

電子基準点リアルタイム解析システム (REGARD) プロトタイプの開発 Development of a prototype of GEONET Real-time Analysis System: REGARD

地理地殻活動研究センター 川元智司

Geography and Crustal Dynamics Research Center Satoshi KAWAMOTO

測地観測センター 檜山洋平・古屋智秋・佐藤雄大

Geodetic Observation Center

Yohei HIYAMA, Tomoaki FURUYA and Yudai Sato

東北大学大学院理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センター 太田雄策

Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of
Science, Tohoku University

Yusaku OHTA

京都大学防災研究所 西村卓也

Disaster Prevention Research Institute Kyoto University

Takuya NISHIMURA

東京大学地震研究所 等々力賢

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

Masaru TODORIKI

要 旨

近年の地震警報の発達は目覚ましく、地震発生後即時に地震規模 (マグニチュード (M)) を含む地震情報がもたらされるようになってきている。しかしながら、地震計から即時に推定される地震規模は $M8$ を超えるような巨大地震においては頭打ちとなることが知られており、マグニチュードの飽和と呼ばれている。この問題は、リアルタイムキネマティック GNSS 解析を用いて巨大地震によって発生する変位を捉え、有限断層モデルを即時推定することで改善することが可能である。今回、国土地理院が運用する GNSS 連続観測網 GEONET を用いて、リアルタイムで地震規模を推定するシステム (REGARD プロトタイプ) を開発した。このシステムは、リアルタイム GNSS 解析による 1Hz 変位時系列の連続計算と、地震イベントの自動検知、短時間で実行が可能な全自動の断層モデル推定部からなる。今回、REGARD の性能を検証するため、平成 15 年十勝沖地震、平成 23 年東北地方太平洋沖地震、シミュレーションによる南海トラフ三連動型地震における実時間を想定した地震規模推定を試みた。その結果、これら全ての地震において、高い残差減少率 (Variance Reduction) を示す断層モデルを地震発生から 3 分以内に地震規模が飽和することなく得ることが可能であった。さらに、断層面が一樣でなく破壊領域も複数に分かれた複雑な震源となる南海トラフ三連動型地震についても、すべり分布モデルで正しい地震規模を得ることができた。これらの結果から、REGARD プロトタイプに実装されたスキームによって、 $M8$ クラスの震源規模を自動で精度良く得る

ことが可能で、これは既存の地震計データから即時推定される地震規模に見られる飽和を防ぐのに非常に有効である。

1. はじめに

平成 23 年 3 月 11 日、東北地方太平洋沖地震 (モーメントマグニチュード (M_w) 9.0) が発生し、その後発生した津波は、東北地方沿岸地域に壊滅的な被害をもたらした。この地震は、気象庁が運用している緊急地震速報により発表され、さらに地震発生後 3 分には津波警報が発令された。しかし、津波警報のもととなった緊急地震速報によるマグニチュード推定値が、気象庁マグニチュード (M_j) 7.9 で飽和していたために、予測された津波高は大幅に過小評価となった (Ozaki, 2011)。緊急地震速報で算出されるマグニチュードは、地震計データから得られる変位振幅から経験的に求めたものであり、これは $M_w 8$ を超える巨大地震においては飽和してしまうことが指摘されており、マグニチュードの飽和と呼ばれている (例えば、Kamigaichi, 2009; Hoshiba and Ozaki, 2014)。このことから、巨大地震に対する即時的なマグニチュード推定値の飽和を防ぐことが大きな課題となっている。

地震計から即時的に推定される地震規模の飽和は、リアルタイムキネマティック (RTK) GNSS 解析によって得られるリアルタイムの地表変位を用いることで改善することが可能である。測地観測から得られる地殻変動は巨大地震に対しても飽和することはない。そこで、これを用いて有限震源断層モデルを推定すれば、巨大地震に対しても飽和することのな

い M_w を得ることができることが指摘されていた (Blewitt et al., 2006; Allen et al., 2009). また, 国土地理院は日本全国約 1300 点からなる電子基準点による GNSS 連続観測網 (GEONET) を運用している. 現在すでにほぼ全ての電子基準点がリアルタイム化されており, 1Hz の観測データを連続的に取得することが可能である. Ohta et al. (2012) は, 東北地方太平洋沖地震のリアルタイムにおける状況を想定して GEONET データを用いて RTK-GNSS 解析を行い, 地震発生後 3 分の時点で得られた地殻変動データから $M_w 8.7$ の断層モデルを推定可能であることを示した.

これらの成果を踏まえ, 東北地方太平洋沖地震後, 国土地理院は東北大学と共同でリアルタイム GNSS 解析システム「REal-time GEONET Analysis system for Rapid Deformation monitoring (REGARD)」の開発を開始した. REGARD は, GEONET のデータをリアルタイムで解析することにより地震時地殻変動を抽出し, 地震後 3 分以内に自動で断層モデル及び地震規模の推定を行うことを目指す.

本稿では, これまでに開発した REGARD プロトタイプの詳細と, これに実装された断層モデル推定手法について報告する. さらに, この断層モデル推定手法で過去の巨大地震についてどのような結果が得られるか, リアルタイムでの動作を考慮して検証を行う.

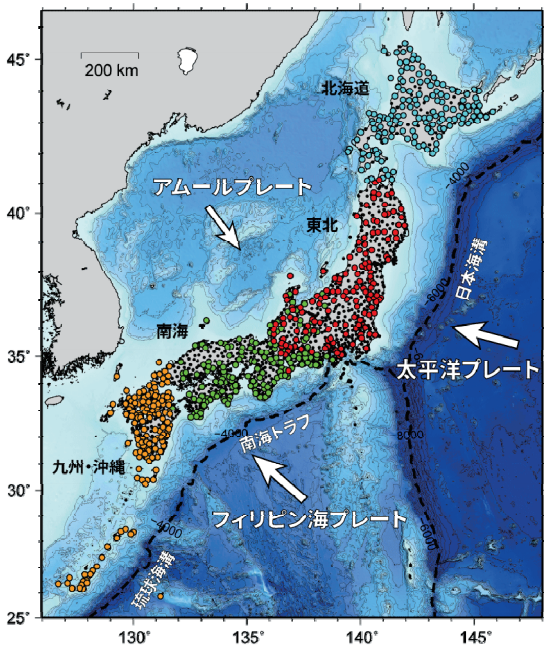


図-1 REGARD プロトタイプで使用している電子基準点. 約 600 点でリアルタイム解析が行われており, これを北海道 (青), 東北 (赤), 南海 (緑), 九州・沖縄 (オレンジ) の 4 つのクラスターに分けて運用している.

2. 電子基準点リアルタイム解析システム REGARD

2.1 システムの概要

REGARD プロトタイプは全国の約 600 の電子基準点を用いて運用している (図-1). 一度地震の発生が検知されると, 各電子基準点で連続で計算されている 1Hz 変位時系列から, 逐次地殻変動を抽出し, それから単一矩形断層モデル及びびすべり分布モデルの 2 種類を推定する. 断層モデル推定は, 1 分毎, 5 分間繰り返した後動作を停止する. 推定された断層モデルは, 電子メールで関係する国土地理院職員に送信される (図-2).

本システムは, 「リアルタイム測位サブシステム」, 「イベント検知サブシステム」, 「断層モデル推定サブシステム」の 3 つのサブシステムからなり, それぞれ, リアルタイム測位による変位時系列の計算, 巨大地震発生の検出, 自動断層モデル推定による地震規模計算を担う (図-3).

リアルタイム測位サブシステムは, 電子基準点からのリアルタイムデータを処理し, 1Hz 変位時系列を算出する. 測位エンジンには RTKLIB 2.4.1 (Takasu, 2011) を使用し, 単一の固定点を用いた放射状基線による相対測位を行っている. 精密層には IGS 超速報層の予測部分を使用する. 対流圏遅延は天頂方向と勾配を, 電離層遅延は基線中間位置における遅延差をエポック毎に推定している. さらに, 仰角マスクには 10 度, 25 度 (搬送波位相バイアス推定時), 30 度 (搬送波位相バイアス拘束時) を使用している.

イベント検知サブシステムは, リアルタイム測位サブシステムによって計算された 1Hz 変位時系列から永久変位が発生するのを監視し, 地震イベントの検知を行う. さらに, 気象庁から提供されている緊急地震速報 (EEW) で $M > 7$ の地震が通知された際にも地震イベントが検知されたとみなす. 1Hz 変位時系列から地震イベントを検出するには, Ohta et al. (2012) で開発された RAPId 法を用いる. これは, 時系列の短期間平均 (STA) と長期間平均 (LTA) の差を監視し, その差が閾値を超えた場合に地震イベントが発生したとみなすという手法である. プロトタイプでは, 3cm を閾値とし, 最寄りの観測点 1 点と合わせて 2 点が同時に閾値を超過した際に検知するよう設定している. このように複数点での同時検出をすることで, 検知時刻が若干遅れるものの, 誤検知を大幅に低減することが可能である (小林他, 2012).

地震イベント発生が検知された後は, 1Hz 変位時系列から, 地殻変動が抽出される. 直近 20 秒間と, 検知時の 5 分前までの 20 秒間の差を変動量とする. ただし, EEW は地震波の P 波の初動部分で地震イベントの検知を行うため, S 波到達後に現れる地殻変動よりも早いタイミングで検知されることがある.

そのため、EEW によってイベント検知された場合は、EEW に含まれる地震検知時刻から 30 秒間経過後、最初の変動量の抽出が行われる。

断層モデル推定サブシステムは、矩形断層推定ルーチンと、すべり分布推定ルーチンの2つからなる。イベント検知サブシステムによって地震イベントが検知された際にただちに起動され、2種類の断層モデル推定ルーチンがそれぞれ別々に実行される。この詳細については次章において述べる。

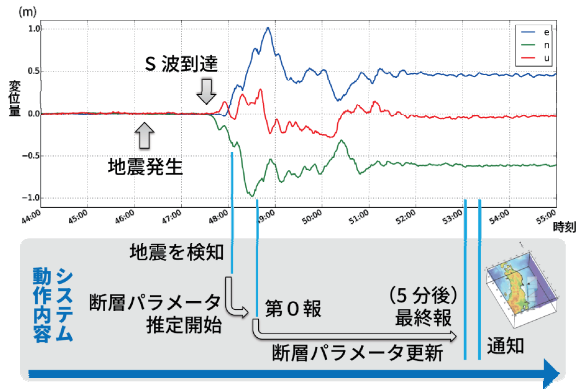


図-2 システムの動作フロー。地震発生後、S波が到達後に永久変位が発生する。これを検知し、断層モデルが繰り返し推定される。計算結果は、5分間更新され続け、メールで通知される。

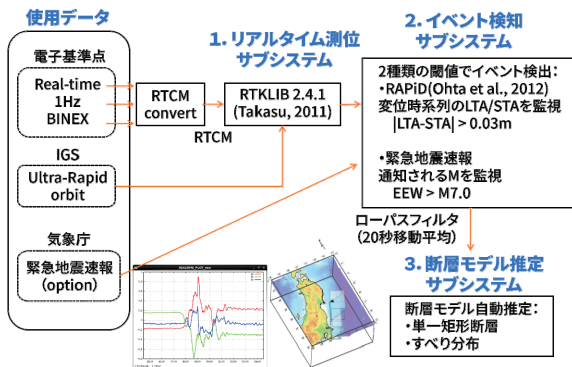


図-3 REGARD の機能模式図。リアルタイム測位サブシステム、イベント検知サブシステム、断層モデル推定サブシステムの三つのサブシステムからなり、それぞれリアルタイム測位、イベント検出、断層モデル自動推定を行っている。

2.2 断層モデルの自動推定

地震発生から数分間で地震規模を推定するためには、断層モデル推定を高速に、しかも全自動で行う必要がある。しかしながら、通常断層モデル推定は手作業によって試行錯誤的に行われる。これを自動化するには、断層モデルに強い先験情報を用いるか、

大域的な探索手法を用いて推定を行う必要がある。だが、大域的な探索手法は計算負荷が大きく、リアルタイムでの処理には適していない。そこで、断層モデルに先験情報による強い拘束をかけることで処理することとした。

REGARD に実装されている断層モデル自動推定ルーチンのまず一つ目は、震源位置毎にあらかじめ典型的な震源メカニズムを用意しておき、それを拘束条件とする矩形断層モデル推定ルーチンである (2.2.1; 図-4 (a))。これにより、単純な断層すべりであれば、断層面を完全に固定せずとも矩形断層を得ることが可能である。二つ目は、断層面をプレート境界面上に完全に固定したすべり分布モデル推定ルーチンである (2.2.2; 図-4 (b))。これは、矩形断

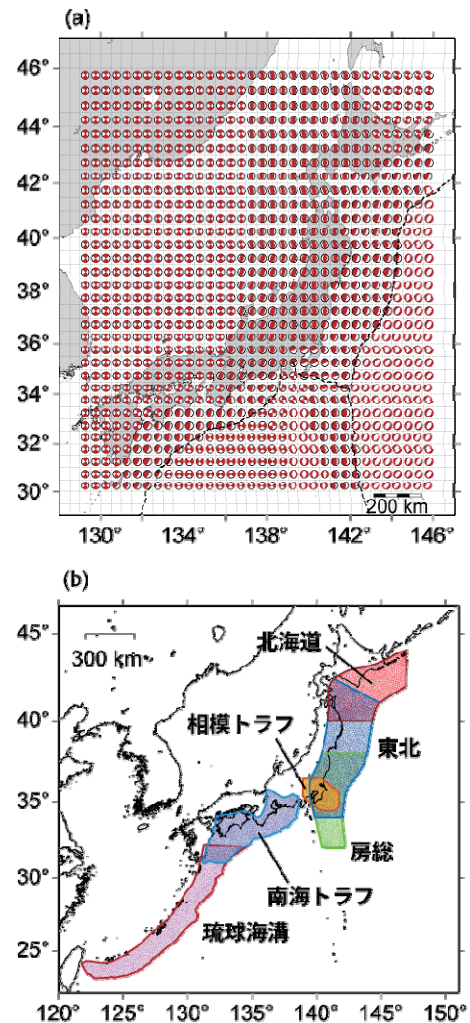


図-4 断層モデル推定サブシステムで用いられる (a) メカニズム解データベースと (b) プレート境界を近似した三角要素メッシュ。それぞれ、矩形断層モデル推定、すべり分布モデル推定の際の先験情報として使用される。

層モデルではうまく表現できない複雑なすべり面を持つ地震に対して効果的であると思われる。

2.2.1 矩形断層モデル推定ルーチン

矩形断層モデル推定ルーチンは、断層の緯度、経度、深さ、長さ、幅、走向、傾斜、すべり角、すべり量と、並進パラメータ 3 成分の合計 12 の未知パラメータを推定する。ここで、並進パラメータは、固定点の影響による共通誤差の影響を軽減するために導入した。断層モデルは Matsu'ura and Hasegawa (1987) の手法を用いて推定する未知パラメータに先験情報を拘束条件として与え、ニュートン法により非線形最小二乗法で求める。グリーン関数は、Okada (1992) による半無限均質媒質中の有限矩形断層のものを用いている。

非線形最小二乗法には、未知パラメータの初期値が必要となる。未知パラメータの初期値は、通常試行錯誤的に与えて決定するが、本ルーチンでは西村他 (2010) で開発された自動推定手法をベースとして次のように全自動化した。(1) まず、初期震源位置を決定する。これは、EEW が発表されている場合は EEW メッセージ中の震源位置を用いる。もし EEW が発表されていない場合は、簡易的に最大変位が発生した観測点位置を初期震源位置とする。(2) 次に、あらかじめ用意された 0.5 度グリッド毎のメカニズム解データベース(図-4(a))を参照し、走向、傾斜、すべり角の初期値を与える。ここで用いるメカニズム解データベースは、過去に日本の周辺で発生した地震のメカニズムから推定した応力場(寺川・松浦, 2009) を基にして作成した。(3) 最後に、断層の長さ L 、幅 W 、すべり量 S については、EEW で得られたマグニチュードを基に、スケーリング則 $W=0.5L$ 、 $S=W/10000$ を用いて初期値を与える。

矩形断層モデル推定ルーチンでは、このように与えた初期値に未知パラメータを拘束しつつ局所解に収束させることで、計算を自動化するとともに計算時間を短縮させている。計算時間は、150 点程度の観測データを用いた場合、2 秒~30 秒程度である。計算時間が一定でないのは、観測データと初期値によっては解が収束しにくい場合があるからである。また、巨大地震では、震源断層の破壊時間が数分に及ぶことがある。そのため、矩形断層モデルは、イベント検知から 5 分間が経過するまで、モデルパラメータ初期値をこれまでに得られたモデルの中で最も残差が少なかったモデルで更新しながら繰り返し推定される。

2.2.2 すべり分布モデル推定ルーチン

もう一つの断層モデル推定ルーチンはプレート境界面上のすべり分布を推定する。すべり分布モデル

を用いることで、すべりの不均質を表現することが可能となり、特に、一様な破壊でない巨大地震をモデル化する際に効果的である。

本システムでは、Kawamoto et al. (2015) で示す手法のとおり、モデル化の対象領域を太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込み境界にしぼり、プレート境界面を完全に固定することでモデルの自動推定を行った。まず、既存のプレート境界モデル(中村・兼城, 2000; Baba et al., 2002; Nakajima and Hasegawa, 2006; 2007; Hirose et al., 2008; Kita et al., 2010; 内閣府, 2013) による深さ分布を空間補間した後、日本周辺で繰り返し海溝型地震が発生する北海道沖、東北沖、房総沖、相模トラフ、南海トラフ、琉球海溝のプレート境界面を約 2000 の三角形メッシュに分割し、近似した(図-4 (b))。グリーン関数は、半無限均質媒質中の三角形要素のすべりに対するもの(Meade, 2007) を用いた。

すべり分布は、震源から最も近いメッシュ領域において推定される。ここで、推定するモデルパラメータ数は 4000 程度となるため、未知数の数が観測値の数をはるかに上回る劣決定問題となる。そこで、2次のTikhonovの正則化法(例えば, Aster et al., 2012) を用いて、滑らかさを与える正則化パラメータを導入し、次式の L2 ノルムを最小化して求解する。

$$\min. \|G\mathbf{m} - \mathbf{d}\| + \alpha \|\mathbf{L}\mathbf{m}\|$$

ここで、 \mathbf{G} はグリーン関数行列、 \mathbf{m} はモデルパラメータベクトル、 \mathbf{d} は観測値ベクトル、 \mathbf{L} はスムージング行列、 α は正則化パラメータである。 α は通常一意には決まらないため、L-curve (Hansen, 1992) 等の手法を用いて最適化を行う必要がある。しかしこの最適化には大きな計算コストを必要とするため、リアルタイム処理には何らかの高速化手法が必要である。そこで、本システムに実装する際には、 $M_w 8.5$ 程度の仮想の巨大地震による変動を与え、それに対して事前に L-curve を基準として α を最適化しておくことで、計算時間を大幅に短縮した。ただし、観測点数・観測点配置が大きく変わった場合には再度最適化を行う必要がある。このようにして観測点 150 点程度を用いてすべり分布を推定すると、計算時間は 10 秒未満となり、ほぼリアルタイムでの推定が可能となった。また、本ルーチンは線形最小二乗法となるため、計算時間はほぼ一定である。

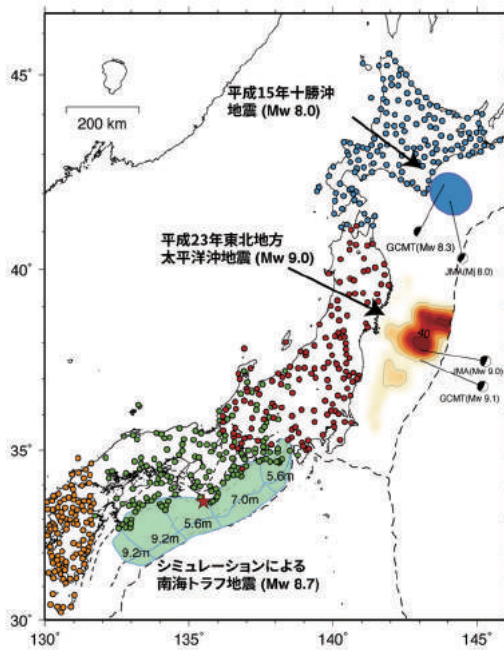


図-5 システム動作検証に用いた過去の巨大地震の分布図。平成15年十勝沖地震 (M_w 8.0)、平成23年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) とシミュレーションによる南海トラフ地震 (M_w 8.7) の震源域をそれぞれ青、赤、緑で示す。東北地方太平洋沖地震の断層モデルは、Ozawa et al., (2012) によるもの。気象庁一元化震源及び GCMT 解も併せて示している。また、解析中の北海道、東北、四国・中国、九州地方の観測点を、それぞれ青丸、赤丸、緑丸、黄丸で示す。

3. 過去の巨大地震データを用いた検証

REGARD によるリアルタイムでの断層モデル推定精度の検証のため、過去の巨大地震発生時に得られたリアルタイムデータを用いて、実時間での動作を考慮して断層モデル推定を行った。検証には、平成15年十勝沖地震 (M_w 8.0)、平成23年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) の際に得られたリアルタイムデータと、1707年に南海トラフで発生した宝永地震の震源破壊過程を想定したシミュレーション (M_w 8.7) による 1Hz 変位時系列 (Todoriki et al., 2013) を用いた (図-5)。

検証にあたって、リアルタイムデータストリームを REGARD に直接送り、実運用と同様に処理させた。したがって、リアルタイム運用時に欠測していたデータはそのままとなる。つまり、平成15年十勝沖地震の場合、地震発生後 47 秒及び 200 秒頃に大規模な停電が発生し多くの観測点で欠測が発生したが、これが同様に再現され、より現実と近い状況を考慮することができる。そして得られた 1Hz 変位時系列から地殻変動量を適時抽出し、断層モデル推定

を行った。

3.1 平成15年十勝沖地震 (M_w 8.0)

平成15年9月26日 (JST)、十勝沖地震が発生した。震源は北海道南端のえりも岬から、約 50km 沖合であった。地震のマグニチュードは、気象庁による解 (JMA 解) では M_w 8.0、Global Centroid Moment Tensor project (GCMT; Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012) による解 (GCMT 解) は M_w 8.3 という GEONET で観測された地震の中では東北地方太平洋沖地震に次ぐ大きさであった。この地震による断層すべりは、最大で 4m~9m であると推定されている (Yagi, 2004; Miyazaki et al., 2004; Ozawa et al., 2004; Yamanaka and Kikuchi, 2003; Crowell et al., 2012)。

断層モデルを推定した結果、地震発生後 3 分時点で、矩形断層モデルでは M_w 7.94、すべり分布モデルでは M_w 8.21 が得られた (図-6)。Variance Reduction (VR) を見ると、どちらのモデルも 90% を超える高い値であったが、すべり分布モデルの方がわずかに VR が高い結果であった。すべり分布モデルで得られた M_w は GCMT 解 (M_w 8.3) とよく一致した。また、Crowell et al. (2012) は、GEONET データから得られた十勝沖地震による陸上の変位を用いてすべり分布モデルを推定し、 M_w 8.23 を得ており、REGARD によるすべり分布推定結果はこれと非常によく整合している。このように REGARD による断層モデル推定は全自動であるにもかかわらず、十分な精度で十勝沖地震の断層モデルを推定することができた。

M_w 推定値の時間変化を見ると、矩形断層モデル、すべり分布モデルのどちらも地震発生後 90 秒頃から推定値が安定したことが分かる (図-7)。200 秒頃から M_w 推定値が減少しているのは、同時刻に発生した大規模な停電の影響で沿岸付近の観測点が同時に欠測したことにより、推定精度が低下したためである。

3.2 平成23年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0)

東北地方太平洋沖地震は、平成23年3月11日14時46分18秒 (JST) 頃発生した。これは日本での観測史上最大の地震であった。さらに地震発生から約 35~45 分後にかけて津波の第一波が沿岸部に到達し (Ozaki et al., 2011)、東北地方沿岸部に壊滅的な被害をもたらした。地震発生から約 2 日後気象庁が再計算した結果地震規模は M_w 9.0 と推定された。また、GCMT 解では M_w 9.1 という推定値が得られている。この地震で津波予測に使用された地震規模は M_j 7.9 と大幅に過小であったことはこれまでに述べたとおりである。

この地震についての断層モデル推定結果は数多く

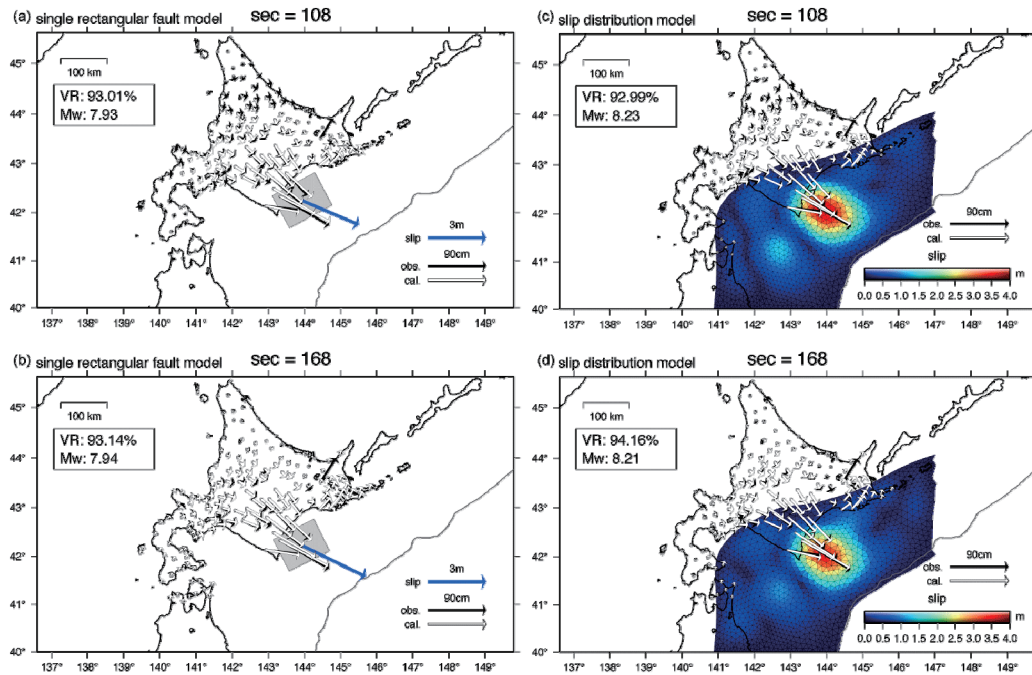


図-6 平成 15 年十勝沖地震 (M_w 8.0) の断層モデル推定結果.それぞれ単一矩形断層モデル (左) 及びすべり分布モデル (右) を, 地震発生から 2 分後 (上), 3 分後 (下) 時点の最新の結果を示す.

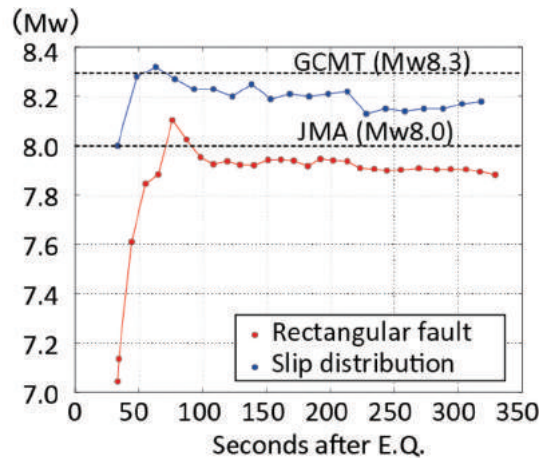


図-7 断層モデル推定結果から得られたマグニチュードの時系列.赤丸が単一矩形断層モデル, 青丸がすべり分布モデルによって得られたマグニチュードであることを示す.点線は JMA 解と GCMT 解によるマグニチュードを示す.

存在するが, 有限断層モデル推定結果によると, 断層破壊は 300km 以上にわたっている (例えば, Nishimura et al., 2011; Ozawa et al., 2011; 2012; Simons et al., 2011). Nishimura et al. (2011) は, GEONET による陸上の GNSS 観測データを用いて矩形断層によるモデリングを行い, 本震の最大のすべり量は約 40m, M_w 8.87 と推定している. Ozawa et al. (2011) は, 同様に GEONET データからすべり分布を推定し, 最大すべり量約 25m, M_w 9.0 という結果を得ている. さらに, Ozawa et al. (2012) では, 陸上のデ

ータに加えて海底地殻変動データを用い, 同様にすべり分布モデルの推定を行い最大 50m のすべり量を推定した. また, この際, 海溝沿いにまで非常に大きなすべりが発生していたことを示した.

REGARD によって断層モデルを推定した結果, 地震後 3 分時点で, 矩形断層モデルでは M_w 8.75, VR=98.8%, すべり分布モデルでは M_w 8.83, VR=99.4%と両方のモデルで非常に高い VR の解を得ることができた (図-8). これも十勝沖地震と同様すべり分布モデルの方がわずかに VR が高かった.

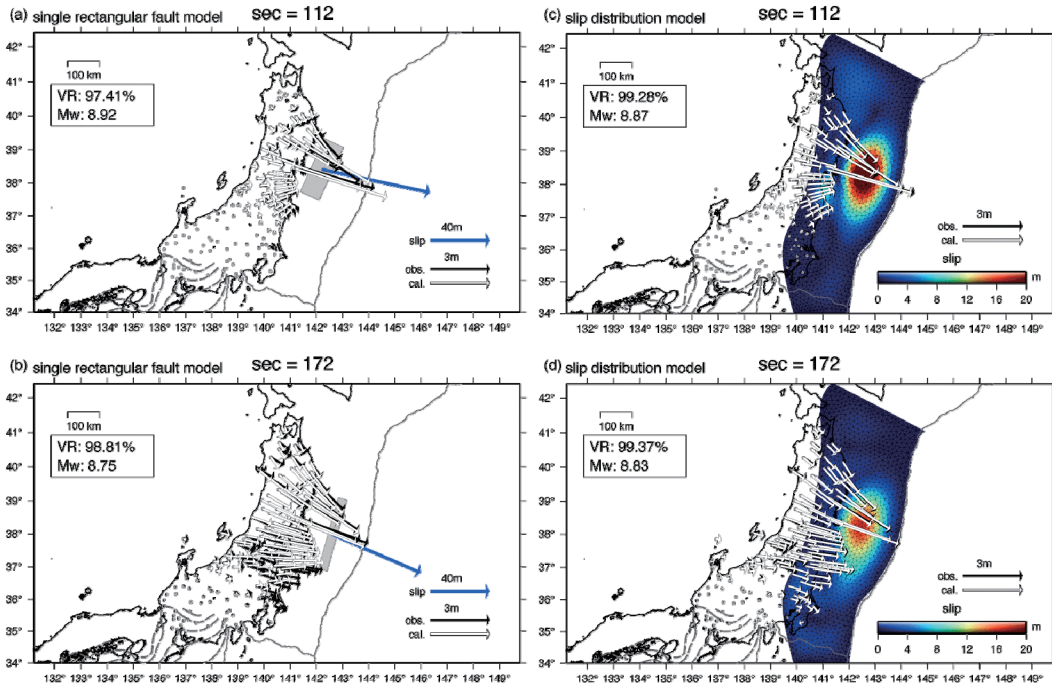


図-8 平成 23 年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) の断層モデル推定結果.それぞれ単一矩形断層モデル (左) 及びすべり分布モデル (右) を, 地震発生から 2 分後 (上), 3 分後 (下) 時点の最新の結果を示す.

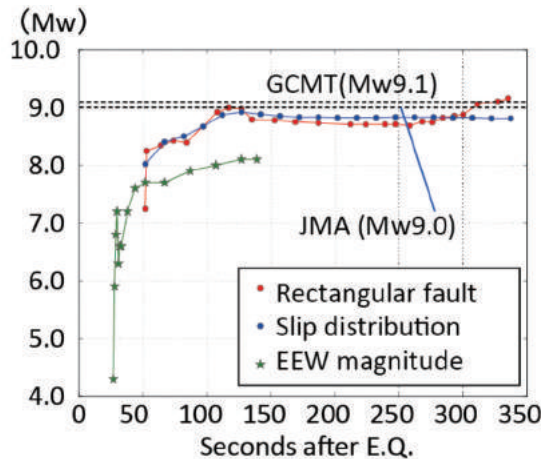


図-9 平成 23 年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) の断層モデル推定結果から得られたマグニチュードの時系列. 赤丸が単一矩形断層モデル, 青丸がすべり分布モデルによって得られたマグニチュードであることを示す. 緑星印は同時刻に得られた EEW のマグニチュードを示す.点線は JMA 解と GCMT 解によるマグニチュードを示す.

また, M_w 推定値の時間変化を見ると, 地震発生後 150 秒頃から推定値が安定したことが分かる (図-9). つまり, 津波警報が発表される 3 分以内の時間で十分な精度の断層モデルを得ることが可能であった. 一方, その際に緊急地震速報で計算されたマグニチュードは, M_j 8.1 で飽和している.

得られたすべり分布モデルの空間分布は, Ozawa et al. (2011) の結果と非常によく一致した. また,

M_w 推定値は Nishimura et al. (2011) の M_w 8.87 とよく一致した. 矩形断層モデルの VR がわずかにすべり分布を下回った理由としては, この地震の破壊領域が一樣ではなかったことがあげられる. Nishimura et al. (2011) によると, 本震のすべり領域は北側が約 40m のすべりであったのに対し, 南側の領域はそれぞれ約 17m, 約 5m とすべり量が小さく, すべりが一様でないことが指摘されている. また, すべり

分布モデルを用いても M_w 9.0 をやや下回る結果となったのは、陸上観測点のみでは海溝沿いのすべりを推定する解像度がなかったことが要因として考えられる。実際に、REGARD によるすべり分モデルでは、海溝沿いに大きなすべりは推定できていない(図-8)。また、Ozawa et al. (2011) においてもそれは同様の結果である。

3.3 シミュレーションによる南海トラフ地震：宝永地震 (M_w 8.7)

南海トラフはフィリピン海プレートとアムールプレートの境界に位置し、これまで繰り返し M8 クラスの地震が発生してきたことが知られている。例えば最近約 300 年間で南海トラフではおおよそ 90~150 年の間隔で M8 クラスの地震が発生している。この間に発生した巨大地震は、地震パラメータハンドブック (佐藤他, 1989) によると、1707 年宝永東海・南海地震 ($M8.4$)、1854 年安政東海地震 ($M8.4$)、1854 年安政南海地震 ($M8.4$)、1944 年東南海地震 ($M7.9$)、1946 年南海地震 ($M8.0$) である。これを見ると、1707 年宝永地震以外は、東海地震、東南海地震、南海地震がそれぞれ別々に発生していることが分かる。

今回、東海地震、東南海地震、南海地震が全て連動した 1707 年宝永地震をモデル推定の検証に用いた。地表変位のデータには、Todoriki et al. (2013) による 3 次元差分法シミュレーション結果を用いた。ここで用いられている震源破壊領域は、Furumura et al. (2011) による動的震源破壊過程のモデルを基に駿河湾から四国最西端までを東西方向に 5 分割し、5.6m, 7.0m, 5.6m, 9.2m, 9.2m のすべりを想定したもので、地震規模は M_w 8.7 である。また、シミュレーションには、不均質速度構造 (Koketsu et al., 2008) の他、地形と海水層の影響も考慮されており、得られる変位時系列は非常に現実的なものとなっている。

断層モデルを推定した結果、すべり分布モデルでは 3 分時点で M_w 8.75, VR=93% と、高い VR の解が得られ (図-10)、 M_w 推定値は 160 秒頃から安定した (図-11)。一方、矩形断層モデルの結果を見ると、 M_w 推定値が 8.5-9.8 の間でばらついており、安定した解を求めることができなかった。また、2 分時点では東海地方と四国西部ではまだ大きな永久変位は発生していないが、3 分時点では東海地方で 2m 以上の、四国西部では 5m 以上の地表変位が発生している。すべり分布モデルでは、3 分時点のものでは東海、南海の西側部分もうまく推定されており、おおよその破壊過程も推定できていることが分かる。

南海トラフの地震破壊領域は東海、東南海、南海の 3 つの破壊領域に分かれており、すべりの不均質性が強く、また、プレート境界面も一様な形状では

ない。今回のシミュレーションでも、東海部分に 5.6m、東南海部分に 7.0m、南海部分に 9.2m のすべりを与えている。そのため、単一矩形断層ではうまく地表変位を近似することができなかったものと考えられる。

4. まとめと議論

地震規模の即時推定精度の向上を目的として、電子基準点リアルタイム解析システム REGARD のプロトタイプを開発した。これによって、電子基準点約 600 点でのリアルタイム解析、地震イベントの自動検知、断層モデルの自動推定が行われている。

過去の巨大地震の実データ及びシミュレーションデータを用いた検証では、全ての事例において 3 分以内に 90% を越える高い VR の断層モデルが自動で推定できた。特に、東北地方太平洋沖地震の場合、緊急地震速報では推定されたマグニチュードが $M8.1$ で頭打ちとなったのに対し、REGARD による推定値ではマグニチュードが飽和することなく推定された。ただし、南海トラフ地震については、プレート形状が一様でないこと、震源破壊領域が複数に分かれていることから矩形断層モデルでは安定した解を得ることができなかった。この結果から、南海トラフ地震における断層モデル推定はすべり分布モデルによって行うのが望ましいといえる。

現在 REGARD に実装されている断層モデル推定手法は、プレート境界で発生する M8 を超える規模の巨大地震に対して特化されたものである。したがって、アウターライズ地震、正断層型の地震等が発生した場合は、正しい解を得ることができない可能性がある。例えば、1933 年三陸地震は正断層型のプレート内地震であったが、非常に大きな津波を発生させたことが報告されている (Fujii et al., 2011)。このような地震を正しくモデリングするには、断層面の傾斜などの断層形状に関するパラメータもモデル推定に組み込む必要がある。例えば、Minson et al. (2014) は、断層面の走行及び傾斜についても大域的探索を行いつつすべり分布を推定する手法を提案しており、このような手法を導入することが考えられる。しかし、リアルタイムでの運用では、このような大域的探索手法は計算負荷が大きく、安定した運用が可能なレベルまで調整するのは容易ではないと思われる。

REGARD のもう一つの制限が、観測点が陸上にしか配置されていないために、震源域が陸地から遠ざかるにつれ断層モデル推定の感度が低下する点である。東北地方太平洋沖地震及び南海トラフ地震のすべり分布モデル推定結果 (図-10) を見ると、海溝沿いのすべりがうまく推定できていないことが分かる。同様の問題は、静的なすべり分布を求めている他の

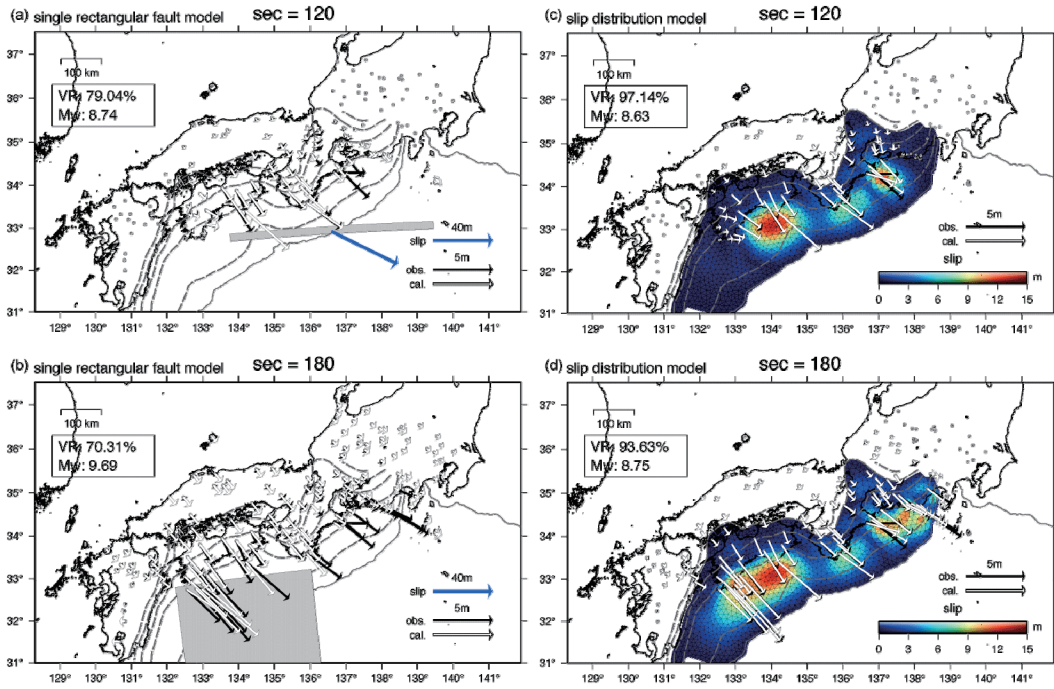


図-10 シミュレーションによる南海トラフ地震 (M_w 8.7) の断層モデル推定結果.それぞれ単一矩形断層モデル (左) 及びすべり分布モデル (右) を, 地震発生から 2 分後 (上), 3 分後 (下) 時点の最新の結果を示す.

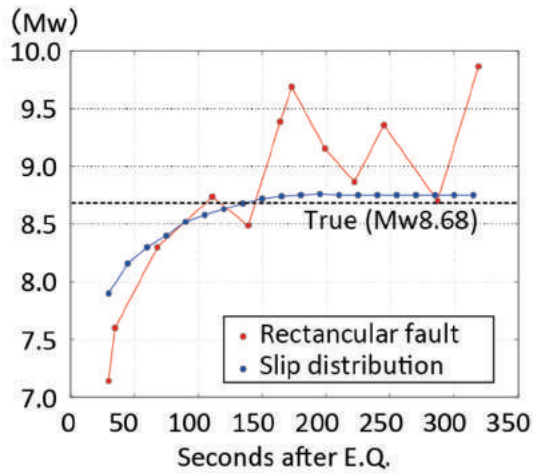


図-11 シミュレーションによる南海トラフ地震 (M_w 8.7) の断層モデル推定結果から得られたマグニチュードの時系列.赤丸が単一矩形断層モデル, 青丸がすべり分布モデルによって得られたマグニチュードであることを示す.点線は JMA 解と GCMT 解によるマグニチュードを示す.

研究でもみられる (例えば, Ozawa et al., 2011). Ozawa et al. (2012) は, GPS/音響測距結合方式により観測された海底地殻変動データ (Sato et al., 2011) を陸上 GNSS 観測データと併せて解析し, 海溝付近で 40m を超す巨大なすべりが発生したことを報告している. また, Melgar and Bock (2013) は, 陸上の強震計データを GNSS 観測データと組み合わせて同時に処理することにより, 海溝沿いのすべりを検

出することに成功している. 現在では海底地殻変動データをリアルタイムで入手することは難しいが, 東北大学を中心として GPS/音響測距結合方式の準リアルタイム化が進められており (Imano et al., 2015), このようなデータをモデル推定に利用することで, 推定されるすべり分布の海溝沿いの解像度を向上させることができる可能性がある.

今後の REGARD の精度向上への課題としてリア

リアルタイム測位の安定性の向上があげられる。測位精度の劣化は、地震イベントの誤検知に直結し、さらに断層モデル推定精度にも影響を与える。まず、キネマティック解析はエポック毎に測位を行う手法であるため一度に使用できる観測量がスタティック解析と比べて少なく、測位精度が観測点のマルチパス環境に大きく左右される。これは、マルチ GNSS 解析の導入により改善される可能性がある。また、欠測を極力減らし、連続的に観測データを取得することも非常に重要である。平成 15 年十勝沖地震の結果で見られるような欠測が生じた場合、受信機で再度衛星をロックした際には、各衛星の搬送波位相整数値バイアス（アンビギュイティ）がリセットされる。すると、全衛星においてサイクルスリップが生じた際と同様の現象が発生し、再度アンビギュイティ決定がされるまでの間はその観測点の測位結果は不安定になる。さらに、現在使用している相対測位では、固定点が巨大地震によって変位した場合、正しい地殻変動を得ることができないことから、3 分程度地震の揺れが到達しないためには、想定される震源域から 500km 以上離れた日本海側の観測点を固定点にする必要がある。しかし、基線長が長くなるにつれ、固定点側と移動点側の共通誤差が十分に除去されなくなってくる。このため、固定点に依存しない精密単独測位（PPP）の導入を検討すべきであるが、まずリアルタイム PPP に必要なリアルタイム暦の安定性を検証する必要がある。

現在、世界各地でリアルタイム GNSS 解析の津波予測への利用が検討されている。米国では、津波予測精度を向上させるために READI プロジェクトを発足させ、スクリプス海洋研究所や中央ワシントン大学が中心となって GNSS リアルタイム観測網を構築し、研究を進めている。また、2015 年に開催された IUGG2015 総会においては、世界規模で GNSS リアルタイム観測データを共有し、既存の津波警報システムを補強すべきであるという決議がなされた（IUGG, 2015）。

このようにリアルタイム GNSS 解析による津波予測精度向上の研究はまだ世界でも始まったばかりであり安定したシステムの構築は容易ではない。しかし、今後も継続して開発を続け、システムの安定性を向上させていかなくてはならない。そうすることで、REGARD は GNSS の防災利用の一つのモデル事例として国際的にも貢献するものと考えられる。

謝辞

GNSS データの解析には、高須知二氏により開発されたソフトウェア RTKLIB を使用しました。震源情報は、気象庁一元化震源、緊急地震速報、GCMT を使用しました。いくつかの図の作成には、Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998)、matplotlib (Hunter, 2007) を使用しました。ここに謝意を表します。

(公開日：平成 28 年 3 月 3 日)

参考文献

- Allen, R. M., Gasparini, P., Kamigaichi, O., and Bose, M. (2009) : The Status of Earthquake Early Warning around the World: An Introductory Overview. *Seismological Research Letters*, 80 (5), 682–693. doi:10.1785/gssrl.80.5.682.
- Aster, R. C., Borchers, B., Thurber, C. H. (2012) : Parameter estimation and inverse problems, 2nd edn. Academic, Amsterdam.
- Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P.R., and Uehira, K. (2002) : The slip distribution 356 of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model. *Phys Earth Planet Int* 132:59–73. doi:10.1016/S0031-9201(02)00044-4.
- Blewitt, G., Kreemer, C., Hammond, W. C., Plag, H.-P., Stein, S., and Okal, E. (2006) : Rapid determination of earthquake magnitude using GPS for tsunami warning systems. *Geophysical Research Letters*, 33 (11), L11309. doi:10.1029/2006GL026145.
- Crowell, B., Bock, Y., and Melgar, D. (2012) : Real-time inversion of GPS data for finite fault modeling and rapid hazard assessment. *Geophysical Research Letters*, 39 (9), L09305. doi: 10.1029/2012gl051318.
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A., and Woodhouse, J. H. (1981) : Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J Geophys Res* 86:2825–2852. doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Ekström, G., Nettles, M., and Dziewonski, A. M. (2012) : The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys Earth Planet Int* 200–201:1–9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M., and Kanazawa, T. (2011) : Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63 (7), 815–820. doi:10.5047/eps.2011.06.010.

- Furumura, T., Imai, K., and Maeda, T. (2011) : A revised tsunami source model for the 1707 Hiei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116 (2), 1–17. doi:10.1029/2010JB007918.
- Hansen, P. C. (1992) : Analysis of discrete ill-posed problems by means of 391 the L-curve. *SIAM Rev* 34 (4):561–580.
- Hirose F., Nakajima J., and Hasegawa A. (2008) : Three-dimensional seismic 393 velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in 394 southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *J 395 Geophys Res* 113:B09315. doi:10.1029/2007JB005274.
- Hoshiba, M. and Ozaki, T. (2014) : Early Warning for Geological Disasters, chapter1, 307–331. doi:10.1007/978-3-642-12233-0.
- Hunter, J. D. (2007) : Matplotlib: A 2D graphics environment, *Computing In Science and Engineering*, 9 (3), 90-95.
- Imano, M., Kido, M., Ohta, Y., Fukuda, T., Ochi, H., Takahashi, M., and Hino, R. (2015) : Improvement in the Accuracy of Real-time GPS/Acoustic Measurements Using a Multi-purpose Moored Buoy System by Removal of Acoustic Multipath, *International Association of Geodesy Symposia 2015*, Springer, doi:10.1007/1345_2015_192.
- International Union of Geodesy and Geophysics (2015) : The IUGG 2015 resolutions. <http://www.iugg.org/resolutions/IUGGResolutions2015.pdf> (accessed 18 Jan. 2016).
- Kamigaichi, O. (2009) : Tsunami Forecasting and Warning. *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*. pp 9592-9618.
- Kawamoto, S., Miyagawa, K., Yahagi, T., Todoriki, M., Nishimura, T., Ohta, Y., Hino, R., and Miura, S. (2015) : Development and Assessment of Real-Time Fault Model Estimation Routines in the GEONET Real-Time Processing System, *International Association of Geodesy Symposia 2015*, Springer, doi:10.1007/1345_2015_49.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J., and Matsuzawa, T. (2010) : Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials. *Earth Planet Sci Lett* 290:415–426. doi:10.1016/j.epsl.2009.12.038.
- Koketsu, K., Miyake, H., Fujiwara, H. and Hashimoto, H. (2008): Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*, Paper No. S10-038.
- 小林竜也, 太田雄策, 三浦哲, 日野亮太, 藤本博己, 出町知嗣, 立花憲司 (2012) : 隣接観測点の情報を用いた RTK-GPS による地震時永久変位自動検知アルゴリズムの改良, *測地学会誌*, 58, 77-87.
- Matsu'ura, M., and Hasegawa, Y. (1987) : A maximum likelihood approach to nonlinear inversion under constraints. *Phys Earth Planet Int*, 47, 179-187.
- Meade, B. J. (2007) : Algorithms for the calculation of exact displacements, strains, and stresses for triangular dislocation elements in a uniform elastic half space. *Computers and Geosciences*, 33 (8), 1064–1075.
- Melgar, D., Crowell, B. W., Bock, Y., and Haase, J. S. (2013) : Rapid modeling of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake with seismogeodesy. *Geophysical Research Letters*, 40 (12), 2963–2968. doi:10.1002/grl.50590.
- Minson, S. E., Murray, J. R., Langbein, J. O., and Gomberg, J. S. (2014) : Real-time inversions for finite fault slip models and rupture geometry based on high-rate GPS data. *Journal of Geophysical Research*, 119, 3201–3231. doi:10.1002/2013JB010622.
- Miyazaki, S., Larson, K. M., Choi, K., Hikima, K., Koketsu, K., Bodin, P., Haase, J., Emore, G., and Yamagiwa, A. (2004) : Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-Oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data. *Geophysical Research Letters*, 31, 2–5. doi:10.1029/2004GL021457.
- 内閣府 (2013) : 首都の M7 クラスの地震及び相模トラフ沿いの M8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書, <http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkajishinmodel/> (accessed 18 Jan. 2016).
- Nakajima, J., and Hasegawa, A. (2006) : Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: reactivation of subducted fracture zone? *Geophys Res Lett* 33:L16309. doi:10.1029/2006GL026773.
- Nakajima, J., Hasegawa, A. (2007) : Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: slab geometry

- and its relation- ship to arc magmatism. *J Geophys Res* 112:B08306. doi:10.1029/ 2006JB004770.
- 中村衛, 兼城昇司 (2000) : 地震分布から求めた南西諸島における沈み込んだフィリピン海プレートの形状. *Bulletin of the Faculty of Science, University of Ryukyu*, Vol. 70.
- 西村卓也, 今給黎哲郎, 飛田幹男 (2010) : GPS リアルタイム 1 秒データを用いた震源断層即時推定手法の開発, *国土地理院時報*, 120, 63-73.
- Nishimura, T., Munekane, H., and Yarai, H. (2011) : The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET. *Earth, Planets and Space*, 63 (7), 631–636. doi:10.5047/eps.2011.06.025.
- Ohta, Y., Kobayashi, T., Tsushima, H., Miura, S., Hino, R., Takasu, T., Fujimoto, H., Iinuma, T., Tachibana, K., Demachi, T., Sato, T., Ohzono, M., and Umino, N. (2012) : Quasi real-time fault model estimation for near-field tsunami forecasting based on RTK-GPS analysis: Application to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw 9.0), *Journal of Geophysical Research*, 117 (B2), B02311. doi:10.1029/2011JB008750.
- Okada, Y. (1992) : Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82 (2), 1018–1040.
- Ozaki, T. (2011) : Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0). *Earth, Planets and Space*, 63 (7), 827–830. doi:10.5047/eps.2011.06.029.
- Ozawa, S., Kaidzu, M., Murakami, M., Imakiire, T., and Hatanaka, Y. (2004) : Coseismic and postseismic crustal deformation after the Mw 8 Tokachi-oki earthquake in Japan. *Earth, Planets and Space*, 56 (7), 675–680. doi:10.1186/BF03352530.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., and Imakiire, T. (2011) : Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, 475 (7356), 373–6. doi:10.1038/nature10227.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Munekane, H., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., and Imakiire, T. (2012) : Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 117 (B7), B07404. doi:10.1029/2011JB009120.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., and Asada, A. (2011) : Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, 332 (6036), 1395-1395.
- 佐藤良輔, 岡田義光, 鈴木保典, 阿部勝征, 島崎邦彦 (1989) : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会.
- Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., Meng, L., Ampuero, J. P., Wei, S., Chu, R., Helmberger, D., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A. W., Webb, F. H. (2011) : The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. *Science*, 332 (6036), 1421–1425. doi:10.1126/science.1206731.
- Takasu, T. (2011) : RTKLIB: An Open Source Program Package for GNSS Positioning (accessed Jan. 18, 2016).
- 寺川寿子, 松浦充宏 (2009) : 地震学における応力インバージョンの新展開 –CMT データインバージョン法による応力場の推定–, *地震* 2, 61, S339-346.
- Todoriki, M., Furumura, T., Maeda, T. (2013) : 3D FDM simulation of seismic wave propagation for Nankai trough earthquake: effects of topography and seawater. AGU Fall Meeting, 9–13 December, San Francisco, USA.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998) : New, improved version of generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, 79 (47), 579, doi:10.1029/98EO00426.
- Yagi, Y. (2004) : Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data. *Earth, Planets and Space*, 56 (3), 311–316. doi:10.1186/BF03353057.
- Yamanaka, Y., and Kikuchi, M. (2003): Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003 inferred from teleseismic body waves. *Earth, Planets and Space*, 55 (12), 21–24. doi:10.1186/BF03352479.