３．１．２　プレート構造・変形過程と地震発生過程の解明

３．１．２．１　構造探査とモデリングに基づくプレート構造・変形過程と地震発生過程の解明

（1）業務の内容

（a）業務の目的

地下構造探査・変動地形調査と、現実的なレオロジーモデルに基づく粘弾性数値モデル化によって、プレート構造・長期間から短期間での変形過程と地震発生過程を解明する。

（b）平成 27 年度業務目的

首都圏の断層モデルの高度化のため、富士山東麓部の伏在断層を対象に反射法地震探査などの変動地形・地球物理学的な調査を実施する。地殻変動解析等より得られた現実的な粘性構造を三次元有限要素モデルに取り込み、クーロン応力変化計算手法の高度化を図る。（１）a 、c と連携して計算したクーロン応力変化と首都圏域の地震活動の関係を解明する。

（c）担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学　地震研究所	教授	佐藤比呂志	satow@eri.u-tokyo.ac.jp
東京大学　地震研究所	教授	岩崎貴哉	
東京大学　地震研究所	助教	石山達也	
東京大学　地震研究所	助教	蔵下英司	
東京大学　地震研究所	特任研究員	橋間昭徳	

（2）平成 27 年度の成果

（a）業務の要約

1) 首都圏の断層モデルの高度化のため、富士山東麓部の伏在断層を対象に反射法地震探査などの変動地形・地球物理学的な調査を実施した。

2) 地殻変動解析等より得られた現実的な粘性構造を三次元有限要素モデルに取り込み、クーロン応力変化計算手法を高度化した。（１）a 、c と連携して計算したクーロン応力変化と首都圏域の地震活動の関係を解明した。

（b）業務の成果

1) 富士山東麓部の伏在断層の反射法地震探査

首都圏ではこれまでの調査によって深部構造探査の断面が得られつつある。一方、過去に富士山北東麓で実施された深部構造探査では、御殿場市街地に西傾斜の分岐スラストが伏在することがわかった（佐藤ほか、2011[1)]）。また、小山町および御殿場市で実施した浅層反射法地震探査では、同様な西傾斜のスラストが第四系を変形させていることが指摘された（石山ほか, 2011[2)]）。しかし、その分布については不明である。そこで、富士山東麓部の伏在逆断層の分布を明らかにする目的で、御殿場地域において、独立型収録機器の長大

固定展開と中型バイブレーター型震源を用いた高精度反射法地震探査を実施した。

本探査測線は、静岡県御殿場市原里から同市滝ヶ原に至る約 6 km の区間である（図 1、P.60）。本観測は 2016 年 2 月 14 日から同月 23 日の 10 日間に実施した。主な観測パラメーターを表 1（P.59）に示す。富士山東麓部には、北東方向に延びるブーゲー重力異常の急変帯が存在し、断層の存在が推定されている（駒沢, 1987[3]）。そこで、ブーゲー重力異常の急勾配部分を横断する高分解能反射法地震探査の測線を設定した。今回の観測では、伏在断層の活動性を議論するために、地下 1.5 km 以浅の地下構造を明らかにするべく、受振・発震点間隔 10 m を採用するとともに、震源として、比較的コンパクトでありながら高エネルギーの震動を発生させることができ、ノイズレベルの高い都市部の発震作業に適した中型バイブレーター震源を 1 台使用し、標準 10 m 間隔の発震点を 592 点確保した（図 2、P.61）。展開については、ポータブルで都市部の機器展開に適した、独立型地震波収録機器（OYO Geospace 製 GSR）を 600 点に固定展開し、観測を実施した（図 3、P.61）。また、精度の良い速度構造の推定と深部反射の観測を主な目的として、低重合反射法探査及び屈折法地震探査を実施した。主な調査仕様を表 1（P.59）に示す。

図 4～6（P.62～P.64）に典型的な浅層高分解能反射法の発震記録を示す。測線東端部、御殿場市街地での発震記録（図 4、P.62）では、S/N 比が低いものの、オフセット距離 1 km 程度まで屈折初動とともに複数の反射波が往復走時 0.7 秒程度まで確認できる。測線中央部での発震記録（図 5、P.63）では、往復走時 1 秒付近まで反射波を確認できる。図 6（P.64）は測線西端部における発震記録である。ここではノイズレベルが非常に低いものの、明瞭な反射波は確認できず、また屈折初動の伝播速度も速くなっており、測線東端部における発震記録と対照的である。

これらの観測記録を用いて、Super X-C（（株）地球科学総合研究所製）を使用した共通反射点重合法に基づく標準的な反射法データ処理フローによる初期的なデータ解析を行った。主な解析パラメーターは以下の通りである：AGC：100ms; Deconvolution gate length 3000ms, operator length 200ms, 予測距離 8msec; Bandpass filter: 4/8-80/100 Hz; F-X FD Migration, 80%

以上の処理ステップを逐次経ることによって、重合後時間マイグレーション記録を用いて深度変換を実施した結果を、図 7（P.65）に示した。深度断面図をみると、測線東半部では深さ CMP500 から 600 付近より東側でほぼ水平な反射面が卓越し、深さ 1 km 程度まで分布するのに対し、これより西側では不明瞭となっており、両者の間に構造的な不連続が存在することが想定される。今後、更に反射法解析を進め、変動地形や既存の反射断面を再検討し、御殿場地域における伏在断層の分布や第四紀後期における活動性を検討する。

2) 粘弾性有限要素法による 2011 年東北地方太平洋沖地震後の地殻変動モデリング

2011 年東北地方太平洋沖地震（以下東北沖地震と略称する）は、日本列島の地殻活動に大きな影響を及ぼした。広範な地域が 1 m 以上の大きな変形を受け（Nishimura et al., 2011[4]）、地震発生数が急激に増加した（Ishibe et al., 2011[5]；Toda and Stein, 2013[6]）。東北沖地震から 5 年を経て、今後の地震活動が特に首都圏下においてどのように変化していくのか、そこにはどのようなメカニズムが働いているのかを解明することが求められている。地震活動のメカニズムを理解するためには地下の応力状態を捉えることが必要であり、地表面に

おける地殻変動データはその重要な拘束条件となる。日本列島域には国土地理院により1200 以上の連続観測点からなる GPS 観測網（GEONET）が設置されている（Sagiya et al., 2000[7]）。また、海域においても様々な観測機関が GPS 音響測距結合方式による地殻変動観測を実施している（例えば Sato et al., 2011[8]）。これらの観測網により M9 東北沖地震による日本列島域の詳細な地殻応答データが得られている。これらのデータとモデル計算との比較により地下構造を推定し、地殻変動予測のモデルを構築して応力計算を行うことが可能となる。

巨大地震後の地殻活動のメカニズムとしては、震源域周辺での余効すべりとアセノスフェアの粘弾性的流動の 2 つが提案されている。多くの研究では粘弾性的な効果を無視して半無限弾性体の仮定のもとに余効すべりを求めているが、それでは余効すべりの効果を過大評価してしまう。本研究では両者のメカニズムを考慮したモデルを用いて、より現実的な応力計算を行う。すでに昨年度までに Purdue 大学の Freed 教授の協力により日本列島域のプレート境界形状を取り入れた有限要素モデルを構築し、粘性構造を仮定して東北沖地震後の応力の時間変化を求めることが可能となっている。図 8（P.66）にその有限要素モデルを示す。また、このモデルによって生成した変位応答関数を用いて地殻変動データからインバージョンによってプレート境界におけるすべり分布を求めることも可能である。

本年度は、有限要素法(FEM)を用いて地震後 3 年間の累積地殻変動データとの比較から粘性構造を求め、ついでインバージョンにより 3 年間の余効すべりの総量を求める。得られた粘性構造と余効すべりから首都圏域の伏在断層のクーロン応力を計算し、伏在断層における地震活動に対する余効すべりと粘性緩和の影響を調べた。

a) 東北沖地震による応力変化の計算手法と地殻変動データ

以下に地殻変動データと FEM を用いて東北沖地震後の応力変化を求める手順の概要を述べる。まず、地震時の地殻変動データからインバージョンにより東北沖地震の本震のすべり分布を求める。このすべり分布を初期条件として FEM モデルに入力し、粘性構造を仮定して地震後 3 年間の変動を計算する。様々な仮定の粘性構造の下で得られた変位を観測された地震後変動データと比較し、最もデータを説明しうる粘性構造を最適粘性構造モデルとして選ぶ。観測データとの残差は震源域周辺の余効すべりによるものだと考えてインバージョンを行い、余効すべり分布を得る。得られた本震すべりと余効すべり分布、最適粘性構造を全て FEM に入力し、応力の時間変化を計算する。

データとしては日本列島全域の地震時の地殻変動データと地震後 3 年間の累積変動データを用いる。地震時の地殻変動データについては、陸域の GPS データは Nishimura et al. (2011)[4]、海域のデータは Sato et al. (2011)[8]、Ito et al. (2011)[9]、Maeda et al. (2011)[10]、Kido et al. (2011)[11]、Hino et al. (2011)[12] のものを用いた。

地震後の陸域の変動データは、国土地理院が公表している日々の座標値（F3 解）を用いて以下のように求めた（Freed et al., 2017[13]）。福江観測局を固定局に取り相対変位を計算する。アンテナ交換等による座標値の跳びを補正し、年周成分と半年周成分を 2006 年から 2008 年のデータから推定して除去した。東北沖地震前の線形トレンドは 1998 年 1 月 1 日から 1998 年 12 月 31 日のデータから推定し除去した。結果 1998 年、2006-2008 年、2011 年 3 月 11 日以降にデータが存在する 766 点について地震後変動の時系列が得られた。

これらの時系列データから東北沖地震による地殻変動とは無関係な成分を取り除くために異なる緩和定数を持つ 3 つの指数関数によって近似した。この近似曲線により任意の時間について地震後の累積変位が得られる。海域の変動データは海上保安庁の 6 点のデータ（Watanabe et al., 2014[14]）及び東北大学の GJT3 観測点の水平変動データ（Sun et al., 2014[15]）を用いた。

図 9（P.67）に地震時と地震後 3 年間の変位場を示す。地震後の変動で特徴的なのは海溝寄りの観測点で西向きの変位場が見られることである。余効すべりは本震すべりと同様に逆断層運動で東向きの変位場を作り出すと考えられる。従って、もし地震後の変動がすべて余効すべりによって担われていると考えるのならば、この西向きの変位場が説明できない。このことは、地震後の変動において粘弾性緩和の効果が無視できないということを示している（Watanabe et al., 2014[14] ; Sun et al., 2014[15] ; Freed et al., 2017[13]）。

b) 粘性構造と地震後 3 年間余効すべり分布

はじめに東北沖地震の地震時地殻変動データからインバージョンにより東北沖地震の本震のすべり分布を求めた。インバージョンの詳細についてはすでに平成 25 年度の成果として報告し、Hashima et al. (2016) [16] にも述べられている。図 10（P.68）に示すように、得られたすべり分布は日本海溝沿いの北緯 38 度付近を中心として南北 400 km に及んでいる。最大すべりは 39 m となった。計算変位は観測変位をよく説明するものとなった。

ここで粘性構造を求める前に、地震後の変動が、既往研究でしばしば想定されているように、余効すべり（の弾性応答）のみによって説明することが可能であるかを Freed et al. (2017) [13] に従って議論する。この場合、地震後の変動を直接インバージョンして余効すべりを求め、得られた余効すべり分布から地震後の変動を計算することになる。得られた余効すべりは、太平洋岸直下の深さ 40 km 以深から深さ 80 km にいたる領域に大きなすべり域が見られる。この特徴は既往研究にも見られる（Ozawa et al., 2011[17] , 2012[18] ; Diao et al., 2014[19] ; Silverii et al., 2014[20] ; Yamagiwa et al., 2015[21]）が、深部の高温域で顕著なすべり欠損が蓄積されていたとは考えにくい。さらに重要なのは、本震の震源域で沈み込み運動とは逆方向のすべりが必要となることである。観測されている海溝近くでの西向きの変動は、このような非現実的なすべりを仮定しなければ説明できない。さらに、計算変位は観測変位を充分に再現できない。一般にインバージョンにおいては、観測データを説明するために、すべり領域を細かく分割してすべり分布に多くの自由度をもたせている。しかし、それでもなお観測変位が説明できないのは、モデル設定、すなわち粘弾性効果の無視に誤りがあることを示唆している。なお、計算変位は房総半島と東北地方の北部では比較的よく説明できており、この領域では余効すべりの効果が支配的であることを示している。

次に、得られた本震のすべり分布と有限要素モデルから粘性構造と余効すべりを求める。最適粘性構造と余効すべりの求め方は Freed et al. (2017) [13] に従う。

まず、粘性構造としては、一様構造から出発し、大陸プレート下と海洋プレート下の比、深さ依存性、cold nose と呼ばれる島弧直下の大陸側アセノスフェア先端部の効果、フィリピン海プレートの効果を逐次的に加えながら、観測変位を水平成分、鉛直成分を両方とも説明するような粘性率分布を試行錯誤的に求めた。その結果、ユーラシアプレート下の粘性率について、深さとともに徐々に低下し、深さ 150 km から 300 km に最も低くなる粘性

率分布を得た。このことは深さとともに高温になり、高温ほど低粘性となる岩石のレオロジー特性と調和的である。ただし、以上の効果を考慮しても海溝域における西向きの変位は再現できない。西向きの変位を説明するには、上記の粘性分布に加えて、さらに沈み込む太平洋プレートの下部に低粘性層を導入することが必要だということが明らかになった。

この低粘性層は、海側のアウターリッジから東北地方の太平洋岸付近まで分布する。低粘性層の厚さはこの研究からは制約できなかったが、薄ければ薄いほどより低い粘性率を設定する必要がある。観測された海底の西向き運動は、すべり領域の直下でこの低粘性層の粘性緩和が両プレートの相対運動を加速する方向に働くために、駆動されることと理解できる。これまで沈み込むプレート下部に低粘性率層があることは観測されてこなかったが、Buffett and Becker (2012)[22)] は、沈み込むプレートの屈曲によりリソスフェアの下部に大きな応力がかかり、パイエルスクリープ及び転位クリープにより岩石が塑性変形する可能性を示している。

以上で得られた粘性構造を用いて FEM により計算した地震後の変動を図 11（P.69）に示す。この結果は、粘性緩和による地殻変動は東北地方の中部における変位を説明することができるが、房総半島や東北地方北部ではまだ大きな残差が見られる。この残差は粘性率分布をどのように与えても説明することができず、余効すべりによって引き起こされるものと考えられる。

そこで、次に残差ベクトルをインバージョンすることにより余効すべり分布を求めた。得られたすべり分布を図 12（P.69）に示す。余効すべりは地震時すべりの南北、すなわち岩手沖と房総半島沖に分布する。この分布は本震のすべり分布と過去の地震のすべり領域との間に位置する。これらの地震すべり域は現在固着しており、これが余効すべりの広がりの限界となるものと考えられる。以上のように粘性緩和と余効すべりの効果をともに考慮した場合の計算変位は、観測変位の水平成分と鉛直成分を同時に説明するものとなる（Freed et al., 2017[13)]）。

c) 首都圏下の応力

前節で得られた粘性構造と余効すべりを用いて FEM により地震後の応力変化を計算することができる。ただし、本課題において応力計算に使用している有限要素モデルは、Freed et al. (2017)[13)] で粘性構造を得るために用いた有限要素モデルとは、基本構造においては対応しているものの完全には一致していない。特に彼らが得た太平洋プレート下部の低粘性層と cold nose は、時間的な制約から本課題の数値実験では取り込んでいない。一方、ユーラシアプレート下の粘性構造の特徴は取り入れることができるので、観測データに合わせた地殻変動の再現は現時点ではできないが、応力場の広域的な特徴や、余効すべりと粘性緩和の相対的な重要性を示すことは可能である。また、Freed et al. (2017)[13)] が得た余効すべりは 3 年間の累積量のみであり、応力場の時間変化を計算するには不十分である。そこで、本報告書においては、地震時の応力場、余効すべりによる応力場、粘性緩和による応力場を個別に計算し、それぞれの基本的な特徴を示すにとどめる。用いた粘性構造を図 13（P.70）に示す。

応力場は図 14～17（P.71～P.73）に示すように東北日本の広域的なパターンと関東地方周辺のものを表示する。東北日本の応力場は、深さ 15 km におけるミーゼズ応力を背景に

カラースケールで表示し、震源球を重ねて表示した。震源球は黒が伸張応力、白が圧縮応力の働く象限である。ミーゼズ応力は剪断応力の代表値の一つであり、以下の式によって表される。

$$\sigma_M = \sqrt{\frac{1}{2}[(\sigma_{11}-\sigma_{22})^2 + (\sigma_{22}-\sigma_{33})^2 + (\sigma_{33}-\sigma_{11})^2 + 6(\sigma_{12}^2+\sigma_{23}^2+\sigma_{31}^2)]}$$

一方、関東地方は深さ 15 km のミーゼズ応力場と、伏在断層とユーラシア–フィリピン海プレートのプレート境界面におけるクーロン応力を表示する。ミーゼズ応力のカラースケールは東北日本のミーゼズ応力のカラースケール表示から変えている。クーロン応力は、断層すべりの起こりやすさを評価する指標で、断層のあるすべり方向への剪断応力τ_sと法線応力σ_nによる強度の増加を重ね合わせて以下のように表される。

$$\Delta CFS = \tau_s + \mu\sigma_n$$

μは摩擦係数であり、ここでは Toda and Stein (2013) [6] に従ってμ=0.4 とした。クーロン応力は、伏在断層においては最大剪断応力方向、プレート境界面においてはプレート相対運動方向において計算した。

図 14（P.71）は地震時の応力場を示す。応力場を広域的に見ると（図 14 左、P.71）、震源球の配列に見られるとおり、伸張軸が震源域を中心とした放射状のパターンを示している。剪断応力は東北地方の中部で 1 MPa 以上の値を示し、関東、中部、北海道にかけて 0.1 MPa 以上の領域が広がっている。このような応力場の特徴は Yoshida et al. (2012) [23] によって得られた応力場の特徴と調和的である。関東地方の応力場は基本的に北東–南西伸張である（図 14 右、P.71）。関東地方の伏在断層におけるクーロン応力は 0.1 MPa 程度で、正断層運動に調和的な方向に働くことになる。これらの伏在断層が逆断層ならば、この応力場は断層活動を抑制するように働く。プレート境界面上の応力は非常に小さく 0.01 MPa 程度である。

図 15（P.71）は余効すべりによる応力場を示す。図 12（P.69）の余効すべりの分布から示唆されるとおり、広域的には 2 つの中心を持つ放射状の伸張パターンが見られる。余効すべりによる剪断応力は陸地では 0.5 MPa 程度である。関東地方の伏在断層のクーロン応力は 0.1 MPa 程度であるが、すべり方向は横ずれ運動に調和的である。これは房総沖のすべり分布が強く影響しているためである。プレート境界面上の応力は一部で 0.1 MPa 程度となり、本震よりも近くで起きている余効すべりの影響をより強く受けている。

図 16（P.72）に 3 年後、10 年後の粘性緩和の影響を示した。粘性緩和による応力パターンは基本的に地震時の応力場と似ており、広域的には震源域に向かう放射状、関東地方では北東–南西の伸張パターンを示す。伏在断層上のクーロン応力も地震時と同じく正断層運動を促進する応力場を示している。応力の値は 3 年後には 0.1 MPa 前後で、地震時と同程度であるが、10 年後は 0.2 から 0.4 MPa となり、プレート境界面においても 0.1 MPa 程度となる。このことは、長期的には粘性緩和の影響が支配的になる可能性を示唆している。

最後に粘性構造の影響を示すために、一様粘性構造を仮定して得られた応力場を図 17（P.73）に示す。粘性率は 2×10^{18} Pa s とした。一様粘性構造の場合、応力のパターンは構造を考慮した場合とほぼ同じであるが、応力伝播の速度が異なる。また、海洋プレートへのプレート境界をまたいだ応力伝播の様子も異なり、図 17 右（P.73）では大陸側、海洋側

の応力はほぼ同じである。これは大陸–海洋の粘性率比が取り入れられていないためである。特に首都圏下の地震活動に関してはフィリピン海プレートの影響を受けるため、現実的な粘性構造を考慮することの重要性を示しているといえよう。

（c）結論ならびに今後の課題

1) 富士山北東麓部を横切る反射法地震探査を実施するとともに、反射法解析を行い、地下構造のイメージングを行った。その結果、測線東半部で深さ 1 km 程度までほぼ水平な反射面が分布するのに対し、これより西側では不明瞭となることが明らかになった。今後、地下浅部の第四系に変形構造があるかどうかを確認するために、反射法の解析を進めるとともに、変動地形や既存の反射断面を再検討し、当地域における伏在断層の分布や第四紀後期における活動性を検討する。
2) FEM を用いて地震後 3 年間の累積地殻変動データから日本列島域の現実的な粘性構造を求め、ついでインバージョンにより 3 年間の余効すべり量を求めた。得られた粘性構造と余効すべりから首都圏域の伏在断層のクーロン応力を計算し、伏在断層における地震活動に対する余効すべりと粘性緩和の影響を調べた。その結果、首都圏域の地震活動に対する粘性緩和の影響の重要性が明らかになった。今後、FEM モデルを改善するとともに、余効すべりの時間変化を求めて、首都圏下の応力場の時間変化を求める必要がある。その上で応力計算の結果を地震活動と比較し、首都圏下の地震活動のメカニズムを解明する。

（d）引用文献

1) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・石山達也・蔵下英司： 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測 a.制御震源地震探査による地殻構造の解明, 神縄・ 国府津-松田断層帯における重点的な調査観測 平成 21~23 年度成果報告書,文部科学省研究 開発局・東京大学地震研究所,3.1.a.,5-77, 2012.
2) 石山達也・佐藤比呂志・東郷正美・今泉俊文・加藤直子： 神縄・国府津-松田断層帯の変動地形, 日本地震学会 2012 年秋季大会, D21-06, 2012.
3) 駒沢正夫： 関東・丹沢地域の重力構造, 構造地質, 32, 59-68, 1987.
4) Nishimura, T., Munekane, H., Yarai, H.: The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET, Earth Planets Space, Vol.63, pp.631-636, 2011.
5) Ishibe, T., Shimazaki, K., Satake, K., Tsuruoka, H.: Change in seismicity beneath the Tokyo metropolitan area due to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, Vol.63, pp.731-735, 2011.
6) Toda, S., Lin, J., Stein, R.S.: Using the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure, Earth Planets Space, Vol.63, pp.725-730, 2011.
7) Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T.: Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, Pure Appl. Geophys., Vol.157, pp.2303-2322, 2000.
8) Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., Asada, A.: Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, Science, Vol.332,

pp.1395, 2011.
9) Ito, Y., Tsuji, T., Osada, Y., Kido, M., Inazu, D., Hayashi, Y., Tsushima, H., Hino, R., Fujimoto, H.: Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Geophys. Res. Lett., Vol.38, pp.L00G05, doi:10.1029/2011GL048355, 2011.
10) Maeda, T., Furumura, T., Sakai, S., Shinohara, S.: Significant tsunami observed at ocean-bottom pressure gauges during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, Vol.63, pp.803-808, 2011.
11) Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Hino, R., Ito, Y.: Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Geophys. Res. Lett., Vol.38, pp.L24303, doi:10.1029/2011GL050057, 2011.
12) Hino, R., Ito, Y., Suzuki, K., Suzuki, S., Inazu, D., Iinuma, T., Ohta, Y., Fujimoto, H., Shinohara, M., Kaneda, Y.: Foreshocks and mainshock of the 2011 Tohoku Earthquake observed by ocean bottom seismic/geodetic monitoring, 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 5-9 Dec., Vol., pp.Abstract U51B-0008, 2011.
13) Freed, A.M., Hashima, A., Becker, T.W., Okaya, D.A., Sato, H., Hatanaka, Y.: Resolving Depth-Dependent Subduction Zone Viscosity and Afterslip From Postseismic Displacements Following the 2011 Tohoku-oki, Japan Earthquake, Earth Planet. Sci. Lett., Vol.459, pp.279-290, 2017..
14) Watanabe, S., Sato, M., Fujita, M., Ishikawa, T., Yokota, Y., Ujihara, N., Asada, A.: Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation, Geophys. Res. Lett., Vol.41, pp.5789–5796, doi:10.1002/ 2014GL061134, 2014.
15) Sun, T., Wang, K., Iinuma, T., Hino, R., He, J., Fujimoto, H., Kido, M., Osada, Y., Miura, S., Ohta, Y., Hu, Y.: Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake, Nature, Vol.514, pp.84-87, 2014.
16) Hashima, A., Becker, T.W., Freed, A.M., Sato, H., Okaya, D.A.: Coseismic deformation due to the 2011 Tohoku earthquake: influence of 3-D elastic structure around Japan, Earth Planets Space, Vol.68, 159, 2016.
17) Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., Imakiire, T.: Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, Nature, Vol.475, pp.373-376, 2011.
18) Ozawa, S., Nishimura, T., Munekane, H., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., Imakiire, T.: Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, J. Geophys. Res., Vol.117, pp.B07404, doi:10.1029/2011JB009120, 2012.
19) Diao, F.Q., Xiong, X., Wang, R., Zheng, Y., Walter, T.R., Weng, H., Li, J.: Overlapping post-seismic deformation processes: afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Mw 9.0 Tohoku (Japan) earthquake, Geophys. J. Int., Vol.196, pp.218-229. doi:10.1093/gji/ggt376, 2014.
20) Silverii, F., Cheloni, D., D'Agostino, N., Selvaggi, G., Boschi, E.: Post-seismic slip of the 2011 Tohoku-Oki earthquake from GPS observations: implications for depth-dependent properties of

subduction megathrusts, Geophys. J. Int., Vol.198, pp.580-596, 2014.
21) Yamagiwa, S., Miyazaki, S., Hirahara, K., Fukahata, Y.: Afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw9.0) inferred from inland GPS and seafloor GPS/Acoustic data, Geophys. Res. Lett., Vol.42, pp.66-73, 2015.
22) Buffett, B.A., Becker, T.W.: Bending stress and dissipation in subducted lithosphere, J. Geophys. Res., Vol.117, pp.B05413, doi:10.1029/2012JB009205, 2012.
23) Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y., Asano, Y.: Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan, Geophys. Res. Lett., Vol.39, pp.L03302, doi:10.1029/2011GL049729, 2012.

（e）学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果（発表題目、口頭・ポスター発表の別）	発表者氏名	発表場所（学会等名）	発表時期	国際・国内の別
Simulation of tectonic evolution of the Kanto basin of Japan since 1 Ma due to subduction of the Pacific and Philippine sea plates and collision of the Izu-Bonin arc（ポスター）	Hashima, A., T. Sato, H. Sato, K. Asao, H. Furuya, S. Yamamoto, K. Kameo, T. Miyauchi, T. Ito, N. Tsumura, and H. Kaneda	EGU, 2015 (Vienna, Austria)	平成 27 年 4 月 17 日	国際
東北日本下の地震波速度異常領域による 2011 年東北沖地震の地殻変動への影響（ポスター）	橋間昭徳・T.W. Becker・A.M. Freed, 佐藤比呂志・D.A. Okaya・水藤尚・ 矢来博司・松原誠・武田哲也・石山達也・岩崎貴哉	日本地球惑星科学連合 2015 年大会(幕張メッセ)	平成 27 年 5 月 27 日	国内
Modeling the geological and geodetic deformation in the Northeast Japan arc with earthquake cycle model（口頭）	Hashima, A. and T. Sato	IUGG, 2015 (Prague, Czech)	平成 27 年 6 月 29 日	国際
Influence of 3-D elastic heterogeneity on coseismic deformation due to the 2011 Tohoku earthquake（口頭）	Hashima, A., T.W. Becker, A.M. Freed, H. Sato, D.A. Okaya, H. Suito, H. Yarai, M. Matsubara, T. Takeda,	ILP Sedimentary Basin, 2015 (Tokyo)	平成 27 年 10 月 5 日	国際

	T. Ishiyama, and T. Iwasaki			
2011 年東北沖地震による地殻変動に対する日本列島域の弾性構造の近地効果と遠地効果（ポスター）	橋間昭徳・T.W. Becker・A.M. Freed・佐藤比呂志・D. Okaya・水藤尚・矢来博司・松原誠・武田哲也・石山達也・岩崎貴哉	日本地震学会 2015 年秋季大会 (神戸)	平成 27 年 10 月 28 日	国内
日本列島基本構造モデルの構築 - 地形及びプレート境界モデル - （ポスター）	岩崎貴哉・佐藤比呂志・篠原雅尚・石山達也・橋間昭徳	日本地震学会 2015 年秋季大会 (神戸)	平成 27 年 10 月 28 日	国内
Near-field and far field effects of elastic structure of Japan on the slip distribution of the 2011 Tohoku earthquake（ポスター）	Hashima, A., T.W. Becker, A.M. Freed, H. Sato, D.A. Okaya, H. Suito, H. Yarai, M. Matsubara, T. Takeda, T. Ishiyama, and T. Iwasaki	AGU Fall Meeting, 2015 (Moscone Center, San Francisco)	平成 27 年 12 月 15 日	国際
Fundamental structure model of island arcs and subducted plates in and around Japan（ポスター）	Iwasaki, T., H. Sato, M. Shinohara, T. Ishiyama, and A. Hashima	AGU Fall Meeting, 2015 (Moscone Center, San Francisco)	平成 27 年 12 月 16 日	国際

学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載論文（論文題目）	発表者氏名	発表場所（雑誌等名）	発表時期	国際・国内の別
High-resolution 3D seismic reflection imaging across active faults and its impact on seismic hazard estimation in the Tokyo metropolitan area	Ishiyama, T., H. Sato, S. Abe, S. Kawasaki, and N. Kato	Tectonophysics	平成 28 年 10 月 15 日	国際

マスコミ等における報道・掲載

なし

（f）特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1）特許出願

なし

2）ソフトウエア開発

なし

3）仕様・標準等の策定

なし

（3）平成 28 年度業務計画案

首都圏地震観測網（MeSO-net）で得られた自然地震の後続波を用いて、首都圏下のプレート境界面などのマッピングを行い、構造モデルを更新する。本プロジェクトで得られた資料を総括し、首都圏下の断層モデルを更新する。地殻変動解析や構成岩石モデル（b 2）等より得られた現実的な粘性構造を三次元有限要素モデルに取り込み、今後数十年間の断層面上でのクーロン応力変化を求める。

表 1　反射法および屈折法地震探査の観測パラメーター一覧

調査項目/測定諸元	反射法発震	屈折法発震
発震種別	高分解能バイブレータ発震	高エネルギーバイブレータ発震
測線長	6.0 km	6.0 km
調査測線位置概要	受振器展開は全区間。測線上に標準 10m 間隔で受振点及び発震点を設定	受振器展開は全区間。測線上に標準 10m 間隔で受振点、1km間隔で発震点を設定
発震系パラメータ		
震源	中型バイブレータ(EnviroVib)	中型バイブレータ(EnviroVib)
バイブレータ台数	1 台	1 台
標準発震点間隔	10 m	1000 m
発震区間	6.0 km(道路沿い)	6.0 km(道路沿い)
スイープ長	20 sec	20 sec
発震回数/発震点	5 回, 10 回	20, 30 回
スイープ周波数	8～80Hz	8～40Hz
総発震点数	592 点	7 点
受振系パラメータ		
受振点間隔	10m	
受振器種別	GS-One 10Hz	
受振器数/受振点	シングル	
展開パターン	固定展開	
展開長	6.0 km	
総受振点数	600 点	
記録系パラメータ		
独立型記録システム		
サンプルレート	2 msec	
チャンネル数	600 (固定)	
プリアンプゲイン	30dB	
記録長	連続観測(データ取得後に下記パラメータにて編集作業を実施)	
Diversity Edit パラメータ	W=23.0sec α=3.0	
相互相関	CAS	
編集後記録長	3 sec	

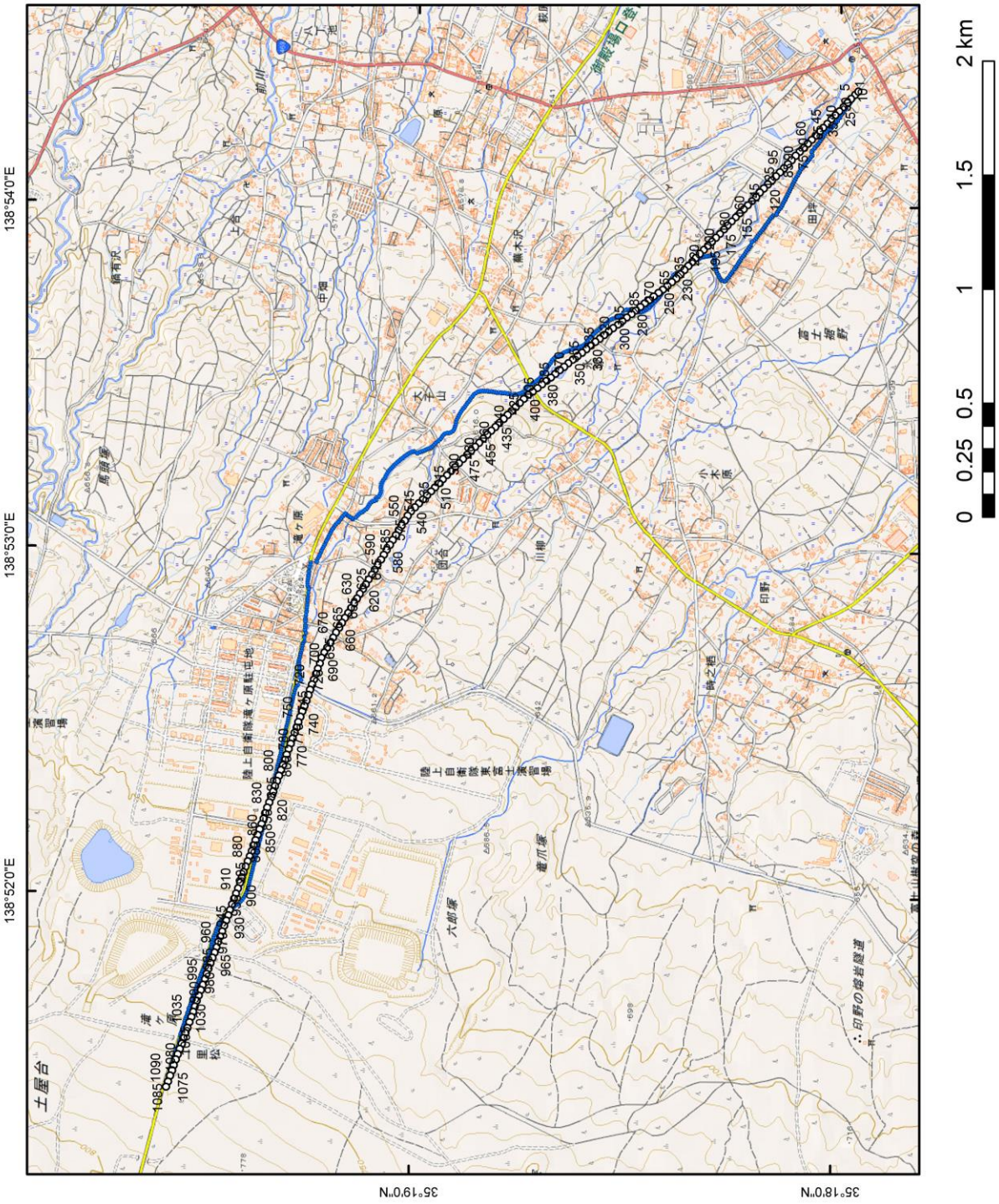

図 1 高分解能反射法地震探査の測線図。

図 2 中型バイブレーター震源による発震作業風景。

図 3 独立型収録機器（GSR-1）の設置の様子。

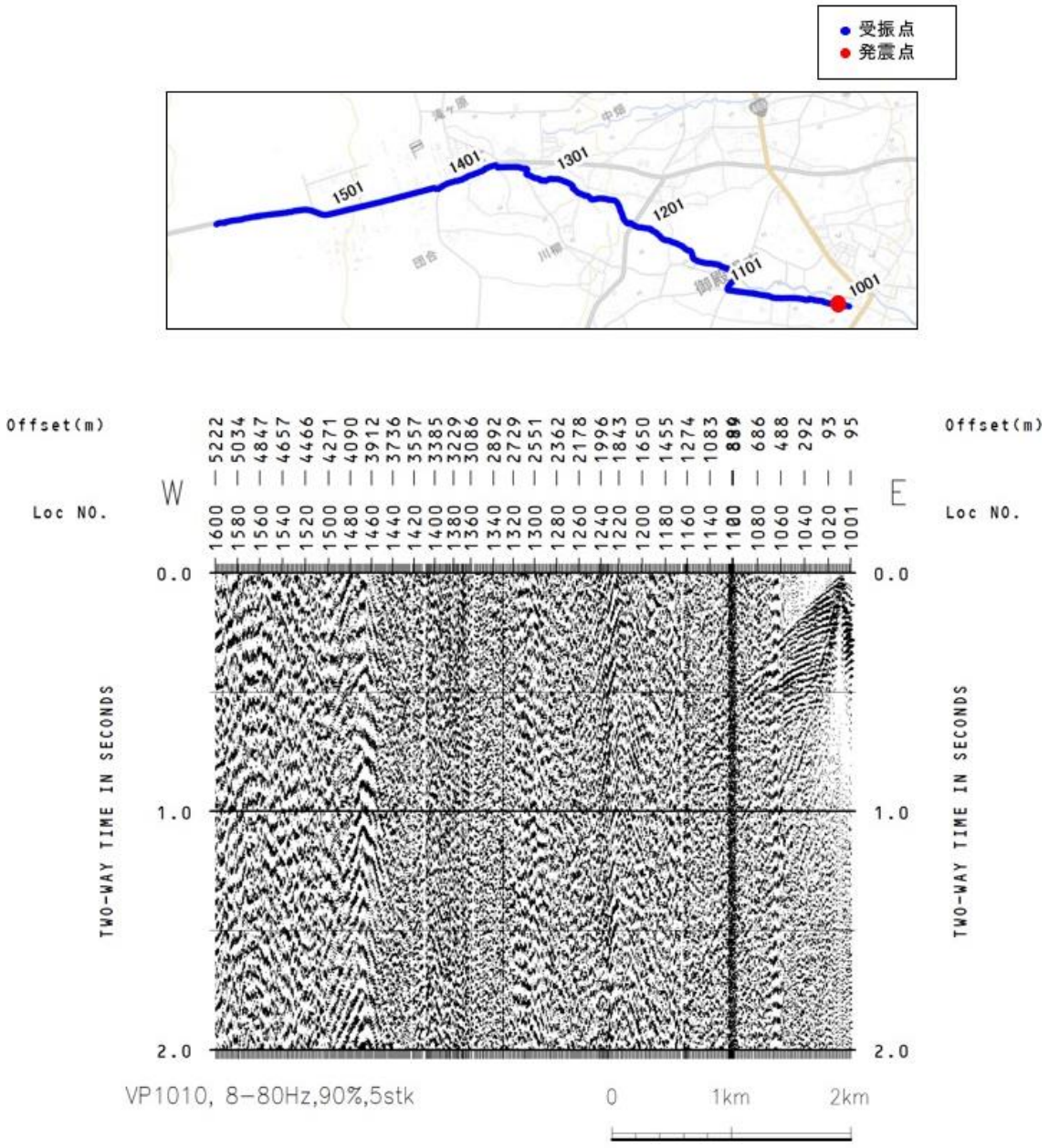

図 4 VP1010 における発震記録。

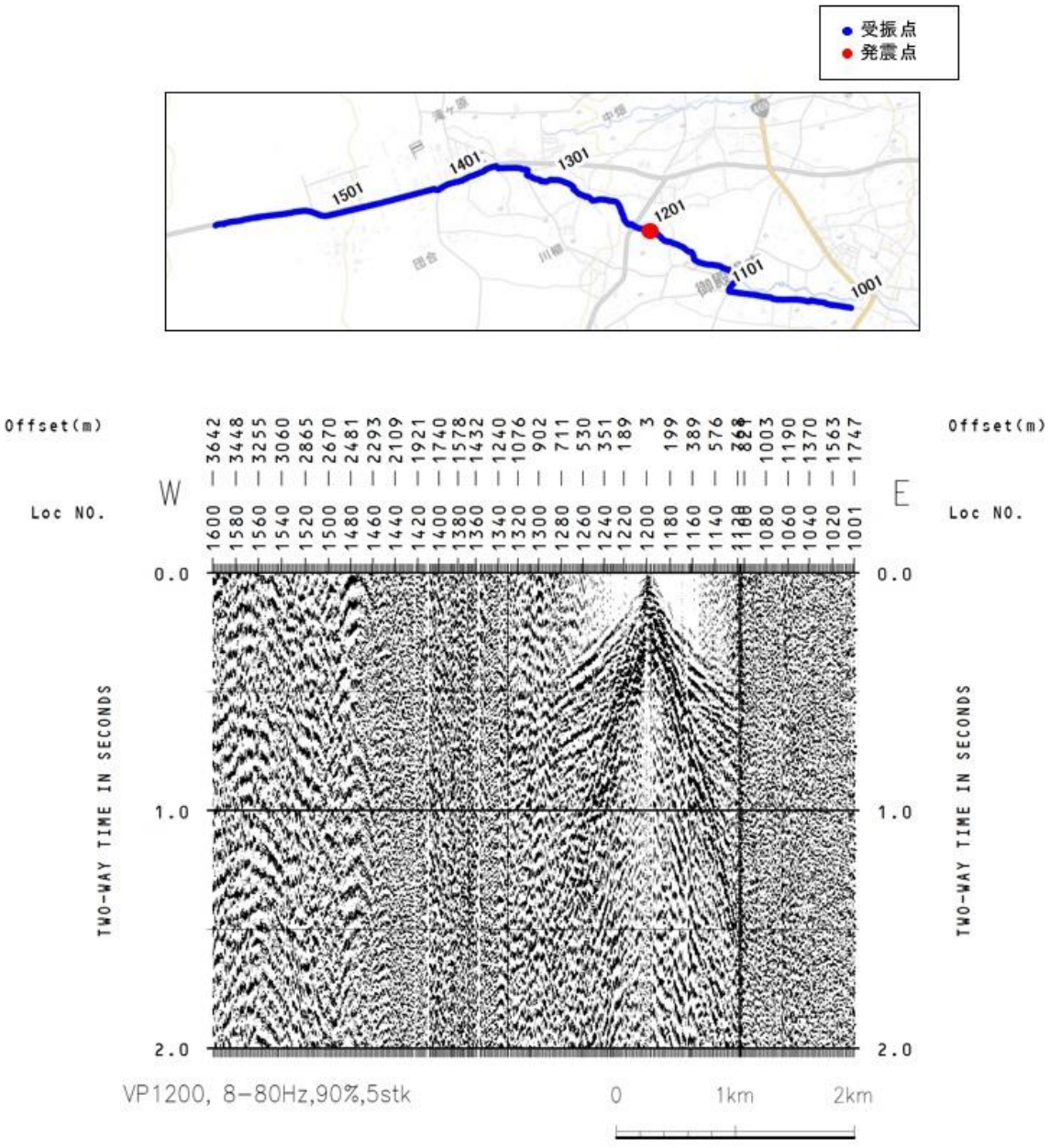

図 5 VP1200 における発震記録。

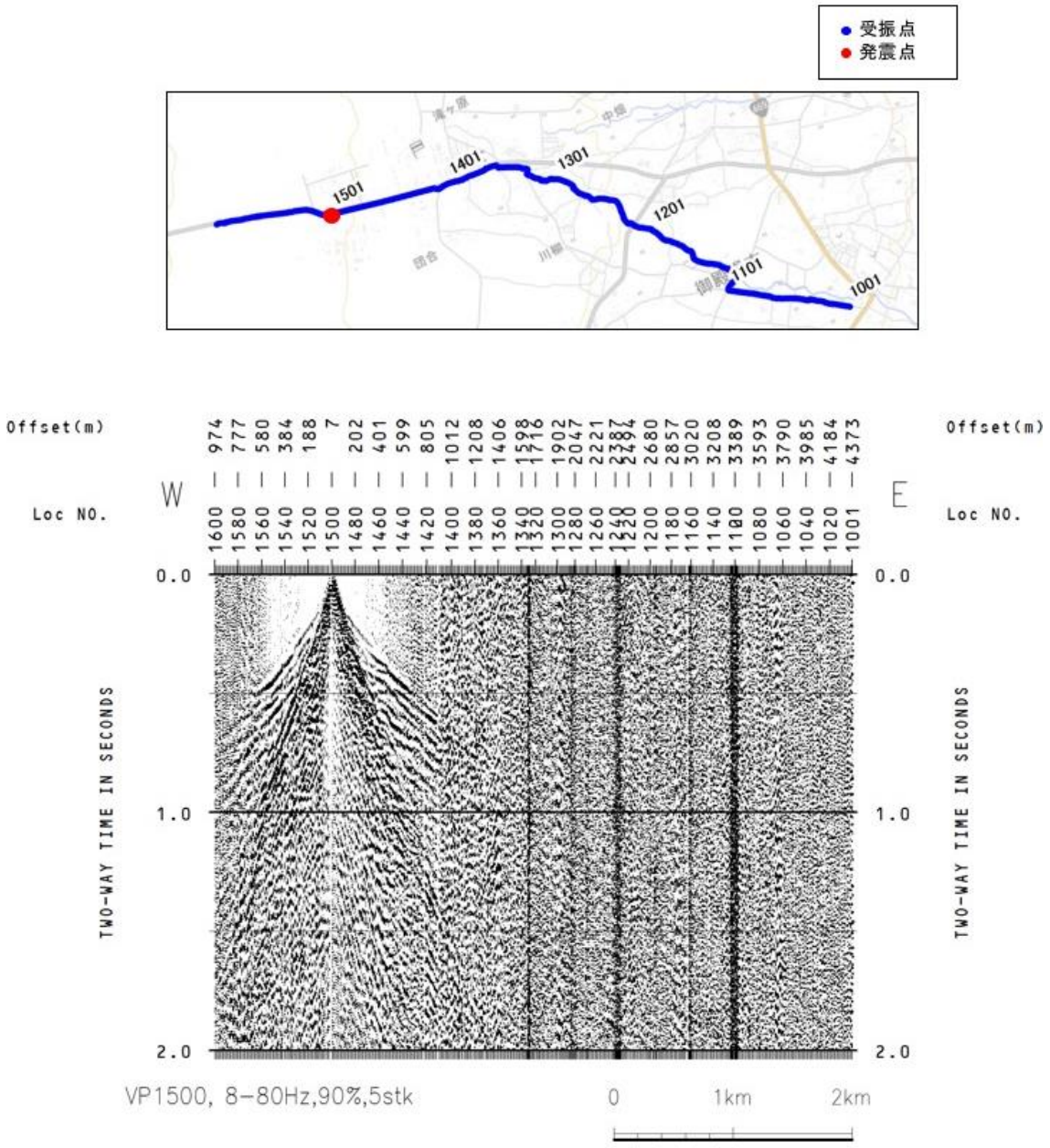

図 6 VP1500 における発震記録。

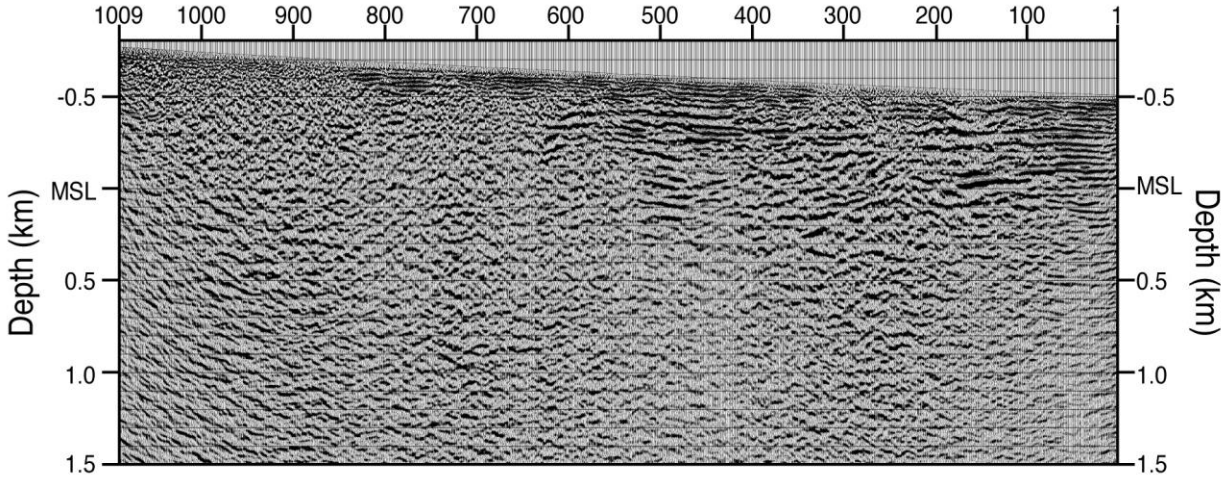

図 7 暫定的な深度断面図。

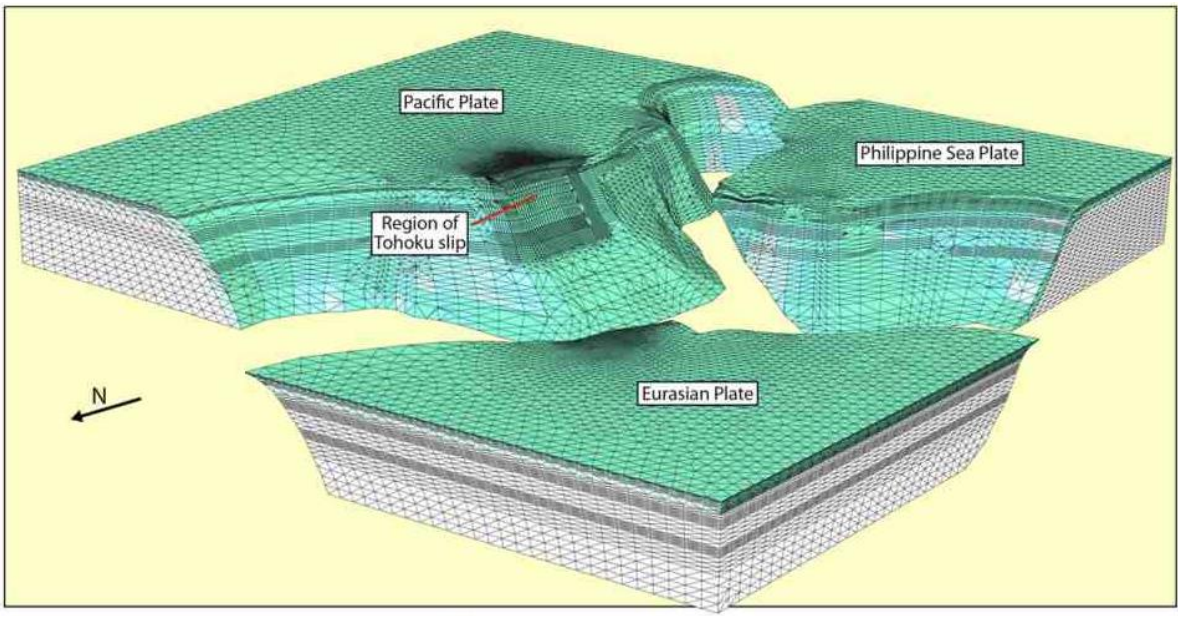

図 8 本研究で用いた有限要素モデル。北西上方から眺めた図。見やすくするために太平洋（左上）／フィリピン海（右上）／ユーラシア（下）プレート間のプレート境界で分離して表示。緑色の要素はリソスフェア、白の要素はアセノスフェア、マントルを示す。

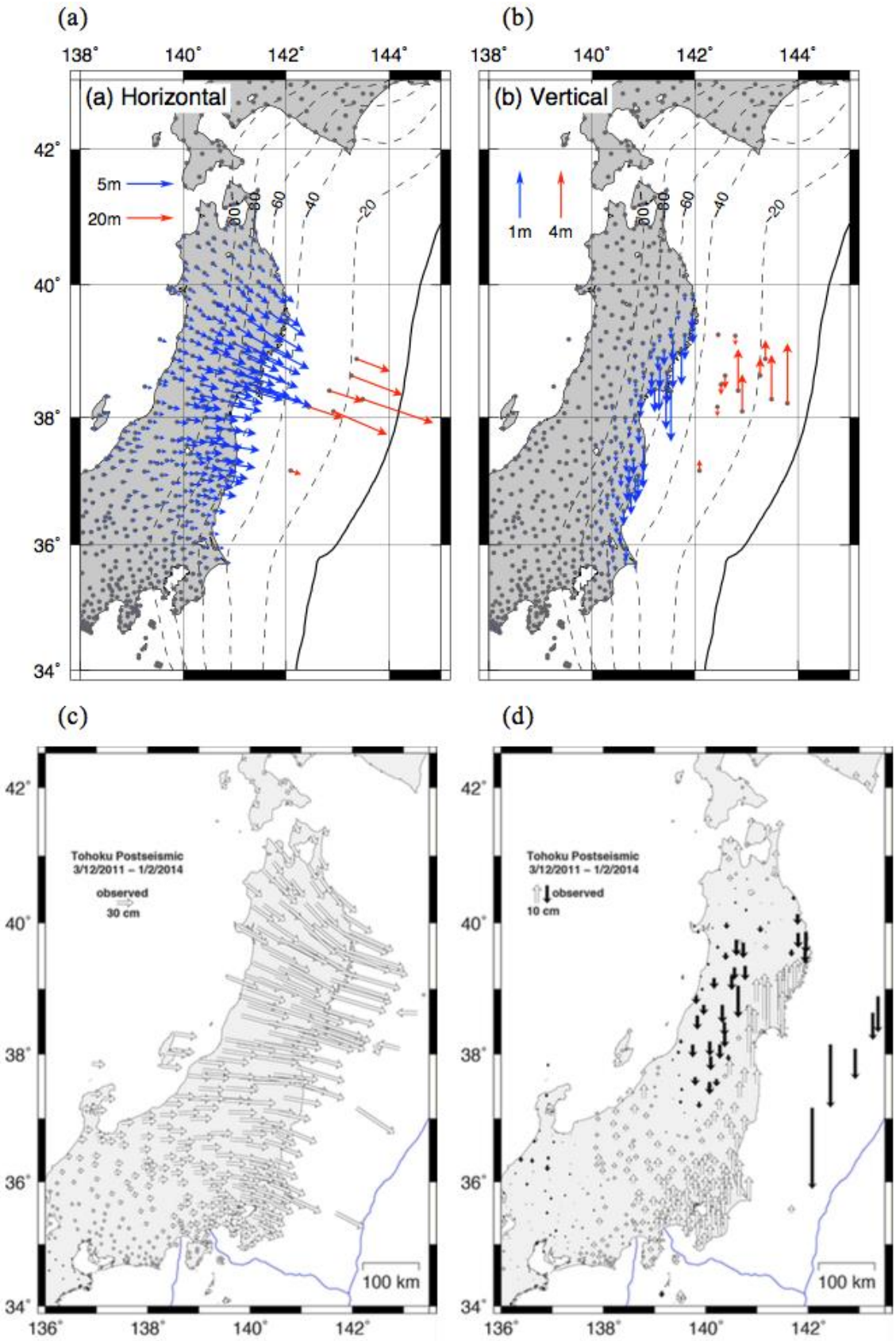

図 9 (a) 地震時の変位場の水平成分。(b) 地震時の変位場の鉛直成分。(c) 地震後 3 年間の変位場の水平成分。(d) 地震後 3 年間の変位場の鉛直成分。

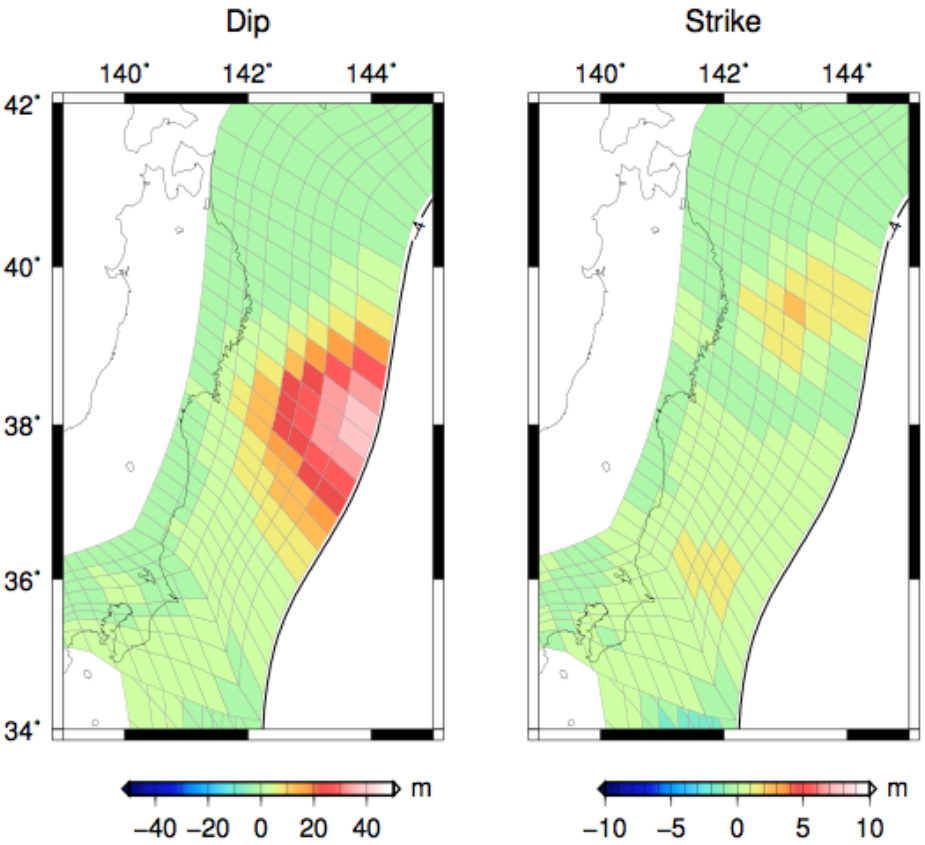

図 10 地震時すべり分布。左は傾斜成分、右は走向成分。

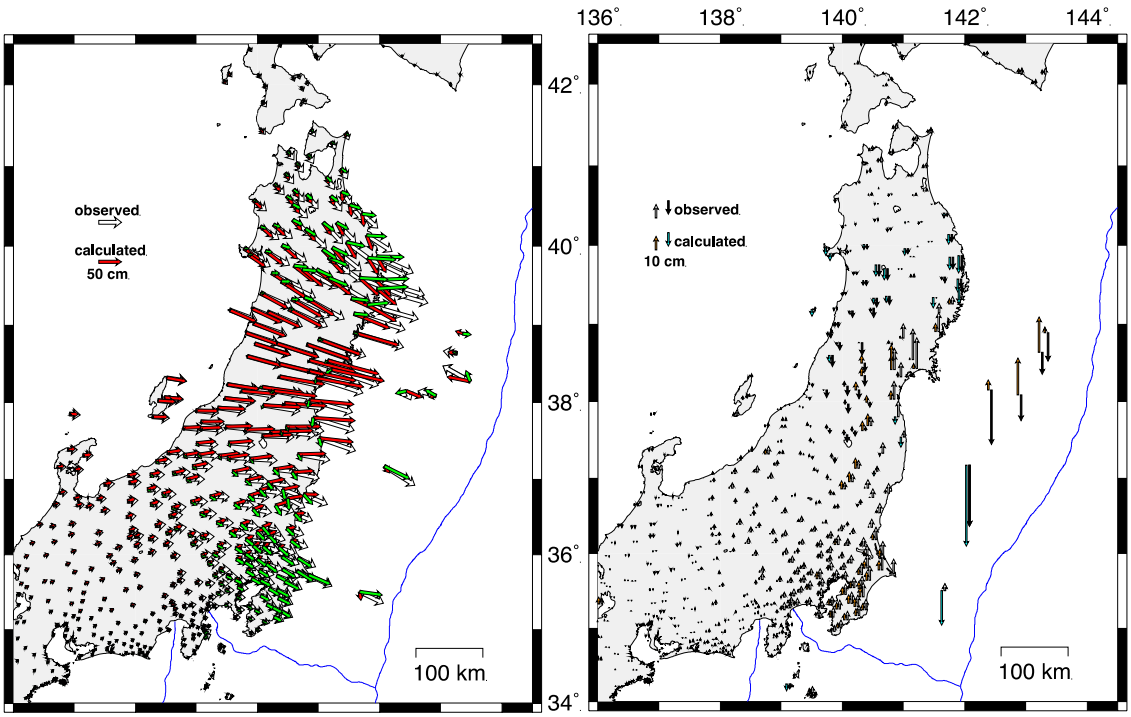

図 11 粘弾性緩和による余効変動。左は水平成分、右は鉛直成分。

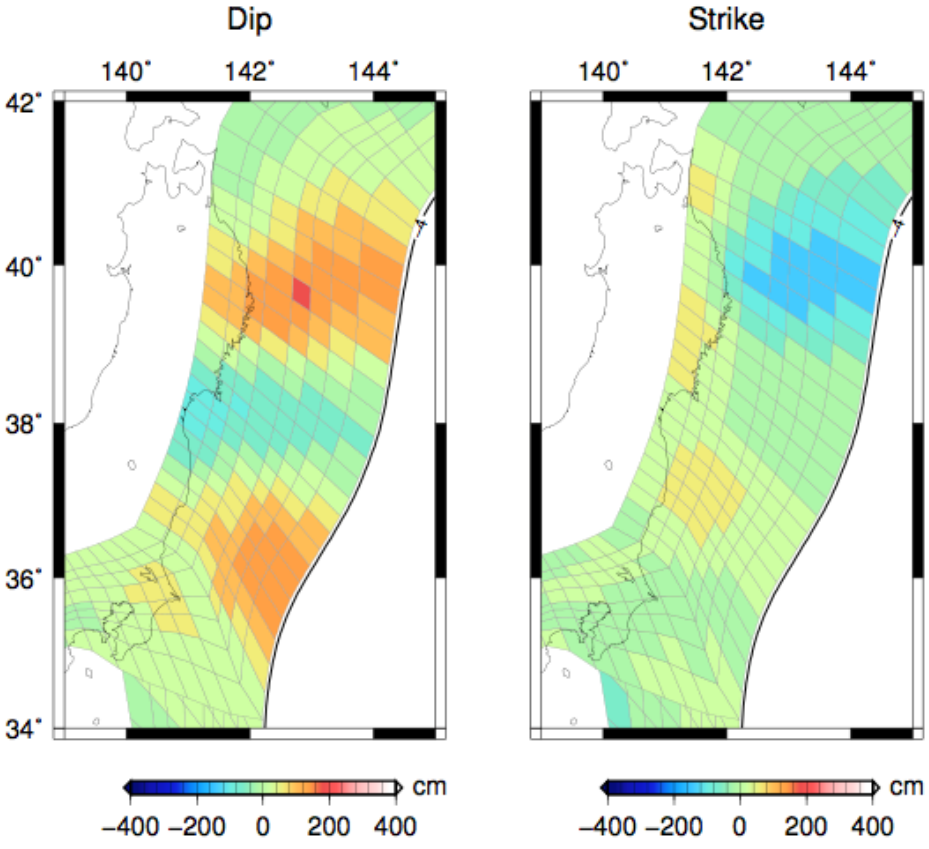

図 12 余効すべり分布。左は傾斜成分、右は走向成分。

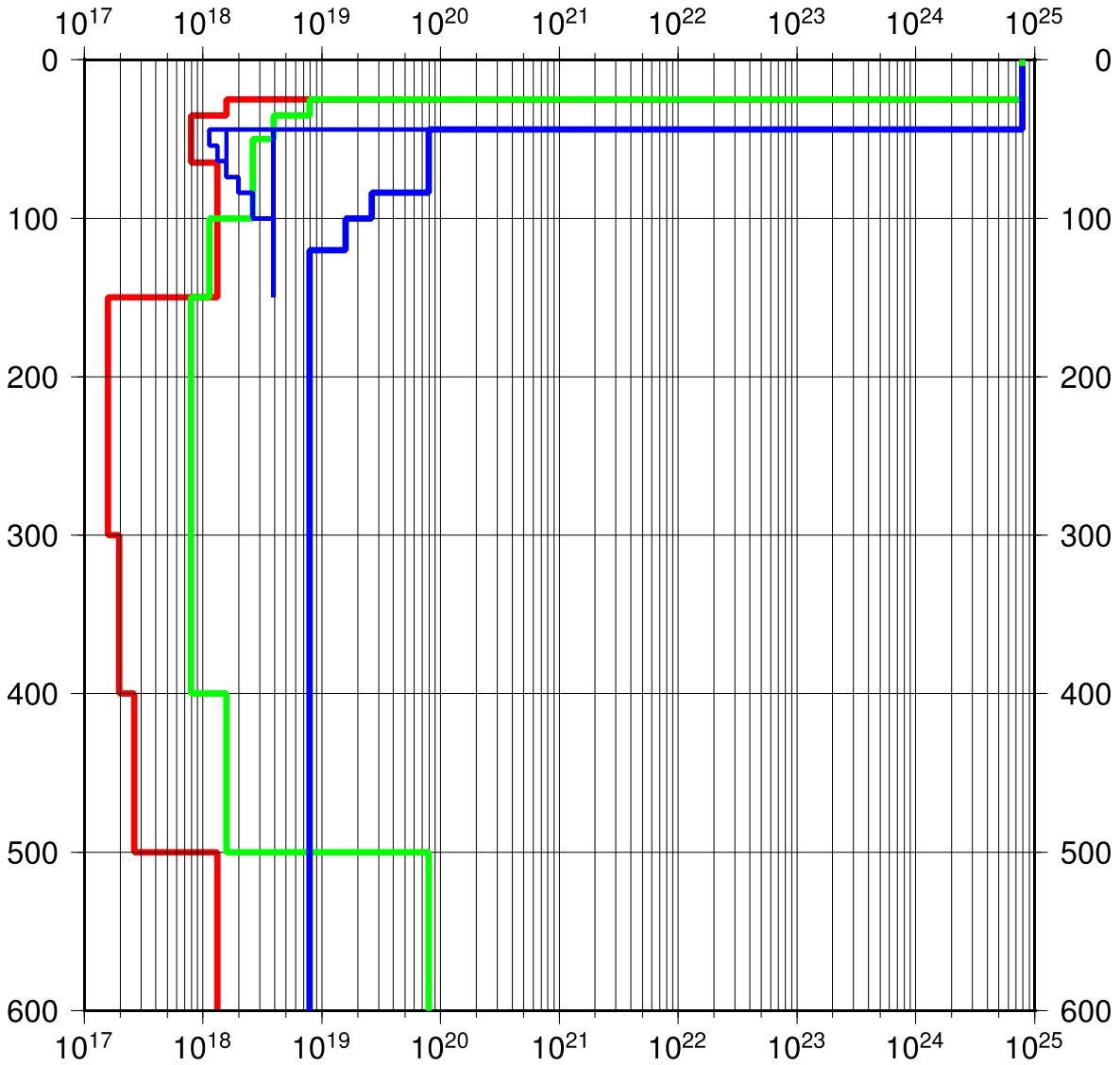

図 13 深さ方向（km）の粘性率分布（Pa s）。縦軸は深さ、横軸は粘性率を表す。それぞれ、赤線はユーラシアプレート、青線は太平洋プレート、緑線はフィリピン海プレート下の粘性率分布を表す。

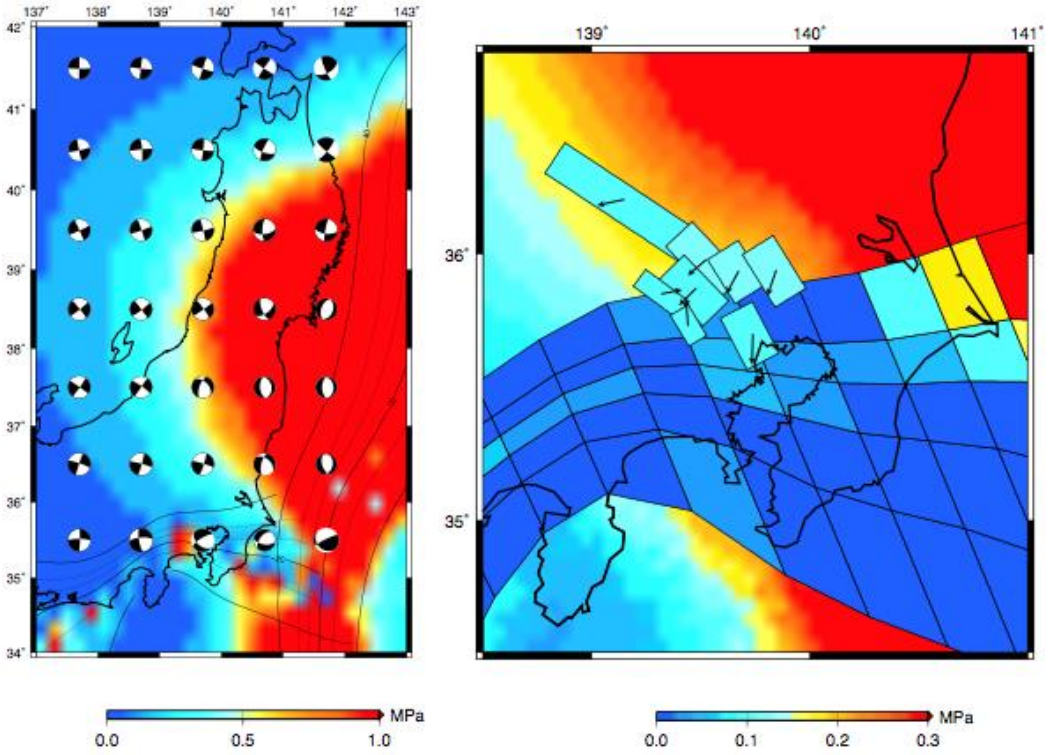

図 14 東北沖地震の地震時の応力場。左は東北日本、右は関東地方の応力場。カラースケールは、深さ 15 km におけるミーゼズ応力（MPa)、断層面、プレート境界面上のクーロン応力。カラースケールは左右の図で変えている。矢印は断層面の最大剪断応力方向。

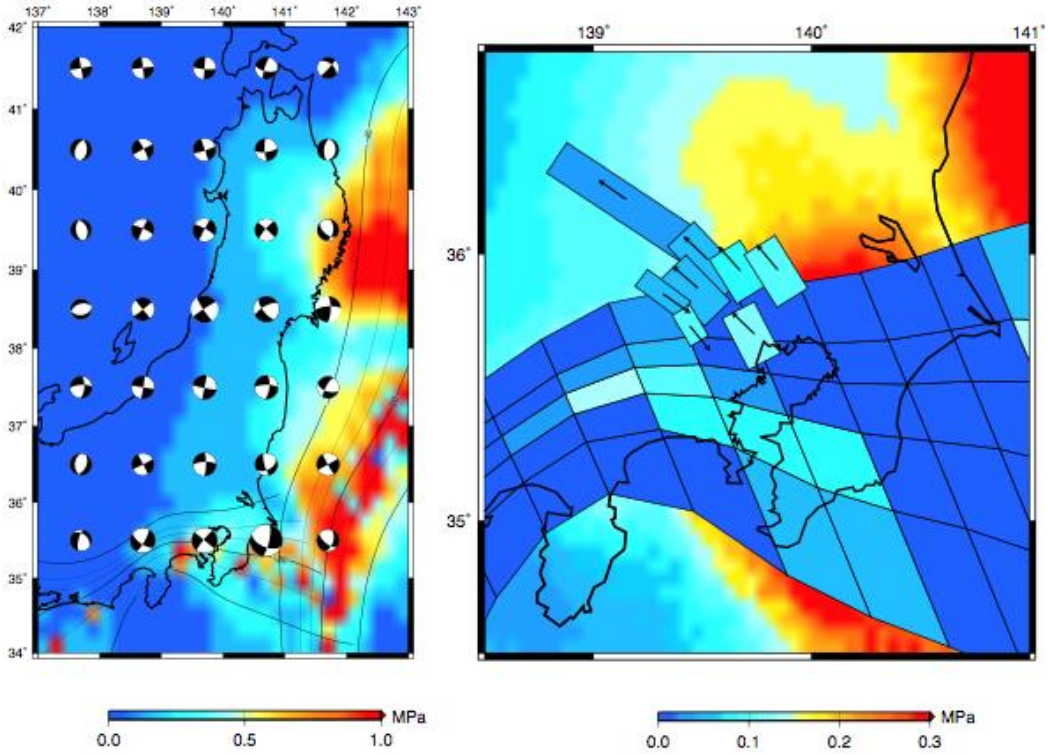

図 15 東北沖地震の余効すべりによる応力場。左は東北日本、右は関東地方の応力場。記号は図 14（P.71）と同じ。

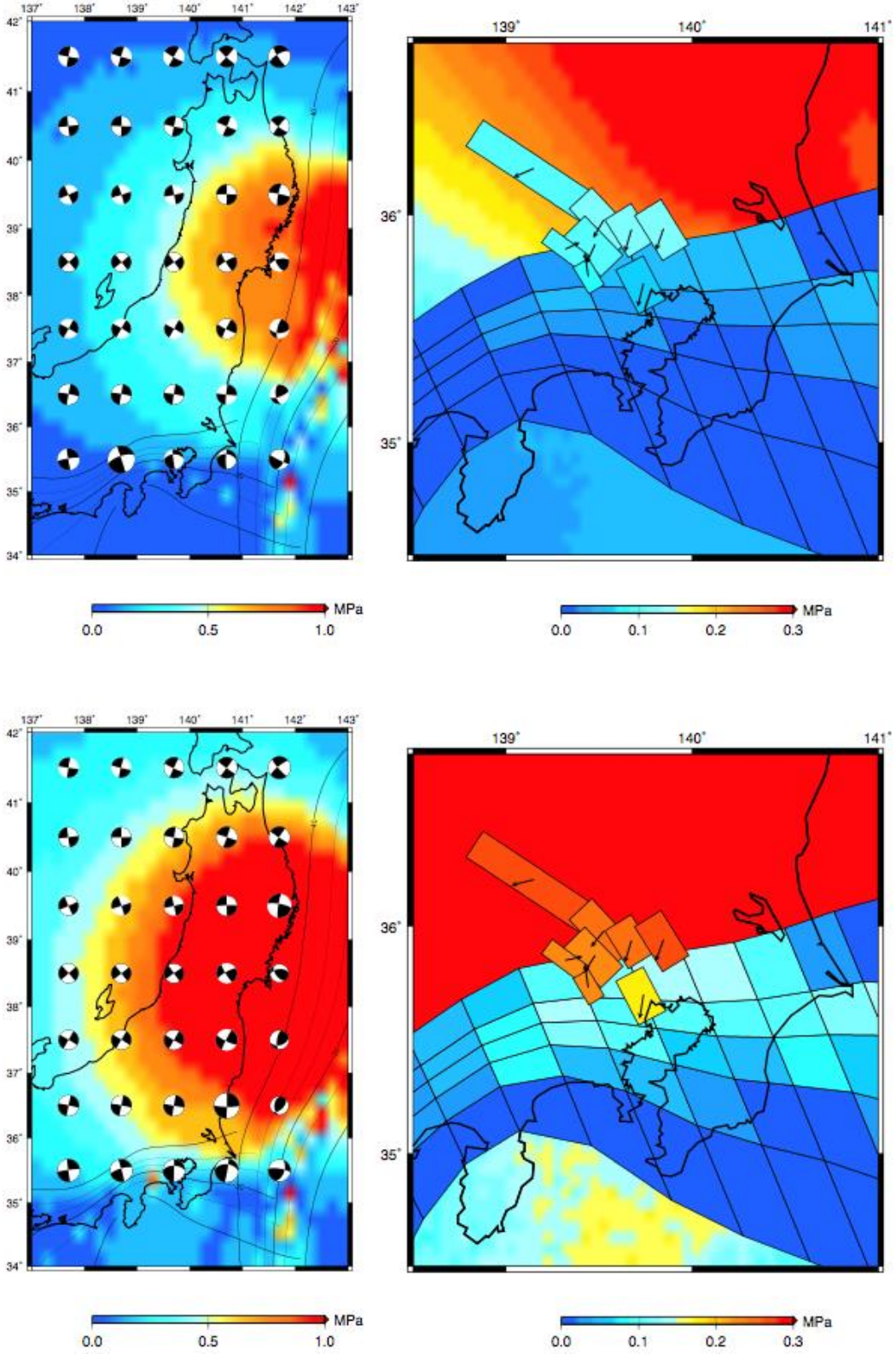

図 16 粘性緩和による応力場（上は 3 年後、下は 10 年後）。左は東北日本、右は関東地方の応力場。記号は図 14（P.71）と同じ。

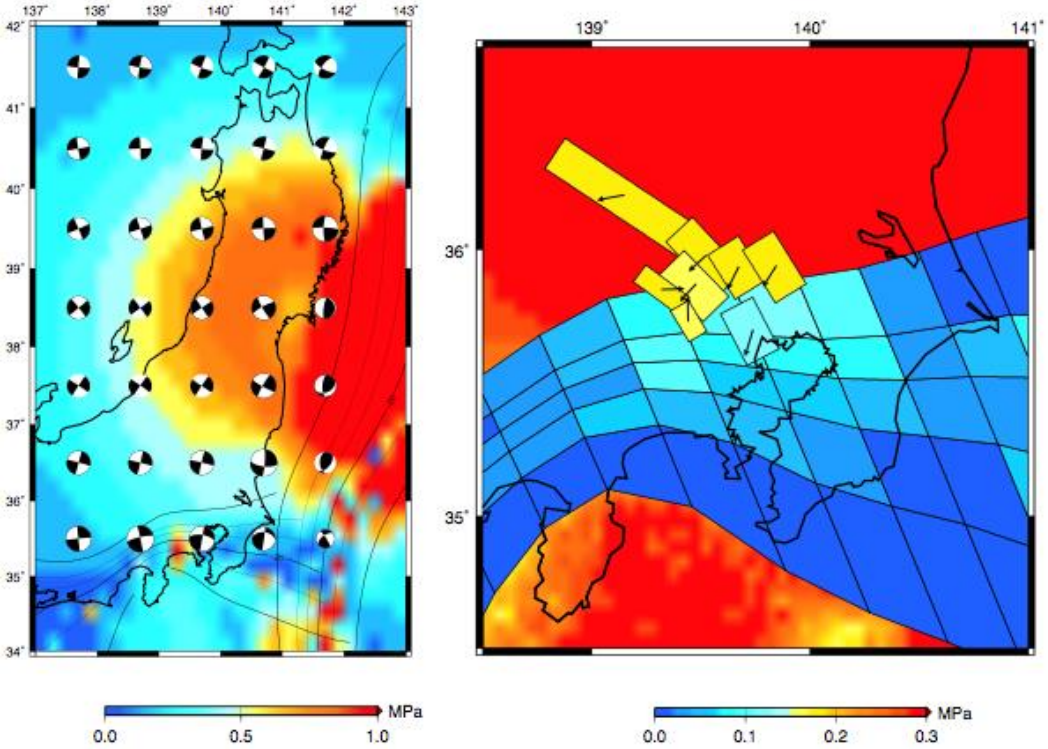

図 17 一様粘性分布の場合の粘性緩和による応力場（10 年後）。左は東北日本、右は関東地方の応力場。記号は図 14（P.71）と同じ。