

博 士 論 文

GNSS 搬送波位相変化に基づく断層すべりの
時空間発展推定

Spatio-temporal evolution of fault slip
revealed by GNSS carrier phase change

東北大学大学院理学研究科
地球物理学専攻

田中 優介

論文審査委員

太田 雄策 准教授 (指導教員・主査)
日野 亮太 教授
松澤 暢 教授
三浦 哲 教授
宮崎 真一 教授 (京都大学)
中原 恒 准教授

令和 3 年

概要

地震発生サイクルの一連の過程に伴う地殻変動および断層すべり現象は、秒から年にわたるきわめて広い時間スケールにおよぶ。すなわち、断層のすべり・ひずみ収支や摩擦特性、そして地震発生メカニズムの総合的な理解には、広帯域な地殻変動観測手段が必要である。また巨大地震の地震規模やその断層すべりの即時把握は、津波の即時予測や被害予測の高度化といった防災・減災の観点からも重要な課題である。これらの要請に対して全地球測位衛星システム (GNSS, Global Navigation Satellite Systems) は、広帯域にわたって感度を持つ観測手段として、地震時から地震後および地震間にいたる様々な現象の把握に大きく貢献している。

一方、地震直後の初期の余効すべりのような数分から半日の時間スケールの現象に対して GNSS を用いた研究事例はきわめて少ない。これは同時間帯域が大気遅延等の地殻変動以外の誤差要因の時定数と重複し、未知パラメータの分離困難性により測位精度が低下するためである。一方、初期余効すべりを扱ったいくつかの先駆的な研究においては、初期余効すべりが地震発生サイクルにおける断層すべり・ひずみ収支のうち大きな割合を占めることが示されている。またその時空間発展の把握が断層の摩擦特性の正確な理解に特に重要であることも指摘されている。すなわち、初期余効すべりを高い時空間分解能で把握することは、地震発生サイクルの理解の観点からもその重要性は高い。

また近年、リアルタイム GNSS を地震規模や津波の即時予測に活用する事例が増えつつある。一方、それらの実運用においては GNSS アンテナの位置を推定する測位解析による座標時系列の導出に大きな計算機コストを要し、また測位精度が外部供給の衛星位置情報等に大きく依存するなど、システムとしての冗長性の低さが課題となっている。

これらの課題に対し本研究は、GNSS 衛星から送信されるマイクロ波の搬送波の位相変化から、直接断層すべりを推定する手法 (PTS, Phase To Slip, Cervelli et al., 2002) に注目した。同手法は断層すべりから期待される地表変位を衛星に向かう視線方向の動きに幾何学的に変換することで、GNSS の一次観測量である搬送波位相の変化と直結する。これにより断層すべりと他の誤差要因が並列に扱われ、未知パラメータの分離困難性を議論する上で優位性がある。また座標推定を介さないため計算機コストが低下するほか、視線方向の相対変化を扱うため衛星位置情報の精度の影響を受けにくい。一方、PTS はその観測量が GNSS の一次データの位相変化そのものであり、その取り扱いが複雑なことなどから、同手法を用いた先行研究はきわめて少ない。特に地震時から地震後にいたる過程への適用事例は存在し

ない。これらを受けて、本研究は PTS を用いた広帯域な断層すべりモニタリング技術の実現と、それによるプレート境界の摩擦特性の特徴抽出をその目的とした。

PTS を用いたリアルタイム地震時すべり推定手法の実現を目的とし、同手法を 2016 年熊本地震 ($M_w7.0$) の本震および本震の 25~28 時間前に発生した二つの前震に適用した。その結果、同手法による地震時すべり分布推定に初めて成功した。本震については布田川断層の北東寄りの浅部で最大 5.7m、日奈久断層の北東端付近で最大 3m 程度のすべりがそれぞれ推定された。推定されたすべりは正断層すべりを含む右横ずれすべりであり、地震規模は $M_w7.08$ と推定された。これらの断層すべり分布の特徴や推定された地震規模は、いずれも通常測位による座標時系列 (以下、通常測位) を用いた先行研究による推定結果とよく一致した。また推定されたすべり分布から期待される地表変位も、通常測位で得られる永久変位量とよく一致した。さらに本研究では、観測点で直接リアルタイムに取得できる衛星位置情報として、放送暦を用いた推定も試行した。その結果、誤差の範囲内ではほぼ一致する本震のすべり分布が得られた。また二つの前震のすべり分布推定も行った結果、両者の合計で平均 1m 程度の右横ずれすべりが推定された。地震規模は $M_w6.1$ となり、通常測位に基づく推定結果に近い値となった。

以上の結果より、PTS で M7 級の内陸地震の断層すべりを、通常測位と同等の精度かつ外部供給の軌道暦に頼らずに推定可能なことが示された。また M6 級の内陸地震であっても一定程度の感度を持つことが示された。これらの結果から PTS のリアルタイム地震時すべり推定に対する適用可能性が示された。一方、推定すべり時系列は未知パラメータ間のトレードオフによるとみられるドリフトを示し、長期安定性については課題が残った。

次に、PTS による数分から半日の時間スケールを含む広帯域断層すべり推定手法の実現を目的として、同手法を 2011 年東北地方太平洋沖地震 ($M_w9.0$) に適用した。そして同地震の本震のすべりと、本震 22 分後に岩手沖で発生した余震 ($M_w7.4$) のすべり、29 分後に茨城沖で発生した余震 ($M_w7.8$) のすべり、および本震直後数十分間に発生した初期余効すべりの時空間発展を連続的に推定した。その結果、本震については岩手沖から茨城沖の南北約 500km の範囲で最大 26m の逆断層すべりが推定され、地震規模は $M_w8.94$ と推定された。また岩手沖の余震については震源近傍の浅い側で最大 0.3m の逆断層すべりが推定され、地震規模は $M_w7.24$ と推定された。茨城沖の余震については同じく震源近傍の浅い側で最大 1.6m の逆断層すべりが推定され、地震規模は $M_w7.72$ となった。これらの地震規模および推定されたすべりの量と位置は、通常測位に基づく推定結果と整合的な結果となった。また推定されたすべり分布から期待される地表変位も、通常測位で得られる変位と整合的となった。こ

これらの結果は、PTS によって M7～M9 級の海溝型地震のすべりを、通常測位と同等の精度かつ連続的に推定可能なことを示唆する。

地震直後の余効すべり推定では、本震のすべり域の深部側に隣接する深さ 50km 付近の領域を中心に明瞭な初期余効すべりの発生が確認された。主に青森・岩手・宮城付近に 3 つのすべり域が推定され、そのすべり量は本震直後の 34 分間で 0.1～0.2m となった。3 つのすべり域の合計の解放モーメントは $M_w 7.5$ 程度となった。また推定された初期余効すべりは、すべりの開始時刻の空間不均質やすべり速度の時間変化を明瞭に示す。例えば岩手付近のすべり域は最も早い本震 14 分後からすべり量が増加し、以降継続したすべりの増加が推定された。また本震 24 分後からすべり量が推定誤差より大きくなった。一方で、宮城付近のすべり域は岩手より 10 分程度遅い本震 24 分後からすべりが開始し、同 29 分後に推定誤差を超えた。青森のすべり域はさらに遅い本震 29 分後付近からすべりが開始し、同時刻に推定誤差を超えた。また、いずれの領域も本震 35 分後付近を境にすべりが減速するなど、すべりの速度変化が推定された。

東北地方太平洋沖地震への適用においては、熊本地震への適用事例における課題を受けて、本震のすべりの寄与を本震後の期間の推定において保存する推定値リセットと呼称する手法を新たに開発した。その結果、初期余効すべり推定時系列の安定性が顕著に改善した。また通常測位で広く用いられる *Sidereal filter* を断層すべり時系列に対して適用し、マルチパスノイズの大幅な低減に成功した。一方、未知パラメータの推定・分離状況の評価を行った結果、断層すべりと他の未知パラメータとのトレードオフ等、分離精度向上の余地がある可能性が示唆された。

PTS で推定された初期余効すべりの発生域は、本震・余震および過去の大地震の震源域とおおむね相補的となった。また通常測位で推定された余効すべりとの比較から、本震直後の数時間以内において、余効すべり域の段階的な拡大・移動が生じていた可能性が示唆された。さらに、PTS で推定された初期余効すべり速度と、本震のすべりから期待される応力変化を用い、速度状態依存摩擦構成則における、速度の効果のパラメータに相当する A の推定を行った。その結果、岩手・宮城のすべり域における A の値は 0.10～0.20 MPa 程度の範囲に推定された。また、 A の値の推定誤差については引き続いた議論が必要ではあるものの、岩手・宮城のすべり域の値は 1.5 倍程度の相違を示し、岩手のすべり域の方が A が小さくなった。すなわち載荷せん断応力変化に敏感である可能性が示された。このほか解析領域内で、走向方向に最大数倍の A の不均質が推定された。推定された A の値の空間不均質は、先行研究において繰り返し地震の分布から示唆される摩擦特性の空間不均質と一定程度整合的

となった.

以上の通り, 本研究では GNSS の適用例が少ない数分から半日の時間スケールを含む, 広帯域な時間帯域における断層すべり推定を行った. そして地震時すべりおよび地震直後の数十分の短時間に生じた初期余効すべりの時空間発展を連続的に把握することに成功した. また推定結果に基づき, プレート境界の摩擦特性の定量評価も試行した. 初期余効すべりは地震発生サイクル全体の断層すべり収支において大きな役割を果たす. また, その時空間発展の把握は断層面の摩擦特性の正確な理解において重要である. 本研究で改良および開発された断層すべりの推定手法は, これら初期余効すべりの動態の解明や, その背景にある断層面の摩擦特性の議論に大きく貢献しうるものであり, 地震発生サイクルに伴う広帯域な断層すべり現象の総合的な理解を進めるうえで重要な成果と考えられる.

謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教員である太田雄策准教授からは、日々情熱に満ちたご指導を賜り、私を育てていただきました。研究の内容に関する深い議論から研究発表の細かな体裁にいたるまで、幅広いご指導を常に私の主体性を尊重しながら注いで頂いたことで、私は楽しさに溢れる研究活動の日々を過ごすことができました。厚く御礼申し上げます。また本研究では共同研究者として、京都大学の宮崎真一教授より多くの支援をいただきました。ここに御礼申し上げます。海域地震研究グループの日野亮太教授や木戸元之教授、東龍介助教、本莊千枝助教、中田令子助教には、日々のセミナーにおける議論で数えきれないご意見、ご指摘、助言を頂きました。これらは私の研究の進展やより良い研究発表の実現の、大きな礎となりました。また三浦 哲教授、松澤 暢教授、趙 大鵬教授、長谷川昭名誉教授、福島洋准教授、矢部康男准教授には論文紹介のセミナーや研究発表のリハーサルなど機会あるごとに、手法の中身から結果の解釈まで、多くの示唆に富んだ、時には思いもよらないご意見・ご指摘を頂きました。また岡田知己准教授、内田直希准教授からも研究内容に関して興味深い指摘や提案を賜りました。高木涼太助教、吉田圭佑助教には研究活動について温かく相談に乗っていただいたことがありました。加えて固体地球物理学講座の西村太志教授や中原恒准教授、江本賢太郎助教、加納将行助教にも研究活動や論文紹介のセミナーにおいてご指導・ご鞭撻を賜りました。これらは私一人では到底得られない幅広い視座と知識をもたらし、本研究と私自身の発展の支えとなりました。ここに深く感謝を表明します。

技術職員の出町知嗣博士には野外観測でお世話になった他、鈴木秀市氏や佐藤真樹子氏には観測航海や日々の研究室での生活でお世話になりました。このほかにも当地震・噴火予知研究観測センターの教職員の皆様の支えで幸福な学生生活を送ることができました。また災害科学国際研究所の富田史章助教や防災科学技術研究所の久保田達矢博士、加えて若目田美冴博士、山本龍典博士、高橋秀暢博士らには偉大な先輩として在学時に多く助けていただきました。この場を借りて御礼申し上げます。そして同グループ・同期の学生として日々切磋琢磨した Putra Maulida 博士や西森智也氏、松井凌氏、西間木佑衣氏、伊藤嘉秋氏、田中麻莉子氏、鈴木真奈美氏や、頼もしい後輩として刺激し合った大野圭太郎氏、川久保晋氏、論文作成作業においても多くの補助をしていただいた大塚英人氏、山田太介氏にも感謝申し上げます。

本研究では PTS 解析のコードを同手法の考案者である Peter Cervelli 博士および Emily D. Montgomery-Brown 博士から提供頂きました。また日本学術振興会特別研究員として財政面で強力な御支援を頂いたことで、心おきなく研究活動に専念することができました。感謝申

し上げます.

本論文の図の作成では全て Wessel et al. (2013) による GMT (Generic Mapping Tools) を使用しました. 記して感謝申し上げます.

最後に私の研究生活に誰よりも声援を送ってくれた家族に心から感謝し, この到達点を四半世紀ぶりに帰還した同胞が見届けていることを願って, 本論文の謝辞といたします.

目次

概要	i
謝辞	v
目次	vii
第 1 章 序論	1
1.1 GNSS を用いた地殻変動観測とその誤差要因	1
1.1.1 地殻変動観測手段としての GNSS の普及	1
1.1.2 搬送波位相を用いた測位における誤差要因	3
1.2 広帯域な断層すべり推定の重要性和現状および課題	5
1.3 初期余効すべり推定の重要性和現状および課題	8
1.3.1 初期余効すべり推定の重要性	8
1.3.2 初期余効すべりの特徴抽出に関する先行研究	10
1.4 測位に基づく断層すべり推定の課題	11
1.5 搬送波位相を直接用いる推定手法	12
1.6 本研究の目的と本論文の構成	13
第 2 章 PTS の原理と定式化	25
2.1 PTS の基本原理と観測方程式	25
2.1.1 GPS の概要と観測量	25
2.1.2 搬送波二重位相差の使用	26
2.1.3 電離層遅延の取り扱い	27
2.1.4 大気遅延の取り扱い	27
2.1.5 PTS の観測方程式	28
2.2 複数の視線を用いた定式化と状態空間モデルの適用	30
2.2.1 複数視線についての観測方程式	30
2.2.2 状態空間モデルの適用	32
2.2.3 カルマンフィルタによる未知パラメータ推定	33
2.2.4 確率過程とプロセスノイズ	35
2.2.5 断層すべり分布推定への拡張	37
2.3 推定値リセットの導入	38

2.4	Sidereal filter の適用	39
2.5	本章のまとめ	40
第 3 章	PTS による 2016 年熊本地震の地震時すべり分布推定	49
3.1	2016 年熊本地震の概要および断層すべり推定の先行研究事例	49
3.2	PTS の 2016 年熊本地震への適用	51
3.3	PTS で推定された 2016 年熊本地震の断層すべり分布	54
3.4	PTS の熊本地震への適用結果の意義と課題	55
3.5	本章のまとめ	59
第 4 章	PTS による 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり・初期余効すべりの連続推定	77
4.1	2011 年東北地方太平洋沖地震の概要および断層すべり推定の先行研究事例	77
4.2	PTS の 2011 年東北地方太平洋沖地震への適用	81
4.3	PTS で推定された 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布	84
4.4	PTS で推定された 2011 年東北地方太平洋沖地震の初期余効すべり	87
4.5	推定値リセットと Sidereal filter の効果	91
4.6	本章のまとめ	92
第 5 章	議論	135
5.1	PTS で推定された初期余効すべりに関する議論	135
5.1.1	ランダムウォークの確率過程を用いた初期余効すべり推定	135
5.1.2	地震時すべり・先行研究による余効すべりとの比較	137
5.1.3	初期余効すべり域のプレート境界の摩擦特性の推定	139
5.2	PTS の活用に向けた技術的課題	148
5.2.1	PTS を用いたリアルタイム地震時すべり推定	148
5.2.2	PTS における未知パラメータ推定・分離精度の定量把握	149
5.2.3	PTS 解析における時系列安定性の向上に向けた課題	151
第 6 章	結論	179
	参考文献	183

1. 序論

1.1 GNSS を用いた地殻変動観測とその誤差要因

1.1.1 地殻変動観測手段としての GNSS の普及

全地球測位衛星システム (GNSS, Global Navigation Satellite Systems) は人工衛星から発信される電波を地上の観測点で受信して衛星・観測点間の距離を測定し、別途推定される衛星の位置情報と合わせて観測点の位置を決定するシステムである。GNSS のうち最も早くから存在するのが、1980 年代からアメリカ合衆国が運用する GPS (Global Positioning System) である。同システムは現在でも GNSS の中で最も一般的に使用されているが、これに加えてロシアが運用する GLONASS が 2011 年、欧州連合が運用する Galileo が 2016 年、中国が運用する BeiDou (北斗) が 2020 年に相次いで運用開始している。また日本が 2010 年から構築を進めている準天頂衛星システム (QZSS, Quasi-Zenith Satellite System) やインドの NavIC (Navigation Indian Constellation) のように、特定地域の上空に衛星を配置して GNSS を補完するシステムも存在する。このような測位衛星システムの充実により、全世界のどこでも高精度な位置情報が取得可能な状況が確立しつつある。

GNSS を用いて観測点の位置 (座標値) を推定することを、以降、測位と呼ぶ。また GNSS 衛星の位置情報は軌道暦または単に暦などと呼ばれ、世界各地の地上局からの追跡で推定される。地表面に固定された観測点で連続的に測位を繰り返すことで、地殻変動の観測が可能である。GNSS が地殻変動の観測手段として普及し始めたのは 1980 年代後半から 1990 年代である。日本においては国土地理院が 1987 年より試験観測を開始し、1994 年に関東・東海地方をカバーする COSMOS-G2 (Continuous Strain Monitoring System with GPS by GSI)、その他の全国をカバーする GRAPES (GPS Regional Array for Precise Surveying) の二つの観測網が運用を開始した。そして 1996 年には両者を統合した GEONET (GNSS Earth Observation Network system) が 610 点で運用を開始し (国土地理院 GEONET グループ, 2004)、現在では全国 20~30km 間隔、1300 点という世界最大級の観測網に発達している。GEONET では各観測点の座標値を定常的に測位解析で推定し、その結果を逐次公開している。解析戦略の継続的な改良により、その精度は mm オーダーに達し、現在は第 5 版が提供されている (e.g., 村松他, 2021)。解析は速報性と精度で 3 種類に分かれており、3 時間毎の迅速解 (Q5)、日座標値を毎日提供する速報解 (R5)、日座標値を 1 週間毎に提供する最終解 (F5) がある。

GPS の登場以前、地殻変動を把握する主な手段であった三角測量・三辺測量・水準測量といった伝統的な測量手法は、実施に大きな人的労力が必要であり、全国を一巡するのに数年

から十年単位の時間を要していた。またこれらの測量はそもそも国土の形状と位置の把握のために行われるものであり、地殻変動観測を主目的としたものではなかった。しかし GEONET の整備により日本においては、全国で発生する地殻変動を稠密かつ高い時間分解能で監視可能となり、地殻変動研究の基盤として大きな役割を果たしている。運用初期の重要な成果としては、1994 年北海道東方沖地震 ($M_j8.1$) や 1995 年兵庫県南部地震 ($M_j7.3$) の地震時永久変位を観測した例 (Tsuji et al., 1995; Hashimoto et al., 1996), また 1994 年三陸はるか沖地震 ($M_j7.6$) の余効変動を観測した例などがある (Heki et al., 1997)。2000 年代の成果としては新潟・神戸ひずみ集中帯の発見 (Sagiya et al., 2000; Sagiya, 2004) や 2000 年三宅島噴火に伴う地殻変動の観測 (e.g., Ito and Yoshioka, 2002), 2003 年十勝沖地震 ($M_j8.0$) による地殻変動の観測 (e.g., Miura et al., 2004), 2008 年岩手・宮城内陸地震 ($M_j7.2$) の地震時地殻変動および余効変動の観測 (e.g., Ohta et al., 2008; Inuma et al., 2009) 等がある。より近年では、南海トラフ沈み込み帯で発生するゆっくりすべり (以降 SSE, Slow Slip Event) を多数検出した例がある (Nishimura et al., 2013)。これらの他にも膨大な数の研究事例が存在しその多くが国土地理院で提供している F5 解やその前のバージョンである F3 解等のルーチン解析結果を用いている。

こうした GNSS 観測網の整備と地殻変動研究への活用は、全世界で進んでいる。米国では 1990 年代からカリフォルニア南部を中心に整備された Southern California Integrated GPS Network (Hudnut et al., 2002) や、太平洋沿岸のプレート境界に沿って整備された Plate Boundary Observatory (Silver et al., 1998), および同観測網を北米・中南米の他国の観測網と統合した Network of the Americas (Herring et al., 2016) 等の複数の観測網が構築されている。これらにより、例えば 1992 年 Landers 地震 ($M_w7.2$) の地震時地殻変動の観測 (e.g., Blewitt et al., 1993) を始めとして、サンアンドレアス断層帯で発生した多数の地震による地殻変動が捉えられた。またカスケード沈み込み帯で発生する間欠的な微動活動と同期する SSE の発見、およびその動態の解明が進んだ (e.g., Rogers and Dragert, 2003)。近年ではサンアンドレアス断層帯周辺における定常すべり速度の詳細な分布が求められ (Parsons et al., 2013), 地震発生予測に活用されている。

F5 解のような日座標値の推定では、1 日の中で観測点が不動と仮定し、時間方向に長いデータを全て用いて、単一の座標値を得る。このような測位解の算出方法をスタティック測位と呼ぶ。その性質上最も高い精度が得られ、cm から mm 単位に達する。一方でより短いサンプリング周期で座標変化を許容する測位はキネマティック測位と呼ばれ、精度は一般に数 cm~10cm 程度である。

1.1.2 搬送波位相を用いた測位における誤差要因

以下では GNSS を用いた高精度測位における観測量である搬送波位相について説明する。GNSS 衛星から発信される搬送波は、コードと呼ばれる発信時刻情報等を含む信号によって変調されており、これを観測点で受信して伝搬時刻を測定し、光速と積をとることで距離を得る。このようなコードを用いた測位は基本的に数十 cm から m 単位の精度であり、主として車両のナビゲーションシステム等、民間利用で用いられている。一方、地殻変動観測等に用いられる高精度測位では、搬送波自体の位相が用いられる。例えば GPS で用いられる電波は 1~2GHz のマイクロ波で波長 20cm 前後であり、この位相を 1/100 サイクル以上の分解能で測定できる。すなわち理論上はミリ単位で衛星と GNSS アンテナの距離を決定可能である。

式 (1.1) に搬送波位相の観測方程式を示す。左辺の観測値は位相に波長をかけて長さの次元に変換しているが、同長さの次元の値も以降は搬送波位相値と便宜上呼ぶ。

$$\phi_s^i \equiv \lambda \phi_s^i = \rho_s^i + \lambda N_s^i + c(dt_s - dt^i) + I_s^i + T_s^i + \delta_s^i + \varepsilon_\phi \quad (1.1)$$

左辺が衛星 i と観測点 s の間の搬送波位相観測値を示す。本論文では以降も同様に上付き添え字で衛星を、下付き添え字で観測点を表す。これを説明する右辺の未知数のうち第一項の ρ が真の衛星・観測点距離であり、第二項以降が誤差要因である。以下ではこれら誤差要因について順に説明する。

λN は位相の整数部の不現実性である。搬送波位相は 1/100 サイクル以上の精密な測定が可能であるものの、測定開始時に直接判明するのは 1 サイクル以内の小数部とそれ以降のサイクル数であり、残る整数部が衛星・観測点間に何個含まれているかの推定が必要となる。このような位相の整数部の不現実性を「波数不確定性」と呼ぶ。ここで、一度決定した波数不確定性の値は、連続して位相値を追跡する限りその後も利用できる。波数不確定性の推定・補正では多くの手法が考案されているが、ここでは説明を省略する。

dt^i と dt_s は衛星と観測点の時計誤差、 I_s^i は電離層による搬送波の遅延である。同様に T_s^i は大気による搬送波の遅延である。これらの取り扱いについては第 2 章でも詳しく述べるが、時計誤差と電離層遅延についてはその除去手法が確立している。例えば時計誤差の影響は 2 観測点・2 衛星間の視線で差分をとることで共通誤差として除去可能であり、電離層遅延はその量が電波の周波数に依存するため、2 周波数の観測を併用することで測定・除去できる。

一方、大気遅延の補正技術は、その時空間的な不均質性の高さから、現在も改良が続けら

れている (e.g., Niell, 1996; Bohem and Schuh, 2004; Bohem et al., 2006; Hobiger et al., 2008; Lagler et al., 2013). 大気遅延は観測点の標高や気象現象に応じて、複雑な時空間変化を示す. 図 1.1 に Hobiger et al. (2007) による, ある日の日本全国の大気遅延量の分布を示す. 天頂大気遅延量は一般に 2m 前後で, その大部分を大気自体の遅延, 乾燥遅延が占める. 乾燥遅延は標高に依存するが時空間変化は少なく, 静水圧平衡と地上気圧から精度よく見積もり可能である (e.g., Saastamoinen, 1972). そのため測位解析では固定値として初めに除去される場合がある. 一方, 湿潤遅延は 0.1~0.4m 程度の大きさにとどまるが, 対流圏下部の気象現象に依存して大きな時空間変化を示す. そのため座標値と同時に推定する必要があり, 特に上下成分の推定においてトレードオフによる誤差の原因となる.

式 (1.1) の δ_s^i はマルチパスノイズ, アンテナ位相特性, 機器遅延等のその他の要因を示す. マルチパスノイズは観測点周辺の障害物や地面に反射した電波が, 直達波と干渉することで生じるノイズである (e.g., Elosegui et al., 1995). 図 1.2 にマルチパスノイズの模式図と, 座標時系列に生じるマルチパスノイズの例を示す. マルチパスの入射特性は上空の衛星の配置に依存する. そのため, 同ノイズは衛星の移動に伴って数分から 1 日の時間スケールで変動する. また 1 恒星日 (23 時間 56 分 4 秒) 周期で衛星が周回し, 観測点から見て同じ方位・仰角の位置に再来する毎に, 繰り返し類似のマルチパスノイズが出現する (e.g., Choi et al., 2004; Ohta, 2016). これは 24 時間の太陽日で見ると, 前日の同時刻より 236 秒遅れて類似のパターンが現れることを意味する. 本研究ではこの後の第 2 章で述べる Sidereal filter という手法によって除去を試みる.

δ_s^i に含まれるアンテナ位相特性は, アンテナが電波を受信する中心位置が, 電波の入射角に応じてアンテナ中心からずれることで生じる誤差である. 測位で推定される観測点の位置とはアンテナの中心位置を指すが, このような受信位置のずれが見かけ上の観測点の移動をもたらすことになる. これについてはアンテナ使用前の検定でその特性を評価, 補正する手法が考案されており (e.g., Mader, 1999; Rebischung et al., 2012), 同補正情報を活用することで同誤差の低減が可能である.

式 (1.1) に含まれる誤差以外にも, 目的とする地震・火山現象に伴う地殻変動に重畳する現象があり, 誤差要因となりうる. 例えば地下水の移動や凍結による地盤の変形, 日射によるアンテナ支柱の熱膨張が引き起こす日周運動 (e.g., Munekane et al., 2004; Munekane, 2012) 等がある. これらは観測点固有の局所的な移動である. こうした変動はローカル変動と総称されることがあり, その量は大きくても 1 日 1cm 程度である (e.g., Wyatt, 1982, 1989). さらに基準座標系の誤差によって, 複数の観測点の並進・回転・伸縮のような系統的な動きを生

じることもある。これは共通成分, Common Mode Error 等と呼ばれる (e.g., Wdowinski et al., 1997; Williams et al., 2004).

ここまで述べてきたように搬送波位相を用いた測位には, 多数の誤差要因が存在する。このような状況下で正確に地殻変動を捉えるためには, これらの誤差要因の時間変化と真の座標変化とを高精度に分離することが必要不可欠となる。Hirata and Ohta (2016) はキネマティック測位における大気遅延に仮定するプロセスノイズの最適値を網羅的に探索し, 地域や時季によって最適値が大きく異なることを示した。また, 最適なプロセスノイズ値の使用で, 座標時系列の安定性が 15~30%改善することを示している。このように未知パラメータの正確な分離は測位精度に大きく影響する。特に前述の大気遅延, マルチパスノイズ, ローカル変動などの誤差要因の多くは数分から半日の時間スケールで変化するため, この時間スケールでは分離困難性が高い。例えば数分以内の時間スケールでのキネマティック測位ならば, 上記の誤差要因の変動が十分に小さいとして無視できる。反対に 1 日以上であればスタティック測位で時間方向に長いデータを一括で用いることで, 両者の分離が安定して可能となる。一方, 数分から半日の時間スケールでは両者の分離は難しく, 時間方向に短いデータから座標と誤差要因の時間変化を同時に推定する必要がある。つまり, 数分から半日の時間帯域では測位精度の劣化が大きい。これは後述の広帯域な断層すべり推定における課題に繋がる。

1.2 広帯域な断層すべり推定の重要性と現状及び課題

本節では地震発生サイクルの理解における広帯域な観測手段の重要性と, 広帯域な観測手段としての GNSS の長所や活用の現状, および課題について述べる。

地震発生サイクルの一連の過程に伴う地殻変動・断層すべり現象は極めて広い時間スケールにわたる。地震発生サイクルは一般に「地震時」, 「地震後」, 「地震間」の三つの期間に大別できる。「地震時」はプレート運動によるひずみを急激な断層すべりで解消する現象であり, M9 級の超巨大地震の場合, 破壊時間は最大数分から十数分程度に達する (e.g., Ni et al., 2005; Koketsu et al., 2011)。

「地震後」の現象である余効変動は, 地震時の断層すべりでもたらされた応力擾乱を解消し, 周囲に伝搬させる現象である。その時間スケールの幅は広く, 地震直後の数分以内から発生し (e.g., Twardzik et al., 2019), その後は年から数十年以上もの非常に長期にわたって変動が継続する場合もある (e.g., Sherrill and Johnson, 2021)。

「地震間」にはプレート間固着によるひずみの蓄積や, 非定常なゆっくりした断層すべり

によるひずみの解消が含まれる。プレート間固着は長期の現象であり、例えば日本の南海トラフでは 100~150 年間隔で発生する巨大地震に向けてひずみが蓄積される (e.g., Ishibashi, 2004). また SSE は地域によって多様な規模と時間スケールを持ち、数日から数年の様々な時間帯域で発生する (e.g., Obara et al., 2010; Bekaert et al., 2016).

以上のように地震発生サイクルに伴う現象は極めて広い時間スケールにわたる。断層のすべり・ひずみ収支や摩擦特性、そして地震発生メカニズムの総合的理解には、これら広帯域にわたる現象を高い精度で把握する必要がある。加えて地震時の断層すべり・地殻変動については正確な被害予測や津波警報の高度化の観点から、即時把握も重要な視座である。

これらの要請に対し、GNSS は広帯域な地殻変動・断層すべり現象の観測手段として優位性を持つ。地震計は振り子を使用する装置であるため、必ず特定の固有周期が存在する。したがって幅広い時間帯域でフラットな感度を持つのは非常に難しく、特に数分から 10 分以上の低周波側で感度が低下する。一方で地震規模が大きくなるほど、低周波の地震動や永久変位成分が卓越する (e.g., Aki, 1967). そのために特に短周期地震計を用いた地震規模の正確な把握に困難性が生じる。同じく人工衛星を用いた地殻変動観測手段として、合成開口レーダ (SAR, Synthetic Aperture Radar) がある。SAR は地上施設が不要な観測手段で、地表面の変形を高い空間分解能で面的に把握できる。一方、衛星の周回周期が最小の観測周期となるため、時間分解能が最短で数日程度となる。ひずみ計についてはこれらに比較して広いダイナミックレンジを持つものの、地下水変動の影響を受けやすく数日以上の時間スケールでは補正に注意を要する (e.g., 木村, 2018).

図 1.3 に GNSS の時間帯域毎の地震現象に対する適用事例を示す。地震時の数分以内の時間スケールに着目すると、高サンプリングな測位時系列で地震動や地震時永久変位を捉える先駆的な研究が 1990 年代から 2000 年代に行われている (e.g., Hirahara et al., 1994; Hatanaka et al., 1995; Miyazaki et al., 1998; Ge, 1999; Ge et al., 2000; Larson et al., 2003; Bock et al., 2004; Ohta et al., 2006). Larson et al. (2003) は 2002 年 Denali 地震の表面波を 1 秒間隔の測位で捉え、その結果が強震計データの積分値とよく一致することを示した。Miyazaki et al. (1998) は 1996 年日向灘地震、Ohta et al. (2006) は 2004 年 Sumatra 地震で同様のことを試みており、これらによって GNSS が地震計としても活用可能なことが示された。さらに Miyazaki et al. (2004b) は 2003 年十勝沖地震の動的な破壊過程を 1 秒サンプリングの測位で得られた変位時系列から推定した。同様に Yokota et al. (2009) は 2008 年岩手・宮城内陸地震の破壊過程を推定している。このような高サンプリングな GNSS 時系列を用いた破壊過程推定は、地震動から永久変位までの広帯域な変動を一括で扱えるという利点がある。

さらに、GNSS データから震源モデル推定をリアルタイムに行い、防災・減災に活用する試みも 2000 年代から活発に行われている (e.g., Blewitt et al., 2006, 2009; Larson, 2009; Allen and Ziv, 2011; Colosimo et al., 2011; Ohta et al., 2012, 2015; Melgar et al., 2012, 2013; Melgar and Bock, 2013; Minson et al., 2013). Blewitt et al. (2006, 2009) は 2004 年 Sumatra 地震においてマグニチュードの過小評価が地震発生後数日にわたって続いたことに着目し、リアルタイムな地震時永久変位の検出と地震規模・震源モデルの即時推定を行うシステムの基本的な枠組みを提唱した. Allen and Ziv (2011) はカリフォルニア南部の GNSS 観測網を用いた地震規模等即時推定を試み、2010 年 El Mayor-Cucapah 地震 ($M_w7.2$) について 1 分以内にほぼ正確なマグニチュードを得ることに成功している. Ohta et al. (2012, 2015) ではキネマティック測位時系列から地震時永久変位を自動的に検出するアルゴリズムの開発と性能評価を行った. さらに 2011 年東北地方太平洋沖地震 ($M_w9.0$) への適用による震源モデル即時推定によって、地震発生 5 分以内に $M_w8.7$ という実際に近い値が得られることを示した. こうした知見は東北大学と国土地理院の共同開発による即時推定システム REGARD (Real-time GEONET Analysis system for Rapid Deformation monitoring) (Kawamoto et al., 2017) に応用されている.

次に地震後の余効変動や地震間の SSE, プレート間固着についての研究を示す. 地震後の余効変動を GNSS で捉えた研究は 1990 年代から数多い (e.g., Bürgmann et al., 1997, 2002; Freed et al., 2006; Ozawa et al., 2011; Gonzalez-Ortega et al., 2014; Barnhart et al., 2016). 例えば Bürgmann et al. (2002) は 1999 年 Izmit 地震の後の約 3 か月間の余効変動を GNSS 日座標値で解析し、余効すべりの時空間発展を推定した. また Gonzalez-Ortega et al. (2014) は 2010 年 El Mayor-Cucapah 地震後の 2 年間の余効変動を解析し、余効すべりと間隙弾性反発の組み合わせによる説明を試みた. このほか日本国内の事例として Iinuma et al. (2009) は GEONET と稠密な臨時観測点を併用し、2008 年岩手・宮城内陸地震の余効すべりを捉えている. Hirose et al. (1999) は 1996 年に西南日本で発生したゆっくりした地殻変動を GNSS で捉え、豊後水道付近のプレート境界で 300 日にわたって継続する非定常な断層すべりを推定した. また、南海トラフ沈み込み帯では現在にいたるまで SSE の時空間分布の研究が盛んに続けられている (e.g., Ozawa et al., 2002; Nishimura et al., 2013; Kobayashi, 2017) ほかに、カスケードやメキシコといった世界の他のプレート境界でも SSE が発見され研究が行われている (e.g., Bartlow, 2020; Rousset et al., 2017). 最後にプレート間固着についても 1990 年代から多数の研究事例が存在する. 例えば Ito et al. (1999) と Suwa et al. (2006) は東北日本の長期の地殻変動場から、日本海溝のプレート間固着の分布を推定した. Nishimura et al. (2018) は GNSS と

海底測地データの併用により南海トラフの固着状態や西南日本のブロック運動の様子を推定し、プレート間固着だけでなく陸のプレート内部の変形もひずみの吸収に大きく関与していることを示した。

このように GNSS による地殻変動観測はその普及の初期の段階から、秒から年にわたる広い時間スケールの現象に対して用いられてきた。その成果は地震発生サイクルの総合的な理解に大きく貢献しているが、一方で図 1.3 の中央付近に示した数分から半日の時間スケールは GNSS の適用がほとんど進んでいない。これは前節で述べた未知パラメータ間の分離困難性のために測位精度が低下するためであり、例えば地震直後の初期の余効すべりの実態解明が進んでいないという課題がある。次節では初期余効すべりの把握の地球物理学的な重要性と現状について更に詳しく述べる。

1.3 初期余効すべり推定の重要性と現状及び課題

1.3.1 初期余効すべり推定の重要性

以降では特に地震直後の半日から 1 日以内の余効すべり現象を、初期余効すべりと呼称する。初期余効すべりを正確に把握することは、地震発生サイクルにおけるひずみ蓄積・解放過程の正確な理解のために重要である。一般に余効変動や余効すべりは指数関数・対数関数的な時間変化を示し (e.g., Marone et al., 1991; Barnhart et al., 2016), 地震直後の初期であるほど大きな速度で発生する。すなわち、初期余効すべりは地震後の余効すべりのうち、最もそのすべり量と減衰量が大きい。地震直後の半日から 1 日以内の余効すべりの寄与を推定した先駆的な研究事例の一つが Langbein et al. (2006) である。同研究では 2004 年 Parkfield 地震の地震時すべりを 60 秒間隔の座標時系列と日座標時系列で推定し、前者の推定値が後者の 75%程度であることを示している。つまり日座標値で推定された地震時すべりの 25%が、実際は地震直後の半日から 1 日の間に生じた初期余効すべりによるものであることを示唆する。このようなサンプリング周期の異なる測地データの併用により、地震直後数日以内の余効すべりの量を推定した研究事例は数例存在する (e.g., Ding et al., 2015; Ragon et al., 2019; Pollitz et al., 2019)。また、測地データと地震計データによるマグニチュード推定値の比較を行った研究もある (e.g., Hudnut et al., 1996; Ma et al., 2001; Yano et al., 2014)。Yano et al. (2014) では 2009 年 L'Aquila 地震の震源モデルを地震計データによるインバージョンと初期余効変動を含む測地データによるインバージョンで求め、両者の比較から最初の 1 日の余効すべりが地震時の 20%のモーメント解放を担っていたことを示した。こうした異種観測量の併用によって、1 日以内の初期余効すべりの量を推定した例を表 1.1 に示す。これらの

結果を見ると、初期余効すべりは最大で地震時の 1~3 割に達する量のすべりを解放しうる。つまり、初期余効すべりを正確に把握することは、地震発生サイクルにおけるひずみ解放過程を理解する上で、きわめて重要である。

第二の重要性が断層の摩擦特性との関係である。余効すべりの時空間発展を説明するモデルとして多くの研究で用いられているのが、Dieterich (1979) 等で提唱された速度状態依存の摩擦構成則である。一方で Wennerberg and Sharp (1997) や Helmstetter and Shaw (2009) のように、複数の異なる摩擦構成則による説明を試みたうえで、結果を比較した研究もある。Wennerberg and Sharp (1997) は 1987 年 Superstition Hills 地震の余効変動データについて速度状態依存の摩擦則と定常状態な速度依存の摩擦則による説明を試み、両者で与えられる理論値のいずれも観測された変位時系列によく一致することを示した。一方、2 つの理論値を時間方向に逆方向に外挿すると、地震発生直後に近づくほど大きな乖離を生じることを示している。同様に Helmstetter and Shaw (2009) は 2000 年 Denali 地震、2004 年 Parkfield 地震、2005 年 Nias 地震の余効変動データについて、速度状態依存、定常状態の速度依存、大森則による比較を試みた。図 1.4 にその結果を示す。同研究は地震発生 1 日後以降の余効変動時系列がいずれの摩擦則でもよく説明可能であり、実際の断層がいずれの摩擦則に従っているのか見分けがつかないとしている。一方で地震直後 1 日以内では、これらの摩擦則に基づいて導出される変位時系列の理論値に大きな相違が生じることを示している。Perfettini and Ampuero (2008) は、このような初期の段階の変位時系列の相違に対する、理論的な説明を示した。同研究では速度状態依存の摩擦則に基づいて、地震時の急激な応力擾乱に対する速度強化パッチの応答をシミュレーションで推定した。そして地震発生直後の一定期間は余効すべりが加速し、その後は定常状態の速度依存に従って減速するという 2 段階の挙動が生じることを示した。以降は前者の期間を「加速フェーズ」と呼ぶが、同研究ではその所要時間がほぼゼロから 2 日間程度まで幅広い期間をとりうることを理論的に予測している。また加速フェーズ終了後の定常な減速の部分は、速度状態依存ではなく速度依存の摩擦則で説明可能と述べている。これら 3 つの先行研究より、断層の摩擦特性の正確な理解には半日から 1 日以内の初期余効すべりの時間発展の把握が重要であるといえる。また Perfettini and Ampuero (2008) で指摘された加速フェーズの存在を検証するには、やはり初期余効すべりの把握が重要となる。このほか初期ではないが、Miyazaki et al. (2004a) は 2003 年十勝沖地震直後 30 日間の余効すべりの時空間発展を Network Inversion Filter (Segall and Matthews (1997), 以降 NIF) で推定し、その結果からプレート境界の摩擦特性の評価を試みた。同研究では推定された余効すべりから期待される応力変化と余効すべり速度の関係を場所毎に

求め、摩擦パラメータの推定を行った。そして余効すべり発生域と地震時すべり域で特性が異なることを示し、摩擦特性の空間不均質が余効すべりの推定結果から可視化された可能性を示している。

以上のように断層のすべり収支やすべりを支配する摩擦特性、摩擦構成則を正確に知るには、初期余効すべりの時空間発展の高精度な推定が必須である。また余効すべりは地震時の応力擾乱を周囲に再配分する現象であり、後続地震の発生予測等、地震の推移予測の高度化の観点からもその重要性は高い。

1.3.2 初期余効すべりの特徴抽出に関する先行研究

半日から 1 日以内の初期余効すべりの時空間発展を推定した研究事例は、本論文を執筆した 2021 年時点で 10 例前後と非常に少ない。以下ではそれらの研究で示された主な知見を簡単に紹介する。

Miyazaki and Larson (2008) は 2003 年十勝沖地震の初期余効すべり時空間発展を NIF を用いて推定し、本震すべり域の西隣、次いで深い側へと余効すべり域が移動していく様子を捉えた。Tsang et al. (2019) では 2016 年 Pederenales 地震 ($M_w7.6$) の初期余効すべりが震源域の南隣や深い側へ進展する様子を推定した。Jiang et al. (2021) では 2004 年 Parkfield 地震 ($M_w6.0$) の初期余効すべりが、徐々に深い側へ拡大・移動する様子を捉えている (図 1.5)。Malservisi et al. (2015) では 2012 年 Nicoya 地震 ($M_w7.6$) の初期余効すべりが地震時すべり域より浅い側で発生し、徐々に浅部へと拡大していったことを示した。

余効すべり域の時間変化に加えて、すべり速度に注目した研究もある。Munekane (2012) では 2011 年東北地方太平洋沖地震の初期余効すべりを直後の 10 分間と 4 時間の 2 つの期間について推定し、本震・大きな余震の地震時すべりと初期余効すべりが隣接する領域で連鎖的に生じたことを示した。加えて同研究では東北地方太平洋沖地震の本震の 2 日前に発生した前震の余効すべりも推定しており、推定された余効すべり速度が Ide et al. (2007) によるスロー地震のスケーリング則から外れる高い値であることを示した。同研究ではこのような速い余効すべりが、東北の沈み込み帯の地域性である可能性に言及している。同様に Mitsui and Heki (2013) は東北地方太平洋沖地震直後の 26 分間の余効すべりを推定し、その速度を 1994 年三陸はるか沖地震や 2003 年十勝沖地震などの過去の地震の余効すべりと比較した。そして本震の規模と余効すべり速度が、概ね比例関係になることを示した。

Fukuda et al. (2009) は 2003 年十勝沖地震の初期余効すべりが、時間遅れを伴う 2 段階の立ち上がりを示す様子を捉えた (図 1.6)。同研究ではこの挙動を説明する摩擦特性の推定も

行い, Perfettini and Ampuero (2008) で予言された加速フェーズで説明できると結論した. Milliner et al. (2020) は 2016 年熊本地震の初期余効すべりと余震活動を比較し, 余効すべり量と余震数の対応関係が数時間以内の時間スケールでも明瞭に見られることを示した.

初期余効すべりを捉えるための解析手法の改良も行われている. Malservisi et al. (2015) や Twardzik et al. (2019) は, キネマティック測位とスタティック測位を交互に行い, 座標時系列と大気遅延時系列をイタレーション的に決定する手法を考案した. また Jiang et al. (2021) ではキネマティック測位時系列と日座標時系列を結合することで, 分から日以上の時間スケールの変動を連続的に議論することを試みている. Munekane (2012) と Milliner et al. (2020) ではそれぞれ主成分分析と独立成分分析を用い, ローカル変動やその他の共通成分の除去を行っている.

このように初期余効すべりの時空間発展の様子については, 重要な成果が得られつつある. しかし研究事例の絶対数が少なく, イベント間や地域間の比較を交えた系統的な議論は十分ではない. また摩擦特性, 特にそれらを支配するパラメータの空間不均質のような支配物理の議論に定量的に踏み込んだ研究はきわめて少ない. 加えて大半の研究事例は後処理による地震後の期間のみの解析であり, 地震時と地震後の断層すべりの時空間発展を一括で連続的に推定した例はほぼ存在しない.

1.4 測位に基づく断層すべり推定の課題

ここまで広帯域な断層すべり推定の重要性と GNSS が果たす役割, そしてその現状及び課題について述べた. 本節では測位に基づく断層すべり推定の課題についてまとめる.

地震時すべりのリアルタイム推定における課題として, その計算機コストと脆弱性が挙げられる. 1.2 で紹介した REDARD は全国約 1300 の電子基準点において常時リアルタイムでキネマティック測位を実施しているが, これら多数の観測点におけるリアルタイム解析には大きな計算機資源が必要である. また測位の精度は軌道暦など外部から供給される多数の補正情報に強く依存する. 例えば最も用いられる軌道暦が International GNSS Service (IGS) から提供される数 cm から 10cm の精度の暦, いわゆる精密暦である (Dow et al., 2009). 表 1.2 に精密暦の種類と性能を示す. REGARD は即時性が求められるシステムのため, 6 時間毎に即時提供される超速報暦の予報部分を使用しているが, その安定供給が解析精度の前提である. 一方で精密暦より精度は劣るものの観測点で直接即時に取得可能な暦として, 衛星自身が航法メッセージとして発信している放送暦もある. しかしながら放送暦を用いた地殻変動観測は, 精度の観点からほとんど行われていない.

次に地球物理学的な課題を示す．ここまで述べてきたように数分から半日の時間スケールの初期余効すべり様態は不明な点が多く，断層のすべり・ひずみ収支や摩擦特性の理解の障害要因となっている．その主な原因が同時間スケールにおける地殻変動・断層すべりと他の誤差要因との分離の困難性だが，このような分離困難性に対応，議論する上で測位を用いること自体が大きな障壁となる．測位はあくまでも位置を推定し，この時点では地殻や断層の物理とは独立している．そのため，測位を行った時点で他の誤差要因の寄与は座標時系列のノイズとして固定される．そして地殻変動は位置の時間変化として捉えられ，そこから原因となる断層すべり等が更に逆推定されるという二段階に分かれる．つまり測位を用いた断層すべり推定では，本当の地殻変動や断層すべりとそうでない誤差要因との切り分けがどのようになっているか，総合的な評価や議論が難しいという課題がある．

1.5 搬送波位相を直接用いる推定手法

前節のような問題意識に対して，測位による座標推定を行わず，搬送波位相の変化から直接位置の変化や断層すべりを推定する手法も少数ではあるが提案されている．例えば Issiki et al. (2000) は PVD (Point precise Variance Detection) という手法を提案した．PVD は搬送波位相値の変化量と衛星が発信する概略の軌道暦から得られる視線の方向を用いて，観測点の位置の一時的な相対変化を推定する手法である．同研究では PVD で 5cm 程度の推定精度が得られることが示され，単点での簡便かつ低コストな計測手法として地震計や GPS 波浪計への活用が考えられると述べている．Colosimo et al. (2011) は搬送波位相変化から観測点の速度を推定し，その積分で変位時系列を得る手法，VADASE (Variometric Approach for Displacements Analysis Standalone Engine) を考案した．図 1.7 に VADASE の実データへの適用事例を示す．同研究では観測点で即時取得可能な放送暦でも数 cm の精度を得られることを示し，2002 年 Denali 地震 ($M_w 7.9$) や 2010 年 El Mayor-Cucapah 地震 ($M_w 7.2$) への適用で地震波と永久変位を精度よく捉えられることを示している．

Cervelli et al. (2002) は搬送波位相変化から，断層すべりを直接推定する手法を提案した．本研究では PTS (Phase To Slip) と呼称する．図 1.8 に同手法の概念図を示す．詳細は第 2 章で述べるが，PTS では断層すべりによる地表変位を衛星に向かう視線方向の伸縮へ変換し，搬送波位相変化と直接結び付ける．そして初期時刻以降の搬送波位相変化から，累積の断層すべりの推移を推定する．図 1.9 に Cervelli et al. (2002) における PTS の実際の適用事例を示す．同研究では PTS をハワイ島のキラウエア火山の南斜面における，地すべり性の地殻変動に適用した．そして地殻変動源として低角逆断層上のすべりを仮定し，約 1 日半の断層

すべりの時間発展を 30 秒間隔で推定することに成功している．推定された断層すべり速度は 6cm/日程度である．

上記の 3 つの手法はいずれも観測点の絶対位置を求めず，視線方向の相対変化を扱う推定手法である．そのため地震時のような短い時間スケールであれば軌道暦の誤差の影響を生じにくく，既に VADASE の例で示されているように，観測点で直接取得可能な放送暦でも機能すると考えられる．通常測位を用いる場合も現象の前後の相対的な座標変化が観測量となるため，ある程度は同様であると考えられるが，このように外部供給の軌道暦を必要としない推定が可能なことは大きな利点である．また通常測位を用いる場合，初めに個々の観測点の座標時系列の推定が独立なプロセスとして行われ，得られた座標時系列から断層すべりが逆推定される．一方，PTS は位置の導出を経由せず，視線方向の変化から単一のプロセスで直接断層すべりを推定する手法である．したがって測位を用いた断層すべり推定に比べて，計算機コストが低減すると考えられる．これらの特徴は 1.4 で述べた地震時すべりのリアルタイム推定における課題に対して，解決策を提示できる可能性がある．さらに PTS は断層すべりをグリーン関数で視線方向の寄与に変換し，大気遅延や波数不確定性といった他の誤差要因とともに一括で推定する．このように GNSS の一次データである搬送波位相の次元で全ての未知パラメータを並列に扱う手法であれば，未知パラメータの推定・分離状況を一体的に定量評価できる．

1.6 本研究の目的と本論文の構成

ここまで測位による断層すべり推定の課題と，それに対する PTS の有効性を述べてきた．しかしながら同手法は視線方向の変化を直接扱うため，測位による断層すべり推定に比べて非常に複雑なアルゴリズムとなること，また直感理解が難しい手法であることから活用を試みた後続研究がほとんど存在しない．そこで本研究は PTS を用いた広帯域な断層すべりモニタリング技術の確立と，それによるプレート境界の摩擦特性の特徴抽出を目的とする．この大目的を達成するために，以下の 3 点を小目的とする．

(1) PTS によるリアルタイム地震時すべり推定手法の確立．

PTS を用いた地震時断層すべり即時推定の確立を目的として，同手法の改良と 2016 年熊本地震の本震および二つの前震への適用を行う．また観測点で直接取得可能な衛星位置情報の使用も試み，PTS による地震時断層すべり推定の性能評価を行う．

(2) PTS による数分から半日の時間スケールを含む広帯域断層すべり推定手法の確立.

PTS を用いた地震時から地震後の断層すべりの連続的な推定の確立を目的として、同手法の改良と 2011 年東北地方太平洋沖地震への適用を行う．そして同地震の本震のすべり、岩手県沖と茨城県沖で発生した二つの大きな余震のすべり、および本震直後数十分間に発生した初期余効すべりの時空間発展を一括で連続的に推定する．また PTS における未知パラメータの推定・分離状況の一体評価を行う．

(3)(2) の結果にもとづく 2011 年東北地方太平洋沖地震後の初期余効すべりの時空間発展の抽出とプレート境界の摩擦特性の定量評価.

PTS で推定された初期余効すべりの時空間発展をもとに、その特徴および地震時すべり、半日後以降の余効すべりとの時空間的關係性を議論する．また初期余効すべり発生域のプレート境界の摩擦特性の定量評価を行い、その空間不均質について議論する．

本論文は本章の序論を含め 6 章からなる．まず次の第 2 章では PTS の原理と定式化について説明し、本研究で実際に加えられた改良である断層すべり分布推定への拡張、推定値リセットおよび *Sidereal filter* の適用についても併せて説明する．第 3 章では内陸地震の例として、2016 年熊本地震への PTS の適用について概要と結果を紹介し、PTS による地震時すべり推定の有用性を示す．第 4 章では海溝型巨大地震の例として 2011 年東北地方太平洋沖地震への PTS の適用を行い、地震時すべりと引き続く初期余効すべりの時空間発展の連続的な推定について示す．第 5 章では主に第 4 章の東北沖地震への適用結果について議論する．まず熊本と東北の結果を合わせて、PTS による地震時すべり推定の有用性について簡単に議論し、次に推定されるすべり時系列の妥当性について議論する．そして PTS で推定された初期余効すべりと地震時すべりや後続の余効すべりとの関係性、初期余効すべりの時定数や摩擦特性といった物理的解釈を試み、最後に未知パラメータ推定・分離状況の評価を行う．最後に第 5 章で、本研究の結論を述べる．

表 1.1 先行研究で推定された初期余効すべり・初期余効変動の量. 黒字が地震後 1 日以内の量を推定した研究, 灰色字は数日以内について推定した研究である. 大きい場合は地震直後の半日から 1 日で, 地震時の 1~3 割のすべり量や変位量に達する.

	解析対象	地震後の期間	地震時すべり量・変位量に対する比 [%]
Langbein et al. (2006)	2004Parkfield (M_w 6.0)	1 日	33
Yano et al. (2014)	2009L'Aquila (M_w 6.3)	1 日	20
Ding et al. (2015)	2013Craig (M_w 7.5)	4 日	10-20
Twardzik et al. (2019)	2010Maule (M_w 8.8) 2015Illapel (M_w 8.3) 2016Pedernales (M_w 7.6)	1 日	34
Ragon et al. (2019)	2009L'Aquila (M_w 6.3)	6 日	30
Pollitz et al. (2019)	2014Napa (M_w 6.0)	3 日	32
Milliner et al. (2020)	2016Kumamoto (M_w 7.1)	1 日	8
Jiang et al. (2021)	2004Parkfield (M_w 6.0)	1 日	34

表 1.2 Dow et al. (2009) 等による IGS 精密暦と放送暦の性能諸元. IGS 超速報暦は実際の衛星位置を与える決定暦と, 衛星位置の予測値を与える予報暦の 2 種類から構成される.

	形態	精度	更新頻度	時間遅れ	サンプリング周期
IGS 最終暦	衛星座標値	~5cm	毎週	12~13 日	15 分
IGS 速報暦	衛星座標値	~5cm	毎日	17 時間	15 分
IGS 超速報暦 (決定暦)	衛星座標値	~5cm	6 時間毎	3 時間	15 分
IGS 超速報暦 (予報暦)	衛星座標値	~10cm	6 時間毎	即時	15 分
放送暦	楕円運動のケプラー要素とその補正係数	~160cm	2 時間毎	即時	15 分

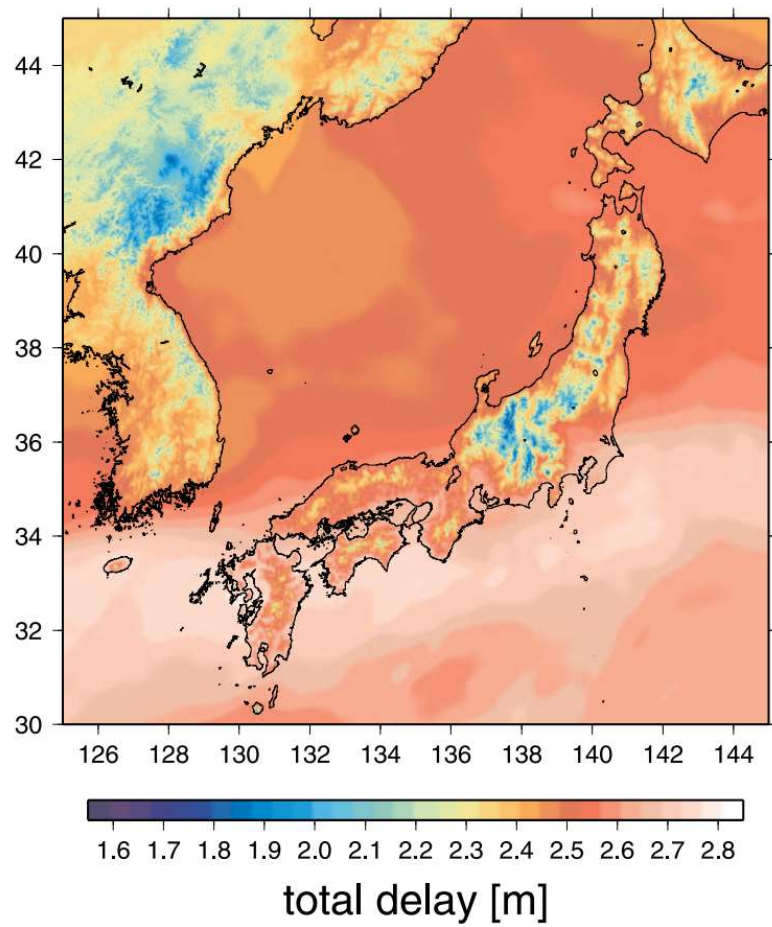


図 1.1 数値気象モデルを用いた波線追跡で推定された，2006 年 7 月 23 日の天頂大気遅延の空間分布 (Hobiger et al., 2007). 標高の高い山間部で遅延量が小さく，また東西に延びる梅雨前線に沿って遅延量が多い領域が見られる．このように大気遅延量は気象現象や観測点の立地条件に強く依存する．

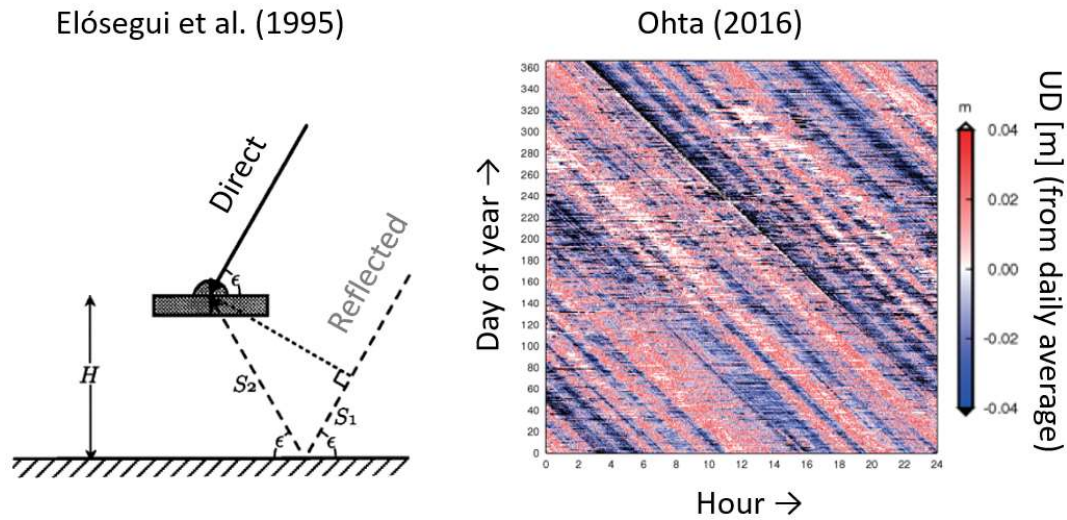


図 1.2 マルチパスノイズの模式図と座標時系列に生じるマルチパスノイズの例 (Elosegui et al. (1995) と Ohta (2016) に加筆). 右の座標時系列は GEONET の 0036 観測点と 0585 観測点の間の基線解析による 30 秒間隔の時系列で、日平均からの偏差を色で表示している. 横軸を 1 日の時間、縦軸を日として 2009 年の 1 年分の時系列を並べて描画したものである. 本文で述べたようにマルチパスノイズは衛星の周回に伴って毎日約 4 分遅れで類似のパターンが繰り返し出現する. そのため図のように連続する多数の日の時系列を並べると、斜め方向の縞模様としてマルチパスノイズの凹凸が現れる. これとは別に横方向にも色々な不均質が示されているが、これは大気遅延等によるものである. 図の中央付近、水蒸気の多い夏季にあたる部分で凹凸が激しい.

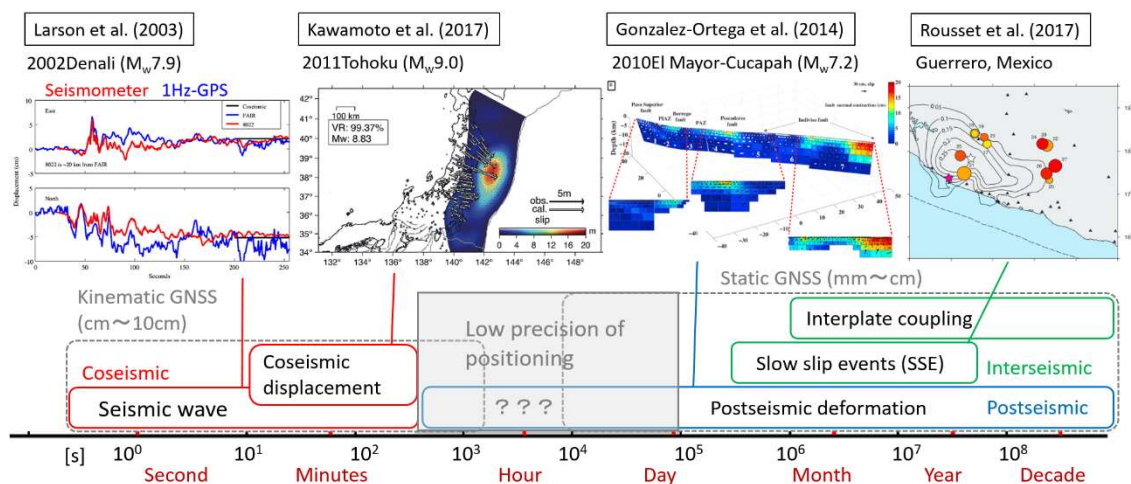


図 1.3 時間スケールごとの地震現象に対する GNSS の活用状況. 数分から半日の帯域は先行研究事例が少ない.

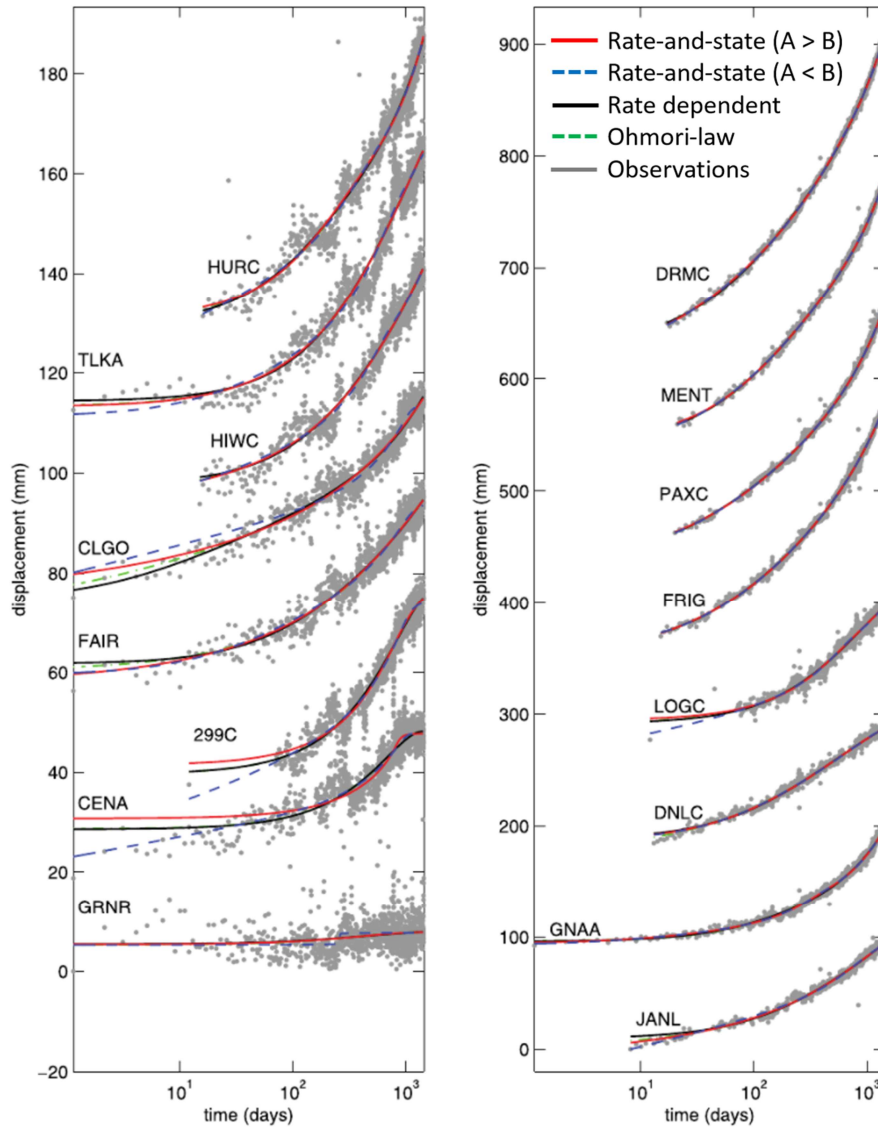


図 1.4 2000 年 Denali 地震の余効変動時系列に対する，異なる断層の摩擦構成則を仮定したフィッティング (Helmstetter and Shaw (2009) に加筆)．地震発生 1 日後以降はほぼ同じ曲線が描かれる一方で，図の左の地震直後に近づくほど差異が広がっていく．

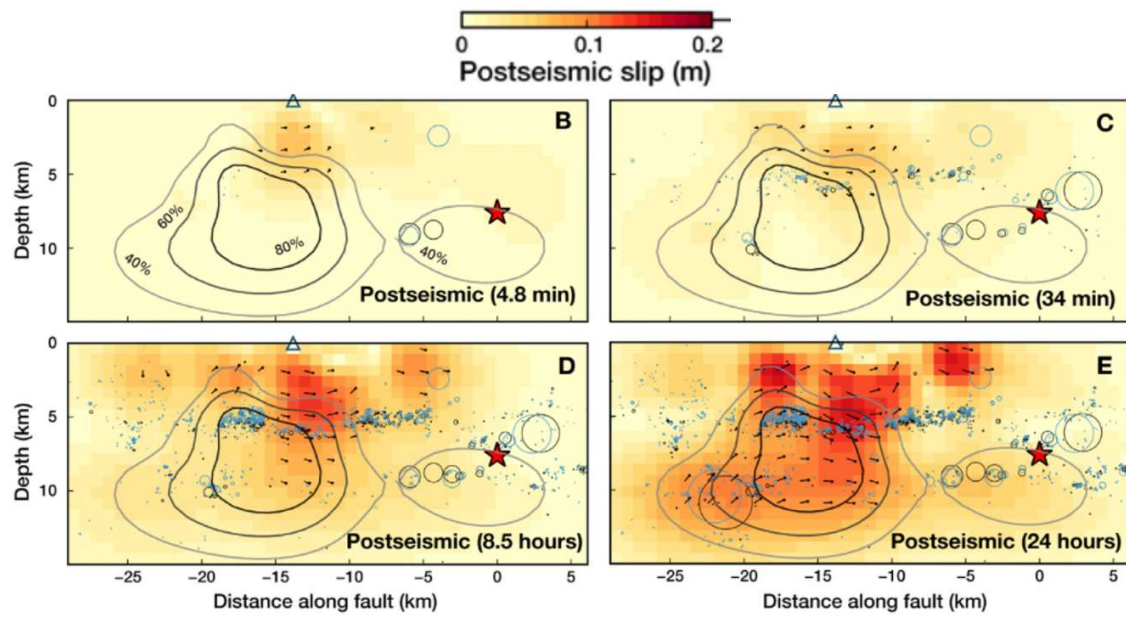


図 1.5 2004 年 Parkfield 地震の初期余効すべりの時空間発展 (Jiang et al. (2021) に加筆). 左上から順に地震発生約 5 分後 (B), 34 分後 (C), 8.5 時間後 (D), 1 日後 (E) の余効すべり分布で, 等値線は地震時すべり分布を表す. 地震直後の数分から余効すべりが生じ, 次第に深い領域へ広がっていく様子が捉えられた.

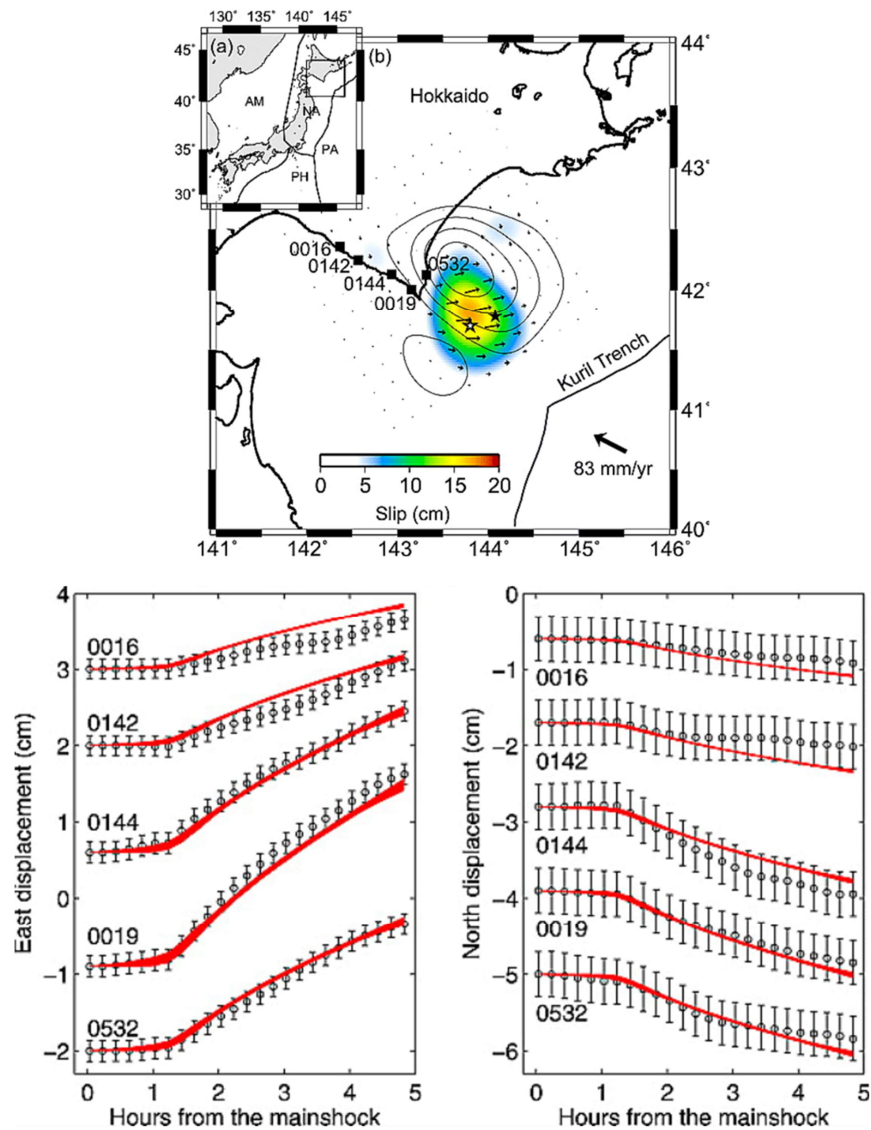


図 1.6 2003 年十勝沖地震直後の 5 時間の余効変動時系列 (Fukuda et al. (2009) より抜粋). 上段に Miyazaki and Larson (2008) で推定された本震のすべり分布と観測点の位置を表示している. いずれの時系列も地震後 1.2 時間ほど遅れて立ち上がっており, Fukuda et al. (2009) ではこの動きが Perfettini and Ampuero (2008) で提唱された加速フェーズによるものであると述べている.

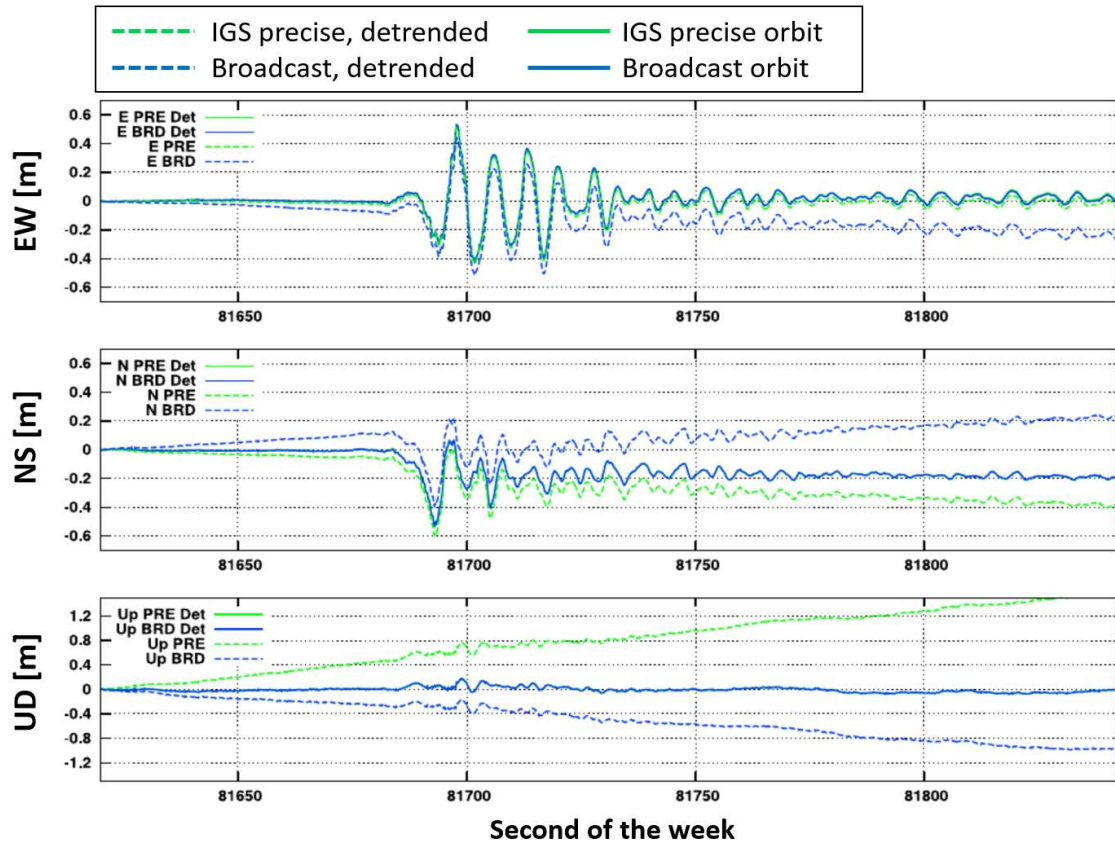


図 1.7 VADASE の実データへの適用事例 (Colosimo et al. (2011) に加筆). 2010 年 El Mayor-Cucapah 地震前後の 220 秒間の変位時系列を VADASE で推定したもので，上段から順に東西・南北・上下成分を表示している．緑色の時系列が IGS 精密暦を使用した場合，青色の時系列が放送暦を使用した場合である．また破線が速度の推定値を積分する際に生じるドリフトのトレンドを除去する前，実線が除去した後の時系列である．地震動と地震時永久変位が明瞭に捉えられており，また放送暦の場合も精密暦と近い結果を得ている．

Slip estimation based on positioning

Slip estimation based on PTS

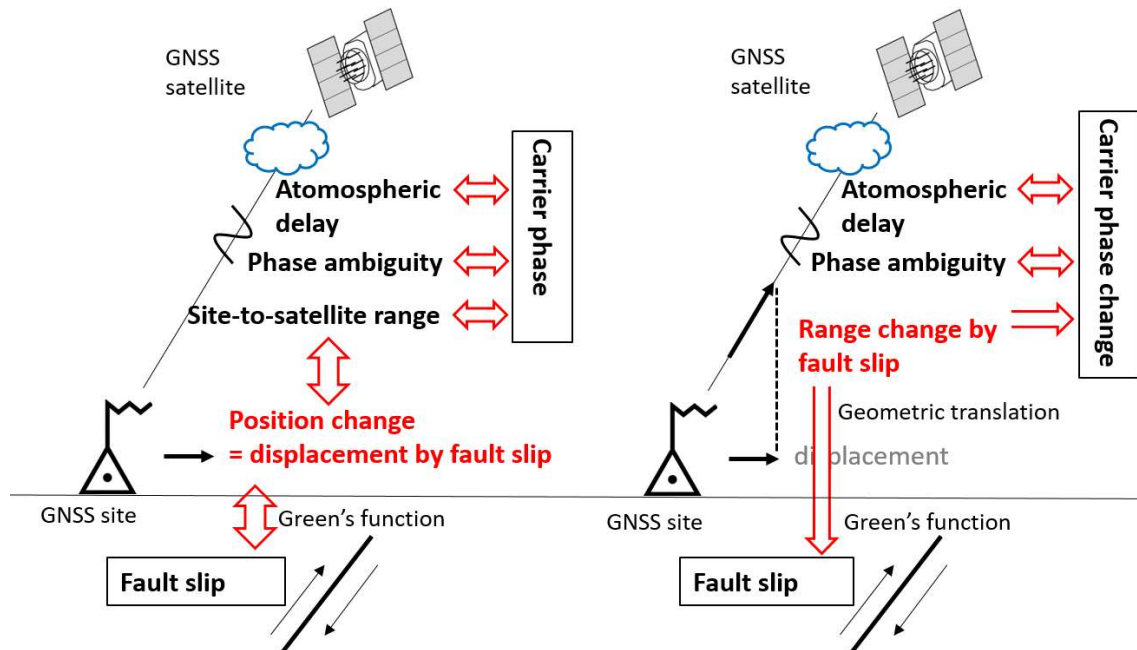


図 1.8 PTS (右) と通常測位 (左) による断層すべり推定の模式図. 通常測位では座標変化から断層すべりを逆推定するのに対して, PTS は断層すべりがもたらす衛星・観測点間距離の変化を扱う. これにより GNSS の一次観測量である搬送波位相の変化から, 直接断層すべりを推定する.

2. PTS の原理と定式化

本章では PTS の原理と定式化について、その詳細を説明する。PTS には通常測位で一般的に用いられている技術及び知見が数多く含まれている。そのため以下ではそれらについて適宜解説する。また本研究では GNSS のうち米国の GPS のみを解析に用いるため、GPS を中心に説明する。GNSS 解析の詳細な説明が連続するため、全体像の参考として図 2.1 の PTS のフローチャートを参照されたい。

2.1 PTS の基本原理と観測方程式

2.1.1 GPS の概要と観測量

本研究では GNSS のうち米国が運用する GPS を使用する。GPS は L バンドと呼ばれる 1 ～2GHz のマイクロ波を使用しており、L1 から L5 と呼ばれる 5 種類の周波数がある。民間では主に L1 と L2 が使用されているほか、民間航空・海事用に新設されたバンドとして L5 がある。他は軍事用であり L3 は核爆発検知用 (Nuclear Detonation Detection System), L4 は予備補助パッケージ (Reserve Auxiliary Package) である。本研究では、このうち L1 と L2 を用いる。両者の周波数はそれぞれ 1.575GHz, 1.228GHz で、波長は約 19cm, 24cm である。これらの電波は序論でも述べたようにコードと呼ばれる測距情報で変調されており、民生用の比較的低精度な測位で用いられている。

GPS は高度約 20000km の、赤道に対して 55° 傾斜した 6 つの軌道に合計 32 機の衛星を周回させている。これにより地球上の任意の場所や時刻において、常に 10 機前後の衛星が見えるように設計されている。ただし実際の可視衛星の数は観測点周囲の地形や障害物に左右されるため、これより若干少ないこともある。図 2.2 に GEONET の 0465 観測点 (熊本) における、ある 1 日の搬送波位相観測値の例を示す。また図 2.3 に 3004 観測点 (八郷) における、ある 1 日に上空を通過する全衛星の軌跡のスカイプロットの例を示す。衛星と地上の観測点が最も接近するのは天頂付近の通過時であり、距離は 20000km 前後となる。反対に最も離れるのは地平線付近の通過時、すなわち高度 20000km に地球半径が加わって距離 26000～27000km となる。したがって衛星が上空を通過して地平線に没するのに合わせて、搬送波位相値は下に凸の時系列を描く。個々の衛星の出没時刻は異なるため、異なる時間帯にいくつもの曲線が並ぶ図になる。また GPS 衛星は中緯度地域においては基本的に天頂付近から南側の空を、極域においては天頂付近を除く全方角の空を通過する。図 2.3 のように個々の衛星の到達高度や、最高高度に達する方角は少しずつ異なる。例えばほぼ真南から天頂にかけて通過する衛星もあれば、東西の地平線付近を短時間だけ通過する衛星もある。こ

のような低高度の衛星からの電波は大気中を通過する距離が長くなるため、大気遅延の影響が大きくなる。さらに低仰角の衛星からの信号はマルチパスの影響も強く受けるため、データの品質は高仰角の衛星と比較して低くなる。そのため測位解析では仰角 $5\sim 10^\circ$ 以下の衛星を使用せず除外することが多い。本研究でも仰角 10° 以下の衛星を解析から除外した。

2.1.2 搬送波二重位相差の使用

測位の手法は単独測位と相対測位の 2 種類に分けられる。図 2.4 に両者の模式図を示す。単独測位は単一観測点の絶対位置を直接推定する手法であり、4 つ以上の視線を用いて観測点の座標 3 成分の値と受信機の時計誤差を推定する。搬送波位相を用いた高精度な単独測位は精密単独測位 (PPP, Precise Point Positioning) と呼ばれる。PPP は搬送波位相の絶対値を直接使用するため、波数不確定性や衛星の側の時計誤差等の推定・補正が必須となる。近年はそのような時計誤差の補正情報の開発や波数不確定性の推定手法が考案され (e.g., Takasu et al., 2013; Ge et al., 2008; Laurichesse et al., 2008), PPP の普及が加速している。

相対測位では図 2.4 の右図のように、2 つの観測点の衛星に対する行路差を用い、2 点の相対的な位置関係を推定する。このとき一方の観測点の絶対位置が既知であれば、他方の絶対位置も決定される。前者のような絶対位置が判明済みの点を基準点、後者を移動点と呼ぶ。また相対測位の手法やそれによる位置の推定を基線解析と呼ぶことが多い。ある同じ衛星と 2 つの観測点との搬送波位相の差分を一重差分と呼び、衛星側の時計誤差が共通誤差として消去される。このような一重差分をとった搬送波位相を搬送波一重位相差と呼ぶ。一方で精密な原子時計を搭載した衛星よりも、低精度な水晶時計を用いる受信機の側の方が時計誤差は大きい。そこで別の衛星に対する一重位相差との間でさらに差分をとる。これによって、観測点側の時計誤差も共通誤差として消去される。このような差分を二重差分といい、得られる値を搬送波二重位相差と呼ぶ。以下の式 (2.1) に衛星 i, j と観測点 s, r の間での二重差分を記す。このように二重差分による相対測位には、時計誤差をはじめ 2 観測点に共通する誤差を効率的に消去可能という利点がある。序論で述べた GEONET の定常解析においても基線解析が採用されている。

$$\Phi_{sr}^{ij} \equiv (\Phi_s^i - \Phi_r^i) - (\Phi_s^j - \Phi_r^j) = \rho_{sr}^{ij} + I_{sr}^{ij} + T_{sr}^{ij} + \lambda N_{sr}^{ij} + \delta_{sr}^{ij} + \varepsilon_\phi \quad (2.1)$$

PTS においても、搬送波位相の絶対値ではなく、搬送波二重位相差を観測量として用いる。以降、衛星 i, j と観測点 s, r に対する搬送波二重位相差を Φ_{sr}^{ij} と記し、また同じ二

重差分に対する右辺の各未知パラメータの寄与も同様の添え字で表現する．右辺第一項の真の衛星・観測点間距離が，PTS では断層すべりによる距離変化に相当する．また第二項，第三項の扱いについて次に述べる．

2.1.3 電離層遅延の取り扱い

式 (2.1) の第二項は電離層遅延を表す．電離層による遅延量は以下の式 (2.2) のように電波の周波数の 2 乗に反比例する．

$$I_f = \frac{40.30}{f^2} TEC \quad (2.2)$$

f が電波の周波数，TEC (Total Electron Content) は経路上の電子の総数を示す．式 (2.2) の関係から複数の周波数による観測を併用することで，電離層遅延の量を決定し除去できる．例えば f_1 , f_2 の 2 つの周波数による搬送波位相値を Φ_1 , Φ_2 とすると，両者を以下の式 (2.3) のように結合することで電離層遅延を消去した観測量が得られる．

$$\Phi_{12} = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 \Phi_1 - f_2^2 \Phi_2) \quad (2.3)$$

このような結合を二周波線形結合，電離層フリー結合などと呼び，測位解析では同観測量をデータとして用いる場合がある．PTS では前述の GPS の L1 と L2 による電離層フリー結合をデータとする．以降，「L の Combination」という意味で LC と呼ぶ．以降は電離層遅延の項は LC の使用で完全に除去されると仮定する．

2.1.4 大気遅延の取り扱い

式 (2.1) の第三項の大気遅延は，視線の仰角によって大気中を通過する長さが変わる．そのため，同じ観測点であっても視線毎にその量が変わる．そこで測位解析では未知数の数を低減するため，大気遅延を天頂方向の量と視線の仰角の関数の積で扱い，各観測点における天頂方向の遅延量を未知数として推定する場合が多い．この仰角依存性を与える関数はマッピング関数と呼ばれる．PTS も同様にマッピング関数を使用し，各観測点における天頂方向の大気遅延のみを未知数とする．乾燥遅延と湿潤遅延の両方の項を考慮した場合，仰角 ϵ に依存した大気遅延の総量は式 (2.4) のようになる．

$$\tau(\epsilon) = z_h m_h(\epsilon) + z_w m_w(\epsilon) \quad (2.4)$$

ここで添え字の h と w はそれぞれ乾燥遅延 (hydrostatic delay) と湿潤遅延 (wet delay) を表す. また z が天頂方向の遅延量である. $m_h(\epsilon)$ と $m_w(\epsilon)$ はマッピング関数である. 序論で述べたように, 第一項の乾燥遅延の方が量としては大きい, 時間変化は非常に小さい. そのため標高 (楕円体高) からその量を求め, 固定値として事前に除外することが多い. PTS では以下の式 (2.5) を用い, 乾燥遅延を視線の仰角と観測点標高のみに依存する固定値として除外する. ここでは Saastamoinen (1972) のモデルを, スケールハイトを 7km として用いた.

$$\tau_h^z m_h(\epsilon) = 2.27 * m_h(\epsilon) * 1.013 * \exp(-0.000143 * H) \quad (2.5)$$

上式の m_h は同様に乾燥遅延のマッピング関数であり, 先頭の 2.27 という値は本研究において仮定した天頂方向の乾燥遅延量 2.27m を表す. 後半は観測点高度の補正部分であり, 海拔ゼロでの地上気圧と観測点の標高 H から, 静水圧平衡による補正を加える. PTS では (2.5) 式によって, 各視線の乾燥遅延量を事前に算出し初めに差し引く.

大気が完全に一様であれば, マッピング関数は仰角を ϵ として $1/\sin \epsilon$ となる. しかし実際の大气は上空ほどその密度が低下する. また地域や季節による変動もあり, これらに最適な近似を与えられるマッピング関数の使用が高精度測位には必須となる. 例えば Niell (1996) による NMF (Niell Mapping Function) は, Cole et al. (1965) による北アメリカの標準大気モデルを用いた波線追跡で計算される仰角依存遅延量に基づいて開発された. NMF は南北対称な緯度依存性を含み, またラジオゾンデによる大気鉛直プロファイルの実測値をもとに季節依存性も組み込んでいる. NMF は観測時季と観測点の緯度のみで決定する簡便さのため現在も広く使用されている. 本研究においても, NMF をマッピング関数として用いた. 一方, NMF は経度方向の依存性が考慮されず, その精度には限界がある. 近年では数値気象モデル等を活用した Vienna Mapping Function (VMF) (Bohem and Schuh, 2004) や Global Mapping Function (GMF) (Bohem et al., 2006), Global Pressure and Temperature 2 (GPT2) (Lagler et al., 2013) 等の後継となるマッピング関数も開発されている.

2.1.5 PTS の観測方程式

搬送波二重位相差の導入, 電離層遅延の除去, 大気遅延の取り扱いを踏まえ, PTS の観測

方程式は以下の式 (2.6) となる. 二重差分の入力となる単一視線についての絶対値の観測方程式も併せて式 (2.7) に示す. 両者の違いは添え字の表記のみだが, 二重差分と絶対値で両者は異なる量である. また式 (2.7) の絶対値の観測方程式を用いて式 (2.6) が作り出されることに留意が必要である.

$$\Phi_{sr}^{ij}(t) - R_{sr}^{ij}(t) = \mathbf{A}_{sr}^{ij}(t)(\mathbf{G}_{sr}\mathbf{s}(t)) + \mathbf{A}_{sr}^{ij}(t)\mathbf{L}_{sr}(t) + m_{sr}^{ij}(t)z_{sr}(t) + \lambda N_{sr}^{ij}(t) \quad (2.6)$$

$$\Phi_s^i(t) - R_s^i(t) = \mathbf{A}_s^i(t)(\mathbf{G}_s\mathbf{s}(t)) + \mathbf{A}_s^i(t)\mathbf{L}_s(t) + m_s^i(t)z_s(t) + \lambda N_s^i(t) \quad (2.7)$$

左辺の観測量のうち第一項の Φ が搬送波位相観測値, 第二項の R は基準距離を示す. 基準距離は解析開始時の初期の観測点座標値と軌道暦から計算, 仮定する各時刻における各視線の長さである. すなわち衛星の移動のみを反映した, 断層すべり等による距離変化が無い場合に期待される距離に相当する. これらを差分した乖離が, 右辺の未知数で説明される. 初期の観測点座標値は何らかを与える必要があるが, これは実際の解析の説明で詳細を述べる.

右辺の未知数のうち第一項が, 断層すべりがもたらす距離変化である. \mathbf{s} , \mathbf{G} , \mathbf{A} は以下の式 (2.8) の通りに書ける.

$$\begin{aligned} \mathbf{s}(t) &= (s_{11}(t), s_{21}(t), \dots, s_{1nB}(t), s_{2nB}(t))^T \\ \mathbf{G}_s &= \begin{pmatrix} G_{EW}(\mathbf{r}_s, 1, 1), G_{EW}(\mathbf{r}_s, 2, 1), \dots, G_{EW}(\mathbf{r}_s, 1, nB), G_{EW}(\mathbf{r}_s, 2, nB) \\ G_{NS}(\mathbf{r}_s, 1, 1), G_{NS}(\mathbf{r}_s, 2, 1), \dots, G_{NS}(\mathbf{r}_s, 1, nB), G_{NS}(\mathbf{r}_s, 2, nB) \\ G_{UD}(\mathbf{r}_s, 1, 1), G_{UD}(\mathbf{r}_s, 2, 1), \dots, G_{UD}(\mathbf{r}_s, 1, nB), G_{UD}(\mathbf{r}_s, 2, nB) \end{pmatrix} \\ \mathbf{A}_s^i(t) &= (e_s^i(t), n_s^i(t), u_s^i(t)) \end{aligned} \quad (2.8)$$

\mathbf{s} が各断層面や各小断層上の各方向のすべり (例えば Dip slip と Strike slip) のベクトルを示す. ここでは断層面の数を nB と記し, すべりの方向は 2 成分を仮定している. \mathbf{G} がグリーン関数を示し, 各断層面・各成分の単位すべりによる各観測点の東西・南北・上下の変位を与える. ここで観測点の数を ns , 観測点 s の位置を \mathbf{r}_s とした. なお, PTS では断層幾何については固定値で与える必要がある. 行列 \mathbf{A} は東西・南北・上下方向の動きを各視線方向の動きへ変換する行列であり, 各視線の方向の単位ベクトルを, 観測点を原点とする東西・南北・上下座標で表す. これは視線方向に単位長さの伸縮を与える, 東西・南北・上下の移動量を与えていることと等価である. 例えば仰角 45° で北東方向に伸びる視線の場合

合，観測点が真東か真上に $1/\sqrt{2} \approx 0.71\text{m}$ 移動すれば 1m の短縮が生じる．このような幾何学的変換の倍率を，観測点の初期座標値と軌道暦から時刻，視線毎に求める．衛星の移動で視線の方向が変化することに伴い， \mathbf{A} も時間変化する点に留意が必要である．このように \mathbf{G} と \mathbf{A} の 2 段階の変換で，断層すべりを搬送波位相変化に直結させる．

右辺第二項は観測点固有のローカル変動による距離変化である． \mathbf{L} は同様に観測点の動きを 3 成分で表すベクトルで，式 (2.9) で表せる．

$$\mathbf{L}_s(t) = (L_{EWS}(t), L_{NSS}(t), L_{UDS}(t))^T \quad (2.9)$$

これが第一項と同じ行列 \mathbf{A} で視線方向に変換される．この項は 1 日以内の時間スケールでは量が小さく推定への寄与が少ない．そのため第 3 章で紹介する熊本地震への適用では含めているが，第 4 章の東北地方太平洋沖地震への適用では除外した．

右辺第三項が湿潤大気遅延で，前述のように天頂方向の遅延 z がマッピング関数 m で各視線の方向の寄与へ変換される．以降，添字 w は省略し単に z , m と記す． \mathbf{A} と同様に衛星の移動で視線の方向が変わるため，マッピング関数も初期座標値と軌道暦から同様に各時刻について計算される．第四項の波数不確定性は式 (2.1) から変わらず，各視線に対する値が推定される．

このように PTS はある初期時刻以降の搬送波二重位相差の相対変化から，断層すべり・ローカル変動・大気遅延・波数不確定性の相対変化を同時推定する手法である．よって断層すべりについては，初期時刻以降の各断層上の累積のすべり量が時系列として推定される．また (2.6) 式は二重差分をとった状態を記しており，対応して \mathbf{A} , \mathbf{G} , m といった各係数にも添字を付した．一方，実際には式 (2.7) で示される一つ一つの視線についての観測方程式の間で二重差分をとって最終的な観測方程式を構成するという二段階に分かれていることに注意が必要である．また推定で得られるのは二重差分ではない各未知パラメータの絶対値である．次節では複数の二重差分について連立した，PTS における実際の観測方程式を示す．また状態空間モデルの適用と推定アルゴリズムについて述べる．

2.2 複数の視線を用いた定式化と状態空間モデルの適用

2.2.1 複数視線についての観測方程式

(2.6) 式及び (2.7) 式は単一視線や単一の二重差分についての観測方程式である．実際の推定では衛星と観測点いずれも複数存在し，それらを結ぶ色々な組み合わせの二重差分に

対する観測方程式を連立したものをを用いる．以下ではこれを含む定式化を示す．さらに状態空間モデルの適用について説明する．

単一視線の絶対値での観測方程式である (2.7) 式を複数連立したものを, (2.10) 式に記す．ここでは簡単のため, ある時刻における可視衛星を全観測点で共通とした．また以降は, $\mathbf{d0}$, \mathbf{h} , \mathbf{x} などの行列・ベクトル全体に時刻を表す下付き添え字を加え, 例えば k は時刻 $t = k$ を表す．

$$\begin{aligned}
\mathbf{d0}_k &= \mathbf{h}_k * \mathbf{x}_k \\
\mathbf{d0}_k &= (\Phi_1^1 - R_1^1, \Phi_1^2 - R_1^2, \dots, \Phi_1^{np} - R_1^{np}, \dots, \Phi_{ns}^{np} - R_{ns}^{np})_{t=k}^T \\
\mathbf{x}_k &= (\mathbf{s}^T, \mathbf{L}_1^T \dots \mathbf{L}_{ns}^T, z_1 \dots z_s, N_1^1, N_1^2 \dots N_1^{nP} \dots N_{ns}^{nP})_{t=k}^T \\
&= (s_{11}, s_{21}, \dots, s_{1nB}, s_{2nB}, L_{EW}, L_{NS1}, L_{UD1} \dots L_{UDns}, z_1 \dots z_s, N_1^1, N_1^2 \dots N_1^{nP} \dots N_{ns}^{nP})_{t=k}^T \\
\mathbf{h}_k &= \begin{pmatrix} \mathbf{A}_1^{1 \sim np} * \mathbf{G}_1, \mathbf{A}_1^{1 \sim np} \dots \mathbf{0}, \mathbf{m}_1^{1 \sim np} \dots \mathbf{0}, \Lambda_1^{1 \sim np} \dots \mathbf{0} \\ \mathbf{A}_2^{1 \sim np} * \mathbf{G}_2, \mathbf{A}_2^{1 \sim np} \dots \mathbf{0}, \mathbf{m}_2^{1 \sim np} \dots \mathbf{0}, \Lambda_2^{1 \sim np} \dots \mathbf{0} \\ \vdots \\ \mathbf{A}_{ns}^{1 \sim np} * \mathbf{G}_{ns}, \mathbf{A}_{ns}^{1 \sim np} \dots \mathbf{0}, \mathbf{m}_{ns}^{1 \sim np} \dots \mathbf{0}, \Lambda_{ns}^{1 \sim np} \dots \mathbf{0} \end{pmatrix}_{t=k} \\
\mathbf{A}_i^{1 \sim np} &\equiv (\mathbf{A}_i^1, \mathbf{A}_i^2, \dots, \mathbf{A}_i^{np})^T \quad i = 1, 2, \dots, ns \\
\mathbf{m}_i^{1 \sim np} &\equiv (m_i^1, m_i^2, \dots, m_i^{np})^T \quad i = 1, 2, \dots, ns
\end{aligned} \tag{2.10}$$

ここで np は時刻 $t = k$ における可視衛星の数, nP は解析期間全体で使用する衛星の総数である．ここで衛星の出没があるため, 両者の数は基本的に異なる．観測量ベクトル $\mathbf{d0}$ は $ns \times np$ 本の視線についての観測量の配列となる．差分をとらない搬送波位相の絶対値をゼロ差分と呼ぶため, その意味で $\mathbf{d0}$ と表記した．

未知数ベクトル \mathbf{x} は $2 \times nB$ 個の断層すべり, $3 \times ns$ 個のローカル変動, ns 個の湿潤天頂大気遅延, そして $ns \times nP$ 個の波数不確定性による配列となる．両者を結びつけるデザイン行列 \mathbf{h} には前述の \mathbf{A} , \mathbf{G} , \mathbf{m} といった各種の係数が含まれる．また波数不確定性に対応する部分に入っている $\Lambda^{1 \sim np}$ は, nP 個の衛星のうち $t = k$ における np 個の衛星に対応する成分を抜き出す行列である．これにより波数不確定性については衛星の入れ替わりに応じて, $t = k$ において存在する視線の値だけが推定される．それ以外の値については後述するカルマンフィルタの prediction のステップにより, 最後に推定されたときの値をそのまま引き継ぐ．同観測方程式の両辺について二重差分を適用した, 式 (2.11) が PTS で実際に用いられる最終的な観測方程式である．

$$\mathbf{DD}_k * \mathbf{d0}_k = \mathbf{DD}_k * \mathbf{h}_k * \mathbf{x}_k \quad (2.11)$$

\mathbf{DD}_k は式 (2.10) に含まれる単一視線の絶対値の観測方程式の中から, ある 4 つを抽出したうえで二重差分の観測方程式を構成する演算子である. 同演算子は両辺に作用する. \mathbf{DD}_k は各行の所定の列に 1 と -1 が 2 つずつ配置された行列である. 例えば式 (2.10) に含まれる観測方程式のうち 1~4 番目を用いて二重差分を生成する場合, 1 列目から 4 列目に 1 と -1 が 2 つずつ配置される. $ns \times np$ 個の視線の観測方程式から異なる組み合わせで 4 つを抽出することで, 式 (2.6) の二重差分の観測方程式が異なる ij および sr について生成される. \mathbf{DD}_k の行数がその時刻において用いられる二重差分の数に対応する.

二重差分の組み方は使用する衛星と観測点の幾何学的配置を規定するため, 推定精度に影響を与える. 例えば近い位置にある 2 衛星を用いるとほぼ同じ向きの視線のみ用いることになるので, 観測点の変位の推定において感度が下がる. 逆に大きく離れた天頂付近の衛星と低高度な衛星を用いれば, その感度は上がる. 一般的には, 最も高度が高い衛星と他の衛星とを放射状に対にする方法が用いられる. 同様に, 観測点についても一つの点と他の点で放射状に組み合わせることが通常の測位解析では行われる. また, このような二重差分の構成について最適な組み合わせを探索する研究も存在する (e.g. Gao et al., 2017). 以降, 組み合わせの中心となる衛星・観測点を基準衛星・基準点と呼ぶ.

本研究においては, 第 3 章の熊本地震への適用では幾何学的な考慮はせず, 機械的に番号の若い衛星・観測点を基準衛星・基準点とした. 第 4 章の東北地方太平洋沖地震への適用では最高高度の衛星を基準衛星に, 震源から遠く地表変位の小さい背弧側の観測点を基準点とした.

2.2.2 状態空間モデルの適用

次に, 式 (2.11) への状態空間モデルの適用について述べる. 状態空間モデルは注目する系の状態の変化とそれが観測される過程の二つの局面をモデルで記述し, 観測値と系の支配物理に適合する真の状態を推定する手法である. 同モデルは理学・工学の研究のみならず経済・統計・社会科学といった多くの分野の時系列解析で広く用いられている. ある状態の変化の様子は, 以下の式 (2.12) のような漸化式で表される.

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{F}_k \mathbf{x}_k + \mathbf{B}_k \mathbf{u}_k + \mathbf{C}_k \boldsymbol{\alpha}_k \quad (2.12)$$

\mathbf{x}_k と \mathbf{x}_{k+1} がそれぞれ現在の状態と次の時刻の状態であり、 \mathbf{F}_k は遷移行列と呼ばれる系の支配物理を記述する行列である。 \mathbf{u}_k は状態変化を引き起こす外力、 \mathbf{B}_k は外力が作用する原理を与える。同様に α_k が系のノイズ、 \mathbf{C}_k がその入力を規定する行列を表す。同式によって、系の状態の時間変化の仕組みをモデル化する。また系のノイズの大きさを規定する分散・共分散行列を、ここでは \mathbf{Q}_k と記す。同行列には対角成分に各パラメータの分散、非対角成分に各パラメータ間の共分散が含まれ、パラメータの不確実性やそれらの間の相関に関する情報が記述される。

式 (2.13) に状態と観測量を結びつける式を示す。これは一般的な観測方程式の形をとる。

$$\mathbf{d}_k = \mathbf{H}_k * \mathbf{x}_k + \beta_k \quad (2.13)$$

\mathbf{d}_k が観測値ベクトル、 \mathbf{H}_k がデザイン行列、最後の β_k は観測ノイズを表す。観測ノイズの分散・共分散行列を \mathbf{R}_k で表す。

状態空間モデルでは式 (2.12), (2.13) で与えられる二つのモデルをもとに観測値から真の状態を推定し、推定された状態から次の時刻の状態を予測する。そして次の時刻に実際に得られた観測値から、再び真の状態を推定するというフィードバックを逐次的に繰り返していく。これにより観測値と系の支配物理の両者に適合する状態を推定する。

PTS における状態変化、観測の過程は式 (2.14) のようになる。状態ベクトルは式 (2.10) の未知数ベクトルであり、系に特定の支配物理は仮定せず前の状態にシステムノイズを加える。つまり遷移行列 \mathbf{F}_k に単位行列を仮定する。また観測の過程は式 (2.11) の観測方程式である。ここからは二重差分の演算子を作用させた観測値ベクトルとデザイン行列を、改めて \mathbf{d}_k , \mathbf{H}_k と記す。

$$\begin{aligned} \mathbf{x}_{k+1} &= \mathbf{x}_k + \mathbf{C}_k \alpha_k \\ \mathbf{d}_k &= \mathbf{H}_k * \mathbf{x}_k + \beta_k \end{aligned} \quad (2.14)$$

2.2.3 カルマンフィルタによる未知パラメータ推定

PTS ではカルマンフィルタを用いて未知数とその分散・共分散行列の時間発展を推定する。以下ではカルマンフィルタについて簡単に説明する。

カルマンフィルタは Rudolf Kalman によって提唱された、状態空間モデルのもとで時系列

推定を行う手法である (Kalman, 1960). 時間領域のみで作動し, 現在と一つ前の時刻の情報のみを用いた逐次推定で駆動する. このため限られた時間と計算機資源の中で迅速に状態を追跡・監視する場合に優位性があり, 例えばアポロ宇宙船の制御に使用されたことが知られている.

カルマンフィルタの駆動は予測 (Prediction) と更新 (Update) の二つのステップの繰り返りで構成される. Prediction では系の支配物理に基づき, 現在の状態から次の状態を推定する. 具体的には以下の式 (2.15) で実行される. Update で得られる値との区別のため, 上付き添え字のマイナスを記している.

$$\begin{aligned}\mathbf{x}_{k+1}^- &= \mathbf{F}_k \mathbf{x}_k + \mathbf{B}_k \mathbf{u}_k \\ \mathbf{P}_{k+1}^- &= \mathbf{F}_k \mathbf{P}_k \mathbf{F}_k^T + \mathbf{C}_k \mathbf{Q}_k \mathbf{C}_k^T\end{aligned}\quad (2.15)$$

ここで \mathbf{P}_k が時刻 $t = k$ における分散・共分散行列を表す. その他の行列・ベクトルについては式 (2.12) と同一であり, PTS の場合, 式 (2.14) より以下の式 (2.16) のようになる. システム入力やノイズ入力モデルは仮定せず, 前の状態ベクトルを引き継ぐ. また分散・共分散行列についてはシステムノイズの分散・共分散行列を加算する.

$$\begin{aligned}\mathbf{x}_{k+1}^- &= \mathbf{x}_k \\ \mathbf{P}_{k+1}^- &= \mathbf{P}_k + \mathbf{Q}_k\end{aligned}\quad (2.16)$$

次に Update は以下の式 (2.17) で実行される. Prediction による状態と実際の観測値の間の残差に一定の倍率をかけた補正量が, 状態ベクトルに加算され修正される. この補正量を規定する倍率 K_k はカルマンゲインと呼ばれ, 3 番目の式で定義される.

$$\begin{aligned}\mathbf{x}_{k+1} &= \mathbf{x}_{k+1}^- + K_{k+1}(\mathbf{d}_{k+1} - \mathbf{H}_{k+1} \mathbf{x}_{k+1}^-) \\ \mathbf{P}_{k+1} &= \mathbf{P}_{k+1}^- - K_{k+1} \mathbf{H}_{k+1} \mathbf{P}_{k+1}^- \\ K_{k+1} &= \mathbf{P}_{k+1}^- \mathbf{H}_{k+1}^T (\mathbf{R}_{k+1} + \mathbf{H}_{k+1} \mathbf{P}_{k+1}^- \mathbf{H}_{k+1}^T)^{-1}\end{aligned}\quad (2.17)$$

これらの式で各時刻における状態ベクトルの値が逐次推定され, Update で得られた値が最終的な解となる. ここまでに示したのは時間方向に順方向なフォワード推定である. 一方, 前の時刻の情報を引き継ぐ性質上, 一般にカルマンフィルタによる推定では解析期間の初

めの不確実性が大きい。逆に推定の終盤は不確実性が小さくなり、状態ベクトルの推定が安定する。そのためカルマンフィルタでは、後の時刻の推定値から時間方向に逆方向に遡り、以前の推定値に修正を加えるバックワードスージングを用いる場合がある。

バックワードスージングは以下の式 (2.18) で実行される。現在の状態ベクトル及び分散・共分散行列から、一つ前の時刻の両者を推定する漸化式となる。区別のために得られる結果に上付き添え字の b を付した。またフォワード推定の場合とカルマンゲインの定義が異なる。

$$\begin{aligned}\mathbf{x}_k^b &= \mathbf{x}_k + \mathbf{K}_k(\mathbf{x}_{k+1}^b - \mathbf{x}_{k+1}^-) \\ \mathbf{P}_k^b &= \mathbf{P}_k - \mathbf{K}_k(\mathbf{P}_{k+1}^- - \mathbf{P}_{k+1}^b)\mathbf{K}_k^T \\ \mathbf{K}_k &= \mathbf{P}_k\mathbf{F}_k(\mathbf{P}_{k+1}^-)^{-1}\end{aligned}\tag{2.18}$$

バックワードスージングは時間方向に逆方向に進むため、ある程度推定時系列が得られた段階で実施することになり、リアルタイムで毎エポック逐次行うことは難しい。2016 年熊本地震への適用では時間スケールの短い地震時すべりのリアルタイム推定に注目したため、リアルタイムで活用可能なフォワード推定のみを行った。一方、2011 年東北地方太平洋沖地震への適用では初期余効すべりの時間発展の推定精度を向上させるために、本震後の期間の推定時系列にバックワードスージングを適用した。

2.2.4 確率過程とプロセスノイズ

カルマンフィルタでは各未知パラメータの挙動を規定する確率過程と、その振れ幅を規定するプロセスノイズ値を事前に仮定する必要がある。確率過程として一般的にホワイトノイズとランダムウォークの二種類が用いられる。まずホワイトノイズの確率過程は各時刻における値が毎回独立にランダムな値をとる過程である。例えばある時系列の $t = k$ における値 d_k に対して、次の時刻の値 d_{k+1} は以下の式 (2.19) のようになる。

$$d_{k+1} = \sigma_{k+1}\tag{2.19}$$

ここで σ_{k+1} は平均ゼロ、分散 α^2 の正規分布である。この σ がプロセスノイズであり、大きな値を与えるほど時系列に急激な変化を許容することになる。次にランダムウォークな確率過程は前の時刻からの変化量がランダムであり、 d_k と d_{k+1} の関係は以下の式

(2.20) のようになる.

$$d_{k+1} = d_k + \sigma_{k+1} \quad (2.20)$$

同様に σ_{k+1} は平均ゼロ, 分散 α^2 の正規分布である. プロセスノイズはホワイトノイズの場合と異なり, 時間の平方根単位の大きさとなる.

これら確率過程の設定をカルマンフィルタの中で与えているのが, システムノイズの分散・共分散行列 \mathbf{Q}_k である. 本研究における \mathbf{Q}_k を式 (2.21) に示す. 現状の PTS では未知パラメータ間の相関は考慮せず全て独立としているため, 対角成分のみとなる. ここでは断層すべり・ローカル変動・大気遅延・波数不確定性のプロセスノイズ値をそれぞれ σ_s , σ_l , σ_z , σ_n とし, 後述する実際の確率過程の設定に合わせて記した. dt が解析のサンプリング周期である. また時刻を表す添え字の k が付いているが, 本研究では後述する推定値リセットの実施時刻を除き \mathbf{Q}_k に時間変化はない. 未知数の総数を sd として全体で $sd * sd$ の正方行列になる. 確率過程とプロセスノイズ値の設定については, 第 3 章, 4 章でそれぞれ詳細を示す.

$$\mathbf{Q}_k = \begin{pmatrix} \sigma_s^2 & \dots & \dots & 0 \\ \vdots & \dots & \dots & \vdots \\ \vdots & \sigma_l^2 * dt & \dots & \vdots \\ \vdots & \dots & \dots & \vdots \\ \vdots & \dots & \sigma_z^2 * dt & \vdots \\ \vdots & \dots & \dots & \vdots \\ 0 & \dots & \dots & \sigma_n^2 \end{pmatrix} \quad (2.21)$$

観測ノイズの分散・共分散行列 \mathbf{R}_k を以下の式 (2.22) に示す. 観測量の間の相関も現状考慮しないため対角成分のみとなり, 観測量の数を nd として $nd * nd$ の正方行列となる. 本研究では Cervelli et al. (2002) の設定を踏襲し, $\sigma_\phi = 0.01 [m]$ とした. 時刻の添え字 k が付いているが, \mathbf{R}_k も時間変化せず一定とした.

$$\mathbf{R}_k = \begin{pmatrix} \sigma_\phi^2 & \dots & 0 \\ \vdots & \dots & \vdots \\ 0 & \dots & \vdots \end{pmatrix} \quad (2.22)$$

2.2.5 断層すべり分布推定への拡張

本研究では、断層を細かな小断層に分割してすべり分布で推定を行った。そのために通常測位を用いた断層すべりインバージョンでも一般的に用いられる、ラプラシアン空間平滑化による拘束条件を適用した。本研究では注目する小断層と隣接する 4 つの小断層のすべりによる、式 (2.23) のような離散ラプラシアンを用いた。添え字の ij が小断層の走向方向・深さ方向の位置をそれぞれ表す。先ほどまでの断層すべり s とは添え字の表現が異なるので注意していただきたい。また仮定する断層面の外では常に断層すべりゼロとし、断層の端にある小断層についても下式を適用した。

$$L_{i,j}s_{i,j} = \frac{1}{4}(s_{i+1,j} + s_{i-1,j} + s_{i,j+1} + s_{i,j-1}) - s_{i,j} \quad (2.23)$$

上式のラプラシアン演算子の行列が式 (2.10) のデザイン行列に付け足され、状態ベクトルのうち断層すべりの部分に作用する。またこれに対応してラプラシアンを作用させた結果がゼロという条件を表すため、観測値ベクトルに $2nB$ 個のゼロが付け足される。これらを表したのが式 (2.24) である。 \mathbf{L} は $2nB * 2nB$ の正方行列で、適当な位置に -1 と 0.25 が配置された行列になる。他の未知パラメータに対応する部分はゼロで埋まる。

$$\begin{aligned} \mathbf{d}_k &= (\mathbf{d}_k \mathbf{0})^T \\ \mathbf{H}_k &= \begin{pmatrix} \mathbf{H}_k \\ \mathbf{L} \dots \mathbf{0} \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (2.24)$$

さらに観測ノイズの分散・共分散行列 \mathbf{R}_k に、式 (2.25) のように平滑化強度を規定するハイパーパラメータ κ が付け足される。 κ は対角方向に $2nB$ 個並び、大きいほど断層すべりのラプラシアンに大きな振幅を許容することになる。すなわち大きい κ ほど弱い平滑化を与える。 κ の選択についても、第 3 章、4 章でそれぞれ詳述する。

$$\mathbf{R}_k = \begin{pmatrix} \sigma\phi^2 & \dots & \dots & 0 \\ \vdots & \dots & \ddots & \vdots \\ \vdots & \dots & \dots & \kappa^2 \\ 0 & \dots & \dots & \ddots \end{pmatrix} \quad (2.25)$$

2.3 推定値リセットの導入

以下では第4章の東北地方太平洋沖地震への適用事例で用いた、「推定値リセット」と呼称する、本研究で導入した新しい手法について説明する。導入の背景は第3章の熊本地震への適用で詳しく述べるが、同事例では一度推定された地震時すべりが長期安定性を保てず、地震後に漸減した。一度推定された地震時すべりが逆方向に動いて漸減するのは地球物理学的に現実的ではない。同事象の原因として、他の小断層や他の未知パラメータとのトレードオフで吸収されている可能性が考えられる。同考察については、議論の章で詳細を述べる。

これら課題を克服するために、東北地方太平洋沖地震への適用では本震の地震時すべりの寄与を確定値として保存する手法を考案し導入した。以下に手順を示す。また図2.5に概念図も併せて示す。

まず本震の断層すべりが完了した直後のある時刻を $t = T_{reset}$ とし、式 (2.26) のように状態ベクトルの推定値を同時刻の時点での値と、それ以降の変化量に分ける。ここでは衛星・観測点の添え字は省略している。また、前述のように東北地方太平洋沖地震への適用ではローカル変動の項は除外している。

$$\Phi(t) - R(t) = \mathbf{A} \left(\mathbf{G}(\mathbf{s}(T_{reset}) + \delta \mathbf{s}(t)) \right) + m(z(T_{reset}) + \delta z(t)) + \lambda(N(T_{reset}) + \delta N(t)) \quad (2.26)$$

カルマンフィルタによる逐次推定が $t = T_{reset}$ まで到達後、 $\mathbf{s}(T_{reset})$, $z(T_{reset})$, $N(T_{reset})$ の3つが得られる。同時に状態ベクトルの値を一度全てゼロに初期化する。そして次の時刻以降の推定では式 (2.27) のように3者から期待される搬送波位相への寄与を計算し、その値を観測量から予め差し引いたうえで逐次推定を行う。

$$\begin{aligned} \Phi(t) - R(t) - R_{fix}(t) &= \mathbf{A}(\mathbf{G}\delta \mathbf{s}(t)) + m\delta z(t) + \lambda\delta N(t) \\ R_{fix}(t) &= \mathbf{A}(\mathbf{G}\mathbf{s}(T_{reset})) + mz(T_{reset}) + \lambda N(T_{reset}) \end{aligned} \quad (2.27)$$

$R_{fix}(t)$ が左辺の観測量から差し引く寄与で、 \mathbf{A} や m が時間変化するため毎エポック計算する。ここでは、基準距離にオフセットを与えることと等価であるという意図を含め、このような表記を採用した。同操作は、変位の次元で言えば地震時永久変位が生じた分だけ初期座標値を変更し、それに対応した基準距離の補正を行っていることに相当する。このようにすると $t = T_{reset}$ 時点までに生じた断層すべりの寄与が固定され、以降の期間に新たに生じた変化量のみが観測量として抽出される。そして未知パラメータは $t = T_{reset}$ をゼロ

として、以降の変化量が推定される。設定の詳細やリセットの効果については第 4 章で詳細を示す。

2.4 Sidereal filter の適用

序論で述べたように GNSS 解析では、観測点周囲の障害物に反射した電波がもたらすノイズである、マルチパスノイズによって座標時系列に擾乱が生じる。マルチパスノイズは衛星の周回に伴って類似のパターンを繰り返す。GPS 衛星の場合、地球上のある地点の上空に同じ衛星が同じ方位・仰角で現れる周期は、1 恒星日 23 時間 56 分 4 秒である。したがって、当日に対応する凹凸は前日の時系列の 236 秒遅い時刻に現れる。そのため、以前の日の座標時系列を 236 秒平行移動させたものを差し引くことで、ノイズ低減が可能である。このような手法を Sidereal filter といい、座標時系列のノイズ低減に有効な手段として広く用いられている (e.g. Bock et al., 2000; Choi et al., 2004; Larson et al., 2007)。

図 2.6 に Larson et al. (2007) による Sidereal filter の適用例を示す。図のようにマルチパスノイズによる座標時系列の凹凸は、当日と前日で類似する。一般的には前日の時系列にローパスフィルタをかけて短周期のノイズを落とし、残った長周期成分を 236 秒シフトさせ、当日の時系列から差し引く。ただしこれは最も簡単な例であり、実際には前日以前の複数日の時系列をスタックして S/N 比を向上させる試みや、衛星毎の周回周期を推定し、それらに基づいてフィルタリングするアルゴリズムの開発などが行われている。

このように通常のキネマティック測位においては Sidereal filter が一般的に使われている。一方、PTS は座標を介さずに直接断層すべりを推定する手法である。現行の PTS の定式化では、全ての観測点の変位が断層すべり又はローカル変動で説明される。つまり、マルチパスノイズ起因の見かけの変位が断層すべりに浸出し、断層すべり時系列にマルチパスノイズが出現する可能性がある。そこで、東北地方太平洋沖地震への適用において PTS で推定されるすべり時系列に Sidereal filter と同様の操作を試みた。以下にその具体的手順を述べる。

まず前日 2011 年 3 月 10 日の同じ時間帯について、2011 年 3 月 11 日と同じ設定で PTS による解析を行った。次に、得られた推定すべり時系列に 10 秒移動平均をかけて、短周期成分を除去した。この 10 秒という時間幅は推定されたすべり時系列の周波数特性から選択した。図 2.7 に東北地方太平洋沖地震への適用事例における、すべり時系列のスペクトルの例を示す。同事例では 1 秒間隔で解析を行い、断層すべりにホワイトノイズの確率過程を与えた。そのためすべり時系列は 1 秒から数秒の周期で定常的に振動しており、図の右端のよう

に 1Hz 付近にピークを示す．一方で数分から 10 分の帯域にも複数のピークがあり，これらがマルチパスノイズ起因と考えられる．これらの傾向は 10 日と 11 日いずれの時系列でもほぼ同じであった．そこで本研究では両者の間でパワーが低くなっている，周期 10 秒付近を選択した．

このようにして短周期ノイズを除去した時系列を，3 月 11 日の推定すべり時系列から差分した．差分する際は全小断層のすべり時系列について，一律に 236 秒平行移動した．図 2.8 にその一例を示す．同図を見ると，マルチパスノイズ起因の数分周期のゆらぎが大幅に低減していることが分かる．ノイズ低減効果については，4 章でより詳細に示す．

2.5 本章のまとめ

本章では PTS の原理と観測方程式，および推定アルゴリズムについて説明した．PTS は GNSS の一次観測量である搬送波位相の相対変化を用い，断層すべり・ローカル変動・大気遅延・波数不確定性の時間変化を同時推定する．推定では衛星・観測点間距離の絶対値ではなく，時計などの共通誤差を除去可能な二重差分を使用する．通常測位を用いた推定では最初に観測点の位置を推定し，その時間変化として地殻変動を捉える．そして原因となる断層すべり等を，そこから逆推定する．これに対して PTS では断層すべりがもたらす観測点の移動をグリーン関数で与え，さらにそれを衛星に向かう視線方向の伸縮へ幾何学的に変換する．このような二段階の変換を一度に行うことで，断層すべりと搬送波位相変化を直結させる．

PTS では全ての未知数を視線方向の距離変化の次元で扱う．視線の方向は衛星の移動に伴って時間変化するため，PTS では観測量と未知パラメータを結びつける各種の係数も時間変化する．これらの係数は軌道暦と観測点の初期座標値から算出される視線の方向をもとに，各時刻についてそれぞれ計算され用いられる．そして各衛星・観測点間の視線に対する観測方程式が構築され，それらの色々な組み合わせによる複数の二重差分の観測方程式の連立で推定が行われる．PTS による未知数の推定は状態空間モデルのもとで，カルマンフィルタにより行われる．

本研究では，PTS を断層すべり分布の推定に拡張した．そのためにラプラシアン空間平滑化の拘束条件を観測方程式に含めた．また 2011 年東北地方太平洋沖地震への適用では地震時と地震後の期間を安定して連続に扱うことを目的とし，推定値リセットと呼称する手法を導入した．これにより一度推定された地震時すべりの寄与を推定の中で保存し，地震後に新たに生じた変化量だけを抽出することができる．さらに東北地方太平洋沖地震への適用

ではマルチパスノイズの除去のため，通常測位で一般的に用いられる Sidereal filter を PTS で推定された断層すべり時系列に対して適用した．

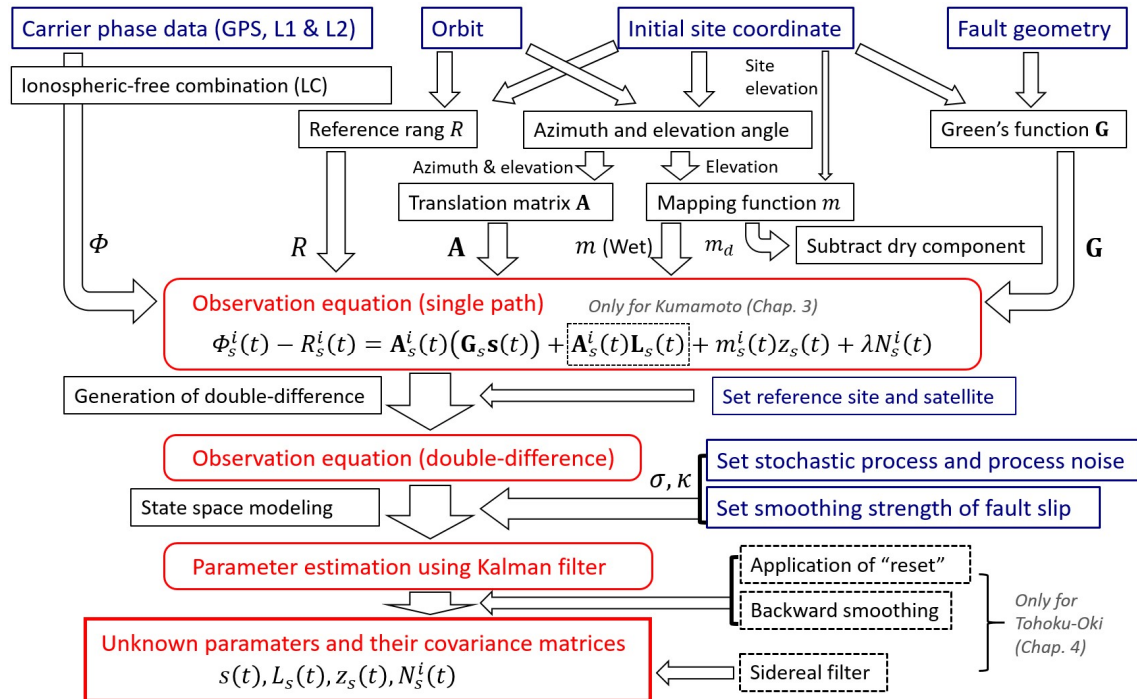


図 2.1 PTS のフローチャート．青色の部分及各种の入力や設定，赤色の部分が観測方程式の構築と推定の実行及び出力に関係する部分を表す．また黒色の部分がその他の作業手順，黒色破線の枠は第 3 章，4 章の 2 つの適用事例のうち一方のみで登場する部分である．

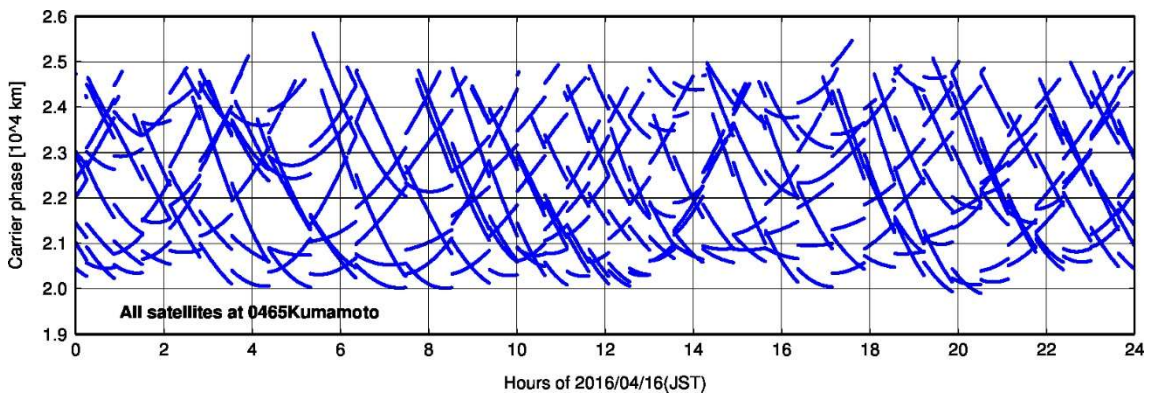


図 2.2 熊本地震への適用事例における搬送波位相の観測値の例．GEONET の 0465 (熊本) の例を示す．GPS の L1 と L2 の線形結合である LC の値を，本震が発生した 2016 年 4 月 16 日 (日本時間) の 24 時間について全て表示している．下に凸の曲線一本一本が衛星 1 機に対応する．また時系列の不連続は受信機内部の時計補正による．

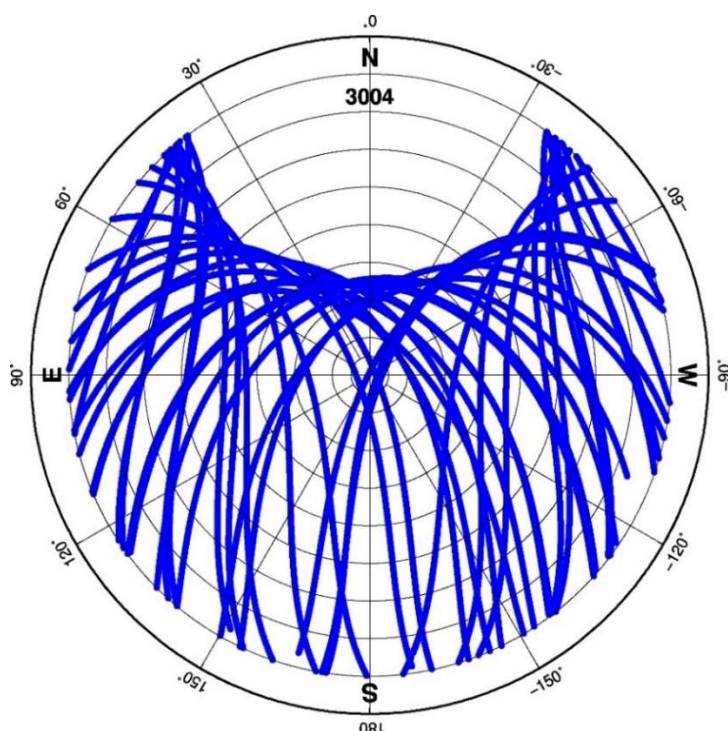


図 2.3 東北地方太平洋沖地震への適用事例における GPS 衛星の軌跡をスカイプロットで示した例. GEONET の 3004 (八郷) における 3 月 10 日の 24 時間の軌跡を全て表示している. GPS 衛星は軌道の設計上, 中緯度に於いては真北の空をほとんど通過しない特徴がある. また本文中で述べたように仰角 10° 以下は除外したため, 表示している軌跡は 10° までで切れている.

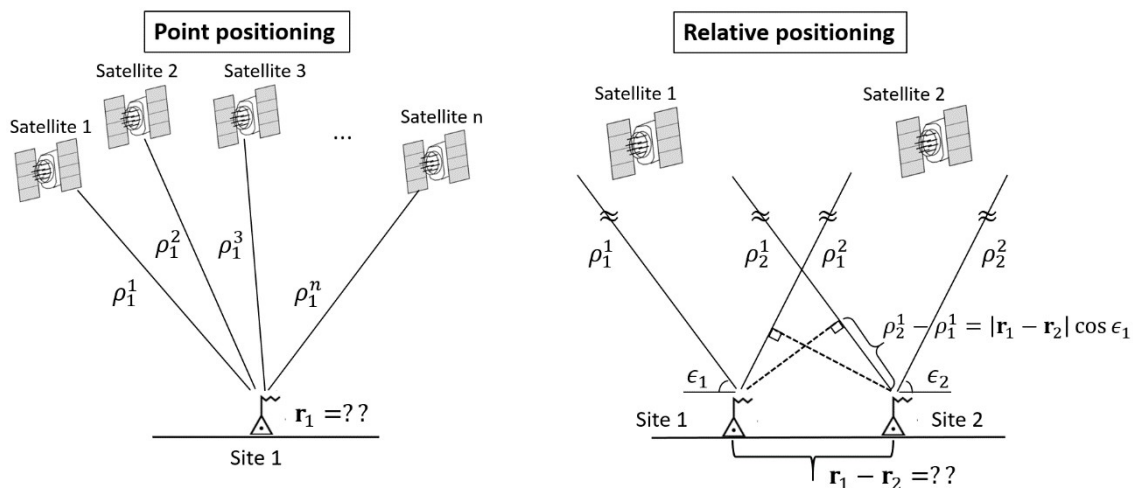


図 2.4 単独測位と相対測位の模式図. 相対測位については最も簡単な例として, 2 観測点の距離が小さく 2 本の視線がほぼ平行なものと近似して描いている. PTS の仕組みは右の相対測位に近く, 衛星・観測点間の二重差分を観測量として用いる.

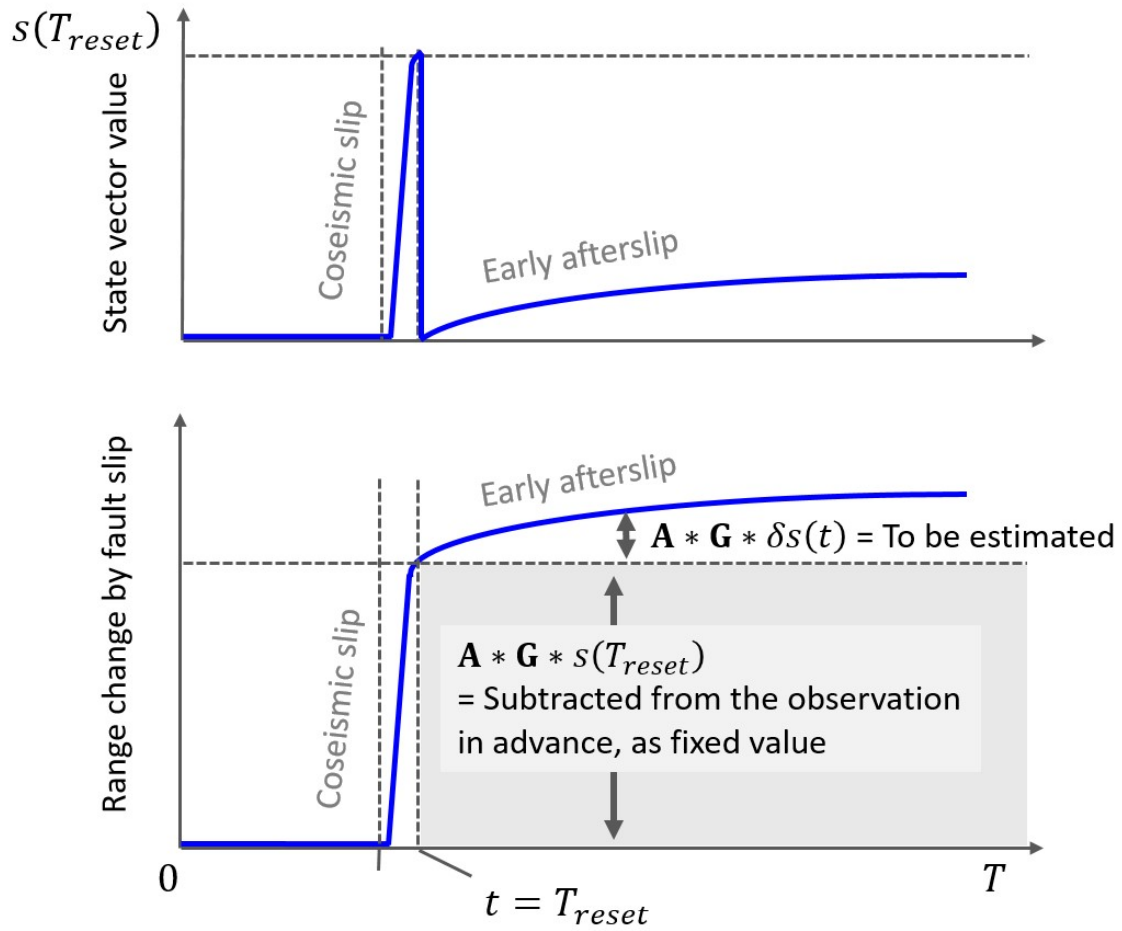


図 2.5 推定値リセットの概念図. $t = T_{reset}$ において推定された地震時すべり $s(T_{reset})$ を適当に保存し, 同時に状態ベクトルの値をいったんゼロに戻す. 以降の推定では $s(T_{reset})$ の寄与を予め観測量から除外し, 地震後の新たな変化量だけを扱う. 大気遅延と波数不確定性についても同様である.

- ①: Coordinate time series of the first day (Shifted by orbit repeat time)
- ②: ① with low-pass filtered (11 s)
- ③: Coordinate time series of the second day
- ④: Subtracting ② from ③

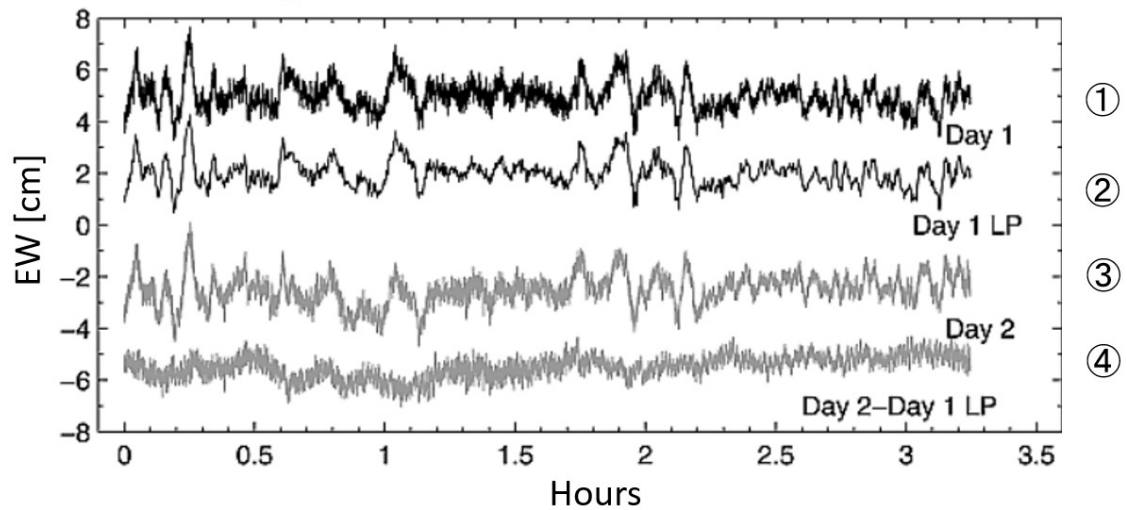


図 2.6 Sidereal filter の例 (Larson et al. (2007) に加筆). 南カリフォルニアの GNSS 観測点における, 1 秒キネマティック測位時系列に対する適用事例を示している.

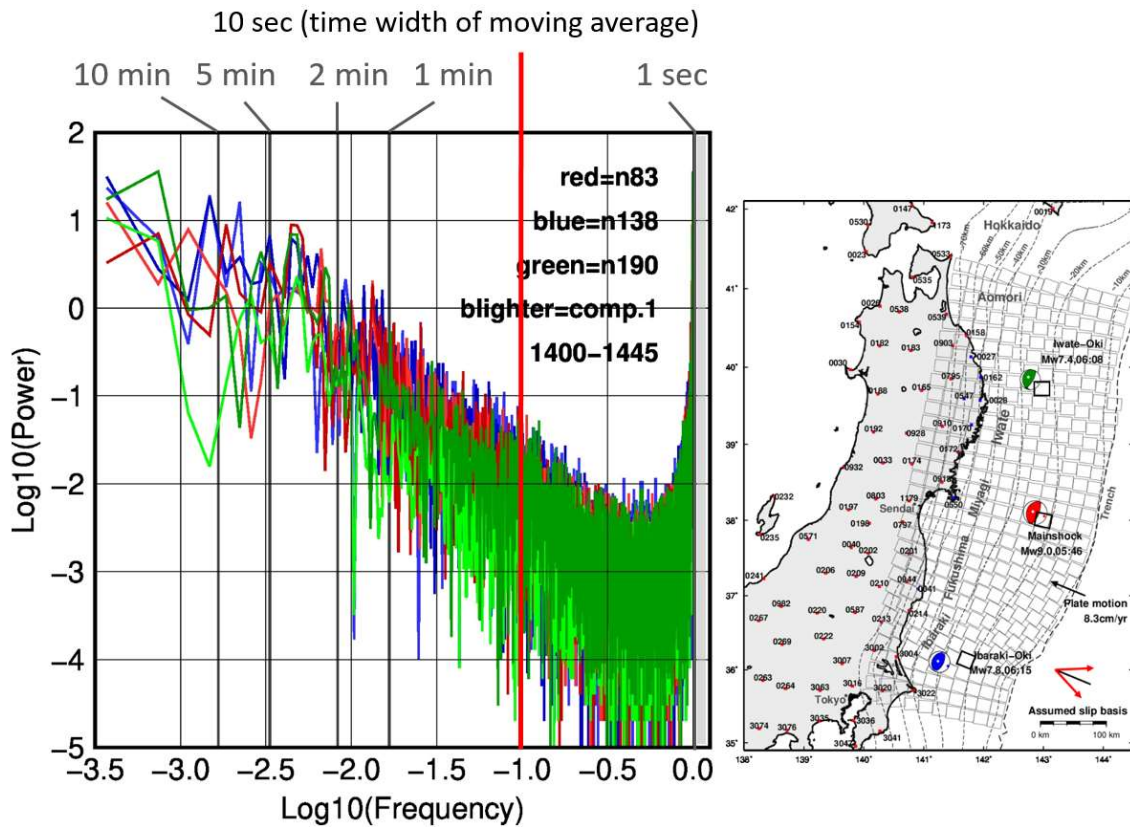


図 2.7 東北地方太平洋沖地震への適用事例における, 推定すべり時系列のスペクトルの例.
右の地図に黒枠で表示した, 岩手沖・宮城沖・茨城沖の 3 か所の小断層のすべり時系列のスペクトルを示す. 本震発生前の 3 月 11 日 14:00~14:45 の 45 分間のスペクトルを示す. 赤色が宮城沖, 青色が岩手沖, 緑色が茨城沖の小断層の時系列を示し, 色の明暗は仮定したすべりの 2 つの成分にそれぞれ対応する.

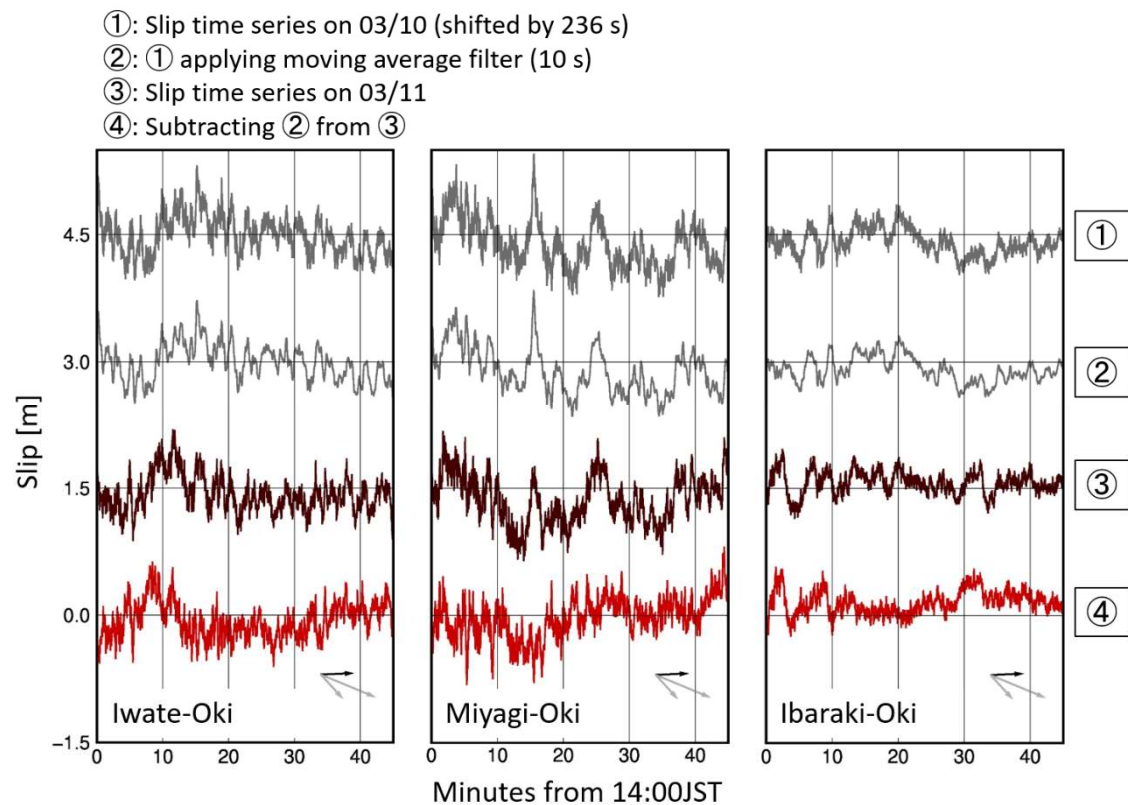


図 2.8 PTS における Sidereal filter の手順および適用事例. 次の図 2.8 の地図に黒枠で表示した, 岩手沖・宮城沖・茨城沖の 3 か所の小断層のすべり時系列における例を表示. 図 2.6 と同様の操作を, 推定すべり時系列に対して行う. 最下段の赤色の時系列が, Sidereal filter 適用後の最終的なすべり時系列.

3. PTS による 2016 年熊本地震の地震時すべり分布推定

本章では、PTS の内陸地震への適用事例として 2016 年熊本地震へ適用した結果を示す。本章では時刻の表記は全て日本標準時 (JST) で統一する。なお、本章の内容の一部は Tanaka et al. (2019) に含まれている。

3.1 2016 年熊本地震の概要および断層すべり推定の先行研究事例

2016 年熊本地震は 2016 年 4 月 14 日から熊本県を中心として発生した複数の内陸地震の総称である。図 3.1 に震源域周辺の地図を示す。同地震では最初に 4 月 14 日の 21 時 26 分 (JST) に $M_w6.2$ の地震が発生し、その 2 時間半後の 4 月 15 日 0 時 3 分には $M_w6.0$ の地震が発生した。さらに最初の地震から 28 時間後の 4 月 16 日 1 時 25 分に、本震となる $M_w7.0$ の地震が発生した。これら 3 つの地震はいずれも、熊本県を北東から南西に横切る活断層である布田川断層・日奈久断層の境界付近で発生し、東西方向に圧縮軸を持つ右横ずれ型の地震と推定された (NIED (National research Institute for Earth science and Disaster resilience), 2016)。さらに震源域の北東側の延長上にある大分県の別府-万年山断層帯でも、 $M_w7.0$ の地震の後に地震活動が活発化した。一連の地震により断層直上の熊本県益城町で 2 回の震度 7 を記録するなど、複数回の強震動による甚大な被害を生じ、関連死を含めて 200 人以上が犠牲となった。以降、 $M_w6.2$ の地震と $M_w6.0$ の地震をそれぞれ「1 回目の前震」、「2 回目の前震」と呼称する。また $M_w7.0$ の地震を「本震」と呼称する。

布田川断層・日奈久断層は別府-島原地溝帯の中に位置する九州地方最大の活断層帯の一つであり、これら一連の地震は同断層帯の活動と考えられている。この地震で生じた地殻変動は GEONET および合成開口レーダ (SAR, Synthetic Aperture Radar) による差分干渉解析 (InSAR, Interferometric SAR) で詳細に捉えられ、複数の震源モデルが推定された。例えば Kobayashi (2016) は 2 つの前震による地殻変動を ALOS-2 (Advanced Land Observation Satellite-2) に搭載の PALSAR-2 (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar-2) を用いた InSAR 解析で抽出し、震源となった日奈久断層北部に沿って最大 15cm の地表変位が生じていたことを示した。また GEONET で捉えられた永久変位も用いたジョイントインバージョンによって、断層すべり分布の推定も行っている。図 3.2 に Kobayashi (2016) で推定された、2 つの前震の合計のすべり分布を示す。日奈久断層北端に沿った高角な西傾斜の断層面が推定され、地表付近から深さ 10km 程度までの範囲で最大 1m 弱のほぼ純粋な右横ずれ

すべりが推定された。また益城町付近の局所的な地殻変動を説明するために、布田川断層側にも別の小規模な断層すべりが推定された。2つの前震の合計の地震規模は $M_w6.3$ 、日奈久断層のみでは $M_w6.2$ と推定された。

Yarai et al. (2016) は GEONET と InSAR で捉えられた地殻変動から、前震と本震の断層すべりを推定した。前震では震源直上に位置する GEONET の 1071 観測点 (城南) で約 20cm の北東方向の変位を観測したほか、本震では布田川断層北東端のごく近傍にある 0701 (長陽) で 1m 近い南西方向の変位と 20cm 以上の隆起が観測された。反対に断層西側の 0465 (熊本) では 0.8m の北東方向の変位と約 20cm の沈降が観測された。このほかにも震源から数十キロの広範囲で永久変位が捉えられている (GSI (Geospatial Information Authority of Japan), 2016)。Yarai et al. (2016) では、これらの地殻変動を説明する矩形断層およびすべり分布のモデルを推定した。2つの前震については日奈久断層沿いの高角な西傾斜の断層面で 1.1m の右横ずれすべりが推定され、これは Kobayashi (2016) によるモデルと類似する。また本震については布田川断層・日奈久断層沿いの西傾斜の断層面のほか、阿蘇カルデラ内にも南東傾斜の断層面を仮定している。図 3.1 に黒と灰色の長方形で、これらの断層面を表示した。Yarai et al. (2016) ではまず一様すべりを仮定し、布田川断層で 4.1m の右横ずれ正断層性すべりを、日奈久断層で 2.7m の右横ずれすべりをそれぞれ推定している。またこれらの断層面の合計で $M_w7.1$ を得ている。さらに推定された断層面を拡張し、断層面上のすべり分布も推定している。図 3.3 に Yarai et al. (2016) で得られた本震のすべり分布モデルを示す。布田川断層の北東浅部寄りでは最大 5m のすべりが推定されたほか、日奈久断層北部の震源近傍では深度 10km 付近で大きなすべりが推定された。

国土地理院は東北大学との共同開発による地震規模等即時推定システムである、REGARD を運用している。同システムは 2016 年の 4 月 1 日に日本全国を対象として正式な運用を開始しており、熊本地震が最初の稼働事例となった (Kawamoto et al., 2016)。図 3.4 に REGARD で捉えられた熊本地震の本震の永久変位と、そこから推定された震源断層モデルを示す。同システムは予め仮定したプレート境界における断層すべり分布を推定するアルゴリズムと、非プレート境界地震への対応を想定した一枚矩形断層モデルによる推定アルゴリズムの 2 つを実装し、Variance Reduction (VR) が高いモデルを採用している。熊本地震では一枚矩形断層モデルの推定アルゴリズムによって、布田川断層に沿う全長 20km 強の断層面を地震発生 5 分後に推定することに成功した。推定された地震規模は $M_w6.96$ であり、これは Yarai et al. (2016) の推定結果のうち、布田川断層に対応する A1 断層のマグニチュードと一致する。一方の前震については永久変位の検出には成功したものの、検出した観測点

の数が少なかったため断層モデルの推定精度は低いものとなった (Kawamoto et al., 2016).

Fujiwara et al. (2016) は ALOS-2 を用いた InSAR 解析で、震源断層以外にも小規模な変位を伴う地表断層が近傍で多数生じていたことを発見した。これらは地震時に生じたものではなく、地震動で誘発された地震後のゆっくりすべりによるものと考えられている。

地震時の震源モデル推定では、地震波形による推定も行われている。Asano and Iwata (2016) は強震計データで前震・本震の動的な破壊過程を推定し、前震については震源を起点に同心円状の破壊伝搬を推定している。また最終的に震源付近と断層浅部において 1.2m のすべりが生じたと推定している。本震については布田川断層を北東方向へ破壊が進展し、Yarai et al. (2016) と同じく断層北東寄りで最大 5m のすべりを推定している。一方で日奈久断層では Yarai et al. (2016) と異なり、浅部にすべりのピークを推定している。

同地震については、地震後の余効変動・余効すべりの研究も多い。例えば Milliner et al. (2020) はキネマティック測位時系列と日座標時系列を結合し、熊本地震の余効変動を本震発生直後から 2 年後までの広い時間スケールで解析した。同研究では地震直後の最初の 1 時間で $M_w 5.7$ 相当、1 日で $M_w 6.3$ 相当の余効すべりの発生を推定している。また余効すべりは 5km より浅い領域に集中し、ほぼ同じ場所が 2 年後まで継続してすべったことを指摘している。

3.2 PTS の 2016 年熊本地震への適用

前節では熊本地震の概要と、通常測位を用いた断層すべり推定の先行研究を示した。本節では、PTS の適用について、具体的な使用データ、各種パラメータ設定を示す。

用いたデータは震源から概ね 40km 以内の GEONET 点 20 観測点の搬送波データである。観測点の位置は図 3.1 に示した。第 2 章で述べたように GPS のみ使用し、仰角 10° 以下の衛星は除外した。また L1 と L2 を結合して電離層遅延を除外した LC を観測量として用いた。本震については 30 秒間隔で、解析期間は発生時刻前後 12 時間ずつの 24 時間とした。2 つの前震については本震の解析よりサンプリング周期が短い、1 秒間隔のデータを用いた。また解析期間も本震より短く、それぞれの地震の発生時刻前後 40 分ずつの 80 分間とした。

基準距離の算出に用いる観測点の初期座標値は、GIPSY-OASIS Ver. 6.1.2 を用いたスタティック PPP 解析による、熊本地震前日の日座標値を使用した。GPS 衛星の軌道暦は IGS 最終暦と放送暦の 2 種類を用いた。それぞれの性能は序論の表 1.2 にも示しているが、IGS 最終暦は後処理で決定される数 cm 精度の暦である。精度は精密暦の中で最も高いが、提供されるまでに最長 2 週間程度の時間遅れがある。一方の放送暦は衛星自身が発信し、観測点で

直接即時に取得可能だが、楕円運動のケプラー要素のみを送信していることから精度は m 単位である。

第 2 章で述べたように PTS では断層幾何を固定値で事前に与える必要がある。本研究では Yurai et al. (2016) で推定された断層モデルを参考に、布田川断層と日奈久断層に沿って矩形断層を仮定した。図 3.1 に仮定した断層面を赤色と青色の長方形で表示した。それぞれ本震と 2 つの前震のすべりの推定で仮定した断層面である。また表 3.1 に仮定した断層パラメータを示す。本震については Yurai et al. (2016) で推定された 3 枚の矩形断層のうち“A1”と“B”の 2 枚を走向・深さ方向に拡張して用いた。走向方向は北東と南西に同じだけ延長して 2 倍に、深さ方向は深い側へ 1.4 倍拡張した。また Yurai et al. (2016) では阿蘇カルデラ内にも南東傾斜の断層面 (“A2”) を推定している。しかしながら同断層面は観測点の間隔に対して小さく、InSAR を併用しない本研究の推定では感度が無いことが予想される。そのため本研究では断層“A2”は省略した。2 つの前震については、Yurai et al. (2016) の断層モデルをそのまま使用した。

表 3.2 に未知パラメータに仮定した確率過程とプロセスノイズ値を示す。地震時すべりの急激な立ち上がりに対応するため、断層すべりはホワイトノイズを仮定した。ローカル変動と大気遅延はランダムウォークを仮定し、波数不確定性は衛星の入れ替わり等に伴うステップ状の変化に対応するためにホワイトノイズを仮定した。プロセスノイズ値は Cervelli et al. (2002) の設定を踏襲した。またリアルタイム用途を想定したため、推定はフォワード推定のみとした。

Cervelli et al. (2002) では一枚矩形断層上の一様すべりを仮定していたが、本研究では第 2 章で述べた通りすべり分布の推定に拡張した。本震については布田川断層を走向方向に 12、深さ方向に 7 の小断層に分割した。日奈久断層は走向方向に 6、深さ方向に 7 の小断層に分割し、両断層面の合計で 126 小断層とした。小断層の大きさは一辺 2.5~2.6km である。前震については走向方向に 10、深さ方向に 5 の小断層に分割した。小断層の大きさは 1.3km 四方である。グリーン関数は Okada (1992) の均質半無限弾性体のモデルを用い、各小断層の単位すべりが与える地表変位の応答を求めた。断層すべりの方向には拘束条件を与えず、Strike slip と Dip slip の両方を独立に推定した。次に述べる空間平滑化の拘束も、2 成分のそれぞれに対して適用した。

次に空間平滑化の設定について述べる。本震の解析では布田川断層と日奈久断層の 2 枚の矩形断層が走向方向に繋がっているものとして、両者一体でラプラシアン空間平滑化を適用した。つまり布田川断層の南西端の小断層と、日奈久断層の北東端の小断層は隣接して

いるものとして扱った．空間平滑化強度は推定される断層すべり分布から期待される地表変位と測位時系列から算出される地表変位との一致度，及び推定される断層すべり分布の粗さ，つまりすべり方向のばらつきに基づいて設定した．まず地表変位の一致度はキネマティック PPP 時系列から算出される変位と，PTS によるすべり分布から期待される変位との RMS (Root Mean Square) で評価した．次に断層すべり分布の粗さは，隣接する小断層のすべり方向とすべり量の差異から評価した．具体的には Strike slip と Dip slip のそれぞれについて，隣接する小断層で逆方向のすべりが推定されている場所を全て抽出し，その向かい合うすべりの量を総和した．例えば走向方向に隣接する 2 つの小断層で 1m の右横ずれすべりと左横ずれすべりが推定された場合，足し合わせて 2m とする．このような判定を全ての隣り合う小断層の対で行い，逆方向で向かい合うすべりの総量を求めてすべりの粗さの指標とした．図 3.5 に平滑化パラメータ κ の値に対する地表変位の一致度及びすべり分布の粗さを示す．両者は典型的なトレードオフの関係にあり，平滑化が弱いほど地表変位の一致度は上がる一方ですべり分布の粗さは増す．Dip slip は $\kappa = 0.01 \sim 0.02$ 付近，Strike slip は $\kappa = 0.06$ 付近から粗さが増す．熊本地震は横ずれすべりが卓越するため，本研究では Strike slip における傾向を優先して $\kappa = 0.06$ を採用した．簡単のため Strike slip と Dip slip いずれもこの値を適用した．

次に前震の解析における平滑化強度について述べる．前震はほぼ右横ずれすべりのみの単純なメカニズムのため， κ の値に関わらず安定したすべり方向が推定された．一方で平滑化が弱いほどカルマンフィルタで推定されるすべりの標準偏差が大きくなり，すべり推定値との比（以降，すべりの S/N 比）が悪化した．そこで前震のすべり推定では 2 つの前震による合計の地表変位の一致度に加え，すべり分布の粗さの指標としてすべり推定値の S/N 比を用いた．すなわち断層すべりに過大な不確実性を与えるような，弱い平滑化強度を避けた．測位による変位は国土地理院による解析で求められた永久変位量を用いた．図 3.6 に異なる κ の値に対する地表変位の一致度と S/N 比が 1 を下回る小断層の数を示す．本震と同様に平滑化が弱いほど地表変位の一致度は高くなるが， $\kappa = 0.06$ 付近から S/N 比が 1 を下回る小断層が急増する．この結果から前震のすべり推定についても $\kappa = 0.06$ を採用した．

最後に前述の平滑化強度の選択で用いた，通常測位による地表変位について再度説明する．PTS における観測量は搬送波位相変化であるため，推定の妥当性を評価するには未知パラメータから期待される搬送波位相変化の計算値を求める必要がある．そのうえで，例えば両者の一致の度合いを測ることとなる．一方，地表面に沿う動きに比べ，視線方向の動きは直感的な理解が難しく，さらに PTS の場合は絶対値ではなく二重差分を用いている．そこ

で本研究ではより理解が容易な比較として、地表変位の次元における通常測位との比較を行った。本章で示す熊本地震への適用事例においては、本震の変位は1秒間隔のキネマティック PPP 時系列から、地震発生時刻前後の差分により算出した。PPP 解析は GIPSY/OASIS version 6.4 (Lichten and Border, 1987) を使用した。2つの前震による変位は、国土地理院が GEONET の定常解析 (迅速解, Q3) による座標時系列から求めた永久変位量のデータの提供を受け、これをそのまま使用した。

3.3 PTS で推定された 2016 年熊本地震の断層すべり分布

本節では PTS で推定された熊本地震の断層すべりについて結果を示す。図 3.7 に本震の推定すべり時系列の例を示す。いずれも地震発生前は数十 cm から 1m の範囲内で推移し、中央の地震発生時刻付近に地震時すべりに対応する明瞭なオフセットが確認できる。布田川断層では最大 5~6m、日奈久断層では最大 3m のすべりが推定された。また図 3.8 に全小断層のすべり推定値と小断層の面積から算出される、モーメントマグニチュード (M_w) の推移を示す。 M_w の算出では剛性率を 30GPa とした。地震発生前はすべり時系列のノイズに対応して M_w 6.5 程度で推移し、地震発生時刻付近で急激に変化して M_w 7.0~7.1 に達した。このように PTS で地震時すべりの発生を捉えることに成功し、通常測位による推定とほぼ同じマグニチュードが得られた。

地震発生前後のすべり時系列の差分にもとづく、推定すべり分布を図 3.9 に示す。ここでは地震発生 15 分前から 5 分前の 10 分間の平均と、地震発生 5 分後から 15 分後の 10 分間の平均との差分を Dip slip と Strike slip それぞれで計算した。IGS 最終暦を使用した結果を見ると、布田川断層では右横ずれすべりと正断層すべりが推定され、断層北東部の浅い側で最大 5.7m のすべりが推定された。また日奈久断層ではほぼ純粋な右横ずれすべりが推定され、断層北東端付近で最大 3m のすべりを推定した。解放モーメントは布田川断層が M_w 7.00、日奈久断層が M_w 6.67 で、両者の合計では M_w 7.08 となった。

図 3.10 にカルマンフィルタで推定されるすべりの標準偏差の分布を示す。地震発生前後 15 分ずつの 30 分間の平均を表示しており、平均で 0.1m 程度、最大で 0.1~0.2m となっている。観測点 0701 や 1071 に近い浅い側で不確実性が小さく、深い側は不確実性が大きい。また平滑化拘束の影響で断層端の小断層は大きなすべりが推定されにくく、不確実性も小さい。

ここまで IGS 最終暦による推定結果について説明した。同様に、放送暦を使用した結果 (図 3.7, 3.8, 3.9) について確認すると、精密暦の場合とほぼ同等の結果が得られている。例え

ば図 3.9 (a) の IGS 最終暦によるすべり分布は最大すべり量 5.7m だが、(b) の放送暦の場合は僅かに大きい 5.9m である。反対に断層面の外縁部の小断層では放送暦の場合の方が若干小さいすべり量となり、全体のマグニチュードでは同一となった。推定すべり量の差異は大部分の小断層で 0.1m 前後であり、最大でも 0.2m 以内となった。図 3.10 で示したようにすべりの標準偏差は Dip slip と Strike slip それぞれ 0.1~0.2m であり、これらより、誤差の範囲内で精密暦、放送暦それぞれの結果は調和的であると結論する。

次に前震のすべりの推定結果を示す。図 3.11 に本震の推定結果と同様に推定すべり時系列の一例を、図 3.12 にマグニチュードの時間変化、図 3.13 にすべり分布をそれぞれ示す。すべり分布は地震発生 2 分前から 1 分前の 1 分間と、1 分後から 2 分後の 1 分間の平均の差分から描画した。すべり時系列は地震発生時刻に明瞭なオフセットを示し、最大 0.8m 程度の増加を示す (図 3.11)。マグニチュードは地震発生後に 1 回目の前震で $M_w 5.8$ 、2 回目の前震で $M_w 6.0$ となった (図 3.12)。すべり分布は、1 回目の前震では断層中央付近で最大 0.5m 前後、2 回目の前震では断層南西側の浅部寄りで最大 1.0m 程度の右横ずれすべりが推定された。また 2 回目の前震については断層南西側で、推定標準偏差を上回る有意な逆断層すべりが推定された。Yarai et al. (2016) による前震の震源モデルでも同領域では小さな逆断層すべりが推定されている。2 つの前震の合計の地震規模は $M_w 6.1$ 相当である。これは Kobayashi (2016) の推定結果における、日奈久断層のマグニチュードの $M_w 6.2$ より若干小さい。ただし Kobayashi (2016) が用いた InSAR データの撮像は、前震発生の約 12 時間後である。そのため、Kobayashi (2016) の推定値には、前震の初期余効すべりが含まれる可能性がある。

最後に推定された本震・前震のすべりから期待される地表変位と、通常測位による地表変位を図 3.14、3.15 に示す。本震に伴う地震時永久変位は方向と量ともによく一致し、全 20 観測点での RMS は水平 8cm、上下 5cm となった。ただし変位量が最大の 0701 (長陽) のみ、観測値 1m 弱に対して計算値 0.5m と過小推定になった。この観測点は布田川断層の直上の至近距離にあるため、仮定する断層面の位置やグリーン関数の仮定などに敏感な可能性がある。Yarai et al. (2016) の通常測位による震源モデルでも 0701 の特に上下変位は完全には説明できていない。また、前震の変位は測位による変位と比べて全体的に過小推定だが、変位方向に着目すると両者はよい一致を示す。変位の RMS は水平成分・上下成分いずれも 1.5~1.7cm となった。

3.4 PTS の熊本地震への適用結果の意義と課題

本節では PTS の熊本地震への適用で得られた結果の意義と、今後の課題について議論す

る．まず図 3.16 に PTS による本震のすべり分布と，Yarai et al. (2016) および Asano and Iwata (2016) によるすべり分布との比較を示す．3 者いずれも布田川断層では右横ずれすべりと正断層すべりを，日奈久断層ではほぼ純粋な右横ずれすべりを推定しており，その傾向は共通する．また PTS と Yarai et al. (2016) の結果は，大きなすべりを推定した場所もほぼ一致する．いずれも布田川断層の北東寄りの深さ 5km 付近と，日奈久断層の北東端の布田川断層との交点の深さ 10km 付近にすべりのピークを推定している．また仮定した断層面積が異なるため最大すべり量はやや異なるが，前述のようにモーメントマグニチュードもほぼ一致した．これに対して Asano and Iwata (2016) は両者より南西寄りにすべりのピークを推定しており，また日奈久断層のすべりは浅部に推定している．しかし地震規模は $M_w7.0$ で，通常測位に基づく推定値に近い．

次に図 3.17 に PTS による 2 つの前震の合計のすべり分布と，Kobayashi (2016) によるすべり分布との比較を示す．いずれもほぼ純粋な右横ずれすべりで，断層の南西寄りの浅い側に大きなすべりが推定されている．本震と同じく仮定した断層面積が異なるものの，傾向には類似性が見られる．一方で PTS は深さ 3km 付近にすべりのピークを推定しているのに対し，Kobayashi (2016) では地表付近にピークを推定している．これは Kobayashi (2016) が空間分解能の高い InSAR を使用し，地表断層のごく近傍の変位場を検出できていることに起因すると考えられる．

以上のように PTS で M7 級の内地地震のすべりを，通常の GNSS 測位時系列にもとづく結果と同等の精度で推定可能であり，また前震のような M6 級の地震であっても一定程度の感度ですべり分布推定が可能ながことが分かった．また強震計データによる推定とも調和的な結果を得た．さらに前節で示したように放送暦を用いた場合でも，精密暦とほぼ同じ推定結果が得られた．また PTS で用いるカルマンフィルタは観測量を取得するたびに 1 エポックずつ推定を進める手法であり，1 エポックに要する計算時間が実時間以内であれば，今回のような推定をリアルタイムで実行可能である．

序論で述べたように国土地理院によるリアルタイム解析システム REGARD は，IGS から提供される精密暦のうち超速報暦を使用している．これに対して放送暦は外部機関からの供給に依存せず，観測点で直接即時に取得可能である．したがって今回の結果は外部供給の軌道暦に頼らないリアルタイム地震時すべり推定手法としての，PTS の有用性を示す結果である．通常測位で放送暦を用いて変位時系列を得たうえで，それを用いたすべり分布推定を行うことも原理上可能である．こうした結果は，GNSS を用いた地殻変動観測は短い時間帯であれば，軌道暦等の外的要因を含め，その安定性が高いことを示唆する結果ともいえ

る．一方，REGARD が一枚矩形断層モデルで断層幾何も含めた推定を行うのに対して，現行の PTS は断層幾何を事前に固定値で与える必要がある．そのため PTS による地震規模等即時推定は，主として断層面を既知として扱えるプレート境界型地震で行うことが考えられる．

最後に時系列の長期安定性の課題を示す．図 3.7 のように，推定された本震のすべり時系列は地震時オフセットこそ正確な量だが，その後は次第に低減し地震発生 2 時間後には半分程度まで推定値が減少する小断層が存在する．図 3.11 の前震のすべり時系列も同様であり，特に 2 回目の前震の推定すべり量は減少が顕著である．さらに図 3.8 や 3.12 に示したマグニチュードも地震発生後は徐々に低下しており，全小断層を合わせたすべりの総量でも低下していることが分かる．

PTS は初期時刻以降の累積のすべり量を推定する手法であり，地震後の推定すべり時系列は安定することが期待される．すなわち，一度すべった断層面が地震後に逆方向にすべるという挙動は物理的に現実的でない．すなわち，すべり以外の他の未知パラメータとのトレードオフによって，推定された断層すべりが吸収されている可能性がある．そこで未知パラメータ間の分離状況の評価を試みた．まず図 3.18 に，推定された各未知パラメータから期待される搬送波二重位相差への寄与の時間変化を示す．ここでは以下の式 (3.1) のように，第 2 章で示した状態ベクトルとデザイン行列のうち，断層すべり・ローカル変動・大気遅延・波数不確定性の各々に対応する部分の積をそれぞれとった．

$$\mathbf{C}_{slip}(k) = \mathbf{H}\mathbf{s}_k * \mathbf{x}\mathbf{s}_k$$

$$\mathbf{C}_{local}(k) = \mathbf{H}\mathbf{l}_k * \mathbf{x}\mathbf{l}_k$$

$$\mathbf{C}_{zenith}(k) = \mathbf{H}\mathbf{z}_k * \mathbf{x}\mathbf{z}_k$$

$$\mathbf{C}_{phase}(k) = \mathbf{H}\mathbf{p}_k * \mathbf{x}\mathbf{p}_k$$

$$\mathbf{H}\mathbf{s}_k = \mathbf{D}\mathbf{D}_k * \begin{pmatrix} \mathbf{A}_1^{1\sim np} * \mathbf{G}_1 \\ \mathbf{A}_2^{1\sim np} * \mathbf{G}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{A}_{ns}^{1\sim np} * \mathbf{G}_{ns} \end{pmatrix}_{t=K} \quad \mathbf{x}\mathbf{s}_k = (s_{11}, s_{21}, \dots, s_{1nB})_{t=k}^T$$

$$\mathbf{H}\mathbf{l}_k = \mathbf{D}\mathbf{D}_k * \begin{pmatrix} \mathbf{A}_1^{1\sim np} \dots \mathbf{0} \\ \vdots \mathbf{A}_2^{1\sim np} \vdots \\ \vdots \dots \ddots \vdots \\ \mathbf{0} \dots \mathbf{A}_{ns}^{1\sim np} \end{pmatrix}_{t=K} \quad \mathbf{x}\mathbf{l}_k = (L_{EW}, L_{NS1}, L_{UD} \dots L_{UDns})_{t=k}^T$$

$$\begin{aligned}
\mathbf{H}\mathbf{z}_k &= \mathbf{D}\mathbf{D}_k * \begin{pmatrix} \mathbf{m}_1^{1 \sim np} & \cdots & \mathbf{0} \\ \vdots & \mathbf{m}_2^{1 \sim np} & \vdots \\ \vdots & \cdots & \ddots \\ \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{m}_{ns}^{1 \sim np} \end{pmatrix}_{t=K} & \mathbf{x}\mathbf{z}_k &= (z_1 \cdots z_s)_{t=k}^T \\
\mathbf{H}\mathbf{p}_k &= \mathbf{D}\mathbf{D}_k * \begin{pmatrix} \Lambda_1^{1 \sim np} & \cdots & \mathbf{0} \\ \vdots & \Lambda_1^{1 \sim np} & \vdots \\ \vdots & \cdots & \ddots \\ \mathbf{0} & \cdots & \Lambda_1^{1 \sim np} \end{pmatrix}_{t=K} & \mathbf{x}\mathbf{p}_k &= (N_1^1, N_1^2 \cdots N_1^{np} \cdots N_{ns}^{np})_{t=k}^T \quad (3.1)
\end{aligned}$$

上式の添え字の slip, local, zenith, phase はそれぞれ断層すべり, ローカル変動, 湿潤天頂大気遅延, 波数不確定性に対応する. 上式で得られる $\mathbf{C}_{slip}(k)$, $\mathbf{C}_{local}(k)$, $\mathbf{C}_{zenit}(k)$, $\mathbf{C}_{phase}(k)$ は時刻 k における全ての二重差分に対する寄与が並んだベクトルである. しかし, 多数の二重差分に対する寄与をそのまま描画しても傾向の把握が困難なため, 時刻毎に上記それぞれの絶対値の平均をとった. このようにして 4 つの未知パラメータが搬送波位相計算値に占める平均的な寄与の傾向を, 一本の時系列で表したのが図 3.18 である.

図 3.18 を見ると, 断層すべりの寄与が本震後に徐々に低下する一方で, ローカル変動の寄与は本震発生時刻付近を境に増加している. すなわち, 未知パラメータ間のトレードオフが生じている可能性がある. また大気遅延の寄与も断層すべりに匹敵する大きさを持っており, 同様にトレードオフで大きな影響を生じることがわかる. さらに 4 つの未知パラメータの寄与の比率を図 3.19 に示す. ここでは式 (3.2) のように各時刻における 4 つの未知パラメータの平均寄与を合計したものを分母とし, そのうち各 4 つの寄与が占める割合の平均を描画した.

$$\begin{aligned}
R_{slip}(k) &= \frac{1}{nd} \sum_{i=1}^{nd} |\mathbf{C}_{slip}(k)_i| / \mathbf{C}_{total}(k)_i \\
R_{local}(k) &= \frac{1}{nd} \sum_{i=1}^{nd} |\mathbf{C}_{local}(k)_i| / \mathbf{C}_{total}(k)_i \\
R_{zenith}(k) &= \frac{1}{nd} \sum_{i=1}^{nd} |\mathbf{C}_{zenith}(k)_i| / \mathbf{C}_{total}(k)_i \\
R_{phase}(k) &= \frac{1}{nd} \sum_{i=1}^{nd} |\mathbf{C}_{phase}(k)_i| / \mathbf{C}_{total}(k)_i \\
\mathbf{C}_{total}(k) &\equiv |\mathbf{C}_{slip}(k)| + |\mathbf{C}_{local}(k)| + |\mathbf{C}_{zenith}(k)| + |\mathbf{C}_{phase}(k)| \quad (3.2)
\end{aligned}$$

上式の nd は時刻 k における二重差分の数である. 二重差分の性質上, 未知パラメータの寄

与は正負両方の値をとる．したがって全未知パラメータから期待される合計の搬送波位相計算値を分母として，各未知パラメータが占める寄与の内訳を直接求められないため，上記の表現方法を用いた．図 3.19 を見ると断層すべりの寄与は相対的な比率としても低下しており，地震発生直後は 5%以上あったものが解析期間終盤には 1%程度まで下がる．また搬送波位相への寄与のうち最大の比率を占めるのは波数不確定性であり，80~90%の量を占める．波数不確定性の寄与率を見ると本震後に徐々に増加しており，波数不確定性にも断層すべりの寄与が吸収されている可能性が高い．

以上のように PTS では各未知パラメータが推定に占める寄与の大きさや，それらの関係を一体で可視化である．これは未知パラメータの分離の困難性を議論する上で大きな利点である．第 4 章の東北地方太平洋沖地震への適用事例においても，このような未知パラメータの推定・分離状況の評価をより詳細に行う．

3.5 本章のまとめ

本章では PTS を 2016 年熊本地震に適用し，本震と 2 つの前震のすべり分布を推定した．本震については布田川断層の北東寄りの浅部で最大 5.7m のすべりが推定され，日奈久断層の北東端付近でも最大 3m 程度のすべりが推定された．推定されたすべりは布田川断層では正断層すべりを含む右横ずれすべりで，日奈久断層はほぼ純粋な右横ずれすべりとなった．また両断層を合計した地震規模は $M_w 7.08$ となった．これらの結果は通常測位を用いた先行研究による震源モデルとよく一致した．加えて推定された本震のすべり分布から計算される地表変位も，通常測位で得られる地表変位とよく一致した．さらに本研究では IGS 精密暦に加え，放送暦にもとづく推定も行った．その結果，放送暦でも誤差の範囲内で概ね一致するすべり分布を得られることが分かった．2 つの前震については平均 1m 弱のほぼ純粋な右横ずれすべりが推定され，両者の合計で地震規模 $M_w 6.1$ を推定した．これは通常測位と InSAR を用いた推定値より若干小さいものの，大きなすべりを推定した場所は近いものとなった．また本震の推定と同様に精密暦と放送暦いずれを用いてもほぼ同じ結果が得られ，計算される地表変位も通常測位による変位とよく一致した．

本章で示した結果は，PTS を用いた初めての地震時すべり分布推定である．本章の結果から PTS で M7 級の内陸地震の断層すべりを，通常測位と同等の精度で推定可能なことが示された．また M6 級の地震に対しても，PTS がある程度感度を持つことが示された．さらに外部供給の軌道暦に頼らない推定も，ほぼ同じ精度で行えることが明らかとなった．これらの結果は PTS のリアルタイム地震時すべり推定に対する有用性を示すものである．

一方, 推定時系列の長期安定性は十分ではなく, 未知パラメータ間のトレードオフが原因と見られる時系列のドリフトが確認された. このため, 数分以上の時間スケールの現象を扱うのは現状困難である. 次章でこれら時系列の長期安定性向上のための改良を踏まえた, 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり, 初期余効すべりの連続的な推定について示す.

表 3.1 Yarai et al. (2016) 及び Kawamoto et al. (2016) で推定された熊本地震の震源断層モデルと、本研究で仮定した断層パラメータ。断層位置は断層面の北東端，断層深さは断層面の上端で定義している。長さおよび幅の値に併記している括弧内の数字は，仮定した小断層の長さおよび幅を表す。

2つの前震 (共通)

	経度 [°]	緯度 [°]	深さ [km]	長さ [km]	幅 [km]	走向 [°]	傾斜 [°]	すべり角 [°]	すべり量 [m]
Yarai et al. (2016)	130.806	32.784	1.4	12.8	6.4	205	83	173	1.1
本研究	130.806	32.784	1.4	12.8 (1.28)	6.4 (1.28)	205	83	173	1.1

本震

	経度 [°]	緯度 [°]	深さ [km]	長さ [km]	幅 [km]	走向 [°]	傾斜 [°]	すべり角 [°]	すべり量 [m]
Yarai et al. (2016), A1	130.996	32.878	0.6	20.0	12.5	235	60	209	4.1
Yarai et al. (2016), B	130.807	32.770	0.8	10.2	13.0	205	72	176	2.7
Yarai et al. (2016), A2	130.975	32.883	0.2	5.1	6.6	56	62	178	3.8
Kawamoto et al. (2016) REGARD	131.004	32.896	0.0	25.5	10.35	228.5	54.47	196.7	4.41
本研究, 布 田川断層	131.084	32.930	0.6	30.0 (2.5)	17.5 (2.5)	235	60	--	--
本研究, 日 奈久断層	130.807	32.770	0.8	15.3 (2.55)	18.2 (2.6)	205	72	--	--

表 3.2 PTS の熊本地震への適用における，未知パラメータの確率過程とプロセスノイズ値の設定。基本的に Cervelli et al. (2002) の設定を踏襲した。

	断層すべり	ローカル変動	大気遅延	波数不確定性
確率過程	ホワイトノイズ	ランダムウォーク	ランダムウォーク	ホワイトノイズ
プロセス ノイズ値	3.0×10^2 [m]	1.0×10^{-5} [$ms^{-1/2}$]	5.0×10^{-5} [$ms^{-1/2}$]	$10^{1/2}$ [m]

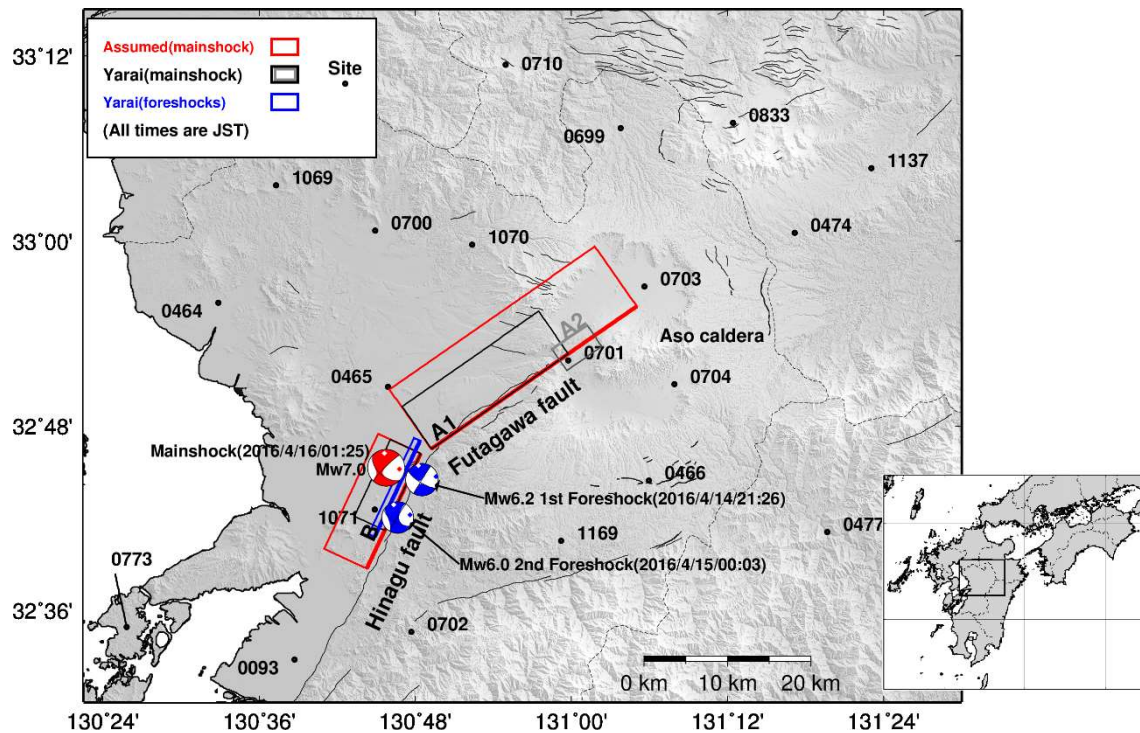


図 3.1 PTS の熊本地震への適用事例における解析地域の地図. 黒丸が解析で使用した電子基準点, 赤色の長方形が仮定した断層面である. そのほかの長方形が Yarai et al. (2016) で推定された震源断層モデルで, 黒色と灰色が本震, 青色が 2 つの前震のものである. いずれも太線が断層上端で, 真上から見た幅を地表に投影している. またメカニズム解は NIED による推定結果で, F-net によるメカニズム解を Web サイトから取得した. 青色が 2 つの前震, 赤色が本震で, 地震発生時刻は全て日本時間で記している.

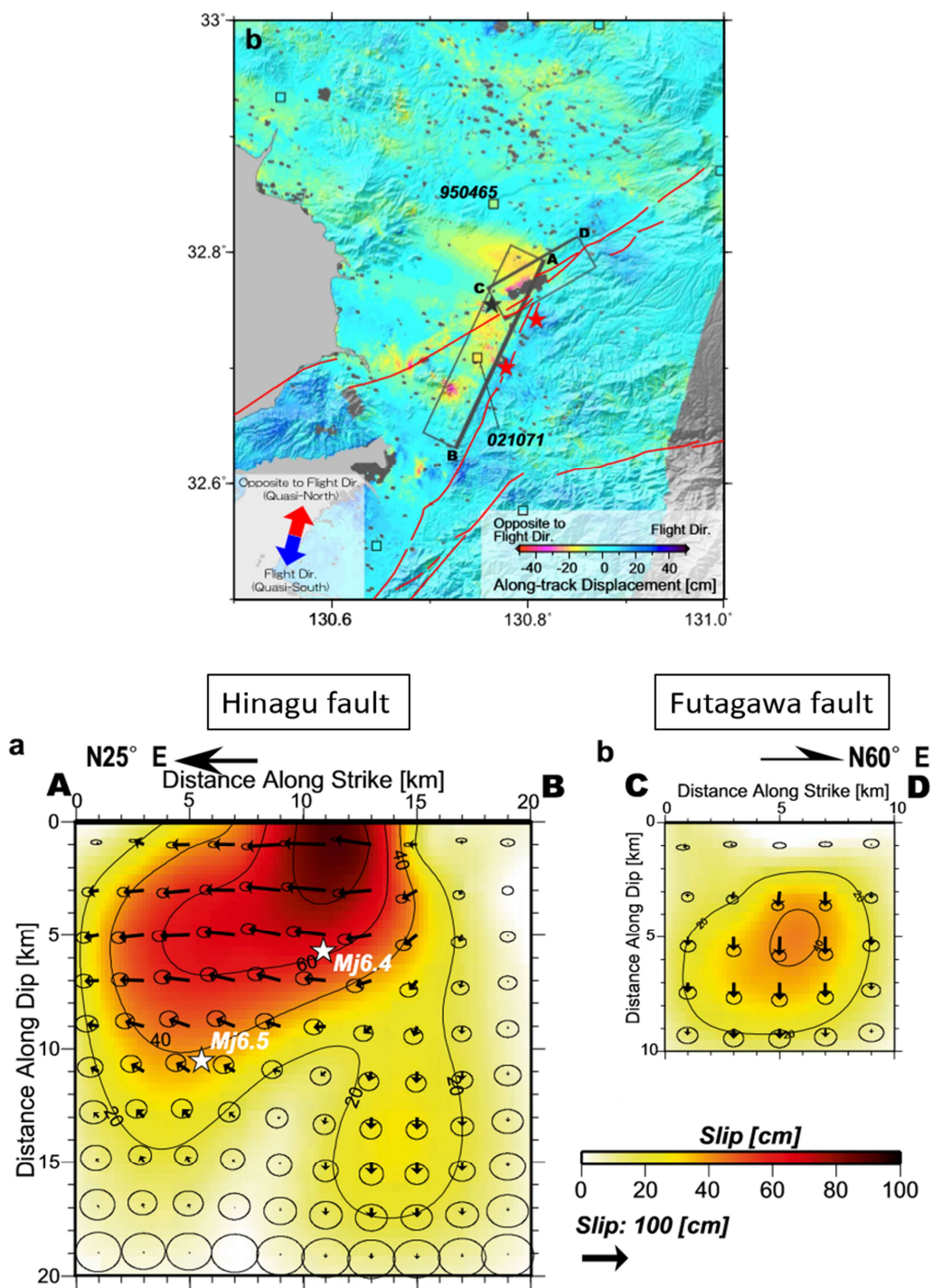


図 3.2 Kobayashi (2016) による熊本地震の 2 つの前震の合計のすべり分布と、仮定した断層面の位置及び InSAR で捉えられた地表変位分布 (Kobayashi (2016) より抜粋, 加筆). すべり分布は日奈久断層が断層面の西側から、布田川断層が断層面の南東側から見た状態を表示している. また地表変位は SAR 衛星の進行方向に沿う動きを表示している.

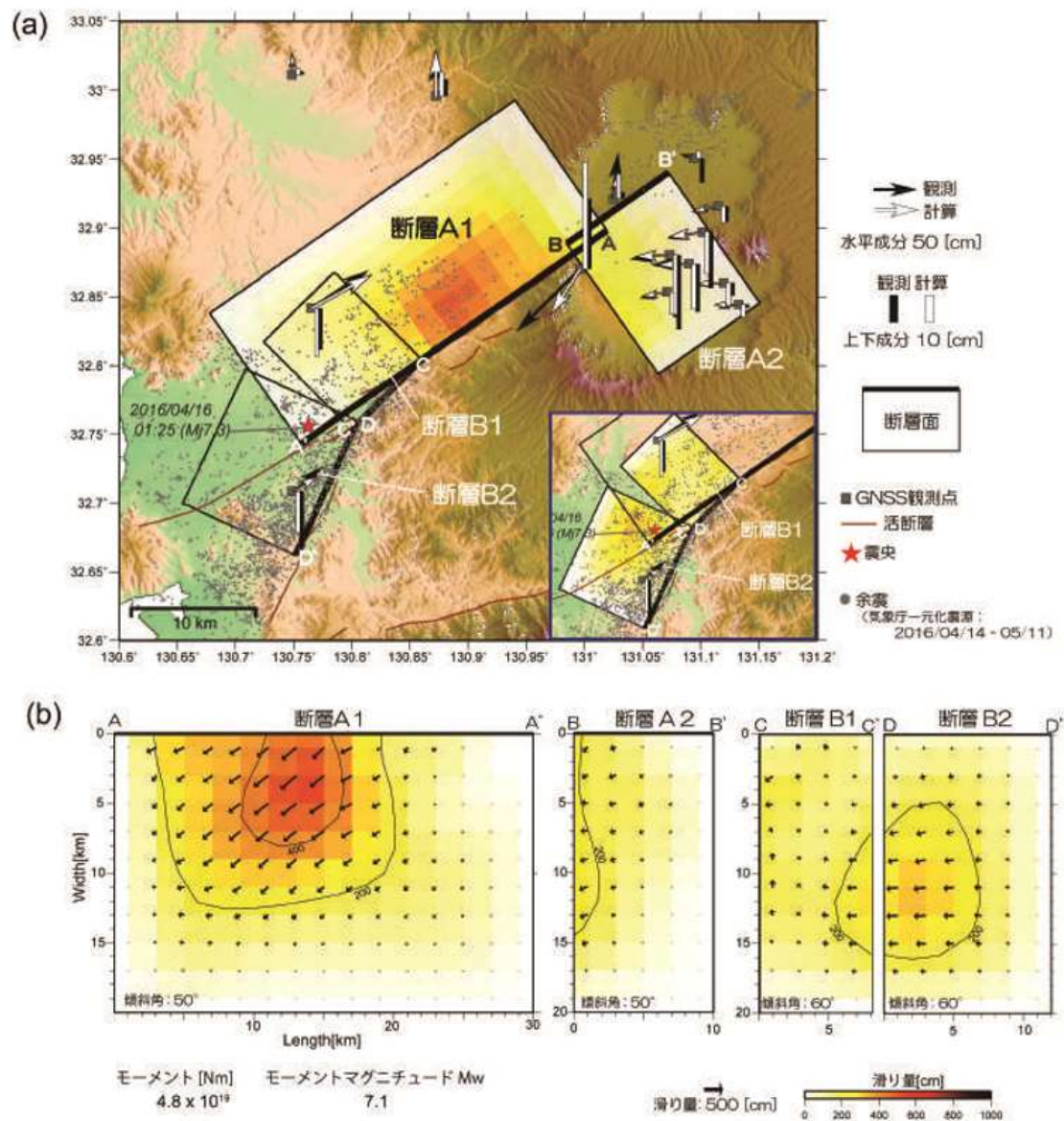


図 3.3 Yurai et al. (2016) で推定された熊本地震の本震のすべり分布. 図 3.1 に表示した一様すべりを仮定した矩形断層モデルを拡張して用いており, また断層“B”は2分割されている. 上段の図には地表変位の観測値と計算値をそれぞれ黒色と白色のシンボルで表示している.

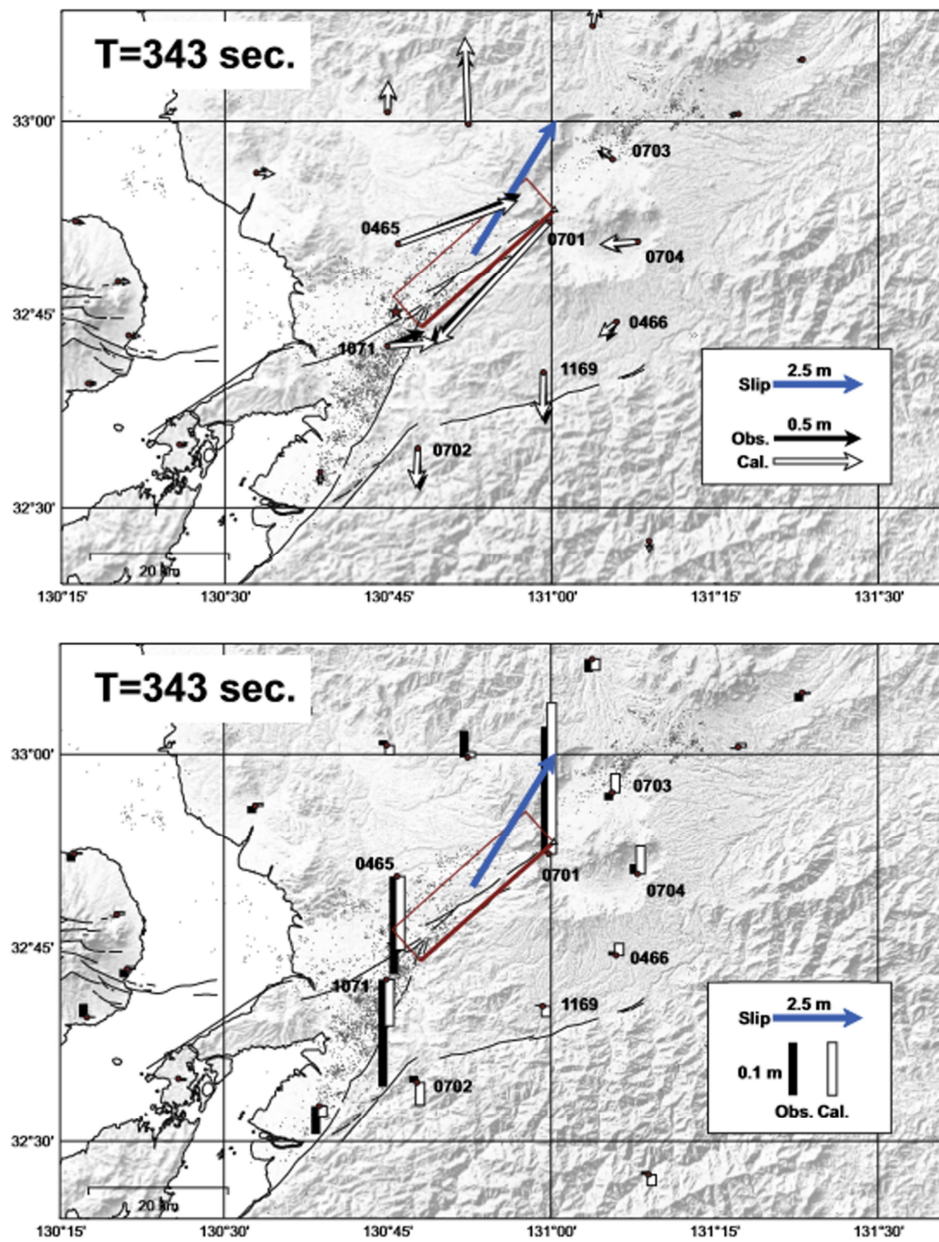


図 3.4 REGARD による本震の震源断層モデルの即時推定の結果 (Kawamoto et al. (2016) より抜粋，加筆)。地震発生約 6 分後に得られた最終結果で，赤色の長方形が推定された矩形断層，青色の矢印が推定された断層すべりである。また地表変位の観測値と計算値について，上段に水平成分の比較を，下段に上下成分の比較を示している。

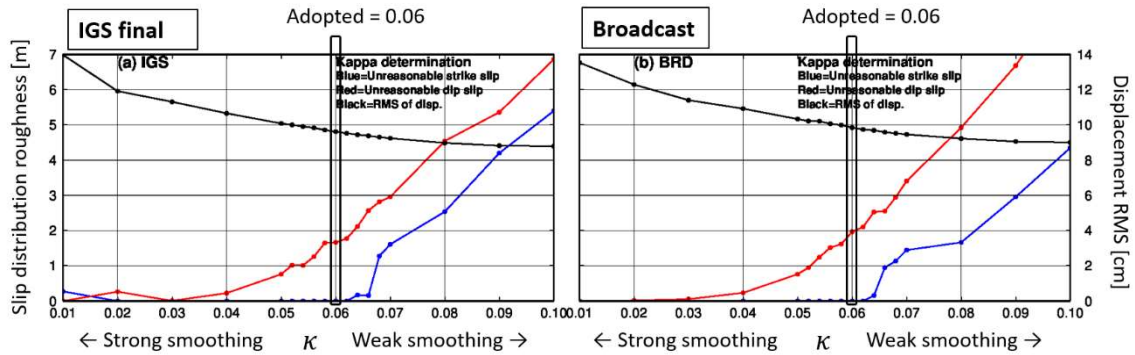


図 3.5 本震のすべり分布推定で用いる平滑化パラメータの探索結果。横軸が平滑化パラメータの値で、黒線が PTS と通常測位による地表変位の RMS を表す (右の縦軸を参照)。赤線と青線はすべり分布の粗さで、それぞれ Dip slip と Strike slip についての値を表す (左の縦軸を参照)。平滑化パラメータの値が大きいほど弱い平滑化を与える点に注意。

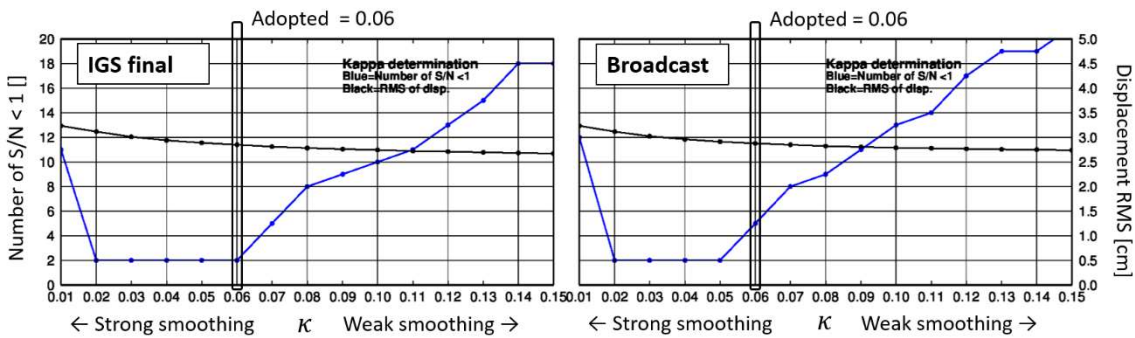


図 3.6 前震のすべり分布推定で用いる平滑化パラメータの探索結果。横軸が平滑化パラメータの値で、黒線が PTS と通常測位による地表変位の RMS を表す (右の縦軸を参照)。青線はすべり分布の粗さの指標として、すべりの S/N 比が 1 を下回る小断層の数を表示している (左の縦軸を参照)。

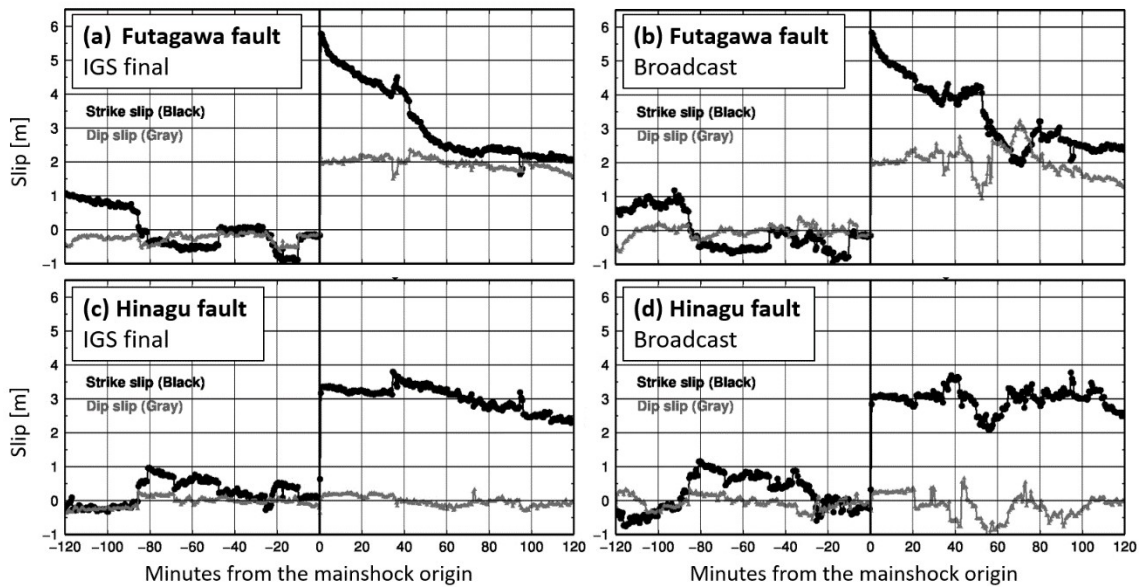


図 3.7 PTS で推定された熊本地震の本震のすべり時系列の例。本震発生時刻を中央として前後 2 時間ずつの 4 時間を描画。黒線と灰色線がそれぞれ Strike slip と Dip Slip の時系列で、それぞれ右横ずれすべりと正断層すべりを正とする。左の (a), (c) が IGS 最終暦、右の (b), (d) が放送暦による結果で、上段が布田川断層、下段が日奈久断層のものである。図 3.9 で白色の長方形で表示した小断層の時系列を表示している。

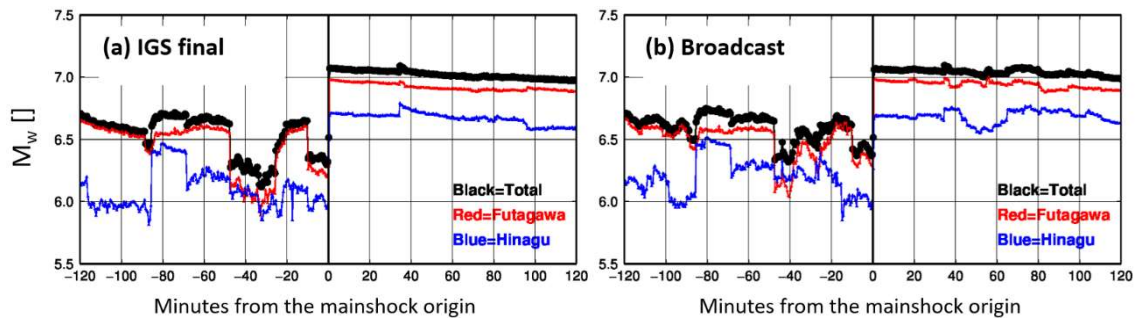


図 3.8 推定された全小断層のすべり量から算出される、モーメントマグニチュードの推移。左が IGS 最終暦、右が放送暦による結果で、赤線と青線がそれぞれ布田川断層と日奈久断層のモーメントマグニチュード、黒線が両者の合計を表す。

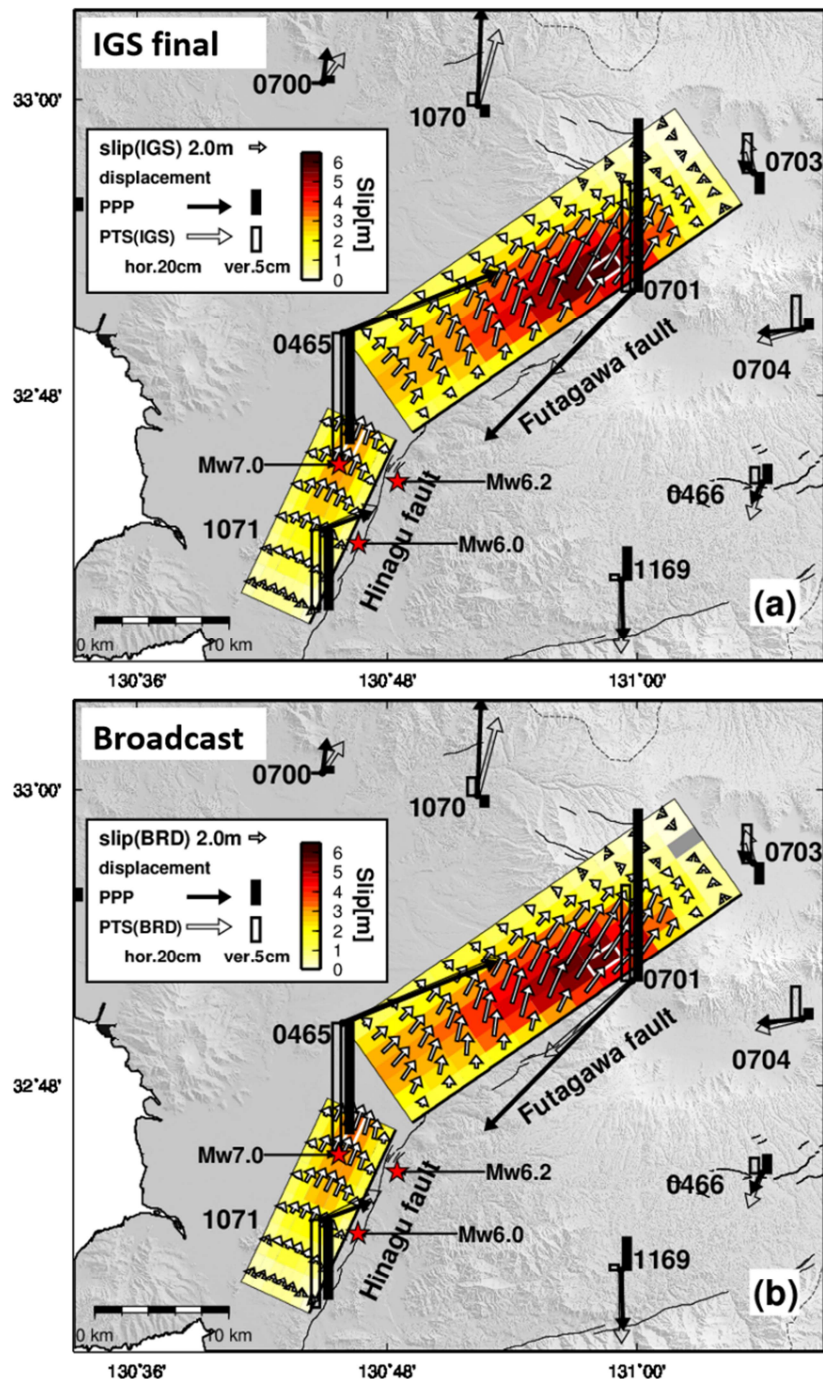


図 3.9 PTS で推定された 2016 年熊本地震の本震のすべり分布. (a) が IGS 最終暦, (b) が放送暦を用いた結果で, 各小断層のすべり量とすべりの方向をカラースケールとベクトルで表示している. また Dip Slip と Strike Slip の推定値がいずれも推定標準偏差を下回った小断層は, 灰色でマスクしている. 白色の枠で表示しているのが, 両断層で最大のすべり量が推定された小断層である. また観測点にはすべり分布から計算される地表変位を白色の矢印と棒で, PPP 時系列から算出される地表変位を黒色の矢印と棒で表示している.

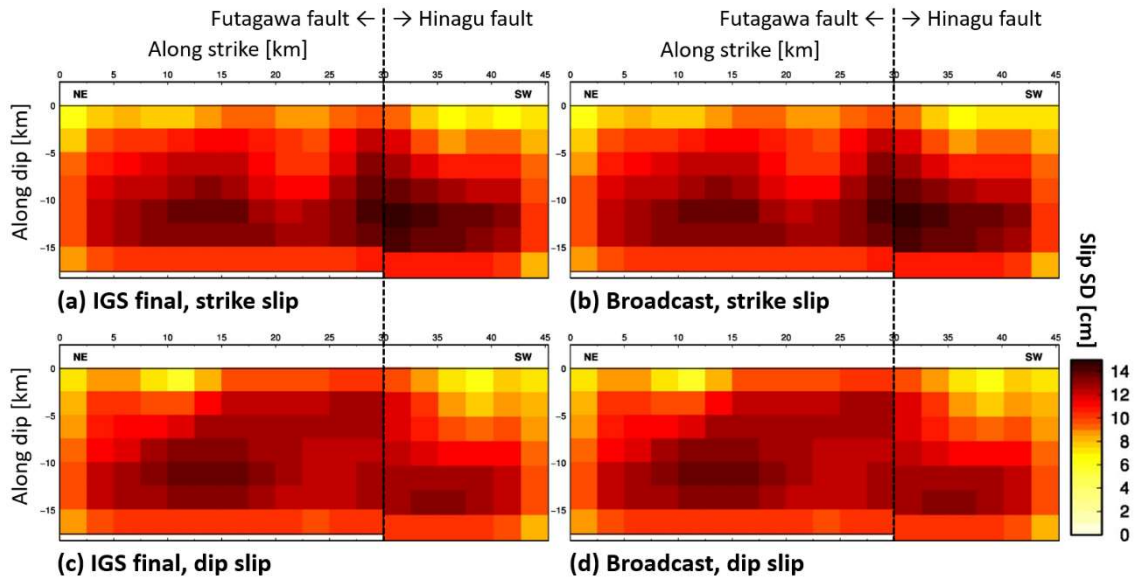


図 3.10 PTS で推定されたすべりの標準偏差の分布. 2 つの断層面を並べて北西側から見た状態を表示しており, 左が北東の阿蘇カルデラ方面である. 左の (a), (c) が IGS 最終暦, 右の (b), (d) が放送暦による結果で, 上段が Strike slip, 下段が Dip Slip の標準偏差である.

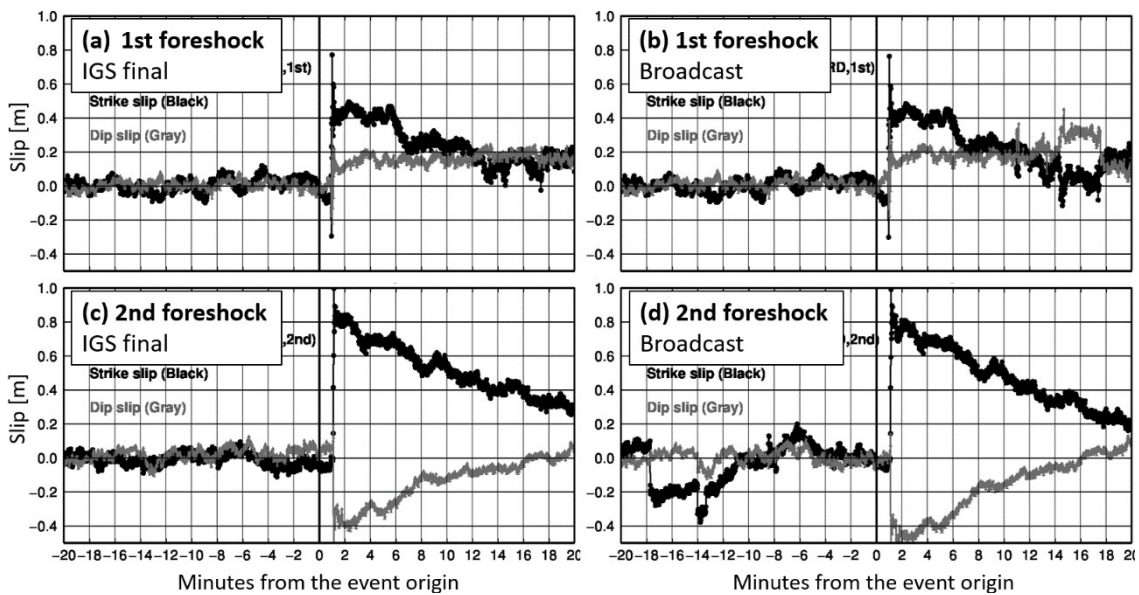


図 3.11 PTS で推定された熊本地震の前震のすべり時系列の例. 図 3.7 と同様に地震発生時刻を中央として, 前後 20 分ずつの 40 分間を描画している. 左の (a), (c) が IGS 最終暦, 右の (b), (d) が放送暦による結果で, 上段が 1 回目の前震, 下段が 2 回目の前震のものである. それぞれ図 3.13 に星印で表示した小断層の時系列を表示している. その他の表示方法は図 3.7 と同様である.

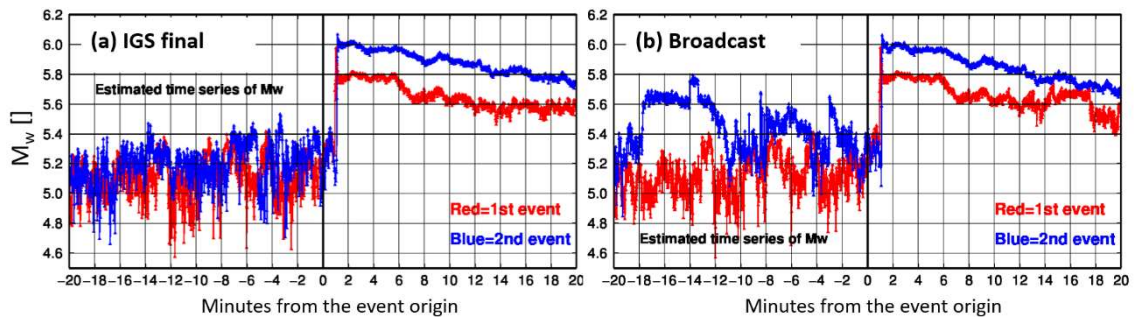


図 3.12 推定された全小断層のすべり量から算出される，前震のモーメントマグニチュードの推移．左が IGS 最終暦，右が放送暦による結果で，赤線と青線がそれぞれ 1 回目の前震と 2 回目の前震の値である．地震発生時刻を中央に揃えて同じ図に表示しているが，実際の 2 つの前震は異なる時刻のイベントである．

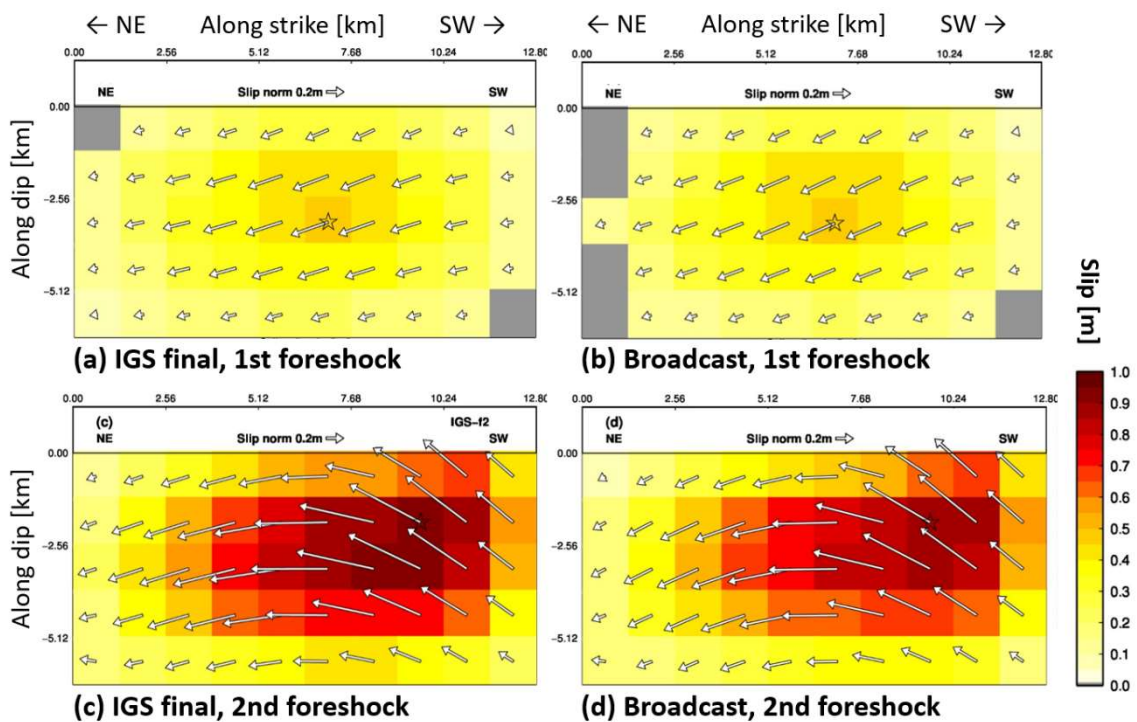


図 3.13 PTS で推定された熊本地震の前震のすべり分布．(a)，(c) が IGS 最終暦，(b)，(d) が放送暦による結果で，上段が 1 回目の前震，下段が 2 回目の前震のものである．断層面を北西側から見た状態で描画しており，星印は最大のすべり量が推定された小断層を表す．その他の表示方法は本震のすべり分布と同様である．

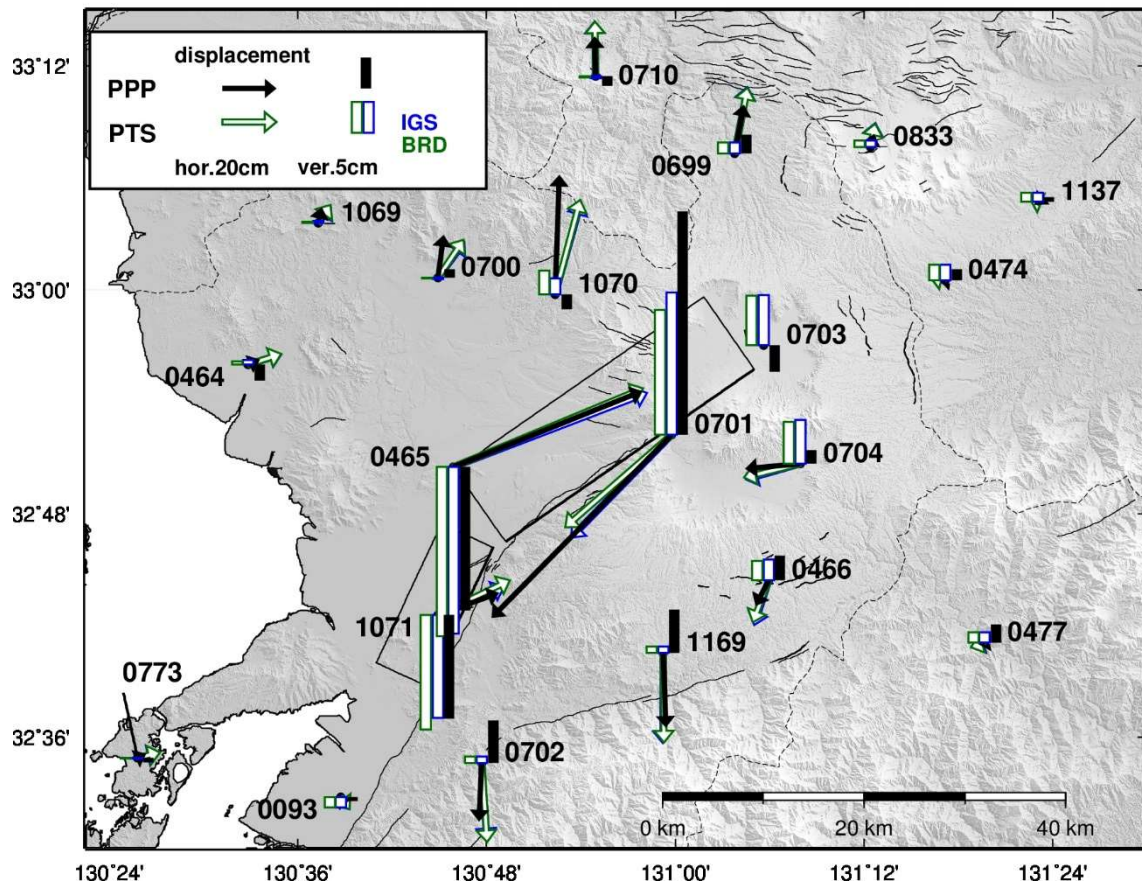


図 3.14 PTS で推定された本震のすべり分布から期待される地表変位と、キネマティック PPP 時系列から得られる地表変位. 矢印が水平成分，棒が上下成分を表す. また青色が IGS 最終暦，緑色が放送暦による結果で，黒色が比較用の PPP 時系列から得られる変位である. PPP 時系列による変位量は地震発生 15 分前から 5 分前の 10 分間と，5 分後から 15 分後の 10 分間の差分で算出した.

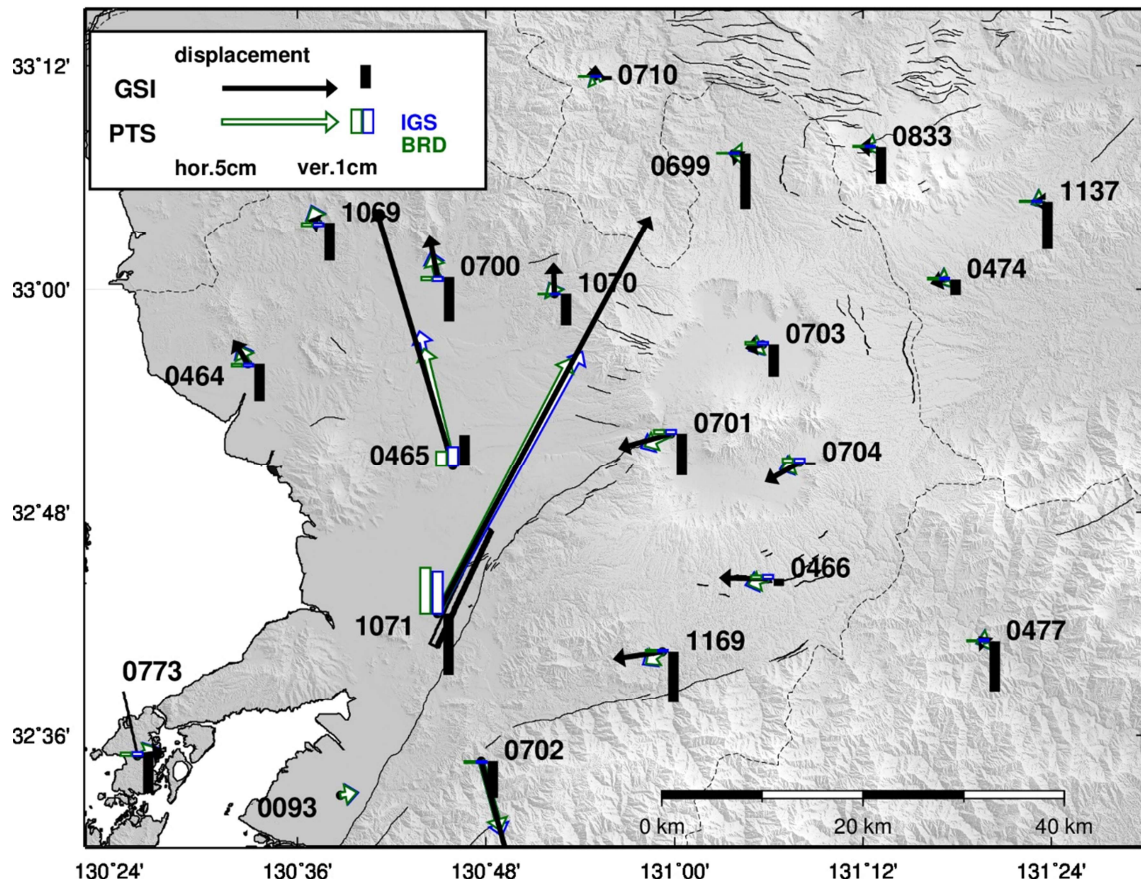


図 3.15 PTS で推定された 2 つの前震のすべり分布から期待される，合計の地表変位．表示方法は図 3.14 と同じで，測位による地表変位は，国土地理院の定常解析から計算した．

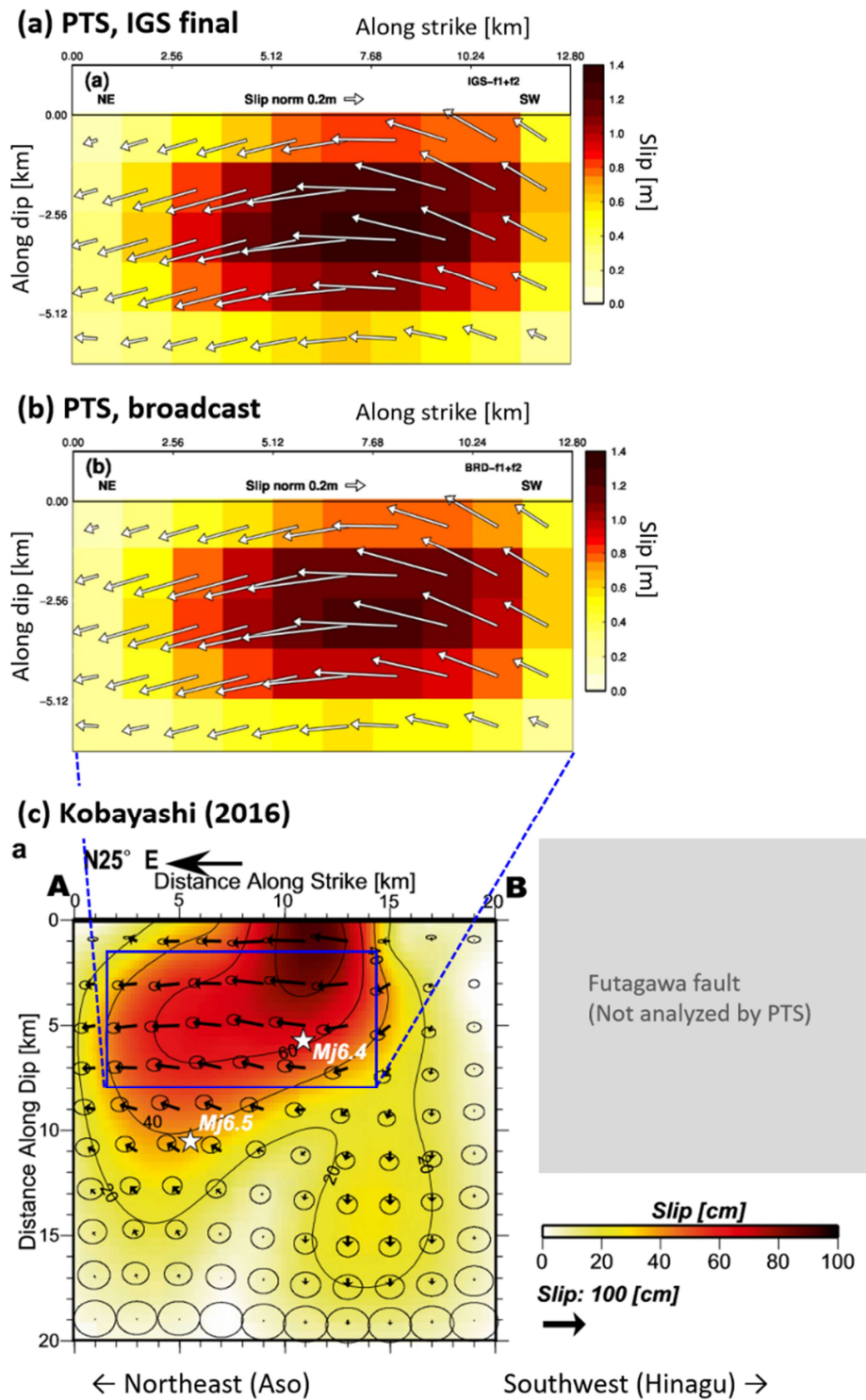


図 3.17 PTS で推定された前震のすべり分布 ((a), (b)) と, Kobayashi (2016) による通常測位・InSAR を用いて推定されたすべり分布 (c) の比較. PTS によるすべり分布は 2 回の前震の推定すべり量の合計を表示している. また PTS で仮定した断層面は, (c) の Kobayashi (2016) によるすべり分布のうち青枠で表示した範囲に対応する.

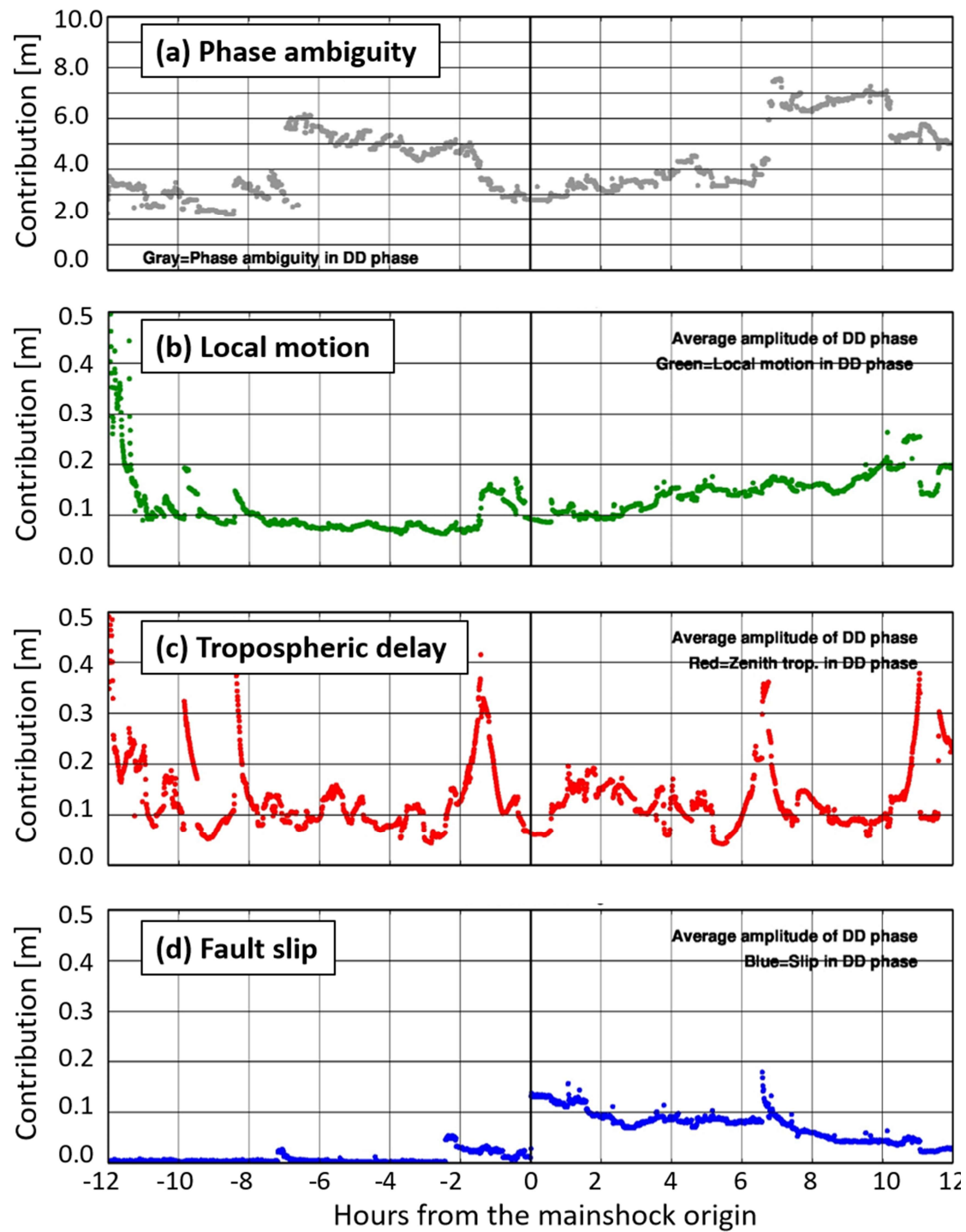


図 3.18 PTS で推定された未知パラメータから期待される搬送波二重位相差への寄与の、平均絶対値の推移。本震の解析の結果で、いずれも本震発生時刻を中央として 24 時間の解析期間の全てを表示している。上から順に (a) が波数不確定性、(b) がローカル変動、(c) が大気遅延、(d) が断層すべりの平均寄与である。(a) と (b), (c), (d) で縦軸のスケールが異なる点に注意。

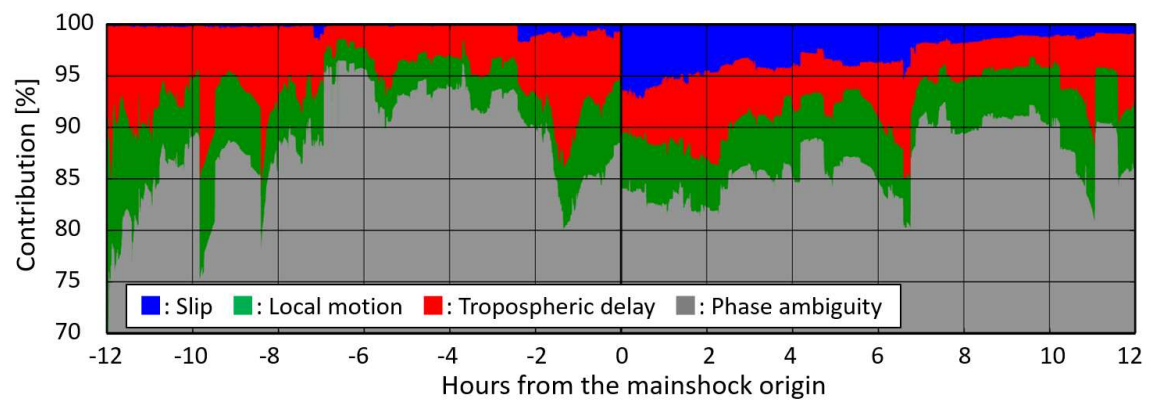


図 3.19 搬送波二重位相差の計算値に占める，4 つの未知パラメータの寄与の割合．図 3.18 と時間軸は同じで，70～100%の範囲を表示している．

4. PTS による 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり・初期余効すべりの連続推定

本章では、PTS の海溝型巨大地震への適用事例として、2011 年東北地方太平洋沖地震へ適用した結果を示す。第 3 章と同様、時刻は日本標準時で表記する。

4.1 2011 年東北地方太平洋沖地震の概要および断層すべり推定の先行研究事例

2011 年東北地方太平洋沖地震 (以降, 東北沖地震) は, 2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分 (JST) に日本海溝で発生した $M_w9.0$ のプレート境界型超巨大地震である。図 4.1 に震源域周辺の地図を示す。赤色のメカニズム解が NIED F-net の推定による同地震の本震のメカニズム解である。本震の震源は牡鹿半島の東南東約 130km, 深さ 24km で, 西北西から東南東に圧縮軸を持つ低角逆断層型地震である。また, 震源域は岩手県沖から茨城県沖に跨る東西 200km, 南北 400~500km の領域と推定された (e.g., 気象庁, 2011; Ozawa et al., 2011; Suito et al., 2012)。

東北沖地震では直後から活発な余震活動が生じ, 14 時 46 分の本震から 1 時間以内に M7 級の余震が 3 回発生した。まず本震から 22 分後の 15 時 8 分に岩手県沖で $M_w7.4$ の地震が, 同 29 分後の 15 時 15 分に茨城県沖で $M_w7.8$ の地震が発生した。いずれも低角逆断層型のメカニズム解のプレート境界型地震である。さらに 39 分後の 15 時 25 分には, 宮城県沖の海溝軸外側のアウターライズで $M_w7.6$ の地震が発生した。以降, これら 3 つの大きな余震をそれぞれ, 岩手沖地震, 茨城沖地震, アウターライズ地震と呼称する。図 4.1 に NIED の推定による岩手沖地震と茨城沖地震のメカニズムを示す。また図 4.1 では枠外となるが, アウターライズ地震は西北西から東南東に引張軸を持つ正断層型地震と推定された。

東北沖地震の本震では宮城県栗原市で最大震度 7 を観測したほか, その後の余震でも震度 5 以上の強震動が繰り返し生じた。また最大遡上高 40m に達する大規模な津波が発生した。これにより岩手県・宮城県・福島県の沿岸部を中心に甚大な被害を生じ, 震災関連死を含めると 2 万人を超える犠牲者・行方不明者が生じた。

東北沖地震は稠密な地震・測地・津波観測網が整備された地域で発生した, 初めての M9 級の超巨大地震である。そのため, その震源モデルや断層すべりを推定した先行研究は数多い。以下では GNSS データを用いた研究事例を中心に, 主要なものを以下に挙げる。

東北沖地震では GEONET や大学・研究機関が設置した GNSS 観測点, また InSAR 等によって日本全域に生じた地殻変動が詳細に捉えられた。GEONET では宮城県沿岸部の 0550 観測点 (牡鹿) で最大の変位が観測され, 水平変位は東南東に 5.4m, 上下変位は 1.1m の沈降

が生じた。広域で見ると震央を中心にほぼ同心円状に大きな変位が生じ、青森県や岩手県、宮城県では震央に向かう南東向きから東向きの変位が観測された。変位量は数十 cm から最大 4m 以上に達した。震央より南の福島県、茨城県、千葉県等では数十 cm から最大 2~3m の、ほぼ東向きの変位が観測された。また岩手県から千葉県の沿岸部を中心に数十 cm の沈降が観測された。これらの他にも北海道から九州に及ぶ広い範囲で、有意な変位が観測された (e.g., Ozawa et al., 2011; Suito et al., 2012)。

Iinuma et al. (2011) は GEONET と東北大学が設置した GNSS 観測点の日座標値から得られた、稠密な地震時永久変位場を用いて本震の断層すべり分布を推定した。図 4.2 に Iinuma et al. (2011) で推定されたすべり分布を示す。岩手県沖から茨城県沖までの南北約 500km の、深さ 30~40km より浅い領域で大きなすべりが推定され、宮城県沖の震源付近で最大の 35m のすべりが推定された。モーメントマグニチュードは $M_w 9.0$ と推定した。また宮城県沖については他の地域よりすべり域の下限が深く、1978 年宮城県沖地震の震源域まで地震時すべりが到達していたことが示された。

一方、陸上 GNSS のみによる観測では沖合の浅い側の断層すべりに対する解像度は限られる。東北沖地震は、海底地殻変動観測網が発生前に稠密に展開されていた初めての超巨大地震である。Iinuma et al. (2012) は Kido et al. (2011), Sato et al. (2011) らが GPS-Acoustic と水圧計による観測で推定した本震の震源域直上の海底地殻変動データと、陸上 GNSS データを用いたジョイントインバージョンで断層すべり分布を推定した。その結果、主に宮城県沖の海溝軸付近の浅部で 50m 以上のすべりが生じたことが明らかになった。同様の推定結果は津波波形インバージョン (e.g., Satake et al., 2013) および、海底地形調査 (Fujiwara et al., 2011), ならびに海底下構造探査 (Kodaira et al., 2012) 等でも得られており、このような浅部の非常に大きな断層すべりが大規模な津波を引き起こしたと考えられている。

この他にも、測地データに加えて遠地・近地の地震計データや津波データを用いた震源モデル推定、またこれらを併用した震源モデル推定が多数行われている (e.g., Yagi and Fukahata, 2011; Duputel et al., 2011; Hayes, 2011; Ammon et al., 2011; Lay et al., 2011)。Koketsu et al. (2011) は強震波形・遠地地震波形・GNSS 時系列を用いたジョイントインバージョンで、本震の動的な破壊過程を推定した。図 4.3 に Koketsu et al. (2011) で推定された本震のすべり分布を示す。同研究では本震の破壊が初めは震源付近から東方向に進展し、その後再び西へ進展して最大のすべりを生じ、最後に南の福島沖や茨城沖へ拡大するという三段階の破壊の進行を推定した。Yagi and Fukahata (2011) をはじめ他の先行研究でも同様の段階的な破壊の進展を推定しており、いずれも合計で 3 分前後かけて破壊が生じたとしている。

次に岩手沖地震・茨城沖地震の断層すべりを推定した先行研究を示す。Nishimura et al. (2011) はキネマティック PPP 時系列を用いて本震・岩手沖地震・茨城沖地震の永久変位を分離し、それぞれの震源モデルを矩形断層モデルで推定した。図 4.4 と表 4.1 に、Nishimura et al. (2011) で推定された岩手沖地震・茨城沖地震の震源断層モデルを示す。岩手沖地震では岩手県沿岸部を中心に 5~10cm の東向き変位が生じ、約 40km 四方の断層が 1~2m すべったと推定された。またモーメントマグニチュードは $M_w7.24$ と推定された。茨城沖地震では茨城県や千葉県を中心に最大 44cm の東向き変位と 16cm の沈降が生じ、およそ 60km 四方の断層で 3~4m のすべりが生じたと推定された。またモーメントマグニチュードは $M_w7.76$ としている。このほか Kawamoto et al. (2017) は茨城沖地震について REGARD による即時推定のシミュレーションを行っており、地震発生後 1 分で $M_w7.68$ を推定し、Nishimura et al. (2011) のモデルとほぼ同じ位置・大きさの矩形断層を得た。

Kubo et al. (2013) はキネマティック PPP 解析による変位時系列と強震計データを併用し、茨城沖地震の破壊過程を推定した。図 4.5 に Kubo et al. (2013) で推定された茨城沖地震のすべり分布を示す。主に震源より東の浅い側で最大 6m を超えるすべりを推定し、モーメントマグニチュードは $M_w7.9$ としている。また破壊時間はおおよそ 30 秒と推定した。また Kubo et al. (2013) は推定されたすべり域がフィリピン海プレートとの境界や海山が沈み込んでいる領域に囲まれていることから、両者が破壊伝搬を妨げるバリアとなった可能性を指摘している。Honda et al. (2013) は首都圏地震観測網 (MeSO-net, Metropolitan Seismic Observation network, Aoi et al., 2021) のデータから茨城沖地震の破壊過程を推定しており、同地震のすべり分布が過去の地震時すべり域と相補的であり、地震活動の空白域が特に大きくすべった可能性を指摘した。

次に本震後の余効すべりを推定した先行研究を示す。Munekane (2012) はキネマティック PPP 解析を用い、本震直後の 4 時間半について 30 秒間隔の座標時系列を得た。そして座標時系列に主成分分析を適用し、日射による GNSS アンテナの支柱の変形等に起因するノイズを除去した。これにより Munekane (2012) は初期余効変動を高い時間分解能で抽出し、本震と岩手沖地震の間の 10 分間、茨城沖地震以降の約 4 時間の 2 つの期間の初期余効すべり分布を推定した。図 4.6 に Munekane (2012) で推定された初期余効すべり分布を示す。本震と岩手沖地震の間の 10 分間に、本震すべり域の深部延長に隣接する、岩手から福島の陸寄りのプレート境界で余効すべりが推定された。余効すべりの北端は岩手沖地震の震源域にあたる北緯 40° 付近、南端は茨城沖地震の震源域に隣接する北緯 36.5° 付近に推定された。すべり量は最大 4~5cm で、 $M_w7.08$ 相当となった。また茨城沖地震以降の 4 時間では余効

すべり域が拡大し、岩手沖地震の震源域に隣接する青森・岩手沖や、茨城沖地震の震源域に隣接する領域でも余効すべりが推定された。量は最大 0.21m で、 $M_w7.77$ 相当としている。これらの結果から Munekane (2012) は、本震・岩手沖地震・茨城沖地震・初期余効すべりがそれぞれ隣接する領域に応力を伝搬させ、次のすべりを誘発するというすべりの連鎖が生じた可能性を指摘している。

Mitsui and Heki (2013) は津波荷重変形による上下変位の検出を目的として、キネマティック PPP 解析で岩手・宮城の沿岸の観測点の 1 秒座標時系列を得た。そして本震直後 26 分間の地表変位場を抽出し、矩形断層モデルを用いた初期余効すべりの推定を行った。図 4.7 と表 4.2 に Mitsui and Heki (2013) で仮定した矩形断層の位置と断層パラメータ、及び推定されたすべり量を示す。岩手・宮城の陸寄りの南北 200km の範囲で最大 0.24m のすべりが推定され、 $M_w7.2\sim7.3$ 相当としている。また Mitsui and Heki (2013) は推定結果からすべり速度を概算し、2003 年十勝沖地震・1994 年三陸はるか沖地震・2011 年東北地方太平洋沖地震の前震による初期余効すべりの速度との比較を行った。そして、これら 4 つの事例から、初期余効すべり速度が概ね地震規模と比例関係にあることを示した。

日座標値を用いた、より長期間における余効すべりの推定も多数行われている。Ozawa et al. (2011) は本震 2 週間後までの余効変動を GEONET の R3 解を用いて解析し、余効すべり分布を推定した。図 4.8 に Ozawa et al. (2011) で推定された余効すべり分布を示す。Munekane (2012) で初期余効すべりが推定された岩手から茨城の陸寄りの領域が、その後も継続してすべっていたことが示された。またすべり量は最大 1m 程度で、 $M_w8.3$ 相当と推定された。さらに Ozawa et al. (2012) は本震後 7 か月間の余効すべり時空間発展を NIF で推定し、同期間で最大 3m 以上、 $M_w8.5$ 相当の余効すべりが生じていたことを示した。また、このうち半分強が最初の 2 か月間に生じ、その後は急激に減衰していったことを示した。Iinuma et al. (2016) は陸上 GNSS データと海底測地データを併用して本震後約 8 か月間の余効すべり分布を推定し、地震時すべりと余効すべりが空間的に明瞭にすみ分けていることを示した。また測地データで推定される余効すべり域が、繰り返し地震等の分布から推定される余効すべり域とよく一致することを示している。これらの通常測位にもとづく余効すべり推定と、PTS による推定結果の詳細な比較と議論は次章で行う。

冒頭で述べたように、東北沖地震は本震の発生にともなって大きな津波が発生した。これら津波の即時予測では、短周期地震計によって推定された地震規模が用いられていた。一方、序論でも述べたように、短周期地震計では超巨大地震の地震規模を過小評価してしまう、いわゆるマグニチュードの飽和が起こる。これらの理由から東北沖地震においては気象庁に

よる地震発生 3 分後の第一報が $M_{jma}7.9$ と大幅な過小推定になり、その結果、同時に発表された大津波警報も過小評価となった。このような経験は、GNSS の地震・津波規模等即時推定への活用が大きく進展する契機となった。Ohta et al. (2012) はキネマティック基線解析による変位時系列から地震時永久変位をリアルタイムで自動検出するアルゴリズム、RAPiD (Real-time Automatic detection method for Permanent Displacement) の開発と性能評価を行い、東北沖地震への適用のシミュレーションを行った。その結果、仮に同アルゴリズムが東北沖地震時に実際に稼働していれば、地震発生から 5 分以内に $M_w8.7$ を推定可能であったことを示している。また Ohta et al. (2012) は推定された断層モデルを用いた津波計算も行い、潮位計による観測値に合致する到達時刻と波高を得られることを示した。既に述べた通り、同研究の成果は国土地理院と東北大学の共同開発による即時推定システム REGARD に応用されている (Kawamoto et al., 2017)。図 4.9 に REGARD の東北沖地震への適用のシミュレーション結果を示す。同システムにより地震発生 3 分後の時点で、矩形断層モデルによる推定では $M_w8.77$ 、すべり分布による推定では $M_w8.83$ が得られることが示された。このほか Melgar and Bock (2013) は、GNSS 時系列と強震計データの結合で得られる変位時系列に加え、沖合のブイや海底水圧計による津波波形も併用した震源モデル・津波規模の即時推定を試みた。そして地震発生後 3 分以内に $M_w8.9$ を推定可能なことを示し、さらに沖合の津波波高の情報加わる 20 分後からは沿岸の津波浸水深もほぼ正確に予測できることを示した。

以上、東北沖地震の地震時すべり、地震後余効すべり、および東北沖地震後の GNSS を用いた地震・津波規模即時推定に関する主な先行研究について示した。

4.2 PTS の 2011 年東北地方太平洋沖地震への適用

前節では東北地方太平洋沖地震の概要と、通常測位を用いた断層すべり推定の主要な事例を示した。本節では東北地方太平洋沖地震の地震時すべり・初期余効すべりに対する PTS の適用における使用データと各種パラメータ設定を示す。

搬送波データには図 4.1 に示した東日本の 73 ヶ所の GEONET 点の 1 秒データを用いた。第 3 章の熊本地震への適用事例と同じく GPS のみを使用し、仰角 10° 以下の衛星は除外した。また電離層フリー結合の LC を用いた。解析期間は 14 時から 15 時 56 分である。ただし青色で表示した沿岸部の 7 観測点は、強震動の影響で 15 時 25 分頃にデータ通信が途絶した。そのため推定の連続性を考慮し、15 時 56 分まで通しての解析は図 4.1 に赤色で表示した 66 観測点のみを用いた。一方で 15 時 8 分の岩手沖地震に対する感度を確保する上では、震源域に近いこれら沿岸部の観測点が必要である。そこで沿岸部の 7 点も含めた 73 点

での解析を、別途 14 時から 15 時 25 分の期間で行った。使用観測点以外の各種設定は、使用した観測点数にかかわらず同一である。本章で示す結果のうち本震・茨城沖地震・初期余効すべりに関する結果は前者のデータセットを、岩手沖地震に関する結果のみ後者のデータセットを用いた。基準距離の算出に用いる初期座標値は、スタティック PPP 解析で得られる地震発生前日の 3 月 10 日の座標値を用いた。また軌道暦は IGS 最終暦と放送暦を用いて両者を比較した。

断層面は Kita et al. (2010) によるプレート境界面のモデルを用い、386 の小断層を海溝軸から深さ 70km まで配置した。図 4.1 にプレート境界深度を破線で、仮定した小断層を灰色の長方形で表示した。小断層の大きさおおむね 21~22km 四方である。また解析対象とするイベントが海溝型地震のため、断層すべりはほぼ逆断層すべりが期待される。そのため Dip slip と Strike slip の量が大きく異なり、両者で平滑化強度やカルマンフィルタによる推定時のプロセスノイズ値の最適値も異なることが予想される。そのため本解析では、断層すべりの 2 成分を太平洋プレートの沈み込みと逆の方向に対して 25° ずらした方向に仮定した。これによりすべりの 2 成分に同じハイパーパラメータを適用しつつ、深さ方向のすべりにより大きな自由度を与えられる。太平洋プレートの沈み込み方向は DeMets et al. (2010) によるプレート運動モデル、MORVEL を参照し、解析地域全体で同一の値を用いた。グリーン関数は Okada (1992) を用い、2 成分それぞれの単位すべりが与える地表変位を求めた。空間平滑化の手法は第 3 章と同じである。

次に推定値リセットとハイパーパラメータの設定について示す。第 2 章で説明したように東北地方太平洋沖地震への適用では、推定値リセットによって本震のすべりの寄与を保存し、以降の推定では本震後の変動のみを扱う。推定値リセットは本震発生 5 分後の 14 時 51 分に実施した。ここでは先行研究による本震の破壊過程の推定結果 (e.g., Hayes, 2011; Koketsu et al., 2011; Ammon et al., 2011; Honda et al., 2013; Kubo et al., 2013) をもとに、本震の破壊が完了した直後の時刻として 5 分後を選択した。表 4.3 が推定値リセット前後の期間において、未知パラメータに仮定した確率過程とプロセスノイズ値の一覧である。大気遅延と波数不確定性はそれぞれランダムウォークとホワイトノイズの確率過程を仮定し、第 3 章と同じプロセスノイズ値を用いた。また解析期間を通じて同じ設定とした。断層すべりは本震・岩手沖地震・茨城沖地震のオフセットに対応するため、ホワイトノイズを仮定した。またプロセスノイズ値及び平滑化強度は、推定値リセットの前後で異なる値を設定した。前節のように本震では数十 m に達するすべりが生じた一方で、本震後の岩手沖地震や茨城沖地震のすべりは数 m 以内、また本震直後数十分の初期余効すべりは数 cm から数十 cm と推定

されている．このように推定値リセットの後の期間は扱う断層すべりが小さくなるため，対応してより小さいプロセスノイズ値と，より強い平滑化強度を与えた．以下にパラメータ選択の詳細を述べる．

推定値リセットの前の期間の平滑化強度とプロセスノイズ値については，本震の大きなすべりに追従できる値を探索した．図 4.10 に異なるプロセスノイズ値による推定で得られる最大すべり量，解放モーメント，地表変位の一致度およびすべりの標準偏差を示す．すべりの標準偏差は，カルマンフィルタによる推定で得られる未知数の分散・共分散行列から，すべりに対応する部分の対角成分の値を抽出して用いた．後述の平滑化パラメータと異なり，横軸が対数である．最大すべり量や解放モーメントは $\tau = 0.30$ [m] 程度までは大きな変化がなく，それ以下では急減する．地表変位の一致度の VR 値や RMS は成分ごとに傾向が異なり，上下成分の一致度は $\tau = 1.0 \sim 3.0$ [m] 以下では低下する一方で，水平成分の一致度は逆に上昇する．また 3 成分合計の一致度の VR や RMS は，ほぼ変化がない．一方，すべりの標準偏差の平均値は， $\tau = 10.0$ [m] 以上ではほぼ変わらないものの， $\tau = 3.0 \sim 10.0$ [m] 付近より小さい場合は急激に小さくなる．このことからプロセスノイズ値 τ が 3.0m より小さい場合，すべりの不確実性を過小評価する可能性が考えられる．そこで本研究では最終的に， $\tau = 3.0$ [m] を採用した．

図 4.11 に異なる平滑化強度による推定で得られる，最大すべり量，解放モーメント，地表変位の一致度を示す．地表変位の一致度は PTS によるすべり分布から期待される地表変位と，キネマティック PPP 時系列から得られる変位との RMS や VR 値で評価した．PPP 時系列は第 3 章と同じく 1 秒間隔で，GIPSY/OASIS version 6.4 (Lichten and Border, 1987) による解析で得た．また VR 値は以下の式 (4.1) で定義した．

$$VR = 100 * \left(1 - \sqrt{\mathbf{d}_{res} * \mathbf{d}_{res}' / \mathbf{d}_{ppp} * \mathbf{d}_{ppp}'} \right)$$

$$\mathbf{d}_{res} = \mathbf{d}_{ppp} - \mathbf{d}_{pts} \quad (4.1)$$

\mathbf{d}_{pts} が PTS， \mathbf{d}_{ppp} が PPP による各観測点・各成分の変位量を含むベクトルである．図 4.11 のように，地表変位の一致度は平滑化を強めると主に上下成分で低下する．上下成分の一致度は $\kappa = 0.80$ 付近，3 成分合計の一致度は $\kappa = 0.60$ 付近が屈曲点となる．また最大すべり量は $\kappa = 0.80 \sim 1.00$ 付近から大きく低下する一方，解放モーメントは $\kappa = 0.60$ 付近が屈曲点となる．そこで本研究では，地表変位の一致度や本震のすべりの総量が大きく低下し始める境界を $\kappa = 0.60$ 付近と判断し，平滑化パラメータとして $\kappa = 0.60$ を選択した．

推定値リセット後の平滑化強度は、茨城沖地震のすべりに充分追従可能な値を探索した。図 4.12 に異なる平滑化強度による推定で得られる、茨城沖地震の最大すべりや解放モーメント、地表変位の一致度を示す。地表変位の一致度は震央から 200km 以内の 21 観測点について、本震の場合と同様に PPP 時系列による変位を用いて評価した。図 4.12 のように地表変位の一致度、解放モーメントや最大すべりいずれも $\kappa = 0.03 \sim 0.05$ 付近が屈曲点となった。このように指標毎に傾向はやや異なるが、本解析では初期余効すべり推定の安定性も考慮し、 $\kappa = 0.03$ を採用した。

推定値リセット後のプロセスノイズ値の大きさは、茨城沖地震のすべり推定結果にはほとんど影響を及ぼさなかった。そこで本解析では Sidereal filter によるノイズ低減効果とプロセスノイズ値の効果との切り分けを考慮し、すべり時系列に現れるマルチパスノイズの振幅に影響しない範囲でプロセスノイズ値を縮小した。図 4.13 に異なるプロセスノイズ値を用いた解析による、マルチパスノイズの平均的な振幅を示す。ただしここでは前日 3 月 10 日の解析で得られるすべり時系列について、その標準偏差をマルチパスノイズの振幅として示した。ここでの標準偏差はカルマンフィルタで推定される標準偏差ではなく、推定すべり時系列自体の標準偏差を計算した。図 4.13 のように $\tau = 0.30$ [m] 付近を境に、マルチパスノイズの平均的な振幅は急減する。そこで本解析では $\tau = 0.30$ [m] を採用した。

以上のように東北沖地震への適用では、推定値リセットの実施時刻を境に異なるプロセスノイズ値と平滑化強度を与えた。初期余効すべりの時間発展を高精度に推定するため、推定値リセット実施後の 14 時 51 分から 15 時 30 分の期間についてはバックワードスムージングを適用した。一方、推定値リセット以前の期間はバックワードスムージングを行わず、フォワード推定のみとした。

4.3 PTS で推定された 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布

本節では PTS で推定された、東北沖地震の本震・岩手沖地震・茨城沖地震の断層すべりについてその結果を示す。以降、特に断りがない限り IGS 最終暦を用いた。図 4.14 に推定されたすべり時系列の例を示す。ここでは本震・岩手沖地震・茨城沖地震の震源付近の、3 つの小断層の推定すべり量を示す。いずれも本震前の時間帯は数十 cm 以内の擾乱を示しつつ推移し、中央の本震発生時刻直後に明瞭なオフセットが確認できる。最も大きい本震震源付近の小断層では、約 26m のすべりが推定された。また図 4.14 を見ると、岩手沖地震と茨城沖地震のオフセットもそれぞれの震源付近の小断層で確認できる。このことはプレート境界で相次いで発生する地震時すべりの連続推定に成功したことを示す。一方、地震時のオ

フセットの直前に、時系列が大きく振動する様子も見てとれる。これは推定が1秒間隔である一方で均質半無限弾性体における静的なグリーン関数を用いていることにより、特に表面波等の地震動が断層すべりに浸出したものと考えられる。

図 4.15 に地震発生前後のすべり時系列の差分から得られる、本震のすべり分布を示す。地震発生直前の5分間 (14:41~14:46) の平均と、直後の5分間 (14:51~14:56) の平均との差分を計算した。岩手沖から茨城沖までの南北 500km 以上の範囲で、ほぼ純粋な逆断層すべりが推定された。すべり域はおおむね深さ 30km より浅い範囲に推定されたが、宮城沖のみ 50km 付近まで 5m 以上の大きなすべりが示された。また、宮城沖に最大すべりが推定された。すべての小断層の面積と推定すべり量から算出されるマグニチュードは、剛性率を 30GPa として、 $M_w 8.94$ 相当となった。推定されたすべり分布は、図 4.2 に示した、Iinuma et al. (2011) による通常測位を用いたすべり分布とよく一致する。またすべり量やマグニチュードは Iinuma et al. (2011) よりわずかに小さいものの、非常に近い。宮城沖のすべり域の下端が深いという特徴は、図 4.4 に示した Koketsu et al. (2011) による地震計データを併用したすべり分布とも一致する。一方、すべり域の北端は Iinuma et al. (2011) や Koketsu et al. (2011) に比べて PTS による推定結果がより北側に推定しており、青森沖まで大きなすべりが推定された。これについては次章で議論する。

図 4.16 にカルマンフィルタで推定される、本震前の期間のすべりの標準偏差の分布を示す。ハイパーパラメータの探索時と同様に、カルマンフィルタによる推定で得られる未知数の分散・共分散行列から対角成分の値を抽出した。本震前の 30 分間の平均値を示し、平均 0.8~0.9m、最大で 1.2m 程度となった。また仮定したすべりの2成分で、ほぼ同じ値となった。本解析ではすべりの2成分を、 50° の角度で交わる方向に仮定している。そのため2成分を結合したすべり量の不確実性としては、個々の成分の標準偏差の約 1.8 倍で平均 1.5m、最大 2.2m 程度となる。図 4.16 のようにすべりの標準偏差は観測点から離れた浅部の小断層で大きく、本震で大きなすべりが推定された 30km 以浅では大部分が 1m 以上となった。反対に観測点に近い深部の小断層では小さく、多くが 0.7m 以内となった。

図 4.17 に、岩手沖地震・茨城沖地震のすべり分布推定結果を示す。比較のため Nishimura et al. (2011) で通常測位を用いて推定された矩形断層モデルを、図中に青色の長方形で表示した。いずれも地震発生直前の2分間 (岩手沖地震が 15:06~15:08、茨城沖地震が 15:13~15:15) のすべり時系列の平均と、直後の2分間 (岩手沖地震が 15:13~15:15、茨城沖地震が 15:20~15:22) の平均との差分を用いた。岩手沖地震では震源より浅い側の小断層を中心に最大 0.3m の逆断層すべりが推定され、マグニチュードは $M_w 7.24$ 相当となった。平滑化拘

束の影響により、Nishimura et al. (2011) で推定された矩形断層より広範囲にすべりが推定され、すべり量も小さくなった。一方、最大のすべりが推定された場所は、Nishimura et al. (2011) の矩形断層に一致する。またマグニチュード $M_w7.24$ も、同研究による推定値と同一となった。

茨城沖地震では主に震源より浅い側、約 60km 四方の範囲において 1m を超えるすべりが推定された。最大すべりは 1.6m であり、 $M_w7.72$ 相当となった。岩手沖地震の場合と同様に、Nishimura et al. (2011) による矩形断層より広い範囲にすべりが推定され、反対にすべり量は小さい。一方、最大のすべりが推定された場所は Nishimura et al. (2011) に矩形断層の位置と一致し、マグニチュードも $M_w7.72$ と近い。

図 4.18 にカルマンフィルタから推定された、本震後の期間のすべりの標準偏差の分布を示す。本震後の 30 分間の平均値を示しており、平均約 0.06m、最大で 0.08m 程度となった。また仮定したすべりの 2 成分で、ほぼ同じ値となった。本震前の期間と同様にすべり量の不確実性としては個々の成分の標準偏差の約 1.8 倍で、平均 0.11m、最大 0.15m となる。すべりの標準偏差の空間的傾向は本震前の時間帯と同じであり、観測点から離れた浅部の小断層で大きく、反対に観測点に近い深部の小断層では小さい。

図 4.19 に本震・岩手沖地震・茨城沖地震の推定すべり分布から期待される地表変位を示す。また図 4.20 に PPP による変位との残差を、表 4.4 に各地震や各成分の変位の VR 値と RMS を示した。本震の変位は PPP 時系列から得られる変位とよく一致し、VR は 3 成分全体で 90.8%、RMS は 6cm となった。PTS による水平変位はほとんどの観測点で PPP よりわずかに大きく推定され、上下変位も PPP のそれよりも大きい沈降量が推定された。岩手沖地震・茨城沖地震の変位も方向・量ともに概ね一致し、それぞれ VR57.8%、67.5%となった。VR 値は本震より低いですが、近傍の少数の観測点のみによる値であること、変位量自体が小さいことを考慮すると、両者は良い一致を示すと考える。岩手沖地震の変位は PTS の方がやや過小推定、茨城沖地震の変位については PTS の方がやや過大推定の傾向となった。また茨城沖地震の水平変位は PPP より南寄りの方向に推定された。これらの結果は、PTS で M7～M9 級の海溝型地震の断層すべりを、通常測位と同等の精度で推定可能なことを示唆する。

ここまで IGS 最終暦を用いた場合の推定結果を示したが、リアルタイムでの活用を念頭に、第 3 章と同様に放送暦を使用した推定も行った。図 4.21 に、放送暦を使用した場合の本震・岩手沖地震・茨城沖地震の推定すべり分布を示す。本震・茨城沖地震のすべり分布は精密暦の場合とほぼ同じものが得られ、マグニチュードもそれぞれ $M_w8.95$ 、 $M_w7.72$ とほぼ同じになった。岩手沖地震については最大すべり 0.2m 弱、マグニチュード $M_w7.15$ とやや

量が低下した．図 4.22 に放送暦と精密暦による推定すべり量の差異を示す．本震のすべり量の差異は最大 1.2m，茨城沖地震のすべり量は 0.1～0.2m，岩手沖地震のすべり量は 0.1m 程度となった．これらの差異は図 4.16 及び 4.18 に示したすべりの推定標準偏差や，そこから見積もられるすべり量の不確実性とほぼ同じかそれ以下である．すなわち，放送暦を用いた場合でも，誤差の範囲内でほぼ一致するすべり分布が推定可能である．これは第 3 章で示した外部供給の軌道暦に頼らない地震時すべり推定が，海溝型地震においても可能であることを意味する．

放送暦にもとづくすべり分布から期待される地表変位も，通常測位による変位とよく一致した．本震の変位の一致度は精密暦の場合と変わらず，VR 値が 90.8%，RMS は 6cm 程度となった．岩手沖地震・茨城沖地震の変位の VR は，それぞれ 41.4%，65.6%となった．

以上のように PTS で本震・岩手沖地震・茨城沖地震の断層すべりを，通常測位と同等に推定可能なが示された．また放送暦を用いた場合も，誤差の範囲内でほぼ一致する推定結果が得られることが明らかとなった．次節では本震直後の，初期余効すべりの時空間発展の結果を示す．

4.4 PTS で推定された 2011 年東北地方太平洋沖地震の初期余効すべり

前節では PTS で推定された東北沖地震の地震時すべりを示した．本節では PTS で推定された本震直後の初期余効すべりの時空間発展を示す．

図 4.23 および 4.24 に本震のすべり域に隣接する，深い側の小断層における推定すべり時系列を示す．推定値リセットを行った 14 時 51 分をゼロとして，地域毎に各小断層の時系列を深さ方向に並べて表示した．茨城付近の小断層の時系列は，茨城沖地震のすべりのオフセットを除外し，同地震の前後を水平に繋ぎ合わせた．岩手沖地震のすべりについては，前述のデータ欠損の問題で沿岸の観測点を使用していないため，感度が低下する．一方，後述のようにすべり時系列には同地震のすべりのオフセットが一定程度現れたため，同様に除去を行った．岩手沖地震のすべりの除去の詳細は，この後示す．

図 4.23, 4.24 の時系列はいずれも緩やかな逆断層すべりの増加を示し，PTS で初期余効すべりが推定されていることが示唆される．すべり時系列の時間変化や増加量は，場所によって異なる．例えば青森付近の小断層の時系列は本震 25 分後から 30 分後を境にすべり速度が増加し，解析期間終盤の 5～10 分程度はすべりの停滞が見られる．15 時 30 分までの増加量は 0.1m 強である．

岩手付近の小断層の時系列は解析期間の大部分においてすべりが増加し，青森・宮城・茨

域よりやや大きい $0.1\sim0.2\text{m}$ 程度のすべり量となった。岩手沖地震の地震時すべりは明瞭に現れていない小断層が多いが、震源に近い側の一部の小断層では最大数 cm から 0.1m 程度のオフセットが見られる (図 4.24 (b) など)。また図 4.23 (b) や (c) を見ると浅い側の小断層はほぼ一定の速度ですべりが増加し続ける一方、深い側の小断層は初めの数分から 10 分程度は増加せず停滞する。また深い小断層ほど、すべりの停滞の期間が長い (図 4.23 (b) の矢印)。このことから初期余効すべりが、本震のすべり域に近い浅い側から開始し、深い側へ伝搬するという挙動が推定された可能性がある。さらに深い側の小断層では、青森と同様に解析期間終盤の 10 分程度に停滞を示すものもある (図 4.23 (c) の深い側の 2 つなど)。

宮城付近の時系列は岩手と異なり、いずれも本震直後の 10 分程度は明瞭なすべりが確認できない。すなわち宮城付近の初期余効すべりの開始時刻は岩手より遅い。また解析期間終盤もすべり速度が低下する時系列がある (図 4.24 (d) など)。時系列の増加量は最大 0.1m 強である。最後に解析領域南部の茨城付近の小断層は、本震 25 分後以降や茨城沖地震後の数分のみ増加が見られるが、その量は他の地域と比べて僅かである。

このように本震後の時間帯には初期余効すべりが明瞭に推定された。また推定すべり時系列の時間変化から、初期余効すべりの開始時刻に空間不均質がある可能性が示唆された。

図 4.25 に PTS で推定された、本震後のすべり時空間発展のスナップショットを示す。ここではすべり時系列の 5 分間の移動平均をとり、本震直後をゼロとして累積すべり量を示す。茨城沖地震のすべりに加え、青森から宮城の陸寄りの小断層で徐々に逆断層すべりが増加することが確認できる。一方、解析領域のうち北緯 38.5° 以北に注目すると、岩手沖地震の発生時刻直後 (図 4.25 の 3 枚目のスナップショット) から広範囲で顕著なすべり増加が見られる。同変動が、岩手沖地震のすべりが推定されたものである可能性がある。その量は $0.1\sim0.2\text{m}$ 程度で、図 4.17 に示した岩手沖地震のすべり分布推定結果より小さいが、すべりの範囲は広い。このことから沿岸の観測点を用いていないことで感度が低下するために、岩手沖地震のすべりが広範囲に拡散して推定されたと考えられる。

上記の結果に基づき、以降に示す結果では解析領域の北半分について、岩手沖地震前後のすべり増加を除外した。具体的には同地震発生時刻の直前の 2 分間 (15:06~15:08) の平均と直後の 2 分間 (15:11~15:13) の平均との差分をとり、その量を茨城沖と同様に時系列から除外した。図 4.26 に岩手沖地震のすべりとして除去したすべりを示す。その量は同地震の震源近傍で最大 0.16m であり、計算範囲にもよるが、モーメントマグニチュードでは 7.2~7.4 相当となる。同結果からすべりの量や場所に対する感度は低下するものの、モーメントについてはある程度正確に推定されていることが確認できる。

以上のように岩手沖地震・茨城沖地震のすべりを除外したうえで、本震後の初期余効すべりの推移を示したものが図 4.27 である。また、推定された標準偏差を下回るすべりをマスクして示した結果を図 4.28 に示す。本震 14 分後について見ると岩手の深さ 20~30km 付近の小断層で数 cm のすべりが、福島の高さ 40~70km 付近で数 cm から 0.1m のすべりが現れ、後者は推定された標準偏差を上回る。19 分後には岩手付近のすべりが量と範囲いずれも増加し、深さ 50~60km 付近まで数 cm から 0.1m 以上の量で推定された。24 分後にはさらに増加し、推定された標準偏差を超える。また新たに宮城付近にもすべりが現れる。29 分後以降は宮城付近にも別のすべりのピークが明瞭に出現し、こちらも標準偏差を超える。またすべりが北にも拡大し、青森付近にも現れる。最後の 34 分後と 39 分後の間には顕著な増加が見られず、ほぼ同様のすべり分布となった。

図 4.29 に PTS で推定された本震直後 34 分間の初期余効すべり分布を示す。岩手付近と宮城付近の陸寄りに 2 つのすべりのピークが推定され、また青森付近にも独立したすべり域が推定された (図中で“Aomori”, “Iwate”, “Miyagi”と表示)。以降、青森県周辺とその太平洋沖に推定されたすべり域を「青森のすべり域」、同様に岩手県・宮城県周辺とその太平洋沖に推定されたすべり域を「岩手のすべり域」、「宮城のすべり域」と呼称する。

岩手のすべり域は北緯 39.0° 付近の、深さ 40~50km 付近にすべりのピークが推定された。また深さ 20~70km 付近までの範囲で 0.10m を超えるすべりが推定され、最大すべり量は 0.21m となった。すべりはほぼ純粋な逆断層すべりとなった。宮城のすべり域は北緯 37.5° ~38.0° 付近の、深さ 50km 付近にピークが推定された。また深さ 30~70km の範囲で 0.10m を超えるすべりが推定され、最大すべり量は 0.18m となった。岩手のすべり域と同じく、ほぼ純粋な逆断層すべりが推定された。

このように岩手・宮城のすべり域の位置は深さ方向に若干の差異があり、岩手の方が最大 10km、小断層で 1 列分程度浅い側に推定された。また岩手・宮城のすべり域の間の北緯 38.5° 付近でも 0.10m 強のすべりが推定されたが、両隣の領域よりすべりが少ない。同領域では本震のすべりが他の地域よりも深い側まで到達したと推定されており、地震時に大きくすべったため余効すべり量が少なくなった可能性がある。地震時すべりと初期余効すべりの関係性は次章で詳しく議論する。

青森のすべり域は岩手・宮城に比べて本震震源域から離れているが、青森沖の北緯 40.5~41.5°、深さ 20~70km 付近の領域で最大 0.17m のすべりが推定された。また概ね逆断層すべりだが、岩手・宮城と異なる南東寄りのすべり方向が推定された。ただし日本海溝から千島海溝にかけてプレート境界の走向が変化する領域であるため、著しく逆断層すべりから

外れる方向ではない。一方、青森のすべり域は他の2つのすべり域より観測点から遠い沖側に位置し、解像度は劣る可能性がある。

図 4.29 を見ると茨城付近の深さ 50~60km 程度の位置にも小さな逆断層すべりが推定されている領域がある (図中で“*Ibaraki*”と表示)。以降は「茨城のすべり域」と呼称するが、小断層 3 枚のみと小規模である。また茨城の陸寄りから茨城沖地震の震源域にかけても正断層すべりが推定されている (図中で“*Ibaraki-II*”と表示) ほか、茨城から福島の沖合にも独立した逆断層すべりの領域が見られる (図中で“*Ibaraki-III*”と表示)。しかしながら、これら2つの領域の推定すべり時系列の挙動は不安定であり、一度増加してから減少に転じる (又はその逆) など、すべりが安定しない。このため、以降は主に青森・岩手・宮城のすべり域について述べる。

図 4.30 にすべり域毎の解放モーメントの時間変化を示す。ここでは 14 時 51 分をゼロとして、各時刻の推定すべり量と小断層の面積からそれぞれモーメントを計算した。モーメントレートではなく 14 時 51 分以降の積算にあたる。青森・岩手・宮城のすべり域の本震後 34 分間のモーメント解放量は、マグニチュード換算でそれぞれ $M_w7.17$, 7.27 , 7.17 となった。また3つのすべり域の合計では $M_w7.52$ 、岩手・宮城のすべり域では $M_w7.42$ となった。図 4.30 を見るといずれの領域のモーメント解放も一定速度ではなく、時刻によってその速度が異なる。例えば岩手のすべり域のモーメントは本震 15 分後付近よりも、35 分後付近の方がやや速度が小さい。また宮城のすべり域のモーメントは 20~25 分後や 35~40 分後付近で停滞し、両者の間の期間に大きく増加する。青森のすべり域は期間前半の増加が少なく、30 分後付近で急増したあと、同様に 35 分後以降は頭打ちとなる。さらにこれらのすべり域の合計モーメントでも 35 分後を境に頭打ちとなっている。このように 34 分間という短い期間内で、余効すべりの速度変化が推定された可能性がある。また本震 38 分後から 40 分後付近でモーメントが一斉に低下している。これは今回の解析で断層面を仮定しなかった、本震 40 分後のアウトターライズ地震による変位が浸出し、負のすべりを生じた可能性がある (5 分移動平均を用いているため、若干手前の時刻にも出現しうる)。

図 4.31 および 4.32 に PTS によって推定された初期余効すべりから期待される地表変位を示す。最大 4cm の東向きの変位と 1cm 程度の隆起・沈降が表れており、その大部分は岩手・宮城のすべり域による変位である。また上下成分は沿岸部の 5 観測点のみ明確な隆起を示し、他は基本的に沈降である。これは初期余効すべり域の下端に対応した、上下変位の反転と考えられる。図 4.32 では通常測位による座標時系列から算出される、本震後 34 分間の同じ期間の変位を比較のために示した。地震時変位の一致度の評価で用いたものと同じ 1 秒

キネマティック PPP 時系列を用い、岩手沖地震・茨城沖地震の変位は除外した。PPP による変位は PTS による変位より方向や大きさのばらつきが大きく、地震時変位と同じ定義式で両者の間の VR 値を算出すると -4.2% と低い。一方、東北中部の観測点は PPP でもある程度東寄りの水平変位を示す。また図 4.32 では PPP 時系列の標準偏差を用いて誤差楕円 (2σ) も表示した。PTS と PPP による水平変位のベクトルは、誤差楕円の範囲内で一致する観測点もある。このように VR 値としては非常に低いものの、水平変位は一部で類似性が見られる。一方で PPP による上下変位はノイズレベルがきわめて高く、余効変動にともなう変動は確認できない。

4.5 推定値リセットと Sidereal filter の効果

ここまで PTS で推定された東北沖地震の地震時すべり・初期余効すべりを示した。最後に本節では、推定値リセットと Sidereal filter が時系列安定性にもたらした効果を示す。

図 4.33 に推定値リセットの有無による推定すべり時系列の比較を示す。また図 4.34 に推定値リセット無しの場合の本震後 34 分間の推定すべり分布を、図 4.35 に全小断層の推定すべり量と面積から求められる、解放モーメントとマグニチュードの推移を示す。図 4.33 のように、推定値リセットを行わない場合は本震後の時系列が大きくドリフトし、場所によっては本震後の 40 分で数 m 単位の変化を生じる。また図 4.33 を見ると浅い側の小断層のすべり時系列は本震後に低減するのに対して、深い側の時系列は逆に増加する。図 4.34 のすべり分布においても深い側の多くの小断層で逆断層すべりが推定された一方で、浅い側は広範囲で正断層すべりが推定されており、小断層間ですべりのトレードオフが生じていることが明瞭である。また図 4.35 のように解放モーメントも本震後に漸減している。これらの結果は、推定値リセットが初期余効すべりの正確な推定においてきわめて有効であることを示唆する。以上のように地震時すべりと初期余効すべりの連続推定に、推定値リセットが大きく寄与していることが分かった。推定値リセットについては次章でさらに議論する。

図 4.36 に Sidereal filter 適用前後の推定すべり時系列を示す。本震・岩手沖地震・茨城沖地震の震源近傍の 3 つの小断層の時系列で、いずれも本震前の時間帯について示した。Sidereal filter 適用前のすべり時系列には、数分周期のゆらぎが明瞭に確認できる。一方、適用後の時系列ではそれらが減少し、ノイズレベルの低下が明瞭である。図 4.37 に全小断層のすべり時系列の、標準偏差の低減率の分布を示す。Sidereal filter 適用前後の標準偏差の比を示しており、単位は無次元である。大部分の小断層で標準偏差が低下しており、場所によっては 30~40% の低下を示す。また観測点から遠い浅部の小断層でも大きなノイズ低減を

示した。これは平滑化拘束を介して、離れた小断層のすべり時系列が強い相関を持ち、マルチパスノイズの影響が沖合の小断層まで伝搬するためと考えられる。

次に周期帯毎のノイズ低減効果を示す。図 4.38 に Sidereal filter 適用前後の推定すべり時系列の、パワースペクトルを示す。本震前の 45 分間 (14:00~14:45) の全小断層のすべり時系列のスペクトルとそれらのスタックを示し、2 分以上の周期では適用後の方が平均的なパワーが低い。特に適用前の時系列で顕著に現れている、2~5 分の周期の 3 つのピークが適用後はほぼ消滅する。また 5 分以上の長周期側でも、適用後のパワーの方が常に低い。一方、2 分以下の短周期側ではパワーの低下は見られず、1 分以下については逆に Sidereal filter 適用後の方が平均的なパワーが高い。このように Sidereal filter の適用で、2 分以上の周期帯のノイズが低減する効果が示された。

本震後の時間帯については初期余効すべりの変動との分離が必要なため、時系列のノイズレベルの評価が難しくなるものの、同様に数分周期のノイズの低減が見られる。図 4.39 に Sidereal filter 適用前後の、本震後のすべり時系列の比較を示す。図 4.23 および 4.24 の初期余効すべり時系列の例と同じ小断層について示しており、両者を比較すると、いずれの小断層の時系列も適用後の方が、短周期変動が少ない。特に青森の小断層の、本震 30 分後以降の部分などが顕著なノイズ低減効果が確認できる。

以上のように通常測位で得られる座標時系列に用いられる Sidereal filter と同様の手法で、PTS で推定されるすべり時系列においてもノイズ低減が可能であることが示された。

4.6 本章のまとめ

本章では PTS を 2011 年東北地方太平洋沖地震に適用し、本震と 2 つの大きな余震の地震時すべり、および本震直後数十分間の初期余効すべりの時空間発展を連続的に推定した。本震については岩手沖から茨城沖の南北約 500km の範囲で最大 26m の逆断層すべりが推定され、マグニチュードは $M_w 8.94$ となった。岩手沖地震と茨城沖地震については震源近傍の浅い側でそれぞれ最大 0.3m, 1.6m の逆断層すべりが推定され、マグニチュードは $M_w 7.24$, 7.72 となった。これらのマグニチュードや大きなすべりを推定した場所は、3 つの地震いずれも通常測位による推定結果とよく一致した。また推定されたすべり分布から期待される地表変位も通常測位から求められる変位とよく一致し、本震の変位については両者の間の VR が 90%以上となった。岩手沖地震と茨城沖地震の変位については VR50~60%以上となった。さらに熊本地震への適用事例と同じく放送暦を用いた推定も行った結果、3 つの地震いずれも誤差の範囲内で一致するすべり分布を推定可能なことが示された。これらの結果

から、PTS で M7～M9 級の海溝型地震のすべりを、連続的かつ通常測位と同等の精度で推定可能であることを示した。またリアルタイムで利用可能な放送暦を用いても、地震時すべりを高い精度で推定できることを示した。

東北沖地震への適用では本震のすべり域に隣接する深い側の領域で、初期余効すべりが推定された。主に青森付近や岩手・宮城の陸寄りに 3 つのすべり域が推定され、すべり量は本震後の 34 分間で最大 0.1～0.2m となった。岩手のすべり域では深さ 40～50km 付近にすべりのピークが推定され、3 つのすべり域のうち最大の 0.2m 強のすべりが推定された。また宮城のすべり域では岩手より若干深い、50km 付近にすべりのピークが推定された。3 つのすべり域の合計の解放モーメントは $M_w7.5$ 程度となった。

推定された初期余効すべりの結果は、すべりの立ち上がり時刻の空間不均質や、すべりの時間変化を明瞭に示した。例えば、宮城のすべり域の立ち上がりは岩手より 10 分程度遅く推定された。また解放モーメントの推移は一定速度ではなく、いずれのすべり域も本震 35 分後付近を境にすべり速度の低下が見られた。このほか小断層毎で見ても、初期余効すべりの立ち上がり時刻やその後の増加の仕方に複雑な空間変化が確認された。

東北沖地震への適用では地震時と地震後のすべりの安定した連続推定のために、推定値リセットと呼称する手法を新たに考案し、その効果を検証した。同手法により地震時すべりの寄与が推定の中で固定され、初期余効すべりを安定して推定可能となった。さらにマルチパスノイズの低減のために、通常測位による座標時系列に用いられる *Sidereal filter* と同様の手法を、PTS による推定すべり時系列に適用した。これによりマルチパス起因の数分周期のノイズを大きく低減させることに成功した。次章では東北沖地震への適用結果について議論する。

表 4.1 Nishimura et al. (2011) で推定された本震・岩手沖地震・茨城沖地震の震源断層モデル (Nishimura et al. (2011) より抜粋). 断層面の位置は断層の左上端で定義する.

	緯度 [deg.]	経度 [deg.]	深さ [km]	長さ [km]	幅 [km]	走向 [deg.]
岩手沖地震	39.927±0.075	143.002±0.074	30.9±7.2	40±9	35±9	186±7
茨城沖地震	36.106±0.049	141.777±0.026	8.7±0.9	59±6	61±5	211±3

	傾斜 [deg.]	すべり角 [deg.]	すべり量 [m]	M _w
岩手沖地震	12±7	73±9	1.67±0.73	7.24
茨城沖地震	26±2	104±4	3.76±0.51	7.76

表 4.2 Mitsui and Heki (2013) で推定された東北沖地震直後の 26 分間の初期余効すべり量と断層パラメータ. "Fault (x)"と"Fault (y)"はそれぞれ図 4.8 で"A-sl.(x)", "A-sl.(y)"と記した断層面を示す. 断層位置は断層下端の北端, 走向は真北から時計回りで, 逆断層すべりのみを仮定している.

	経度 [deg.]	緯度 [deg.]	深さ [km]	長さ [km]	幅 [km]	走向 [deg.]	傾斜 [deg.]	すべり 角 [deg.]	すべり 量 [m]
Fault (x)	142.0	40.0	50.0	200.0	50.0	186.0	20.0	90.0	0.13- 0.18
Fault (y)	142.5	39.6	38.0	100.0	40.0	186.0	12.0	90.0	0.19- 0.24

表 4.3 PTS の東北沖地震への適用における，未知パラメータの確率過程とプロセスノイズ値の設定．断層すべりについては，推定値リセットの前後の時間帯で異なる値を設定した．

	断層すべり	大気遅延	波数不確定性
確率過程	ホワイトノイズ	ランダムウォーク	ホワイトノイズ
プロセスノイズ値 (14:00～14:51)	3.0 [m]	$5.0 \times 10^{-5} [ms^{-1/2}]$	$10^{1/2} [m]$
プロセスノイズ値 (14:51～15:30)	0.3 [m]	$5.0 \times 10^{-5} [ms^{-1/2}]$	$10^{1/2} [m]$
平滑化強度 κ (14:00 ～14:51)	0.60	----	----
平滑化強度 κ (14:51 ～15:30)	0.03	----	----

表 4.4 PTS で推定された本震・岩手沖地震・茨城沖地震の地震時変位と，PPP 時系列による変位との一致度．

VR [%]	東西	南北	上下	水平	全成分
本震	93.0	96.0	42.9	93.3	90.8
岩手沖地震	73.7	35.3	32.4	67.5	57.8
茨城沖地震	82.8	64.8	-6.9	80.2	67.5

RMS [cm]	東西	南北	上下	水平	全成分
本震	7.7	1.7	7.5	5.6	6.3
岩手沖地震	0.8	0.7	1.1	0.8	0.9
茨城沖地震	2.3	1.6	3.9	2.0	2.8

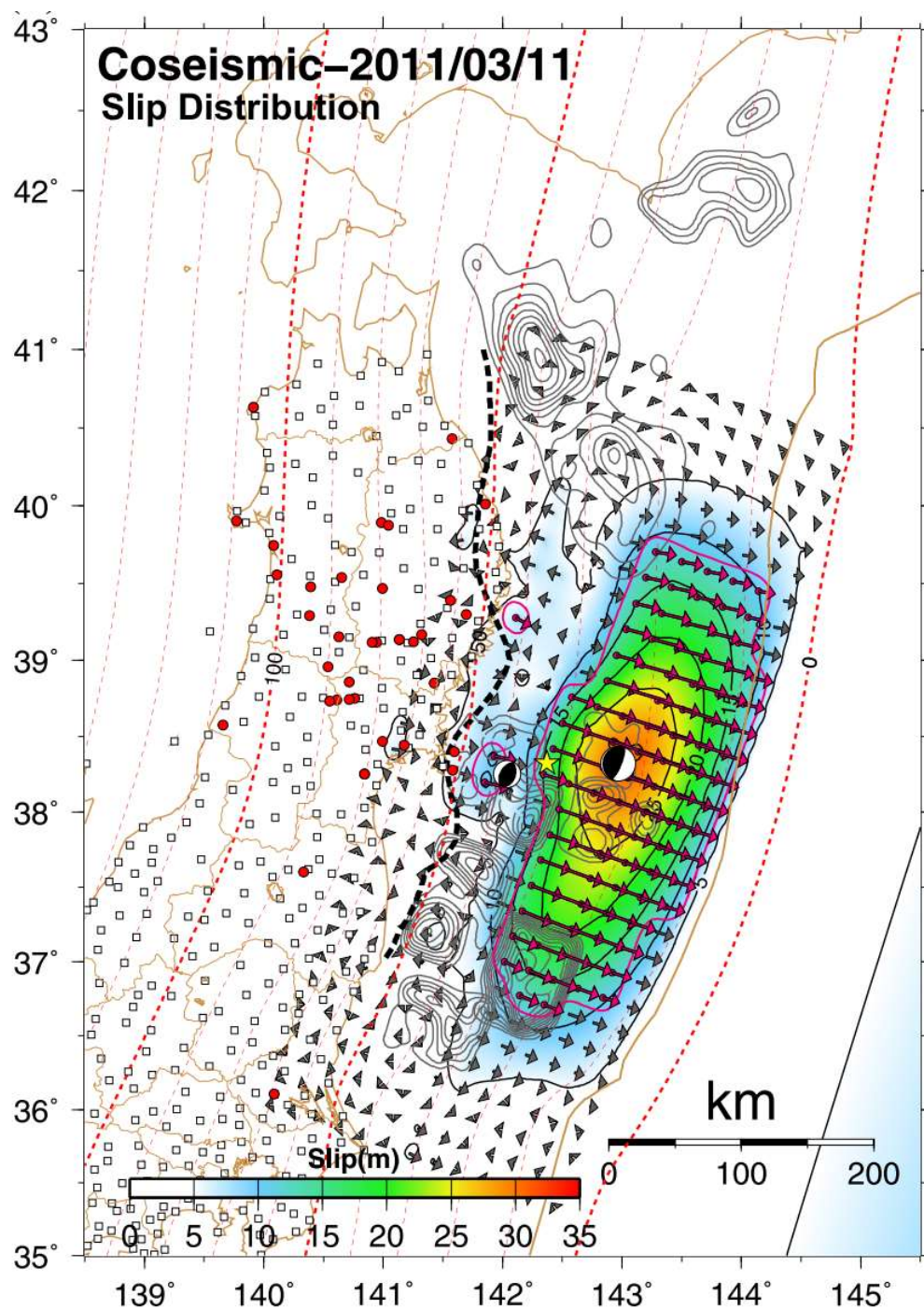


図 4.2 Iinuma et al. (2011) による，通常測位を用いて推定された東北沖地震の本震のすべり分布.

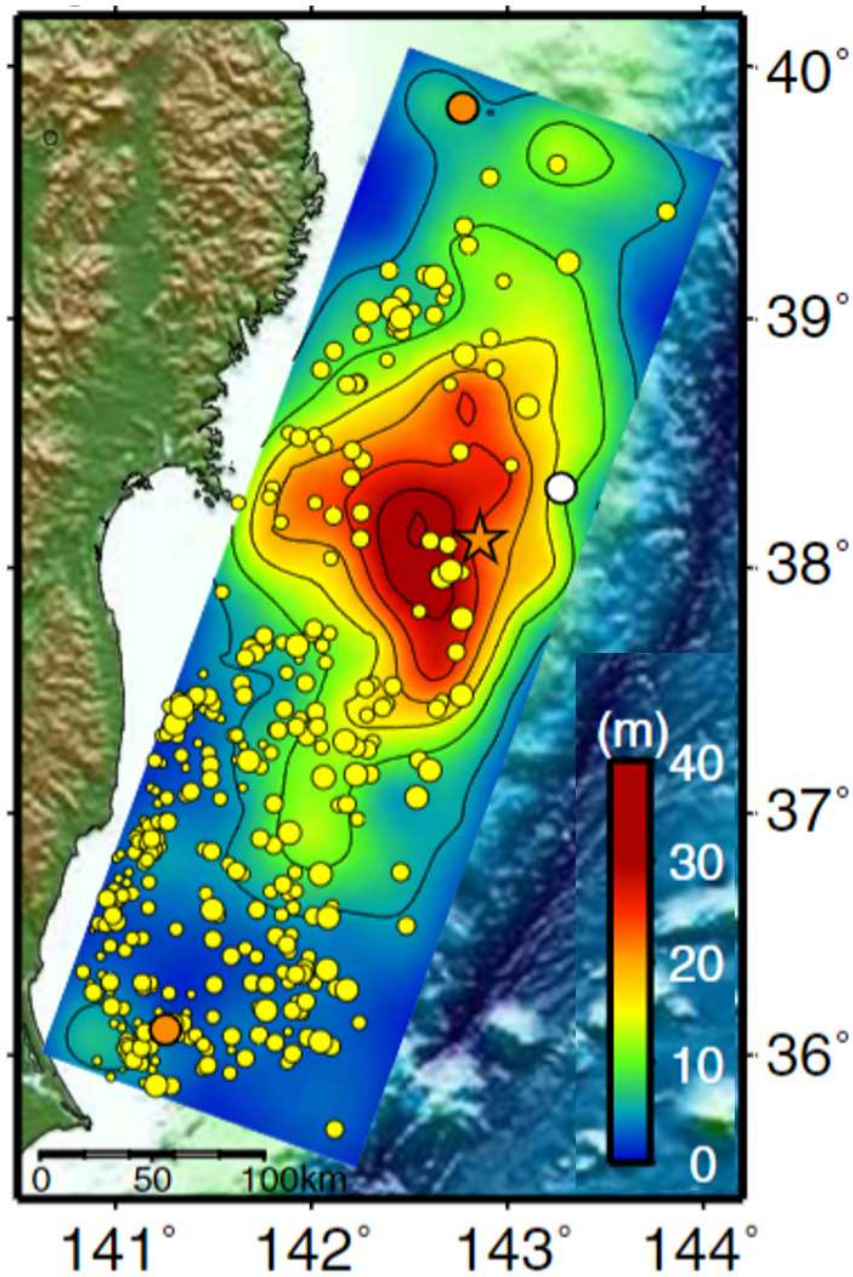


図 4.3 Koketsu et al. (2011) による遠地地震波形，近地強震波形，GNSS データも用いたジョイントインバージョンで推定された本震のすべり分布 (Koketsu et al. (2011) より抜粋・加筆). 図中の黄色い丸は本震後 24 時間以内の余震，橙色の丸と星は本震・岩手沖地震・茨城沖地震，白色の丸は 3 月 9 日の前震の震央をそれぞれ表す.

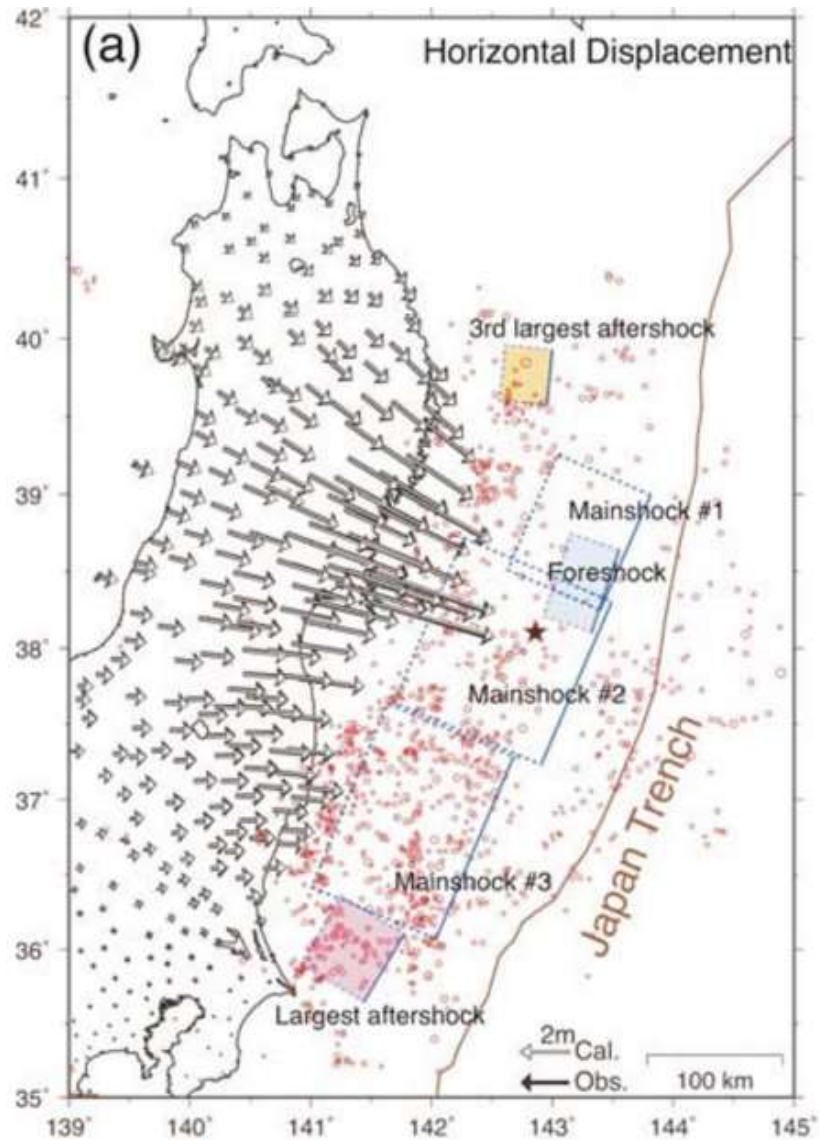


図 4.4 Nishimura et al. (2011) による，通常測位を用いて推定された本震・岩手沖地震・茨城沖地震の矩形断層モデル (Nishimura et al. (2011) より抜粋)．図中で”3rd largest aftershock”，”Largest aftershock”と表記しているのが，岩手沖地震・茨城沖地震の矩形断層である．

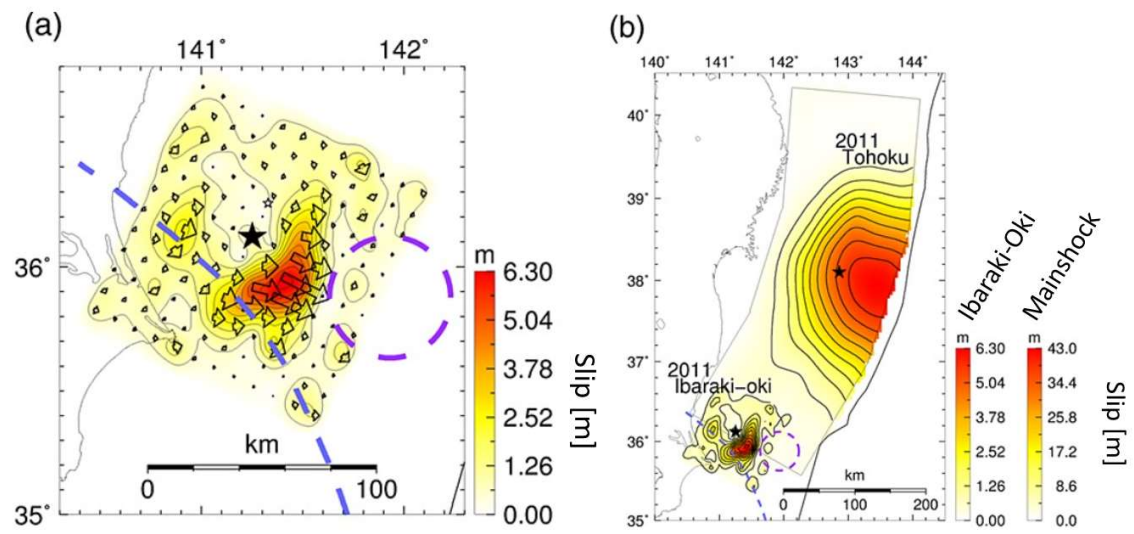


図 4.5 Kubo et al. (2013) による，地震計データを用いて推定された茨城沖地震のすべり分布 (a). 及び本震のすべりとの位置関係 (b) (Kubo et al. (2013) より抜粋・加筆).

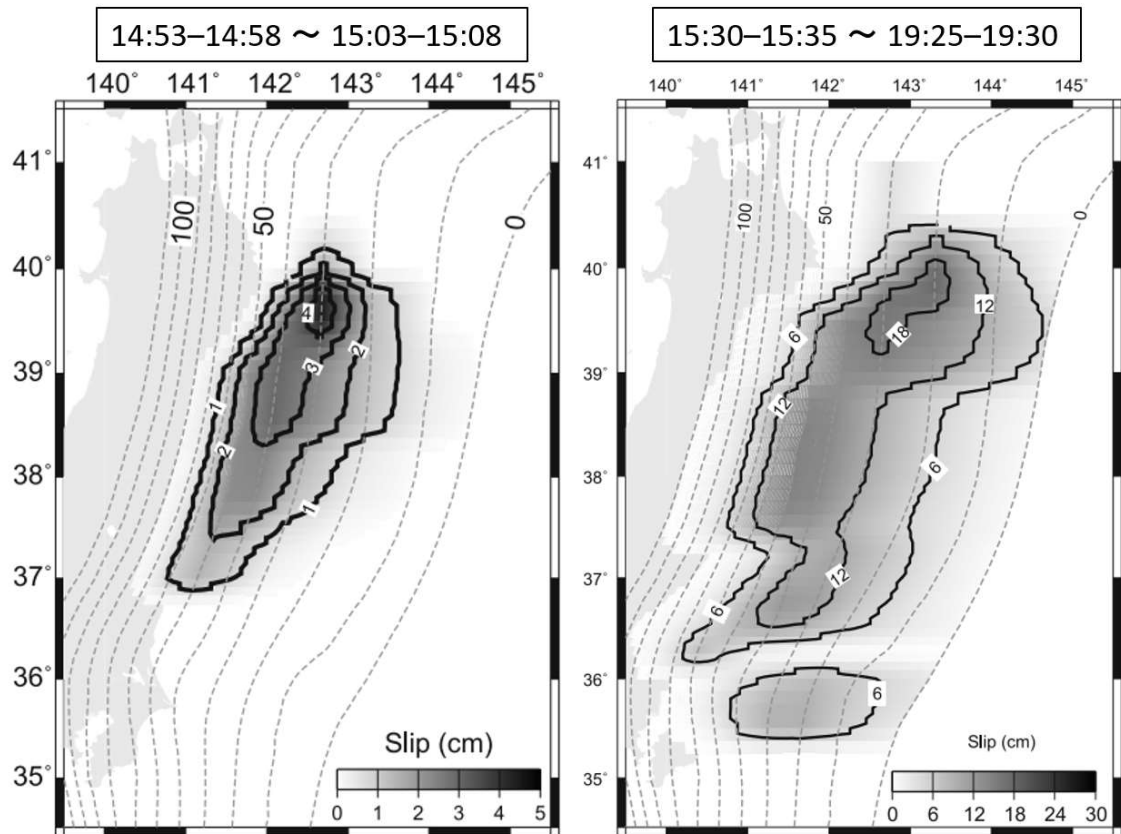


図 4.6 Munekane (2012) による，キネマティック PPP 解析を用いて推定された東北沖地震の初期余効すべり分布 (Munekane (2012) より抜粋・加筆). 左が本震と岩手沖地震の間の 10 分間 (14:53~14:58 の平均と 15:03~15:08 の平均の差分)，右が茨城沖地震以降の約 4 時間 (15:30~15:35 の平均と 19:25~19:30 の平均の差分) のすべり分布を示す.

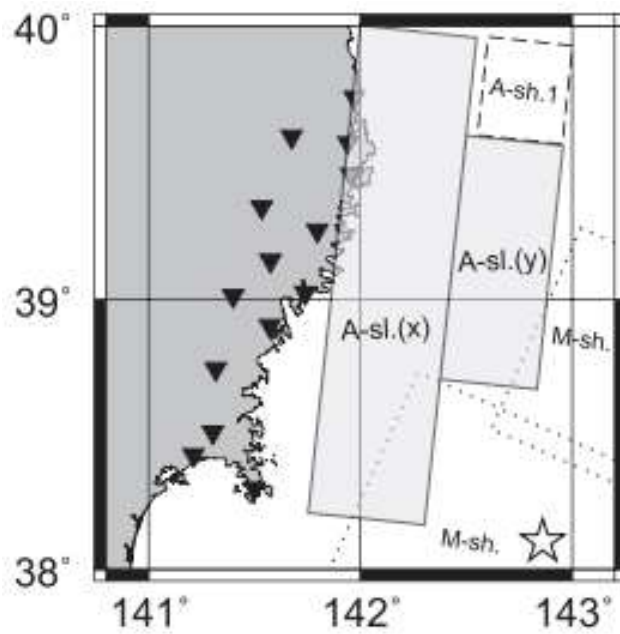


図 4.7 Mitsui and Heki (2013) による，東北沖地震直後の 26 分間の初期余効すべりの推定で仮定された矩形断層の位置．断層パラメータと推定されたすべり量は表 4.2 を参照．

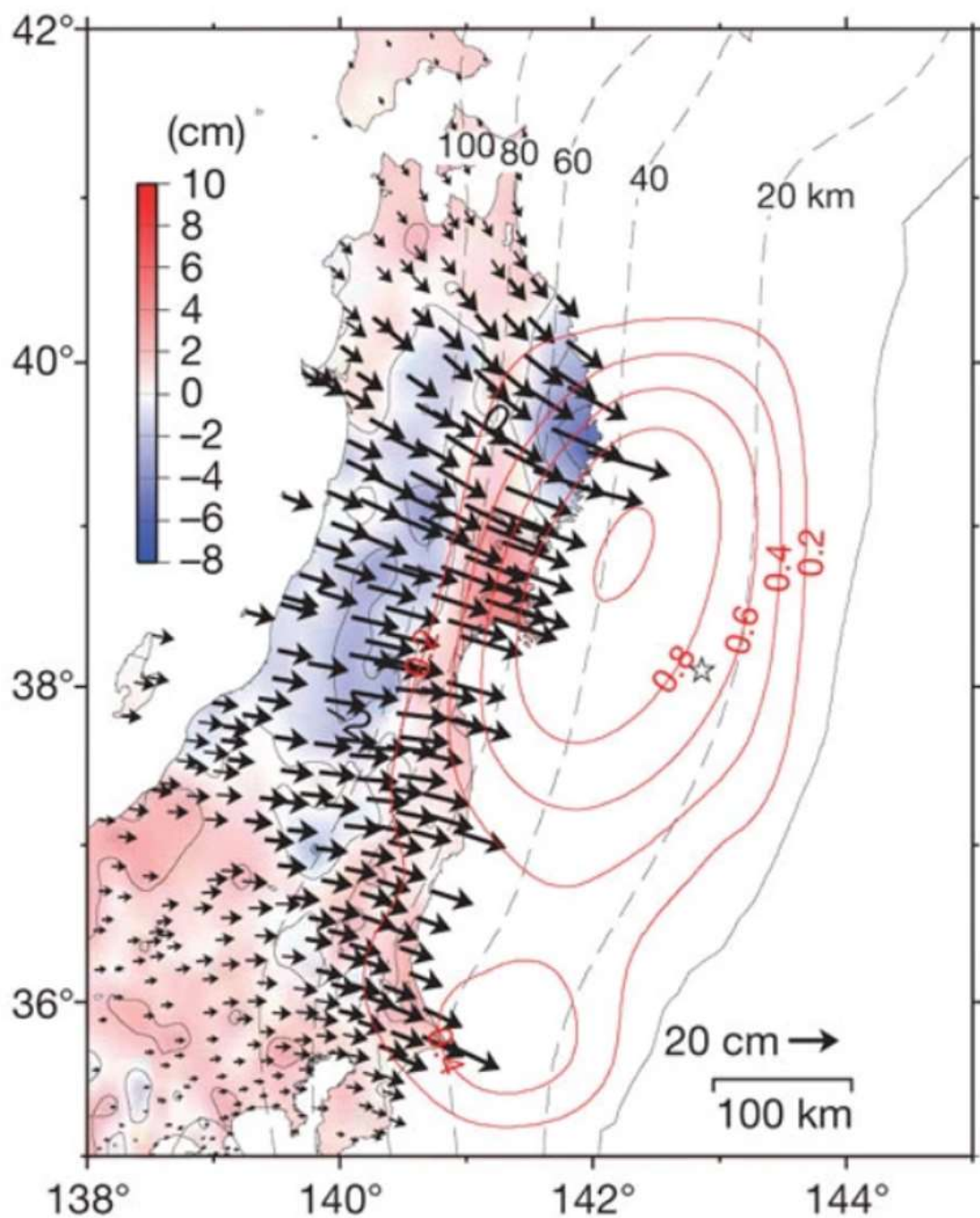
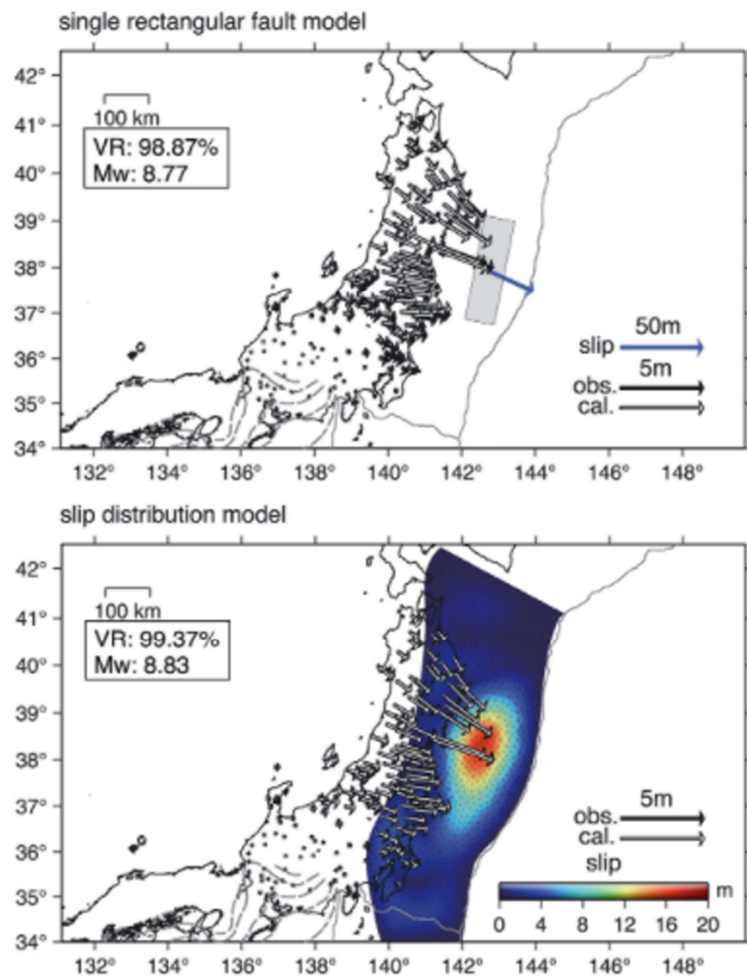


図 4.8 GEONET の R3 解で捉えられた本震直後 2 週間 (2011 年 3 月 12 日～3 月 25 日) の余効変動と、それに基づいて推定された余効すべり分布 (Ozawa et al. (2011) より抜粋).

(a)



(b)

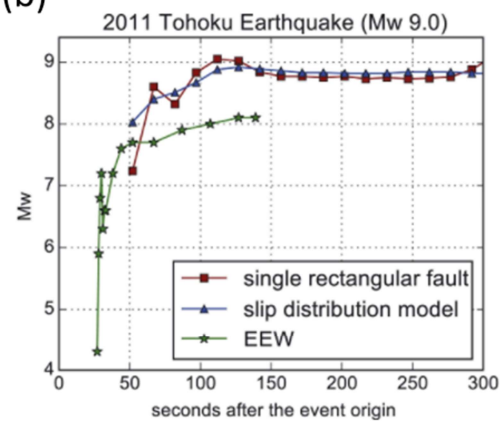


図 4.9 REGARD で推定された東北沖地震の震源モデル (a) とマグニチュードの推移 (b) (Kawamoto et al. (2017) より抜粋・加筆). 地震発生3分後の時点の, 矩形断層モデルによる推定結果とすべり分布による推定結果を示している. (b) のマグニチュードの推移は緊急地震速報による値 (図中で“EEW”と表記) も比較として表示している.

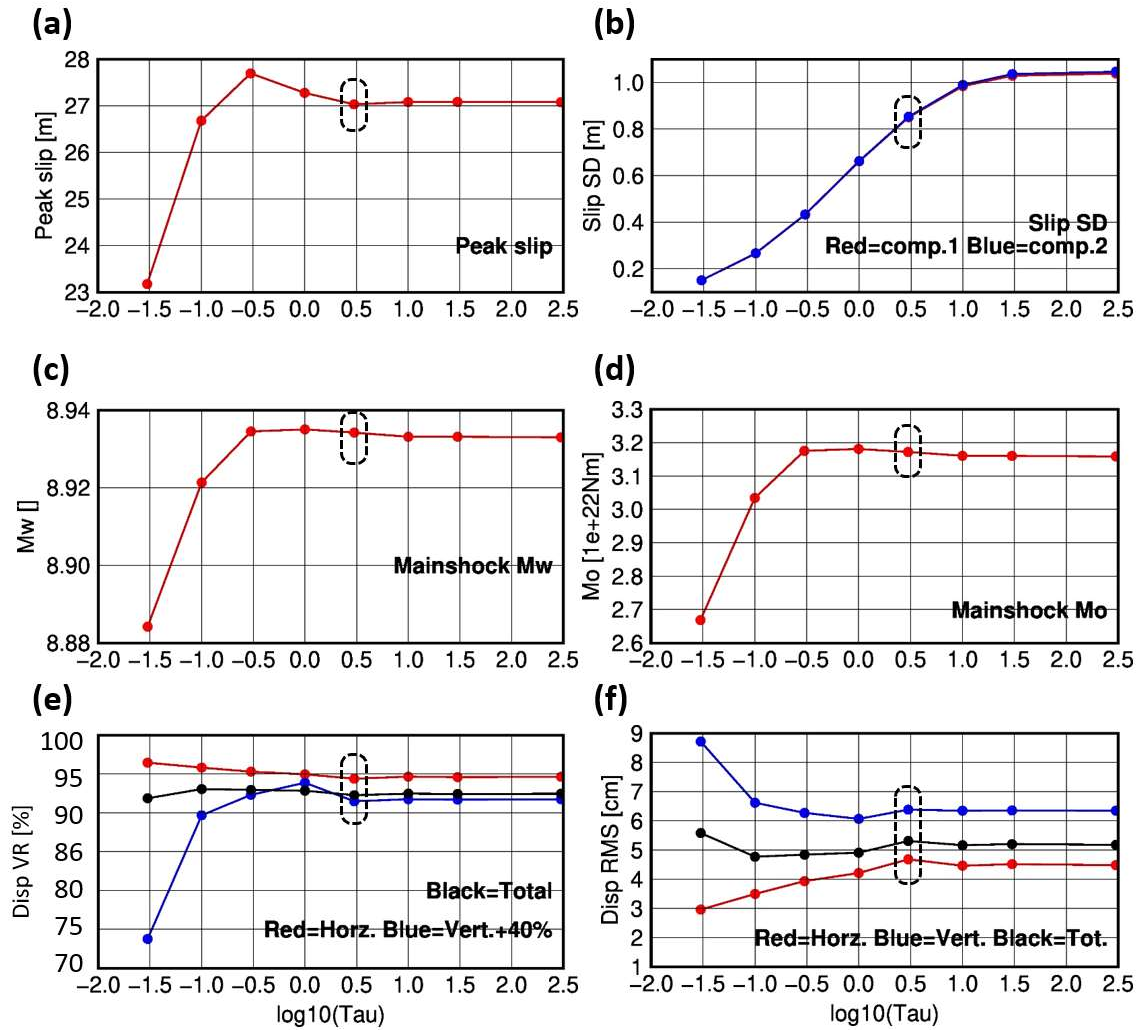


図4.10 異なる断層すべりのプロセスノイズ値を用いた推定による本震の最大すべり量 (a), すべりの推定標準偏差 (b), 本震のマグニチュード (c), 解放モーメント (d), 本震の地表変位の VR 値 (e), RMS (f). (b) のすべりの推定標準偏差は本震前後の 15 分間 (14:41~14:56) の, 全小断層における値の平均を示した. 赤色, 青色がそれぞれすべりの 2 成分の値を示す. (e), (f) の地表変位の VR 値と RMS は, いずれも赤色が水平成分の値, 青色が上下成分の値, 黒色が 3 成分合計の値を表す. また (e) の VR 値は, 青色の上下成分の値のみ 40% オフセットさせて表示している. 実際の上下成分の VR 値は 30%から 55%程度である. 図中で破線の枠で囲った点が, 採用値である 3.0 [m] を示す.

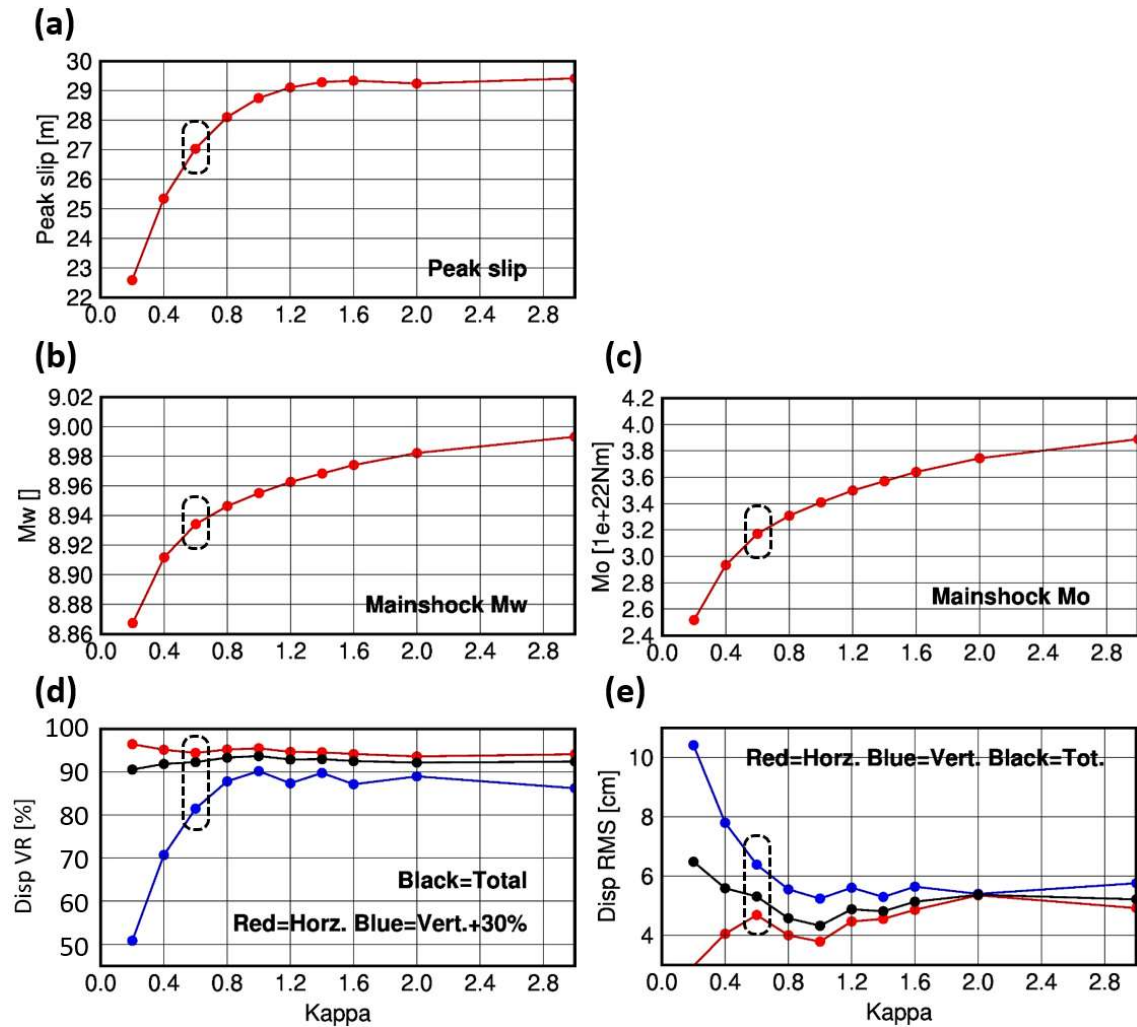


図 4.11 異なる断層すべりの平滑化強度による推定で得られる本震の最大すべり量 (a), 本震のマグニチュード (b), 解放モーメント (c), 本震の地表変位の VR 値 (d), RMS (e). (d), (e) の地表変位の VR 値と RMS は、いずれも赤色が水平成分の値、青色が上下成分の値、黒色が 3 成分合計の値を表す。また (e) の VR 値は、青色の上下成分の値のみ 30% オフセットさせて表示した。実際の上下成分の VR 値は 20% から 65% 程度である。図中で破線の枠で囲った点が採用値である $\kappa = 0.60$ を示す。

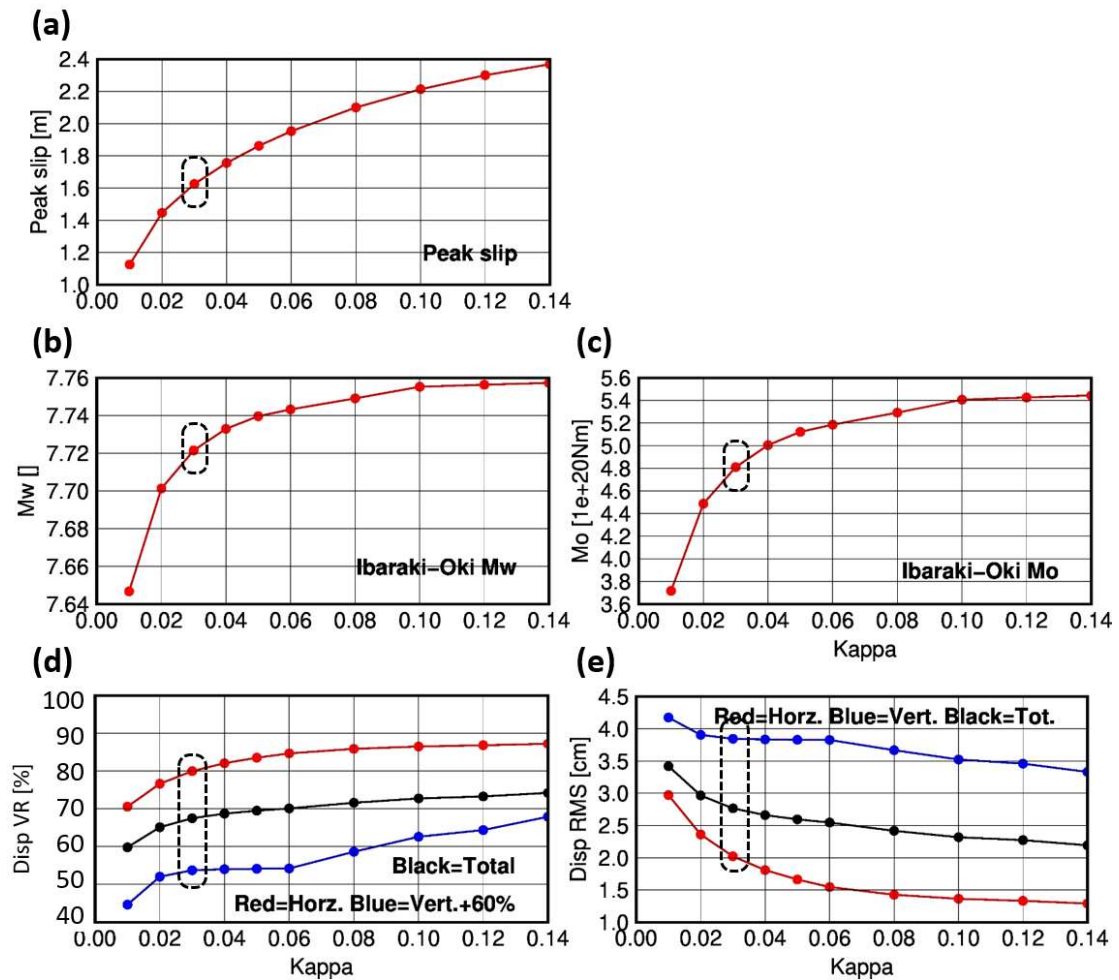


図 4.12 異なる断層すべりの平滑化強度による推定で得られる茨城沖地震の最大すべり量 (a), マグニチュード (b), 解放モーメント (c), 地表変位の VR 値 (d), RMS (e). (d), (e) の地表変位の VR 値と RMS は, いずれも赤色が水平成分の値, 青色が上下成分の値, 黒色が 3 成分合計の値を表す. また (e) の VR 値は, 青色の上下成分の値のみ 60%オフセットさせて表示した. 実際の上下成分の VR 値は-10%から 10%程度である. 図中で破線の枠で囲った点が採用値である $\kappa = 0.03$ を示す.

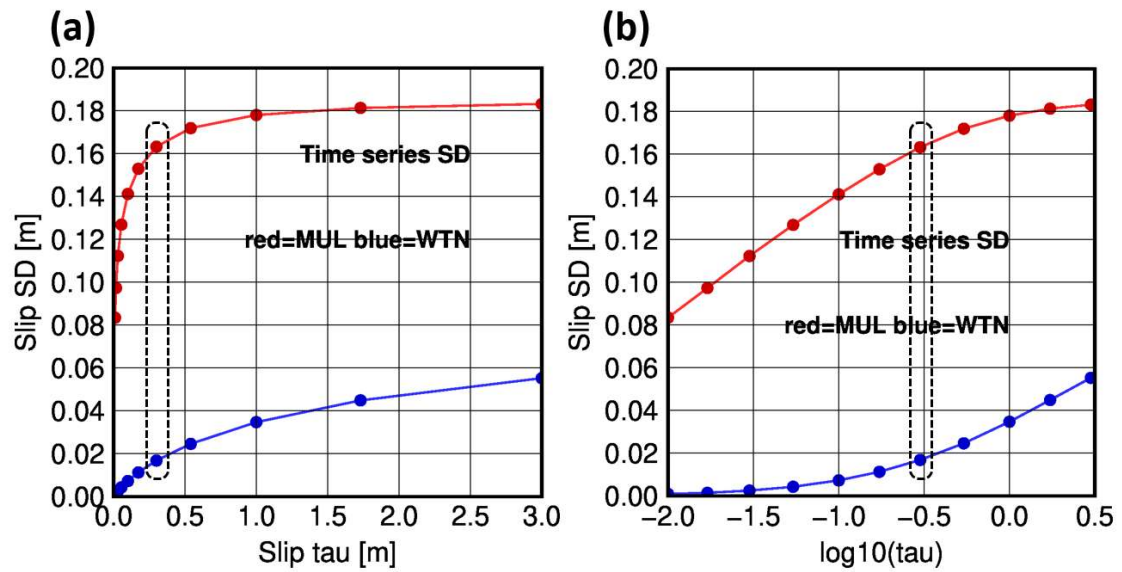


図 4.13 異なる断層すべりのプロセスノイズ値を用いた推定による、すべり時系列の標準偏差. ここでは 3 月 10 日の解析における本震前の 45 分間 (14:00~14:45) の、全ての時系列の標準偏差の平均値を示す. (a) は横軸を線形, (b) は横軸を対数で表す. 赤色が短周期ノイズを取り除いたマルチパスノイズの標準偏差, 青色が短周期ノイズの標準偏差をそれぞれ示す. また図中で破線の枠で囲った点が採用値である 0.30 [m] を示す.

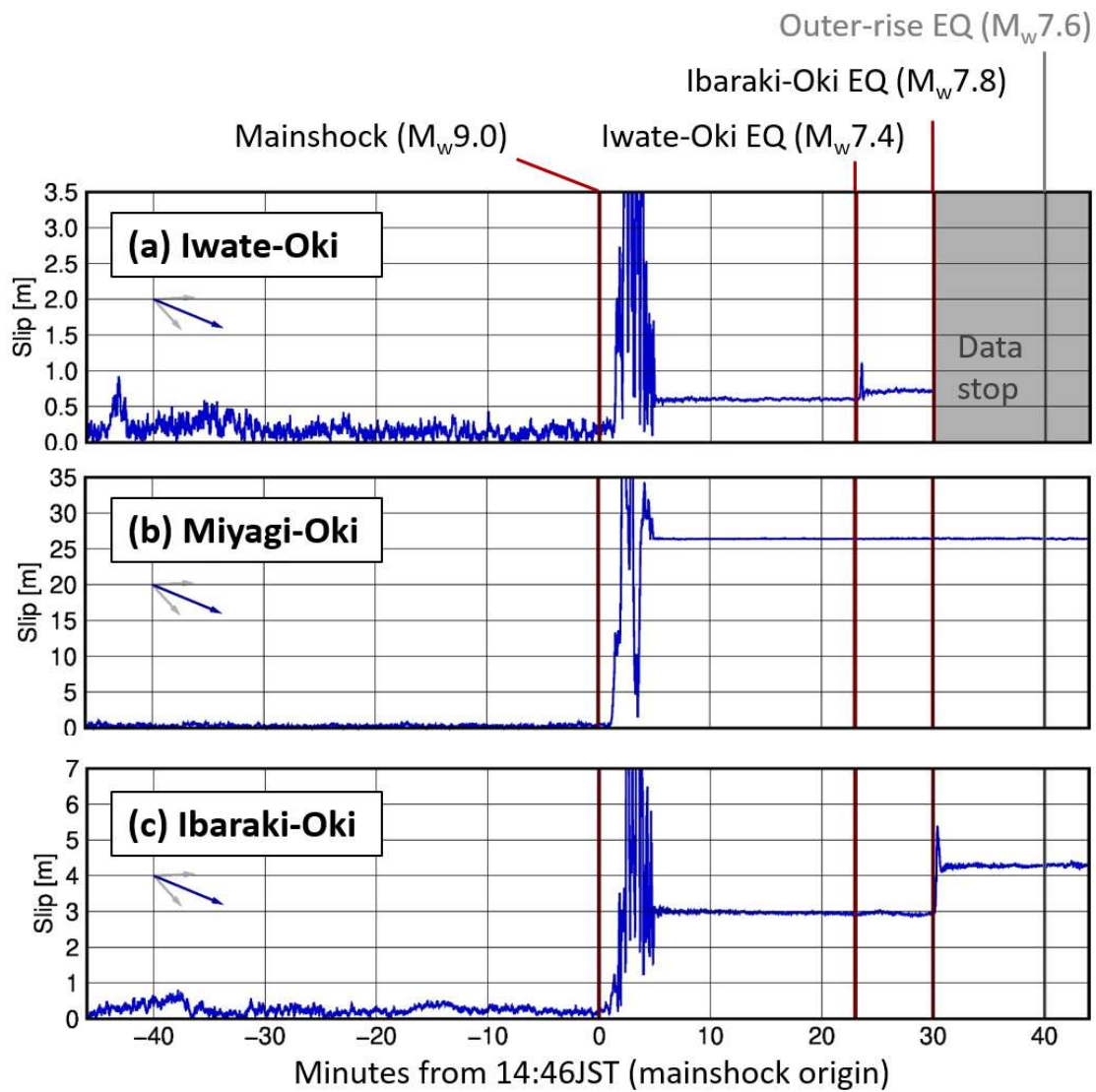


図 4.14 PTS で推定された東北沖地震前後の断層すべり時系列の例. 本震の発生時刻を中央として前後 90 分間を表示. 図 4.1 に黒枠で示した, 本震・岩手沖地震・茨城沖地震の震源近傍の小断層の時系列を表示しており, すべりの 2 成分の値を結合してすべり量で表示. 図中の縦線は本震・岩手沖地震・茨城沖地震・アウターライズ地震の発生時刻を示す.

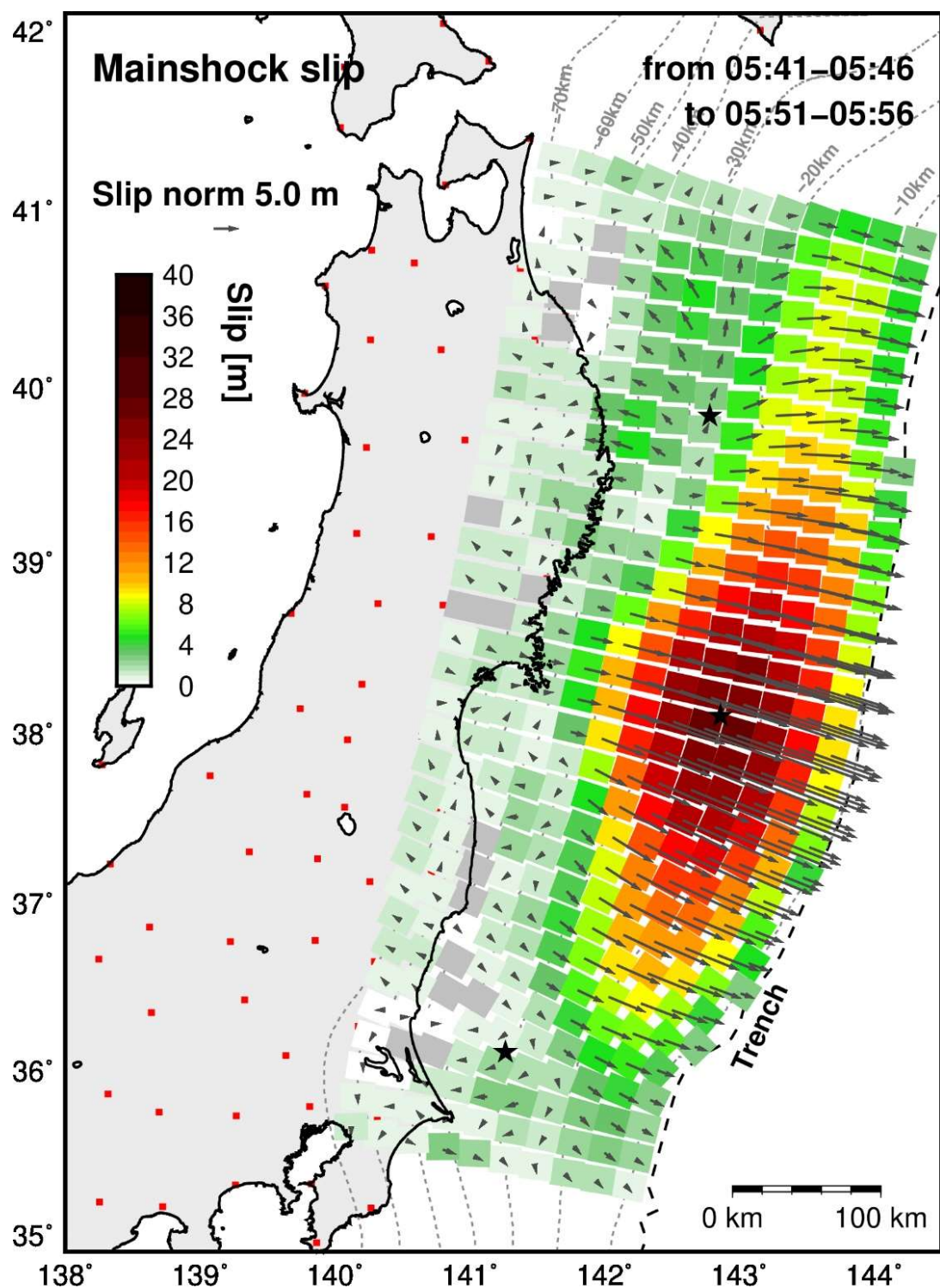


図 4.15 PTS で推定された 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震のすべり分布。各小断層のすべり量とすべり方向をカースケールとベクトルで表し、すべりの 2 成分の両方が推定標準偏差を下回った小断層は灰色でマスクした。

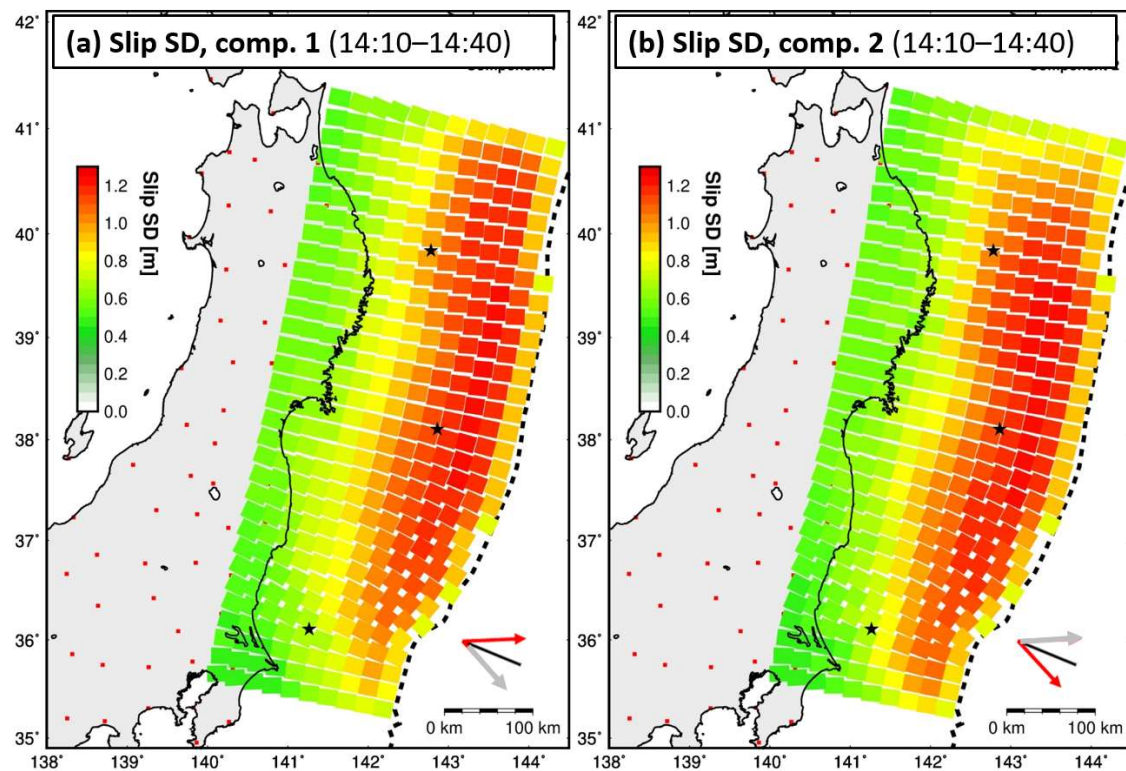
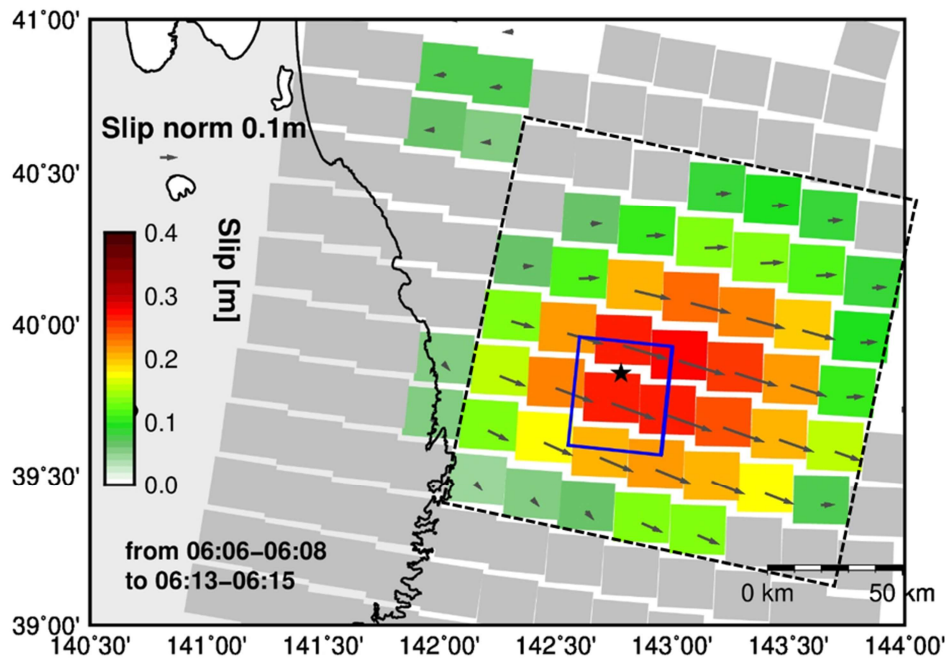


図 4.16 PTS で推定された, 本震前の期間のすべりの標準偏差の分布. 本震前の 30 分間 (14:10 ~14:40) の平均値を各小断層についてカースケールで表し, (a) がすべりの 2 成分のうち東北東向きの成分, (b) が南東向きの成分の値を示す.

(a) Iwate-Oki EQ (15:06–15:08 ~ 15:13–15:15)



(b) Ibaraki-Oki EQ (15:13–15:15 ~ 15:20–15:22)

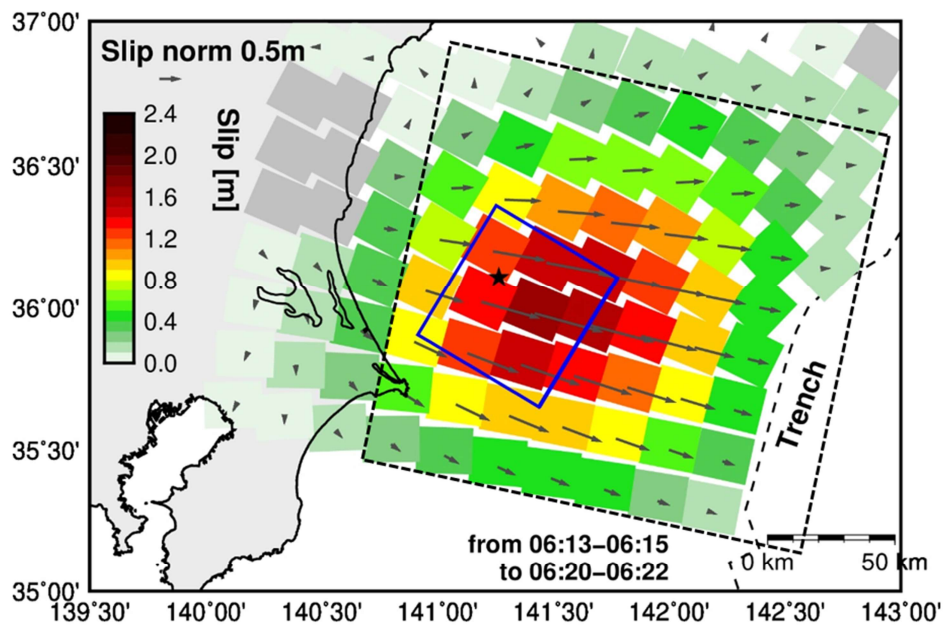


図 4.17 PTS で推定された岩手沖地震と茨城沖地震のすべり分布．表示方法は図 4.15 と同様で，黒色の破線の枠はマグニチュードの算出に用いた小断層の範囲を示す．また青色の長方形は Nishimura et al. (2011) で通常測位を用いて推定された，それぞれの地震の震源断層モデルを示す．

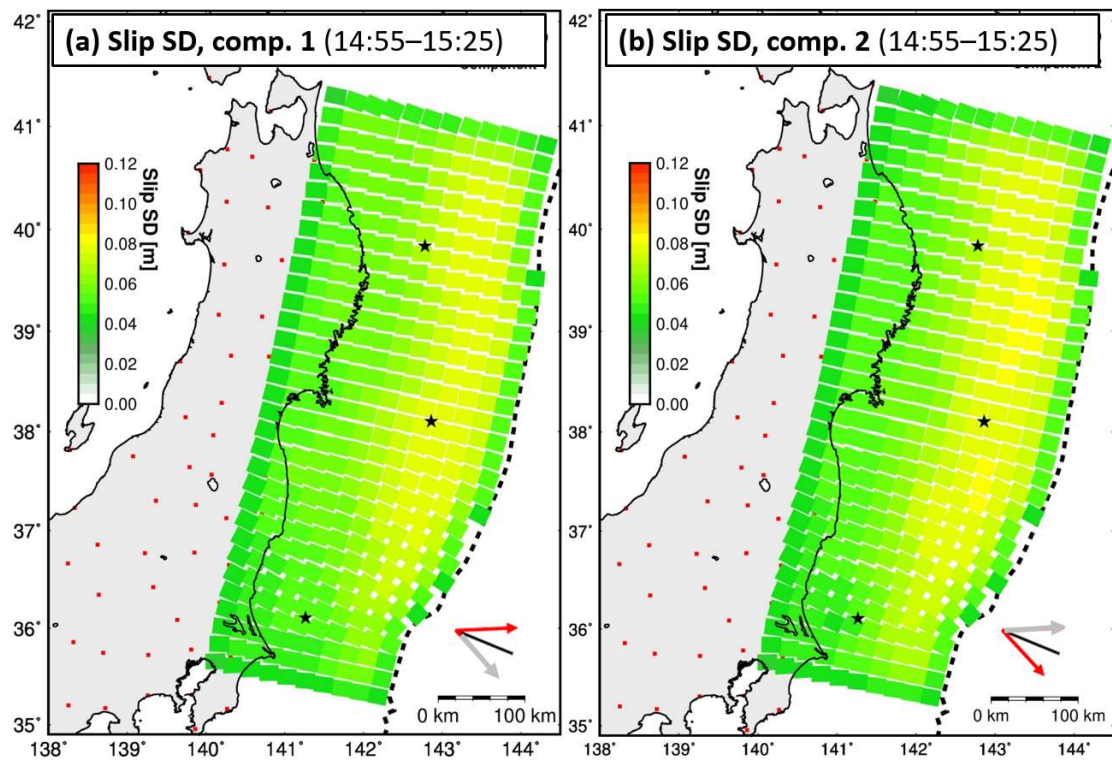


図 4.18 PTS で推定された，本震後の期間のすべりの標準偏差の分布．表示方法は図 4.16 と同様で，本震後の 30 分間 (14:55～15:25) の平均値を示す．

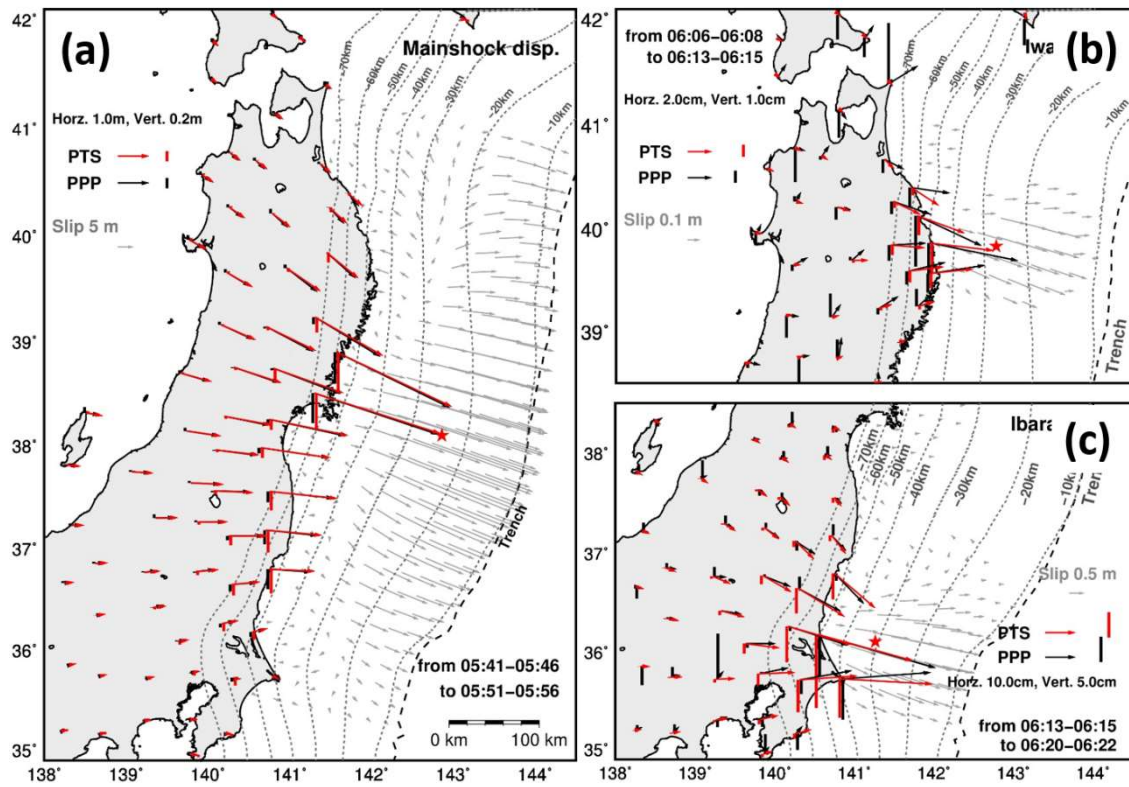


図 4.19 PTS で推定された本震・岩手沖地震・茨城沖地震のすべり分布から期待される地表変位と、キネマティック PPP 時系列から得られる地表変位。矢印が水平成分，棒が上下成分を表し，赤色が PTS，黒色が PPP による変位を示す。PPP 時系列による変位はそれぞれの地震の前後の差分で算出した。差分の時間窓は，PTS によるすべり分布の描画と揃えている。また PTS で推定された，それぞれの地震のすべりのベクトルを灰色で表示している。

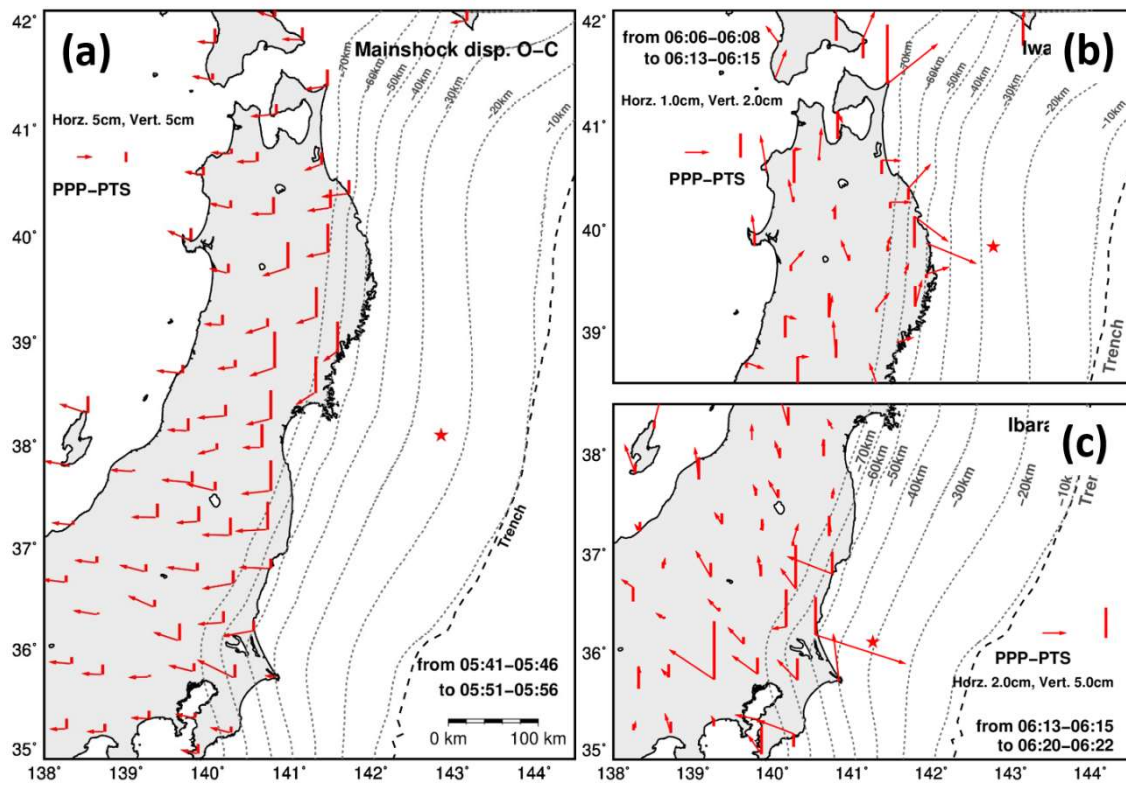


図 4.20 PTS で推定された本震・岩手沖地震・茨城沖地震のすべり分布から期待される地表変位と、キネマティック PPP 時系列から得られる地表変位との残差. 矢印が水平成分，棒が上下成分を表す. 図 4.19 とスケールが異なることに注意.

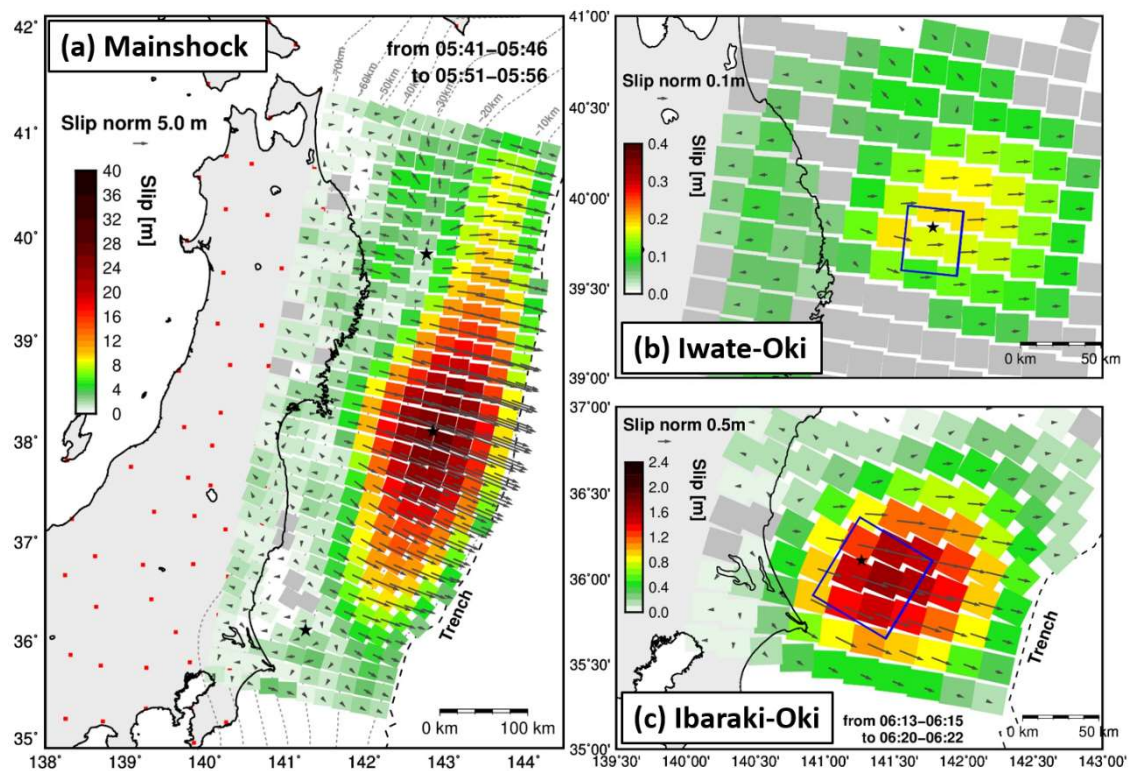


図 4.21 放送暦を用いた推定で得られる本震・岩手沖地震・茨城沖地震のすべり分布．表示方法は図 4.15 および 4.17 と同様である．

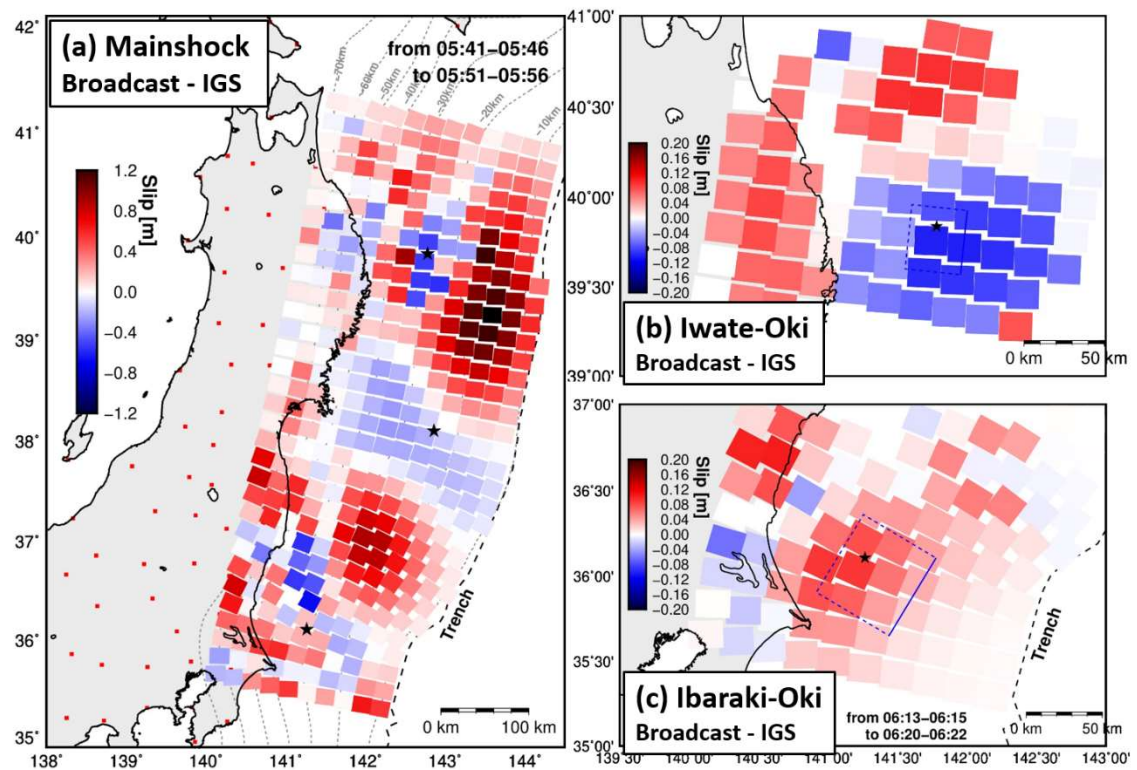


図 4.22 放送暦による本震・岩手沖地震・茨城沖地震のすべりと、図 4.15 および 4.17 に示した IGS 最終暦によるすべりととの差異。赤色の小断層は放送暦の方が大きいすべり量を、青色の小断層は放送暦の方が小さいすべり量を推定していることを示す。

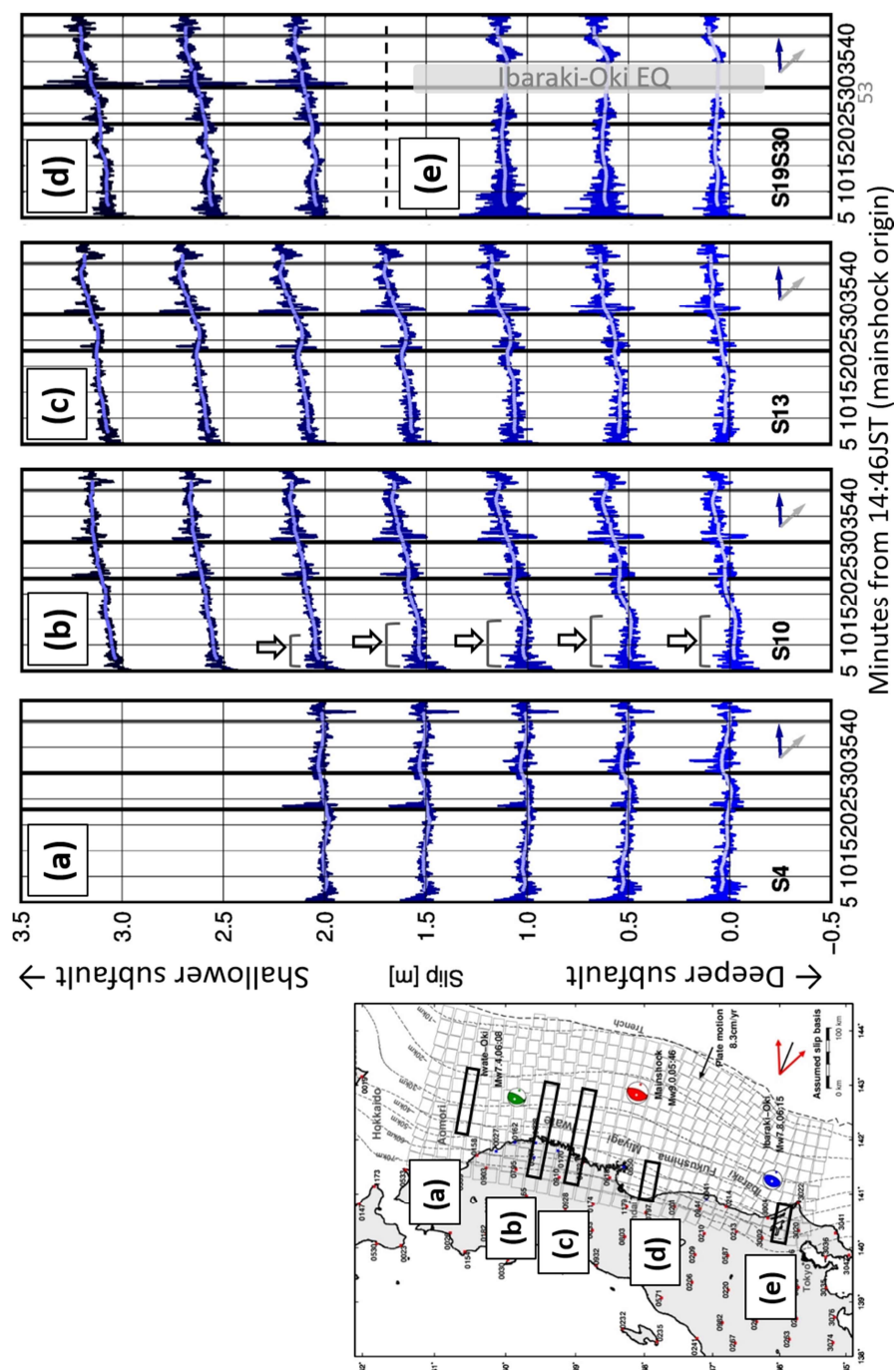


図 4.23 PTS で推定された本震後のすべり時系列の例。すべりの 2 成分のうち東北東向きの成分の時系列で、14 時 51 分をゼロとして 0.5m ずつオフセットして表示。(a) から (e) それぞれ深さの順に並べており、上方が浅い側の小断層の時系列を示す。黒色と灰色の縦線は、左から順に岩手沖地震・茨城沖地震・アウターライズ地震の発生時刻を示す。また (e) の茨城付近の時系列は茨城沖地震のオフセットを除いて表示した。(b) の白抜きの矢印は本文中で述べたすべりの停滞期間を示す。

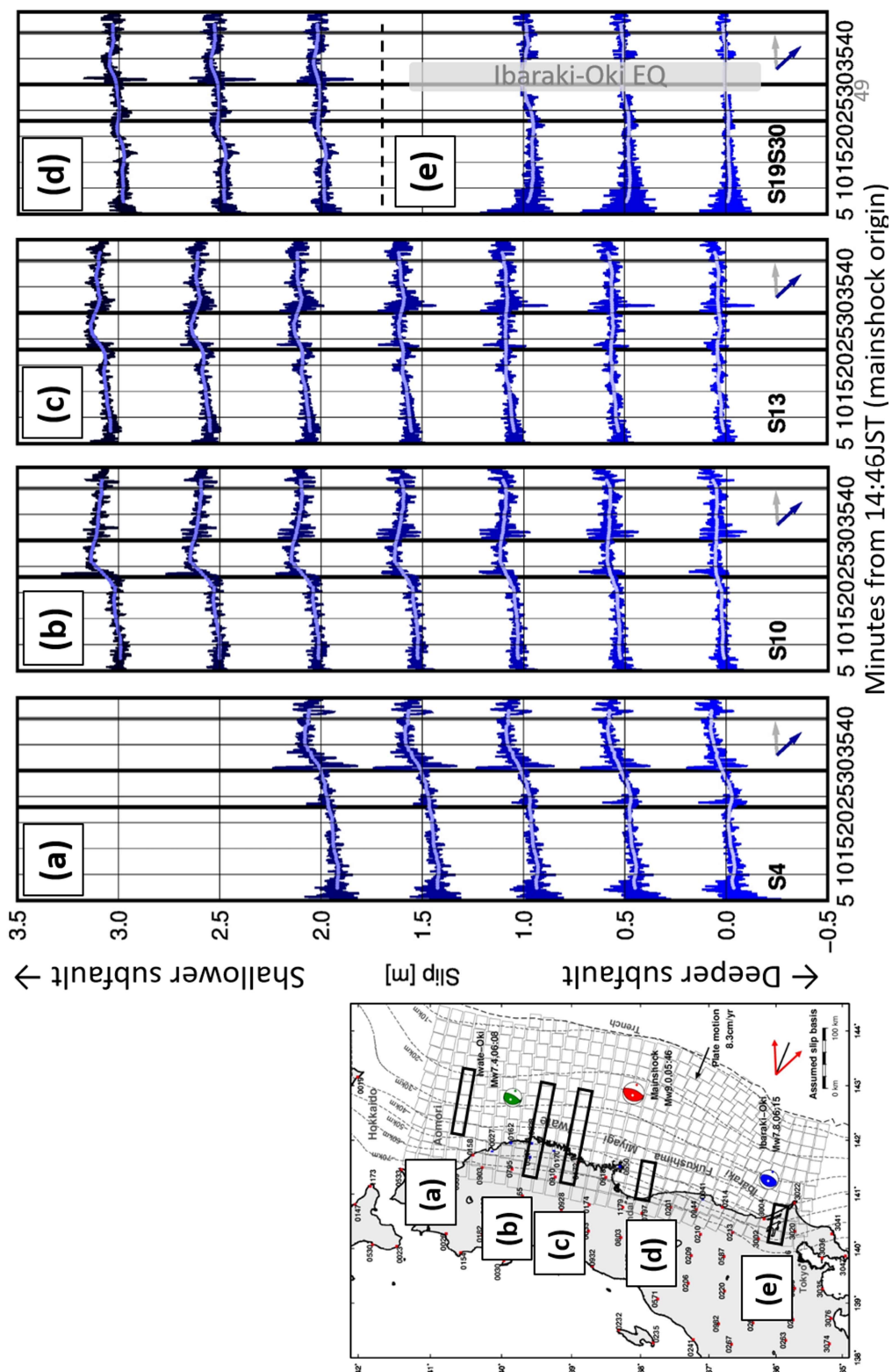


図 4.24 PTS で推定された本震後の期間のすべり時系列の例．すべりの 2 成分のうち南東向きの成分の時系列で，表示方法は図 4.23 と同様である．

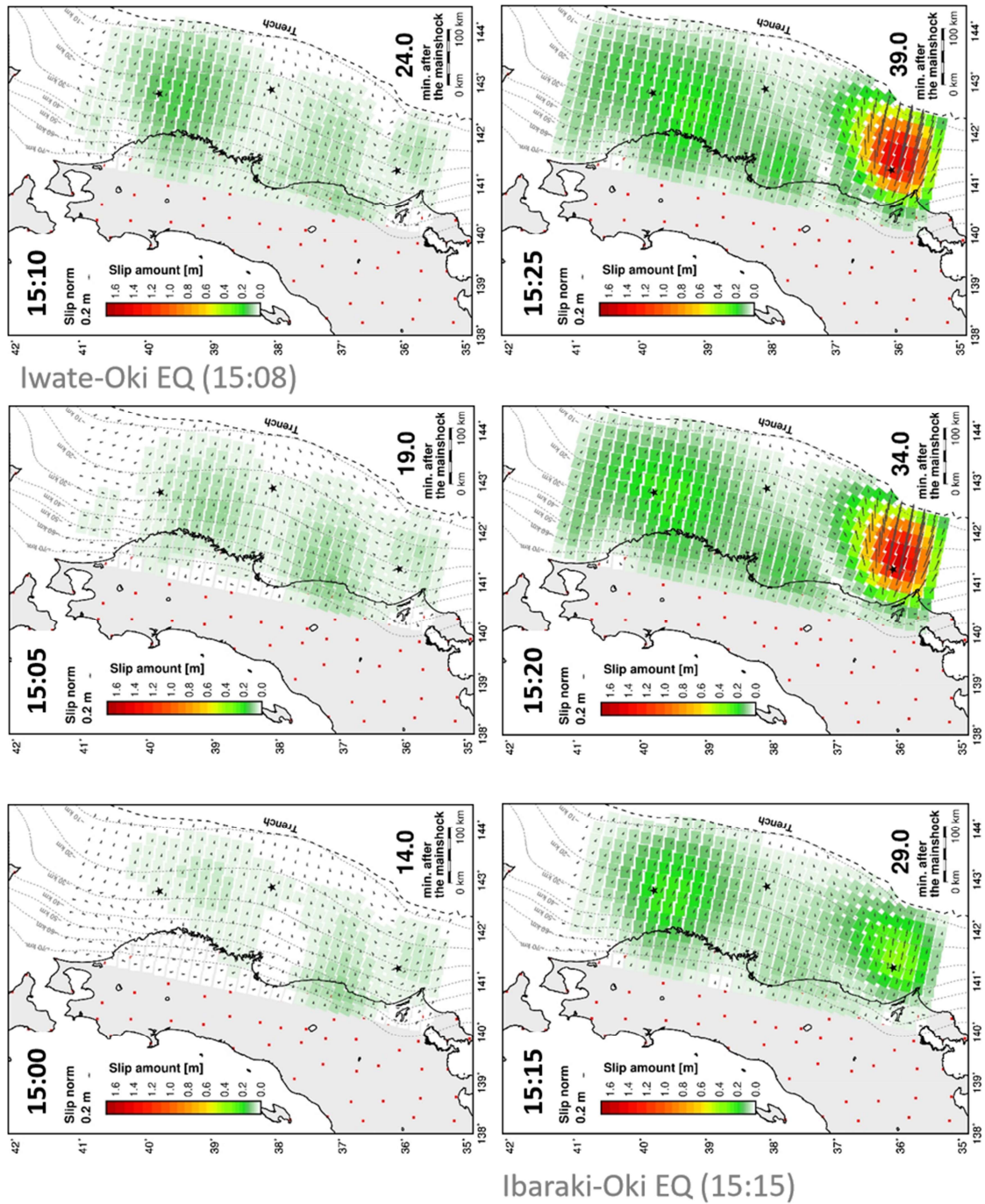


図 4.25 PTS で推定された本震後の断層すべりの時空間発展. 本震直後の最初の 5 分間 (14:51 ~14:56) の平均をゼロとして, すべり時系列の 5 分間の移動平均を表示. 各図の左上に時刻を, 右下に本震発生時刻からの経過時間を表示した. この図の結果では岩手沖地震・茨城沖地震のすべりを取り除いていないことに注意.

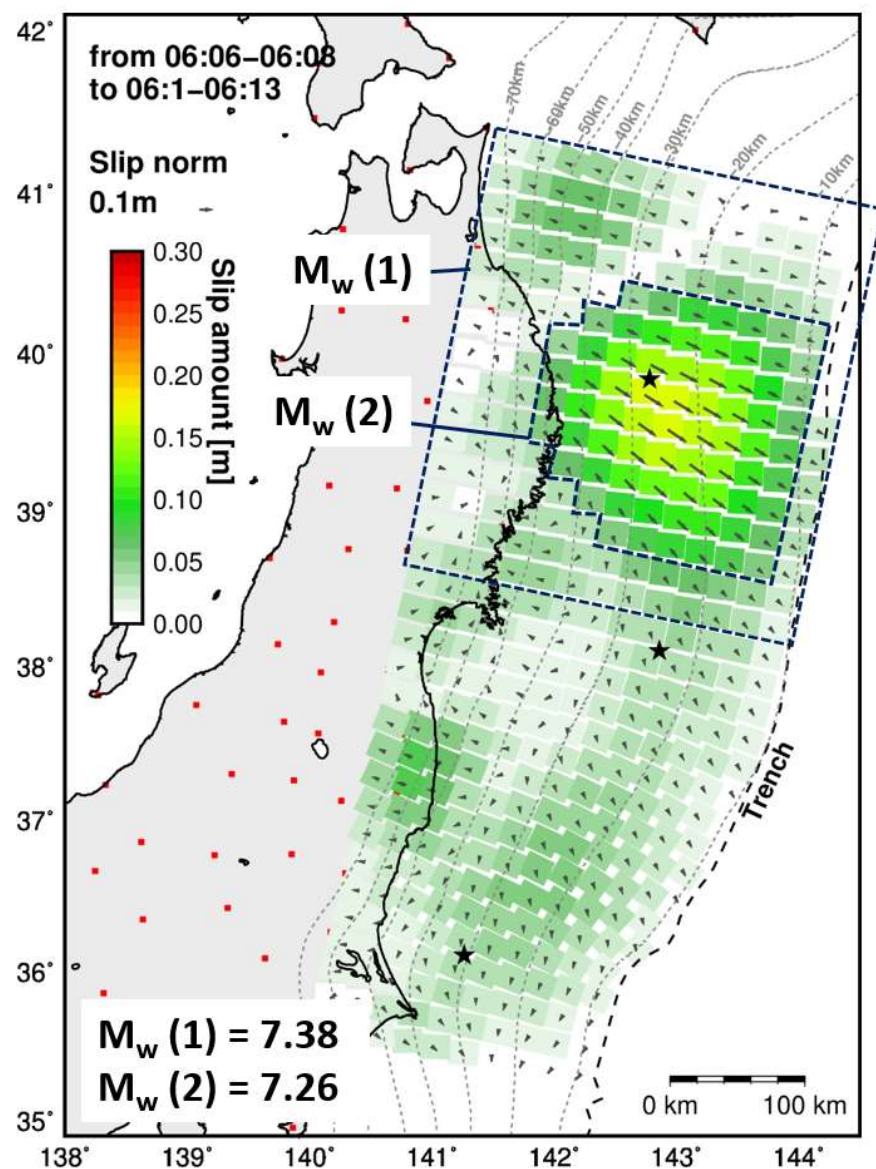


図 4.26 岩手沖地震のすべりとして除外した，同地震の発生時刻前後のすべり増加量．表示方法はこれまでと同様で，破線の枠は図の左下に記したモーメントマグニチュードの算出に用いた範囲を示す．

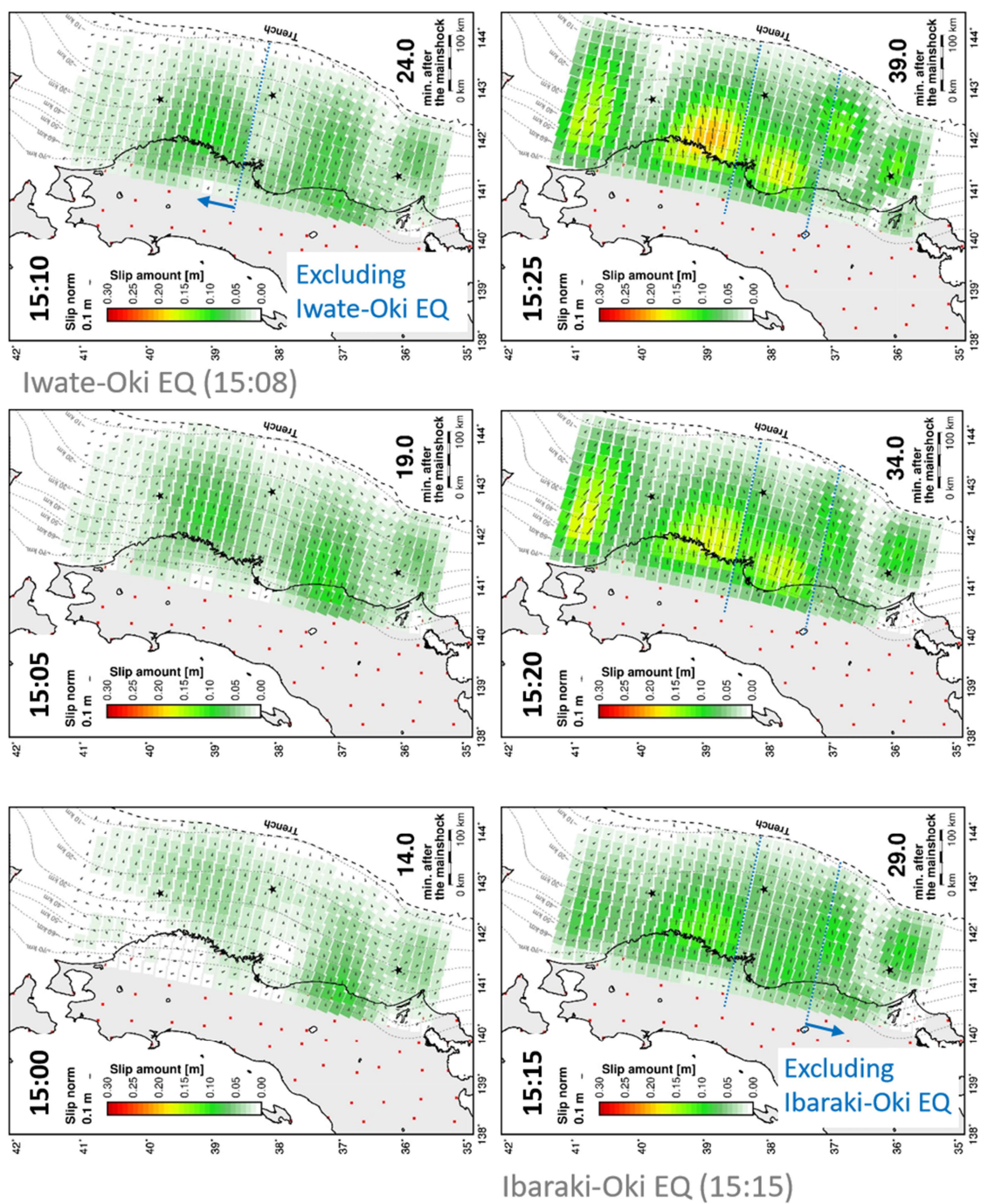


図 4.27 PTS で推定された本震後の断層すべりの時空間発展. 図 4.25 と同じ結果をカラースケールを変えて表示しており, 青色の破線より北と南の領域については, それぞれ岩手沖地震・茨城沖地震のすべりを除外している.

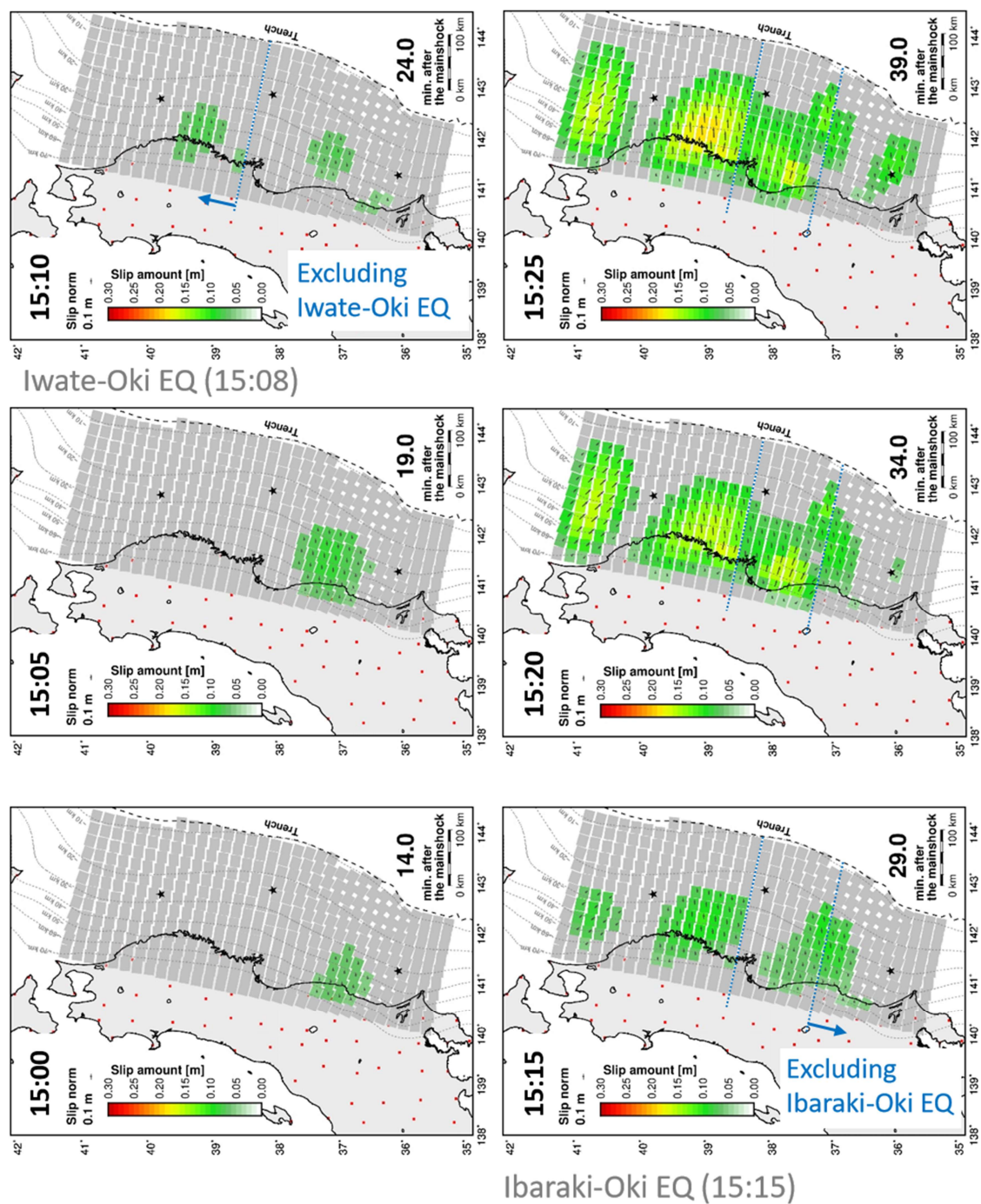


図 4.28 PTS で推定された本震後の断層すべりの時空間発展. 図 4.27 と同じ結果を表示しており, 推定標準偏差を下回るすべりは除外して表示している. すべりの 2 成分の両方が推定標準偏差を下回る小断層は灰色でマスクした.

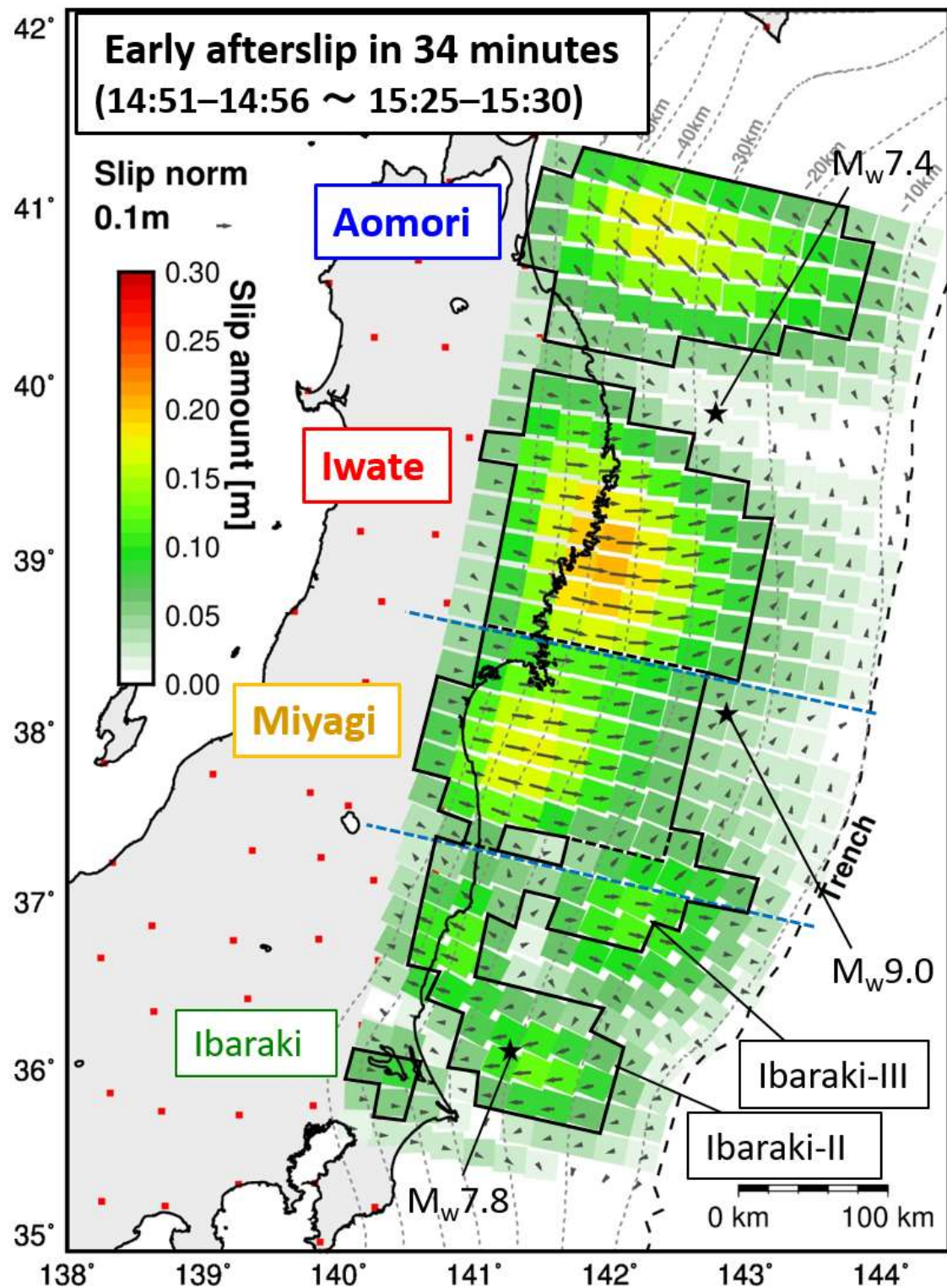


図 4.29 PTS で推定された東北沖地震直後の 34 分間の初期余効すべり分布。表示方法は図 4.27 等と同様で、推定標準偏差を上回るすべりが推定された範囲を黒色の実線の枠で示す。黒色の破線は図 4.30 のモーメントの算出で用いた、各すべり域の境界を示す。

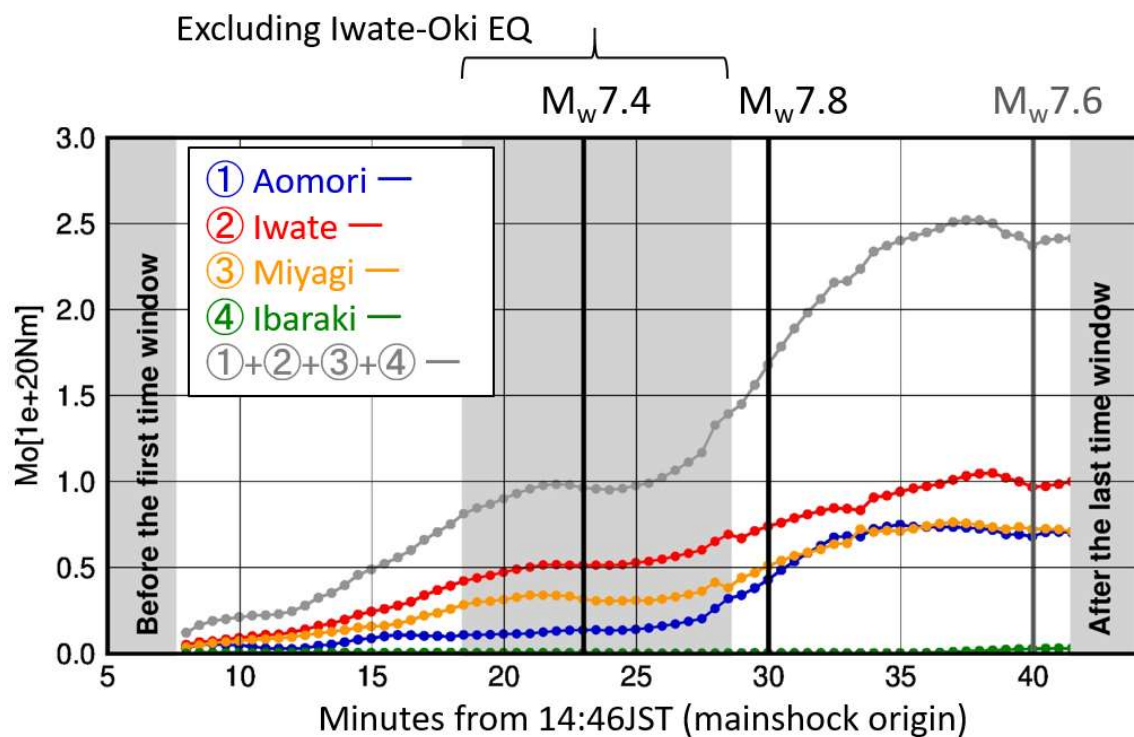


図 4.30 推定された初期余効すべり域の解放モーメントの推移. 5 分間の移動平均による推定すべり量と小断層の面積から, 30 秒間隔で算出して示した. すべり域毎のモーメントは図 4.29 に黒色の破線で示した範囲から算出し, 灰色の時系列は 4 つのすべり域の合計を示す. 中央付近の灰色で覆った部分は, 岩手沖地震のすべりの除去の影響を受ける期間を示す. ただし橙色の宮城のすべり域の時系列と, 緑色の茨城のすべり域の時系列は同影響を受けない.

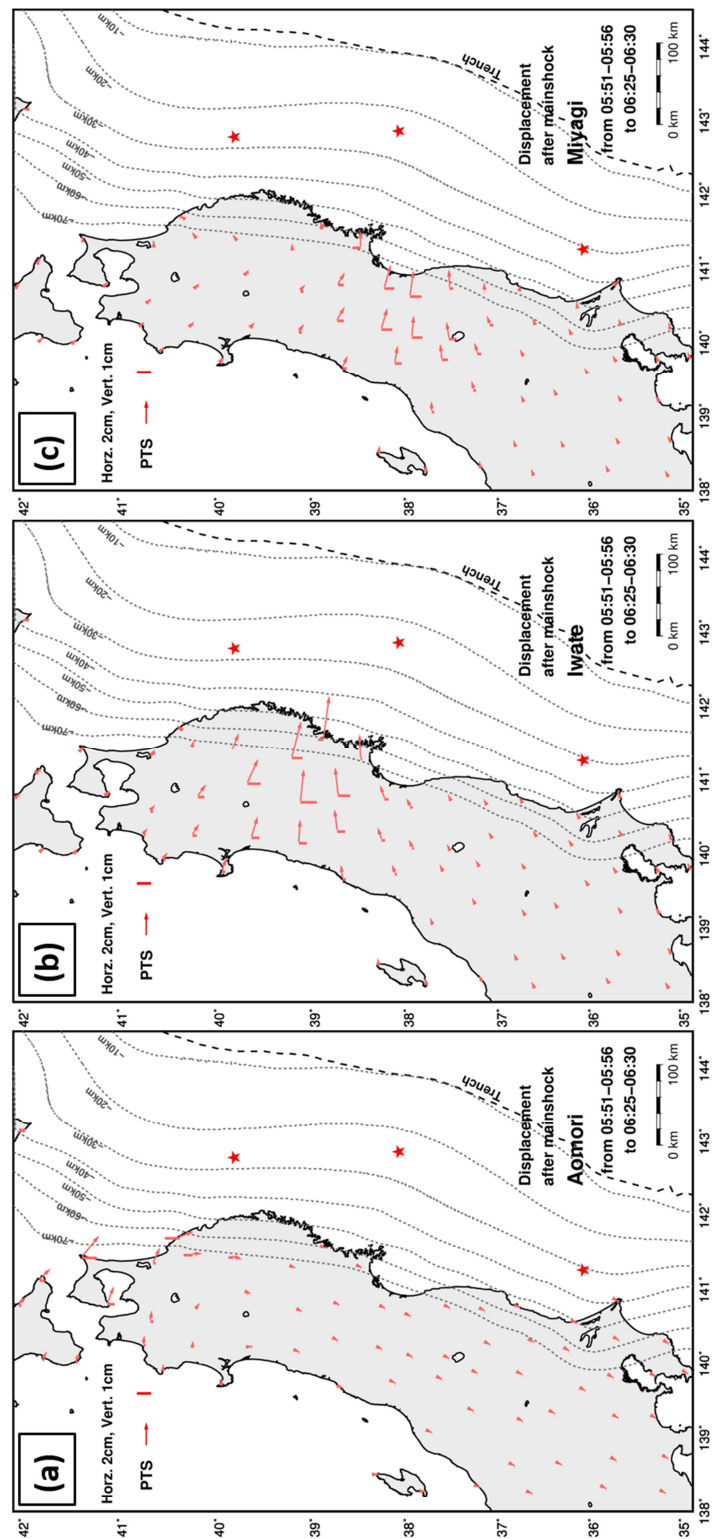


図 4.31 PTS で推定された初期余効すべり分布から期待される，本震直後 34 分間の地表変位．(a)，(b)，(c) がそれぞれ青森・岩手・宮城のすべり域から期待される変位で，表示方法は地震時変位の結果と同様である．茨城のすべり域による変位は極僅かのため省略した．

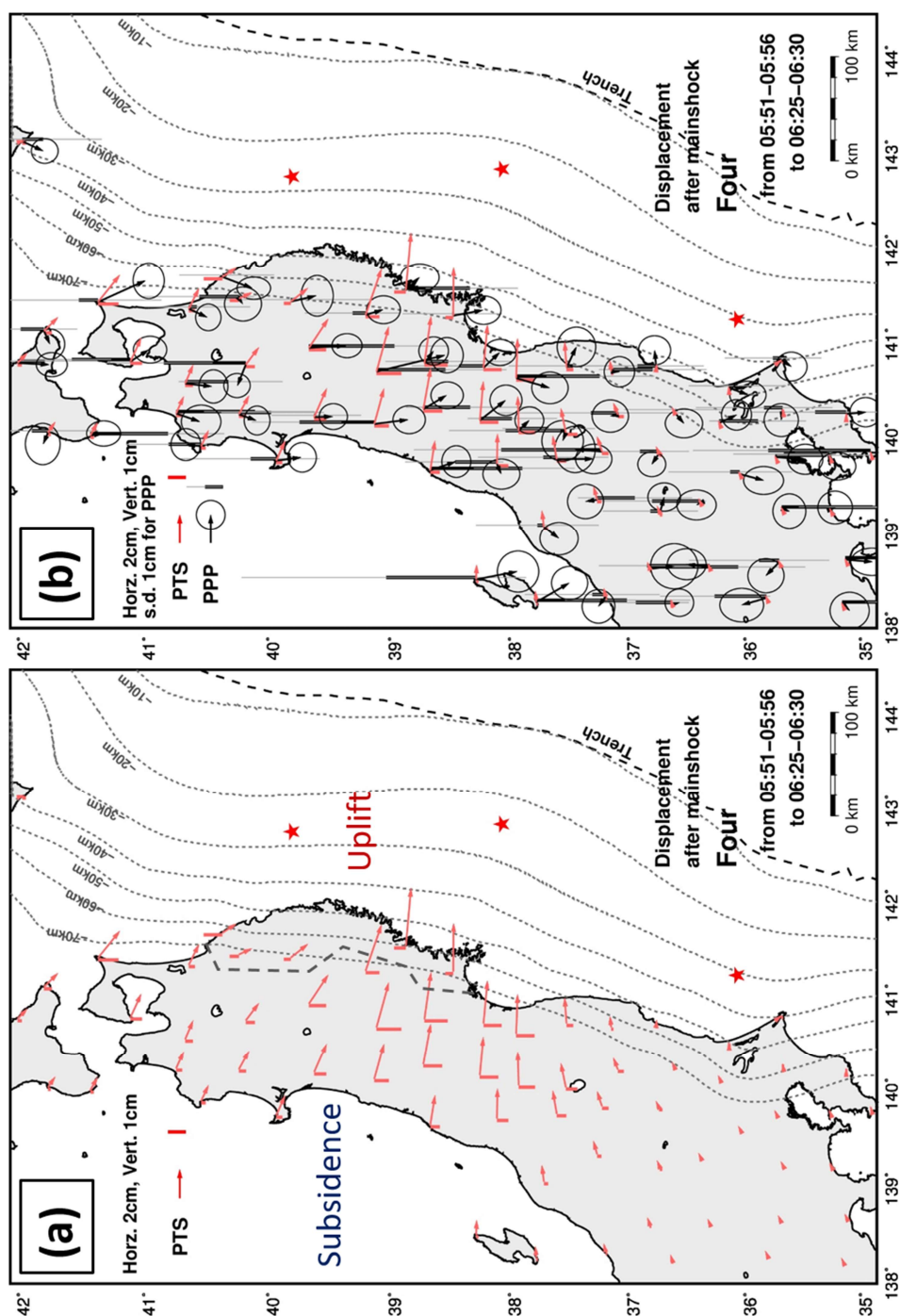


図 4.32 図 4.31 と同様の、初期余効すべり分布から期待される地表変位. (a) が青森・岩手・宮城・茨城のすべり域から期待される地表変位で、灰色の破線は上下成分の隆起と沈降の境界を示す. (b) は (a) と同じものを比較用の PPP 時系列による変位とともに表示した. PPP 時系列による変位については各成分の時系列の標準偏差を用い、水平成分に 2σ の誤差楕円を、上下成分に同じく 2σ の誤差バーを付した.

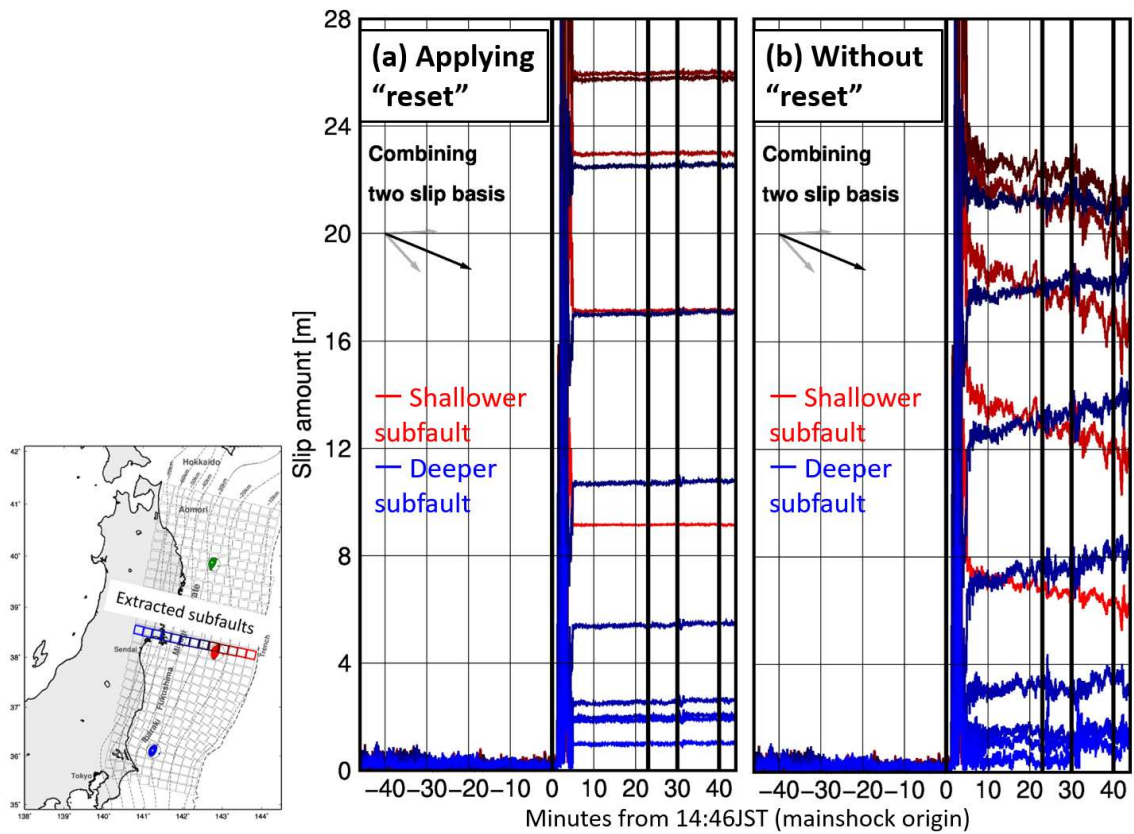


図 4.33 推定値リセットを用いた場合 (a) と用いなかった場合 (b) の推定すべり時系列の比較. 宮城付近の小断層の時系列を深さ方向に 1 列分, すべりの 2 成分を合わせたすべり量で表示した. 時系列の色は深さを表し, 赤色が本震の震源より浅い側, 青色が深い側の小断層の時系列を示す.

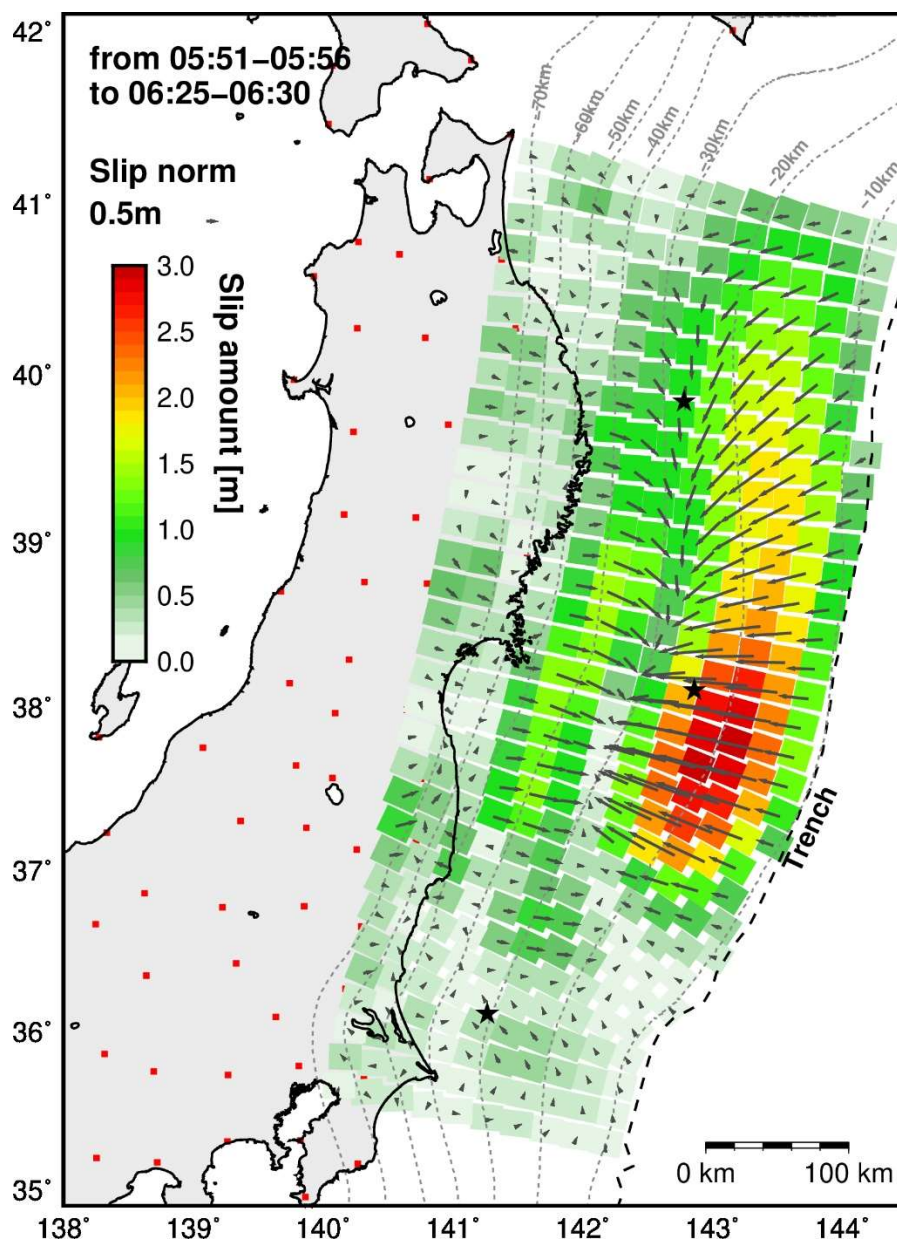


図 4.34 推定値リセットを用いない場合の、本震直後 34 分間の推定すべり分布．図 4.29 の初期余効すべり分布と同様に、本震直後の最初の 5 分間と最後の 5 分間の平均の差分からすべり量・すべり方向を求めて表示した．

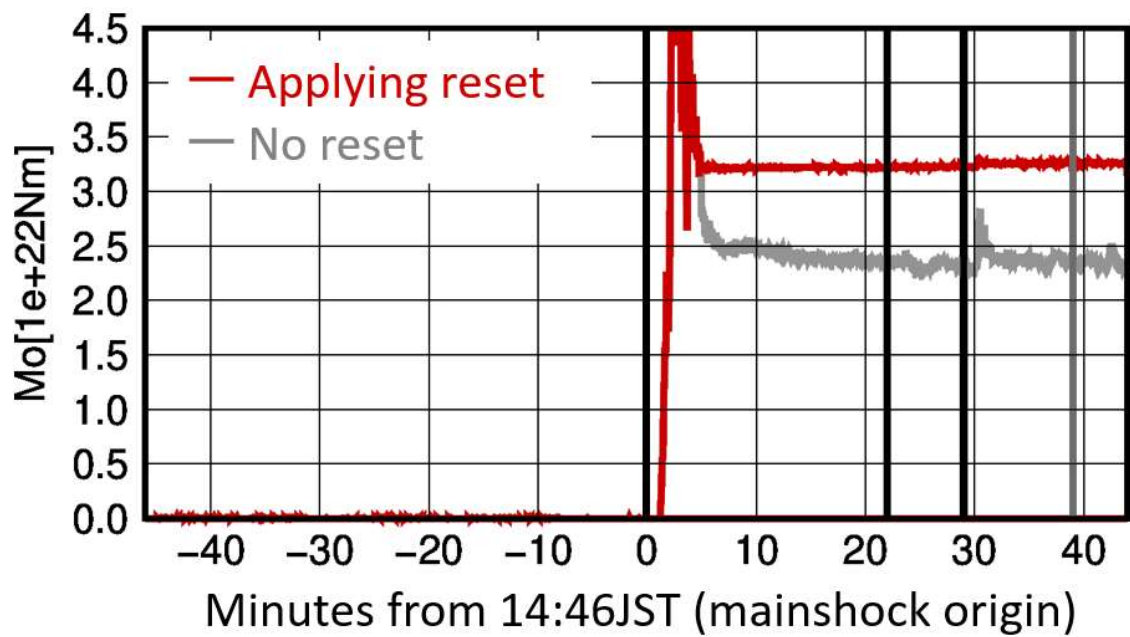


図 4.35 推定値リセットを用いた場合と用いなかった場合の、解放モーメントの推移の比較.
全小断層の推定すべり量と面積から求められるモーメントを解析期間全体について表示し
ており、赤色と灰色が推定値リセットの有無による結果をそれぞれ示す. 図中の縦線は左か
ら順に本震・岩手沖地震・茨城沖地震・アウターライズ地震の発生時刻を示す.

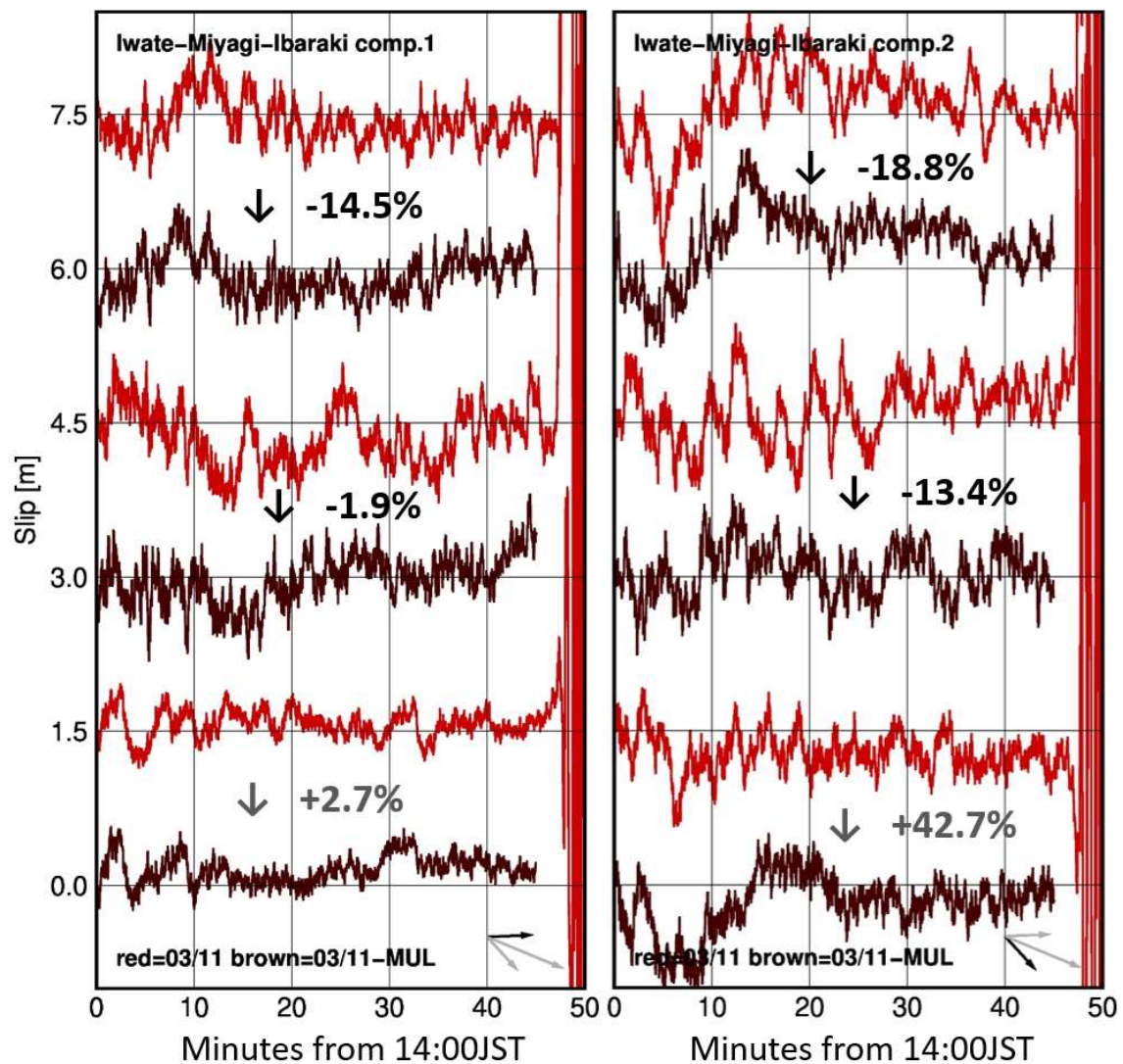


図 4.36 Sidereal filter 適用前後の推定すべり時系列の比較. 図 4.14 で示したものと同一の 3 つの小断層の時系列を, すべりの 2 成分それぞれについて示した. 上から順に岩手沖地震・本震・茨城沖地震の震源近傍の小断層の時系列で, 本震までの 50 分間 (14:00~14:50) の期間の時系列を 0.5m ずつオフセットして表示した. それぞれ赤色が適用前, 茶色が適用後の時系列で, 図中の数字は標準偏差の低下率を示す.

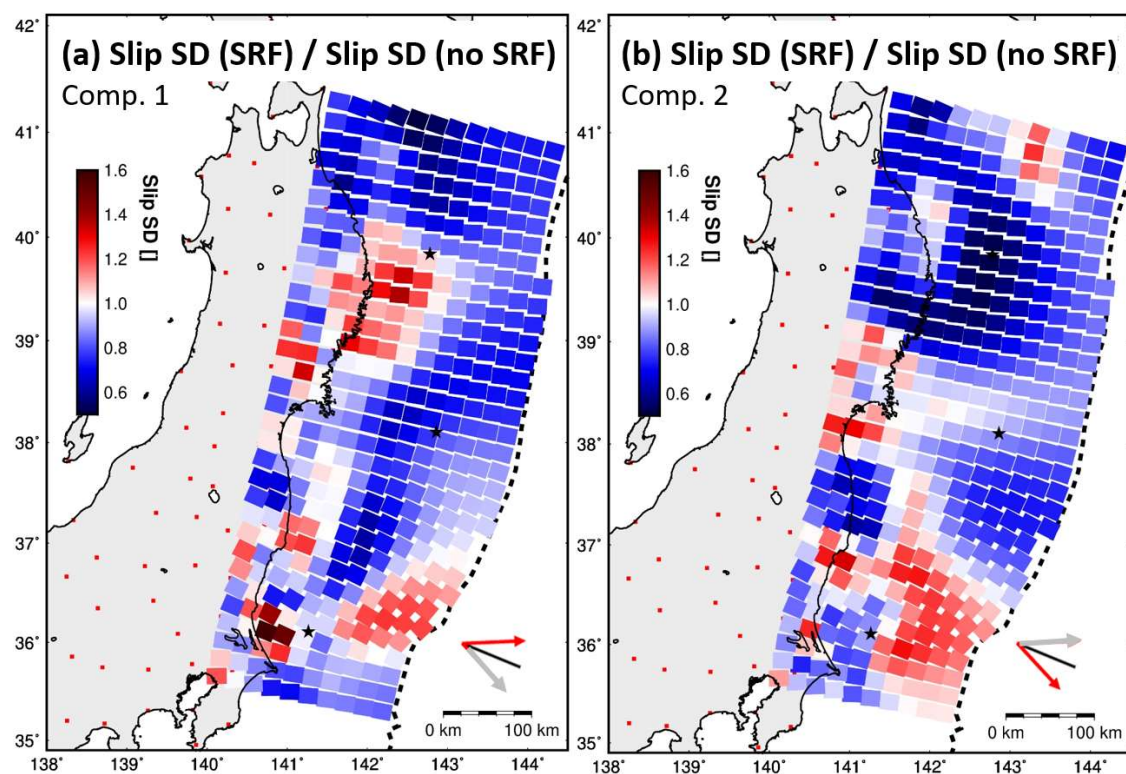


図 4.37 Sidereal filter 適用前後の，すべり時系列の標準偏差の比の分布．本震前の 45 分間 (14:00～14:45) の標準偏差の比を示しており，青色は適用後の方が標準偏差が小さい小断層を，赤色は適用後の方が標準偏差が大きい小断層を示す．

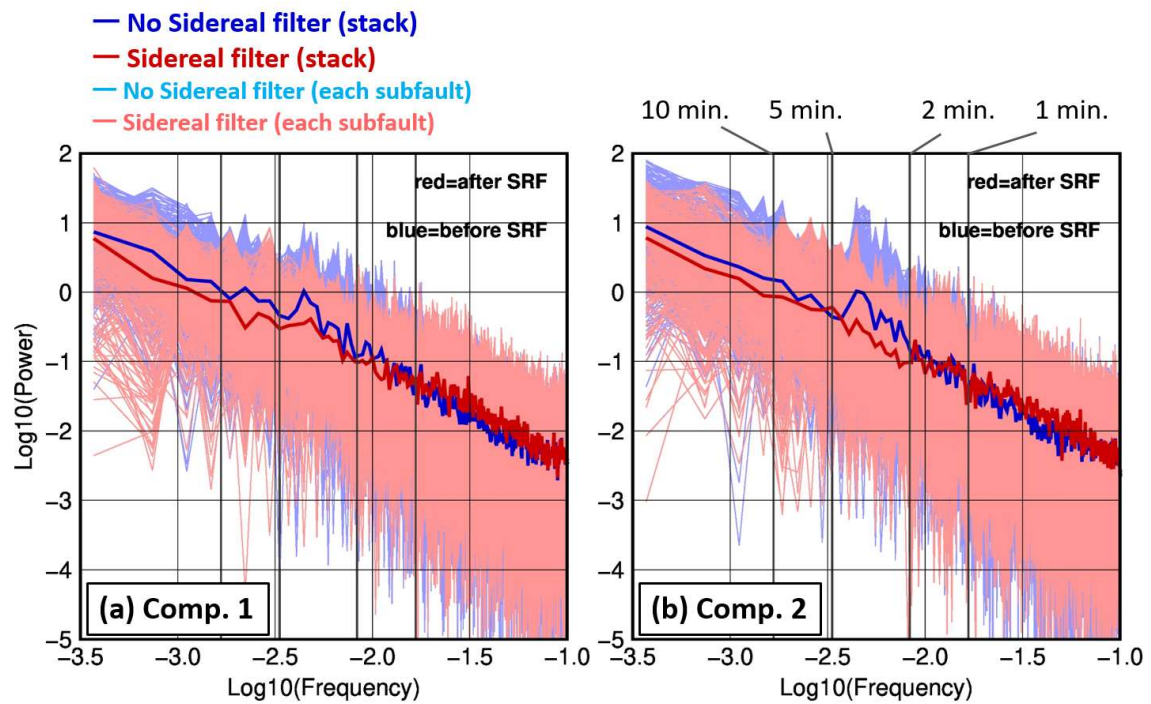


図 4.38 Sidereal filter 適用前後の、すべり時系列のパワースペクトル。赤色が適用後、青色が適用前の結果で、淡色の細線が各小断層の時系列のパワースペクトル、濃い太線が全小断層の時系列のパワースペクトルのスタックを示す。

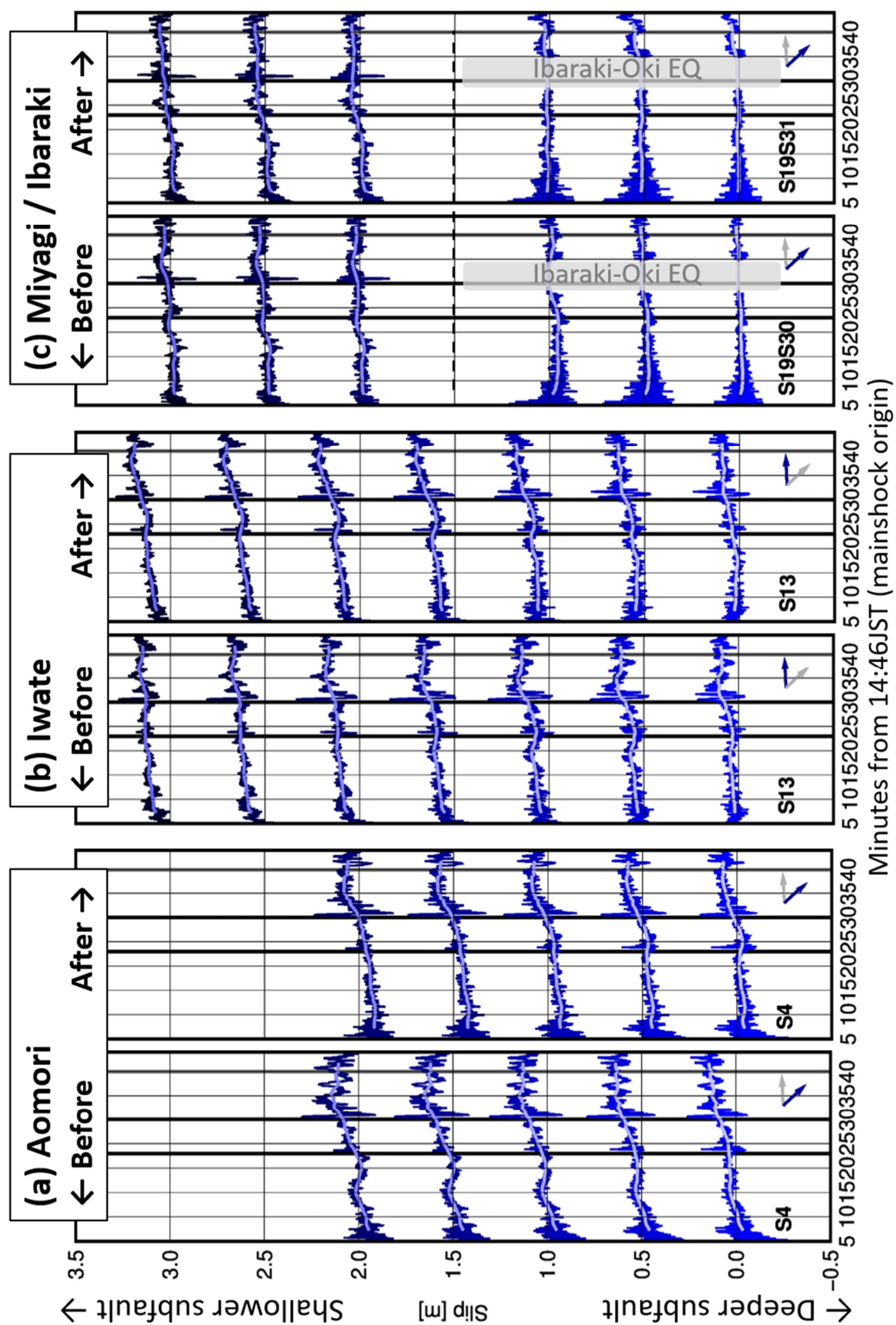


図 4.39 Sidereal filter 適用前後の初期余効すべり時系列の比較. 表示方法および表示している小断層は図 4.23 と同様で, (a) が青森の小断層 (図 4.23 の (a) の場所), (b) が岩手の小断層 (図 4.23 の (c)), (c) が宮城・茨城の小断層 (図 4.23 の (d), (e)) の時系列を示す.

5. 議論

本章では PTS で推定された 2011 年東北沖地震の初期余効すべりについて、地球物理学的な議論を試みる。また PTS の将来の活用に向けた、技術的課題についても最後に議論する。

5.1 PTS で推定された初期余効すべりに関する議論

本節では PTS で推定された初期余効すべりと地震時すべり・半日後以降の余効すべりとの時空間的な関係性、また初期余効すべり域の摩擦特性の評価についての議論を行う。議論を高精度に行うため、4 章の結果に代わり、断層すべりにランダムウォークの確率過程を用いた推定結果を用いる。以下に詳細を示す。

5.1.1 ランダムウォークの確率過程を用いた初期余効すべり推定

4 章の推定では、PTS の広帯域な断層すべり推定手法としての性能評価を目的とした。そのため岩手沖地震・茨城沖地震の地震時すべりを精度よく推定するために、本震後の期間においても断層すべりにホワイトノイズの確率過程を仮定した。一方、余効すべりのような、より時定数の長い現象を推定する場合、時系列の急激な変化を抑制するランダムウォーク等の確率過程を用いる方が本来は適切と考えられる。そこで余効すべりの特徴に注目する本節では、4 章で示した結果に代わり、本震後の期間にランダムウォークの確率過程を用いた推定結果を用いる。ランダムウォークの確率過程に関する定義については、2.2.4 節を参照頂きたい。

すべりの時間発展にランダムウォークを仮定した場合、茨城沖地震や岩手沖地震の地震時すべりに追従できず、その変動が地震発生後の時間帯の時系列に浸出する可能性がある。また解析時にバックワードスムージングを適用するため、地震発生前の時間帯についても地震時の変動の浸出が同様に懸念される。これら地震時すべりの混入を可能な限り避けるため、本研究ではランダムウォークの確率過程を比較的大きいプロセスノイズ値によって与えた。具体的には Cervelli et al. (2002) で用いられた値の 10^3 倍の、 $1.5 \times 10^{-2} [ms^{-1/2}]$ を試行錯誤的に選択した。図 5.1 (a) に同プロセスノイズ値による推定で得られる、茨城沖地震の震源近傍の小断層のすべり時系列の例を示した。また 10 分の 1 の $1.5 \times 10^{-3} [ms^{-1/2}]$ を用いた場合の、同じ小断層のすべり時系列も比較として示した。いずれのプロセスノイズ値による推定でも最終的なすべり時系列のオフセットの量はほぼ同じだが、 $1.5 \times 10^{-3} [ms^{-1/2}]$ の場合はオフセットがなだらかになり、地震発生前後の 4~5 分間に変動が浸出する。一方、 $1.5 \times 10^{-2} [ms^{-1/2}]$ の場合は浸出が少なく 1 分程度ですべりが立ち上がる。図 5.1 (b) にプロセスノイズ値 $1.5 \times 10^{-2} [ms^{-1/2}]$ の場合の茨城沖地震の推定す

べり分布を示す．最大すべり量 1.6m，マグニチュードは $M_w 7.72$ で，4 章の推定結果と同じになった．

以上の検討より，本研究ではプロセスノイズ値を $1.5 \times 10^{-2} [ms^{-1/2}]$ とした．その他の各種のパラメータ設定は全て 4 章と同様とした．また Sidereal filter の適用や岩手沖地震のすべり除去についても，4 章と同様に実施した．図 5.2 に推定される初期余効すべり時系列の例を示す．4 章の図 4.23 に示した時系列の例と比較すると，ほぼ同様の時間変化が推定されている．一方，時系列のノイズレベルは図 5.2 の方が大幅に小さい．図 5.3，5.4 に初期余効すべりの時空間発展と，本震後 36.5 分間の累積すべり分布を示す．本震直後の最初の 5 分間の平均をゼロとし，以降は移動平均ではなく各時刻のすべり時系列の値を直接用いた．いずれも 4 章で示したホワイトノイズによる推定結果 (図 4.27，4.29) とほぼ同様の結果となった．

以上のように 4 章で示した結果とほぼ同じ初期余効すべり時系列を，より低いノイズレベルで推定することができた．以降はこの結果を用いて議論を行う．また，すべり域の呼称等も 4 章と同様とする．

図 5.5 に本研究で推定された初期余効すべりの時空間発展の特徴について，改めて概要を示す．本研究で注目する青森・岩手・宮城のすべり域のうち，最初に初期余効すべりが推定されたのは岩手である．同すべり域では本震 14 分後の 15 時頃から浅い側を中心にすべりが示され，その後 5～10 分程度かけて深い側にもすべりが拡大した．以降は若干の減速が見られるものの，15 時 30 分まではほぼ継続してすべりが増加し，3 つのすべり域で最大のすべりが推定された．また本震 24 分後の 15 時 10 分頃から，すべり量が推定誤差を超える．これと前後して，本震 22 分後の 15 時 8 分に岩手沖地震が発生した．一方，宮城のすべり域では岩手より 10 分程度遅れ，本震 24 分後の 15 時 10 分頃からすべりが推定された．また，同 29 分後の 15 時 15 分に推定誤差を超える．その後は再び減速し，本震 34 分後の 15 時 20 分以降はすべり増加が少ない．青森のすべり域は最もすべりの出現が遅く，本震 29 分後の 15 時 15 分頃から急激にすべりが増加し，同時刻に推定誤差を超える．また 34 分後の 15 時 20 分以降は減速する．これらと前後して，本震 29 分後の 15 時 15 分に茨城沖地震が発生した．

以上のような 3 つのすべり域の初期余効すべりの時間発展の空間不均質は，これらの領域のプレート境界の摩擦特性の違いを反映している可能性がある．特に最も早い時刻にすべりが生じ，解析期間を通じて最大のすべりを生じた岩手のすべり域は，宮城のすべり域と比較して載荷せん断応力変化に敏感である可能性がある．

5.1.2 地震時すべり・先行研究による余効すべりとの比較

図 5.6 に PTS で推定された初期余効すべり分布と、過去の大地震の震源域、東北沖地震の本震のすべり域と余震分布、およびプレート境界地震の発生域の下限との比較を示す。まず図 5.6 (a) の過去の大地震のすべり域 (Yamanaka, 2005; Yamanaka and Kikuchi, 2003, 2004; 室谷ほか, 2003) との比較を見ると、岩手・宮城のすべり域の間の初期余効すべりが少ない領域 (北緯 38.5° 付近) は、過去に繰り返し発生してきた宮城県沖地震の震源域によく一致する。また 1938 年福島県沖地震の震源域も、宮城のすべり域に隣接する浅い側や南側に位置する。1989 年三陸沖地震や 1994 年三陸はるか沖地震の震源域は、岩手と青森のすべり域の間の領域に位置する。一方、1968 年十勝沖地震のすべり域は南半分が岩手沖地震のすべり域と一致し、北半分が青森のすべり域とその場所が重なる。

図 5.6 (b) では PTS による本震のすべり推定で、5m 以上のすべりが推定された範囲を茶色の枠線で示した。これと比較すると、初期余効すべり域は本震のすべり域と相補的であり、その大部分が本震で大きな地震時すべりを生じなかった領域にあることが確認できる。例えば北緯 38.5° 付近の初期余効すべりが少ない領域は、本震のすべり域の下端が深い側まで推定された領域とよく一致する。また図 5.6 (b) では 15 時 30 分までに解析領域内で発生した地震を、気象庁一元化震源カタログより全て抽出して示した。期間が短いため数は少ないが、いずれの地震も岩手・宮城のすべり域の中心を避けるように分布する。さらに Igarashi et al. (2001), Uchida et al. (2009), Kita et al. (2010) らが推定したプレート境界地震の発生域の下限と比較すると、岩手・宮城の初期余効すべりのピークはいずれも同発生域の下限付近に位置する。以上のように PTS で推定された初期余効すべり域は地震時すべりが発生する領域と相補的であり、初期余効すべり域が速度弱化から速度強化へ遷移する領域に位置することを示唆する。

次に先行研究で推定された余効すべりとの比較を行う。図 5.7 に PTS と Munekane (2012) で推定された、本震と岩手沖地震の間の同じ 10 分間のすべり分布を示す。両者で推定された初期余効すべり域の範囲はよく一致しており、いずれも岩手から福島の陸寄りの北緯 37.0° ~ 40.0° 付近、深さ 20~70km 付近の範囲にすべりが推定されている。一方、岩手付近のすべりのピークの位置は若干異なり、PTS の方が南寄りに推定している。また PTS によるすべり分布は福島付近にもピークを示している。推定すべり量も差異があり、Munekane (2012) は最大 4~5cm, PTS では最大 8~10cm のすべりが推定された。それぞれ 1 日当たりの量に置き換えると 5.8~7.2m/day, 11.5~14.4m/day となり、PTS の方が大きい。ただし PTS による推定では茨城沖地震のすべりに追従可能な平滑化強度を選択したため、Munekane (2012)

の推定より平滑化が弱い．平滑化パラメータ κ を半分の 0.015 (平滑化強度約 2 倍に相当) にした場合，10 分間の推定すべり量は最大 6~8cm となり，Munekane (2012) の推定値との差異は誤差の範囲内となる．また Munekane (2012) ではノイズレベルの高い上下成分の重みを下げているのに対して，PTS は視線方向を扱うため水平と上下の区別が無く，両者の重みは基本的に均一である．このような条件の違いを考慮すると，PTS と Munekane (2012) の推定結果は概ね一致すると考えられる．

Mitsui and Heki (2013) は本震直後 26 分間の初期余効すべりを推定しており，本研究と最も解析期間が近い．4 章で示したように同研究では岩手から宮城の陸寄りに 2 枚の矩形断層を仮定し，26 分間で 0.19~0.24m のすべりを推定している．これらの矩形断層は PTS で推定された岩手のすべり域とよく対応しており，陸側の 1 枚が PTS で最大のすべりを推定した領域と一致する．また Mitsui and Heki (2013) の推定すべり量を 1 日当たりに置き換えると，10.5~13.3m/day となる．PTS による 36.5 分間の推定すべり量は最大 0.21m であり，同様に置き換えると 8.3m/day となる．このように解析期間や領域，推定の条件に差異があるが，PTS と通常測位で推定された初期余効すべり域は，本震直後の数十分間についてはおおよそ一致する．またすべり速度についても 1 日当たり数 m から十数 m であり，オーダーでは一致する．

図 5.8 に異なる期間の推定結果の比較として，PTS による初期余効すべり分布と Munekane (2012) による初期余効すべり分布，Ozawa et al. (2011) による余効すべり分布，加えて Maulida (2021, 博士論文) による余効すべり分布との比較を示す．Maulida (2021, 博士論文) はキネマティック測位時系列に空間フィルタ，主成分分析を適用して S/N 比を向上させ，本震後数時間から数日の余効すべりの時空間発展を推定した．図 5.8 (d) では Maulida (2021, 博士論文) による推定結果のうち，本震後 18 時間の余効すべり分布を示した．図 5.8 を見ると，PTS による 15 時 30 分までの推定では主に岩手と宮城付近に二つのすべり域が示されている．一方，Munekane (2012) による 15 時 30 分からの 4 時間のすべり分布では関東まですべり域が広がり，千葉県沖に独立したすべり域が推定されている．また岩手沖地震の震源域に隣接する，岩手沖の浅部にもすべりが推定されている．Maulida (2021, 博士論文) による本震後 18 時間のすべり分布でも岩手から茨城にかけて余効すべりが推定され，千葉県沖に独立したすべり域が示されている．また Ozawa et al. (2011) による本震後 2 週間のすべり分布も同様の特徴を示しており，岩手から関東までのすべり域と千葉県沖の独立したすべりのピークが推定されている．

以上のように，通常測位を用いて推定された本震後数時間以降の余効すべりは，いずれも

類似した範囲に分布する。また PTS で推定した 15 時 30 分までの期間においてすべりが小さい、福島以南にも余効すべりが推定されている。さらに南北二つのすべりのピークを推定した PTS と異なり、宮城北部付近でも大きなすべりが推定されている。一方、いずれの結果も PTS による岩手のすべり域と、ほぼ同じ位置に大きなすべりが推定されている。

これらの比較より、地震直後に岩手と宮城付近で発生した余効すべりが本震後数時間以内に走向・深さ方向に拡大し、以降はほぼ同じ範囲が継続してすべったと考えられる。また岩手付近は初期から継続して最大のすべりを生じたと考えられる。PTS による推定によって、日座標値では捉えられない、余効すべり域の拡大・移動のごく初期の過程を、時空間的に連続的に把握したことになる。1 章で述べたように、これら地震直後の余効すべりの動態を推定した研究は少なく、本研究の結果の意義は大きい。序論で挙げた他の地震の初期余効すべりに関する先行研究でも、同様なすべり域の段階的な拡大や移動が推定されている (e.g., Miyazaki and Larson, 2008; Yano et al., 2014; Malservisi et al., 2015)。例えば Miyazaki and Larson (2008) は 2003 年十勝沖地震の初期余効すべりについて、走向方向・深さ方向の両方への複雑なすべりの伝搬を推定した。また Malservisi et al. (2015) では 2012 年 Nicoya 地震の初期余効すべり域が、徐々に浅い側へ移動したことを推定している。一方で東北沖地震における本研究や先行研究の推定結果においても、すべり域の走向方向や深さ方向の拡大・移動が示唆された。このような他のイベントの事例と東北沖地震の事例との比較も、背後にあるプレート境界の特性の空間不均質を議論する上で重要である。

一方、本研究の解析期間は本震後の数十分間にとどまる。ここまでに挙げたような数時間後以降を扱った先行研究との対等な比較を行う上では、PTS による解析も半日後まで延長するのが望ましく、将来課題である。

5.1.3 初期余効すべり域のプレート境界の摩擦特性の推定

序論で述べたように、初期余効すべりの観測値から断層面の摩擦特性およびその空間不均質を定量評価した先行研究は少ない。そこで本節では、PTS で推定された初期余効すべり時系列と、同じく PTS で推定された本震のすべりから期待される応力変化を用いて、プレート境界の摩擦特性の評価を試みる。

すべり速度と載荷せん断応力の関係を記述するモデル、いわゆる摩擦構成則として多く用いられているのが、Dieterich (1979) で発見された速度状態依存の摩擦構成則である。Dieterich (1979) は岩石のすべり実験ですべり速度をステップ的に速やかに変化させ、せん断応力の応答を測定した。これにより摩擦面の状態が一定の条件下での、すべり速度と載荷

せん断応力の連続的な関係を得た．式 (5.1) にその関係を示す．

$$V = V_* \exp\left(\frac{\tau - \Phi}{A}\right) \quad (5.1)$$

V がすべり速度， τ が載荷せん断応力を示す．両者は指数関数的な関係を示し，定数 A が小さいほど速度が応力に敏感となる．また V_* は基準すべり速度， Φ は摩擦強度を示す．

(5.1) 式は応力が左辺となるよう変形し，式 (5.2) のように書かれることが多い．

$$\tau = \Phi + A \ln(V/V_*) \quad (5.2)$$

上式の第二項は，速度の直接効果と呼ばれる．第一項の摩擦強度は，静的接触による固着の進行やすべりの発生による固着の解消等，過去のすべり履歴を反映した摩擦面の状態の変化に伴い時間変化する．このような摩擦面の状態の効果については多くのモデル・理論が提案され (e.g., Dieterich, 1972, 1978; Ruina, 1983; Beeler et al., 1994)，同効果も加えて速度状態依存の摩擦則は式 (5.3) のように記述されることが多い．

$$\tau = \Phi_* + A \ln(V/V_*) + B \ln(\theta/\theta_*) \quad (5.3)$$

θ は状態変数と呼ばれ，例えば時間経過に伴う断層の強度回復や，すべりの発生によるその遅れの効果等が同パラメータで記述される．また Φ_* と θ_* はそれぞれ摩擦強度，状態変数の基準値を示す．このように速度状態依存の摩擦則は，すべり速度と断層面の状態の効果を組み合わせて摩擦強度を記述するモデルである．以下では同摩擦則に基づき，推定された初期余効すべりの時空間発展からプレート境界の摩擦特性に関する情報の抽出を試みる．

地震前後のある時点におけるせん断応力とすべり速度の関係を式 (5.4) に記す．ここでは地震前後のせん断応力を τ_1 ， τ_2 ，すべり速度を V_1 ， V_2 ，状態を θ_1 ， θ_2 とそれぞれ表す．

$$\begin{aligned} \tau_1 &= \Phi_* + A \ln(V_1/V_*) + B \ln(\theta_1/\theta_*) \\ \tau_2 &= \Phi_* + A \ln(V_2/V_*) + B \ln(\theta_2/\theta_*) \end{aligned} \quad (5.4)$$

上式の差分により，地震前後のせん断応力変化は以下の式 (5.5) のように表される．

$$\Delta\tau \equiv \tau_2 - \tau_1 = A \ln(V_2/V_1) + B \ln(\theta_2/\theta_1) \quad (5.5)$$

ここで本研究では地震直後の数十分間というごく短い時間スケールを扱ったため、地震前後の状態 θ_1 と θ_2 はほぼ等しいと考えられる。この場合 (5.5) 式の第二項がゼロとなり、第一項の速度の効果のみが残る。すなわち速度の効果のパラメータ A を、地震前後の応力変化とすべり速度で式 (5.6) のように表すことができる。本章では同式を用いて速度の効果のパラメータ A を推定し、その空間不均質を議論する。

$$A = \Delta\tau / \ln(V_2/V_1) \quad (5.6)$$

載荷せん断応力変化 $\Delta\tau$ は、東北沖地震の本震のすべりがもたらす応力変化および初期余効すべり自体がもたらす応力変化となる。また V_1 が地震前の定常すべり速度、 V_2 が初期余効すべり速度となる。 A が小さいほど応力変化に敏感なことを意味する。以下では応力変化とすべり速度の取り扱いを順に示す。

本震のすべり、初期余効すべりから期待される応力変化は、いずれも PTS で推定されたすべりから Okada (1992) の均質半無限弾性体のグリーン関数に基づいて計算した。計算には Toda et al. (2011) によるソフトウェア Coulomb 3.3 を使用し、Dip slip がもたらす Dip 方向のクーロン応力変化を小断層毎に得た。また摩擦係数は 0.40 とした。図 5.9 に本震のすべりによる応力変化の計算結果を示す。正の値が逆断層すべり促進、負の値が逆断層すべり抑制のセンスを表す。また以降、応力変化の単位は MPa で統一する。式 (5.6) のようにすべり速度は地震前後の比で無次元となるため、この後示す A の単位も応力変化と同じく MPa となる。本震で大きなすべりが推定された浅部の小断層は大きな負の値となり、本震すべり域に隣接する深部の小断層の多くで正の値を示す。特に岩手の北緯 39.0~40.0° 付近や、宮城から福島の前緯 37.0~38.0° の領域で大きな応力変化が示され、最大 4~5MPa となった。図 5.4 の初期余効すべり分布と比較すると、これらの応力変化が大きい領域は岩手・宮城のすべり域とよく一致する。一方、応力変化と初期余効すべりのピークの位置は、必ずしも一致しない。岩手のすべり域で最大の応力変化が期待されるのは北緯 39.5~40.0° 付近だが、初期余効すべり量が最大となったのは図中に黒枠で表示したやや南の小断層である。また宮城のすべり域では北緯 37.5°、深さ 40km 付近の小断層で最大の応力変化が示されたが、初期余効すべり量が最大となったのは、これよりやや北側の小断層である。このような応力変化とすべり量の空間分布の不一致は、 A の空間不均質など、摩擦特性の不均

質を示唆する。

初期余効すべりによる応力変化を同様に計算した結果を、図 5.10 に示す。15 時 30 分までのすべりから期待される応力変化は最大でも 0.07MPa 程度で、大部分の小断層で本震のすべりによる応力変化の数%から 10%以下にとどまる。そのため初期余効すべり自体による応力変化は無視し、本震のすべりによる応力変化のみを $\Delta\tau$ として用いる。

次にすべり速度について述べる。図 5.6 に示したように推定された初期余効すべり域は地震時すべり域と相補的であり、速度弱化から速度強化に遷移する領域に位置する。したがって地震前の固着はゼロではないものの、比較的弱かったと考えられる。そこで地震前の定常すべり速度 V_1 は領域全体で一様とし、日本海溝における太平洋プレートの沈み込み速度 8.3cm/year ($= 2.27 \times 10^{-4} [m/day]$) (DeMets et al., 2010) を用いた。本震で大きくすべった浅部は固着が強かった領域であり、同仮定は成り立たないと予想される。そのため本章の以降の議論では、初期余効すべり域の A の推定結果のみを扱う。

序論でも述べたように、地震時すべりによるステップ的な応力変化に対するすべり速度の応答は、一定程度の時間遅れを伴って生じる (e.g., Miyazaki et al., 2004a; Perfettini and Ampuero, 2008)。図 5.11 にばねスライダーの数値シミュレーションで示される、すべり速度と载荷応力の関係を示す。断層が応力変化を受けると、すべり速度は初めの一定期間は応力に比例して直線的に増加し、最終的な载荷応力に達した後は定常状態に向かって減衰し、応力・速度ともに次第に低下する。したがって図中に赤丸で示した、加速を完了した時点における速度を初期余効すべり速度 V_2 として用いるのが適切である。一方、すべりの加速の終了を正確に特定するのは容易でない。そこで本節では PTS で推定された初期余効すべり時系列から、大きく分けて 3 種類の方法ですべり速度を求め、それぞれで A の推定を行った。いずれの場合のすべり速度も応力変化と同様に、Dip slip のみを扱った。以下ではその詳細と結果を順に示す。また便宜上すべり速度の対数の値も、単にすべり速度と言う。

まず、PTS で推定された 15 時 30 分までの累積の初期余効すべり量を本震後の解析期間の長さ (36.5 分) で除算し、すべり速度として用いた場合を示す (以降、「すべり速度 1」と呼称)。図 5.4 に示した推定すべり量を Dip 方向に投影し、 $\ln V_2$ の分布を示したものが図 5.12 である。負の速度を示す小断層はマスクした。差は小さいものの、岩手のすべり域は宮城より大きな速度を示す。また、すべり量が小さい浅部や茨城沖の小断層は速度も小さく、 $\ln V_2$ は一部で大きな負の値をとる。

同速度を用いた A の分布を、図 5.13 に示す。また表 5.1 に A の値の領域毎の平均値と標準偏差を示す。ここでは図 5.13 に黒枠で表示したように、走向・深さ方向に 4 列の 16 小

断層毎の平均値と標準偏差を求めた．図中にもその平均値を記している．推定された A は初期余効すべり域の大部分で $0.1\sim 0.5$ MPa 程度となり，特に走向方向の不均質性が確認できる．例えば青森のすべり域に対応する，図中で“①”と記した領域の A の平均値は 0.14 MPa である．同様に岩手のすべり域 (図中“③”) は 0.13 MPa, 宮城のすべり域 (図中“⑤”) は 0.22 MPa である．また両すべり域の間の領域 (図中“④”) は最も A が小さく，平均 0.08 MPa となった．以降，同領域を「宮城北部」と呼称する．このように岩手・宮城のすべり域の A は， $1.5\sim 2.0$ 倍の差異がある．また他の領域も含めると，走向方向に数倍の不均質が推定されている可能性がある．一方，各領域内における A の値のばらつきは 0.10 前後から，大きくて 0.15 程度となった．これは A の平均値の領域間の差異と同程度か，もしくは上回る大きさである．

次に，本震後の解析期間を 3 分割し，各 12 分間のすべり量をすべり速度として用いた場合を示す (以降，「すべり速度 2」と呼称)．図 5.14 に本震 $7.5\sim 19.5$ 分後， $19.5\sim 31.5$ 分後， $31.5\sim 43.5$ 分後のすべり量を用いた A の計算結果を示す．また同様に領域毎の A の平均値と標準偏差を表 5.2 に示す． $7.5\sim 19.5$ 分後を用いた場合，青森のすべり域付近は値を得られていないが，他の領域の A の空間的傾向はすべり速度 1 の場合とよく類似する．岩手のすべり域は平均 0.13 MPa であるのに対して，宮城のすべり域は平均 0.20 MPa と約 1.5 倍の差異となった．また宮城北部が最も低い値であるのも同様に，平均 0.08 MPa となった． $19.5\sim 31.5$ 分後を用いた場合，岩手沖地震のすべりの除去の影響ですべり速度が不安定となり，値を得られない小断層が多くなった．一方，値を得られた小断層のみで平均すると，岩手・宮城のすべり域の A はそれぞれ 0.17 MPa と 0.24 MPa, 宮城北部は 0.08 MPa で，これら領域の A の値の大小関係は前の期間と同様である． $31.5\sim 43.5$ 分後を用いた場合もすべり速度が小さい，又は負の小断層が多く，値を得られていない小断層が多い．岩手のすべり域の A は平均 0.13 MPa で， $7.5\sim 19.5$ 分後を用いた場合や，すべり速度 1 の場合と近い値となった．また宮城のすべり域の A は平均 0.36 MPa となった．このようにすべり速度の値が多少不安定な場合があるが，岩手のすべり域の A は宮城のすべり域よりすべての場合で小さい．ただしすべり速度 1 の場合と同じく，領域内の A のばらつきは領域間の A の差異と同程度かそれを上回る大きさである．

以上のようにすべり速度 1・2 いずれの場合も， A の走向方向の不均質を示唆する結果が得られた．そこで第三に解析期間中のすべり速度の推移に基づき，その最大値を抽出した場合を示す (以降，「すべり速度 3」と呼称)．図 5.15, 5.16 に青森・岩手・宮城のすべり域における $\ln V_2$ の平均値の時間変化を示す．ここでは各時刻の前後 6 分間のすべり増加量を

10 秒間隔で求め、すべり速度の推移として示した。例えば本震 13.5 分後におけるすべり速度は、10.5～16.5 分後の間の増加量から求めた。宮城のすべり域については、すべり速度 1 や 2 の場合において走向方向の変化が大きかったため、走向方向に 1 列ずらした領域も併せて用いた。図 5.15 (b) のように $\ln V_2$ の値はいずれの領域でも、概ね 1.5～3.0 程度の値で推移する。また図 5.15 (a) に各すべり域の 16 小断層のすべり速度の標準偏差を示した。その大きさは概ね 0.2～0.5 程度だが 1.0 近い場合もある。すなわち、すべり域内の $\ln V_2$ のばらつきが 3 割から最大 6 割程度の誤差となりうる。また図 5.16 (a) では求めたすべり速度の推移の 5 分移動平均を表示し、平均に用いた各 5 分間の速度の標準偏差をエラーバーとして付した。その大きさは時刻によっては 0.5 程度となり、時間方向のばらつきも 3 割程度の誤差になりうる。

求められた各すべり域の平均すべり速度は、いずれも解析期間中に顕著な変動を示す。青森のすべり域は解析期間前半の速度が小さく、本震 25 分後付近に急激に加速して 30 分後付近でピークを示す。岩手のすべり域は本震 17 分後付近と 35 分後付近にピークを示し、その間の 20～25 分後付近に大きく低下する。宮城のすべり域は 17 分後付近と 30 分後付近にピークを示し、岩手と同様に 20～25 分後は低下する。このように解析期間前半と後半の主に 2 つの時間帯に、すべり速度のピークが確認できる。ただし青森と岩手のすべり域は、両者の間の時間帯に岩手沖地震のすべり除去の影響を含み、その取り扱いに注意が必要である。4 章で述べたように岩手沖地震発生前後の 5 分間 (15:07～15:12, 本震 21 分後～26 分後) については、地震時オフセットを除いたうえですべり時系列を水平に繋ぎ合わせている。そのため同期間の付近では、すべり速度は過小評価される。実際に岩手のすべり域の平均すべり速度は本震 20～25 分後に最小となっており、同期間の本来のすべり速度はより大きい、もしくは同期間中に本来のすべり速度のピークが存在した可能性もある。

以上の点を考慮し、すべり速度の最大値として 3 種類の値を求めた。第一に図 5.15 の時系列に 2 次関数による近似を適用し、得られる近似曲線の最大値を求めた。また第二に本震 15 分後～18 分後のすべり速度の平均を、第三に本震 30 分後～33 分後のすべり速度の平均を求めた。以降、それぞれ「すべり速度 3a, 3b, 3c」と呼称する。図 5.16 (b) に 2 次関数近似の結果を示す。青森・岩手のすべり域については、岩手沖地震のすべり除去の影響を含む 15 時 4 分から 15 分 (6 分間の増加量から速度を求めるため、影響範囲は 15:07～15:12 に前後 3 分ずつ足した 11 分間) のデータ点を除外して近似を行った。青森のすべり域は本震 30 分後付近、岩手・宮城のすべり域は 25 分後から 30 分後に極大となる。その値、すなわちすべり速度 3a は 2.4～2.9 程度である。すべり速度 3b, 3c は 0.5～2.9 程度の値となった。

表 5.3 に、すべり速度 3a, 3b, 3c から計算される各領域の A の値を示す。すべり速度 3b と 3c による値については、計算に用いた各領域や時間窓の応力変化とすべり速度の標準偏差から、誤差伝搬の法則に基づき推定誤差を求めた。すべり速度 3a を用いた場合、 A は南の領域ほど高い値となった。岩手・宮城のすべり域では 1.5 倍の差異を示す。すべり速度 3b は岩手・宮城のすべり域の両方が顕著なピークを示す速度であり、両すべり域の比較には最も適していると考えられる。岩手のすべり域の A は 0.13 MPa、宮城は 0.20 MPa で、最大 1.5 倍の差異となった。青森のすべり域については 0.15 MPa となった。同様にすべり速度 3c は、青森・宮城のすべり域がピークを示す速度である。 A の値はそれぞれ 0.12 MPa、0.18 MPa で、青森のすべり域の方が小さくなった。岩手のすべり域の A は 0.13 MPa である。このようにすべり速度 1, 2 の場合とほぼ同様の A の空間不均質が示されたが、やはり領域間の A の差異と各領域の A の推定誤差は同程度の大きさとなった。

図 5.17 に、すべり速度 3 を用いた A の値の走向方向のプロファイルを示す。ここでは走向方向に 1 列の 4 小断層、又は 2 列の 8 小断層で A の値を計算した。すべり速度 3b による値は解析領域北部で一部不安定となるが、その他は基本的にすべり速度 3a, 3b, 3c いずれもよく一致する。図 5.17 を見ると A の値は走向方向で変化する。例えば岩手のすべり域は A の値が両隣より若干小さく、0.10~0.15 MPa 程度の極小値を示す。また宮城北部 (図の縦軸 300~350km 付近) はさらに A が小さく、最小で 0.05 MPa 付近まで落ち込む。一方、さらに南に向かうと A の値は再び上昇し、宮城のすべり域で最大 0.20~0.25 MPa 程度になる。この他、岩手沖地震の震源域付近 (図の縦軸 100~200km 付近) でも A の大きな変動が見られるが、これまで述べたように同地震のすべり除去の影響があるため、解釈は難しい。また図 5.17 では初期余効すべり量のプロファイルも併せて表示した。岩手のすべり域では A が極小値を示し、初期余効すべり量は極大となる。小さい A が载荷応力変化に敏感であることと、同結果は整合的である。一方、他領域では A と初期余効すべり量が正の相関を示す箇所も見られる。すなわち A が小さい場所で、必ずしもすべり量が大きくはならないという結果が得られた。この原因として余効すべりの空間平滑化の影響や断層すべり自体の推定誤差等が考えられるが、継続した検討が必要である。

このように、岩手・宮城のすべり域の A の値は、0.10~0.20 MPa 程度の範囲に推定された。また両すべり域の間で最大 1.5 倍程度 A の値に相違があり、岩手のすべり域の方が相対的に A が小さい、すなわち载荷せん断応力に対して敏感である可能性がある。さらに走向方向の A の傾向を求めると、より細かな空間不均質も見られ、解析領域内で最大数倍の差異がある可能性がある。このような速度の効果のパラメータのみを直接推定することは、

状態の効果が小さい，地震発生直後の短い期間のデータセットでのみ実現可能である．

一方，ここまで示したように領域間の A の差異と比較して，各領域内の A のばらつきは同程度かそれを上回る大きさである．したがって今回得られた A の値の空間不均質がどの程度有意であるかは，引き続き検討が必要である．また個々の小断層におけるすべりの推定誤差も，すべり速度とすべりから期待される応力変化の両方に不確実性をもたらす．本震による応力変化の不確実性の影響を検証するには，通常測位などの異なる手段によるすべり推定値を用いることも考えられる．ただし，これまで述べてきたように数十分という短い時間スケールで地震時すべりと初期余効すべりを分離した研究事例は少ない．例えば日座標値によるすべり分布では地震時すべりに加えて地震後数時間から半日の初期余効すべりも含むことになり，両者の効果の切り分けが困難となる．このように他のすべり推定結果を用いた比較や検証を行う場合は，その解析期間に注意する必要がある．

加えて今回は，地震間の定常すべり速度を解析領域内で一様とした．すべり速度は対数で扱われ，また基準すべり速度は初期余効すべり速度よりはるかに小さいため，その空間不均質は大きな誤差にならないことが期待される．例えば，表 5.4 に基準すべり速度をプレート沈み込み速度の半分の 4.15cm/year とした場合，すなわち解析領域が 50% 固着していると仮定した場合の A の値を示す． A の値の変化は 5~7% であり，表 5.3 に示した結果と大きく違わない．また，Suwa et al. (2006) や Loveless and Meade (2010) で示されている東北沖地震以前のプレート間固着分布においても，初期余効すべり域内の定常すべり速度にオーダーを超える不均質は見られない．一方，前述の誤差要因と組み合わせて A の推定の不確実性を高精度に見積もる場合は，定常すべり速度の空間不均質の考慮が必要になる可能性がある．このような A の推定誤差の定量化は今後の検討課題である．

本研究で推定された A の値は $0.05\sim 0.25\text{ MPa}$ 程度の範囲となった．一方，室内実験で得られる A の値はこれより小さい．例えば Marone and Cox (1994) は平滑な岩石と凹凸を加えた岩石を用いた 2 種類の摩擦面の状態におけるすべり実験を行い，法線応力 5 MPa ，室温の条件下で $0.025\sim 0.10\text{ MPa}$ 程度の値を得た．また Blanpied et al. (1998) は法線応力 400 MPa として，様々な温度・間隙流体圧の条件下での摩擦パラメータの値を推定した．日本海溝の沈み込み帯の深部に近い $300\sim 400^{\circ}\text{C}$ の温度条件下では，概ね 10 MPa の範囲の値を得ている．このように本研究で得られた A の値は室内実験による値と同じオーダーか，もしくは二桁程度小さい．いずれの研究も初期余効すべりが推定された深度 50 km 付近の静岩圧より法線応力が小さいなど，条件の違いがある．そのため単純比較は難しいが，両者の相違の原因についても引き続き議論が必要である．

本研究では岩手のすべり域の A の値が宮城のすべり域より小さい、すなわち相対的に載荷せん断応力変化に敏感であるという推定結果が得られた。したがって岩手のすべり域は宮城よりも固着が弱く、本震後の余震活動が活発になると予想される。日本海溝では繰り返し地震を用いたプレート境界の固着状態の推定や余効すべり、SSE の推定、および摩擦特性の不均質の議論が数多く行われている (e.g., Matsuzawa et al., 2002; Uchida et al., 2009; Uchida and Matsuzawa 2011, 2013; Uchida et al., 2019)。例えば Matsuzawa et al. (2002) は岩手県の釜石沖で 5~6 年間隔で規則的に発生する地震の系列を発見し、これらが繰り返し地震であることを示した。またその発生機構や規模から同繰り返し地震が、安定すべりの領域内に孤立して存在する固着域の破壊によるものであることを示した。同研究では岩手の北緯 39~40° 付近の陸寄りの領域で、過去に M6 級を超える大地震の発生が知られていないことにも着目し、同領域が強い固着を起こせない領域である可能性を指摘している。同研究で発見された釜石沖の繰り返し地震の発生域は、PTS で最大の初期余効すべりが推定された場所とよく一致する。Uchida and Matsuzawa (2011) は東北沖地震前の日本海溝全域の固着分布を、繰り返し地震の分布から推定した。図 5.18 に本研究で推定された A の分布と Uchida and Matsuzawa (2011) による固着分布、また Maulida (2021, 博士論文) で示された本震後 9 日間の余震数の分布との比較を示す。Uchida and Matsuzawa (2011) では岩手の陸寄りのプレート境界の固着が他の領域より弱いことを示し、また推定結果から同領域が本震のすべりの進展を止めるバリアとなった可能性を指摘している。さらに本震後 9 日間の余震分布を見ると、岩手のすべり域は宮城のすべり域より多数の余震が分布する。これらの先行研究の結果と本研究で推定された摩擦特性の不均質は整合的である。

一方、宮城北部については A が最も小さく推定されたが、Uchida and Matsuzawa (2011) の推定結果では強い固着が示されている。余震活動も岩手のすべり域ほど活発ではなく、これらの特徴は本研究の推定結果と必ずしも整合しない。また Uchida and Matsuzawa (2013) は東北沖地震発生直後から 2011 年末までの余効すべりの時空間発展を、繰り返し地震の時空間分布から推定した。同研究では本震のすべり域に近い領域ほど繰り返し地震の活動が急激に加速したことを示し、本震で大きな応力擾乱がかかった領域から順に余効すべりが進展した可能性を指摘している。また同研究で推定された 2011 年末までの余効すべり分布では、本研究で初期余効すべりの推定値が小さかった宮城北部で最も大きなすべりが推定されている。図 5.7 に示したように通常測位を用いて推定された半日後以降の余効すべり分布でも同領域で大きなすべりが推定されており、同領域は地震直後にあまりすべりが生じず、半日後以降には逆に活発に余効すべりを生じたことになる。このような宮城北部の特

微的な挙動と本研究の結果との関係性については、引き続き議論が必要である。

以上のように東北沖地震前後のプレート境界のすべり現象や背景の摩擦特性については、地震学的データからも多くの知見が得られている。これらの先行研究による知見と本研究の結果との比較及び議論も重要であり、引き続いた議論が必要である。また本研究では地震直後の短時間を扱ったことを活かして A を単独で推定したが、Miyazaki et al. (2004) のようにより長い時間スケールのデータを用いた $A - B$ の推定も既に行われている。両者のような推定を組み合わせれば A と B 両方を把握可能になり、プレート境界の特性の理解や地震発生予測に有用と期待される。

5.2 PTS の活用に向けた技術的課題

5.2.1 PTS を用いたリアルタイム地震時すべり推定

本研究では PTS による地震時すべり推定を、IGS 最終暦と放送暦に基づいて行った。その結果、2016 年熊本地震と 2011 年東北地方太平洋沖地震いずれの適用事例においても、放送暦を用いた場合も誤差の範囲内でほぼ一致する地震時すべり分布を推定可能なことが示された。これは地震時のような短い時間スケールにおける、GNSS を用いた地殻変動観測の安定性を示す結果と言える。

こうした短い時間スケールでの GNSS の安定性を検証するために、衛星の軌道暦の安定性について検証する。図 5.19 に 2011 年 3 月 11 日の 24 時間における、IGS 最終暦と放送暦で与えられる衛星位置の差異を示す。また図 5.20 に東北沖地震への適用事例における、IGS 最終暦と放送暦で与えられる搬送波二重位相差の観測値を示す。図 5.19 のように 2 種類の軌道暦で与えられる衛星位置は 3 成分いずれも数十 cm の乖離があり、これらを合わせたノルムでは 1.0~1.4m の相違となる。東北沖地震への適用事例で解析した期間においては、1.1~1.3m の相違を示している。一方、図 5.20 を見ると、2 種類の軌道暦に基づく観測値はよく一致することが確認できる。両者の乖離は解析期間を通じて平均 1~5cm 程度の大きさで推移し、解析期間中の全観測値での RMS は 4.7cm である。また VR 値は 97.2%であり、極めて良い一致を示す。すなわち軌道暦で与えられる衛星位置に m 単位の誤差があっても、PTS の観測量である搬送波二重位相差の相対変化においては数 cm の影響にとどまる。つまり、衛星軌道暦の誤差に対して用いる観測量への影響が少ない。

以上のような比較から、軌道暦の誤差の PTS による地震時すべり推定への影響が少ないことが示された。一方、2 種類の軌道暦に基づく観測値の相違は平均約 5cm であり、これは 4 章で示した初期余効すべりから期待される地表変位量と同程度の大きさである。したがって初期余効すべり等、より微細なすべりの推定を、放送暦によって行うのは困難と考えられ

る.

現行の PTS は断層幾何を固定値として事前に与える必要があるため、PTS による地震時すべり即時推定は、主としてプレート境界型地震で行うことが考えられる。また REGARD のような自動的な推定を行う場合、地震時すべりの発生を自動的に検出する手法を組み込むことも考えられる。4 章で示したように東北沖地震への適用事例における本震のすべり推定の不確実性は、すべり量で平均 1.5m、最大 2.2m 程度である。ただしこの不確実性は、カルマンフィルタで推定される未知数の分散・共分散行列から得られる値である。実際の推定すべり時系列自体の標準偏差は本震前の 45 分間で 0.1~0.4m 程度であり、すべり量の不確実性としては 0.2~0.7m 相当となる。これらの値と小断層 1 枚の面積から検出能力の下限を計算すると、 $M_w6.2\sim7.0$ 相当となる。Suito (2016) は日本付近のプレート境界上の様々な断層すべりから期待される地表変位量を求め、GEONET の F3 解に基づく地震時永久変位の検出能力の下限を網羅的に探索した。同研究は、震源と観測点の距離にもよるが、日本海溝の場合はその下限が $M_w6.5\sim7.0$ となることを示している。これと比較すると、PTS で検出可能な地震規模の下限は、通常測位を用いる場合と大幅には変わらない。いずれにせよ地震時すべりを自動的に検出するのであれば、このような推定の不確実性の評価手法も検討課題である。

5.2.2 PTS における未知パラメータ推定・分離精度の定量把握

PTS では断層すべりと他の誤差要因を並列で扱うため、それらの推定・分離の状況を一体的に評価できる。第 3 章と同様の手法で、東北沖地震への適用事例における、各未知パラメータの搬送波二重位相差への寄与を求めた結果を図 5.21 に示す。

図 5.21 のように搬送波位相二重位相差の観測値は、平均 1.1~1.4m 程度の大きさである。一方、波数不確定性の計算値は 1.1~1.3m 程度の大きさで推移しており、観測値の大部分が波数不確定性で説明されていることが確認できる。大気遅延の寄与は今回のケースでは 2~5cm 程度で、本震発生時刻を境に漸増する。また本震後の期間の断層すべりの寄与は 0.6m 程度となる。トータルの搬送波位相の計算値と観測値の残差は、本震発生時刻付近で一時的に大きく増大するものの、解析期間を通じて平均 1~4cm 程度である。また VR 値としては 98%と高い値を示す。図 5.21 では推定値リセットを行わない場合の結果も表示しているが、いずれの時系列もリセットありの場合とほぼ同じとなった。ただし本震後の期間の大気遅延の寄与は、リセットありの場合より大きい。このように搬送波位相の観測値と計算値は全体としてよく一致する。一方、大気遅延の寄与が本震後に漸増することから、断層すべりと

のトレードオフの可能性がある．特に推定値リセットを行わない場合は大気遅延の寄与が大きく，顕著なトレードオフが生じている可能性がある．

図 5.22 に搬送波位相の計算値に占める各未知パラメータの寄与率を示す．波数不確定性の寄与率は本震前の期間が 90%程度，本震後が 60~70%と圧倒的に高い．断層すべりと大気遅延の寄与率はいずれも本震前の期間が 5%程度で，本震後の期間は断層すべりの寄与率が 30%近くまで増加する．推定値リセットを用いた場合，以降の断層すべりの寄与率は 28~29%程度でほぼ変化しない．また大気遅延の寄与率は 4~9%程度で漸増する．一方，推定値リセット無しの場合，断層すべりの寄与率は 25%以下まで低下する．これに対して大気遅延の寄与率は 5~11%で，リセットありの場合より終始大きい．

以上のように未知パラメータ間のトレードオフで本震後の期間の断層すべりが吸収されている可能性があり，推定値リセットを用いない場合にその傾向が大きい．4章で示したように推定値リセットを用いない場合は小断層間のすべりのトレードオフも生じ，これらの複合で初期余効すべりが吸収され，正しく推定されなかったと考えられる．一方，推定値リセットを用いた場合はトレードオフが抑えられ，安定して初期余効すべりを推定することができた．これは同手法の主目的である一度生じた断層すべりの保存だけでなく，波数不確定性の安定化の効果もその要因と考えられる．推定値リセットは未知パラメータの公平な扱いのため，断層すべりを含め全未知パラメータに一律に適用した．一方ここまで示したように，搬送波位相の計算値に占める寄与が最も大きいのは波数不確定性であり，同パラメータが最も他の未知パラメータの寄与を容易に吸収可能と考えられる．推定値リセットで波数不確定性の寄与を固定したことにより，同パラメータを一時的に固定値で扱うのと同様の効果を生じ，推定の安定性が高まった可能性がある．通常測位においては Li et al. (2013) の TPP (Temporal Point Positioning) のように，波数不確定性の値を一時的に固定することで測位解析の安定性を高める手法が考案されている．このような手法と同様の効果を，推定値リセットで得られた可能性がある．

推定値リセットの考案と導入で，初期余効すべりを精度よく推定することができた．一方，未知パラメータ分離精度の向上の余地は残る．リセットで固定した値を除く，本震後の期間の搬送波位相の観測値・計算値を図 5.23 に示す．本震後の期間の搬送波二重位相差の観測値・計算値は平均数十 cm 以内の大きさで推移し，両者は概ねよく一致する．また同様に，波数不確定性の寄与が最大である．一方，観測値と計算値の残差は平均 1~4cm 程度で推移し，大気遅延や断層すべりの寄与とほぼ同じ大きさである．このことから初期余効すべりの推定では大気遅延が非常に大きな誤差要因となること，また抽出しきれなかったシグナル

が依然残っている可能性がある。

いずれにせよ、ここまで示した図のように未知パラメータの推定・分離状況を一体的に可視化することは、通常測位を用いた場合は難しい。このほかにもカルマンフィルタによる推定で得られる未知パラメータの分散・共分散行列を用いれば、未知パラメータ間の相関を一括で評価することもできる。これらのような評価手法は、PTS における未知パラメータ分離精度の議論に非常に有用と考える。

5.2.3 PTS 解析における時系列安定性の向上に向けた課題

まず PTS のモデルと観測方程式に関する課題を挙げる。前節の議論ではランダムウォークの確率過程による推定を試行し、ホワイトノイズによる推定結果と同様の初期余効すべり時系列を、より低いノイズレベルで得た。この結果は対象のすべり現象に応じた確率過程・プロセスノイズ値の最適化の重要性を示唆する。本研究では推定値リセットの実施時を除き、時間方向に一定の確率過程を用いた。一方、Fukuda et al. (2004) はモンテカルロ法を取り入れたカルマンフィルタにより、確率過程自体も時間変化可能な推定手法を考案した。時定数の異なる現象を一括で連続に扱う上では、これらの手法の活用が重要である。

また現行の PTS の観測方程式に含まれない誤差要因もいくつか存在し、その扱いも課題である。例えば 4 章の東北地方太平洋沖地震への適用事例では、マルチパスノイズの低減を目的として、通常測位で用いられる Sidereal filter と同様の手法を PTS に適用した。その結果、すべり時系列のノイズレベルが最大 30~40%低下し、数分以上の時間帯域で大きなノイズ低減効果が得られた。この結果は、マルチパスノイズのような観測点の周辺環境に起因する誤差要因が、PTS で推定される断層すべり時系列にも顕著に浸出することを示す。本研究では解析期間前日の 2011 年 3 月 10 日のすべり時系列を用い、一律に 236 秒平行移動して差分した。一方、Bock et al. (2000) や Choi et al. (2004) で指摘されているように、実際の衛星の周回周期には個体差や時間変化が存在する。そのため通常測位においては、相互相関を用いて最適なラグタイムを個別に探索する方法も試みられている。また S/N 比を高めるため、複数日の時系列のスタックを用いることも多い。このような通常測位で用いられている、より高度な手法を PTS に取り込むことでノイズ低減効果が高まる可能性がある。

本研究ではアンテナ位相特性の補正 (e.g., Mader, 1999; Rebischung et al., 2012) を適用していない。また、サイクルスリップ補正 (e.g., Blewitt, 1990; Liu, 2011) も加えていない。サイクルスリップとはマルチパスや障害物による電波の遮蔽等で、搬送波位相値の追跡が中断し、その前後の差が不確定となる現象である。近年の GNSS 受信機は、こうしたサイクルス

リップへの対策が搬送波位相の追尾段階でとられており、その発生率は極めて少ないものの、これら位相値の不連続が、PTS の推定の安定性に影響する可能性もある。これらの補正についても通常測位で行われているのと同様の導入が考えられる。

次に各未知パラメータの取り扱いについて課題を挙げる。波数不確定性は一度決定された後はその値が保たれ、また整数をとることが期待される。一方、PTS で推定された波数不確定性の時系列は、3 章・4 章いずれでも整数値とはならない。これは推定された波数不確定性の安定性を評価し、その値を整数値に固定するという、一般の GNSS 解析で用いられるアルゴリズムを現時点で実装していないためである。これらも今後の検討課題である。

大気遅延については図 5.22 のように、搬送波位相の計算値全体に占める相対的な寄与は小さい。一方、図 5.23 で示したように初期余効すべりに注目する場合は大きな誤差要因になりうるため、より高い精度での補正が不可欠である。本研究で用いたマッピング関数 (Niell, 1992) は北アメリカの気象データに基づくモデルであり、日本における解析への適用は必ずしも適切ではない。2 章で挙げたように、大気の時空間変化をより正確に反映したマッピング関数の開発 (e.g., Bohem and Schuh, 2004; Bohem et al., 2006; Lagler et al., 2013) が続けられており、それらの導入も検討課題である。特に Hobiger et al. (2008) は数値気象モデルに基づく波線追跡で、各視線の大気遅延量を直接推定し除去する手法を開発している。同手法を用いることで大気遅延自体を未知数から除外することが可能となり、より安定した断層すべり推定ができる可能性がある。

本研究では断層すべりと視線方向の距離変化を結びつけるグリーン関数として、Okada (1992) による均質半無限弾性体のモデルを用いた。同グリーン関数は静的変位を想定したものであり、地震動を適切に扱うのは困難である。実際に 4 章の東北沖地震への適用事例では、地震動の浸出によるとみられる推定すべり時系列のオーバーシュートが確認された。そのため現状では、地震動の影響が大きい地震発生直後の数分間について議論することが難しい。より高い時間分解能で地震時から地震後への遷移過程を扱うには、動的な応答を含むグリーン関数 (e.g., Bouchon, 1981; Zhu and Rivera, 2002) の導入が必要である。

以上のように PTS 自体の高度化と外部の知見の適切な導入を組み合わせることで、PTS を用いた広帯域な断層すべり推定を確立することが可能と考える。

表 5.1 本震による応力変化とすべり速度 1 で求められた、領域毎の A の値の一覧。図 5.13 に表示した黒枠の範囲の平均値と標準偏差をそれぞれ示す。また括弧内に本文中での各領域の呼称を記す。

	A [MPa] (すべり速度 1)
① (青森のすべり域)	0.142 ± 0.098
②	0.224 ± 0.116
③ (岩手のすべり域)	0.134 ± 0.101
④ (宮城北部)	0.080 ± 0.094
⑤ (宮城のすべり域)	0.217 ± 0.137

表 5.2 すべり速度 2 で求められた、領域毎の A の値の一覧。図 5.14 に表示した黒枠の範囲の平均値と標準偏差をそれぞれ示す。宮城のすべり域は A の空間変化が大きかったため、走向方向に小断層 1 列だけずらした 2 種類の範囲をとっている。

	A [MPa] (すべり速度 2, 7.5～19.5 分後)	A [MPa] (すべり速度 2, 19.5～31.5 分後)	A [MPa] (すべり速度 2, 31.5～43.5 分後)
① (青森のすべり域)	NaN	0.137 ± 0.094	0.110 ± 0.118
②	0.181 ± 0.119	0.162 ± 0.134	0.293 ± 0.126
③ (岩手のすべり域)	0.126 ± 0.095	0.167 ± 0.107	0.128 ± 0.095
④ (宮城北部)	0.077 ± 0.090	0.082 ± 0.094	0.190 ± 0.089
⑤ (宮城のすべり域)	0.162 ± 0.146	0.180 ± 0.162	0.328 ± 0.100
⑥ (宮城のすべり域)	0.203 ± 0.128	0.244 ± 0.160	0.359 ± 0.111

表 5.3 すべり速度 3 で求められた，青森・岩手・宮城のすべり域の A の値の一覧．すべり速度 3b と 3c による値については，各領域や時間窓の応力変化とすべり速度の標準偏差を用い，誤差伝搬の法則により推定誤差を付した．

	応力変化 [MPa]	A [MPa] (すべり速度 3a)	A [MPa] (すべり速度 3b)	A [MPa] (すべり速度 3c)
青森のすべり域	1.33	0.118	0.150 ± 0.107	0.118 ± 0.083
岩手のすべり域	1.38	0.128	0.127 ± 0.096	0.135 ± 0.102
宮城のすべり域	1.71	0.157	0.158 ± 0.143	0.153 ± 0.138
宮城のすべり域	2.16	0.198	0.196 ± 0.125	0.194 ± 0.123

表 5.4 すべり速度 3 を用い， V_* の値を半分の 4.15cm/year とした場合の A の値の一覧．括弧内は表 5.1 に示した値からの変化率を示す．

[MPa]	A [MPa] (すべり速度 3a)	A [MPa] (すべり速度 3b)	A [MPa] (すべり速度 3c)
青森のすべり域	0.111 (-5.8%)	0.139 (-7.2%)	0.112 (-5.8%)
岩手のすべり域	0.120 (-6.0%)	0.119 (-6.0%)	0.126 (-6.3%)
宮城のすべり域	0.147 (-6.0%)	0.149 (-6.0%)	0.144 (-5.9%)
宮城のすべり域	0.186 (-6.0%)	0.185 (-5.9%)	0.183 (-5.9%)

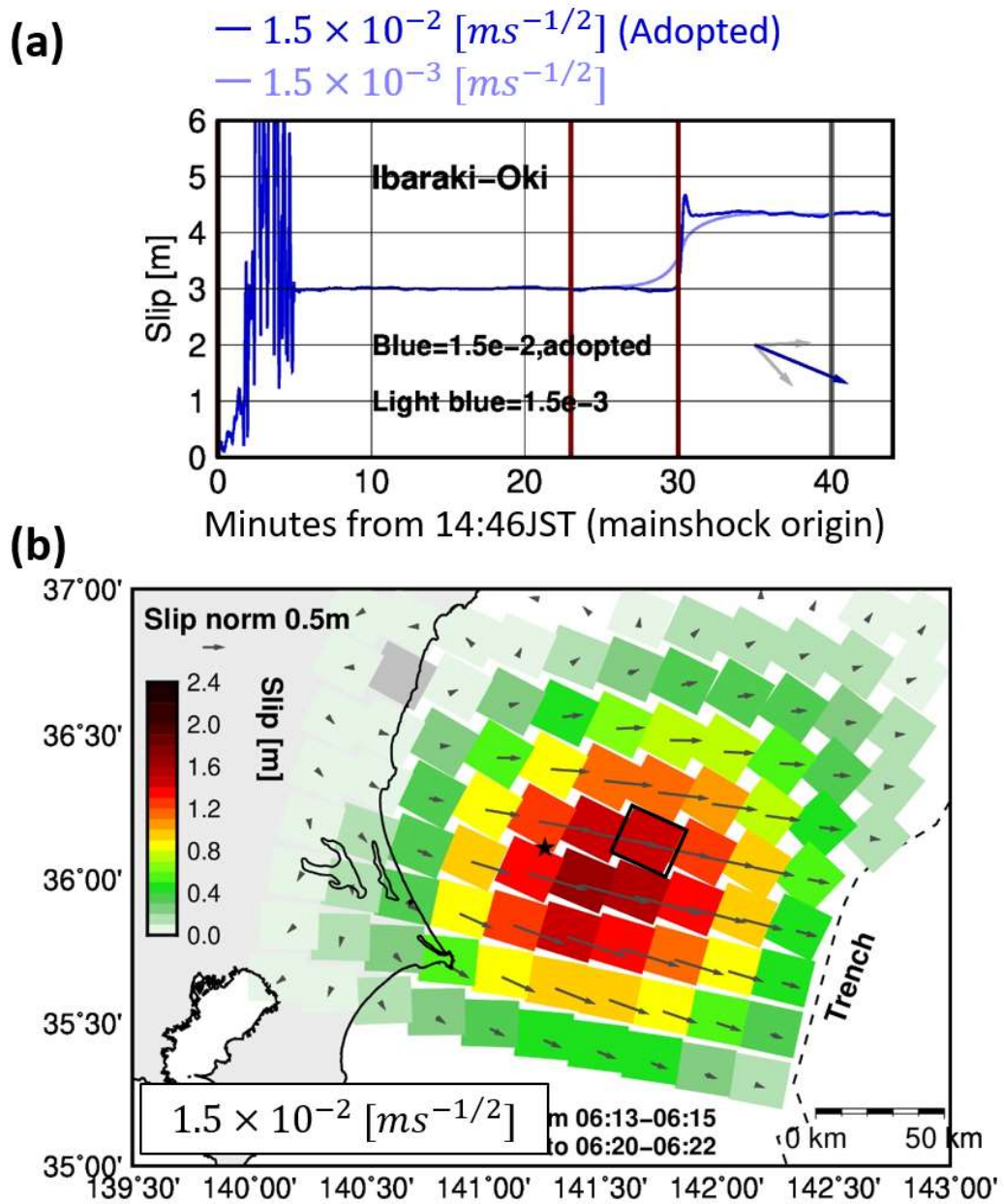


図 5.1 ランダムウォークの確率過程を用いて推定された茨城沖地震前後の断層すべり時系列の例 (a) と、茨城沖地震の推定すべり分布. すべり時系列は本震後の期間について表示し、青色が本研究で採用したプロセスノイズ値 $1.5 \times 10^{-2} [ms^{-1/2}]$ による結果、水色が $1.5 \times 10^{-3} [ms^{-1/2}]$ による結果を示す. (b) のすべり分布は本研究で採用した $1.5 \times 10^{-2} [ms^{-1/2}]$ による結果を示す. 表示方法は図 4.17 と同様である.

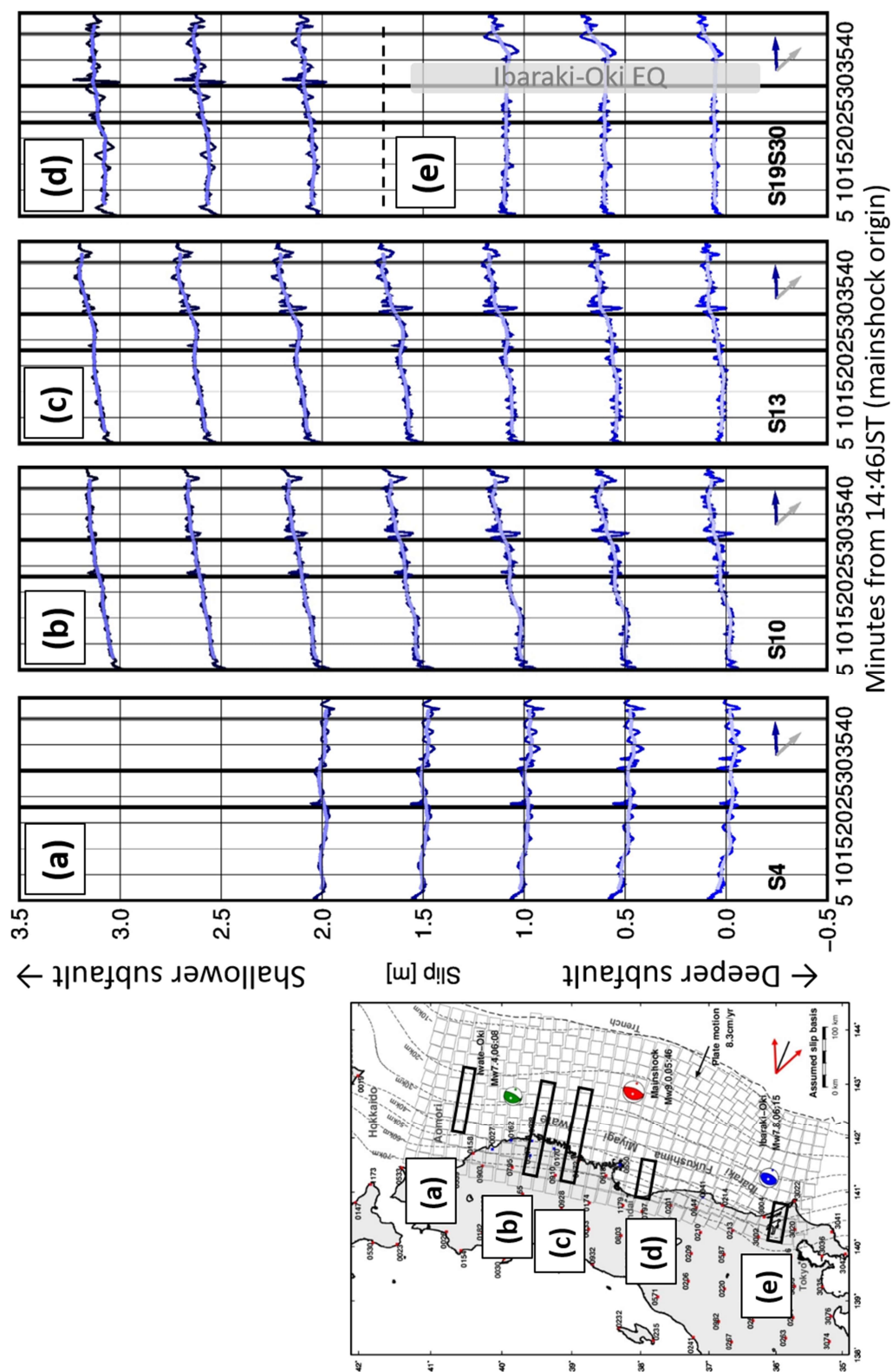


図 5.2 ランダムウォークの確率過程を用いて推定された本震後のすべり時系列の例。すべりの2成分のうち東北東向きの成分の時系列で、表示方法は図 4.23 と同様である。

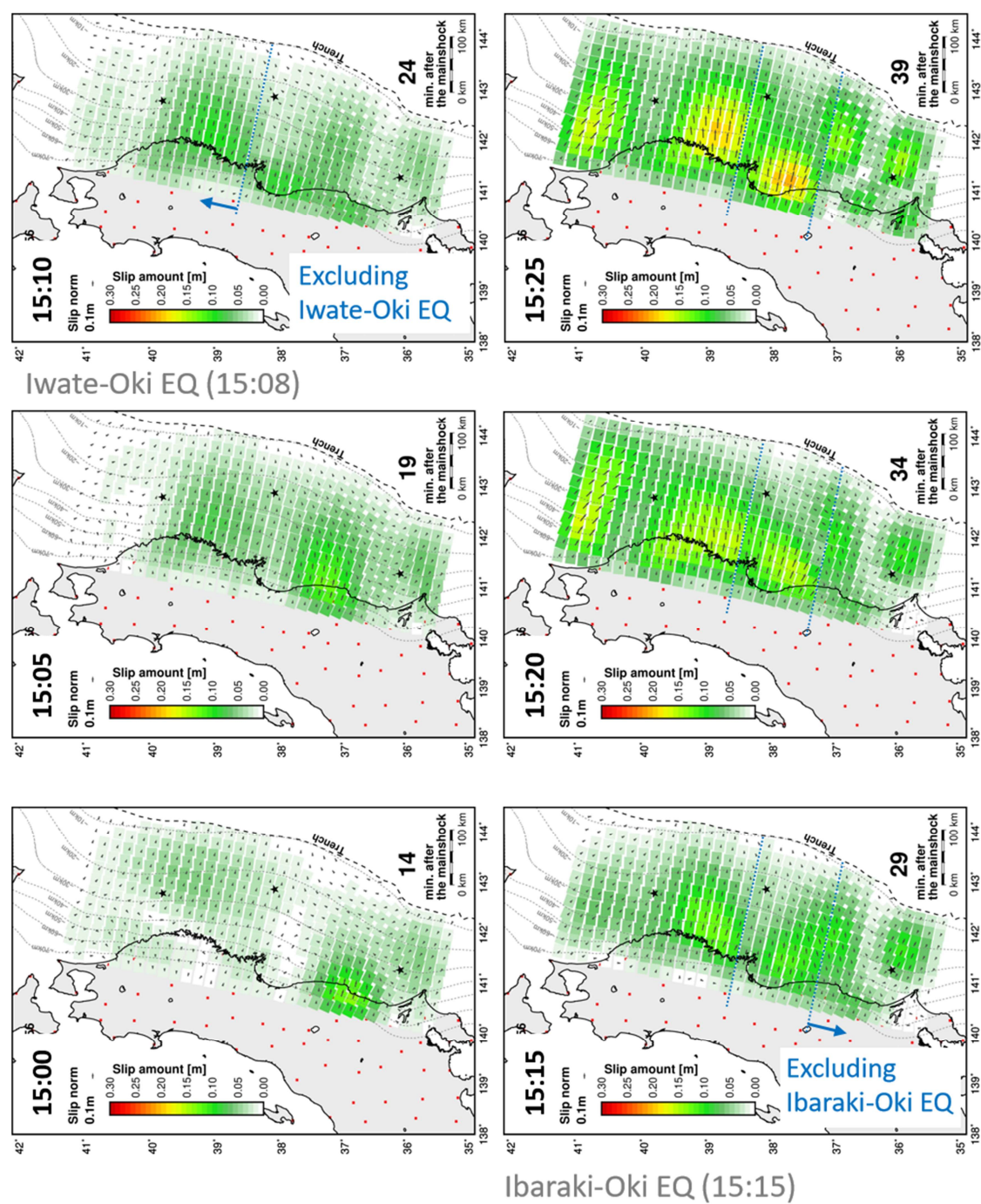


図 5.3 ランダムウォークの確率過程を用いて推定された本震後の断層すべりの時空間発展。本震直後の最初の 5 分間 (14:51~14:56) の平均をゼロとして、各時刻のすべり時系列の値を直接示す。その他の表示方法は図 4.27 と同様である。

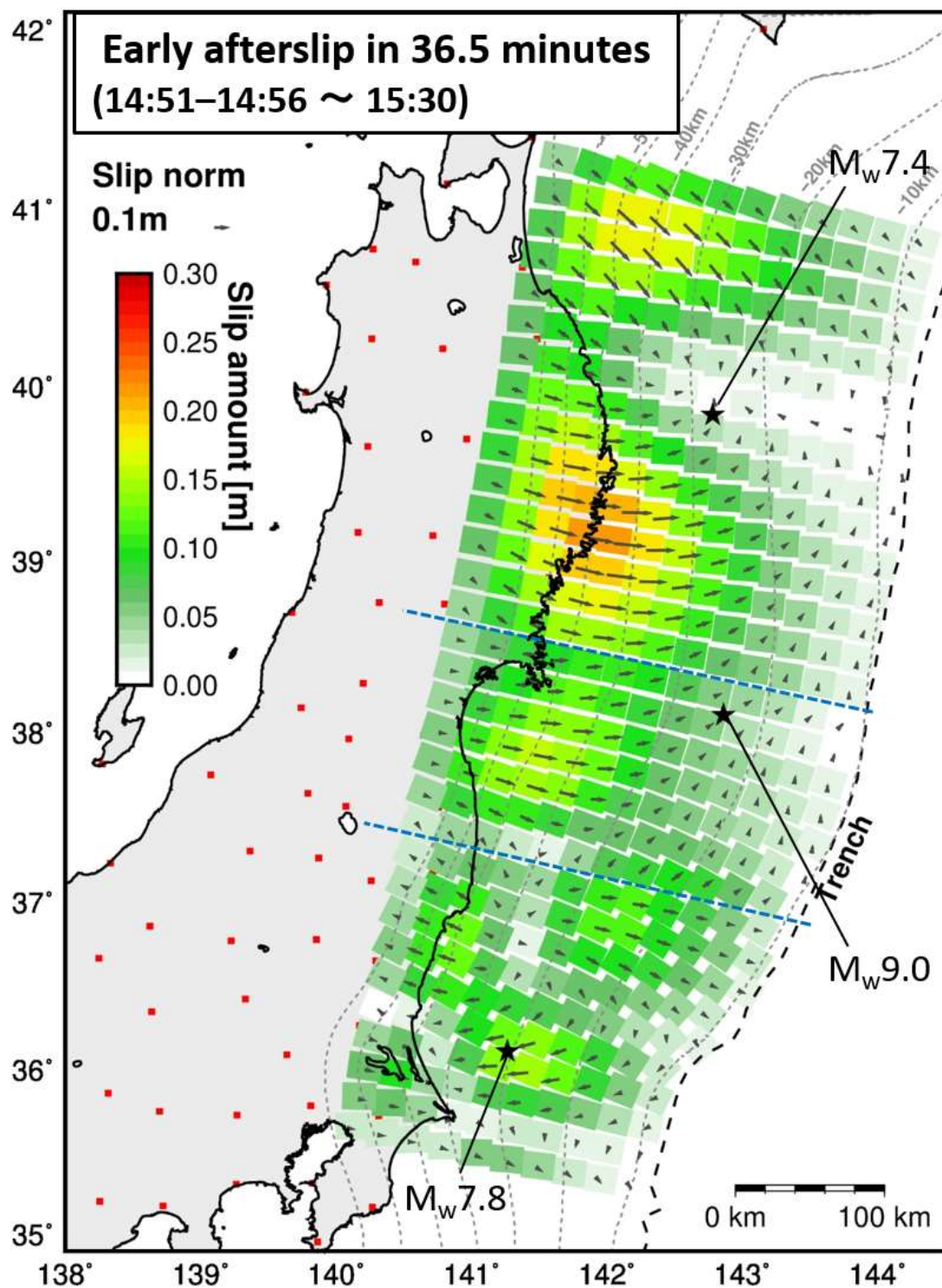


図 5.4 ランダムウォークの確率過程を用いて推定された東北沖地震直後の 36.5 分間の初期余効すべり分布．表示方法は図 4.27 等と同様である．

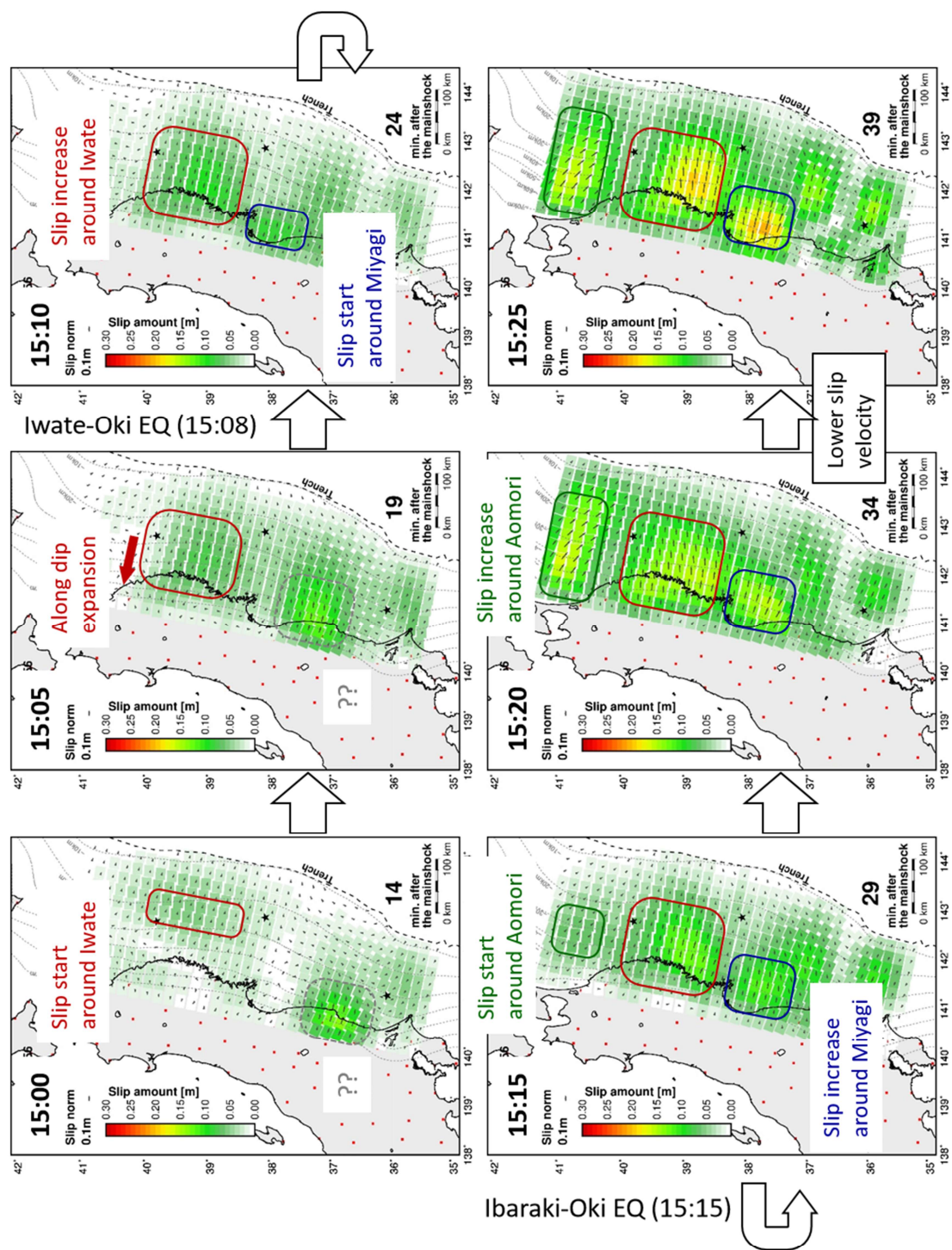


図 5.5 PTS で推定された初期余効すべりの時空間発展の概要. 図 5.3 に示した結果について, その主な特徴を囲み線と注記で示す.

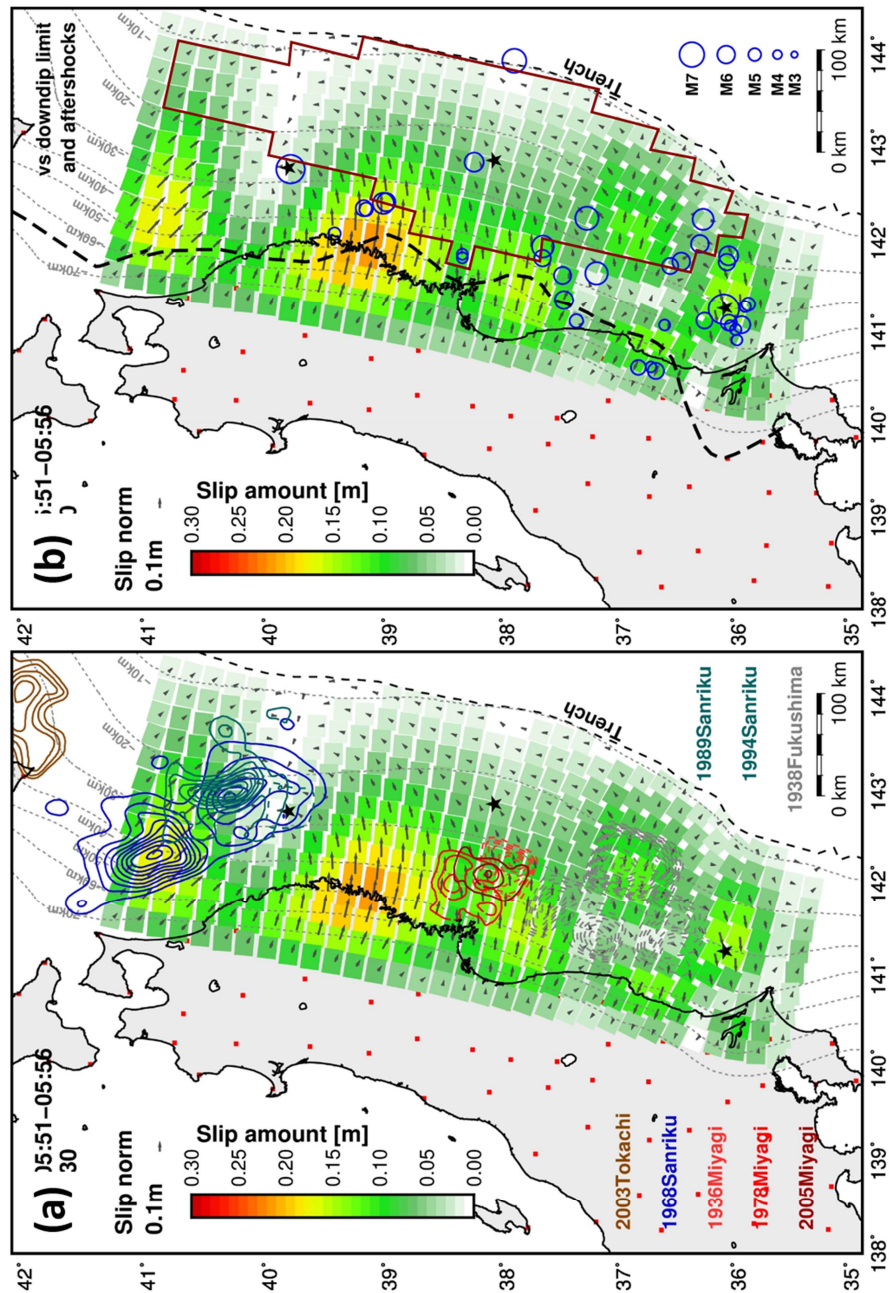


図 5.6 PTS で推定された初期余効すべり分布と地震時すべりの比較. (a) が過去の大地震の震源域との比較, (b) が本震のすべり域・余震・プレート境界地震の発生域の下限との比較を示す. 本震のすべり域として, PTS で 5m 以上のすべりを推定した範囲を茶色の枠で表示. 余震は 15:30 までの期間に解析領域内で発生した全ての地震を, 気象庁一元化震源カタログより抽出し青丸で表示した. 丸の大きさが地震規模を表す. また Igarashi et al. (2001), Uchida et al. (2009), Kita et al. (2010) で推定された, プレート境界地震の発生域の下限を黒色の太い破線で表示.

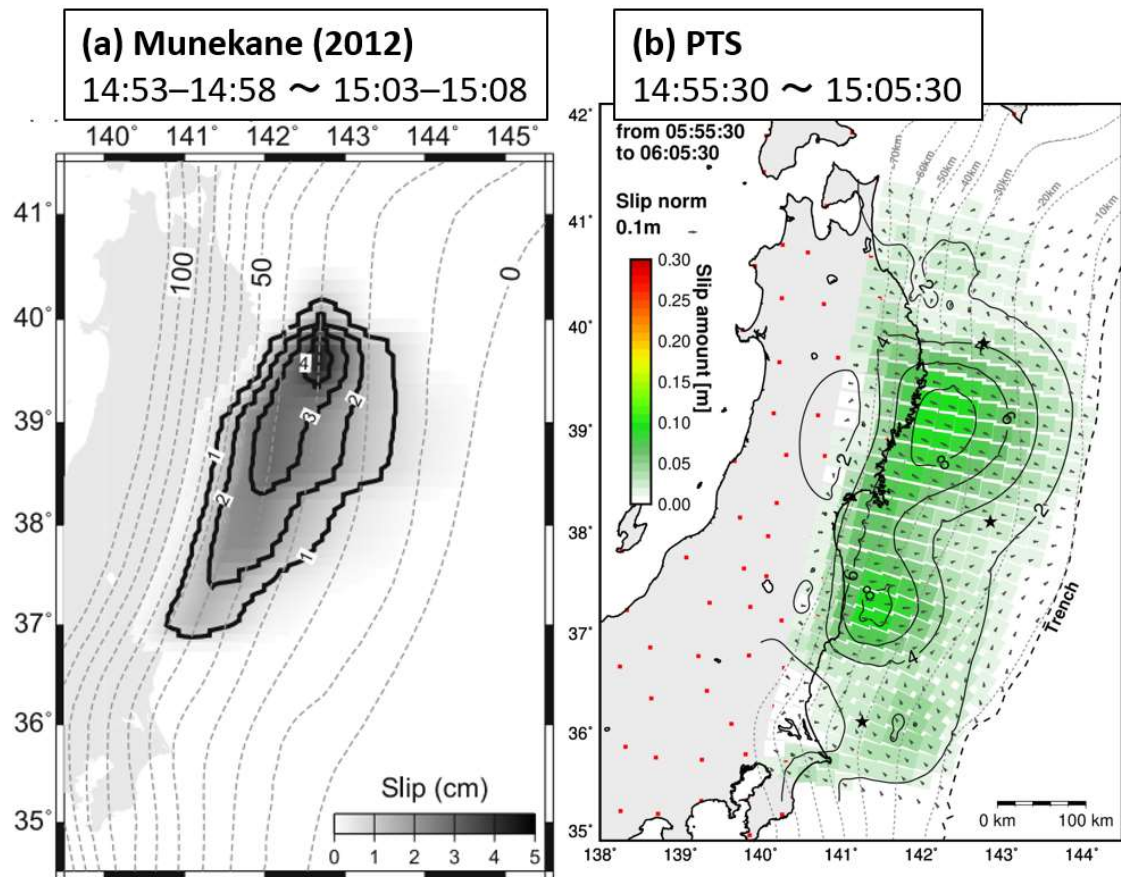


図 5.7 PTS (b) と Munekane (2012) (a) で推定された、本震直後の同じ 10 分間の初期余効すべり分布の比較. 縮尺・緯度を揃えて表示し、PTS によるすべり分布には 2cm 間隔の等値線を付した.

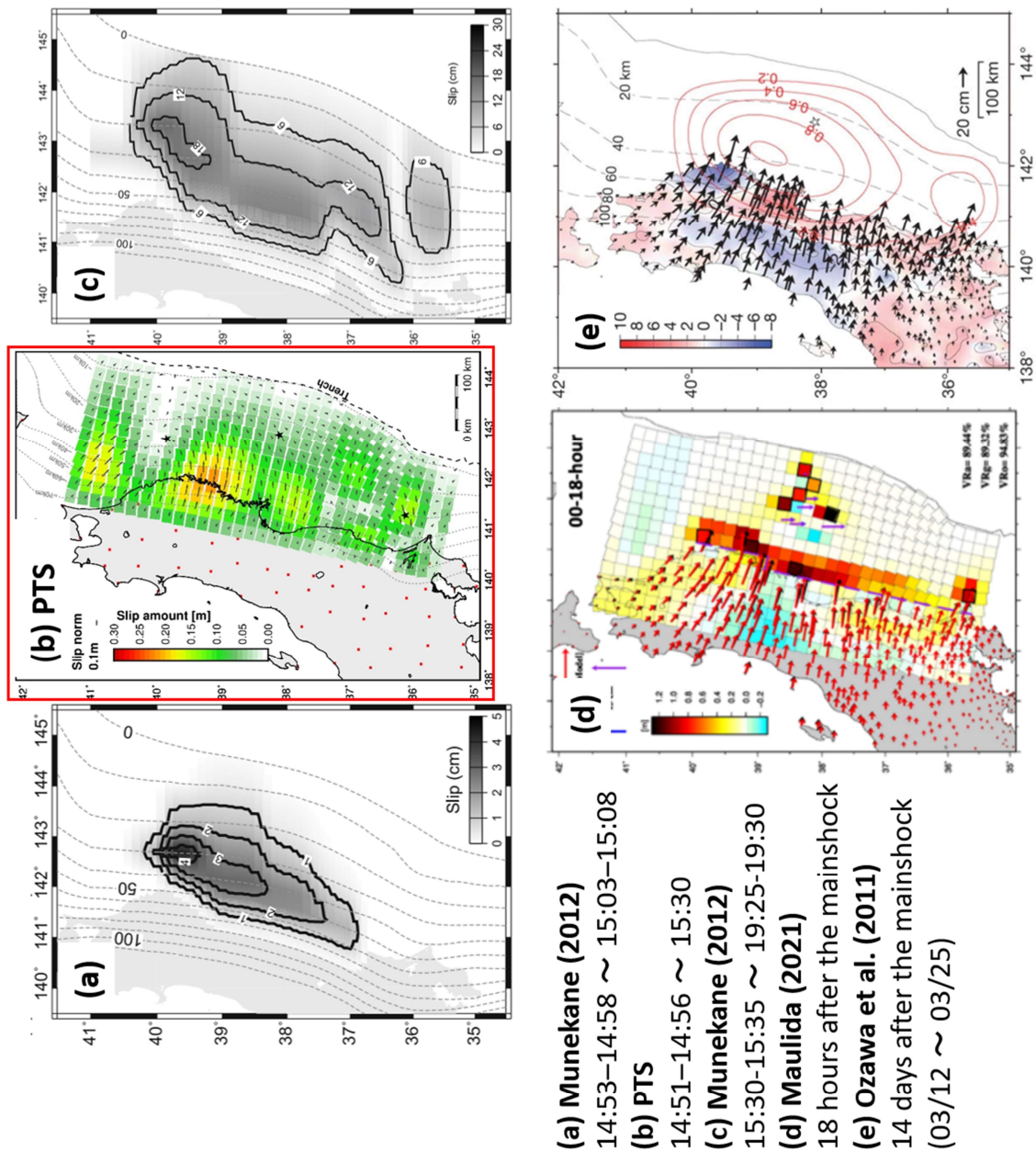


図 5.8 PTS による初期余効すべり分布 (b) と Munekane (2012) による初期余効すべり分布 (a) (c), および Maulida (2021, 博士論文) (d), Ozawa et al. (2011) (e) による余効すべり分布との比較. 全て同縮尺で, (a)・(b)・(c) と (d)・(e) それぞれ緯度方向を揃えて表示. カラー・スケールや等値線の間隔, 単位等の違いに注意.

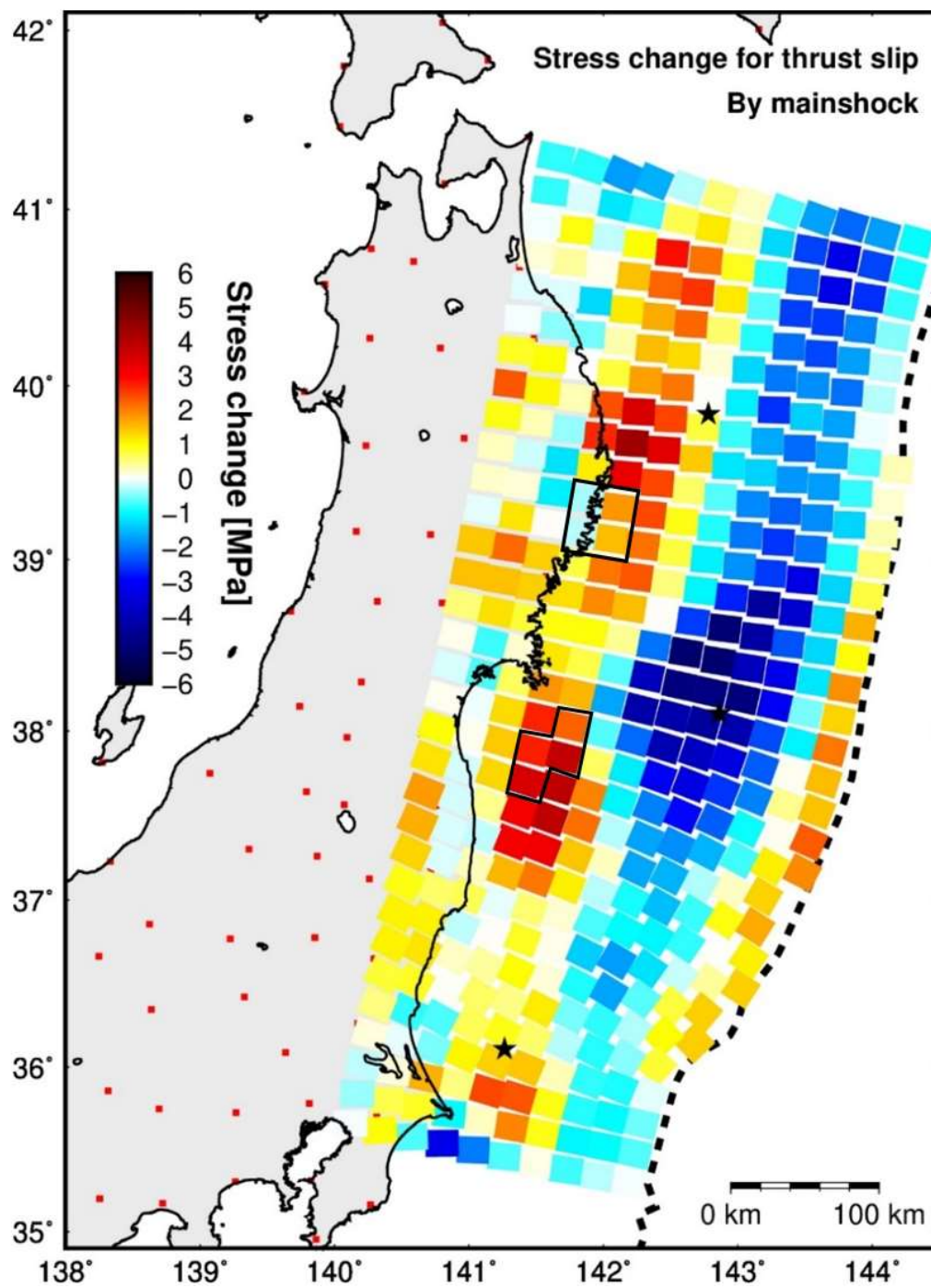


図 5.9 PTS で推定された本震のすべりから期待される，各小断層のクーロン応力変化. Dip 方向のクーロン応力変化を示しており，暖色系の正の値が逆断層すべり促進，寒色系の負の値が逆断層すべり抑制を表す．また初期余効すべりのピークの位置の目安として，岩手・宮城のすべり域それぞれで推定すべり量が 1～4 番目に大きい小断層を黒枠で示した．

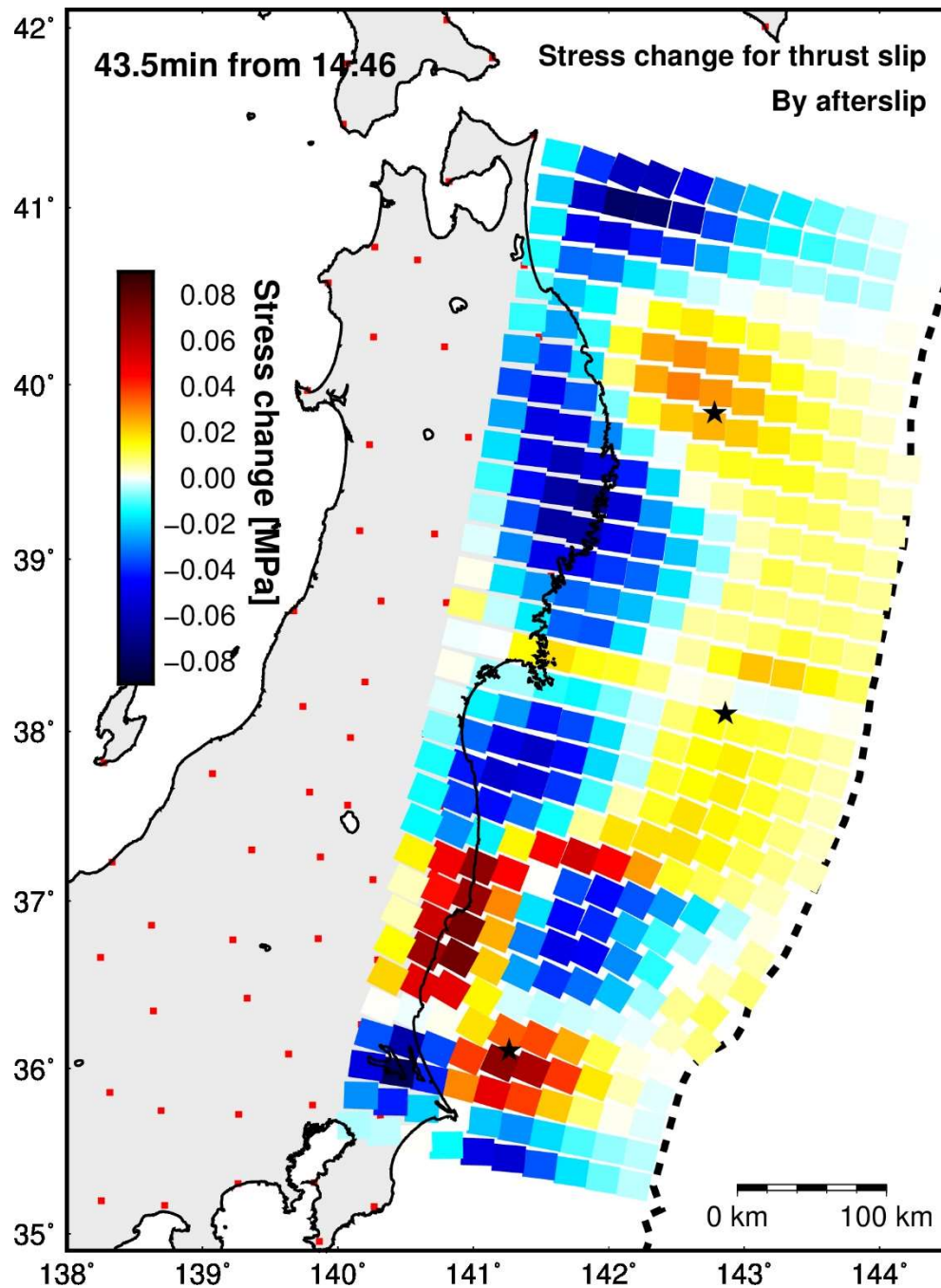


図 5.10 PTS で推定された初期余効すべりから期待される，各小断層のクーロン応力変化．
表示方法は図 5.9 と同様だが，カラースケールが大きく異なることに注意．

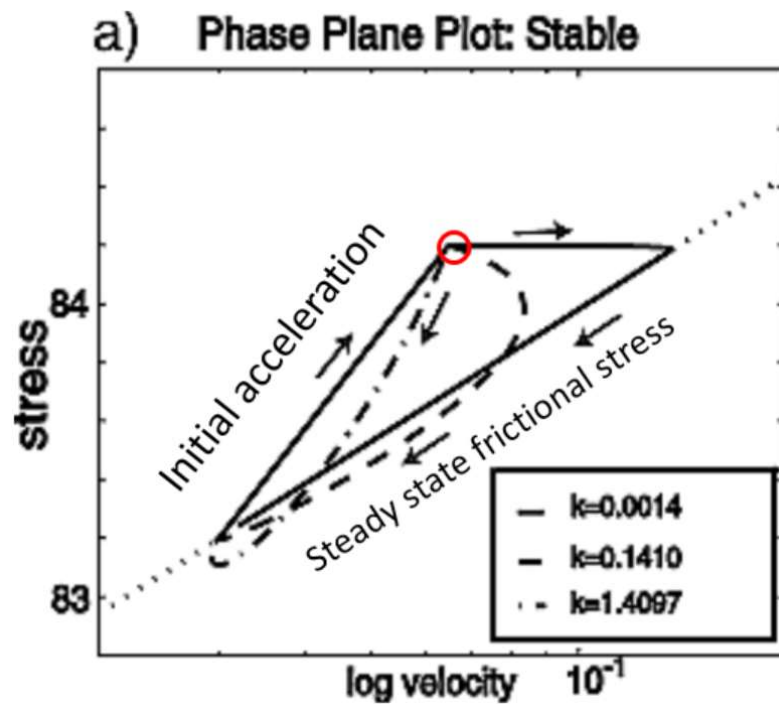


図 5.11 ばねスライダーモデルを用いた，地震時すべりによるステップ的な応力変化に対するすべり速度の応答のシミュレーションの例 (Miyazaki et al. (2004a) より抜粋・加筆). 初めは载荷応力に比例してすべりが加速する期間があり，図中赤丸の位置から定常状態に向かって減速を開始する．減速期間のパスは，ばねの剛性に応じて異なる．

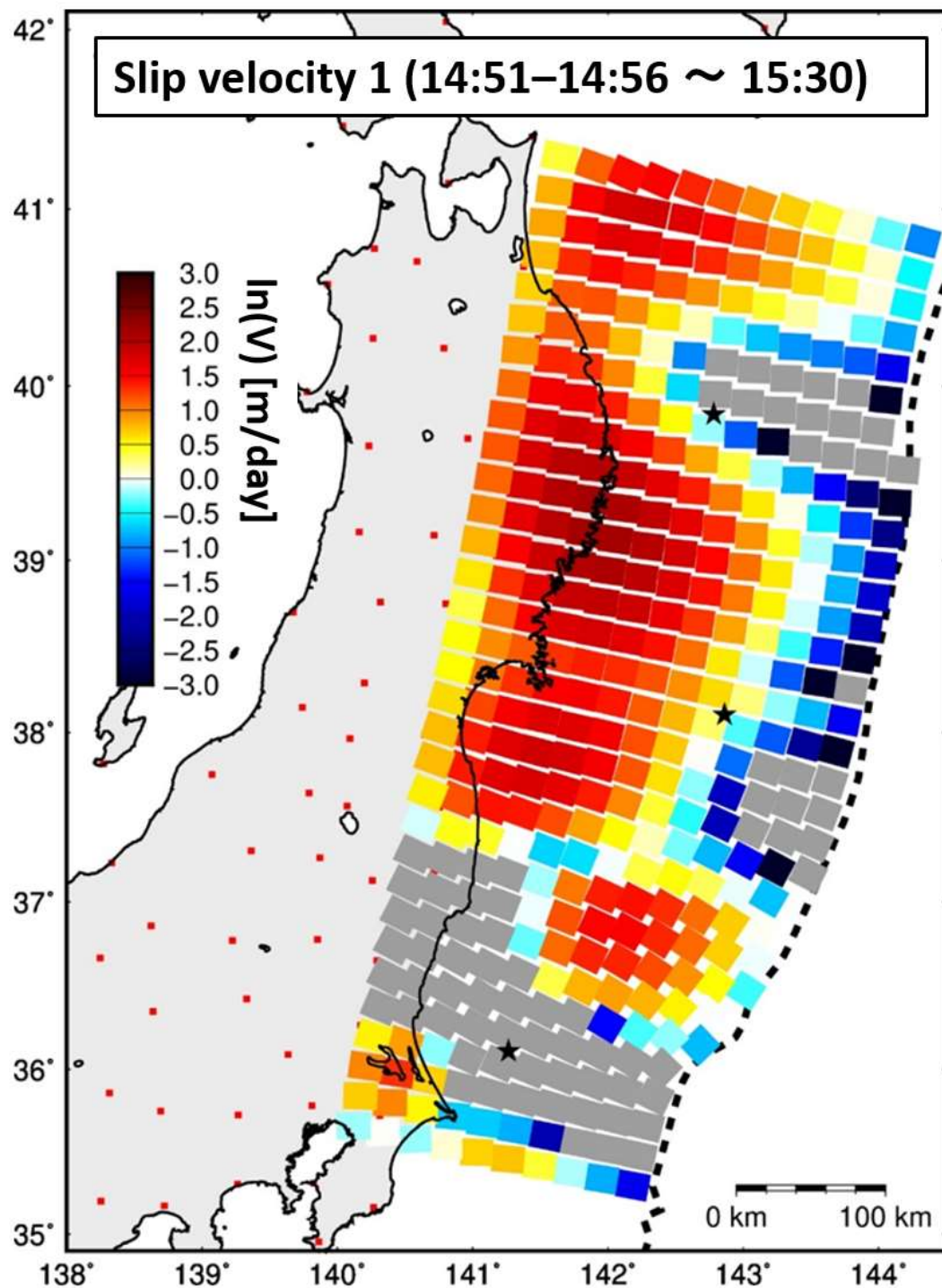


図 5.12 PTS で推定された本震後 36.5 分間の初期余効すべり量を，そのまますべり速度として用いた場合の $\ln V$ の分布．Dip slip のみを用い，単位は m/day とした．逆断層すべりが正である．また負の速度を示す小断層は扱わず，灰色でマスクした．

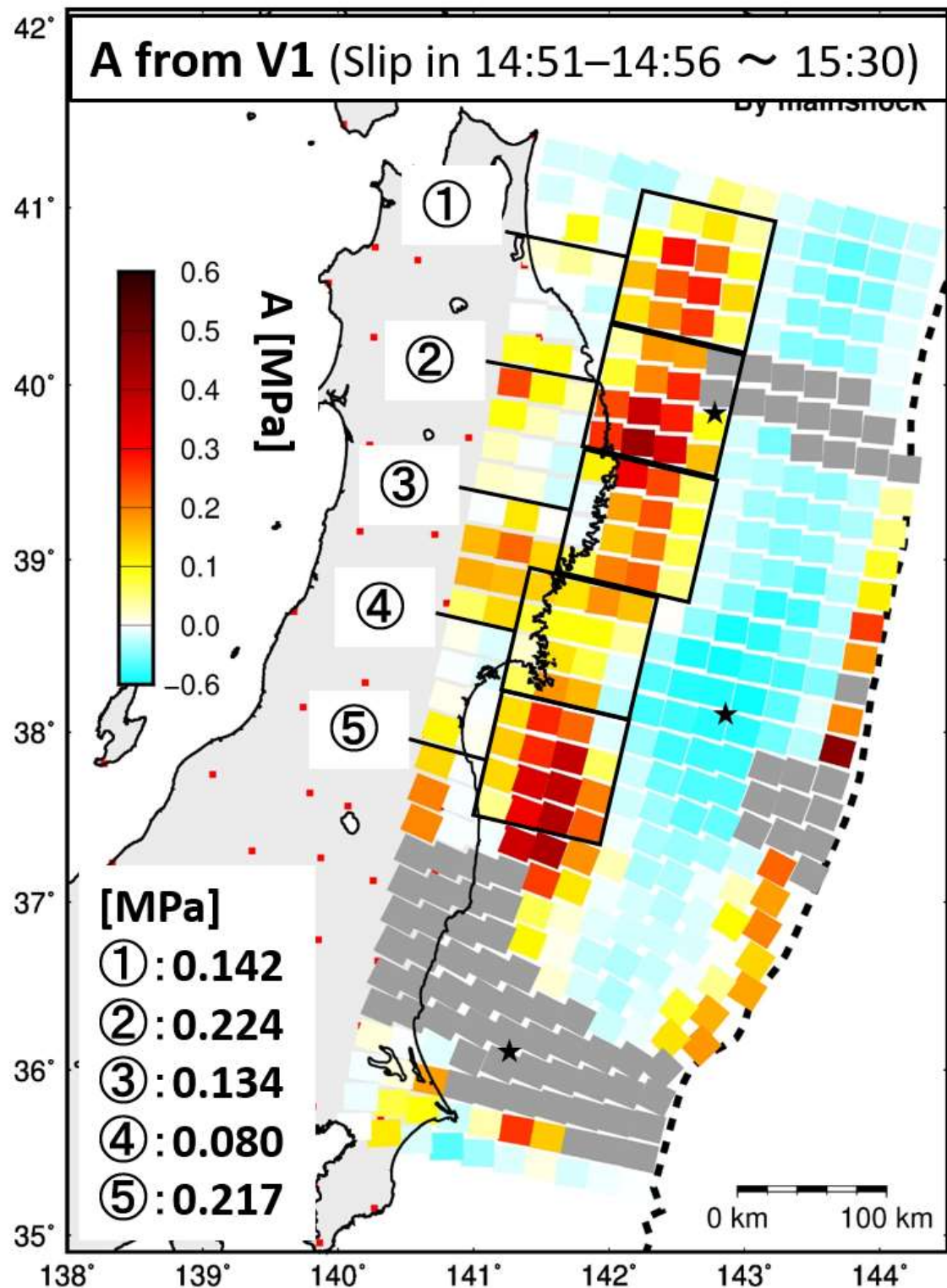


図 5.13 すべり速度 1 を用いて求められた、 A の値の分布。黒枠で示した各領域の 16 小断層における A の平均値を、図中の左下に示す (表 5.1 も参照)。図 5.12 と同様に負の速度を示す小断層は扱わず、灰色でマスクした。

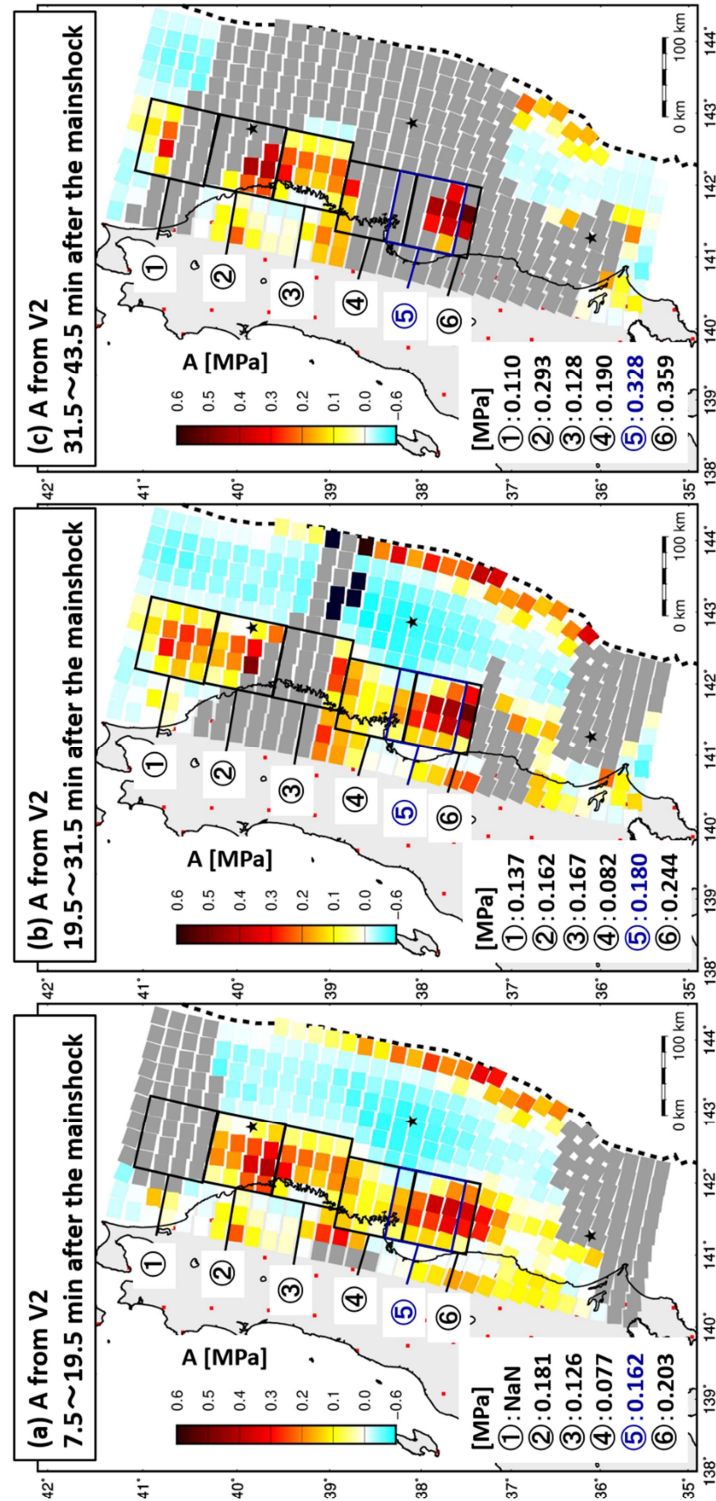


図 5.14 すべり速度 2 で求められた A の値の分布 (表 5.2 も参照). 表示方法は図 5.13 と同様で, (a)・(b)・(c) それぞれ本震 7.5~19.5 分後, 19.5~31.5 分後, 31.5~43.5 分後の結果を示す. 宮城のすべり域 (図中⑤⑥) は値の空間変化が大きかったため, 走向方向に 1 列ずらした 2 種類の範囲の平均値を示した.

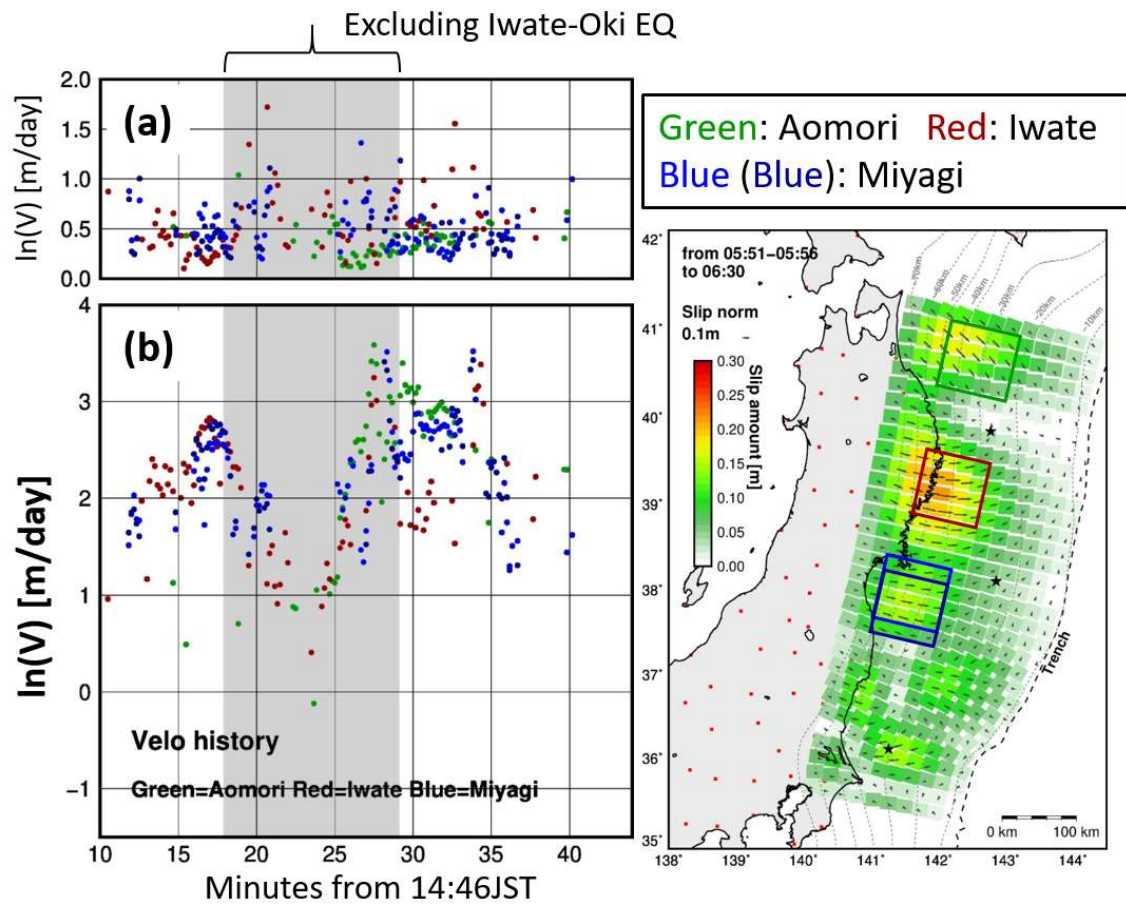


図 5.15 PTS で推定された初期余効すべり速度の推移. Dip slip のみを扱い, 各時刻について前後 6 分間のすべり増加量を求めて速度として示した. (b) が青森・岩手・宮城のすべり域の平均速度の推移, (a) が各すべり域の 16 小断層の速度の標準偏差の推移を示す. いずれも緑色の点が青森, 赤色の点が岩手, 青色の点が宮城のすべり域の速度を示す. また各すべり域の範囲を右に表示した. 図 5.13, 5.14 の領域 “①”, “③”, “⑤”, “⑥” に対応する. 前述のように宮城のすべり域は A の値の空間変化が大きかったため, 走向方向に 1 列ずらした 2 つの範囲を示した. 右の図のように明るい青色が, 1 列北に位置する範囲の結果を示す. 灰色で示した時間帯は岩手沖地震のすべり除去の影響を受ける期間を示す. ただし宮城のすべり域の結果については, 同影響を受けない.

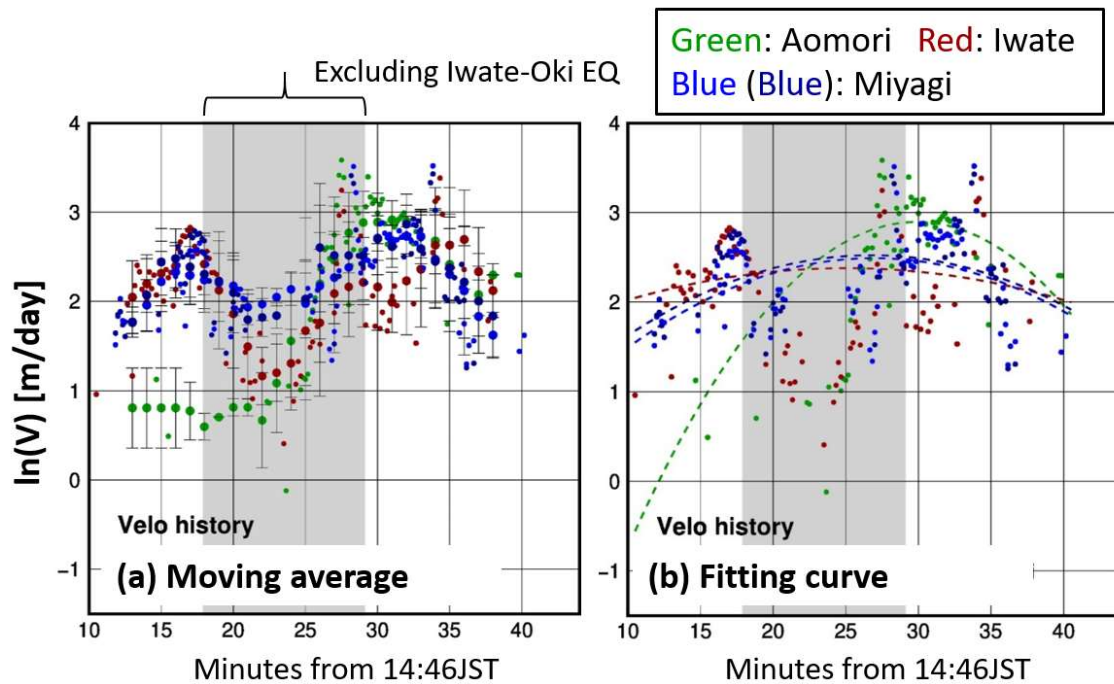


図 5.16 PTS で推定された初期余効すべり速度の推移. 表示方法は図 5.15 と同様で, (a) は図 5.15 に示したすべり速度の 5 分間移動平均を示す. 小さい点がもとのすべり速度のデータ点, エラーバーを付した大きい点が移動平均を示す. エラーバーは移動平均に用いた 5 分間のすべり速度の標準偏差を示す. (b) は図 5.15 に示したすべり速度の推移に 2 次関数近似を適用した結果を示す.

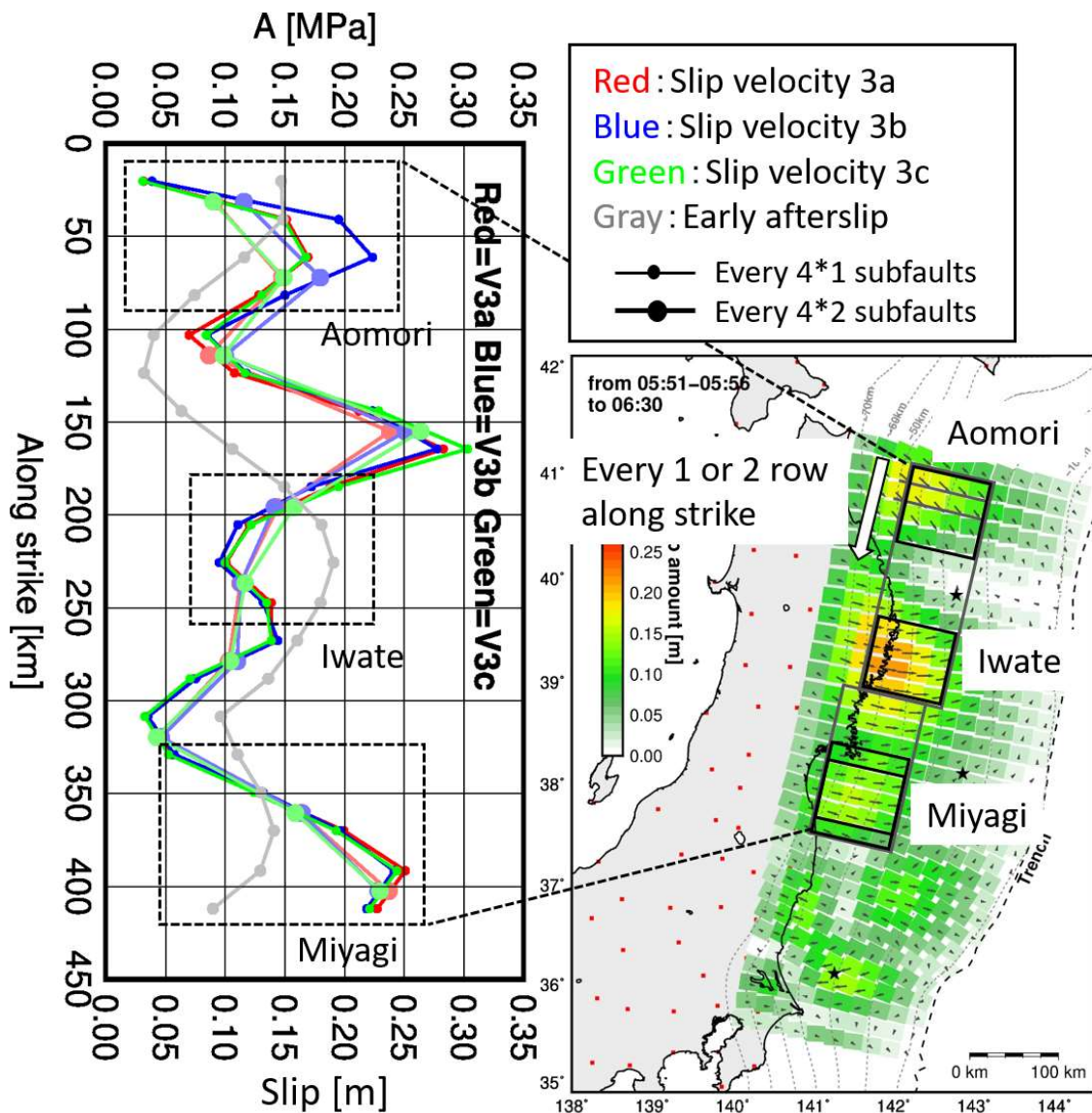


図 5.17 すべり速度 3 で求められる、 A の値の走向方向の分布。左の縦軸が解析領域の北端の小断層をゼロとした、走向方向の位置を示す。小さい点で暗い色の系列が走向方向に 1 列の 4 小断層、大きい点で明るい色の系列が走向方向に 2 列の 8 小断層毎の A の平均値をそれぞれ示す。また赤色・青色・緑色の系列がそれぞれすべり速度 3a, 3b, 3c による結果を示す (図の上側の横軸を参照)。灰色の系列は同じ範囲の初期余効すべり量の平均値を示す (図の下側の横軸を参照)。

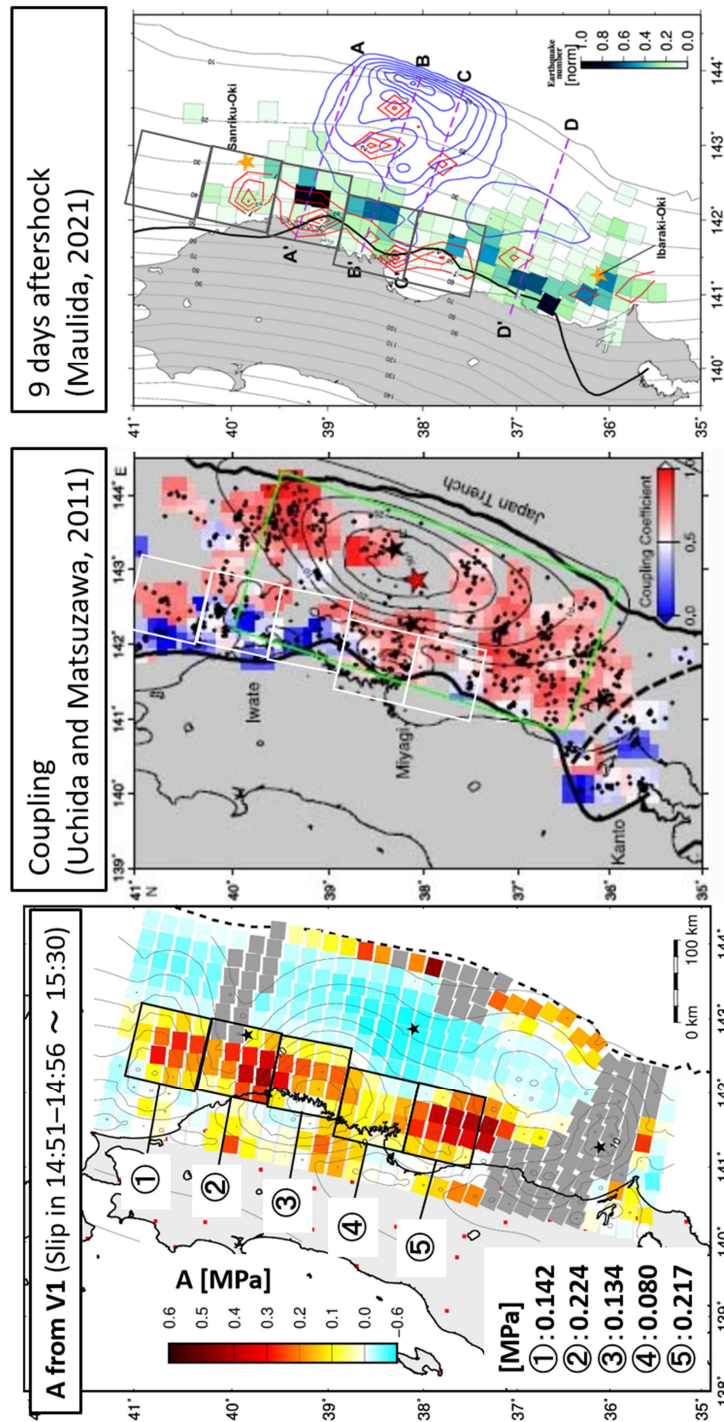


図 5.18 すべり速度 1 で求められた A の分布と Uchida and Matsuzawa (2011) による繰り返し地震に基づく固着分布, および Maulida (2021, 博士論文) による本震後 9 日間の余震数の分布の比較. Maulida (2021, 博士論文) は本研究と同じ小断層を用いており, 小断層毎の規格化された余震数を示している. また A の平均値の算出で用いた領域を, それぞれの図に黒色・白色・灰色の枠で表示した.

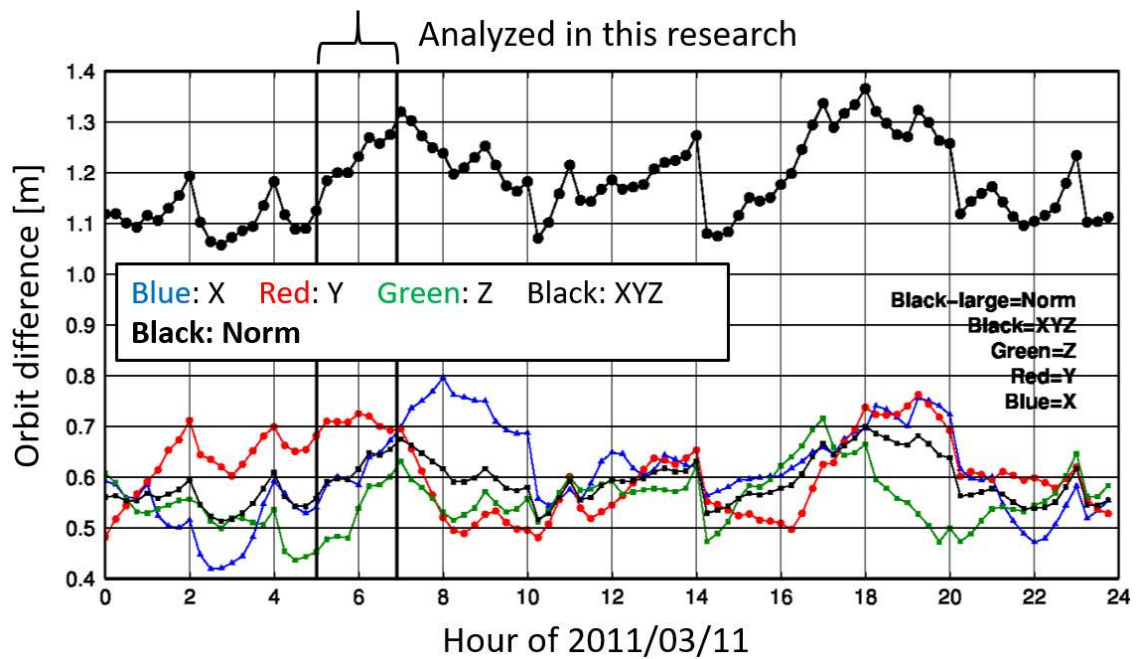


図 5.19 IGS 最終暦と放送暦で与えられる GPS 衛星の位置の差異。全衛星の差異の平均絶対値を 2011 年 3 月 11 日の 24 時間について表示しており、6 時 (UTC) 付近の 2 本の縦線に挟まれた期間が本研究の解析期間に相当する。青色・赤色・緑色の系列がそれぞれ地心直交座標系の 3 成分の差異を示し、黒色の系列が 3 成分の平均の差異を示す。また黒色の太い系列が 3 成分の差異から計算されるノルムを示す。

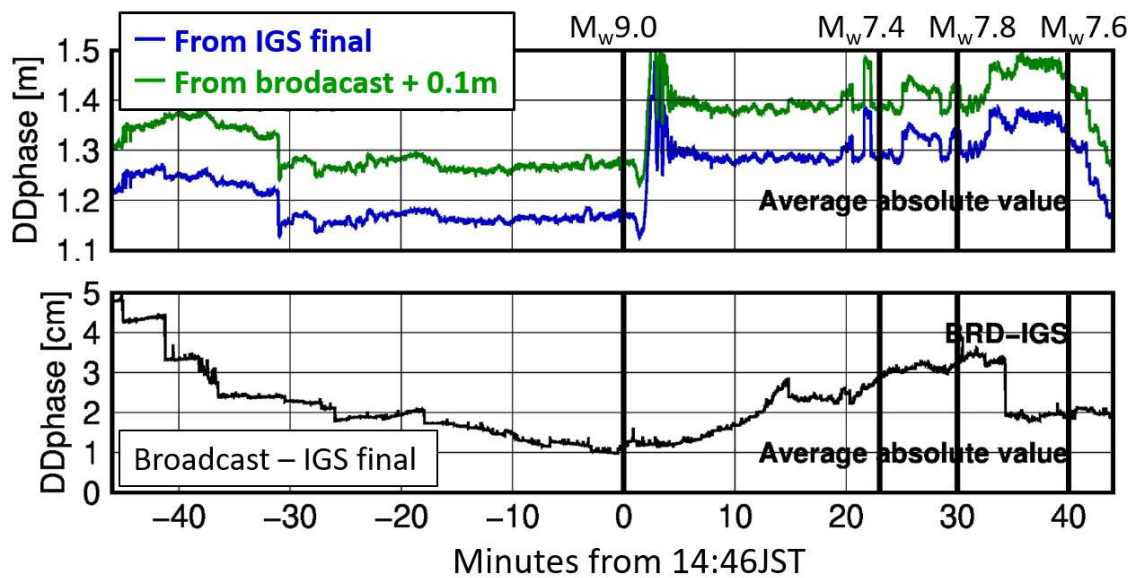


図 5.20 IGS 最終暦と放送暦に基づく、搬送波二重位相差の観測値とその差異。各時刻における全二重差分の平均絶対値を示しており、上段の図の青色が IGS 最終暦、緑色が放送暦による値をそれぞれ示す。放送暦による観測値は 0.1m オフセットして表示している。また下段が両観測値の差異で、全二重差分の差異の平均絶対値を同様に示した。縦軸のスケールの違いに注意。

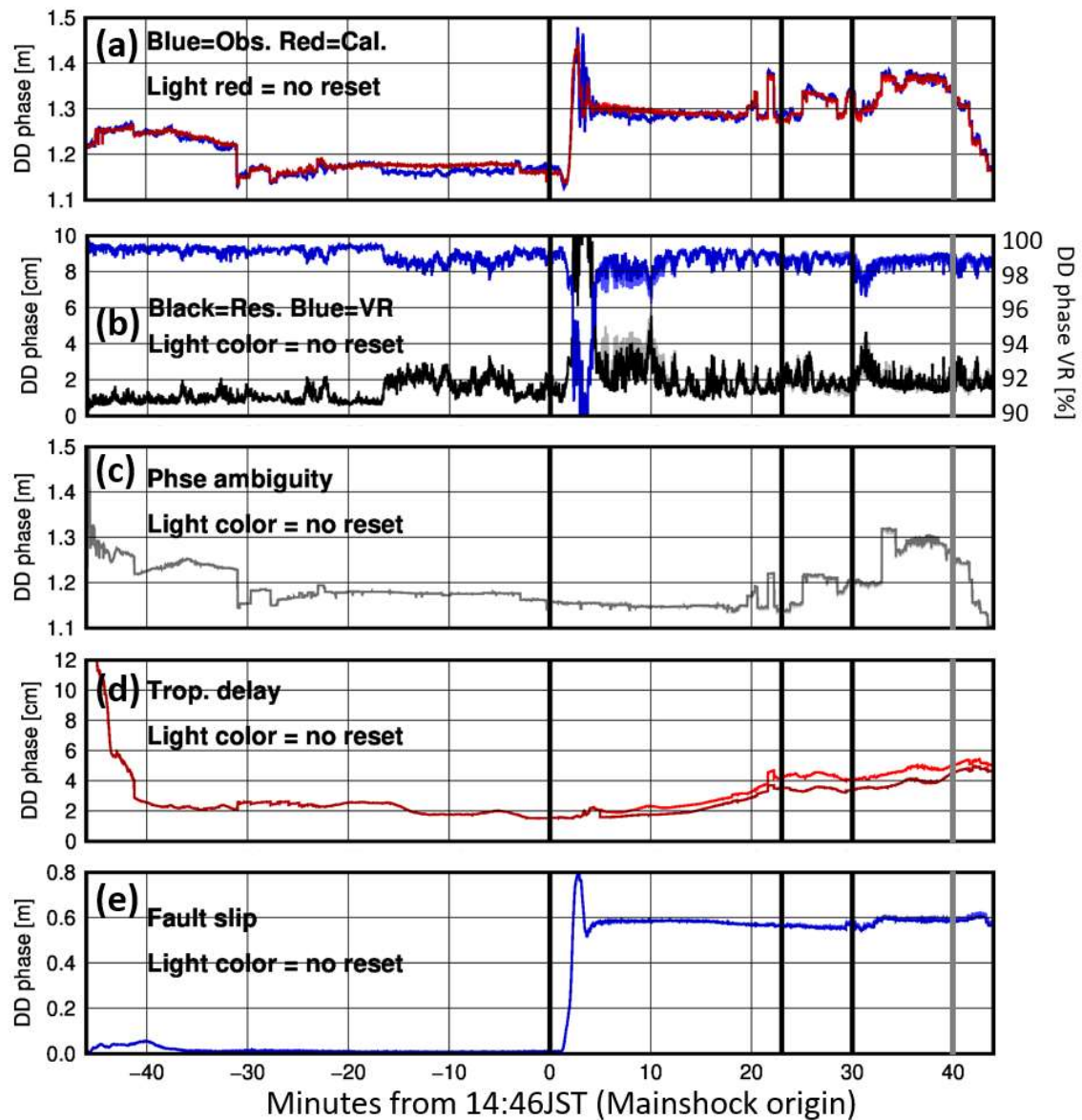


図 5.21 東北沖地震への適用事例における搬送波二重位相差の観測値・計算値，および計算値に占める各未知パラメータの寄与．導出方法は 3 章と同様で，いずれも各時刻の全二重差分における値の平均絶対値を示す．(a) が観測値を青色，計算値を赤色でそれぞれ示す．また明るい赤色は推定値リセットを用いなかった場合の計算値を示す．(c)・(d)・(e) の波数不確定性・大気遅延・断層すべりの寄与も同様で，明るい色の系列が推定値リセット無しの場合を示す．(b) は黒色が O-C 残差 (左の縦軸参照)，青色が観測値・計算値の VR 値を示す (右の縦軸参照)．縦軸のスケール・単位の違いに注意．

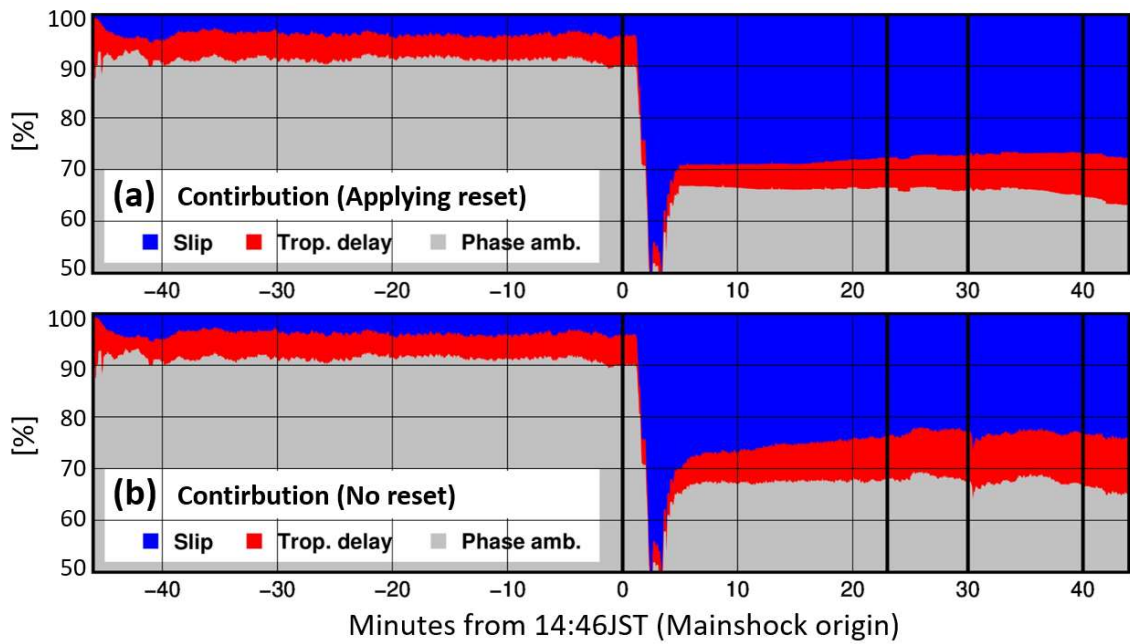


図 5.22 東北沖地震への適用事例における，搬送波二重位相差の計算値に占める各未知パラメータの寄与率．導出方法，表示方法いずれも 3 章と同様で，(a) が推定値リセットありの場合，(b) が推定値リセットなしの場合を示す．

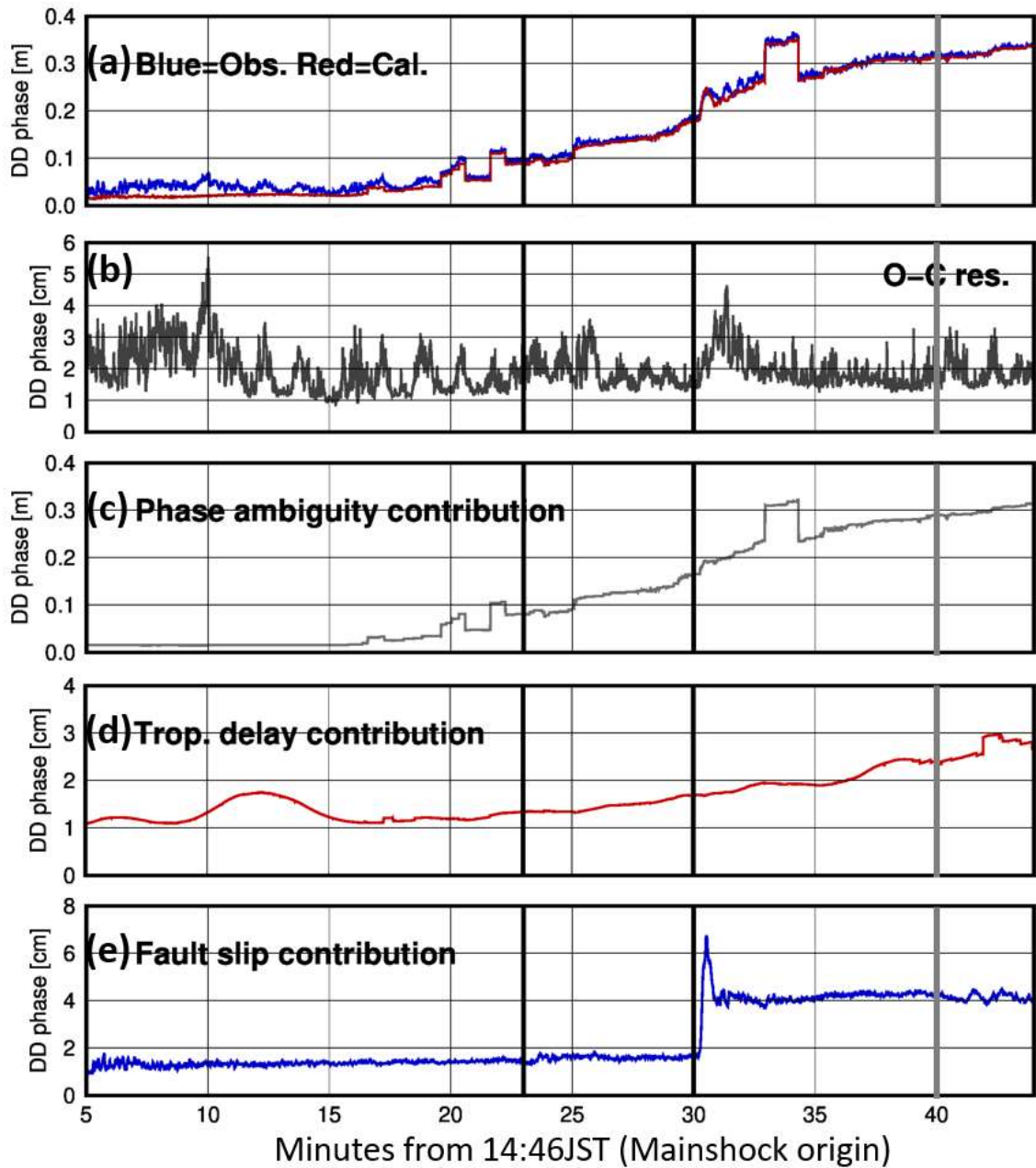


図 5.23 東北沖地震への適用事例における，本震後の期間の搬送波二重位相差の観測値・計算値，および計算値に占める各未知パラメータの寄与．導出方法，表示方法いずれも図 5.20 と同様で，14 時 51 分以降の 44 分間を示す．

6. 結論

本研究では GNSS 搬送波位相変化から直接断層すべりを推定する手法, Phase To Slip (PTS) を用いた広い時間帯域における断層すべりモニタリング技術の確立と, それによるプレート境界の摩擦特性の特徴抽出をその目的とした. 以下に本研究で実施した内容と, 得られた知見を示す.

(1) PTS によるリアルタイム地震時すべり推定

PTS を用いたリアルタイム地震時すべり推定手法の確立を目的とし, 同手法のすべり分布推定への拡張による 2016 年熊本地震の本震および二つの前震の断層すべり分布推定を行った. これにより, 以下の結果および知見を得た.

- ・ 本震については布田川断層の北東寄りの浅部で最大 5.7m, 日奈久断層の北東端付近で最大 3m のすべりがそれぞれ推定された. 推定されたすべりは一部で正断層すべりを含む右横ずれすべりであり, 地震規模は $M_w7.08$ となった. また断層すべり分布および地震規模いずれも, 通常測位を用いた先行研究による推定結果とよく一致した. 加えて推定されたすべり分布から期待される地表変位も, 通常測位で得られる変位とよく一致した.
- ・ 本震について, 観測点で直接かつリアルタイムに取得可能な衛星位置情報として放送暦を用いた推定を行い, 誤差の範囲内で精密暦による結果と一致する結果を得た.
- ・ 本震の 25~28 時間前に発生した二つの前震のすべり分布推定も行い, 両者の合計で平均 1m 程度の右横ずれすべりが推定された. 地震規模は $M_w6.1$ となり, 通常測位に基づく推定結果と整合的な値となった. また大きなすべりが推定された場所も, おおむね一致した.

以上の結果より PTS で M7 級の内陸地震の断層すべりを, 通常測位と同等の精度かつ外部供給の軌道暦に頼らずに推定可能なことを示した. また M6 級の内陸地震であっても一定程度の感度を持つことを示した. これらの結果から PTS を用いたリアルタイム地震時すべり推定が可能であることが示された.

(2) PTS による数分から半日の時間スケールを含む広帯域断層すべり推定

PTS を用いた地震時から地震後の断層すべりの連続的な推定の確立を目的と, 同手法に

よるすべり推定能力を向上させるための技術開発を行った。また、それら改良した手法を 2011 年東北地方太平洋沖地震に適用した。そして同地震の本震のすべり、岩手沖と茨城沖で発生した二つの大きな余震のすべり、および本震後数十分間という、きわめて短期間の初期余効すべりの時空間発展を連続的に推定した。これにより、以下の結果および知見を得た。

- ・ 本震およびそれに引き続くすべり現象を連続的かつ安定して推定することを目的とし、本震のすべりの寄与を本震後の期間の推定において保存する、推定値リセットと呼称する手法を新たに考案し適用した。その結果、初期余効すべり推定時系列の安定性が顕著に改善した。また *Sidereal filter* の適用も行い、マルチパス起因のすべり時系列のノイズを大幅に低減させることに成功した。
- ・ 本震については岩手沖から茨城沖の南北約 500km の範囲で、最大 26m の逆断層すべりが推定され、地震規模は $M_w8.94$ と推定された。また本震 22 分後に岩手沖で発生した余震については、震源近傍の浅い側で最大 0.3m の逆断層すべりが推定され、地震規模は $M_w7.24$ と推定された。さらに本震 29 分後に茨城沖で発生した余震については、同じく震源近傍浅い側で最大 1.6m の逆断層すべりが推定され、地震規模は $M_w7.72$ となった。
- ・ 2016 年熊本地震への適用事例と同様に、放送暦を用いた地震時すべり推定を、本震・余震ともに合わせて行った。その結果、精密暦による結果と誤差の範囲内で整合する結果が得られ、PTS によるリアルタイム地震時すべり把握が海溝型巨大地震に対しても有効であることを示した。
- ・ 推定された本震と二つの大きな余震の地震時すべりは、いずれも通常測位を用いて推定された地震時すべりと、その位置や量が整合的な結果となった。また推定された地震時すべり分布から期待される地表変位も、通常測位による変位とよく一致した。
- ・ 本震のすべり域の深部側に隣接する深さ 50km 付近の領域を中心に、明瞭な初期余効すべりの発生が確認され、主に青森・岩手・宮城付近に 3 つのすべり域が推定された。その量は本震直後の 34 分間で 0.1~0.2m であり、3 つのすべり域の合計の解放モーメントは $M_w7.5$ 程度となった。
- ・ 推定された初期余効すべり域のうち岩手付近のすべり域の開始時刻が最も早く、本震 14 分後からすべりの発生が推定された。また、以降継続したすべりの増加が推定され、本震 24 分後からすべり量が推定誤差より大きくなった。一方で、宮城付近のすべり域は岩手より 10 分程度遅い本震 24 分後からすべりが開始し、同 29 分後に推

定誤差を超えた。青森のすべり域はさらに遅い 29 分後付近からすべりが開始し、同時刻に推定誤差を超えた。また、いずれの領域も本震 35 分後付近を境にすべりが減速するなど、すべりの速度変化が推定された。

- ・ PTS における未知パラメータの推定・分離状況の評価を行い、断層すべりと他の未知パラメータとのトレードオフ等、分離精度向上の余地がある可能性を明らかにした。

以上の結果より PTS で M7～M9 級の海溝型地震のすべりと、引き続く初期余効すべりを連続的に推定可能なことを示した。また推定された初期余効すべりは、すべりの開始時刻の空間不均質やすべり速度の時間変化を示した。

(3) 2011 年東北地方太平洋沖地震後の初期余効すべりの時空間発展に基づくプレート境界の摩擦特性の定量評価

PTS で推定された初期余効すべりの時空間発展にもとづき、地震時すべり・半日後以降の余効すべりととの時空間的關係性について議論した。またプレート境界の摩擦特性の定量評価を行い、その空間不均質について議論した。これにより以下の知見および考察を得た。

- ・ 初期余効すべりの発生域は本震・余震及び過去の大地震の震源域とおおむね相補的となった。また通常測位を用いて推定された余効すべりととの比較から、本震直後の数時間以内において、余効すべり域の段階的な拡大・移動が生じていた可能性が示唆された。
- ・ 推定された初期余効すべり速度と本震のすべりから期待される応力変化を用い、速度状態依存摩擦構成則のうち、速度の効果のパラメータに相当する A の推定を行った。その結果、岩手・宮城のすべり域における A の値は 0.10～0.20 MPa 程度の範囲に推定された。
- ・ A の値の推定誤差の見積もりについては検討課題であるものの、岩手・宮城のすべり域の値は 1.5 倍程度の相違を示し、岩手のすべり域の方が A が小さくなった。すなわち载荷せん断応力変化に敏感である可能性が示された。このほか解析領域内で、走向方向に最大数倍の A の不均質が推定された。推定された A の値の空間不均質は、先行研究において繰り返し地震の分布から示唆された摩擦特性の空間不均質と、一定程度整合的な結果となった。

以上のように、本研究では GNSS の適用例が少ない数分から半日の時間スケールを含む、広帯域な時間帯域における断層すべり推定を行った。そして地震時すべりおよび地震直後の数十分の短時間に生じた初期余効すべりの時空間発展を連続的に把握することに成功した。また推定結果に基づき、プレート境界の摩擦特性の定量評価も試行した。

初期余効すべりは地震発生サイクル全体の断層すべり収支において大きな役割を果たす。また、その時空間発展の把握は断層面の摩擦特性の正確な理解において重要である。本研究で改良および開発された断層すべりの推定手法は、これら初期余効すべりの動態の解明や、その背景にある断層面の摩擦特性の議論に大きく貢献しうるものであり、地震発生サイクルに伴う広帯域な断層すべり現象の総合的な理解を進める上で重要な成果と結論する。

参考文献

- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research*, 72(4), 1217-1231, doi: 10.1029/JZ072i004p01217.
- Allen, R. M., & Ziv, A. (2011). Application of real-time GPS to earthquake early warning. *Geophysical Research Letters*, 38(16), L16310, doi: 10.1029/2011GL047947.
- Ammon, C. J., Lay, T., Kanamori, H., & Cleveland, M. (2011). A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 693-696, doi: 10.5047/eps.2011.05.015.
- Aoi, S., Kimura, T., Ueno, T., Senna, S., & Azuma, H. (2021). Multi-data integration system to capture detailed strong ground motion in the Tokyo metropolitan area. *Journal of Disaster Research*, 16(4), 684-699, doi: 10.20965/jdr.2021.p0684.
- Asano, K., & Iwata, T. (2016). Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data. *Earth, Planets and Space*, 68(1), 147, doi: 10.1186/s40623-016-0519-9.
- Barnhart, W. D., Murray, J. R., Briggs, R. W., Gomez, F., Miles, C. P. J., Svarc, J., Riquelme, S., & Stressler, B. J. (2016). Coseismic slip and early afterslip of the 2015 Illapel, Chile, earthquake: Implications for frictional heterogeneity and coastal uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 6172-6191, doi: 10.1002/2016JB013124.
- Bartlow, N. M. (2020). A long-term view of episodic tremor and slip in Cascadia. *Geophysical Research Letters*, 47(3), e2019GL085303, doi: 10.1029/2019GL085303.
- Beeler, N. M., Tullis, T. E., & Weeks, J. D. (1994). The roles of time and displacement in the evolution effect in rock friction. *Geophysical Research Letters*, 21(18), 1987-1990, doi: 10.1029/94GL01599.
- Bekaert, D. P. S., Segall, P., Wright, T. J., & Hooper, A. J. (2016). A network inversion filter combining GNSS and InSAR for tectonic slip modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(3), 2069-2086, doi: 10.1002/2015JB012638.
- Blanpied, M. L., Marone, C. J., Lockner, D. A., Byerlee, J. D., & King, D. P. (1998). Quantitative measure of the variation in fault rheology due to fluid-rock interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B5), 9691-9712, doi: 10.1029/98JB00162.
- Blewitt, G. (1990). An automatic editing algorithm for GPS data. *Geophysical Research Letters*, 17(3), 199-202, doi: 10.1029/GL017i003p00199.
- Blewitt, G., Hammond, W. C., Kreemer, C., Plag, H-P., Stein, & Okal, E. (2009). GPS for real-time earthquake source determination and tsunami warning systems. *Journal of Geodesy*, 83(3-4), 335-343, doi: 10.1007/s00190-008-0262-5.
- Blewitt, G., Heflin, M. B., Hurst, K. J., Jefferson, D. C., Webb, F. H., & Zumberge, J. F. (1993). Absolute far-field displacements from the 28 June 1992 Landers earthquake sequence. *Nature*, 361(6410), 340-342, doi: 10.1038/361340a0.

- Blewitt, G., Kreemer, C., Hammond, W. C., Plag, H.-P., Stein, S., & Okal, E. (2006). Rapid determination of earthquake magnitude using GPS for tsunami warning systems. *Geophysical Research Letters*, 33(11), L11309, doi: 10.1029/2006GL026145.
- Bock, Y., Nikolaidis, R. M., Jonge, P. J., & Bevis, M. (2000). Instantaneous geodetic positioning at medium distances with the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28,223-28,253, doi: 10.1029/2000JB900268.
- Bock, Y., Prawirodirdjo, L., & Melbourne, T. I. (2004). Detection of arbitrarily large dynamic ground motions with a dense high-rate GPS network. *Geophysical Research Letters*, 31(6), L06604, doi: 10.1029/2003GL019150.
- Bohem, J., & Schuh, H. (2004). Vienna mapping functions in VLBI analysis. *Geophysical Research Letters*, 31(1), L01603, doi: 10.1029/2003GL018984.
- Bohem, J., Werl, B., & Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for medium-range weather forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B2), B02406, doi: 10.1029/2005JB003629.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 959-971, doi: 10.1785/BSSA0710040959.
- Bürgmann, R., Ergintav, S., Segall, P., Hearn, E. H., McClusky, S., Reilinger, R. E., Woith, H., & Zschau, J. (2002). Time-dependent distributed afterslip on and deep below the Izmit Earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 126-137, doi: 10.1785/0120000833.
- Bürgmann, R., Segall, P., Lisowski, M., & Svarc, J. (1997). Postseismic strain following the 1989 Loma Prieta earthquake from GPS and leveling measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B3), 4933-4955, doi: 10.1029/96JB03171.
- Cervelli, P., Segall, P., Johnson, K., Lisowski, M., & Miklius, A. (2002). Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano. *Nature*, 415(6875), 1014-1018, doi: 10.1038/4151014a.
- Choi, K., Bilich, A., Larson, K. M., & Axelrad, P. (2004). Modified sidereal filtering: Implications for high-rate GPS positioning. *Geophysical Research Letters*, 31(22), L22608, doi: 10.1029/2004GL021621.
- Cole, A. E., Court, A., & Cantor, A. J. (1965). Model atmospheres. *Handbook of Geophysics and Space Environments*, edited by Valley, S. L., 2.1-2.22, McGraw-Hill, New York.
- Colosimo, G., Crespi, M., & Mazzoni, A. (2011). Real-time GPS seismology with a stand-alone receiver: A preliminary feasibility demonstration. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B11), B11302, doi: 10.1029/2010JB007941.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Dieterich, J. H. (1972). Time-dependent friction in rocks. *Journal of Geophysical Research*, 77(20), 3690-3697, doi: 10.1029/JB077i020p03690.

- Dieterich, J. H. (1978). Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure and Applied Geophysics*, 116(4-5), 790-806, doi: 10.1007/BF00876539.
- Dieterich, J. H. (1979). Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2161-2168, doi: 10.1029/JB084iB05p02161.
- Ding, K., Freymuller, J. T., Wang, Q., & Zou, R. (2015). Coseismic and early postseismic deformation of the 5 January 2013 Mw 7.5 Craig Earthquake from static and kinematic GPS solutions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(2B), 1153-1164, doi: 10.1785/0120140172.
- Dow, J. M., Neilan, R. E., & Rizos, C. (2009). The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *Journal of Geodesy*, 83(3-4), 191-198, doi: 10.1007/s00190-008-0300-3.
- Duputel, Z., Rivera, L., Kanamori, H., Hayes, G. P., Hirshom, B., & Weinstein, S. (2011). Real-time W phase inversion during the 2011 off the pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 535-539, doi: 10.5047/eps.2011.05.032.
- Elósegui, P., Davis, J. L., Jaldehag, R. T. K., Johansson, J. M., Niell, A. E., & Shapiro, I. I. (1995). Geodesy using the Global Positioning System: The effects of signal scattering on estimates of site position. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9921-9934, doi: 10.1029/95JB00868.
- Freed, A. M., Bürgmann, R., Calais, E., Freymueller, J., & Hreinsdóttir, S. (2006). Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B1), B01401, doi: 10.1029/2005JB003894.
- Fujiwara, S., Yurai, H., Kobayashi, T., Morishita, Y., Nakano, T., Miyahara, B., Nakai, H., Miura, Y., Ueshiba, H., Kakiage, Y., & Une, H. (2016). Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry. *Earth, Planets and Space*, 68(1), 160, doi: 10.1186/s40623-016-0534-x.
- Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., & Kaneda, Y. (2011). The 2011 Tohoku-Oki earthquake: Displacement reaching the trench axis. *Science*, 334(6060), 1240, doi: 10.1126/science.1211554.
- Fukuda, J., Higuchi, T., Miyazaki, S., & Kato, T. (2004). A new approach to time-dependent inversion of geodetic data using a Monte Carlo mixture Kalman filter. *Geophysical Journal International*, 159(1), 17-39, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02383.x.
- Fukuda, J., Johnson, K. M., Larson, K. M., & Miyazaki, S. (2009). Fault friction parameters inferred from the early stages of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B4), B04412, doi: 10.1029/2008JB006166.
- Gao, X., Dai, W., Song, Z., & Cai, C. (2017). Reference satellite selection method for GNSS high-precision relative positioning. *Geodesy and Geodynamics*, 8(2), 125-129, doi: 10.1016/j.geog.2016.07.007.
- Ge, L. (1999). GPS seismometer and its signal extraction. *Proceedings of the 12th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GPS 1999)*, Nashville, TN, 14-17 September, 41-52.

- Ge, L., Han, S., Rizos, C., Ishikawa, Y., Hoshiba, M., Yoshida, Y., Izawa, M., Hashimoto, N., & Himori, S. (2000). GPS seismometers with up to 20 Hz sampling rate. *Earth, Planets and Space*, 52(10), 881-884, doi: 10.1186/BF03352300.
- Ge, M., Gendt, G., Rothacher, M., Shi, C., & Liu, J. (2008). Resolution of GPS carrier-phase ambiguities in Precise Point Positioning (PPP) with daily observations. *Journal of Geodesy*, 82, 389-399, doi: 10.1007/s00190-007-0187-4.
- Geospatial Information Authority of Japan (2016). Crustal deformation of the 2016 Kumamoto Earthquake detected by GEONET. *Bulletin of the Geospatial Information Authority of Japan*, 128, 163-168. [Written in Japanese]
- Gonzalez-Ortega, A., Fialko, Y., Sandwell, D., Nava-Pichardo, F. A., Fletcher, J., Gonzalez-Garcia, J., Lipovsky, B., Floyd, M., & Funning, G. (2014). El Mayor-Cucapah (Mw 7.2) earthquake: Early near-field postseismic deformation from InSAR and GPS observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1482-1497, doi: 10.1002/2013JB010193.
- Hashimoto, M., Sagiya, T., Tsuji, H., Hatanaka, Y., & Tada, T. (1996). Co-seismic displacements of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Journal of Physics of the Earth*, 44(4), 255-279, doi: 10.4294/jpe1952.44.255.
- Hatanaka, Y., Tsuji, H., Inuma, Y., Kobayashi, K., & Morishita, H. (1995). Application of GPS kinematic method for detection of crustal movements with high temporal resolution. "GPS Trends in Precise Terrestrial, Airborne, and Spaceborne Applications", *International Association of Geodesy Symposia, Symposium, 115, 3-4 July, 1995, Boulder, Colorado, USA*, 105-109.
- Hayes, G. P. (2011). Rapid source characterization of the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 4, doi: 10.5047/eps.2011.05.012.
- Heki, K., Miyazaki, S., & Tsuji, H. (1997). Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, 386(6625), 595-597, doi: 10.1038/386595a0.
- Helmstetter, A., & Shaw, B. E. (2009). Afterslip and aftershocks in the rate-and-state friction law. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1), B01308, doi: 10.1029/2007JB005077.
- Herring, T. A., Melbourne, T. I., Murray, M. H., Floyd, M. A., Szeliga, W. M., King, R. W., Phillips, D. A., Puskas, C. M., Santillan, M., & Wang, L. (2016). Plate boundary observatory and related networks: GPS data analysis methods and geodetic products. *Reviews of Geophysics*, 54(4), 759-808, doi: 10.1002/2016RG000529.
- Hirahara, K., Nakano, T., Hosono, Y., Matsuo, S., & Obana, K. (1994). An experiment for GPS strain seismometer. *Japanese Symposium on GPS, 15-16 December, Tokyo, Japan*, 67-75, <http://hdl.handle.net/2433/252372>
- Hirata, Y., & Ohta, Y. (2016). Spatial and temporal characteristics of optimum process noise values of tropospheric parameters for kinematic analysis of Global Navigation Satellite System (GNSS) sites in Japan. *Earth, Planets and Space*, 68(1), 203, doi: 10.1186/s40623-016-0578-y.
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., & Miyazaki, S. (1999). A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada Earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 26(21), 3237-3240, doi: 10.1029/1999GL010999.

- Hobiger, T., Ichikawa, R., Koyama, Y., & Kondo, T. (2008). Fast and accurate ray-tracing algorithms for real-time space geodetic applications using numerical weather models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D20), D20302, doi: 10.1029/2008JD010503.
- Hobiger, T., Ichikawa, R., Koyama, Y., & Kondo, T. (2007). Kashima Ray-Tracing Service (KARATS) — Fast ray-tracing through numerical weather models for real-time positioning applications. *Technology Development Center News Index*, No.28, 16-19.
- Honda, R., Yukutake, Y., Ito, H., Harada, M., Aketagawa, T., Yoshida, A., Sakai, S., Nakagawa, S., Hirata, N., Obara, K., & Matsubara, M. (2013). Rupture process of the largest aftershock of the M9 Tohoku-oki earthquake obtained from a back-projection approach using the MeSO-net data. *Earth, Planets and Space*, 65(8), 917-921, doi: 10.5047/eps.2013.01.003.
- Hudnut, K. W., Bock, Y., Galetzka, J. E., Webb, F. H., & Young, W. (2002). The southern California integrated GPS network (SCIGN). *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary*, 167-189, Tokyo, Japan, TERRAPUB.
- Hudnut, K. W., Shen, Z., Murray, M., McClusky, S., King, R., Herring, T., Hager, B., Feng, Y., Fang, P., Donnellan, A., & Bock, Y. (1996). Co-seismic displacements of the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B), S19-S36, doi: 10.1785/BSSA08601B0S19.
- Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., & Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140), 76-79, doi: 10.1038/nature05780.
- Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N., & Hasegawa, A. (2001). Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed Deep seismic zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B2), 2177-2191, doi: 10.1029/2000JB900386.
- Iinuma, T., Hino, R., Kido, M., Inazu, D., Osada, Y., Ito, Y., Ohzono, M., Tsushima, H., Suzuki, S., Fujimoto, H., & Miura, S. (2012). Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7), 1-18, doi: 10.1029/2012JB009186.
- Iinuma, T., Hino, R., Uchida, N., Nakamura, W., Kido, M., Osada, Y., & Miura, S. (2016). Seafloor observations indicate spatial separation of coseismic and postseismic slips in the 2011 Tohoku earthquake. *Nature Communications*, 7(1), 1-9, doi: 10.1038/ncomms13506.
- Iinuma, T., Ohzono, M., Ohta, Y., & Miura, S. (2011). Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M 9.0) estimated based on GPS data—Was the asperity in Miyagi-oki ruptured? *Earth, Planets and Space*, 63(7), 643-648, doi: 10.5047/eps.2011.06.013.
- Iinuma, T., Ohzono, M., Ohta, Y., Miura, S., Kasahara, M., Takahashi, H., Sagiya, T., Matsushima, T., Nakao, S., Ueki, S., Tachibana, K., Sato, T., Tsushima, H., Takatsuka, K., Yamaguchi, T., Ichiyonagi, M., Takada, M., Ozawa, K., Fukuda, M., Asahi, Y., Nakamoto, M., Yamashita, Y., & Umino, N. (2009). Aseismic slow slip on an inland active fault triggered by a nearby shallow event, the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (Mw6.8). *Geophysical Research Letters*, 36(20), L20308, doi: 10.1029/2009GL040063.
- Imakiire, Tetsuro Aoi, S., Kimura, T., Ueno, T., Senna, S., & Azuma, H. (2021). Multi-data integration system to capture detailed strong ground motion in the Tokyo metropolitan area. *Journal of Disaster Research*, 16(4), 684-699, doi: 10.20965/JDR.2021.P0684.

- Ishibashi, K. (2004). Status of historical seismology in Japan. *Annals of Geophysics*, 47(2-3), 339-368, doi: 10.4401/ag-3305.
- Isshiki, H., Tsuchiya, A., Kato, T., Terada, Y., Kakimoto, H., Kinoshita, M., Kanzaki, M., & Tanno, T. (2000). Precise variance detection by a single GPS receiver -PVD (Point precise Variance Detection) Method-. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 46(4), 229-251, doi: 10.11366/sokuchi1954.46.239.
- Ito, T., & Yoshioka, S. (2002). A dike intrusion model in and around Miyakejima, Niijima and Kozushima in 2000. *Tectonophysics*, 359(1-2), 171-187, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00510-3.
- Ito, T., Yoshioka, S., & Miyazaki, S. (1999). Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(1), 117-130, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00316-7.
- Jiang, J., Bock, Y., Klein, E. (2021). Coevolving early afterslip and aftershock signatures of a San Andreas fault rupture. *Science Advances*, 7(15), doi: 10.1126/sciadv.abc1606.
- Kalman, R. E. (1960). A new approach to linear filtering and prediction problems. *ASME Journal of Basic Engineering*, 82(1), 35-45, doi: 10.1115/1.3662552.
- Kawamoto, S., Hiyama, Y., Ohta, Y., & Nishimura, T. (2016). First result from the GEONET real-time analysis system (REGARD): the case of the 2016 Kumamoto earthquakes. *Earth, Planets and Space*, 68(1), 190-202, doi: 10.1186/s40623-016-0564-4.
- Kawamoto, S., Ohta, Y., Hiyama, Y., Todoriki, M., Nishimura, T., Furuya, T., Sato, Y., Yahagi, T., & Miyagawa, K. (2017). REGARD: A new GNSS-based real-time finite fault modeling system for GEONET. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(2), 1324-1349, doi: 10.1002/2016JB013485.
- Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Hino, R., & Ito, Y. (2011). Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(24), L24303, doi: 10.1029/2011GL050057.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J., & 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 and Planetary Science Letters*, 290(3-4), 415-426, doi: 10.1016/j.epsl.2009.12.038.
- Kobayashi, T. (2017). Earthquake rupture properties of the 2016 Kumamoto earthquake foreshocks (Mj 6.5 and Mj 6.4) revealed by conventional and multiple-aperture InSAR. *Earth, Planets and Space*, 69(1), 1-12, doi: 10.1186/s40623-016-0594-y.
- Kodaira, S., No, T., Nakamura, Y., Fujiwara, T., Kaiho, Y., Miura, S., Takahashi, N., Kaneda, Y., & Taira, A. (2012). Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature Geoscience*, 5(9), 646-650, doi: 10.1038/ngeo1547.
- Koketsu, K., Yokota, Y., Nishimura, N., Yagi, Y., Miyazaki, S., Sateke, K., Fujii, Y., Miyake, H., Sakai, S., Yamanaka, Y., & Okada, T. (2011). A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 310(3-4), 480-487, doi: 10.1016/j.epsl.2011.09.009.

- Kubo, H., Asano, K., & Iwata, T. (2013). Source-rupture process of the 2011 Ibaraki-oki, Japan, earthquake (Mw 7.9) estimated from the joint inversion of strong-motion and GPS data: Relationship with seamount and Philippine Sea Plate. *Geophysical Research Letters*, 40(12), 3003-3007, doi: 10.1002/grl.50558.
- Lagler, K., Schindelegger, M., Böhm, J., Krásná, H., & Nilsson, T. (2013). GPT2: Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques. *Geophysical Research Letters*, 40(6), 1069-1073, doi: 10.1002/grl.50288.
- Langbein, J., Murray, J. R., & Snyder, H. A. (2006). Coseismic and initial postseismic deformation from the 2004 Parkfield, California, Earthquake, observed by Global Positioning System, electronic distance meter, creepmeters, and borehole strainmeters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(48), S304-S320, doi: 10.1785/0120050823.
- Larson, K. M. (2009). GPS seismology. *Journal of Geodesy*, 83(3-4), 227-233, doi: 10.1007/s00190-008-0233-x.
- Larson, K. M., Bilich, A., & Axelrad, P. (2007). Improving the precision of high-rate GPS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B05), B05422, doi: 10.1029/2006JB004367.
- Larson, K. M., Bodin, P., & Gomberg, J. (2003). Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali Fault Earthquake. *Science*, 300(5624), 1421-1424, doi: 10.1126/science.1084531.
- Laurichesse, D., Mercier, F., Berthias, J. P., & Bijac, J. (2008). Real time zero-difference ambiguities fixing and absolute RTK. *Proceedings of the 2008 National Technical Meeting of the Institute of Navigation*, San Diego, CA, 747-755.
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Xue, L., & Kim, M. J. (2011). Possible large near-trench slip during the 2011Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 687-692, doi: 10.5047/eps.2011.05.033.
- Li, X., Ge, M., Guo, B., Wickert, J., & Schuh, H. (2013). Temporal point positioning approach for real-time GNSS seismology using a single receiver. *Geophysical Research Letters*, 40(21), 5677-5682, doi: 10.1002/2013GL057818.
- Lichten, S. M., & Border, J. S. (1987). Strategies for high-precision Global Positioning System orbit determination. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B12), 12,751-12,762, doi: 10.1029/JB092iB12p12751.
- Liu, Z. (2011). A new automated cycle slip detection and repair method for a single dual-frequency GPS receiver. *Journal of Geodesy*, 85(3), 171-183, doi: 10.1007/s00190-010-0426-y.
- Loveless, J. P., & Meade, B. J. (2010). Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B2), B02410, doi: 10.1029/2008JB006248.
- Ma, K-F., Mori, J., Lee, S-J., & Yu, S. B. (2001). Spatial and temporal distribution of slip for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of Seismological Society of America*, 91(5), 1069-1087, doi: 10.1785/0120000728.
- Mader, G. L. (1999). GPS antenna calibration at the National Geodetic Survey. *GPS Solutions*, 3(1), 50-58, doi: 10.1007/PL00012780.

- Malservisi, R., Schwartz, S. Y., Voss, N., Protti, M., Gonzalez, V., Dixon, T. H., Jiang, Y., Newman, A. V., Richardson, J., & Walter, J. I. (2015). Multiscale postseismic behavior on a megathrust: The 2012 Nicoya earthquake, Costa Rica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6), 1848-1864, doi: 10.1002/2015GC005794.
- Marone, C., & Cox, S. J. D. (1994). Scaling of rock friction constitutive parameters: The effects of surface roughness and cumulative offset on friction of gabbro. *Pure and Applied Geophysics*, 143(1-3), 359-385, doi: 10.1007/BF00874335.
- Marone, C. J., Scholtz, C. H., & Bilham, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B5), 8441-8452, doi: 10.1029/91JB00275.
- Matsuzawa, T., Igarashi, T., & Hasegawa, A. (2002). Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan. *Geophysical Research Letters*, 29(11), 38,1-38,4, doi: 10.1029/2001GL014632.
- Maulida, P. (2021). A study on early afterslip following the 2011 Tohoku-Oki earthquake deduced from onshore and offshore geodetic data. *Tohoku University, Ph. D. thesis*.
- Melgar, D., & Bock, Y. (2013). Near-field tsunami models with rapid earthquake source inversions from land- and ocean-based observations: The potential for forecast and warning. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(11), 5939-5955, doi: 10.1002/2013JB010506.
- Melgar, D., Bock, Y., & Crowell, B. W. (2012). Real-time centroid moment tensor determination for large earthquake from local and regional displacement records. *Geophysical Journal International*, 188(2), 703-718, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05297.x.
- Melgar, D., Crowell, B. W., Bock, Y., & 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.
- Milliner, C., Bürgmann, R., Inbal, A., Wang, T., & Liang, C. (2020). Resolving the kinematics and moment release of early afterslip within the first hours following the 2016 Mw 7.1 Kumamoto Earthquake: Implications for the shallow slip deficit and frictional behavior of aseismic creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(9), e2019JB018928, doi: 10.1029/2019JB018928.
- Minson, S. E., Simons, M., & Beck, J. L. (2013). Bayesian inversion for finite fault earthquake source models I – theory and algorithm. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1701-1726, doi: 10.1093/gji/ggt180.
- Mitsui, Y., & Heki, K. (2013). Scaling of early afterslip velocity and possible detection of tsunami-induced subsidence by GPS measurements immediately after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Journal International*, 195(1), 238-248, doi: 10.1093/gji/ggt256.
- Miura, S., Suwa, Y., Hasegawa, A., & Nishimura, T. (2004). The 2003 M8.0 Tokachi-Oki earthquake - How much has the great event paid back slip debts? *Geophysical Research Letters*, 31(5), 2-5, doi: 10.1029/2003gl019021.
- Miyazaki, S., & Larson, K. M. (2008). Coseismic and postseismic slip for the 2003 Tokachi-oki earthquake sequence inferred from GPS data. *Geophysical Research Letters*, 35(4), L04302, doi: 10.1029/2007GL032309.

- Miyazaki, S., Hatanaka, Y., Sagiya, T., & Tada, T. (1998). The nationwide GPS array as an earth observation system. *Bulletin of Geophysical Survey Institute*, 44, 11-22.
- Miyazaki, S., Larson, K. M., Choi, K., Hikima, K., Koketsu, K., Bodin, P., Haase, J., Emore, G., & Yamagiwa, A. (2004b). Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-Oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data. *Geophysical Research Letters*, 31(21), L21603, doi: 10.1029/2004GL021457.
- Miyazaki, S., Segall, P., Fukuda, J., & Kato, T. (2004a). Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties. *Geophysical Research Letters*, 31(6), L06623, doi: 10.1029/2003GL019410.
- Munekane, H. (2012). Coseismic and early postseismic slips associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake sequence: EOF analysis of GPS kinematic time series. *Earth, Planets and Space*, 64(12), 1077-1091, doi: 10.5047/eps.2012.07.009.
- Munekane, H., Tobita, M., & Takashima, K. (2004). Groundwater-induced vertical movements observed in Tsukuba, Japan. *Geophysical Research Letters*, 31(12), L12608, doi: 10.1029/2004GL020158.
- Murray, J. R., Bartlow, N., Bock, Y., Brooks, B. A., Foster, J., Freymueller, J., Hammond, W. C., Hodgkinson, K., Johanson, I., López-Venegas, A., Mann, D., Mattioli, G. S., Melbourne, T., Mencin, D., Montgomery-Brown, E., Murray, M. H., Smalley, R., Thomas, V. (2020). Regional Global Navigation Satellite System networks for crustal deformation monitoring. *Seismological Research Letters*, 91(2A), 552-572, doi: 10.1785/0220190113.
- National research Institute for Earth science and Disaster resilience (2016). 平成 28 年 (2016 年) 4 月 16 日 熊本県熊本地方の地震 (F-net によるメカニズム解). 防災科学技術研究所資料, <https://www.hinet.bosai.go.jp/topics/nw-kumamoto160416/?LANG=ja&m=mecha>.
- Ni, S., Kanamori, H., & Helmberger, D. (2005). Energy radiation from the Sumatra earthquake. *Nature*, 434(7033), 582, doi: 10.1038/434582a.
- Niell, A. E. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelength. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3227-3246, doi: 10.1029/95JB03048.
- Nishimura, T., Matsuzawa, T., & Obara, K. (2013). Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3112-3125, doi: 10.1002/jgrb50222.
- Nishimura, T., Munekane, H., & Yurai, 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.
- Nishimura, T., Yokota, Y., Tadokoro, K., & Ochi, T. (2018). Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from Global Navigation Satellite System and Global Positioning System-Acoustic data. *Geosphere*, 14(2), 535-551, doi: 10.1130/GES01529.1.
- Obara, K., Tanaka, S., Maeda, T., & Matsuzawa, T. (2010). Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest Japan. *Geophysical Research Letters*, 37(13), L13306, doi: 10.1029/2010GL043679.

- Ohta, Y. (2016). Study on the improvement of real-time kinematic GNSS data analysis and development of rapid coseismic fault deformation method based on those data. *Journal of Geodetic Society of Japan*, 62(1), 1-19, doi: 10.11366/sokuchi.62.1. [In Japanese]
- Ohta, Y., Kobayashi, T., Hino, R., Demachi, T., & Miura, S. (2015). Rapid coseismic fault determination of consecutive large earthquakes: The 2011 Tohoku-Oki sequence. In C. Rizos, P. Willis (Eds.) *Proceedings of the 2013 IAG Scientific Assembly, Postdam Germany*, 130, 467-475, Switzerland: Springer International Publishing, doi: 10.1007/1345_2015_109.
- Ohta, Y., Kobayashi, T., Tsushima, H., Miura, S., Hino, R., Takasu, T., Fujimoto, H., Inuma, T., Tachibana, K., Demachi, T., Sato, T., Ohzono, M., & 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: Solid Earth*, 117(B2), 1-16, doi: 10.1029/2011JB008750.
- Ohta, Y., Meilano, I., Sagiya, T., Kimata, F., & Hirahara, K. (2006). Large surface wave of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake captured by very long baseline kinematic analysis of 1-Hz GPS data. *Earth, Planets and Space*, 58(2), 153-157, doi: 10.1186/BF03353372.
- Ohta, Y., Ohzono, M., Miura, S., Inuma, T., Tachibana, K., Takatsuka, K., Miyao, K., Sato, T., & Umino, N. (2008). Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network. *Earth, Planets and Space*, 60(12), 1197-1201, doi: 10.1186/BF03352878.
- 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, doi: 10.1785/BSSA0820021018.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yurai, H., & Nishimura, T. (2002). Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, 298(5595), 1009-1012, doi: 10.1126/science.1076780.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Munekane, H., Suito, H., Kobayashi, T., & Tobita, M. (2012). Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7), B07404, doi: 10.1029/2011JB009120.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., & Imakiire, T. (2011). Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, 475(7356), 373-376, doi: 10.1038/nature10227.
- Parsons, T., Johnson, K. M., Bird, P., Bormann, J., Dawson, T. E., Field, E. H., Hammond, W. C., Herring, T. A., McCaffrey, R., Shen, Z-K., Thatcher, W. R., Weldon II, R. J., & Zeng, Y. (2013). Appendix C-Deformation models for UCERF3. *USGS Open-File Report*, 2013-1165, 66pp.
- Perfettini, H., & Ampuero, J-P. (2008). Dynamics of a velocity strengthening fault region: Implications for slow earthquakes and postseismic slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B9), B09411, doi: 10.1029/2007JB005398.
- Pollitz, N. F., Murray, J. R., Minson, S. E., Wicks, C. W., Svarc, J. L., & Brooks, B. A. (2019). Coseismic slip and early afterslip of the M6.0 24 August 2014 south Napa, California, earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(11), 11728-11747, doi: 10.1029/2019JB018470.

- Ragon, T., Sladen, A., Blettery, Q., Vergnolle, M., Cavalié, O., Avallone, A., Balestra, J., & Delouis, B. (2019). Joint inversion of coseismic and early postseismic slip to optimize the information content in geodetic data: Application to the 2009 Mw6.3 L'Aquila earthquake, central Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(10), 10522-10543, doi: 10.1029/2018JB017053.
- Rebischung, P., Griffiths, J., Ray, J., Schmid, R., Collilieux, X., & Garayt, B. (2012). IGS08: the IGS realization of ITRF2008. *GPS Solutions*, 16(4), 483-494, doi: 10.1007/s10291-011-0248-2.
- Rogers, G., & Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627), 1942-1943, doi: 10.1126/science.1084783.
- Rousset, B., Campillo, M., Lasserre, C., Frank, W. B., Cotte, N., Walpersdorf, A., Socquet, A., & Kostoglodov, V. (2017). A geodetic matched filter search for slow slip with application to the Mexico subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12), 10,498-10,514, doi: 10.1002/2017JB014448.
- Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10,359-10,370, doi: 10.1029/JB088iB12p10359.
- Saastamoinen (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, 15, doi: 10.1029/GM015p0247.
- Sagiya, T. (2004) A decade of GEONET: 1994-2003 —The continuous GPS observation in Japan and its impact on earthquake studies—. *Earth, Planets and Space*, 56(8), 29-41, doi: 10.1186/BF03353077.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., & Tada, T. (2000). Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure and Applied Geophysics*, 157 (11-12), 2303-2322, doi: 10.1007/978-3-0348-7695-7_26.
- Satake, K., Fujii, Y., Harada, T., & Namegaya, Y. (2013). Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from Tsunami waveform data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B), 1473-1492, doi: 10.1785/0120120122.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, & M., Asada, A. (2011). Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, 332(6036), 1395, doi: 10.1126/science.1207401.
- Segall, P., & Matthews, M. (1997). Time dependent inversion of geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B10), 22,391-22,409, doi: 10.1029/97JB01795.
- Sherrill, E. M., & Johnson, K. M. (2021). New insights into the slip budget at Nankai: An iterative approach to estimate coseismic slip and afterslip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(2), e2020JB020833, doi: 10.1029/2020JB020833.
- Suito, H. (2016). Detectability of interplate fault slip around Japan, based on GEONET daily solution F3. *Journal of Geodetic Society of Japan*, 62(3), 109-120, 10.11366/sokuchi.62.109.
- Suito, H., Nishimura, T., Kobayashi, T., Ozawa, S., Tobita, M., & Imakiire, T. (2012). Co- and post-seismic Deformation and Fault Model of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Journal of the Seismological Society of Japan 2nd ser*, 65(1), 95-121, doi: 10.4294/zisin.65.95.

- Suwa, Y., Miura, S., Hasegawa, A., Sato, T., & Tachibana, K. (2006). Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B4), B04402, doi: 10.1029/2004JB003203.
- Takasu, T., Yasuda, A., Kogure, S., Nakamura, S., Miyoshi, M., Kawate, K., Hirahara, Y., & Sawamura, T. (2013). Development of multi-GNSS precise orbit and clock determination tool MADOCA. *Proceedings of 57th Space Sciences and Technology Conference, 2013*(JSASS-2013-4495), BiG SHIP, Yonago City.
- Tanaka, Y., Ohta, Y., & Miyazaki, S. (2019). Real-time coseismic slip estimation via the GNSS carrier phase to fault slip approach: A case study of the 2016 Kumamoto earthquake. *Geophysical Research Letters*, 46(3), 1367-1374, doi: 10.1029/2018GL080741.
- Toda, S., Stein, R. S., Sevilgen, V., & Lin, J. (2011). Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching-user guide. *USGS open file report*, 2011-1060, 63pp, doi: 10.3133/ofr20111060.
- Tsang, L. L. H., Vergnolle, M., Twardzik, C., Sladen, A., Nocquet, J-M., Rolandone, F., Agurto-Detzel, H., Cavalié, O., Jarrin, P., & Mothes, P. (2019). Imaging rapid early afterslip of the 2016 Pedernales earthquake, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 524, 115724, doi: 10.1016/j.epsl.2019.115724.
- Tsuji, H., Hatanaka, Y., Sagiya, T., & Hashimoto, M. (1995). Coseismic crustal deformation from the 1994 Hokkaido-Toho-Oki earthquake monitored by a nationwide continuous GPS array in Japan. *Geophysical Research Letters*, 22(13), 1669-1672, doi: 10.1029/95GL01659.
- Twardzik, C., Vergnolle, M., Sladen, A., & Avallone, A. (2019). Unravelling the contribution of early postseismic deformation using sub-daily GNSS positioning. *Scientific Reports*, 9, 1775, doi: 10.1038/s41598-019-39038-z.
- Uchida, N., Kalafat, D., Pinar, A., & Yamamoto, Y. (2019). Repeating earthquakes and interplate coupling along the western part of the North Anatolian Fault. *Tectonophysics*, 769, 228185, doi: 10.1016/j.tecto.2019.228185.
- Uchida, N., & Matsuzawa, T. (2011). Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 675-679, doi: 10.5047/eps.2011.07.006.
- Uchida, N., & Matsuzawa, T. (2013). Pre- and postseismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture. *Earth and Planetary Science Letters*, 374, 81-91, doi: 10.1016/j.epsl.2013.05.021.
- Uchida, N., Nakajima, J., Hasegawa, A., & Matsuzawa, T. (2009). What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 283(1-4), 111-121, doi: 10.1016/j.epsl.2009.04.003.
- Wdowinski, S., Bock, Y., Fang, P., Zhang, J., Williams, S., Johnson, H., Behr, J., Genrich, J., Dean, J., Van Domselaar, M., Agnew, D., Wyatt, F., Stark, K., Oral, B., Hudnut, K., King, R., Herring, T., Dinardo, S., Young, W., & Jackson, D. (1997). Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Continuous measurements of regional crustal deformation between the 1992 Landers and 1994 Northridge earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 18,013-18,033, doi: 10.1029/97jb01379.

- Wennerberg, L., & Sharp, R. V. (1997). Bulk-friction modeling of afterslip and the modified Omori law. *Tectonophysics*, 277(1-3), 109-136, doi: 10.1016/S0040-1951(97)00081-4.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., & Wobbe, F. (2013). Generic Mapping Tools: Improved Version Released. *EOS*, 94(45), 409-420, doi: 10.1002/2013EO450001.
- Williams, S. D. P., Bock, Y., Fang, P., Jamason, P., Nikolaidis, M., Prawirodirdjo, L., Miller, M., & Johnson, D. J. (2004). Error analysis of continuous GPS position time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B3), B03412, doi: 10.1029/2003jb002741.
- Wyatt, F. K. (1982). Displacement of surface monuments: Horizontal motion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B2), 979-989, doi: 10.1029/JB087iB02p00979.
- Wyatt, F. K. (1989). Displacement of surface monuments: Vertical motion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B2), 1655-1664, doi: 10.1029/JB094iB02p01655.
- Yagi, Y., & Fukahata, Y. (2011). Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release. *Geophysical Research Letters*, 38(19), 1-5, doi: 10.1029/2011GL048701.
- Yamanaka, Y. (2005). Asperity map along the subduction zone in Hokkaido region. *Paper presented at the Seismological Society of Japan*, 2005, Sapporo, Japan.
- Yamanaka, Y., & 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), e21-e24, doi: 10.1186/BF03352479.
- Yamanaka, Y., & Kikuchi, M. (2004). Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B7), B07307, doi: 10.1029/2003JB002683.
- Yano, T. E., Shao, G., Liu, Q., Ji, C., & Archuleta, J. (2014). Coseismic and potential early afterslip distribution of the 2009 Mw 6.3 L'Aquila, Italy earthquake. *Geophysical Journal International*, 199(1), 23-40, doi: 10.1093/gji/ggu241.
- Yarai, H., Kobayashi, T., Morishita, Y., Fujiwara, S., Hiyama, Y., Kawamoto, S., Ueshiba, H., Miura, Y., & Miyahara, B. (2016). Source fault models of the 2016 Kumamoto Earthquake inverted from crustal deformation. *Bulletin of the Geospatial Information Authority of Japan*, 128, 169-176. [Written in Japanese]
- Yokota, Y., Koketsu, K., Hikima, K., & Miyazaki, S. (2009). Ability of 1-Hz GPS data to infer the source process of a medium-sized earthquake: The case of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36(12), L12301, doi: 10.1029/2009GL037799.
- Zhu, L., & Rivera, L. A. (2002). A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. *Geophysical Journal International*, 148(3), 619-627, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01610.x.
- 木村一洋 (2018) 体積ひずみ計データの降水補正に用いる降水量データについて. *気象研究所研究報告*, 67, 35-44, doi: 10.2467/mripapers.67.35.
- 国土地理院 GEONET グループ (2004). GPS 連続観測システム “GEONET” とその展望. *測地学会誌*, 50(2), 53-65, doi: 10.11366/sokuchi1954.50.53.

村上弘規, 高松直史, 阿部聡, 古屋智秋, 加藤知瑛, 大野圭太郎, 畑中雄樹, 攪上泰亮, 大橋和幸 (2021). 新しい GEONET 解析ストラテジによる電子基準点日々の座標値 (F5 解・R5 解) の公開. *国土地理院時報*, 134.

室谷智子, 菊地正幸, 山中佳子 (2003). 近地強震計記録を用いた 1982 年茨城県沖地震の震源過程. *日本地震学会 2003 年度秋季大会*, P029.