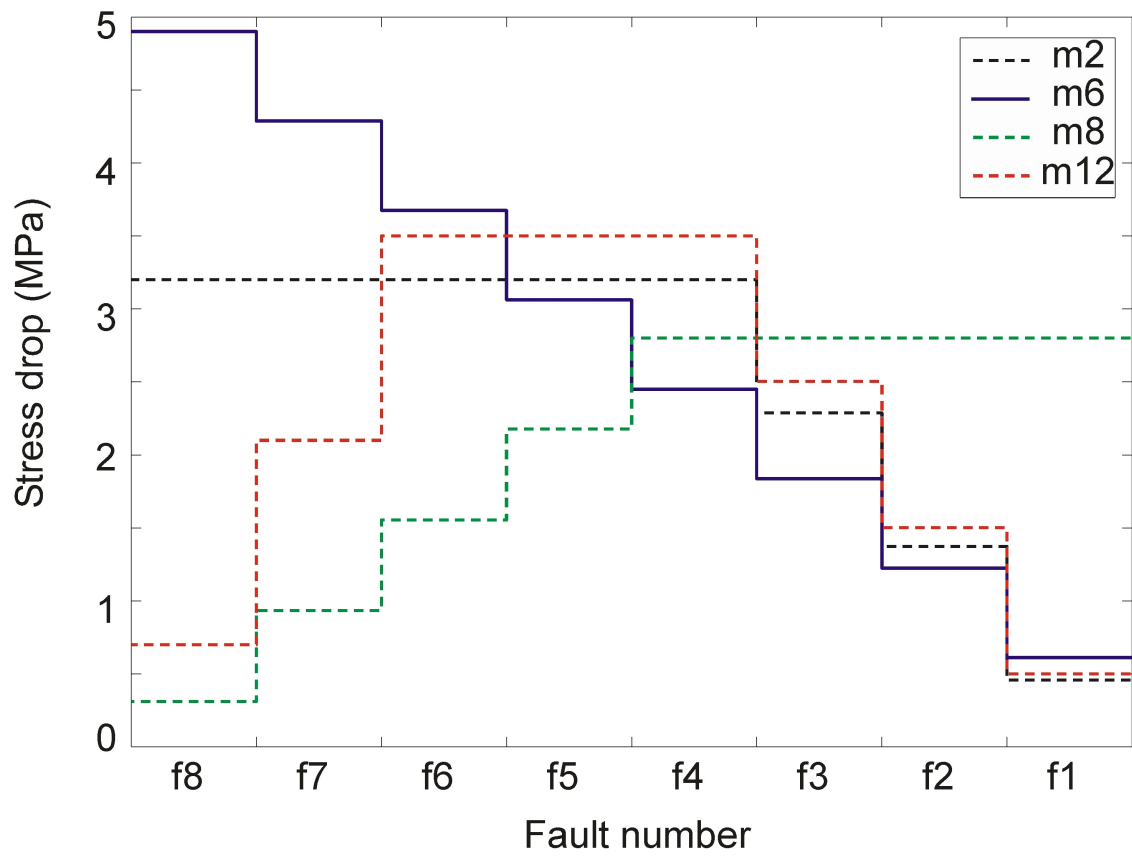


図3 仮定した応力降下量分布 .

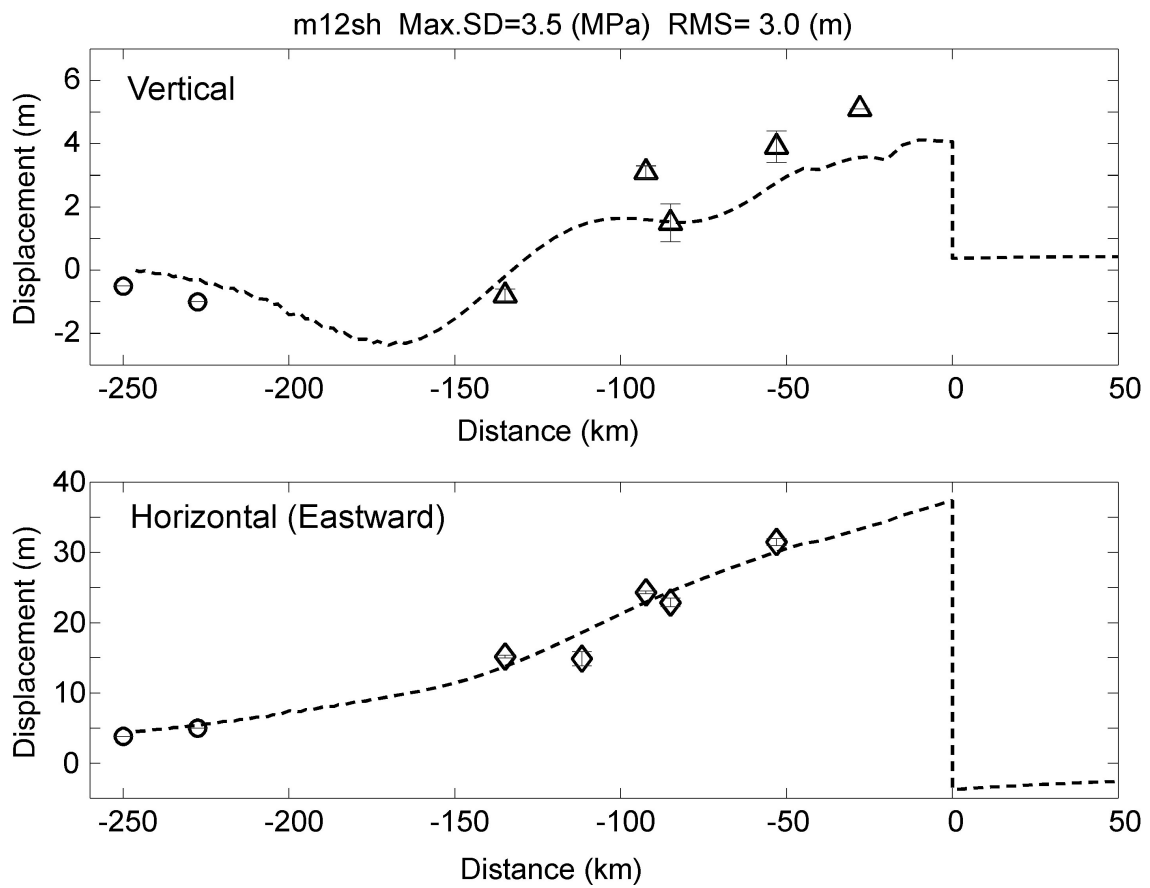


図4 海底面および地表面の変位の計算結果。

上側：上下変動，下側：東向きの変位．三角およびダイヤモンドが海底地殻変動の観測データ (Sato et al., 2011, Osada et al., , Iinuma et al., 2011)，丸印は，国土地理院 (2011) による GNSS の地震時変動をコンター表示したものから代表的な値を読み取ったもの．L1 を s ，L2 を h としたときのモデル m12 の計算結果を示す．