

博士論文

GPSデータから推定された東北日本における
プレート間相互作用の時空間変動

西村 卓也

平成 1 2 年

謝 辞

本研究を行うにあたり、平澤朋郎教授には終始変わらぬ熱心なご指導と激励をいただき、心より感謝申し上げます。長谷川 昭教授、浜口博之教授、大竹政和教授、佐藤春夫教授には多くのご教示をいただき心より御礼申し上げます。

国土地理院の多田 堯総括研究官には、研究の初期においてさまざまご提案をいただきました。また国土地理院の鷺谷 威博士、宮崎真一博士には日頃から熱心に議論していただき、多くの助言をいただきました。心より感謝申し上げます。東北大学理学研究科の三浦 哲博士には、東北大学在学中から地殻変動についてご指導いただき、さらに GPS データを提供していただきました。深く感謝の意を表します。弘前大学理工学部の小菅正裕博士、渡邊和俊氏には、弘前大学の GPS データを使用を快諾くださり、御支援いただきました。深く感謝いたします。

インヴァージョンのプログラムには、海上保安庁水路部の矢吹哲一朗博士による「GDBYS」を若干改良したものを使用させていただきました。また粘弾性解析プログラムとして、千葉大学理学部の佐藤利典博士による「VEDISPL」を使用させていただきました。記して深く感謝いたします。

地震の震源データは、東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センターによるものと、気象庁より提供していただいた気象庁・科学技術庁が協力してデータ処理した結果を使用させていただきました。記して感謝いたします。

国土地理院地理地殻活動研究センター地殻変動研究室の皆様方に深く感謝いたします。村上亮室長には多くの有益な御助言と御協力をいただきました。原田 靖博士には、快適な計算機環境を整えていただきました。小沢慎三郎博士、小田切聡子さんとの議論は有益でした。GPS 観測点の維持・管理・解析を日々こなしている国土地理院測地観測センターの職員の皆様に感謝いたします。特に菊田有希枝さんには、GPS データの利用にあたり、多くの便宜を図っていただきました。東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センターの職員ならびに院生・学生の方々には多くの有益な御助言をいただきました。記して感謝いたします。

著者の妻である西村真由美さんには、生活面で著者を支えていただきました。深く感謝いたします。

概要

東北地方および北海道南西部は、太平洋プレートの沈み込み帯に位置し、典型的な島弧であるといわれている。また日本海東縁部にも収束プレート境界があるという認識が一般的である。したがって、東北地方および北海道南西部は、東西から複数のプレートが相互作用する複雑な場であり、地殻変動の大きい地域だと考えられてきた。従来の測地測量は、一般的に測量の間隔が10年以上になるため、長期間に累積した地殻変動の議論は可能であるが、時間変化の議論は難しかった。しかし、高精度かつ遠隔操作可能なGPS(全地球測位システム)を用いた連続観測により、1年程度の期間でも安定した精度の高い観測点の変位速度の推定が可能になっている。日本国内では、1994年度より国土地理院によって高精度のGPS連続観測点の整備が進められ、1999年現在で1000点を越す観測点が稼働している。東北地方においては、東北大学および弘前大学によっても、それぞれ1994年度より高精度のGPS連続観測が開始されている。

これらのGPS連続観測網が稼働して間もない1994年12月28日に八戸沖を震源とする1994年三陸はるか沖地震(M_{JMA} 7.5)が発生した。GPS観測によって、この地震に伴う地震時の地殻変動だけでなく、明瞭な余効変動が地震後1年以上続いたことが検出された。余効変動の主因は、地震の震源域およびその周辺のプレート境界面上での余効すべりであることが既に指摘されている。しかし、余効変動のメカニズムとして下部地殻やマントルでの粘性緩和の可能性も指摘されており、観測された余効変動において粘性緩和の余効すべりに対する寄与の割合は必ずしも明らかではない。

本研究ではまず、東北地方および北海道南西部における1994年から1999年にかけての国土地理院のGPSルーチン解析結果を主データとして、1年毎の観測点変位速度の直線近似による推定と、1994年三陸はるか沖地震に伴う地殻変動の検出を行った。国土地理院の観測点が少なかった1994年7月から1996年3月までの期間については、東北大学と弘前大学のGPS観測点のデータを国土地理院のデータに加えて基線解析し、両大学の観測点についても変位速度の推定と1994年三陸はるか沖地震に伴う地殻変動の検出を行った。

その結果、1994年三陸はるか沖地震に伴う地殻変動として、地震を含む2日間には、HSK観測点(青森県階上町)の12cmを最大として、東北地方北部および渡島半島南部の観測点で1cm以上の東向きの変位が観測された。また、その後12日間でも、HSK観測点の4cmを最大として、東北地方北部太平洋側で広域の地殻変動があったことが明らかになった。

長期間の変動については、山形県温海町の観測点を固定点とすると、岩手県南部から福島県にかけての太平洋側と北海道襟裳岬周辺では、西から西北西への変位が1995年4月からの4年間を通じて観測された。岩手県北部から青森県の観測点は、1995年4月から1年間には2cm/yr程度で東進していたが、1998年4月からの1年間では変位速度が小さくなり、太平洋側の観測点では逆に西進の傾向が認められた。また、日本海側の観測点ではこの期間を通して東進する

傾向が認められた。また、1994 年三陸はるか沖地震の発生前 5 か月間(1994 年 7 月から 12 月)に推定された HSK 観測点の変位速度は小さく、地震前には震源域西部およびその周辺での固着が弱かった可能性が示唆された。

次に、本研究では、太平洋プレートの沈み込み帯におけるプレート間相互作用を推定するため、GPS によって得られた地表での変位速度をデータとして、バックスリップ・インヴァージョンを行った。沈み込み帯でのプレート境界面については、微小地震分布を参考に 3 次元的な形状を仮定した。また、バックスリップもしくはフォワードスリップのすべり方向については、プレート運動モデルや過去の研究を参考に、N70W もしくは N110E の方向の縦ずれ成分に固定した。インヴァージョンには、媒質として半無限均質弾性体を仮定して、すべりの空間分布はなめらかであるという先験的情報と観測データとの相対的な重みを ABIC(赤池のバイズ情報量基準)によって客観的に決定できる Yabuki and Matsu'ura(1992)によって開発された手法を用いた。その結果、太平洋プレートのプレート間相互作用だけでは、東北地方の日本海側と北海道の変位速度を十分には説明できないことがわかった。そこで、日本海東縁部のプレート境界を衝突境界とみなして、その位置を北緯 37.7 度、東経 139 度から N5W の方向と仮定し、衝突速度の空間分布と太平洋側のプレート間相互作用を同時に推定した。その結果、東北地方の日本海側の観測点速度の残差を小さくすることが可能になった。さらに、1993 年北海道南西沖地震、1983 年日本海中部地震、1964 年新潟地震の震源域付近では、周囲に比べて小さな衝突速度が推定された。これは、これらの地震の余効すべりもしくは粘性緩和による余効変動の存在を示唆する。

本研究では、これらの地震発生からかなりの時間が経過していることと、日本海東縁部のプレート境界の位置と形状が未解明であることを考慮して、粘性緩和に伴う余効変動の効果を定量的に検討した。さらに、1994 年三陸はるか沖地震の粘性緩和の影響を評価するために、フォワードモデルにより粘性緩和に伴う余効変動を計算した。上部地殻を完全弾性体、下部地殻の粘性率を $10^{19}\text{Pa}\cdot\text{s}$ 、マントルの粘性率を $10^{20}\text{Pa}\cdot\text{s}$ とする 3 層構造の媒質を仮定して、以下のような結果を得た。

- (1) 1994 年三陸はるか沖地震に伴う粘性緩和から期待される地殻変動は、観測されている余効変動に比べて十分小さい。
- (2) 1993 年北海道南西沖地震に伴う粘性緩和から計算される観測点速度は、現在、渡島半島で GPS により観測されている速度と調和的である。

以上の計算から、地震に伴う応力変化の粘性緩和による地表での余効変動は、数十年程度の時定数をもつため、数年間の GPS 観測からはプレート間での余効すべりや固着による変動との区別が困難であることがわかった。しかし、上記の結果が示すように観測された変位速度を粘性緩和による変動で説明できる事例があることから、粘性緩和の影響を補正することとした。最近 50 年間に研究対象領域周辺で発生した大地震である 1952 年十勝沖地震、1964 年新潟地震、1968 年十勝沖地震、1978 年宮城県沖地震、1983 年日本海中部地震、1993 年北海道南西沖地震、1994 年三陸はるか沖地震に伴う粘性緩和による変動を計算して、観測データから差し引いて補

正した。この補正した変位速度をデータとしてバックスリップ・インバージョンを行い、日本海東縁部の境界における衝突速度と太平洋側のプレート境界面におけるすべり速度の分布を求めた。その結果、以下のような知見を得た。

- (1) 1994 年三陸はるか沖地震の余効すべりは、本震破壊域から始まって周囲に拡大した。地震後 1.25 年を経過してからは、本震時にはすべらなかつた深部延長上の深さ 50-80km の領域での余効すべりが顕著になり、1999 年現在まで続いている。
- (2) 十勝沖と宮城県沖には 1995 年 4 月以降の 4 年間を通して、プレート間がほぼ完全に固着している領域が存在する。また、三陸沖では 1996 年以降カップリングが急速に強まる領域が存在し、1998 年 4 月からの 1 年間ではほぼ完全に固着している状態になった。この領域は 1994 年三陸はるか沖地震の震源域と一致しており、地震で破壊したプレート境界面の強度回復過程が明らかにされた。
- (3) 三陸沖を除くプレート境界において、深さ 80km 程度まで弱いプレート間カップリングの存在が検出された。低角逆断層型メカニズムのプレート間地震の下限や、大地震の破壊域の下限から、アサイスミック・フロントは深さ 50-60km と推定されているが、カップリング領域の下限はこれより有意に深い。
- (4) 上記の(1)と(3)により、脆性領域から塑性領域への遷移領域である、深さ約 60-80km のプレート境界面におけるすべり挙動の特性が明らかにされた。すなわち、1994 年三陸はるか沖地震の震源域の深部延長上では余効すべりの存在が、1978 年宮城県沖地震の震源域の深部延長上ではカップリングの存在が検出された。
- (5) 日本海東縁のプレート境界では、男鹿半島沖から山形県沖にかけて、5cm/yr 程度の衝突速度が推定された。この値はプレート運動モデルから推定されている収束速度(2cm/yr 程度)に比べて大き過ぎ、モデリングエラーを示唆する。この地域のプレート境界を、仮定した位置よりも東側の陸に近い位置に仮定すれば、この矛盾を解消できる。
- (6) 1983 年日本海中部地震に伴う粘性緩和による変動を補正することにより、日本海中部地震の震源域でもその周囲と調和的な衝突速度が得られた。これは、本研究で行なった粘性緩和の補正が有効であることを示とともに、日本海中部地震の余効変動が現在も続いていることを実証している。

本研究による、1994 年三陸はるか沖地震の震源域における強度回復過程の検出は、GPS 連続観測データの精密解析によって初めて可能になったものであり、新たな知見である。この強度回復過程に関する結果と併せて、プレート境界面深部におけるすべり挙動の時間変化に関する結果は、単に地震発生サイクルの数値シミュレーションにおける摩擦構成則に制約を与えるだけでなく、地震発生ポテンシャルを推定するために必要な情報であり、かつ、中長期的な地震発生予測にとって極めて重要な情報である。

目次

謝辞	i
概要	ii
目次	v
第1章 序論	1
1.1 東北日本の地殻変動場とプレート間カップリング	1
1.2 1994年三陸はるか沖地震と余効変動	3
1.3 本研究の目的	7
第2章 GPS データ解析による東北および北海道南西部の地殻変動	9
2.1 GPS 干渉測位	9
2.2 国土地理院の GPS 観測網	11
2.2.1 観測網の概要	11
2.2.2 定常ルーチン解析	14
2.3 東北大学と弘前大学の GPS 観測網	18
2.3.1 観測網の概要	18
2.3.2 データの再解析	18
2.4 1994年三陸はるか沖地震にともなう地殻変動	20
2.5 東北および北海道南西部における 1994年7月から1999年3月までの速度場	22
2.5.1 観測点速度の推定方法	22
2.5.2 特徴的な地殻変動	26
第3章 プレート沈み込み帯でのプレート間相互作用の推定法	40
3.1 バックスリップの概念	40
3.2 インヴァージョン手法	42
3.2.1 ディスロケーションによる地表での変位	43
3.2.2 すべり分布のパラメータ表現	44
3.2.3 観測方程式	45
3.2.4 先験的情報	47
3.2.5 ベイズモデルと ABIC	48
3.3 断層モデルパラメータ	50
3.4 インヴァージョンの解像度に関する数値実験	55

第4章	結果と議論	60
4.1	地震時すべりおよび直後の余効すべり	60
4.2	地震後4年間のカップリング分布	64
4.2.1	解析結果(モデル1)	64
4.2.2	日本海東縁部のプレート境界の影響	72
4.2.3	粘性緩和の影響	80
4.2.4	最終結果(モデル2)	92
4.3	1994年三陸はるか沖地震の余効すべりの時間変化	92
4.4	過去の研究や数値シミュレーションとの比較	102
4.5	プレート間カップリングとアスぺリティの分布	103
4.6	今後の課題と展望	109
第5章	結論	111
	参考文献	114
Appendix	ディスロケーションソースによる半無限弾性体の地表での変位	122

第 1 章 序論

1. 1 東北日本の地殻変動場とプレート間カップリング

東北地方は、北から千島弧、東北日本弧、伊豆小笠原弧と続く太平洋プレートの沈み込み帯に位置し、典型的な島弧であるといわれている。NUVEL-1A[Demets et al., 1990, 1994]などによるグローバルなプレート運動モデルによると、太平洋プレートは日本海溝から N65W の方向に沈み込んでいる。東北地方の内陸の浅部で発生している地震のメカニズムから推定されている内陸での応力場はほぼ東西圧縮であり[たとえば, Kosuga, 1997], このような応力場は太平洋プレートの沈み込み帯でのプレート間の固着によって生じていると考えられている。しかし、明治(1893-1902 年)に行われた三角測量と昭和に行われた三辺測量(1979-1982 年)の結果から得られた約 90 年間の歪分布[多田, 1986]によると、火山フロントより東側(外弧)の北上山地では、東西性の圧縮はほとんど見られず南北伸張であり、プレート運動から期待される応力場とは一致しないことが知られている。一方、火山フロントより西側(内弧)では、ほぼ東西圧縮の傾向が認められている。また、Kato(1979)は、明治(1897-1902 年)と昭和(1971-1975 年)に行われた水準測量の結果を整理して、太平洋の海岸線付近が内陸部に対して約 30cm 沈降していることを明らかにした。この沈降もプレート間の固着によって説明されている。1983 年の日本海中部地震発生を契機として、東北地方の西側の日本海東縁部にも収束プレート境界があるという認識[たとえば, 中村, 1983]が一般的になりつつあり、東北日本は複数のプレートが相互作用する複雑な場になっている。

近年、GPS に代表されるような宇宙測地技術や計算機の発展により、地殻変動を比較的簡単にかつ高精度に観測することができるようになった。とくに GPS 連続観測によって日々の地殻変動が水平方向には数 mm の精度で観測することが可能になり、従来の測地測量だけではわからなかったさまざまな新しい知見が得られている。図 1.1 は、1997 年 4 月から 1999 年 3 月までの、地震による変動を補正した平均的な GPS 観測点速度である[鷲谷, 私信]。GPS を用いることにより、2 年間という短時間でもプレート運動そのものやプレート境界での相互作用が原因となるプレート内変形がとらえられるようになった。GPS から得られた東北地方の水平地殻変動は、少なくとも岩手県より南では東西圧縮となっている。したがって、数年の時間スケールで見れば、90 年間の累積である測地測量の結果とは異なり、太平洋プレートの沈み込み帯でのプレート間の固着に起因する変形が卓越している[Miyazaki, 1999]。

このように、プレート間の相互作用を受けて生じているプレート境界付近の地殻変動から、プレート間相互作用の推定を試みた研究例は多い。Kato(1979)は、2次元の弾性体を仮定した有限要素法を用いて、東北地方の水準測量のデータからプレート間の固着域の下

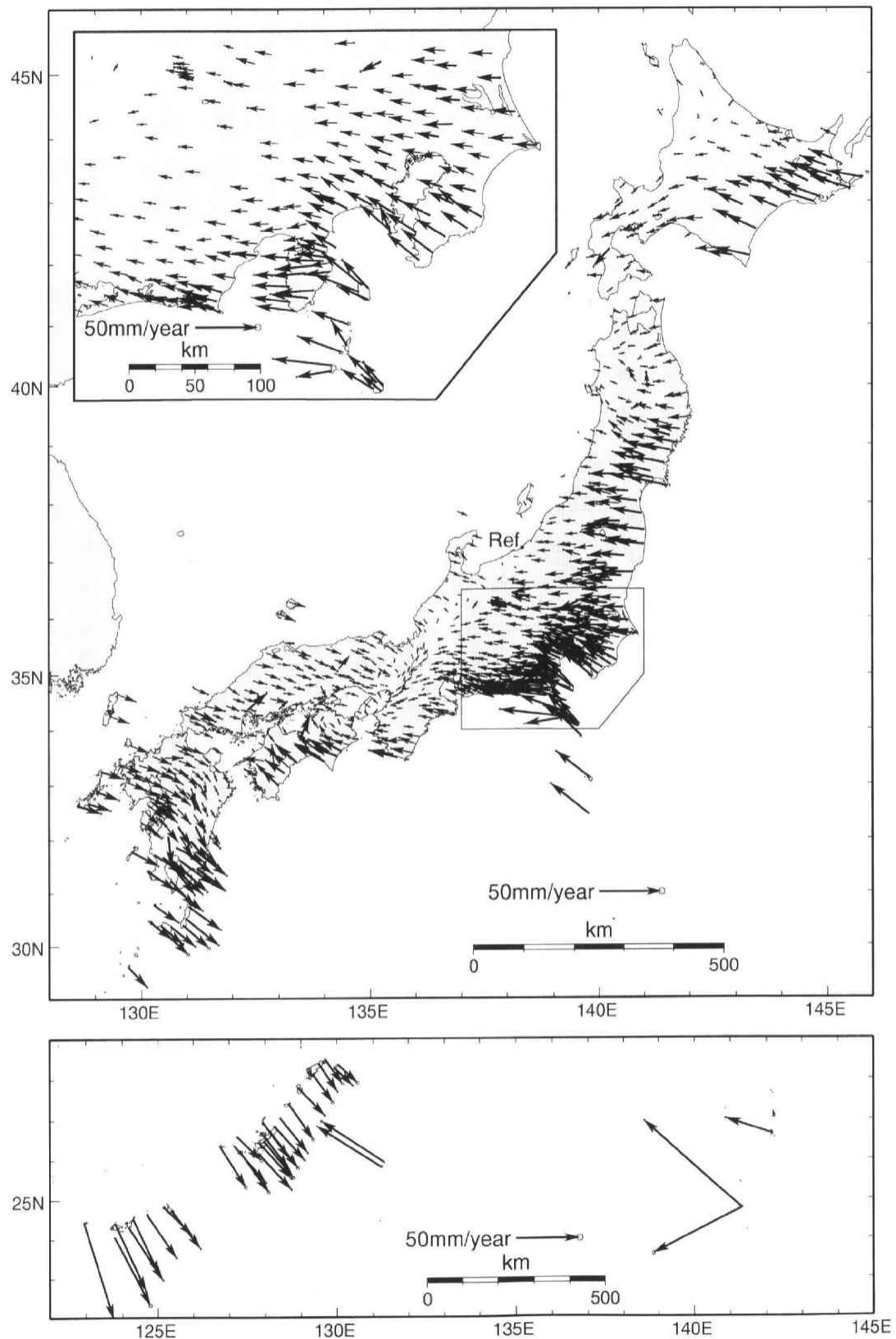


図1.1 GPSによって推定された日本の地震間地殻変動。データの期間は1997年4月1日-1999年3月31日。ベクトルは新潟県の大湊観測点に対する水平変動速度を表す。鷲谷(私信)より引用。

限を推定しているが、単に太平洋プレートと陸側のプレートとの固着だけで観測されたデータを説明しようとする、深さ 120km まで固着している必要があり、地震学的な研究から推定されている下限とは整合しないとしている。しかし、Miura et al.(1989)は、同じく東北地方の 20 年程度の水準測量のデータは、2 次元の弾性体と粘弾性体からなる有限要素法を用いた計算により、固着域の下限は深さ 50-60km 程度で説明できることを示している。有限要素法による計算は、モデルに地下の不均質構造を考慮することができるという利点はあるが、要素の設定の煩雑さや計算機の性能の制限により、多数のさまざまなモデルを試行錯誤的に計算するのには向かないという欠点があり、有限要素法をインヴァージョン解析に用いるのは容易ではない。インヴァージョン解析には比較的簡単な計算からプレート間の固着を推定する方法として Savage(1983)が提唱したバックスリップの概念を応用した、バックスリップ・インヴァージョンが広く用いられている。Yoshioka et al.(1993, 1994)は、水準測量と三辺測量のデータから、東海地方と関東地方で陸側のプレートとフィリピン海プレートとの間の固着の強さをインヴァージョンによって求めた。このようなバックスリップ・インヴァージョンは、高精度の GPS データを用いることによって、短い期間でも信頼度の高い推定を可能にしている。Ozawa et al.(1999)は、紀伊半島から四国までの GPS データを用いて、フィリピン海プレートと西南日本とのプレート間カップリングの強さを推定している。また、Sagiya(1999)は、東海地方の GPS データを用いてバックスリップ・インヴァージョンを行い、プレート間の固着が強い領域は遠州灘の海底下にあり、地震学的に見積もられている固着域よりも沖合にあることを示した。東北地方においては、Nishimura et al.(1998b)によって、1995 年のほぼ 1 年間の GPS データから、宮城県沖ではプレート間が強く固着しているが、1994 年の三陸はるか沖地震の震源域を含む三陸北部の海域下では、三陸はるか沖地震の余効すべりと考えられる、相対的なプレート運動速度よりも速いすべり速度の領域があることを示した。また Ito et al.(1999)は、1996 年 4 月から 1998 年 3 月までの GPS データを用いて東北および北海道周辺での固着域を推定し、十勝沖から根室沖にかけてもプレート間が強く固着していることを示している。

1. 2 1994 年三陸はるか沖地震と余効変動

1994 年 12 月 28 日午後 9 時 19 分、三陸はるか沖を震源とするマグニチュード 7.5 の大地震が発生した。この地震で八戸市を中心に人的被害、構造物の被害が発生した。この地震は、図 1.2 に示した余震分布や低角逆断層のメカニズム解から太平洋プレートの沈み込み帯で発生したプレート間地震であると考えられている。この地震の震源過程については、地震学的手法[たとえば、Sato et al., 1996; Nakayama and Takeo, 1997; Nakahara et al., 1998]および測地学的手法[たとえば Tanioka et al., 1996; Nishimura et al., 1998a, 1998b]によって数多くの研究例がある。Sato et al.(1996)は、この地震の破壊が余震域のほぼ東端で始まり

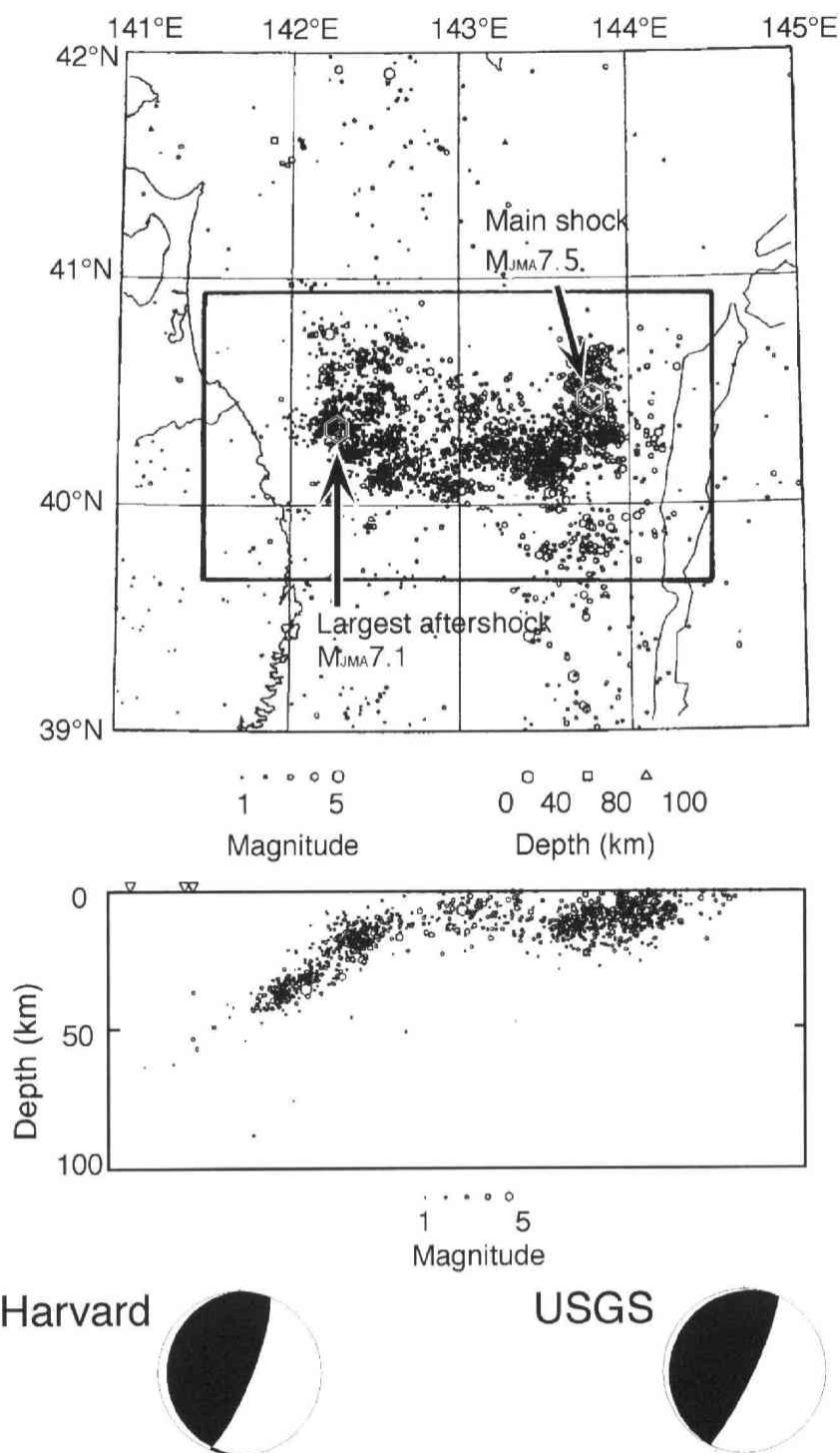


図1.2 1994年三陸はるか沖地震の余震分布(松澤・他, 1995)とメカニズム解. 1994年12月28日から1995年1月31日までに発生した地震を示した. HarvardとUSGSで示したメカニズム解は, それぞれDziewonski et al.(1995)とSipkin and Zirbes(1996)によって決められた最適ダブルカップル解.

西に向かって伝播し、余震域の中央部付近で最大のサブイベントを伴った後、さら西側へ向かって伝播し、余震域のほぼ西端でもうひとつのサブイベントを伴って高周波の地震波を放出して、全体の破壊が終了したことを示した。Nakayama and Takeo(1997)の解析では、震源(破壊の開始点)付近ではすべり量が小さく、断層の中央から西側ですべり量が多いという結果が得られている。Nakahara et al.(1998)の解析でも、高周波のエネルギーの90%は断層の西半分から放出されており、とくに西端で大きいことが示されている。地震学的な研究からは、震源域のほぼ中央部にすべりの大きい領域があるという点と断層の西端で高周波の地震波を励起したという点が、ほぼ共通の結果として得られている。地殻変動の観点から見るとこの地震は日本で高精度のGPS連続観測が開始されて以来プレート間大地震としては初めて発生した地震であり、地震に伴って最大約12cmの地殻変動があったことが明らかになっている[たとえば、Nishimura et al., 1998b]。Tanioka et al.(1996)は、津波データとGPSデータの同時インバージョンによりこの地震のすべり分布を求め、やはり余震域の中央部付近で大きいすべりがあったことを示している。

1994年三陸はるか沖地震の余震域は、1968年5月16日に発生した1968年十勝沖地震($M_{JMA}7.9$)の余震域の南半分と一致する。大地震発生の繰り返し間隔を考える上で、また地震発生の長期予測の観点から、この2つのプレート間地震のすべりの大きい領域(アスぺリティ)が重なっていたかどうかは、最も大きな関心事である。1994年の地震のアスぺリティは、1968年十勝沖地震ではすべりが小さかった「すべり残し」であるという考えもあるが[Tanioka et al., 1996]、手法的に空間分解能が高いと考えられる地震波形を用いたすべり分布の推定からは、両者のアスぺリティは重なっているという研究結果が多い[Sato et al., 1996; Nakayama and Takeo, 1997; 永井・菊地, 1999]。Sato et al.(1996)は、この2つの地震は、破壊の開始点からアスぺリティの位置、震源域の西端で高周波地震波を強く励起したといった震源過程が良く似ており、違いは、1968年の地震がさらに北側まで破壊が伝播したのに対し、1994年の地震は震源域の西側への伝播だけで破壊が止まってしまった点であることを指摘している。

1994年三陸はるか沖地震では、伸縮計や体積歪計といった地殻変動連続観測装置やGPSによって、地震の後の顕著な余効変動が観測された。Heki and Tamura(1997)は、岩手県江刺市にある観測点の伸縮計記録を解析し、本震後3.5日間の記録に認められる余効変動が対数関数で減衰することを示し、本震と同じ領域での余効すべりによるものであると指摘している。Nishimura et al.(1998a)は、東北地方の他の地殻変動連続観測点でも3日程度の時定数で指数関数的に減衰する余効変動が観測されていることを指摘し、各観測点において地震時の変動量と余効変動量がほぼ比例することからこの期間の余効すべりは本震とはほぼ同じ場所で起こっていることを示した。地殻変動連続観測では、降雨や季節変動といったさまざまなノイズが大きいので、数か月にわたるような長期間の変動を判別することは難しかった。しかし、GPSによる観測はこの難点を克服し、余効変動が1年以上続いた

ことを明らかにした。Heki et al.(1997)は、GPS データを用いて、余効すべりによる地震後 1 年間のモーメント解放量は本震によるそれとほぼ同じであることを示し、地震から見積もられているサイズミックカップリング係数が小さいのは、余効すべりのような非地震性すべりによってかなりのモーメントが解放されているとすると説明できるとした。彼らは余効すべりの領域については、本震とほぼ同じであると仮定している。しかし、Nishimura et al.(1998b)は、バックスリップ・インヴァージョンの解析から、余効すべりの領域が本震ですべった領域だけでなくその深部延長上や南側にまで拡大していることを示している。

大地震の後に引き続く地殻変動、すなわち余効変動が観測された例は非常に多い。その中には、観測点近傍の地下の間隙水圧の変化などに伴う局所的な変動である場合もあるが、似たような変動が複数の点で観測されていることから、震源域近傍に原因があると考えられる事例も多数報告されている。このような余効変動のメカニズムはいくつか考えられているが、地震で破壊した断層およびその周辺での余効すべりと、下部地殻やマントルなどが粘弾性的な性質をもつために地震による応力変化を緩和する変動の 2 つが有力である。

陸域で発生し、地震断層を地表に露出するような大地震の場合は、断層での余効すべりが直接観測される場合もある。例えば Smith and Wyss(1968)は、1966 年の Parkfield 地震(M_s 6.4)の後 1 年間の San Andreas 断層の地表での変位を観測し、余効すべりが余震活動と似た対数関数的に減衰し、1 年間の累積変位は地震時の変位をしのぐことを示した。また Williams and Magistrale(1989)は、1987 年の Superstition Hills 地震(M_s 6.6)の直後から地表の断層での変位を詳細に観測し、時間とともにべき乗則から対数関数へと、減衰の仕方が変わる余効すべりを報告している。しかし、これらの観測例は断層の非常に浅い部分での余効すべりに限られており、断層深部の状態は必ずしも明らかではなかった。近年、GPS や干渉 SAR といった宇宙測地技術の発展によって、広域で時空間的に稠密な観測が可能になり、断層の深部に関する情報も多く得られるようになってきている。とくに 1989 年 Loma Prieta 地震(M_s 7.1)と 1992 年 Landers 地震(M_w 7.3)は、稠密な観測が行われているアメリカ合衆国カリフォルニア州で発生したこともあり、余効変動に関する多くの研究が行われている。Shen et al.(1994)は、GPS 観測データによって Landers 地震の余効変動が数か月続き、深さ 10km 以深において本震の地震モーメントの 15%に相当する余効すべりか、もしくは粘性緩和があったと指摘している。Massonet et al.(1996)は、干渉 SAR を用いて Landers 地震の 2.75 年間の余効変動を高空間分解能に明らかにし、本震ですべった断層の深さ 6-11km の領域での余効すべりと断層帯の収縮によって観測された変動を説明している。断層の収縮とは、地震時に断層帯でのクラックに水が入り込み、地震後には時間とともに水が徐々に抜けてクラックが閉じることによって断層帯の体積が減少するというモデル[たとえば、Sleep and Blanpied, 1992]である。また、彼らは Shen et al.(1994)の余効すべりモデルでは干渉 SAR によって観測された地殻変動を説明できないとしている。しかし、Deng et al.(1998)は、Massonet et al.(1996)が明らかにした地殻変動は、下部地殻が流動性に富んでいて、

$10^{18}\text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度の粘性率をもっていれば、粘性緩和に伴う変動で説明できるとしている。Pollitz et al.(1998)は、Loma Prieta 地震発生後の 5 年間の GPS と水準測量のデータを用いて、余効すべり、粘性緩和、断層帯の収縮の 3 つのメカニズムによる変動を詳細に比較検討し、粘弾性媒質内の余効すべりのインヴァージョンを行った結果、余効すべりだけでも観測された余効変動は十分説明できることを示した。しかし余効すべりに加えて粘性緩和を考えることによって、インヴァージョンの残差がさらに小さくなるとしている。その際、下部地殻の粘性率は $10^{19}\text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度であることも示されている。

沈み込み帯で発生する逆断層型地震にともなう余効変動の観測例は、変動域の主な部分が海底下になるため、陸域の地震に比べると少ない。Fitch and Scholz(1971)は、1946 年に発生した南海道地震の余効変動を検潮記録から明らかにし、地震時にすべった領域では地震時と同じ逆断層タイプの余効すべり、その深部延長上では正断層タイプの余効すべりで説明した。Sagiya(1995)は、三角・三辺測量と水準測量の結果を用いて南海道地震の余効変動のインヴァージョンを行い、余効変動の原因が主に断層の深部延長上での逆断層タイプの余効すべりであることを示した。1960 年のアラスカ地震 ($M_w 9.0$) [たとえば, Cohen, 1998] や 1964 年のチリ地震 ($M_w 9.2$) [たとえば, Barrientos et al., 1992] においても水準測量や検潮記録から余効変動が観測されており、断層の深部延長上での余効すべりによって説明されている。三陸沖の沈み込み帯でも、1989 年の三陸はるか沖地震 ($M_{JMA} 7.1$) [たとえば, Miura et al., 1993] と 1992 年の三陸はるか沖地震 ($M_{JMA} 6.9$) [たとえば, Kawasaki et al., 1995] は、伸縮計によって顕著な余効変動が観測されており、震源域もしくはその周辺での余効すべりが原因と考えられている。

一方、粘性緩和による余効変動は、比較的時定数の長い変動であると考えられている。Thatcher et al.(1980)は、東北地方で行われた水準測量のデータに認められる秋田県横手市付近の局地的な沈降を、1896 年に発生した陸羽地震 ($M 7.5$) の粘性緩和に伴う余効変動で説明している。彼らのモデルでは、弾性的な地殻の下に Maxwell 粘弾性体であるアセノスフェアが置かれている。彼らは、この場合のアセノスフェアの時定数を 20 年(粘性率は $10^{19}\text{Pa}\cdot\text{s}$) とすると観測された上下変動をよく説明できるとしている。また、Tabei(1989)は、1927 年と 1979 年に行われた丹後地方の三角・三辺測量の結果を、1927 年に発生した丹後地震 ($M 7.5$) の粘性緩和に伴う変動で説明している。この場合には、マントルの粘性率を $5 \times 10^{18}\text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度、下部地殻の粘性率を $5 \times 10^{19}\text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度にすると、余効変動をよく説明できるとしている。どちらの場合も、地表での変動の時定数は数 10 年程度となり、余効すべりの時定数の観測例に比べると長い。

1. 3 本研究の目的

高精度かつ高時間分解能の GPS 連続観測の出現により、1 年程度の期間でも信頼でき

る観測点速度の推定が可能になってきた。本研究では、国土地理院に加え、東北大学と弘前大学の GPS 連続観測データを用いて、1994 年から 1999 年の期間の東北および北海道南西部の地殻変動の時空間分布をまず明らかにする。次に、Nishimura et al.(1998b)の解析を基礎にして、バックスリップ・インバージョンにより、太平洋プレートの沈み込み帯におけるプレート間の固着やすべりの時空間変動を明らかにする。とくに三陸沖では、1994 年三陸はるか沖地震後顕著な余効すべりの発生が知られている。三陸沖におけるプレート境界面の余効すべりが時空間的にどう変化するのか、また、地震時のすべり領域で断層強度（固着力）がどのように回復するのかを解明することも本研究の重要な目的である。さらに、東北および北海道南西部の地殻変動に影響を与えていると予想される日本海東縁部のプレート境界での衝突速度を GPS 観測データから推定し、太平洋プレートの沈み込み帯におけるプレート間相互作用の推定に与える衝突境界の影響を明らかにする。加えて、地震の余効変動の原因のひとつと考えられている下部地殻やマントルでの粘性緩和の効果についても検討を加え、観測された速度場に与えるその影響について議論する。

第 2 章 GPS データ解析による東北および北海道南西部 の地殻変動

本章ではまず GPS の原理及び基線解析手法について述べる．そして東北および北海道西部における GPS 観測点で観測された 1994 年から 1999 年にかけての速度場と 1994 年三陸はるか沖地震にともなう地殻変動を明らかにする．

2. 1 GPS 干渉測位

GPS(Global Positioning System:全地球測位システム)は、アメリカ合衆国において開発された人工衛星を用いた位置決定システムである．元来はアメリカ合衆国国防省において軍の航空機や船舶のための航法システムとして開発されたものであるが、最近では民間の航空機・船舶の運行管理やカーナビ、測量、時刻管理などの民生分野への利用が急増し、アメリカ合衆国も GPS の商用利用に重点を置くようになってきている．以下では GPS の原理について概略を述べる．[詳しくは、Leick(1995), Hofmann-Wellenhof et al.(1997), Teunissen and Kleusberg(1998), 辻(1998)参照]

GPS はシステムとして、宇宙部分(Space segment)、制御部分(Control segment)、利用者部分(User segment)の 3 つから構成される．まず宇宙部分であるが、地球を回る 24 個の GPS 衛星からなる．これらの衛星は、 60° ずつ異なる 6 つの軌道面にそれぞれ 4 個の衛星が配置されており、軌道長半径約 26,000km で 0.5 恒星日(11 時間 58 分)周期のほぼ円軌道を描いて地球を周回している．このような衛星配置により、地球上どこでも常時仰角 15 度以上に最低 4 個の衛星を観測することができる．GPS 衛星には精密で安定性の高い原子時計が搭載されており、その基本周波数は 10.23MHz である．各衛星はこの基本周波数の 154 倍(1575.42MHz, L1 帯)と 120 倍(1227.60MHz, L2 帯)の周波数をもつ搬送波を、C/A コードと P コードと呼ばれる 2 つの疑似乱数符号で変調して送信している．疑似乱数符号のパターンは衛星毎に異なっているので混信せずに信号を受信することが出来る．制御部分は、主管制局、監視局、地上管制局からなり、主管制局はアメリカ合衆国コロラド州のコロラドスプリングス市にあるファルコン空軍基地内にある．主管制局では、監視局で観測された各 GPS 衛星の追跡データから衛星軌道や衛星時計パラメータを計算し、地上管制局を通じて GPS 衛星へ送信している．各 GPS 衛星はこれらのパラメータを航法メッセージとして送信している．これらのパラメータは放送歴(Broadcast ephemeris)と呼ばれる．利用者部分とは、各利用者のもつ GPS 受信機のことを指す．

GPS を利用した測位は、単独測位と相対測位に大別されるが、地殻変動観測や測量等の高精度が要求される分野では、後者の方法の中でも特に静止干渉測位と呼ばれる方法が用いられる．これは、複数の観測点で同時に 30 分以上連続して GPS 衛星からの搬送波位

相を観測し、その後各観測点でのデータを集めて解析することによって、観測点間の相対的な位置すなわち基線の3次元の成分が mm の精度で決定できる方法である。干渉測位では搬送波の位相が観測量になる。ある時刻 t に受信機 i で衛星 j からの信号を受信したときに観測される搬送波位相 $\phi_i^j(t)$ は以下のように表される。

$$\phi_i^j(t) = \frac{\rho_i^j(t)}{\lambda} + N_i^j + f\delta^j(t) - f\delta_i(t) \quad (2-1)$$

ただし、 $\rho_i^j(t)$ は受信機 i と衛星 j の疑似距離、 λ は搬送波の波長、 N_i^j : 整数値バイアス、 f は搬送波の周波数、 $\delta^j(t)$ は衛星 j の時計誤差、 $\delta_i(t)$ は受信機 i の時計誤差である。

ここで 2 つの受信機 A, B で受信された搬送波位相 $\phi_A^j(t)$, $\phi_B^j(t)$ の差(一重位相差)をとり、 $\phi_{AB}^j(t)$ とすると

$$\begin{aligned} \phi_{AB}^j(t) &\equiv \phi_B^j(t) - \phi_A^j(t) \\ &= \frac{\rho_B^j(t) - \rho_A^j(t)}{\lambda} + N_{AB}^j - f\delta_{AB}^j(t) \end{aligned} \quad (2-2)$$

ただし、

$$N_{AB}^j \equiv N_B^j - N_A^j \quad (2-3)$$

$$\delta_{AB}^j(t) \equiv \delta_B^j(t) - \delta_A^j(t) \quad (2-4)$$

であり衛星の時計誤差 $\delta^j(t)$ が消去できる。さらに受信機 A, B で受信された衛星 j, k の搬送波位相についてそれぞれ一重位相差をとり、さらにそれらの差(二重位相差)をとったものを $\phi_{AB}^{jk}(t)$ と表すと

$$\begin{aligned} \phi_{AB}^{jk}(t) &\equiv \phi_{AB}^k(t) - \phi_{AB}^j(t) \\ &= \frac{\rho_B^k(t) - \rho_B^j(t) - \rho_A^k(t) + \rho_A^j(t)}{\lambda} + N_{AB}^{jk} \end{aligned} \quad (2-5)$$

ただし、

$$N_{AB}^{jk} \equiv N_B^k - N_B^j - N_A^k + N_A^j \quad (2-6)$$

となる。このように、二重位相差をとることによって時計誤差を消去することによりモデ

ルを簡略化することができる。このモデルを用いて、数多くの衛星を長時間観測することによって疑似距離と整数値バイアスを推定することができる。衛星の位置は、GPS 衛星から送信されている放送歴やより高精度な精密歴(Precise ephemeris)を用いることによって既知の量となるので、疑似距離から受信機の位置を推定することができる。精密歴は IGS(International GPS Service)や JPL(Jet Propulsion Laboratory)といったいくつかの機関によってそれぞれ作成され、公開されている。

ところで、受信機 i と衛星 j の疑似距離 $\rho_i^j(t)$ は、電離層や対流圏で電波の位相速度が真空中と異なることによって真の距離 $r_i^j(t)$ との間に以下のような関係がある。

$$r_i^j(t) = \rho_i^j(t) - \Delta_{ion_i}^j + \Delta_{trop_i}^j \quad (2-7)$$

ここで、 $\Delta_{ion_i}^j$ は電離層遅延量、 $\Delta_{trop_i}^j$ は対流圏遅延量である。このうち電離層遅延量は、電波の周波数に反比例するため、L1 と L2 帯の位相の線形結合を観測量とすることにより除去することが出来る。このような線形結合の位相 ϕ は、L1 および L2 帯の搬送波位相を波数で表したものを ϕ_1, ϕ_2 、周波数を f_1, f_2 とおくと

$$\phi \equiv \phi_1 - \frac{f_2}{f_1} \phi_2 \quad (2-8)$$

と表すことが出来る。 ϕ は L3 もしくは LC と呼ばれ、一般に電離層の影響が無視できない 10km 以上の基線の解析に用いられている。一方、対流圏遅延量は観測点の位置ともに未知パラメータとして推定するのが一般的である。

2. 2 国土地理院の GPS 観測網

2. 2. 1 観測網の概要

国土地理院では近年群発地震活動が盛んな伊豆半島東部で 1989 年から GPS 連続観測を開始し[吉村, 1990]、さらに 1991 年には溶岩ドームを形成していた雲仙周辺で GPS 連続観測を行ってきた[小牧, 1992]。これらの観測網では受信機が一周波(L1)しか受信できないタイプであったことと、当時は GPS 衛星の数が少なかったこともあり、必ずしも満足できる精度を得られなかった。現在のような高精度の連続観測が行われるようになったのは、1994 年 4 月に南関東・東海地域に COSMOS-G2(Continuous Strain Monitoring System with GPS by GSI)と呼ばれる 110 点からなる観測網が完成してからである[Sagiya et al., 1995; 鷲谷, 1997]。COSMOS-G2 では二周波で P コード解読型の受信機である Trimble4000SSE を用いており、一日 6 時間の観測を行って、基線長で 1 cm 以下の再現性を達成した。さら

に 1994 年 10 月には日本全国で 100 点の観測点からなる GRAPES(GPS Regional Array for Precise Surveying / Physical Earth Science)観測網が完成した[Miyazaki et al., 1996]. この観測網では二周波 P コード解読型の Topcon GP-R1DY(Ashtech Z-12 同等品, 以下では Ashtech 社製と見なす)受信機を用いて 1 日 24 時間, サンプルング間隔 30 秒で観測をおこなった. 観測開始直後に発生した 1994 年 10 月の北海道東方沖地震を始めとして, 1994 年 12 月の三陸はるか沖地震や 1995 年 1 月の兵庫県南部地震にともなう地殻変動を準リアルタイムに観測し, GPS の地殻変動観測における優位性を再認識させる結果となった. その後 1996 年 4 月には, これら二つの観測網を統合し, 新設点も含めて計 610 点からなる観測網 GEONET(GPS Earth Observation Network)として再構築された[Miyazaki et al., 1997; Miyazaki et al., 1998]. その後も観測点は増強され, 現在では 1000 点を越す世界でも例を見ない巨大な GPS 観測網となっている(図 2.1). GEONET 観測網の目的は, 地殻変動の監視だけではなく, 水蒸気や電離層の観測, さらに測量のための基準点と多岐にわたっている.

GEONET の観測点は, 設置された年度や地域により, GPS 受信機の機種や GPS アンテナの設置状況が異なるいくつかのタイプに分けられる. GPS 受信機とアンテナのメーカーは Trimble, Ashtech, Leica の三社のものが混在する形になっており, 98 年 7 月現在ではそれぞれ 724 点, 200 点, 25 点となっている. GPS 観測点の構造物のうち典型的なものは, 高さ 5m のステンレス製ピラー(支柱)の上部に GPS アンテナを取り付け, その内部に GPS 受信機と通信用のモデムが格納されている. ほぼ 1.5m 角のコンクリート製の土台にピラーが据え付けられており, 総重量が 10 数 t となっている.

最近になって観測点の構造上の問題から, 地殻変動解析にとってさまざまな誤差要因となる構造物の変形あるいは局所的な地盤の変形が見つかっている. たとえば日照によって, ピラーが熱膨張することにより, アンテナのあるピラー最上部が水平方向に 1cm 程度変動することが報告されている[阿部・他, 1999b]. 1997 年度以降に設置された観測点では, このようなピラーの変形を捕らえられるようにピラー内部に傾斜計を設置している. さらに 1999 年度に御前崎-掛川間に設置された観測点では, ピラーを二重管として外側が日射により変形してもアンテナ位置が変動しないような工夫がされている. また特に北海道の東部の観測点で, 冬季になると夏季と比較して 2-3cm に及ぶ水平変位が観測されることがある. これは凍上現象(寒気により地中で土粒子と水分が氷晶分離されて, 霜柱状態となって表層発達する現象)によって, 土台から観測局が変動してしまうためであると考えられている[阿部・他, 1999a]. それ以外にも軟弱地盤や地下水の影響と見られる変動が観測されている[鷲谷, 1997]. 受信機や解析手法の発達により数 mm 程度の地殻変動が観測可能になった現在において, 観測点に関するこれらの不安定に起因する誤差を軽減することが今後の重要な課題である.

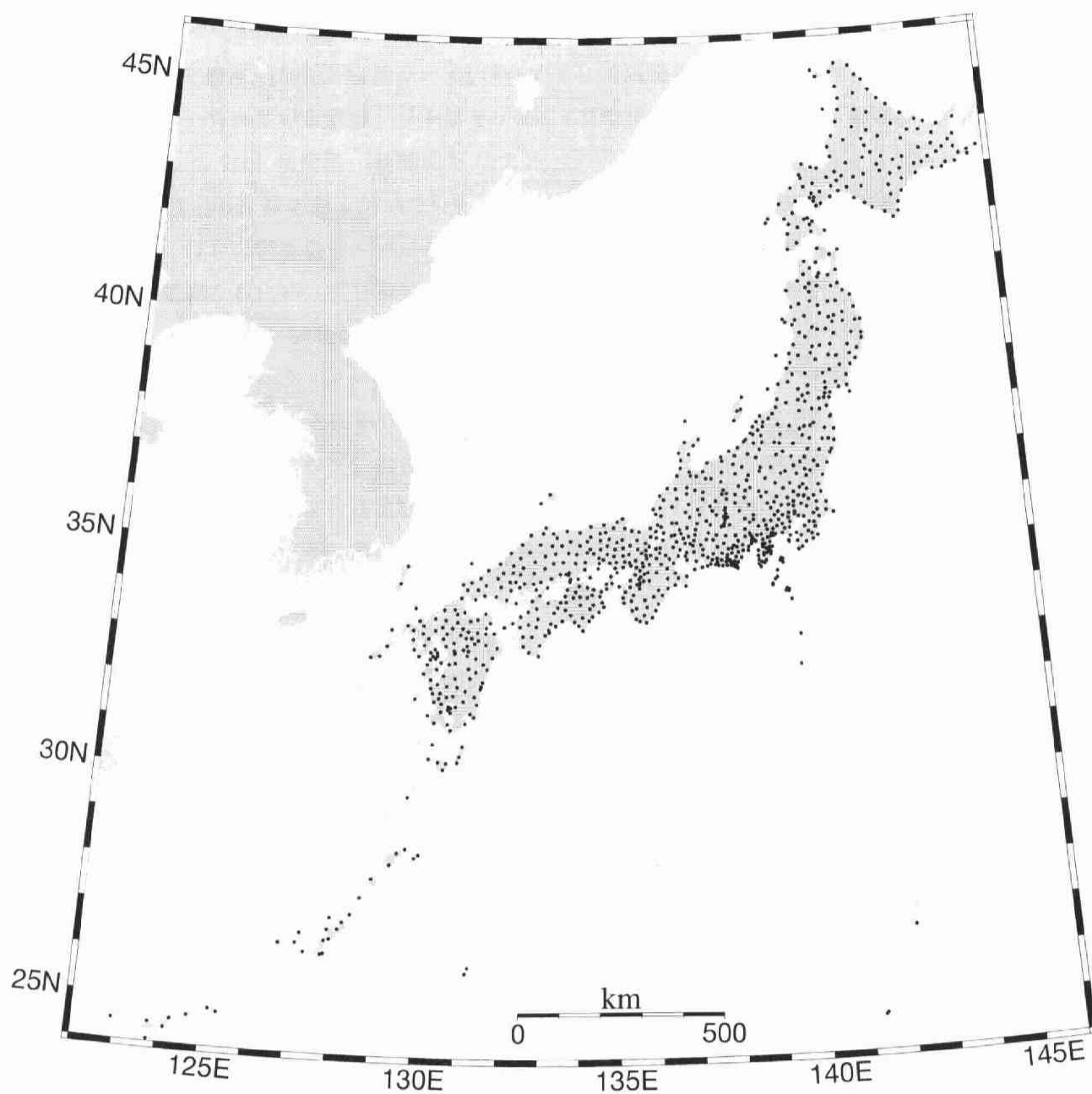


図2.1 国土地理院で運用しているGPS観測点配置図。黒丸は1999年11月現在のGPS観測点を示す。ただし臨時観測点や科学技術庁および国土庁の経費による観測点の一部を除く。

2. 2. 2 定常ルーチン解析

国土地理院では、各観測点で得られた 24 時間データを ISDN 回線もしくは一般公衆回線を通じてつくば市にある解析センターに集め、基線解析を行っている[Miyazaki et al., 1997, 宮崎・畑中, 1998]. 観測点が GEONET として再編された 1996 年 4 月から現在まで定常的に用いられている解析ソフトは Bernese 4.1[Rothacher and Mervart, 1996]であり、軌道情報として IGS 精密歴、地球回転パラメータとして IERS(International Earth Rotation Service)の Bulletin B の値を用いている. しかし 1000 点に及ぶ観測点座標を同時に推定することは、現在の計算機資源では不可能である. さらにアンテナ位相特性がアンテナの機種によって異なるため、異なるアンテナ機種を同時に解析すると基線解の絶対値に系統的なオフセットが生じる[越智・畑中, 1996]. このような影響を避けるため定常解析では観測点をいくつかのクラスターに分けて、それぞれのクラスターにおいてたてた正規方程式を国土地理院構内にある観測点を用いて結合する方法をとっている(図 2.2). しかしアンテナの機種によって 3 つに分割された観測網の結合をつくば一点のみで行っていることにより、異なる観測網の間の基線解は実際の観測点距離よりはるかに長い基線を介して得られたものであり、当然その解析精度は直接解析したものに比べて悪い. さらに 1996 年夏ころにつくばの Trimble 観測点のピラーが突然傾斜し Trimble の網全体の観測点座標に一样的なバイアスが生じてしまったことがある. このように、異なる観測網間の観測点における基線ベクトルを用いる際には注意が必要である.

また 1996 年 3 月以前においては、2 つの観測網(GRAPES, COSMOS-G2)において別々の解析が行われており、その解析方法も異なるものであった. GRAPES においては基線解析ソフトに GAMIT ver 9.27[King and Bock, 1999]を用い、25 点程度の観測点からなる地域クラスターに分割して座標値とその共分散行列を推定した後に、クラスター間の結合を GLOBK[Herring, 1997]で行っていた[Miyazaki et al., 1996]. 長期間の地殻変動を論ずる場合、GEONET における解析方法と GRAPES における解析方法では、用いた固定点や地域クラスターの分割方法、大気遅延パラメータの数などが異なっているため、推定された観測点座標は 1996 年 4 月で不連続になってしまう.

図 2.3 に、本研究で用いた 1996 年 3 月以前(GRAPES の観測点)を示す. 図 2.4 は 1996 年 4 月以降(GEONET として再編後)の観測点である. 本研究の対象領域には 1997 年 4 月以降に観測を開始した観測点も多数存在するが、後で述べるインバージョン解析での条件をなるべく同一にするため、図 2.4 に示した観測点だけを用いた. これらの国土地理院の観測点座標については上に述べたような定常ルーチン解析で得られた結果を用いている.

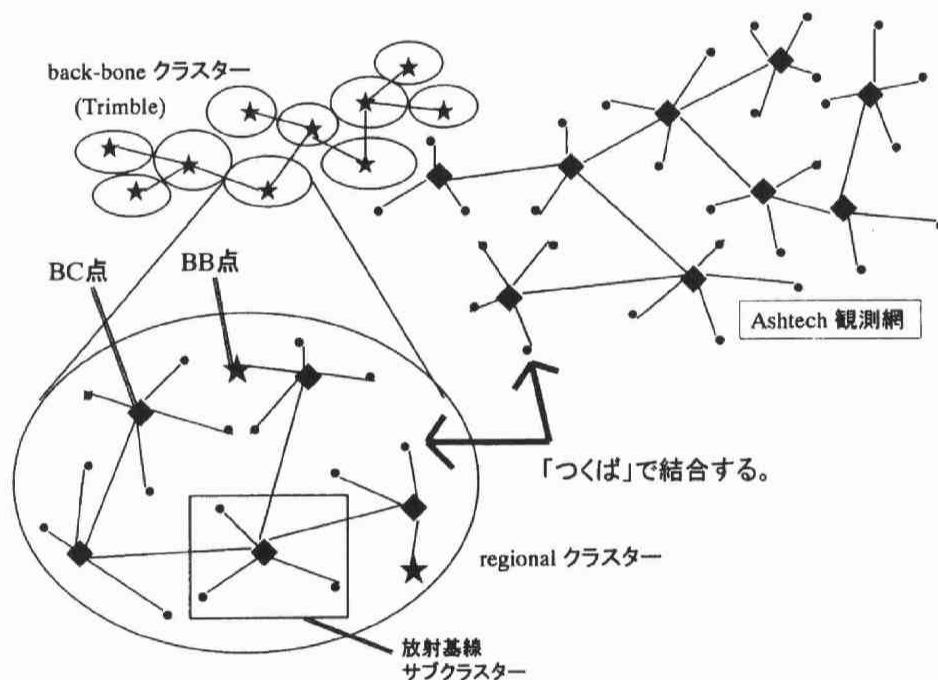


図2.2 国土地理院の定常ルーチン解析におけるクラスター分割概念図。実際はLeicaの観測網もあるが、簡単のためTrimbleとAshtechの2つの網だけ書いてある。Trimble網はback-boneクラスターと複数のregionalクラスターとに分割され、各regionalクラスターはback-bone観測局を通じて結合される。星印はback-bone観測点(BB点)、ひし形は放射基線の中心となる観測点(BC点)を表す。宮崎・畑中(1998)より引用

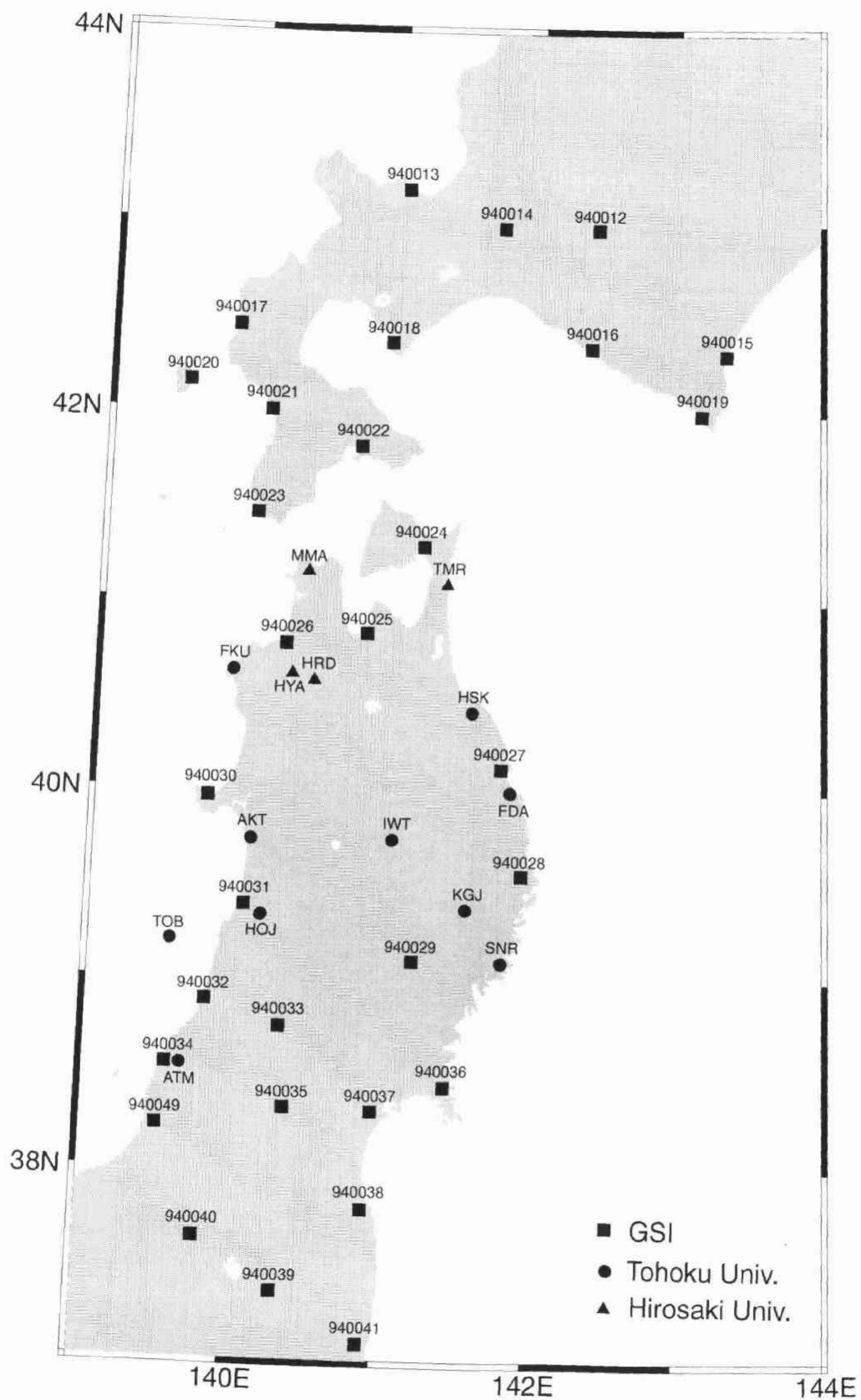


図2.3 本研究で用いた1996年3月以前のGPS観測点の分布. 四角, 丸, 三角はそれぞれ国土地理院, 東北大学, 弘前大学の観測点を表す.

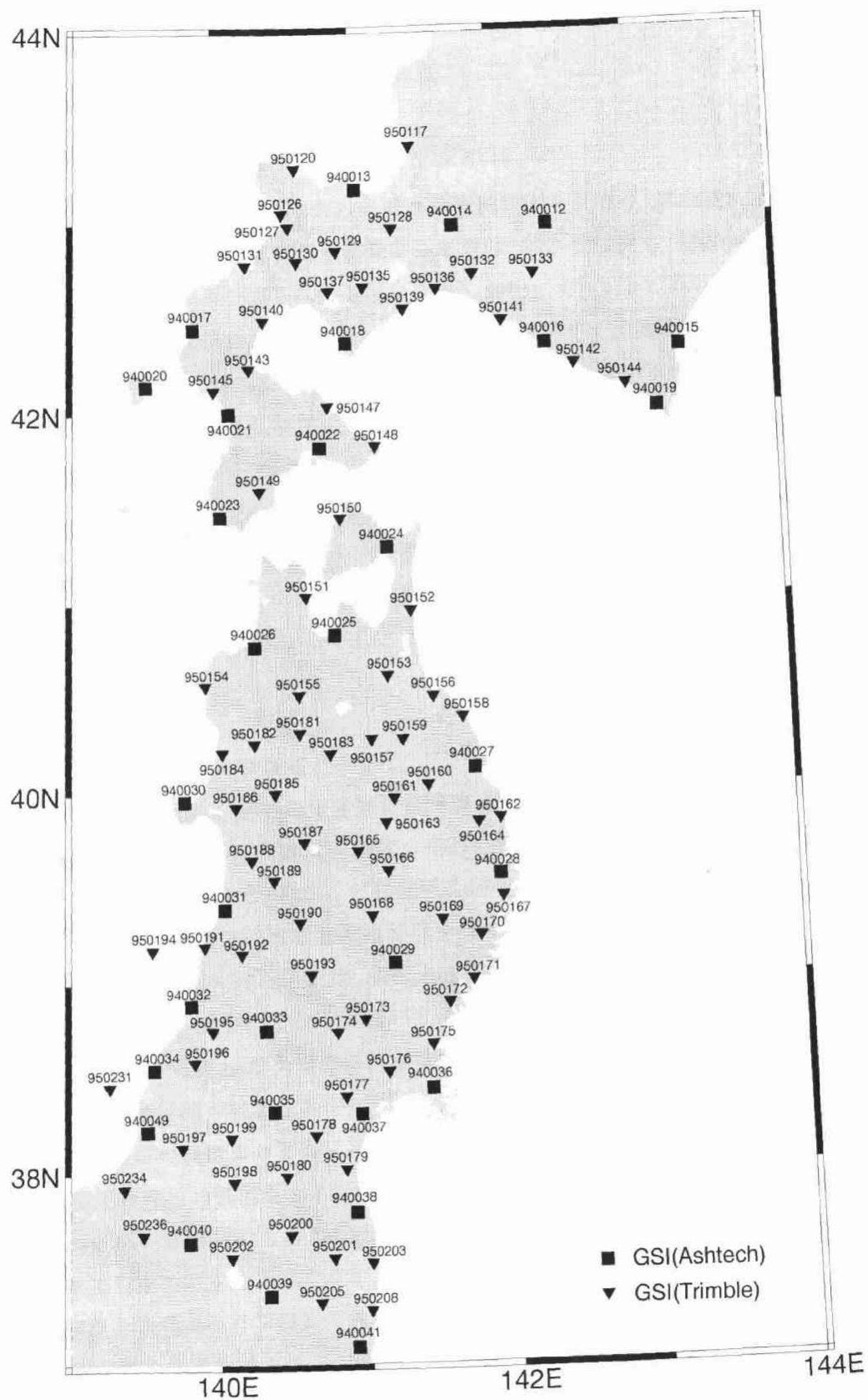


図2.4 本研究で用いた1996年4月以降のGPS観測点の分布。四角、逆三角はそれぞれGPS受信機がAshtechおよびTrimble社製である観測点を表す。

2. 3 東北大学と弘前大学の GPS 観測網

2. 3. 1 観測網の概要

東北大学では 1988 年から東北地方の広域地殻変動観測を目的とした GPS 連続観測を開始していたが、より高精度の観測が可能になったのは GPS 受信機に Topcon GP-R1DY を用いた観測を開始してからである[Miura et al., 1992, 1995]. GP-R1DY を用いた観測は 1994 年の 7 月から 10 点で開始され、1 日 24 時間 60 秒サンプリングで観測を行っている。その後観測点は増加し、現在では 40 点以上で GPS 観測を行っている。弘前大学では 1994 年 4 月から 2 点(HRD(青森県弘前市), HYA(青森県岩木町))において 1 日 23 時間 60 秒サンプリングで連続観測を開始した[三上, 1999]. 使用している GPS 受信機は Ashtech Z-12 である。1994 年 11 月と 12 月に MMA(青森県三厩村)と TMR(青森県六ヶ所村)で観測を開始し、現在まで 4 点での観測を続けている。両大学とも公衆回線や衛星回線を通じて毎日のデータ回収を自動的に行っている。GPS アンテナは建築物の屋上に固定するタイプ、ピラーの上部に据え付けるタイプなどさまざまである。図 2.3 に本研究で用いた両大学の観測点を示す。

2. 3. 2 データの再解析

東北大学では、GAMIT を用いて定常的に GPS 基線解析が行われている[Miura et al., 1995]. しかし、1995 年の夏以前の基線再現性は、それ以降の期間と比べて良くない。近年地殻変動監視目的には誤差の要因となる大気遅延の研究が進み、GPS の基線解析に用いられる大気モデルの改良や大気の水平方向の勾配を推定することにより、基線解の再現性が向上することが知られている[たとえば, Miyazaki, 1999]. このような GPS 基線解析ソフトの性能の向上により、最新のソフトを用いて過去のデータを再解析すると、さらなる精度向上が見込まれる。また弘前大学では、定常的には基線解析が行われていないので、本研究では特に国土地理院の観測点数が少ない 1996 年 3 月以前について、これらの機関の観測点を国土地理院の観測点とともに基線解析を行った。図 2.3 に示してある大学の観測点 14 点を、国土地理院の観測点 940025, 940033, 940034 とともに GAMIT Ver 9.72 を用いて解析した。解析戦略はおおむね国土地理院の GRAPES 観測網の解析戦略と同じであるが、大気遅延勾配の推定を行った点が大きく異なっている。解析に際しては、国土地理院の観測点座標を定常ルーチン解析の結果から求められている基準座標に拘束した。ただし、その際基準座標の標準偏差を 5cm とした。また大気の大気遅延量は 2 時間おき、大気の勾配は 8 時間おきにパラメータ推定を行った。本研究で行った GPS 基線解析の結果の例を図 2.5 に示す。GPS の解析では一般に時刻として世界標準時(UT)が用いられている。図 2.5 に示してある 1 日値は日本時間の午前 9 時から翌朝の 9 時までの値である。今後 GPS に関係する日時で、世界標準時を用いる場合は UT と示すが、特に断らない場合は日本時

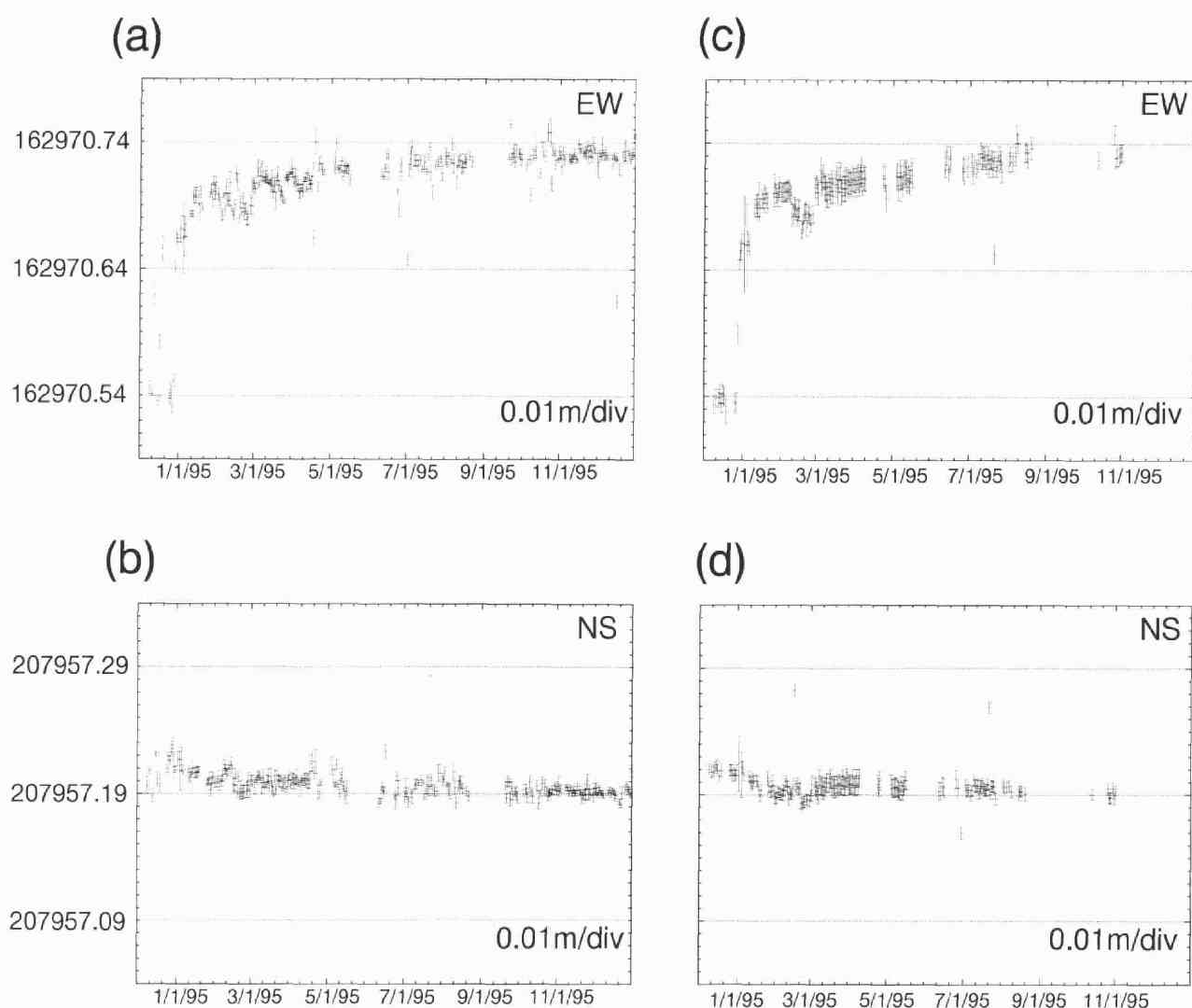


図2.5 ATM(山形県温海町)-HSK(青森県階上町)間のGPS基線解析結果。日時は世界標準時を用いている。(a)東北大学のルーチン解析の東西成分。(b)東北大学のルーチン解析の南北成分。(c)本研究での解析の東西成分。(d)本研究での解析の南北成分。本研究の解析でデータの欠落が多いのは、解析で基準点とした国土地理院の940025(青森市)のデータの欠落が多いためである。

間を用いる。

図 2.5 に示した基線には 1995 年の 2 月ころ東西成分に顕著な異常があらわれている。他の基線の結果からも ATM(山形県温海町)観測点との基線に同様な異常があらわれていることから ATM 観測点に問題があると考えられる。このような異常の原因ははっきりしないが、アンテナ上への積雪や観測点周囲の地上物体の状況により、上空視界やマルチパスの影響が変化した可能性がある。ルーチン解析結果と本研究での解析結果を比較すると、本研究では 1995 年の後半でデータの欠落が多い。これは観測点座標の拘束に用いた国土地理院の観測点のデータが欠落しているためである。しかし、一般的には再現性は向上しているといえる。

2. 4 1994 年三陸はるか沖地震にともなう地殻変動

東北地方及び北海道南西部において高精度の GPS 観測が開始されてから、最も大きいイベントは 1994 年 12 月 28 日午後 9 時 19 分に発生した三陸はるか沖地震(M_{JA} 7.5)である。この地震に関する地殻変動は余効変動を含めて Heki et al.(1997), Heki and Tamura(1997), Nishimura et al.(1998a, 1998b)などによって報告されているが、弘前大学の観測点のデータも含めてここで再解析する。図 2.6 は、940034 観測点(山形県温海町)を不動点としたときの地震時地殻変動である。ここでいう地震時とは、地震の発生前 10 日間(UT 1994 年 12 月 18 日-27 日)と地震発生後の 3 日間(UT 1994 年 12 月 29-31 日)の平均値として定義し、以下では CS と称する。地震発生後の 3 日間の平均値が、期間の中央である 1994 年 12 月 30 日の正午での値であるとみなすと地震発生が 12 月 28 日の午後 0 時 19 分(UT)であるから、地震発生から約 48 時間の間の変動であると言える。図 2.6 から地震時の地殻変動は、震源域の方向に HSK(青森県階上町)の 12cm, 940027(岩手県久慈市)の 9cm, TMR(青森県六ヶ所村)の 7cm をはじめ東北及び北海道南西部の広い範囲で地殻変動があったことがわかる。

ところで本研究での定義による地震時地殻変動(CS)は、三陸はるか沖地震が顕著な余効変動を伴ったことから、地震波で考えるような時間スケールでの地震時変動よりかなり大きいと考えられる。地震波の解析結果と比較する場合のために、ここで定義した CS がどの程度大きいのか考えてみよう。Nishimura et al. (1998a)は、東北地方での伸縮計や体積歪計の記録から、本震直後の余効変動 $u(t)$ は以下のように近似できることを示した。

$$u(t) = Cu_1\{1 - \exp(-\frac{t}{T})\} \quad (2-9)$$

ただし、 u_1 :本震に伴う変動、 C :本震の変動に対する余効変動の割合、 T :余効変動の時定数

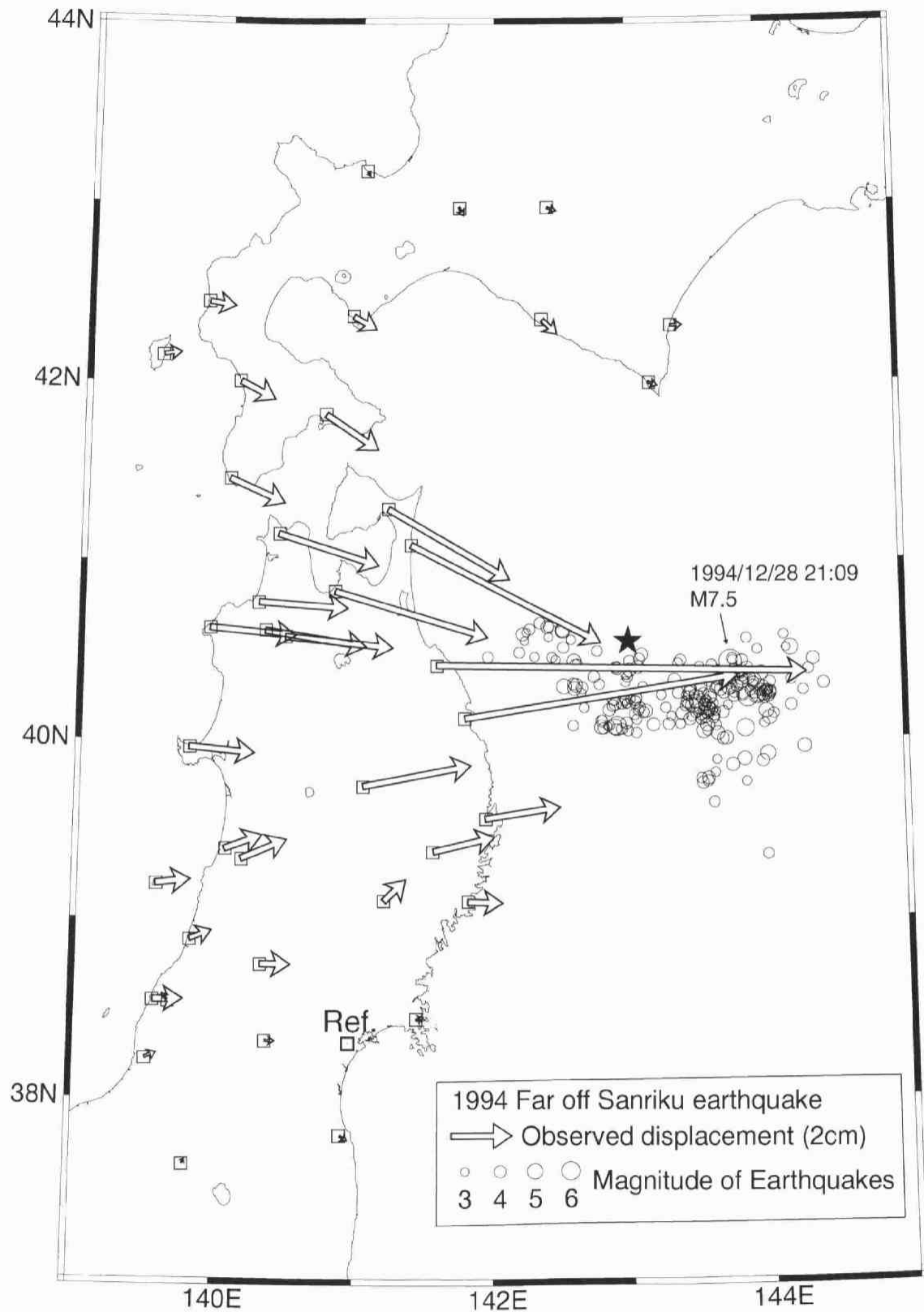


図2.6 1994年三陸はるか沖地震の地震時地殻変動。ベクトルは940034(宮城県利府町)に対する1994年12月18-27日(UT)の平均値と29-31日(UT)の平均値の差を表す。星印はHarvard大学によるCMT解の位置。丸は東北大学によって決められた12月28-30日(UT)までの余震の震央分布。

である．彼らは $C=0.3$, $T=3$ 日とすることにより観測された時系列をよく説明できるとしている．また Heki and Tamura(1997)は、岩手県江刺市にある伸縮計記録から地震直後 3.5 日間の余効変動 $u(t)$ を対数関数で近似している．彼らの用いた関数を(2-9)式と同じようなパラメータで表すと

$$u(t) = \alpha u_1 \ln\left(\frac{t}{\beta} + 1\right) \quad (2-10)$$

ただし、 α :振幅定数、 β :時定数である．最小二乗法から推定されたパラメータは、 $\alpha=0.0779$, $\beta=1.4 \times 10^{-2}$ 日になる．式(2-9)および(2-10)にしたがえば、本震後 48 時間の余効変動の本震に対する割合はそれぞれ 15%と 38%になり、本震発生直後の地殻変動は図 2.6 に示しているものより 13~28%小さいと考えられる．図 2.7 は、余効変動が(2-9)および(2-10)式に従い、地震直後の変動がそれぞれ CS の 0.87(=100/115)倍、0.72 倍(=100/138)であると仮定して計算された時系列を、6 時間毎に座標を推定して基線解析した GPS データと比較して示したものである．6 時間毎の解析値では前述のピラーの変形や、海洋潮汐の影響、マルチパスといったさまざまな誤差要因があるので、基線再現性はそれほどよくない．図より(2.9)式と(2.10)式で余効変動を近似した場合の違いは、地震後数時間においてのみ顕著であるので、図の GPS データにはどちらがより適当を議論する時間分解能はない．

図 2.8 は 1994 年 12 月 29-31 日(UT)と 1995 年 1 月 10-12 日(UT)の 3 日間の平均値の差を示している．HSK と 940027 でそれぞれ 4cm, 3.5cm の変位が観測されており、全体の傾向は図 2.6 と似ている．この期間中には 1995 年 1 月 7 日に三陸はるか沖地震の最大余震 (M_{JMA} 7.1)が余震域の南西端において発生しており、940027 や TMR の時系列には地震時のステップを認めることができる．HSK の変位ベクトル(図 2.8)が CS(図 2.6)に比べ南向きのなっているのは、この最大余震の地震時変動を反映したものである．940027 と TMR で観測された最大余震のステップの大きさはこの期間の変動のうち半分程度である．その他の余震から計算されるモーメント量は最大余震のモーメントよりはるかに小さいので、残りの変動の大部分は非地震性の余効すべりによる変動だと考えられる．なお以下では図 2.8 に示した期間の変動を PS1 と称する．

2. 5 東北および北海道南西部における 1994 年 7 月から 1999 年 3 月までの速度場

2. 5. 1 観測点速度の推定方法

東北及び北海道南西部で高精度の GPS 連続観測が開始された 1994 年以来、この地域でマグニチュード 7 クラスの地震は、1994 年三陸はるか沖地震とその余震を除いては発生

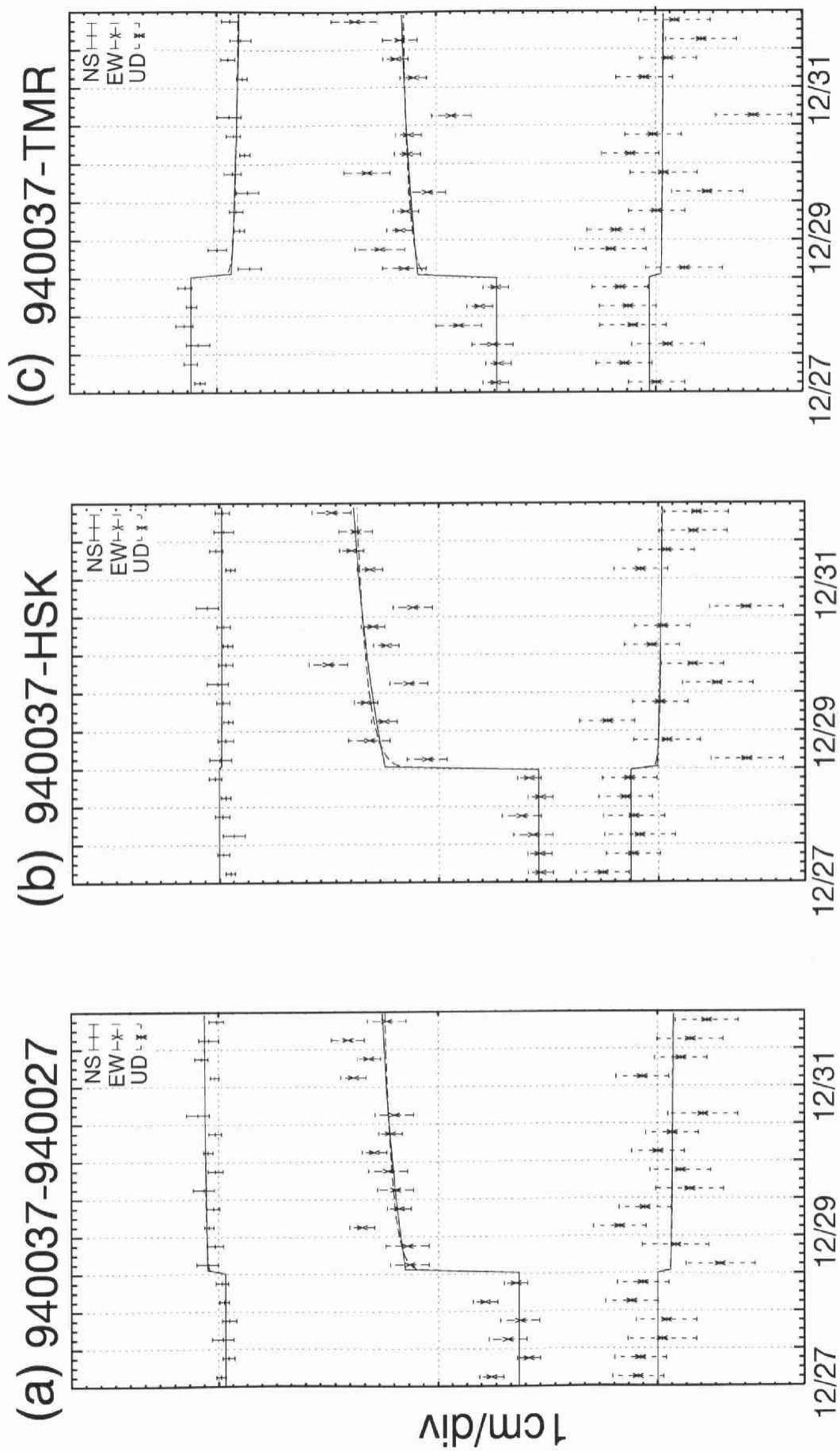


図2.7 1994年三陸はるか沖地震発生前後のGPSによる6時間毎の時系列。日時は世界標準時を用いている。
 (a)940037(宮城県利府町)-940027(岩手県久慈市)基線, (b)940037-HSK(岩手県階上町)基線, (c)940037-TMR(青森県六ヶ所村)基線, 実線と破線はそれぞれNishimura et al.(1998a)とHeki and Tamura(1997)によってモデル化された余効変動の式を用いて計算した。

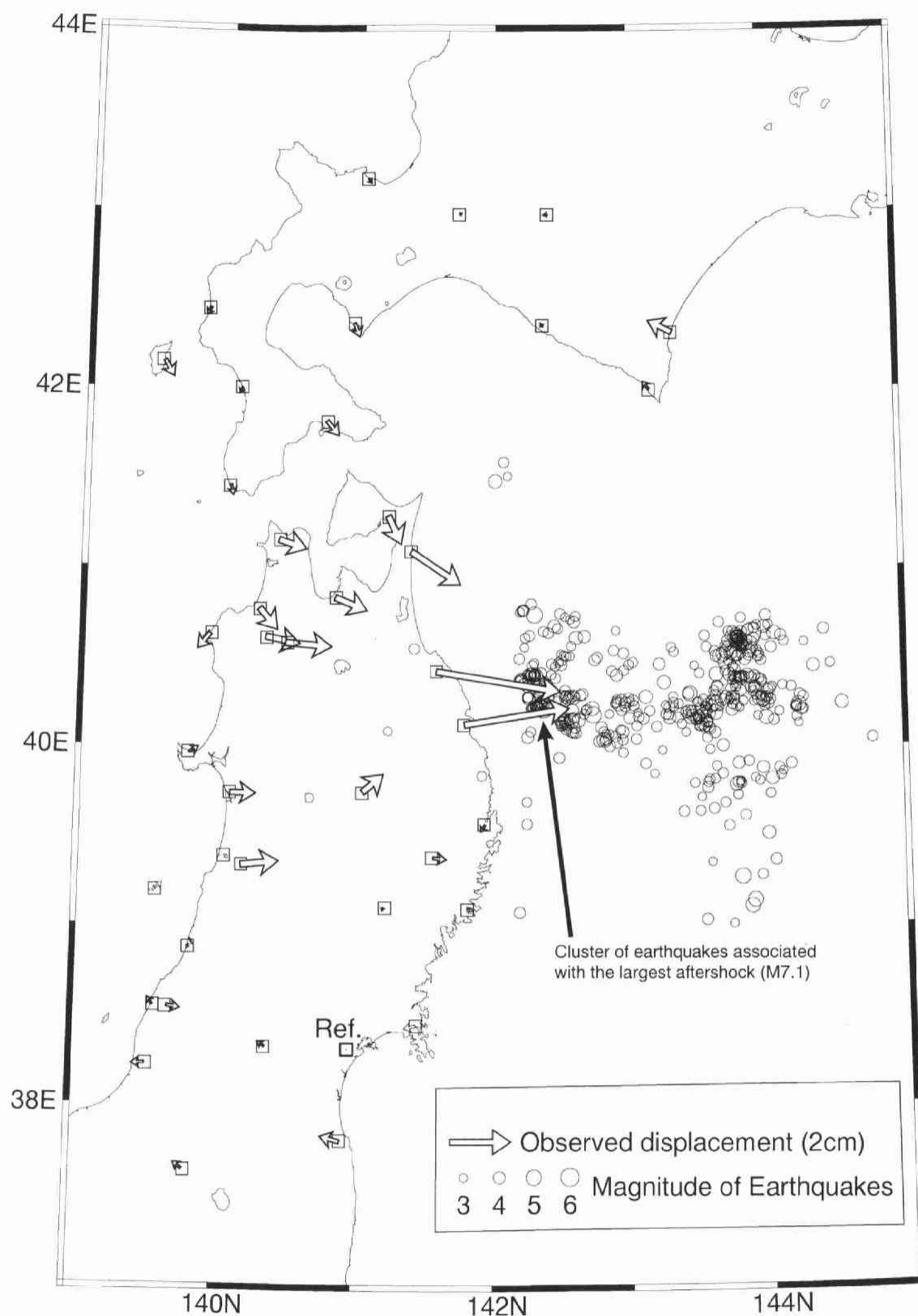


図2.8 1994年三陸はるか沖地震の地震後12日間の地殻変動。ベクトルは940034(宮城県利府町)に対する1994年12月29-31日(UT)の平均値と1995年1月10-12日(UT)の平均値の差から得られた水平変位を表す。丸は東北大学によって決められた1994年12月29日(UT)から1995年1月12日(UT)までの余震の震央分布。

していない。ここでは三陸はるか沖地震の発生した期間を除いた非地震性の地殻変動を推定する。図 2.5 からわかるように、GPS の基線解析結果には明らかに前後の値から外れるデータが存在するが、それが真の地殻変動を表しているとは考えにくい。むしろ、基線解析時に何らかの異常やモデリングエラーなどによる誤った値（アウトライアー）だと考えられる。そこでこのようにデータの一部に誤りがあるときにも安定してパラメータを推定できるロバスト推定法を用いて速度場を推定した。本研究で用いたロバスト推定法は Biweight 法とよばれるものである[たとえば、中川・小柳, 1982]。Biweight 法では、最小二乗法によりパラメータを推定する際の重み w_i を以下のようにする。

$$w_i = \begin{cases} \left\{ 1 - \left(\frac{z_i}{sc} \right)^2 \right\}^2 & \text{for } z_i < sc \\ 0 & \text{for } z_i \geq sc \end{cases} \quad (2-11)$$

ただし、 z_i : データの残差の絶対値、 s : z_i の中央値、 c : 重みをゼロにするしきい値に関する定数で普通 5~9 の値とするが、ここでは $c=5$ を用いた。具体的なパラメータの推定過程としては、まず重みなしの最小二乗法の結果を用いて(2-11)式に示すようなデータの重みを計算する。これを用いて第 1 回目の Biweight 最小二乗法を行う。次に再び(2-11)式から重みを計算して第 2 回目の Biweight 最小二乗法を行う。通常はこのようなプロセスを 5 回程度繰り返せば十分収束するが、ここでは 10 回繰り返して得た結果をパラメータの最終的な値とした。

GPS の時系列には一般に年周変化成分が含まれている。このような年周変化成分についても、テクトニックな変動であると考えられる研究[村上・畑中, 1999]もあるが GPS 解析の際の大気遅延パラメータの推定が不完全なために生じているとも考えられ[鷺谷, 1997]、真の地殻変動であるかどうかの決着はついていない。本研究ではこのような年周変化の影響を避け安定した速度を推定するために、できるだけ 1 年間で推定を行うこととした。2.2 節で述べた通り国土地理院の GPS 観測点の時系列は 1996 年 4 月 1 日(UT)において不連続なものになっている。そこで本研究では 1996 年 4 月 1 日(UT)を基準として期間分けをした。以下に期間と本研究での略称を示す。(日時はすべて UT)

- ・ 1994 年 7 月 1 日～1994 年 12 月 6 日(この期間の変動を V94 と略す)
- ・ 1995 年 1 月 10 日～1995 年 3 月 31 日(PS2)
- ・ 1995 年 4 月 1 日～1996 年 3 月 31 日(V95)
- ・ 1996 年 4 月 1 日～1997 年 3 月 31 日(V96)
- ・ 1997 年 4 月 1 日～1998 年 3 月 31 日(V97)
- ・ 1998 年 4 月 1 日～1999 年 3 月 31 日(V98)
- ・ 1996 年 4 月 1 日～1999 年 3 月 31 日(V9X)

1996 年 3 月までのデータを用いた速度の推定(PS2, V95)には, 940025 (青森市) と各観測点の基線の南北, 東西, 上下の各成分を用いた. また V94 の期間については, 国土地理院の観測点がなかった期間を含んでいるので, 大学の点だけを HRD (青森県弘前市) に対する基線で速度を推定した. 1996 年 4 月以降のデータについては, 2.2 節で述べたように, 国土地理院の Ashtech 受信機を用いた観測点と Trimble 受信機の観測点間の結合が必ずしもうまくいっていないため, 本研究では異なる受信機の観測網を結合せず, Ashtech 観測点については 940025, Trimble 観測点については 950151 (青森県蟹田町) に対する基線において別々に速度の推定を行った.

速度を推定する際に, PS2 と V95 のように連続する期間については, 独立に速度を推定するのではなくとして, PS2 と V95 をつなげた期間のデータに対して以下のような折れ線でパラメータ推定をした.

$$y = \begin{cases} ax + b & \text{for } x < x_0 \\ c(x - x_0) + ax_0 + b & \text{for } x \geq x_0 \end{cases} \quad (2-12)$$

ここで, x は時刻, y は基線の各成分, x_0 は PS2 と V95 の期間の境界点, a は PS2 の期間の速度, b は y 切片, c は V95 の期間の速度である. また V96, V97, V98 の速度推定に際しても同様に折れ線を仮定してパラメータ推定を行った. 図 2.9 に折れ線近似した GPS 基線の時系列の例を示す. 図中に示した折れ線はおおむね GPS の時系列の傾向をあらわしているといえる. しかし, 上下成分については, 水平成分に比べてデータの再現性がはるかに悪いため, PS2 の期間のような 1 年に満たない短い期間において求めた上下変動が真の地殻変動であるかどうかは疑わしい. よって, V94 と PS2 の上下変動については, 以下の議論の対象としない.

2. 5. 2 特徴的な地殻変動

図 2.10 は, 東北大学の高精度 GPS 観測開始 (1994 年 7 月 1 日) から HSK 観測点 (青森県階上町) を移設 (1994 年 12 月 7 日) するまでの 5 か月強の HRD (青森県弘前市) に対する水平変動(V94)である. V94 は, 5 か月という短期間であるため推定された速度の信頼性は落ちるが, 1994 年三陸はるか沖地震の発生以前であり, 震源域でのカップリングの状況がどうであったのか注目すべき期間である. 図から, 震源域近傍の HSK では東西方向への有意な変動がないのにたいし, SNR (岩手県三陸町) ではその後の期間と同じような西進がみられることから, 震源域西端付近でのカップリングが南三陸に比べて弱かった可能性が示唆される. Miyazaki(1999)は, 国土地理院の観測点を用いて三陸はるか沖地震の発生前の 3 か月弱から推定された速度場を示し, 地震前には 940027 (岩手県久慈市) が西進している可能性を示唆している. しかし, より短い期間での推定であって,

Baseline: 940025-940029

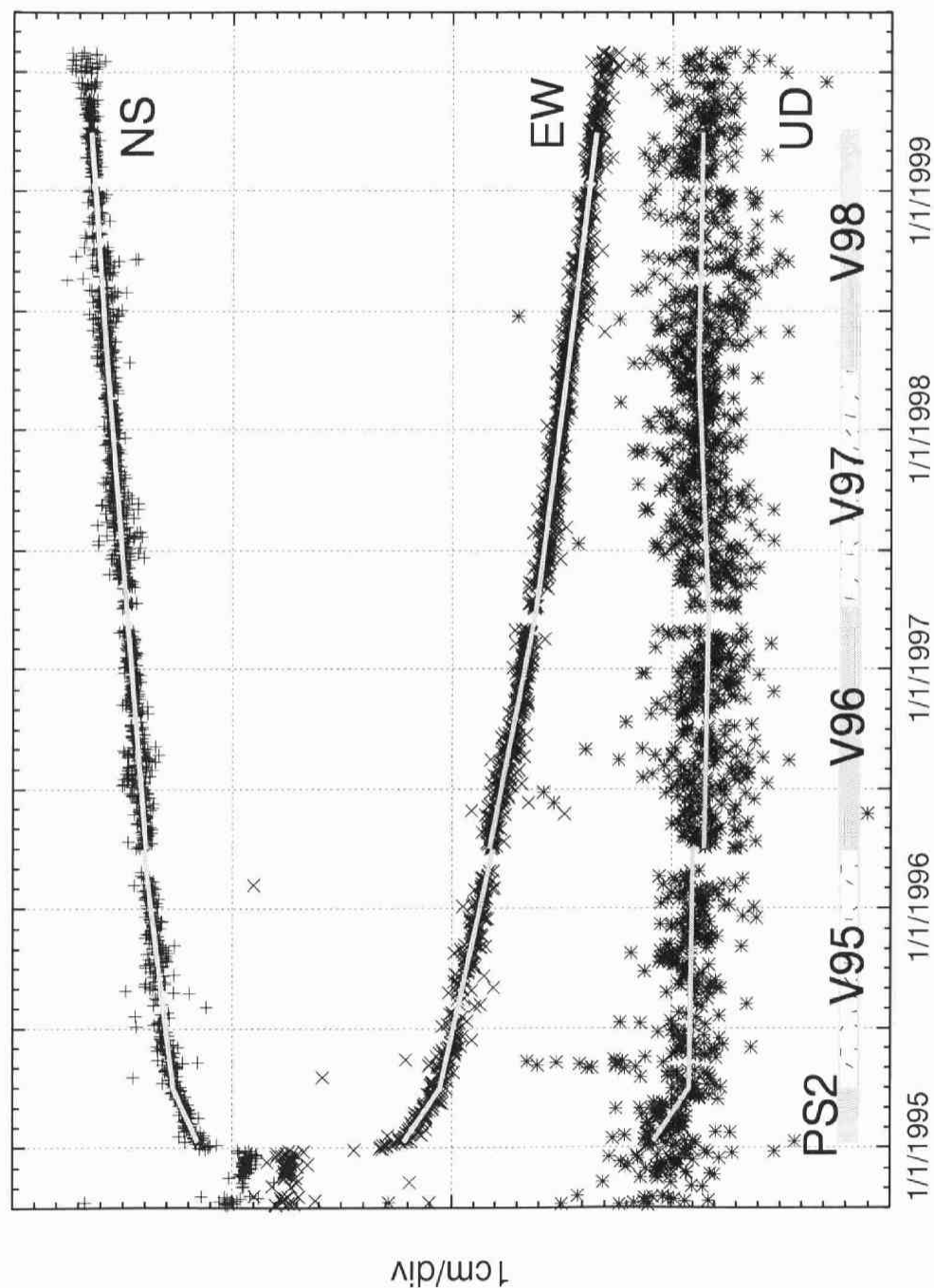


図2.9 GPS基線の時系列(UT)とロバスト推定法による回帰線分の例. 940025(青森市)と940029(岩手県水沢市)間の基線の南北, 東西, 上下成分を上から順に示した. 各線分の期間とその名称を最下部に示す.

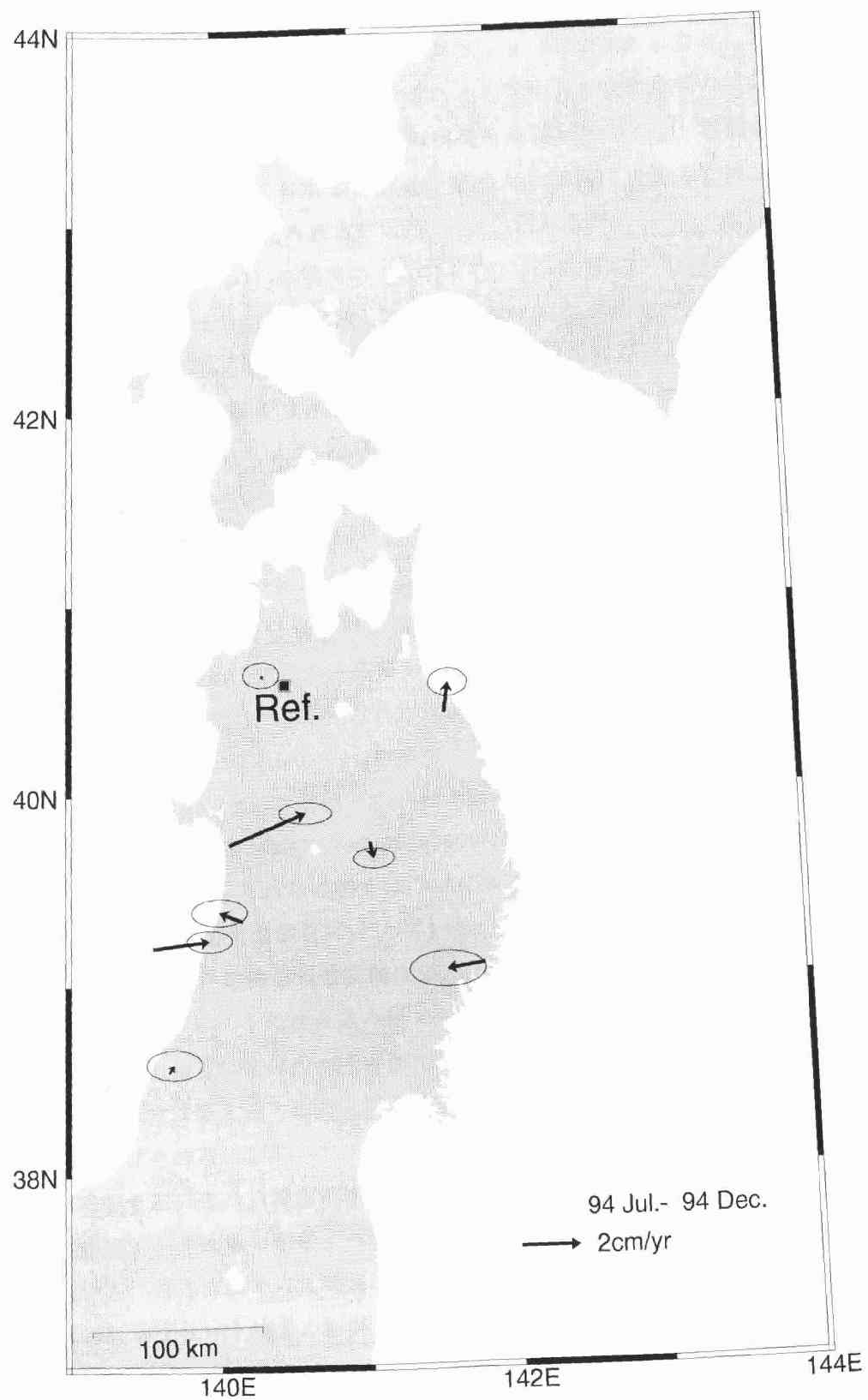


図2.10 1994年7月1日(UT)から1994年12月6日(UT)までの速度場。ベクトルはHRD(青森県弘前市)に対する水平変動。誤差楕円は95%の信頼区間を表す。

その西進速度も有意とは言えない大きさであり、カップリングが弱かったとしても矛盾しない。カップリングが定常的に弱かったのか、それとも大地震の準備過程の結果として弱くなったのかは、今後この地域のカップリングの回復や地震発生予測上、重要な課題である。なお TOB（山形県酒田市）では有意な東進が認められており日本海東縁部のプレート境界での衝突の影響であると考えられる。

図 2.11 は、PS2(1995/1/10~3/31)の期間の 940034（山形県温海町）を固定点とした水平変動である。全体的な傾向は、図 2.7 に示した PS1 の変動に似ており、東北地方の北部の観測点の東進が目立つ。しかし細かいところでは、太平洋岸の観測点(940027, HSK)の大きな変動に次いで、内陸の観測点(940025, HRD など)の変動も大きく、また北海道の全観測点で南向きのベクトルが見られるといった違いがある。これらは PS1 と PS2 で変動源であるプレート境界面上のすべり領域が異なることを示唆しており、4 章で詳しく述べる。さらに、東北地方の南部では、わずか 81 日のデータでもプレート間カップリングの影響による西進を認めることができる。なお、FKU(青森県深浦町)、FDA(岩手県普代村)、SNR 観測点などはこの期間の半分以上が欠測である。そのため他の観測点より短い期間で推定された速度であることに注意する必要がある。とくに FKU 観測点は受信機の不調により異常な時系列を示しており、推定された速度が地殻変動であるかどうか疑わしい。

図 2.12 は、V95(UT 1995/4/1~1996/3/31)の期間の 940034（山形県温海町）を固定点とした地殻変動である。図 2.13, 2.14, 2.15, 2.16 はそれぞれ、V96(UT 1996/4/1~1997/3/31)、V97(UT 1997/4/1~1998/3/31)、V98(UT 1998/4/1~1999/3/31)、V9X(UT 1996/4/1~1999/3/31)の期間の地殻変動をあらわす。これらの図では Ashtech 観測点の固定点は 940034、Trimble 観測点の固定点は 950196(山形県朝日村)としている。

まず図 2.16 の 3 年間の平均的な地殻変動(V9X)から見ると、東北地方南部の太平洋側は西進しており、太平洋プレートの沈み込み帯におけるプレート間のカップリングの影響を示唆する。一方、東北地方の北部の太平洋岸では西進がほとんど認められない。さらに北の北海道襟裳岬周辺では東北地方南部と同じような西進が見られることから、三陸はるか沖地震の震源域及びその近傍でのみカップリングが弱く、その南と北の領域では強い状態であることを示唆する。また、青森県から渡島半島南部では、内陸部で東進している観測点があり、三陸はるか沖地震の余効すべりを示唆するが、4 章のインヴァージョンによって詳しく議論する。日本海側では、栗島、飛島、男鹿半島等の東進が見られる。これは、日本海東縁部の収束プレート境界の影響であると考えられることもできる。しかし、奥尻島や渡島半島の中央部では、むしろ西進する傾向があり、1993 年北海道南西沖地震の余効変動かもしれない。上下変動は Ashtech と Trimble の観測点で傾向が異なっている。これはそれぞれの観測網で固定点とした 940034 と 950196 の間に変動があるために生じていると考えられる。しかし全体的な傾向としては太平洋側が日本海側に比べ沈降している様子が見える。沈降のピークは、三陸海岸よりもむしろ北上川沿いの低地帯にあるように見え、

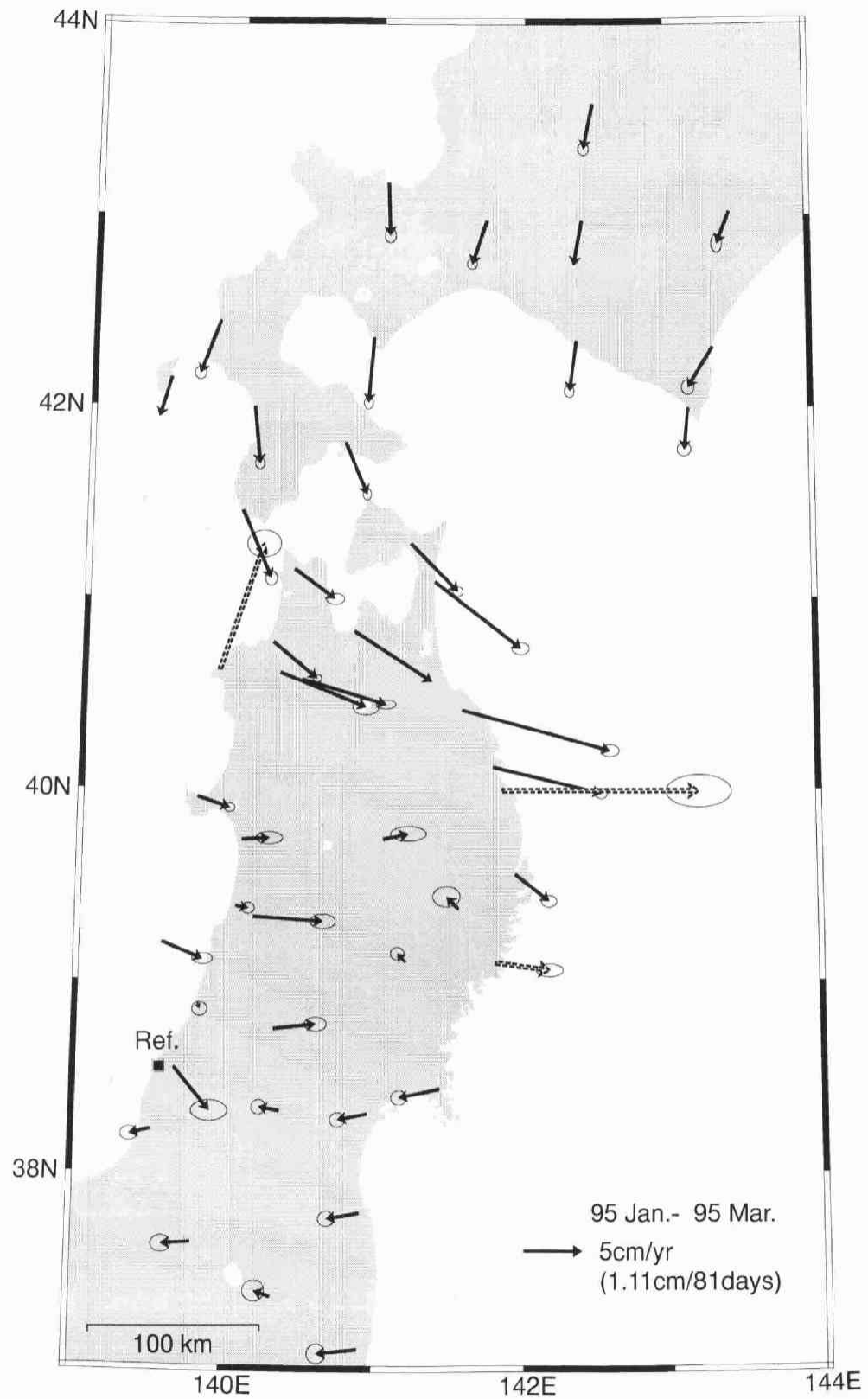


図2.11 1995年1月10日(UT)から1995年3月31日(UT)までの81日間の速度場。ベクトルは940034(山形県温海町)に対する水平変動。誤差楕円は95%の信頼区間を表す。点線の矢印は、データの欠測が多く推定された速度の信頼性が劣る観測点。

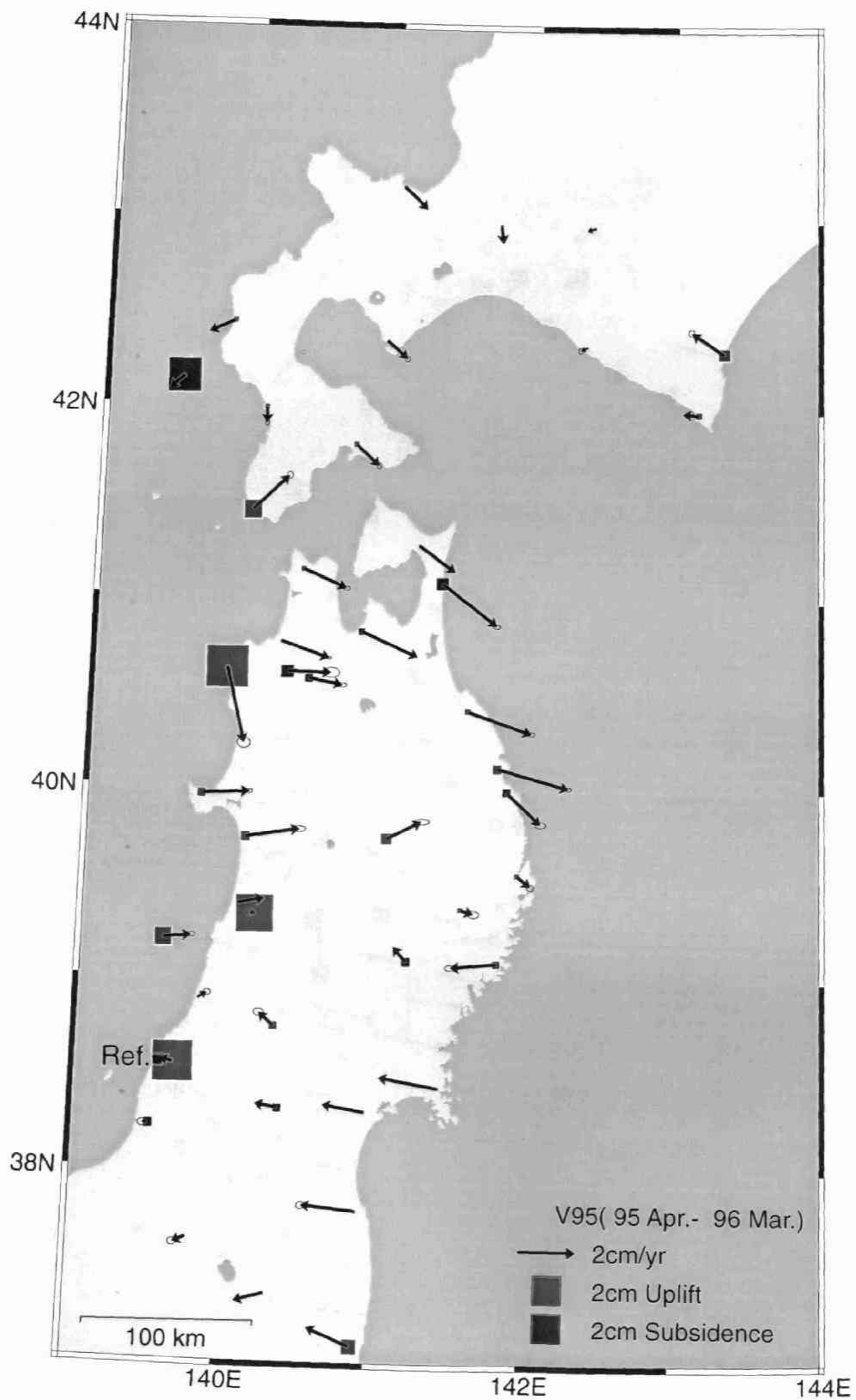


図2.12 1995年4月1日(UT)から1996年3月31日(UT)までの1年間の速度場。ベクトルは940034(山形県温海町)に対する水平変動。誤差楕円は95%の信頼区間を表す。四角は940034に対する上下変動を表し、赤は相対的に隆起、青は相対的に沈降したことを表す。

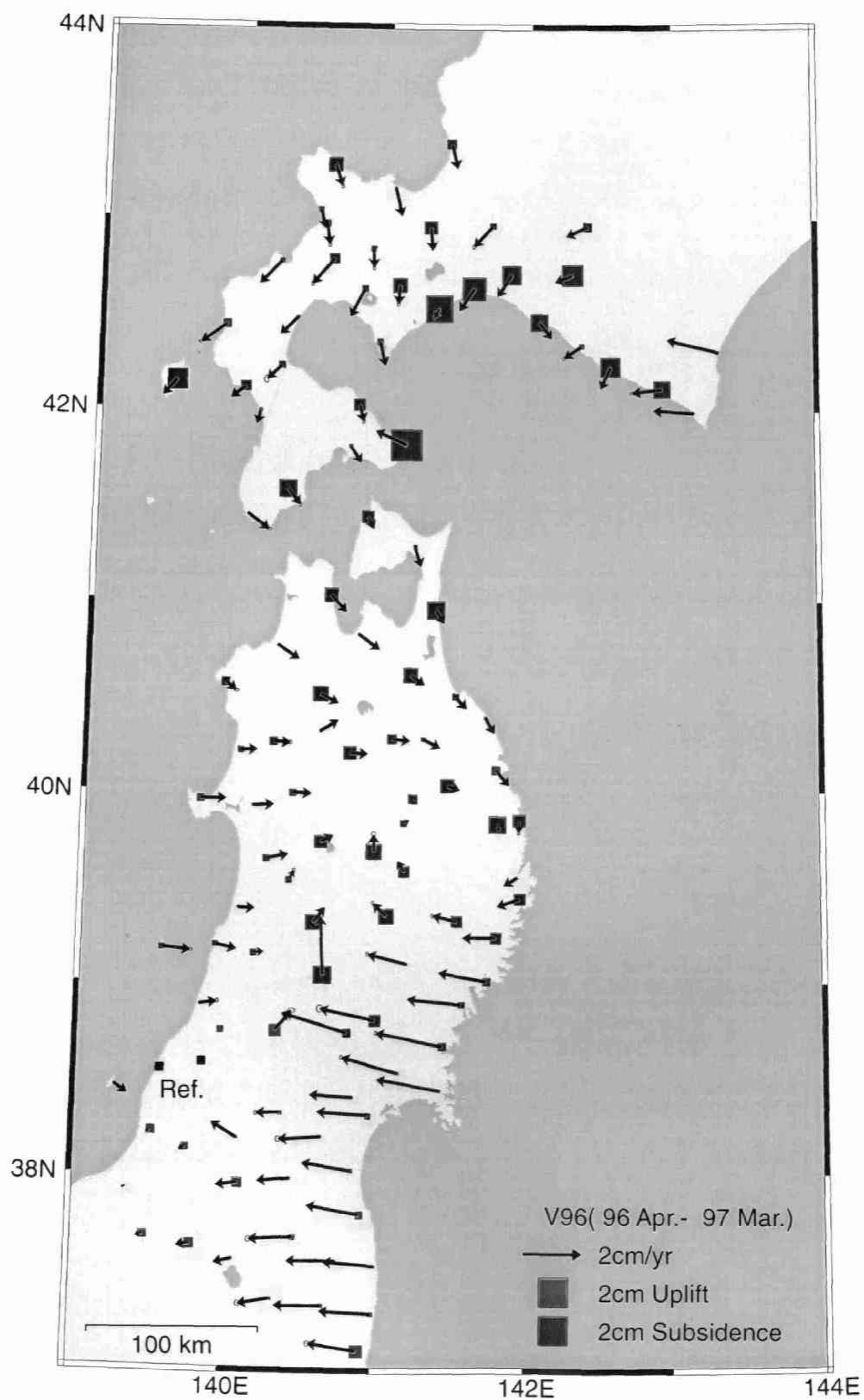


図2.13 1996年4月1日(UT)から1997年3月31日(UT)までの1年間の速度場。ベクトルは固定点に対する水平変動，四角は固定点に対する上下変動を表し，赤は相対的に隆起，青は相対的に沈降を意味する。Trimbleの観測点に対する固定点は950196(山形県朝日村)，Ashtechの観測点に対する固定点は940034(山形県温海町)である。

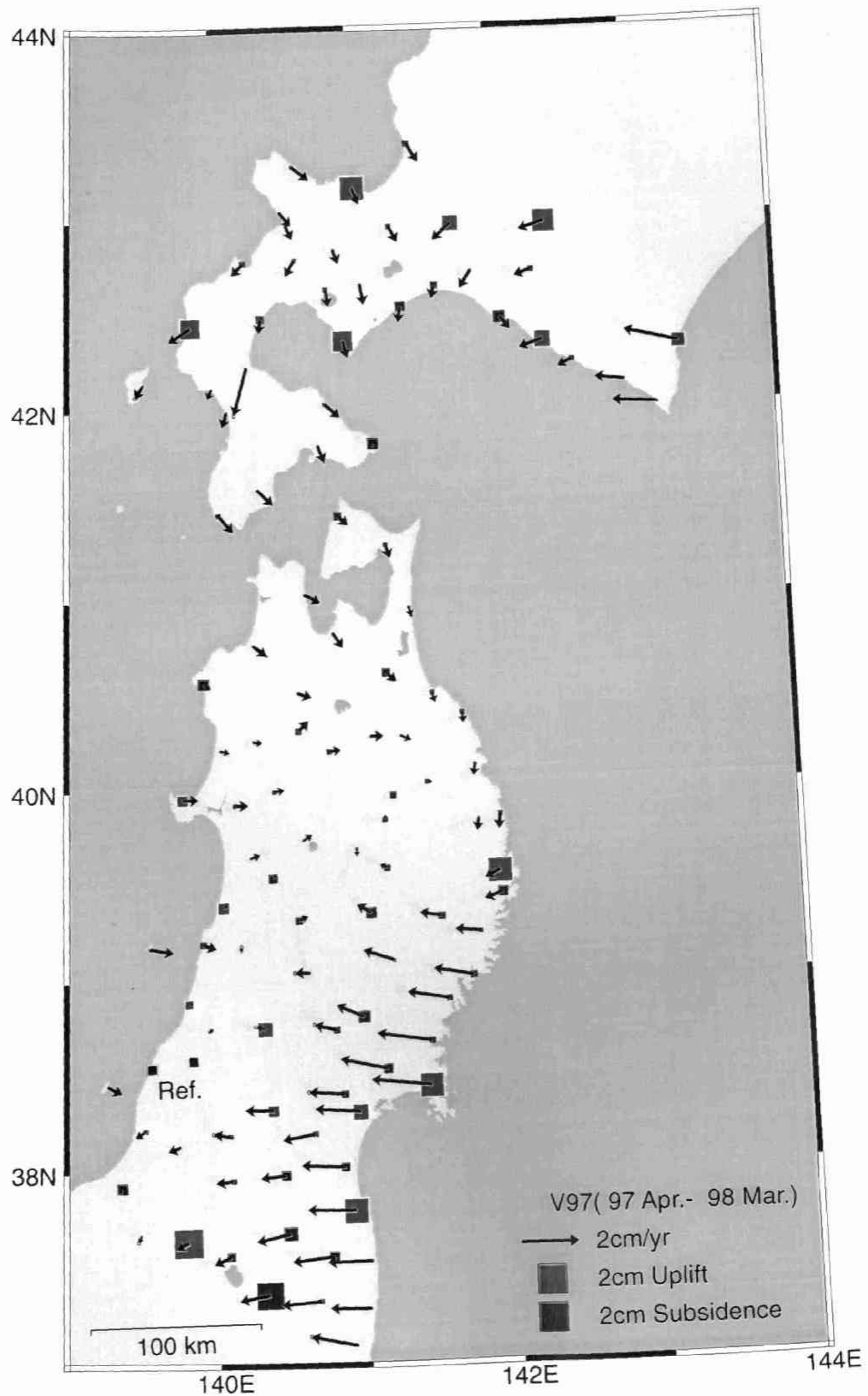


図2.14 1997年4月1日(UT)から1998年3月31日(UT)までの1年間の速度場。ベクトルは固定点に対する水平変動，四角は固定点に対する上下変動を表し，赤は相対的に隆起，青は相対的に沈降を意味する。Trimbleの観測点に対する固定点は950196(山形県朝日村)，Ashtechの観測点に対する固定点は940034(山形県温海町)である。

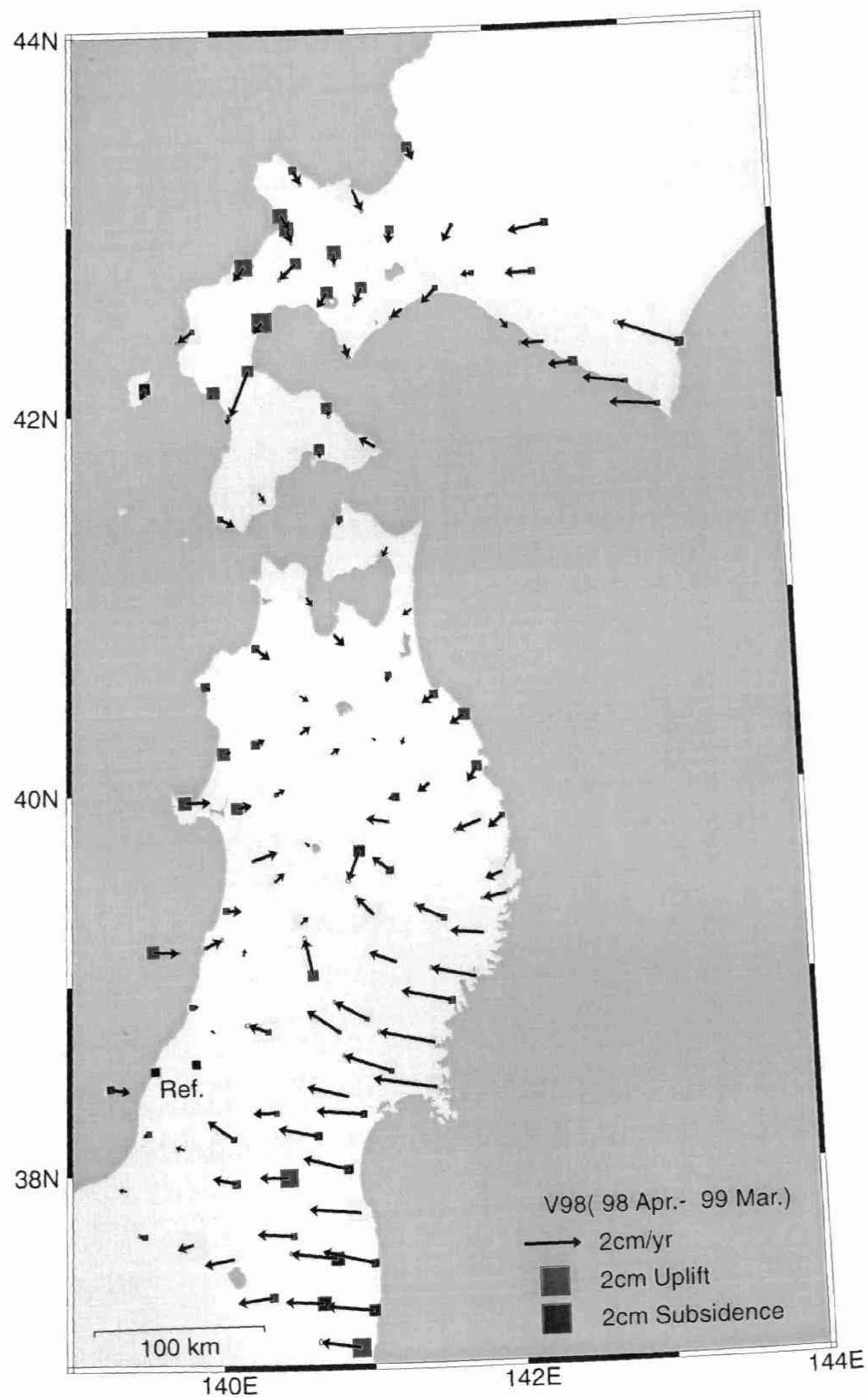


図2.15 1998年4月1日(UT)から1999年3月31日(UT)までの1年間の速度場。ベクトルは固定点に対する水平変動，四角は固定点に対する上下変動を表し，赤は相対的に隆起，青は相対的に沈降を意味する。Trimbleの観測点に対する固定点は950196(山形県朝日村)，Ashtechの観測点に対する固定点は940034(山形県温海町)である。

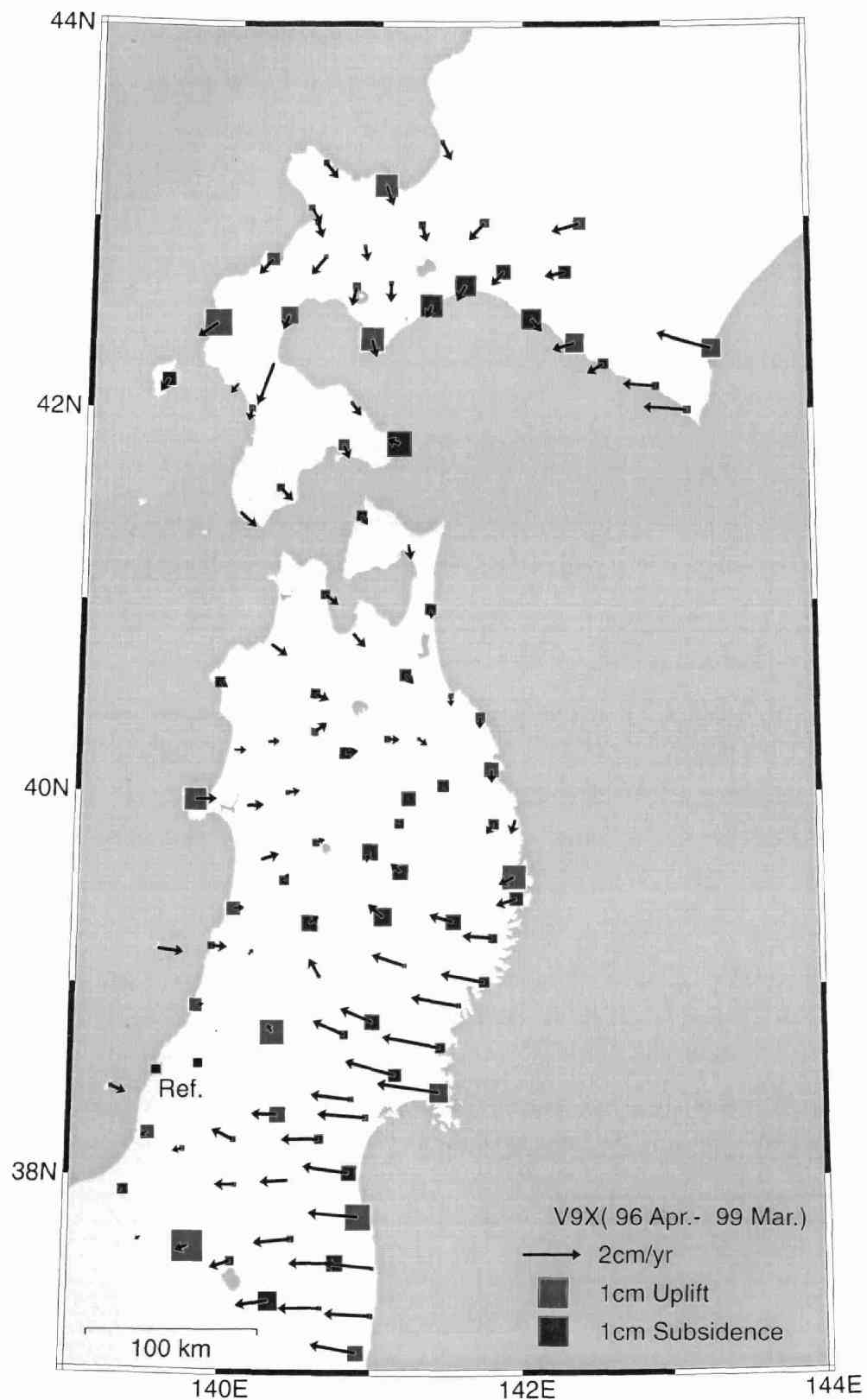


図2.16 1996年4月1日(UT)から1999年3月31日(UT)までの3年間の速度場。ベクトルは固定点に対する水平変動，四角は固定点に対する上下変動を表し，赤は相対的に隆起，青は相対的に沈降を意味する。Trimbleの観測点に対する固定点は950196(山形県朝日村)，Ashtechの観測点に対する固定点は940034(山形県温海町)である。

水準測量の結果から推定された 1978-1995 年の上下変動[El-Fiky et al., 1997]と調和的である。しかし 1994 年三陸はるか沖地震の震源域に近い 950156 (青森県八戸市), 950158 (岩手県種市町), 940027 (岩手県久慈市) では隆起の傾向が見られる。この周辺では地震時には沈降しており (図 2.7 の上下成分参照) 地震時のすべりと余効すべりの領域が異なることを強く示唆する。また北海道苫小牧市周辺の地域的な沈降は水準測量と同じ傾向である[村上・他, 1999]。さらに渡島半島の中央部の隆起は, 1993 年北海道南西沖地震発生後の 1993 年 7~8 月と 1998 年 7~10 月に行われた水準測量の結果[国土地理院, 1999]と一致している。水準測量の結果から, この傾向は北海道南西沖地震の地震時の地殻変動に似ていることがわかっており GPS の水平変動と同様に余効変動によるものであろう。

次に, 1 年毎の地殻変動 (図 2.12-15) を見てみると全体としての傾向は, 3 年間の地殻変動と同じであるが, 東北地方北部の観測点が V95 では 2cm/yr 程度あった東向きの変動が年々小さくなり, V98 では太平洋岸の観測点では西向きの変動に転じている。図 2.17 は東北地方およびその周辺地域の 1994 年 4 月 1 日から 1999 年 3 月 31 日までの震央分布図である。とくに内陸で発生した M5 以上の浅い地震には, 発生年月日とマグニチュードを示したが, GPS の速度場にはこれらの浅発地震に関係する局所的な地殻変動が含まれている。例えば V96 には, M5 クラスの地震が連発した 1996 年 8 月の宮城県鬼首の地震 (最大 M5.7) にともなう地殻変動が, 950174 (宮城県鳴子町), 950193 (秋田県皆瀬町), 940033 (山形県新庄市) 等の観測点に見られる。同じ傾向の地殻変動が顕著な地震活動のなかった V98 にも見られるが, 周囲の栗駒山や鳴子といった活火山との関連性も含めて興味深い地殻変動である。火山活動が活発化した岩手山周辺では, 1998 年 9 月 3 日の雫石町の地震 (M6.1) にともなう地殻変動と火山活動による地殻変動が, V98 の 950165 (岩手県雫石町) 等の観測点にあらわれている。また, V95 には 1995 年 10 月から発生した北海道松前沖の群発地震の影響[たとえば, 高橋・他, 1996]が 940023 観測点 (北海道松前町) に見られている。上下変動のデータについては 1 日値の再現性が悪いだけでなく, 1 年毎に推定した速度の変化も大きい。また, 3 年間の上下変動でも触れたように, Ashtech と Trimble の観測点での変動が調和的ではない。V96 では東北南部を除くほぼ全域で沈降の傾向が見られる。このような空間的に長波長の変動が真の地殻変動なのかどうか, 今後 GPS の解析手法を含めて詳細に検討する必要がある。

速度場の時間変化を分かりやすく図示したのが, 図 2.18 である。この図は V96 (図 2.13) から V98 (図 2.15) を差し引いたもので, 全体の傾向が分かりやすくなるように, Trimble の観測点の固定点を 950180 (宮城県七ヶ宿町), Ashtech 観測点の固定点を 940035 (山形県天童市) とした。東北地方北部の全体に大きな変化があり, 三陸はるか沖地震に関する余効すべりと強度回復によって変化した余効変動と考えられる。また同じような傾向のベクトルが北海道の日高地方の観測点にも見られる。上下変動では東北南部に大きな変動が見られる。これは V96 でみられたこの地域の相対的な隆起の影響によるものである。

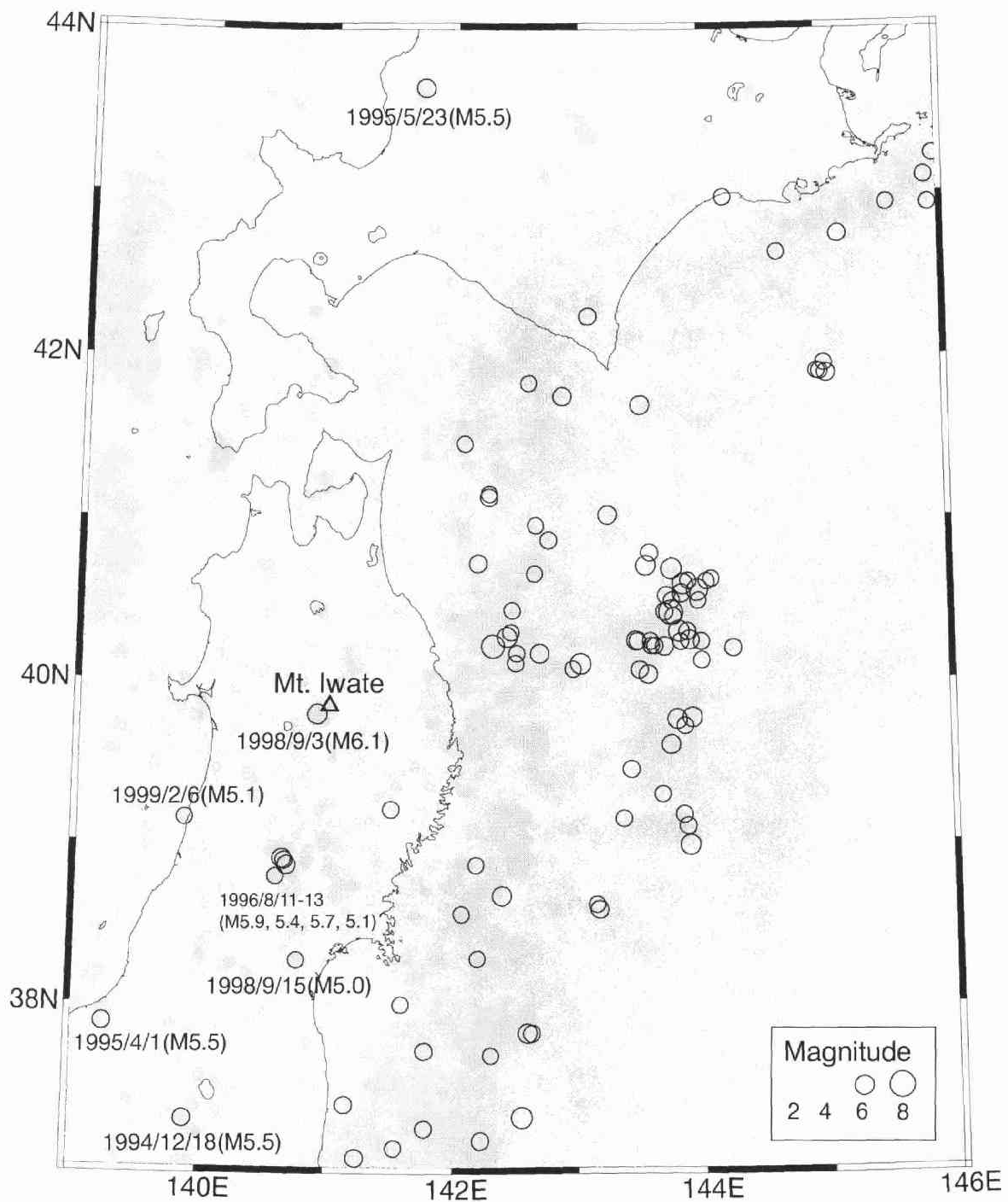


図2.17 1994年4月1日から1999年3月31日までの東北・北海道南部に発生した地震の震央布。M2以上で深さが100kmより浅い地震の震央を丸で示す。M5以上の地震は太線で示した。陸域に発生した20km以浅の地震については発生年月日を書き入れている。三角はこの期間に火山性の地殻変動が観測された岩手山の位置を示す。震源情報は気象庁のカタログを用いた。

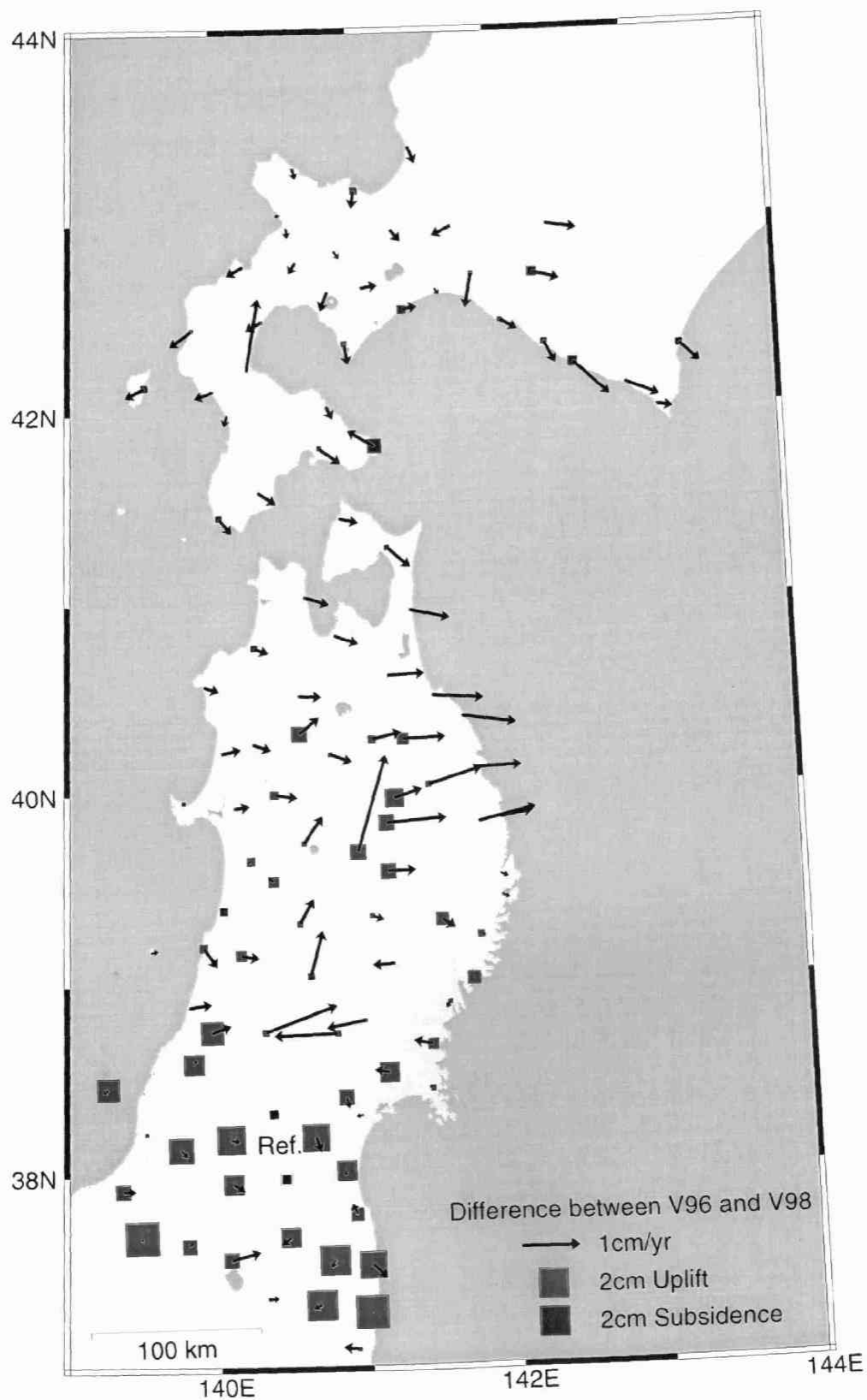


図2.18 V96(1996年4月1日(UT)から1997年3月31日(UT)までの速度場)からV98(1998年4月1日(UT)から1999年3月31日(UT)までの1年間の速度場)を差し引いた速度場の変化。ベクトルは固定点に対する水平変動，四角は固定点に対する上下変動を表し，赤は相対的に隆起，青は相対的に沈降を意味する。Trimbleの観測点に対する固定点は950180(宮城県七ヶ宿町)，Ashtechの観測点に対する固定点は940035(山形県天童市)。

また東北地方北部の内陸部にも沈降速度の加速が見られるている。これも三陸はるか沖地震の余効変動だと考えられるが、水平変動に比べて局在化しており、1998 年に活動が活発化した岩手山に関する変動かもしれない。

第3章 プレート沈み込み帯でのプレート間相互作用の推定法

前章で東北地方と北海道西部における最近の地殻変動の様子を明らかにした。この地方の地殻変動の大半は、太平洋プレートが日本海溝から島弧の下に沈み込むことによって生じていると考えられている。本章では、前章で得られた地殻変動データから、沈み込みプレート境界でのすべりや固着の空間的分布を、インヴァージョンによって推定する方法について述べる。

3.1 バックスリップの概念

プレート沈み込み帯では、海洋性プレートが大陸プレートの下に沈み込み、その境界面では長期間を平均的に見ればプレート間の収束速度でのすべりが生じているはずである。より短い時間スケールで考えると、プレート間の摩擦により境界面の一部では固着してすべらない。固着領域では周囲に応力が蓄積され、それが限界を超えると地震としてすべりを生じる。このような沈み込み帯での固着、すなわち、カップリングしていることによる地殻変動をモデル化するのによく用いられる概念として、Savage(1983)によって提唱されたバックスリップがある。バックスリップを用いた地殻変動の計算は、Okada(1992)などによって求められている解析解をそのまま適用できるので、比較的簡単である。またとくにインヴァージョン解析では、プレート境界面の一部であるカップリングしている領域だけのディスロケーションソースを考慮すればよいので、バックスリップの手法がよく用いられている。

図3.1にバックスリップの概念図を示す。左の図のように、プレート間の一部が固着している状態は、媒質が完全弾性体やMaxwell粘弾性体のように線形であれば、右上と右下のような状態の和と等しい。右下の図の状態は、実際はカップリングしている領域において相対的なプレート運動と大きさが同じで向きが正反対であるすべりを与えた状態である。このように仮想的に与える逆向きのすべりをバックスリップと呼ぶ。長い時間スケールで考えるとバックスリップは地震などによるすべりで相殺され、応力が蓄積することはない。右上の図のような状態における地殻歪は、もしプレート境界が平面で無限の深さまで続いているのであれば、その面上に応力源（転移線）が存在しないので完全にゼロになる。しかし実際のプレート境界面は湾曲しているために、厳密には歪場が生じる。Sato and Matsu'ura(1988)と Matsu'ura and Sato(1989)は、弾性体のリソスフェアとMaxwell粘弾性体からなるアセノスフェア、さらにその下の半無限弾性体の3層構造を用いてその影響を検討した。その結果大陸プレート側では隆起し、このような変形が長期間累積すると島弧や山脈の形成にかかわることを示した。しかし隆起速度は1mm/yr以下であり、バックスリ

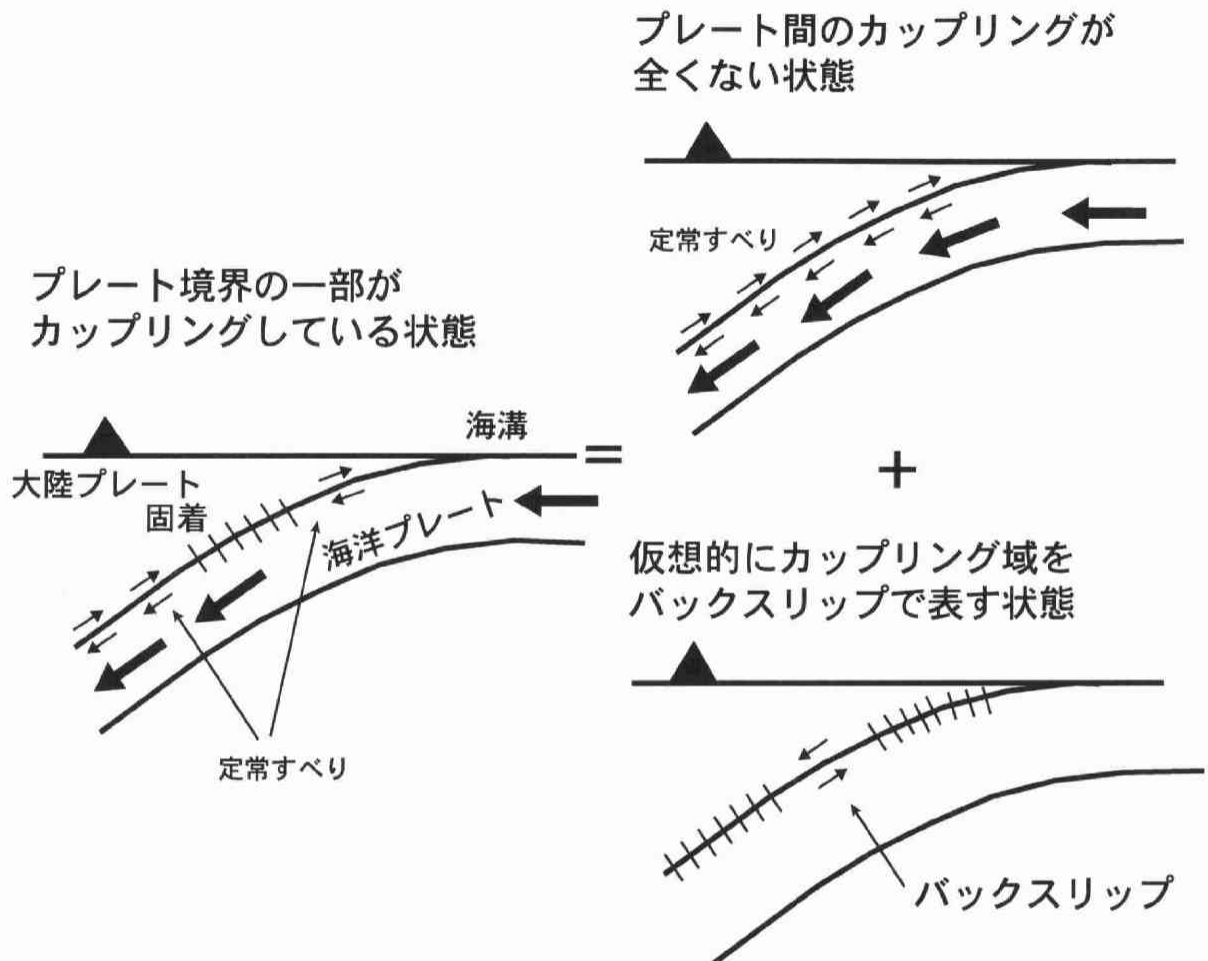


図3.1 バックスリップの概念図。沈み込み帯では、左の図のように、プレート境界の一部が固着(カップリング)していることにより歪が生じている。左の図の歪は、右の2つの図の歪の和と数学的には等価である。右上図のように、湾曲した境界面で一様なすべりがある場合、湾曲による歪が生ずるが、その歪量は十分に小さい。よって歪は、右下のように、固着しているところに、定常すべりと同じ大きさで反対向きのすべり(バックスリップ)を与えることによって近似できる。

ップによる変動に比べて小さい。また、水平変動についても陸側プレートで海溝側に変位するが、プレートの形状が平面に近ければ小さい[鷲谷・他, 1998]。これらの結果から本研究ではプレート境界面の湾曲による影響は無視する。

換言すると、沈み込み帯の応力場・歪場は、プレート境界面全体での一様なすべりによる定常的な場と、バックスリップと地震に代表される突発的なすべりによる場に分けて考えることができる。後者による場は、地震サイクルによってもとに戻る場なので、前者の定常的な場に対して揺らぎの変動であると考えることができる。本研究でおこなうバックスリップ・インヴァージョンは、前者の場を相対的に小さいとして無視し、揺らぎの変動源だけを推定しようと試みるものである。もし余効すべりのように、プレートの相対運動よりも早い逆断層型のすべりは、インヴァージョンの結果においては、実際のすべりからプレート相対運動分を差し引いたすべりになり、フォワードスリップと呼ばれることがある。また、バックスリップ・インヴァージョンでは、定常的な一様すべりの大きさである沈み込み帯での相対的なプレート運動は原理的に推定できないので、プレート境界での真のすべり状態を推定することはできない。

3. 2 インヴァージョン手法

地殻変動から断層面でのすべり分布を推定する場合、通常は断層面を小領域に分割して、それぞれの小領域での縦ずれ成分と横ずれ成分の大きさを未知パラメータとして推定する方法がとられる。断層面でのすべり分布を詳細に知るためには、断層面をより細かく分割してより多くの未知パラメータを推定しなければならない。しかし、このようにパラメータの数を増加させると、パラメータの推定誤差が大きくなり、解が不安定になる。Backus and Gilbert(1967, 1968)は、インヴァージョンで推定するモデルの確からしさと解像度の間には、相反的な関係があることを指摘し、このような相反する要求をいかに妥協させるかが本質的な問題であることを示した。しかし、地球物理学のインヴァージョンにおけるモデルパラメータは本来物理量であり、我々はそのパラメータに対する何らかの知識(先験的情報)をもっているのが普通である。その後 Jackson(1979)は、この先験的情報を用いることによって確からしさと解像度の問題が解決できることを示した。本研究では、断層面上でのすべりの空間分布はなめらかであるという先験的情報と観測データをベイズの定理を用いて結合させた、Yabuki and Matsu'ura(1992)のインヴァージョン手法を用いる。この方法では、先験的情報と観測データの重みづけを Akaike(1980)によって提唱された ABIC(Akaike's Bayesian Information Criterion)を用いて、客観的にきめることができる。実際の計算は矢吹(私信)によって開発された GDBYS という Fortran77 で書かれたプログラムに、多少の修正を加えたものを用いた。以下では Yabuki and Matsu'ura(1992)の手法の概略を述べる。

3. 2. 1 ディスロケーションによる地表での変位

均質半無限弾性体中の断層面 S 上で $\Delta \mathbf{u}(\xi)$ のディスロケーションが生じたとき、地表での変位 $u_i(\mathbf{x})$ は次のような式で表される.

$$u_i(\mathbf{x}) = \sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 \int_S G_{ip,q}(\mathbf{x}, \xi) m_{pq}(\xi) dS(\xi) \quad ; \quad (i = 1, 2, 3) \quad (3-1)$$

ただし,

$$m_{pq}(\xi) = \mu [n_p(\xi) \Delta u_q(\xi) + n_q(\xi) \Delta u_p(\xi)] \quad ; \quad (p, q = 1, 2, 3) \quad (3-2)$$

ここで, $G_{ip,q}(\mathbf{x}, \xi)$ はグリーンテンソル $G_{ip}(\mathbf{x}, \xi)$ の ξ_q 微分, $m_{pq}(\xi)$ は断層面 S 上のモーメントテンソル密度, μ は剛性率, $\mathbf{n}(\xi)$ は断層面の法線ベクトルである. $G_{ip,q}(\mathbf{x}, \xi)$ は Maruyama(1964) によって解析解が求められており, Yabuki and Matsu'ura(1992) によって各成分について整理された式を Appendix-A に示す. 次に断層面 $S(\xi)$ を以下のように定義する.

$$\xi_3 = f(\xi_1, \xi_2) \quad (3-3)$$

すると断層面の法線ベクトル \mathbf{n} の各成分は

$$\begin{aligned} n_1 &= \frac{-f_1}{\sqrt{1+f_1^2+f_2^2}}, & n_2 &= \frac{-f_2}{\sqrt{1+f_1^2+f_2^2}}, \\ n_3 &= \frac{1}{\sqrt{1+f_1^2+f_2^2}}, & f_j &= \frac{\partial f}{\partial \xi_j} \quad ; \quad (j = 1, 2) \end{aligned} \quad (3-4)$$

と書くことができる. スリップベクトル $\Delta \mathbf{u}$ は, 法線ベクトル \mathbf{n} に垂直でなければいけないので, それらの内積は 0 になる.

$$\sum_{j=1}^3 n_j(\xi) \Delta u_j(\xi) = -f_1 \Delta u_1 - f_2 \Delta u_2 + \Delta u_3 = 0 \quad (3-5)$$

Δu_3 について解くと

$$\Delta u_3 = f_1 \Delta u_1 + f_2 \Delta u_2 \quad (3-6)$$

となり, 地表での変位(3-1)は, Δu_1 と Δu_2 を用いて,

$$u_i = \mu \sum_{j=1}^2 \sum_{r=1}^3 \int_S [(G_{ij,r} + G_{ir,j}) + f_j(G_{i3,r} + G_{ir,3})] \left(\frac{n_r}{n_3} \right) \Delta u_j d\xi_1 d\xi_2 \quad (3-7)$$

と書くことができる。

3. 2. 2 すべり分布のパラメータ表現

スリップベクトル $\Delta \mathbf{u}$ を ξ_1 - ξ_2 平面上で定義される基底関数 Φ_{kl} の線形結合によって表すと

$$\Delta u_j(\xi_1, \xi_2) = \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L a_{jkl} \Phi_{kl}(\xi_1, \xi_2) \quad ; (j = 1, 2). \quad (3-8)$$

となる。これを(3-7)式に代入して、 ξ_1 と ξ_2 について積分すると

$$u_i = \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L H_{ijkl} a_{jkl} \quad ; \quad (i = 1, 2, 3), \quad (3-9)$$

となる。ただし、

$$H_{ijkl} = \mu \sum_{r=1}^3 \int_S [(G_{ij,r} + G_{ir,j}) + f_i(G_{i3,r} + G_{ir,3})] \left(\frac{n_r}{n_3} \right) \Phi_{kl} d\xi_1 d\xi_2 \quad (3-10)$$

である。半無限弾性体の地表での変位は、(3.9)と(3.10)式の積分を実行することにより、計算することができるので、インヴァージョンは、観測データから基底関数の展開係数 a_{jkl} ($j = 1, 2$; $k = 1, \dots, K$; $l = 1, \dots, L$)を求める問題になる。本研究では、Yabuki and Matsu'ura(1992)に従い、規格化した双3次Bスプラインを基底関数とした。すなわち

$$\Phi_{kl}(\xi_1, \xi_2) = N_k(\xi_1) N_l(\xi_2) \quad ; \quad (k = 1, \dots, K; \quad l = 1, \dots, L) \quad (3-11)$$

ただし、

$$N_j(s) = \begin{cases} \frac{\{2\Delta s - |s - s_j|\} \{2\Delta s^2 - (s - s_j)^2\}}{6\Delta s^3} & (s_j - \Delta s < s < s_j + \Delta s) \\ \frac{(2\Delta s - |s - s_j|)^3}{6\Delta s^3} & (s_j - 2\Delta s < s < s_j - \Delta s, s_j + \Delta s < s < s_j + 2\Delta s) \\ 0 & (s < s_j - 2\Delta s, s > s_j + 2\Delta s) \end{cases} \quad (3-12)$$

ここで、 Δs は基底関数を配置する格子点間隔である。この双3次 B スプライン $\Phi_{kl}(\xi_1, \xi_2)$ は、 ξ_1 - ξ_2 平面上の (s_k, s_l) において最大値をもち、その点を中心とした $4\Delta s \times 4\Delta s$ の領域の外ではゼロになる。このような双3次 B スプライン $\Phi_{kl}(\xi_1, \xi_2)$ を図示したのが図 3.2 である。

3. 2. 3 観測方程式

地表 $\mathbf{x}=\mathbf{x}_p$ における変位観測データを $u_i(\mathbf{x}_p)$ とする。半無限弾性体の理論値(3-9)式を用いると、観測方程式は以下ようになる。

$$u_i(\mathbf{x}_p) = \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L H_{ijkl}(\mathbf{x}_p) a_{jkl} + e_{ip}, \quad (3-13)$$

e_{ip} は観測データに含まれる誤差である。(3-13)式から観測方程式をベクトルの形で書き表すと

$$\mathbf{d} = \mathbf{H}\mathbf{a} + \mathbf{e} \quad (3-14)$$

となる。ここで、 \mathbf{d} はデータベクトル、 \mathbf{e} は誤差ベクトル、 \mathbf{a} はモデルパラメータベクトル、 \mathbf{H} は $N(\text{データ数}) \times M(=2KL)$ の次元をもつ係数行列である。(3-14)式に含まれる誤差ベクトルは一般にモデル誤差と計測誤差を含んでいる。モデル誤差は、ここでのモデルに用いた理論や断層面が実際と異なることの他に、基底関数の線形結合で表されるすべり分布に限界があることから生じる。ここでは、このようなモデル誤差は計測誤差に比べてはるかに小さいと仮定して、誤差ベクトル \mathbf{e} は平均値がゼロで共分散行列が $\sigma^2 \mathbf{E}$ であると仮定する。

$$\mathbf{e} \sim N(\mathbf{0}, \sigma^2 \mathbf{E}) \quad (3-15)$$

Yabuki and Matsu'ura(1992)のインバージョン手法では、(3-15)の \mathbf{E} で表す観測誤差の相対値が既知とし、その係数パラメータ σ^2 は、後で述べるように ABIC 最小化という基準で

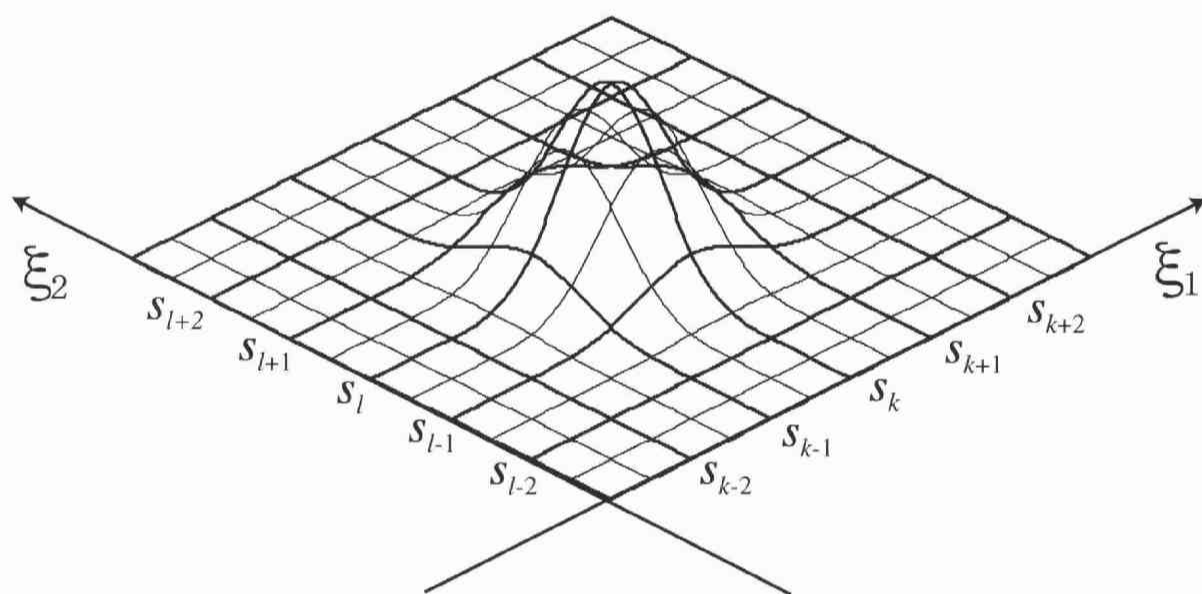


図3.2 ξ_1 - ξ_2 平面上での双3次Bスプラインのグラフ

求める。実際の計算では、 \mathbf{E} は対角要素のみに値をもつと仮定した。(3-14), (3-15)式からデータベクトル \mathbf{d} の確率密度関数は、モデルパラメータ \mathbf{a} を用いて

$$p(\mathbf{d} | \mathbf{a}; \sigma^2) = (2\pi\sigma^2)^{-\frac{N}{2}} \|\mathbf{E}\|^{-\frac{1}{2}} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a})^T \mathbf{E}^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a})\right]. \quad (3-16)$$

と表される。ここで $\|\mathbf{E}\|$ は行列式 \mathbf{E} の絶対値を表す。(3-16)式は、データベクトル \mathbf{d} が与えられた場合、 \mathbf{a} と σ^2 の関数であり、 \mathbf{a} と σ^2 の尤度関数であると考えることができる。

3. 2. 4 先験的情報

Yabuki and Matsu'ura(1992)は、断層面上でのすべりの分布はなめらかであると仮定し、先験的情報として用いている。なめらかさの尺度として以下のような量 r を定義し、ラフネス(Roughness)と呼ぶことにする。

$$r = \sum_{j=1}^2 \int_s \frac{1}{n_3} \left[\left(\frac{1}{h_1^2} \frac{\partial^2 \Delta u_j}{\partial \xi_1^2} \right)^2 + 2 \left(\frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial^2 \Delta u_j}{\partial \xi_1 \partial \xi_2} \right)^2 + \left(\frac{1}{h_2^2} \frac{\partial^2 \Delta u_j}{\partial \xi_2^2} \right)^2 \right] d\xi_1 d\xi_2, \quad (3-16)$$

ただし、

$$h_i = \sqrt{1 + f_i} \quad ; \quad (i = 1, 2). \quad (3-17)$$

断層面の曲率がそれほど大きくない場合は、(3-16)式中の h_1 , h_2 , n_3 は断層面上での平均値 \bar{h}_1 , \bar{h}_2 , \bar{n}_3 に置き換えることができる。(3-8)および(3-11)式を(3-16)式に代入すると、

$$r = \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^L \sum_{p=1}^K \sum_{q=1}^L a_{jkl} G_{jklpq} a_{jlpq} \quad (3-17)$$

ここで

$$\begin{aligned} G_{jklpq} = & \frac{1}{\bar{n}_3 \bar{h}_1^4} \int \frac{\partial^2 N_k(s)}{\partial s^2} \frac{\partial^2 N_p(s)}{\partial s^2} ds \int N_l(s) N_q(s) ds \\ & + \frac{1}{\bar{n}_3 \bar{h}_1^2 \bar{h}_2^2} \int \frac{\partial N_k(s)}{\partial s} \frac{\partial N_p(s)}{\partial s} ds \int \frac{\partial N_l(s)}{\partial s} \frac{\partial N_q(s)}{\partial s} ds \\ & + \frac{1}{\bar{n}_3 \bar{h}_2^4} \int N_k(s) N_p(s) ds \int \frac{\partial^2 N_l(s)}{\partial s^2} \frac{\partial^2 N_q(s)}{\partial s^2} ds \end{aligned} \quad (3-18)$$

である。ベクトルの形で書き表すと、

$$r = \mathbf{a}^T \mathbf{G} \mathbf{a} \quad (3-19)$$

となり、 \mathbf{G} は $M \times M$ の対称行列である。断層面上でのすべり分布のラフネスに関する先験的情報は、モデルパラメータ \mathbf{a} と \mathbf{a} に対する拘束条件の強さを表すパラメータ ρ^2 を用いて、確率密度関数の形で書くことができる。

$$p(\mathbf{a}; \rho^2) = (2\pi\rho^2)^{-\frac{P}{2}} \|\Lambda_P\|^{\frac{1}{2}} \exp\left(-\frac{1}{2\rho^2} \mathbf{a}^T \mathbf{G} \mathbf{a}\right), \quad (3-20)$$

P は行列 \mathbf{G} の階数であり、 $\|\Lambda_P\|$ は行列 \mathbf{G} の 0 以外の固有値の積の絶対値である。

3. 2. 5 ベイズモデルと ABIC

式(3-16)で与えられるデータに関する確率密度関数と、式(3-20)の先験的情報に関する確率密度関数を、ベイズの定理を用いて結合すると

$$\begin{aligned} p(\mathbf{a}; \sigma^2, \rho^2 | \mathbf{d}) &= c p(\mathbf{d} | \mathbf{a}; \sigma^2) p(\mathbf{a}; \rho^2), \\ &= c (2\pi\sigma^2)^{-\frac{N+P}{2}} (\alpha^2)^{\frac{P}{2}} \|\mathbf{E}\|^{-\frac{1}{2}} \|\Lambda_P\|^{\frac{1}{2}} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2} s(\mathbf{a})\right], \end{aligned} \quad (3-21)$$

ただし、

$$s(\mathbf{a}) = (\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a})^T \mathbf{E}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a}) + \alpha^2 \mathbf{a}^T \mathbf{G} \mathbf{a} \quad (3-22)$$

$$c = \frac{1}{\int p(\mathbf{d} | \mathbf{a}; \sigma^2) p(\mathbf{a}; \rho^2) d\mathbf{a}}. \quad (3-23)$$

である。ここで、 $\alpha^2 (= \sigma^2 / \rho^2)$ は、データに対する拘束と先験的情報に対する拘束の割合をつかさどるパラメータである。 α^2 は、 σ^2 や ρ^2 とともに、(3-21)式であらわしたベイズモデルのモデル自体を規定するパラメータであるので、ハイパーパラメータと呼ばれている。これらの定式化は、Jackson and Matsu'ura(1985)によって最初に行われ、本インヴァージョンが、データベクトル \mathbf{d} から、(3-21)式で表される確率密度関数を最大とするモデルパラメータ \mathbf{a} とハイパーパラメータ σ^2 、 α^2 の値を見いだす問題であることを示している。

まずハイパーパラメータ σ^2 、 α^2 を定数と仮定すると、(3-21)式を最大にするためには $s(\mathbf{a})$ を最小にすればよい。 $s(\mathbf{a})$ を最小にするには \mathbf{a} に関する変分が 0 になればよいので、このようなパラメータの解 \mathbf{a}^* は次式を満たす。

$$\mathbf{H}^T \mathbf{E}^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a}^*) - \alpha^2 \mathbf{G}\mathbf{a}^* = 0. \quad (3-24)$$

これを \mathbf{a}^* について解くと,

$$\mathbf{a}^* = (\mathbf{H}^T \mathbf{E}^{-1} \mathbf{H} + \alpha^2 \mathbf{G})^{-1} \mathbf{H}^T \mathbf{E}^{-1} \mathbf{d} \quad (3-25)$$

が得られる.

ハイパーパラメータの値を決めるために, Yabuki and Matsu'ura は Akaike(1980)によって提唱されたエントロピー最大化原理に基づく赤池のベイズ情報量基準(ABIC)を用いている. この場合の ABIC は以下のように定義される.

$$\text{ABIC} = (-2) \log L(\sigma^2, \rho^2) \quad (3-26)$$

ここで,

$$L(\sigma^2, \rho^2) = \int p(\mathbf{d} | \mathbf{a}; \sigma^2) p(\mathbf{a}; \rho^2) d\mathbf{a} \quad (3-27)$$

である. ABIC を最小にするような σ^2 , ρ^2 を最適パラメータとする. ρ^2 を α^2 で表して, (3-27)の \mathbf{a} に対する積分を実行すると,

$$L(\sigma^2, \alpha^2) = (2\pi\sigma^2)^{-\frac{N+P-M}{2}} (\alpha^2)^{\frac{P}{2}} \|\mathbf{E}\|^{-\frac{1}{2}} \|\Lambda_P\|^{\frac{1}{2}} \|\mathbf{H}^T \mathbf{E}^{-1} \mathbf{H} + \alpha^2 \mathbf{G}\|^{-\frac{1}{2}} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2} s(\mathbf{a}^*)\right]. \quad (3-28)$$

が得られる. ABIC を最小化するためには $L(\sigma^2, \alpha^2)$ を最大化すればよいので, ABIC 最小の必要条件は

$$\frac{\partial L(\sigma^2, \alpha^2)}{\partial \sigma^2} = 0, \quad \frac{\partial L(\sigma^2, \alpha^2)}{\partial \alpha^2} = 0 \quad (3-29)$$

で表される. (3-29)の連立方程式を σ^2 について解くと

$$\sigma^2 = \frac{s(\mathbf{a}^*)}{N + P - M} \quad (3-30)$$

が得られる。(3-30), (3-28)式を(3-26)式に代入すると, ABIC は α^2 の関数となり,

$$ABIC(\alpha^2) = (N + P - M) \log s(\mathbf{a}^*) - P \log \alpha^2 + \log \|\mathbf{H}^T \mathbf{E}^{-1} \mathbf{H} + \alpha^2 \mathbf{G}\| + C \quad (3-31)$$

と表される。 C は α^2 に依存しない定数項である。ABIC を最小化する α^2 は数値的に求められる。 α^2 がきまれば(3-30)式より σ^2 が求まり, これらのハイパーパラメータから最適なモデルパラメータを(3-25)式から得ることができる。

3. 3 モデルパラメータについて

Yabuki and Matsu'ura の方法では, 式(3-3)に示すような断層面の位置や形状をあらかじめ設定する必要がある。本研究の対象領域である東北から北海道南西部では, 図 2.16 が示すように, 太平洋側の変形が大きい。また NUVEL-1A[Demets et al., 1990, 1994]や Seno et al.(1996), 瀬野・魏(1998)によって推定されている, 東北日本と周辺のプレート間の相対的なプレート運動の大きさから, 太平洋プレートの沈み込みプレート境界面でのプレート間相互作用による変動が最も大きいと考えられる。1994 年三陸はるか沖地震は, このプレート境界で発生したことが知られており, その余効すべりも境界面上で起こっていると考えられていることから[Heki et al., 1997; Nishimura et al., 1998a, 1998b], 本研究では, 第一近似として太平洋プレートの沈み込みプレート境界面を断層面と考えることにする。

太平洋プレートのプレート境界の形状は, 大地震の余震分布や微小地震分布, あるいは SP, PS 変換波の変換面から推定されている。陸域直下のやや深発地震については, 長谷川・他(1983)によって二重深発地震面の上面と下面の地震の等深線が求められているが, 浅い海域の地震の震源を陸上の観測点のみで震源決定した場合は, とくに深さ方向で誤差が大きい。しかし, Umino et al.(1995), 海野・他(1995)は, sP 変換波を用いてプレート境界に発生する地震の深さを精度良く決定している。また, Nishizawa et al.(1992)や Hino et al.(1996)は, 海底地震計を用いて震源決定している。その結果, 三陸沖から福島沖にかけての微小地震の分布は日本海溝から 100km ぐらいまでは非常に低角度(10 度未満)であり, そこから急に角度を変えて東北地方直下の二重深発地震面の上面の地震群の上端へと続く比較的高角度(30 度程度)の面をなしていることがわかった。そこで, これらの研究を参考に, 図 3.3 に示すように断層面を設定した。この曲面は, 3 次の B スプライン関数によって表されている。断層面に関するパラメータは表 3.1 に示した。用いた GPS 観測点の北端と南端の観測点のデータには, 領域の外側からの寄与があるはずなので, 外側の影響をなるべく小さくするため, 観測点よりも若干南北に広い断層領域をとった。

プレート境界のカップリングは, 海溝近くの浅部では未固結の堆積物が断層に存在する

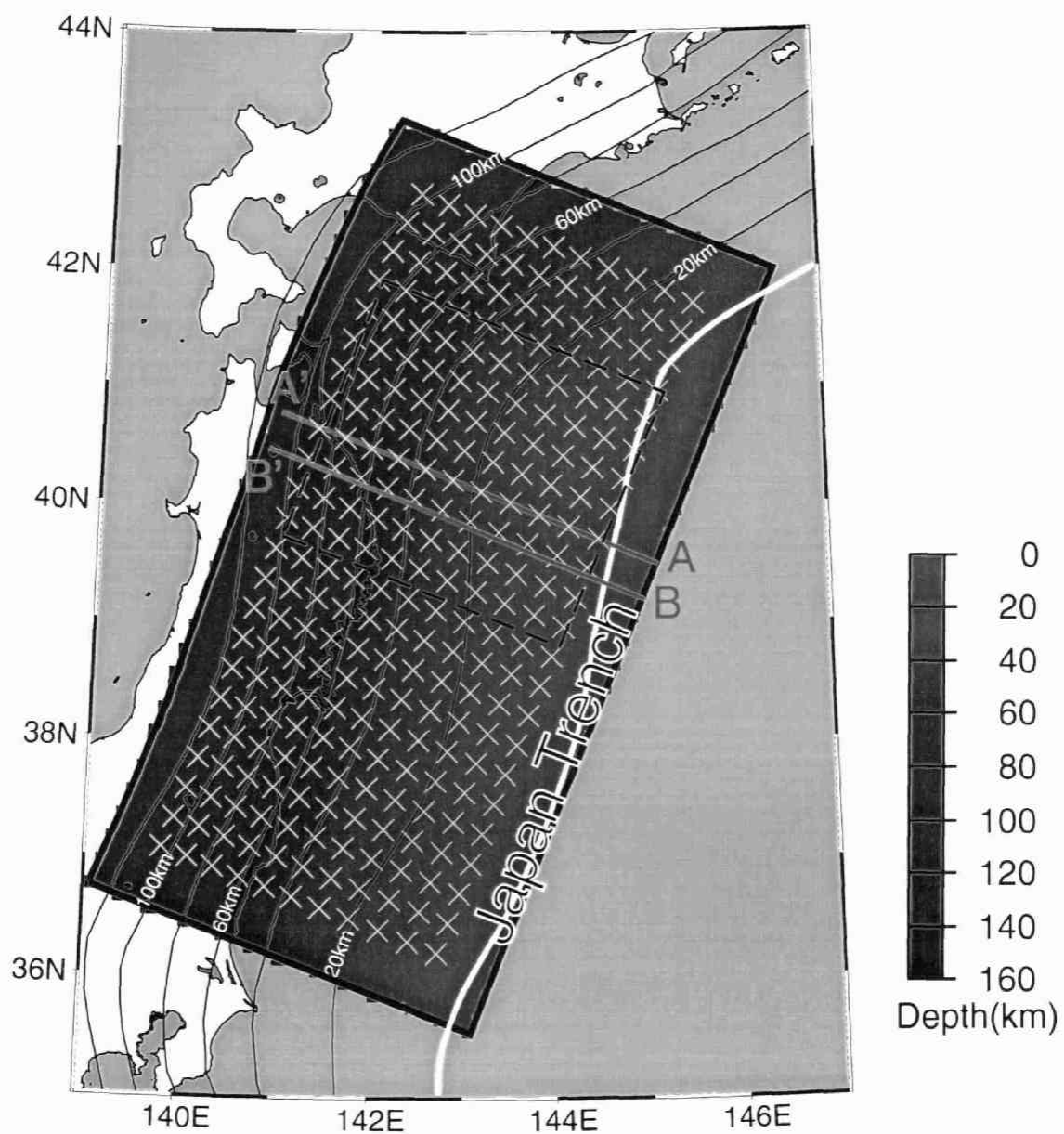


図3.3 インヴァージョンで用いたモデル断層面の形状. 等深線は20km毎にかかっている. 黄色の×は基底関数を配置した格子点. また破線で示した領域は地震時など(CS, PS1, PS2)のすべりの推定に用いたモデル断層面. 図中のA-A'およびB-B'は第4章参照.

表 3.1 インバージョンで用いたモデル断層のパラメータ

	用いるデータセット	長さ (km)	幅 (km)	格子点間隔 (km)	基底関数の数
大断層(図 3.3)	V95, V96, V97, V98	780	420	30	23×11
小断層(図 3.4)	CS, PS1, PS2	260	300	20	10×12

ため、弱いと考えられている[たとえば, Byrne et al., 1988]. また, 深部でも高温であるためにカップリングは弱くなると考えられている[たとえば, Hyndmann and Wang, 1994]. よって, すべり分布の境界条件として, 浅い方の端(東端)と深い方の端(西端)ではすべり(バックスリップもしくはフォワードスリップ)がゼロになるようにした. 北端と南端については, 領域の外側にもカップリングしている領域が続いていると考えられるので, とくに境界条件を課していない. 深い方の端の境界条件はインヴァージョンの結果にそれほど影響を与えないが, 浅い方の境界条件がないと, 海溝に近づくにしたがい, 大きなすべりが推定されてしまう. これは観測点が断層の西側にしかないので, 観測点から遠い東側の領域についての解像力がないことによると考えられる. したがって安定したすべり分布を求めるために, 前記のような境界条件を設定した.

1994 年三陸はるか沖地震時(CS)や直後の余効変動(PS1, PS2)のすべりは, 余震分布[松澤・他, 1996]や地震学的な解析[たとえば, Nakayama and Takeo, 1997]から, 震源域とその周辺領域でのすべりを対象とすれば十分であると考えられる. よって, 図 3.4 に示すように, 図 3.3 の一部の領域だけをモデル断層面として考えることにした. この場合の境界条件は, 断層の浅部(東端)にすべりがゼロである条件を課した. この場合は浅部がすべていないという物理的な根拠は必ずしもないが, すでに述べたように, 浅部については分解能がないので, 安定した解を求めるための境界条件である. 残りの 3 辺については境界条件は課していない.

NUVEL-1A などのグローバルなプレート運動モデルによると, 茨城県沖から北海道にかけての東北日本と太平洋プレートの相対運動の方向は, おおむね N65W 程度(北米プレートと太平洋プレートの相対運動の方向)であり, 大きく変化することはない. GPS を用いて直接求められたプレート間の相対運動方向もおおむね NUVEL-1A に一致している[Larson et al., 1997]. バックスリップの方向はプレート運動と逆向きの方向になるはずであり, カップリングによる応力を解消するために生じる地震や余効すべりの方向についても, 個々の地震の狭い領域で見れば多様性があるとしても第一近似としてはプレートの相対運動の方向になるはずである. 過去のバックスリップ・インヴァージョンの研究結果[Nishimura et al., 1998b; Ito et al., 1999]においてもバックスリップの方向は N60~73W 程度であるので, 本研究では, すべりの空間分布に注目するために, パラメータの数を減らして純粋な縦ずれ成分のみを推定することにした. 図 3.3 および 3.4 で示したモデル領域の走行は 200° になっている. 断層面のすべり角は, モデル領域の走行方向にたいして定義されているので, スリップベクトルが N70W もしくは N110E のすべりを推定していることになる.

インヴァージョンに用いるデータから, 内陸の地震活動や火山活動などにより明らかに周辺の観測点と非調和的な局地的変動を示している観測点のデータを除外した. さらに, 奥尻島や渡島半島中央部は北海道南西沖地震の余効変動を受けている可能性が高いため,

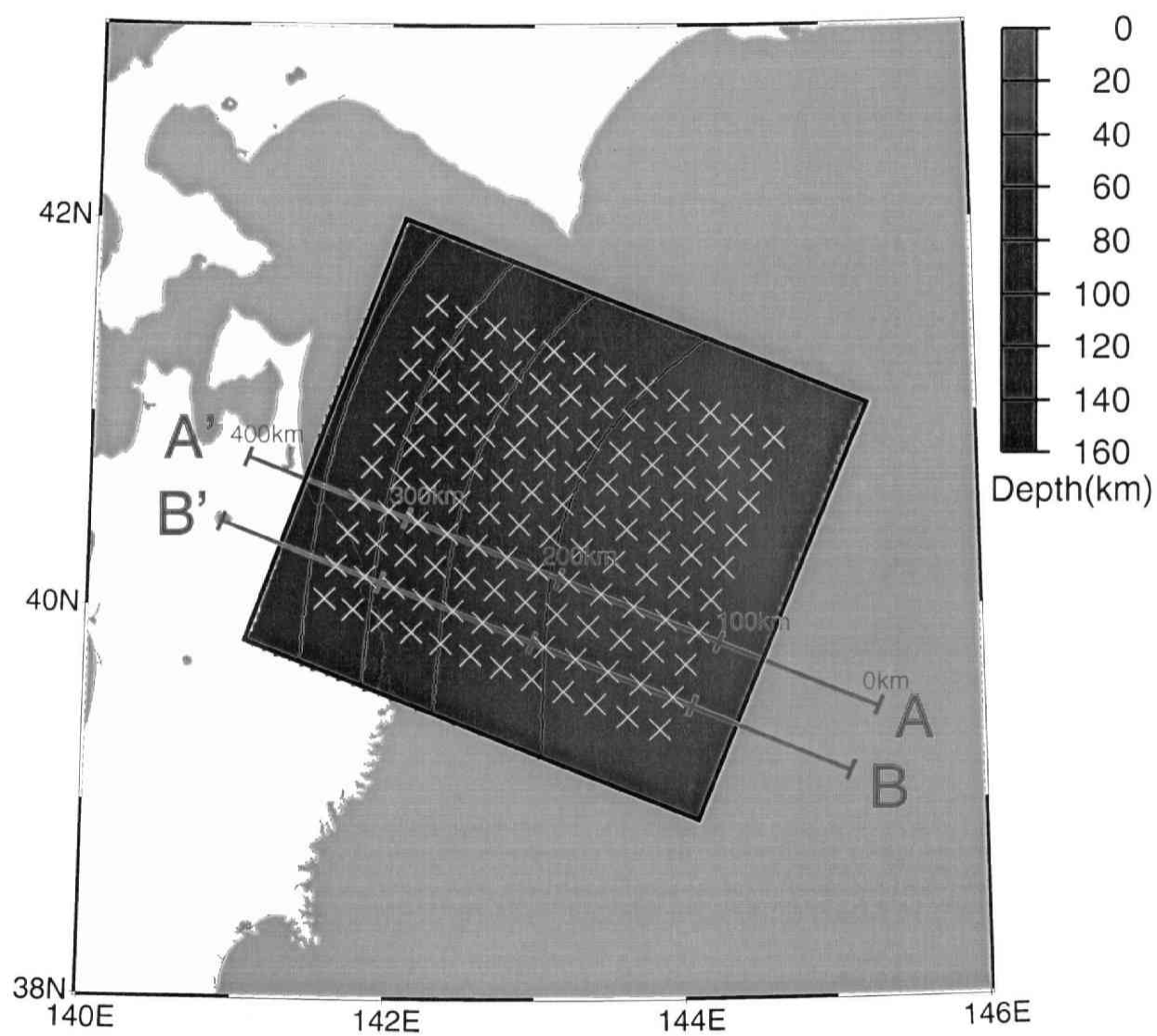


図3.4 インヴァージョンで用いたモデル断層面の形状(その2). 地震時の地殻変動など(CS, PS1, PS2)のインヴァージョンに用いたモデル断層面. 等深線は20km間隔. 黄色の×は基底関数を配置した格子点. 図中のA-A'とB-B'は第4章参考.

また日本海にある飛島や粟島にある観測点は日本海東縁のプレート境界に非常に近くその影響を受けやすいと考えられるので除外した。各観測点の水平変動と上下変動のデータとともに利用しているが、式(3-15)中の E で示した観測誤差については、上下変動の誤差は水平変動の 10 倍大きいと仮定した。

3. 4 インヴァージョンの解像度に関する数値実験

インヴァージョンで得られた結果を地球物理学的に解釈するためには、インヴァージョンによって推定されたすべり分布の空間分解能や誤差の程度を知ることが重要である。そこで、実際のデータをインヴァージョンする前に、同じ観測点とモデル断層面を用いて、あらかじめ与えたすべり分布から各観測点での変位を計算し、計算した変位をデータとしてすべり分布を推定した結果と与えた分布とを比較することによって、本解析の分解能について考察してみる。

数値実験に用いたモデル断層面は図 3.3 に示した領域で、境界条件は実際の解析と同じく東端と西端ですべりゼロという条件を用いた。観測点数については、V95 のインヴァージョンに用いた 1996 年 3 月までの観測点(図 2.3)と、V96 などのインヴァージョンに用いた 1996 年 4 月以降の観測点(図 2.4)の二通りで行った。局地的な変動でインヴァージョンのデータから省いた異常観測点は、この数値実験でも用いなかった。相対変位の基準点は、1996 年 3 月までの観測点の場合は 940025 であり、1996 年 4 月以降の場合は Ashtech の観測点は 940025 で Trimble の観測点は 950151 である。与えたすべりは、碁盤の目の形をした正方形の領域に、10cm の正断層(すべり角 270 度)のすべりと 10cm の逆断層のすべり(すべり角 90 度)を交互に与えたものである。理論的に計算した各観測点の基準点に対する相対変位に、標準偏差が水平変位で 1mm、垂直変位で 1cm の正規分布をしたランダム誤差を加えて、インヴァージョンのデータとした。一つの正方形領域の一边の大きさを約 150km、約 100km、約 75km と変えた 3 通りについて数値実験を行った結果を、それぞれ図 3.5、3.6、3.7 に示す。図 3.5 に示すように一边 150km の分布の場合は、どちらの観測点密度の場合でも、おおむね与えた分布を再現していることがわかる。ただ、先験的情報と基底関数に双 3 次 B スプライン関数を用いていることにより、どちらの場合も与えた分布に比べて空間的になめらかな分布が求められており、その傾向は、観測点が少ない場合の図 3.5-b に、より顕著にあらわれている。一边を 100km にすると領域全体の再現性は悪くなる。観測点が多い場合の図 3.6-c の場合では陸域の直下から太平洋沿岸の東方 100km くらいまでの領域の再現性はおおむね良好であるが、それより東側の領域では再現性が悪い。また、観測点が少ない図 3.6-b の場合は、東北南部の陸に近い領域以外は、与えた分布を再現していないといえる。一边 75km の分布を与えると、観測点密度が粗い図 3.7-b の場合は、領域全体でほとんどすべりのない結果が得られた。このように観測点密度に対して空間的

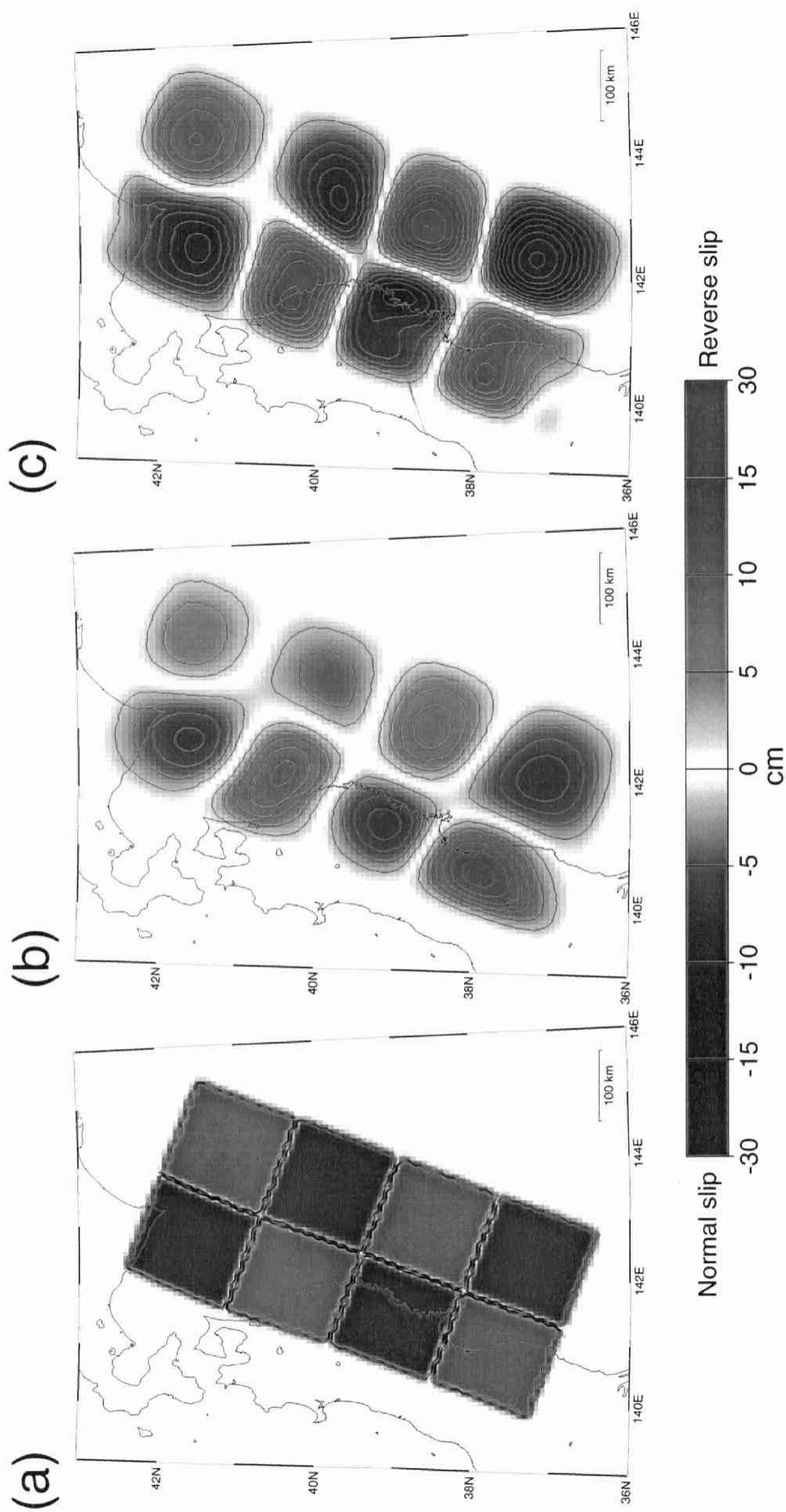


図3.5 インヴァージョンの解像度に関する数値実験の結果(1). (a)与えたすべり分布で、個々の正方形領域の大きさは、おおそ150km×150km. (b)1996年3月までの観測点配置の場合のインヴァージョン結果. (c)1996年4月以降の観測点配置の場合のインヴァージョン結果. 赤は逆断層(すべり角90度), 青は正断層(すべり角270度)のすべりを表している. 与えたすべりの大きさ逆断層, 正断層の領域ともに10cm. 等値線の間隔は2cm.

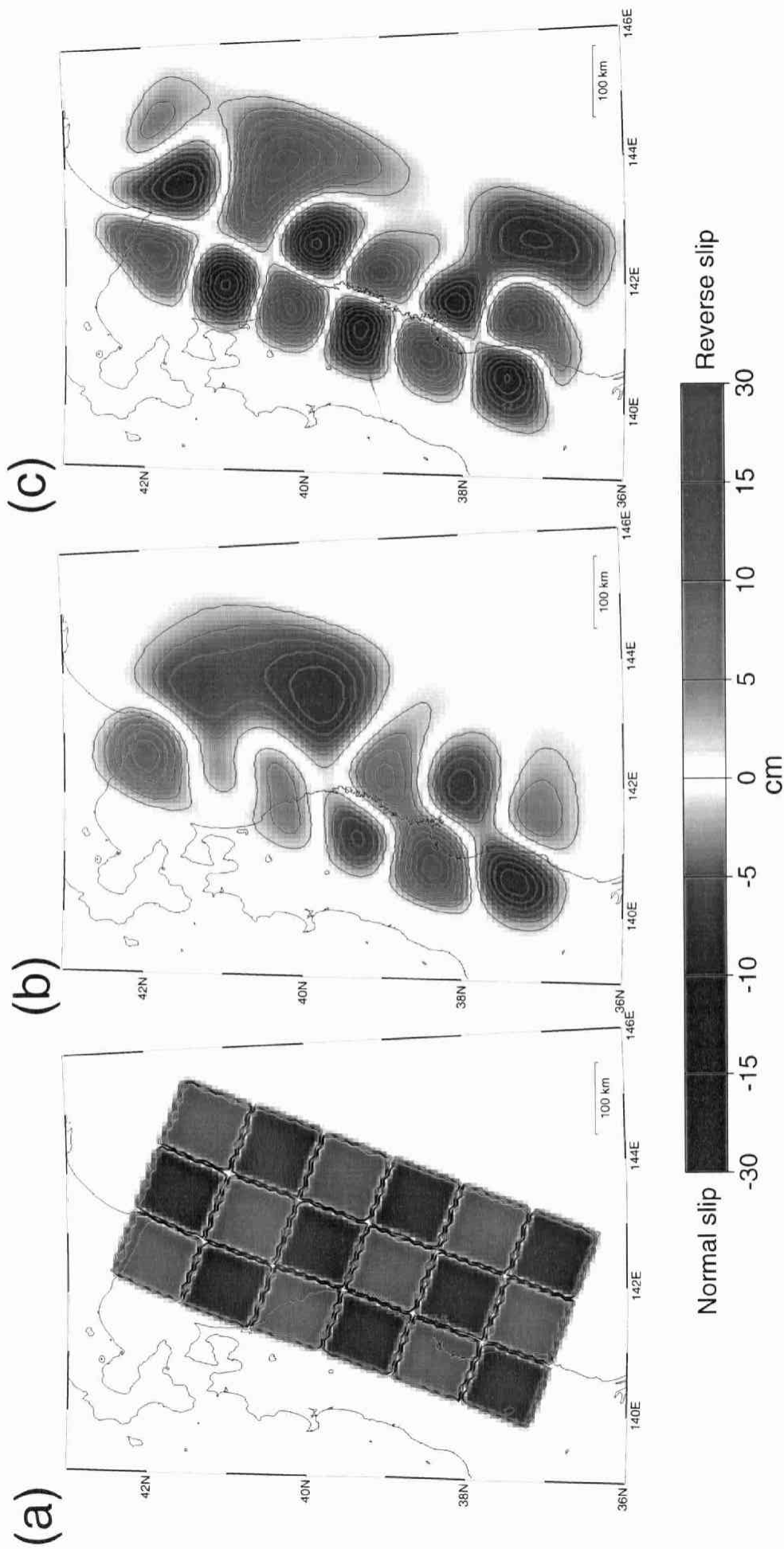


図3.6 インヴァージョンの解像度に関する数値実験の結果(2). (a)与えたすべり分布で、個々の正方形領域の大きさは、おおそ100km×100km. (b)1996年3月までの観測点配置の場合のインヴァージョン結果. (c)1996年4月以降の観測点配置の場合のインヴァージョン結果. 赤は逆断層(すべり角90度), 青は正断層(すべり角270度)のすべりを表している. 与えたすべりの大きさは逆断層, 正断層の領域ともに10cm. 等値線の間隔は2cm.

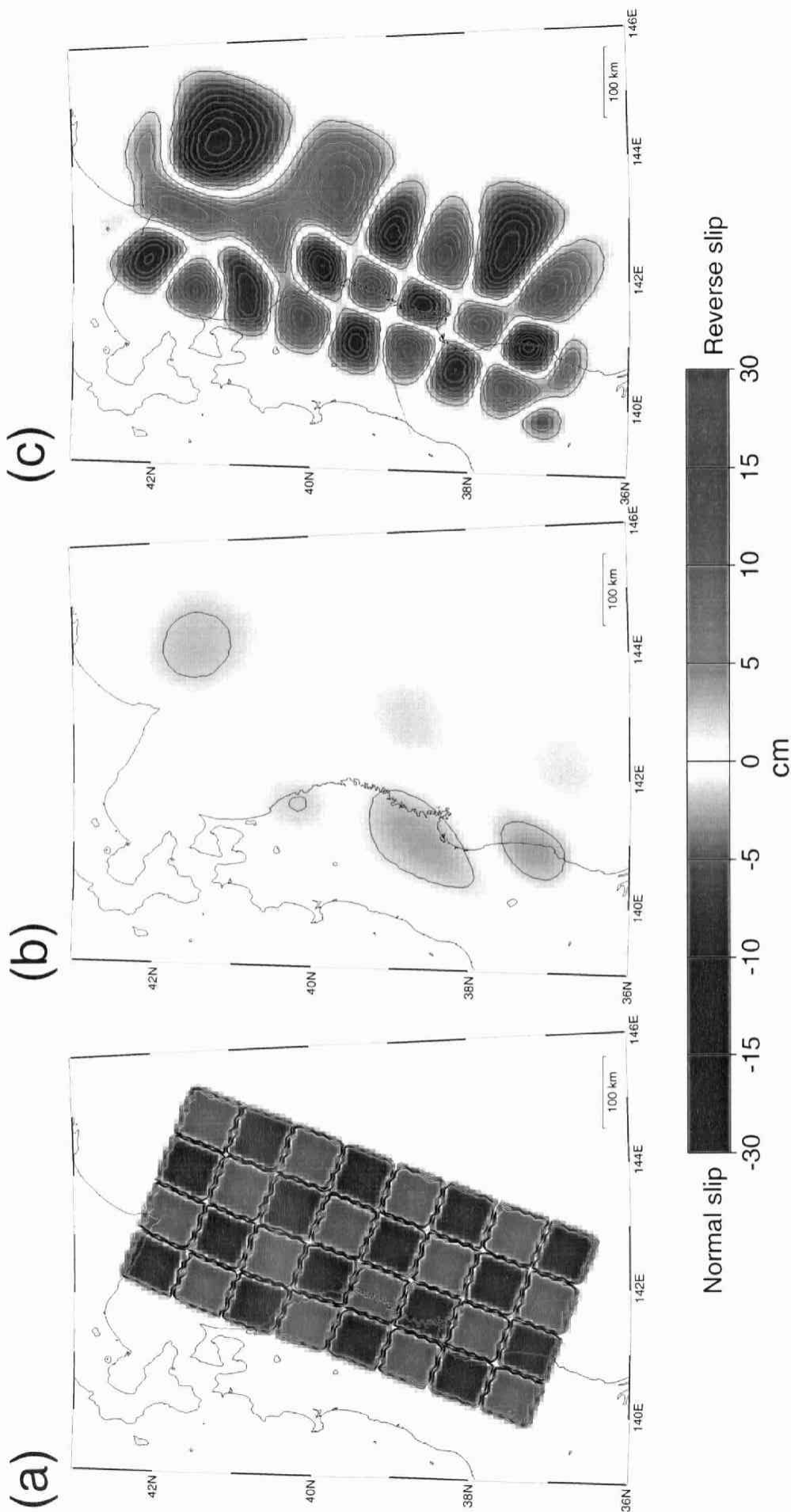


図3.7 インヴァージョンの解像度に関する数値実験の結果(3). (a)与えたすべり分布で、個々の正方形領域の大きさは、おおそ75km×75km. (b)1996年3月までの観測点配置の場合のインヴァージョン結果. (c)1996年4月以降の観測点配置の場合のインヴァージョン結果. 赤は逆断層(すべり角90度), 青は正断層(すべり角270度)のすべりを表している. 与えたすべりの大きさは逆断層, 正断層の領域ともに10cm. 等値線の間隔は2cm.

に細かいすべり分布があった場合には、ABIC 最小化の基準によって極度に平滑化されたすべり分布が推定されていることに注意する必要がある。一方、1996 年 4 月以降の観測点配置による結果(図 3.7-c)では、おおむね陸から 100km くらいまでは再現されており、さらに東側の海溝に近い領域では陸側から外挿されたような分布になっている。また 1994 年三陸はるか沖地震の震源域の北側では、南側に比べて観測点が遠くなるため、再現性が悪くなっている。以上の結果をまとめると、1996 年 4 月以降の GPS 観測点(98 点)における地殻変動を用いたインバージョンでは、陸域から太平洋沿岸の東方 100km 程度までは 75km 四方のすべりを見分ける解像度はあるが、さらに沖合の領域では解像度が悪い。また、観測点が少ない場合は、観測点が多い場合より、観測誤差が同じであってもより平滑化されたすべり分布が求まることに注意する必要がある。

第4章 結果と議論

本章では、まずインバージョンによって推定されたすべり分布の結果を示す。次に、日本海東縁のプレート衝突境界による変形や下部地殻とマンツルの粘性緩和による地震の余効変動を考慮して、これらをモデルに取り込んだ場合のすべり分布を推定する。最後に、推定されたすべり分布について考察し他の研究例との比較について議論する。

4.1 地震時のすべりおよび直後の余効すべり

図 4.1, 4.2 および 4.3 は、1994 年三陸はるか沖地震の変動(CS)と余効変動(PS1, PS2)から、すべり分布を推定したものである。モデル断層面は図 3.4 に示した小さい断層を用いた。インバージョンに用いたデータは 940025 観測点(青森市)に対する相対的な変位であり、CS と PS1 の場合は、水平変動とともに上下変動も用いた。PS2 については上下変位速度が異常に大きく真の地殻変動とは考えられないため、水平変動のデータだけを用いている。図 3.8-b と 3.9-b に示した水平変動ベクトルは、分かりやすくするため、変動の絶対値が小さいと思われる 940037 観測点(宮城県利府町)に対するベクトルとして表示した。いずれの場合も逆断層方向のすべりのみが推定されるように、Lawson and Hanson(1974)によって提唱された NNLS(Non-Negative Least-Squares)のアルゴリズムを用いて、すべり方向を拘束した結果を示している。

CS のすべり分布は、この期間の余震域にはほぼ対応している。すべりの大きい領域は余震域の西側にあつて、最大 1.25m に達している。剛性率を $4.0 \times 10^{10} \text{N} \cdot \text{m}^{-2}$ と仮定すると、地震モーメントは $5.1 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ となり、モーメントマグニチュード(M_w)は 7.7 となる。2.4 節で考察したように、このモーメントが余効すべりを含んでいて、三陸はるか沖地震そのものによる地震モーメントより 15~38% 大きいとすると、その地震モーメントは $3.7\text{--}4.5 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ 程度になる。三陸はるか沖地震の地震モーメントは、地震学的手法により $4.9 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ [Dziewonski et al., 1995], $3.1 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ [Sato et al., 1996], $4.0 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ [Sipkin and Zirbes, 1996], $4.5 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ [Tanioka et al., 1996], $4.0 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ [Nakayama and Takeo, 1997], 津波と地殻変動の併合処理した結果 [Tanioka et al., 1996] により $3.1 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ と見積もられており、本研究の地震モーメントもおおむね調和的である。また、CS については水平変動だけでなく、図 4.1-c に示した上下変動についても、940027(岩手県久慈市)や HSK(青森県階上町)で観測された沈降を計算値でも再現できている。

次に PS1 のすべり分布であるが、CS よりもやや南西にすべりの中心があり、余震の活発に起こっている東側でのすべりが小さくなっている。モーメント解放量は $1.0 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ ($M_w 7.3$) である。PS1 の期間内の 1995 年 1 月 7 日に発生した最大余震の地震モーメントは $3.3 \times 10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ [Dziewonski et al., 1996] であり、他の余震を考慮してもこの期間のモーメ

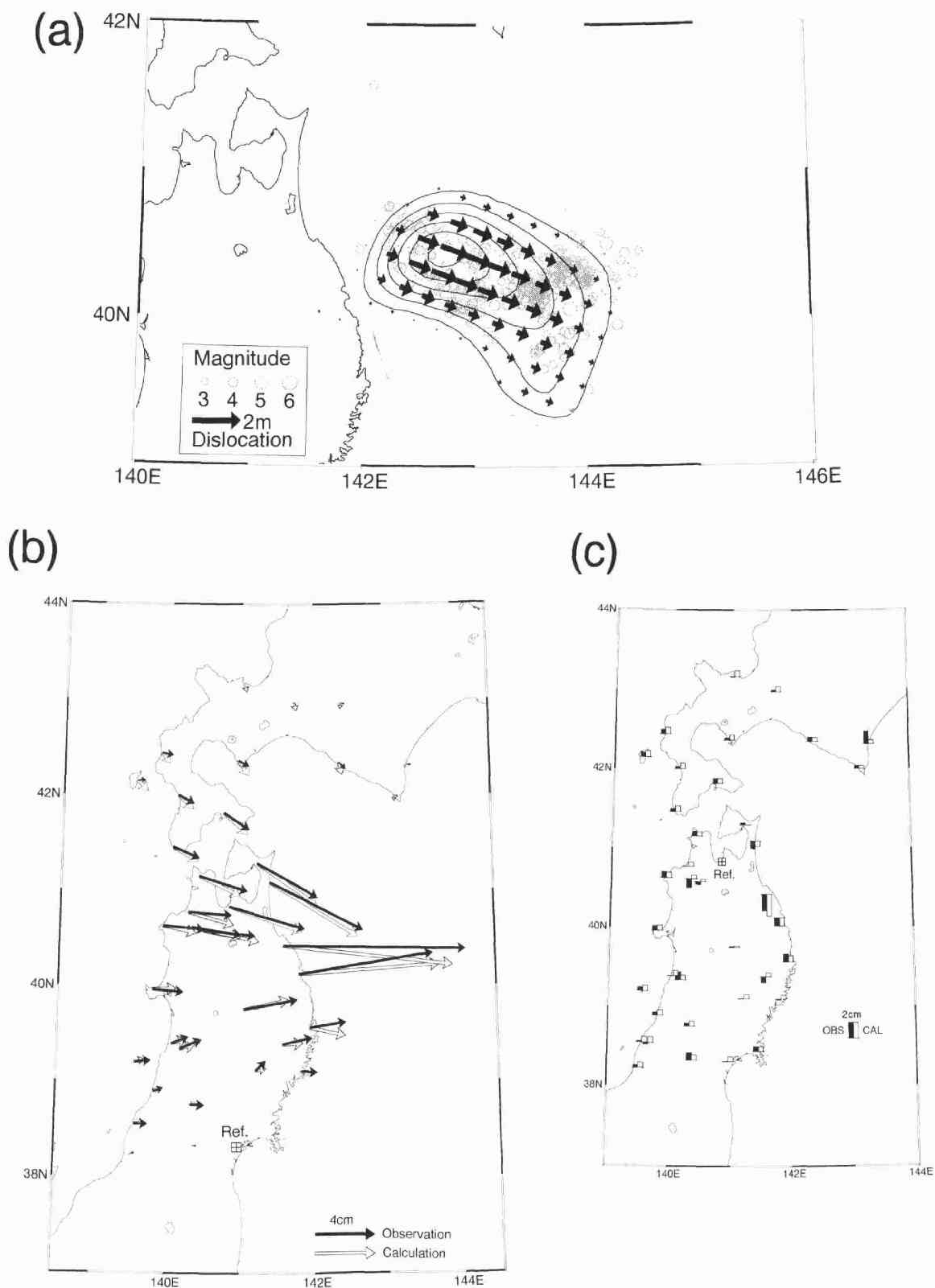


図4.1 地震時地殻変動(CS)のインヴァージョン結果. (a)すべり分布. 矢印は下盤側に対する上盤側の動きを表す. すべり量の20cm間隔で等値線を示す. ○は東北大学によってきめられた余震の震央分布(本震発生から1995年1月1日午前9時まで). (b)940037(宮城県利府町)に対する水平変動. 黒と白の矢印は、それぞれ観測値と計算値を表す. (c)940025(青森市)に対する上下変動. 横線に対して上に棒グラフがある場合は隆起, 下にある場合は沈降を表す. 黒と白の棒グラフはそれぞれ観測値と計算値を表す.

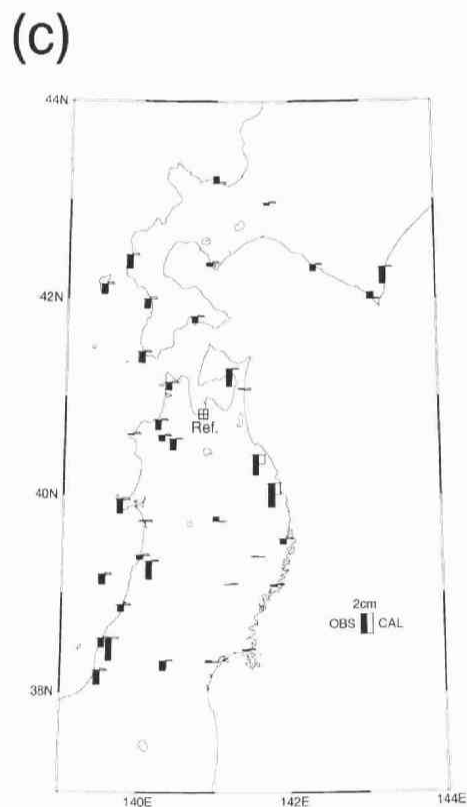
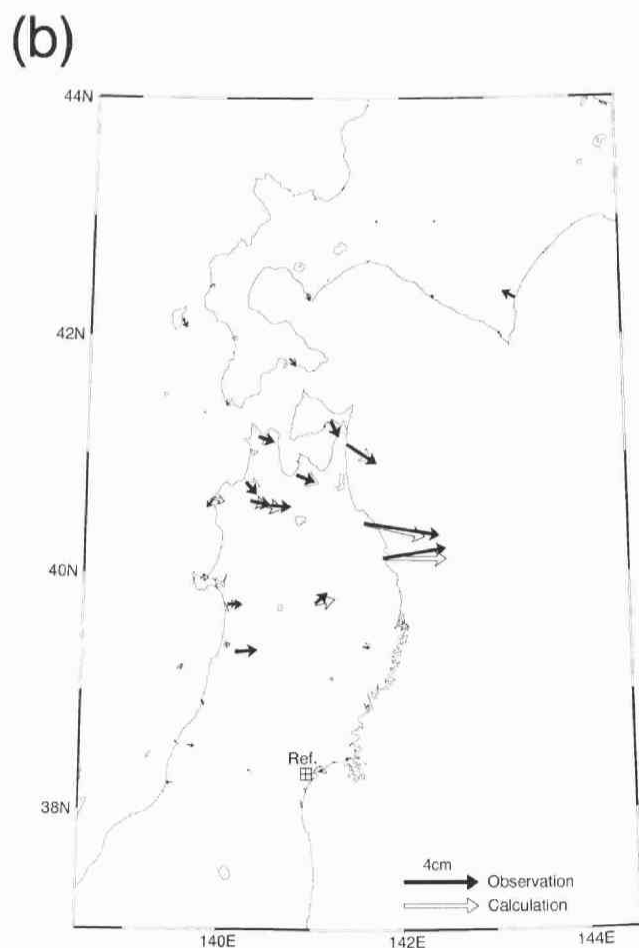
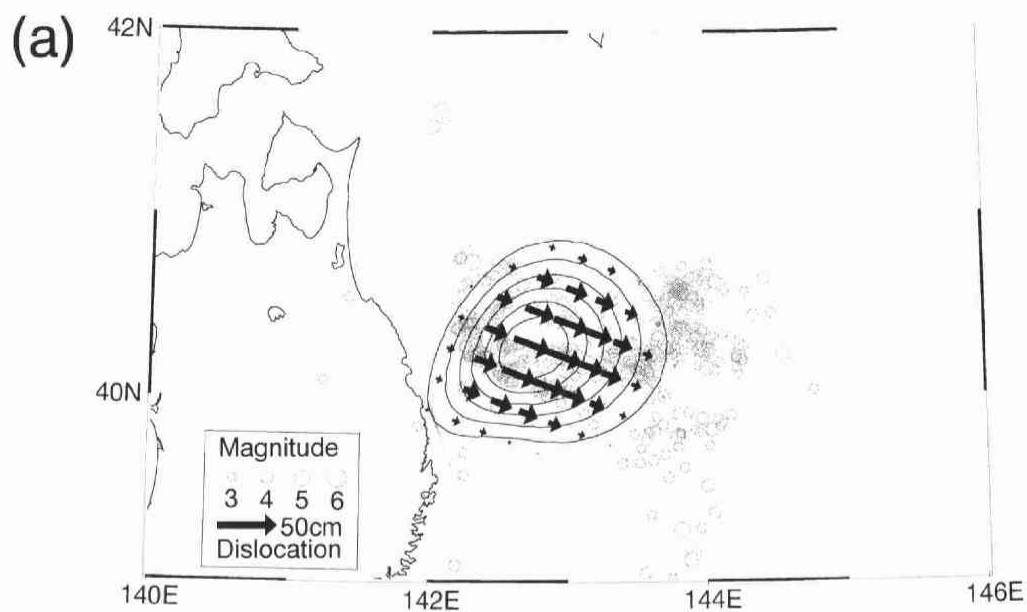


図4.2 地震後12日間の地殻変動(PS1)のインヴァージョン結果. (a)すべり分布. 矢印は下盤側に対する上盤側の動きを表す. すべり量の5cm間隔で等値線を示す. ○は東北大学によってきめられた余震の震央分布(1994年12月29日午前9時から1995年1月12日午前9時まで). (b)940037(宮城県利府町)に対する水平変動. 黒と白の矢印は, それぞれ観測値と計算値を表す. (c)940025(青森市)に対する上下変動. 横線に対して上に棒グラフがある場合は隆起, 下にある場合は沈降を表す. 黒と白の棒グラフはそれぞれ観測値と計算値を表す.

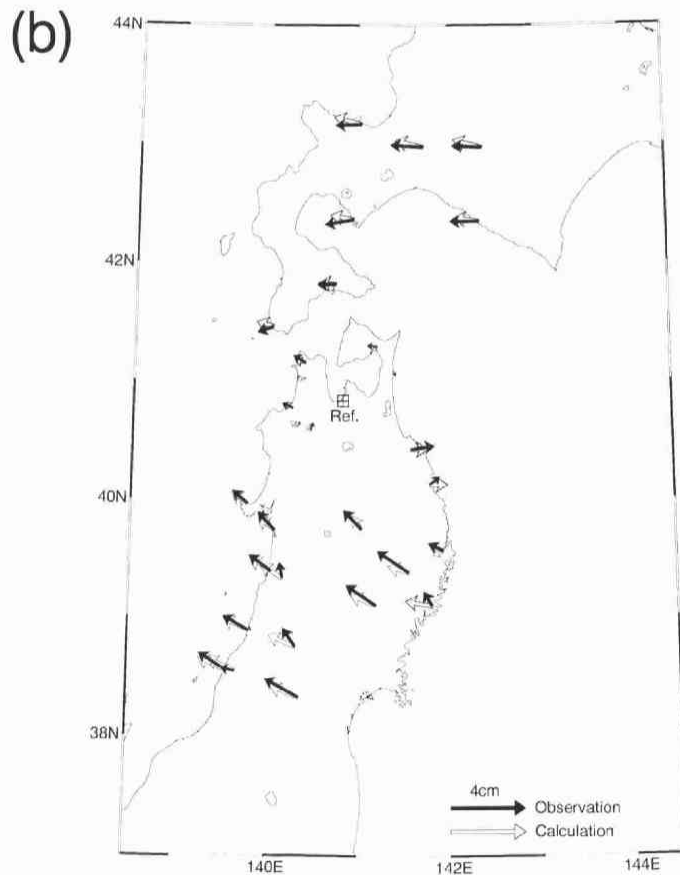
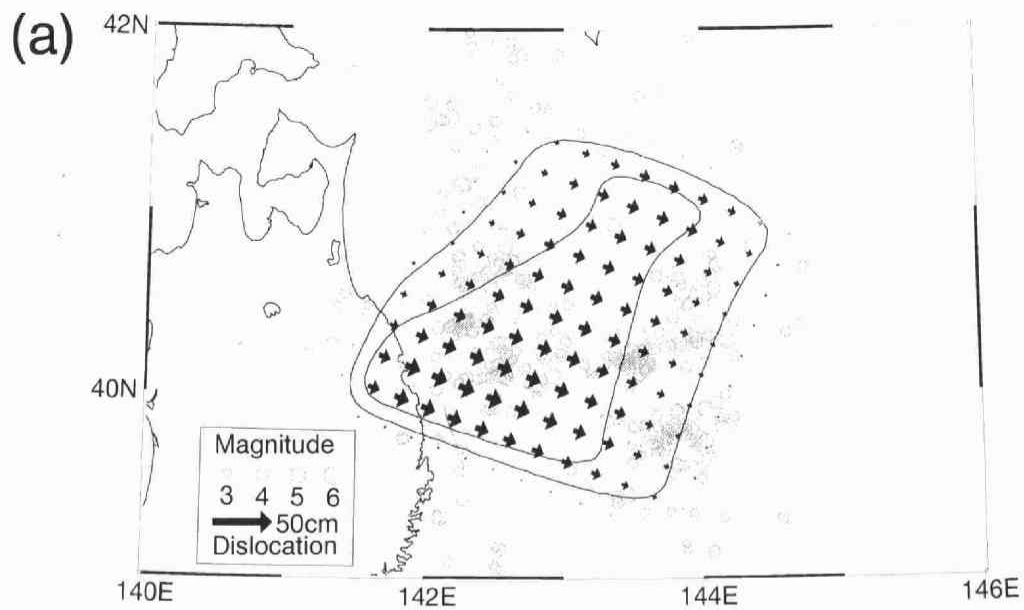


図4.3 1995年1月10日(UT)から3月31日(UT)までの81日間の地殻変動(PS2)のインバージョン結果。(a)すべり分布。矢印は下盤側に対する上盤側の動きを表す。すべり量の5cm間隔で等値線を示す。○は東北大学によってきめられた同じ期間の地震の震央分布。(b)940025(青森市)に対する水平変動。黒と白の矢印は、それぞれ観測値と計算値を表す。

ント解放量の半分以上が非地震性の余効すべりによるものであると考えることができる。

PS2 のすべりは、CS や PS1 に比べてかなり広域でなめらかな分布をしており、南西と北東側に延びた形をしている。PS2 のインヴァージョンでは、プレート間カップリングの影響を無視しており、その影響を受ける可能性のある太平洋岸の観測点のデータは、上下変動のデータとともに用いなかった。したがってデータ数の多い CS や PS1 の結果に比べて、すべりが平滑化される傾向があると考えられる。しかし、観測された水平変位は、CS や PS1 で 940027 と HSK の変動量が 940025(青森市)や TMR(青森県六ヶ所村)観測点の倍程度あったのに対し、図 2.11 で示した PS2 の場合は同程度になっている。このような変動の傾向から、CS や PS1 のすべり分布と PS2 のすべり分布が異なるのは間違いないといえる。この期間のモーメント量は $1.7 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m} (M_w 7.4)$ であるが、マグニチュードが 7 を越えるような地震は発生していないので、ほとんどが非地震性すべりによるものである。インヴァージョンの結果を表 4.1 にまとめて示す。

4. 2 地震後 4 年間のカップリング分布

4. 2. 1 解析結果 (モデル 1)

V95, V96, V97, V98 について、インヴァージョン解析を行った結果を、図 4.4-4.6 に示した。これ以後では、この節での解析結果をモデル 1 と呼ぶことにする。インヴァージョンに用いたデータは、V95 の場合が 940025(青森市)に対する相対変位で、V96 と V97 および V98 の場合は、Ashtech と Trimble の観測点でそれぞれ 940025(青森市)と 950151(青森県蟹田町)に対する相対変動を用いている。用いたモデル断層面は、図 3.3 に示した大きな断層面である。図 4.4 は推定されたプレート境界のすべり分布を 1 年毎に示したものである。V95 のすべり分布は断層面の傾斜方向に比較的単調なパターンを示しているのに対し、他の 3 つの結果は複雑なパターンとなっている。これらを比較する場合、V95 のインヴァージョンでは用いたデータ数が少ないため、先験的情報であるすべりのなめらかさに関する拘束が強いことに注意する必要がある。これらの図の共通の特徴は、十勝沖と宮城県沖にバックスリップの大きい領域があることで、非常に強いプレート間カップリングを示している。とくに十勝沖では、バックスリップの最大値が 30cm/yr を越える場合があり、インヴァージョンの誤差を考慮しても過去の研究で推定されているプレート相対運動速度[たとえば、Demets et al., 1990, 1994]に比して大きすぎる。また、磐城沖のカップリング領域の最南部でも、周囲と比べてバックスリップの大きい領域があらわれている。このようにモデル領域の端にできる「目玉」は、モデル領域の外側のプレート間カップリングの影響を無視したために生じている可能性があるため、外側の影響の補正を 4.2.2 節で行う。また、カップリング領域の西端は、V95 の場合を除いて、おおむね海岸線の位置と一致している。一方、フォワードスリップの領域は 4 年間での変化が大きい。V95 におい

表 4.1 インヴァージョン結果(1)

	CS	PS1	PS2
期間(UT)*	1994/12/18-27 から 1994/12/29-31 まで	1994/12/29-31 から 1995/1/10-12 まで	1995/1/10 から 1995/3/31 まで
地震モーメント	$5.12 \times 10^{20} \text{Nm}$	$1.04 \times 10^{20} \text{Nm}$	$1.66 \times 10^{20} \text{Nm}$
モーメントマグニチュード(M_w)	7.74	7.28	7.41
インヴァージョンに 用いたデータ数	38(水平)+38(上下)	39(水平)+39(上下)	29(水平)
α^{**}	0.41	1.3	10
σ^{**}	0.234	0.227	0.392

*CS と PS1 の変動は 2 つの期間の平均値の差で定義されている。PS2 の場合は示した期間の平均的な変動速度によって定義されている。

**インヴァージョンのハイパーパラメータ(3.2 節参照)

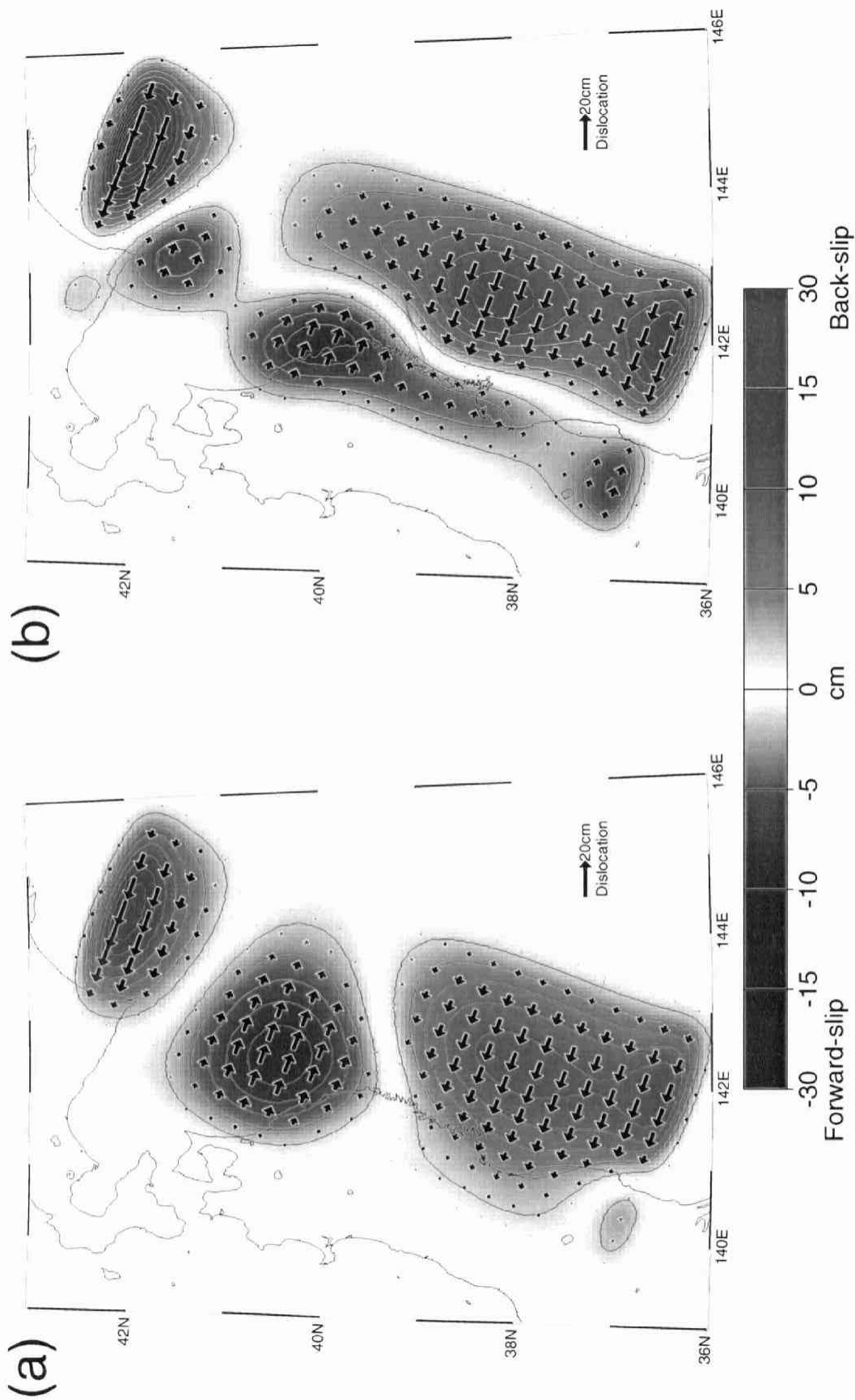


図4.4 バックスリップバージョンによって推定されたプレート境界のすべり分布. 赤および青で示した領域は、それぞれ相対的なプレート運動速度より、遅くすべっている(バックスリップ)ことと速くすべっている(フォワードスリップ)ことを表している. 灰色の矢印は推定誤差がすべり量より大きい場合に用いた. 等値線は2cm間隔. (a) V95(1995/4/1-1996/3/31(UT)の速度場)から推定したすべり分布. (b) V96(1996/4/1-1997/3/31(UT)の速度場)から推定したすべり分布.

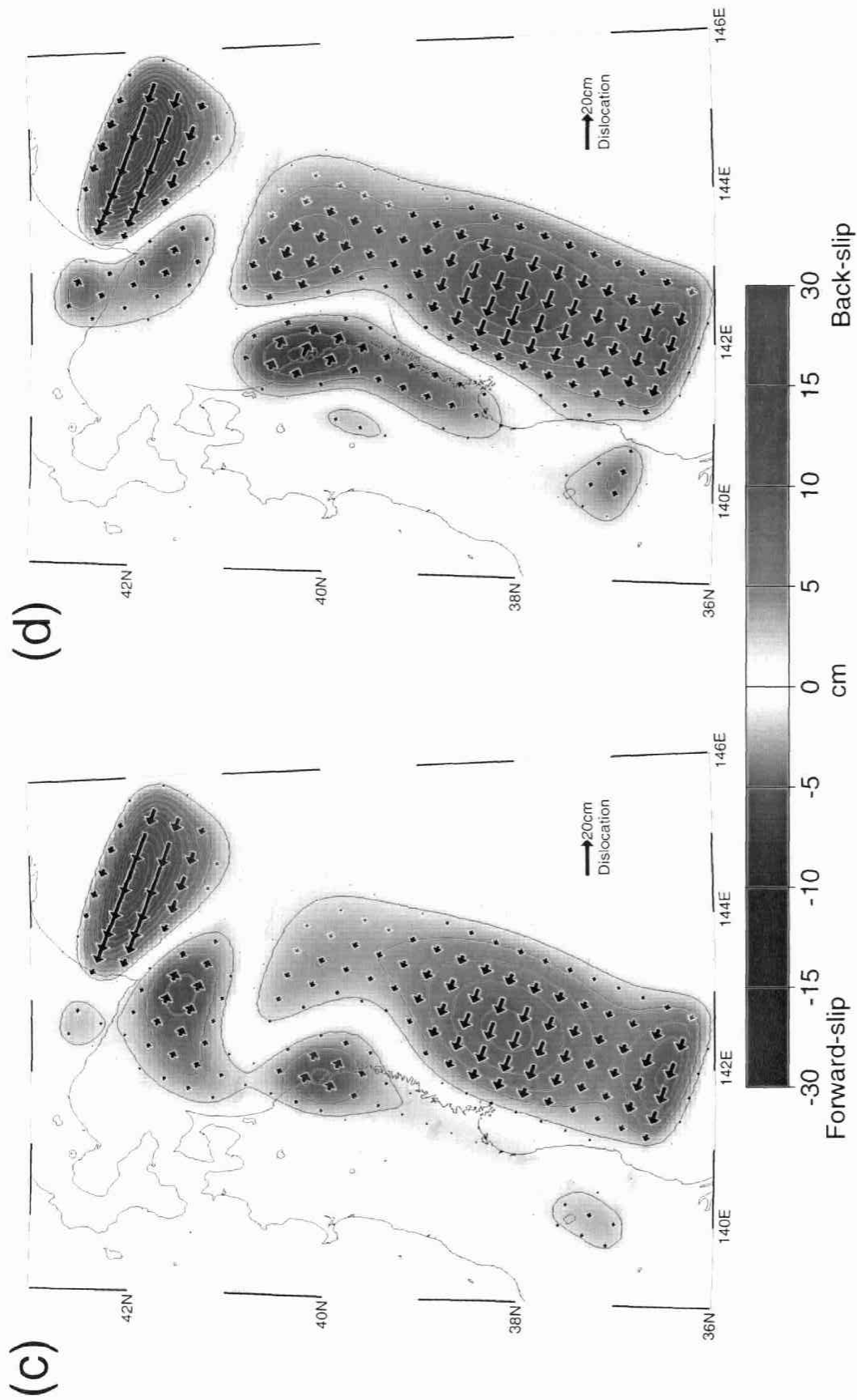


図4.4 (続き) (c) V97(1997/4/1-1998/3/31(UT)の速度場)から推定したすべり分布. (d) V98(1998/4/1-1999/3/31(UT)の速度場)から推定したすべり分布.

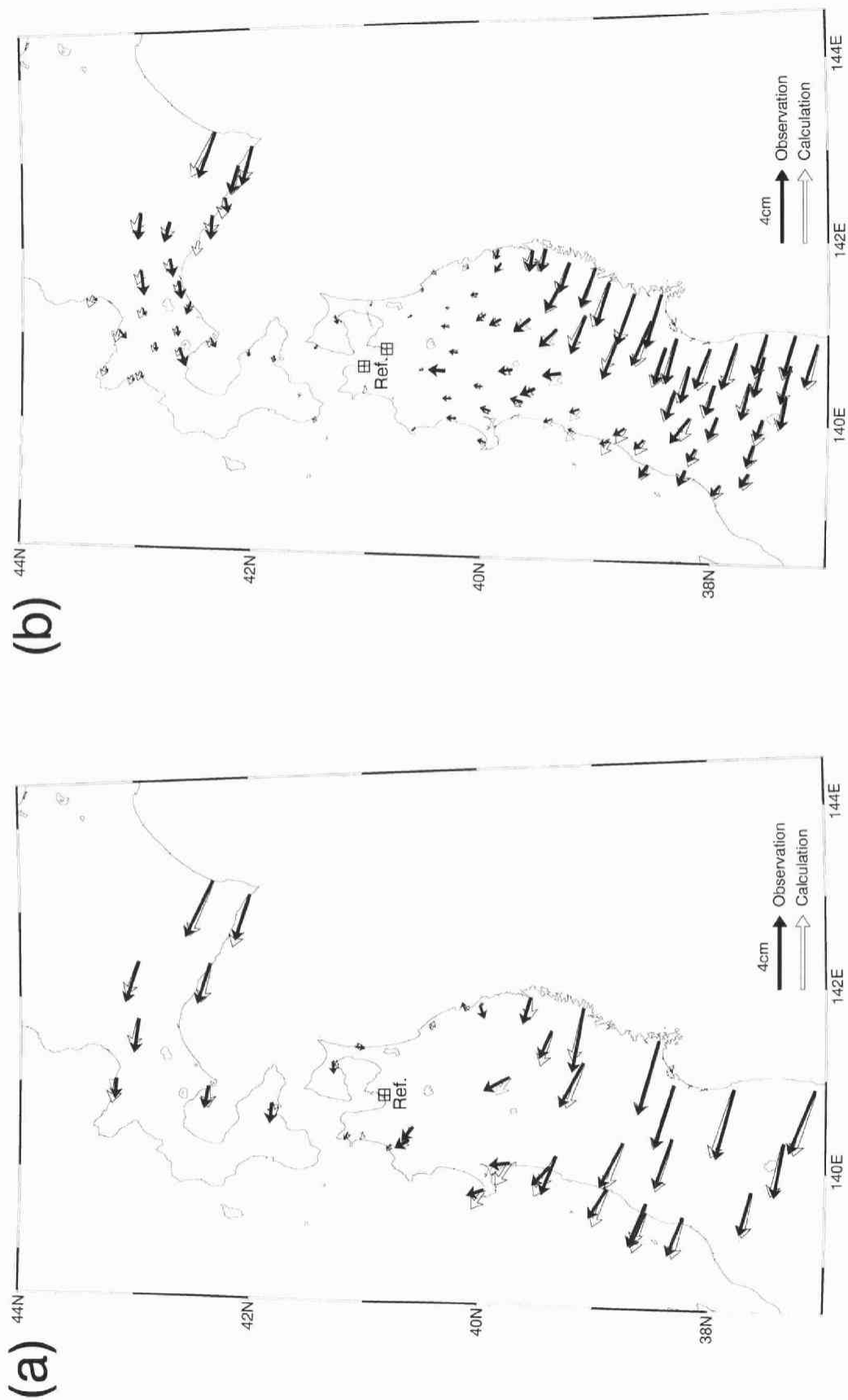


図4.5 水平変動の観測値と計算値の比較。黒と白の矢印は、それぞれ基準点に対する相対的な水平変位の観測値と計算値を表す。
 (a)V95(1995/4/1-1996/3/31(UT)の速度場)。基準点は940025(青森市)。 (b)V96(1996/4/1-1997/3/31(UT)の速度場)。
 Ashtechの観測点に対する基準点は940025(青森市)。 Trimbleの観測点に対する基準点は950151(青森県蟹田町)。

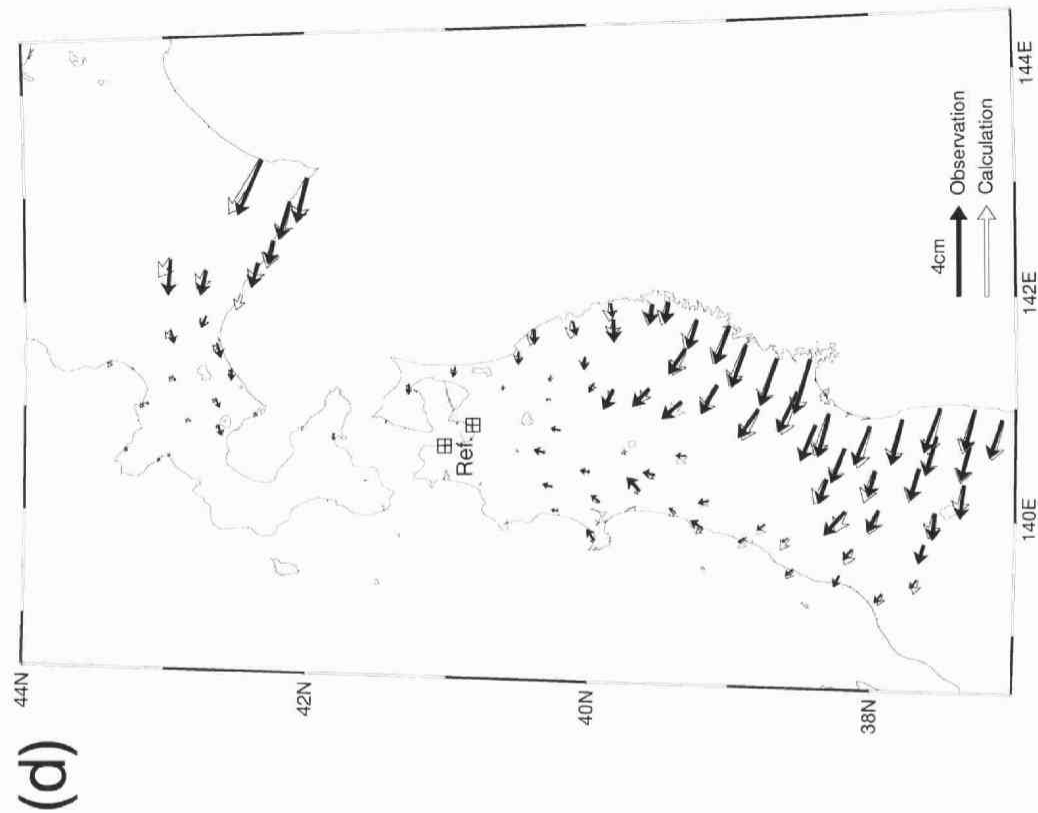
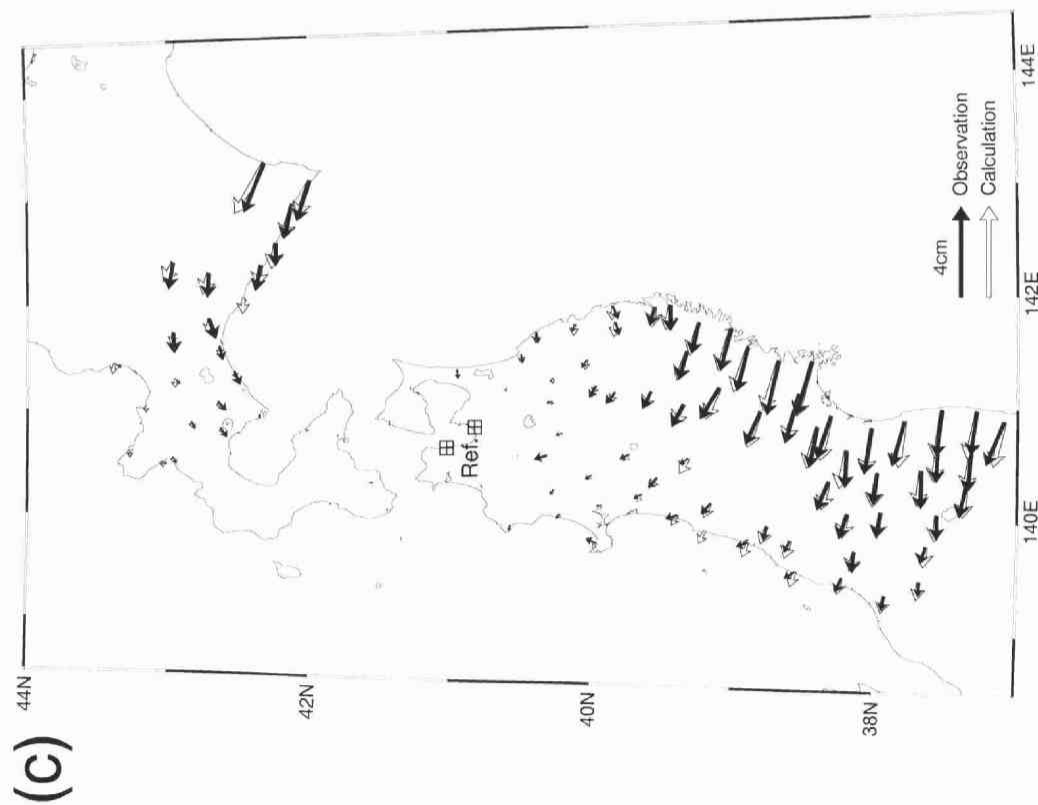


図4.5 (続き) (c)V97(1997/4/1-1998/3/31(UT)の速度場). Ashtechの観測点に対する基準点は940025(青森市). Trimbleの観測点に対する基準点は950151(青森県蟹田町). (d)V98(1998/4/1-1999/3/31(UT)の速度場). Ashtechの観測点に対する基準点は940025(青森市). Trimbleの観測点に対する基準点は950151(青森県蟹田町).

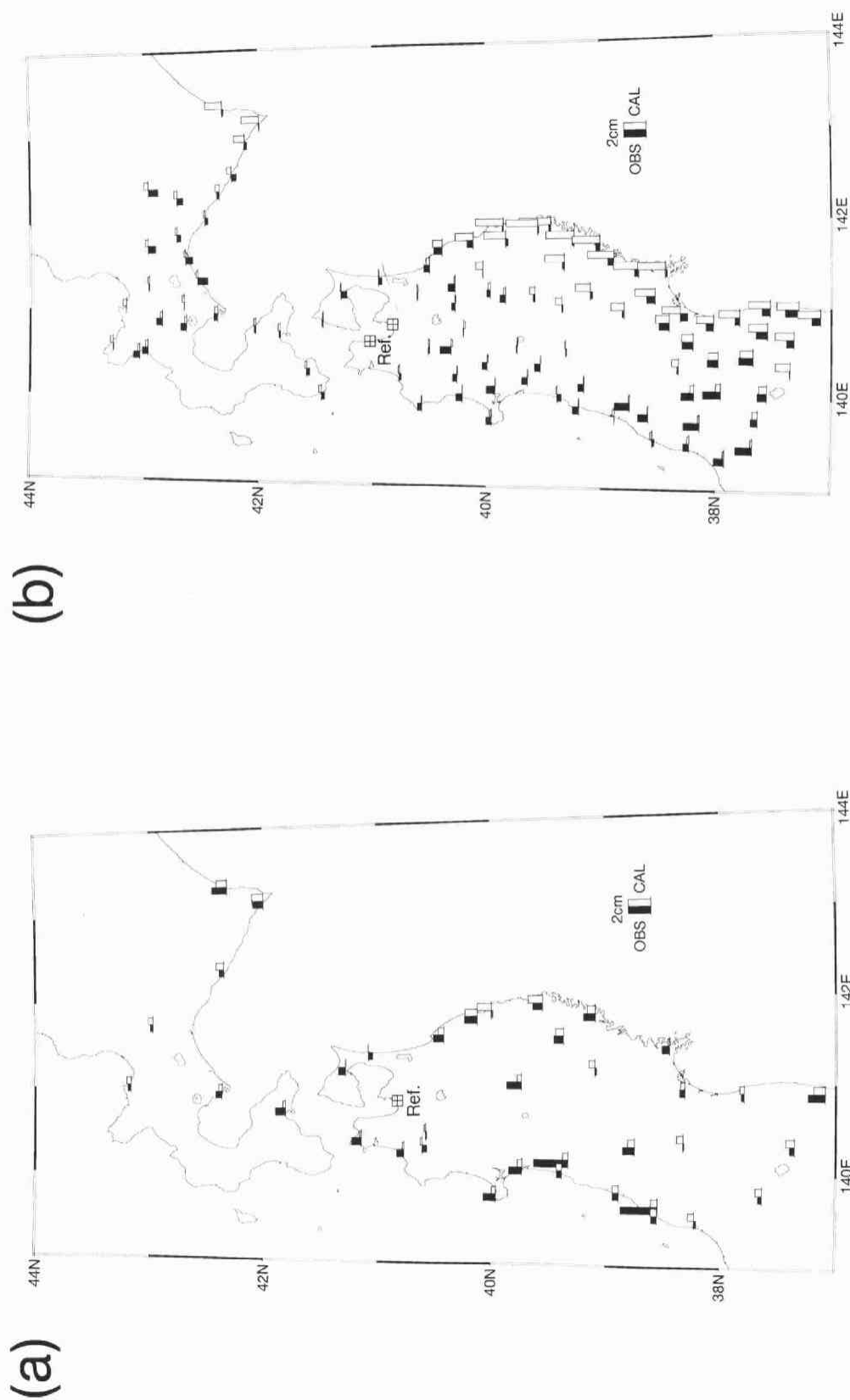
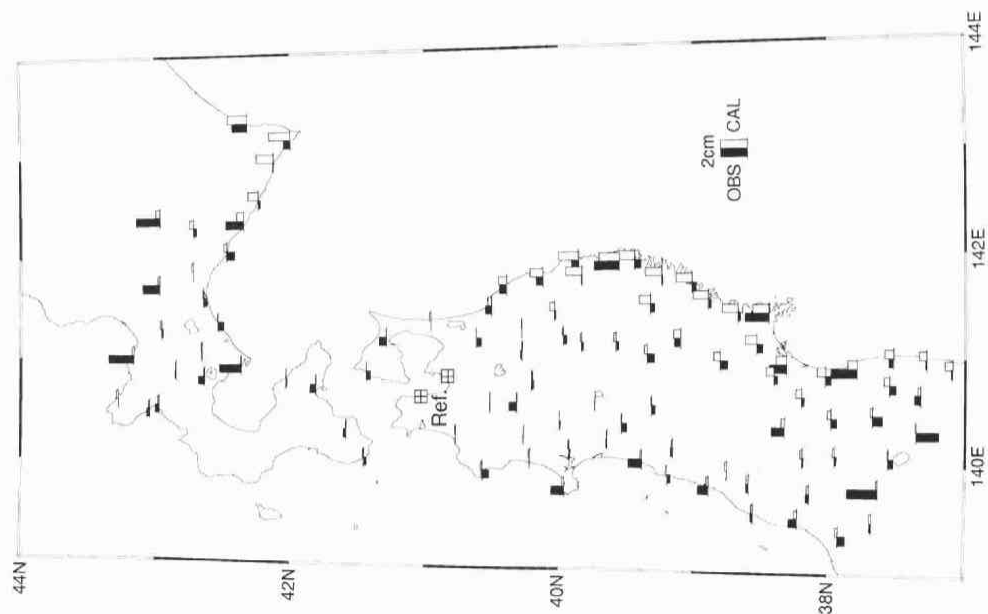


図4.6 上下変動の観測値と計算値の比較. 黒と白の棒グラフは, それぞれ基準点に対する相対的な上下変動の観測値と計算値を表す. 横線に対して棒グラフが上にある場合は隆起, 下にある場合は沈降を表す. (a)V95(1995/4/1-1996/3/31(UT)の速度場). 基準点は940025(青森市). (b)V96(1996/4/1-1997/3/31(UT)の速度場). Ashtechの観測点に対する基準点は940025(青森市). Trimbleの観測点に対する基準点は950151(青森県蟹田町).

(c)



(d)

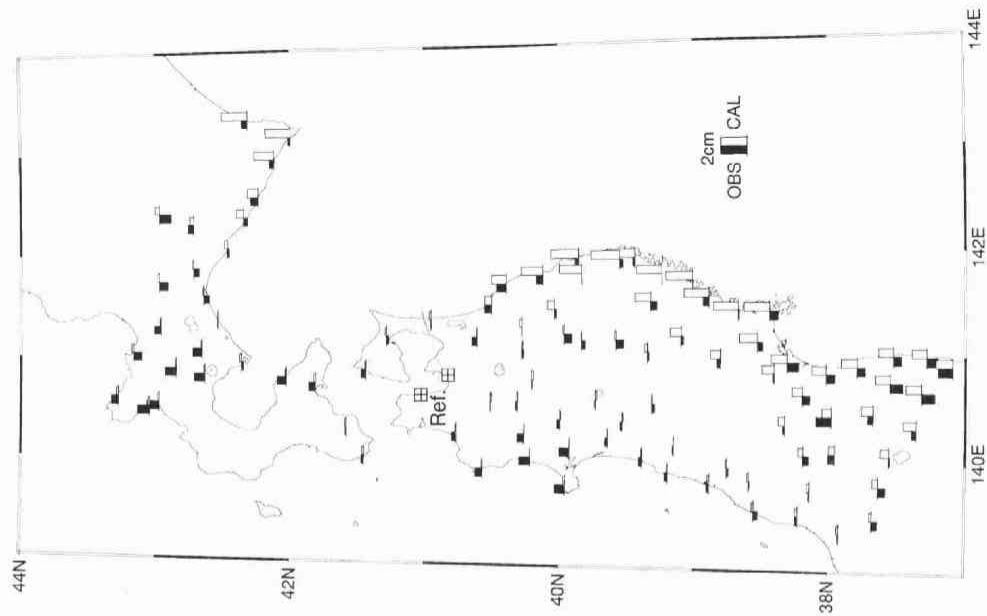


図4.6 (続き) (c)V97(1997/4/1-1998/3/31(UT)の速度場). Ashtechの観測点に対する基準点は940025(青森市). Trimbleの観測点に対する基準点は950151(青森県蟹田町). (d)V98(1998/4/1-1999/3/31(UT)の速度場). Ashtechの観測点に対する基準点は940025(青森市). Trimbleの観測点に対する基準点は950151(青森県蟹田町).

ては 1994 年三陸はるか沖地震の震源域とその周辺であったのが、V96 から V98 についてはカップリング領域の西側の海岸線付近に南北に細長く分布している。その中で、三陸はるか沖地震の震源域に隣接した北緯 40 度付近と 41.5 度付近にすべりの大きい領域がある。フォワードスリップはモデル領域の北から南まで帯状の分布をしているが、震源域から遠く離れた位置にあるフォワードスリップが三陸はるか沖地震の余効すべりと直接関連するとは考えにくい。というのは余効すべりであれば地震発生から時間とともにすべりのモーメントは単調減少することが期待される[たとえば, Marone et al., 1991; 加藤・平澤, 1997]が、モデル領域全体のフォワードスリップのモーメントを計算すると、 $1.25 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ (V95), $1.30 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ (V96), $6.99 \times 10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ (V97), $8.87 \times 10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ (V98)となり、必ずしも単調には減少していない。一方、北緯 39° から 42° の間のみのフォワードスリップのモーメントを計算すると、 $1.19 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ (V95), $8.45 \times 10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ (V96), $5.85 \times 10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ (V97), $5.31 \times 10^{19} \text{N} \cdot \text{m}$ (V98)と単調減少しており、震源域から遠く離れて存在するフォワードスリップは、余効すべりとは無関係であることが示唆される。

図 4.5 は水平変動ベクトルの観測値と計算値の比較である。また、図 4.6 は上下変動の観測値と計算値の比較である。全ての期間を通して、水平変動の観測値と計算値の一致の程度はおおむね良好であるが、北海道と日本海沿岸の観測点でやや悪いように見える。また、上下変動については、あまり一致しているとはいえない。これは、上下変動の観測誤差を水平変動の 10 倍であるとして重みを小さくしたために、上下変動のデータがインバージョンではほとんど考慮されていないことが主因であると考えられる。とくに V95 の場合を除いて、東北地方の太平洋側の観測点では、計算値が隆起を示すのに対し観測値ではやや沈降の傾向がある。モデル 1 のインバージョン結果をまとめて表 4.2 に示す。

4. 2. 2 日本海東縁部のプレート境界の影響

前節で示した結果では、領域の端にバックスリップの大きい領域ができていることや、フォワードスリップの分布についても物理的に解釈が難しい点があることから、前節で設定したモデル断層面以外に存在しうる変動源についても考えてみる。この考察では、データとして 1996 年 4 月 1 日から 1999 年 3 月 31 日までの 3 年間の平均的な速度場である V9X を用いることにする。V9X を用いた理由は、3 年間の平均をとることによって観測誤差が小さくなり、モデル誤差が明瞭になることが期待されるからである。図 4.7 は V9X から推定されたすべり分布である。この分布は、前節で示した V96, V97, V98 をおおむね平均化した分布になっている。このすべり分布による計算値を観測値から差し引いた水平変動の残差ベクトルを図 4.8 に、上下変動の観測値と計算値の比較を図 4.9 に示す。前に指摘したように、上下変動は太平洋側の観測点で観測値と計算値が一致しない。以下では、水平残差ベクトルをもとにモデルの改良を試みる。

図 4.8 から、残差が大きい観測点は日本海沿岸と北海道に集中していることがわかる。

表 4.2 インバージョン結果(モデル 1)

	V95	V96	V97	V98
期間(UT)	1995/4/1~ 1996/3/31	1996/4/1~ 1997/3/31	1997/4/1~ 1998/3/31	1998/4/1~ 1999/3/31
バックスリップの地震モーメント	$3.15 \times 10^{20} \text{Nm}$	$3.27 \times 10^{20} \text{Nm}$	$3.01 \times 10^{20} \text{Nm}$	$3.59 \times 10^{20} \text{Nm}$
フォワードスリップの地震モーメント	$1.25 \times 10^{20} \text{Nm}$	$1.30 \times 10^{19} \text{Nm}$	$6.99 \times 10^{19} \text{Nm}$	$8.87 \times 10^{19} \text{Nm}$
N39° -42° のフォワードスリップ	$1.19 \times 10^{20} \text{Nm}$	$8.45 \times 10^{19} \text{Nm}$	$5.85 \times 10^{19} \text{Nm}$	$5.31 \times 10^{19} \text{Nm}$
インバージョンに用いたデータ数	38(水平)+ 38(上下)	96(水平)+ 96(上下)	96(水平)+ 96(上下)	96(水平)+ 96(上下)
α^*	9.9	2.6	2.1	2.1
σ^*	0.549	0.213	0.158	0.193

*インバージョンのハイパーパラメータ(3.2 節参照)

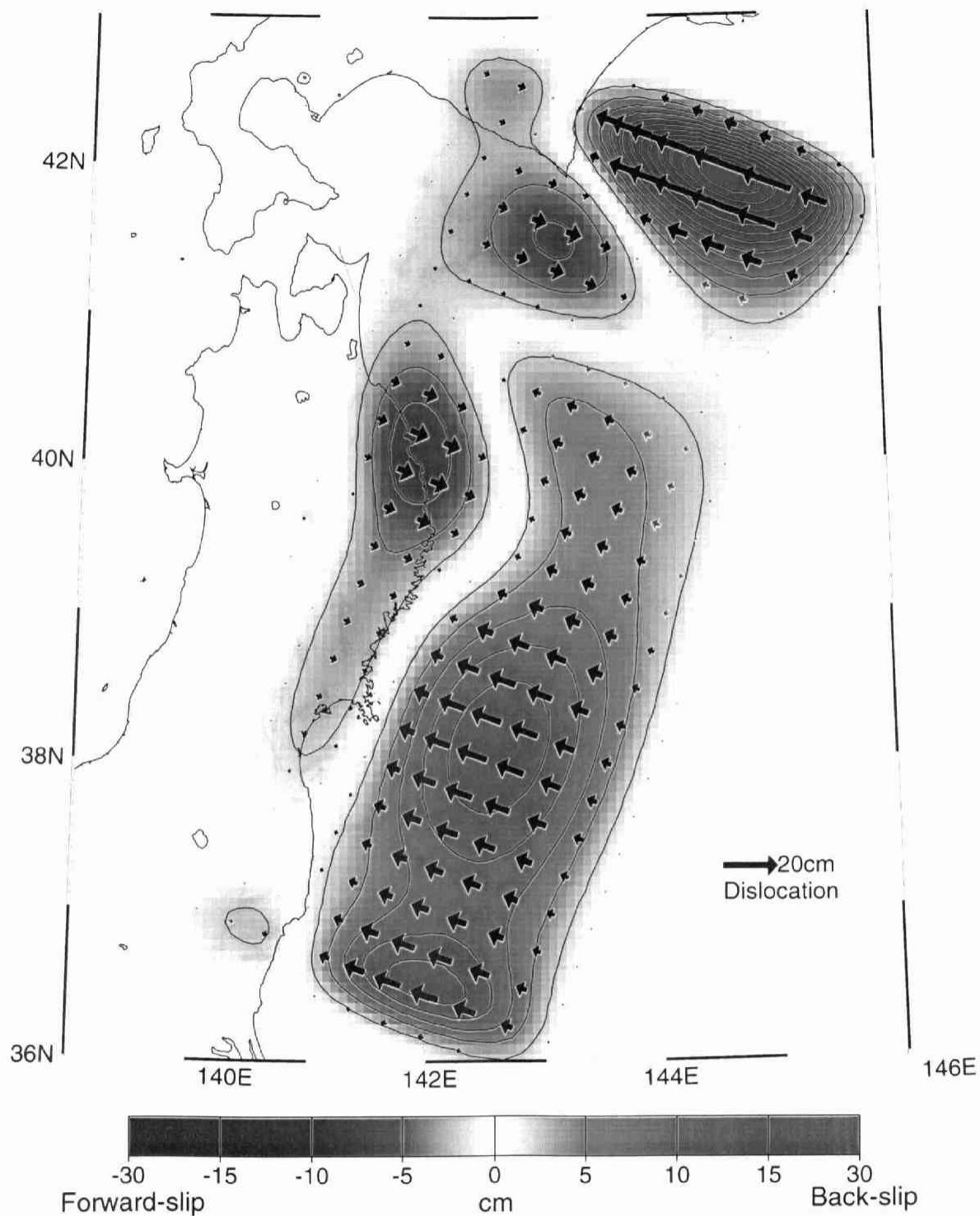


図4.7 V9X(UT:1996/4/1-1999/3/31)のすべり分布. 灰色の矢印は推定誤差がすべり量より大きいことを示す. 赤と青はそれぞれ, バックスリップとフォワードスリップの領域を示す. 等値線の間隔は2cm.

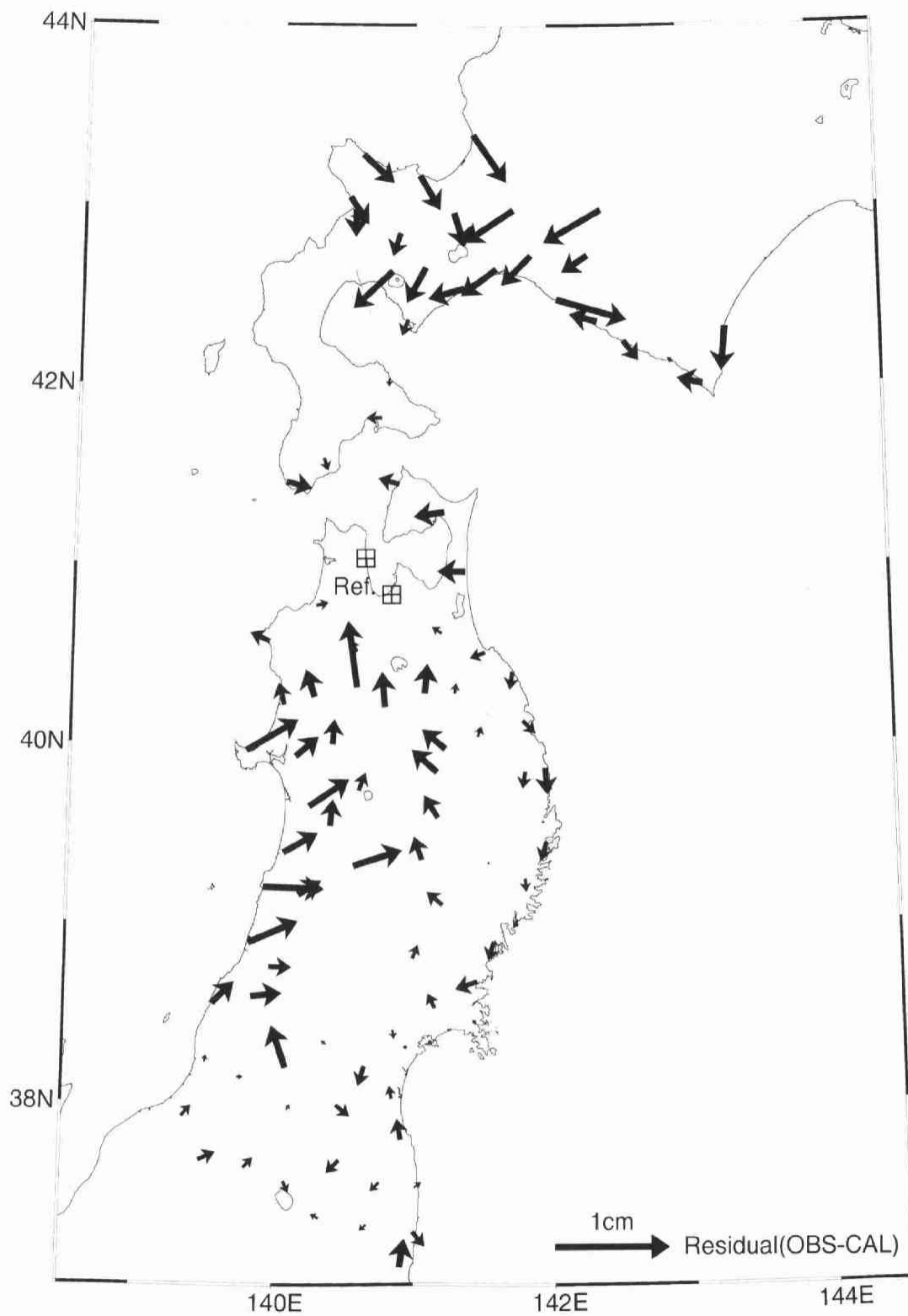


図4.8 V9X(UT:1996/4/1-1999/3/31)の水平残差ベクトル. 観測値から計算値を差し引いたベクトルを表している.

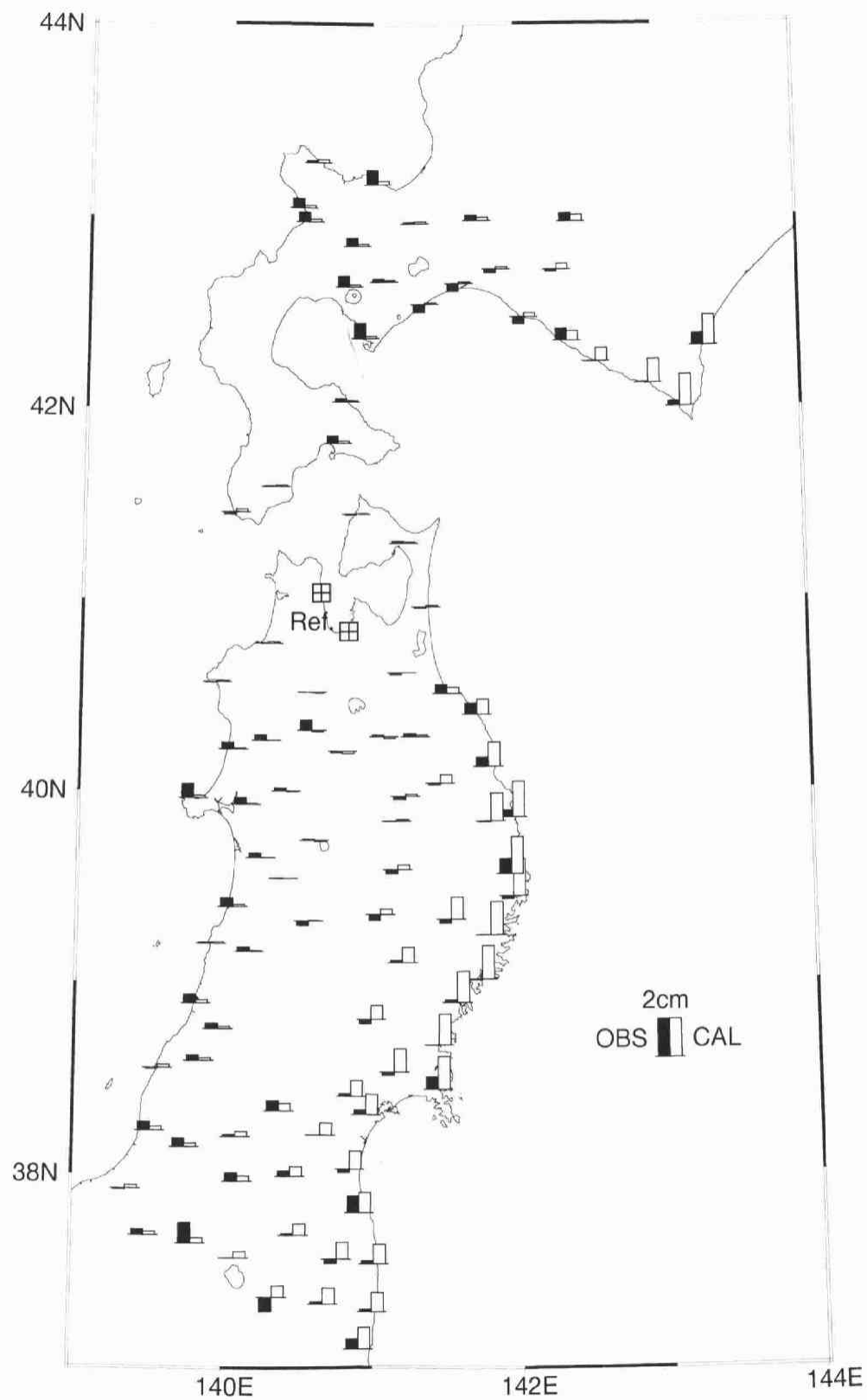


図4.9 V9X(UT:1996/4/1-1999/3/31)の上下変動の観測値と計算値の比較. シンボルは図4.6と同じ.

この2地域では、ほぼ同じ向きの残差ベクトルが広域的に見られることから、太平洋プレートの沈み込みによる相互作用以外の変動源の存在を示唆する。日本海側の観測点で見られる系統的に東向きの残差ベクトルは、その方向から日本海東縁のプレート境界[たとえば、小林, 1983; 中村, 1983]の影響と考えると定性的には説明可能である。日本海東縁のプレート境界は、プレートの収束帯であることは GPS 観測の結果[Miyazaki, 1999]からも間違いない。従来、境界での収束形態は、日本海側のプレートが東北日本に沈み込んでいるという考えが、どちらかという、一般的であった[中村, 1983]。しかし、境界上に発生したと考えられている 1964 年新潟地震(M7.5), 1983 年日本海中部地震(M7.8), 1993 年北海道南西沖地震(M7.7)の断層面は、東傾斜のものと西傾斜のものがあり、単純な沈み込み境界とは考えにくく、むしろ衝突境界と考えたほうが良さそうである[大竹, 1998]。

島崎・趙(1996)は、衝突境界での地殻変動にたいして、沈み込み帯のバックスリップと類似な考え方を提案した。すなわち、沈み込み帯では Savage(1983)が、剛体的なプレート運動による定常解とバックスリップによる補足解の和によって、プレート境界の一部が固着している場合の歪みの解を表現した。同様に衝突境界の場合には、プレート運動と逆向きの運動を表す開口割れ目が補足解になる。この場合開口割れ目の開口量は、プレートの相対運動と逆向きで大きさが等しい、すなわちプレートの衝突速度となる。趙・島崎(1999)は、この考え方を中部日本に適用し、新潟県から近畿地方に衝突境界を置くことによって、GPS の水平変位ベクトルが説明できることを示した。そこで本研究では、島崎・趙(1996)の衝突境界での地殻変動の概念により、日本海東縁のプレート境界を開口割れ目を用いてモデル化し、太平洋プレートの沈み込み帯での相互作用とともにインヴァージョンを行った。開口割れ目のモデル断層面は、走行 $N5^{\circ} E$ の鉛直面で、北緯 37.7° 東経 139° から北に長さ 510km、幅 30km(深さ 0.1-30.1km)の領域を仮定した。このモデル断層面を、南北 17 の 30km 毎の小領域に分けて、それぞれの小領域での開口量を推定した。なお、開口割れ目の幅は、弾性的なプレートの厚さを代表すると仮定している。

次に、沈み込みプレート境界面において、モデル断層面の外側がカップリングしている効果を検討する。モデル領域の北東側の十勝沖から根室沖にかけては、Ito et al.(1999)によってカップリングが非常に強いことが推定されている。一方、モデル領域の南側の茨城県沖から房総沖にかけては、地震から推定されたカップリング係数[Pacheco et al., 1993]が北の領域よりも極端に小さく、GPS によって求められた速度場(図 1.1)においても、東西方向の縮みは比較的小さい。これらを考慮して、図 4.10 に示すような断層面を用いて、十勝沖の断層と房総沖の断層にそれぞれ 7cm/yr と 4cm/yr のバックスリップを与えて外側の寄与を理論的に計算し、観測値から差し引くことによって補正を行った。

補正後の観測値を用いて、日本海の開口量と沈み込み帯でのすべりを推定した結果を図 4.11 に示す。図 4.7 と比較すると、太平洋側の海岸線付近に帯状に分布していたフォワードスリップがなくなり、北緯 40.5° 付近と北緯 42° 付近にのみ残っていることがわかる。

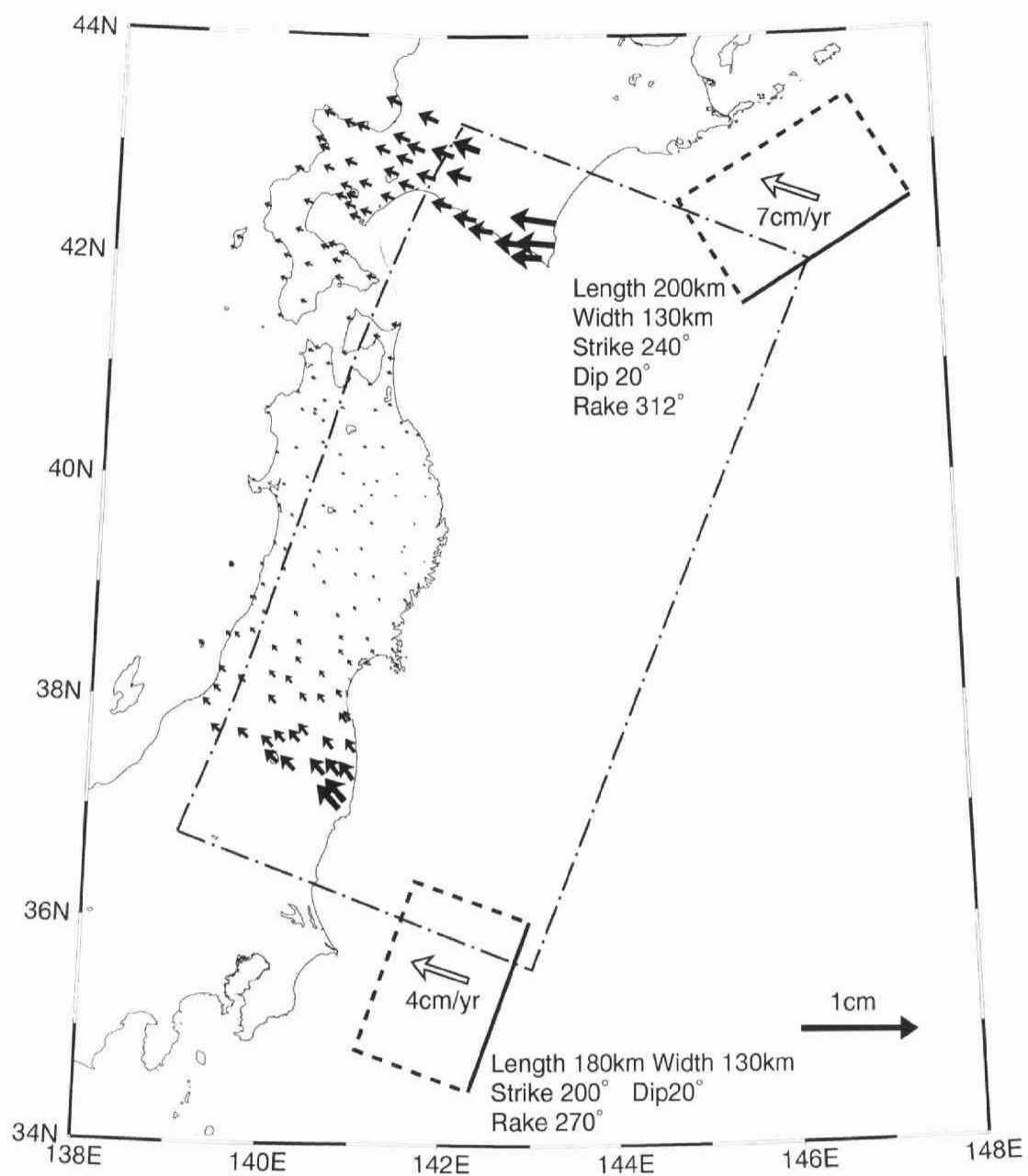


図4.10 モデル領域の外側のカップリングによる補正用モデル。矩形の領域が補正に用いた断層面。実線の辺が断層面の浅いほうの辺を表す。一点鎖線はインバージョンに用いた大きいモデル断層面。白の矢印は断層面上のスリップベクトル。黒の矢印はこれらの断層から計算されるGPS点での水平変位。

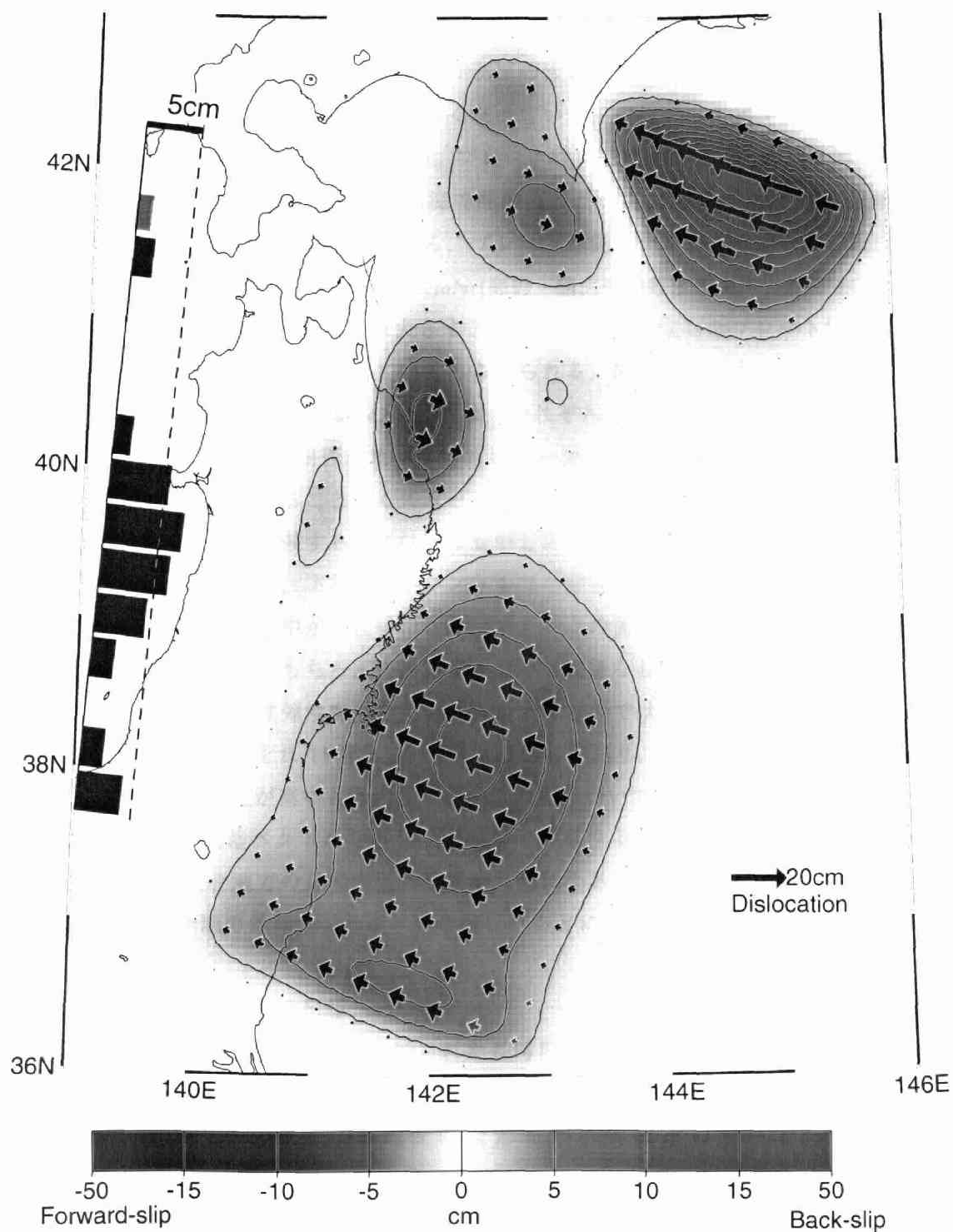


図4.11 日本海東縁のプレート境界も考慮したV9X(UT:1996/4/1-1999/3/31)のインヴァージョンによるすべり分布. 日本海に位置する棒グラフは開口割れ目の場所と大きさを表す. 開口割れ目の位置は棒グラフの0の位置であり, グラフの高さで開口量を表している. その他は図4.7と同じ.

逆にバックスリップの領域は、北緯 39° 以南では海岸線の西の内陸下まで 2cm の等値線が入り込んでおり、内陸の直下まで多少のカップリングがあることを示している。また、モデル断層の南端と北端にあったバックスリップの大きい領域は、モデルの外側からの寄与を補正したことによってすべり量が小さくなっている。それでも十勝沖にあるバックスリップ領域の最大値は 20cm を越えており、プレート収束速度を考えると非現実的である。一方、プレート間の衝突速度である日本海の開口割れ目の開口量は、北緯 40° 以南で大きく、それより北側では小さくなっている。プレート運動モデルから推定される秋田沖でのプレート収束速度は、1.2cm/yr から 2.2cm/yr[瀬野・魏, 1998]程度であり、北緯 39° - 40° で推定された 5cm を越える開口量は大きすぎる。これは、仮定したプレート境界の位置が実際はもっと陸に近いことを示していると考えられる。開口量が小さくなっている北緯 38.5° 付近、北緯 41° 付近、北緯 42° 付近は、それぞれ 1964 年新潟地震、1983 年日本海中部地震、1993 年北海道南西沖地震の震源域に一致している。この 3 つの震源域の近くではプレート間が固着することなくスムーズに沈み込んでいるか、もしくは、プレートの収束にともなう変形を相殺する境界付近に集中した非弾性変形の存在を示唆する。しかし、第 1 章で触れたように、下部地殻やマントルは粘弾性的な性質をもっており、日本海中部地震などによる応力集中が粘性緩和され、プレートの衝突を相殺する逆向きの余効変動が生じる可能性がある。もちろん、震源域において固着なしのスムーズな沈み込みや境界付近における集中的な弾性変形を完全に否定するものではないが、日本海中部地震と新潟地震の発生からそれぞれ 15 年と 30 年以上経過しており、時間的なスケールから粘性緩和による変動の可能性が高いと考えられる。この点については、次節で検討する。

図 4.12 は、水平残差ベクトルである。図 4.8 と比較すると日本海東縁の衝突境界を考えたことにより、東北地方の日本海側の残差が大幅に小さくなったことがわかる。また、北海道の残差も、領域の外側からの寄与を考慮したことによって、若干小さくなっている。

4. 2. 3 粘性緩和の影響

ここでは、前節の考察から存在が示唆された長時間にわたる粘性緩和による地震の余効変動を計算してみる。Matsu'ura et al.(1981)は、弾性層と Maxwell 粘弾性層の成層構造からなる媒質中での点震源による地表の変形を解析的に求めている。Sato and Matsu'ura(1988)と Matsu'ura and Sato(1989)は、Matsu'ura et al(1981)の方法を発展させて重力の効果を考慮し、弾性層内に限られていた震源の位置が粘弾性層中にあっても計算できるように改良している。本研究では、彼らの定式化を用いて地震後の変位を計算した。実際の計算には佐藤（私信）による VEDISPL という Fortran77 で書かれたプログラムを用いている。東北日本でのマントルの粘性係数については、1896 年に発生した陸羽地震の余効変動から、Thatcher et al.(1980)や Rydelek and Sacks(1990), Suito and Hirahara(1999)などによって、 $0.7\sim 1.3 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ 程度の値が推定されているが、これらはいずれも地殻全体

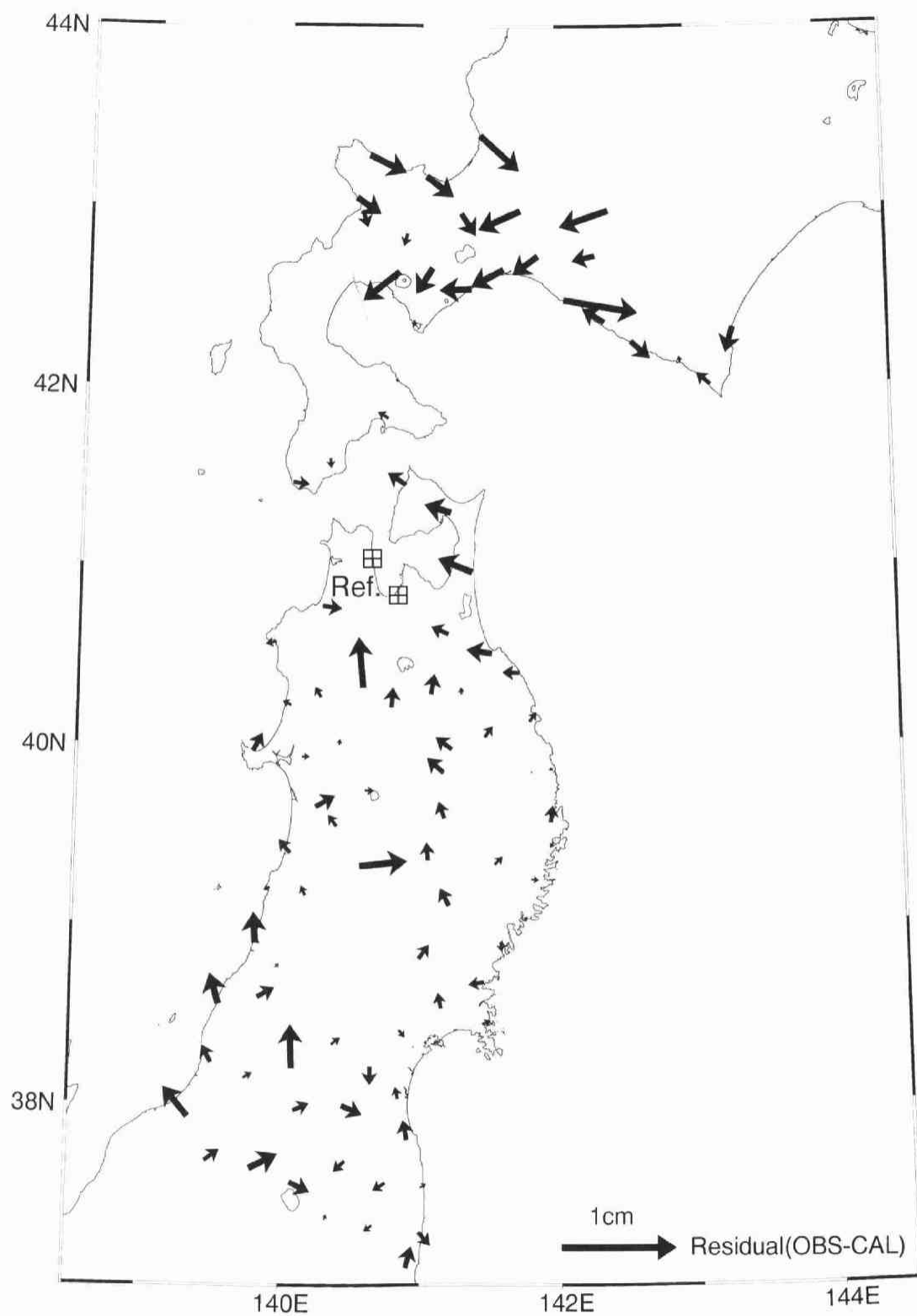


図4.12 日本海のプレート境界を考慮した場合のV9X(UT:1996/4/1-1999/3/31)の水平残差ベクトル。観測値から計算値を差し引いたベクトルを表している。

を弾性体と仮定しており下部地殻の粘性については考慮されていない。アメリカのカリフォルニア州で 1989 年に発生した Loma Prieta 地震や 1992 年に発生した Landers 地震は、干渉 SAR や GPS によって稠密な観測が行われており、その余効変動から下部地殻がマントルよりも粘性的であるという研究結果[たとえば, Deng et al., 1998; Politz et al., 1998]が得られている。そこで、表 4.3 に示す地殻全体が弾性体であるモデル(Model-A)と下部地殻がマントルよりも粘性的であるモデル(Model-B)の 2 通りについて余効変動の計算を行った。

図 4.13 は、1993 年北海道南西沖地震についての粘性緩和による地殻変動の計算例である。断層パラメータは、測地と津波データから推定された Tanioka et al.(1995)のモデルを用い、地震発生から 4.72-5.72 年(1998 年 4 月 1 日から 1999 年 3 月 31 日に相当)の間の変位を示した。Model-A による計算例(図 4.13-b)と Model-B による計算例(図 4.13-c)を比較すると、Model-A の方が空間的に長波長の変動が起こっていることがわかる。また、上下変動では、Model-A では渡島半島が沈降の傾向を示すのに対し、Model-B では隆起の傾向が見られている。観測された速度場(図 4.13-a)には、太平洋プレートの沈み込みの影響などさまざまな要因の変動が含まれているから、どちらのモデルがより適当かを判断することは困難である。ただ、観測されている余効変動は渡島半島に限られているように見えることと、GPS だけではなく水準測量からも渡島半島では隆起していることが明らかになっていることから、この後の議論は、主として Model-B の構造を用いた結果を示すことにする。図 4.14 は、4.1 節で求めた CS と PS1 を合計した断層すべりに対する粘性緩和の計算例である。この図は、三陸はるか沖地震発生後から 0.25-1.25 年の変位を表しているが、粘性緩和から期待される変位の最大値は 2mm 程度であり、観測された地殻変動に比べてはるかに小さい。Model-A で計算した場合には変動量は大きく推定されるが、それでも高々 2 倍程度であり、1994 年三陸はるか沖地震で観測された余効変動に関しては、粘性緩和の寄与は小さいといえる。

媒質として仮定した Maxwell 粘弾性体による変位 u は、一般に指数関数的に減衰する；

$$u = C \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{t}{T}\right) \right\} \quad (4-1)$$

ここで、 C は振幅に関する定数、 t は経過時間、 T は時定数である。Model-A と Model-B の第 2 層の媒質自体の時定数(粘性率/剛性率)は、それぞれ約 5 年と約 7.4 年であるが、完全弾性体である第 1 層と結合しているため、地表で観測される地殻変動はいくつもの異なる時定数をもつ(4-1)式の線形結合で表され[Matsu'ura et al, 1981]、媒質自身の時定数よりはるかに長く変動が続く。図 4.13 で示した北海道南西沖地震を Model-B で計算した場合、GPS 観測点での 1 年当たりの変位が 1mm 以下になるのには 70 年の経過をまたねば

表 4.3 粘性緩和の計算に用いた層構造モデルのパラメータ

		Model-A	Model-B
第 1 層	剛性率(Pa)	3.9×10^{10}	3.5×10^{10}
	ポアッソン比	0.246	0.219
	粘性率(Pa·s)	∞	∞
	層の厚さ(km)	30	18
第 2 層	剛性率(Pa)	6.4×10^{10}	4.3×10^{10}
	ポアッソン比	0.267	0.263
	粘性率(Pa·s)	1.0×10^{19}	1.0×10^{19}
	層の厚さ(km)	∞	12
第 3 層	剛性率(Pa)	-	6.4×10^{10}
	ポアッソン比	-	0.267
	粘性率(Pa·s)	-	1.0×10^{20}
	層の厚さ(km)	-	∞

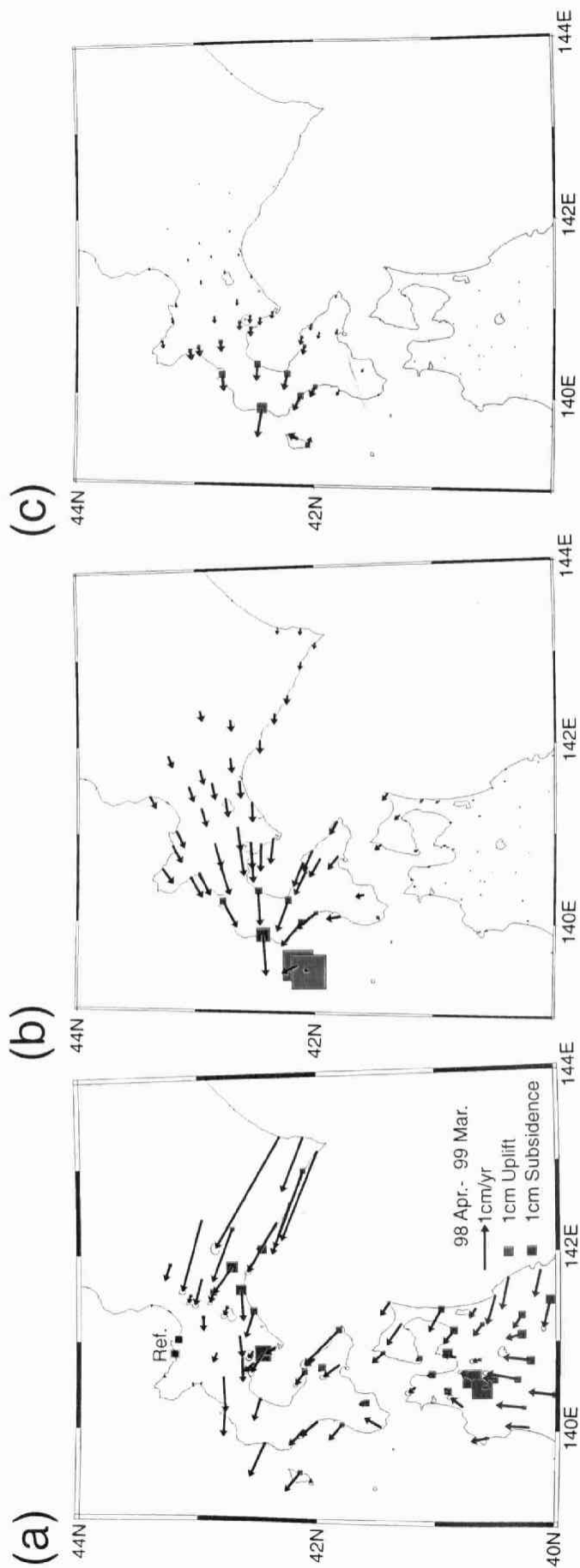


図4.13 1993年北海道南西沖地震についてのの粘性緩和による余効変動の計算例. (a)1998/4-1999/3の観測速度場, 固定点はAshtechの観測点940013(北海道小樽市), Trimbleの観測点960517(北海道小樽市). (b)Model-Aによる計算値. (c)Model-Bによる計算値.

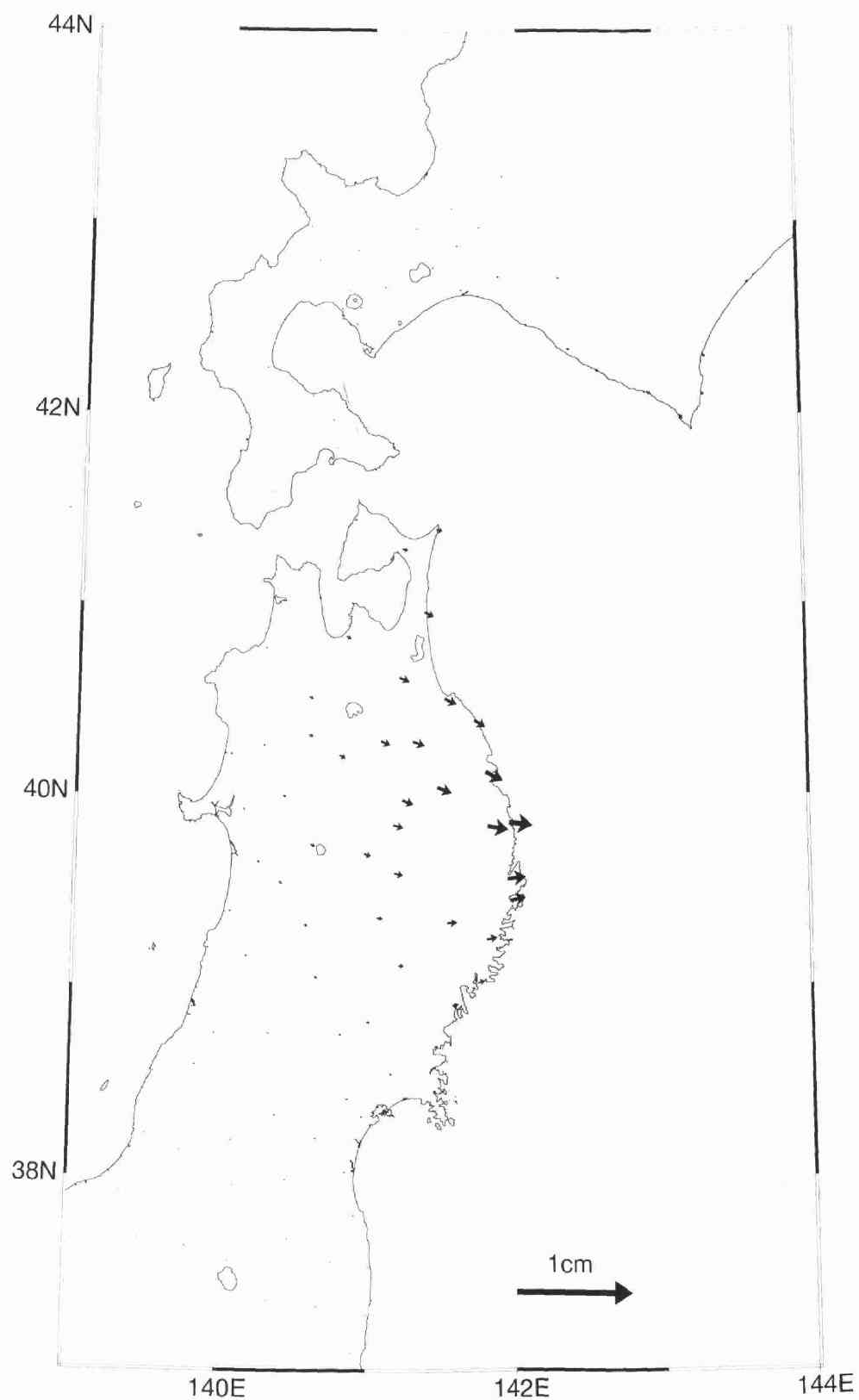


図4.14 Model-Bの粘弾性構造から計算される1994年三陸はるか沖地震の余効変動. 矢印は地震発生から0.25-1.25年(V95の期間に相当)の間の水平変位を表す.

ならない。このように大地震後の粘性緩和による変動は長い時定数をもつので、現在 GPS から得られている速度場には、過去数十年の大地震の余効変動が含まれている可能性があることに注意しなければならない。

前節で述べたように、現在の GPS 速度場から推定された日本海東縁のプレート境界での衝突速度が 1983 年日本海中部地震の震源域で小さくなるという結果は、粘性緩和による余効変動の可能性が高い。そこで日本海中部地震を含め、過去 50 年間に発生した東北日本周辺の M7.4 以上の大地震に伴う粘性緩和の影響を計算し、観測された速度から差し引いて再度インヴァージョンを試みる。粘性緩和で考慮した地震の一覧を表 4.4、断層位置を図 4.15 に示す。出典論文に断層パラメータが明示していない場合の読み取り値は、佐藤(1989)によるものを用いた。媒質の構造は、下部地殻が粘性的である Model-B を用いた。

図 4.16 は、V9X の観測値に地震に伴う粘性緩和の補正を行ったデータから推定されたすべり分布である。図 4.11 と比較すると、日本海中部地震に関する粘性緩和を考慮することにより北緯 41° 付近の日本海の衝突速度は南側とそれほどかわらない大きさになっている。一方、太平洋プレート上でのすべりは、三陸はるか沖地震の震源域である北緯 40.5° 東経 143° 付近のバックスリップが大きくなっている。東北地方北部では 1994 年三陸はるか沖地震だけでなく 1968 年の十勝沖地震の粘性緩和の影響があり、これらの影響を無視すると、余効すべりは過大評価、カップリング強度は過小評価する可能性を示している。図 4.17 は水平残差ベクトルである。東北地方から渡島半島南部の観測点では全体的に残差は小さいが、北海道中央部の観測点では大きい。この傾向は図 4.12 の場合とほぼ同じである。インヴァージョン全体の残差平方和は、粘性緩和を考慮してもしなくてもほとんど変わらない。逆に言うと、粘性緩和による地表での地殻変動は、断層上のすべりでも説明できてしまうことを意味する。地表における地殻変動の観測データから、粘性緩和の影響と余効すべりの影響を分離することは難しいという Savage and Prescott(1978)の指摘は、本解析の場合にも当てはまる。図 4.18 は上下変動の観測値と計算値の比較である。太平洋プレートの沈み込みだけを考えた図 4.9 と比べると、東北地方の太平洋側の観測点の計算値がより小さな隆起量もしくは沈降となり、全体的に観測値に近づいている。これは、バックスリップの領域が海岸線の西側にまで延びていることによる。この結果は、カップリング領域の下限の位置に上下変動のデータが敏感であることを示しており、GPS の上下方向の精度が向上すればより正確にカップリングの下限が推定できるであろう。さらに、北緯 40° 付近の太平洋岸の観測値に局所的に見られる顕著な隆起が計算値でも再現されており、三陸はるか沖地震の余効すべりの領域がこの周辺だけに存在することを支持する結果となっている。

表 4.4 粘性緩和の計算に用いた地震

地震名	発生年月日	気象庁マグニチュード	断層モデルの出典
1952 年十勝沖地震	1952/3/4	8.2	Aida(1978)
1964 年新潟地震	1964/6/16	7.5	松橋・他(1987)
1968 年十勝沖地震	1968/5/16	7.9	Aida(1978)
1978 年宮城県沖地震	1978/6/12	7.4	Seno et al.(1980)
1983 年日本海中部地震	1983/5/26	7.7	小菅・他(1986)
1993 年北海道南西沖地震	1993/7/12	7.8	Tanioka et al.(1995)
1994 年三陸はるか沖地震	1994/12/28	7.5	本研究

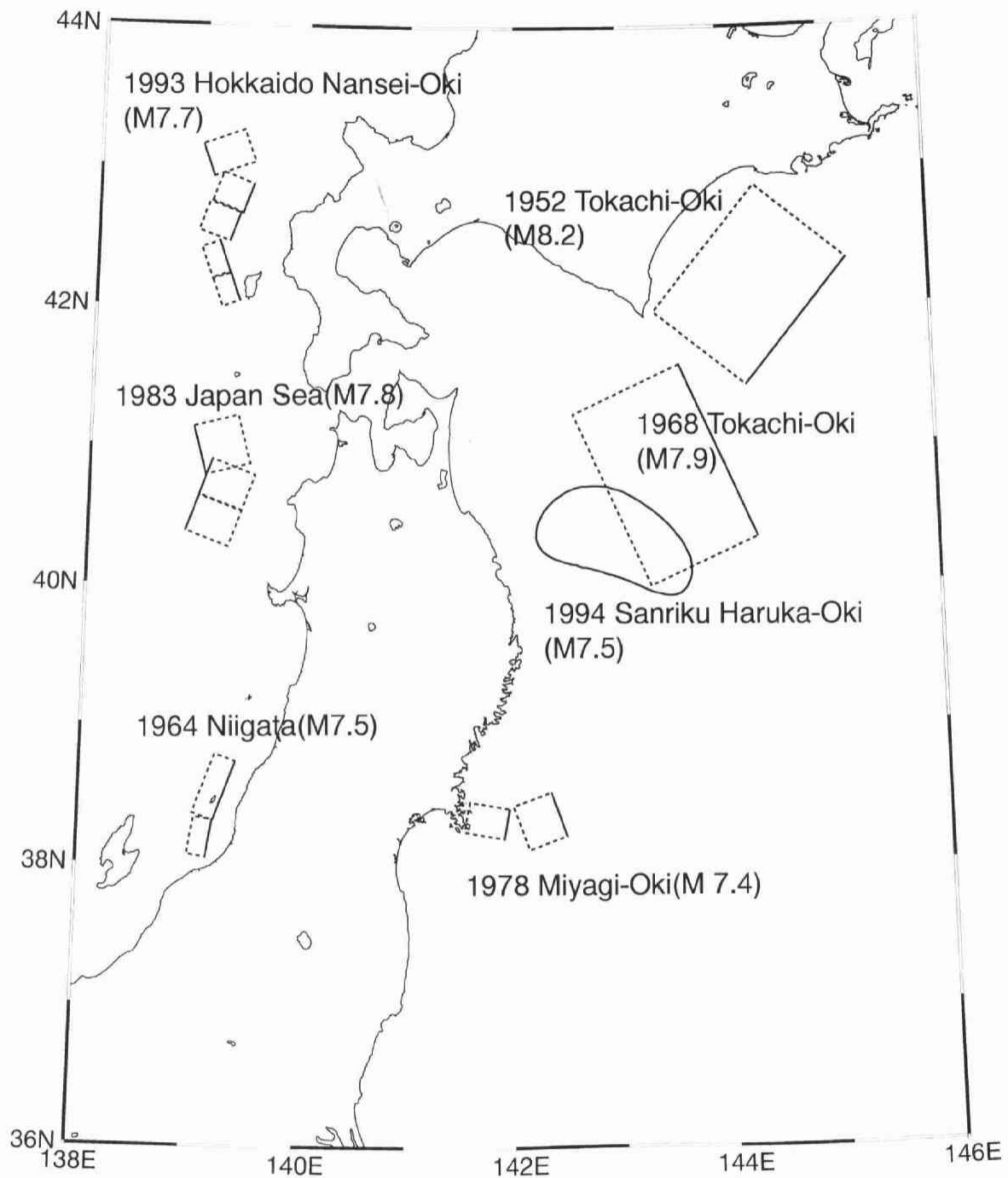


図4.15 粘性緩和の計算に用いた最近50年間に発生したM7.4以上の地震の断層モデル。それぞれの地震の出典は本文参照。矩形の領域は断層面を表し、実線の辺が浅いほうの辺を表している。

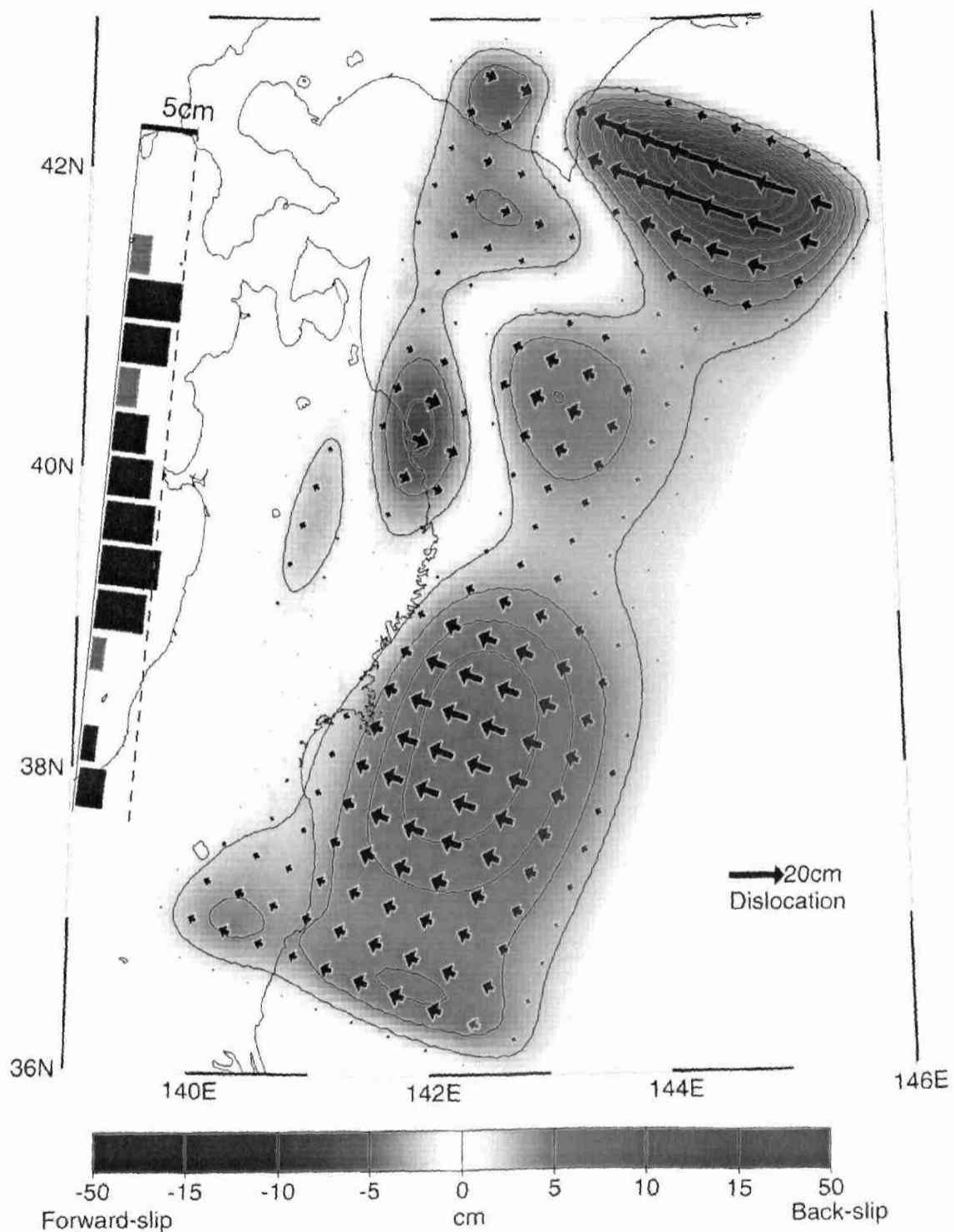


図4.16 日本海東縁のプレート境界と粘性緩和を考慮したV9X(1996/4/1-1999/3/31(UT)の速度場)のインヴァージョンによるすべり分布. 日本海に位置する棒グラフは開口割れ目の場所と大きさを表す. 開口割れ目の位置は棒グラフの0の位置であり, グラフの高さで開口量を表している. その他は図4.7と同じ.

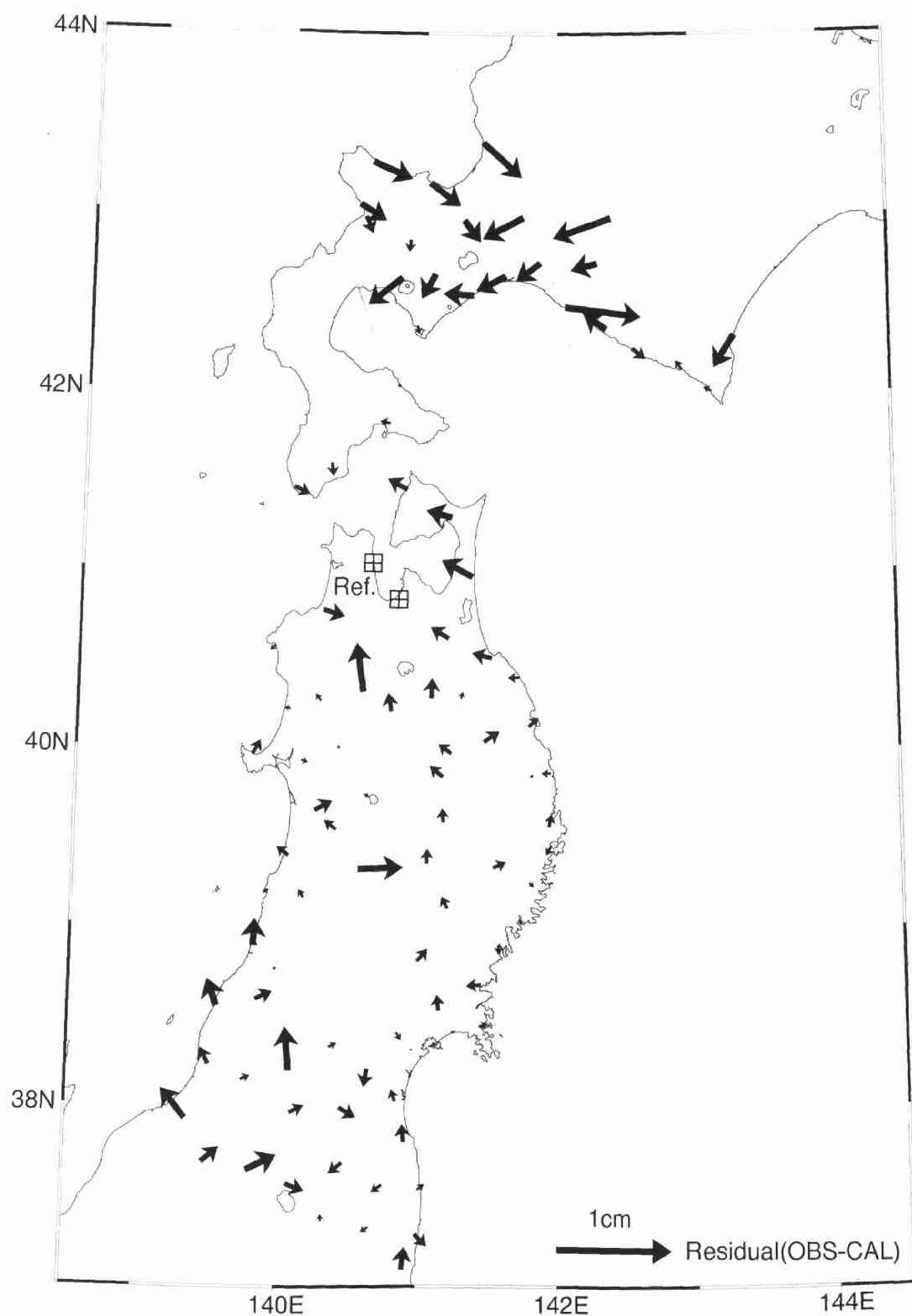


図4.17 日本海のプレート境界と粘性緩和を考慮した場合のV9X(1996/4/1-1999/3/31の速度場)の水平残差ベクトル。観測値から計算値を差し引いたベクトルを表している。

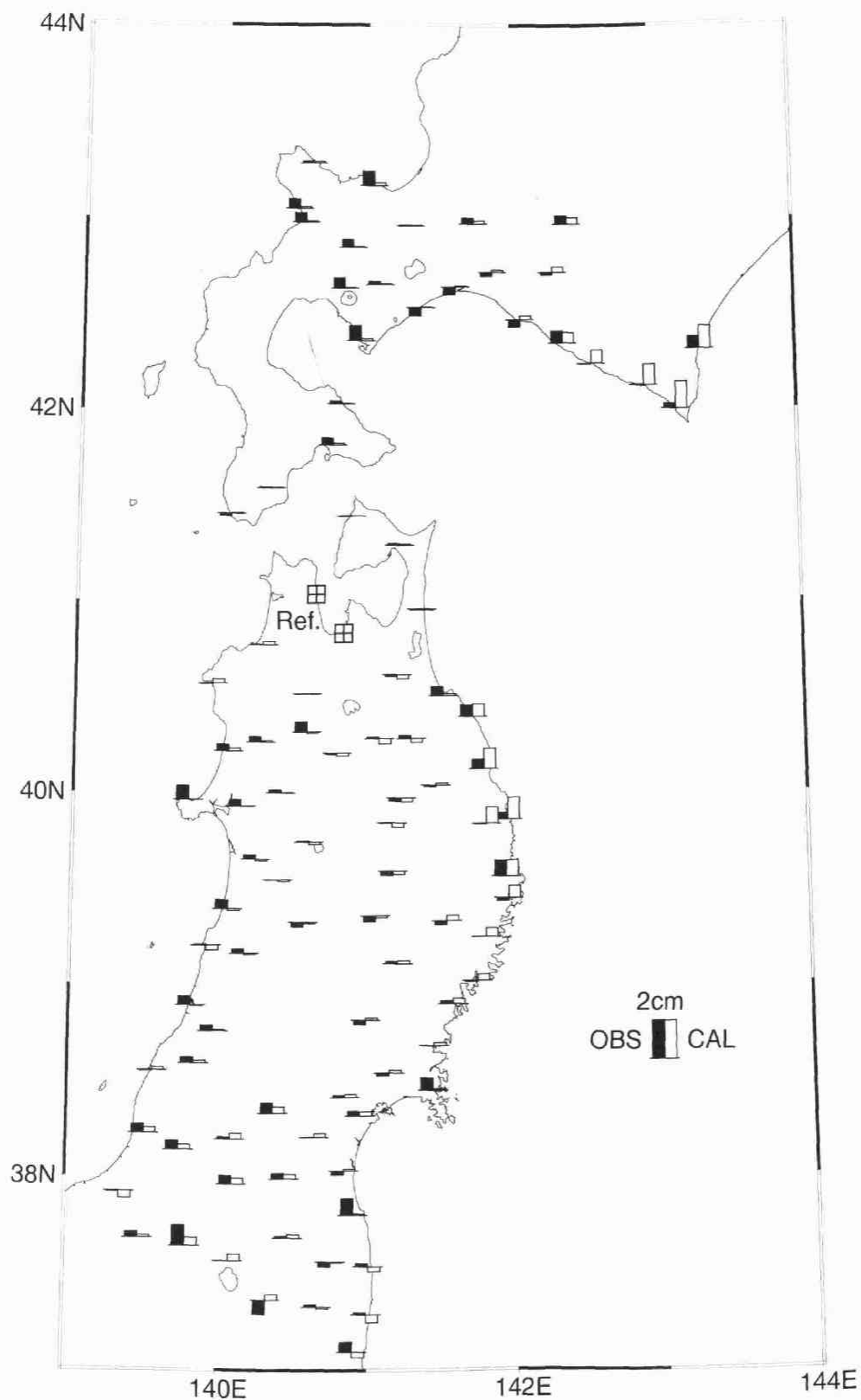


図4.18 日本海東縁のプレート境界と粘性緩和を考慮した場合のV9X(1996/4/1-1999/3/31(UT)の速度場)の上下変動の観測値と計算値の比較. シンボルは図4.6と同じ.

4. 2. 4 最終結果 (モデル 2)

4.2.2 節と 4.2.3 節の考察により、日本海東縁部のプレート境界と地震に伴う粘性緩和の影響を考慮することによって、太平洋プレートの沈み込み帯でのすべり分布の推定結果に影響が及ぶことが明らかになった。これらの影響をモデルとデータ補正によって取り込んだ 1 年毎 (V95, V96, V97, V98) の推定結果をモデル 2 と呼び、本節でその結果を示す。図 4.19 は 1 年毎のすべり分布の推定結果、図 4.20 は 1 年毎の水平変位の観測値と計算値の比較、図 4.21 は 1 年毎の上下変動の観測値と計算値の比較についての図である。図 4.4 と図 4.19 を比較すると、全般的にフォワードスリップの領域が小さくなり、逆に北緯 39° 以南ではバックスリップの領域が広がっていることがわかる。表 4.5 にインヴァージョンの結果のパラメーター一覧を示した。表 4.2 と比較すると、すべての場合においてフォワードスリップのモーメント量が小さくなったことがわかる。とくに三陸はるか沖地震の震源域から離れた領域に存在していたフォワードスリップが小さくなり、フォワードスリップの全体のモーメントに対する $N39-42^{\circ}$ の領域の割合が増加した。インヴァージョンの残差平方和は、データの補正と衝突境界をモデルに組み込んだことにより、V96, V97, V98 の場合はモデル 1 に比べて 13~29% 減少した。しかし、V95 の場合には 6% 増加した。これは、衝突境界を考慮したことによりモデルパラメータの数が増加したため、先験的情報に対する拘束、すなわち、すべり分布をなめらかにする拘束が強くなったためだと考えられる。

4. 3 1994 年三陸はるか沖地震の余効すべりの時間変化

第 1 章で述べたように 1994 年三陸はるか沖地震が 1 年間に及ぶ余効すべりをともなったことは、Heki et al.(1997)や Nishimura et al.(1998b)などによって明らかにされている。本研究により、余効すべりは地震発生から 3 年以上が経過した 1998 年 4 月 1 日 (UT) から 1999 年 3 月 31 日 (UT) の期間 (V98) においても続いていることが明らかになった。地震発生から 4.25 年間に、モデル 2 による $N39-42^{\circ}$ の領域におけるフォワードスリップを積算すると、 $9.9 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ になる。実際のすべり量はフォワードスリップにプレート間の相対速度を加えたものであるから、解放したモーメントはさらに大きいと考えられる。余効すべりの領域を詳細に見ると、図 4.1 に示した CS (地震時を含む 2 日間) と比較して図 4.2 に示した PS1 (CS の直後の 12 日間) ではやや南側に中心があり東側のすべりが小さくなっているが、Nishimura et al.(1998a) が示した本震と直後 1 週間のすべり領域はほとんど変わらないという結果とはほぼ一致している。PS1 の期間内には、マグニチュード 7.1 の最大余震が余震域の南西端で発生したが、その震源位置は PS1 のすべり領域に含まれている。図 4.3 に示した PS2 (1995 年 1 月 10 日 (UT) から 3 月 31 日 (UT) までの 81 日間) では余震域より北東-南西方向にすべり領域が広がっている。PS2 は短期間から変動量を推定したため、S/N 比が悪

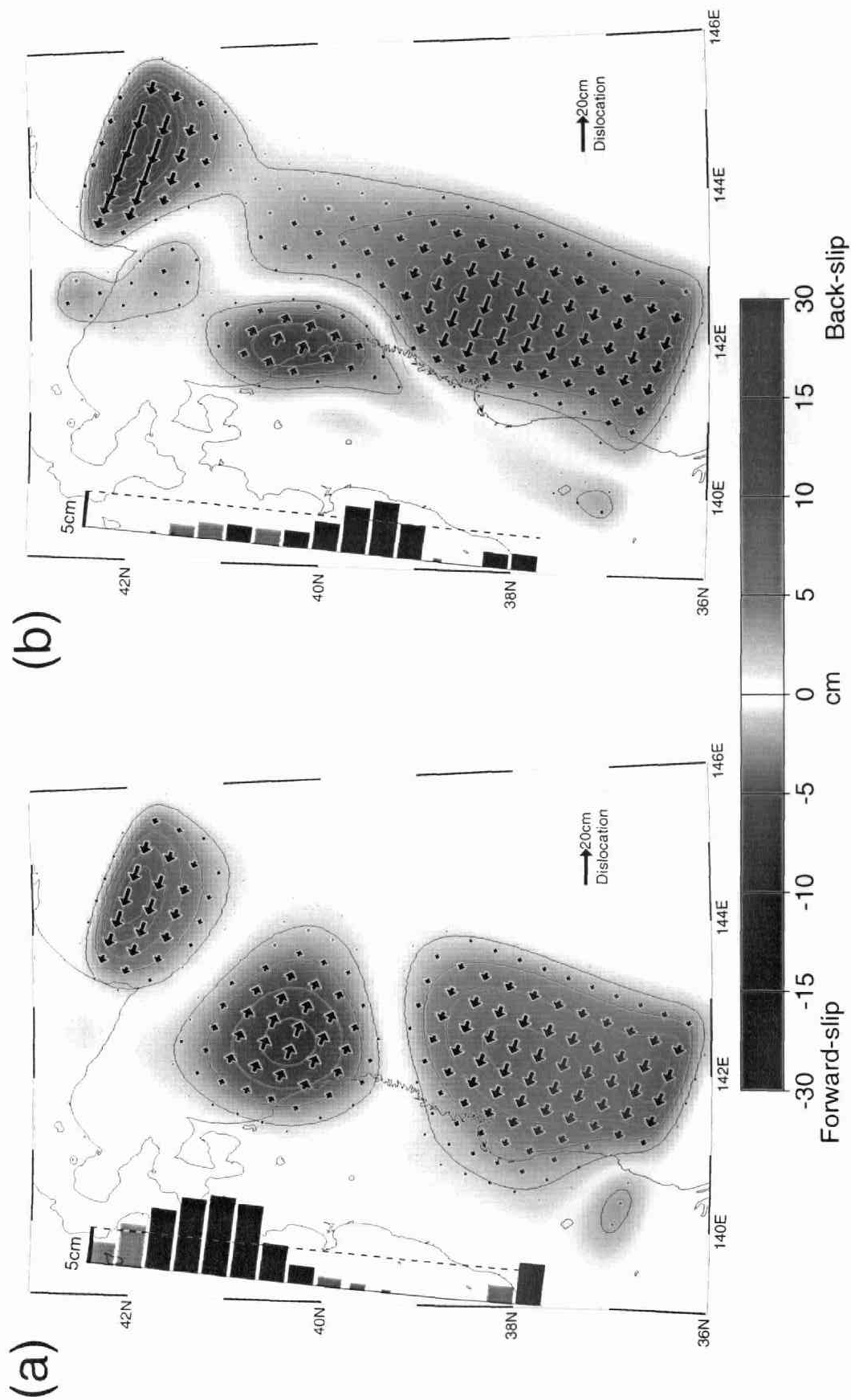


図4.19 日本海東縁のプレート境界と粘性緩和を考慮したプレート境界のすべり分布. 図中のシンボルは図4.16と同じ.
 (a) V95(1995/4/1-1996/3/31(UT))の速度場から推定したすべり分布. (b) V96(1996/4/1-1997/3/31(UT))の速度場から推定したすべり分布.

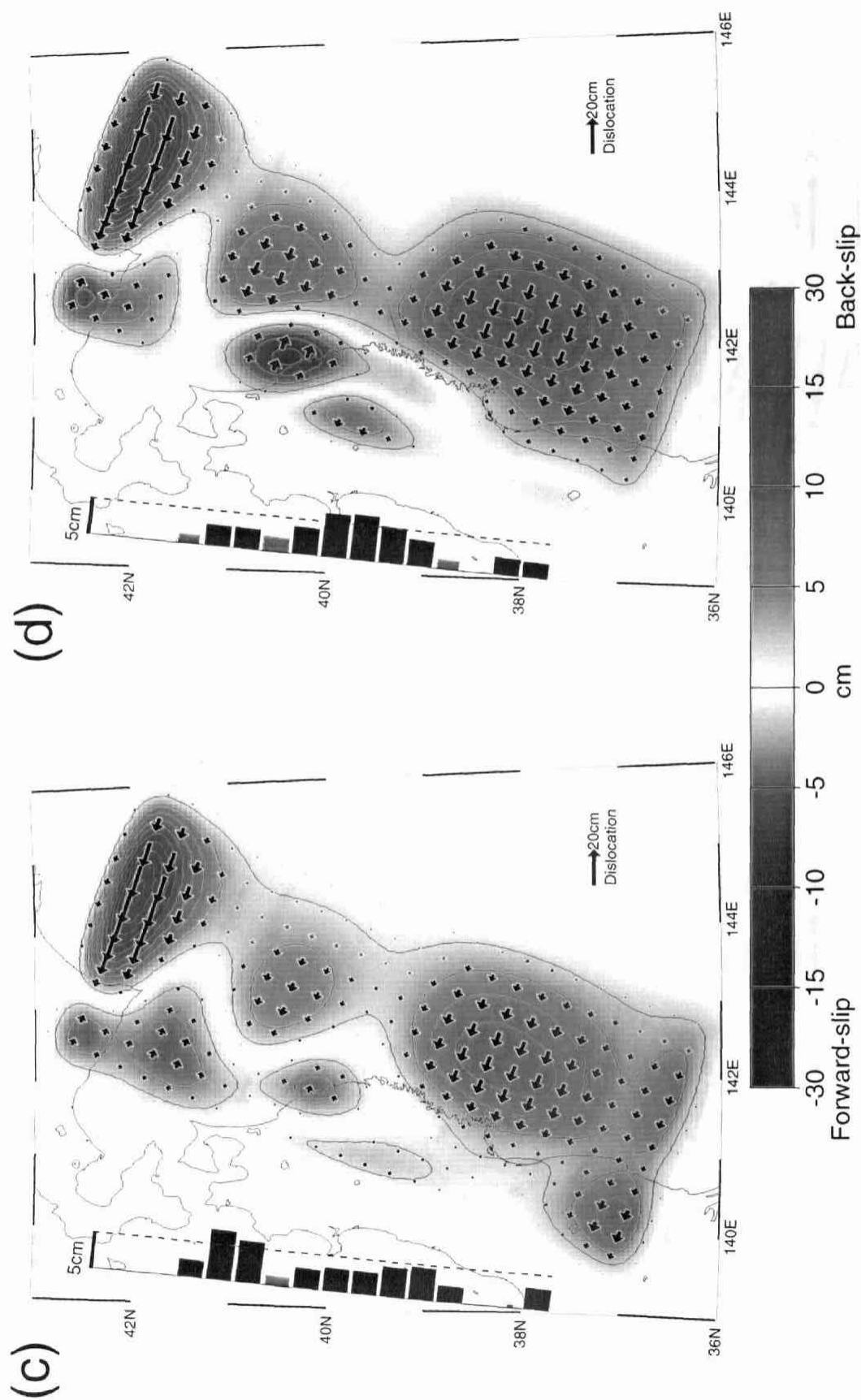


図4.19 (続き) (c) V97(1997/4/1-1998/3/31(UT)の速度場)から推定したすべり分布. (d) V98(1998/4/1-1999/3/31(UT)の速度場)から推定したすべり分布.

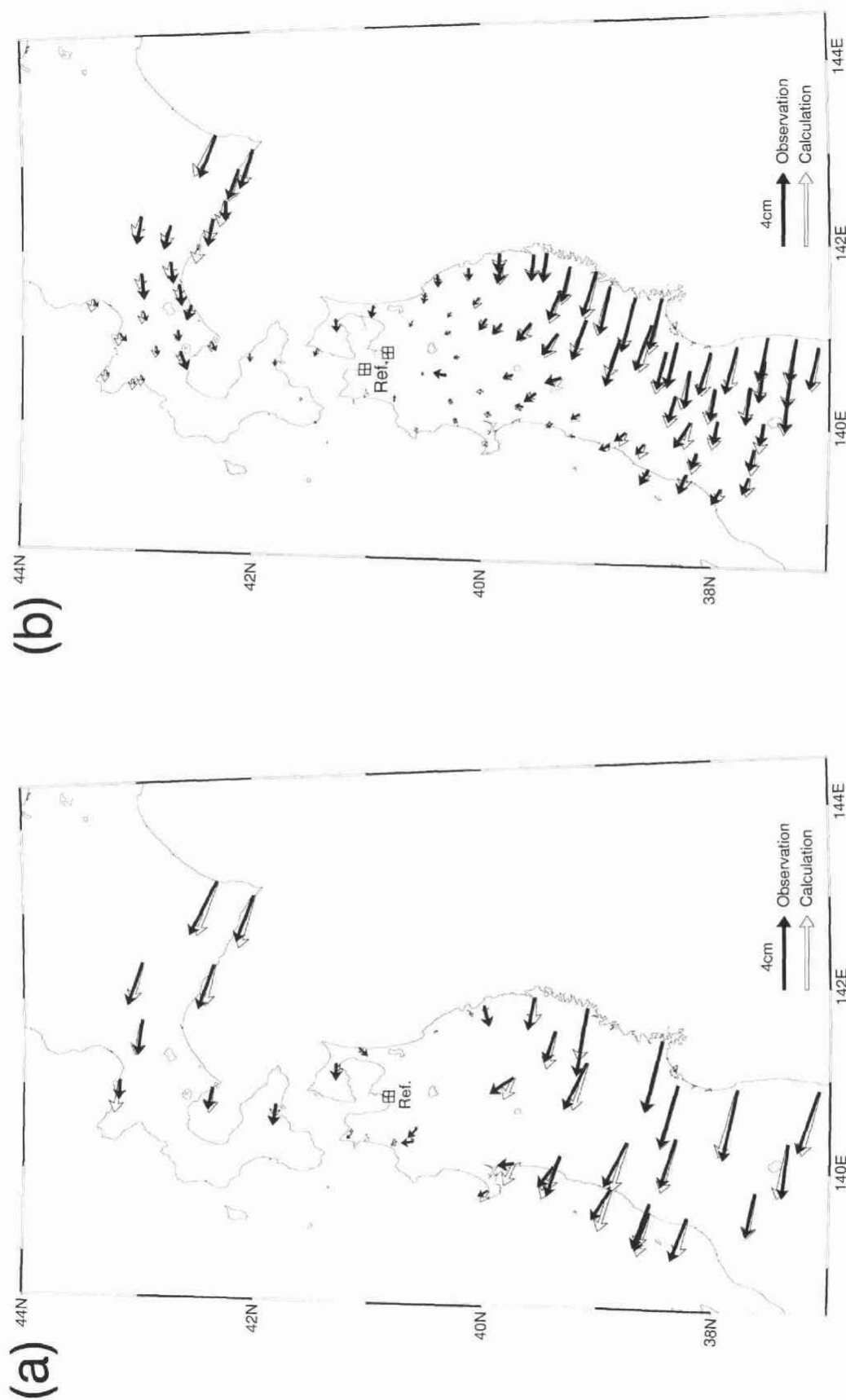


図4.20 日本海東縁のプレート境界と粘性緩和を考慮した場合の水平変動の観測値と計算値の比較. シンボルは図4.5と同じ.
 (a)V95(1995/4/1-1996/3/31(UT)の速度場). (b)V96(1996/4/1-1997/3/31(UT)の速度場).

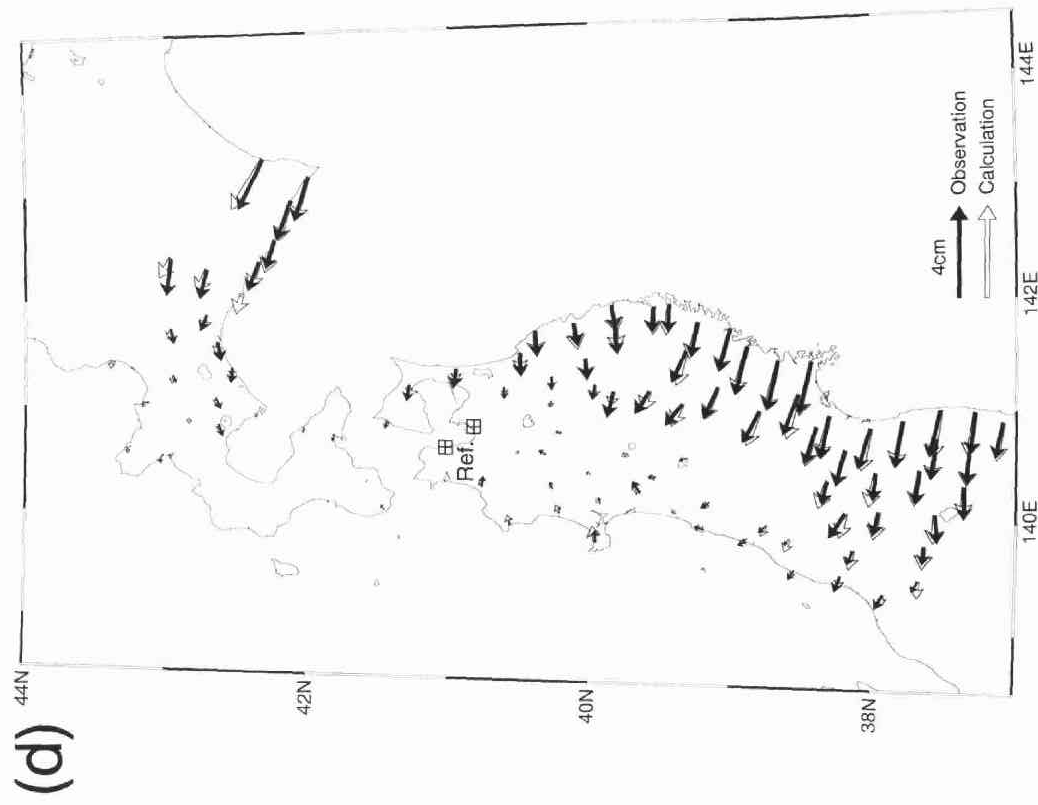
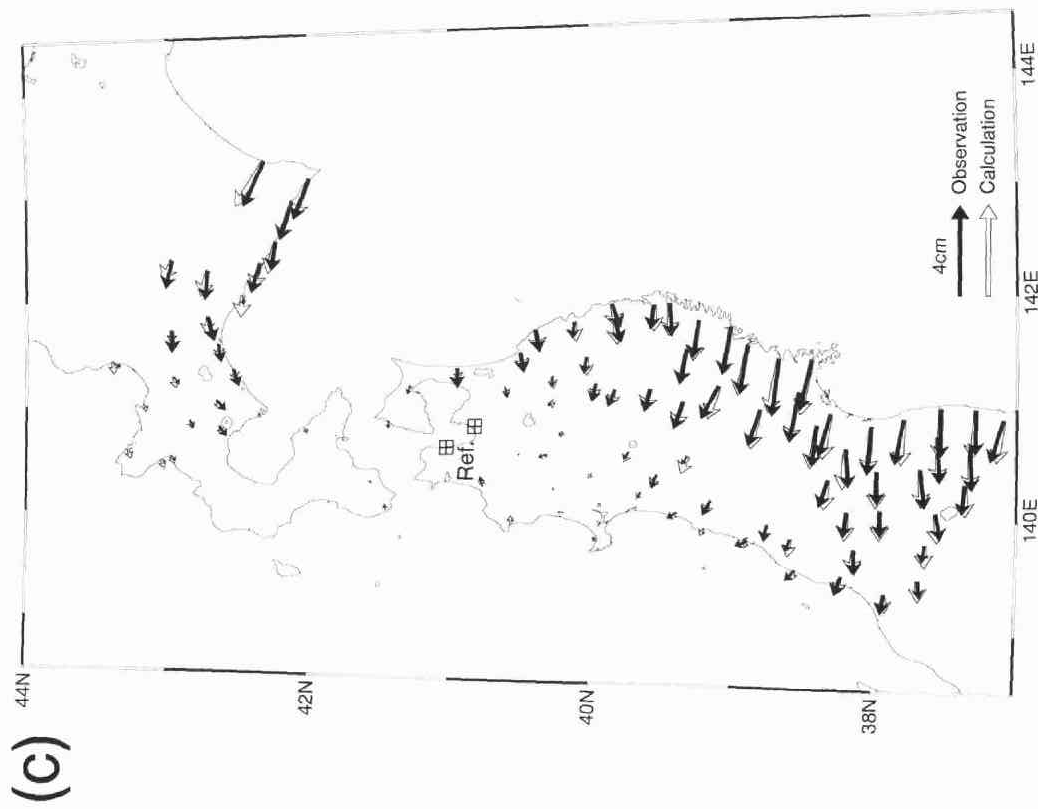
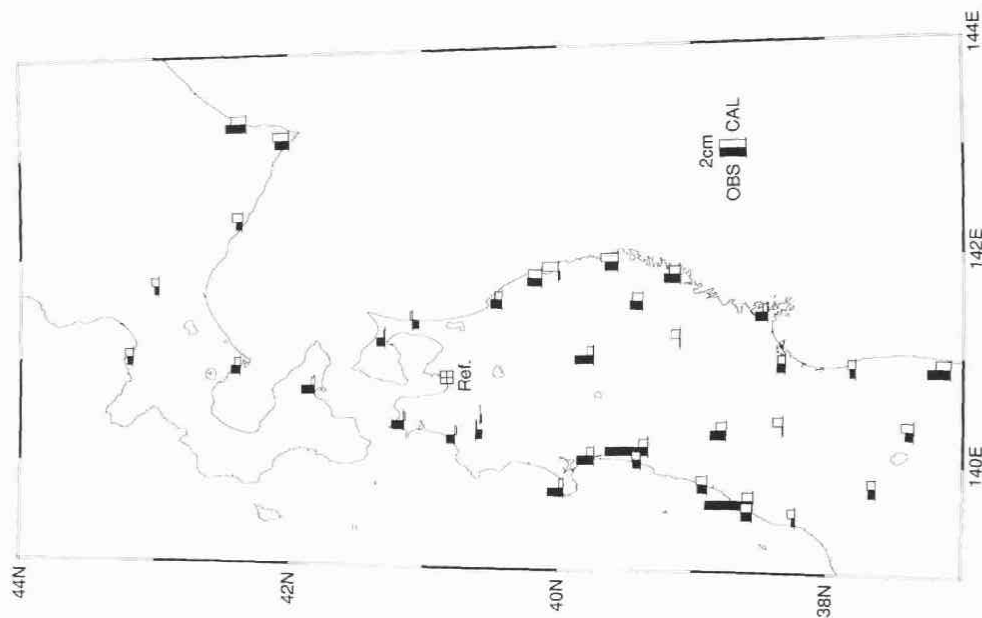


図4.20 (続き) (c)V97(1997/4/1-1998/3/31(UT)の速度場). (d)V98(1998/4/1-1999/3/31(UT)の速度場).

(a)



(b)

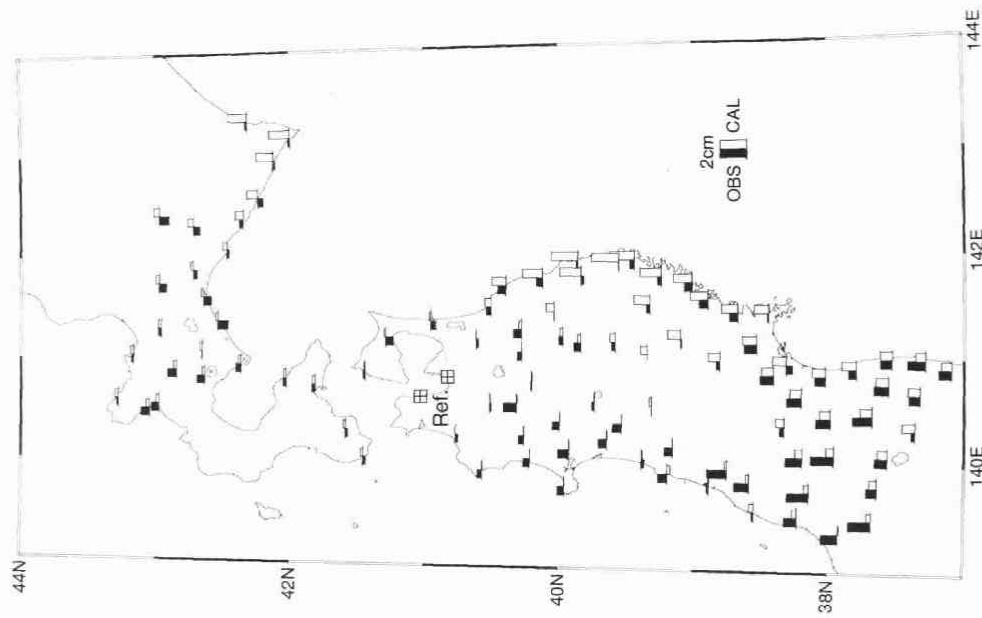
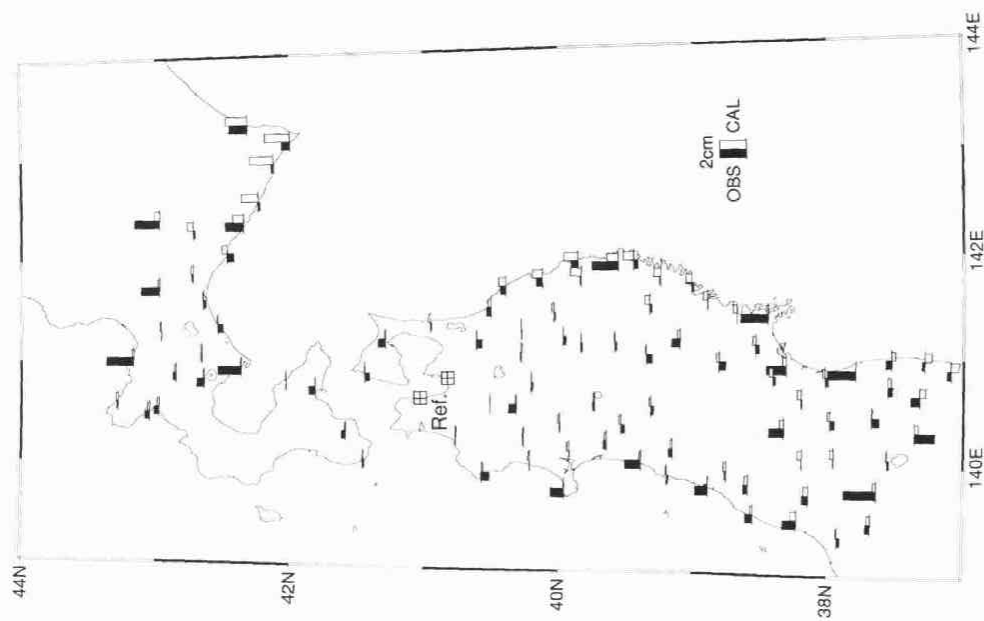


図4.21 日本海東縁のプレート境界と粘性緩和を考慮した場合の水平変動の観測値と計算値の比較. シンボルは図4.6と同じ.
(a)V95(1995/4/1-1996/3/31(UT)の速度場). (b)V96(1996/4/1-1997/3/31(UT)の速度場).

(c)



(d)

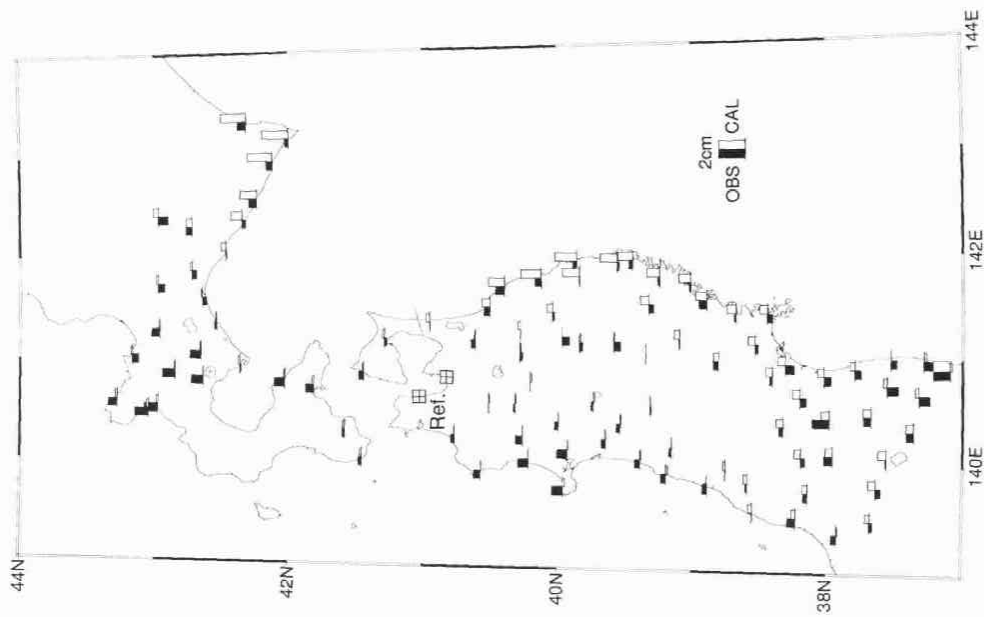


図4.21 (続き) (c)V97(1997/4/1-1998/3/31(UT))の速度場, (d)V98(1998/4/1-1999/3/31(UT))の速度場.

表 4.5 インヴァージョン結果(モデル 2)

	V95	V96	V97	V98
バックスリップの地震モーメント	$2.39 \times 10^{20} \text{Nm}$	$3.17 \times 10^{20} \text{Nm}$	$3.27 \times 10^{20} \text{Nm}$	$3.64 \times 10^{20} \text{Nm}$
フォワードスリップの地震モーメント	$9.91 \times 10^{20} \text{Nm}$	$6.63 \times 10^{19} \text{Nm}$	$4.36 \times 10^{19} \text{Nm}$	$4.84 \times 10^{19} \text{Nm}$
N39° -42° のフォワードスリップの地震モーメント	$9.23 \times 10^{20} \text{Nm}$	$5.13 \times 10^{19} \text{Nm}$	$3.21 \times 10^{19} \text{Nm}$	$3.19 \times 10^{19} \text{Nm}$
α^*	13	2.8	2.1	1.7
σ^*	0.569	0.185	0.147	0.162
残差平方和の比較**	106%	76%	86%	71%

*インヴァージョンのハイパーパラメータ(3.2 節参照)

** (モデル 2 の残差平方和) ÷ (モデル 1 の残差平方和)

く、年周変化成分がデータに含まれている可能性があるほか、データ数も少ないために平滑化の拘束が CS や PS1 に比べても強い(表 4.1 の α を参照). しかしモデル断層面の北西部に、すべり領域が広がっていないことから、北東-南西方向へのすべり領域の拡大は定性的には信頼できると考えられる. また 1995 年 4 月 1 日(UT)からの 1 年間(V95)においても、CS と比較して南北および西側に広がる大きなすべり領域となっているが(図 4.19-a 参照), 分解能から考えるとこのような拡大の有意性は微妙であろう. 確実なことは、V95 までは余効すべりの主領域が本震の震源域とはほぼ重なっていたことである. しかし、V96(1996 年 4 月 1 日(UT)からの 1 年間)からは、余効すべりの領域の中心は震源域の西側と北側に移っており、震源域の東半分ではプレート収束速度より小さなすべり速度(バックスリップ)になっている(図 4.19-b 参照). これは、断層面での強度、すなわちカップリングが回復してきていることを意味する. 西側の余効すべり領域は震源域に隣接するが、北側の余効すべり域は震源域から 200km 以上はなれた日高地方の直下にまで広がっている. 北海道の観測点ではインヴァージョンの残差が大きく(たとえば、図 4.17 参照), モデルの不備によってフォワードスリップが推定されている可能性がある. しかし図 2.18 に示したように、日高地方の観測点速度は時間変化していることは確かである. したがって、三陸はるか沖地震が直接関係しない他の原因を考慮する必要があるかもしれない.

図 4.22 は、インヴァージョンの結果に基づいて、図 3.3 および 3.4 で示した A-A' と B-B' 上での断層面での累積すべり量を図示したものである. ただし、1994 年三陸はるか沖地震の発生直前のすべり量を 0 として、PS2、V95、V96、V97、V98 の場合にはインヴァージョンの結果から得られたすべりと相対的なプレート運動速度分 8.1cm/yr(NUVEL-1A)を仮定して計算したすべり量との和を示してある. A-A' は本震で大きくすべった領域(アスぺリティ)を含む断面であり、B-B' は、A-A' より 40km 南の、本震では顕著にすべりのなかった領域の断面である. A-A' 断面では、地震後も地震時にすべった領域で余効すべりが続いている. しかし、PS2 以降では CS ではすべっていない深さ 60km から 80km の領域でもすべり速度が加速し、余効すべりが深部まで拡大していたことがわかる. また、深さ 10km から 30km の浅い領域では、地震発生後 1.25 年を経過した後からすべり量が小さくなっており、カップリングが回復しているが、深さ 60km から 80km の深い領域での余効すべりは、地震後の 4 年間ではほとんど減衰していない. 一方の B-B' 断面では、地震時のすべりの中心は深さ 20km より浅い位置にあるが、地震後のすべりはそれより広く、深さ 80km くらいまでの広い領域で発生しており、その中心は深さ 50km 前後の位置にある. また A-A' 断面よりも CS のすべり量が小さい B-B' 断面の方が地震後のすべり量が顕著で時間的な減衰も小さい. 1994 年三陸はるか沖地震の震源域の深部延長部(図 4.22-a の 60km 以深)と南側領域(図 4.22-b)に認められるように、地震時に顕著にはすべらなかったところで余効すべりの継続時間が長い傾向がある.

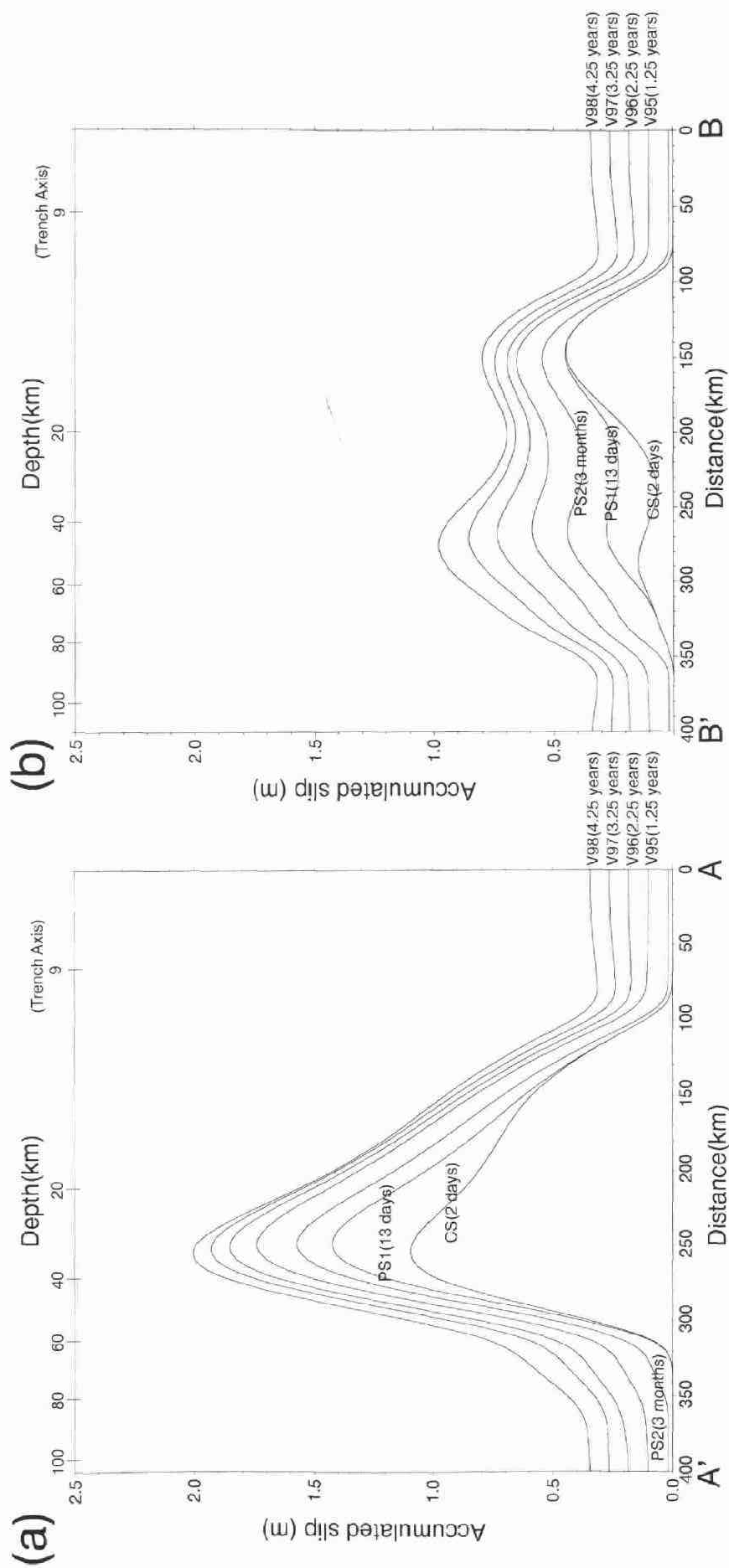


図4.22 1994年三陸はるか沖地震にともなうプレート境界上でのすべりの時間変化。V95-98のすべり分布は、モデル2を用いた。横軸と縦軸はそれぞれモデル断層の端からの距離と累積のすべり量を表す。(a)A-A' 上(図3.3, 3.4参照)でのすべり量。(b)B-B'上でのすべり量。

4. 4 過去の研究や数値シミュレーションとの比較

Heki et al.(1997)は、当時の GPS 観測網からは余効すべりの空間分布の詳細を求めることは不可能であるが、コサイスミックなすべりがアスぺリティに集中しているのに対し、余効すべりは断層面全体に広がっていると述べている。彼らの地震後 1 年間の領域は、断層は余震域と同じであると記されているが、精密に決められた地震後約 1 か月の余震域[松澤・他, 1995]よりは 30km 程度西側に延長した領域である。彼らの余効すべり分布と本研究の結果は、地震後 1 年程度は余効すべりの中心は余震域内にあるので、大きな矛盾はない。また、解放したモーメント量は、彼らのモデルの地震後 1 年間で $4.2 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ 、本研究の $\text{N}39^\circ - 42^\circ$ の領域で地震後 1.25 年に $3.6 \times 10^{20} \text{N} \cdot \text{m}$ であるから、両者は調和的である。また、Nishimura et al.(1998b)と本研究とは、期間の取り方が違うので直接の比較は難しい。今回の結果と比較して、前の結果ではさらに南側に余効すべり領域が拡大していた。4.2.2 節で示したように日本海東縁のプレート境界を考慮すると、フォワードスリップの分布が震源域近傍に限られる傾向があるので、前の研究では日本海側のプレート境界を考慮していなかったことが両者の差の原因であると推定される。

実験室内の摩擦すべり実験から得られたすべり速度・状態依存摩擦法則[たとえば Dieterich, 1979, 1981; Rice, 1983; Ruina, 1983]を用いた数値シミュレーションは、地震の震源核形成による先行すべりや余効すべりを含めた地震サイクルを再現できるので、最近多くの研究が行われている[たとえば, Tse and Rice, 1986; Stuart, 1988; Marone et al., 1991; Stuart and Tullis, 1995; Kato and Hirasawa, 1997; 加藤・平澤, 1997]。Ruina(1983)のすべり速度・状態依存摩擦法則の中ですべり特性を特徴づけるパラメータは、 a , b , L の 3 つある。このうち a と b は、摩擦強度の時間依存性を代表するパラメータであり、 L は摩擦のすべり量依存性を代表するパラメータである。これらのパラメータのうち、地震発生を考えるうえで重要なものは $(a-b)$ の符号である。 $(a-b)$ が負の場合、すべり速度が大きくなると摩擦強度が低下するので、不安定すべり、すなわち地震が発生しやすい。このような摩擦特性をすべり速度弱化という。逆に $(a-b)$ が正の場合は、すべり速度が大きくなると摩擦強度が増加するので、すべりが安定になる。これをすべり速度強化という。このような摩擦特性は、断層面の粗さや温度条件などによってきまると考えられている[詳しくは、Scholtz, 1990 参照]。

数多くのシミュレーションのうち、逆断層型の海溝型地震を想定している研究は、Stuart(1988)や Kato and Hirasawa(1997)、加藤・平澤(1997)などである。彼らはともに 2 次元の半無限均質弾性体中に平面断層(プレート境界)を仮定している。その断層面上での摩擦特性がすべり速度・状態依存摩擦則に従い、断層面の最深部では定常的なすべりを与えて、より浅部の断層面におけるすべり速度の時間的変化を計算している。シミュレーションで、適当な摩擦パラメータを与えると不安定すべり(地震)が周期的に発生し、不安定

すべりの前と後には準静的なすべりが起こるような地震サイクルを再現することが可能になる．図 4.23 に彼らのシミュレーション結果を示す．3つの例に共通して，地震時のすべりは(a-b)が負の領域に集中しており，数日間の余効すべりもほぼ同じ場所であるが，年単位の余効すべりになるとその周辺の領域にまで広がっていることがわかる．図 3-b と 3-c に示した加藤・平澤(1997)のモデルでは，断層の浅部にも(a-b)が正の領域が存在し，大きな余効すべりが発生している．これは海溝から沈み込んだ未固結の堆積層や水が豊富に断層内に存在する[たとえば，Byrne et al., 1988]と考えられているため，摩擦特性がすべり速度強化になることを取り入れているためである．日本海溝から三陸沖では 50km，福島沖では 100km の間では地震がほとんど起こらない領域があること[Nishizawa et al., 1992]は，すべり速度強化の領域があることを支持する．また，三陸沖の海溝近くの浅い領域では，津波地震として有名な 1896 年の三陸地震が発生したと考えられている[Tanioka and Satake, 1996]．このように，プレート境界浅部におけるすべりの時空間分布を解明することはきわめて重要な課題である．しかし本研究では，海溝近くの領域は観測点から遠く，すべりの空間分解能が低いので定量的な議論はできない．彼らのシミュレーションは，2次元で平面的な断層面を仮定し，プレートの運動源として深部での定常的な安定すべりすなわちスラブプルのみを考えている．その結果と本研究で推定された余効すべりの分布(図 4.22)を直接比較するのは危険であるが，プレート境界の浅部を除けば，余効すべりがコサイスマミックなすべり領域から徐々に拡大していくという定性的な関係は調和的である．

4. 5 プレート間カップリングとアスペリティの分布

カップリング分布と最近の大地震

V95-98 のバックスリップの空間分布には，北緯 42° 付近の十勝沖と北緯 38° 付近の宮城県沖に大きいところがある．また，時間が経過するとともに 1994 年三陸はるか沖の震源域でもバックスリップが大きくなっている．この3つのバックスリップの大きい領域はともに中心の深さが 20-40km に存在する．このほか，V97 の場合の北緯 37° 東経 140° 付近や，V97 および V98 の北緯 40° 東経 141° 付近にも，バックスリップが推定されている(図 4.19 参照)．しかし，これらは深さ 80-100km と深部に位置し，4年間のすべてにバックスリップが推定されているわけではなく，しかもバックスリップの大きさはそれほど大きいとはいえないので，これ以上考察しない

宮城県沖のバックスリップの最大値は，8.6cm/yr(V95)，11.4cm/yr(V96)，9.2cm/yr(V97)，10.1cm/yr(V98)となっており NUVEL-1A のプレート収束速度である 8.1cm/yr より大きい．しかし，GPS 観測から推定される太平洋プレートの運動速度は NUVEL-1A より 1 割程度大きいこと[Larson et al., 1997]やインヴァージョンの誤差を考えると，これらの値はおおむねプレート収束速度と一致しているとみなせるであろう．すなわち宮城県沖には，プレ

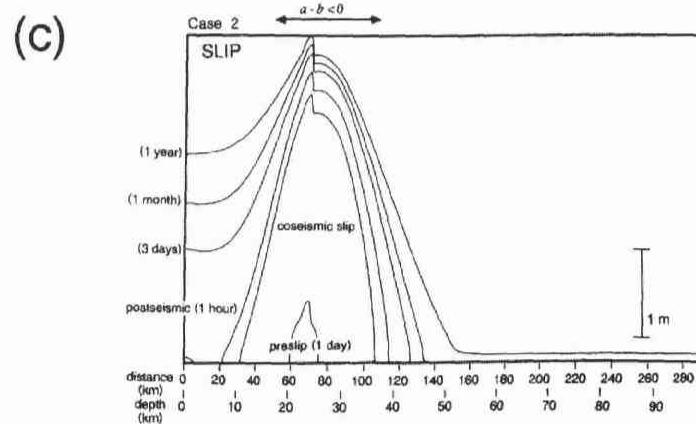
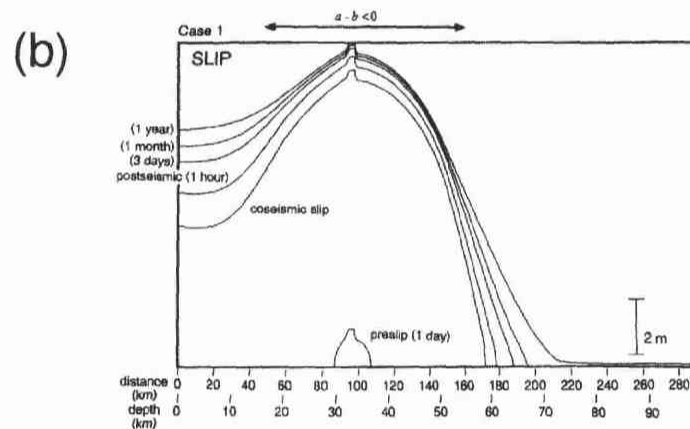
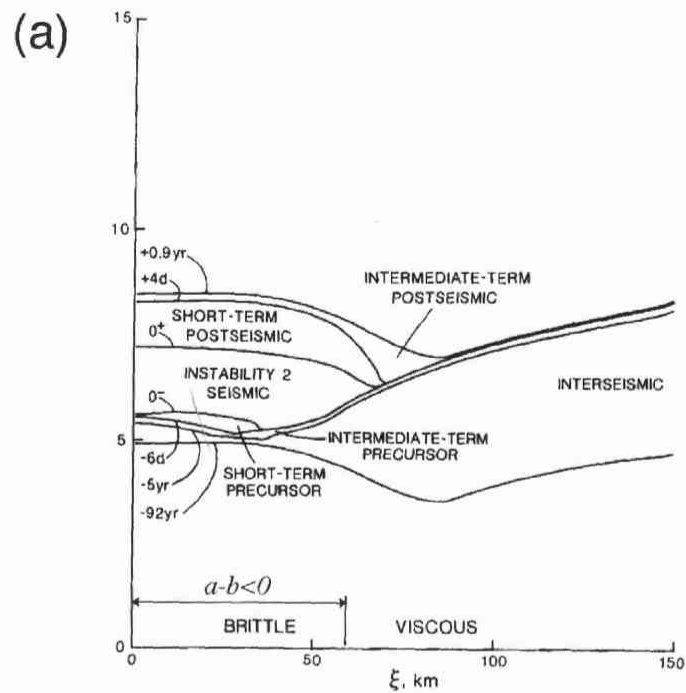


図4.23 数値シミュレーションによる余効すべりの時空間分布の計算例。地震後数日間では地震時とほぼ同じ場所で余効すべりがおこっているが、1年程度経過した場合は地震時にすべらなかった場所まで余効すべりが拡大することが示されている。(a)Stuart(1988)による計算例。(b)加藤・平澤(1997)の地震発生域が広い場合の計算例。(c)加藤・平澤(1997)の地震発生域が狭い場合の計算例。

ート間がこの4年間にほぼ完全にカップリングしている領域が存在することになる。1978年の宮城県沖地震の震源(北緯 38.2° , 東経 142.2°)はカップリングの強い場所に位置するが、図 4.15 に見られるように、破壊域は震源より西側に広がっており[たとえば, Seno et al., 1980], カップリングの強い領域のほぼ東半分は破壊していない。また、福島県沖では、4年とも宮城県沖よりカップリングが弱い状態であった。十勝沖のバックスリップの最大値は、 25cm/yr を越える場合があり、インヴァージョンの誤差を考慮しても、剛体プレート運動モデルの相対運動速度に比べて大きすぎる。このバックスリップ領域は、モデル断層の端に位置しており、北海道の観測点の残差も大きいことから何らかのモデリングエラーがあると考えざるを得ないが、比較的強いカップリングであることは間違いないであろう。1952年に発生した十勝沖地震は、規模や位置[たとえば, Kanamori, 1971; Aida, 1978]から、モデル断層からはみ出した外部の領域を含めて、このカップリングの強い領域全体を破壊したと考えることができる。北緯 40° から 41° のバックスリップ領域は、1996年(V96)頃から急速にカップリングが回復した場所である。バックスリップの大きい領域は、1994年三陸はるか沖地震の震源域を含み、その最大値は V98 の場合で 8.4cm/yr となっている。したがって地震発生から 3.25 年後には、少なくとも断層面の一部では完全にカップリングが回復したと考えることができる。なお、1994年の地震は、震源域の広さから判断して、このカップリング領域全体を破壊したとはいえない。一方、1968年の十勝沖地震の余震域は、この領域にはほぼ一致する[たとえば, Kanamori 1971]。

図 4.24 は、V98 のモデル 2 で推定されたバックスリップ分布と 1926 年以降に発生したマグニチュード 7.2 以上の大地震の震央分布を比較したものである。太平洋プレートの沈み込み帯で発生しているプレート間地震のほとんどは、カップリングの強い領域の中心というよりもその周辺域で発生している。これは、強くカップリングしているところの周辺域に応力が集中するため、破壊の開始点になりやすいからと解釈することができよう。北緯 40° 付近のカップリングの強い領域の周辺では、震央の多くが 4cm/yr の等値線の外側にも位置している。しかし、この領域では、1994年三陸はるか沖地震後のカップリングの回復がまだ不十分で、将来的にはこれら震央が 4cm/yr の等値線の内部に含まれることが予想される。

カップリングの下限と温度構造

カップリング領域の下限については、V97 の福島県の直下を除いて、宮城県沖と十勝沖におけるバックスリップの 2cm 等値線は、海岸線と同じかやや内陸側にあり、その深さは 80km 程度である。過去の研究において測地学的に求められたプレート間カップリングの下限の深さは、水準測量のデータから 120km [Kato, 1979], 55km [Miura et al., 1989], 三角・三辺測量の結果から $45\text{--}85\text{km}$ [Shen-tu and Holt, 1996], GPS の解析結果から 60km [Ito et al., 1999]となっている。地震学的には、プレート間カップリングの下限はプレート境界で

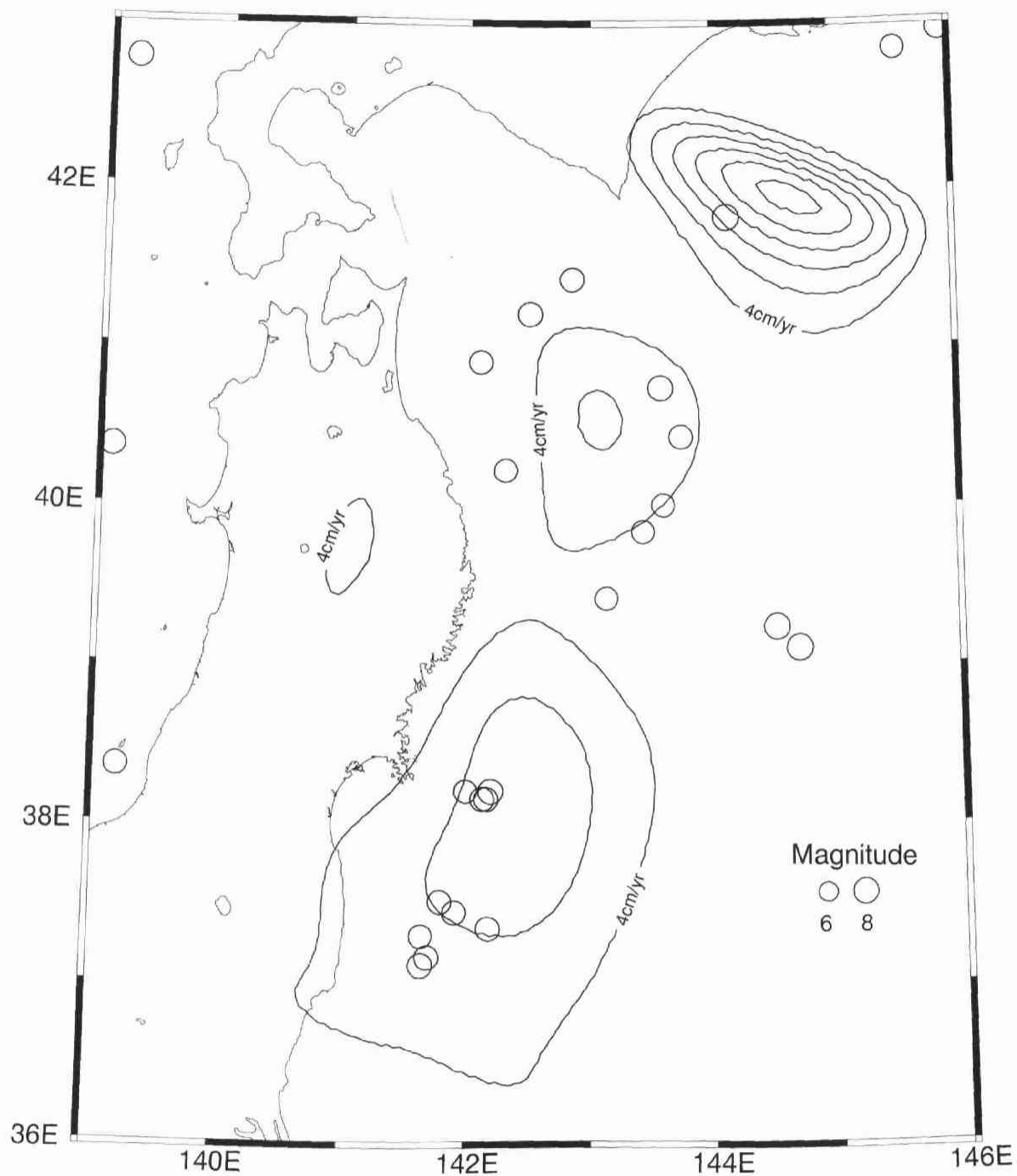


図4.24 プレート間カップリングと大地震の震央分布分布の比較. 等値線はモデル2のV98のバックスリップを4cm間隔で示したもの. ○は1926年から1998年までのマグニチュード7.2以上の地震の震央を表す. 震源は気象庁によって決められたものを使用している.

起こっていると考えられる低角逆断層型メカニズムの地震の下限に対応するが、その深さは 50-60km であると考えられており[たとえば、海野・長谷川, 1982, Hasegawa et al., 1994], Aseismic Front[吉井, 1975]と呼ばれる。また、Hyndman and Wang(1993)は、実験室における岩石のすべり実験から明らかになった摩擦すべりの温度特性を用いて、地震発生域とカップリング域が温度によって規定されることを示している。彼らによると、地震の固着すべりが開始するための温度条件は 100°C から 350°C であり、 350°C から 450°C までは媒質の変形が脆性的なものから塑性的になる遷移領域で、そこで動的な破壊が始まることはないが、脆性領域でおきた破壊が伝播する可能性はあることを示している。地震間(ひとつの固有地震発生から次の固有地震発生まで)の期間における断層は、 $100\text{-}350^{\circ}\text{C}$ の領域では完全にカップリングし、高温になるに連れてカップリングが小さくなり 450°C で完全に 0 になる。有限要素法を用いた東北日本の温度構造のシミュレーション結果[Wang and Suyehiro, 1999; Peacock and Wang, 1999]から、プレート境界面で 350°C と 450°C になる深さは 60-70km, 70-100km 程度であることが示されている。地震学的に見積もられるカップリングの下限と本研究による下限は 20-30km の違いがあるが、そもそも両者の下限は違うものであると考えないと矛盾はない。すなわち、地震学的に見積もられているカップリング領域の下限は、破壊が開始する条件である 350°C の深さであり、本研究から推定された下限は地震間におけるカップリングが完全に 0 になる 450°C の深さに相当すると考えることができる。したがって温度構造からも深さ 80km 程度までカップリングしているという本研究の結果は妥当であると考えられる。

1994 年三陸はるか沖地震と 1968 年十勝沖地震

1994 年三陸はるか沖地震の余震域は 1968 年十勝沖地震の余震域南部と重なっている[たとえば、松澤・他, 1995]。当初、1994 年の地震と 1968 年の地震のアスペリティは重複しておらず、1968 年の地震の割れ残りであると考えた説もあった[たとえば、Tanioka et al., 1996]。しかし、空間分解能の高い地震の波形インバージョン結果[たとえば、Nakayama and Takeo, 1997; 永井・菊地, 1999]では、1994 年の地震のアスペリティでは 2m 以上のすべりが発生し、1968 年の地震でもすべり量が大きかったことを示している。1968 年の地震が、1994 年の地震の際のアスペリティにおける歪エネルギーを完全に解放していとすると、26 年間で 2m 以上のすべり量を蓄積するためには、断層面での強度が地震後速やかに回復し、その後はほぼ完全にカップリングしていなければいけない。本研究によって明らかになった北緯 40° 付近のカップリングの強い領域は、1968 年および 1994 年の地震のアスペリティの位置とほぼ重なっている。この領域は、地震間にはほぼ完全に固着し、地震時にアスペリティとして働くようなすべり特性をもっていると解釈される。

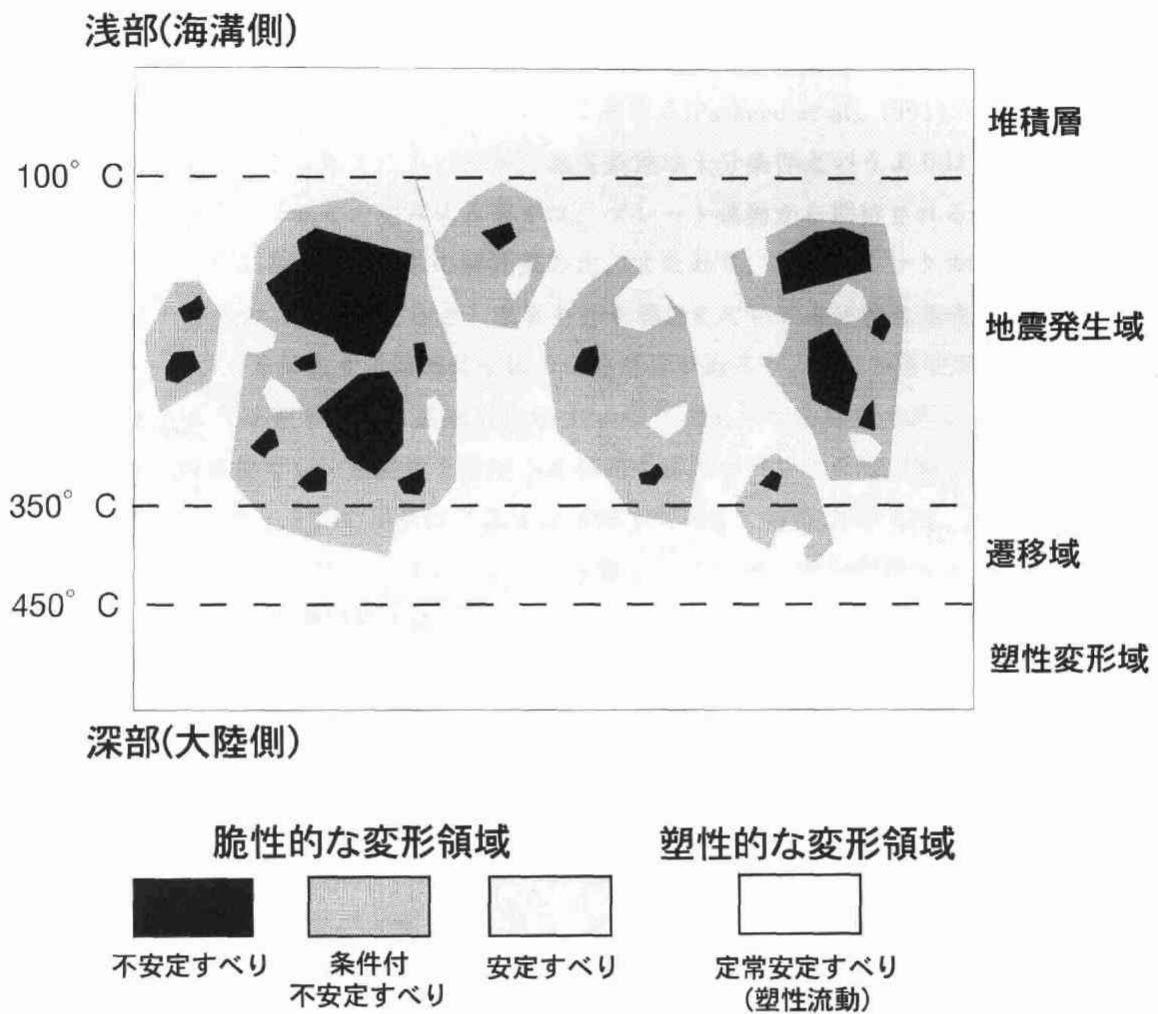


図4.25 沈み込み帯でのすべりの様式の模式図[Pacheco et al., 1993を元に加筆修正]. プレート境界面に垂直な方向から見たもの. 左に示す温度は, Hyndman and Wang(1993)による.

沈み込み帯でのすべり様式

図 4.25 は, Pacheco et al.(1993)による一般的な沈み込み帯での断層上でのすべり様式の模式図に修正を加えたものである。東北日本弧の沈み込み帯でのすべりの様式も類似であると考え、本研究の結果を説明できる。Hyndmann and Wang(1993)は地震発生域が温度によって規定されることを示している。しかし、同じ日本海溝沿いでも十勝沖と茨城県沖ではサイスミックカップリング係数は大きく異なる[Pacheco et al., 1993]が、温度条件が大きく変化しているとは考えにくいから、温度条件は十分条件というよりは必要条件だと考えるべきであろう。多くの沈み込み帯では、プレート運動から期待される全モーメント量に対する地震によるモーメントの解放量の比、すなわち、サイスミックカップリング係数が 0.5 より小さいことを考えると、温度条件を満たしていても実際に高速不安定すべり(地震)でモーメントを解放する領域は全体の一定部分であろう。図中の黒で示した領域は、地震時にはアスぺリティになり高速不安定すべりを発生させる場所である。実際、1994 年三陸はるか沖地震でも、地震波を励起する高速不安定すべりの分布は断層面上で不均一であり、アスぺリティ自体の面積は余震域全体の一定部分である[たとえば、Nakayama and Takeo, 1997]。その一方で、余効すべりは、数値シミュレーションの結果が示すように、その周辺の安定すべり(薄い灰色)の領域に徐々に拡大していくと考えられる。

このように、地震の直後における余効すべりの領域がアスぺリティの周辺に限られていると、陸上の測地データによるすべりの空間分解能では、地震時のすべりと直後の余効すべりの分布の違いを識別することは不可能である。余効すべりがアスぺリティから遠く離れた領域まで広く拡大し、逆にアスぺリティでの強度が回復してくる時期になって、はじめて地震時すべりと余効すべり領域の違いが明確に検出されるようになる。本研究の対象である 1994 年三陸はるか沖地震の場合には、実際の観測点配置の条件下で地震後 1.25 年を経過してこのような区別が可能になった。他の多くの海溝型地震と同様に、深部延長上での顕著な余効すべり[Thatcher and Rundle, 1984; Barrientos et al., 1992; Sagiya, 1995; Cohen, 1998]が検出された事実は、温度条件から考えると、余効すべりがアスぺリティの深部延長上の安定すべりの領域に侵出したことを示す。さらに、安定すべりの領域における余効すべり(フォワードスリップ)の存在は、地震間にある程度のカップリング状態(バックスリップ)が検出されることを期待させる。この考察は、本研究で明らかになった 1994 年三陸はるか沖地震の余効すべりが深さ 80km 程度まで拡大したことと、宮城県沖でのカップリング領域の下限が深さ 80km 程度に達しているという事実と整合的である。

4. 6 今後の課題と展望

現在、日本の GPS 観測点は 1000 点を超えている。本研究の対象領域でも、既にインヴァージョンで用いた観測点の約 1.5 倍の観測点が整備されている。本研究では、インヴァ

ージョンの条件をなるべく同一にするため、1997 年度以降に新設された観測点は用いなかった。観測点数が増えればそれだけインヴァージョンの分解能が向上するので、今後はカップリングの空間分布の不均質性をより細かく捕らえることが可能になるであろう。しかし、Sagiya and Thatcher(1999)が指摘するように、陸上の観測点密度が高くなっても海底下のプレート境界のカップリング分布を詳細に知ることは難しい。今後は海底での地殻変動観測が重要な課題である。仮に上下変動だけでも明らかになれば、その下のすべり分布の分解能は大きく向上するので、東京大学地震研究所により釜石沖に敷設されている津波計のデータ等も有効な情報になりうるだろう。

また、モデルについては、今回の解析では無視した平面でないプレート境界での一様な定常すべりの影響や、カップリングしていることによる粘性流動の影響をとり入れることが考えられる。とくにプレート境界が3次元的に複雑な形状をしている場合、これらの影響は大きくなることが知られている[鷲谷・他, 1998]。この2つの影響による地殻変動は相殺する傾向にあるが、粘性緩和による変動は、弾性的なスラブが沈み込むような地下構造を入れることによっても、大きく変わることがあるので[Suito and Hirahara, 1999; Yoshioka and Suzuki, 1999]難しい課題となるであろう。

一般に、陸域の活断層の影響は局所的であると考えられるので、本研究ではモデルに取り入れなかった。しかし 100km を越える長さがある活動度の高い断層の場合は、プレート境界のすべりの推定にも影響を与えている可能性がある。本研究においても、例えば、北海道の観測点では残差が大きく、十勝沖のバックスリップの大きさも現実的ではない結果が得られている。この原因として第一に、北海道では千島弧と東北日本弧の接合点になっておりプレート境界の形状も複雑になっていることがあげられる。第二に、奥村・他(1994)により指摘された日本海東縁部だけでなく、北海道の石狩低地帯東縁断層系、においても、千島弧とユーラシア大陸の収束が現在まで引き続いて起こっている可能性があげられる。複雑な形状のプレート境界面の影響や陸域のブロック境界をモデルに入れることによって、北海道のベクトルの残差を減らすことができるかもしれない。

本研究によって明らかになった地震すべり・非地震性すべりの分布は、太平洋プレートの沈み込み帯におけるプレート境界面の摩擦特性の空間分布を推定する大きな手がかりになる。摩擦特性が明らかになれば、4.3 節で述べた数値シミュレーションによって、現実の地震サイクルをシミュレーションすることが可能になる。数値シミュレーションでは、断層面を3次元化した研究[Stuart and Sagiya, 1999; 黒木・他, 1999]や媒質の不均質性を考慮した研究[平原, 1999]がすでに行われており、本研究の結果を組み入れることによって、数値シミュレーションによる地震発生予測がより現実になくることが期待される。

第5章 結論

本研究は、まず、国土地理院および東北大学、弘前大学によって東北地方および北海道南西部で行われている GPS 連続観測のデータを解析することにより、1994 年-1999 年の GPS 観測点の変位速度を推定するとともに、1994 年三陸はるか沖地震に伴う地殻変動を検出した。その結果、次のようなことが明らかになった。

- (1) 1995 年 4 月から 1999 年 3 月までの 1 年毎の水平変位速度から、1994 年三陸はるか沖地震の震源域近傍を除けば、太平洋側の観測点は西側へ変位している。
- (2) 同期間の上下変位速度から、東北地方太平洋側の観測点が日本海側の観測点に対して相対的に沈降する傾向が認められる。
- (3) 1994 年三陸はるか沖地震発生直前 5 か月間(1994 年 7 月から 12 月)から推定された HSK(青森県階上町)の水平変位速度は小さく、地震発生前には震源域の西側付近では固着が弱かった可能性が示唆される。

次に、下部地殻やマントルを Maxwell 粘弾性体と仮定し、地震に伴う応力変化の粘性緩和の効果をフォワードモデルで検討し、以下のようなことを明らかにした。

- (1) 下部地殻やマントルでの粘性緩和による余効変動は、1994 年三陸はるか沖地震後の 1 年間に観測された変動量に比べると十分小さく、観測された余効変動に対する粘性緩和の寄与は小さい。
- (2) 1994 年から 1999 年にかけて北海道の渡島半島で観測されている西向きの変動は、1993 年北海道南西沖地震に伴う粘性緩和によって説明できる。
- (3) 下部地殻やマントルの粘弾性媒質自体の時定数が数年程度であっても、弾性的な上部地殻とこれらの媒質が結合していることにより、粘性緩和による地表での変動の時定数は数十年のスケールになる。したがって、プレート間相互作用を地表の地殻変動から推定する場合には、過去数十年に発生した地震に伴う粘性緩和による余効変動を無視することはできない。

上記の結果に基づき、GPS データによって推定された変位速度から、最近 50 年間に発生したマグニチュード 7.4 以上の地震に伴う粘性緩和に起因する変位を差し引くことによって、粘性緩和の影響の補正を試みた。この補正した変位速度をデータとして、バックスリップ・インバージョンを行い、福島県沖から十勝沖にかけての太平洋プレートの沈み込み帯におけるプレート間相互作用を推定した。その際、日本海東縁のプレート境界を衝突境界とみなし、太平洋側の沈み込み帯におけるすべり速度分布と同時に衝突速度分布を推定した結果、以下のようなことが明らかになった。

- (1) 1994 年三陸はるか沖地震の余効すべりは、本震破壊域から始まって周囲に拡大した。地震後 1.25 年を経過してからは、本震時にはすべらなかつた深部延長上の深さ 50-80km の領域での余効すべりが顕著になり、1999 年現在まで続いている。
- (2) 推定されたカップリング分布から、十勝沖、宮城県沖、三陸沖にカップリングの強い領域が存在することがわかった。なかでも十勝沖と宮城県沖には、1995 年 4 月から 1999 年 3 月までの 4 年間を通して、プレート間がほぼ完全に固着している領域があることが明らかになった。1994 年三陸はるか沖地震の震源域は、三陸沖のこのカップリングの強い領域と一致し、地震後 1.25 年までは余効すべりが続いていたが、その後震源域の中央部から徐々にカップリングが回復した。1998 年 4 月から 1999 年 3 月までの期間には、少なくとも震源域の一部ではほぼ完全にプレート間が固着している状態になっている。
- (3) 宮城県沖の沈み込みプレート境界については、海岸線から 100km 程度沖合ではほぼ完全に固着しており、陸に近づくにつれてカップリング強度が小さくなるものの、海岸線より西側の深さ 80km 程度まで弱いカップリングが存在する。この位置は、地震学的に考えられているカップリング領域の西端であるアサイスミック・フロントよりもさらに西側になる。福島県および十勝地方でもカップリングの下限は、深さ 80km 程度である。
- (4) 上記の(1)と(3)の結果は、プレート境界面における脆性領域から塑性領域への遷移領域である。深さ約 60-80km でのすべり特性の特徴を示唆している。すなわち、三陸はるか沖地震(1994 年 12 月)の震源域の深部延長上ではフォワードスリップ(余効すべり)が、大地震の繰り返し間隔が 40 年程度と考えられ、1978 年宮城県沖地震以来約 20 年を経過した宮城県沖の深部延長上ではバックスリップ(カップリング)が検出された。これは、ひとつの地震サイクルにおけるすべり挙動の時間変化を考える上で、また、地震発生の長期予測の観点から、重要な知見である。
- (5) 日本海東縁部におけるプレートの衝突境界は、太平洋側のプレート間相互作用の推定にも影響を及ぼすことがわかった。この衝突境界の効果を取り込むことにより、太平洋側プレート境界面におけるカップリング領域の下限がより西側に推定され、かつ GPS 観測による上下変動のパターンをよりよく説明することができる。
- (6) 粘性緩和の補正をしない場合は、日本海東縁部のプレート衝突境界で推定される衝突速度が、1964 年新潟地震、1983 年日本海中部地震、1993 年北海道南西沖地震の震源域で、周囲に比べて小さくなり、これらの地震の余効変動の存在を示唆した。これらの地震に伴う粘性緩和による変動を補正した場合には、日本海中部地震の震源域については、周囲と同程度の衝突速度が推定された。さらに、男鹿半島沖から山形県沖にかけては、推定された衝突速度の大きさから境界が陸に近いことが示唆された。

高精度かつ高時間分解能の GPS 観測により、1 年程度の期間であってもプレート間相互作用の推定が可能になり、プレート間の固着の空間的、時間的(1994 年から 1999 年までの 1 年毎の)変化が明らかになった。本研究が明らかにした 1994 年三陸はるか沖地震の震源域での余効すべりと断層の固着過程は、地震が同一断層面で繰り返し発生するための強度回復過程を直接的に地殻変動から推定した数少ない研究例である。また、本研究で示したようなプレート間相互作用の時空間変動の推定は、その領域での地震発生ポテンシャルの評価に必要不可欠であり、大地震の中長期的予測に大きな役割を果たすことが期待される。

参考文献

- 阿部 馨・河和 宏・藤咲惇一・米溪武次・菅富美男・田村 孝・菊田有希枝・堀田暁子・都築三千夫, 凍上現象による電子基準点の変位, 日本測地学会第 92 回講演会要旨, 51, 1999a.
- 阿部 馨・菊田有希枝・堀田暁子・堀 弘・菅富美男・田村 孝・藤咲惇一・大滝 修・日下正明・畑中雄樹・石原 操, 電子基準点の日照変位, 日本測地学会第 92 回講演会要旨, 52, 1999b.
- Aida, I., Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, 26, 57-73, 1978.
- Akaike, H., Likelihood and the Bayes procedure, in *Bayesian Statistics*, pp.143-166, University Press, Valencia, 1980.
- Backus, G. E., and J. F. Gilbert, Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 13, 247-276, 1967.
- Backus, G., and F. Gilbert, The resolving power of gross earth data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 16, 169-205, 1968.
- Barrientos, S. E., G. Plafker, and E. Lorca, Postseismic coastal uplift in southern Chile, *Geophys. Res. Let.*, 19, 701-704, 1992.
- Byrne, D., D. Davies, and L. Sykes, Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones, *Tectonics*, 7, 833-857, 1988.
- Cohen, S. C., On the rapid postseismic uplift along Turnagain Arm, Alaska following the 1964 Prince William Sound earthquake, *Geophys. Res. Let.*, 25, 1213-1215, 1998.
- Demets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.
- Demets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, Current plate motions, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Let.*, 21, 2191-2194, 1994.
- Deng, J., M. Gurnis, H. Kanomori, and E. Hauksson, Viscoelastic flow in the lower crust after the 1992 Landers, California, earthquake, *Science*, 282, 1689-1692, 1998.
- Dieterich, J. H., Modeling of rock friction I. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168, 1979.
- Dieterich, J. H., Constitutive properties of faults with simulated gouge, in *Geophysical Monograph 29 - Mechanical behavior of crustal rocks*, 103-120, American Geophysical Union, Washington, 1981.
- Dziewonski, A. M., G. Ekstrom, and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for October-December 1994, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 91, 187-201, 1995.

- Dziewonski, A. M., G. Ekstrom, and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for January-March 1995, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 93, 147-157, 1996.
- El-Fiky, G. S., T. Kato, and Y. Fujii, Distribution of vertical crustal movement rates in the Tohoku district, Japan, predicted by least-squares collocation, *J. Geod.*, 71, 432-442, 1997.
- Hasegawa, A., S. Horiuchi, and N. Umino, Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis, *J. Geophys. Res.*, 99, 22295-22311, 1994.
- 長谷川 昭・海野徳仁・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷 悟・田中和夫・澤田義博, 北海道および東北地方における微小地震の震源分布, *地震* 2, 36, 129-150, 1983.
- Heki, K., S. Miyazaki, and H. Tsuji, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, 386, 595-598, 1997.
- Heki, K., and Y. Tamura, Short term afterslip in the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 3285-3288, 1997.
- Herring, T. A., GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program ver.3.2 internal memorandum, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1997.
- Hino, R. T. Kanazawa, and A. Hasegawa, Interplate seismic activity near the northern Japan Trench deduced from ocean bottom and land-based seismic observations, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 93, 37-52, 1996.
- 平原和朗, 摩擦構成則を考慮したプレート間巨大地震発生サイクルの2次元有限要素法シミュレーション-予備的解析-, 地殻活動予測のための数値シミュレーション(2)講演集, 72-75, 1999.
- Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger, and J. Collins, Global Positioning System theory and practice, forth revised edition, 389 pp., Springer-Verlag, New York, 1997.
- Hyndman, R. D., and K. Wang, Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: the Cascadia subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 98, 2039-2060, 1993.
- Ito, T., S. Yoshioka, and S. Miyazaki, Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data, submitted to *Earth Planet. Science Lett.*, 1999.
- Jackson, D. D., The use of a priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57, 137-157, 1979.
- Jackson, D. D., and M. Matsu'ura, A Bayesian approach to nonlinear inversion, *J. Geophys. Res.*, 90, 581-591, 1985.
- Kanamori, H., Focal mechanism of the Tokachi-oki earthquake of May 16, 1968: contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, *Tectonophysics*, 12, 1-13, 1971.
- Kato, N., and T. Hirasawa, A numerical study on seismic coupling along subduction zones using a laboratory-derived friction law, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 102, 51-68, 1997.

- 加藤尚之・平澤朋郎, プレート境界面で発生する余効すべりの数値シミュレーション, 地震 2, 50, 241-250, 1997.
- Kato, T., Crustal movements in the Tohoku district, Japan, during the period 1900-1975, and their tectonic implications, *Tectonophysics*, 60, 141-167, 1979.
- Kawasaki, I., Y. Asai, Y. Tamura, T. Sagiya, N. Mikami, Y. Okada, M. Sakata, and M. Kasahara, The 1992 Sanriku-oki, Japan, ultra-slow earthquake, *J. Phys. Earth*, 43, 105-116, 1995.
- King, R. W., and Y. Bock, Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 9.72, Mass. inst. of technol. and Univ. Calif. San Diego, 1995.
- 小林洋二, プレート”沈み込み”の始まり, 月刊地球, 5, 510-518, 1983.
- 国土地理院, 北海道地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 61, 13-16, 1999.
- 小牧和雄, 雲仙岳周辺における測地測量, 国土地理院時報, 75, 3-11, 1992.
- Kosuga, M., Near-field moment tensor inversion and stress field in northeastern Japan, Ph. D. thesis, 233pp., Tohoku Univ., Sendai, 1996.
- 小菅正裕・池田仁美・鎌塚吉忠・佐藤 裕, 余震分布・地殻変動・津波データによる 1983 年日本海中部地震の静的断層モデル, 測地学会誌, 32, 290-302, 1986.
- 黒木英洲・伊藤秀美・吉田明夫, プレートの幾何学的な形状を取り入れた 3 次元加藤・平澤モデルのシミュレーション, 日本地震学会講演予稿集, A39, 1999.
- Larson, K. M., J. T. Freymuller, and S. Philipsen, Global plate velocities from the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 102, 9961-9981, 1997.
- Lawson, C. L., and R. J. Hanson, Solving Least Squares Problems, 340pp., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1974.
- Leick, A., GPS Satellite Surveying, 560 pp., John Wiley & Sons, New York, 1995.
- Marone, C. J., C. H. Scholtz, and R. Bilham, On the Mechanics of Earthquake Afterslip, *J. Geophys. Res.*, 96, 8441-8452, 1991.
- 松橋ゆかり・油川 健・佐藤 裕, 1964 年新潟地震に伴う地殻水平変動と断層モデル, 地震 2, 40, 619-622, 1987.
- Matsu'ura, M., T. Tanimoto, and T. Iwasaki, Quasi-static displacements due to faulting in a layered half-space with an intervenient viscoelastic layer, *J. Phys. Earth*, 29, 23-54, 1981.
- Matsu'ura, M., and T. Sato, A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries, *Geophys. J.*, 96, 23-32, 1989.

- 松澤 暢・海野徳仁・長谷川 昭・小菅正裕・田中和夫・笠原 稔, 微小地震観測網による 1994 年三陸はるか沖地震の余震活動, 1994 年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究, 11-22, 1995.
- 三上仁太, 三陸はるか沖地震に伴う余効的地殻変動, 弘前大学卒業論文, 31pp., 1999.
- Miura, S., H. Ishii, and A. Takagi, Migration of vertical deformations and coupling of island arc plate and subducting plate, In *Geophysical Monograph 49 -Slow deformation and transmission of stress in the earth-*, 125-138, American Geophysical Union, Washington, 1989.
- Miura, S., K. Tachibana, K. Hashimoto, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, T. Sato, and S. Hori, GPS observation for regional crustal deformation around the northeastern Japan Arc, *J. Geod Soc. Jpn.*, 39, 167-178, 1992.
- Miura, S., K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, and T. Hirasawa, Continuous monitoring of crustal deformation using GPS observation network in Tohoku district: Outline of the newly established observation system and preliminary results, In *Proceedings of the Japanese Symposium on GPS(1994)*, 119-126, 1995.
- Miyazaki, S., Interseismic Crustal Deformation in and around the Japanese Islands as Deduced from GPS Observations, Ph.D. thesis, 129 pp., Tohoku Univ., Sendai, 1999.
- 宮崎真一・畑中雄樹, 国土地理院 GPS 連続観測システムの概要, 気象研究ノート, 192, 105-131, 1998.
- Miyazaki, S., Y. Hatanaka, T. Sagiya, T. Tada, The Nationwide GPS Array as an Earth Observation System, *Bull. Geographical Survey Inst.*, 44, 11-22, 1998.
- Miyazaki, S., T. Saito, M. Sasaki, H. Y. Hatanaka, and Y. Iimura, Expansion of GSI's Nationwide GPS Array, *Bull. Geographical Survey Inst.*, 43, 23-34, 1997.
- Miyazaki, S., H. Tsuji, Y. Hatanaka, Y. Abe, A. Yoshimura, K. Kamada, K. Kobayashi, H. Morishita, and Y. Iimura, Establishment of the Nationwide GPS Array (GRAPES) and its Initial Results on the Crustal Deformation of Japan, *Bull. Geographical Survey Inst.*, 42, 27-41, 1996.
- 村上 亮・畑中雄樹, GPS 連続観測データが示唆するプレート運動の可変性, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sk-064, 1999.
- 村上 亮・斉藤 正・多田 堯, GPS 連続観測による上下地殻変動検出の試み, 日本地震学会講演予稿集, B63, 1999.
- 永井理子・菊地正幸, 1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の震源の比較(2), 日本地震学会講演予稿集, P071, 1999.
- 中川 徹・小柳義夫, 最小二乗法による実験データ解析, 206pp., 東京大学出版会, 1982.
- 中村一明, 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報, 58, 711-722, 1983.

- Nakayama, W., and M. Takeo, Slip history of the 1994 Sanriku-Haruka-Oki, Japan, earthquake deduced from strong-motion data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87, 918-931, 1997.
- Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa, and S. Miyazaki, Source model of the co- and post-seismic deformation associated with the 1994 far off Sanriku earthquake (M7.5) inferred from strain and GPS measurements, *Tohoku Geophys. J.*, 35, 15-32, 1998a.
- Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibana, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa, and S. Miyazaki, Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northern Japan inferred from GPS observation, submitted to *Tectonophysics*, 1998b.
- Nishizawa, A., T. Kanazawa, T. Iwasaki, and H. Shimamura, Spatial distribution of earthquakes associated with the Pacific plate subduction off northeastern Japan revealed by ocean bottom and land observation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 75, 165-175, 1992.
- 越智久己・畑中雄樹, GPS 異機種間解析における系統誤差の補正方法について, 国土地理院時報, 85, 23-38, 1996.
- 大竹政和, 日本海東縁部の地震発生ポテンシャル, 月刊地球, 20, 449-453, 1998.
- Okada, Y., Internal Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1018-1040, 1992.
- 奥村晃史・佃 英吉・下川浩一, 北海道とその周辺の最近 50 万年間の地殻変動, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, C12-18, 1994.
- Pacheco, J. F., L. Sykes, and C. H. Scholz, Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *J. Geophys. Res.*, 98, 14133-14159, 1993.
- Peacock, S. M., and K. Wang, Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan, *Science*, 286, 937-939, 1999.
- Pollitz, F. F., R. Bürgmann, and P. Segall, Joint estimation of afterslip rate and postseismic relaxation following the 1989 Loma Prieta earthquake, *J. Geophys. Res.*, 103, 26975-26992, 1998.
- Rice, J. R., Constitutive relations for fault slip and earthquake instabilities, *Pure Appl. Geophysics*, 121, 443-475, 1983.
- Rothacher, M., and L. Mervart, Bernese GPS Software Version 4.0, 418 pp., 1996.
- Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88, 10359-10370, 1983.
- Rydelek, P. A., and I. S. Sacks, Asthenospheric viscosity and stress diffusion: a mechanism to explain correlated earthquakes and surface deformation in NE Japan, *Geophys. J. Int.*, 100, 39-58, 1990.

- Sagiya, T., Crustal deformation cycle and interplate coupling in Shikoku, southwest Japan, Ph. D. thesis, 164pp., Univ. of Tokyo, Tokyo, 1995.
- 鷺谷 威, 南関東・東海地方における GPS 連続観測(1994 年~1996 年), 国土地理院時報, 88, 10-18, 1997.
- Sagiya, T., Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Let.*, 26, 2315-2318, 1999.
- 鷺谷 威・佐藤利典・松浦充宏・西村卓也・多田 堯, 日本列島の地殻変動モデリング(1)-プレートの定常沈み込みによる変動-, 日本地震学会講演予稿集, C36, 1998.
- Sagiya, T., and W. Thatcher, Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 104, 1111-1129, 1999.
- Sagiya, T., A. Yoshimura, E. Iwata, K. Abe, I. Kimura, K. Uemura, and T. Tada, Establishment of Permanent GPS Observation Network and Crustal Deformation Monitoring in the Southern Kanto and Tokai Areas, *Bull. Geographical Survey Inst.*, 41, 105-118, 1995.
- Savage, J. C., A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 88, 4984-4996, 1983.
- Savage, J. C., and W. H. Prescott, Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle, *J. Geophys. Res.*, 83, 3369-3376, 1978.
- 佐藤良輔(編著), 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390pp., 1989.
- Sato, T., K. Imanishi, and M. Kosuga, Three-stage rupture process of the 28 December 1994 Sanriku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Let.*, 23, 33-36, 1996.
- Sato, T., and M. Matsu'ura, A kinematic model for deformation of the lithosphere at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 93, 6410-6418, 1988.
- Scholz, C. H., The Mechanics of Earthquakes and Faulting, 439pp., Cambridge University Press, New York, 1990.
- Seno, T., T. Sakurai, and S. Stein, Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate, *J. Geophys. Res.*, 101, 11305-11315, 1996.
- Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo, and T. Eguchi, Rupture process of the Miyagi-Oki, Japan, Earthquake of June 12, 1978, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 39-61, 1980.
- 瀬野徹三・魏 東平, 極東地域のプレート運動: 残された課題, 月刊地球, 20, 497-504, 1998.
- Shen-tu, B., and W. E. Holt, Interseismic horizontal deformation in northern Honshu and its relationship with the subduction of the Pacific plate in the Japan trench, *Geophys. Res. Let.*, 23, 3103-3106, 1996.
- 島崎邦彦・趙 燕来, プレート衝突による歪蓄積過程, 日本地震学会講演予稿集, No.2, P67, 1996.

- Sipkin, S. A., and M. D. Zirbes, Moment-tensor solutions estimated using optimal filter theory global seismicity, 1994, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 93, 139-146, 1996.
- Sleep, N. H., and M. L. Blanpied, Creep, compaction and the weak rheology of major faults, *Nature*, 359, 687-692, 1999.
- Smith, S. D., and M. Wyss, Displacement on the San Andreas fault subsequent to the 1966 Parkfield earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58, 1955-1973, 1968.
- Stuart, W. D., Forecast model for great earthquakes at the Nankai Trough subduction zone, *Pure Appl. Geophysics*, 126, 619-641, 1988.
- Stuart, W. D., and T. Sagiya, Initial results from a three-dimensional fault model for earthquake cycle at the Nankai Subduction zone, *Proceedings of Workshop on recurrence of great interplate earthquakes and its mechanism*, 173-180, 1999.
- Stuart, W. D., and T. E. Tullis, Fault model for preseismic deformation at Parkfield, California, *J. Geophys. Res.*, 100, 24079-24099, 1995.
- Suito, H., and K. Hirahara, Simulation of postseismic deformations caused by the 1896 Riku-u earthquake, northeast Japan: Re-evaluation of the viscosity in the upper mantle, *Geophys. Res. Let.*, 26, 2561-2564, 1999.
- Tabei, T., Crustal movements in the inner zone of southwest Japan associated with stress relaxation after major earthquakes, *J. Phys. Earth*, 37, 101-131, 1989.
- 多田 堯, 東北日本弧における地殻水平歪とその地学的意義, 地震 2, 39, 257-265, 1986.
- 高橋浩晃・笠原 稔・小菅正裕・田中和夫, GPS 観測による松前群発地震にともなう地殻変動, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, C12-07, 1996.
- Tanioka, Y., L. Ruff, and K. Satake, The Sanriku-oki, Japan, earthquake of December 28, 1994 (M_w 7.7): Rupture of a different asperity from a previous earthquake, *Geophys. Res. Let.*, 23, 1465-1468, 1996.
- Tanioka, Y., and K. Satake, Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Let.*, 23, 1549-1552, 1996.
- Tanioka, Y., K. Satake, and L. Ruff, Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data, *Geophys. Res. Let.*, 22, 9-12, 1995.
- Teunissen, P.J.G., and A. Kleusberg, GPS for Geodesy, Second edition, 650 pp., Springer-Verlag, Berlin, 1998.
- Thatcher, W., T. Matsuda, T. Kato, and J. B. Rundle, Lithospheric loading by the 1896 Riku-u earthquake, northern Japan: implications for plate flexure and asthenospheric rheology, *J. Geophys. Res.*, 85, 6429-6435, 1980.

- Thatcher, W., and J. B. Rundle, A viscoelastic coupling model for the cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 7631-7640, 1984.
- Tse, T. S., and J. R. Rice, Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, 91, 9452-9472, 1986.
- 辻 宏道, GPS の原理, 気象研究ノート, 192, 1-14, 1998.
- 海野徳仁・長谷川 昭, 東北日本弧における二重深発地震面と発震機構, 地震 2, 35, 237-257, 1982.
- Umino, N., A. Hasegawa, and T. Matsuzawa, sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary, *Geophys. J. Int.*, 120, 356-366, 1995.
- 海野徳仁・長谷川 昭・松沢 暢, 近地 sP 波から求めた 1994 年三陸はるか沖地震の余震の深さ分布と太平洋プレートの形状, 1994 年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究, 23-37, 1995.
- Wang, K., and K. Suyehiro, How does plate coupling affect crustal stresses in Northeast and Southwest Japan?, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2307-2310, 1999.
- Williams, P. L., and H. W. Magistrale, Slip along the Superstition Hills fault associated with the 24 November 1987 Superstition Hills, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79, 390-410, 1989.
- Yabuki and Matsu'ura, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, 109, 363-375, 1992.
- 吉村好光, 伊豆東方沖の群発地震及び海底噴火にかかわる地殻変動について, 国土地理院時報, 71, 17-22, 1990.
- Yoshioka, S., T. Yabuki, T. Sagiya, T. Tada, and M. Matsu'ura, Interplate coupling and relative plate motion in the Tokai district, central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC, *Geophys. J. Int.*, 113, 607-621, 1993.
- Yoshioka, S., T. Yabuki, T. Sagiya, T. Tada, and M. Matsu'ura, Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, deduced from geodetic data inversion and its tectonic implications, *Tectonophysics*, 229, 181-200, 1994.
- Yoshioka, S., and H. Suzuki, Effects of three-dimensional inhomogeneous viscoelastic structures on postseismic surface deformations associated with the great 1946 Nankaido earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, 154, 307-328, 1999.
- 趙 燕来・島崎邦彦, 中部日本におけるプレートの衝突, 地殻活動予測のための数値シミュレーション(2)講演集, 38-43, 1999.

Appendix ディスロケーションソースによる半無限弾性体の地表での変位

Yabuki and Matsu'ura(1992)によると, 半無限の均質弾性体内 ($x_3 \leq 0$) の断層面 S にモーメントテンソル密度 $m_{pq}(\xi)$ がある場合の地表での変形 $u_i(\mathbf{x})$ は以下のように表される.

$$u_i(\mathbf{x}) = \sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 \int_S G_{ip,q}(\mathbf{x}, \xi) m_{pq}(\xi) dS(\xi) \quad ; \quad (i = 1, 2, 3), \quad (3-1)$$

ここで $G_{ip,q}$ はグリーンテンソルの ξ_q 微分を表す. $m_{pq}(\xi)$ の対称性により, $G_{ip,q}$ と $G_{iq,p}$ は常に対の形で表される. グリーンテンソルの空間微分の各成分は以下のように書き下すことができる.

$$\begin{aligned} G_{11,1} &= \frac{X}{4\pi\mu R^3} \left\{ \frac{F_1 X^2}{R^2} + \frac{3\gamma}{(z+1)^2} - 1 \right\}, \\ G_{12,2} &= \frac{X}{4\pi\mu R^3} \left\{ \frac{F_1 Y^2}{R^2} + \frac{\gamma}{(z+1)^2} - 1 \right\}, \\ G_{13,3} &= \frac{X}{4\pi\mu R^3} \{ 3z^2 + \gamma - 1 \}, \\ G_{11,2} + G_{12,1} &= \frac{Y}{2\pi\mu R^3} \left\{ \frac{F_1 X^2}{R^2} + \frac{\gamma}{(z+1)^2} \right\}, \\ G_{11,3} + G_{13,1} &= \frac{3X^2 z}{2\pi\mu R^4}, \\ G_{12,3} + G_{13,2} &= \frac{3XYz}{2\pi\mu R^4}, \\ G_{21,1} &= \frac{Y}{4\pi\mu R^3} \left\{ \frac{F_1 X^2}{R^2} + \frac{\gamma}{(z+1)^2} - 1 \right\}, \\ G_{22,2} &= \frac{Y}{4\pi\mu R^3} \left\{ \frac{F_1 Y^2}{R^2} + \frac{3\gamma}{(z+1)^2} - 1 \right\}, \\ G_{23,3} &= \frac{Y}{4\pi\mu R^3} \{ 3z^2 + \gamma - 1 \}, \\ G_{21,2} + G_{22,1} &= \frac{X}{2\pi\mu R^3} \left\{ \frac{F_1 Y^2}{R^2} + \frac{\gamma}{(z+1)^2} \right\}, \\ G_{21,3} + G_{23,1} &= \frac{3XYz}{2\pi\mu R^4}, \end{aligned}$$

$$G_{22,3} + G_{23,2} = \frac{3Y^2z}{2\pi\mu R^4},$$

$$G_{31,1} = \frac{1}{4\pi\mu R^2} \left\{ \frac{F_2 X^2}{R^2} + \frac{\gamma}{z+1} - z \right\},$$

$$G_{32,2} = \frac{1}{4\pi\mu R^2} \left\{ \frac{F_2 Y^2}{R^2} + \frac{\gamma}{z+1} - z \right\},$$

$$G_{33,3} = \frac{z}{4\pi\mu R^2} \{3z^2 + \gamma - 1\},$$

$$G_{31,2} + G_{32,1} = \frac{XYF_2}{2\pi\mu R^4},$$

$$G_{31,3} + G_{33,1} = \frac{3Xz^2}{2\pi\mu R^4},$$

$$G_{32,3} + G_{33,2} = \frac{3Yz^2}{2\pi\mu R^4},$$

ここで λ と μ は Lamé の定数である.

ただし,

$$\begin{aligned} X &= x_1 - \xi_1, & Y &= x_2 - \xi_2, & Z &= -\xi_3, & R &= \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \\ z &= \frac{Z}{R}, & F_1 &= 3 - \frac{\gamma(z+3)}{(z+1)^3}, & F_2 &= 3z - \frac{\gamma(z+2)}{(z+1)^2}, \end{aligned}$$

$$\gamma = \frac{\mu}{\lambda + \mu}.$$

である.